
ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ
ТРАППОВЫХ
ФОРМАЦИЙ

СБОРНИК СТАТЕЙ

И*Л

*Издательство
иностранной
литературы*

*

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ТРАППОВЫХ ФОРМАЦИЙ

552.3

СБОРНИК СТАТЕЙ

Перевод
под редакцией и с предисловием
А. П. ЛЕБЕДЕВА

1950

Издательство
ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва



СО ДЕРЖАНИЕ

	<i>Стр.</i>
Предисловие	5
<i>Ф УОКЕР и А. ПОЛЬДЕРВАРТ</i>	
Долериты Карру Южно-Африканского Союза. <i>Перевод с английского</i> <i>С. В. Морю</i>	8
<i>F. Walker</i> и <i>A. Poldervaart</i> , «Karoo dolerites of the Union of South Africa», <i>Bulletin of the Geological Society of America</i> , Vol. 60, No 4, April, 1949.	
<i>А. Б. ЭДВАРДС</i>	
Дифференциация в долеритах Тасмании. <i>Перевод с английского</i> <i>Ю. А. Сиротинина</i>	183
<i>A. B. Edwards</i> , «Differentiation of the dolerites of Tasmania», the <i>Journal of Geology</i> , Vol. L, № 5 и № 6, 1942.	
<i>Н. А. ВЕМБАН</i>	
Пути дифференциации в траппах Декана. <i>Перевод с английского</i> <i>Ю. А. Сиротинина</i>	244
<i>N. A. Vemban</i> , «Differentiation Trends in the Deccan Traps», <i>Proceedings of the Indian of Sciences</i> , Vol. XXV, Section A, № 2, February, 1947	
<i>Л. КЕНТ и ДЖ. ФРЕНКЕЛЬ</i>	
Интрузии стекла в долерите. <i>Перевод с английского</i> <i>Ю. А. Сиротинина</i>	296
<i>L. E. Kent</i> и <i>J. J. Frankel</i> , «On Intrusion of Glass in Dolerite», <i>Transactions and Proceedings of the Geological Society of South Africa</i> . Vol. LI, January to December, 1948, Johannesburg, 1949.	

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение геологии и петрографии горных пород, принадлежащих к трапповым формациям, представляет значительный интерес как с чисто научной стороны, так и в практическом отношении. Прежде всего изучение геологии траппов, образующих пластовые интрузии, дайки, покровы и представленных разнообразными породами типа диабазов (долеритов), габбро, пикритов, порфиритов и т. д., дает интереснейший материал для познания механизма образования интрузивных тел подобного рода, чрезвычайно широко распространенных в земной коре, а также для изучения вулканических образований «близкоповерхностных» и переходных к чисто эффузивным. Не менее важной представляется возможность разрешения ряда проблем петрографии и петрологии, касающихся процессов кристаллизации и дифференциации базальтовой магмы. При решении подобных проблем особенно важное значение имеет возможно более точное знание минералогии и химизма траппов. С другой стороны, изучение трапповых формаций приобретает в настоящее время важное значение в связи с выявлением на площадях их развития целого ряда полезных ископаемых — железных, медных, никелевых и других руд, исландского шпата, графита и пр., в той или иной мере связанных генетически с этими породами. Поэтому знакомство с тем наиболее ценным, что имеется в современной мировой литературе по этим формациям, представляет значительный интерес и для советского читателя.

Предлагаемые вниманию читателей статьи настоящего сборника посвящены вопросам геологии и петрологии пород трапповых формаций южной Африки, Тасмании и Индии. Наиболее полно изученной к настоящему времени является (помимо территории СССР) трапповая формация южной Африки (так называемые долериты Карру); менее хорошо известны по литературным описаниям траппы Декана (Индийский полуостров), Южной Америки, Антарктики и других районов. Трапповые формации, с замечательным постоянством повторяющиеся на различных участках земного шара, представляют собой характерный элемент геологического строения некоторых из тех участков земной коры, которые обладают платформенным типом тектоники. В СССР траппы развиты в обширной области так называемого Тунгус-

ского бассейна (междуречье Енисея и Лены), относящегося к Сибирской платформе. Траппы этой области были в свое время превосходно описаны академиком Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом и В. С. Соболевым.

Наиболее полно и всесторонне (за исключением вопросов, связанных с полезными ископаемыми) охарактеризованы породы траптовых формаций в первой статье настоящего сборника, посвященной описанию палеозойских траппов Карру (южная Африка). В отличие от большинства других работ подобного рода, авторы этой статьи уделяют много внимания вопросам геологии и тектоники траппов. В работе интересны подробные описания разнообразных в морфологическом отношении форм интрузивных тел — силлов, даек, изогнутых даек, интрузий типа «колокольного языка», волнистых, многоэтажных и т. п. Тщательное и подробное описание этих форм расширяет круг сведений об этих образованиях. В своих выводах о механизме образования траптовых интрузий авторы допускают возможность происхождения этих тел в духе представления крупнейшего советского петрографа Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, т. е. как результат опускания отдельных блоков земной коры и выжимания вверх базальтовой магмы. В общих же своих тектонических построениях авторы находятся под влиянием идей Вегенера о грандиозных горизонтальных перемещениях материков. Эти идеи, как известно, подверглись резкой критике советских ученых.

Большой интерес представляет детальное рассмотрение проблемы дифференциации траппов. К возможному разрешению этой проблемы авторы подходят на основе предварительной подробной характеристики минералогии траптовых образований (с использованием химических анализов и оптических констант каждого из главных породообразующих минералов) и химического состава отдельных типов пород, взятых из различных частей интрузивных тел. Такой подход к разрешению проблемы дифференциации характеризует и другие статьи настоящего сборника. С успехом здесь применяется одним из авторов (Эдвардс) метод изучения явлений дифференциации траптовых силлов путем построения так называемых окисловых профилей по данным химических анализов пород из образцов, взятых последовательно в определенных местах вертикального разреза интрузии. Применяемые авторами статей сборника в других случаях методы расчетов и диаграммирования химических анализов горных пород не могут быть одобрены нашими читателями, поскольку советская петрография располагает своим, более совершенным методом. Основные выводы авторов статей сводятся к тому, что в траппах имела место гравитационная дифференциация, осложненная сиكتическими (ассимиляционными) явлениями. По существу, таким образом, авторы развивают идеи, значительно ранее выска-

занные советскими исследователями (академиком Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и В. С. Соболевым). Значительный интерес для нашего читателя представляют также идеи авторов (в статьях о долеритах Карру и Тасмании) о существовании принципиально различного хода процесса дифференциации в полого залегающих телах типа силлов и в крутопадающих телах-дайках. Кроме того, авторы статьи о долеритах Карру приводят также большой материал по разнообразным синтетическим явлениям, имеющим место между диабазовой (долеритовой) магмой и вмещающими осадочными породами, а также по явлениям реоморфизма, т. е. метаморфизма, вызывающего течение пород без их расплавления.

Статьи по трапзовым формациям Тасмании и Декана менее полны и касаются по преимуществу вопросов дифференциации трапфов. Тем не менее и они представляют не меньший интерес, поскольку содержат ценный сравнительный материал.

Наибольшее внимание в статьях настоящего сборника в целом уделено вопросам петрографии и геологии трапзовых образований и почти совсем неосвещенными остаются другие важнейшие проблемы — металлогении и минерогении трапзовой магмы. В этом направлении советские исследователи значительно опередили зарубежных ученых, поскольку в ряде трудов советских ученых освещению этих вопросов уделялось значительное внимание. Именно в этом направлении, на основе накапливающихся фактов по геологии, минералогии, петрографии и геохимии трапфов, как нам представляется, и должно идти дальнейшее изучение трапзовых формаций.

А. П. Лебедев.

ДОЛЕРИТЫ КАРРУ ЮЖНО-АФРИКАНСКОГО СОЮЗА

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ

Долериты Карру представляют собой интрузивную фазу нижнеюрских базальтов, которыми сложено лавовое плато Базутоленда. В настоящей работе описываются долериты Карру, залегающие в пределах Южно-Африканского Союза.

Как базальты, так и долериты принадлежат к типу толейитовой магмы и характеризуются небольшим содержанием Fe_2O_3 и щелочей. Большая часть долеритов обнаруживает лишь незначительную дифференциацию, но встречаются и типы, богатые оливином, а также кислые жилы и шпирсы. Процесс дифференциации протекал здесь в направлении умеренного обогащения железом. Магма оказывала сильное влияние на сопутствующие осадочные породы, вызывая широко распространенные реоморфические и синтектические явления. Многие породы, ранее определявшиеся как «диорит» или «гранофир», оказались переплавленными алевролитами.

Долериты встречаются преимущественно в виде силлов, даек и наклонных пластов, но вблизи центра активности, к юго-западу от Базутоленда, встречаются интрузии в форме «колокольного языка» (bell-jar).

Рассматривается механизм процесса интрузии. Авторы полагают, что долериты Карру были интрузированы в условиях растяжения, вызванного прогибом геосинклинали Самфрау, и представляют собой только одну из фаз ярко выраженной вулканической деятельности, распространявшейся на значительную часть Гондваны в период юры-триаса.

ПРЕДМЕТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Введение

К концу триасового периода южное полушарие находилось в состоянии напряжения, вызвавшего вулканические излияния в огромных размерах. Мощные потоки базальта образовали обширные лавовые поля в Южной Америке и в южной Африке; проявления вулканической деятельности в меньших размерах имели место в Австралии и Тасмании, Новой Зеландии и в Антарктике, так же как и в многочисленных областях северного

полушария. Согласно толкованию Дю Тойта (1938, стр. 94), эта деятельность явилась (в южном полушарии) результатом ослабления связей, скреплявших Гондвану. Составленная этим ученым реконструкция Гондваны приводится на рис. 41, на котором изображено также и распределение здесь вулканической сети в триас-лейасовое время.

Здесь существовала даже более длительная дейтерическая гипабиссальная фаза, на протяжении которой долеритовые пласты и дайки пронизывали осадочные слои, расположенные ниже лавовых полей. Боковое распространение долеритов значительно шире, чем базальтовых потоков, из которых многие исчезли под действием процессов денудации. Из этих долеритовых областей наибольший интерес представляет долеритовая область Карру в Южно-Африканском Союзе. Эта область в большей своей части представляет территорию с редким населением, что объясняется малым количеством выпадающих здесь атмосферных осадков; но эти же условия, препятствующие земледелию, привели к тому, что мы находим тут прекрасные естественные обнажения выветрелых пород. В последние годы, благодаря работам по проведению железных дорог, а также по созданию государственной сети грунтовых дорог мы получили возможность изучить также ряд искусственных обнажений. Только в Транскейе и в Натале климат достаточно влажен для того, чтобы здесь могло образоваться нечто вроде покрова из выветрившегося материала, но даже и здесь наиболее устойчивые пласты образуют крутые обрывы; обнажения видны вдоль береговой линии. Долериты Карру Южно-Африканского Союза образуют, таким образом, гипабиссальную провинцию, заслуживающую подробного изучения, особенно ввиду того, что имеющиеся здесь более мощные интрузии обнаруживают интересные явления дифференциации, а также хорошо выраженную и весьма характерную тенденцию в направлении преобразования (*mobilization*) и метасоматизма сопутствующих осадочных пород. Далее, отношение долеритов к лежащему над ними лавовому плато ясно выражено в крутых обрывах Базутоленда в области Штормберга.

Настоящая работа посвящена главным образом изучению долеритов, инфицированных в слои системы Карру в пределах Южно-Африканского Союза: Само собой разумеется, что эти интрузии нельзя рассматривать в отрыве от сопровождающих их вулканических явлений в районах Штормберга и Лебомбо, от даек и силлов, пронизывающих более древние слои, или от пластов Карру, залегающих на территориях, находящихся за пределами Южно-Африканского Союза. Однако главная интрузия связана со структурной единицей бассейна Карру, а потому авторы настоящей работы сосредоточили свое внимание на изучении именно данного бассейна.

Предыдущие работы

Ранние петрографические исследования Когена (1887), посвященные изучению долеритов Карру, можно сказать, опередили свое время, но тем не менее позднейшие работы Роджерса и Дю Тойта оставили их далеко позади.

Какие бы успехи ни сделало в дальнейшем изучение долеритов Карру, все же работы Роджерса и Дю Тойта, явившихся пионерами в этой области, навсегда останутся выдающимися. Работы эти проводились в условиях транспортных затруднений и в районах, точные карты которых имелись только в редких случаях; несмотря на это, названные ученые охватили своими исследованиями обширную территорию и собрали большое количество достоверных данных по условиям залегания и петрографии долеритов. Значительная часть этих ранних работ, так же как и работы Шварца, отражены в годовых отчетах Капской геологической комиссии за 1897—1911 гг., а затем в публикациях Союзного геологического комитета. Эти исследования охватывают большую часть Капской провинции, включая территории Транскейя; их результаты подытожены Роджерсом (1905а, гл. VII), а также Роджерсом и Дю Тойтом (1909б, гл. IX). Более новая, очень важная сводка принадлежит Дю Тойту (1920). Она заключает в себе подробное исследование механизма интрузии магмы и определение ее роли в вулканической деятельности в триас-лейасовое время, равно как и описание некоторых сильно дифференцированных интрузий в Транскейе.

Чрезвычайно интересная статья Дэли и Барта (1930) содержит подробное петрографическое описание с данными химических анализов четырех довольно сходных образцов, собранных в различных удаленных друг от друга местностях Капской провинции и Оранжевого Свободного Государства. Хотя авторы и считали эти образцы типичными, однако фактически они создают несколько неверное представление об однородности свиты, несоответствие чего действительности может быть подтверждено более ранними, но менее доступными литературными данными. Тем не менее данные четырех анализов и сделанные на их основании выводы представляют ценный вклад в литературу по интересующему нас вопросу.

Из новой литературы здесь особенно заслуживают быть отмеченными следующие работы: Маунтина (1935, 1936, 1943, 1944, 1945) о реоморфическом* и синтектическом действии долеритов на

* Реоморфизмом, по предложению скандинавских геологов, называют явления течения горных пород под воздействием больших давлений при температурах ниже температур их плавления. При выполнении трещин веществом, находящимся в реоморфическом состоянии, образуются реомор-

осадочные породы, происшедшие из песчаников Столовых гор и Карру; подробный отчет Шольца (1936) о больших дифференцированных массивах в восточном Грикваленде и Пондоленде, содержащий минераграфическое описание сопутствующих медно-никелевых руд, и, наконец, исследования Френкеля (1942, 1943) о многократных интрузиях в округе Аливал-Норт. Подробный петрографический отчет об одном силле в Натале (Де Свард и Маррей, 1944) содержит интересное обсуждение вопроса о кристаллизации пироксена в долерите, в то время как Блинью и Фуртер (1940) в отчете об угольном бассейне Врихейд-Паульпитерсбург сообщает о своих интересных наблюдениях, относящихся к установлению типов долеритов на основании различий в условиях залегания.

Ряд работ был опубликован авторами настоящей статьи после 1940 г. Они посвящены вопросам разработки практической рабочей классификации долеритов Карру (Уокер и Польдерварт, 1941б; Уокер, 1942); исследованию силлов в округе Кальвиния (Уокер и Польдерварт, 1940, 1941а); изучению метасоматизма (Уокер и Польдерварт, 1942а) и петрологическим исследованиям двух интересных аномальных массивов в Транскейе (Польдерварт, 1944, 1946).

Порядок проведения работ

Систематические полевые исследования, начатые в 1940 г., состояли в следующем:

1940. Детальное исследование долеритов в округе Кальвиния и в западном Карру и рекогносцировочный маршрут через Карру до побережья Натала.
1941. Продолжение в восточном направлении систематических исследований (особенно вдоль Большого Уступа) вплоть до северного Транскейя и детальное исследование интрузий в округе Кокстад.
1946. Проведение маршрутов, пересекающих Карру в направлении от Бофорт-Уэст через Оранжевое Свободное Государство до Южного Трансвааля.

При проведении указанных работ было покрыто на автомобиле расстояние около 24 900 км, и тем не менее значительные территории все же оказались не охваченными обследованием. Этот пробел был восполнен материалом, предоставленным нам Геологическим комитетом, а также взятым из коллекций натальского

фические жилы. Отдел механики, изучающий явления деформации и течения тел, называется реологией. (Прим. ред.)

музея, а остальные данные были получены благодаря содействию студентов старших курсов и студентов-практикантов нашего департамента. Особенно полезными оказались коллекции, собранные Г. Т. Ламонтом. Много дополнительного материала было получено через посредство представителей железнодорожного ведомства, а также дорожного управления. Территории, охваченные материалами из всех указанных источников, показаны на рис. 1.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Геологическая структура бассейна Карру

Главное внедрение долеритов Карру в Южно-Африканском Союзе произошло в пласты возраста Карру, образующие огромный, очень пологий структурный бассейн. В этом бассейне представлены все отделы системы Карру; они образуют в плане ряд концентрических колец, причем штормбергские лавы, завершающие систему, занимают в нем центральное положение. Размеры бассейна в направлении с востока на запад — 1290 км, а с севера на юг — 640 км; общая площадь — около 570 000 км², из которых приблизительно 25 900 км² покрыты штормбергскими лавами. Эта территория включает в себе вулканические породы горного хребта Лебомбо, расположенного в пределах Южно-Африканского Союза и Свазиленда.

В капском бассейне Карру, где слои достигают наибольшей мощности благодаря близости на юге континентального массива, наблюдается такая их последовательность (см. таблицу на стр. 14). Существование континентального массива подтверждается северным падением косой слоистости в бофортских песчаниках к югу от 32° ю. ш. Надо, однако, заметить, что хотя максимум мощности пластов и отмечается в общем на юге, но для каждого из подразделений системы он наблюдается в различных пунктах; общая же мощность системы в любой отдельной точке вряд ли превышает 6100 м.

В продолжение всего времени Карру отложение пресноводных и терригенных осадков совершалось в этом обширном внутреннем бассейне спокойно; лишь изредка имели место перерывы локального характера. За ледниковым климатом времени Двайка последовали условия, варьировавшие между озерными, болотными и пустынными. К концу времени Карру преобладали условия общей аридности и дракенсбергские лавы изливались на тонкозернистые золотые отложения кейвских песчаников. Пологая синклиналиная структура бассейна Карру обязана своим происхождением региональному поднятию, но на юге и западе края бассейна были смяты под влиянием сильных орогенических движений, действовавших в этих направлениях. Капское склад-

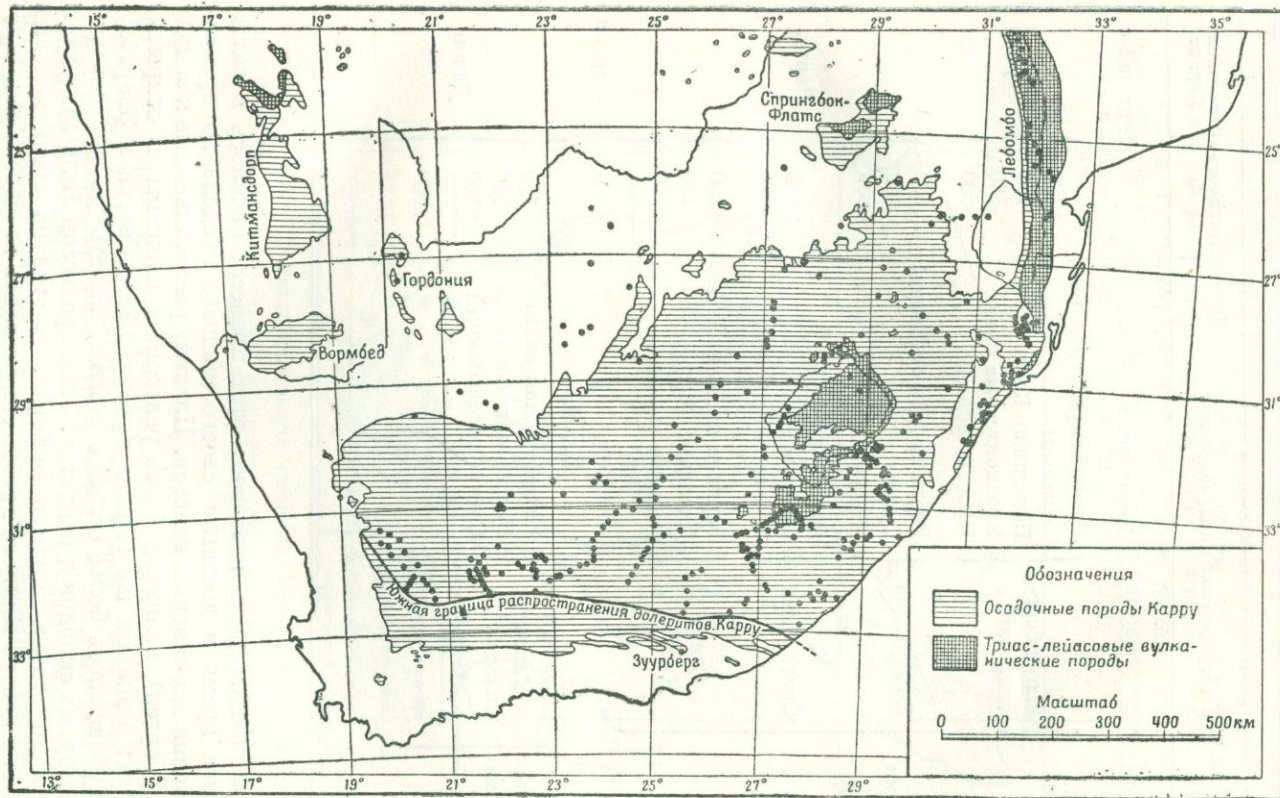
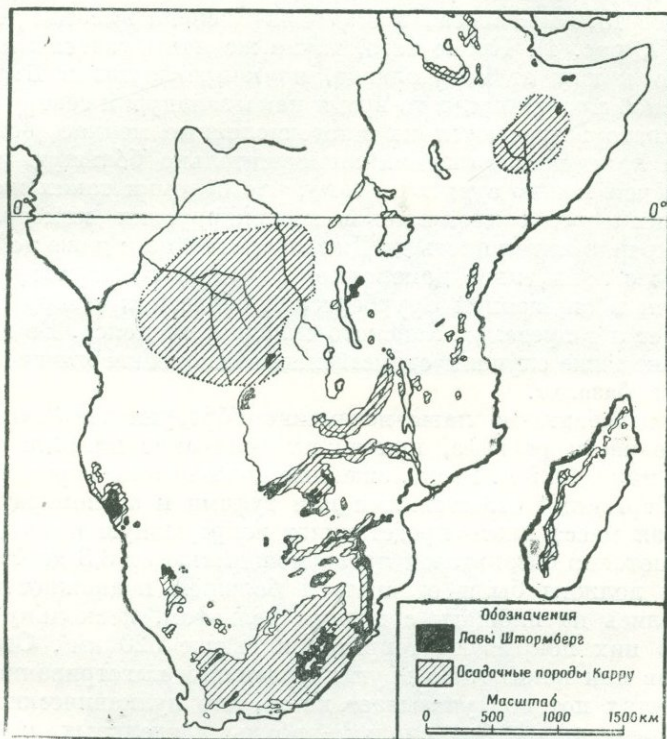


Рис. 1. Распространение системы Карру в Южно-Африканском Союзе.
(На рисунке показано распространение долеритов и лав Карру, исследованных авторами.)

Стратиграфические подразделения		Мощность (в м)	Эквивалент в Европе	
Несогласие			Рэт-лейас	
Система Карру	Штормберг- ская свита	Дракенбергские ба- зальты	1 400	Триас
		Песчаники Кейв	250	
		Красноцветные слои	500	
		Пласты Молтено	600	
Бофортская свита	Верхняя (Бургерсдорп)	600		
	Средняя	300		
	Нижняя	1 850		
Свита Экка	Верхняя	1 850	Пермь	
	Средняя			
	Нижняя			
Свита Двайка	Верхние сланцы	200		
	Тиллиты	750		
	Нижние сланцы	250		
		8 550	Карбон	
Капская система	Развита в Капских складчатых горах	Виттебергская свита	750	Девон
		Боккевельдская свита	750	
		Свита Столовых гор	1 500	
		3000		
Несогласие				

кообразование, как называют этот процесс, началось в витебергское время и достигло своего высшего предела ко времени отложения молтенских пластов. Пласты, расположенные к западу (Цедарберген), являются более ранними и сложены в открытые складки; в южных же горных хребтах (Лангеберген и Звартберген) наблюдалось более сильное смятие, вплоть до образования опрокинутых складок и надвигов. Этим процессом были захвачены пласты до отдела нижнего Бофорта. Благодаря среднемеловым сбросам в центре Южного хребта сохранились на небольших площадях участки слоев Карру, что свидетельствует о распространении их в прошлом к югу от бассейна отложения.

На востоке бассейн Карру ограничивается морем между $33^{\circ} 20'$ и $31^{\circ} 30'$ ю. ш. К северу от этой широты он опускается в виде падающей в восточном направлении моноклиальной флексуры лейасового возраста, дающей на севере начало горному хребту Лебомбо. В Натале и Зулуленде седло моноклинали было снесено, причем обнажились докаррусские слои.



Р и с. 2. Распространение системы Карру в Африке.
(На рисунке показано распространение осадочных пород и лав
возраста Карру по Диксейю, 1936.)

Наличие к северу от главного бассейна многочисленных останцов слоев Карру указывает на первоначальное значительно большее их распространение. Помимо присутствия их в главном бассейне Карру, слои времени Карру, во многих случаях сопутствующие основным лавам и интрузивным породам, наблюдаются в многочисленных, далеко друг от друга расположенных пунктах африканского континента (рис. 2).

Распределение штормбергских лав и сводка их геологических особенностей *

Дракенбергские лавы. — Дракенбергские лавы занимают ограниченное пространство в центре бассейна Карру, где они покрывают площадь около 25 900 км². Они слагают большой массив Базутоленда, причем достигают здесь наибольшей мощности — не менее 1370 м, залегая в Шампань-Касл на высотах до 3420 м (табл. I, рис. 1). Кроме того, такие же лавы развиты непосредственно к югу от Базутоленда, по направлению в Баркли-Ист в Капской провинции, в то время как к западу и к северу от главного плато встречаются их многочисленные мелкие останцы.

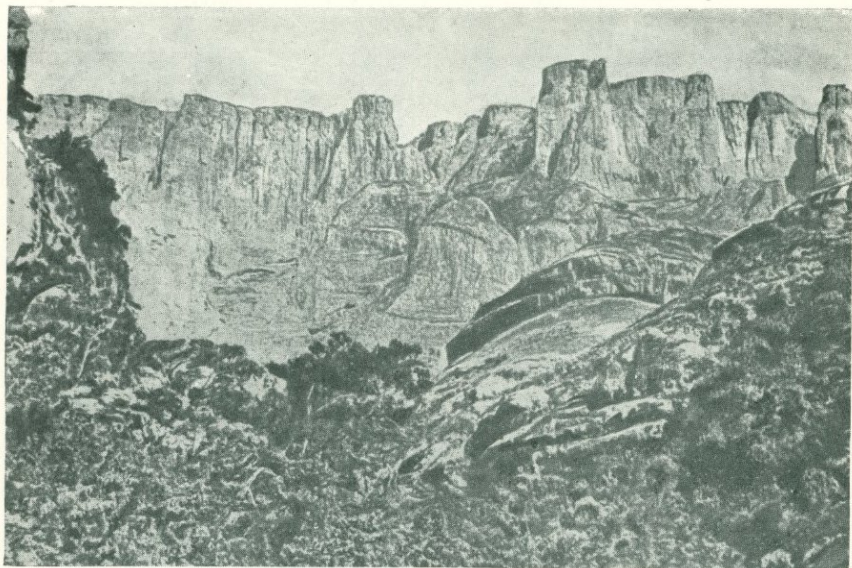
Эти лавы некогда занимали значительно бóльшую территорию, о чем можно судить по тому, что обломки таких же вулканических пород сохранились в послекарруских кимберлитовых трубках на западе вплоть до Джагерсфонтейна и даже до Приска. Такие же лавы, явно домеловые, покрывают штормбергские отложения в опущенной Зуурбергской области к северу от Порт-Элизабет и в пределах Капского складчатого пояса. Во всех упомянутых выше случаях единственным типом извергавшейся лавы являлся базальт.

Дракенбергские лавы неизменно образуют наиболее возвышенные части рельефа, причем их основание никогда не опускается ниже 1525 м. Расположенные ниже потоки переслаиваются штормбергскими отложениями или туфами и аггломератами, но основная масса плато представляет непрерывную последовательность потоков базальтовой лавы, мощностью от 0,3 до 46 м. Эти потоки должны были отличаться большой подвижностью; они изливались на площади с низким рельефом, поскольку некоторые из них покрывают территории свыше 520 км². Отсутствие болюсов или каких-либо других признаков выветривания на поверхностях потоков указывает на то, что вулканические излияния совершались без сколько-нибудь длительных перерывов. Характерной чертой дракенбергских лав является присутствие вертикальных трубчатых миндалин в нижних частях потоков. Эти миндалины выполнены кальцитом, халцедоном или цеолитами, что указывает на медленное поднятие газов, выделившихся из верхних частей остывающего потока и проходивших через слой жидкой лавы, покрывавшей последний. Верхние слои лавовых потоков сильно пузырчатые, но в более мощных потоках центральные их части являются плотными и компактными.

Хотя вулканические каналы центрального типа являются обычными для дракенбергских лав, однако они большей частью

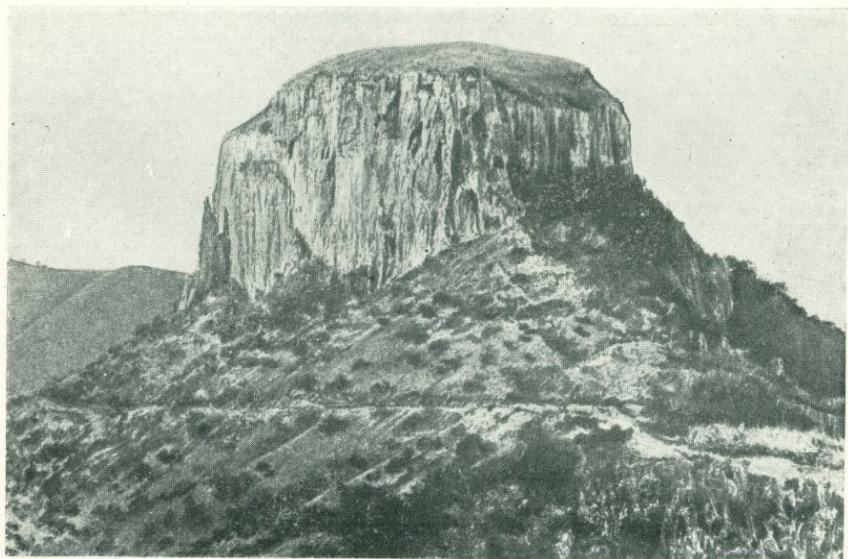
* Термин «Штормберг» в применении к лавам и осадочным отложениям указывает только на их место в шкале геологического времени.

Таблица I. ОБРЫВЫ ЛАВОВЫХ ПОТОКОВ И СИЛЛОВ



Р и с. 1. Лавы Дракенсберга, Мейн-Гордж, национальный парк Дракенсберг (Наталь).

На первом плане — песчаник Кейв.



Р и с. 2. Экзекьюшен-Рок, Порт-Сент-Джонс (Пондоленд).



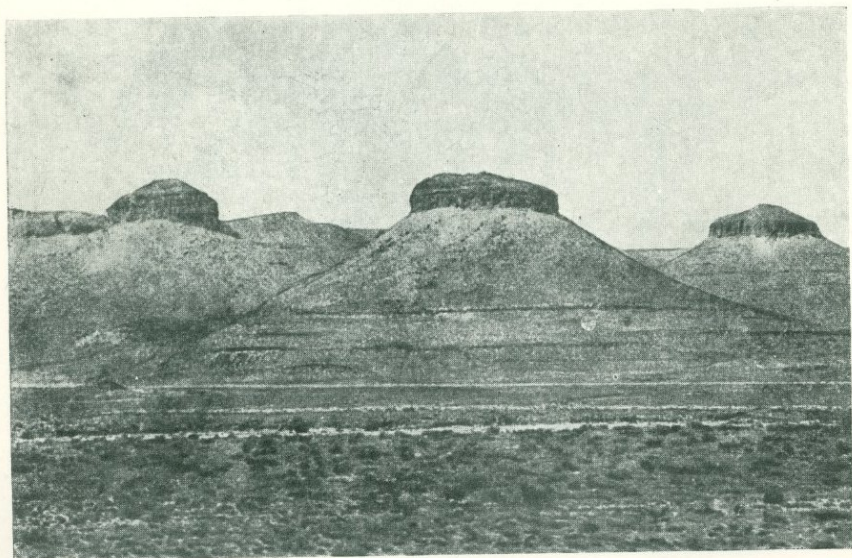
Р и с . 4. Большой Уступ у Пердеклофа (Кальвиния).

Верхняя часть образована долеритовым силлом Пердеклоф; внизу залегают сланцы Энка и алевролиты.



Р и с 2. Долеритовая дайка в ущелье Молтено (Бофорт Уэст).

Наклонная дайка вызвала спекание примыкающих к ней осадочных пород свиты Бофорт.



Р и с . 3. «Три сестры (Виктория-Уэст).

Откосы образованы алевролитами Бофорта, наверху слой долерита.

заполнены пеплом и приурочены к нижним частям свиты. Полагают, что большое плато сформировалось в результате трещинных излияний, так как дайки мелкозернистого долерита прослеживаются снизу вверх через более чем 900-метровую толщу базальта и, несомненно, сыграли здесь роль питающих каналов.

Зуурбергские лавы.— Вулканический пояс Зуурберга обнаруживает те же характерные черты и сопровождается туфами и верхнештормбергскими отложениями. Это представляет интерес, так как указывает на то, что кашское складкообразование закончилось в период лейаса, поскольку вулканическая деятельность этого типа скорее может быть связана с явлениями растяжения, чем с орогеническим сжатием.

Лавы Лебомбо.— Лавы пояса Лебомбо, выходящие на дневную поверхность по линии, идущей с севера на юг между 23 и 29° ю. ш., заметно отличаются от лав Базутоленда, хотя оба эти излияния и происходили практически в одно и то же время. Они расположены вдоль моноклиальной флексуры, которая зародилась в период вулканической деятельности и, помимо базальтов нормального штормбергского типа, включает также сильно дифференцированные типы. Извержение кислых лав носило взрывной характер и сопровождалось образованием слоев вулканического пепла.

1290 Вулканическая активность началась с излияния базальтов и лимбургитов в области, расположенной непосредственно к западу от существующей в настоящее время горной цепи. По мнению Дю Тойта (1929б), процесс этот сопровождался растрескиванием и легким оседанием, причем лавы изливались из образовавшихся трещин. Дю Тойт полагает, что магматический клин врезался в земную кору вдоль ослабленной зоны меридионального направления на месте главного хребта и что риолиты, образующие сейчас гребень последнего, представляют собой продукт аккумуляции кислого материала в области вершины этого клина. В то же самое время под влиянием вспучивания сохранялся наклон всего пояса в восточном направлении, падение которого в настоящее время составляет до 5—20° на восток, причем еще большие углы падения наблюдаются близ оси флексуры. За излияниями риолитов последовало образование второй свиты базальтов, которой и заканчивается ряд излияний. Вулканическая деятельность включает также внедрение больших гранофировых тел в самое ядро горной цепи.

Лавы Лебомбо, благодаря их экструзивному характеру, достигли огромной мощности, выражающейся цифрой не менее 8230 м. Однако они относительно мало выделяются в рельефе

по сравнению с величественным нагромождением лав Базутоленда, хотя мощность последних достигает всего 1370 м. Это обуславливается отчасти восточным падением лав Лебомбо, отчасти различием климатических условий. Влажные участки Крюгерского национального парка, равно как и прилегающая португальская территория, покрыты кустарником и выветрившимся материалом, вследствие чего здесь относительно редко встречаются обнажения не только нижних основных лав, но и подстилающих их штормбергских отложений, в которых песчаники Кейв и красноцветные слои к северу сменяются песчаниками и мергелями Фореста. Гребень (high ground) горной цепи состоит из кислых вулканических пород, для которых характерна полосчатость и, повидимому, значительная степень изменения. С другой стороны, основные лавы часто являются очень свежими, несмотря на наличие у них внешних признаков выветривания. В некоторых потоках имеются трубчатые миндалины, похожие на те, которые встречаются в массиве Базутоленда. Лимбургиты отличаются от нормальных базальтов большей плотностью и черным цветом в изломе, а также большим удельным весом.

Доказательством того, что свита относится к лейау, служит наличие осадочной прослойки, содержащей в себе фауну *Otozmites* (Ренни, 1937).

Вулканические образования Карру других территорий, показанных на рис. 2, изучены меньше, и на них в настоящей статье мы останавливаться не будем. Из числа этих образований наиболее значительным является Спрингбок-Флатс.

Общее распределение долеритов Карру

За пределами Капского складчатого пояса слои бассейна Карру пронизаны долеритовыми дайками и силлами, интродуцированными одновременно с излияниями дракенбергских лав или непосредственно вслед за ними. Отсутствие долеритов Карру в пределах Капского складчатого пояса было отмечено Роджерсом (1905а, стр. 25); южная граница их распространения показана на рис. 1. Севернее этой линии долериты имеются в изобилии во всех отделах описываемой системы, хотя они и обнаруживают тенденцию к боковому распространению в некоторых определенных горизонтах. Долериты находятся в изобилии даже в останцах, к северу от главного бассейна, а интрузивная свита распространяется далеко за пределы Южно-Африканского Союза, достигая территорий Карру в Вормбеде, Китмансхупе и Гордонии (рис. 1). Дю Тойт писал (1920, стр. 3):

«Грубо говоря, система Карру между двадцать шестой и тридцать третьей параллелями пронизана долеритами, однако, что еще более любопытно ... территории, занимающие промежуточное место и сложенные более древними

отложениями, с которых слои Карру были снесены (или такие, в которых более древние отложения образуют «окна»), редко содержат интрузии, а если таковые имеются, то только небольших размеров.

И далее (1920, стр. 2):

«Вся современная территория южной Африки, в пределах которой имело место внедрение этих пород, составляет не менее 570 000 км² и до такой степени пронизана ими, что здесь не существует пункта, с которого не было бы видно долеритов... Если же принять во внимание действие эрозии, а также учесть площади, лежащие вне данной территории, то ее протяженность увеличится более чем в полтора раза».

Мы рассматриваем здесь только такие долериты, которые внедрились в пласты бассейна Карру или в породы, непосредственно их подстилающие.

Хотя собственно долериты Карру, повидимому, в Капском складчатом поясе и отсутствуют, однако долеритовые дайки неустановленного возраста имеются в изобилии в докапских слоях и гранитах западной прибрежной области. Незначительное количество их пронизывает самые нижние пласты песчаников Столовых гор. Они редко имеют в длину более 90 м и обладают более мелкозернистой структурой, чем типичный долерит Карру, от которого они отличаются также своим минералогическим и химическим составом. Исчерпывающее описание этой серии даек дали Нелл и Бринк (1944).

Общие замечания о геологическом положении долеритов Карру

Слои Карру, которые индцированы долеритами, состоят, в основном, из массивных полевошпатовых песчаников и алевролитов, переслаивающихся с тонкослоистыми или ленточными аргиллитами и глинистыми сланцами. Как и в других областях, в которых интрузивная магма и осадочные породы проявляются в одинаковых геологических условиях, например в карбоне центральной Шотландии, силлы резко выступают на фоне аргиллитовых слоев, особенно в нижних их частях, в то время как дайки неизменно составляют относительно мало заметные черты ландшафта. Тем не менее интрузии Карру отличаются более разнообразным обликом, чем это имеет место обычно. Так, например, здесь часто наблюдается ясная несогласная форма залегания пластов, причем видны все промежуточные ступени между дайками и настоящими согласными силлами.

Характерными геологическими особенностями залегания долеритов Карру являются: 1) отсутствие долеритов в слоях Складчатого Пояса; 2) поднятие горизонта с силлами в западном Карру в юго-восточном направлении; 3) обилие долеритовых пластов

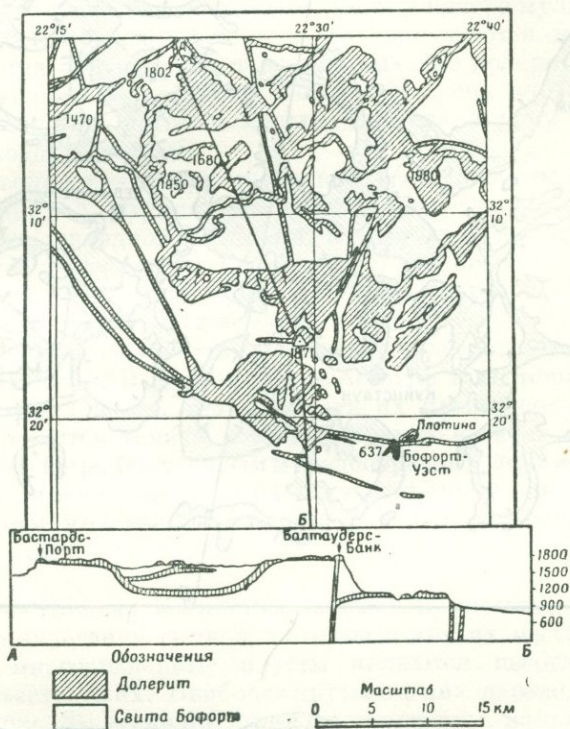
в слоях нижнего Бофорта и относительная редкость их нахождения в тиллитах Двайка; 4) заметное несогласное залегание пластов; 5) обилие кольцеобразных интрузий в центральном Карру, обусловленное пластовыми внедрениями в мульдовые структуры; 6) обилие столовых гор, покрытых горизонтальными пластами долеритов в верхнем Карру; 7) отсутствие опрокинутых интрузиями слоев; 8) общая слабая выраженность даек в рельефе; 9) увеличение размеров интрузий по направлению на восток (сопровожаемое тенденцией к образованию дифференцированных типов) и наличие очага интрузивной деятельности в северном Транскейе; 10) наличие интрузий в форме «колокольного языка» (bell-jar) в очаговой области и к западу от нее; 11) резко выраженная последовательность инъекций сверху донизу в очаговой области и 12) весьма активное воздействие магмы на сопутствующие осадочные породы во всех горизонтах.

Форма интрузии

Силлы. — Нами уже было отмечено, что в условиях залегания долеритов Карру наблюдаются все переходы между согласными пластами и дайками (например, Балтаудерс-Банк, рис. 3). Большое число интрузий залегает достаточно согласно и может быть названо силлами. Поскольку слои, в которые они инъицировали, являются почти горизонтальными, то большинство согласных силлов образует здесь обширные выходы и играет заметную роль в ландшафте.

Некоторые силлы этого типа в западном Карру были описаны Роджерсом (1905а, стр. 252—255). Во всех случаях, однако, интрузии являются в некоторой степени и секущими; так, например, в крайней западной части Карру силл, упоминаемый Дю Тойтом (1920, стр. 6), меняет свой горизонт на 180 м на протяжении 87 км. Там, где под действием денудации силл не был сильно разрушен, его поверхность образует плато, усеянное валунами и ограниченное вертикальными грубостолбчатыми стенами (palisades), например Экзекьюшен-Рок в Транскейе (табл. I, рис. 2) и Пердеклоф в округе Кальвиния (табл. II, рис. 4). Под влиянием длительного процесса эрозии образовались типичные столовые горы верхнего Карру, а также на более поздних стадиях — холмы («koppies») типа «тибус» или «коффибус» (табл. II, рис. 3). Первоначальное протяжение некоторых из этих силлов было очень велико. Дю Тойт (1939, стр. 327) определил площадь одного из силлов в округе Хоптаун, равной по меньшей мере 13 000 км². Силлы Оранжевого Свободного Государства мало подвергались систематическому исследованию, но данные геологических пересечений этой провинции указывают на то, что она изобилует выходами согласных силлов значительных размеров.

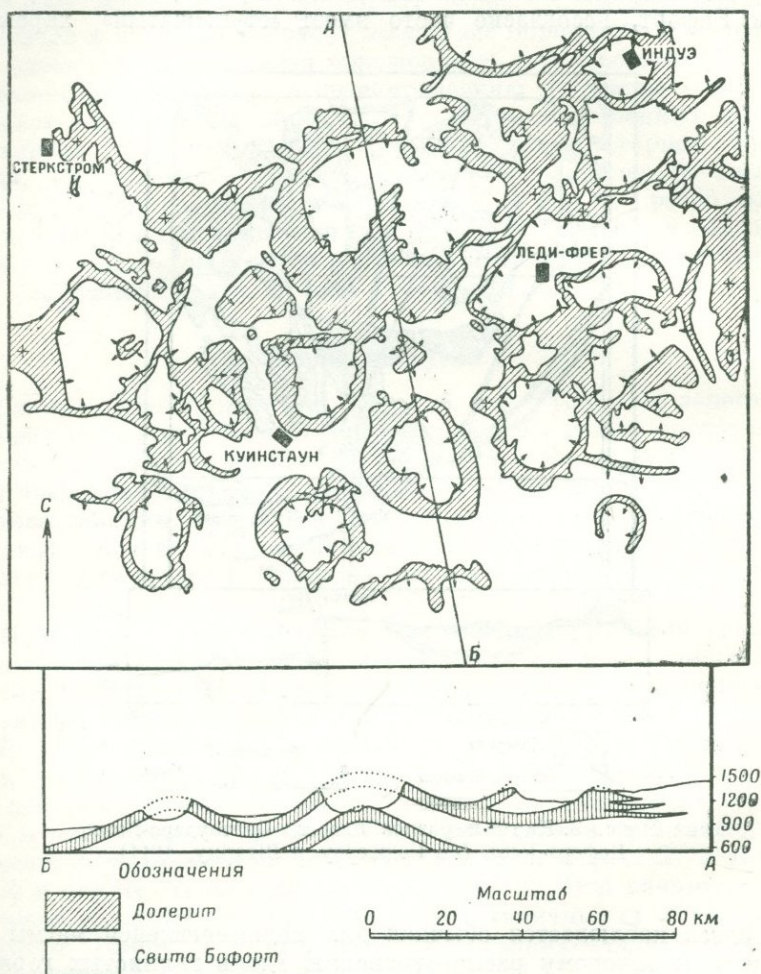
Там, где пласты залегают тонкими слоями, как, например, в южном Экка, явления несогласного залегания могут быть слабо выраженными, но в случае массивных песчаных пластов, перемежающихся с глинистыми пластами, как, например, в серии Бофорт, несогласие часто имеет «ступенчатый» характер.



Р и с. 3. Карта и разрез пласта Балтаудерс-Банк, Бофорт-Уэст (по Роджерсу и Шварцу, 1911).

Здесь наблюдается обычная для поднимающейся магмы тенденция к боковому распространению вдоль глинистых горизонтов, легко разделяющихся, в особенности в нижних частях их, залегающих непосредственно над массивными песчаными слоями, с резко выраженными вертикальными трещинами. Дю Тойт (1920, стр. 5) высказал предположение, что боковому распространению может способствовать выделение водяного пара и других летучих веществ из нагретых осадочных пород. По его мнению, эти газы оказывают расщепляющее действие на глинистые слои, что облегчает боковое проникновение в них поднимающейся магмы.

Некоторые согласные силлы образуют заметные волнообразные неровности или даже переходят в ясно выраженные несогласные слои.



Р и с. 4. Карта и разрез пласта Глен-Грей, Куинстаун (по Роджерсу и Дю Тойту, 1909б).

Мощность силлов колеблется от 0,3 до 300 м. В западном Карру она, повидимому, не превышает 150 м — максимальная мощность силлов у Гангнеста (Уокер и Польшерварт, 1941а) и в Балтаудерс-Банк у Бофорт-Уэст (Роджерс и Дю Тойт, 1909б, стр. 264). В восточной Капской провинции и в Транскейе

наблюдаются силлы значительно ббльших размеров; некоторые из них достигают мощности более 300 м, например у горы Проспект близ Либоде.

Изогнутые пласты.— Волнистые (undulating) пласты Карру часто имеют мульдообразную форму с куполообразным падением, положим или сравнительно крутым. Если в центре мульды, поверх пласта, лежат осадочные породы, то наблюдаются кольцеобразные, а иногда почти круглые формы выходов долеритов (рис. 4). У Бонгола, близ Куинстауна, была сооружена плотина для заполнения разлома в таком кольце, благодаря чему получилось запасное водохранилище.

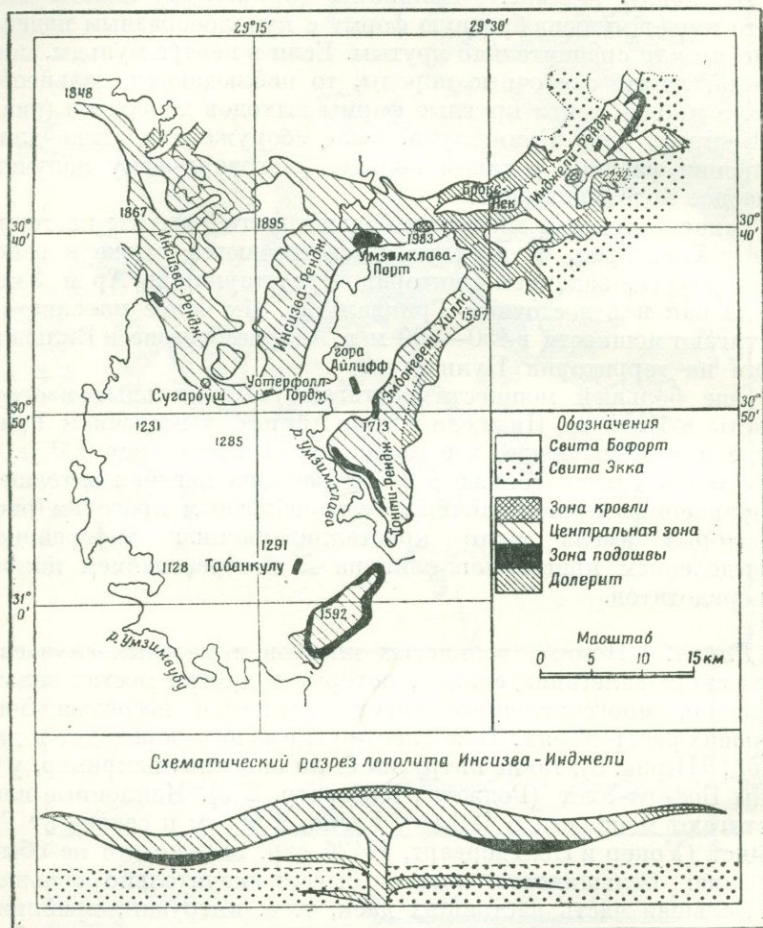
Такие волнистые интрузии больше всего развиты на территории у Глен-Грей, Куинстаун, но встречаются также в районах Фрезербурга, западной Виктории, Бритстауна, де Ар и Умтата, равно как и в восточном Грикваленде. Их более плоские части достигают мощности в 450—600 м в Андриесбергене и Вильдшутсберге на территории Куинстаун.

Еще большей мощности достигают колоссальные изогнутые пласты в Инсизве, Инджели и горе Айлифф в восточном Грикваленде и в Пондоленде, где мощность их превышает 900 м. Эти пласты становятся тоньше в своих верхних изгибах и толще по направлению к промежуточным мульдообразным прогибам (рис. 5), в которых имела место кристаллизационная дифференциация с выделением кристаллов оливина и с образованием пикритов и перидотитов.

Дайки.— Помимо волнистых пластов и местных случаев несогласного залегания силлов, которые в других местах залегают согласно, многочисленные пласты являются несогласными на больших расстояниях. Наиболее крутые из них переходят в дайки (табл. III, рис. 3); такие интрузии были описаны, например, у платины Бофорт-Уэст (Роджерс, 1905а, стр. 256). Наклонные пласты достигают мощности в 180 м у Глена, в 40 км к северу от Граф-Рейнет (Уокер и Польшерварт, 1942б, стр. 58), но это не обычное явление: большинство пластов бывает значительно тоньше.

Ббльшая часть настоящих даек, т. е. интрузий, приближающихся по своей форме к вертикальным жилам, значительно тоньше, чем наклонные пласты, имеющие от 2,4 до 8,5 м в ширину (табл. III, рис. 4). Однако они могут иметь более 65 км в длину. Эти дайки, в общем, повидимому, моложе силлов и пластов, причем они часто пререзают эти интрузии. Дайки встречаются в изобилии на всей территории центрального Карру; они относительно редки и тонки в западном Карру и в прибрежных частях Транскейя и Наталя (Дю Тойт, 1920, стр. 13). Их изобилие в известной степени стоит в связи с развитием плоскостей слоистости иньизи-

рованных пластов; так, например, дайки могут быть редкими, а силлы могут изобиловать в тонких пластах Экка, в то время как в смежных песчаниках нижнего Бофорта, с их мощным напластованием и ясно выраженными вертикальными трещинами, имеет

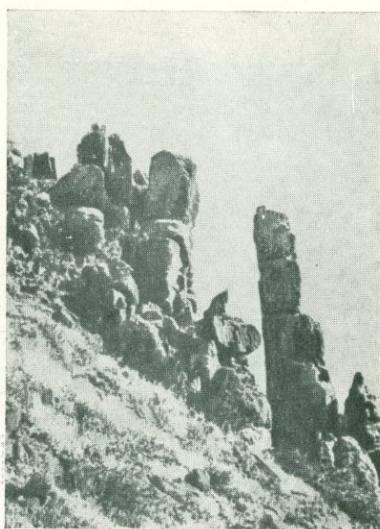


Р и с. 5. Карта и разрез пласта Инсизва, гора Айлиф (по Шольцу, 1936).

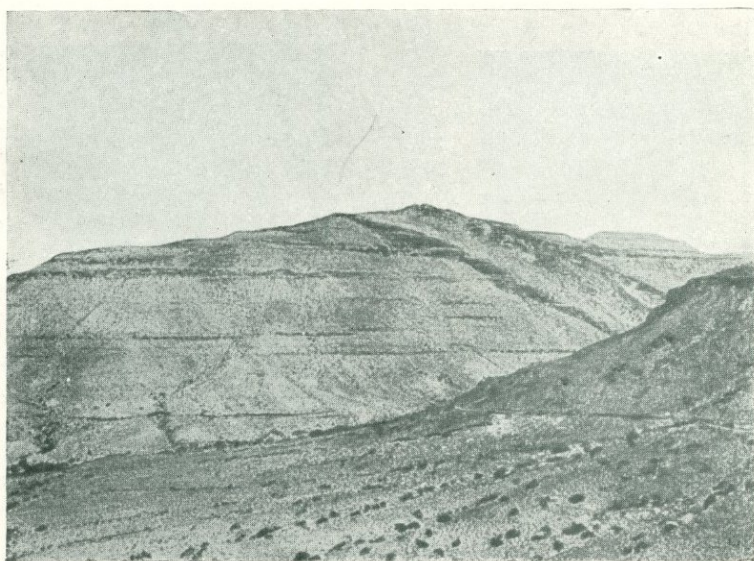
место обратное явление. В докарруских формациях магма как будто обладает очень слабой тенденцией к боковому распространению и почти все интрузии здесь представляют собой тонкие дайки. Единственным исключением являются многочисленные силлы в песчанике Столовых гор в Натале и Транскейе.



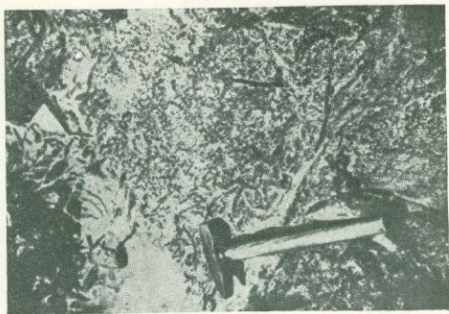
Р и с. 1. Узкая дайка в породах свиты Бсфорд, Фрер (Наталь).



Р и с. 2. Отдельность долеритов в ущелье Молтено (Бсфорд-Уэст).



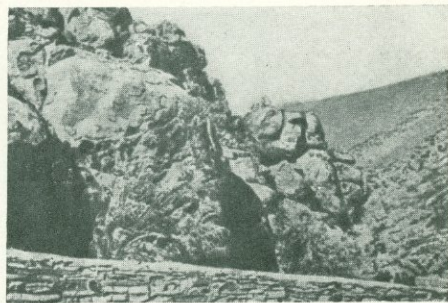
Р и с. 3. Резко секущий пласт в Тиклофе (Фрезербург).
Спекание прилегающих осадочных пород сделало их более стойкими при выветривании



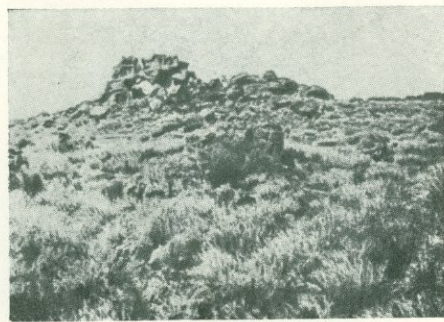
Р и с. 1. Пегматитовые шлиры в верхней части пласта Балтаудерс-Банк, Алевинс-Гет (Бофорт-Уэст).



Р и с. 2. Образование отдельностей в тонком долеритовом силле. Ущелье Молтено (Бофорт-Уэст).



Р и с. 3. Расслаивание в долеритах Молтено (Бофорт-Уэст).



Р и с. 4. Изолированный холмик из глыбовых отдельностей в долеритах (Бофорт-Уэст).

Основное простирание типичных даек — запад-северо-западное, в очаговой области Базутоленда и в северном Транскей; небольшая их часть простирается под прямым углом к первым. В Штормберге простирание северо-западное, в Лебомбо — точно северное, между тем как в центральном и западном Карру — северо-северо-западное, т. е. параллельно постнамской и педарбергской складчатостям.

Аномальные дайки. — Две «зияющие» (гар) дайки Транскей достигают в самом широком месте 290 м мощности и идут параллельно друг другу в широтном направлении на протяжении более 140 км, от окрестностей Каткарта и до моря. Они являются исключительными не только по своим размерам, но и по той роли, которую они играют в характере ландшафта. Кроме того, доминирующим типом породы в них является крупнозернистая и относительно кислая порода. Они были описаны впервые Роджерсом и Шварцем (1901б, стр. 64—65; 1904); Маунтин (1943) недавно дал исчерпывающее описание их, включающее микрометрические и химические данные, в то время как Уокер (1943) вкратце затронул вопрос об их происхождении.

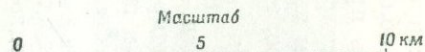
Главным полевым геологическим признаком этих интрузий является их большая подверженность выветриванию, чем у окружающих их осадочных пород, что приводит к образованию глубоких ущелий, прорезающих район в широтном направлении. На их присутствие указывают разбросанные валуны с скорлуповатыми отслоениями.

Долеритовые sillы этой области пронизаны еще более кислыми дайками, равно как и «зияющими» дайками (Роджерс и Шварц, 1901б, стр. 65; Роджерс, 1905а, стр. 261; Маунтин, 1944, стр. 116). У устья Кабонкаба Роджерс отметил узкую дайку, а в Гкункуе Роджерс и Шварц назвали найденную ими более крупную массу короткой дайкой, хотя Маунтин считает, что она представляет собой выступ (capping) примыкающего долеритового пласта Мануби.

Дайка Элефантс-Хед представляет собой большую сложную дайкообразную интрузию, имеющую в длину по меньшей мере 40 км и в ширину 50—100 м; она простирается в широтном направлении, перерезая район Мататиле в Базутоленде. Эта дайка была описана Дю Тойтом (1929а) и позднее, более детально, Польдервартом (1944). На поверхности она прослеживается с перерывами, резко ограниченными участками. Имеются веские основания для предположения, что она может также иметь дно, поскольку пикриты здесь встречаются в самых нижних обнажениях. Судя по отношению пикритов к нормальным долеритам, первые должны были возникнуть путем аккумуляции на дне дайки осаждающихся кристаллов оливина. Эта оригинальная интрузия



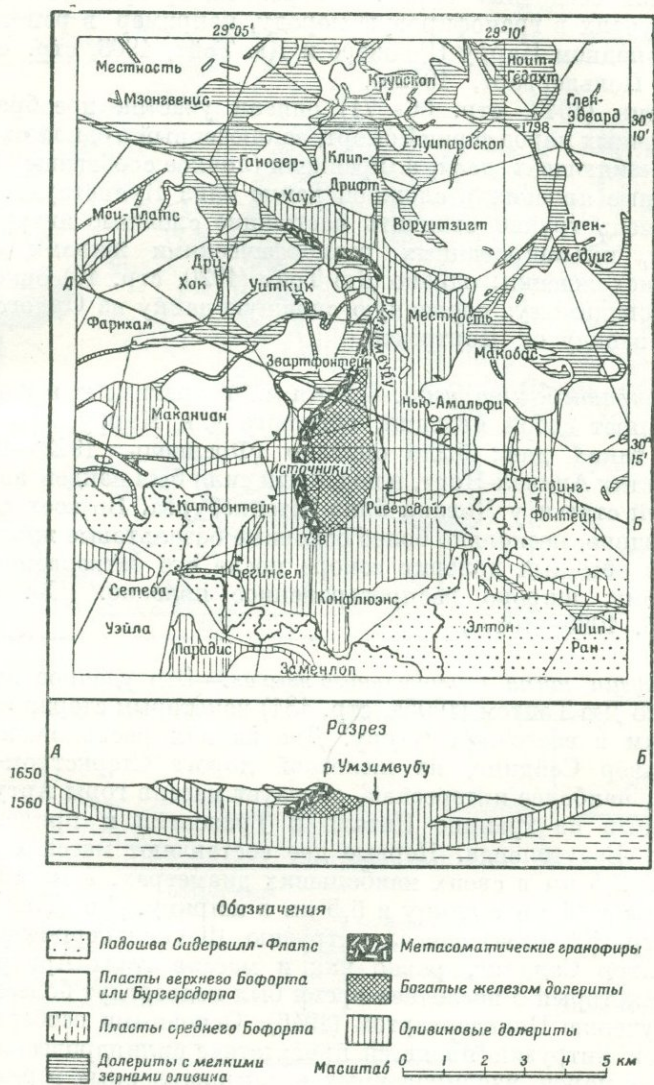
Обозначения



Ширина и мощность дайки преувеличены для того, чтобы показать распределение различных типов пород

г и с. 6. Карта и разрез дайки Элефантс-Хед, Мататиле (по Шольдерварту, 1944).

переходит в сильно дифференцированный силл с кислой верхней частью у Нью-Амальфи (рис. 6, 7).



Р и с. 7. Карта и разрез пласта Нью-Амальфи, Мататиле (по Польдерварту, 1944).

Целый ряд долеритовых силлов с кислыми верхними или центральными частями, на первый взгляд, кажется сложным, но

более глубокое исследование показывает, что, по крайней мере в некоторых из них, кислая фаза развилась путем переплавления вмещающих осадочных пород. Алевролиты превратились в некоторых случаях в гранофировую породу, например в районе Риткопа в западном Карру (Роджерс и Дю Тойт, 1903, стр. 41—42; Уокер и Польшерварт, 1942а).

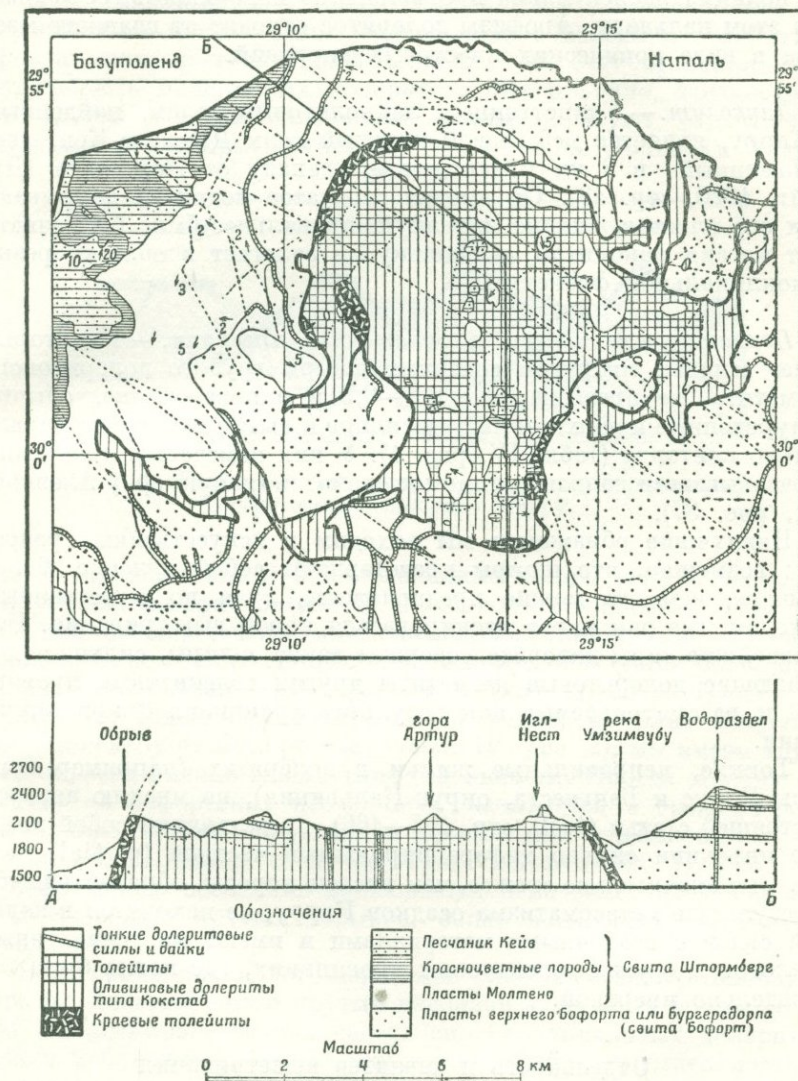
Маунтин (1943, стр. 66—71) описал участок преобразованных осадочных пород серии Бофорт, заключенный в одной из транскейских «зияющих» даек, а Френкель (личное сообщение) наблюдал сходные явления в сложной дайке близ Куинстауна. Часто бывает очень трудно отличить настоящие сложные интрузии от интрузий, инфицированных реоморфическими жилами осадочного происхождения; однако Дю Тойт (1920, стр. 16) описал узкую и, повидимому, первичную сложную дайку из Орлогс-Порт, к северо-западу от Дортрехта.

Множественные интрузии. — Хотя множественные инъекции и не представляют собой явления, обычного для Карру, все же несколько таких даек было описано (Френкель, 1942—1943) в окрестностях Аливал-Норт, и подобный силл был найден авторами настоящей статьи у Ловани близ Штейнбурга. Во всех случаях более поздние, несколько более основные базальтовые жилы внедрялись в обычный долерит вскоре после его затвердения. Это, повидимому, широко распространенное явление. (См. Уокер, 1940, стр. 1086—1087.)

Интрузии типа «колокольного языка». — Это удачное название было дано Дю Тойтом (1905а, стр. 131) некоторым стержневидным интрузиям в восточном Карру. Две из них расположены близ Бердс-Ривер Сайдинг, на железной дороге Стеркстром-Индуэ, а третья, наиболее интересная, образует массив горы Артур, расположенный на границе Наталя и Транскейя и прилегающий к уступу Базутоленда. Первые две составляют массивы, имеющие 10 и 2,5 км в своих наибольших диаметрах, а массив горы Артур имеет 11 км в длину и 6,5 км в ширину. Дю Тойт (1905а, 1911б, стр. 132—134) описал интрузию Штафельберг-Влей близ Бердс-Ривер Сайдинг, равно как и массив горы Артур (1913, стр. 96), который в последнее время был подвергнут более детальному изучению Польшервартом (1946). Основными особенностями этих трех интрузий является присутствие цилиндрических глыб осадочных пород, изолированных и переплавленных в результате поднятия долеритовой магмы по кольцевидной трещине (рис. 8).

Эти массы обнаруживают много характерных черт, свойственных хорошо известным «кальдерообразным провалам», которые так поражают в западном нагорье в Шотландии (Клаф, Мауфе и Бэйлей, 1909, стр. 61), но отличаются от них тем, что вызывают

образование сводов и разломов в кровле. Переплавленная масса осадочных пород здесь нигде не выступает на поверхность,



Р и с. 8. Карта и разрез комплекса горы Артур, Кокстад (по Польдерварту, 1946).

но действительная кровля видна в интрузии горы Артур, где отделившиеся и обвалившиеся в беспорядке глыбы осадочных пород,

принадлежавших к песчаникам Кейв, красноцветным слоям и пластам Молтено, погружены более чем на 300 м в магму. Возможно, что поднимающаяся магма прорвалась на поверхность, образовав при этом кальдеру. Апофизы долеритов отходят от главного массива в виде конических пластовых интрузий.

Лакколит.— Единственным лакколитовым телом, найденным в Карру, является небольшой круглый холм Джекалс-Коп, расположенный в 8 км к запад-северо-западу от Дортрехта (Дю Тойт, 1920, стр. 13). Он вызвал сводчатое поднятие покрывающих его пластов, однако, пожалуй, правильнее было бы назвать этот массив факолитом, поскольку он залегает в области резко моноклинальной флексуры.

Пегматитовые шпирь и остаточные инъекции.— Некоторые более мощные интрузии содержат шпирь грубого долеритового пегматита, не превышающие 0,6—0,9 м в поперечнике, обычно приуроченные к верхним частям силлов и вытянутые грубо параллельно контакту (табл. IV, рис. 1). У них намечается тенденция образовываться вблизи крупных ксенолитов (например, у Алевинс-Гет, рис. 37).

Наилучшие обнажения мы находим в искусственных разрезах; возможно, что шпирь представляют собой явление более обычное, чем это можно предположить, судя по естественным выходам, где они могут маскироваться корой выветривания. Все главнейшие типы долерита содержат такие шпирь, сильно напоминающие долеритовые пегматиты других толейитовых провинций и рассматриваемые как результат фракционной кристаллизации.

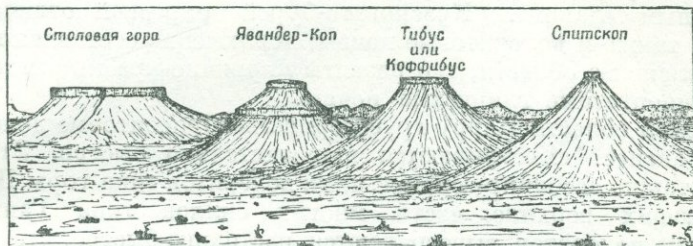
Тонкие, неправильные жилки в долеритах (например, близ горы Даунс и Гангнеста, округ Кальвиния), по мнению авторов настоящей статьи (1940, стр. 165—166), представляют собой поздние инъекции сильно дифференцированной частной (partial) магмы. Они значительно свежее, чем кислые породы, образовавшиеся в результате метасоматизма осадков Карру, не находятся в видимой связи с осадочными материалами и имеют многочисленных аналогов в других толейитовых провинциях, где магма была относительно инертной.

Отдельность и характер выветривания

Общий вид выхода долеритов на поверхности зависит, по видимому, 1) от расположения плоскостей отдельности в долерите, 2) от угла падения интрузии и 3) от степени подверженности породы изменениям под влиянием наземного выветривания. Факторы 1 и 2 связаны между собой, так как типы долеритов, подат-

ливые к изменениям, отличаются и по характеру своей трещиноватости от более устойчивых типов.

В целом, оливиновые долериты, повидимому, более стойки, чем относительно кислые типы, содержащие в изобилии столбчатый бронзит или магнезиальный пижонит за счет ортосиликатов. Отдельность оливиновых долеритов, как правило, грубо-столбчатая, так что многочисленные силлы образуют характерные «стены» или «заборы» (palisades) вдоль гребня Большого Устуна



Р и с. 9. Различные типы холмов (koppies), образованные долеритовыми силлами в Карру.

или увенчивают плато и конусовидные холмы типа «спитскоп», «тибус» или «коффибус» (рис. 9). Грубополигональные столбы таких силлов пересечены многочисленными поперечными трещинами; в более тонких силлах, повидимому, образуется более правильная столбчатая структура, чем в более крупных. Изогнутые столбчатые отдельности встречаются редко; но близ Молтено-Пасс, к северу от Бофорт-Уэст (табл. IV, рис. 2), мы имеем хороший образец именно такого типа отдельности. Иногда столбчатый «венеч» из бофортских песчаников оказывается в свою очередь увенчанным слегка округленной долеритовой вершиной, как мы это видим, например, в случае «Трех Сестер» (табл. II, рис. 3). У бофортского песчаника наблюдается ясно заметная тенденция к образованию крутых обрывов, обнаруживающих столбчатую отдельность.

В то время как полого-падающие пласты создают столбчатые обрывы, пласты с более крутым падением дают иные формы рельефа. В плоско залегающих частях силлов оливиновых долеритов можно наблюдать обычные уступы со столбчатой отдельностью; на склонах же их более круто падающих (секущих) частей образуются отслаивающиеся плиты (табл. IV, рис. 3) вперемежку с отдельными валунами в виде маленьких холмиков из беспорядочно лежащих глыб (табл. IV, рис. 4). Ряды таких холмиков, связанных между собой, нередко отмечают выходы даек или изогнутых, волнистых пластов. Отдельные глыбы могут быть округлены

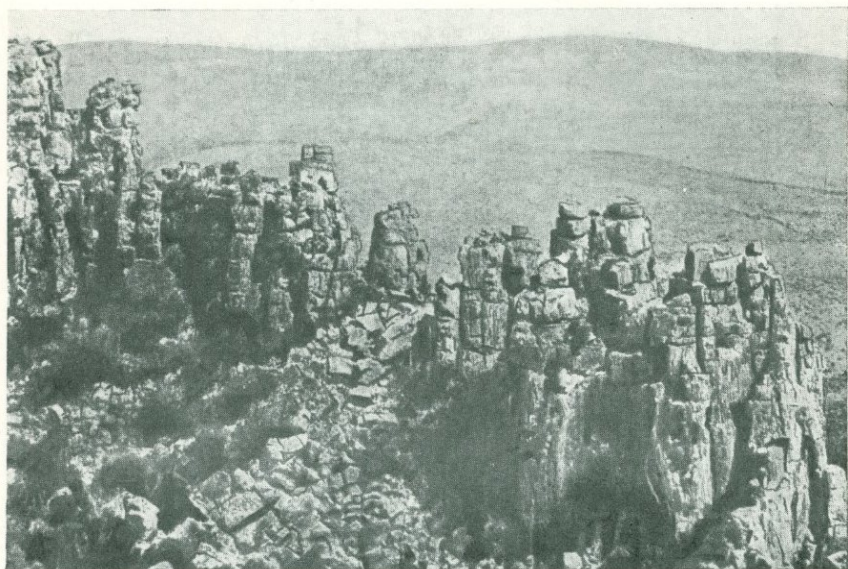
под действием отслаивания, другие же остаются невыветрелыми и угловатыми; некоторые из них подверглись, повидимому, растрескиванию под действием инсоляции. Реже нагромождения отдельных глыб уступают место мощным «стенам»; это явление известно под названием «стенного выветривания» (mural weathering). Хороший пример такого типа выветривания наблюдается в долине Отчаяния близ Граф-Рейнет (табл. V, рис. 2). На выходах долериты имеют красновато-бурую окраску, хотя многие валуны в более сухих областях бывают покрыты черным пустынным «лаком». Красновато-бурой окраской отличаются обычно также и долеритовые почвы; исключения составляют наиболее влажные области, где развиты кирпично-красные латериты или темноцветные глинистые почвы.

Во всей области Карру грубозернистые бронзитовые долериты типа Гангнест выветриваются исключительно быстро. Это касается также ассоциирующих с ними долеритов типа горы Дауне, образующих верхние части многих силлов типа Гангнест. Эти типы долеритов выветриваются настолько быстро, что редко образуют обрывы на склонах холмов, и выходы их отмечаются только выветрелыми плитами, на которых местами выдаются холмики округленных вдоль плоскостей отдельности глыб, относящихся к более устойчивым участкам (табл. VI, рис. 1). Блиньо и Фуртер (1940, стр. 501) обратили внимание на контраст между этими долеритами (Матшонгололо) и зуингуинским типом оливиновых долеритов (тип Пердеклоф авторов настоящей статьи) со столбчатым типом отдельности. В тех случаях, когда долериты содержат глыбы обрушенных осадочных пород кровли или небольшие участки последних, образовавшиеся метаморфизованные осадочные породы обычно резко выступают в рельефе на фоне вмещающих долеритов. Так, например, в Риткопе (табл. V, рис. 2) осадочный прослой (parting) нижнебофортских алевролитов, превращенный под влиянием метасоматических явлений в твердый гранофир, образует заметный выступ на склоне холма, окружающий же долерит прослеживается только на примыкающих участках.

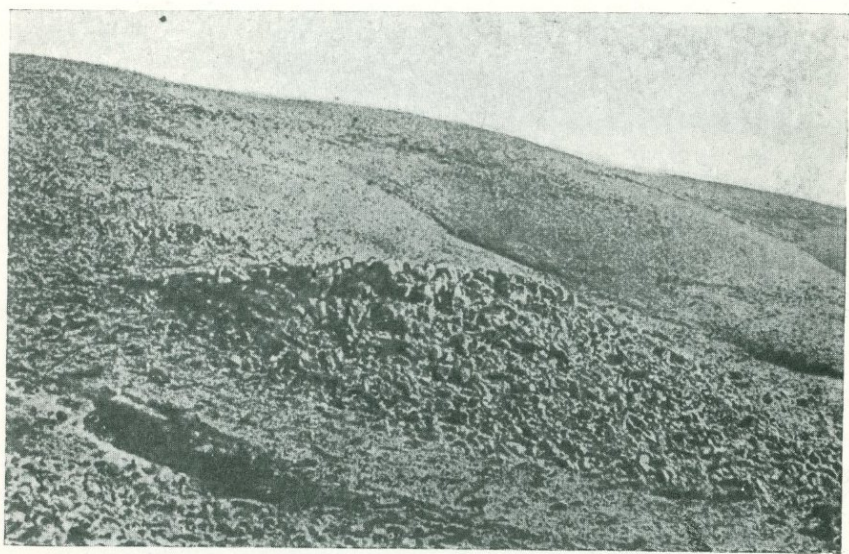
Поведение долеритовой магмы по отношению к сопутствующим осадочным породам

Почти во всех случаях долеритовая магма оказывает значительное закаляющее действие на осадочные отложения, в которые она инфильтруется, причем во многих местах образуется тахилитовая каемка. Тем не менее контакт между осадочными и изверженными породами иногда бывает постепенным; область Карру в целом характеризуется чрезвычайной активностью магмы в отношении боковых пород. Это явление резко отличает область Карру от других долеритовых провинций с тем же типом магмы, как,

Таблица V. РАЗЛИЧНЫЕ ВИДЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЗНЫХ ТИПОВ ДОЛЕРИТОВ



Р и с 1. «Стенное выветривание» в долерите. Долина Отчаяния (Граф-Рейнет).



Р и с. 2. Выход на дневную поверхность метасоматического гранофира близ Риткопа (Кальвиния).

Верхний крупнозернистый гранофир образует изолированную полосу над более широким обнажением мелкозернистого гранофира. Выше и ниже гранофира видны обнажения измененного, раскрошившегося долерита.

Таблица VI. КСЕНОЛИТЫ И РЕОМОРФИЧЕСКИЕ ЖИЛЫ

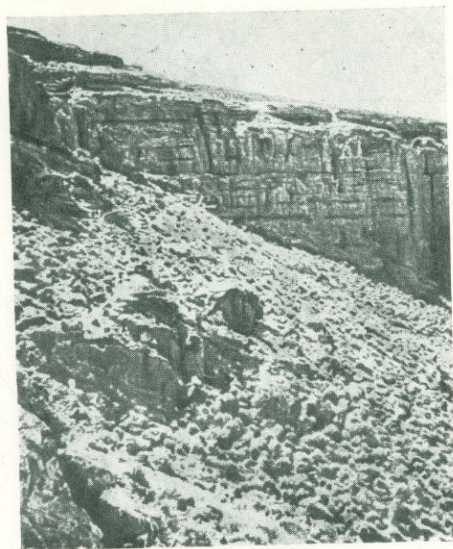


Рис. 1. Долеритовый силл у Ганг-неста (Кальвиния).

Обрыв сложен алевролитами Бофорта и долеритами (более пологие участки). На переднем плане — выходы метасоматического гранофира; обрушившаяся глыба алевролита скатывается по направлению к зрителю.

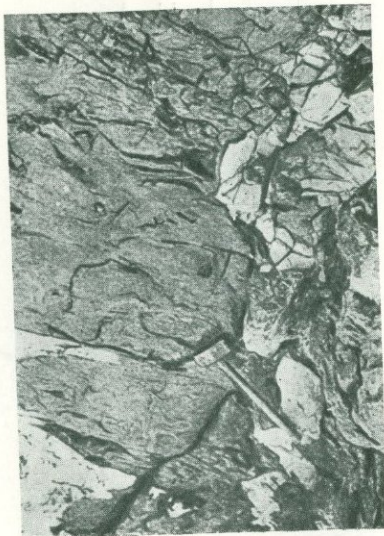


Рис. 2. Жила реоморфического алевролита в долерите, водохранилище Бофорт-Уэст.

Жила была выдавлена и смещена вследствие развития трещиноватости в долерите, в то время как реоморфический материал оставался еще пластичным.

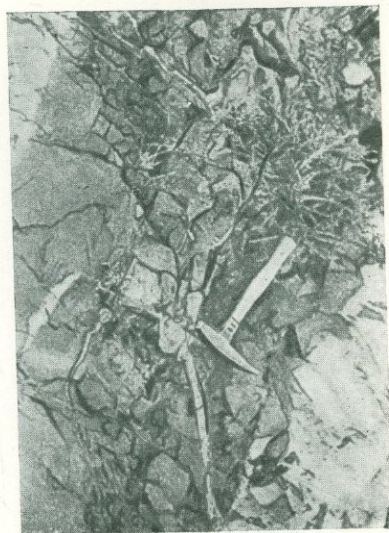


Рис. 3. Алевролитовый ксенолит с несколькими реоморфическими жилами в долерите, водохранилище Бофорт-Уэст.

например, северной Англии, центральной Шотландии и Акадийской области, где магма фактически была инертной.

Приконтактные осадочные породы обнаруживают обычно явления нормального выборочного метаморфизма. Аргиллиты, являющиеся наиболее обычными породами, контактирующими с долеритами, спекаются в плотные роговики с раковистым изломом, в то время как песчанистые слои уплотняются и перекристаллизуются. В силлах метаморфизм редко заходит далеко вглубь от линии контакта, в дайках же он может быть значительным. В Тиклофе (Дю Тойт, 1939, стр. 260) положение одной дайки отмечено в рельефе двумя резко выдающимися стенами, сложенными из ороговикovaných осадочных пород, каждая из которых толще, чем дайка. Столчатая отдельность дайки или пласта может распространяться на значительное расстояние вглубь примыкающих осадочных отложений (табл. II, рис. 2; Роджерс, 1905 а, табл. XIII, XVI). Некоторое практическое значение имеет антрацитизация долеритовыми силлами Карру среднеэвкских углей в Натале и Трансваале. Блиньо и Фуртер (1940, стр. 67) показали, что оливиновые долериты типа Зуингуин способны вызывать изменения в породе на глубину, в 6 раз меньшую той глубины, на которую оказывают метаморфизирующее действие более поздние бронзитовые долериты типа Матшонгололо.

В редких случаях магма действительно переплавляла примыкающие коренные породы. Дю Тойт (1904, стр. 176—177) описал один такой случай, в Колдбруке, Баркли-Ист, где долеритовый силл не только переплавил прилегающие кейвские песчаники с образованием зеленого обсидиана, но и сам подвергся инъекции реоморфических жил из стекловатого материала. Подобные же факты были описаны в окрестностях Хейльброна Юнгом (1918); Дю Тойт (1905а, стр. 131) обнаружил в интрузии типа «колокольного языка», в Штафельберг-Влей, узкую полоску кордиеритового стекла.

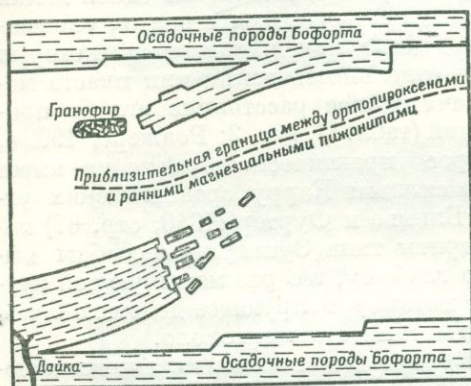
Преобразование и метасоматизм осадочных пород

Наиболее замечательной геологической особенностью долеритовой магмы Карру является ее способность преобразовывать и метасоматизировать сопутствующие осадочные породы. Реоморфические жилы осадочных материалов встречаются в долеритах, как правило, повсеместно, причем многие из них могут быть прослежены либо до самого контакта (долерита с осадочной породой. — *Ред.*), либо до какой-нибудь основной прослойки, или ксенолита. Осадочные породы Карру всех возрастов и даже подстилающие их песчаники Столовых гор, повидимому, затронуты этими явлениями. Они легко могут быть обнаружены в полевых условиях, и редко можно встретить интрузию, какого бы размера она ни была, у которой не было бы видно их следов.

В местности Гугвени, в Умзимкулу, долериты Карру реагировали с цементирующей массой ксенолитов тиллитов Двайка, причем галька осталась неизменной; в Дорнклофе, к юго-востоку от Ледисмита, аркозы возраста Экка превратились в породы, напоминающие микрогранит, хотя и сохранили следы косякостности (Дю Тойт, 1913, стр. 94; 1920, стр. 15).

Маунтин (1935, стр. 93—112) описал реоморфические и синтетические явления в кедморских карьерах, близ Дурбана, где силл долерита Карру преобразовал примыкающие к ним песчаники Столовых гор, а сам

оказался пронизанным образовавшимися реоморфическими жилами. Взаимодействие между долеритом и преобразованными осадочными породами вызвало образование химически измененных контактированных типов. Маунтин (1936, стр. 248—253) описал также реоморфические жилы из аргиллитового материала в долеритах, залегающих в окрестностях Ист Лондона; кроме того, им был отмечен целый ряд таких слу-



Р и с. 10. Разрез силла Гангнест, Кальвиния (по Уокеру и Польдерварту, 1941а).

чаев преобразования бофортских осадочных пород (1944, стр. 107—121). Этот автор рассматривает (1943, стр. 55—74) большую часть «зияющих» даек Транскейя и практически все кислые, похожие на изверженные породы, образования, сопутствующие долеритам, как продукты синтексиса.

При изучении отобранных образцов авторы настоящей статьи установили (1942а), что в двух случаях (Риткоп, Кальвиния и Алевинс-Гет, Бофорт-Уэст) относительно неизменные тела алевролитов остались включенными в гранофировые образования, являющиеся результатом переплавления алевролитов под воздействием долерита. В обоих случаях наблюдался резкий контакт между метасоматическим гранофиром и долеритом, но в случае других глинистых осадочных пород иногда наблюдались постепенные контакты, например в Глене, к северу от Граф-Рейнет (Уокер и Польдерварт, 1942б, стр. 56—57). В Гангнесте, Кальвиния (Уокер и Польдерварт, 1941а), доказательства переплавления не так четко выражены. Крупная глыба бофортских алевролитов была частично обрушена в области верхнего контакта 150-метрового силла; она покрыта оболочкой из закаленного

базальта, местами брекчированного реоморфическим материалом (рис. 10). Оторванный обломок этой глыбы, глубже погруженный в силл, превратился в метасоматический гранофир, подобный имеющимся в Риткопе и Алевинс-Гет (рис. 37, 38). Там, где включены алевролиты и более грубозернистые песчанистые осадочные породы, изменения минералов, вызываемые метасоматизмом и преобразованием, ясно видны и в полевых условиях. Перекристаллизованная порода обычно имеет тот же вид, что и изверженная порода, но реоморфические жилы аргиллитового состава не обнаруживают внешнего отличия от исходного роговика.

Несколько синтетических гранофиров необычного типа было найдено в долеритовом силле из Нью-Амальфи (Мататиле) (Дю Тойт, 1929а, стр. 24—25); они описаны подробно Польдервартом (1944, стр. 107—112).

Хотя явления реоморфизма и переплавления во многих из перечисленных выше местностей резко бросаются в глаза и в полевых условиях, все же целый ряд выходов недоступен для исследователя, не располагающего автомобилем. Интересное исключение составляют карьеры Кедмор у Беллэра, близ Дурбана, и наклонный пласт у плотины Бофорт-Уэст, в которых мы находим прекрасные образцы этих явлений, выраженных в небольшом масштабе.

ПЕТРОГРАФИЯ

Классификация

При классифицировании долеритов Карру авторы свели число обычно встречающихся типов к четырем. Большая часть изверженных пород Карру может быть удобно классифицирована согласно этой схеме, но некоторые разновидности и более редко встречающиеся местные типы будут нами рассмотрены отдельно.

Ниже приводится характеристика главнейших типов долеритов, развитых в области Карру:

1) Тип Пердеклоф. — Типичный выход: Пердеклоф (31° 47' ю. ш., 19° 57' в. д.). Средне- до мелкозернистых офитовые оливновые долериты (табл. VII, рис. 1).

Пироксен — обычно несдвойникованный, резко зональный авгит, окаймленный в более крупнозернистых образцах железистым пижонитом. Содержание оливина колеблющееся. Резко зональный плагиоклаз встречается в виде тонких табличек длиной в 0,2—0,7 мм.

Главными характерными признаками являются: офитовая структура, проявляющаяся в пятнистости образцов; отсутствие ортопироксена и столбчатого магнезиального пижонита.

2) Тип Блаувкранс. — Типичный выход: Блаувкранс (31° 39' ю. ш., 19° 43' в. д.).

Среднезернистые субофитовые оливиновые долериты и толейиты (табл. VII, рис. 2).

Авгит нередко образует оболочку вокруг столбчатых зерен магнезиального пижонита. Обычным является двойникование по (110) и (100). Оливин встречается в разных количествах; он может и вовсе отсутствовать. Плаггиоклаз образует зональные таблички длиной 0,6—0,8 мм, редко превышает по объему 50%.

Главными характерными признаками являются: субофитовая структура, наличие столбчатого магнезиального пижонита, отсутствие ортопироксена и высокое содержание цветных компонентов.

3) Тип Кокстад.— Типичный выход: близ Кокстад (30° 36' ю. ш., 29° 29' в. д.).

Крупнозернистые субофитовые оливиновые долериты (табл. VII, рис. 3).

Авгит встречается наряду с ортопироксеном или пижонитом. Содержание оливина сильно варьирует. Плаггиоклаз образует зональные таблички длиной 0,8—1,4 мм. За исключением разновидностей, богатых оливином, плаггиоклаз составляет по объему более 60%. Микропегматит встречается лишь в интерстциях; мезостатического его развития в породах этого типа обнаружено не было.

Главными характерными признаками являются: крупнозернистость, субофитовая структура и невысокое содержание цветных компонентов.

4) Тип Гангнест.— Типичный выход: Гангнест (31° 43' ю. ш., 20° 2' в. д.).

Средне- до крупнозернистых субофитовые бронзитовые долериты (табл. VII, рис. 4).

Авгит встречается в меньших, чем ортопироксен, количествах вместе с пижонитом или без него. Оливин отсутствует. Плаггиоклаз образует зональные лейсты длиной 0,6—1,2 мм.

Главными характерными признаками являются: субофитовая структура, отсутствие оливина, наличие магнезиального ортопироксена и обилие микропегматита.

На табл. 1 приводятся данные (в процентах) о степени встречаемости различных типов в отдельных частях бассейна Карру. Реже встречаются следующие типы:

5) Тип горы Даунс.— Типичный выход: гора Даунс (31° 32' ю. ш., 19° 58' в. д.).

Средне- до крупнозернистых субофитовые пижонитовые долериты (табл. VII, рис. 5).

Столбчатый магнезиальный пижонит встречается в меньших количествах, чем авгит. Оба пироксена часто образуют иззубренные субофитовые призмы, заметно удлиненные и искривленные. Как оливин, так и ортопиро-

Таблица 1

ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ЧАСТОТА ВСТРЕЧАЕМОСТИ ГЛАВНЫХ ТИПОВ
ДОЛЕРИТОВ КАРРУ

(в %)

Тип	Район	20—24° в. д.	24—28° в. д.	Транскей	Паталь	Весь Карру
Пердеклоф . . .		23,5	46,9	5,5	26,7	28,4
Блаувкранс . . .		39,2	29,7	14,4	12,0	23,6
Кокстад		2,0	6,2	54,3	10,7	14,7
Гангнест		9,8	1,6	2,8	20,0	9,3
Прочие типы . .		15,5	15,6	23,0	30,6	24,0

хсен отсутствуют. Плаггиоклаз образует зональные таблички длиной 0,6—1,2 мм. Характерным для этого типа является то, что он встречается в верхней трети долеритовых силлов типа Гангнест.

Главными характерными признаками являются: субофитовая структура, отсутствие как оливина, так и ортопироксена, обилие микропегматита, а также ассоциация с типом долеритов Гангнест.

6) Гановерский тип. — Типичный выход: Гановер (31° 5' ю. ш., 24° 26' в. д.).

Среднезернистые офитовые оливиновые долериты с крупными кристаллами ортопироксена длиной 1,5—2,5 мм (табл. VII, рис. 6).

Авгит с железистым пижонитом или без него встречается в меньших, чем ортопироксен, количествах. Богатый железом оливин — в незначительных количествах. Плаггиоклаз образует более тонкие лейсты, длиной 0,4—0,6 мм.

Главный характерный признак — присутствие крупных кристаллов ортопироксена, ясно различаемых макроскопически.

7) Краевые (marginal) толейиты. — Типичный выход: Линтон (29° 58' ю. ш., 29° 12' в. д.).

Среднезернистые, богатые железом, толейиты (табл. VIII, рис. 1).

Слегка зональный, идиоморфный субкальциевый ферроавгит; встречается вместе с пижонитом и без него. Оливин может встречаться в небольших количествах. Умеренно зональные лейсты плаггиоклаза имеют в длину 0,6—1,1 мм. Хлорофенит часто встречается в качестве второстепенного минерала.

Главными характерными признаками являются: идиоморфная структура и обогащение этих пород железом и титаном.

8) Тип Кранскоп. — Типичный выход: Кранскоп (30° 36' ю. ш., 26° 32' в. д.).

Мелкозернистые субофитовые оливиновые долериты (Френкель, 1942, табл. II, рис. 1).

Зональный авгит встречается в виде кристаллов удлиненной формы. Существенной составной частью является оливин (более 10% по весу). Плаггиоклаз образует лейсты средней длины в 0,2—0,4 мм. Пикотит является типичным акцессорным компонентом.

Главными характерными признаками являются: заметная роль оливина и присутствие акцессорного пикотита.

9) Пикриты и пикритовые долериты. — Типичный выход: Наувпорт (31° 24' ю. ш., 25° 2' в. д.) и Каламити-Хилл (30° 7' ю. ш., 29° 1' в. д.).

Крупнозернистые офитовые или пойкилитовые породы, содержащие оливин в количестве более 25 весовых процентов (табл. VIII, рис. 2).

Авгит и ортопироксен образуют офитовые таблички. Плаггиоклаз встречается либо в виде мелких зональных лейст длиной 0,4—0,6 мм (например, Наувпорт), либо образует крупные кристаллы длиной 1,0 до 1,8 мм, с пойкилитовыми включениями оливина (например, Каламити-Хилл).

Главным характерным признаком является высокое процентное содержание оливина.

10) Долерито-пегматит. — Типичный выход: Алевинс-Гет (32° 14' ю. ш., 22° 34' в. д.).

Образует крупнозернистые сегрегации, встречающиеся в виде жил или шширов в долеритовых интрузиях (табл. VIII, рис. 3).

Встречаются авгит, ферроавгит и пижонит; ортопироксен отсутствует. Оливин может присутствовать в небольших количествах. Таблитчатые кристаллы плаггиоклаза имеют здесь длину 2,0—4,0 мм. Микропегматит встречается в интерстициях. С возрастанием количества микропегматита порода переходит к гранофировому типу.

Главными характерными признаками являются: чрезвычайная крупнозернистость, развитие в форме жил или шширов, отсутствие ортопироксена и обилие микропегматита.

11) Тип Кентани. — Типичный выход: дайка южного Кентани, Буттерворт, Кентани Род (32° 26' ю. ш., 28° 18' в. д.).

Крупнозернистые субофитовые породы с низким содержанием цветных компонентов (Дю Тойт, 1939, табл. XXXV, рис. 2). Пироксен представлен как авгитом, так и пижонитом; ортопироксен отсутствует. Имеются широкие зональные лейсты плаггиоклаза со средней длиной 1,0—1,6 мм. В значительном количестве бурый биотит.

Главными характерными признаками являются: крупнозернистость, отсутствие оливина и ортопироксена, присутствие биотита и низкое содержание цветных компонентов.

12) Метасоматические гранофиры.— Типичный выход: Риткоп ($31^{\circ} 52'$ ю. ш., $20^{\circ} 19'$ в. д.).

Средне-крупнозернистые гранофировые породы, образовавшиеся путем переплавления осадочных пород под воздействием долеритовой магмы (табл. VIII, рис. 4).

Пироксен образует удлиненные кристаллы, обычно перешедшие в желто-зеленый серпентин. Плаггиоклаз образует зональные лейсты длиной в среднем 0,5—1,0 мм. Породы имеют бледносерую окраску в образце и характеризуются наличием длинных черных игл серпентина, образующих разветвляющийся или перекрещивающийся рисунок (табл. X, рис. 1). Породы сильно разложены.

Главными характерными признаками являются: низкое содержание цветных компонентов, значительная степень изменения, присутствие хорошо различимых призм серпентина по клинопироксену.

Табл. 2 отображает средние модальные составы различных типов долеритов.

Различается несколько разновидностей; вместе с тем обычно встречаются также и переходные типы.

Офитовые долериты, в которых столбчатый магнезиальный пиконит встречается наряду с авгитом, представляют собой явную переходную ступень между типами Пердеклоф и Блаувкранс. Разновидность этого типа наблюдается в большом силле Балтаудерс-Банк, выше Бофорт-Уэст. Далее долерит характеризуется наличием крупных прямоугольных кристаллов авгита 1,5—2,0 мм в диаметре, с офитовыми очертаниями и многочисленных мелких включений плаггиоклаза длиной 0,4—0,5 мм.

С возрастанием содержания плаггиоклаза тип Блаувкранс переходит в тип Кокстад. Вариации долеритов этого типа наиболее обычны в центральном Карру, в пределах широт от 24° до 28° . Другие породы представляют собой местные продукты дифференциации магмы Карру. Так, Шольц (1936, стр. 105) отмечает троктолит в Инсизве. Пикриты и пикрито-долериты, образовавшиеся в результате дифференциации на месте, были обнаружены близ Инсизва-Инджели (Шольц, 1936) и вдоль дайки Элефантс-Хед (Польдерварт, 1944). Интрузии этого типа, дифференцированные, вероятно, еще до их внедрения, образуют пласт близ Наувпорта (Уокер и Польдерварт, 19426) и две дайки, прорезающие слои Кейс на ферме Тсебе, в северо-западной территории (Роджерс, 1907, стр. 88). Дайка вариолитового пикрито-долерита в заповеднике Мотитон, у Такона (рис. 11), прорезает как граниты, так и кварциты Блэк Рифа (Роджерс, 1907, стр. 87). Вариолитовый пикрит (рис. 11) был найден также в дайке Элефантс-Хед, у горы Фред, где он выходит на дневную поверхность среди нормальных пикритов (Польдерварт, 1944). Своеобразный среднезернистый

Таблица 2

СРЕДНИЕ МОДАЛЬНЫЕ СОСТАВЫ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ДОЛЕРИТОВ
КАРРУ

Т и п	Пердеклоф	Блаувагранс	Констад	Гангнест	Горы Даунс	Ганонер	Краевой толейт	Кранскоп	Пикрит и пикрит-долерит	Долерит-пегматит	Контани	Метасоматический гранофит
Количество подсчитанных образцов . . .	13	28	35	14	6	6	9	5	18	6	4	10
Оливин	3,5	2,8	6,1	—	—	1,7	0,1	15,6	44,2	—	—	—
Плагиоклаз	44,3	42,0	47,5	47,8	48,3	48,7	42,3	31,9	27,1	35	58,7	22
Пироксен	44,9	42,6	38,8	42,7	42,1	44,1	31,6	44,8	23,7	28	18,6	20
Рудный минерал	3,9	4,5	2,9	2,9	4,3	2,3	5,6	7,7*	3,4	8	3,6	5
Биотит и амфибиол	0,6	0,5	0,7	0,5	0,8	1,3	1,3**	—	1,6	4	13,2	3
Микропегматит и кварцевый мезостази	2,8	7,6	4,0	6,1	9,0	1,9	30,1	—	—	25	5,9	50

* Содержит около 1% пикрита
** Содержит хлорофит

полосчатый пикрито-долерит встречен в виде прослая в пласте Инсизва на высоте около 150 м над его основанием у Умзимхлава-Порт (Дю-Тойт, 19106, стр. 130). Эта порода (табл. VIII, рис. 5) состоит главным образом из лабрадора, оливина и авгита, залегающих лентообразно, причем их длинные оси расположены параллельно. Оливин встречается главным образом в виде чрезвычайно удлиненных зерен (отношение длины к ширине 10—15).

В горе Даунс (Кальвиния) авторы настоящей статьи (1940, стр. 116) обнаружили тонкую гранофировую жилу, представляющую собой, по их мнению, крайний дифференциат долеритовой магмы. Благодаря содействию Дж. Френкеля авторы имели возможность изучить гранофировую жилу из Кранскопа (Аливал-Порт). Эта порода (рис. 12), сильно измененная, состоит главным

Таблица VII. МИКРОФОТОГРАФИИ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ДОЛЕРИТОВ
КАРРУ



Р и с. 1. Долерит типа Пердеклоф, пласт Глен-Грей (Куинстаун). Николи $\times (\times 13)$.



Р и с. 2. Долерит типа Блаукранс, Вентерсбург.

Простой свет $(\times 13)$. Виден столбчатый бесцветный пизконит с крупными поперечными трещинами.



Р и с. 3. Долерит типа Кокстад, Нью-Амальфи (Мататиле). Николи $\times (\times 13)$



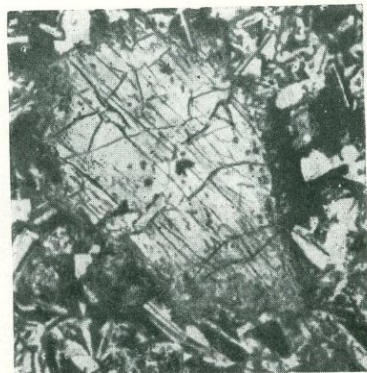
Р и с. 4. Долерит типа Гангнест, Гангнест (Кальвиния).

Простой свет $(\times 13)$. Виден крупный кристалл бронзита.

Т а б л и ц а VII (продолжение). МИКРОГРАФИИ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ
ДОЛЕРИТОВ КАРРУ



Р и с. 5. Долерит типа горы
Даунс, Гангнест (Кальвиния).
Простой свет ($\times 13$). Виден изогнутый
кристалл пироксена.



Р и с. 6. Долерит типа Гано-
вер, Ганновер. Николи \times ($\times 13$).
Виден крупный кристалл бронзи-
та с тонкой оболочкой авгита.

Таблица VIII. МИКРОФОТОГРАФИИ ДОЛЕРИТОВЫХ ДИФЕРЕНЦИАТОВ
И СОПУТСТВУЮЩИХ ПОРОД.



Р и с. 1. Краевой толейит,
Линтон (Кокстад).
Простой свет ($\times 13$).



Р и с. 2. Пикрит, Каламити-
Хилл (Мататиле) Николи \times
($\times 13$).

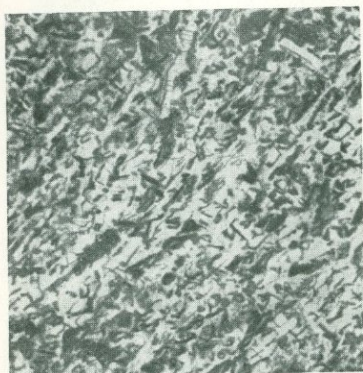


Р и с. 3. Долеритовый пегматит,
Алевинс-Гет (Бофорт-Уэст). Ни-
коли \times ($\times 13$).

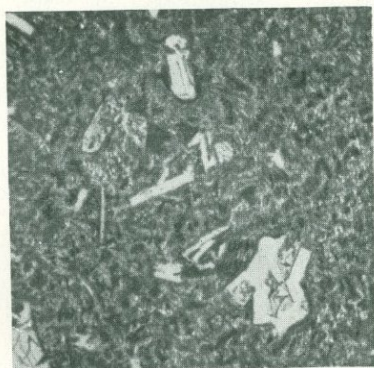


Р и с. 4. Метасоматический гра-
пофир, Гангнест (Кальвиния).
Простой свет ($\times 13$).

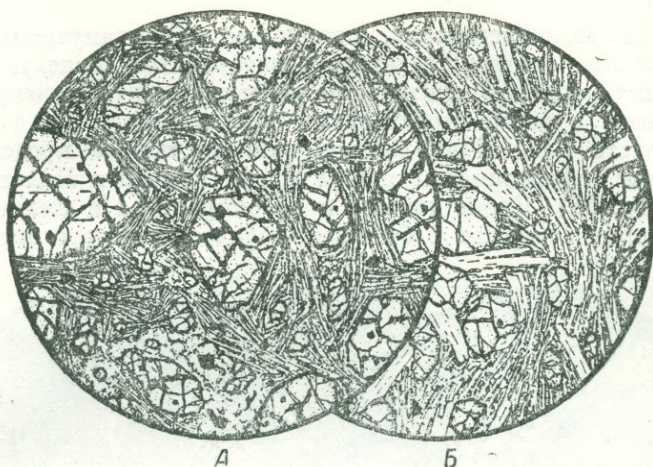
Таблица VIII (продолжение). МИКРОФОТОГРАФИИ ДОЛЕРИТОВЫХ
ДИФФЕРЕНЦИАТОВ И СОПУТСТВУЮЩИХ ПОРОД



Р и с. 5. Флюидальный пикри-
товый долерит. Умзимхлава-
Порт (Ивсизва). Николи \times
($\times 13$).

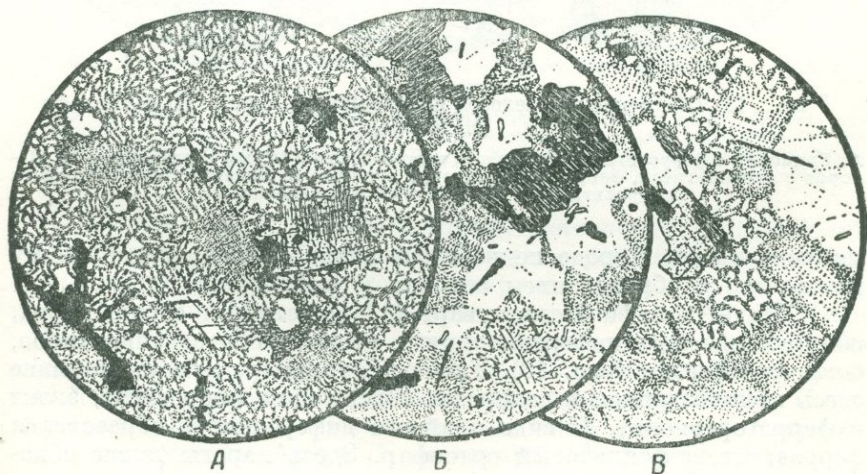


Р и с. 6. Контактный базальт,
Гангнест (Кальвиния).
Вкрапления плагиоклаза и брон-
зита. Николи \times ($\times 13$).



Р и с. 11. Вариолитовые породы.

А. Вариолитовые пикриты из горы Фред (Мататиле). Б. Вариолитовый пикритовый долерит из Такона (восточный Гривваленд). Структура обусловлена веерообразным расположением удлиненных кристаллов плагиоклаза и авгита.



Р и с. 12. Гранофиры Карру, предположительно магматического происхождения.

А. Жила в долерите Портье (Алнвал-Норт). Б. Жила в долерите Гангнеста (Кальвиния). В. Жила в долерите Крадок.

образом из микропегматита, кварца и лейст замутненного полевого шпата. Авгит и бледнозеленовато-желтый серпентин встречаются в крайне незначительном количестве; рудные выделения встречаются в форме стебельчатых образований.

В пласте Глен (Граф-Рейнет) главная порода представлена натриевым дифференциатом магмы Карру (Уокер и Польшерварт, 1942б, стр. 58). Кроме клино- и ортопироксена и плагиоклаза, этот долерит содержит в большом количестве интерстициальный

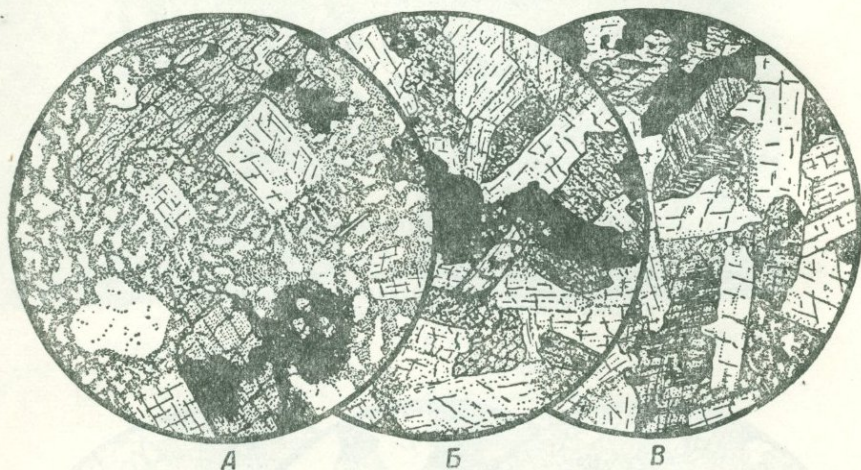


Рис. 13. Обогащенные железом дифференциаты пласта Нью-Амальфи (Мататиле).

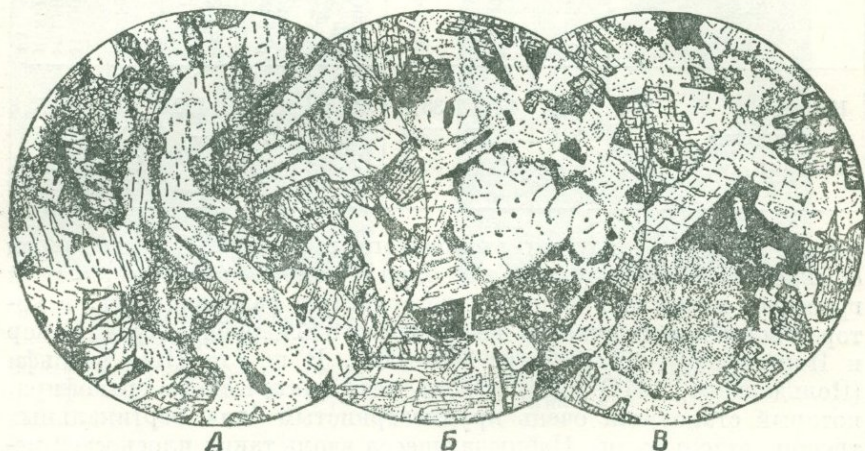
А. Гранофир с ферроавгитом, файлитом, гастингситом и бурым серпентином. Б. Долерит с ферроавгитом, феррогортонолитом и эвлитом. В. Долерит с субкальциевым ферроавгитом и богатым железом пикжонитом.

микропегматит. Порода подверглась сильному гидротермальному изменению с образованием альбита и амфибола.

У Нью-Амальфи Польшерварт (1944) встретил серию пород, обнаруживающих дифференциацию в сторону образования типов, богатых железом (рис. 13). Таковы, например, присутствующие здесь крупнозернистые долериты, содержащие ферроавгит, эвлит и феррогортонолит. В виде крайнего дифференциата образовался ферроавгитово-файлитовый гранофир. Здесь породы также обнаруживают признаки интенсивного гидротермального изменения.

Некоторые мелкозернистые оливиновые долериты из Наталя (например, Хьюлетт-Хаус, Кирсней) имеют интергранулярную структуру (Уокер, 1942, стр. 217). Авгит и пикжонит встречаются в виде небольших несдвойникованных зерен; они обнаруживают тенденцию к образованию полисоматических групп. Лейсты плагиоклаза имеют в длину, в среднем, 0,2—0,4 мм.

Долериты типа Кентани встречаются редко. За исключением двух «зияющих» даек в округе Кентани эти породы были обнаружены только в двух других местностях, а именно: близ Клипфонтейна (к северу от Постмасбурга), где дайка прорезает свиту Кэмпбелл-Ранд (Роджерс, 1906, стр. 66—67), и на территории Куинстаун, где они образуют центральную часть долеритовой дайки (Френкель, личное сообщение).



Р и с. 14. Толейитовые модификации долеритов типа Кокстад из горы Артур (Кокстад).

Породы состоят главным образом из плагиоклаза, пироксена (авгита и столбчатого пиконита) и плотного мезостазиса. Зерна кварца по краям волнистые; рассеяны по всей породе. Близ ксенолитов осадочных пород толейиты становятся пузырчатыми. Изменение ясно выражено во всей породе (по Польдерварту, 1946).

Краевые части многих интрузий оливинового долерита типов Пердеклоф, Блаувкранс или Кокстад превращены в толейиты. Это видно отчетливее всего на интрузиях типа Кокстад, поскольку в них превращение в толейит сопровождается значительным понижением процентного содержания плагиоклаза без изменения величины зерен (рис. 14). Табл. 3, показывающая средние модалные составы, отображает переход долерита типа Кокстад в толейит. Как переходные породы, так и толейиты относятся к комплексу горы Артур (Польдерварт, 1946).

Эти породы характеризуются развитием столбчатого пиконита, а потому в классификационном отношении причисляются к толейитам типа Блаувкранс. Оливин, там где он присутствует, превращен в голубовато-зеленый плеохроический боулингит.

Хотя пироксен метасоматических гранофиров обычно бывает замещен серпентином, тем не менее минерал может быть и свежим. В таких случаях он представляет собой субкальциевый

Таблица 3

СРЕДНИЕ МОДАЛЬНЫЕ СОСТАВЫ ДОЛЕРИТОВ И ТОЛЕЙИТОВ
ГОРЫ АРТУР

Тип	Оливин	Плагиоклаз	Пироксен	Рудный минерал	Биотит + амфибол	Микропермтит + кварц	Мезостазис	Количество измерений модального состава
Кокстад	6,1	47,5	38,8	2,9	0,7	4,0	—	35
Переходный	3,0	43,5	39,4	3,1	0,7	—	10,3	9
Толейит	—	40,0	36,5	5,7	0,8	—	17,0	18

авгит, нередко с ядрами столбчатого пиконита. Размер зерен обыкновенно варьирует. Так, близ Риткопа крупнозернистый гранофир покрывает более мелкозернистую разновидность, в которой встречаются участки неизмененного алевролита Экка (Уокер и Пальдерварт, 1942а, стр. 286—288). В пласте Нью-Амальфи (Пальдерварт, 1944) имеется зона метасоматического гранофира, который становится очень крупнозернистым близ вертикальных трещин отдельности. Наблюдающиеся вдоль таких плоскостей переплетение иззубренных зеленовато-черных призм ферромагнетизальных пироксенов, в несколько дюймов длиной, может придавать породе грубую решетчатую структуру (Дю Тойт, 1929а, стр. 24). Здесь снова более мелкозернистые разновидности образуют переходные зоны вокруг алевролитовых ксенолитов.

Другие кислые породы, не обладающие характерными чертами типичного метасоматического гранофира, описанного выше, встречаются в далеко отстоящих друг от друга районах Карру. К их числу относятся кислые жилы, прорезающие как долериты, так и контактные роговики в горном округе Нолангени, в районе Инсизвы (Дю Тойт, 1910б, стр. 131), кислые дайки, имеющие несколько метров в поперечнике и пересекающие долеритовые пласты на территориях ферм Гауденбек и Киферуотер, в округе Приска (Роджерс и Дю Тойт, 1909а, стр. 93—94), а также выполнения труб на территории фермы Лоуер-Зварт-Ранд, в округе Карнарвон (стр. 95—96). Под микроскопом эти породы почти идентичны и состоят из округлых, корродированных участков кварца, пятен замутненных полевых шпатов (главным образом ортоклаза с небольшим количеством натриевого плагиоклаза) и пучков хлорита и серицита. В качестве аксессуарных минералов здесь могут встречаться эпидот, рутил, сфен и циркон. Эти породы имеют большое сходство с синтетическим материалом, наблюдавшимся авторами

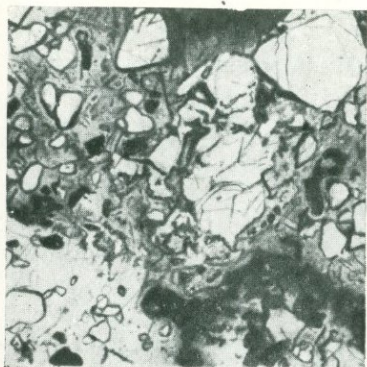
Таблица IX. МИКРОФОТОГРАФИИ КОНТАКТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ, ОСАДОЧНЫХ ПОРОД, ЗАТРОНУТЫХ ВОЗДЕЙСТВИЕМ ДОЛЕРИТА, И ГИПЕРСТЕНА С ГРАФИЧЕСКИМИ ПРОРАСТАНИЯМИ.



Р и с. 1. Контактный базальт, Тиклоф (Фрезербург). Вкрапленники плагиоклаза и оливина. Простой свет (x 13).



Р и с. 2. Контактный базальт, Блавукрайс (Кальвиния). Гломеропорфировый плагиоклаз. Николи \times (x 13).



Р и с. 3. Стекло из грубого песчаника Экка, Хейльброн. Простой свет (x 13).

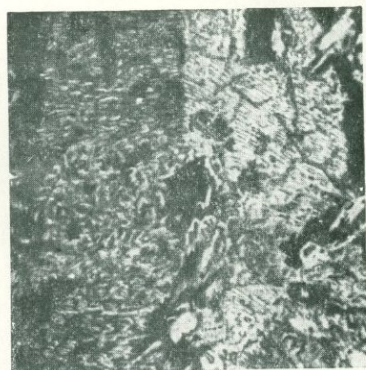


Р и с. 4. Жила реоморфического алевролита, Гангнест (Кальвиния). Простой свет (x 13).

Таблица IX (продолжение). МИКРОФОТОГРАФИИ КОНТАКТОВЫХ
БАЗАЛЬТОВ, ОСАДОЧНЫХ ПОРОД, ЗАТРОНУТЫХ ВОЗДЕЙСТВИЕМ ДОЛЕ-
РИТА, И ГИПЕРСТЕНА С ГРАФИЧЕСКИМИ ПРОРАСТАНИЯМИ



Р и с. 5. Реоморфическая брек-
ция, Гангнест (Кальвиния).
Простой свет (x 13).



Р и с. 6. Графическое прорас-
тание в ортопироксене, Пали-
сед (Нью-Джерси) Николи x
(x35).

вблизи окончаний реоморфических алевролитовых жил. Шольц (1936, стр. 126—148) упоминает еще и о некоторых других гранитных жилах и дайках в районе Инсизвы. Возможно, что частично они имеют магматическое происхождение, хотя возможно также и то, что они образовались из бофортского алевролита синтетическим путем.

Закаленные разновидности

Базальтовые и тахилитовые закаленные кромки интрузий долеритов Карру обычно содержат незначительное количество вкрапленников (табл. VIII, рис. 6; табл. IX, рис. 1, 2). Количественно-минералогические данные для типичных закаленных фаз приводятся в табл. 4.

В закаленных фазах долеритов типов Блаувкранс и Кокстад могут встречаться гломеропорфировые агрегаты плагиоклаза, которые в некоторых случаях имеют значительное развитие (например, в Босранде). Встречаются также и вариолитовые разновидности, например в Ниембе, округ Врихейд (Кэмпбелл Смит, 1912). Френкель (1942) описал некоторые более молодые дайки Карру, закаленные фазы которых содержат вкрапленники оливина, плагиоклаза и пикотита.

В некоторых случаях базальты обнаруживают признаки прохождения через них позднемагматических жидкостей, предположительно через трещины различных размеров в закаленных краевых зонах. Породы, подвергшиеся такому воздействию, могут быть сильно измененными, как это имеет место в Нью-Амальфи, где вкрапленники плагиоклаза, оливина и авгита были замещены кальцитом, серпентином и тальком. В то же время основная масса была полностью окислена, причем образовалось бесчисленное количество рудных зернышек. В Гангнесте базальты, развитые вблизи трещин, обнаруживают образование пойкилитового бурого биотита; в то же время вкрапленники бронзита (Of_{17}) отличаются узкими краями, обогащенными $FeSiO_3$ (Of_{40}), или полностью превращены в зеленый плеохроичный бастит (Уокер и Польшверт, 1941а, стр. 432).

Закаленные краевые зоны не всегда соответствуют по составу нормальному долериту, встречающемуся в той же самой интрузии. Так, например, в силле близ Тиклофа закаленная фаза содержит вкрапленники плагиоклаза и оливина, тогда как нормальный долерит представляет собой типичный бронзитовый долерит типа Гангнест. Обычно эти долериты обладают закаленными фазами, характеризующимися наличием вкрапленников плагиоклаза и бронзита, при отсутствии оливина. Пикритовый силл близ Наувпорта имеет закаленные краевые зоны из нормального оливинового базальта; кроме того, здесь попадает также и несколько других сложных интрузий.

СОСТАВ И ОТНОСИТЕЛЬНОЕ СОДЕРЖАНИЕ ВКРАПЛЕННИКОВ В КОНТАКТНЫХ БАЗАЛЬТАХ

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Сред- нее	Средний состав вкрапленников
Оливин . . .	—	2,4	1,3	0,1	0,5	3,1	0,9	1,3	3,1	5,3	1,0	—	—	—	—	1,3	Fe ₁₅₋₂₀
Плагиоклаз	10,0	1,3	6,9	1,3	2,7	9,2	0,7	3,0	2,5	7,4	4,9	2,0	3,5	3,6	3,4	4,2	An ₇₀₋₈₀
Авгит . . .	—	—	—	0,5	0,9	1,0	1,2	1,3	1,4	2,5	2,8	0,4	—	—	—	0,8	Wo ₃₉ En ₅₀ Fs ₁₁
Бронзит . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,6	0,9	1,6	1,8	0,4	Of ₁₅₋₂₀
Итого . . .	10,0	3,7	8,2	1,9	4,1	13,3	2,8	5,6	7,0	15,2	8,7	4,0	4,4	5,2	5,2	6,7	

1. Силл Босранд.
2. Силл Тиклоф.
3. Верхний силл Агтеркоп.
4. Силл Лоуер-Хантамс.
5. Силл Верлатен-Клоф.
6. Дайна Элефантс-Хед.
7. Дайна Нойенс-Ривир.
8. Силл Блаувкранс.

9. Силл Алевинс-Гет.
10. Силл Перденклоф.
11. Силл Клейн-Торен.
12. Силл Риткоп.
13. Силл Гангнест.
14. Дайна Гангнест.
15. Силл горы Даунс.

Заметное расхождение в составе констатировано между бронзитовыми долеритами Гангнеста и горы Даунс (округ Кальвиния). Повидимому, в обоих случаях мы имеем дело с одним и тем же силилом (Роджерс и Дю Тойт, 1903, стр. 39), однако плагиоклаз в породах горы Даунс содержит значительно больше натрия, чем плагиоклаз долеритов и базальтов Гангнеста. Закаленные базальты горы Даунс содержат плагиоклазовые вкрапленники состава An_{55} , а вкрапленники Гангнеста имеют средний состав An_{72} . Во всех других отношениях эти две породы представляются идентичными.

Разновидности, богатые полевым шпатом

Ни в одной из интрузий возраста Карру нами не было обнаружено сколько-нибудь заметного обогащения полевым шпатом; некоторое обогащение последним было установлено только в более низких частях мощных дифференцированных пластов. Шольц (1936, стр. 100) нашел слой троктолита в лополите Инсизва, который, «повидимому, отмечает верхнюю границу пород, содержащих более 25% оливина». В общем, долериты типов Кокстад, Гангнест и Гановер богаче плагиоклазом, чем другие типы. Модальные составы пород, приведенные в табл. 5, иллюстрируют обогащение плагиоклазом долеритов типа Кокстад.

Таблица 5

МОДАЛЬНЫЙ СОСТАВ ДОЛЕРИТОВ, БОГАТЫХ ПОЛЕВЫМИ ШПАТАМИ

	Средний тип Кокстад	1	2	3	4	5	6	7
Оливин	6,1	41,0	39,0	11,7	9,2	4,5	3,3	0,7
Плагиоклаз	47,5	39,3	49,0	54,7	54,5	54,5	52,4	55,7
Пироксен	38,8	16,6	9,6	30,7	33,1	33,6	38,3	36,7
Рудный минерал	2,9	2,7	1,1	2,5	1,5	2,4	3,2	2,2
Биотит + амфибол	0,7	0,4	1,3	0,1	0,1	—	1,2	0,7
Микропегматит + кварц	4,0	—	—	0,3	1,6	5,0	1,6	4,0

1. Пикрит, дайка Элефантс-Хед.
2. Троктолит, Инсизва.
3. Экзекьюшен-Рок.
4. Буттерворт.
5. Аштон, комплекс горы Артур.
6. Махайнкуэ-Порт, дайка Элефантс-Хед.
7. Колесбург.

Последовательность кристаллизации

В магме Карру, перед тем как она заняла свое настоящее положение, повидимому, началось выделение небольших количеств плагиоклаза, оливина и авгита или же — плагиоклаза и бронзита.

В дальнейшем магма затвердевала при гипабиссальных, а значит — при совершенно иных физических условиях. Ранее образовавшиеся кристаллы были частично или полностью резорбированы, и кристаллизация началась с выделения небольших количеств пикотита.

За этим последовала кристаллизация оливина, продолжавшаяся в течение длительного периода времени. Как правило, оливин с составом до Ca_{50} кристаллизовался прежде, чем пироксен, тогда как оливин с составом Ca_{80-100} выделялся после пироксена. В Карру были обнаружены все составы оливинов между Ca_{15} и Ca_{100} , хотя изучение пласта Нью-Амальфи выявило существование местного разрыва в последовательности кристаллизации оливина в интервале состава Ca_{50-80} (Польдерварт, 1944, стр. 94).

Затем, наряду с оливином, начал кристаллизоваться и плагиоклаз, причем более ранние его кристаллы имели состав An_{75-80} . Хотя плагиоклаз начал кристаллизоваться одним из первых, период его кристаллизации был самым продолжительным. Наиболее насыщенный натрием плагиоклаз An_{25-30} кристаллизовался значительно позже, чем пироксен. Но даже и этот плагиоклаз незаметно переходит в анортоклаз интерстициального микропегматита, тем самым продвигая еще далее процесс кристаллизации полевых шпатов.

Кристаллизация пироксена началась вскоре после кристаллизации наиболее основного плагиоклаза. Первыми образовавшимися кристаллами были или магнезиальный пижонит, или ортопироксен. В ходе кристаллизации этих минералов состав каждого из них менялся аналогично оливину, а периоды их кристаллизации перекрывают период кристаллизации клинопироксенов с большим углом оптических осей. Магнезиальные ортопироксены (Of_{15-25}), кристаллизовавшиеся ранее авгита, ортопироксены промежуточного состава (Of_{25-35}), в основном, одновременны с авгитом, тогда как более железистые ортопироксены кристаллизовались после него. Ортопироксены более железистые, чем Of_{80} , в Карру обнаружены не были. Наиболее железистые ортопироксены встречаются в верхних частях пласта Нью-Амальфи, где они кристаллизовались после ферроавгита.

Кристаллизация пижонита протекала аналогичным образом. Магнезиальный пижонит выделился раньше, чем авгит, а зачастую

раньше и ортопироксена. Пижониты переходных составов кристаллизовались одновременно с авгитом, между тем как ферропижонит выделился после авгита и субкальциевого авгита, но не после ферроавгита. Пижониты, более богатые железом, чем $Wo_{10}En_{46}Fs_{44}$, обнаружены не были. Клинопироксены с большим углом оптических осей (более 30°) начали кристаллизацию с выделения авгита, за которым последовал субкальциевый авгит и, наконец, ферроавгит.

За кристаллизацией пироксена последовало выделение апатита и титано-магнетита. За последним, в свою очередь, последовало выделение бурого биотита и амфибола. Более поздние биотиты и амфиболы обычно имеют зеленую окраску. Затем последовало одновременное выделение кварца и анортклаза с образованием, интерстициального микропегматита. Превращение оливина в хлорофенит, бурый идингсит или зеленый боулингит, бронзита — в зеленый бастит и альбитизация плагиоклаза относятся, предположительно, к завершающим стадиям кристаллизации.

Осадочные породы

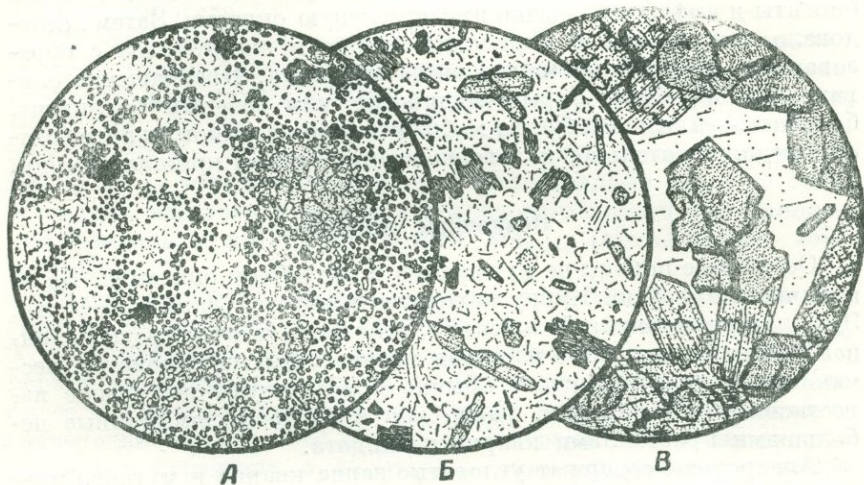
Осадочные породы не нуждаются в подробном описании. Большая часть интрузий Карру находится в пластах Экка и Бофорта. Эти пласты состоят либо из синих, зеленых или пурпуровых сланцев и аргиллитов, либо из очень мелкозернистых глинистых песчаников или алевролитов. Обычно присутствуют небольшие известковистые конкреции, равно как и пустоты, выстланные небольшими кристаллами кварца и эпидота.

Алевролиты содержат угловатые зерна кварца и мутного плагиоклаза или калиевого полевого шпата, заключенные в темной глинистой массе, содержащей серицит, биотит, хлорит, серпентин и неправильной формы зерна магнетита; минералы тяжелой фракции включают циркон, турмалин, сфен и бесцветный или бледнорозовый гранат.

Верхнебофорские, равно как и бургерсдорпские, песчаники являются обычно несколько более крупнозернистыми, чем алевролиты нижнего Бофорта или Экка, средняя величина зерен у которых значительно менее 0,4 мм. Песчаные горизонты пластов Молтено варьируют от крупнозернистых галечниковых песчаников до среднезернистых. Они состоят главным образом из кварца, микроклина, ортоклаза и плагиоклаза, наряду с незначительными количествами рудных зерен, серпентина и хлорита. Более глинистые разновидности представляют серо-бурю плотную массу, содержащую переменные количества рудных частичек и серпентина. Красноцветные породы и песчаники Кейв более мелкозернисты, более глинисты и характеризуются развитием железистого или известковистого цемента.

Метаморфизованные осадочные породы

Торранс (1924) изучал термометаморфизм бофортских аргиллитов в округе Мидделбург, а Дю Тойт (1910б, стр. 131—136) и Шольц (1936, стр. 122—126) описали довольно детально метаморфические контактовые зоны пласта Инсизва. Несколько позднее Маунтин (1936, 1943, 1944) и авторы настоящей статьи (1940, 1941а и 1942а) изучали метаморфизованные осадочные породы Карру в связи с исследованиями явлений метасоматизма подобных осадков долеритовой магмой.



Р и с. 15. Роговики подошвы пласта Инсизва. Описаны подробно Дю Тойтом (1910б).

А. Авгитовый роговик, горный округ Пэйн. Б. Гиперстено-биотитовый роговик, Нолангени. В. Гранато-диопсидовый роговик, гора Айлиф.

Сланцы и аргиллиты осадочных пород Карру превратились в результате термометаморфизма в плотные черные роговики или лидиты, с раковистым изломом. Более песчанистые типы превратились в мелкозернистые контактовые роговики, в которых могут присутствовать биотит, магнетит, гиперстен, авгит и кордиерит (рис. 15).

Алевролиты и песчаники превратились в кварциты, представляющие мозаику из прорастающих друг друга зерен. При более продвинутом метаморфизме щелочной полевой шпат либо входил в интерстициальный микропегматит, либо давал порфиробласты (Шольц, 1936, стр. 124). Термальный метаморфизм крупнозернистых полевошпатовых песчаников Молтено, у Махайнкуэ-Порт (Мататиле), привел к образованию породы, сходной по своей

структуре и минералогическому составу с гранитом (Дю Тойт, 1929а, стр. 25). Характерная красная окраска красноцветных слоев пропадает в соседстве с долеритовыми интрузиями, благодаря превращению гематита в магнетит.

В наиболее крайних случаях осадочная порода может быть расплавлена с образованием прозрачного светлокорицевого стекла. Четыре таких случая были описаны в Карру, а именно: переплавленные песчаники Кейв на ферме Колдбрук близ Баркли-Ист (Дю Тойт, 1904, стр. 176); переплавленные песчаники Кейв на ферме Штафельбергс-Влей близ Бердс-Ривер Сайдинг (Дю Тойт, 1905а, стр. 131); переплавленные песчаники Экка в округе Хейльброн (Юнг, 1918) (табл. IX, рис. 3); переплавленные песчаники Молтено в комплексе горы Артур (Польдерварт, 1946, стр. 94). Переплавление аркозовых песчаников в округе Хейльброн достигает высокой степени. Во всех образцах стекло содержит зерна кварца — от круглых до угловатых, с корродированными краями. Полевые шпаты исходного песчаника, повидимому, были почти полностью расплавлены и, вместе с некоторым количеством кварца, образовали стекло. В стекле постоянно присутствуют в незначительных количествах магнетит и циркон.

Термометаморфизм известковых стяжений в осадочных породах вызвал образование ядер (kernels) с многочисленными интересными и разнообразными скоплениями известковистых силикатов. У горы Даунс найдена конкреция, содержащая крупные идиобласты везувиана (средний диаметр 2,2 мм), погруженные в мелкозернистую массу из кальцита, зернистого гроссуляра и волластонита (Уокер и Польдерварт, 1940, стр. 166). Известковистое стяжение в Экка, близ Риткопа, превратилось в ядро из крупнокристаллического кварца и щелочного полевого шпата с более мелкими кристаллами зернистого диопсида, сфена, кальцита и биотита (Уокер и Польдерварт, 1942а, стр. 293). Известковистые конкреции в бофортских пластах у Алевине-Гет представлены ядрами, состоящими из скоплений зерен красновато-бурого граната, окруженных зоной из волокнистого пектолита и мутного томсонита. Этот последний, в свою очередь, окружен еще одной зоной, в которой присутствует эгирин-авгит вместе с кварцем и щелочным полевым шпатом.

По Шольду (1936, стр. 125), известковистые стяжения в бофортских пластах у Инсизвы превратились в волластонит, гроссуляр, диопсид, щелочной полевой шпат, кальцит, гиалит и альмандин. Дю Тойт (1910б, стр. 135—136) упоминает о нескольких случаях нахождения известково-силикатных контактных роговиков в подошве пласта Инсизва, состоящих главным образом из граната, диопсида и волластонита с подчиненными — цоизитом, сфеном, хлоритом, эпидотом и основным плагиоклазом (рис. 15). Некоторые известковистые пласты Экка, как об этом можно судить по

кернам буровых скважин, были преобразованы и стали пузыристыми (личное сообщение Л. Т. Нель).

Метаморфическое воздействие долеритовых интрузий на угольные пласты системы Карру явилось с экономической точки зрения настоящей трагедией. Вследствие термометаморфизма содержание летучих углеводородов в углях уменьшилось. Как правило, битуминозный уголь превратился в кокс, антрацит, в редких случаях — в графит. Блиньо и Фуртер (1940, стр. 67—68) приводят Рустплатс (Наталь) в качестве примера крайнего типа мета-

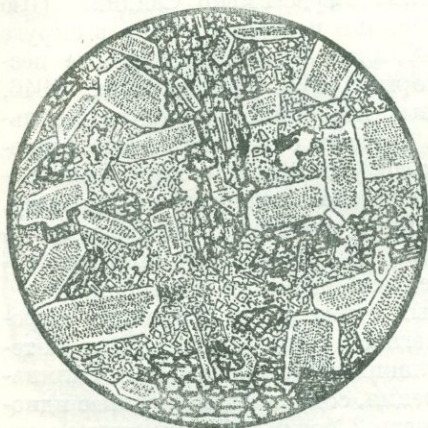


Рис. 16. Продукт ассимиляции глинистой осадочной породы и бронзового долерита у Гангнеста (Кальвиния).

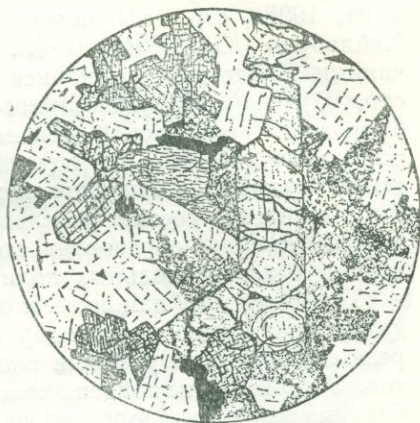


Рис. 17. Продукт ассимиляции краевого толейита и долерита типа Кокстад в горе Артур (по Польдervарту, 1946).

морфизма. Небезынтересно отметить то, что глубины, до которых угли оказались антрацитизированными под действием долеритовых пластов Зуингуин (тип Пердеклоф), а затем Матшонгололо (тип Гангнест), составляют, соответственно, 0,5 и 2,7 м на каждый метр долерита.

Продукты ассимиляции

Случаи ассимиляции осадочных пород долеритовой магмой наблюдаются в Карру весьма редко. Это особенно удивительно, если принять во внимание то, как часто эти осадочные породы преобразовывались и переплавлялись магмой.

В Гангнесте ксенолит глинистого алевролита ассимилирован долеритом типа Гангнест (Уокер и Польшдervарт, 1941а, стр. 447), состоящим, в основном, из плагиоклаза (An_{68}), авгита ($Wo_{38}En_{43}Fs_{19}$) и бронзита (Ol_{18}), вместе с акцессорными микропегматитом, рудными частичками и биотитом. Продукт ассимиляции (рис. 16)

представляет крупнозернистую породу, содержащую широкие таблички плагиоклаза (An_{64}) и крупные призмы феррогиперстена (Of_{63}) и лишнюю авгита. Толстые короткие кристаллы плагиоклаза второй генерации (An_{48}) с кварцем, микропегматитом и акцессорными рудным минералом и биотитом развиты в интерстициях. Более крупные таблички плагиоклаза заполнены мельчайшими палочками не поддающегося определению минерала; краевые части зерен — прозрачные. По Мак Грегору (1931), это указывает на умеренный контактовый метаморфизм.

В горе Артур, в результате воздействия долеритов типа Кокстад на затвердевшие «краевые» толейиты более ранней интрузии, образовалась богатая пижонитом порода (Шольдерварт, 1946, стр. 36). Нормальные «краевые» толейиты состоят, в основном, из плагиоклаза (An_{54}), субкальциевого ферроавгита ($Wo_{33}En_{36}Fs_{31}$) и темного мезостазиса. Рудный минерал, опаловидный кремнезем и хлорофенит являются акцессорными. Оливиново-долеритовая магма выделила оливин (Fa_{25}), плагиоклаз (An_{72}) и бронзит (Of_{20}) в качестве более ранних составных частей. Продуктом реакции (рис. 17) является пижонитовый толейит, состоящий, в основном, из плагиоклаза (An_{60}), пижонита ($Wo_{12}En_{59}Fs_{29}$), ферроавгита ($Wo_{31}En_{36}Fs_{33}$) и мезостазиса. На долю пижонита приходится около 40% общего количества пироксена.

Реоморфические жилы

Соответственно природе осадочных пород Карру реоморфические жилы в долерите распадаются на две группы: жилы роговиков и жилы песчаников, или алевролитов. Первые в Карру встречаются чаще, поскольку более глинистые осадочные породы, повидимому, подвергались преобразованию легче, чем более чистые песчаники.

На многих жилах роговиков заметна полосчатость или признаки течения (flow banding); это указывает на то, что во время инъекции материал находился по меньшей мере в пластическом состоянии. Закаленные зальбанды долеритовых интрузий часто обнаруживают скопления пылеобразных частичек магнетита вдоль контакта с такими жилами. В более глубоких частях интрузий этих скоплений не обнаруживается и долерит сохраняет нормальный размер зерен — даже непосредственно в контакте с реоморфическими жилами.

Алевролитовые жилы (табл. IX, рис. 4) имеют однообразный внешний вид, и полосчатость в них отсутствует. Кроме обычных минералов алевролитов, здесь встречаются случайные пятна интерстициального микропегматита. Хотя многие алевролитовые жилы начинаются, обладая резко очерченными краями, однако через короткое расстояние они утрачивают эту характерную

черту. Близ окончания жил в долерите могут присутствовать участки преобразованного алевролита. Многие алевролитовые жилы переплавились в гранофир и вследствие этого совершенно утратили отличительные черты исходной породы. Кроме того, некоторые тела метасоматизированного гранофира становятся достаточно подвижными для того, чтобы внедриться своими апофизами в долерит. Реоморфические жилы этого типа были отмечены у Алевинс-Гет (Уокер и Польшерварт, 1942а, стр. 289). Одна из гранофировых жил, поднимающаяся из-под главного тела метасоматического гранофира, в этом месте содержит многочисленные темные пятна, представляющие собой остатки подстилающих долеритовых пегматитов и нормальных долеритов, брекчированных вторгшейся жилой.

Интересный образчик микробрекчии обнаружен в краевой части обрушенной глыбы алевролита, вблизи верхнего контакта, у Гангнеста (табл. IX, рис. 5); она состоит из угловатых обломков базальта, погруженных в основную массу из преобразованных бофортских алевролитов. Повидимому, преобразованная осадочная порода большой массой внедрялась здесь в долерит и брекчировала его закаленные краевые зоны. Вдоль той же линии простирается, на расстоянии всего лишь нескольких метров от брекчии, имеется тело метасоматического гранофира (рис. 10).

МИНЕРАЛОГИЯ

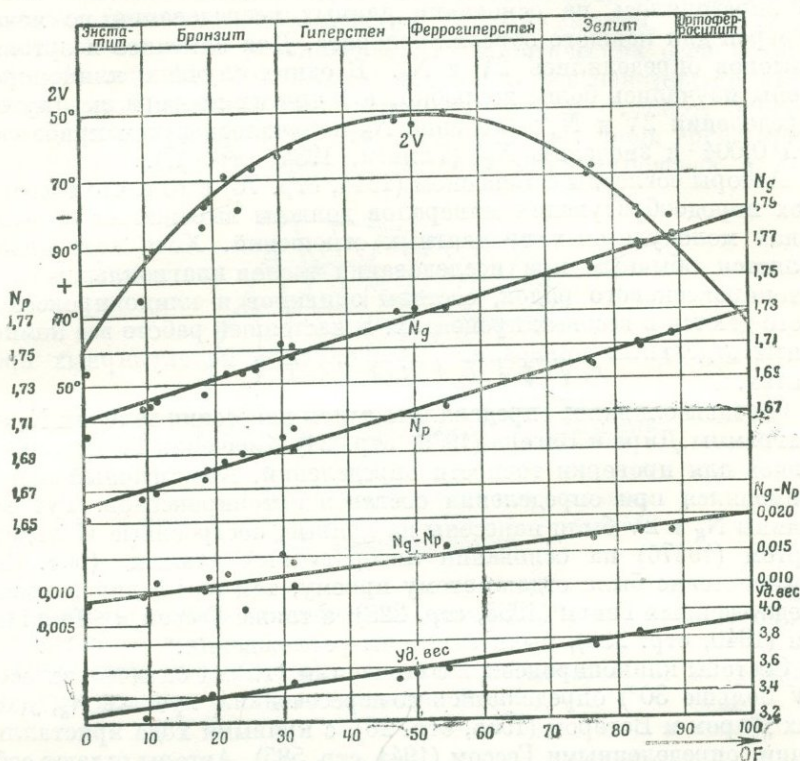
Общие замечания

Минералогия долеритов Карру, так же как и других долеритовых провинций, проста в том отношении, что главными компонентами здесь являются плагиоклаз, пироксены и оливин. В то время как плагиоклазовые и оливиновые серии полностью изучены и не представляют трудностей для их определения, взаимоотношения между пироксенами сложнее. Многого остается еще изучить в области парагенезиса моноклинных пироксенов и соотношений между пиджонитом, авгитом и ортопироксеном. Настоящий раздел посвящен этим проблемам, разрешению которых изучение магматической провинции Карру во многом может помочь.

Методы

Все показатели преломления определялись при помощи иммерсионного метода в натриевом свете. Показатели преломления применявшихся жидкостей проверялись после каждого определения на рефрактометре Лейтц-Джеллей. Точность определения составляет $\pm 0,003$. Углы осей и углы погасания измерялись на четырехосном универсальном столике Федорова. Вероятная точ-

ность $\pm 2^\circ$, хотя ошибка для минералов с высоким показателем преломления увеличивается. Модальные составы определялись частично на интеграционном столике Доллара, частично на



Р и с. 18. Оптические свойства и химический состав ортопироксенового ряда (по Польдерварту, 1947).

столике Лейтца. За исключением долеритовых пегматитов и метасоматических гранофилов, длина линий подсчета более чем в 200 раз превышала самый длинный непрерывный отрезок, составляемый любым минералом в измеренных шлифах. Поэтому вероятная ошибка составляет 1—2%.

Все исследованные оптическими методами долериты дробились, смешивались и просеивались. Порошок разделялся бромформом на две фракции, которые высушивались, после чего ручным магнитом из них удалялся рудный минерал. Легкая фракция использовалась для определения плагиоклаза, а ферромагнезиальные минералы определялись в тяжелой фракции. Главной целью оптического исследования было определение приблизительного

состава минералов. Поэтому редко производилось определение всех оптических констант для каждого отдельного минерала. Для плагиоклаза среднее значение показателя светопреломления обычно определялось на основании данных исследования не менее 20 зерен для каждого образца долерита. Для оливинов и ортопироксенов определялись $2V$ и N_g . В одних случаях клинопироксены изучались более подробно, а в других проверялись путем определения $2V$ и N_g' ; значение N_g получалось путем прибавления 0,004 к значению N_g' (Томида, 1934, стр. 47).

Авторы согласны с Бенсоном (1944, стр. 76) в том, что составы всех породообразующих минералов должны выражаться в величинах молекулярных процентных отношений. Хотя этот прием является обычным при исследовании членов плагиоклазового и ортопироксенового рядов, составы оливинов и клинопироксенов часто даются в весовых процентах. В настоящей работе все компоненты отдельных минералов выражаются в молекулярных процентах.

Составы оливинов определялись путем нанесения величин N_g на диаграммы Дира и Вагера (1939, стр. 21). Значения $2V$ использовались для проверки точности определений. Аналогичный прием применялся при определении составов ортопироксенов. Тут величины N_g и $2V$ были нанесены на кривые, построенные Польдервартом (1947б) на основании литературных данных (рис. 18). Предпочтение было отдано этому приему, так как в диаграммах, предложенных Генри (1935, стр. 223), а также Гессом и Филлипсом (1940, стр. 280), были замечены расхождения.

Составы клинопироксенов с большими углами оптических осей ($2V$ больше 30°) определялись по пересечениям кривых N_g , данных Диром и Вагером (1938, стр. 20), с кривыми хода кристаллизации, определенными Гессом (1941, стр. 585). Авторы отдают себе отчет в том, что этот метод не вполне удовлетворителен, но, по их мнению, он все же представляет собой шаг вперед по сравнению с методом, применявшимся ранее и состоявшим в определении состава по точкам пересечения кривых N_g с кривыми $2V$ (Польдерварт, 1947а). Даже незначительные примеси TiO_2 сильно влияют на угол оптических осей клинопироксенов (Куно, 1936), а в отношении кривых, предложенных Томида для величин $2V$ (1934), было установлено, что они ненадежны. Углы оптических осей клинопироксенов Карру значительно меньше, чем те, которые приводятся на кривых Томида. То же наблюдается при сравнении с данными для других пироксенов, описанных в литературе. Кривая Гесса, показывающая ход процесса кристаллизации клинопироксенов, нами была несколько изменена для того, чтобы приспособить ее к пироксенам с резко выраженной зональностью ($2V = 48-30^\circ$), наблюдающейся в пироксенах Карру (рис. 19). Так, была добавлена нисходящая линия, указывающая на состав

клинопироксенов, обладающих оптическими константами следующего порядка: $2V = 48-30^\circ$; $N_g = 1,717-1,731$. Необходимость такой вспомогательной линии определяется тем, что пироксены, имеющие показатель преломления, равный, скажем, 1,730, обладают, как это было установлено, углом оптических осей, равным либо 31 , либо 44° . Это подтверждается также некоторыми литературными аналитическими данными. Авторы считают, однако, необходимым подчеркнуть, что этот метод дает лишь грубо-приблизительное представление о составах клинопироксена и был

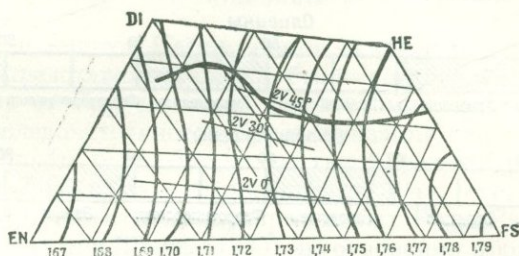


Рис. 19. Кривые кристаллизации и светопреломления безглицоземистых и беститанистых клинопироксенов.

использован только за неимением какого-нибудь другого, более совершенного метода.

Пижониты определялись обычным методом, т. е. по точкам пересечения кривых N_g с кривыми $2V$.

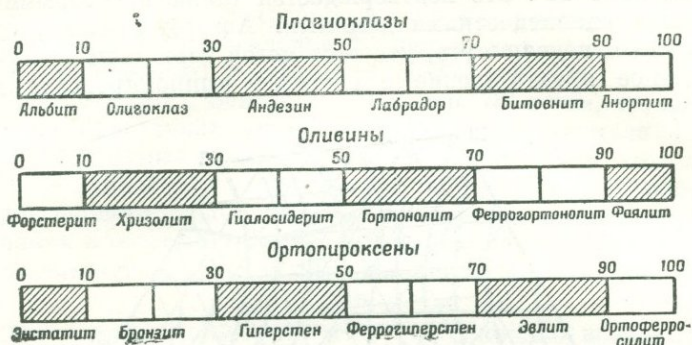
Номенклатура

Необходимость внесения единообразия в номенклатуру и классификацию изоморфных групп минералов вытекает из факта существующей в настоящее время путаницы в номенклатуре пироксенов, как это убедительно было показано Бенсоном (1944). Поэтому при наименовании разных членов отдельных минеральных групп мы старались по возможности сохранять единообразие и пользоваться уже существующими терминами.

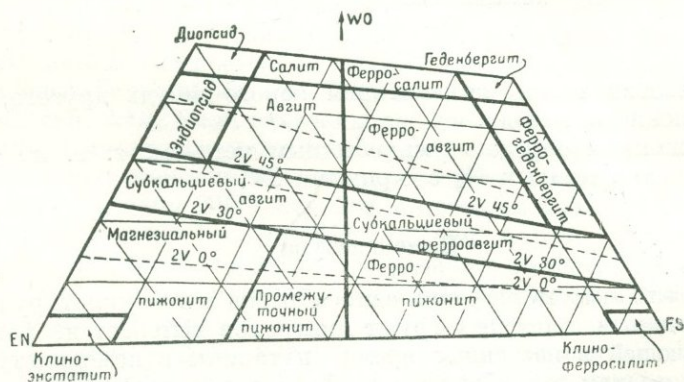
Нам представляется логичным подразделение трех непрерывных рядов твердых растворов, т. е. рядов плаггиоклаза, оливина и ортопироксена, по единому принципу. Это уже было сделано раньше в отношении рядов плаггиоклаза и оливина (Дир и Вагер, 1939, стр. 25). Польдерварт распространил этот метод классификации на ортопироксены (1947б, рис. 20). Для охвата ряда Or_{70-90} требовалось новое обозначение. Поскольку подвергавшиеся анализу ортопироксены этого состава извлекались пре-

имущественно из эвлизитов, нами здесь предлагается для их обозначения термин «эвлиты».

В номенклатуре клинопироксенов мы следовали, лишь за небольшими изменениями (рис. 21), классификации, предложенной Гессом (1941, стр. 518) и, в дальнейшем, развитой Бенсоном (1944,



Р и с. 20. Номенклатура в сериях плагииоклаза, оливина и ортопироксена (по Польдерварту, 1947).



Р и с. 21. Номенклатура клинопироксенов (по Польдерварту, 1947).

стр. 111). Эти авторы предложили введение нового подразделения — «феррогенденбергит» — для уравновешивания эндиопсидового поля, а также для того, чтобы обозначить конечные члены нормальных магматических клинопироксеновых рядов. Хотя основные подразделения сохранены, авторы предпочитают также разделять салитово-пижонитовое и ферросалитово-ферропижонитовое поля прямой линией, проведенной через середину линии $En - Fs$. Бенсон принимает линии $2V = 45^\circ$ и $2V = 30^\circ$ за гра-

ницы между: 1) авгитами и ферроавгитами, 2) их субкальциевыми эквивалентами и 3) пижонитовым полем.

Положение линий заимствовано из диаграммы Томита. Некоторые изменения окажутся необходимыми в дальнейшем, когда мы будем располагать большим количеством данных, но, основываясь на собственных наблюдениях над пироксенами Карру, мы нанесли вероятное положение линий $2V = 45^\circ$ и $2V = 30^\circ$ в виде ломаных линий.

Оливины

Оливины долеритов Карру ничего исключительного по своему составу не представляют; здесь было установлено присутствие всех составов от Fe_{15} до Fe_{100} . Но местами может существовать разрыв в последовательности кристаллизации этого ряда. В пласте Нью-Амальфи был обнаружен такой разрыв последовательности между Fe_{50} и Fe_{80} (Польдерварт, 1944, стр. 94). Вагер и Дир (1939, стр. 101) отметили разрыв между Fe_{40} и Fe_{60} в интрузии Скаергарда. Боуэн и Шерер (1935), на основании проведенного ими исследования системы $MgO - FeO - SiO_2$, вывели заключение о существовании разрыва в последовательности кристаллизации.

Магнезиальные оливины встречаются в виде крупных, хорошо развитых кристаллов, тогда как фаялитовые члены ряда образуют небольшие округлые или даже субфитовые кристаллы. В пикритах конечные грани кристаллов иногда бывают сросшимися, благодаря чему и образуются удлинённые кристаллы с приблизительно одинаковой оптической ориентировкой. Кристаллы эти, как правило, свободны от включений, но в пикритах они могут содержать небольшие октаэдрические пикотиты и тонкие дендритовые прорастания, а также таблитчатые включения магнетита; последние обычно бывают параллельными (100) и (001). Зональность оливина была установлена только в одном образце из горы Артур. Обычно оливины в пределах одного шлифа имеют различные составы, хотя отдельные кристаллы и однородны. В соответствии с выводами Томкеева (1939, стр. 243), расхождения составов невелики в магнезиальном конце, увеличиваются для промежуточных членов и снова уменьшаются по направлению к фаялитовому концу ряда. Зональность оливина в долерите горы Артур идет в нормальном направлении, т. е. обогащение фаялитом имеет место по направлению к краям кристаллов. Наибольшая наблюдаемая разница в составе оказалась Fe_{32-52} . Это явление сказывается в различии поляризационных цветов и в изменении угла погасания в разрезах, не параллельных к главным сечениям оптической индикатрисы. Более крупные, резко зональные кристаллы окружены многочисленными мельчайшими зернышками оливина. Ни в каких других оливиновых долеритах комплекса

горы Артур не содержится зональный оливин. Зональность в указанном одном случае приписывается местному ускорению кристаллизации оливина, обусловленному, предположительно, реакцией магмы с кварцитовым ксенолитом, находившимся в непосредственной близости.

В Карру наблюдаются три следующих основных вида превращения оливина:

1. Магматическая стадия. Реагируя с магмой, оливин может превращаться в ортопироксен или в пижонит. Образование в этом случае ортопироксена или пижонита, повидимому, будет зависеть исключительно от температуры магмы.

2. Гидротермальная стадия. Под влиянием концентрации сверхплавких элементов оливин нередко превращается в зеленый боулингит или в бурый идингсит.

3. Атмосферная стадия. Под действием выветривания оливин может превращаться в желтые или зеленые неплеохроичные серпентины и окислы железа.

Полевые шпаты

Во всех нормальных долеритах Карру наиболее обильным по объему минералом является плагиоклаз. Он образует зональные лейсты, sdвойникованные чаще всего по альбитовому закону (табл. 6).

Как правило, чем резче выражена офитовая структура долерита, тем меньше средние размеры табличек плагиоклаза и тем

Таблица 6

ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ВСТРЕЧАЕМОСТЬ ДВОЙНИКОВЫХ ЗАКОНОВ
В ПЛАГИОКЛАЗАХ (в %)

(данные Нелла и Бринка, 1944, стр. 37)

Литературный источник	Количество определений	Альбитовый закон	Карлсбадский закон	Аклин-периклиновый закон	Закон Рот-Тураэ	Прочие двойниковые законы
Шольц (1936)	120	49	14	22	11	4
Де Свард и Маррей (1944)	124	44	17	15	16	8
Ван Иден (1937) . .	18	22	44	6	28	—
Итого	262	45	17	17	15	6

разнообразнее их размеры и резче выражено удлинение кристаллов. Так, в долеритах Пердеклофа среднее отношение длины к ширине равно около 8, в то время как в интрузиях типов Блаувкранс, Кокстад и Гагнест эта величина падает до 3—4. Как правило, вариации размеров табличек плагиоклаза укладываются в непрерывный ряд, однако иногда в них наблюдается тенденция кристаллизоваться в двух генерациях (Шольц, 1936, стр. 109).

Плагиоклаз может встречаться в пикритах в виде тонких зональных табличек или в крупных пойкилитовых кристаллах с более однородным составом. Таблички образовались путем кристаллизации в находившейся в движении магме. Пойкилитовый габитус приписывается кристаллизации в магме, находившейся в состоянии покоя. Следовательно, пикриты, содержащие пойкилитовый плагиоклаз, образовались *in situ*, между тем как пикриты с мелкими табличками плагиоклаза возникли в результате дифференциации, предшествовавшей внедрению.

Зональность отличается чрезвычайном разнообразием; в пределах одного и того же шлифа (рис. 22)* можно встретить примеры резорбции и восстановления, непрерывной, ритмической и обратной зональности.

Де Свард и Маррей (1944, стр. 6) приводят другой пример резорбции и восстановления, где ядро имеет состав An_{53} , оболочка An_{80} , а наружный край снова An_{53} . Средние составы плагиоклазов в различных типах долеритов приводятся в табл. 15.

Плагиоклазовые вкраплениями закаленных фаз долеритов могут встречаться в виде изолированных кристаллов илиglomeroporфиновых агрегатов. В последнем случае кристаллы могут обнаруживать явления сложной зональности и субпойкилитически заключать в себе авгит. Остатки таких агрегатов встречаются в более мелкозернистых долеритах.

Интерстициальный щелочной полевой шпат встречается в долеритах обычно в виде микрографического прорастания с кварцем. Он обычно бывает замутнен; в немногих случаях его можно было определить как натровый ортоклаз с небольшим углом оптических осей. В более кислых породах зональные лейсты плагиоклаза нередко бывают окружены венчиками из микропегматита.

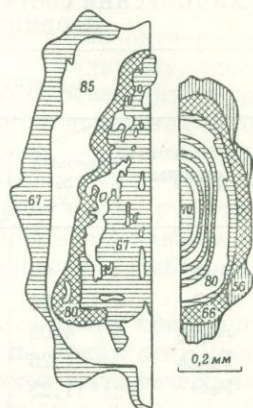


Рис. 22. Зональность плагиоклаза в пласте Писизва (по Шольцу, 1936).

* Гимараенс (1946) считает, что зональность плагиоклазов в долеритах связана с отношениями устойчивости орто- и клинопироксенов.

Ортопироксены

В табл. 7 приводится химический состав магнезиального ортопироксена из долерита Гановера и его физические константы (Польдерварт, 19476).

Таблица 7

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ БРОНЗИТА ИЗ ДОЛЕРИТА ГАНОВЕРА (КАПСКАЯ ПРОВИНЦИЯ) И ЕГО ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Бронзит долерита Карру близ Гановера (К. П.)					
окислы	весовые %	перечислено на 100 безводн.	атомные отношения	молекулярные количества по 6 (O, OH)	
SiO ₂	52,86	53,33	Si... 0,889	1,898	} 1,996
TiO ₂	0,26	0,26	Al... 0,081	0,173	
Al ₂ O ₃	4,08	4,12	Fe... 0,016	0,034	} 1,995
Fe ₂ O ₃	1,26	1,27	Fe... 0,157	0,336	
FeO	11,23	11,33	Mg... 0,677	1,444	} 1,995
MnO	0,23	0,23	Ca... 0,043	0,092	
MgO	26,82	27,06	Mn... 0,003	0,007	}
CaO	2,38	2,40	Ti... 0,003	0,007	
Na ₂ O	следи	—	O'' 2,810		
K ₂ O	следи	—	Молекулярная формула *		
P ₂ O ₅	нет	—			
H ₂ O ⁺	0,53	100,00			
H ₂ O ⁻	0,07				
Сумма	99,72		$\left. \begin{array}{l} \text{Wo}_{4,9} \\ \text{En}_{76,9} \\ \text{Fs}_{18,2} \end{array} \right\} \text{или } \text{Of}_{19,1}$		
			Формула (Mg, Fe ^{...} , Fe ^{..} , Ca, Mn, Ti, Al) [(Si, Al) ₂ O ₆]		
Окраска: зеленая			N _g = 1,692	(-) 2V = 77°	
Плеохроизм: отсутствует			N _p = 1,680	Уд. вес 3,42	

* При перечислении состава молекулярные количества MnO были добавлены к молекулярным количествам FeO, в то время как прочие примеси во внимание приняты не были.

По краям зерен бронзита может иметь место чрезвычайно тонкое графическое прорастание. Многие кристаллы имеют своеобразное пятнистое погасание, приписываемое наличию в них суб-

микроскопических прорастаний. Химический и модальный составы долерита Гановера приводятся в табл. 15 под № 34.

Аналитические данные в отношении гановерского бронзита не отклоняются от нормы, за исключением CaO , Al_2O_3 и Fe_2O_3 представляют собой главные примеси, причем глинозем частично замещает кремний. Как это было показано Вашингтоном и Мервином (1923), Al_2O_3 и Fe_2O_3 могут встречаться растворенными в ортопироксеновой молекуле.

Несколькими авторами отмечались ненормальные оптические свойства ортопироксенов в интервале Of_{15-35} . Повидимому, здесь имеют место постепенные переходы. В быстро остывающих породах минерал, как правило, погасает равномерно. В долеритах ортопироксен может обнаруживать специфическое неравномерное погасание, или, что более обычно, в нем наблюдаются группы правильно расположенных чешуек или неправильных участков (blebs) минерала с погасанием и двупреломлением, отличными от наблюдающихся у вмещающего их ортопироксена (табл. IX, рис. 6)*.

Эти включения могут быть распространены по всему кристаллу или находиться только в его центре, или же по краям его. Люис (1908) первым указал на сходство этих участков с графическими прорастаниями кварца и ортоклаза. В дальнейшем Уокер (1940) принял для описания этого явления термин «графическое прорастание». Неравномерное погасание пятнами представляет собой в субмикроскопическом масштабе «графическое прорастание». В норитах ортопироксен часто обнаруживает один, два или даже три ряда хорошо развитых пластинок, между тем как пятнышки неправильной формы отсутствуют. Структура значительно более грубая и значительно более правильная, чем при «графическом прорастании». Поэтому был введен термин «пластинчатое прорастание», для различения этого явления, наблюдаемого в плутонических породах, от сходного явления, встречающегося в гипабиссальных породах. Указанные выше структуры не следует смешивать с двойникованием, иногда наблюдаемым у ортопироксенов (например, Шольц, 1936, стр. 112—114, табл. 23, рис. 9). Гесс и Филлипс (1938) предложили два объяснения развития «графического» и «пластинчатого» прорастания. Первое объяснение состоит в том, что пизонит кристаллизовался первым и затем, при медленном застывании, превратился в ортопироксен с выделением диопсида в форме прорастаний. Согласно второму объяснению, выделившийся ортопироксен был способен удерживать в растворе до 9% CaSiO_3 , но при дальнейшем остывании терял эту способ-

* См. также фотографии [(Гесс и Филлипс, 1938, стр. 452, рис. 2, 3), (Уокер, 1940, табл. 2, рис. 5), (Гесс, 1941, стр. 530), (Эдвардс, 1942, стр. 589—590)].

ность. Первый вариант получил дальнейшее освещение в диаграмме Гесса (1941, стр. 583) (рис. 23).

Авторы настоящей статьи проверили эту теорию на ортопироксенах Карру и имеют возможность не только подтвердить ее правильность, но еще и несколько развить ее.

Превращение пижонита в ортопироксен. — Как уже было сказано, магнизиальный оливин может вступать во взаимодействие с магмой, образуя при этом либо пижонит, либо ортопироксен.

Образовавшийся этим путем пижонит неустойчив при низких температурах и превращается в ортопироксен при медленном охлаждении. Этот ортопироксен обнаруживает «графические прорастания» и может содержать округлые остатки пижонита (рис. 24, А и Б). Отмечено два исключения: 1) при быстром охлаждении пижонит сохраняется в виде метастабильной фазы; 2) при высокой концентрации летучих веществ

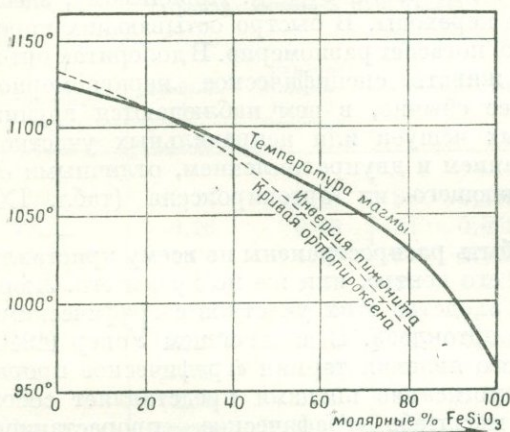


Рис. 23. Отношения устойчивости между пижонитом и пироксеном (по Гессу, 1941).

(например, воды) пижонит также сохраняется, даже при медленном охлаждении.

Высвобождение (exsolution) CaSiO_3 из ортопироксена. — Ортопироксены Of_{15-35} могут содержать 0—9% CaSiO_3 . Процентное содержание CaSiO_3 в растворе зависит в большей степени от скорости кристаллизации, чем от состава магмы. (Ср. Гесс и Филлипс, 1940, стр. 283.) Предполагается, что медленно кристаллизовавшиеся ортопироксены должны содержать CaSiO_3 в небольшом количестве или даже не содержать его вовсе. Если бы условия в магме приближались к полю устойчивости пижонита, то после кристаллизации ортопироксен содержал бы больше извести в растворе. Поэтому вкрапленники ортопироксена не должны обязательно содержать известь.

Ясно, что присутствие извести вызывает значительные напряжения в структуре кристалла. Ионный радиус катиона кальция (1,06 Å) значительно больше, чем ионные радиусы как катиона магния (0,78 Å), так и катиона железа (0,83 Å).

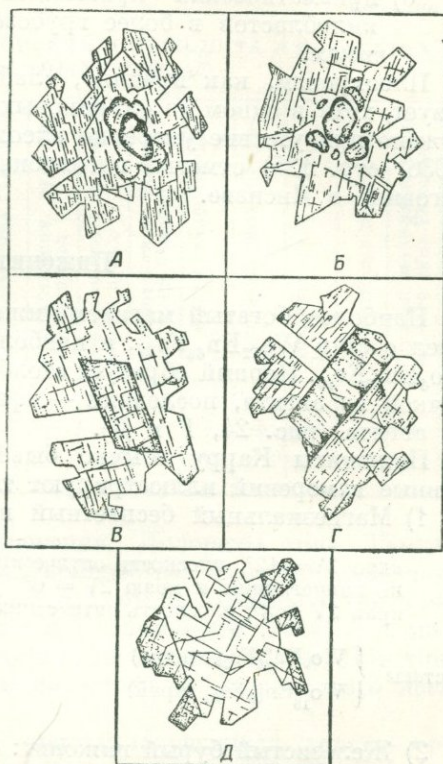
Небольшие количества извести, растворенные в ортопироксене, могут вызывать следующие эффекты напряжения при умеренно-медленном остывании:

- 1) пластинчатое двойникование по типу, описанному Шольцем (1936, стр. 112) и Генри (1942)*;
- 2) высвобождение извести при дальнейшем застывании, с образованием пятнистого погасания вначале, в дальнейшем с «пластинчатым» или с «графическим» прорастанием.

При очень медленном застывании остаются лишь незначительные следы высвобождения CaSiO_3 ; известь переходит при этом в авгит или в кальциевый плаггиоклаз.

В Карру ортопироксены были найдены в виде:

- 1) идиоморфных вкрапленников в закаленных базальтах Гангнеста и долеритах горы Даунс;
- 2) субофитовых табличатых зерен в пикритах, пикрито-долеритах и долеритах типа Кокстад;
- 3) субофитовых призматических кристаллов в долеритах типа Гангнест;
- 4) мелких, коротких, толстых, богатых железом, призматических кристаллов поздней формации в дифференцированных породах Нью-Амальфи;



Р и с. 24. Отношения между пирокситом, ортопироксеном и клинопироксеном с большим углом оптических осей.

А. Ядро оливины, окруженное последовательными оболочками из пироксита, бронзита и авгита. Б. Частично резорбированное ядро пироксита, окруженное бронзитом. В. Столбчатое ядро пироксита, окруженное гиперстеном. Г. Столбчатое ядро пироксита, окруженное авгитом. Д. Ядро авгита, окруженное ферропирокситом. (По Пальдерварту, 1946 г.).

* Пластинчатое двойникование этого типа может происходить и в отсутствие растворенной извести, путем смещения кристаллической решетки, обусловленного напряжением.

- 5) субофитовых таблитчатых кристаллов в породах, образовавшихся путем ассимиляции;
- 6) призматических кристаллов или неправильных пойкилобластов в более грубозернистых контактовых роговиках.

Плеохроизм, как правило, слабо выражен или вовсе отсутствует, хотя в одном из оливиновых долеритов горы Артур обнаружено присутствие умеренно плеохроичного бронзита, а Шольц (1936, стр. 125) отметил плеохроичный гиперстен в контактовом роговике в Инсизве.

Пижониты

Наиболее богатый магнием пижонит, встреченный в Карру, имел состав $Wo_{12}En_{66}Fs_{22}$, а наиболее богатый железом — состав $Wo_4En_{47}Fs_{49}$. Первый образует столбчатые ядра, окруженные оболочкой из авгита, последний — офитовые оболочки вокруг ядер из авгита (рис. 24, Г и Д).

Пижониты Карру обычно бывают зональными. Следующие данные измерений иллюстрируют типы зональности.

- 1) Магнезиальный бесцветный пижонит:

ядро $2V = 12^\circ$, плоскость оптических осей $\perp (010)$
 по направлению к краю $2V = 0^\circ$
 край $2V = 8^\circ$, плоскость оптических осей $\parallel (010)$ } средний $N_g = 1,706$

Составы $\left\{ \begin{array}{l} Wo_9En_{66}Fs_{25} \text{ (ядро)} \\ Wo_{16}En_{60}Fs_{24} \text{ (край)} \end{array} \right.$

- 2) Железистый бурый пижонит:

ядро $2V = 0^\circ$
 край $2V = 19^\circ$, плоскость оптических осей $\perp (010)$ } средний $N_g = 1,736$

Составы $\left\{ \begin{array}{l} Wo_{10}En_{46}Fs_{44} \text{ (ядро)} \\ Wo_4En_{47}Fs_{49} \text{ (край)} \end{array} \right.$

Магнезиальный пижонит нередко образует идиоморфные призм, обычно удлиненные, иногда искривленные. Слайность плохая, но поперечные трещины, структура салита и двойникование представляются собой явления обычные. Поздний железистый пижонит обычно бывает офитовым и заполненным мельчайшими зернышками железной руды. Один из промежуточных типов пижонита ($N_g = 1,714$), в пегматите горы Проспект, образует столбчатые кристаллы или неправильной формы пластинки в авгите. Он содержит тонкие пластинки и неправильной формы пятна ортопироксена с графическими прорастаниями.

Нормальные соотношения пижонита и ортопироксена в различных породах подытожены в табл. 8.

Таблица 8

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОРТОПИРОКСЕНА И ПИЖОНИТА В БАЗАЛЬТАХ И РОДСТВЕННЫХ ПОРОДАХ

	Плутонические породы	Пикриты и пикритовые долериты	Долериты типа Гангнест	Вкрапленники вулканических пород	Основная масса вулканических пород	Долериты типа Кокстад или типа Гановер	Долериты типа Пердклоф	Долериты типа Блаувкранс	Долериты типа горы Даунс	Долеритовые пегматиты	Краевые модификации долеритов типа Кокстад	Метасоматические гранофиры
Пижонит	—	—	—	—	+	+	+	+	+	+	+	+
Ортопироксен	+	+	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—

Однако встречаются исключения. Долериты типа Гангнест могут содержать в небольших количествах поздний железистый пижонит. Вкрапленники пижонита были найдены Куно (1936, стр. 125) в японском андезите и Галлимондом (1914) — в полустекловатом дацитовом иннинморите с острова Мулл. Пластинки ортопироксена встречаются в пижоните из долеритового пегматита горы Проспект.

Магнезиальный пижонит, кристаллизующийся раньше ортопироксена, после медленного охлаждения может превращаться в бронзит или в гиперстен, но авторы полагают, что летучие вещества играют роль катализаторов при сохранении пижонита, даже в случае медленного остывания магмы. Эта теория подтверждается следующими данными:

1) Долеритовые пегматиты, метасоматические гранофиры и краевые модификации долеритов типа Кокстад обычно содержат пижонит, тогда как ортопироксен, как правило, в этих породах отсутствует. Можно считать общепризнанным, что концентрация летучих веществ является существенным фактором образования этих пород (Томкеев, 1929; Уокер и Польшерварт, 1942; Польшерварт, 1946).

2) В силлах типа Гангнест ортопироксен встречается в нижних двух третях интрузий, в то время как пижонит присутствует в их верхних частях, обуславливая образование долерита типа горы Даунс (Уокер и Польшерварт, 1940, 1941а, 1941б). Такая же картина наблюдается в силле Уин (Холмс и Гарвуд, 1928), в то время

ОРТОПИРОКСЕНА И ПИЖОНИТА

ОТНОШЕНИЯ УСТОЙЧИВОСТИ

Температура магмы (Гесс, 1941)		Минерал, кристаллизующийся первым	Магма	Скорость охлаждения
Менее 1110°	Замедленная кристаллизация	Нормальный бронзит	Сухая	Медленная Быстрая
				Медленная
			Содержит влагу	Быстрая
± 1110°	Быстрая кристаллизация	Бронзит с растворенной известью (до 9% CaSiO ₃)	Сухая	Медленная Быстрая
				Медленная
			Содержит влагу	Быстрая
				Быстрая
Более 1110°		Пижонит	Сухая	Медленная Быстрая
				Медленная
			Содержит влагу	Быстрая

Нормальный бронзит	
→ Бронзит с графическим прорастанием	→ Пижонит
«Замерзший» в виде нормального бронзита или бронзита с графическим прорастанием	
→ Бронзит с графическим прорастанием	→ Нормальный бронзит
«Замерзший» в виде известковистого бронзита (неустойчивый) или в виде бронзита с графическим прорастанием	
→ Бронзит с графическим прорастанием	→ Пижонит
«Замерзший» в виде известковистого бронзита (неустойчивый) или в виде бронзита с графическим прорастанием	
→ Бронзит с графическим прорастанием	→ Нормальный бронзит
«Замерзший» в виде пижонита (неустойчивый) или в виде бронзита с графическим прорастанием	
Пижонит	

как Эдвардс (1942, стр. 595) отмечает, что «ортопироксен тасманских долеритов приурочен к закаленным краевым частям интрузий и к нижней трети силлов». Эдвардс (1942, стр. 589) также считает, что в лакколите горы Седжвик «графические прорастания» появляются впервые в краевых зонах кристаллов ортопироксена. На более высоких уровнях силлов они встречаются ближе к внутренней части кристаллов и окружены каймой из чистого пироксена. Аналогичные наблюдения были сделаны нами в долеритах силла Гангнест (1941а, стр. 434). Эдвардс на основании этих данных заключает, что «прорастание знаменует собой промежуточную стадию перехода гиперстена в плутонический пижонит».

3) Интрузии типа Кокстад также содержат ортопироксен в своих нижних частях, тогда как пижонит замещает ортопироксен в вышележащих горизонтах. Содержащие оливин долериты силла Палисед обнаруживают такие же соотношения (Уокер, 1940).

4) Толейиты комплекса горы Артур развились из долеритов типа Кокстад при посредстве дистилляции воды из крупных ксенолитов осадочных пород. Эти породы содержат пижонит вплоть до полного отсутствия ортопироксена. Все толейиты носят признаки ярко выраженного гидротермального воздействия (Польдervарт, 1946).

Соотношения магнезиального пироксена и магнезиального пижонита ($Mg : Fe = 4 : 1$) при гипабиссальных условиях суммированы в табл. 9*.

Железистый пижонит при температурах, преобладающих во время и после его кристаллизации, явно более устойчив, чем магнезиальный пижонит (рис. 23).

Клинопироксены с большим углом оптических осей

Попытки выделить пироксены Карру для химического анализа оказались безуспешными, за исключением одного случая. Нормальные долериты Карру содержат два или более типов пироксена, которые оказалось невозможным выделить при помощи обычных методов. Более того, поскольку пироксены, как правило, резко зональны, их химический анализ дает здесь только относительно малоценный средний состав. Богатый железом долеритовый пегматит из комплекса горы Артур содержал незональный субкальциевый ферроавгит в качестве единственного пироксена. Данные химического анализа этого минерала и его физические константы приводятся в табл. 10. Данные анализа содержащей его породы и модальный ее состав видны из табл. 15 (№ 65).

* Отметим, что высказываемые взгляды противоречат выводам Бенсона (1944, стр. 109).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СУБКАЛЬЦИЕВОГО ФЕРРОАВГИТА ИЗ ГОРЫ АРТУР (КОРСТАД) И ЕГО ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Субкальциевый ферроавгит из долеритового пегматита					Гора Артур		
Оксиды	Весовые %	Безводный, перечисл. на 100	Атомные отношения	Молекулярные количества 6 (O, OH)	Молекулярный состав	Физические константы	
SiO ₂	49,57	49,67	Si ^{···} 0,828	1,936	} 1,993	Вычислено по данным химического анализа	Цвет коричневый
TiO ₂	0,78	0,78	Al ^{···} 0,028	0,066			
Al ₂ O ₃	1,36	1,36	Fe ^{···} 0,018	0,042	} 0,009	Wo _{31,6} En _{30,9} Fs _{37,5}	(+) 2V = 43° cNg = 44° Ng = 1,738 Np = 1,712
Fe ₂ O ₃	1,38	1,38	Fe ^{··} 0,305	0,714			
FeO	21,92	21,96	Mg ^{··} 0,251	0,587	} По показателю преломления Ng	Wo ₃₀ En ₂₃ Fs ₃₇	Уд. вес = 3,47
MnO	0,45	0,45	Ca ^{··} 0,257	0,601			
MgO	10,03	10,05	Ti ^{···} 0,010	0,023	} 1,992	Wo ₃₀ En ₂₃ Fs ₃₇	Уд. вес = 3,47
CaO	14,32	14,35	Mn ^{··} 0,007	0,016			
H ₂ O+	0,44	100,00	O ["] 2,565		} 1,992	Wo ₃₀ En ₂₃ Fs ₃₇	Уд. вес = 3,47
H ₂ O—	0,04						
Na ₂ O, K ₂ O	следы						
Ф о р м у л а (Mg, Fe ^{···} , Fe ^{··} , Ca, Ti, Mn, Al) ₂ [(Si, Al) ₂ O ₆]							
Итого . . .	100,29						

Как и у большинства других пироксенов, здесь имеет место частичное замещение Si^{4+} через Al^{3+} . Аналитические данные указывают на довольно низкое содержание полуторных окислов, и состав минерала может быть выражен в молекулах волластонита, энстатита и ферросилита. Анализ сложных пироксенов Карру показывает, что они все характеризуются низким содержанием полуторных окислов.

Наиболее распространенные составы пироксенов Карру, а также и значения величин $2V$ и N_g приведены в табл. 11. Указаны также и породы, в которых эти пироксены обычно встречаются.

Таблица 11

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОБЫЧНЫХ
КЛИНОПИРОКСЕНОВ КАРРУ

	$2V$	N_g	Вычисленный состав	Порода
Авгит	51°	1,704	$\text{Wo}_{39}\text{En}_{50}\text{Fs}_{11}$	} В пикритах и в виде вкрапленников в за- каленных базальтах
	50°	1,715	$\text{Wo}_{41}\text{En}_{42}\text{Fs}_{17}$	
	49°	1,717	$\text{Wo}_{39}\text{En}_{42}\text{Fs}_{19}$	
Субкальциевый авгит	44°	1,725	$\text{Wo}_{33}\text{En}_{42}\text{Fs}_{25}$	} В большинстве нор- мальных долеритов Карру
	30°	1,731	$\text{Wo}_{25}\text{En}_{41}\text{Fs}_{34}$	

Оптические свойства богатых железом клинопироксенов менее постоянны. Два возможных вида хода кристаллизации указывают на возможность присутствия пироксенов с одинаковыми показателями преломления, но с различными углами оптических осей. По мере обогащения пироксенов железом процентное содержание титана в них также обнаруживает тенденцию к возрастанию. Куно (1936) изучал влияние примесей титана на величину угла оптических осей. Примеры изменений, наблюдаемых в пироксенах Карру, приводятся в табл. 12.

Зональность обычно прогрессивная, как это видно из факта возрастания показателя преломления и уменьшения угла оптических осей. Иногда наблюдаются исключения. Так, в одном из долеритов типа Кокстад из горы Артур присутствует пироксен,

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗОМ КЛИНОПИРОКСЕНОВ КАРРУ

	2V	N_g	Вычисленный состав	Порода	Состав согласно кривым Куно для 2V	Цвет
Субкальциевый авгит	30°	1,731	$Wo_{25}En_{41}Fs_{34}$	В долеритах, долеритовых пегматитах и краевых толейтах		Бледнокоричневый
	46°	1,725	$Wo_{36}En_{39}Fs_{25}$			
Субкальциевый ферроавгит	44°	1,730	$Wo_{33}En_{36}Fs_{31}$			
	43°	1,738	$Wo_{30}En_{33}Fs_{37}$			
	50°	1,734	$Wo_{31}En_{35}Fs_{34}$			
Титан-содержащий ферроавгит	52°	1,740	$Wo_{30}En_{31}Fs_{39}$	Богатые железом продукты дифференциации Нью-Амальфи	$Wo_{35}En_{31}Fs_{34}$ $Wo_{38}En_{26}Fs_{36}$ $Wo_{42}En_{10}Fs_{48}$	Пурпурово-коричневый Зеленый Зеленый или пурпурный
	56°	1,758	$Wo_{30}En_{19}Fs_{51}$			

обнаруживающий ненормальную зональность. Фактические данные измерений приводятся в табл. 13.

Зональность непрерывная от ядра до краев. Величина N_g варьирует от 1,704 (ядро) до 1,713 (край). Порода содержит 18% оливина, перешедшего в боулингит. Ортопироксен отсутствует. Химические и модалые составы пород приводятся в табл. 15 (№ 13).

Нормальная кривая кристаллизации (рис. 19) обнаруживает в средней своей части заметную тенденцию к снижению. В течение этого периода пироксен обогащается железом за счет извести. Как это было показано Эдвардсом (1942, стр. 598), введение

Таблица 13

НЕНОРМАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПИРОКСЕНА
В ДОЛЕРИТЕ ГОРЫ АРТУР

	Ядро	По направлению к краю	Край
А	30°	40°	51°
Б	32°	41°	51°
В	37°	42°	50°
Г	38°	43°	51°

маленьких ионов Fe^{2+} вместо крупного иона Ca^{2+} вызывает значительное искажение структуры. Такое замещение возможно только до того момента, когда содержание Ca^{2+} в кристалле сократится до минимума, за пределами которого внутренняя деформирующая сила сделает структуру уже неустойчивой. Дальнейшее обогащение железом тут может произойти только за счет окиси магния. Вследствие этого кривая кристаллизации изменяется в направлении, параллельном линии $E_p - F_s$.

Ион Fe^{2+} несколько крупнее иона Mg^{2+} . При введении в структуру кристалла Fe^{2+} размеры звеньев между цепями кремния несколько увеличиваются. Таким образом, небольшое, но возрастающее количество ионов Ca^{2+} вновь вступает в кристаллическую решетку при приближении к феррогеденбергитовому концу ряда.

Клинопироксен обычно имеет офитовую или субофитовую структуру. В долеритовых пегматитах и в долеритах близ закаленных контактов кристаллы пироксена удлиняются, а иногда и сильно искривляются. Это явление особенно ясно выражено в долеритах типа горы Даунс (табл. VII, рис. 5). В пикритах авгит может приобретать пойкилитовую структуру. Структура разновидностей,

содержащих железо, бывает обыкновенно от субофитовой до идиоморфной.

Простое двойникование по (110) представляет собой обычное явление. Когда оно сочетается со спайностью по базопинакоиду, как это имеет место в случае долеритовых пегматитов, то образуются колосовидные (перистые) структуры («рыбьего скелета»).

Акцессорные минералы

Биотит.— Биотит является обычным акцессорным минералом в долеритах Карру. В пикритах он темнобурый, в нормальных долеритах, закаленных базальтах и кислых разновидностях магмы Карру обладает золотисто-коричневой или зеленой окраской. Биотит пикритов в дайке Элефантс-Хед имеет густокраснобурый цвет. По мнению Холла (1944, стр. 29), красно-бурая окраска биотитов обусловлена высоким содержанием титана и низким содержанием окиси магния; окись магния маскирует окраску. Красно-бурый цвет биотита, найденного в пикритах Элефантс-Хед, вряд ли может объясняться этим сочетанием высокого содержания титана и малого содержания окиси магния, поскольку биотит здесь образовался за счет магнезиального оливина или ортопироксена. Повидимому, эта окраска была вызвана присутствием небольших количеств окиси хрома.

Чаще всего встречается в долеритах золотисто-коричневый биотит, хотя некоторые долериты содержат только зеленый биотит (например, долерит типа Блаувкранс из Пальхьюис). Зачастую зеленый биотит развит по краям шестиугольных пластинок бурого биотита. Холл (1944, стр. 30) объясняет переход коричневого цвета в зеленый увеличением содержания FeO , сопровождаемым снижением содержания MgO . Были установлены следующие оптические свойства:

	<i>Красно-бурый</i>	<i>Золотисто-бурый</i>	<i>Зеленый</i>
Плеохроизм:	N_g — густокрасно- бурый	золотисто-бурый	оливково-зеленый
	N_p — бледнобуро- желтый	соломенно-жел- тый	буро-желтый
(—) $2V = 10^\circ$		7°	5°
$N_g = 1,642$		1,637	1,631

Амфибол.— Присутствие бурой базальтической роговой обманки или лампроболита (Роджерс, 1940) — явление обычное для долеритов Карру и долеритовых пегматитов. Он может нарастать на клинопироксен или сопровождать интерстициальный микропегматит. Сине-зеленый амфибол часто ассоциирует с лампроболитом долеритовых пегматитов и, по всей вероятности, перехо-

дит в разновидность с большим содержанием натрия. Оптические его свойства следующие:

<i>Бурый лампроболит</i>	<i>Сине-зеленый амфибол</i>
Плеохроизм: N_g — темнобурый	сине-зеленый
N_p — бледножелто-бурый	бледножелто-зеленый
(-) $2V = 80^\circ$	46°
$cN_g = 16^\circ$	11°
$N_g = 1,682$	1,713

Темнозеленый бастит был найден в виде продукта гидротермального изменения бронзита в Гангнесте. Гастингсит был отмечен в богатых железом дифференциатах в Нью-Амальфи.

Рудный минерал. — За исключением пикотита и хром-магнетита*, встречающихся в пикритах Элефантс-Хед и долеритах типа Кранскоп, рудный минерал долеритов Карру неизменно относится к поздней фазе. Основная масса рудного минерала выделилась тогда, когда обогащение магмы железом достигло своего максимума. Он встречается в виде скелетных кристаллов, нарастающих на пироксен, или в виде неровных палочек (rods), ассоциирующих с интерстициальным материалом. Рудный минерал почти всегда содержит титан, причем количество TiO_2 возрастает с увеличением содержания железа в породе. В кислых разновидностях магмы Карру часто наблюдается переход рудного минерала в лейкоксен.

Апатит. — Хлор-апатит встречается повсеместно. Этот минерал образует тонкие иглы, ассоциирующие с интерстициальным микропегматитом. В большинстве случаев иглы пронизывают кварц, что указывает на то, что выделение апатита предшествовало кристаллизации микропегматита.

Анальцит. — Анальцит был найден в небольших количествах в виде выполнения интерстиций в богатом натрием толейите из интрузии типа «колокольного языка» горы Артур.

Хлорофенит. — Хлорофенит был обнаружен только в краевых толейитах комплекса горы Артур. Тут он встречается в виде псевдоморфоз по оливину в количестве до 3 весовых процентов.

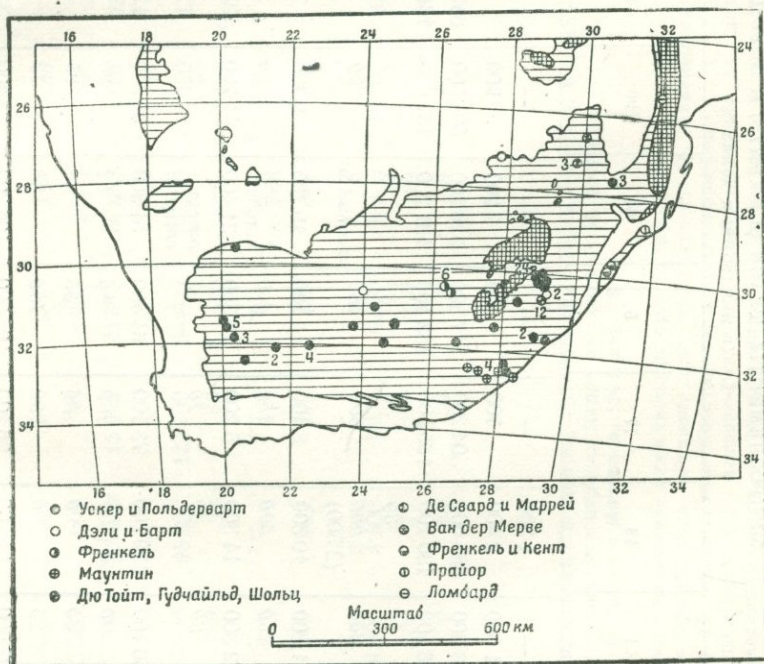
Иддингсит и боулингит. — Плеохроичный зеленый или бурый серпентин с высоким двупреломлением зачастую образует псевдоморфозы по оливину. Его образование приписывается дейтерической или гидротермальной деятельности.

* Вероятно, это хромит. (Прим. ред.)

Пренит. — Трещины в долеритах часто бывают выстланы пренитом, кальцитом и подчиненными эпидотом или роговой обманкой. Хорошие образчики имеются у плотины Бофорт-Уэст, в карьере Кедмор, близ Дурбана, и у Кранскопа, близ Аливал-Норт. Обычно пренит замещает плагиоклаз и встречается в виде сильно зональных зерен, обнаруживающих типичную структуру «песочных часов». Оптические свойства по Френкелю (1942, стр. 4) следующие: $N_g=1,642$; $N_m=1,626$; $N_p=1,614$; удельный вес 2,84.

ХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Р. Л. Митчелл определил микроэлементы в некоторых образцах долеритов Карру, гранофиров и осадочных пород (табл. 14).



Р и с. 25. Распределение анализированных долеритов в Южно-Африканском Союзе.

Табл. 15 содержит данные 114 химических анализов, нормативных и модальных составов долеритов Карру, осадочных пород и метасоматических гранофиров. Географическое распределение анализированных пород показано на рис. 25. Все анализы, за исключением одного, были проведены Ф. Гердсманом.

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ (TRACE ELEMENTS) В ПОРОДАХ КАРРУ
(в миллионных долях %)

№ в табл. 15	61	48	17	5	66	90	102	Среднее* габбро	Магма Скаергарда*	Ионные ра- диусы в Å	Прибли- зительная чув- ствитель- ность
SO ₃	—	1 200	—	—	—	—	—	—	6 200	0,30	—
P ₂ O ₅	1 600	2 400	700	1 400	2 200	900	600	2 800	600	0,33	—
SiO ₂	533 800	485 000	504 200	517 800	526 800	594 500	645 200	482 400	478 300	0,39	—
Al ₂ O ₃	156 400	130 100	165 500	153 400	131 200	157 600	166 600	178 800	186 200	0,57	—
Ga ₂ O ₃	16	30	30	35	30	20	20	10	33	0,62	7
Cr ₂ O ₃	300	2 000 (2 500)	600	400	70	200	150	500	900	0,64	1
TiO ₂	11 800	10 300	8 400	9 200	19 700	9 200	7 600	9 700	12 900	0,64	—
V ₂ O ₅	450	500	450	400	250	70	150	—	225	0,66	7
Fe ₂ O ₃	2 300	14 300	5 200	10 700	21 400	41 100	22 300	31 600	11 600	0,67	—
Li ₂ O	20	40	10	17	отсут- ствует	22	17	20	10	0,78	6
MgO	56 700	129 100	73 100	64 400	51 300	35 600	17 500	75 000	79 200	0,78	—
NiO	10	250 (300)	100	85	32	20	20	200	120	0,78	1
CoO	40	90	35	35	40	25	15	100	75	0,82	2
CuO	25	200	200	100	80	12	40	—	—	—	—
FeO	107 600	91 700	96 100	105 800	106 200	34 400	34 400	59 500	88 700	0,83	—
ZnO	400	60	70	125	не набл.	не набл.	не набл.	—	»	0,83	350

Sc ₂ O ₃	25	30	15	40	40	15	15	30	присут- ствует	0,83	—
ZrO ₂	—	—	—	—	130	250	250	—	25	0,87	13
MnO	2 500	1 900	700	2 200	2 300	800	—	1 300	900	0,91	—
Na ₂ O	17 200	20 300	15 600	25 900	26 800	24 800	28 200	25 500	25 400	0,98	—
Yt ₂ O ₃	—	—	—	—	40	40	40	3	»	1,06	15
CaO	93 600	95 200	123 200	98 800	94 400	56 400	12 400	109 900	105 900	1,06	—
ThO ₂	160	30	60	80	не набл.	не набл.	не набл.	—	»	1,10	60
La ₂ O ₃	—	—	—	—	отсут- ствует	отсут- ствует	30	—	»	1,22	15
SnO	450	200	350	450	300	200	350	200	2 000	1,27	10
PbO	—	—	—	—	отсутст.	10	10	—	»	1,32	30
K ₂ O	9 500	4 500	1 900	6 600	8 900	19 000	35 400	8 900	2 000	1,33	—
BaO	400	80	200	200	200	1 300	900	70	30	1,43	10
Rb ₂ O	20	20	20	20	20	300	100	20	»	1,49	50

Цифры, набранные прямым шрифтом, — данные химических анализов. Курсив — спектрографические определения. Анализы микроэлементов в породах Карру проводил Р. Л. Митчелл.

* Приводится из Вагера и Митчелла, 1943, стр. 286.

— не отмечено.

» — присутствует в количестве ниже границы чувствительности.

61. Базальтовая краевая зона — Ритноп, силл типа Гангнест. 48. Оливиновый базальт, центр дайки Портье (Френель, 1942, стр. 18). 17. Долерит, типа Констад, силл Экзекьюшен-Рок.

5. Долерит, типа Пердеклоф, Алевинс-Гет, силл Балтаудерс-Банк. 66. Долеритовый пегматит, та же местность.

90. Метасоматический гранофир, та же местность. 102. Алевролитовый ксенолит, та же местность.

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ, НОРМАТИВНЫЙ И МОДАЛЬНЫЙ СОСТАВЫ ДОЛЕРИТОВ КАРРУ И СОПУТСТВУЮЩИХ ПОРОД

Типы Пердеклоф и Блаувкранс

Химические анализы

	Пердеклоф						Блаувкранс					
	1	2	3	4	5	6*	7	8	9	10*	11	12
SiO ₂ . . .	50,74	50,92	50,93	51,22	51,78	52,38	50,38	50,76	51,39	51,94	53,25	53,42
TiO ₂ . . .	0,94	0,90	1,64	1,26	0,92	1,00	1,36	0,45	0,80	1,06	1,08	0,94
Al ₂ O ₃ . .	15,56	15,79	15,97	15,34	15,34	13,69	14,46	14,01	15,36	15,21	16,52	15,08
Fe ₂ O ₃ . .	0,51	1,09	0,60	1,21	1,07	1,26	1,35	1,42	2,04	0,99	1,42	0,81
FeO . . .	10,39	9,62	9,23	9,63	10,88	9,57	11,76	9,35	9,76	9,06	8,00	9,07
MnO . . .	0,24	0,23	0,24	0,24	0,22	0,45	0,19	0,15	0,12	0,53	0,27	0,14
MgO . . .	7,12	7,34	5,87	7,58	6,44	6,60	6,81	8,68	5,76	7,00	5,43	5,80
CaO . . .	11,34	10,32	11,18	10,06	9,88	10,84	10,52	10,71	10,72	10,49	8,69	11,03
Na ₂ O . . .	1,91	1,83	2,12	2,26	2,54	2,64	1,82	2,62	1,91	1,50	1,88	2,01
K ₂ O . . .	0,49	0,51	0,74	0,64	0,66	0,86	0,53	0,92	0,63	0,86	1,51	0,56
H ₂ O ⁺ . . .	0,47	0,53	1,08	0,68	0,63	0,56	0,32	1,10	0,72	0,67	1,29	0,68
H ₂ O ⁻ . . .	0,15	0,30		0,15	нет	0,14	0,20	0,61	0,40	0,47	0,55	0,53
P ₂ O ₅ . . .	0,16	0,19	0,20	следы	0,14	0,26	0,14	0,03	0,19	0,27	0,11	0,19
Cr ₂ O ₃ . .	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,04	не опр.
CO ₂ . . .	следы	0,23	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет
Всего	100,02	99,80	99,80	100,27	100,20	100,25	99,84	100,81	99,80	100,05	100,04	100,26

Продолжение табл. 15

Нормативный состав

Qu	0,5	2,8	1,8	0,6	0,3	0,1	2,0	—	4,5	4,6	6,5	6,2	
Or	2,8	2,8	4,5	3,3	3,9	5,5	2,8	5,6	3,3	5,5	8,9	3,3	
Ab	16,2	15,2	17,8	18,9	21,5	22,5	15,2	22,0	16,2	12,6	15,9	16,8	
An	32,5	33,6	32,0	30,0	28,4	22,5	30,0	23,6	31,7	32,0	32,2	30,6	
Di	Wo	9,5	6,4	9,9	8,4	8,4	12,5	8,9	12,2	8,6	7,9	5,0	9,6
	En	4,8	3,4	5,0	4,4	4,0	6,3	4,3	6,8	4,2	4,1	2,5	4,8
	Fs	4,5	2,8	4,6	3,7	4,2	5,9	4,8	4,9	4,3	3,6	2,3	4,8
Ol	Fo	—	—	—	—	—	—	—	6,9	—	—	—	
	Fa	—	—	—	—	—	—	—	5,3	—	—	—	
Hy	En	13,0	14,9	9,7	1,5	2,1	10,2	12,7	5,0	10,2	13,4	11,0	9,7
	Of	12,5	12,8	9,2	11,2	13,3	9,7	14,0	3,7	10,8	11,3	9,9	9,8
Pl	1,8	1,7	3,0	2,4	1,5	2,0	2,7	0,9	1,5	2,1	2,1	1,8	
Mt	1,4	1,6	0,9	1,9	1,6	1,8	2,1	2,1	3,0	1,4	2,1	1,2	
Ap	0,3	0,3	—	—	0,3	0,6	0,3	0,1	0,3	0,7	0,3	0,3	
CaCO ₃ . .	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O	0,6	0,8	1,1	0,8	0,6	0,7	0,5	1,7	1,1	1,1	1,8	1,1	
Chrom. . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	
Всего	100,4	99,6	99,5	100,1	100,1	100,3	100,3	100,8	99,7	100,3	100,6	100,0	

Модальный состав

Оливин	2,9	5,7	6,9	4,5	1,9	4,5	5,0	1,3	3,8	1,0	—	1,6
Плагиоклаз	48,5	41,3	44,3	45,7	46,5	44,8	39,2	47,7	42,4	44,3	40,2	38,9
Пироксен	44,3	40,8	45,7	43,6	43,0	35,4	47,6	42,9	43,5	36,3	37,6	38,1
Рудный минерал	3,8	3,2	3,1	3,3	5,9	3,8	6,3	8,1	5,4	3,4	6,7	12,6
Биотит + амфибол	0,3	1,8	—	—	0,7	2,9	0,3	—	1,1	3,3	—	—
Микропегматит + Qu	0,2	7,2	—	2,9	2,0	8,6	1,6	—	3,8	11,7	—	—
Мезостазис	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15,5	8,8
% мафич.	51,3	51,5	55,7	51,4	51,5	46,6	59,2	52,3	53,8	44,0	—	52,3
Длина плаг. (мм)	0,3	0,3	—	0,3	0,4	—	0,7	—	0,9	—	0,5	0,4
Плагиоклаз, % An	65	65	60	63	65	48	68	55	68	70	60	65
Оливин, % Fa	60	58	не опр.	40	59	40	66	колебл.	57	30	15	колебл.
Уд. вес	3,01	2,95	2,98	3,00	3,00	3,00	3,00	—	3,00	2,96	2,88	2,92

ОБЗНАЧЕНИЯ

- 3,2 км к северу от Куинстауна (31°53' ю. ш., 26°48' в. д.), К. П. **, 180-м силл Глен-Грей, 30 м ниже верхнего контакта. — Новый анализ.
- 4,8 км к западу от Эллиот (31°23' ю. ш., 27°47' в. д.), К. П., 60-м силл, центральная часть. — Новый анализ.
- Аливал-Норт (30°42' ю. ш., 26°43' в. д.), К. П., 6-м силл, центральная часть. — Френкель, 1938.
- Буровая сваяжина Эландсберга (27°30' ю. ш., 30°35' в. д.), Наталь, 120-м силл Зуингуин, 4 м выше нижнего контакта. — Новый анализ.
- Алевинс-Гет (32°14' ю. ш., 22°34' в. д.), К. П., 150-м силл Балтаудерс-Банк, 20 м ниже верхнего контакта. — Уокер и Польдерварт, 1942а.
- Де Ар Джанкшен (30°40' ю. ш., 24°5' в. д.), К. П., 30-м силл, центральная часть. ЕГ. — Дэли и Барт, 1930.
- Пердевей (29°33' ю. ш., 20°23' в. д.), К. П., 60-м силл, центральная часть. — Новый анализ.
- Пардекоп (27°11' ю. ш., 29°33' в. д.), Трансвааль, дайка, центральная часть. — Де Свард и Маррей, 1944.
- Вершина Верлатен-Клоф (32°33' ю. ш., 20°36' в. д.), К. П., 60-м силл, центральная часть. — Уокер и Польдерварт, 1942.
- Довер-Джанкшен (27°6' ю. ш., 27°43' в. д.), Оранжевое Свободное Государство, 22-м силл, центральная часть. — Дэли и Барт, 1930.
- Зендрифт-Спрюит (30°37' ю. ш., 26°34' в. д.), Оранжевое Свободное Государство, 27-м дайка, центральная часть. — Френкель, 1943.
- 4,6 км к северу от Маррейсберга (31°42' ю. ш., 23°48' в. д.), К. П., 30-м силл, центральная часть. — Новый анализ.

* Модальный состав вычислен по данным химического анализа. ** К. П. — Капская провинция.

ТИП КОКСТАД

Химические анализы

	13	14	15	16	17	18	19	20	21*	22	23	24*	25
SiO ₂	47,82	48,77	49,02	49,98	50,42	50,56	50,58	50,95	51,28	51,35	51,48	52,35	52,36
TiO ₂	0,44	0,54	0,62	0,84	0,84	1,28	1,14	0,42	1,17	1,46	0,40	1,13	0,79
Al ₂ O ₃	14,48	16,02	15,88	15,86	16,55	16,42	17,06	15,40	15,03	15,04	16,60	15,89	12,08
Fe ₂ O ₃	1,43	0,89	0,17	0,86	0,52	0,42	0,93	2,51	0,07	0,56	1,93	0,74	0,26
FeO	9,44	9,27	8,74	9,47	9,61	9,71	8,74	8,10	10,61	9,71	7,90	9,47	10,28
MnO	следы	0,22	следы	0,18	0,07	0,22	0,13	0,15	0,57	0,19	0,11	0,54	0,19
MgO	14,52	11,71	9,77	9,57	7,31	7,78	6,42	7,11	7,59	6,20	6,35	5,79	10,27
CaO	8,48	9,13	13,86	10,19	12,32	9,88	11,44	11,16	9,96	11,71	10,50	10,47	10,83
Na ₂ O	1,42	1,54	1,42	2,18	1,56	1,92	2,54	2,36	2,28	2,16	2,07	2,26	1,74
K ₂ O	0,39	0,50	0,32	0,56	0,19	0,57	0,58	1,00	0,74	0,63	0,73	0,96	0,45
H ₂ O ⁺	1,38	1,25	0,28	0,39	0,48	0,86	0,18	0,65	0,59	0,77	1,23	0,52	0,41
H ₂ O ⁻	0,20	нет	0,09	0,10	0,22	0,24	0,17	0,06	0,14	0,21	0,11	0,16	0,15
P ₂ O ₅	0,07	следы	0,12	0,07	0,07	0,15	0,28	0,05	0,29	0,12	0,10	0,19	0,07
CO ₂	нет	нет	нет	следы	следы	нет	нет	нет	нет	следы	нет	нет	следы
Всего	100,07	99,84	100,29	100,25	100,16	100,01	100,19	99,92	100,32	100,11	99,51	100,47	99,88

Нормативный состав

Qu	—	—	—	—	0,9	0,7	—	—	—	1,7	3,1	1,9	1,1	
Or	2,2	2,8	1,8	3,1	1,1	3,3	3,3	6,1	4,5	3,3	4,5	6,1	2,2	
Ab	12,1	13,1	12,2	18,3	13,6	16,2	21,5	19,9	19,4	18,3	17,3	18,9	14,2	
An	32,0	35,3	36,0	32,0	37,5	34,5	33,6	28,4	28,4	29,5	33,9	30,3	24,5	
Di {	Wo	3,9	4,2	13,4	7,4	9,9	5,7	8,9	11,0	8,1	11,6	7,3	8,7	11,8
	En	2,6	2,6	7,9	4,3	5,2	3,0	4,7	6,2	4,1	5,7	4,0	4,1	6,7
	Fs	1,1	1,3	4,8	2,8	4,4	2,5	4,0	4,4	3,8	5,7	3,0	4,5	4,6
Ol {	Fo	11,5	6,9	6,8	5,8	—	—	1,8	1,5	1,4	—	—	—	—
	Fa	5,5	4,1	4,8	4,3	—	—	1,4	1,1	1,6	—	—	—	—
Hy {	En	17,3	16,9	6,6	11,4	13,1	16,4	8,6	9,4	12,9	9,8	11,9	10,4	19,0
	Of	7,3	9,1	4,0	7,4	11,4	13,2	7,8	6,6	12,4	9,5	9,4	11,5	13,1
Il	0,8	1,1	1,3	1,5	1,5	2,4	2,1	0,8	2,3	2,9	0,8	2,1	1,5	
Mt	2,1	1,4	0,2	1,3	1,2	0,7	1,4	3,7	0,2	0,9	2,8	0,9	0,5	
Ap	0,3	—	0,3	0,3	0,3	0,3	0,7	0,2	0,7	0,3	0,3	0,3	0,3	
CaCO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O	1,6	1,3	0,4	0,5	0,7	1,1	0,4	0,7	0,7	1,0	1,3	0,7	0,6	
Всего	100,3	100,1	100,6	100,4	100,8	100,0	100,2	100,0	100,5	100,2	99,6	100,4	100,1	

Продолжение табл. 15

Модальный состав

Оливин	19,6	11,2	12,3	15,3	11,7	8,0	9,2	5,0	6,3	—	0,2	4,2	5,3
Плагиоклаз	41,1	45,3	44,3	44,7	54,7	45,5	54,5	53,7	47,5	—	58,3	49,0	44,1
Пироксен	36,3	40,4	37,2	36,8	30,7	38,8	33,1	36,3	35,7	—	37,6	31,1	44,6
Рудный минерал	1,1	1,8	2,7	2,2	2,5	3,0	1,5	5,0	2,4	—	3,9	3,1	4,9
Биотит + амфибол	0,4	1,3	0,4	0,4	0,1	1,1	0,1	—	1,3	—	—	2,0	0,2
Микропегматит + Qu	1,5	—	3,1	0,6	0,3	3,6	1,6	—	6,8	—	—	10,6	0,9
% мафич.	57,4	54,7	52,6	54,7	45,0	50,9	43,9	46,3	45,7	—	41,7	40,4	55,0
Длина плаг. (мм)	0,6	0,7	0,6	1,2	0,3	0,7	1,0	1,0	—	0,25	1,3	—	0,9
Плагиоклаз, % An	70	70	70	68	65	70	65	60	56	60	65	65	65
Оливин, % Fa	20	30	30	40	30	40	50	30	27	колебл.	колебл.	35	45
Уд. вес	3,07	3,04	3,06	3,04	3,01	3,00	3,00	—	3,00	3,00	—	3,00	3,01

ОБОЗНАЧЕНИЯ

13. Ферма Линтон (29°58' ю. ш., 29°10' в. д.), К. П., гора Артур, интрузия типа «колокольного языка». — Пальдерварт, 1946.
14. Ферма Аштон (30°2' ю. ш., 29°14' в. д.), К. П., гора Артур, интрузия типа «колокольного языка». — Пальдерварт, 1946.
15. Ферма Гановер (30°11' ю. ш., 29°5' в. д.), К. П., 60-м дайка Элефантс-Хед, центральная часть. — Пальдерварт, 1944.
16. Звартберг (30°15' ю. ш., 29°21' в. д.), К. П., 90-м дайка Фишбак, центральная часть. — Новый анализ.
17. Экзельюшен-Рок (31°34' ю. ш., 29°14' в. д.), К. П., 240-м силл, выше нижнего контакта. — Новый анализ.
18. Местность Маюбас (30°15' ю. ш., 29°17' в. д.), К. П., 180-м пласт Нью-Амальфи. — Пальдерварт, 1944.
19. 10 км к югу от Буттерворта (32°21' ю. ш., 28°3' в. д.), К. П., 180-м силл, центральная часть. — Новый анализ.
20. Пардекоп (27°11' ю. ш., 29°38' в. д.), Трансвааль, 120-м силл, 30 м выше нижнего контакта. — Де Свард и Маррей, 1944.
21. Влия горы Инсизва (30°50' ю. ш., 29°17' в. д.), К. П., тонкий силл, центральная часть. — Дэли и Барт, 1930.
22. Кловей-Дейл (32°26' ю. ш., 27°3' в. д.), К. П., дайка, центральная часть. — Маунтин, 1943.
23. Пардекоп (27°11' ю. ш., 29°38' в. д.), Трансвааль, 120-м силл, 12 м выше нижнего контакта. — Де Свард и Маррей, 1944.
24. 1—5 км к югу от Бронс-Нек (30°37' ю. ш., 29°29' в. д.), К. П., силл, центральная часть. — Дэли и Барт, 1930.
25. 8 км к западу от Либодэ (31°32' ю. ш., 28°56' в. д.), К. П., 240-м силл, центральная часть. — Новый анализ.

* Модальный состав вычислен по данным химического анализа.

ТИПЫ ГАНГНЕСТ, ГОРЫ ДАУНС, ГАНОВЕР И КЕНТАНИ

Химические анализы

	Гангнест						Гора Даунс	Гановер			Кентани		
	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	52,92	53,03	53,21	53,29	54,26	54,42	53,58	51,58	51,84	52,00	50,56	50,83	51,51
TiO ₂	0,67	1,06	1,73	1,14	0,52	1,34	1,42	0,78	0,97	0,60	2,06	3,34	1,56
Al ₂ O ₃	15,76	14,90	13,95	13,20	16,08	15,53	16,04	15,66	15,96	12,81	15,74	15,50	15,54
Fe ₂ O ₃	1,28	0,98	1,24	1,14	0,96	1,24	следы	1,08	0,54	1,84	0,95	1,09	1,46
FeO	8,12	8,85	8,93	10,72	7,44	7,82	8,63	8,60	8,88	6,92	10,69	10,91	8,42
MnO	0,25	0,13	0,23	0,15	0,09	0,16	0,26	0,18	0,07	0,28	0,44	0,08	0,10
MgO	7,27	7,32	7,19	7,78	7,03	6,14	6,02	8,13	7,76	13,24	3,38	3,22	5,67
CaO	10,29	9,40	8,95	6,81	9,54	7,82	8,74	11,14	9,83	7,65	7,56	8,96	8,63
Na ₂ O	1,48	2,02	2,65	2,38	1,56	2,88	2,27	1,62	2,38	2,60	2,64	2,58	2,74
K ₂ O	0,62	0,72	1,13	1,40	0,59	0,59	0,98	0,58	0,99	0,76	1,69	1,92	1,67
H ₂ O ⁺	0,83	0,74	0,49	1,22	0,88	1,15	1,03	0,40	0,76	0,75	2,41	1,24	2,43
H ₂ O ⁻	0,28	0,35	0,22	0,71	0,78	0,60	0,56	нет	0,04	0,60	0,34	0,14	0,30
P ₂ O ₅	0,11	0,19	0,21	0,08	0,04	следы	0,22	0,06	0,10	0,11	0,46	0,19	0,13
CO ₂	0,18	0,20	нет	нет	нет	нет	нет	нет	следы	нет	1,25	0,10	следы
Fe ₇ S ₈	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,23	—	—	—
Всего	100,06	99,89	100,13	100,02	99,77	99,69	99,75	99,81	100,12	100,39	100,17	100,10	100,16

Нормативный состав

Qu	7,2	5,5	2,4	2,8	8,9	6,6	5,5	2,5	—	—	4,7	2,8	0,8	
Or	3,3	3,9	6,3	8,3	3,3	3,3	6,1	3,3	6,1	4,5	10,0	11,1	10,0	
Ab	12,6	16,2	22,5	20,4	13,6	24,6	18,9	13,6	20,4	22,0	22,5	22,0	23,1	
An	34,8	29,8	22,8	20,9	34,8	27,5	30,6	33,9	29,8	20,9	25,9	25,0	25,0	
Di {	Wo	5,9	6,4	8,7	5,0	5,1	4,6	5,0	8,6	7,7	6,8	0,6	7,5	7,1
	En	3,3	3,5	4,9	2,6	2,9	2,4	2,6	4,9	4,0	4,7	0,2	2,9	3,7
	Fs	2,4	2,6	3,4	2,2	2,0	2,1	2,2	3,3	3,4	1,7	0,4	4,8	3,2
Ol {	Fo	—	—	—	—	—	—	—	—	1,7	6,9	—	—	
	Fa	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5	3,7	—	—	
Hy {	En	14,9	14,8	13,1	16,9	14,7	13,0	12,5	15,4	13,0	18,6	8,3	5,2	10,5
	Of	10,7	11,4	9,5	14,9	10,2	9,4	11,8	10,6	9,1	6,6	15,9	8,8	8,6
Il	1,4	2,1	3,2	2,1	0,9	2,4	2,7	1,5	1,8	0,2	3,9	6,4	3,0	
Mt	1,9	1,4	1,9	1,6	1,4	1,9	—	1,6	0,9	2,6	1,4	1,6	2,1	
Ap	0,3	0,3	0,3	0,3	0,1	—	0,3	0,2	0,3	0,3	1,0	0,3	0,3	
CaCO ₃	0,5	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	2,8	0,2	—	
H ₂ O	1,1	1,1	0,7	1,9	1,7	1,8	1,6	0,4	0,8	1,1	2,8	1,4	2,7	
Pyr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	
Всего	100,3	99,5	99,7	99,9	99,6	99,6	99,8	99,8	100,5	100,8	100,4	100,0	100,1	

Модальный состав

Оливин	—	—	—	—	—	—	1,1	1,8	1,0	—	—		
Плагиоклаз	47,2	47,8	48,3	—	49,7	47,7	42,9	48,8	49,1	42,2	60,6	55	
Пироксен	45,2	43,8	42,5	—	39,0	34,8	41,6	47,5	43,0	49,5	23,0	15	
Рудный минерал	3,1	2,3	2,4	—	1,7	4,0	3,7	2,0	3,6	0,2	2,3	10	
Биотит + амфибол	1,3	0,8	0,2	—	—	—	1,0	0,6	0,5	4,9	10,6	12	
Микропегматит + Qu	3,2	5,3	6,6	—	9,6	13,5	10,8	—	2,0	2,2	3,5	8	
% мафич.	49,6	46,9	45,1	—	40,7	38,8	46,3	51,2	48,9	55,6	35,9	37	—
Длина плагиокл. (мм)	0,9	0,8	0,9 ⁺	—	0,6	0,4	1,2	0,4	0,5	0,7 ⁺	1,5	1,5	60
Плагиоклаз, % An	68	68	55	—	60	57	60	58	68	70	50	50	—
Оливин, %Fa	—	—	—	—	—	—	—	80	71	35	—	—	—
Уд. вес	2,99	2,95	2,92	—	2,90	2,89	2,84	3,01	2,97	—	2,90	2,92	2,86

ОБОЗНАЧЕНИЯ

26. Вершина Тиклофа (32°6' ю. ш., 21°36' в. д.), К. П., 30-м силл, центральная часть. — Новый анализ.
27. Гангнест (31°43' ю. ш., 20°2' в. д.), К. П., 150-м силл, 60 м ниже верхнего контакта. — Уокер и Польдерварт, 1941а.
28. Гора Дауне (31°32' ю. ш., 19°58' в. д.), К. П., 60-м силл, 24 м выше нижнего контакта. — Уокер и Польдерварт, 1940.
29. Умлатузи-Кроссинг (28°46' ю. ш., 31°44' в. д.), Наталь, силл, центральная часть. — Прайор, 1910.
30. 13 км к югу от горы Флетчер (30°48' ю. ш., 28°31' в. д.), К. П., силл, центральная часть. — Новый анализ.
31. Вуровая сваяжина Эландсберга (27°30' ю. ш., 30°35' в. д.), Наталь, 90-м силл Матшонгололо, 64 м ниже верхнего контакта. — Новый анализ.
32. Гангнест (31°43' ю. ш., 20°2' в. д.), К. П., 150-м силл, 13 м ниже верхнего контакта. — Новый анализ.
33. Вершина горы Кюрри (30°31' ю. ш., 29°25' в. д.), К. П., 240-м силл, 30 м ниже верхнего контакта. — Новый анализ.
34. Гановвер (31°4' ю. ш., 24°27' в. д.), К. П., 90-м силл, центральная часть. — Уокер и Польдерварт, 1942.
35. Уотерфолл-Гордж (30°48' ю. ш., 29°16' в. д.), К. П., 900-м пласт Инсизва, близ подошвы. — Гудчайльд, 1916.
36. Кентани (32°26' ю. ш., 28°15' в. д.), К. П., южная «зияющая» дайка, центральная часть. — Уокер, 1943.
37. Игл-Нест (32°27' ю. ш., 28°0' в. д.), К. П., южная «зияющая» дайка, центральная часть. — Маунтин, 1943.
38. Хенни-Валлей (32°26' ю. ш., 27°7' в. д.), К. П., южная «зияющая» дайка, центральная часть. — Маунтин, 1943.

ПИКРИТЫ, ПИКРИТОВЫЕ ДОЛЕРИТЫ И ТИП КРАНСКОП
Химические анализы

	Пикриты и пикритовые долериты									Кранскоп		
	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO ₂	40,40	40,96	42,78	42,95	43,95	46,18	46,34	48,87	50,66	48,50	48,52	48,61
TiO ₂	0,36	0,79	0,49	0,30	0,80	0,30	0,50	0,75	0,33	1,03	0,81	0,82
Al ₂ O ₃	2,76	5,84	7,06	8,46	6,71	16,52	8,65	12,00	4,42	13,01	13,61	13,35
Fe ₂ O ₃	4,09	1,61	0,51	1,16	1,67	1,43	0,82	1,11	6,85	1,43	0,34	1,72
FeO	8,49	10,31	12,48	12,58	10,67	8,00	10,50	8,98	6,84	9,17	9,89	9,43
MnO	0,18	0,24	0,20	0,16	0,42	0,08	0,13	0,12	не опр.	0,19	0,13	0,14
MgO	36,77	30,04	31,02	27,22	29,09	16,50	26,02	19,34	25,77	12,91	12,46	12,71
CaO	1,75	4,60	3,84	4,57	3,05	9,38	5,38	7,02	3,30	9,52	9,84	9,67
Na ₂ O	1,06	0,62	0,51	0,73	2,32	1,24	1,04	1,02	1,15	2,03	2,06	2,02
K ₂ O	1,35	0,14	0,33	0,35		0,30	0,35	0,65	0,35	0,45	0,46	0,44
H ₂ O ⁺	2,75	4,72	0,92	1,26	0,95	не опр.	не опр.	не опр.	0,28	1,32	1,16	1,06
H ₂ O ⁻	0,02	0,03	0,09	0,09	0,40	0,08	0,20	0,15	0,12	0,33	0,51	0,22
P ₂ O ₅	нет	0,04	следы	следы	0,11	0,13	0,18	0,15	0,06	0,24	0,15	нет
CO ₂	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет
Cr ₂ O ₃	0,06	не опр.	0,58	не опр.	—	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,19	0,25	0,24
NiO	0,11	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,03	0,04	0,04
CuO	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	следы	нет	0,02
BaO	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	нет	0,01	не опр.
SrO	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	нет	следы	не опр.
ZrO ₂	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	следы	0,01	не опр.
Fe ₇ S ₈	—	не опр.	—	не опр.	0,45	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
S	—	—	—	—	—	0,005	—	—	—	0,05	0,12	не опр.
Cl	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,03	0,04	не опр.
Всего	100,15	99,94	100,81	99,83	100,59	100,14	100,11	100,16	100,13	100,43	100,41	100,19

Нормативный состав

Qu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Or	4,5	0,8	1,7	2,2	14,9	1,7	1,7	3,9	2,2	2,5	2,6	2,4	
Ab	—	5,2	4,2	6,3		10,7	8,4	8,4	10,0	16,8	17,3	17,0	
An	—	12,8	16,4	18,6		9,2	38,6	18,1	26,4	5,6	25,0	26,5	26,1
Lc	3,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Ne	3,4	—	—	—	1,4	—	—	—	—	—	—	—	
Di {	Wo	3,6	4,0	1,1	1,6	3,8	3,0	3,3	3,1	4,2	8,9	9,1	9,1
	En	2,8	3,0	0,8	1,1	2,8	2,1	2,3	2,2	3,4	5,8	5,6	5,9
	Fs	0,4	0,7	0,2	0,4	0,7	0,7	0,7	0,8	0,3	2,5	2,9	2,6
Ol {	Fo	62,4	46,7	48,7	43,1	48,9	20,8	33,3	15,1	8,0	10,2	12,7	10,5
	Fa	9,4	11,4	14,7	15,2	13,1	7,2	10,2	5,0	1,0	4,9	7,3	5,1
Hy {	En	—	5,5	7,1	5,2	—	9,5	15,2	24,5	49,5	11,9	7,7	10,8
	Of	—	1,2	2,4	1,7	—	3,0	4,2	7,3	4,9	5,2	4,1	4,8
Ac	2,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
П	0,8	1,5	0,9	0,6	1,5	0,6	0,9	1,5	0,6	2,0	1,5	1,6	
Mt	4,9	2,3	0,7	1,9	2,6	2,1	1,2	1,6	10,0	2,1	0,5	2,6	
Chrom.	—	—	0,9	—	—	—	—	—	—	0,2	0,3	0,3	
Pyr.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	0,1	—	
Ap	—	0,1	—	—	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	—	
CaCO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O	2,9	4,8	1,0	1,4	1,4	0,1	0,2	0,2	0,4	1,7	1,7	1,3	
Всего	100,5	100,0	100,8	99,3	100,6	100,4	100,0	100,3	100,4	100,1	100,2	100,1	

Ф. УОКЕР и А. ПОЛЬДЕРВАРТ

Модальный состав

Оливин	81,0	53,2	60,2	51,9	—	39,0	51,5	25,3	—	16,0	—	13,6
Плагиоклаз	8,4	19,3	16,6	21,9	—	49,0	22,9	32,0	—	30,1	—	33,2
Пироксен	8,0	21,0	17,1	22,9	—	9,6	23,4	39,7	—	47,1	—	45,9
Рудный минерал	2,1	6,5	4,0	2,7	—	1,1	0,8	0,5	—	6,8*	—	7,3*
Биотит + амфибол	0,5	—	2,1	0,6	—	1,3	1,4	2,5	—	—	—	—
% мафич.	91,6	80,7	83,4	78,1	—	51,0	77,1	68,0	—	69,9	—	66,8
Длина плагиокл. (мм)	2,0	0,1	1,0	0,4	—	2,0	2,0	1,0	—	0,3	—	0,4
Плагиоклаз, % An	70	70	70	72	—	80	70	70	—	70	—	68
Оливин, % Fa	10	15	20	18	—	10	10	27	—	16	—	17
Уд. вес	—	3,19	3,26	3,15	—	—	—	—	—	3,00	2,97	3,03

ОБозначения

39. Умзимхлава-Порт (30°57' ю. ш., 29°22' в. д.), К. П., 900-м пласт Инсизва, зона подошвы. — Шольц, 1936.
40. Гора Фред (30°7' ю. ш., 28°52' в. д.), К. П., 60-м дайна Элефанте-Хед, подошва. — Польдерварт, 1944.
41. Каламити-Хилл (30°10' ю. ш., 29°3' в. д.), К. П., 60-м дайна Элефанте-Хед, близ подошвы. — Польдерварт, 1944.
42. 27 км к югу от Наувпорта (31°24' ю. ш., 25°3' в. д.), К. П., 30-м силл, центральная часть. — Уокер и Польдерварт, 1942б.
43. Уотерфолл-Гордж (30°48' ю. ш., 29°16' в. д.), К. П., 900-м пласт Инсизва, зона подошвы. — Гудчайльд, 1916.
44. Умзимхлава-Порт (30°57' ю. ш., 29°22' в. д.), К. П., 900-м пласт Инсизва, зона подошвы. — Шольц, 1936.
45. Уотерфолл-Гордж (30°48' ю. ш., 29°16' в. д.), К. П., 900-м пласт Инсизва, зона подошвы. — Шольц, 1936.
46. Уотерфолл-Гордж (30°48' ю. ш., 29°16' в. д.), К. П., 900-м пласт Инсизва, зона подошвы. — Шольц, 1936.
47. Сугарбуш (30°47' ю. ш., 29°11' в. д.), К. П., 900-м пласт Инсизва, зона подошвы. — Дю Тойт, 1910б.
48. Портье (30°39' ю. ш., 26°37' в. д.), Оранжевое Свободное Государство, 30-см дайна в долерите. — Френкель, 1942.
49. Кранскоп (30°36' ю. ш., 26°32' в. д.), Оранжевое Свободное Государство, 20-см дайна в долерите. — Френкель, 1942.
50. Кранскоп (30°36' ю. ш., 26°32' в. д.), Оранжевое Свободное Государство, 60-см дайна в долерите. — Френкель, 1942.

* Включая 1 % пикотита.

ДОЛЕРИТЫ КАРРУ ЮЖНО-АФРИКАНСКОГО СОЮЗА

КРАЕВЫЕ ТОЛЕЙТЫ, БОГАТЫЕ ЖЕЛЕЗОМ ПРОДУКТЫ ДИФЕРЕНЦИАЦИИ НЬЮ-АМАЛЬФИ,
ЗАКАЛЕННЫЕ БАЗАЛТЫ И БАЗАЛТОВЫЕ СТЕКЛА

Химические анализы

	Краевые толейты		Нью-Амальфи			Закаленные базальты						Базальтовые стекла		
	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
SiO ₂	49,90	53,03	53,65	52,41	63,72	48,35	49,23	50,22	51,53	52,52	53,38	53,64	49,22	58,93
TiO ₂	2,54	1,38	1,49	3,14	1,38	0,94	1,52	0,75	0,72	1,14	1,18	1,04	1,45	1,24
Al ₂ O ₃	14,38	13,92	14,62	12,23	11,56	13,46	15,08	15,88	14,88	16,03	15,64	16,89	16,57	12,76
Fe ₂ O ₃	3,67	2,21	0,93	3,53	1,64	1,21	1,31	2,12	0,96	0,37	0,23	0,71	4,26	0,56
FeO	11,03	10,24	11,18	12,86	8,74	9,56	10,03	8,38	9,86	9,12	10,76	8,89	6,49	7,37
MnO	0,16	0,36	0,19	0,26	0,18	0,18	0,21	0,32	0,26	0,08	0,25	0,17	0,08	0,07
MgO	4,52	4,62	4,76	2,62	0,69	12,85	7,97	8,47	8,54	5,14	5,67	5,82	5,35	1,74
CaO	8,82	9,36	8,48	8,48	4,20	9,63	10,86	9,58	10,48	8,89	9,36	9,14	6,85	3,78
Na ₂ O	2,23	2,55	2,50	2,01	2,92	1,92	1,84	1,32	1,89	2,01	1,72	1,94	2,24	3,13
K ₂ O	0,82	0,92	0,74	0,85	2,96	0,46	0,58	0,68	0,50	0,82	0,95	1,43	1,48	0,82
H ₂ O ⁺	1,66	1,19	0,96	0,92	1,34	0,90	0,83	1,42	0,08	1,98	0,36	0,36	3,67	8,73
H ₂ O ⁻	0,15	0,32	0,18	0,14	0,25	0,56	0,28	0,57	0,17	0,80	0,12	0,14	2,26	0,51
P ₂ O ₅	0,29	0,08	0,12	0,23	0,19	0,23	следы	0,05	0,05	0,21	0,16	0,14	0,23	0,33
CO ₂	следы	нет	нет	0,12	нет	нет	нет	нет	0,39	0,66	нет	нет	—	0,28
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,29	0,05	—	—	—	—	0,05	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,04
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,07
Всего	100,07	100,18	99,80	99,80	99,77	100,54	99,79	99,76	100,31	99,77	99,78	100,36	100,20	100,36

Нормативный состав

Qu	6,2	5,8	6,5	12,8	22,2	—	—	3,7	0,9	8,0	6,1	5,0	6,2	23,6
Or	5,0	5,6	4,5	5,3	17,6	2,6	3,3	3,9	2,8	5,0	6,1	8,5	8,9	4,9
Ab	18,3	21,5	21,0	16,9	24,7	16,3	15,7	11,0	16,2	16,8	14,2	16,4	19,3	26,6
An	27,0	23,6	26,4	21,9	9,7	26,6	31,1	35,6	30,6	32,2	32,0	33,2	31,5	14,9
Di	Wo	6,3	9,3	6,3	7,7	4,3	8,4	9,6	4,8	8,0	2,8	5,8	4,7	0,7
	En	2,9	4,0	2,5	2,3	0,6	5,4	5,2	2,8	4,3	1,3	2,6	2,3	0,5
	Fs	3,3	5,3	3,8	5,7	4,2	2,5	4,4	1,7	3,4	1,5	3,2	2,3	0,2
Ol	Fo	—	—	—	—	—	11,3	0,7	—	—	—	—	—	—
	Fa	—	—	—	—	—	5,9	0,6	—	—	—	—	—	—
Hy	En	8,4	7,6	9,4	4,2	1,2	10,5	13,7	18,4	17,0	11,5	11,7	12,2	13,1
	Ol	10,2	9,9	13,9	10,2	8,5	4,9	10,2	11,4	13,2	13,1	14,9	12,0	6,1
Il	4,7	2,7	2,9	6,0	2,7	1,7	2,9	1,4	1,4	2,1	2,3	2,0	2,8	2,4
Mt	5,3	3,3	1,4	5,2	2,4	1,9	1,8	3,0	1,4	0,9	0,2	1,0	6,3	0,8
Chrom.	—	—	—	—	—	0,4	0,1	—	—	—	—	0,1	—	—
Ap	0,7	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	—	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5	0,8
CaCO ₃	—	—	—	0,3	—	—	—	—	0,9	1,6	—	—	—	0,6
H ₂ O	1,8	1,5	1,1	1,1	1,6	1,5	1,1	2,0	0,3	2,8	0,5	0,5	5,9	9,2
Pyr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1
Всего	100,1	100,4	100,0	100,0	100,0	100,2	100,1	99,9	100,7	99,9	99,9	100,5	102,0	100,4

Модальный состав

Оливин	0,5	—	—	0,6	1												
Плагиоклаз	33,4	33,9	40,5	31,7	24												
Пироксен	26,5	32,0	40,4	26,4	9												
Рудный минерал	13,5	7,4	2,9	9,6	8												
Биотит + амфибол	5,6	0,7*	4,2	15,1	11												
Микропегматит + Qu	—	—	12,0	16,6	47												
Мезостази	20,5	26,0	—	—	—												
						Вкрапленники: оливин и пикро- тит	Вкрапленники: оливин, плагио- клаз и авигт	Вкрапленники: оливин, плагио- клаз и авигт	Вкрапленники: оливин, плагио- клаз и авигт	Вкрапленники: оливин и пла- гиоклаз	Вкрапленники: бронзит и пла- гиоклаз	Вкрапленники: бронзит, плагио- клаз и авигт	Вкрапленники: оливин и пла- гиоклаз	Стекло	Стекло		
% мафич.	46,1	40,1	47,5	51,7	29												
Длина плагиокл. (мм)	1,4	1,6	2,0	2,3	1,1												
Плагиоклаз, % An	60	55	60	55	40												
Оливин, % Fa	кол.обл.	—	—	80	100												
Уд. вес	3,00	3,04	2,92	2,98	2,68	2,84	2,98	2,98	2,96	2,92	2,92	2,95	2,69	2,40			

ОБОЗНАЧЕНИЯ

51. Элефантс-Хед (30°9' ю. ш., 28°59' в. д.), К. П., 60-м дайка Элефантс-Хед, кровля. — Польдерварт, 1944.
52. Ферма Линтон (29°58' ю. ш., 29°12' в. д.), К. П., гора Артур, интрузия типа «колокольного языка», кольцевая дайка. — Польдерварт, 1946.
53. Ферма Риверсдейл (30°15' ю. ш., 29°7' в. д.), К. П., 180-м пласт Нью-Амальфи, 30 м ниже верхнего контакта. — Польдерварт, 1944.
54. Ферма Звартфонтейн (30°13' ю. ш., 29°7' в. д.), К. П., 180-м пласт Нью-Амальфи, 15 м ниже верхнего контакта. — Польдерварт, 1944.
55. Ферма Звартфонтейн (30°15' ю. ш., 29°6' в. д.), К. П., 180-м пласт Нью-Амальфи, 0,6 м ниже верхнего контакта. — Польдерварт, 1944.
56. Кранскоп (30°36' ю. ш., 26°32' в. д.), Оранжевое Свободное Государство, стекловатая жила. — Френкель, 1942.
57. Каламити-Хилл (30°10' ю. ш., 29°3' в. д.), К. П., 60-м дайка Элефантс-Хед, контакт. — Новый анализ.
58. Ферма Линтон (29°58' ю. ш., 29°10' в. д.), К. П., гора Артур, интрузия типа «колокольного языка», контакт. — Польдерварт, 1946.
59. Вершина Тиклофа (32°6' ю. ш., 21°36' в. д.), К. П., 30-м силл, контакт. — Новый анализ.
60. Гангнест (31°43' ю. ш., 20°2' в. д.), К. П., 150-м силл, контакт. — Уокер и Польдерварт, 1941.
61. Риткоп (31°52' ю. ш., 20°23' в. д.), К. П., 90-м силл, контакт. — Уокер и Польдерварт, 1942а.
62. Зендрифт-Спруит (30°37' ю. ш., 26°34' в. д.), Оранжевое Свободное Государство, 27-м дайка, центральная часть. — Френкель, 1943.
63. Верулам (29°38' ю. ш., 31°3' в. д.), Наталь. — Френкель и Кент, 1948.
64. Карьеры Эффингам (29°47' ю. ш., 31°0' в. д.), Наталь. — Френкель и Кент, 1948.

* Хлорофенит и халцедон.

Ф. УОКЕР и А. ПОЛЬДЕРВАРТ

ДОЛЕРИТОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ И ТОЛЕЙИТЫ ГОРЫ АРТУР

Химические анализы

	Долеритовые пегматиты						Толейиты горы Артур						
	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77
SiO ₂	52,52	52,68	53,04	54,85	56,16	57,36	51,62	52,04	52,52	52,92	53,15	53,27	53,52
TiO ₂	2,56	1,97	1,38	1,58	1,94	1,17	1,04	1,06	0,97	0,51	0,82	1,58	0,88
Al ₂ O ₃	11,26	13,12	13,29	13,96	13,08	14,38	15,07	14,26	14,98	14,68	15,28	13,96	13,68
Fe ₂ O ₃	2,88	2,14	2,02	1,74	3,52	2,54	2,20	2,77	2,58	1,72	2,27	3,85	1,76
FeO	14,22	10,62	11,20	8,31	10,29	8,23	8,37	9,27	7,62	8,17	8,82	8,74	9,85
MnO	0,41	0,23	0,43	0,19	0,20	0,13	0,32	0,33	0,19	0,23	0,22	0,26	0,21
MgO	2,57	5,13	5,74	5,79	2,22	3,17	6,84	6,12	6,13	7,32	5,38	4,93	6,26
CaO	7,22	9,44	8,52	8,22	6,63	7,18	10,57	9,04	11,56	11,05	9,46	8,22	9,97
Na ₂ O	1,65	2,68	2,26	2,53	2,26	1,96	1,94	3,13	1,84	2,02	2,38	2,37	2,11
K ₂ O	1,34	0,89	0,85	0,84	1,94	1,54	0,50	0,91	0,62	0,56	0,93	1,09	0,77
H ₂ O ⁺	1,48	0,97	0,57	1,08	1,33	1,08	0,97	1,04	0,87	0,96	1,16	1,02	1,18
H ₂ O ⁻	1,37	0,08	0,38	0,76	0,08	0,58	0,73	0,18	0,16	нет	нет	0,35	нет
P ₂ O ₅	0,23	0,22	0,28	следы	0,44	0,31	следы	следы	0,08	следы	следы	0,09	следы
CO ₂	следы	нет	следы	нет	нет	0,14	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет
Всего	99,71	100,17	99,96	99,85	100,09	99,77	100,17	100,15	100,12	100,14	99,87	99,73	100,19

ДОЛЕРИТЫ КАРРУ ЮЖНО-АФРИКАНСКОГО СОЮЗА

Нормативный состав

Qu	13,0	4,5	6,4	9,2	15,8	17,7	4,7	0,3	6,7	4,0	5,2	8,9	5,7	
Or	7,8	5,6	5,3	5,0	11,1	8,9	2,8	5,6	3,3	3,3	5,6	6,7	4,5	
Ab	14,2	23,1	18,9	21,0	18,9	16,8	16,2	26,7	15,7	16,8	20,4	20,4	17,8	
An	19,5	20,6	23,5	24,5	20,0	25,9	31,1	22,0	30,9	29,5	28,1	23,9	25,6	
Di {	Wo	6,5	10,6	7,1	6,7	4,3	3,3	8,9	9,6	10,8	10,7	7,9	6,6	9,8
	En	1,7	4,9	3,2	3,6	1,3	1,4	5,0	5,0	6,1	6,0	3,9	3,4	4,9
	Fs	5,2	5,5	3,9	2,8	3,2	1,8	3,6	4,4	4,2	4,2	3,8	3,0	4,9
Ol {	Fo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Fa	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Hy {	En	4,7	7,9	11,2	10,9	4,2	6,5	12,1	10,3	9,2	12,3	9,6	8,9	10,8
	Of	14,9	9,2	13,4	8,6	10,0	9,2	8,7	9,1	6,3	9,0	9,5	7,7	10,7
Pl	5,0	3,8	2,7	3,0	3,7	2,1	2,0	2,1	2,0	0,9	1,5	3,0	1,7	
Mt	4,2	3,0	3,0	2,6	5,1	3,7	3,3	4,2	3,7	2,6	3,3	5,6	2,6	
Ap	0,3	0,3	0,7	—	1,0	0,7	—	—	0,3	—	—	0,3	—	
CaCO ₃	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O	2,9	1,4	1,0	1,8	1,4	1,7	1,7	1,2	1,0	1,0	1,2	1,4	1,2	
Всего	99,9	100,1	100,3	99,7	100,0	99,9	100,1	100,5	100,2	100,3	100,0	99,8	100,2	

Ф. УОКЕР и А. ПОЛЬДЕРВАРТ

Модальный состав

Оливин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Плагиоклаз	22	39	45	32	31	41,9	40,0	44,2	41,7	39,8	39,1	43,7	
Пироксен	26	30	26	23	28	39,8	37,1	34,4	45,6	33,7	34,1	42,2	
Рудный минерал	15	5	10	5	5	5,3	5,6	4,9	1,4	6,9	5,8	4,5	
Биотит + амфибол	1	4	3	5	7	1,0	1,8	1	1,0	0,1	—	0,3	
Микроперматит + Qu	—	22	16	35	29	—	—	—	—	—	—	—	
Мезостази	36	—	—	—	—	12,0	15,5	16,4	10,3	19,5	21,0	9,3	
% мафич.	42	39	39	33	40	46,1	44,5	39,4	48,0	40,7	39,9	47,0	
Длина плагиокл. (мм)	1,6	3,0	5,0	0,7	0,8	1,5	0,7	0,8	0,7	0,9	0,7	1,8	1,5
Плагиоклаз, % An	45	50	52	55	50	50	60	55	60	55	60	50	
Оливин, % Fa	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Уд. вес	3,13	2,98	3,01	2,89	2,90	2,88	2,90	2,89	2,92	2,98	2,90	2,91	3,00

ОБОЗНАЧЕНИЯ

65. Ферма Линтон (29°58' ю. ш., 29°11' в. д.), К. П., гора Артур, интрузия типа «колокольного языка», кольцевая дайка.— Польдерварт, 1946.
66. Алевинс-Гет (32°14' ю. ш., 22°34' в. д.), К. П., 150-м силл Балтаудерс-Банк, 21 м ниже верхнего контакта.— Уокер и Польдерварт, 1942а.
67. 8 км к западу от Либде (31°32' ю. ш., 28°56' в. д.), К. П., 240-м силл, центральная часть.— Новый анализ.
68. Буровая сваяжина Эландсберга (27°30' ю. ш., 30°35' в. д.), Наталь, 90-м силл Матшонгололо, 4 м ниже верхнего контакта.— Новый анализ.
69. Алевинс-Гет (32°14' ю. ш., 22°34' в. д.), К. П., 150-м силл Балтаудерс-Банк, непосредственно под ксенолитом, 12 м ниже верхнего контакта.— Уокер и Польдерварт, 1942.
70. Гангвист (31°43' ю. ш., 20°2' в. д.), К. П., 150-м силл, 30 м над нижним контактом.— Уокер и Польдерварт, 1941а.
71. Ферма Фаллоден (29°59' ю. ш., 29°14' в. д.), К. П., гора Артур, интрузия типа «колокольного языка». — Польдерварт, 1946.
72. Ферма Фаллоден (30°0' ю. ш., 29°12' в. д.), К. П., гора Артур, интрузия типа «колокольного языка». — Польдерварт, 1946.
73. Ферма Бен-Невис (29°59' ю. ш., 29°12' в. д.), К. П., гора Артур, интрузия типа «колокольного языка». — Польдерварт, 1946.
74. Ферма Аштон (30°0' ю. ш., 29°14' в. д.), К. П., гора Артур, интрузия типа «колокольного языка». — Польдерварт, 1946.
75. Ферма Уотершед (29°56' ю. ш., 29°11' в. д.), К. П., гора Артур, интрузия типа «колокольного языка». — Польдерварт, 1946.
76. Ферма Уотершед (29°57' ю. ш., 29°11' в. д.), К. П., гора Артур, интрузия типа «колокольного языка». — Польдерварт, 1946.
77. Ферма Гленноэ (29°58' ю. ш., 29°16' в. д.), К. П., гора Артур, интрузия типа «колокольного языка». — Польдерварт, 1946.

ДОЛЕРИТЫ КАРЛУ ЮЖНО-АФРИКАНСКОГО СОЮЗА

НЕКЛАССИФИЦИРОВАННЫЕ ДОЛЕРИТЫ И КИСЛЫЕ ПОРОДЫ НЕОПРЕДЕЛЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Химические анализы

	Неклассифицированные долериты						Кислые породы					
	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89
SiO ₂	48,55	50,13	50,49	51,88	54,07	53,62	55,48	64,13	67,55	72,07	72,25	72,90
TiO ₂	1,48	3,50	1,14	0,98	0,75	1,88	0,72	1,70	0,67	0,32	0,71	0,30
Al ₂ O ₃	15,10	13,92	16,46	15,59	18,54	14,54	13,23	12,81	14,74	12,91	13,98	12,42
Fe ₂ O ₃	2,36	1,21	0,80	1,75	0,84	1,08	не опр.	0,77	1,39	0,77	0,04	1,20
FeO	9,14	7,44	8,98	9,24	7,59	8,59	11,82	7,16	2,63	1,52	2,80	1,23
MnO	0,25	0,14	0,12	0,06	0,08	0,34	0,24	0,13	0,01	0,15	1,01	следы
MgO	7,33	6,54	8,38	5,21	8,55	5,79	6,23	1,19	0,58	0,07	2,05	0,72
CaO	11,66	9,65	10,49	9,85	7,07	10,47	4,88	3,97	1,64	1,94	2,50	1,23
Na ₂ O	2,00	4,33	1,76	3,48	1,76	2,15	1,60	3,08	4,29	2,41	2,64	} 8,60
K ₂ O	0,75	0,57	0,68	0,91	0,68	0,52	3,76	3,64	5,58	5,91	1,49	
H ₂ O ⁺	0,90	2,07	} 0,56	0,87	не опр.	0,96	1,95	1,45	0,85	1,90	0,41	0,70
H ₂ O ⁻	0,47	0,15		0,10	0,07	0,18	нет	0,18	нет	0,13	0,03	0,20
P ₂ O ₅	0,17	0,40	0,18	0,15	0,03	следы	0,06	0,22	0,02	0,04	0,06	0,11
CO ₂	не опр.	не опр.	нет	нет	нет	нет	не опр.	0,15	не опр.	нет	следы	нет
S	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—	0,50	—	0,09
Всего	100,16	100,05	100,04	100,05	100,05	100,12	99,97	100,58	99,95	100,64	99,97	99,70

Ф. УОНЕР и А. ПОЛЬДЕРВАРТ

Нормативный состав

Qu	—	—	0,2	—	8,0	7,7	4,0	20,0	16,5	31,4	40,0	28,2	
Or	4,5	3,3	3,9	5,6	3,9	2,8	22,2	21,1	33,4	34,9	15,6	} 60,3	
Ab	16,8	36,2	14,7	29,3	14,7	18,3	13,6	26,2	36,2	20,4	21,0		
An	30,0	17,0	35,3	24,2	35,0	28,4	17,5	10,3	4,2	7,0	10,3	2,7	
Cor	—	—	—	—	2,0	—	—	—	—	—	3,3	—	
Wo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	0,7	
Di {	Wo	11,5	11,7	6,7	9,8	—	9,9	2,6	3,3	1,6	0,9	—	2,6
	En	6,5	7,7	3,8	4,7	—	5,2	1,1	0,8	0,6	0,2	—	1,8
	Fs	4,5	3,2	2,6	5,2	—	4,4	1,5	2,6	1,1	0,4	—	0,6
Ol {	Fo	2,3	5,5	—	2,1	—	—	—	—	—	—	—	—
	Fa	1,9	2,6	—	2,2	—	—	—	—	—	—	—	—
Hy {	En	8,4	0,8	17,2	5,3	21,4	9,3	14,5	2,2	0,9	—	2,5	—
	Of	5,8	0,4	11,5	5,8	12,1	7,8	19,4	7,4	1,3	—	4,0	—
Il	2,7	6,7	2,1	2,0	1,5	3,6	1,4	3,2	1,4	0,8	1,4	0,6	
Mt	3,5	1,9	1,2	2,6	1,2	1,6	—	1,2	2,1	1,1	—	1,8	
Ap	0,3	1,0	0,3	0,3	—	—	0,3	0,3	—	0,1	—	0,3	
CaCO ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	
H ₂ O	1,4	2,2	0,6	1,0	0,1	1,1	2,0	1,6	0,9	2,0	1,9	1,0	
Pyр.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	—	—	
Всего	100,1	100,2	100,1	100,1	99,9	100,1	100,1	100,5	100,2	100,2	100,0	100,6	

ДОЛЕРИТЫ КАРРУ ЮЖНО-АФРИКАНСКОГО СОЮЗА

Модальный состав

Оливин			1,1	—	—	—					
Плагиоклаз			46,1	49,9	—	29,1					
Пироксен			38,4	38,8	—	20,3					
Рудный минерал . . .			3,4	0,5	—	14,3					
Биотит + амфибол . .			4,8	3,2	—	2,9					
Микропегматит + Qu .			6,2	7,6	—	33,4					
% мафич.			47,7	42,5	—	37,5	25			—	
Длина плагиокл. (мм)			0,4 ⁺	2,0	0,7	2,0	—			0,1	
Плагиоклаз, % An . .			58	70	58	65	57			натрие- вый	
Оливин, % Fa			83	—	—	—	—			—	
	—	—	2,90	—	—	—	2,75	—	2,60	2,65	—

ОБОЗНАЧЕНИЯ

- 78. Коматипорт (25°23' ю. ш., 31°56' в. д.), Трансвааль, дайка, центральная часть. — Ломбард, 1939.
- 79. Умзимхлава-Порт (30°57' ю. ш., 29°22' в. д.), К. П., 900-м пласт Инсизва, зона подошвы. — Шольц, 1936.
- 80. 40 км к востоку от Эрмело (26°31' ю. ш., 30°24' в. д.), Трансвааль, силл, центральная часть. — Ван дер Мерве, 1941.
- 81. Глен (31°57' ю. ш., 24°42' в. д.), К. П., 180-м дайка, центральная часть. — Уокер и Польшерварт, 1942.
- 82. Горный округ Пэйн (30°45' ю. ш., 29°19' в. д.), К. П., 900-м пласт Инсизва, зона подошвы. — Шольц, 1936.
- 83. Бронзит-долерит с Фолклендских островов. — Новый анализ.
- 84. Уотерфолл-Гордж (30°48' ю. ш., 29°16' в. д.), К. П., 900-м пласт Инсизва, зона подошвы. — Шольц, 1936.
- 85. Томас-Ривер (32°23' ю. ш., 27°17' в. д.), К. П., северная «зияющая» дайка, центральная часть. — Маунтин, 1943.
- 86. Горный округ Пэйн (30°45' ю. ш., 29°19' в. д.), К. П., дайка в пласте Инсизва, зона подошвы. — Шольц, 1936.
- 87. Портье (30°39' ю. ш., 26°37' в. д.), Оранжевое Свободное Государство, жила в долеритовой дайке. — Новый анализ.
- 88. Стонридж (32°21' ю. ш., 27°8' в. д.), К. П., северная «зияющая» дайка, центральная часть. — Маунтин, 1943.
- 89. Уотерфолл-Гордж (30°48' ю. ш., 29°16' в. д.), К. П., пласт в роговике близ подошвы пласта Инсизва. — Гудчайльд, 1916.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ГРАНОФИРЫ И ПРЕОБРАЗОВАННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ
Химические анализы

	Метасоматические гранофиры							Преобразованные осадочные породы			
	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100
SiO ₂	59,44	60,88	61,84	62,64	65,14	66,24	69,97	65,84	66,60	67,51	71,46
TiO ₂	0,92	1,44	1,51	1,53	0,46	0,69	0,59	0,75	0,42	0,63	0,52
Al ₂ O ₃	15,76	12,42	10,52	13,96	14,92	14,26	13,69	16,60	14,51	16,01	14,03
Fe ₂ O ₃	4,11	0,33	3,66	1,12	1,18	0,94	0,18	0,60	0,13	0,30	0,10
FeO	3,44	7,86	9,24	6,54	5,04	4,48	3,82	5,15	4,98	4,55	2,90
MnO	0,08	0,16	0,23	0,13	0,04	0,04	0,03	0,06	0,05	0,05	0,04
MgO	3,56	4,52	0,56	1,83	2,17	2,22	1,52	1,54	1,59	1,43	0,83
CaO	5,64	7,44	4,97	3,91	2,49	1,60	2,02	2,08	2,24	1,92	2,94
Na ₂ O	2,48	1,96	3,83	5,02	2,70	2,61	3,83	1,60	3,86	2,00	2,71
K ₂ O	1,90	1,01	2,58	1,90	3,38	3,88	2,97	3,57	3,60	3,75	3,33
H ₂ O ⁺	2,75	1,41	1,82	1,02	1,96	2,38	1,34	2,02	1,68	1,53	1,06
H ₂ O ⁻	нет	0,20	0,19	0,28	0,39	0,49	0,13	0,35	0,12	0,30	0,26
P ₂ O ₅	0,9	0,09	0,34	0,11	0,20	0,12	0,09	0,10	0,05	0,05	0,08
CO ₂	нет	0,29	следы	0,18	следы	следы	нет	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Всего..	100,17	100,01	100,29	100,17	100,07	99,95	100,18	100,26	99,83	100,03	100,26

Нормативный состав

Qu	20,2	21,1	22,5	13,6	24,8	27,0	27,6	32,8	19,6	36,0	33,7
Or	11,1	6,2	15,5	11,1	20,0	22,8	17,8	21,1	21,1	16,1	19,5
Ab	21,0	16,6	23,9	42,5	23,0	22,0	32,0	13,6	32,5	16,8	23,1
An	26,4	22,1	8,3	9,8	11,7	7,2	9,2	9,7	11,1	9,5	13,9
Cor	—	—	—	—	2,4	3,4	0,8	6,5	0,2	6,3	0,8
Di {	Wo	0,4	5,1	6,0	3,2	—	—	—	—	—	—
	En	0,3	2,4	0,7	1,1	—	—	—	—	—	—
	Fs	—	2,6	5,9	2,1	—	—	—	—	—	—
Hy {	En	8,6	8,9	0,7	3,5	5,3	5,6	3,8	3,8	4,0	3,6
	Of	4,5	9,4	5,9	6,6	7,4	6,3	5,8	7,8	8,3	7,3
Pl	1,7	2,8	2,9	2,9	0,9	1,4	1,2	1,4	0,8	1,2	0,9
Mt	6,0	0,5	5,3	1,7	1,9	1,4	0,2	0,9	0,2	0,5	0,2
Ap	0,3	0,3	0,8	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	—	—	0,3
CaCO ₃	—	0,7	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	2,8	1,6	2,0	1,3	2,4	2,9	1,5	2,4	1,8	1,8	1,3
Всего	100,3	100,3	100,4	100,1	100,1	100,3	100,2	100,3	99,6	99,1	100,3

Модальный состав

Плагиоклаз	35	23	20	10	14	10	11				
Пироксен	10	22	19	27	28	15	14				
Рудный минерал	4	4	6	3	3	3	4				
Биотит + амфибол	3	6	7	3	2	2	3				
Микропегматит + + Qu	48	45	48	57	53	70	68				
% мафич.	17	32	32	33	33	20	21				
Длина плагиокл. (мм)	1,0	0,4	0,9	0,2	не опр.	0,6	0,5				
Плагиоклаз, % An	32	50	35	30	35	36	36				
Уд. вес	2,76	2,80	2,79	2,73	2,68	2,64	2,62	2,72	2,70	2,68	2,64

ОБОЗНАЧЕНИЯ

90. Алевинс-Гет (32°14' ю. ш., 22°34' в. д.), К. П., 150-м силл Балтаудерс-Банн, близ ксенолита, 12 м ниже верхнего контакта. — Уокер и Польшерварт, 1942а.
91. Каламити-Хилл (30°10' ю. ш., 29°3' в. д.), К. П., 60-м дайна Элефантс-Хед, край. — Польшерварт, 1944.
92. Ферма Звартфонтейн (30°13' ю. ш., 29°7' в. д.), К. П., 180-м пласт Нью-Амальфи, верхняя часть. — Польшерварт, 1944.
93. Ферма Звартфонтейн (30°13' ю. ш., 29°7' в. д.), К. П., 180-м пласт Нью-Амальфи, верхняя часть. — Польшерварт, 1944.
94. Гангнест (31°43' ю. ш., 20°2' в. д.), К. П., 150-м силл, 15 м ниже верхнего контакта. — Уокер и Польшерварт, 1941а.
95. Ритноп (31°52' ю. ш., 20°23' в. д.), К. П., 90-м силл, 18 м ниже верхнего контакта. — Уокер и Польшерварт, 1942а.
96. Ритноп (31°52' ю. ш., 20°23' в. д.), К. П., 90-м силл, 30 м ниже верхнего контакта. — Уокер и Польшерварт, 1942а.
97. Ибена (32°18' ю. ш., 28°12' в. д.), К. П., силл, вдоль верхнего контакта. — Маунтин, 1944.
98. Гкункуе (32°26' ю. ш., 28°32' в. д.), К. П., силл, вдоль верхнего контакта. — Маунтин, 1944.
99. Гонуби-Соуре (32°38' ю. ш., 27°40' в. д.), К. П., силл, верхний контакт. — Маунтин, 1944.
100. Ибена (32°18' ю. ш., 28°12' в. д.), К. П., силл, верхний контакт. — Маунтин, 1944.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ КАРРУ
Химические анализы

	Энка	Осадочные породы Бофорта							Роговик Бофорта				Мол-тено	Кейв
		101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113
SiO ₂	70,86	64,52	66,19	69,26	70,10	71,96	73,84	76,92	62,46	62,56	64,65	66,60	92,68	82,54
TiO ₂	0,68	0,76	0,70	0,38	нет	0,46	0,50	0,20	следы	нет	0,90	0,50	0,10	0,09
Al ₂ O ₃	13,48	16,66	15,37	14,82	14,52	14,37	13,27	12,38	16,15	17,10	16,26	15,57	3,65	9,76
Fe ₂ O ₃	0,12	2,23	0,72	0,81	1,64	0,32	0,30	1,39	3,05	3,41	2,49	1,46	следы	0,31
FeO	3,31	3,44	3,42	3,89	2,43	2,24	3,43	1,45	6,58	4,67	4,91	3,18	0,87	0,52
MnO	0,03	нет	0,06	0,12	0,14	0,03	0,03	следы	0,07	0,32	0,18	0,10	следы	нет
MgO	1,52	1,75	1,44	1,88	1,97	0,70	0,16	0,22	2,50	2,32	2,23	1,78	нет	0,27
CaO	2,34	1,24	2,65	1,29	1,64	0,82	1,75	0,28	1,52	1,56	1,60	1,70	0,30	0,14
Na ₂ O	3,07	2,87	2,30	1,78	3,69	2,80	3,43	2,17	1,03	1,30	6,00	6,49	0,36	2,12
K ₂ O	2,06	3,54	3,26	3,42	3,37	3,79	2,68	3,88	5,80	5,90			1,69	2,58
H ₂ O ⁺	2,08	2,82	2,30	2,23	0,22	1,69	0,71	0,77	0,28	—	0,55	0,95	0,12	1,30
H ₂ O ⁻	0,08	0,06	0,81	0,22		0,55	0,19	0,39		0,36	0,60	1,00	0,08	0,25
P ₂ O ₅	0,14	0,06	0,11	0,16	0,26	0,05	0,05	следы	0,30	0,36	0,17	0,12	следы	следы
CO ₂	следы	нет	0,91	нет	0,27	нет	не опр.	следы	0,10	нет	не опр.	не опр.	нет	нет
S	—	—	—	—	—	—	—	—	следы	0,03	0,06	0,09	—	—
Всего	99,77	99,95	100,24	100,26	100,25	99,76	100,34	100,05	99,84	99,89	100,60	99,54	99,85	99,88

Продолжение табл. 15

Нормативный состав

Qu	35,7	27,9	33,1	38,1	28,9	37,4	37,6	48,4	23,5	23,6	27,1	28,3	82,8	59,2
Or	12,6	20,6	19,5	20,0	20,0	22,2	16,1	22,7	34,4	35,0	41,5	45,7	10,0	15,6
Ab	26,2	24,6	19,4	15,2	31,4	23,6	28,8	18,2	8,9	11,0		3,1	17,8	
An	10,8	5,3	6,7	5,6	5,0	3,3	7,8	1,3	5,3	5,6	7,2	7,5	1,4	0,8
Cor	2,1	6,2	6,6	6,1	2,9	4,5	1,8	4,2	6,2	6,5	6,6	4,2	0,7	3,2
Hu ^(En)	3,8	4,4	3,6	4,7	4,9	1,8	0,4	0,6	6,2	5,8	5,6	4,5	—	0,7
Ol	4,8	3,2	4,6	5,8	3,3	3,0	5,3	1,1	9,8	6,3	5,8	4,0	1,5	0,5
Pl	1,4	1,5	1,4	0,8	—	0,9	0,9	0,5	—	—	1,7	0,9	0,2	0,2
Mt	0,2	3,3	0,9	1,2	2,3	0,5	0,5	2,1	4,4	4,9	3,7	2,1	—	0,5
Ap	0,3	0,3	0,3	0,3	0,7	0,2	0,2	—	0,7	1,0	0,3	0,3	—	—
CaCO ₃	—	—	2,0	—	0,6	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—
H ₂ O	2,2	2,7	2,1	2,5	0,2	2,2	0,9	1,2	0,3	0,4	1,2	2,0	0,2	1,6
Всего	100,1	100,0	100,2	100,3	100,2	99,6	100,3	100,3	99,9	100,1	100,7	99,5	99,9	100,1
Уд. вес	2,57	2,58	2,72	2,53	—	2,60	2,60	2,48	—	—	—	—	2,60	2,68

ОБОЗНАЧЕНИЯ

101. Ритноп (31°52' ю. ш., 20°23' в. д.), К. П., алевролит Энка. — Уокер и Польдерварт, 1942а.
 102. Алевинс-Гет (32°14' ю. ш., 22°34' в. д.), К. П., центральная часть ксенолита алевролита Бофорта, 12 м ниже верхнего контакта силла Балтаудерс-Банк. — Уокер и Польдерварт, 1942а.
 103. Бракфонтейн (32°50' ю. ш., 27°58' в. д.), К. П., аргиллит Бофорта. — Маунтин, 1943.
 104. Гангнест (31°43' ю. ш., 20°2' в. д.), К. П., алевролит Бофорта. — Уокер и Польдерварт, 1941а.
 105. Гротфонтейн (31°28' ю. ш., 25°2' в. д.), К. П., аргиллит Бофорта. — Торранс, 1924.
 106. Томас-Ривер (32°23' ю. ш., 27°17' в. д.), К. П., алевролит Бофорта. — Маунтин, 1943.
 107. Гонуби-Соурс (32°38' ю. ш., 27°40' в. д.), К. П., алевролит Бофорта. — Маунтин, 1944.
 108. Ферма Зваргфонтейн (30°13' ю. ш., 29°7' в. д.), К. П., центральная часть ксенолита песчаника Бургерсдорпа, близ верхнего контакта пласта Нью-Амальфи. — Польдерварт, 1944.
 109. Мидделбург (31°30' ю. ш., 25°0' в. д.), К. П., роговик Бофорта. — Торранс, 1924.
 110. Мидделбург (31°30' ю. ш., 25°0' в. д.), К. П., роговик Бофорта. — Торранс, 1924.
 111. Уотерфолл-Гордж (30°48' ю. ш., 29°16' в. д.), К. П., роговик Бофорта, 90 м от подошвы пласта Инсизва. — Гудчайльд, 1916.
 112. Уотерфолл-Гордж (30°48' ю. ш., 29°16' в. д.), К. П., роговик Бофорта, близ подошвы пласта Инсизва. — Гудчайльд, 1916.
 113. Маханнве-Порт (30°8' ю. ш., 28°56' в. д.), К. П., песчаник Молтено. — Польдерварт, 1944.
 114. Робертс-Гет (30°3' ю. ш., 28°56' в. д.), К. П., песчаник Кейв. — Польдерварт, 1946.

Насколько это представлялось возможным, данные анализов расположены в соответствии с классификацией долеритов Карру, принятой в настоящей статье, а данные для каждого отдельного типа — в порядке возрастания содержания кремния. Как видно из табл. 15, анализированы были 88 долеритов Карру, 11 метасоматических гранофилов и преобразованных осадочных пород, а также 14 осадочных пород Карру. Из указанных анализов долеритов 18 до настоящего времени нигде не были опубликованы, 33 были опубликованы авторами настоящей статьи, 12 анализов, относящихся к пласту Инсизва, были опубликованы Дю Тойтом, Гудчайльдом и Шольцем, а остальные 25 анализов были опубликованы другими авторами. В табл. 15 не были включены некоторые сомнительные анализы, опубликованные Когеном (1887), Дю Тойтом (1910б), Торрансом (1923) и Ван дер Мерве (1941).

В табл. 16 аналитические данные приводятся в пересчете на 100% без H_2O , CO_2 и второстепенных составных частей; располагаются они в порядке возрастающего отношения:

$$\frac{FeO + Fe_2O_3}{MgO + FeO + Fe_2O_3} \times 100.$$

Это отношение, впервые примененное Вагером и Диром (1939), дает необходимый показатель степени фракционированности пород и широко применяется в настоящей статье.

ПЕТРОЛОГИЯ

Сравнение с другими магматическими провинциями

Магма долеритов Карру южной Африки является типично толейитовой (Кеннеди, 1933). Практически она по своему химическому составу идентична с составом соответствующих штормбергских вулканических пород и обнаруживает близость к составу многих других крупных базальтовых лавовых плато земного шара и связанных с ними интрузивных фаз. В табл. 17 показан средний химический состав ряда таких магматических провинций. Все анализы приведены в пересчете на 100% и при отсутствии воды, так что полученные данные могут сравниваться вполне удовлетворительным образом; такие пересчеты были применены также во всех нижеприводимых таблицах анализов настоящего и следующего за ним разделов. Это имеет существенное значение, поскольку долериты и базальты обнаруживают большие колебания в количестве содержащейся в них связанной воды. Все явно дифференцированные породы, при выводе средних, нами исключались.

ДАННЫЕ АНАЛИЗОВ ПОРОД КАРРУ В ПЕРЕСЧЕТЕ НА 100

Обозначения (табл. 15)	39	40	41	43	45	42	46	47	44	35	13	49	48	56	50	14	15	82	25	16	80	33
$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} = 100$	25,5	28,3	29,5	30,0	30,3	33,7	34,2	34,9	36,3	39,9	43,0	44,8	45,2	45,6	46,0	46,4	47,6	49,4	50,7	52,0	53,8	54,2
SiO ₂	41,5	43,0	43,1	44,5	46,4	43,6	48,9	50,8	46,2	52,6	48,6	49,2	49,2	48,8	49,3	49,5	49,1	54,1	52,7	50,0	50,8	51,9
TiO ₂	0,4	0,8	0,5	0,8	0,5	0,3	0,8	0,3	0,3	0,6	0,4	0,8	1,0	0,9	0,8	0,5	0,6	0,7	0,8	0,8	1,1	0,8
Al ₂ O ₃	2,8	6,1	7,2	6,8	8,7	8,6	12,0	4,4	16,5	13,0	14,7	13,8	13,2	13,6	13,5	16,3	15,9	18,5	12,2	15,9	16,6	15,7
Fe ₂ O ₃	4,2	1,7	0,5	1,7	0,8	1,2	1,1	6,9	1,4	1,9	1,5	0,3	1,5	1,2	1,7	0,9	0,2	0,8	0,3	0,9	0,8	1,1
FeO	8,7	10,8	12,6	10,9	10,5	12,8	9,0	6,9	8,0	7,0	9,6	10,0	9,3	9,7	9,3	9,4	8,7	7,6	10,3	9,5	9,0	8,6
MnO	0,2	0,3	0,2	0,4	0,1	0,2	0,1	—	0,1	0,3	следы	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	следы	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2
MgO	37,8	31,6	31,3	29,4	26,0	27,6	19,4	25,8	16,5	13,4	14,7	12,7	13,1	13,0	2,9	11,9	9,8	8,6	10,3	9,6	8,4	8,2
CaO	1,8	4,8	3,8	3,1	5,4	4,6	7,0	3,3	9,4	7,7	8,6	10,0	9,6	9,7	9,8	9,2	13,9	7,1	10,9	10,2	10,5	11,2
Na ₂ O	1,1	0,7	0,5	2,3	1,0	0,7	1,0	1,2	1,2	2,6	1,4	2,1	2,1	1,9	2,0	1,6	1,4	1,8	1,7	2,2	1,8	1,6
K ₂ O	1,4	0,2	0,3	0,4	0,4	0,6	0,3	0,3	0,3	0,8	0,4	0,5	0,4	0,5	0,4	0,5	0,3	0,7	0,5	0,6	0,7	0,6
P ₂ O ₅	—	—	следы	0,1	0,2	—	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	—	следы	0,1	следы	0,1	0,1	0,2	0,1
Cr ₂ O ₃	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	0,2	0,3	2	—	—	—	—	—	—	—

Обозначения (табл. 15)	29	71	23	78	6	62	3	22	73	12	38	68	24	11	5	77	60	84	61	7	72	63
$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} = 100$	60,5	60,8	60,8	61,3	62,3	62,3	62,5	62,7	62,8	62,9	63,5	63,6	63,7	63,8	64,5	65,0	65,1	65,4	65,9	66,0	66,3	66,7
SiO ₂	54,3	52,5	52,4	49,1	52,4	53,8	51,6	51,8	53,0	53,9	52,9	56,0	52,5	54,2	52,0	54,1	54,6	56,6	53,8	50,7	52,6	52,2
TiO ₂	1,2	1,1	0,4	1,5	1,0	1,0	1,7	1,5	1,0	1,0	1,6	1,6	1,1	1,1	0,9	0,9	1,2	0,7	1,2	1,4	1,1	1,5
Al ₂ O ₃	13,5	15,3	16,9	15,3	13,6	17,0	16,2	15,2	15,1	15,2	16,0	14,2	15,9	16,8	15,4	13,8	16,6	13,5	15,7	14,6	14,4	17,6
Fe ₂ O ₃	1,2	2,2	2,0	2,4	1,3	0,7	0,6	0,6	2,6	0,8	1,5	1,8	0,7	1,5	1,1	1,8	0,4	нет	0,2	1,4	2,8	4,5
FeO	10,9	8,5	8,1	9,3	9,6	8,9	9,4	9,8	7,7	9,2	8,6	8,5	9,5	8,2	10,7	9,9	9,5	12,1	10,8	11,8	9,4	6,9
MnO	0,2	0,3	0,1	0,2	0,5	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,5	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3	0,2	0,3	0,1
MgO	7,9	6,9	6,5	7,4	6,6	5,8	6,0	6,2	6,1	5,9	5,8	5,9	5,8	5,5	6,5	6,3	5,3	6,4	5,7	6,8	6,2	5,7
CaO	6,9	10,7	10,7	11,8	10,9	9,2	11,3	11,8	11,7	11,1	8,9	8,4	10,5	8,9	9,9	10,1	9,2	5,0	9,4	10,6	9,1	7,3
Na ₂ O	2,4	2,0	2,1	2,0	2,7	1,9	2,1	2,2	1,9	2,0	2,8	2,6	2,3	1,9	2,5	2,1	2,1	1,6	1,7	1,8	3,2	2,4
K ₂ O	1,4	0,5	0,7	0,8	0,9	1,4	0,7	0,6	0,6	0,6	1,7	0,8	1,0	1,5	0,7	0,8	0,8	3,8	1,0	0,5	0,9	1,6
P ₂ O ₅	0,1	—	0,1	0,2	0,3	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	—	0,2	0,1	0,1	—	0,2	0,1	0,2	0,2	—	0,2
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Обозначения (табл. 15)	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З	И	К	90	91	92	93	94	95	96
	6*	43*	5*	11*	6*	8*	3*	3*	6*	6*	Метасоматические градофиры						
SiO ₂	51,9	52,5	43,5	50,7	51,7	52,2	52,2	52,3	54,4	55,3	61,0	62,1	63,0	63,5	66,6	68,3	71,0
TiO ₂	1,1	1,0	0,5	0,9	1,1	0,8	0,8	2,4	1,1	1,6	0,9	1,4	1,5	1,5	0,5	0,7	0,6
Al ₂ O ₃	15,5	15,4	6,7	15,6	15,4	15,5	14,9	16,0	14,8	13,7	16,2	12,7	10,7	14,2	15,3	14,7	13,9
Fe ₂ O ₃	1,0	1,2	1,7	0,6	1,0	1,6	1,2	1,2	1,3	2,7	4,2	0,3	3,7	1,1	1,2	1,0	0,1
FeO	9,7	9,3	11,1	9,6	9,9	9,4	8,2	10,3	8,9	10,6	3,5	8,0	9,4	6,6	5,2	4,6	3,9
MnO	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	—	—	—
MgO	8,2	7,1	30,8	8,9	6,9	6,7	9,8	4,2	7,2	4,2	3,7	4,6	0,6	1,9	2,2	2,3	1,5
CaO	9,7	10,3	4,1	10,8	10,7	10,6	9,6	8,6	9,0	8,0	5,8	7,6	5,1	4,0	2,5	1,6	2,0
Na ₂ O	1,8	2,1	0,8	1,9	2,2	2,0	2,2	2,7	2,1	2,3	2,5	2,0	2,9	5,1	2,8	2,7	3,9
K ₂ O	0,7	0,8	0,6	0,6	0,7	0,8	0,8	1,8	0,9	1,2	1,9	1,0	2,6	1,9	3,5	4,0	3,0
P ₂ O ₅	0,1	0,1	—	0,2	0,2	0,2	0,1	0,3	0,1	0,2	0,2	0,1	0,3	0,1	0,2	0,1	0,1

- 39. Умзимхлава-Порт.
- 40. Гора Фред.
- 41. Каламити-Хилл.
- 45. Уотерфолл-Гордж.
- 42. 217 км к югу от Науспорта.
- 46. Уотерфолл-Гордж.
- 43. Уотерфолл-Гордж.
- 47. Сугарбуш.
- 44. Умзимхлава-Порт.
- 35. Уотерфолл-Гордж.
- 13. Линтон.
- 49. Кранскоп.
- 48. Портъе.
- 56. Кранскоп.
- 50. Кранскоп.
- 14. Аштон.
- 15. Гановер.
- 82. Горный округ Пэйн.
- 25. 8 км к западу от Либде.
- 16. Звартберг.
- 80. 40 км к востоку от Эрмело.

- 33. Гора Кюрри
- 30. 13 км к югу от горы Флетчер.
- 34. Гановер.
- 8. Парденон.
- 58. Линтон.
- 59. Тиклоф.
- 26. Тиклоф.
- 18. Местность Макобас.
- 79. Умзимхлава-Порт.
- 27. Гангнест.
- 74. Аштон.
- 21. Близ горы Инсизва.
- 57. Каламити-Хилл.
- 17. Эвзельюшен-Рок.
- 28. Гора Даунс.
- 4. Эландсберг.
- 32. Гангнест.
- 10. Довер-Джанкшен.
- 31. Эландсберг.
- 2. 5 км к западу от Эллиота.
- 20. Парденон.

- 19. 10 км к югу от Буттерворта.
- 1. 3 км к северу от Куинстауна.
- 29. Умлатузи-Кроссинг.
- 71. Фаллоден.
- 23. Парденон.
- 78. Комати-Порт.
- 6. Де Ар Джанкшен.
- 62. Зендрифт-Спрюит.
- 3. Аливал-Порт.
- 22. Кловер-Дейл.
- 73. Бен-Невис.
- 12. 46 км к северу от Маррейсбурга.
- 38. Хеппи-Валлей.
- 68. Эландсберг.
- 24. 1,5 км к югу от Брокс-Нек.
- 11. Зендрифт-Спрюит.
- 5. Алевинс-Гет.
- 77. Гленкоэ.
- 60. Гангнест.
- 84. Уотерфолл-Гордж.
- 61. Риткоп.

- 7. Пердевей.
- 72. Фаллоден.
- 63. Верулам.
- 75. Уотершед.
- 9. Верлатен-Г.
- 81. Глен.
- 67. 8 км к зап.
- 66. Алевинс-Г.
- 53. Риверсдейл.
- 76. Уотершед.
- 52. Линтон.
- 88. Стовридж.
- 51. Элефантс-Г.
- 70. Гангнест.
- 36. Кентгани.
- 89. Уотерфолл.
- 37. Игл-Нест.
- 64. Эффингам.
- 69. Алевинс-Г.
- 54. Звартфонте.

* Число анализов

ОД КАРРУ В ПЕРЕСЧЕТЕ НА БЕЗВОДНЫЕ НАВЕСКИ

82	25	16	80	33	30	34	8	58	59	26	18	79	27	74	21	57	17	28	4	32	10	31	2	20	19	1
49,4	50,7	52,0	53,8	54,2	54,4	54,7	55,1	55,4	56,2	56,2	56,4	56,8	57,5	57,8	58,5	58,7	58,8	58,9	58,9	59,1	59,3	59,4	59,5	59,8	60,3	60,4
54,1	52,7	50,0	50,8	51,9	55,3	52,2	51,2	51,4	51,7	53,6	51,1	51,3	53,8	53,4	51,5	49,9	50,7	53,5	51,5	54,6	52,5	55,6	51,5	51,4	50,7	51,0
0,7	0,8	0,8	1,1	0,8	0,5	1,0	0,5	0,8	0,7	0,7	1,3	3,6	1,1	0,5	1,2	1,5	0,8	1,8	1,3	1,4	1,1	1,3	0,9	0,4	1,1	0,9
18,5	12,2	15,9	16,6	15,7	16,4	16,1	14,2	16,2	14,9	16,0	16,6	14,2	15,1	14,8	15,1	15,3	16,7	14,0	15,4	16,4	15,4	15,9	16,0	15,5	17,1	15,7
0,8	0,3	0,9	0,8	1,1	1,0	0,5	1,4	2,2	1,0	1,3	0,4	1,2	1,0	1,7	0,1	1,3	0,5	1,3	1,2	следы	1,0	1,2	1,1	2,5	0,9	0,5
7,6	10,3	9,5	9,0	8,6	7,6	8,9	9,4	8,6	9,9	8,2	9,8	7,6	9,0	8,3	10,6	10,2	9,6	9,0	9,7	8,8	9,2	8,0	9,8	8,2	8,8	10,5
0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,6	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3	0,5	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2
8,6	10,3	9,6	8,4	8,2	7,2	7,8	8,8	8,7	8,5	7,4	7,9	6,7	7,4	7,3	7,6	8,1	7,3	7,2	7,6	6,1	7,0	6,3	7,4	7,2	6,4	7,2
7,1	10,9	10,2	10,5	11,2	9,7	9,9	10,8	9,7	10,5	10,4	10,0	9,9	9,5	11,2	10,0	11,0	12,4	9,0	10,2	8,9	10,6	8,0	10,5	11,2	11,5	11,4
1,8	1,7	2,2	1,8	1,6	1,6	2,4	2,6	1,3	1,9	1,5	1,9	4,4	2,1	2,0	2,3	1,9	1,6	2,7	2,3	2,3	1,5	2,9	1,9	2,4	2,5	1,9
0,7	0,5	0,6	0,7	0,6	0,6	1,0	0,9	0,7	0,5	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6	0,2	1,1	0,6	1,0	0,9	0,6	0,5	1,0	0,6	0,5
следы	0,1	0,1	0,2	0,1	—	1	следы	0,1	0,1	0,1	0,2	0,4	0,2	—	0,3	следы	0,1	0,2	—	0,2	0,3	—	0,2	0,1	0,3	0,2
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

84	61	7	72	63	75	9	81	67	66	53	76	52	88	51	70	36	89	37	64	69	54	65	85	86	55	87
65,4	65,9	66,0	66,3	66,7	67,1	67,2	67,5	69,7	71,3	71,8	71,9	72,9	74,3	76,4	77,5	77,6	78,1	78,7	82,1	85,9	86,0	86,8	87,1	87,2	93,8	95,8
56,6	53,8	50,7	52,6	52,2	53,9	52,2	52,4	53,6	53,2	54,5	54,2	53,7	73,7	50,7	58,6	52,6	73,9	51,5	64,9	56,9	53,1	54,2	64,9	68,2	64,8	73,4
0,7	1,2	1,4	1,1	1,5	0,8	0,8	1,0	1,4	2,0	1,5	1,6	1,4	0,7	2,6	1,2	2,1	0,3	3,4	1,4	2,0	3,2	2,6	1,7	0,7	1,4	0,3
13,5	15,7	14,6	14,4	17,6	15,5	15,6	15,7	13,4	13,2	14,8	14,2	14,1	14,3	14,6	14,7	16,4	12,6	15,7	14,1	13,3	12,4	11,6	13,0	14,9	11,8	13,2
нет	0,2	1,4	2,8	4,5	2,3	2,0	1,7	2,0	2,2	0,9	3,9	2,2	следы	3,7	2,6	1,0	1,2	1,1	0,6	3,6	3,6	3,0	0,8	1,4	1,7	0,8
12,1	10,8	11,8	9,4	6,9	8,9	9,9	9,3	11,3	10,7	11,3	8,9	10,4	2,9	11,2	8,4	11,1	1,3	11,1	8,1	10,4	13,0	14,7	7,3	2,7	8,9	1,5
0,2	0,3	0,2	0,3	0,1	0,2	0,1	0,1	0,4	0,2	0,2	0,3	0,4	—	0,2	0,1	0,4	—	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,1	—	0,2	0,2
6,4	5,7	6,8	6,2	5,7	5,5	5,8	5,3	5,8	5,2	4,8	5,0	4,7	1,0	4,6	3,2	3,5	0,7	3,3	1,9	2,3	2,7	2,7	1,2	0,6	0,7	0,1
5,0	9,4	10,6	9,1	7,3	9,6	10,9	9,9	8,6	9,5	8,6	8,3	9,5	2,1	9,0	7,3	7,9	1,2	9,1	4,2	6,7	8,6	7,5	4,0	1,6	4,3	2,0
1,6	1,7	1,8	3,2	2,4	2,4	1,9	3,5	2,3	2,7	2,5	2,4	2,6	2,5	2,3	2,0	2,8	—	2,6	3,4	2,2	2,0	1,7	3,1	4,3	3,0	2,4
3,8	1,0	0,5	0,9	1,6	0,9	0,6	0,9	0,9	0,9	0,8	1,1	0,9	2,7	0,8	1,6	1,7	8,7	1,9	0,9	2,0	0,9	1,4	3,7	5,6	3,0	6,0
0,1	0,2	0,2	—	0,2	—	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3	0,5	0,1	0,2	0,4	0,4	0,2	0,2	0,2	—	0,2	0,1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	
Искусственные гранофиры				Преобразованные осадочные породы				Осадочные породы Карру														
63,5	66,6	68,3	71,0	67,3	68,0	68,8	72,2	72,6	66,4	68,8	70,8	70,3	73,8	74,3	77,8	62,8	62,9	65,1	68,3	92,9	84,0	
1,5	0,5	0,7	0,6	0,8	0,4	0,6	0,5	0,7	0,8	0,7	0,4	—	0,5	0,5	0,2	—	—	0,9	0,5	0,1	0,1	
14,2	15,3	14,7	13,9	17,0	14,8	16,3	14,2	13,8	17,2	16,0	15,2	14,6	14,7	13,3	12,5	16,3	17,2	16,4	16,0	3,7	9,9	
1,1	1,2	1,0	0,1	0,6	0,1	0,3	0,1	0,1	2,4	0,7	0,8	1,6	0,3	0,3	1,4	3,1	3,4	2,5	1,5	—	0,3	
6,6	5,2	4,6	3,9	5,2	5,1	4,6	2,9	3,4	3,5	3,6	4,0	2,4	2,3	3,4	1,5	6,6	4,7	4,9	3,3	0,9	0,5	
0,1	—	—	—	0,1	0,1	0,1	0,1	—	—	0,1	0,1	0,1	—	—	—	0,1	0,3	0,2	0,1	—	—	
1,9	2,2	2,3	1,5	1,6	1,6	1,5	0,8	1,6	1,8	1,5	1,9	2,0	0,7	0,2	0,2	2,5	2,3	2,2	1,8	—	0,3	
4,0	2,5	1,6	2,0	2,1	2,3	1,4	3,0	2,4	1,3	2,7	1,3	1,6	0,8	1,8	0,3	1,5	1,6	1,6	1,7	0,3	0,1	
5,1	2,8	2,7	3,9	1,6	3,9	2,0	2,7	3,2	2,9	2,4	1,8	3,7	2,9	3,4	2,2	1,0	1,3	—	—	0,4	2,2	
1,9	3,5	4,0	3,0	3,6	3,6	3,8	3,4	2,1	3,6	3,4	3,5	3,4	3,9	2,7	3,9	5,8	5,9	6,0	6,7	1,7	2,6	
0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,1	0,1	—	0,3	0,4	0,2	0,1	—	—	

- 7. Пердевей.
- 72. Фаллоден.
- 63. Верулам.
- 75. Уотершел.
- 9. Верлатен-Клоф.
- 81. Глен.
- 67. 8 км к западу от Либодс.
- 66. Алевинс-Гет.
- 53. Риверсдейл.
- 76. Уотершел.
- 52. Линтон.
- 88. Стонридж.
- 51. Элефантс-Хед.
- 70. Гангнест.
- 36. Кентани.
- 89. Уотерфолл-Гордж.
- 37. Игл-Нест.
- 64. Эффингам.
- 69. Алевинс-Гет.
- 54. Звартфонтейн.

- 65. Линтон.
- 85. Томас-Ривер.
- 86. Горный округ Цэйн.
- 55. Звартфонтейн.
- 87. Портье.
- А. Средний закаленный базальт Карру.
- Б. Средний долерит Карру.
- В. Средний пикрит Карру.
- Г. Средний тип Кокстад.
- Д. Средний тип Пердеклоф.
- Е. Средний тип Блаувкраанс.
- Ж. Средний тип Ганвер.
- З. Средний тип Кентани.
- И. Средний тип Гангнест.
- К. Средний долеритовый пегматит.
- 90. Алевинс-Гет.
- 91. Каламити-Хилл.
- 92. Звартфонтейн.
- 93. Звартфонтейн.
- 94. Гангнест.

- 95. Ритноп.
- 96. Ритноп.
- 97. Ибека.
- 98. Гкункуэ.
- 99. Гонуби-Соурс.
- 100. Ибека.
- 101. Ритноп.
- 102. Алевинс-Гет.
- 103. Бранфонтейн.
- 104. Гангнест.
- 105. Гротфонтейн.
- 106. Томас-Ривер.
- 107. Гонуби-Соурс.
- 108. Звартфонтейн.
- 109. Мидделбург.
- 110. Мидделбург.
- 111. Уотерфолл-Гордж.
- 112. Уотерфолл-Гордж.
- 113. Маханкве-Порт.
- 114. Робертс-Гет.

Как и предполагалось, между составом долеритов Карру и штормбергскими лавами имеется почти полное сходство; их аналоги имеются также и в других провинциях, примером чего может служить полное химическое сходство между закаленными фазами базальтов Палиседа и траппами Уэтчунга. В обоих случаях железо сильнее окислено в эффузивной фазе, в которой наблюдается ускоренное улетучивание газа, это согласуется также с выводами Фемистера (1934, стр. 40—44). Представляется интересным сравнить магму Карру с другими долеритовыми магмами триас-лейасового времени. Для южного полушария прекрасные химические данные приводит в своей работе о долеритах Тасмании Эдвардс (1942); эти данные ясно показывают, что недифференцированная тасманийская магма (табл. 17, № 7) очень походит на магму Карру, но является немного более сиалической; она почти идентична с магмой некоторых недифференцированных долеритов того же возраста в Антарктике (№ 8). Этот магматический тип может быть поставлен довольно близко с анализированным долеритом с вершины горы Кюрри (табл. 16, № 33).

Химическое сходство долеритов Карру с недифференцированными основными породами триас-лейасового возраста в Южной Америке (табл. 17, № 9) — значительно меньше. Последние богаче суммарным железом и щелочами и обнаруживают в этом отношении близость с магмой верхнепалеозойского силла Уин в северной Англии и центральной Шотландии (№ 2). С другой стороны, магма Карру замечательно близка к составу недифференцированной магмы силла Палисед в Нью-Джерси* (№ 10), а соответствующие эффузивные фазы (№ 11) обнаруживают такое же большое сходство. Базальты Родезии (№ 6) значительно богаче суммарным железом, чем базальты одновозрастной с ними штормбергской группы, а также характеризуются необычно высоким содержанием титана. Магма Карру, в целом, беднее суммарным железом и щелочами, чем более поздние основные магмы толейитового типа, например трапы Декана (№ 20), траппы Сибири (№ 21), непорфиритовая магма Гебридских островов (№ 12), магма Шлицбергена (№№ 18, 19), а также магма даек Западной провинции (№ 1) неизвестного возраста.

Оливиновые базальты Гебридов, Скаергарда и некоторых островов Океании (№№ 13, 14, 23) содержат заметно меньше кремнекислоты, чем толейиты любой провинции из числа приведенных в таблице; содержание же прочих окислов очень изменчиво, и по этому признаку породы могут быть отнесены к любому из основных типов магмы. Магма закаленных пород Скаергарда ближе всего подходит к соответствующей магме Карру. Магматические типы некоторых провинций, повидимому, являются промежуточными между типами магмы толейитов и оливиновых базальтов, например типы магмы

* Восточная часть США. (Прим. ред.)

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

	Палеозой		Триас-лейас								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	49,8	51,6	51,9	52,5	52,2	50,5	53,3	54,0	51,6	52,2	52,1
TiO ₂	2,0	2,7	1,1	1,0	1,0	3,0	0,6	0,7	2,0	1,3	1,3
Al ₂ O ₃	15,6	15,0	15,5	15,4	15,6	14,0	16,4	16,1	13,5	15,4	14,7
Fe ₂ O ₃	3,5	3,4	1,0	1,2	2,7	3,3	0,5	0,8	5,3	1,6	3,4
FeO	8,9	9,6	9,7	9,3	7,9	9,3	8,3	7,4	7,7	8,7	8,6
MnO	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1
MgO	6,3	4,9	8,2	7,1	7,2	5,4	6,7	7,0	6,3	7,3	7,0
CaO	9,2	8,9	9,7	10,3	10,1	10,9	11,5	11,1	9,8	10,0	8,9
Na ₂ O	2,8	2,4	1,8	2,1	2,0	2,0	1,6	1,8	2,4	2,4	3,0
K ₂ O	1,3	1,1	0,7	0,8	0,9	0,8	0,9	1,0	1,0	0,8	0,7
P ₂ O ₅	0,4	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	—	—	0,2	0,2	0,2
Число анализов	10	32	6	43	5	5	6	2	8	4	8

1. Средний долерит Западной провинции (Нелл и Бринн, 1944, стр. 56).
2. Средний толейит и кварцевый долерит северной Англии и Шотландии.
3. Средний закаленный базальт Карру.
4. Средний долерит Карру.
5. Средняя лава Штормберга.
6. Средний базальт Виктория-Фолс (Дю Тойт, 1939, стр. 516).
7. Средний закаленный базальт Тасмании (Эдвардс, 1942, стр. 465).
8. Средний долерит Антарктики.
9. Средний базальт Южной Америки.
10. Средний закаленный базальт Палиседа.
11. Средний базальт Уэтчунга.
12. Средняя непорфиритовая центральная магма.

РАЗЛИЧНЫХ ТРАПОВЫХ ПРОВИНЦИЙ

Третичный период						Меловой период				Четвертичный период		
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
51,6	47,4	48,2	52,9	50,8	51,1	50,0	49,5	51,3	49,8	50,6	48,6	50,0
1,6	2,2	1,4	2,2	1,5	1,0	2,9	1,5	1,9	1,7	3,0	3,6	3,1
14,3	15,6	19,1	15,2	15,3	15,0	14,7	14,1	14,0	15,0	13,9	14,9	13,5
3,5	3,7	1,2	2,4	4,5	3,4	3,4	4,8	3,3	2,7	2,4	4,0	2,7
9,2	9,2	8,7	7,6	6,9	8,4	10,3	10,1	10,1	10,2	11,8	8,1	9,1
0,3	0,3	0,1	0,1	0,2	0,2	0,4	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1
5,3	8,5	7,9	6,7	7,5	6,1	5,5	6,1	5,5	6,5	4,7	6,8	7,8
10,1	10,2	10,7	8,2	8,6	11,1	9,6	9,9	9,8	10,9	8,3	8,3	10,5
2,8	2,1	2,4	3,3	3,0	3,0	2,0	2,7	2,8	2,2	3,0	3,6	2,4
1,1	0,6	0,2	1,0	1,3	0,6	1,0	0,7	0,7	0,6	1,3	1,4	0,5
0,3	0,2	0,1	0,4	0,4	0,1	0,2	0,4	0,3	0,2	0,8	0,5	0,3
11	7	2	—	27	3	4	4	16	17	6	12	23

13. Средний оливиновый базальт Гебридских островов.
14. Средняя закаленная фаза Скаергарда (Вагер и Дир, 1939, стр. 141).
15. Средняя магма северо-восточного Отаго (Бенсон, 1944, стр. 104).
16. Средние лавы центральной Виктории.
17. Средние толейиты западной Австралии (Эдварде, 1938, стр. 7).
18. Средний долерит Шпицбергена (Тиррелл и Сандфорд, 1933, стр. 312).
19. Средний базальт Шпицбергена (Тиррелл и Сандфорд, 1933, стр. 312).
20. Средний базальт Декана (Тиррелл и Сандфорд, 1933, стр. 312).
21. Средний сибирский трапп.
22. Средний базальт Орегона.
23. Средняя лава из островов Св. Елены, Вознесения и Тутуилы.
24. Средний гавайский оливиновый базальт (Дэли, 1944, стр. 1392).

Гавайских островов (№ 24), северо-восточного Отаго (№ 15) и центральной Виктории (№ 16). Несмотря на ценность идеи Кеннеди о существовании двух главных мировых типов, надо признать, что один тип перекрывает другой. Магма Карру, как правило, обнаруживает резко выраженные толейитовые черты, однако если бы область северного Транскейя рассматривалась отдельно, то богатство оливином и высокое содержание MgO в часто встречающемся типе магмы Кокстад должно было бы быть отнесено к числу необъяснимых аномалий.

В итоге, характерной чертой среднего типа магмы долеритов Карру является незначительное содержание суммарного железа и Fe_2O_3 наряду с довольно высоким содержанием MgO и SiO_2 .

Дифференциация магмы Карру

Дифференциация магмы Карру протекала под влиянием следующих процессов, действовавших как порознь, так и совместно: 1) фракционирования кристаллов, 2) гравитационных явлений, 3) сегрегации богатых летучими веществами фаз с образованием пегматитовых шпиров, 4) поступления повторных порций летучих веществ из боковых пород или из ксенолитов и 5) ассимиляции или метасоматизма осадочных пород.

Рассматривая фракционную кристаллизацию, необходимо разделить породообразующие минералы базальтовых пород на две главные группы, а именно на фельзические минералы и ферромагнезиальные минералы. Плаггиоклазы образуют большую часть первой группы, тогда как наиболее существенную часть второй группы составляют пироксены. Эти две группы минералов составляют около 90% среднего состава долерита, габбро и норита Карру.

Термические соотношения в группе плаггиоклазов точно установлены на основании экспериментальных данных (Боуэн, 1913). Известково-натровый полевой шпат выделяется наиболее ранним в процессе кристаллизации в широких температурных пределах. Другие минералы первой группы, как кварц и ортоклаз, относятся к поздней стадии кристаллизации. Поэтому можно сказать, что фракционная кристаллизация в отношении минералов первой группы приводит к постепенному увеличению содержания SiO_2 , Na_2O и K_2O наряду с постепенным уменьшением содержания CaO и Al_2O_3 .

К минералам второй группы относятся оливины, ортопироксены, пижониты и клинопироксены с большим углом оптических осей, рудные минералы, амфиболы и биотиты. Оливины, ортопироксены и пижониты, по мере хода процесса кристаллизации, все более обогащаются железом. Это относится также и к группе амфибола и биотита, которые появляются на поздних стадиях

процесса кристаллизации. Дело осложняется ранней кристаллизацией оливина, появляющегося, обычно, в избытке к стехиометрическим отношениям, а также обнаруживающего тенденцию опускаться под действием тяжести и накапливаться в более низких горизонтах. Последнее отражается в резком увеличении содержания SiO_2 , столь же резком уменьшении MgO и в более постепенном уменьшении FeO .

Порядок кристаллизации клинопироксенов с большим углом оптических осей был уже нами описан. Этот процесс сопровождается увеличением содержания FeO за счет MgO , как это имеет место также у упомянутых выше железисто-магнезиальных силикатов, за исключением средних стадий кристаллизации, на которых увеличение содержания FeO происходит за счет CaO .

Рудные минералы появляются в процессе кристаллизации дважды, а именно в виде раннего пикотита или хром-магнетита и в виде позднего титано-магнетита или ильменита. Это сказывается в понижении относительных количеств FeO и Fe_2O_3 на ранних стадиях, с последующим постепенным повышением содержания FeO , Fe_2O_3 и TiO_2 (средние стадии), и в резком снижении содержания этих составных частей на последних стадиях кристаллизации.

Подводя итоги сказанному, можно ожидать, что фракционная кристаллизация в отношении минералов второй группы должна была вызвать следующие явления:

На ранней стадии — резкое понижение относительного содержания MgO и Fe_2O_3 , более постепенное снижение FeO и резкое повышение SiO_2 (кристаллизация оливина и хром-магнетита).

На средней стадии — длительное, хотя и более плавное снижение относительных величин содержания MgO , с постепенным повышением FeO , Fe_2O_3 и TiO_2 , с незначительными в то же время колебаниями в содержании SiO_2 (кристаллизация пироксенов).

На поздней стадии — резкое понижение содержания FeO , Fe_2O_3 и TiO_2 , сопровождающееся дальнейшим понижением MgO и повышением SiO_2 (кристаллизация титано-магнетита, роговой обманки и биотита).

Процесс кристаллизации и процесс фракционирования базальтовой магмы дают картину своеобразного соревнования (гасе) между этими двумя минеральными группами. Фракционная кристаллизация в первой группе обнаруживает тенденцию к образованию остаточной магмы, богатой SiO_2 , Na_2O и K_2O , между тем как тот же процесс во второй группе минералов приводит к образованию остатка, богатого FeO , Fe_2O_3 и TiO_2 . Повидимому, в нормальной базальтовой магме фракционирование оказывает более сильное действие на минералы второй группы, чем на минералы первой группы; таким образом, обогащение железом обычно бывает более резко выраженным, чем обогащение щелочами. Магма Карру не составляет исключения из этого общего

правила, и в ней преобладает обогащение железом, за исключением последних стадий кристаллизации, на которых наблюдается обратная картина (рис. 27).

Гравитационные явления в магме заключаются в осаждении рано образовавшихся кристаллов оливина, плагиоклаза и пироксена, а также перемещений кверху кислого остатка.

Гравитационное осаждение оливина было отмечено в пласте Инсизва (Шольц, 1936) и в дайке Элефантс-Хед (Польдерварт, 1944). Повидимому, имело место также некоторое осаждение основного лабрадора и битовнита, того и другого *in situ*, так же как в случае Инсизвы (Шольц, 1936, стр. 105), и до занятия магмой ее окончательного положения, как на это указывают модальные составы, приведенные в табл. 5. Явного погружения пироксеновых кристаллов, отмеченного Эдвардсом (1942, стр. 468) в долритах Тасмании, в Карру не наблюдалось, вероятно по причине поздней кристаллизации пироксена и вследствие взаимодействия кристаллов, подчеркиваемого офитовыми прорастаниями с плагиоклазом.

Миграция позднего остатка вверх представляет собой более распространенное явление. Она была отмечена Шольцем (1936, стр. 203—207) в пласте Инсизва, авторами настоящей статьи в Гангнесте (Уокер и Польдерварт, 1941а, стр. 441) и в Нью-Амальфи (Польдерварт, 1944, стр. 98); наиболее отчетливо она видна при сравнении данных анализов двух образцов из Гангнеста (табл. 15, №№ 27, 32), взятых в первом случае с глубины 60 м и во втором — с глубины 14 м ниже верхнего контакта.

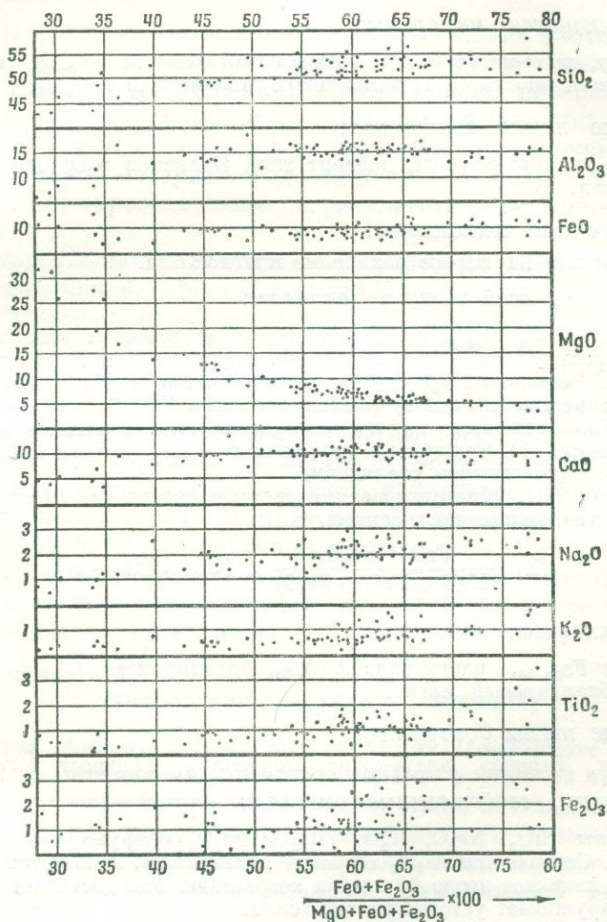
В вариационной диаграмме, отражающей дифференциацию базальтовой магмы, явления фракционной кристаллизации и гравитационной концентрации отчетливо различимы. Для этой цели обычная диаграмма, построенная по кремнекислоте и основным окислам, совершенно не пригодна, как это было показано Брамаллем (1933, стр. 100), Крокштремом (1937, стр. 271—272), а также Вагером и Диром (1939, стр. 226). Вместо нее представляется гораздо более рациональной диаграмма, в которой вдоль оси абсцисс наносятся данные, характеризующие либо обогащение железом (например, отношение $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \times 100$), либо

обогащение щелочами (например, отношение $\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \times 100$).

Эти два метода графического изображения дополняют друг друга: первый дает лучшие результаты для ранних или средних стадий кристаллизации, в то время как второй обеспечивает наилучшее отображение более поздних ее стадий. Весь цикл кристаллизации может быть изображен на треугольной диаграмме с переменными MgO , FeO и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (ср. Вагер и Дир, 1939, стр. 313). Ограниченность, присущая этому типу диаграмм,

очевидна в случае базальтовых провинций, в которых большая часть общего количества железа находится в форме Fe_2O_3 .

Так как мы располагаем лишь незначительным количеством анализов «кислых» пород Карру, причем некоторые из них,



Р и с. 26. Химические вариации в магме Карру (83 анализа).

возможно, ненадежны, то на диаграмме были представлены только ранние и средние стадии кристаллизации путем сопоставления содержания окислов с отношением $\frac{FeO+Fe_2O_3}{MgO+FeO+Fe_2O_3} \times 100$ (рис. 26).

Кроме того, аналитические данные были нанесены на треугольную $MgO : FeO : (Na_2O + K_2O)$ диаграмму (рис. 27). Для удобства

рассмотрения процесс кристаллизации был разделен на четыре стадии:

$$(1) \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \times 100 = 25 - 50.$$

Отделяющиеся минералы:

Пикотит, хром-магнетит и магнезиальный оливин Fa_{0-30} , к которым присоединяется впоследствии кальциевый плагиоклаз An_{60-65}

Главные типы долеритов:

Пикрит, пикрит-долерит, долерит типа Кранскоп и основной долерит типа Кокстад.

Критическое отношение:

45, указывающее на первое появление плагиоклаза.

Тенденции, свойственные окислам:

Величины SiO_2 , Al_2O_3 и CaO обнаруживают заметное увеличение до 45 и затем выравниваются, причем величина MgO соответствующим образом понижается. Величина Na_2O быстро увеличивается до 45, а затем уже увеличение ее замедляется, между тем как величина K_2O возрастает неуклонно. Величина FeO снижается во время кристаллизации раннего оливина, но возрастает после 40, между тем как величина Fe_2O_3 , хотя и неустойчива, обнаруживает постепенное увеличение.

Величина TiO_2 обнаруживает постепенное снижение, сменяющееся постепенным, медленным повышением.

$$(2) \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \times 100 = 50 - 70.$$

Отделяющиеся минералы:

Оливин Fa_{30-50} , плагиоклаз An_{70-50} , ортопироксен Or_{18-25} , пиконит, авгит и субкальциевый авгит.

Главные типы долеритов:

Кокстад, Гановер, Блаувкранс, Пердеклоф, Гангнест и гора Даунс.

Тенденции, свойственные окислам:

Величины SiO_2 , Na_2O , K_2O , TiO_2 и Fe_2O_3 обнаруживают постепенное увеличение. Содержание Al_2O_3 остается неизменным, между тем как содержание CaO начинает после 60 слегка возрастать. FeO достигает пика у 65, а MgO обнаруживает устойчивое снижение.

$$(3) \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \times 100 = 70 - 80.$$

Отделяющиеся минералы:

Богатые железом оливин Fa_{50-90} , плагиоклаз An_{50-40} , ферроавгит и субкальциевый ферроавгит.

Главные типы долеритов:

Долеритовый пегматит, краевой толейит и тип Кентани.

Тенденции, свойственные окислам:

SiO_2 , K_2O и TiO_2 возрастают быстро, а Na_2O более постепенно; содержание Al_2O_3 слегка увеличивается, тогда как содержание FeO и CaO остается почти без изменений. Содержание MgO продолжает снижаться, а содержание Fe_2O_3 колеблется неравномерно.

(4) За отсутствием соответствующих данных в отношении последних стадий кристаллизации о них можно только строить те или иные предположения; в этот период переплавление сопутствующих осадочных пород было наиболее интенсивным и распространенным. Зачастую оказывается невозможным отличить реоморфический материал осадочного происхождения от материала кислых жил, образовавшихся в результате фракционной кристаллизации.

На протяжении этой стадии ход дифференциации обнаруживает резкое изменение; кристаллизация богатых железом силикатов и рудных минералов обедняет жидкость FeO , Fe_2O_3 и TiO_2 , содержание которых обнаруживает резкое понижение, между тем как содержание MgO более плавно снижается до уровня ниже 1%. Наблюдается также резкое понижение CaO и более постепенное возрастание Na_2O , что указывает на быстрое обогащение плагиоклаза натрием. Остающаяся жидкость богата кремнеземом и щелочами и кристаллизуется в виде натриевого микропегматита. Предполагается, что фаялитовый гранофир Нью-Амальфи (табл. 15, № 55) и кислая жила Портье (табл. 15, № 87) относятся: первый — к ранней и вторая — к поздней стадиям этого периода. Дальнейшее рассмотрение поздних стадий кристаллизации будет приведено нами ниже.

Микроэлементы (Trace elements)

Авторы обязаны Р. Л. Митчеллу из Почвенного института Маколея за определения микроэлементов в семи из числа анализированных пород Карру. При спектральном анализе было использовано катодное пятно электрической дуги; этот метод дает довольно точные результаты в тех случаях, когда содержание микроэлементов ниже пятидесятикратной минимальной видимой величины.

Результаты спектральных анализов были сопоставлены с соответствующими данными химических анализов, приведенными в табл. 14; те и другие выражены в виде окислов. Данные расположены в порядке увеличения ионного радиуса.

Для спектроскопического анализа были отобраны четыре типичных долерита, а именно долериты типов: Гангнест, Пердеклоф-Блаувкранс, Кокстад и Кранскоп. Из них породы Пердеклоф-Блаувкранс и Кокстад можно считать представителями недифференцированных долеритов, между тем как типы Гангнест

и Кранскоп, повидимому, представляют собой более кислые и более основные дифференциаты. Три остальные породы являются породами, сопутствующими долеритам Пердеклоф-Блаувкрайс из Алевинс-Гет и представляют собой соответственно долеритово-пегматитовый шпир, алевролитовый ксенолит и гранофир, образовавшийся из последнего путем метасоматоза. Приводятся данные двух сравнительных анализов: первый характеризует среднее габбро, а второй — начальную магму Скаергарда (Вагер и Митчелл, 1943, стр. 286).

Главные компоненты недифференцированных долеритов Карру показывают, что эти породы несколько кислее, чем среднее габбро или исходная магма Скаергарда. Ближе сходство, пожалуй, с первым, за исключением низкой степени окисления железа в Карру, — черта, заметная также и в магме Скаергарда. Микроэлементы также обнаруживают довольно близкое сходство во всех четырех анализах, за исключением SrO и BaO. Первый из этих компонентов содержится в довольно большом количестве в магме Скаергарда; второй — присутствует в долеритах Карру, в количестве выше нормального.

В сравнении с недифференцированным долеритом несколько более основная порода Кранскопа содержит значительно больше Cr_2O_3 , NiO и CaO (ассоциирующими с минералами самой ранней фазы кристаллизации), равно как и Li_2O (вероятно, в более поздних ферромагнезиальных минералах); содержание SrO, BaO и Rb_2O в общем меньше, что обусловлено бедностью этой породы позднее кристаллизующимися полевыми шпатами, с которыми ассоциируют эти окислы. Совпадение величины Cr_2O_3 и NiO, установленное химическим анализом (Френкель) и спектроскопическим путем (Митчелл), вполне удовлетворительное.

Микроэлементы относительно более фельзических силлов типа Танггест более или менее согласуются с тем, что в данном случае можно было ожидать; содержание Cr_2O_3 и NiO в них меньше, чем в недифференцированных типах, тогда как содержание BaO больше. Содержание SrO и CaO приблизительно одинаковое, но наблюдается заметное увеличение содержания ThO_2 в породе Риткопа, т. е. опять-таки то, что можно было ожидать в кислом дифференциате.

Предполагалось, что результаты определения микроэлементов в породах Алевинс-Гет прольют в той или иной мере свет на происхождение долеритового пегматита и метасоматического гранофира, но они оказались в этом отношении мало показательными. При сравнении с недифференцированными долеритами пегматитовая фаза обнаруживает вообще мало различий, но меньшее содержание Cr_2O_3 и NiO соответствует бедности ее MgO. С другой стороны, содержание SrO, BaO и Rb_2O , в отношении которых можно было предполагать, что величина их повысится ввиду

богатства пегматитов фельзитическими и поздними ферромагнезиальными минералами, в действительности оказалось почти таким же, как и в нормальном долерите.

Алевролиты Бофорта являются существенно полевошпатовыми породами, в связи с чем в них, в сравнении с нормальным долеритом, содержание BaO и Rb_2O значительно выше, а содержание Cr_2O_3 и NiO — ниже. Эти свойства мы видим также у метасоматического гранофира, но у него наблюдается сильная концентрация BaO и Rb_2O , несмотря на более низкое содержание K_2O — составной части, с которой они обычно бывают связаны. Данные здесь противоречивы, поскольку в отношении интрузии Скаергарда, представляющей наиболее близкую аналогию с серией долеритов Карру, Вагер и Митчелл (1943, стр. 294) отмечают заметную связь между K , Ba и Rb .

Авторами была выдвинута гипотеза о том, что долериты типа Гангнест возникли в результате сочетания процессов фракционирования и ассимиляции алевролитов. Высокое содержание BaO в типе Гангнест (Риткоп) едва ли может быть объяснено простым фракционированием в отношении такой слабо дифференцированной породы, а потому получает некоторое подтверждение гипотеза, согласно которой алевролит, богатый этой составной частью, мог быть ассимилирован на глубине.

Величины для микроэлементов в рассматриваемой нами серии в общем говорят в пользу фракционной кристаллизации как главного фактора эволюции долеритовых типов; однако этот материал еще крайне скуден. Дальнейшая работа в этой области несомненно окажется плодотворной.

Обогащение базальтовой магмы железом

Проблема обогащения базальтовой магмы железом привлекала внимание петрографов на протяжении более двух десятилетий: результаты этой работы резюмируются Феннером следующим образом (1931, стр. 549):

«... в «соревновании», происходящем в кристаллизующейся магме между двумя сериями твердых растворов — плагиоклазовых полевых шпатов и железосодержащих метасиликатов (например, пироксенов), нельзя на основании существующих в настоящее время знаний в данной области предсказать, какая из этих двух серий будет преобладать в уменьшающемся количестве остаточной жидкости».

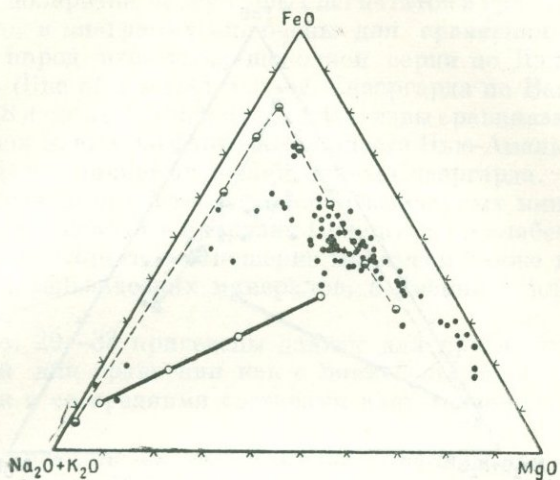
Боуэн (1928, стр. 80—83) принимал обогащение щелочами и кремнеземом с образованием диоритовых и гранитных частных магм, между тем как Феннер является убежденным сторонником гипотезы обогащения их железом (1938, стр. 367—400). Уокер (1935, стр. 151—159) на примере выделения свежего остаточного стекла из хлорофейтового толейита показал, что после кристалли-

зации богатых железом силикатов остаток оказывается обогащенным как кремнеземом, так и щелочами, но обедненным железом и магнием. Это наблюдение было подтверждено количественно гораздо более удовлетворительным образом Вагером и Диром (1939). Этими авторами было показано также, что в сильно фракционированной магме Скаергарда абсолютное обогащение железом продолжалось на протяжении 95% кристаллизационного процесса, но что на протяжении остальных 5% того же периода течение кристаллизационного процесса резко изменялось, причем получался остаток, богатый кремнеземом и щелочами, но бедный железом. Однако ими не исключается возможность незначительной контаминации материала кислых гнейсов.

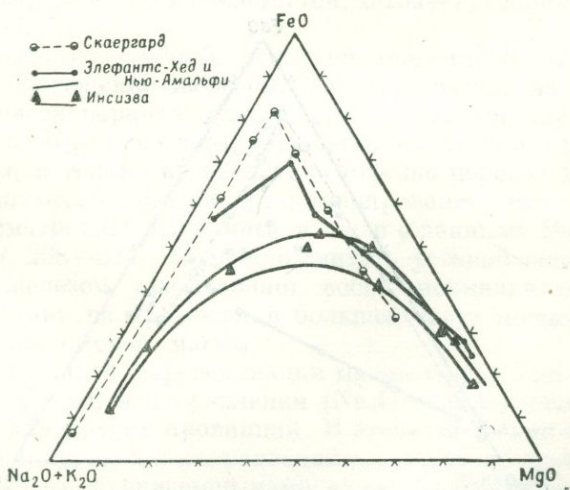
Вагер и Дир утверждали, что направление дифференциации (т. е. обогащение железом) в Скаергарде типично для фракционной кристаллизации средней базальтовой магмы, и на целом ряде остроумных диаграмм сопоставили вычисленные ими составы расплава Скаергарда с анализами лав и гипабиссальных пород с острова Мулл и Арднамерчена (Ричи, Томас и др., 1930), со средними цифрами Дэли для известково-щелочной серии, с дайками Бревен и Геллефорса (Крокштрем, 1932, 1936), с типичным ходом дифференциации в центральной Виктории (Эдвардс, 1938), с силлом Палиседа (Люис, 1908), с силлом Лугара (Тиррелл, 1916), с силлами Шиапт (Уокер, 1930), с кольцевой дайкой Глен-Мор (Куманс и Кюнен, 1938) и с известково-щелочной гибридной серией Карсфэрна (Дир, 1935).

Эдвардс (1942, стр. 605) нашел также, что «тенденция к обогащению остаточной магмы железом по сравнению с магнием резко выражена в долитах Тасмании и... настолько характерна для всех базальтов вообще, что ее можно рассматривать как нормальную тенденцию в области дифференциации базальтовых магм».

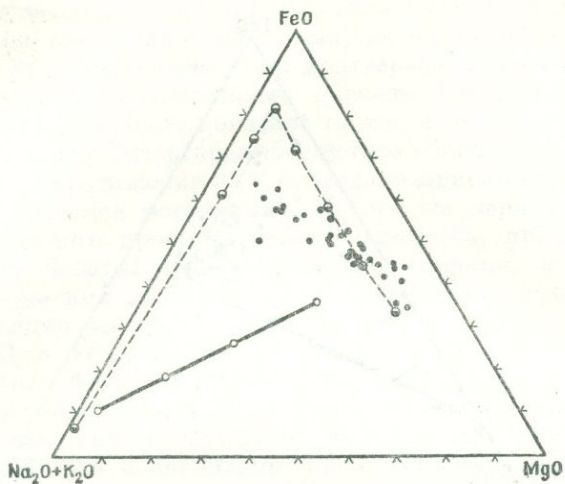
Как это уже было указано выше, направление дифференциации в магме Карру обнаруживает те же две черты, которые свойственны и магме Скаергарда, а именно — абсолютное обогащение железом на протяжении большей части кристаллизационного процесса, за которым на последних его стадиях последовало обогащение кремнеземом и щелочами. Наблюдаемые изменения ясно видны на треугольной диаграмме с переменными MgO , FeO и $(Na_2O + K_2O)$. На означенной диаграмме первая стадия процесса дифференциации изображена линией, приблизительно параллельной стороне $MgO - FeO$, в то время как вторая стадия показана линией, приблизительно параллельной стороне $FeO - (Na_2O + K_2O)$. Серия таких диаграмм была составлена для того, чтобы сравнения, произведенные Вагером и Диром (1939, стр. 313—320), можно было распространить также и на другие магматические провинции. На первой из них (рис. 27) нанесены все анализы



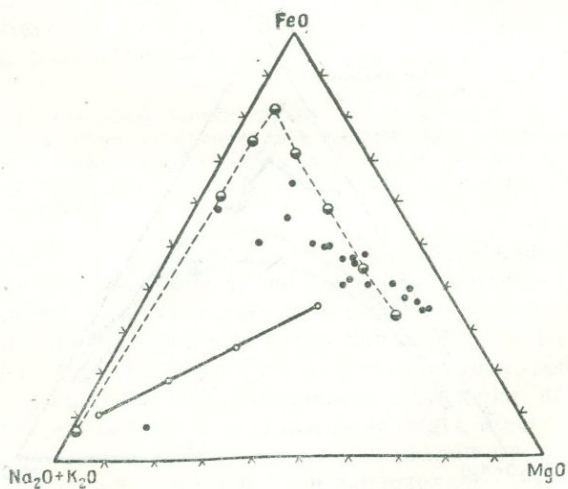
Р и с. 27. Направление дифференциации в долеритах Карру (88 анализов).



Р и с. 28. Сравнение направления дифференциации в Скаергарде, дайке Элефантс-Хед и пласте Нью-Амальфи и интрузии Инсизвы.



Р и с. 29. Направление дифференциации в долеритах Тасмании (34 анализа).



Р и с. 30. Направление дифференциации в силле Палиседа (21 анализ).

пикритов, долеритов, долеритовых пегматитов и гранофи́ров Карру кроме того, в диаграмму включены для сравнения средние данные для пород известково-щелочной серии по Дэли и линия эволюции (line of descent) магмы Скаергарда по Вагеру и Диру. На рис. 28 данные анализов пород Инсизвы сравниваются с данными анализов дайки Элефантс-Хед и пласта Нью-Амальфи (Польдерварт, 1944) и с линией эволюции магмы Скаергарда. Повидимому, процесс фракционирования ферромагнезиальных минералов сильнее всего проявлялся в интрузии Скаергарда и слабее всего в пласте Инсизва. Обратное отношение мы имеем также для фракционирования фельзических минералов, а именно — для серии плагиоклазов.

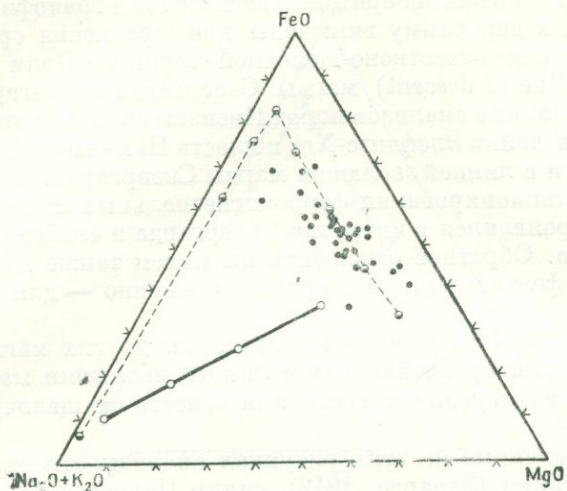
На рис. 29—33 приведены данные для других магматических провинций для сравнения как с линией эволюции магмы Скаергарда, так и со средними составами известково-щелочных серий по Дэли.

Представленные на этих рисунках анализы относятся к долеритам Тасмании (Эдвардс, 1942), силлу Палиседа (Уокер, 1940), сибирским траппам (Аникеев и Моор, 1939; Левинсон-Лессинг, 1932, 1935; Моор, 1939; Унксов, 1934), верхнепалеозойским долеритам и толейтам Шотландии и северной Англии (Дэй, 1928; Холмс и Гарвуд, 1928, 1929; Томкеев, 1929; Смит, 1930; Уокер, 1935) и гавайским лавам (Вашингтон, 1923а—г; Вашингтон и Кэйс, 1926, 1928).

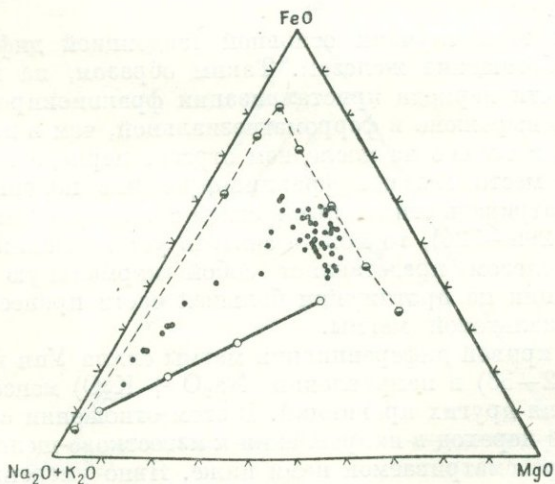
Во всех этих случаях основной тенденцией дифференциации является обогащение железом. Таким образом, на протяжении большей части периода кристаллизации фракционирование было более резко выражено в ферромагнезиальной, чем в плагиоклазовой серии, и только на последнем отрезке периода кристаллизации имело место сильное фракционирование полевых шпатов. Если рассматривать эти данные в связи с данными Вагера и Дира (1939, стр. 298—324), то можно считать установленным, что обогащение железом представляет собой нормальную тенденцию дифференциации на протяжении большей части процесса кристаллизации базальтовой магмы.

Наклон кривой дифференциации магмы силла Уин и гавайских лав (рис. 32—33) в направлении $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ менее крут, чем у кривых для других провинций. В этом отношении они представляют собой переход в направлении к известково-щелочной линии эволюции, рассматриваемой нами ниже. Явно умеренная степень обогащения железом магмы силла Уин отчасти обусловлена относительно высоким отношением в ней $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$.

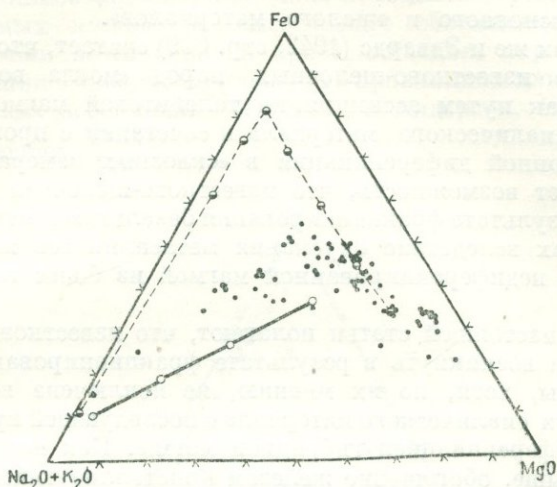
Линия эволюции известково-щелочной серии, полученной по средним составам базальта, андезита, дацита и риолита по Дэли, не совпадает с нашим направлением дифференциации. Вагер и Дир (1939, стр. 335) полагают, что «известково-щелочные серии



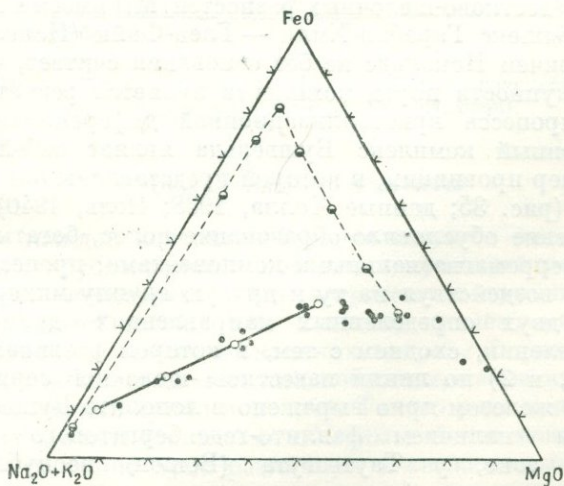
Р и с. 31. Направление дифференциации в сибирских габбро (36 анализов).



Р и с. 32. Направление дифференциации в позднепалеозойских кварцевых долеритах и толейтах Шотландии и северной Англии (55 анализов).



Р и с. 33. Направление дифференциации в гавайских лавах (96 анализов).



Р и с. 34. Направление дифференциации в комплексе Гарабал-Хиллс — Глен-Файн (29 анализов).

изверженных пород представляют собой, в основном, результат смещения основного и кислого материалов».

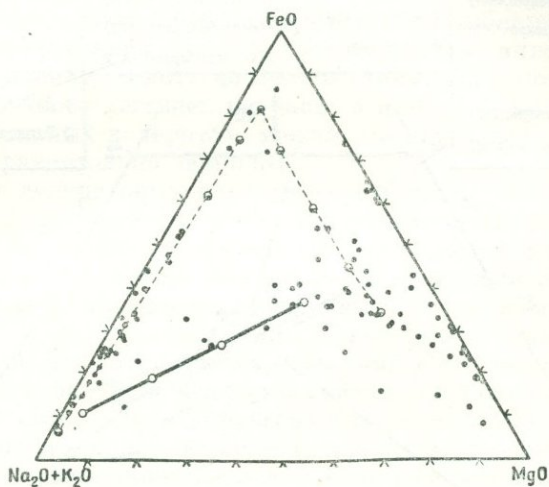
Точно так же и Эдвардс (1942, стр. 609) считает, что значительная масса известково-щелочных пород «могла возникнуть... не иначе как путем ассимиляции толейитовой магмой больших количеств сиалического материала в сочетании с процессом кристаллизационной дифференциации в «сквозных камерах». Однако он допускает возможность, что известково-щелочная серия произошла в результате фракционирования базальтовой магмы в сквозных камерах вследствие опускания метасиликатов железа и их вытеснения недифференцированной магмой из более глубоких горизонтов.

Авторы настоящей статьи полагают, что известково-щелочная серия могла возникнуть в результате фракционирования базальтовой магмы, хотя, по их мнению, не исключена возможность ассимиляции сиалического материала с последующей кристаллизационной дифференциацией гибридной магмы. Как нами уже указывалось выше, обогащение железом кристаллизующейся базальтовой магмы означает, что фракционированием были затронуты в большей степени ферромагнезиальные минералы, чем полевые шпаты. Зональность, таким образом, резко выражена в пироксенах, чем в плагноклазах. Однако в сериях, более богатых Fe_2O_3 и обедненных FeO , может происходить и обратное, с образованием типичных известково-щелочных разностей. Мы имеем в виду изверженный комплекс Гарабал-Хилл — Глен-Файн (Нокольдс, 1941, рис. 34), причем Нокольдс не без основания считает, что образование совокупности пород комплекса является результатом нормального процесса кристаллизационной дифференциации.

Изверженный комплекс Бушвельда являет собой наиболее яркий пример провинции, в которой представлены оба типа дифференциации (рис. 35; данные Холла, 1938; Нель, 1940). Ритмическое отложение обусловило образование полос, богатых полевым шпатом и ферромагнезиальными компонентами; процесс фракционирования, воздействуя на ту и другую группу минералов, проявился в двух определенных направлениях дифференциации: 1) в направлении, сходном с тем, в котором развивалась магма Скаергарда, и 2) по линии известково-щелочной серии. То, что обогащение железом ярко выражено в лополите Бушвельда, подтверждается наличием фаялито-геденбергитового гранофира в верхней зоне, у Таутесгута (Бошов, неопубликованная статья).

В заключение может быть сделан тот вывод, что фракционирование плато-базальтовой магмы и ее интрузивных представителей обычно приводит к обогащению железом на протяжении главного периода кристаллизации, изменяясь в направлении обогащения щелочами на последних его стадиях.

Более сильное фракционирование полевых шпатов, чем ферромагнезиальных минералов, вызывающее обогащение щелочами на протяжении всего периода кристаллизации, характерно для дифференциации в известково-щелочных провинциях или в основных вулканических ассоциациях (Кеннеди и Андерсон, 1938) с высоким отношением $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$.



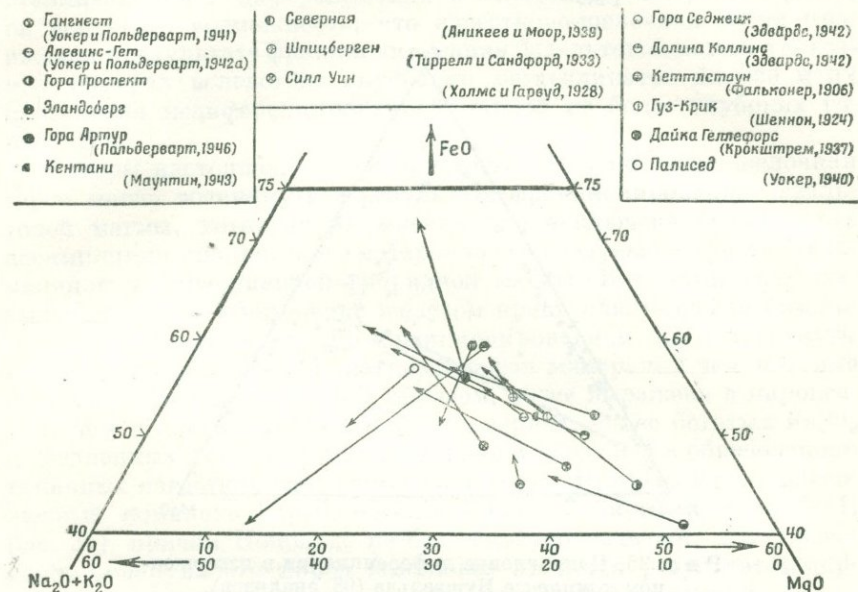
Р и с. 35. Направление дифференциации в изверженном комплексе Бушвельда (98 анализов).

Долеритовые пегматиты

Почти в каждой долеритовой серии имеются пятна и шпирь относительно грубозернистой породы, получившей наименование «долеритового пегматита». Они встречаются главным образом в верхних частях силлов или пластов, причем, как правило, ширина их не превышает нескольких метров. Форма их иногда неправильна, но многие из них линзообразны, с заметным выравниванием параллельно линии контакта. Такого рода шпирь и пятна долеритовых пегматитов весьма обычны в более мощных силлах Карру; они особенно ясно различимы в свежевскрытых обнажениях; вообще же они встречаются не чаще, чем в других долеритовых провинциях магмы толейитового типа. Долеритовые пегматиты были обнаружены как в бронзитовых, так и в оливиновых долеритах.

Томкеев (1929), исследовавший некоторые грубозернистые слои и шпирь в силле Уин, объясняет образование долеритового

пегматита обособлением фракций магмы с относительно высоким содержанием летучих, ослабляющих вязкость и тем самым способствующих образованию крупных кристаллов. Последующая работа подтвердила правильность этой гипотезы, и авторы настоящей статьи также считают, что долеритовые пегматиты Карру образовались именно этим путем. Томкеев (1929, стр. 117)



Р и с. 36. Химические вариации в долеритах и долеритовых пегматитах.

рассматривал долериты силла Уин в качестве гетероморфной разновидности нормальной породы, но ниже показано, что в тех случаях, когда имеются налицо химические данные, можно заключить, что пегматитовая фаза относится к более поздней стадии дифференциационной серии, чем стадия, достигнутая материнской породой. Была составлена треугольная диаграмма (рис. 36) с MgO , FeO и $(Na_2O + K_2O)$ в качестве переменных, на которой были нанесены все анализы долеритовых пегматитов из толейитовых провинций, а также составы нормальных пород, за счет которых они возникли. В каждом случае пара сопряженных точек соединена прямой линией со стрелкой на пегматитово-долеритовом конце. Каждая стрелка идет в направлении, соответствующем нормальной дифференциации толейитовой магмы, — сначала вверх, от угла MgO к вершине FeO , и затем вниз, по направлению к углу $(Na_2O + K_2O)$. Во всех случаях долеритовый пегматит находится в этом направлении дальше, чем материнская порода. Длина стрелки

определяет степень дифференциации, вызывающей образование долеритового пегматита. Польдерварт (1944, стр. 106) высказал предположение, что в случае отсутствия долеритово-пегматитовых шпиров нормальная порода является более сильно фракционированной, причем образуются богатые железом типы пород.

Структура долеритовых пегматитов Карру находится в соответствии с их минералогическим составом и с более далеко зашедшей дифференциацией долеритов. Удлиненные призмы пироксена нередко бывают искривленными и могут обнаруживать графические прорастания с плагиоклазом. Среди пироксенов преобладает пижонит, вплоть до полного отсутствия ортопироксена. Плагиоклаз более насыщен натрием, а пироксен богаче железом, чем в нормальных долеритах, между тем как амфиболы и микропегматит сравнительно обильны.

Во всех долеритовых пегматитах наблюдается более высокое отношение Fe_2O_3 к FeO , чем в их материнских породах. Если остывание происходило медленно и по меньшей мере 60—80% массы находилось во время кристаллизации пегматитовой фазы в твердом состоянии, то относительно высокое содержание окисного железа согласуется с выводами, к которым пришел Фемистер (1934, стр. 41) на основании теоретических соображений. Окисное состояние железа в долеритовом пегматите предохранило большую часть его от образования пироксена и тем самым вызвало кристаллизацию значительных количеств кварца и рудного минерала. По крайней мере в одном случае в Карру (Уокер и Польдерварт, 1942а, стр. 289) долеритовый пегматит оказался примыкающим к большой ксенолитовой массе алевролита. Представляется крайне сомнительным, чтобы осадочная порода могла способствовать образованию долеритового пегматита, за исключением того, что содержащиеся в ней летучие вещества могли способствовать появлению грубозернистости (Оллинг, 1936, стр. 247—248; Вагер и Дир, 1939, стр. 190). Пегматитовые пятна, описанные Фемистером (1934, стр. 99—119), а также встречающиеся в некоторых канадских диабазах, едва ли можно сравнивать, так как они ассоциируют с кварцитами, имеющими ничтожное содержание летучих веществ. Все долеритовые пегматиты, отмеченные авторами настоящей статьи, характерны в том отношении, что они всегда более свежи, чем та или иная кислая синтектическая разность, описанная до настоящего времени так подробно для провинции Карру.

В горе Даунс нами (1940, стр. 165—166) была описана тонкая жила долеритового пегматита, переходящего в гранофир, расположенная близ центра 60-метрового долеритового силла типа Гангнест. Мы рассматривали эту жилу как продукт нормального процесса фракционирования кристаллов, зашедшего на одну стадию дальше, чем это бывает обычно. Сходные шпирьы были отмечены и Уокером (1940, стр. 1075) в верхней части диабазового силла

Палиседа; они возникли, несомненно, таким же путем. Маунтин (1943, стр. 67) считает, что образец из горы Даунс обязан своим возникновением, вероятно, захвату осадочных пород, но эта порода значительно моложе любого из числа синтетических долеритов, описанных в провинции Карру; кроме того, она очень похожа на дифференциаты других толлейитовых магм, не проявляющих тенденции к взаимодействию с сопутствующими осадочными породами.

Хотя долеритовые пегматиты гораздо меньше изменены, чем любая метасоматическая или синтетическая порода, некоторые из них все же подверглись гидротермальному изменению, главным образом альбитизации. В них часто встречаются пектолит и пренит, кристаллизация которых, вероятно, относится к этой последней стадии.

Более поздние стадии кристаллизации

Более поздние стадии дифференциации в любой базальтовой провинции всегда труднее поддаются исследованию, чем более ранние. Резкие изменения состава остаточной жидкости имеют место тогда, когда выпадает один компонент за другим; твердые же фазы могут изменяться под действием гидротермальных растворов. В любом случае последняя фракция вообще принимает форму остаточных инъекционных жил, которые зачастую бывают редкими и обнаруживают признаки разложения совершенно независимо от гидротермальных реакций. В провинции Карру мы наталкиваемся еще и на следующее затруднение. Даже относительно слабо дифференцированный долерит обладает резко выраженной тенденцией вступать в реакцию с сопутствующими осадочными породами, причем эта тенденция особенно резко выражена в более поздних дифференциатах, особенно в тех из них, которые достигли стадии максимального обогащения железом или только что вышли из нее. Вследствие этого можно считать, что большинство более поздних кислых фракций долеритовой магмы Карру контаминировано осадочным материалом; то же можно, повидимому, предположить тут и в отношении почти всех остальных фракций. На более ранней долеритово-пегматитовой стадии свежесть породы может служить до известной степени критерием того, была ли она контаминирована, но породы, представляющие более поздние фракции, как правило, разлагаются легко, даже и не будучи контаминированными. Поэтому анализы более поздних кислых жил могут не давать точного представления о составе частных магм, из которых они образовались. Наконец, тут существует несомненная опасность смешать реоморфические жилы преобразованных осадочных пород с жилами вулканического происхождения.

Пегматит-гранофировая жила в долеритах силла горы Даунс является одной из очень немногих таких жил, изверженное происхождение которых представляется более или менее достоверным.

Эта жила, что очень важно, представляет собой переход от долеритово-пегматитовой стадии к конечному кварцево-полевошпатовому остатку. Все минералы довольно свежи, и поскольку указанная жила проходит извилистый путь в центре силла, причем не сопровождается глыбами ксенолитов, то участие процессов реоморфизма или контаминации не представляется здесь вероятным. К сожалению, здесь не имелось достаточного материала для проведения химического анализа. Очень тонкая жила сходного вида была найдена в верхней части силла Гангнеста (рис. 12Б).

Жилы микрогранита, пересекающие оливиновое габбро и роговики в пласте Инсизва (Дю Тойт, 19106, стр. 131; Гудчайльд, 1916; Шольц, 1936), могут отвечать сильно дифференцированным фракциям магмы, но возможно также их реоморфическое или синтетическое происхождение. Они похожи на кислые дайки и выполнения трубок в округе Карнарвон, описываемые нами ниже.

Кислые жилы были отмечены также в дайке Портье Френкелем (личное сообщение), который предоставил нам материал для шлифов и разрешил цитировать неопубликованные химические анализы (табл. 18). Френкель утверждает, что, помимо главной кислой жилы в Портье, имеются также более тонкие, которые диффундируют в долерит, обладают расплывчатыми краями и содержат небольшие гнезда долеритов, величиной около 1 см². Эти жилы свежее, чем образцы из Инсизвы, причем их состав очень похож на состав остаточного стекла, выделенного из шотландского толейита Уокером (1935, стр. 150).

Таблица 18

ХИМИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ ОСТАТОЧНОГО СТЕКЛА
И ИНЪЕКЦИОННЫХ ЖИЛ

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Стекло Кинкелл . . .	73,0	13,2	1,1	1,6	0,5	2,8	2,6	4,6
Жила Портье	73,2	13,1	0,8	1,6	0,1	2,0	2,5	6,0
Микрогранит Инсизвы	73,9	12,6	1,2	1,2	0,7	1,2	8,7	
Преобразованная осадочная порода Ибека	72,2	14,2	0,1	2,9	0,8	1,9	2,0	3,8

Было бы, однако, неправильным переоценивать значение химических аналогий подобного рода, так как хорошее совпадение мы видим также с данными химических анализов сомнительной (suspect) микрогранитной жилы из Инсизвы (Шольц, 1936,

стр. 143) и преобразованной осадочной породы Бофорта из залежи Ибека (Маунтин, 1944, стр. 113). Породы Кинкелла и Портье богаты калием и, несомненно, представляют собой «предпоследний» (penultimate) магматический остаток. Пойкилитовый биотит в приконтактных базальтах горы Даунс и Гангвеста, вероятно, образовался во время циркуляции калийсодержащих остаточных растворов, относящихся к этой стадии.

Породы кислых даек и выполнения трубок района Карнарвон, уже упоминавшиеся нами выше, представляют собой в значительно большей степени преобразованный кварцево-полевошпатовый материал; учитывая их петрографическое сходство со многими метасоматическими и синтектическими породами Карру, трудно предполагать, чтобы они могли избежать контаминации. Их отношение к сопутствующим пластам нормального долерита неизвестно.

Другим участком, в котором кислый материал образовался в большом количестве, является пласт Нью-Амальфи (Польдерварт, 1944); но богатые железом долериты и более поздние кислые остатки этой сильно фракционированной интрузии энергично реагировали с сопутствующими им отложениями Бургерсдорпа, а потому сильно контаминированы. То же, повидимому, относится и к области кровли интрузии Инсизва — Инджели.

Общая бедность кислым остаточным материалом, будь то продукт контаминации или других процессов, в провинции Карру поразительная. Повидимому, более поздние частные магмы редко накапливались или инъицировали в твердую фазу в сколько-нибудь больших количествах и потому проявлялись в форме интерстициального микропегматита или мезостазиса в нормальных долеритах. Заслуживает упоминания также отсутствие поздних, богатых натрием и бедных калием жил, обычных для многих толейитовых провинций (Уокер, 1940, стр. 1093), но полевошпатовые и микрогранитовые «пятна» («patches»), описанные Маунтином (1943, стр. 59), повидимому, приближаются к этой стадии дифференциации. Возможно, что конечные остатки кристаллизовались на несколько более ранней, богатой калием стадии, однако это представляется менее вероятным, поскольку некоторые интрузии, например интрузия Глен, обнаруживают заметную альбитизацию, имевшую место, вероятно, на еще более поздней гидротермальной стадии.

Образование толейитов из оливиновых долеритов путем ассимиляции ресургентных* летучих веществ

Результаты ассимиляции долеритовой магмой ресургентных веществ из осадочных пород были описаны Польдервартом в ком-

* Ресургентными (дословно — «воскресшими») называются такие летучие, которые магма получает из погруженных в нее ксенолитов вмещающих пород за счет содержащихся в них влаги и других веществ. (Прим. ред.)

плексе горы Артур (1946). Интрузия относится к типу «колокольного языка». Вследствие обвала кровли большие глыбы штормбергских отложений оказались окруженными магмой (рис. 8). Включения погружались во всех направлениях и в некоторых случаях опустились в магму на глубину более 300 м; сказанное относится даже к пластам Молтено, состоящим из полевошпатовых песчаников (средний уд. вес 2,66). Нормальный кокстадский тип интрузивного долерита постепенно уступает место сильно измененным толейитам, образующим оболочки вокруг ксенолитовых глыб. Польдерварт (1946, стр. 104—107) для объяснения этих явлений предложил гипотезу, согласно которой магма впитала в себя ресургентные летучие вещества, выделившиеся из осадочных включений, причем они сконцентрировались в зоне, непосредственно окружающей ксенолиты. Местная концентрация летучих веществ обусловила изменение кристаллизации магмы, вызвав образование толейитов взамен нормальных оливиновых долеритов типа Кокстад, причем в то же время она явилась причиной уменьшения плотности магмы, обогащенной летучими. Полагают, что выделение ресургентных летучих веществ из ксенолитов было процессом постепенным и длительным, что могло способствовать погружению глыбовидных включений. Были описаны петрографические изменения, происходящие в процессе превращения оливинового долерита в толейит (табл. 3; рис. 14). Кратко эти изменения могут быть суммированы следующим образом:

Оливин сначала превращается в плеохроический серпентин и затем исчезает. Пижонит образует главную часть пироксенов, в то время как ортопироксен отсутствует. Интерстициальный микропегматит замещается темным мезостазисом, количество которого увеличивается по мере приближения к включению. Водные минералы, такие, как роговая обманка, серпентин и хлорит, приобретают большее значение и окончательно заполняют пустоты (vesicles) вместе с кварцем и кальцитом. Некоторые толейиты также содержат участки кварца с волнистыми краями. Изменение становится все более и более интенсивным, причем оно охватывает в одинаковой мере плагиоклаз, пироксен и мезостазис.

С химической стороны толейиты не обнаруживают каких-либо особенностей, за исключением разве только более высокой степени окисления железа (табл. 19).

Не следует ожидать существенных изменений в химическом составе, поскольку добавление к магме сверхплавких компонентов, главным образом воды, должно сказаться преимущественно на изменении хода ее кристаллизации. Более высокая степень окисления железа, обусловленная растворением воды магмой, согласуется с наблюдениями Фемистера (1934, стр. 40—41). Поэтому поздние рудные минералы кристаллизовались в больших количествах, чем это имеет место в нормальных долеритах; в то же время пироксен вообще более богат известью ($2V = 56—59^\circ$),

Таблица 19

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОЛЕРИТОВ ТИПА КОКСТАД
И ГОРЫ АРТУР

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅
1	50,50	0,85	15,55	0,87	9,30	0,20	8,48	10,75	1,96	0,59	0,69	0,14	0,12
2	52,26	1,30	15,14	0,96	9,20	0,24	6,44	9,70	2,40	0,98	0,96	0,24	0,18
3	52,34	0,99	14,47	2,33	8,77	0,26	6,33	10,25	2,25	0,70	1,02	0,27	0,02

1. Средний долерит типа Кокстад (13 анализов).
 2. Среднее из 11 анализов долеритов Карру с содержанием 6—7% MgO.
 3. Средний толейит горы Артур (4 анализа).

чем пироксен среднего долерита Карру. Летучие вещества также способствовали образованию пижонита вместо ортопироксена как фазы, устойчивой при всех температурах. Наконец, сверхплавкие компоненты обусловили сильное изменение этих пород и их пузырчатость вблизи ксенолитов.

Комплексу горы Артур не является единственной интрузией, в которой было отмечено превращение долерита в толейит. По краям пласта Нью-Амальфи (Польдерварт, 1944, стр. 93) нормальные долериты кокстадского типа также замещены толейитами, такими же, как и толейиты горы Артур. Близ Гангнеста (Уокер и Польдерварт, 1941а, стр. 435) толейитовые разновидности долеритов нормального типа силла Гангнеста или горы Даунс были обнаружены в клине над обрушившейся полосой осадочной породы близ верхнего контакта. Развитие толейитов по краям было отмечено в других долеритовых силлах Карру типа Кокстад, Пердеклоф и Блаувкранс.

До настоящего времени развитие толейитовых разновидностей в краевых частях интрузии оливиновых долеритов приписывали более быстрому остыванию. Это, вероятно, справедливо по отношению к таким толейитам, которые обнаруживают уменьшение величины зерен наряду с развитием мезостазиса. Однако во многих случаях толейиты обладают такими же и даже большими размерами зерен, чем оливиновые долериты центральных частей интрузий. Гипотеза, согласно которой сверхплавкие компоненты заимствуются из боковых пород или из ксенолитов и растворяются магмой, проливает новый свет на развитие толейитовых фаз по краям интрузий. В то же время она может объяснить и некоторые аномалии, обнаруженные в отношениях удельных весов.

Происхождение долеритов типов Гангнест, Гановер и Кентани

Тип Гангнест. — Бронзитовые долериты типа Гангнест в Карру широко распространены. Они встречаются в Натале (тип Матшонгололо, описанный Блиньо и Фуртером, 1940), в Транскейе и в западном Карру. Долериты этого типа обычно моложе интрузии типа Пердеклоф или Блаувкранс (Блиньо и Фуртер, 1940, стр. 72, Уокер и Польдерварт, 1942б, стр. 64). В петрографическом отношении они отличаются от нормальных долеритов Карру отсутствием оливина; даже закаленные их разновидности содержат вместо оливина вкрапленники бронзита. Они обнаруживают также несколько более высокое содержание SiO_2 и более низкое Al_2O_3 , FeO и CaO , чем средний долерит Карру (табл. 20).

Таблица 20

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОЛЕРИТОВ ТИПА ГАНГНЕСТ
И ВЛИЗКИХ К НИМ

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
1	52,5	1,0	15,4	1,2	9,3	0,2	7,1	10,3	2,1	0,8	0,1
2	54,4	1,1	14,8	1,3	8,9	0,2	7,2	9,0	2,1	0,9	0,1
3	54,2	1,9	14,7	1,1	8,7	0,3	5,8	10,6	2,2	0,5	—
4	53,3	0,6	16,4	0,5	8,3	0,2	6,7	11,5	1,6	0,9	—
5	51,9	2,4	14,1	4,0	8,7	0,2	5,6	9,3	2,5	1,0	0,3
6	71,4	0,5	14,8	0,9	3,2	—	1,4	1,5	3,0	3,2	0,1
7	54,2	1,0	15,4	1,2	8,7	0,2	6,5	9,5	2,2	1,0	0,1

1. Средний долерит Карру (43 анализа).

2. Средний долерит Гангнест (6 анализов).

3. Бронзитовый долерит, Фолклендские острова.

4. Средний долерит Тасмании (6 анализов, Эдвардс, 1942).

5. Средний долерит силла Уин (6 анализов, Холмс и Гарвуд, 1928).

6. Средний алевролит Бофорта (6 анализов).

7. Результат от добавления 10% алевролита Бофорта к среднему долериту Карру.

Авторы не были в состоянии установить происхождение этого типа. Трудно объяснить химический состав этих пород нормальной фракционной и гравитационной дифференциацией магмы Карру. Рид (1935) показал, что нориты могут возникать из оливиновых габбро путем ассимиляции глинистых осадков. Однако при образовании типа Гангнест имело место скорее уменьшение, чем

увеличение содержания глинозема. Добавление 10% песчаника Бофорта к среднему долериту Карру (табл. 20) дает состав, близкий к составу долерита типа Гангнест, но со слишком высоким содержанием Al_2O_3 и CaO и слишком низким MgO .

Возможно, что сочетание фракционирования магмы с ассимиляцией алевролитов могло сыграть известную роль в образовании долеритов типа Гангнест, но вопрос об условиях, в которых образовался этот тип, остается неясным.

Сравнение этих пород с бронзитовыми долеритами любого другого района обнаруживает заметные различия в их химическом составе; однако в минералогическом отношении породы эти почти одинаковы и различаются только количественными соотношениями составляющих их минералов. Долериты типа горы Даунс неизменно ассоциируют с долеритами типа Гангнест, причем первые образуют верхние части силлов, сложенных в остальном долеритами последнего типа. Это — более кислый тип долерита, чем долерит Гангнеста, что обусловлено миграцией вверх салической частной магмы в соединении с незначительным оседанием пироксена. Наряду с салическими частными магмами летучие вещества, главным образом вода, концентрировались в верхних частях магмы. На это указывают: форма кристаллов пироксена — удлиненная и искривленная (табл. VII, рис. 5), наличие пижонита вместо бронзита (как в долеритах типа Гангнест), большое развитие биотита и амфиболов. В химическом отношении переход типа Гангнест в тип горы Даунс выражается в повышении содержания SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O и в понижении содержания суммарного железа, MgO и CaO .

Тип ГанOVER. — ГанOVERский тип долерита характеризуется наличием крупных кристаллов бронзита, рассеянных в основной массе из тонких лейст плагноклаза, офитового авгита, мелких круглых кристаллов фаялитового оливина, рудных минералов и микропегматита. С химической стороны этот тип не обладает какими-либо отличительными признаками и обнаруживает близкое сходство с другими долеритами Карру той же степени дифференциации, особенно если исключить несколько аномальную «закаленную фазу» пласта Инсизва.

Представляется очевидным, что в образовании долеритов ганOVERского типа ассимиляция осадочных пород участия не принимала. Их возникновение должно быть приписано скорее особым физическим условиям, а не особым условиям химизма. По их химическому составу в них следовало бы ожидать появления магнетитового оливина (табл. 21), но авторы настоящей статьи считают, что этот оливин был полностью растворен во время медленного поднятия магмы, что привело к ненормально медленному остыванию. Таким образом, крупные кристаллы пижонита образовались

Таблица 21

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОЛЕРИТОВ ТИПА ГАНОВЕР
И БЛИЗКИХ К НИМ

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	52,2	0,8	14,9	1,2	8,2	0,2	9,8	9,6	2,2	0,8	0,1
2	52,0	0,9	15,9	0,8	8,8	0,1	8,0	10,6	2,0	0,8	0,1
3	51,0	1,0	15,5	1,5	9,6	0,2	8,4	10,4	1,7	0,6	0,1

1. Средний тип Гановер (3 анализа).
 2. Средний тип Гановер, исключая «закаленную фазу» Уотерфолл-Гордж (табл. 15, № 35).
 3. Среднее для трех оливинсодержащих закаленных базальтов (табл. 15, №№ 57, 58, 59).

за счет оливина. После того как магма заняла свое окончательное положение, процесс ее остывания ускорился. Пижонит превратился в бронзит, но из кристаллов полностью не выделилась, что привело к интересному явлению пятнистого погасания кристаллов бронзита и сказалось также в обнаруженном анализом высоким содержании извести (табл. 7). Равным образом, более быстрым остыванием магмы объясняется мелкозернистая структура долеритов этого вида, представляющая резкий контраст с крупными бронзитовыми «вкращенниками».

На протяжении более поздних стадий кристаллизации состав жидкой фазы снова попадал на пироксен-оливиновую пограничную поверхность, и фаялитовый оливин (Fa₆₀₋₉₀) выкристаллизовывался вместе с обогащенным железом пироксеном (Боуэн и Шерер, 1935, стр. 185).

Тип Кентани.— По вопросу о происхождении долерита типа Кентани, встречаемого в двух «зияющих» дайках Транскейя, в работах Уокера (1943) и Маунтина (1943) высказаны противоположные мнения. Как нами уже было упомянуто выше, почти идентичные породы были обнаружены в виде даек в северном Карру (Роджерс, 1906, стр. 66—67); но они содержат яркорозовый ортоклаз, вместо белого.

Маунтин исследовал «зияющие» дайки на всем их протяжении и сделал многочисленные новые наблюдения, в частности в отношении их геологического положения. Вкратце они сводятся к следующему:

Южная дайка, длиной в 154 км и шириной в 275 м, резко суживается по направлению к западу и окончательно выклинивается близ Каткарта. По

направлению к западу порода становится все более и более пятнистой и в конце концов постепенно переходит в тонкую дайку, сложенную долеритами типа Карру. Местами нормальная порода дайки обогащается полевым шпатом и становится светлее. Полевошпатовые и микропегматитовые включения в виде шпиров были встречены в одном из обнажений близ Блу-Легун, к северу от устья реки Кора. Здесь же было найдено ксенолитовое темное пятно, сложенное породой, близкой к обыкновенному долериту, но с большим содержанием биотита.

Северная дайка длиной в 150 км и шириной в 190 м суживается по направлению к Каткарту. По направлению к западу порода становится более мелкозернистой и приобретает более гранофировую структуру. По соседству с Каткартом имеется участок шириной около 6,4 м, состоящий из кварцитового материала, очень похожего на затвердевший песчаник боковой породы, окруженный каемками из светлого гранофирового долерита.

Обе дайки моложе, чем силлы долеритов Карру, имеющиеся в этом районе. Маунтин (1943, стр. 57) также отмечает, что

«тогда как большая часть даек в поперечном разрезе может быть совершенно однородной, можно нередко встретить край, иногда шириной в несколько метров, состоящий из более мелкозернистого и более основного материала. Так, в Транскейе край нередко состоит из более или менее нормального долерита, каким мы его встречаем в полевых условиях, между тем как основная масса дайки представляет собой грубую лейко-габброидную породу».

Химические анализы приведены в табл. 22.

Химических анализов интересных шпиров в южной дайке, близ Блу-Легун, не имеется, но Маунтин определил их минеральный состав с помощью столика Доллара. Соответствующие объемные данные воспроизведены в табл. 23.

Маунтин (1943, стр. 67) считает возможным, что «магма долеритового пегматита, образующая большую часть породы «зияющей» дайки, возникла благодаря взаимодействию на глубине нормальных долеритов Карру с глубоко лежащими осадочными породами». Он полагает возможным, что долеритовые края даек представляют собой «закаленную фазу магмы нормальной породы «зияющей» дайки». Он также считает возможным, что сегрегационные шпирь в южной дайке «представляют собой в действительности остатки захваченных осадочных пород, а содержащийся в них натрий произошел из некоторого гидротермального остатка долеритовой магмы». Прогрессирующая в направлении с востока на запад кислотность рассматривается «как обусловленная все усиливавшейся контаминацией магмы долеритовых пегматитов благодаря включению в нее осадочного материала, происходящего из песчаников Бофорта и аргиллитов, в которые она внедрилась».

Авторы настоящей работы считают более вероятным, что «зияющие» дайки представляют собой нормальные продукты

Таблица 22

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ТИПА «ЗИЯЮЩЕЙ» ДАЙКИ КЕНТАНИ

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Южная дайка	1	51,5	3,4	15,7	1,1	11,1	0,1	3,3	9,1	2,6	1,9	0,2
	2	52,6	2,1	16,4	1,0	11,1	0,4	3,5	7,9	2,8	1,7	0,5
	3	52,9	1,6	16,0	1,5	8,6	0,1	5,8	8,9	2,8	1,7	0,1
	4	51,8	1,5	15,2	0,6	9,8	0,2	6,2	11,8	2,2	0,6	0,1
Северная дайка	5	64,9	1,7	13,0	0,8	7,3	0,1	1,2	4,0	3,1	3,7	0,2
	6	73,7	0,7	14,3	—	2,9	—	1,0	2,1	2,5	2,7	0,1
Средний химический состав по Кентани А.		52,3	2,4	16,0	1,2	10,3	0,2	4,2	8,6	2,7	1,8	0,3
		52,2	2,4	16,5	3,1	9,7	0,1	3,5	8,6	3,0	0,9	0,1

1. Долерит типа Кентани (табл. 15, № 36).
2. Долерит типа Кентани (табл. 15, № 37).
3. Долерит типа Кентани, пятнистый (табл. 15, № 38).
4. Долерит западного конца дайки (табл. 15, № 22).
5. Гранофировый долерит, западный конец дайки (табл. 15, № 85).
6. Полевощатовый кварцит, центральная часть дайки в западном ее конце (табл. 15, № 88).
А. Кварцевый диабаз, 210 м над нижним контактом силла Палиседа (по Уокеру, 1940).

фракционирования магмы Карру (ср. Уокер, 1943); при этом они исходят из следующих соображений:

1) По своему химическому составу средний тип Кентани очень похож на кварцевый диабаз верхней части силла Палиседа. Средний диабаз Палиседа в химическом отношении обнаруживает очень большую близость со средним долеритом Карру (табл. 17), причем магма Палиседа была замечательно инертной по отношению к сопутствующим осадочным породам.

2) Состав среднего типа Кентани отражает все изменения, которые можно было ожидать в области фракционирования долеритовой магмы Карру. Относительное обеднение MgO и CaO и обогащение FeO, Fe₂O₃, TiO₂, Na₂O и K₂O по сравнению со средним долеритом Карру объясняется нормальным фракционированием магмы Карру.

3) В минералогическом отношении тип Кентани похож на долеритовые пегматиты Карру, несмотря на то, что последние в общем

Таблица 23

КОЛИЧЕСТВЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД
«ЗИЯЮЩЕЙ» ДАЙКИ

	1	2	3	4
Плагиоклаз	54	63	—	—
Альбит	—	—	66	38
Ортоклаз	—	6	20	22
Пироксен	23	7	—	—
Биотит, амфибол, серпентин .	15	12	—	5
Рудный минерал	4	2	—	—
Микропегматит и кварц . . .	4	10	14	35
Содержание цветных компо- нентов	42	21	0	5
Удельный вес	2,93	2,72	2,61	2,58

1. Нормальная порода «зияющей» дайки.
2. Светлая разновидность породы «зияющей» дайки.
3. Полевощпатовые шилы.
4. Микропегматитовые шилы.

богаче темноцветными. Из этого еще не следует, что происхождение долеритовых пегматитов объясняется метасоматизмом осадков; по Томкееву (1929), оно обусловлено обособлением фракций магмы с относительно высоким содержанием летучих веществ.

4) Метасоматические гранофиры Карру характеризуются удлиненным габитусом пироксена, обычно замещенного желтовато-зеленым серпентином (табл. X, рис. 1), а также наличием реликтовых минералов и структур. Долерит типа Кентани не обнаруживает сходства с этими гранофировыми породами, явно метасоматического происхождения.

Затем авторы полагают, что тип Кентани, вероятнее всего, соответствует продвинувшейся стадии дифференциации магмы Карру. Эта порция магмы инъецировала по окончании главного периода инъекции долерита Карру. «Кислые» плутоны сильно дифференцированной области Лебомбо (Дю Тойт, 1929б) представляют собой пример такого рода явлений в южной Африке. Ценность полевых наблюдений Маунтина определяется тем, что благодаря им представляется возможным уяснить себе более полно способ образования «зияющих» даек.

«Кислая» магма достигла, повидимому, максимального обогащения железом в момент своей инъекции и быстро дифференцирова-

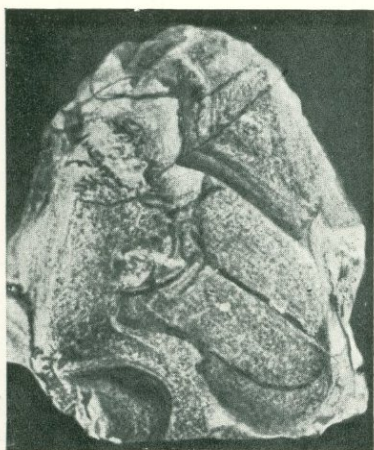
Таблица X. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ И АНАТЕКТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ
В ПОРОДАХ КАРРУ



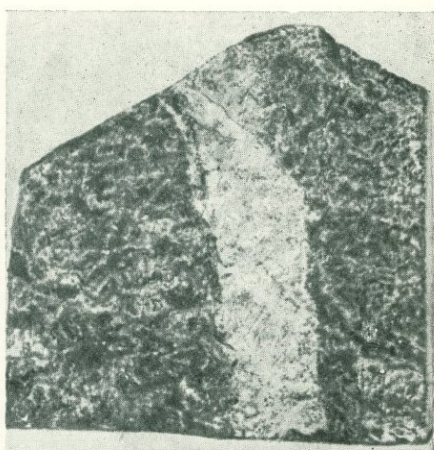
Р и с. 1. Метасоматический гранофир, Алевинс-Гет (Бофорт-Уэст), $\frac{5}{8}$ натуральной величины.



Р и с. 2. Мелкозернистый гранофир из центральной зоны Риткоп (Кальвиния), $\frac{5}{8}$ натуральной величины.



Р и с. 3. Мелкозернистый гранофир, окружающий частично переплавленный алевролит Эжка, Риткоп (Кальвиния), $\frac{5}{8}$ натуральной величины.



Р и с. 4. Реоморфическая жила алевролита в долерите, Бофорт-Уэст, $\frac{5}{8}$ натуральной величины.

лась в направлении щелочного и кремнеземистого остатка, характеризующего собой конечную стадию кристаллизации базальтовой магмы. Поэтому сегрегации (шлиры) в этой дайке состоят из полевого шпата или микропегматита и бедны ферромагнезиальными составными частями. Минеральный состав сегрегаций Блу-Легун вполне соответствует тому, что можно было предполагать; поэтому осадочное происхождение этих пятен представляется невероятным (ср. Маунтин, 1943, стр. 67). Повидимому, «кислая» магма Кентани была исключительно активной и подвижной в своем воздействии на сопутствующие породы. Она проникала по путям образования двух более ранних долеритовых даек, остатки которых еще и сейчас сохранились вдоль их краев. В результате нормального взаимодействия с магмой Кентани исходный долерит в соответствии с реакционным принципом (Боуэн, 1928, стр. 197—201) превратился в гранофировый долерит, богатый биотитом.

Северная дайка становится более кислой по направлению к Каткарту, что может быть приписано дальнейшей дифференциации магмы Кентани или контаминации ее алевролитами Бофорта. Близ Стопбриджа в дайке найден участок полевошпатового кварцита, окруженный гранофировым контаминированным долеритом. В связи с данными, приводимыми Маунтином (1943, стр. 70—71), представляется почти несомненным, что этот участок сложен синтетктическим материалом, образовавшимся из бофортских алевролитов и подвергшимся воздействию эманаций из более раннего долерита, более поздней магмы Кентани или того и другой вместе. Наличие синтетктического включения в Стопбридже еще не является доказательством метасоматического происхождения этих двух «зияющих» даек, как это предполагает Маунтин.

Базальтовые модификации долеритов Карру

Общие замечания.— Долеритам Карру сопутствуют два типа базальтовых пород. Первый из них, весьма распространенный, образует закаленную приконтактную породу, окаймляющую подавляющую часть интрузий. Второй встречается значительно реже; он образует жилы и дайки, внедрившиеся в более ранние нормальные долеритовые интрузии.

Закаленные приконтактные базальты.— Подавляющее большинство интрузий долеритов Карру окаймлено тонким слоем базальтовой породы, который обычно, но не всегда, бывает сплошным, причем можно допустить, что боковая порода ко времени инъекции повсюду находилась в условиях достаточно низкой температуры, для того чтобы оказалась возможной ее закалка в той или иной степени. Контактные базальты переходят в долериты, и в большинстве случаев только в зоне в несколько санти-

метров толщины они состоят из зерен, достаточно мелких для того, чтобы применение к ним первого из вышеуказанных названий могло быть оправданным. Но, несмотря на свою малую мощность, базальтовая порода, несомненно, играла роль плохого проводника тепла и тем самым сохранила тепло в магме и изолировала последнюю от соприкосновения с боковой породой, с которой она в противном случае реагировала бы.

В немногих случаях контакт базальтов был разрушен главным образом в верхних частях горизонтальных или слабо наклоненных интрузий, в которых имела место относительно сильная дифференциация, приведшая к образованию легко вступающей во взаимодействие зоны кровли, например в Нью-Амальфи (Польдерварт, 1944, стр. 87). Верхняя закаленная фаза должна была затем распределиться между большими массами силла в виде ксенолитовых глыб. В других случаях сильная закалка верхних частей силлов вызывает переплавление, обуславливающее появление переходных пород от долеритов до боковой породы, как, например, в наклонном пласте Глен (Уокер и Польдерварт, 1942б, стр. 63). Базальтовая закаленная фаза, кроме того, что она предохраняет магму от взаимодействия с боковой породой, еще и контролирует химический и минералогический состав магмы в начале ее внедрения. Однако следует отметить, что состав магмы может изменяться на протяжении процесса внедрения, а также, что, после того как она стабилизировалась, может начаться ее дифференциация или взаимодействие с осадочной породой, так что базальтовая контактная фаза может обнаруживать значительные отличия от состава основной части интрузии. Наклонный пласт близ Ти-Клоф обладает базальтовой приконтактной фазой, содержащей вкрапленники оливина и основного плагиоклаза, центр же его состоит из безоливинового бронзитового долерита типа Гангнест; возможно также, что это сложная интрузия (Уокер и Польдерварт, 1942б, стр. 64). Валь (1946) указал на то, что сложные дайки и пласты могут образовываться при комбинации процессов термальной диффузии и конвекции. В других случаях, например у Гангнеста (Уокер и Польдерварт, 1941а, стр. 432), наблюдаются незначительные изменения в химическом и минералогическом строении закаленной фазы под влиянием циркуляции поздних калийсодержащих растворов, вызвавших осаждение пойкилитового биотита в качестве реакционного продукта. В общем, однако, контактовые базальты изменялись мало и обнаруживают точно такой же состав магмы, каким она обладала при первом своем внедрении.

Интересно сравнить средние химические составы приконтактных базальтов, недифференцированных долеритов и базальтов Штурмберга (табл. 24).

Три средних состава обнаруживают замечательное совпадение, не считая относительно более высокой степени окисления железа

Таблица 24

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛАВ И
ПРИКОНТАКТНЫХ БАЗАЛЬТОВ

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	51,9	15,5	1,1	9,7	8,2	9,7	1,8	0,7
2	52,5	15,4	1,2	9,3	6,9	10,4	2,1	0,8
3	52,2	15,6	2,7	7,9	7,2	10,1	2,0	0,9

1. Средний приконтактный базальт (6 анализов).
2. Средний недифференцированный долерит (43 анализа).
3. Средняя лава Штормберга (5 анализов).

в лавах Штормберга и несколько более низкого содержания магнeзии и несколько более высокого содержания щелочей в долеритах и в штормбергских лавах. Эти незначительные различия могут обуславливаться выделением некоторого количества оливина, хотя постоянство содержания глинозема это предположение не подтверждает. Отсюда может быть сделан тот вывод, что весьма значительное число долеритов и, по всей вероятности, также и эквивалентное количество базальтовых лав в этой провинции подверглись лишь небольшому изменению в своем составе со времени их интрузии или экструзии. Поэтому средние химические составы главных типов долеритов весьма тесно группируются вокруг главного среднего состава (табл. 16).

Количество и характер вкрапленников в приконтактном базальте имеют важное значение, так как они указывают на количество твердой фазы, заключавшейся в поднимавшейся магме, а также на минералы, начавшие кристаллизоваться на этой стадии.

В общем здесь представлены все наиболее ранние главные компоненты ассоциирующих с ними долеритов, причем случаи, в которых базальт и долерит обнаруживают заметные минералогические различия, редки. Так, оливиновые долериты в своей приконтактной фазе обнаруживают вкрапленники магнeзиального оливина, авгита и основного плагиоклаза; строение становится неравномерным по мере постепенного увеличения размеров зерен. Точно так же бронзитовые долериты типа Гангнест содержат вкрапленники бронзита и основного плагиоклаза, а местами — и подчиненного авгита.

То, что среди вкрапленников закаленной фазы обычно встречается авгит, объяснить трудно; это явление представляет собой проблему также и в отношении других толейитовых провинций,

например силла Уин или центральной Шотландии. Авгит может кристаллизоваться самостоятельно или вместе с плагиоклазом в качестве частей гломеропорфировых агрегатов. Большинство долеритов Карру обладает определенно офитовой структурой, и авгит, повидимому, является продуктом поздней кристаллизации, если только он не единственный пироксен, как, например, в мелкозернистых долеритах типа Пердеклоф. Однако этот минерал характеризуется длительным периодом кристаллизации и обладает слабой способностью к самопроизвольной кристаллизации, так что он мог начать кристаллизоваться относительно рано. Более того, в глубинных условиях его кристаллизация могла начаться еще раньше, поскольку повышенное давление вызывает более резкое повышение точки плавления, чем это имеет место в отношении других существенных компонентов.

По крайней мере некоторые бронзитовые вкрапленники в закаленных краях долеритов типа Гангнест могут быть и продуктами реакции, образовавшимися из еще более раннего магнезиального оливина, так как в них иногда встречаются небольшие округлые реликты этого минерала.

Из табл. 4 видно, что содержание вкрапленников в краевых базальтах достигает 15% в силлах типа Пердеклоф, но обычно оно значительно меньше. В среднем оно составляет только 6,7%. Поэтому после внедрения кристаллизация магмы Карру не могла зайти далеко. Среднее содержание действительных вкрапленников может быть и ниже величин, приведенных в табл. 4, поскольку некоторые гломеропорфировые агрегаты могут быть ксенокристовыми. Из общего среднего в 6,7% плагиоклаз составляет 4,2%, авгит — 0,8%.

Поздние базальтовые жилы и дайки. — Жилы и дайки базальтовой или тахилитовой породы в обычных долеритах были отмечены в нескольких частях Карру, но основательно были изучены только жилы района Аливал-Норт (Френкель, 1942, 1943). В некоторых случаях они, повидимому, обладают составом, сходным с составом нормальной породы, но те из них, которые подробно описаны Френкелем, явно более основные, богаты оливином и содержат пикотит. Некоторые из них обнаруживают закаленность по сравнению с нормальным долеритом, между тем как другие не закалены.

Это явление весьма обычно для долеритовых провинций. Помимо случаев, описанных Френкелем (1943, стр. 53), оно было отмечено также Гики (1879, т. 2, стр. 310) на островах Шиант (Гебриды), а равно Уокером в центральной Шотландии (1935, стр. 139, 146). Единственная удачная попытка объяснить происхождение этих жил была сделана Френкелем (1943, стр. 52), который полагает, что

«за кристаллизацией в магматической камере дифференцированной грубозернистой основной фазы последовало внедрение более крупных масс магмы через вышележащие пласты. Нарушение в магматической камере, обусловленное, вероятно, сбросообразованием, вызвало взламывание основной фазы, куски которой были унесены вверх, либо вместе с вязкой магмой, находившейся еще в магматической камере, либо в магме, образовавшейся при повторном нагреве части главного тела породы».

Это соображение можно было бы приложить также и для объяснения более поздних инъекций, имеющих тот же состав, что и нормальная порода, если бы исходная магма в магматической камере не была дифференцирована. Выдвинутая Френкелем гипотеза о повторном нагреве предполагает сильные повышения температуры, так как стекловатая природа базальтовых жил и даек указывает на то, что они не только были преобразованы, но и расплавлены в весьма значительной степени. В некоторых жилах базальтового стекла более кислого состава близ Дурбана, исследуемых в настоящее время Френкелем и Кентом (табл. 15, анализы 63 и 64), плавление было еще более полным. Из сказанного ясно, что проблема эта нуждается в дальнейшем изучении.

Помимо базальтовых жил, прорезающих нормальные долериты, были отмечены Уокером еще и другие такие жилы близ Умлали-Бич (к северу от Дурбана), отходящие от нормальных долеритов и прилегающие осадочные породы.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ДОЛЕРИТОВОЙ МАГМЫ С ОСАДОЧНЫМИ ПОРОДАМИ]

Общие положения

Чрезвычайно сильное воздействие, оказываемое долеритовой магмой на сопутствующие осадочные породы, было уже нами подчеркнуто. Помимо роговиков и кремнистых сланцев, представляющих собой нормальные продукты пирометаморфизма в гипабиссальных условиях, наблюдается бесчисленное множество случаев, когда боковая порода была преобразована или метасоматизирована, и немногие случаи, когда имело место нечто похожее на ассимиляцию или на настоящее расплавление. Происходящие в данном случае процессы могут быть классифицированы следующим образом:

- 1) *плавление осадочных пород с образованием стекла;*
- 2) *ассимиляция осадочных пород;*
- 3) *переплавление или метасоматизм осадочных пород, т. е.*

молекулярное замещение исходных минералов новыми минералами под воздействием эманаций долеритовой магмы. Замещение является достаточным для того, чтобы вызвать существенное изменение как внешнего вида, так и состава осадочной породы, причем в результате получается продукт, имеющий вулканический

облик. В самом крайнем случае измененный материал может стать реоморфическим и давать прожилки в долеритах. Переплавление осадочной породы обычно сопровождается изменением внешнего вида и состава прилегающих долеритов.

4) *Реоморфизм осадочных пород*. Этот термин обнимает все процессы, при которых осадочные породы бывают расплавлены до состояния текучести. Реоморфизм может быть анатектическим или синтектическим и может вызывать брекчирование твердого долерита. Развитие прожилков преобразованной боковой породы в долерите представляет собой частое явление.

Первые два процесса проявляются редко, последние — часто.

Частая встречаемость явлений (3) и (4) в долеритовой провинции Карру является одной из наиболее интересных и, вместе с тем, загадочных особенностей. Можно было бы объяснить это явление сильным перегревом или исключительно высокой температурой магмы, но ни того ни другого констатировать мы не можем. Напротив, парагенезис пироксенов указывает на то, что температура магмы во время ее внедрения не превышала $1100-1150^{\circ}\text{C}$. Заслуживает внимания также редкость появления тридимита среди спекшихся кварцитовых осадочных пород. Хотя температура перехода кварца в тридимит (870°C) является умеренной, однако тридимит встречается нередко в спекшихся осадочных породах других долеритовых провинций (Рейнольдс, 1908, табл. LII, рис. 6; Томас, 1922, табл. VII, рис. 5; Кэмпбелл и Стенхауз, 1934, стр. 166). Степень пирометаморфизма боковой породы в Карру не указывает на сильный перегрев магмы, хотя он мог быть и значительным в долеритах типа Гангнест (Блиньо и Фуртер, 1940, стр. 67).

Выводы. Мы вынуждены, таким образом, прийти к одному из следующих трех выводов:

- 1) магма могла быть ненормально богатой летучими веществами;
- 2) плавни (например, хлориды и сульфаты) могли присутствовать в боковых породах в необычно больших количествах;
- 3) физические условия были весьма благоприятными для процесса переплавления.

Содержание летучих веществ в магме долеритов Карру

Главным летучим в базальтовой магме является вода, но мнения относительно содержащегося в магме количества последней сильно расходятся. Так, по Боуэну (1928, стр. 301), оно составляет величину порядка 0,5%, тогда как Фемистер (1934, стр. 35) принимает здесь 5% как наиболее вероятную величину в условиях глубокого залегания. Авторы, следуя Дэли (1944, стр. 1378) и Шенду (1943, стр. 39), принимают более высокую из приведенных

выше цифр, причем полагают, что содержание воды в магме долерита Карру было нормальным. Минералогия долеритов Карру сходна с минералогией других толейитовых провинций, причем здесь не наблюдается особого изобилия пегматитовых шпиров, пятнистых сегрегаций и остаточных инъекционных жил, характерных для магм с большим содержанием воды.

Единственное прямое указание на количество воды, присутствовавшей в магме, мы находим в двух свежих стекловатых жилах, исследованных Френкелем и Кентом (1948). Одна из них — из Верулама — отвечает относительно слабо фракционированной магме Карру и содержит 3,67% H_2O^+ , другая — из Дурбана — относится к более поздней стадии процесса дифференциации и содержит H_2O^+ в количестве 8,73%. Поэтому содержание воды в нефракционированной магме Карру было, вероятно, порядка 5%; однако эта величина могла значительно возрасти на протяжении процесса кристаллизации и превысить 10% в период максимального переплавления. Таким образом, имеющиеся данные в отношении нормального содержания летучих веществ в долеритовой магме Карру, наряду с другими соображениями, повидимому, достаточно объясняют нам причину их необыкновенной активности по отношению к сопутствующим осадочным породам.

Эдвбургский округ центральной Шотландии дает одно из немногих имеющихся доказательств того, что содержание летучих веществ в базальтовой магме имеет важное значение для ее способности вступать во взаимодействие с осадочными пластами. Две серии долеритов были инъецированы на протяжении каменноугольного периода в одну и ту же свиту песчаников и глинистых сланцев нижнего карбона. Более ранняя серия — тешенитовая. Она относительно богата биотитом, роговой обманкой и цеолитами, так же как пятнистыми включениями, шпирами и инъекциями жил остаточного материала; этой серии присущи явления, характерные для водных магм (Флетт, 1929, 1930, 1931). С другой стороны, более поздняя — толейитовая серия обладала явно меньшим содержанием воды, так как она относительно свободна от водных минералов и «водусодержащих» (wet) включений. Более ранняя, богатая летучими веществами серия дает яркие примеры взаимодействия с сопутствующими осадочными породами, в то время как более поздняя — толейитовая серия совершенно инертна по отношению к ним. Два свежих недифференцированных стекловатых долерита из последней серии обладают содержанием H_2O^+ в 2,50% и 2,70% (Уокер, 1935, стр. 140), что, повидимому, указывает на первоначальное содержание H_2O порядка 5%, поскольку пузырьчатые края обеих интрузий указывают на некоторое улетучивание летучих веществ.

Сверхплавленные компоненты осадочных пород Карру

Поскольку нет доказательств того, что в магме долеритов Карру летучие вещества содержатся в ненормально большом количестве, вопрос о содержании сверхплавленных компонентов в сопутствующих осадочных породах должен быть рассмотрен подробнее; однако тут мы непосредственно сталкиваемся с трудно

разрешимой проблемой. Реоморфические и метасоматические явления под воздействием долеритов имели место не только во всех отделах системы Карру, но также и в подстилающей свите Столовых гор. Исходное содержание воды в слоях, участвовавших в рассматриваемых нами процессах, должно было сильно варьировать, поскольку они представляют собой все переходы от глинистых до песчаных [например, песчаник Столовых гор (Маунтин, 1935), тиллиты Двайка (Дю Тойт, 1912), алевролиты Экка и Бофорта (Уокер и Польдерварт, 1942а), грубозернистые песчанники Молтено (Польдерварт, 1944), песчаник Кейв (Дю Тойт, 1904, стр. 176—177)]. Возможно, что такие плавни, как SO_4 и Cl , участвовали в реакциях, хотя разнообразие затронутых этими реакциями типов породы указывает на то, что они в некоторых случаях скорее были внесены грунтовой водой, а не являлись первоначальными составными частями осадочной породы. Такие плавни, несомненно, вызвали бы реоморфизм и переплавление осадочного материала; повсеместная в настоящее время сильная засоленность вод Карру (Бонд, 1946) также служит прямым указанием на присутствие их в рассматриваемых слоях на протяжении триас-лейаса.

Авторами были проведены опыты с алевролитами Бофорта (тип, особенно подверженный явлениям переплавления), взятыми из свежескрытых обнажений выше уровня воды. Эта порода содержала 2,3% H_2O^+ и лишь следы SO_4 и Cl . Это еще не может служить доказательством того, что плавни не имелись здесь прежде в большем количестве, поскольку тот и другой легко растворимы; но если осадочные породы были выщелочены, то процесс должен был протекать быстрым темпом, принимая во внимание небольшие количества атмосферных осадков (20 см) в этой области. Тонкие пластинки (slices) той же осадочной породы при нагревании до $1100^\circ C$ в электрической печи в атмосфере CO_2 обнаруживали лишь слабое изгибание висячих частей. Как петрологические, так и геологические данные указывают на то, что реоморфические жилы алевролитов инъцировали при температурах значительно ниже $1000^\circ C$ после затвердевания большей части долерита, что опять-таки указывает на изменение состава первоначальной осадочной породы — вероятно, вследствие выщелачивания.

Бассейн Карру, возможно, должен был обладать совершенной артезианской структурой до внедрения долеритов, что позволяло засоленным водам скопиться в центральной его части; однако это еще не объясняет причины исключительного изобилия реоморфических явлений и явлений переплавления, наблюдаемых в окраинных областях Наталя и Трансвааля. Принимая во внимание все это, приходится предположить, что грунтовые воды триас-лейаса были богаты плавнями, способствовавшими реоморфизму

и переплавлению (под воздействием интрузий долерита) тех осадочных пород, в которых они циркулировали.

Физико-химические стороны проблемы

Обилие реакционных явлений между магмой долерита Карру и прилегающими или включенными в нее слоями представляет собой совершенно аномальное явление и не может быть объяснено удовлетворительным образом высоким содержанием воды или присутствием плавней в осадочных породах; в других нормальных толейитовых провинциях мы встречаем подобные же осадочные слои, однако в них мы не наблюдаем явлений переплавления или реоморфизма подобного масштаба. Таким образом, физические и химические условия были здесь, вероятно, наиболее благоприятными для возникновения этих процессов в период затвердевания интрузий после их внедрения.

Имеющиеся данные относительно физических условий, благоприятствующих переплавлению пород, скудны. Мори (1922, стр. 226) показал, что

«по мере того как магма, содержащая воду и другие летучие составные части, остывает и кристаллизуется, давление стремительно возрастает над исходной своей величиной, и, по мере того как остывание магмы продолжается, оно все время будет увеличиваться до тех пор, пока не будет достигнута температура максимального давления или пока последнее не снизится вследствие потери летучего материала».

На протяжении процесса кристаллизации базальтовой магмы с исходным содержанием H_2O в 5% должно было бы иметь место соответственное увеличение давления пара, а также и содержания воды до тех пор, пока последнее не достигнет своего максимума. Этот максимум, по Горансону (1931, стр. 481), составляет около 9% для гранитной магмы и, по всей вероятности, равен величине того же порядка и в случае таких базальтовых магм, как магма Карру.

Данных в отношении давления пара в магме на этой стадии кристаллизации также мало; однако оценка его в 2000—3000 атмосфер кажется нам правильной (Мори, 1924; Горансон, 1938, стр. 272).

По Шенду (1944, стр. 348), дальнейшая кристаллизация должна приводить к одному из следующих трех последствий:

1) избыточная вода может выделиться путем диффузии в боковую породу;

2) избыточная вода может войти в твердую фазу, в состав роговой обманки или биотита;

3) избыточная вода может накапливаться с образованием пегматитовых шпиров, согласно гипотезе, предложенной Томкеевым (1929).

Первый случай имеет в провинции Карру наибольшее значение. Роговая обманка и биотит содержатся в долеритах в незначительных количествах. Содержание в них пегматитовых шпиров также нельзя назвать обильным.

Вопрос о проникновении водных частных магм в боковую породу рассматривался Грейтоном (1940) и Нигтли (1929) в связи с проблемой образования руд. Некоторые из выводов этих авторов приложимы к Карру. Недостаток данных как физических, так и химических, не позволяет нарисовать более детальную картину процесса переплавления, но некоторые главнейшие его моменты все же могут быть очерчены.

Процесс этот начался, повидимому, уже после того, как долерит в большей своей части затвердел; вероятно, это произошло на стадии максимального обогащения железом, когда давление пара и химическая энергия частной магмы были близки к наивысшему значению. Полагают, что он продолжался на протяжении всего периода обогащения щелочами, т. е. после того, как около 90% первоначальной магмы уже кристаллизовалось и состав частной магмы подвергся резким изменениям. Предположительно, в этот период отношения между статической нагрузкой и давлением пара в магме благоприятствовали проникновению боковой породы частной магмой. В табл. 25 показана статическая нагрузка для разных горизонтов в системе Карру. В подавляющем большинстве интрузий долерита Карру статическая нагрузка была достаточной для того, чтобы препятствовать образованию пузырчатости в крайних частях.

Таблица 25

ОТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ГЛУБИНОЙ И
СТАТИЧЕСКОЙ НАГРУЗКОЙ В ПЛАСТАХ КАРРУ

Горизонт (подошва формации)	Глубина от поверхности (в метрах)	Статическая нагрузка (в атмосферах)
Лавы Штормберга	1350	400
Осадочные породы Штормберга . . .	2670	850
Свита Бофорт . . .	5370	1700
Свита Экка	7170	2250
Свита Двайка . . .	8340	2550

Не только равновесие между статической нагрузкой и давлением пара способствовало проникновению боковых пород магматическими эманациями, но и сами приконтактные осадочные

породы должны были дать возможность этим эманациям легко в них проникать, однако, вместе с тем, не настолько легко, чтобы это сделало возможным слишком быстрое их удаление в области, находящиеся вне зоны реакции.

Существует предположение, что магматические жидкости смешивались с поровой жидкостью боковой породы (образовавшейся из воды или из таких плавней, как Cl и SO_4 , которые могли содержаться в последней), так как такого рода смесь представляла собой мало вязкую среду, через которую диффузия легко могла осуществиться. Большое содержание воды в этой среде могло способствовать ионизации и расщеплению некоторых сложных силикатов частной магмы, тем самым все более ускоряя дальнейшее течение диффузии. Таким образом, условия должны были благоприятствовать образованию новых минералов, а также процессу переплавления в целом.

Если содержание жидкой фазы в боковой породе станет достаточно большим, то наступит преобразование и реоморфическая инъекция. Мак Грегор и Вильсон (1939, стр. 240) считают, что «идеальная масса, состоящая из круглых зерен, могла бы стать мобильной в том случае, если бы 26% ее объема составляла жидкость». В осадочных породах Карру преобразование могло быть вызвано и меньшим содержанием жидкой фазы, поскольку осадочные породы здесь разнородны и обычно состоят из зерен разного размера. Анатектические явления наиболее развиты в глинистых осадочных породах, которые содержат большое количество воды, а потому могли быть преобразованы относительно легко.

Нами уже подчеркивалось, что переплавление и реоморфизм контактовых осадочных пород приурочены к поздней стадии кристаллизации долеритовой магмы. В Гангнесте и Алевинс-Гет имеются указания на то, что реоморфический материал, происшедший за счет обрушенных глыб алевролитов, брекчировал не только закаленные приконтактные базальты, но и самые долериты (рис. 40, 38; табл. IX, рис. 5). Поэтому магматические жидкости, вызывающие переплавление, должны были продолжить себе путь через трещины сжатия и другие плоскости раздела в уже затвердевшей базальтовой приконтактной фазе. Дальнейшее трещинообразование непосредственно на протяжении периода реоморфической инъекции, повидимому, способствовало выдавливанию и перемещению жил пластичных алевролитов, по крайней мере в одном случае (табл. VI, рис. 2). Вероятно, что реоморфические жилы осадочного материала обычно продвигались по каналам, по которым ранее уже прошли магматические жидкости, но найти доказательство этому трудно.

Условия особенно благоприятствуют переплавлению и реоморфизму в случае ксенолитовых глыб или участков осадочных пород, которые либо окаймляют верхний контакт силлов, либо играют

роль прослоек, так как здесь слои либо оказываются окруженными магмой, либо располагаются непосредственно над зоной, в которой летучие вещества обнаруживают склонность к концентрации.

Химические данные

Общие замечания. — Химические реакции, участвующие в процессе переплавления, остаются в настоящее время невыясненными и ввиду отсутствия необходимых аналитических данных могут быть намечены лишь в общих чертах. Первая трудность, с которой мы сталкиваемся здесь, является общей при рассмотрении проблем, связанных с переплавлением, и заключается в неодинаковом составе осадочных пород. Хотя осадочные породы Карру и не могут с этой точки зрения никоим образом быть отнесены к числу аномальных, однако данные одного только анализа не могут характеризовать средний состав всех осадочных пород. Кроме того, анализируемая осадочная порода могла уже претерпеть некоторый метасоматизм.

Состав другого члена реакционного ряда — нормального долерита Карру, значительно более постоянен. Но процесс переплавления совершился не под воздействием недифференцированной магмы, а при участии сильно фракционированного остатка, испытывавшего резкие изменения в своем составе, заключавшиеся в том, что за стадией обогащения железом последовало обогащение щелочами. Затем выделился из магматического остатка калий, благодаря чему конечная фракция обогащалась натрием. Предполагается, что магматические эманации, обусловившие переплавление, соответствовали по своему химическому составу именно той стадии дифференциации, на которой совершался этот процесс; переплавление же под действием натриевых эманаций, повидимому, предшествовало калиевой стадии, причем это было вызвано, несомненно, более быстрой диффузией натриевых эманаций.

Относительно состава магматических эманаций можно только гадать, но анализы дифференцированных долеритов и остаточных инъекционных жил могут дать здесь ценные указания. Химический состав поровой жидкости осадочных пород даже еще более проблематичен, хотя большое содержание воды и присутствие таких плавней, как Cl и SO_4 , вероятно.

Поровая жидкость осадочной породы вместе с магматическими эманациями стремилась установить фазовое равновесие с твердым материалом, в котором они циркулировали; за этим последовали обменные реакции. Их химизм неясен. Но, повидимому, как Mg , так и Fe перешли в осадочную породу, между тем как Si перешел в переплавляющую жидкость. Прочие составные части обнаруживают незакономерные изменения, в зависимости от той стадии фракционирования, при которой имело место переплавление.

ОБОГАЩЕНИЕ И ОБЕДНЕНИЕ ГЛАВНЫМИ ОКИСЛАМИ НА ПРОТЯЖЕНИИ ПРОЦЕССА
ПЕРЕПЛАВЛЕНИЯ

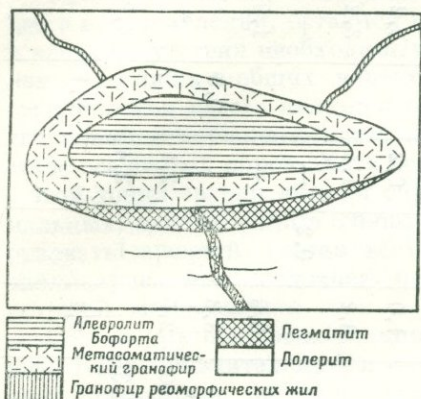
	Нью-Амаль- фи 108 и 92		Нью-Амаль- фи 108 и 93		Томас-Ривер 106 и 85		Алевинс-Гет 102 и 90		Гангнест 104 и 94		Риткоп 101 и 96		Риткоп 101 и 95		Гонуби- Соурс 107 и 99	
	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-
SiO ₂		34,0		32,4		16,9		11,7		9,6		1,7		10,9		11,5
TiO ₂	3,7		3,7		3,4		0,5		0,2		0,2	—		0,4		
Al ₂ O ₃		3,9	5,5		3,4		1,9		0,6		0,7		2,4		8,6	
Fe ₂ O ₃	6,4			0,6	1,2		5,1		1,0		0,2		2,2		—	
FeO	21,7		14,2		13,5		0,1		3,2		1,4		3,2		3,4	
MnO	0,6		0,4		0,3		0,2			0,2	—		—		0,1	
MgO	1,0		4,5		1,4		4,9		0,8		—		1,9		3,5	
CaO	13,0		10,0		8,6		11,9		3,3			0,8		1,9	0,6	
Na ₂ O	2,1		8,1		0,9			1,0	2,5		2,1			1,2		3,7
K ₂ O		3,2		5,1		0,2		4,3		—	2,4		4,9		3,2	
P ₂ O ₅	0,9		0,3		0,5		0,1		0,1			0,1		0,1		—

В табл. 26 приведены данные вычислений изменения содержания главных окислов при переплавлении. Эти цифры являются только приближенными, поскольку осадочные породы явно пористы, вследствие чего всякие вычисления постоянного объема были бы туннадежными. Для того чтобы компенсировать значение пористости пород, учитывались вычисленные нормативные удельные веса (Иддингс, 1920), вместо экспериментально установленных удельных весов, показанных в табл. 15.

Мы приводим ниже наглядные примеры переплавления, которые были подробно изучены.

Фаза эманаций, богатая железом. — Хотя табл. 26 и показывает, что содержание Fe увеличивалось во всех случаях, однако наиболее резко это выражено в Нью-Амальфи. Здесь мощная дифференцированная пластовая залежь долерита типа Кокстад проплавила песчаный ксенолит, обрушившийся с верхнего контакта (Польдерварт, 1944, рис. 7). Ядра неизменного песчаника окружены переходными зонами, причем все контакты резко очерчены. Аномально-грубый гранофир, прилегающий к вертикальным трещинам, обнаруживает грубую решетчатую структуру, обусловленную присутствием ферромагнезиальных минералов. Аналитические данные указывают на заметную десиликацию песчаника, сопровождающуюся увеличением содержания Fe, Ti и Са. Аналитические данные для Томас-Ривер сравнимы с такими же данными для Нью-Амальфи (табл. 26).

У Алевинс-Гет, в дорожной выемке, в 16 км к северу от Бофорт-Уэст, в 180-метровом силле долерита типа Пердеклоф заключен линзообразный ксенолит алевролита (15 м × 2,5 м), в 30 м от резко секущего верхнего контакта (Уокер и Польдерварт, 1942а, рис. 37). Ксенолит окружен $\frac{3}{4}$ -метровой оболочкой из гранофира (табл. X, рис. 1), причем все контакты резко выражены. Известковые конкреции в осадочной породе превратились в буро-красный гранат в гранофире. Над ксенолитом и особенно под ним встречаются шлиры долеритового пегматита, в то время как реоморфические жилы отходят от гранофировой оболочки, причем одна из них содержит полуугловатые пятнистые включения брекчиро-



Р и с. 37. Схема ксенолита у Алевинс-Гет (Бофорт-Уэст) (по Уокеру и Польдерварту, 1942а).

У Алевинс-Гет, в дорожной выемке, в 16 км к северу от Бофорт-Уэст, в 180-метровом силле долерита типа Пердеклоф заключен линзообразный ксенолит алевролита (15 м × 2,5 м), в 30 м от резко секущего верхнего контакта (Уокер и Польдерварт, 1942а, рис. 37). Ксенолит окружен $\frac{3}{4}$ -метровой оболочкой из гранофира (табл. X, рис. 1), причем все контакты резко выражены. Известковые конкреции в осадочной породе превратились в буро-красный гранат в гранофире. Над ксенолитом и особенно под ним встречаются шлиры долеритового пегматита, в то время как реоморфические жилы отходят от гранофировой оболочки, причем одна из них содержит полуугловатые пятнистые включения брекчиро-

У Алевинс-Гет, в дорожной выемке, в 16 км к северу от Бофорт-Уэст, в 180-метровом силле долерита типа Пердеклоф заключен линзообразный ксенолит алевролита (15 м × 2,5 м), в 30 м от резко секущего верхнего контакта (Уокер и Польдерварт, 1942а, рис. 37). Ксенолит окружен $\frac{3}{4}$ -метровой оболочкой из гранофира (табл. X, рис. 1), причем все контакты резко выражены. Известковые конкреции в осадочной породе превратились в буро-красный гранат в гранофире. Над ксенолитом и особенно под ним встречаются шлиры долеритового пегматита, в то время как реоморфические жилы отходят от гранофировой оболочки, причем одна из них содержит полуугловатые пятнистые включения брекчиро-

ванного долерита. Аналитические данные указывают на наличие привноса Fe, Mg и особенно Ca, при одновременном выносе Si и K. Обогащение железом в Нью-Амальфи было более резко выраженным, чем в Алевинс-Гет; кроме того, обогащение Ca в последнем было больше, чем обогащение Fe.

Таким образом, повидимому, переплавление под действием ранних эманаций из кристаллизующейся долеритовой магмы приводило к привносу Ti, Fe, Mg и Ca в затронутые осадочные породы с одновременной потерей Si, Al и K в виде метасоматизирующих флюидов. В результате мы имеем базификацию осадочной породы.

Фаза эманаций, богатая натрием.

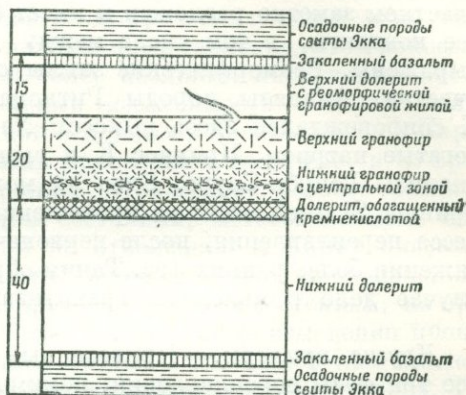
Наибольший привнос Na имел место в Нью-Амальфи (табл. 26), что указывает на то, что

богатые натрием эманации выделялись из частной долеритовой магмы вскоре после выделения эманаций, богатых железом. Это сопровождалось привносом Al, в противоположность первоначальному удалению этого элемента в составе богатых железом эманаций.

Гангнест (Кальвиния) являет собой еще один пример обогащения натрием. Здесь отдельная глыба алевролита, обрушенная с верхнего контакта 150-метрового силла, окружена долеритом типа горы Даунс и превращена в гранофир (Уокер и Польшерварт, 1941б, рис. 10). Глыба алевролита, находящаяся на той же линии простираения, оторпнута от боковой породы только частично и не подверглась переплавлению, но обнаруживает явления реоморфизма и брекчирования (табл. VI, рис. 1; табл. IX, рис. 4 и 5). Аналитические данные указывают на обогащение Fe, Ca и Na.

Таким образом, второй фазой процесса переплавления является, повидимому, альбитизация, приводящая преимущественно к обогащению Na и Al, выносившимися ранее богатыми железом эманациями. В случае наложения на первую фазу, повидимому, происходил некоторый привнос Si после первоначального его удаления.

Фаза эманаций, богатая калием.— Конечную фазу обогащения калием можно наблюдать близ Риткопа, где 60-метровый силла



Р и с. 38. Разрез силла Риткопа, Кальвиния (по Уокеру и Польшерварту, 1942а).

долерита типа Гангнест переплавил 20-метровый участок алевролитов Экка в гранофир с различным размером зерен, с более крупнозернистой частью вверх (Уокер и Польшерварт, 1942а, рис. 38; табл. V, рис. 2). Мелкозернистый гранофир содержит устойчивую прослойку, в которой хорошо заметны округлые ядра неизмененного алевролита (табл. X, рис. 2 и 3). Долерит под этим участком заметно разложен и имеет более кислый состав, причем все контакты, в том числе между двумя гранофирами, резко выражены. Реоморфические жилы отходят от верхней стороны участка. Анализы породы Риткопа показывают, что привнос К сопровождался здесь выносом Na, поступившего в эманации, богатые натрием. Привнос К и вынос Na обнаруживают также анализы Гонуби-Соурс. Едва ли можно сомневаться в том, что привнос Si имел место на протяжении заключительной фазы процесса переплавления, после первоначального его выноса на протяжении более ранних фаз. Таким образом, мы имеем в настоящем случае дело с явлением гранитизации.

Другие примеры.— Приведенные выше примеры охватывают все три фазы переплавления; помимо этого, и другие интересные случаи метасоматизма и преобразования были подробно описаны Маунтином в карьерах Кедмора, близ Дурбана (1935), и устья реки Гонуби (1936, 1944). По Маунтину (1943), в «зияющих» дайках Транскейя отображены метасоматизм и преобразование осадочных пород в гораздо более широком масштабе, чем в любом из приведенных выше примеров, однако часть этих явлений могла быть обусловленной, хотя бы частично, кристаллизационной дифференциацией на глубине (Уокер, 1943).

180-метровый наклонный пласт Глен, к северу от Граф-Рейнет, обнаруживает постепенный контакт с примыкающим роговиком, изобилующим титан-авгитом в контакте (Уокер и Польшерварт, 1942б).

Незначительные по своим размерам явления метасоматизма и реоморфизма в исключительно легко доступной местности вскрыты вдоль верхнего контакта 24-метрового наклонного пласта на восточной стороне плотины Бофорт-Уэст (табл. VI, рис. 2 и 3; табл. X, рис. 4).

Заключение.— Выводы о широком распространении переплавления осадочных пород долеритами Карру имеют существенное значение. Хотя магматисты считают, что крупные тела гранитных пород могли быть образованы путем кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, однако против этой гипотезы был выдвинут ряд достаточно убедительных возражений (например, Холмсом, 1936). В Карру сравнительно небольшие интрузии базальтовой магмы образовали, без явлений перегрева, значительные тела пород,

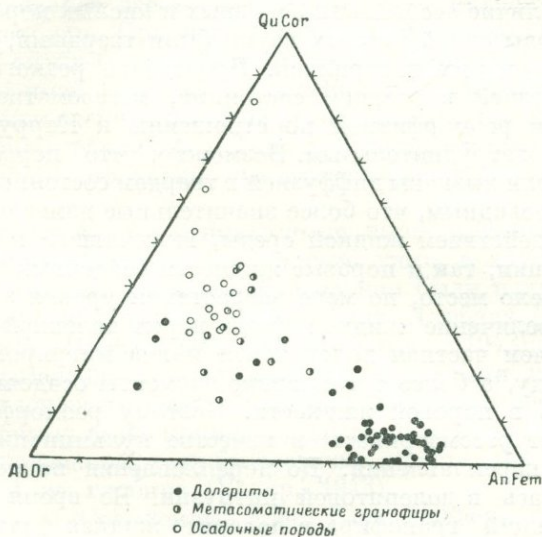
имеющих изверженный облик, гранитного состава, путем переплавления, а иногда путем преобразования прилегающих осадочных пород. Возможно, поэтому, что переплавление действовало повсеместно и способствовало образованию столь широко распространенных ассоциаций основных и кислых пород.

Резкие внутренние контакты, отсутствие базальтовых закаленных фаз, а также наличие реоморфических жил и даек гранофира в долеритах создают ложное представление, что гранофировые массы Карру являются более поздними интрузиями кислой магмы. Кроме того, явлениями несмесимости в магме нельзя объяснить наличие ассоциаций основных и кислых пород в Карру, так как породы одной из этих групп были твердыми, в то время как другие — в них внедрились. Проведение резкого различия между диффузией в твердом состоянии, метасоматизмом, переплавлением и реоморфизмом по отношению к Карру оказалось практически затруднительным. Возможно, что первоначальные изменения были вызваны диффузией в твердом состоянии, но представляется очевидным, что более значительные изменения произошли под воздействием жидкой среды, включавшей как магматические эманации, так и поровые жидкости осадочных пород. Тут, вероятно, имело место, по мере возрастания уровня энергии, постепенное увеличение жидкой фазы переплавленной осадочной породы, причем частная долеритовая магма мигрировала в осадочную породу, а более тугоплавкие элементы осадочной породы растворялись в поровой жидкости. Поэтому реоморфизм гранофира следует рассматривать в качестве кульминационной точки процесса переплавления. До переплавления жидкая фаза сосредоточивалась в долеритовой интрузии. Во время реоморфических инъекций гранофира в долерит жидкая фаза была сосредоточена в переплавленной осадочной породе. На протяжении промежуточных стадий, т. е. в течение процесса переплавления, не существовало разницы между остаточной долеритовой магмой и поровой жидкостью осадочной породы, помимо той, которая определялась окружающей средой и процессом диффузии. Процесс переплавления отмечен понижением уровня энергии в долерите, при одновременном повышении его в осадочной породе.

Водная среда, а также растворенные в ней вещества реагировали с твердой фазой как долерита, так и переплавленной осадочной породы. Жидкость следовала нормальному течению дифференциации магмы, причем за фазой, обогащенной железом, последовала фаза, обогащенная натрием и затем калием. Вначале жидкость получала фельзитические компоненты (Si, Na, K, Al) от осадочной породы, отдавая ей взамен мафические составные части—Ti, Fe, Mg, Ca. На более поздней стадии ставшая теперь сильно кислой жидкость начала действовать как на базифицированные осадочные породы, так и на прилегающие к ним долериты. Изменения, происшед-

шие в переплавленной осадочной породе, могут быть разделены на 1) базификацию 2) альбитизацию и 3) гранитизацию; это подразделение можно сравнить с последовательностью, установленной Рейнольдс (1946) для процесса гранитизации.

Анализ осадочных пород, долеритов, долеритовых пегматитов и метасоматических гранофиров Карру нанесены на треугольную диаграмму, по углам которой отложены An Fem; Qu Cor; Or Ab (рис. 39). Эта диаграмма отображает тенденцию переплавленных осадочных пород, а также долеритовых дифференциатов к достижению однородности состава.



Р и с. 39. Анализ долеритов, долеритовых пегматитов, гранофиров и осадочных пород Карру. (Даны в виде треугольной диаграммы с вершинами: An Fem; Qu Cor; Ab Or.)

Ассимиляция и чистое плавление. — Широко распространенное переплавление осадочных пород долеритами Карру находится в замечательном противоречии с редкостью явлений ассимиляции. Явления этого рода, встречающиеся здесь, относятся к ранней стадии периода застывания магмы, характеризовавшейся малой ролью перегрева. Фельзитические осадочные породы Карру расположены в реакционной серии позже, чем продукты кристаллизации магмы, и могли быть только растворены последней с выделением тепловых эквивалентов тех фаз, которыми магма была насыщена (Боуэн, 1928, гл. X). Примеры этого процесса были описаны в предыдущем разделе; другие примеры можно наблюдать в горе Фред (Польдерварт, 1944,

стр. 90), где ксенолит роговика в пикрите окружен двумя реакционными каймами пикотита и оливина, а ксенолит кварцита в толейите окружен реакционной каймой из субкальциевого ферроавгита.

Описанные нами случаи чистого плавления осадочных пород, повидимому, обусловлены в большей степени легкоплавким характером последних, чем высокой температурой магмы. Переплавленная часть породы представляет собой щелочной полевой шпат и кварц, но кварц расплавился только частично, так как округлые зерна все еще продолжают оставаться в рассеянном виде в стекловатой массе.

МЕХАНИЗМ ИНТРУЗИИ

Общие положения

Близкое сходство между долеритами Карру и штормбергскими лавами уже было нами подчеркнуто, но при любом объяснении механизма поднятия магмы должны приниматься во внимание также и другие вулканические провинции триас-лейасового возраста, связанные со складкообразованием геосинклинали Самфрау. Поэтому мы упомянем вкратце о вулканической деятельности на территориях Африки вне бассейна Карру, а также в Южной Америке, Антарктике и Тасмании.

Большая часть этого раздела имеет теоретический характер, причем написана, исходя из того предположения, что материковый дрейф был главным определяющим фактором этого периода.

Долериты и лавы в пределах бассейна Карру

Геологические условия, в которых находятся долериты Карру и штормбергские базальты, были нами уже рассмотрены выше. Очаг вулканической деятельности был отмечен в массиве Базутоланда, а также на территории, прилегающей к нему непосредственно с юго-востока; авторы полагают, что большая часть интрузий в бассейне Карру была образована горизонтальным распространением магмы именно из этого ее очага. В этой очаговой области находятся опустившиеся территории Маклири и Баркли-Ист, мощные пласты Инсизвы, Инджелли и горы Проспект, а также интрузии типа «колокольного языка» — гора Артур и Бердс-Ривер — Сайдинг. Эта территория характеризуется также целым рядом даек с северо-западным простиранием и меньшей их группой, простирающейся под прямым углом к первым. Осадочные породы пронизаны долеритами; отношение интрузивного материала к осадочному оценивается в 20% (Дю Тойт, 1920, стр. 10). Наконец, кокстадский тип долерита лучше всего развит на этой очаговой территории (табл. 1). Положение очаговой области в месте

соединения Южной складчатой горной цепи и моноклинали Наталь-Лебомбо не менее важно.

Возрастные соотношения долеритовых интрузий исчерпывающе не изучены; Блиньо и Фуртер (1940, стр. 72) установили тринадцать периодов интрузий в северном Натале. В Нью-Амальфи и у горы Артур были определены три интрузивных периода (Польдерварт, 1944, 1946).

Как правило, менее мощные дайки, повидимому, моложе силлов, в то время как некоторые, более мощные дайки (например, дайки Фишбак и Элефантс-Хед) играли роль подводящих каналов к силлам.

Более точные сведения имеются об относительном возрасте эффузивных и интрузивных фаз. Как дайки, так и пласты долерита встречаются в дракенсбергских базальтах, в то время как в Штормбергской области и в восточном Грикваленде долеритовые дайки, по мере продвижения вверх, через самые верхние слои Карру, становятся пузырчатыми (Дю Тойт, 1910а, 1911б). Отсюда следует, что вулканическая деятельность Штормберга должна была предшествовать главной интрузивной фазе, возможно с некоторым перекрытием во времени.

Несмотря на то, что большинство дракенсбергских лав излилось из трещин, фиксируемых в настоящее время в виде долеритовых даек, в районе Базутоленда встречаются многочисленные, не имеющие глубокого канала вулканические конусы центрального типа. Огромное большинство этих вулканических конусов возникло в результате взрывов газов, причем сколько-нибудь значительных количеств базальта никогда из них не извергалось. За пределами территории Базутоленда некоторое количество трубок, предположительно возраста Карру, было обнаружено в округах Карнарвон и Зуурберг. Здесь точно так же заполнение трубок указывает на небольшую глубину диатрем.

Внедрение долеритов Карру

Дю Тойт (1920, стр. 28—36) высказал предположение, что инъекция долеритов Карру шла вниз, по направлению от вершины к основанию. После извержения базальтов Штормберга, главным образом из трещин,

«нагрузка области огромным скоплением изверженного материала, толщиной в тысячи метров, препятствовала всякому дальнейшему ослаблению интрателлурического давления. Вследствие этого магма, выдавленная снизу, прорывалась вверх в смявшиеся сланцеватые слои, подстилающие базальтовый покров, прокладывая себе дорогу через узкие проходы по направлению к самым верхним осадочным зонам. Усиленная вследствие затвердевания поступившего в нее нового интрузивного материала, эта самая верхняя зона теперь стала способна оказывать гораздо большее сопротивление инъекции, вследствие чего инъекции стали подвергаться все

более и более глубоко залегающие горизонты, причем магма большей частью распространялась в горизонтальном направлении» (Дю Тойт, 1920, стр. 33).

Авторы настоящей статьи в целом ряде случаев имели возможность убедиться в правильности этой гипотезы, в особенности на примере Элефантс-Хед и Нью-Амальфи. Дайка Элефантс-Хед была прослежена Стоклейем (личное сообщение) в Базутоленде на протяжении более 60 км. Дайка имеет 275 м в ширину, вертикальна и образует в Базутоленде сплошное обнажение. В Транскейе она была прослежена в восточном направлении на расстоянии 26 км от границы Базутоленда, откуда она дальше распространяется вдоль мощного глинистого горизонта свиты Бургерсдорп в виде пласта Нью-Амальфи. На этой территории ход ее извилист, появляется кровля, и в виде серии перемежающихся обнажений дайка спускается с Дракенсберга на расстоянии по вертикали в 900 м. В Базутоленде геологические условия не исключают той возможности, что эта дайка играла роль трещины, через которую базальтовые лавы достигали поверхности. Отношения же, существующие в Транскейе, указывают на то, что магма в дальнейшем распространилась в боковом направлении и, достигая все более и более низких уровней, наконец внедрилась в виде мощного пласта вдоль первого встреченного ею на своем пути мощного глинистого горизонта.

Авторы разделяют мнение Шольца (1936, стр. 203), что внедрение долеритов Карру происходило путем многократных поступлений магмы, следовавших непосредственно одно за другим. Более ранние магматические поступления были представлены недифференцированной магмой оливинового долерита, на протяжении же заключительных стадий вулканической деятельности внедрились в небольших количествах дифференцированные части магмы, в том числе как более кислые фазы (типа Гангвест и Кентани), так и более основные (тип Кранскоп и пикриты). На протяжении главного периода вулканической деятельности относительно мало дифференцированная базальтовая магма была вдавлена в пласты бассейна Карру или прорывалась через них, в противоположность лавам и интрузивным породам на территориях, находящихся за пределами этого бассейна.

В пределах бассейна Карру долериты, как правило, внедрялись вдоль плоскостей наименьшего сопротивления, т. е. вдоль более мощных глинистых горизонтов в слоях Карру. Магма также прокладывала себе путь в вертикальном направлении, вдоль ослабленных плоскостей, как, например, плоскостей трещин, а также вдоль неглубоких складок, ранее существовавших в пластах Карру. Так, в мощных песчанистых отложениях (пласты Молтено), где широко распространены «ступенчатые» и «волнистые» пласты, отмечались колебания в залегании пластов, от горизон-

тального до вертикального. Считают, что извилистое направление дайки Элефанте-Хед обусловлено таким сочетанием плоскостей трещин и неглубоких сбросов в пластах Молтено. Другой пример аномальной интрузии представляет интрузия, идущая по сбросу Эниати, которая

«отличается от настоящих даек тем, что она не имеет определенного направления, а невероятным образом «меандрирует», причем мощность ее внезапно меняется — от нескольких сантиметров до 90 м. В некоторых местах она распадается на дайку и силл, причем они через некоторое расстояние снова сливаются» (Блиньо и Фуртер, 1940, стр. 59).



Р и с. 40. Разрез северного угольного бассейна Наталя. (Иллюстрирует внедрение долеритовых силлов Карру путем поднятия кровли; вариант по Блиньо и Фуртеру, 1940.)

Магма, вероятно, постепенно распространялась в области бассейна Карру путем ряда импульсов, сопровождаемых то ее поднятием, то опусканием, свободно разветвляясь, но всегда отыскивая плоскости наименьшего сопротивления — горизонтальные или вертикальные. Большая интрузивная сила ее проявлялась только в образовании прямых и узких даек, внедрившихся после главной силловой фазы. Преобладающей формой интрузий Карру является согласный и более или менее горизонтальный силл, который мог внедряться вследствие поднятия кровли или оседания подошвы или вследствие того и другого вместе. Левинсон-Лессинг (1932, стр. 281) считает, что первый вид внедрения типичен для площадей опускания, тогда как второй — для площадей, испытывающих поднятие. В Карру магма занимала свое настоящее положение главным образом вследствие поднятия кровли — черта, особенно резко выраженная в северном Натале (рис. 40). Однако в очаговой области Базутоленда и Транскейя внедрение происходило как путем поднятия кровли, так и при опускании подошвы интрузии. Так, по мнению Шольца (1936, стр. 203), пласт Инсизва внедрялся в продолжение трех или более магматических поступлений, вследствие опускания подошвы интрузии. На той же площади блоки осадочных пород, разделенные кольцевыми трещинами, также подверглись опусканию, а долеритовая магма заполнила возможные пустоты, образовавшиеся над ними, как это имело место в горе Артур.

Принимая по Дю Тойту, что для очаговой области отношение долерит : осадочные породы = 1 : 4, можно вычислить, что в осадочные породы было инфицировано более 1400 м долерита. Возможно, что это отношение для краевых частей бассейна Карру снижается примерно на 10%; средняя величина поднятия, вызванная интрузией долеритов, может быть определена с достаточной вероятностью в 600—900 м. Интрузия как силлов, так и даек имела своим результатом ослабление напряжений, вызванных длительным процессом седиментации в бассейне Карру.

Территории южной Африки, лежащие вне бассейна Карру

Мы располагаем лишь скудными сведениями относительно вулканической деятельности в триас-лейасе на территориях, лежащих вне бассейна Карру, но и на основании имеющихся данных все же могут быть сделаны некоторые общие замечания. Имеются как краткие сводки, так и подробные отчеты относительно этих территорий, составленные Дю Тойтом (1939). Они охватывают лавы Спрингбок-Флатс, Лебомбо, Лимпопо, Тули-Саби-Ривер, Лупата-Гордж, Виктория-Фолс, Гокуэ, Булавайо, Серокуэ-Машоро, озера Макарикари, озера Нгами, Мариенталья, Аминусиса, Эронго, Брандберга, Мессума, Кейп-Кросс и Каоковельда.

Грубо они могут быть разделены на: 1) западную территорию, охватывающую комплексы Эронго, Брандберга, Мессума, Кейп-Кросс и Каоковельда, 2) центральную территорию, охватывающую лавы Мариенталья, Аминусиса, Бечуанленда, Спрингбок-Флатс, а также лавы, развитые к северу и северо-западу от Булавайо, и 3) восточную территорию, охватывающую Лебомбо, Лимпопо, Тули-Саби-Ривер и Лупата-Гордж.

Западная территория. Здесь залегают сильно дифференцированные лавы, в том числе базальты, порфириды и щелочные типы; вслед за экстрезивной фазой следует плутоническая, давшая диориты, гранофиры и грациты. По Шталю (1932), на этой территории наблюдаются глыбовые сбросы и узкие грабенные структуры, в основном направленные к северо-западу, но имеющие также и северо-восточное простирание. Полагают, что массивы Эронго, Брандберга, Мессума и Кейп-Кросс возникли вследствие оседания отдельных глыб с одновременным поднятием дифференцированной магмы в виде ряда поступлений вдоль плоскостей сбросов (Клоос, 1919).

Центральная территория. Лавы центральной территории представлены в основном недифференцированными амигдалоидными базальтами; по петрографическому характеру они напоминают базальты Базутоленда, но отличаются от них по химическому составу, особенно по количеству SiO_2 , Al_2O_3 и MgO (меньше) и TiO_2 и Fe_2O_3 (больше). В этом отношении они весьма напоминают нормальные базальты западных и восточных территорий.

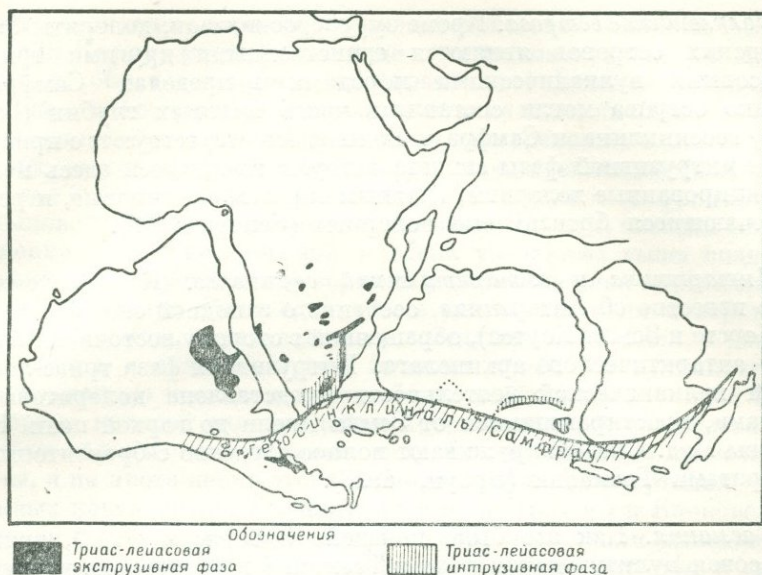
Восточная территория. Так же как и на западе, изверженные породы здесь сильно дифференцированы. В Лебомбо (Дю Тойт, 1929б) и на территории Лупата-Гордж (Диксей и Кэмпбелл Смит, 1929) отмечена стратиграфическая последовательность: базальт—риолит—базальт. В основании слоев Лебомбо, в области Лимпопо, встречаются лимбургитовые и нефелиновые базальты (Роджерс, 1925). Близ Комати-Порт установлена такая стратиграфическая последовательность лав: лимбургиты—базальты—риолиты—базальты—щелочные лавы. Нижние потоки лимбургита исчезают в южной части Лебомбо. Плутоны габбро, авгитового гранофира и микрогранита встречаются по всему поясу Лебомбо и занимают значительную площадь в секторе Родэзии. Щелочные плутоны были обнаружены на территории Лупата-Гордж.

Пояс Лебомбо, идущий прямо на север на 660 км, расположен на падающей в восточном направлении моноклинали, которая на 28° южной широты поворачивает к юго-западу и затем исчезает в море близ устья реки Эмботи. Дю Тойт (1929б) доказал, что моноклираль образовалась во время извержения лав, причем главное смятие совпадает со временем экструзии риолита. Дайковый рой Лебомбо, простирающийся прямо к северу, указывает на то, что широтные напряжения земной коры проявлялись в течение всего периода вулканической деятельности.

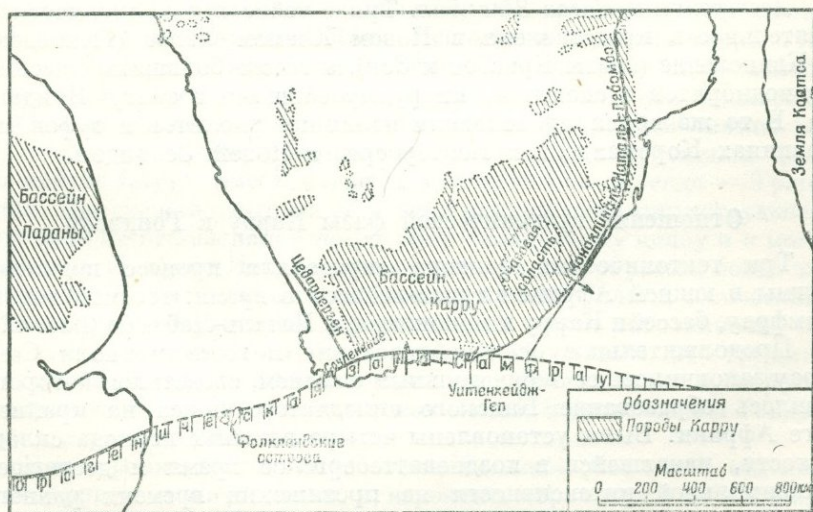
Вулканическая деятельность триас-лейаса в Гондване

Правильную оценку механизма триас-лейасовой вулканической деятельности можно получить только в том случае, если рассматривать последнюю как одну из фаз истории большой Гондваны. Дю Тойт составил для авторов настоящей статьи новую реконструкцию Гондваны, в которой учтены имеющиеся новейшие данные. Эта реконструкция отличается от предыдущей схемы Дю Тойта (1938, стр. 58) в том отношении, что Антарктика оказалась несколько повернутой, вследствие чего Австралия приблизилась к Индии, а геосинклиналь Самфрау сильно укоротилась и теперь проходит через Антарктику (рис. 41).

Южная Америка. Два лавовых поля находятся к северу от Самфрау, причем лавовое поле бассейна Параны является большим (рис. 42) и занимает территорию овальной формы длиной в 1900 км. Экструзивные породы обнаруживают значительную дифференциацию и в химическом отношении более сходны с лавами Каоковельда, чем с лавами Базутоленда. Лавы округа Мендоса (Аргентина) охватывают базальты, риолиты, порфириты и прорезаны интрузиями долейасовых плутонов гранита и кварцевого мондонита. Поля экструзивных триас-лейасовых лав Неукен и Патагонии встречаются к югу от Самфрау. Сильно дифференцированные лавы включают базальты, риолиты, кератофиры и туфы, причем местами они покрывают ранее изверженные порфириты.



Р и с. 41. Реконструкция Гондваны в триас-лейасовое время (вариант по Дю Тойту, 1938).



Р и с. 42. Соотношения между Африкой и Антарктикой к концу периода Карру.

Фолклендские острова. Кроме зуурбергских лав, долериты Фолклендских островов являются единственными другими триас-лейасовыми вулканическими породами в пределах Самфрау. Однако острова могли составлять часть тыловых глубин (back deer) геосинклинали Самфрау. Лавы здесь отсутствуют; о присутствии интрузивной фазы свидетельствуют имеющиеся здесь недифференцированные долериты, главным образом оливиновые, и реже встречающиеся бронзитовые долериты (Бекер, 1922).

Антарктика и антарктический архипелаг. К сожалению, мало известно об Антарктике, особенно о западной ее части (Земля Херста и Земля Коутса), обращенной в сторону восточной Африки и антарктического архипелага. Интрузивная фаза триас-лейасовой вулканической деятельности представлена долеритовыми sillами, простирающимися от Земли Адели до горной цепи Королевы Мод. Они обнаруживают полное сходство с бронзитовыми долеритами Тасмании (Браун, 1923).

Тасмания. Как это было показано Эдвардсом (1942), триас-лейасовая вулканическая фаза в Тасмании представлена дайками и sillами бронзитовых долеритов, сходными с долеритами Земли Адели и, в общем, несколько более кислыми, чем долериты Карру.

Австралия и Новая Зеландия. Триас-лейасовая вулканическая деятельность представлена в Новом Южном Уэльсе (Гюннедах) и Квинсленде (свиты Брисбен и Эск), а также большими массами гранодиоритов и сиенитов, интродуцированными в свиту Бунданба. В то же время происходили излияния риолитов и туфов на равнинах Коромандель и Кентербери, в Новой Зеландии.

Отношение вулканической фазы Карру к Гондване

Три тектонических фактора определяли процесс поднятия магмы в южной Африке в триас-лейасовое время: геосинклиналь Самфрау, бассейн Карру и моноклиналь Наталь-Лебомбо (рис. 42).

Продолжительное осадкообразование в геосинклинали Самфрау закончилось ее окончательным сжатием, следствием которого явилось образование Капского складчатого пояса на крайнем юге Африки. Были установлены четыре главных периода складчатости, начавшейся в поздневиттебергское время и достигшей максимальной интенсивности на протяжении времени раннего Молтено.

Орогенный пояс Самфрау имел с боков, с севера и с юга мульды прогиба, в северном направлении — фронтальную краевую впадину и в южном — тыловую, если допустить, что сжатие шло в направлении с юга, на что указывает существование опрокинутых

к северу складок в Капской складчатой зоне. В южной Африке бассейн Карру граничил с запада с открытыми складками Цедарбергена, образовавшимися одновременно с Южным складчатым поясом и наложившимися на более ранние складки Нама. Осадкообразование в этом бассейне шло одновременно с длительным процессом опускания; это обусловило огромную мощность осадков. Другие бассейны осадконакопления образовались во фронтальной и тыловой впадинах (например, бассейн Параны, бассейн Конго). В конце концов напряжение в обеих указанных выше впадинах преодолело сопротивление верхних участков земной коры и магматические клинья были вдвинуты в сиаль, достигли поверхности через расселины, образовавшиеся вследствие натяжения, и распространились в виде обширных лавовых полей. За вулканической деятельностью последовала еще более мощная интрузивная фаза, во время которой силлы и дайки проникали через сплещившиеся осадочные породы, подстилавшие лаву. Связи Гондваны были ослаблены, и на протяжении этого периода сложились очертания современных континентов. Трещины в бассейне Параны и Каоковельде, идущие в северо-западном направлении, послужили выводящими каналами для магмы. В то же время сбросовые блоковые и грабеновые структуры, сопровождаемые кальдерообразными опусканиями Эронго и Брандберга, дали начало расползанию Африки и Южной Америки. Более важное значение имеет в этой связи моноклиналь Наталь-Лебомбо, образовавшаяся на протяжении того же периода. Лавы Лебомбо изверглись вдоль этой структуры; их источником являлся удлинённый клин магмы, в котором дифференциация имела место раньше, чем произошла интрузия. Напряжения в бассейне Карру вызвали излияние лав Базутоленда и образование последующей интрузивной фазы долеритов Карру вместе с очагом в области Базутоленда — Транскейя. Положение очаговой области и направление сопутствующего роя даек по отношению к широтному складчатому поясу и к моноклинали Лебомбо-Наталь становятся, таким образом, более понятными. Более сильные напряжения в этой области, в сочетании с очевидным отсутствием дифференциации как в интрузивной, так и в экструзивной фазах, делает весьма вероятным, что трещины Карру были непосредственно связаны с базальтовым субстратом и что здесь первичная, базальтовая магма, подстилающая Гондвану, достигала поверхности.

В это время началось образование большой расселины, отделившей Африку от Антарктики, и, вероятно, море вторглось в мульду немедленно вслед за образованием моноклинали. Знаменательно исчезновение этой части геосинклинали Самфрау вместе с ее тыловой впадиной именно в том месте, где меридиональная мульда пересекала широтный орогенический пояс. Возможно, что излияние зуурбергских базальтов, залегающих в трещине сброса Уитен-

хейдж, открытой на восток, является прямым результатом при-членения большой моноклинали Наталь-Лебомбо к геосинклинали Самфрау (рис. 42). Если это так, то представляется вполне логичным допустить, что эти базальты не дифференцированы и, в химическом отношении, идентичны с изверженной фазой Карру. Хотя широтные складки в Южном складчатом поясе обычно относятся к среднемеловому времени, однако авторы полагают, что начало их образования приурочено к триас-лейасу. Сказанное касается также сбросов северо-восточного простирания в Натале и Зулуленде.

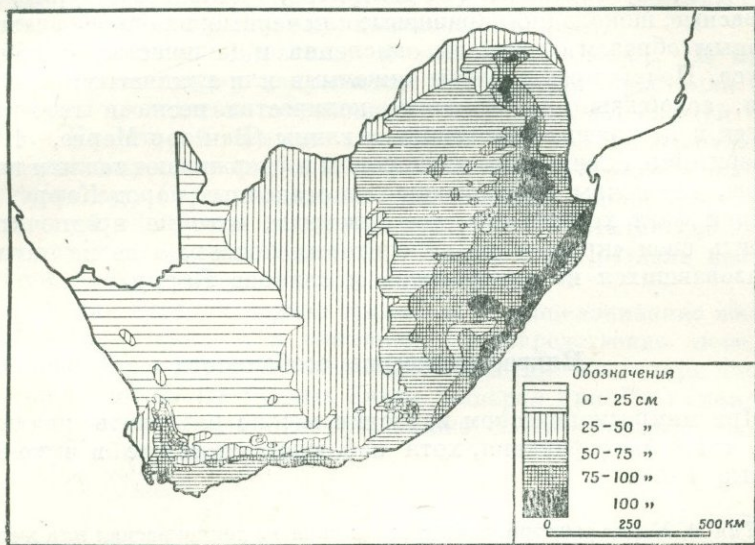
ВЫВЕТРИВАНИЕ ДОЛЕРИТОВ КАРРУ

Долериты Карру обнаруживают большое разнообразие в отношении степени и характера выветривания, зависящее от: 1) климата, 2) рельефа местности, 3) течения грунтовых вод, 4) размера зерен, 5) химического состава долеритов и 6) типа отдельности.

Хотя климатические условия здесь и варьируют от полуустынных в западном Карру до субтропических в Зулуленде (рис. 43), влияние климата сказывается сильнее на почвах, образовавшихся из долеритов, чем на выветривании самих пород. Долериты особенно подвержены воздействию воды. Поэтому благоприятные условия дренажа могут вызывать сильное выветривание долерита даже в более сухих районах Карру. Как правило, долериты на обрывах и крутых склонах подвергаются выветриванию на меньшую глубину, чем в закрытых долинах или в обнажениях на vloers*, где дренаж плохой и где накапливается поверхностная или грунтовая вода. Местные бассейны могут образовываться в таких местах, где грунтовые воды подпруживаются интрузиями долеритов, причем в таких местах выветривание может проникать на большую глубину (Энслин, 1943). Размер зерен и химический состав долеритов также имеют важное значение для интенсивности выветривания. Породы с резко выраженным гидротермальным изменением, такие, как метасоматические гранофиры, обладают склонностью к дальнейшему атмосферному изменению. Мелкозернистые офитовые долериты, типа Пердеклоф, менее подвержены выветриванию, чем более крупнозернистые долериты. Долериты типа Гангнест разрушаются очень легко, а потому выветриваются даже скорее, чем сопутствующие алевролиты Карру (табл. VI, рис. 1). Трещиноватость способствует проникновению воды в долеритовые интрузии, обуславливает облик получающихся выходов породы, а также, в значительной мере, предопределяет форму отдельных блоков породы при ее разрушении. Последние могут иметь вид тонких столбиков, угловатых, округленно-угловатых

* «Vloers» — по видимому, участки типа плато. (Прим. ред.)

и округлых глыб или искривленных плиток. Столбчатые, а также угловатые и округленно-угловатые глыбы всегда свежи и звенят под молотком, хотя они и покрыты тонкой коркой выветривания. С другой стороны, изогнутые плитки и округленные глыбы, как правило, обладают толстой коркой выветривания, и изменение породы зачастую доходит до самого ядра. В более сухих областях многие глыбы покрыты блестящим черным «пустынным загаром». Сфероидальное и ячеистое выветривание является распространен-



Р и с. 43. Изогипсы для Южно-Африканского Союза.

ным в Натале и в Оранжевом Свободном Государстве (Кинг, 1942, рис. 17, 18).

Корка выветривания может быть зеленовато-коричневой или темнокрасной. Если почва сильно сырая, то корка часто бывает охристо-желтой, мягкой и губчатой, хотя долеритовое ядро может быть и свежим (Битер, 1946). Темнокрасная корка обычно бывает не толще 0,5 мм, тогда как ядро состоит из свежего долерита. Зеленовато-коричневая корка выветривания обычно образует ломкие отслаивающиеся чешуйки, которые часто легко рассыпаются; эта корка может достигать значительной толщины, так что даже ядро долерита может обнаруживать признаки начинающегося изменения. В Транскейе под красной коркой выветривания может находиться синевато-зеленая хлоритовая зона, мощностью в 1—2 мм, которая, в свою очередь, покрывает свежий долерит ядра. Эти две зоны изменения резко выражены в штуфе,

причем хлоритовая зона представляется на первый взгляд более свежей, чем неизменный долерит.

Белые известковые налеты с поверхности представляют собой обычное явление; они могут занимать пустоты между отслаивающимися плитками. Многие известковые налеты Карру, несомненно, образовались за счет изменения долеритовых интрузий, хотя большая часть их должна была образоваться из известки, содержащейся в осадочных породах Карру.

Почвы, образовавшиеся из долеритов, — зеленовато-бурые, темнокрасные, шоколадно-коричневые или черные; их окраска зависит главным образом от степени окисления и количества наличного гумуса. Почвы представлены тяжелыми или глинистыми суглинками, содержащими различные количества песка и гравия, а иногда и конкреции известняка и глины (Ван дер Мерве, 1941). Долеритовые почвы более плодородны и удерживают тепло и влагу лучше, чем почвы, происшедшие из осадочных пород Карру. Последний факт хорошо известен туземцам, которые предпочитают строить свои «краали» на долеритовых почвах, а не на почвах, образовавшихся из алевролитов и сланцев Карру.

Микроскопические особенности

При микроскопическом изучении можно различить два главных типа выветривания, хотя наблюдаются также и промежуточные типы.

Тип А. Корка выветривания тонкая; окраска темнокрасная или желтая. Выветривание происходит главным образом за счет ферромагнетизальных компонентов, изменяющихся в красный или желто-бурый серпентин, с дальнейшим его превращением, на более продвинувшихся стадиях выветривания, в гидрокислы железа. Такое превращение вызывает значительное увеличение объема, как на это указывают трещинки (заполненные серпентином) в табличках полевого шпата. Плаггиоклаз, хотя и растрескавшийся, сохраняет свою прозрачность и остается неизменным; однако его нельзя распознать в самых наружных зонах корки выветривания. Корка выветривания представляет собой плотную массу серпентина, содержащую мелкие зерна магнетита и, в различных количествах, гидрокислы железа. Высокая способность серпентиновой оболочки удерживать или терять воду позволяет корке выветривания предохранять ядро долерита от дальнейшего изменения.

Тип В. Корка выветривания толстая; окраска грязнобурая или серая. Изменение затронуло как полевой шпат, так и пироксены. Полевой шпат становится мутным и образуются войлокообразные агрегаты глинистого материала. Пироксены обнаруживают спайность, вдоль трещинок развивается бурый или зеленый серпентин. Одновременное изменение плаггиоклаза и пироксена приводит к образованию ломкой, пористой корки, которая служит лишь слабой защитой ядру долерита. Увеличение объема, происходящее в результате изменения плаггиоклаза и пироксена, вызывает растрескивание, которое также обнажает для выветривания новые участки долеритов.

Изменение пироксенов было изучено более подробно при выветривании типа Б, причем были установлены следующие стадии:

1) Гидратация и выщелачивание FeSiO_3 . Пироксен становится все бледнее, вплоть до полного его обесцвечивания, приобретает в то же время своеобразный запыленный облик, вследствие развития крохотных зерен гидроокислов железа. Угол оптических осей увеличивается до $50-60^\circ$; это важный факт, поскольку многие «диоксидовые чешуйки», обнаруженные в кристаллах авгита (Де Свард и Маррей, 1944, стр. 8), возможно, обязаны своим возникновением начальному изменению породы.

2) Дальнейшая гидратация и вытеснение CaSiO_3 . На протяжении первой стадии напряжения в структуре кристалла были ослаблены вследствие образования базальных плоскостей спайности. На второй стадии структура кристалла распадается, погасание выражено слабо, а «пироксеновые» площади заполнены включениями. Серпентинизация, начавшаяся вдоль базальных плоскостей спайности на протяжении первой стадии, на второй приводит к изменению почти всего пироксена, оставив незатронутыми лишь немногие небольшие участки.

В редких случаях первая стадия, т. е. выщелачивание железа, наблюдалась также и в оливинах, непосредственно перед их превращением в бурый или зеленый серпентин. Благодаря появлению многочисленных рудных пятен минерал приобрел свинцово-серую окраску. Было отмечено также соответствующее изменение угла оптических осей.

Приложение

ЛАВЫ ДРАКЕНСБЕРГА, ЗУУРБЕРГА И ЛЕБОМБО

Введение

Хотя подробное рассмотрение триас-лейасовой вулканической деятельности в южной Африке выходит из рамок настоящей статьи, однако тесная связь, существующая между экструзивной и интрузивной фазами вулканической деятельности в Карру, побуждает нас рассмотреть вкратце вулканические породы этой области. Их распределение и геологические особенности были нами уже описаны, равно как и механизм поднятия магмы и их отношение к долеритам Карру. Те немногие краткие замечания, которые мы помещаем ниже, подытоживают результаты работ других исследователей, в частности Дю Тойта (1904, 1910а, 1911б, 1920, 1929б, 1939), Хаугтона и Роджерса (1924), Гендерсона (1909), Прайора (1910), Роджерса (1925), Шварца (1902) и Стокля (1940, 1947).

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ, НОРМАТИВНЫЙ И МОДАЛЬНЫЙ СОСТАВЫ ЛАВ КАРРУ
РАЙОНОВ ЗУУРБЕРГА, ДРАКЕНСБЕРГА И ЛЕБОМБО

Химические анализы

	а	б	в	г	д	е	ж	з
SiO ₂	50,75	48,63	49,45	51,74	54,15	49,02	66,40	71,41
TiO ₂	1,15	1,25	0,82	0,87	0,70	3,39	0,54	0,01
Al ₂ O ₃	13,80	14,62	16,47	15,62	15,48	10,03	12,91	13,94
Fe ₂ O ₃	4,65	4,97	2,27	0,62	0,67	1,82	3,87	0,63
FeO	6,20	5,81	8,23	9,46	9,04	10,51	2,56	0,78
MnO	0,10	0,22	0,16	0,18	0,18	0,46	0,09	0,09
MgO	7,10	6,47	8,08	7,15	6,33	12,23	0,53	0,09
CaO	8,90	10,69	10,12	10,36	9,27	7,72	2,32	0,62
Na ₂ O	2,85	1,64	1,89	1,74	1,63	1,59	3,30	3,75
K ₂ O	0,85	0,64	1,47	0,41	1,22	1,24	3,09	4,74
H ₂ O ⁺	2,35	1,10	0,76	0,98	0,53	1,23	3,16	4,09
H ₂ O ⁻	1,85	3,90	0,11	0,33	0,64	0,48	1,09	0,34
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,24	0,03	0,06	0,16	0,16	следы
CO ₂	нет	0,01	нет	0,64	0,32	нет	нет	нет
Сумма . .	100,75	100,15	100,07	100,13	100,22	99,88	100,02	100,49
Нормативный состав								
Qu	3,2	7,3	—	4,8	7,0	—	29,8	29,5
Or	5,5	3,3	8,9	2,2	7,9	7,8	18,4	27,8

Ab	24,1	13,6	16,2	14,7	13,8	13,6	27,8	32,0
An	21,9	30,9	32,0	33,6	31,0	16,1	10,6	3,1
Cor	—	—	—	—	—	—	0,2	1,4
Di	Wo	8,9	8,9	7,5	5,7	5,2	8,9	—
	En	6,2	6,2	4,5	2,9	2,3	5,8	—
	Fs	2,0	2,0	2,6	2,6	2,6	2,5	—
Ol	Fo	—	—	4,5	—	—	2,4	—
	Fa	—	—	3,1	—	—	0,8	—
Hy	En	11,6	10,0	9,3	15,0	13,6	21,4	1,3
	Of	3,7	2,9	5,5	13,2	12,6	9,5	0,8
Il	2,3	2,4	1,5	1,7	1,4	6,5	1,0	—
Mt	6,7	7,2	3,3	0,9	0,9	2,6	5,6	0,9
Ap	0,3	0,3	0,3	—	0,3	0,3	0,3	—
CaCO ₃	—	—	—	1,5	0,7	—	—	—
H ₂ O	4,2	5,0	0,9	1,3	1,2	1,7	4,2	4,4
Сумма . .	100,6	100,0	100,1	100,1	100,5	99,9	100,0	100,4

ОБОЗНАЧЕНИЯ

- а. Де Влей (33°36' ю. ш., 25°37' в. д.), лава Зуурберга.
б. Тхакабанна, Кетлл-Пост (28°45' ю. ш., 28°39' в. д.), лава Дракенсберга, Стоклей, 1940.
в. Слияние Мокхотлонга и верхней Оранжевой реки (29°16' ю. ш. и 29°3' в. д.), лава Дракенсберга, Стоклей, 1940.
г. Робертс-Гет (30°3' ю. ш., 28°56' в. д.), лава Дракенсберга. Новый анализ.
д. Баркли-Ист (31°4' ю. ш., 27°27' в. д.), лава Дракенсберга. Новый анализ.
е. Летаба (23°53' ю. ш., 31°35' в. д.), лимбургит Лебомбо, Новый анализ.
ж. Индулавана-Хилл (28°5' ю. ш., 32°15' в. д.), риолит Лебомбо. Прайор, 1910.
з. Мануан-Крик (28°3' ю. ш., 32°15' в. д.), риолит Лебомбо, Прайор, 1910.

Петрография

Лавы Дракенберга. Лавы Дракенберга состоят почти исключительно из базальтов, в петрографическом отношении очень близких долеритам Карру. Многие лавы более мощных потоков обладают крупнозернистым строением, отличаясь от долеритов Карру только наличием в их верхних и нижних частях небольших миндалин. Изменение может быть резко выраженным, причем главным образом в таких лавах, в которых газовых пустот особенно много. Последние обычно бывают заполнены кварцем, агатом, халцедоном и кальцитом или цеолитами, как-то: гейландитом, стильбитом, томсонитом и сколецитом.

Лавы могут быть подразделены на: 1) богатые оливином базальты, 2) бедные оливином базальты и 3) бронзитовые базальты, соответствующие типу Кокстад, типу Блаувкранс и типу Пердеклоф, а также типу Гангвест долеритов Карру. Некоторые разновидности очень богаты оливином, например крупнозернистые базальты вдоль дороги Дортрехт — Баркли-Ист, содержащие 8,5% оливина. Стоклей (1940, стр. 457) отметил два океанита и один трахит в коллекции из 52 штормбергских базальтов из Базутоленда.

Плагиоклаз во всех изученных авторами базальтах принадлежит к ряду лабрадор — битовнит; таким образом, породы не могут быть отнесены к числу андезитов, согласно современной терминологии (Дю Тойт, 19116).

Лавы Зуурберга. Хотя некоторые базальты Зуурберга содержат анальцим (Хаугтон и Роджерс, 1924, стр. 245), в общей своей массе лавы Зуурберга очень близки к вулканическим породам Дракенберга. Анализированная порода (табл. 27) представляет собой субофитовый оливиновый базальт с миндалинами, заполненными хлоритом и анальцимом.

Лавы Лебомбо. Большое разнообразие типов пород наблюдается в вулканическом поясе Лебомбо; это указывает на то, что дифференциация в глубоко залегающем магматическом клине произошла еще до времени экструзии (Дю Тойт, 19296). В районе Свазиленда-Зулуленда (Лебомбо) имеется серия: базальт — риолит — базальт. Близ Комати-Порт эта серия еще осложняется появлением лимбургита в основании свиты и щелочных лав в ее верхах. Однако дальше к северу щелочные лавы были обнаружены также и в основании (Роджерс, 1925).

Базальты южного Лебомбо похожи на базальты Дракенберга в направлении к северу они обнаруживают большее сродство с вулканическими породами Южной Родезии, особенно в отно-

шении содержания титана. Так, многие базальты к северу от Комати-Порт содержат титан-авгит, тогда как сфен является преобладающим аксессуарным компонентом в северных риолитах. К югу от Комати-Порт как базальты, так и риолиты, как правило, бедны титаном, причем последние обнаруживают близкое химическое сходство с кислыми жилами Карру.

Риолиты стекловаты, а местами, частично или полностью, расстеклованы, причем содержат вкрапленники ортоклаза и анортклаза. Более основные разновидности обнаруживают вкрапленники олигоклаза или андезина и переходят в трахиты. Лимбургиты характеризуются вкрапленниками оливина и авгита, погруженными в темную стекловатую массу. В редких случаях основная масса заполнена мельчайшими кристаллами авгита.

Химические данные

Табл. 27 содержит данные химических анализов: одного образца базальта Зуурберга, четырех базальтов Дракенсберга, одного лимбургита Лебомбо и двух риолитов Лебомбо. Новые анализы были выполнены Ф. Гердсманом. Два неполных анализа риолитов Лебомбо, приводимых Гендерсоном (1909), в таблицу не включены.

Большое содержание натрия в анализах лав Зуурберга объясняется присутствием анальцима в миндалинах, рассеянных в породе. В анализе лимбургита Лебомбо замечательно весьма малое количество нормативного оливина. Повидимому, оливин кристаллизовался в избытке по сравнению со стехиометрическими отношениями, тогда как кварц и плагиоклаз были защемлены в темной стекловатой массе. Большая часть оливиновых вкрапленников носит на себе следы резорбции, что подтверждает это предположение.

ЛИТЕРАТУРА

- Alling H. L.* Interpretative petrology of the igneous rocks, New York, 1936.
- Аникеев Н. П. и Моор Г. Г.* Основные черты петрологии и металлогении трапшов бассейна реки Северной. Труды Арктического научно-исследовательского института, том **126**, вып. 1, стр. 247—275, 1939.
- Baker H. A.* Final report on geological investigations in the Falkland Islands (1920—1922), London, p. 1—38, 1923.
- Beater B. E.* The chemical composition of some Natal coastal dolerites and their alteration products, unpublished paper, 1946.
- Benson W. N.* The basic igneous rocks of eastern Otago and their tectonic environment, Royal Soc. New Zealand, Tr., vol. **74**, p. 71—123, 1944.
- Blignaut J. J. G. and Furter F. J. J.* The northern Natal coalfield: No. 1. The Vryheid — Paulpietersburg area. Dept. Mines, Coal Survey, S. Africa, Mem. no. **1**, 1940.
- Bond G. W.* A geochemical survey of the underground water supplies of the Union of South Africa, Dept. of Mines, Geol. Survey, Mem. no. **41**, 1946.
- Boshoff J. C.* The upper zone of the Bushveld complex at Tauteshoogte, unpublished paper, 1944.
- Bowen N. L.* The melting phenomena of the plagioclase feldspars, Am. Jour. Sci., 4 th ser., vol. **35**, p. 577—599, 1913.
- Bowen N. L.* The evolution of the igneous rocks. Princeton Univ. press, 1928.
- and *Schairer J. F.* The system $MgO-FeO-SiO_2$. Am. Jour. Sci., 5 th ser., vol. **29**, p. 151—217, 1935.
- Brammall A.* Syntexis and differentiation, Geol. Mag., vol. **70**, p. 97—107, 1933.
- Browne W. R.* The dolerites of King George Land and Adelie Land, Austr. Antarct. Exped., 1911—1914, Repts., ser. A., vol. **3**, p. 245—258, 1923.
- Campbell R. and Stenhouse A. G.* The Braefoot outer sill, Fife — Part II, Edinburgh Geol. Soc., Tr., vol. **13**, p. 148—173, 1934.
- Campbell Smith W.* A spherulitic dolerite from Vryheid, Natal, Ann. Natal Mus., vol. **2**, p. 381—391, 1912.
- Cloos H.* Der Erongo, Beitr. geol. Erf. der deutschen Schutzgeb., Heft 17, Berlin, 1919.
- Clough C. T., Mauje H. B. and Bailey E. B.* The cauldron subsidence of Glencoe and the associated igneous phenomena, Geol. Soc. London, Quart. Jour., vol. **65**, p. 611—678, 1909.
- Cohen E.* Geognostisch-petrographische Skizzen aus Süd-Africa, Neues Jahrb. Mineral., Beilage Bd. **5**, 1887.
- Daly R. A.* Igneous rocks and the depths of the earth, New York, 1933.

- Dalu R. A.* Volcanism and petrogenesis as illustrated in the Hawaiian Islands, Geol. Soc. Am., Bull., vol. **55**, p. 1363—1400, 1944.
- *and Barth T. F. W.* Dolerites associated with the Karroo system, South Africa Geol. Mag., vol. **67**, p. 97—110, 1930.
- Day T. C.* Chemical analyses of quartz-dolerites and segregation veins at Hound Point, North Queensferry and Inverkathing, Geol. Soc. Edinburgh, Tr., vol. **12**, p. 80—86, 1928.
- Deer W. A.* The Cairnsmore of Carsphairn igneous complex, Geol. Soc. London, Quart. Jour., vol. **91**, p. 47—76, 1935.
- *and Wager L. R.* Two new pyroxenes included in the system clinocenstatite, clinoferrosilite, diopside and hedenbergite, Min. Mag., vol. **25**, p. 15—22, 1938.
- Olivines from the Skaergaard intrusion, Kangerálugssuaq, East Greenland, Am. Mineral., vol. **24**, p. 18—25, 1939.
- De Swardt A. M. J. and Murray L. J.* The petrography of the Karroo dolerite sill and dyke at Paardekop, district Volksrust, Ann. Univ. Stellenbosch, vol. **22**, p. 1—26, 1944.
- Dixey F.* The transgression of the Upper Karroo and its counterpart in Gondwanaland, Geol. Soc. S. Africa, Tr., vol. **38**, p. 73—89, 1936.
- *and Campbell Smith W.* The rocks of the Lupata Gorge and the north side of the Lower Zambezi, Geol. Mag., vol. **66**, p. 241—259, 1929.
- Du Toit A. L.* Geological survey of Elliot and Xalanga, Tembuland, Cape Geol. Comm., Ann. Repts., for 1903, p. 169—205, 1903.
- Geological survey of Aliwal North, Herschel, Barkly East and part of Wodehouse, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1904, p. 71—181, 1904.
- Geological survey of Glen Gray and parts of Queenstown and Wodehouse, including the Indwe area, Cape Geol. Comm., Ann. Repts., for 1905, p. 95—140, 1905a.
- Geological survey of portions of the divisions of Vryburg and Mafeking, Cape Geol. Comm. Ann. Repts., for 1905, p. 205—258, 1905b.
- Geological survey of the eastern portion of Griqualand West, Cape Geol. Comm., Ann. Repts., for 1906, p. 87—134, 1906.
- Geological survey of portions of Mafeking and Vryburg, Cape Geol. Comm., Ann. Repts., for 1907, p. 123—158, 1907a.
- Geological survey of portions of Hopetown, Britstown, Prieska and Hay, Cape Geol. Comm., Ann. Repts., for 1907, p. 159—192, 1907b.
- Report on the geological survey of Maclear, and portions of Engcobo, Mount Fletcher, Qumbu and Mount Frere, Cape Geol. Comm. Ann. Repts. for 1910, p. 69—108, 1910a.
- Report on the copper-nickel deposits of the Insizwa, Mount Ayliff, East Griqualand, Cape Geol. Comm., Ann. Repts, for 1910, p. 111—142, 1910b.
- Report on the geological survey of part of the Transkei, Cape Geol. Comm., Ann. Repts., for 1911, p. 86—111, 1911a.
- Report on the geological survey of part of the Stormbergen, Cape Geol. Comm., Ann. Repts., for 1911, p. 112—136, 1911b.

- Du Toit A. L.* The geology of Pondoland, Union Geol. Survey, Ann. Repts., for 1912, p. 166—172, 1912.
- The geology of Mount Currie and Umzimkulu (Cape), and Alfred County (Natal), Union Geol. Survey, Ann. Repts., for 1913, p. 90—100, 1913.
 - The Karroo dolerites of S. Africa; a study in hypabyssal injection, Geol. Soc. S. Africa, Tr., vol. 23, p. 1—42, 1920.
 - The geology of the major portion of East Griqualand (Matatiele), Explanation of Sheet 35 (Cape), Union Geol. Survey, 1929a.
 - The volcanic belt of the Lebombo; a region of tension, Royal Soc. S. Africa, Tr., vol. 18, p. 189—217, 1929b.
 - Our wandering continents, 2d ed., Edinburgh, 1938.
 - The geology of South Africa, 2d ed., Edinburgh, 1939.
- Edwards A. B.* The Tertiary volcanic rocks of Central Victoria, Geol. Soc. London, Quart. Jour., vol. 94, p. 243—320, 1938.
- Differentiation of the dolerites of Tasmania, Jour. Geol., vol. 50, p. 451—480, 579—610, 1942.
- Enslin J. F.* Basins of decomposition in igneous rocks; their importance as storage reservoirs, and their location by the electrical resistivity method; Geol. Soc. S. Africa, Tr., vol. 46, p. 1—12, 1943.
- Falconer J. D.* The igneous geology of the Bathgate and Linlithgow Hills. Part II. Petrography, Roy Soc. Edinburgh, Tr., vol. 45, p. 133—149, 1906.
- Fenner C. N.* The residual liquids of crystallising magmas, Min. Mag., vol. 22, p. 539—560, 1931.
- Olivine fourchites from Raymond Fosdick Mountains, Antarctica, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 49, p. 367—400, 1938.
- Flett, John S.* The teschenite of Easter Dalmeny, Great Britain, Geol. Survey, Summ. Prog., for 1929, p. 59—74, 1929.
- The Saline no 1 teschenite, Great Britain, Geol. Survey, Summ. Prog. for 1930, p. 44—51, 1930.
 - The Stankards sill, Great Britain, Geol. Survey, Summ. Prog. for 1931, p. 141—156, 1931.
- Frankel J. J.* Notes on a Karroo dolerite sill at Aliwal North, Geol. Soc. S. Africa, Tr., vol. 41, 103—108, 1938
- Studies on Karroo dolerites. 2. Some younger intrusions of olivine basaltic dolerite, Geol. Soc. S. Africa, Tr., vol. 45, p. 1—25, 1942.
 - Studies on Karroo dolerites. 3. A multiple dike from Sanddrift Spruit, O. F. S., Geol. Soc. S. Africa, Tr., vol. 46, p. 47—53, 1943.
 - and Kent L. E. Studies on Karroo dolerites. 4. Intrusions of glass in dolerite, Geol. Soc. S. Africa, Tr., vol. 51, 1948.
- Geikie A.* Ancient volcanoes of Great Britain, London, 1897.
- Goodchild W. H.* The economic geology of the Insizwa Range, Inst. Min. Metall., Tr., vol. 26, p. 12—58, 1916.
- Goranson R. W.* The solubility of water in granitic magmas, Am. Journ. Sci., 5 th ser., vol. 22, p. 481—502, 1931.
- Some notes on the melting of granite, Am. Jour. Sci., 5 th. ser., vol. 23, p. 227—236, 1932.

- Silicate-water systems; the «osmotic pressure» of silicate melts, *Am. Mineral.*, vol. **22**, p. 485—490, 1937.
- Goranson R. W.* High temperature and pressure phase-equilibria in the albite-water and orthoclase-water systems, *Am. Geophys. Union, Tr.*, 19th Ann. Meeting, 1938.
- Graton L. C.* Nature of the ore-forming fluid, *Econ. geol.*, vol. **35**, suppl. to no. 2, p. 197—358, 1940.
- Grout F. F.* Formation of igneous-looking rocks by metasomatism; A critical review and suggested research, *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. **52**, p. 1525—1576, 1941.
- Guimarães D.* A Provincia Magmatica do Brasil meridional, Estado de Minas Geraes, *Serv. Geol., Mon.* 1, 1933.
- Enstentização e o zoneamento dos plagioclásios, Estado de Minas Geraes, *Inst. Tecnol. Ind., Bol.* 2, p. 1—27, 1946.
- Hall A. L.* Analyses of rocks, minerals, ores, coal, soils and waters from Southern Africa, *Union South Africa Geol. Survey, Mem.* no. **32**, 1938.
- Hall J.* The relation between color and chemical composition in the biotites, *Am. Mineral.*, vol. **26**, p. 29—33, 1941.
- Hallimond A. F.* Optically uniaxial augite from Mull, *Min. Mag.*, vol. **17**, p. 97—99, 1914.
- Harris N.* A petrological study of the Portrush sill and its veins, *Royal Irish Acad., Pr.*, vol. **33**, p. 95—134, 1937.
- Haughton S. H. and Rogers A. W.* The volcanic rocks south of Zuurberg, *Roy. Soc. S. Africa, Tr.*, vol. **11**, p. 235—249, 1924.
- Henderson J. McC.* Note on some rocks in the volcanic series of the Karroo system in the Lebombo Mountains, *Geol. Soc. S. Africa, Tr.*, vol. **12**, p. 24—31, 1909.
- Henry N. F. M.* Some data on the iron-rich hypersthènes, *Min. Mag.*, vol. **24**, p. 221—226, 1935.
- Lamellar structure in orthopyroxenes, *Min. Mag.*, vol. **26**, p. 179—188, 1942.
- Hess H.* Pyroxenes of common mafic magmas, *Am. Mineral.*, vol. **26**, p. 515—535, 573—594, 1941.
- and *Phillips A. H.* Orthopyroxenes of the Bushveld type, *Am. Mineral.*, vol. **23**, p. 450—456, 1938.
- Optical properties and chemical composition of magnesian orthopyroxenes, *Am. Mineral.*, vol. **25**, p. 271—285, 1940.
- Holmes A.* Transfusion of quartz xenoliths in alkali, basic, and ultrabasic lavas, southwest Uganda, *Min. Mag.*, vol. **24**, p. 408—421, 1936.
- The idea of contrasted differentiation, *Geol. Mag.*, vol. **73**, p. 228—238, 1936.
- and *Harwood H. F.* The age and composition of the Whin Sill and the related dikes of the North of England, *Min. Mag.*, vol. **21**, p. 493—542, 1928.
- The tholeiite dikes of the North of England, *Min. Mag.*, vol. **22**, p. 1—52, 1929.

- Iddings J. P.* Relative densities of igneous rocks calculated from their norms, *Am. Jour. Sci.*, 4th ser., vol. **49**, p. 363—366, 1920.
- Kennedy W. Q.* Trends of differentiation in basaltic magmas, *Am. Jour. Sci.*, 5th ser., vol. **25**, p. 239—256, 1933.
- and *Anderson E. M.* Crustal layers and the origin of magmas, *Bull. Volc.*, ser. 2, tome **3**, p. 23—82, 1938.
- King L. C.* South African scenery, Edinburgh, 1942.
- Koomans C. and Kuenen P. H.* On the differentiation of the Glen More ring-dike, *Mull, Geol. Mag.*, vol. **75**, p. 145—160, 1938.
- Krokström T.* The Breven dolerite dyke — a petrogenetic study, *Geol. Inst. Upsala Bull.*, vol. **23**, p. 243—330, 1932.
- The Hällefors dolerite dyke and some problems of basaltic rocks, *Geol. Inst. Upsala Bull.*, vol. **26**, p. 115—263, 1936.
- On the association of granite and dolerite in igneous bodies, *Geol. Inst. Upsala Bull.*, vol. **26**, p. 265—277, 1937.
- Kuno H.* On the crystallization of pyroxenes from rock magmas, with special reference to the formation of pigeonite, *Jap. Jour. Geol. Geog.*, vol. **13**, p. 141—150, 1936.
- Levinson-Lessing F. Y.* Ueber die Raumbildung grosser flacher Intrusivlager, *Min. Petr. Mitt.*, Bd. **43**, p. 271—282, 1932.
- Левинсон-Лессинг Ф.* Заметки о химизме базальтов р. Хатанги в Сибири, труды ПЕТРИН, вып. 5, стр. 53—56, 1935.
- *Гинаберг А. С. и Дилакторский Н. Л.* Траппы Тулун-Удинского и Братского районов Восточной Сибири, Труды СОПС АН СССР, серия Сибирская, вып. 1, 1932.
- Lewis L. V.* Petrography of the Newark igneous rocks of New Jersey, *N. J. Geol. Survey, Ann. Rept. for 1907*, p. 97—167, 1908.
- Lombaard B. V.* Dikes in the Transvaal, *Pres. Address, Geol. Soc. S. Africa, Pr.*, vol. **42**, p. 27—42, 1939.
- MacGregor A. G.* Clouded feldspars and thermal metamorphism, *Min. Mag.*, vol. **22**, p. 524—538, 1931.
- MacGregor M. and Wilson G.* On granitisation and associated processes, *Geol. Mag.*, vol. **76**, p. 193—215, 1939.
- Moop Г. Г.* К петрографии траппов низовья реки Нижней Тунгуски. Труды Арктического НИИ, том **126**, вып. 1, стр. 191—206, 1939.
- Morey G. W.* The development of pressure in magmas as a result of crystallization, *Washington Acad. Sci. Jour.*, vol. **12**, p. 219—230, 1922.
- Relation of crystallization to the water content and vapor pressure of water in a cooling magma, *Jour. Geol.*, vol. **32**, p. 291—295, 1924.
- and *Fenner C. N.* The ternary system $H_2O-K_2SiO_3-SiO_2$. *Am. Chem. Soc. Jour.*, vol. **39**, p. 1173—1229, 1917.
- Mountain E. D.* Syntectic phenomena in Karroo dolerite at Coedmore quarries, Durban, *Geol. Soc. S. Africa, Tr.*, vol. **38**, p. 93—112, 1935.
- Anatectic veins at Gonubie River mouth, *S. Africa Jour. Sci.*, vol. **33**, p. 248—253, 1936.

- Mountain E. D.* The dikes of the Transkei gaps, Geol. Soc. S. Africa, Tr., vol. **46**, p. 55—74, 1943.
- Further examples of syntexic by Karroo dolerite, Geol. Soc. S. Africa, Tr., vol. **47**, p. 107—121, 1944.
 - The geology of East London, C. P., Geol. Soc. S. Africa, Tr., vol. **48**, p. 31—42, 1945.
- Nel H. J.* The basal rocks of the Bushveld igneous complex, north of Pretoria, Geol. Soc. S. Africa, Tr., vol. **43**, p. 37—68, 1940.
- Nell G. and Brink W. C.* The petrology of the Western Province dolerites, Ann. Un. Stellenbosch, vol. **22**, p. 27—62, 1944.
- Niggli P.* Ore deposits of magmatic origin, London, 1929.
- Nockolds S. R.* The Garabul Hill-Glen Fyne igneous complex, Geol. Soc. London, Quart. Jour., vol. **96**, p. 451—511, 1941.
- Phemister T. C.* The role of water in basaltic magma, Min. Petr. Mitt., vol. **45**, p. 19—77, 99—132, 1934.
- Poldervaart A.* The petrology of the Elephant's Head dike and the New Amalfi sheet (Matatiele), Roy. Soc. S. Africa, Tr., vol. **30**, p. 85—119, 1944.
- The petrology of the Mount Arthur complex (East Griqualand), Roy. Soc. S. Africa, Tr., vol. **31**, p. 83—110, 1946.
 - Subcalcic ferroaugite from Mount Arthur (East Griqualand), Min. Mag., vol. **28**, p. 159—163, 1947a.
 - The relationship of orthopyroxene to pigeonite, Min. Mag., vol. **28**, p. 164—172, 1947b.
- Prior G. T.* Petrographical notes on the dolerites and rhyolites of Natal and Zululand, Ann. Natal Mus., vol. **2**, p. 141—157, 1910.
- Read H. H.* The gabbros and associated xenolithic complexes of the Haddo House district, Aberdeenshire, Geol. Soc. London, Quart. Jour., vol. **91**, p. 591—638, 1935.
- Rennie J. V. L.* Fósseis da formação vulcanica dos Libombos, Col. de Moçambique, Serv. de Ind., Min. e Geol., Bol. no. 1, p. 13 et seq., 1937.
- Reuning, von E.* Differentiation der Karroo Eruptiva im südlichen Kaokofeld, Südwestafrika, 15th Inter. Geol. Cong., S. Africa, C. R. vol. **2**, p. 28—36, 1929.
- Reynolds D. L.* Demonstrations in petrogenesis from Kiloran Bay, Colonsay.
- I. The transfusion of quartzite, Min. Mag., vol. **24**, p. 367—407, 1936.
 - A gabbro-granodiorite contact in the Slieve Gullion area, and its bearing on Tertiary petrogenesis, Geol. Soc. London, Quart. Jour., vol. **97**, p. 1—38, 1941.
 - The south-western end of the Newry igneous complex, Geol. Soc. London, Quart. Jour., vol. **99**, p. 205—246, 1943.
 - The sequence of geochemical changes leading to granitization, Geol. Soc. London, Quart. Jour., vol. **102**, p. 389—438, 1946.
- Reynolds S. H.* The basic intrusion of Bartestree, near Hereford, Geol. Soc. London, Quart. Jour., vol. **64**, p. 501—511, 1908.
- Richey M. C., Thomas H. H., etc.* The geology of Ardnamurchan, North-West Mull and Coll, Geol. Surv. Scotland, Mem., Edinburgh, 1930.

- Rogers A. F.* Lamprobolite, a new name for basaltic hornblende, *Am. Mineral.*, vol. **25**, p. 826—828, 1940.
- Rogers A. W.* The geology of Cape Colony, London, 1905a.
- Geological survey of parts of the divisions of Uitenhage and Alexandria, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1905, p. 9—46, 1905b.
 - Geological survey of parts of Hay and Prieska, with some notes on Herbert and Barkly West, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1905, p. 141—204, 1905b.
 - Geological survey of parts of Bechuanaland and Griqualand West, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1906, p. 7—86, 1906.
 - Geological survey of parts of Vryburg, Kuruman, Hay and Gordonia, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1907, p. 11—122, 1907.
 - Report on the geological survey of parts of the divisions of Beaufort West, Fraserburg, Victoria West, Sutherland, and Laingsburg, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1910, p. 9—68, 1910.
 - Notes on the north-eastern part of the Zoutpansberg District, *Geol. Soc. S. Africa, Tr.*, vol. **28**, p. 33—53, 1925.
 - *and Du Toit A. L.* Geological Survey of parts of Ceres, Sutherland, and Calvinia, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1903, p. 9—70, 1903.
 - Report on the geology of parts of Prieska, Hay, Britstown, Carnarvon and Victoria West, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1908, p. 9—109, 1908.
 - Report on the geology of parts of Kenhardt, Prieska and Carnarvon, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1909, p. 8—108, 1909a.
 - The geology of Cape Colony, 2d ed., London, 1909b.
 - *and Schwarz E. H. L.* Geology of the Orange River in the Hope Town and Prieska districts, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1899, p. 65—97, 1899.
 - Report on the geological survey of parts of the Uitenhage and Port Elisabeth divisions, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1900, p. 1—18, 1900a.
 - *and Schwarz E. H. L.* Report on a geological route survey from Beaufort West to Calvinia, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1900, p. 55—64, 1900b.
 - Report on the survey of parts of Clanwilliam, van Rhynsdorp and Calvinia divisions, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1900, p. 19—54, 1900b.
 - General survey of the rocks in the southern part of the Transkei and Pondoland, including a description of the Cretaceous rocks of Eastern Pondoland, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1901, p. 23—47, 1901a.
 - The geological survey of the division of Kentani, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1901, p. 48—67, 1901b.
 - Report on parts of the divisions of Beaufort West, Prince Albert, and Sutherland, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1902, p. 97—128, 1902.
 - The Transkei Gap, *S. Africa Philos. Soc., Tr.*, vol. **14**, p. 66—75, 1904.

- Scholtz D. L.* The magmatic nickeliferous ore deposits of East Griqualand and Pondoland, Geol. Soc. S. Africa, Tr., vol. **39**, p. 81—210, 1936.
- Schwarz E. H. L.* Geological survey of the Beaufort West District, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1896, p. 15—26, 1896.
- Report on part of the Matatiele Division, with an account of the petrography of the volcanic rocks, Cape Geol. Comm., Ann. Repts. for 1902, p. 13—96, 1902.
- Shand S. J.* Eruptive rocks, 2d ed., New York, 1943.
- The terminology of late-magmatic and post-magmatic processes, Jour. Geol., vol. **52**, p. 342—350, 1944.
- Shannon E. V.* The mineralogy and petrology of the intrusive diabase at Goose Creek, Loudoun County, Virginia, U. S. Nat. Mus., Pr., vol. **66**, p. 27—128, 1924.
- Smythe J. A.* A chemical study of the Whin Sill, Nat. Hist. Soc. Northumberland, Durham and Newcastle, Tr., vol. **7**, p. 16—150, 1930.
- Stahl A.* Die Verbreitung der Karru in nord-westlichen Kaokofeld (Südwest Africa), Zeitschr. deutsch geol. Ges., vol. **84**, p. 158—173, 1932.
- Stockley G. M.* The geology of Basutoland, Geol. Mag., vol. **77**, p. 444—460, 1940.
- Report on the geology of Basutoland, Morija, Basutoland, 1947.
- Thomas H. H.* On certain xenolithic Tertiary minor intrusions in the Island of Mull (Argyllshire), Geol. Soc., London, Quart. Jour., vol. **78**, p. 229—260, 1922.
- Tomita T.* Variations in the optical properties according to chemical composition in the pyroxenes of the clinenstatite, clinohypersthene, diopside, hedenbergite system, Jour. Schanghai Inst., vol. **1**, p. 41—58, 1934.
- Tomkieweff S. I.* A Contribution to the geology of the Whin Sill, Min. Mag., vol. **22**, p. 100—120, 1929.
- Zoned olivines and their petrogenetic significance, Min. Mag., vol. **25**, p. 229—251, 1939.
- Torrance W.* Some metamorphic mudstones, S. Africa Jour. Sci., vol. **21**, p. 182—188, 1924.
- Tyrrell G. W.* The picrite-teschenite sill of Lugar (Ayrshire), Geol. Soc. Quart. Jour., vol. **72**, p. 84—131, 1916.
- and *Sandford K. S.* Geology and petrology of the dolerites of Spitsbergen, Roy. Soc. Edinburgh, Pr., vol. **53**, p. 284—321 (1933).
- Унксов В. А.* Трапшы района рек Уды—Чуны—Тасеевой. Восточная Сибирь. Труды СОПС АН СССР, серия Сибирская, вып. 18, 1934.
- Van der Merwe C. R.* Soil groups and sub-groups of South Africa. Dept. Agric. and For. S. Africa Sci. Bull. 231, Chem. ser., no. 165, 1941.
- Van Eeden O. R.* The geology of the country around Bethlehem and Kestell, Dept. Mines., Geol. Survey S. Africa, Mem. no. 33, 1937.
- Wager L. R. and Deer W. A.* Geological investigations in East Greenland, part III. The petrology of the Skaergard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland, Meddelelser om Grønland, Bd. 105, no. 4, 1939.

- *Mitchell R. L.* Preliminary observations on the distribution of trace elements in the rocks of the Skaergaard intrusion, Greenland, *Min. Mag.*, vol. **26**, p. 283—296, 1943.
- Wahl W.* Thermal diffusion-convection as a cause of magmatic differentiation-
I., *Am. Jour. Sci.*, vol. **244**, p. 417—441 1946.
- Walker F.* The geology of the Schiant Isles (Hebrides), *Geol. Soc. London, Quart. Jour.*, vol. **86**, p. 355—398, 1930.
- The late paleozoic quartz-dolerites and tholeiites of Scotland, *Min. Mag.*, vol. **24**, p. 131—159, 1935.
- The differentiation of the Palisade diabase, New Jersey, *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. **51**, p. 1059—1106, 1940.
- The classification of the Karroo dolerites of Natal and Zululand, *Natal Mus., Ann.*, vol. **10**, p. 215—220, 1942.
- The origin of the Kentani gap-dykes of the Transkei, Cape Province, *Roy Soc. S. Africa, Tr.*, vol. **30**, p. 79—83, 1943.
- and *Poldervaart A.* The petrology of the dolerite sill of Downes Mountain, Calvinia, *Geol. Soc. S. Africa, Tr.*, vol. **43**, p. 159—173, 1940.
- The Hangnest dolerite sill, S. A., *Geol. Mag.*, vol. **78**, p. 429—450, 1941a.
- The Karroo dolerites of the Calvinia district, *Geol. Soc. S. Africa, Tr.*, vol. **44**, p. 127—148, 1941b.
- The metasomatism of Karroo sediments by dolerite, *Roy. Soc. S. Africa, Tr.*, vol. **29**, p. 285—307, 1942a.
- The petrology of the Karroo dolerites between Sutherland and Middelburg, C. P., *Geol. Soc. S. Africa, Tr.*, vol. **45**, p. 55—64, 1942b.
- Washington H. S.* Petrology of the Hawaiian Islands; I. Kohala and Mauna Kea, Hawaii, *Am. Jour. Sci.*, 5th ser., vol. **5**, p. 465—502, 1923a.
- Petrology of the Hawaiian Islands; II. Hualalai and Mauna Loa, *Am. Jour. Sci.*, vol. **6**, p. 100—126, 1923b.
- Petrology of the Hawaiian Islands; III. Kilauea and general petrology of Hawaii, *Am. Jour. Sci.*, 5th ser., vol. **6**, p. 338—367, 1923c.
- Petrology of the Hawaiian Islands; IV. The formation of aa and pahoehoe, *Am. Jour. Sci.*, 5th ser., vol. **6**, p. 409—423, 1923d.
- and *Keyes M. G.* Petrology of the Hawaiian Islands; V. The Leeward Islands, *Am. Jour. Sci.*, 5th ser., vol. **12**, p. 336—352, 1926.
- Petrology of the Hawaiian Islands; VI. Maui, *Am. Jour. Sci.*, 5th ser., vol. **15**, p. 199—220, 1928.
- and *Merwin H. E.* Note on enstatite, hypersthene and actinolite, *Am. Mineral.*, vol. **8**, p. 63—67, 1923.
- Young A.* Fusion of Karroo grits in contact with dolerite intrusions, *Roy. Soc. S. Africa, Min. Meeting*, October 30, 1918.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ В ДОЛЕРИТАХ ТАСМАНИИ

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ

Долериты Тасмании * имеют большое сходство с долеритами Карру и, особенно, с долеритами Антарктики. Они встречаются как в виде силлов, иногда более 300 м мощностью, так и в виде крупных дайкоподобных интрузий шириной в 1,5 км и более, в горизонтально залегающих пермо-карбонных и триасово-юрских осадочных отложениях острова. Область их распространения занимает площадь более 15 000 км², и вероятно, что ранее они покрывали вдвое большую территорию. В частности, силлы, с их отчетливо выраженной столбчатой отдельностью, являются преобладающими элементами ландшафта Тасмании.

Во время процесса интрузии долеритовая магма была совершенно жидкой, и анализы закаленных краевых зон из далеко отстоящих друг от друга местностей показывают, что по составу она была однородной. Это была насыщенная или толейитовая базальтовая магма, но отличающаяся от типично толейитовых относительным богатством SiO₂, Al₂O₃ и CaO и бедностью FeO, TiO₂, Na₂O, K₂O и P₂O₅. Полностью соответствуют толейитовой магме лишь долериты Антарктики.

Долериты, после своего внедрения, подверглись фракционной кристаллизации и гравитационной дифференциации. Оба эти процесса по мере развития дифференциации вели к постепенному обогащению железом позднее образующихся пироксенов. На протяжении всего процесса две несмешивающиеся серии пироксенов кристаллизовались бок о бок — сначала богатый магнием авгит и ортопироксены, затем авгит, обогащенный железом, и устойчивые железо-магнезиальные пижониты («плутонические» пижониты). Обогащение железом пижонитов протекало быстрее, чем обогащение им авгитов. Это явление, а также несмешиваемость этих двух серий пироксенов можно объяснить особенностями их атомной структуры и большей легкостью, с которой небольшой ион Fe⁺⁺ может замещать ион Mg⁺⁺ с аналогичным ионным радиусом, по сравнению со значительно большим ионом Ca⁺⁺. Это вытекает из того положения, что разрыв несмешимости, устанавливаемый между богатыми магнием авгитами и богатыми магнием ортопироксенами и клиноэстатитами, должен простираться также и на область пироксенов, богатых железом. Подтверждение этому мы находим в поведении пироксенов в силле горы Веллингтон, Тасмания, в интрузиве Скаергард, в восточной Гренландии, в экструзивных породах вулканической зоны Худи, Япония, и в силле Палисед, Нью-Джерси. На основании этих данных построена новая треугольная диаграмма, отображающая ход кристаллизации пироксенов.

Наблюдается резкий контраст между процессами фракционной кристаллизации и гравитационной дифференциации в долеритовых силлах и этими же процессами в долеритовых дайкоподобных телах. Эта противоположность возникает из-за различия форм резервуаров или камер, в которых протекает дифференциация.

* Настоящая работа основана на данных полевых исследований, проведенных в Тасмании в 1937, 1938 и 1940 гг.

В закрытых камерах силлов погружение ранее образовавшихся, богатых магнезией, пироксенов вызывает абсолютное обогащение железом остаточной магмы, перемещающейся в верхние части силлов. Образующийся, богатый железом, пироксен не может уже опуститься ниже слоя аккумуляции ранее образовавшихся минералов и, таким образом, остается в верхних частях силлов, образуя особые, богатые железом, породы. В дайкоподобных интрузиях, представляющих собой «сквозные» (shifasent) тела (в том смысле, в каком определял их Дэли), не существовало слоя аккумуляции ранее образовавшихся кристаллов, препятствовавшего погружению позднее образующихся, богатых железом, пироксенов. Поэтому концентрации железа в остаточной магме не происходило и направление дифференциации в дайкоподобных массивах приводило к образованию андезитовых горных пород, которые во многих отношениях напоминают двухпироксеновые андезиты Японии.

Эта зависимость направления дифференциации от формы камеры, в которой происходит дифференциация, имеет важное значение для петрогенезиса. Она также, очевидно, примиряет противоположные взгляды, подобные тем, которые развивают С. Н. Фернер и Н. Л. Боуэн относительно конечных результатов обогащения железом остаточных жидкостей базальтовых магм — процесса, повидимому, характерного для всех базальтовых магм. Заключение Фернера о том что этот процесс должен привести к абсолютному обогащению железом остаточной жидкости, справедливо для дифференциации, происходящей в закрытых камерах, превосходным примером которых является скаергардская интрузия в восточной Гренландии. Такое же направление дифференциации, но в меньшем масштабе, установлено в долеритовых силлах Тасмании и в силле Палисед, Нью-Джерси. Заключение же Боуэна о том, что обогащение железом остаточной жидкости базальта ведет лишь к относительному, по отношению к магнезию, обогащению железом позднее образовавшихся ферромагнезических минералов, но не к абсолютному обогащению железом, справедливо для базальтовых магм, дифференцирующихся в сквозных камерах. Таким образом, оливино-базальтовая магма, дифференцируясь в закрытых камерах, приводит к образованию «ферро-габбро», тогда как толейитовая магма, дифференцируясь, вызывает образование особых, богатых железом, пород в закрытых камерах и нормальных известково-щелочных горных пород — в сквозных камерах. Однако относительное количество известково-щелочных пород, образующихся таким образом, не превышает относительного количества трахитовых горных пород, образующихся из оливино-базальтовой магмы, так что кажется маловероятным, чтобы огромная масса известково-щелочных горных пород возникла только в результате дифференциации толейитовой магмы.

ВВЕДЕНИЕ

Силлы и дайки мезозойских долеритов Тасмании как по возрасту, так и по составу весьма сходны с крупными долеритовыми силлами Антарктики и системы Карру южной Африки. Их выходы занимают площадь, приблизительно равную 16 000 км², при общей площади острова в 67 000 км² (рис. 1), а из распределения долеритовых останков можно заключить, что прежде долериты занимали площадь более 40 000 км².

Мощность силлов часто превышает 300 м, и некоторые, даже частично эродированные силлы, как, например, силл, венчающий гору Веллингтон, также превышают эту мощность. Если среднюю первоначальную мощность силлов принять равной 320 м, то объем

долеритов в границах существующих обнажений будет составлять около 5000 км³, а в границах его возможного прежнего распространения — около 12 500 км³.

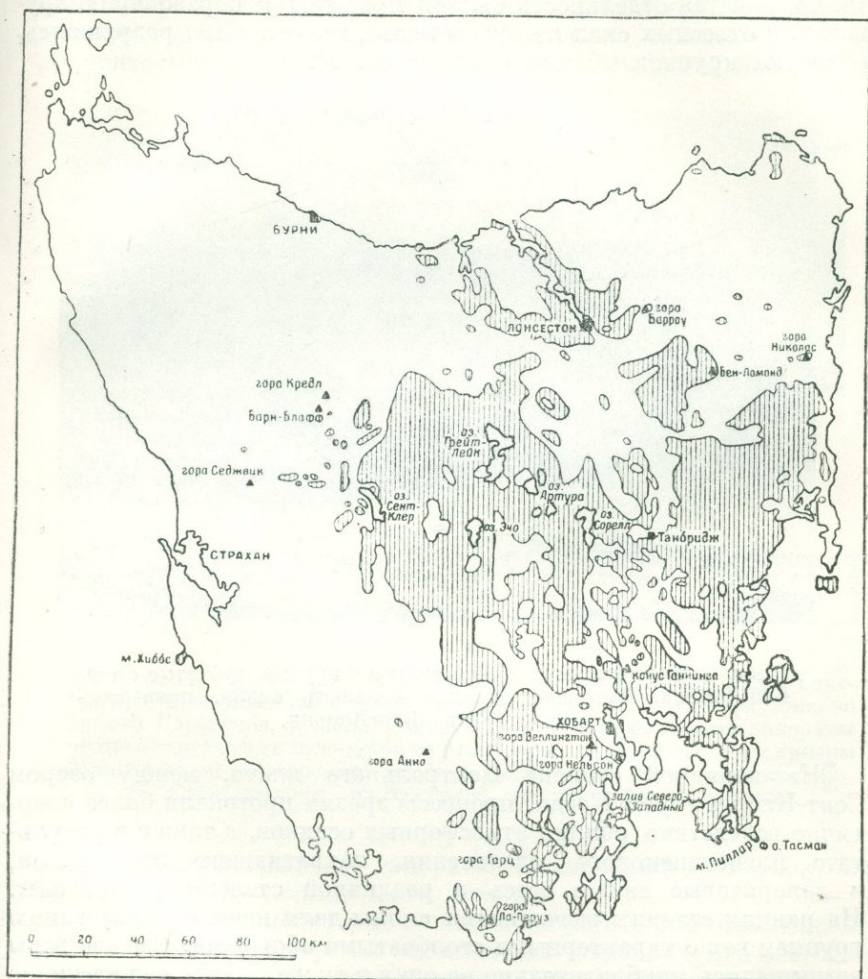


Рис. 1. Схематическая карта, показывающая приблизительную площадь распространения мезозойских долеритов в Тасмании (заимствована из геологической карты Тасмании 1938 г.).

Устойчивая природа долеритов в сочетании с их силлообразной формой делает их выдающейся чертой ландшафта Тасмании, особенно в районах, подобных Центральному Плато и Плато Бен-Ломонд, поднятых в результате позднейшего глыбового сбросооб-

разования и возвышающихся в настоящее время на 750—1500 м над уровнем моря. В обоих этих районах долериты подверглись действию эрозии и сохранились в виде плоских покровов на плато. Столбчатая отдельность силлов приводит к образованию крутых или отвесных скал по краям плато, где «столбы», разрушаясь, образуют крупноглыбовые осыпи (рис. 2).



Р и с. 2. Величественные обрывистые и крутые зубчатые стены Бен-Ломонд. Восточная окраина большого силла, покрывающего плато Бен-Ломонд.

На западной стороне Центрального плато, между озером Сент-Клер и горой Кредл, процессы эрозии протекали более энергично вследствие обилия атмосферных осадков, а также в результате плейстоценового оледенения, захватившего этот район, и долеритовые силлы здесь в различной степени расчленены. На ранних стадиях расчленения силлы дали начало образованию группам гор с характерными столбчатыми обрывами. Все эти горы возвышались приблизительно на одну и ту же высоту над частично расчлененной равниной, образуемой более или менее горизонтально залегающими осадочными породами (рис. 3). На более поздней стадии горы становятся изолированными, и столбчатый долерит сохраняется лишь в виде венчающего горы покрова над глубоко эродированным осадочным базисом. По мере дальнейшего развития эрозии площадь долеритового покрова еще более сокращается (рис. 4), и в настоящее время в ряде мест от него сохранились лишь небольшие изолированные останцы, каждый

из которых располагается на пьедестале из осадочных горных пород, значительно возвышаясь над общим уровнем местности (рис. 5). В некоторых местах, как, например, у северной оконечности озера Сент-Клер, эрозия зашла так далеко, что совершенно удалила долерит, но еще не уничтожила оставшихся «пьедесталов». Все долеритовые останцы располагаются вдоль существующих границ

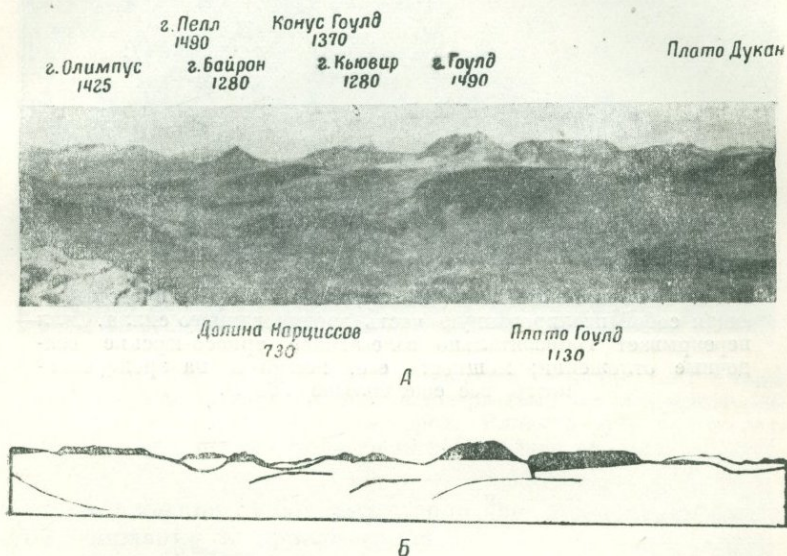
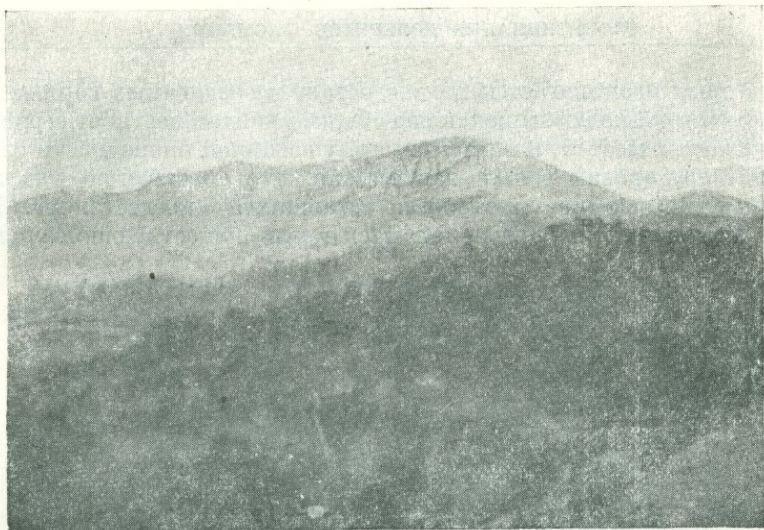


Рис. 3. А. Общий вид расчлененного силла в районе озера Сент-Клер, открывающийся с Травеллерского хребта на юго-восток, вниз по долине Нарциссов, по направлению к озеру. В средней части панорамы видно плато Гоулд с лежащими на нем тенями, которые отмечают кровлю горизонтально залегающих осадочных отложений, подстилающих силл. Б. Схематическое изображение останцов силла (черные).

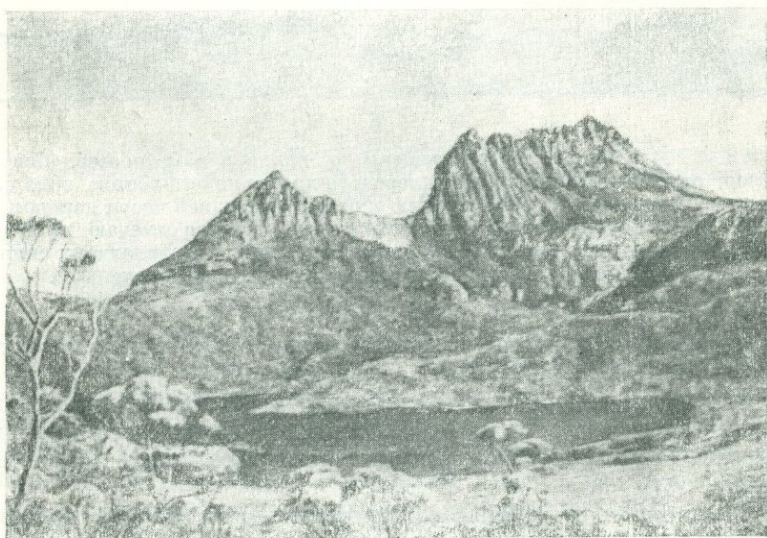
области распространения долеритов Центрального Плато и, особенно, в юго-восточной части острова.

Там же, где долеритовые силлы подверглись действию морской эрозии, как, например, на затопленных площадях юго-восточной Тасмании, они образуют чрезвычайно изрезанную береговую линию.

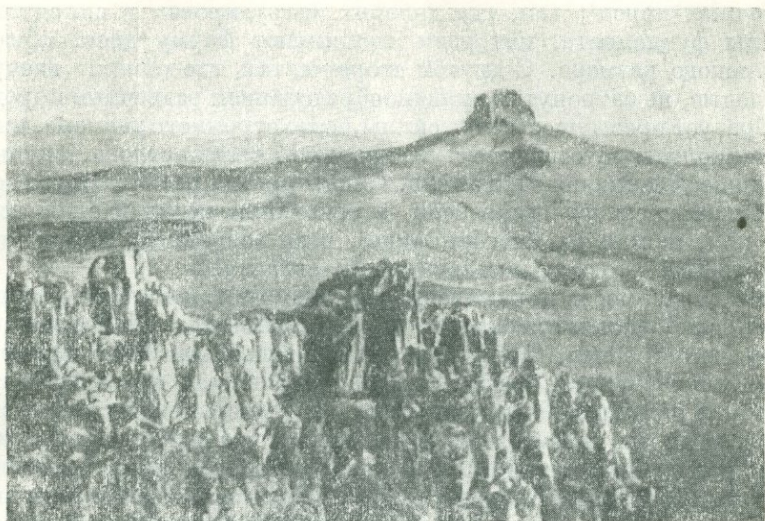
На пониженной территории средней части острова долериты еще резче выделяются в ландшафте, но здесь они обычно принимают форму обрывистых отвесных утесов (рис. 6), которые не обладают столбчатой отдельностью, присущей долеритам плато. Это объясняется тем, что долериты средней части острова встречаются в виде крупных даек с более или менее вертикальными стенками и без вертикальных столбов, характерных для силлов, так как



Р и с. 4. Гора Веллингтон (1265 м), близ Хобарта, представляющая собой изолированную часть эродированного силла. Силла перекрывает горизонтально залегающие триасо-юрские осадочные отложения; мощность его, несмотря на эродированность, все еще больше 300 м.



Р и с. 5. Гора Кредл (1546 м) в северо-западной Тасмании, представляющая собой останец некогда обширного долеритового силла, перекрывающего почти горизонтальные пермо-карбоновые пласты, залегающие на пенепленизированной поверхности докембрийских пород. На переднем плане озеро Дов. Снимок иллюстрирует дальнейшую стадию расчленения долеритового силла.



Р и с. 6. Утес Барр (1560 м) в северо-западной Тасмании (вид с горы Кредл), представляющий небольшой долеритовый останец, покоящийся на «пьедестале» из осадочных пород. Иллюстрирует предпоследнюю стадию эрозионного расчленения силла.

процесс охлаждения от боковых стенок даек происходил быстрее, чем от основания к кровле силла.

ИНТРУЗИИ ДОЛЕРИТОВ

Горные породы, в которые внедрилась долеритовая магма, принадлежат к докембрийскому и нижнепалеозойскому фундаменту, перекрываемому осадками пермо-карбонового и триасово-юрского возраста. Породы фундамента представляют собой складчатые осадочные и метаморфические образования, пронизанные изверженными породами, главным образом гранитами и кислыми порфирами. Они были вовлечены в предполагаемую девонскую орогению, за которой последовал период пенеппленизации. Более молодые осадки отлагались на поверхности пенепплена и в некоторых районах, особенно на юго-востоке, достигли мощности около тысячи метров. Эти более молодые осадочные отложения наклонены под углами до 40° в результате процессов сбросообразования и, возможно, под влиянием внедрения долеритовых силлов вдоль их плоскостей напластования, в складкообразовательные же движения они вовлечены не были.

Существует отчетливая зависимость между распределением и условиями залегания долеритов и структурой интрузируемых

осадочных пород¹; там, где долерит интродировал в складчатые породы фундамента, интрузии принимают форму даек, обычно небольшого размера. С другой стороны, там, где долерит внедрен в молодые, не затронутые складкообразованием осадочные породы, он образует преимущественно силлы, часто огромного размера, иногда лакколиты и, особенно в центральной части острова, крупные ветвящиеся дайкоподобные тела. Силлы иногда развиваются вдоль стратиграфического несогласия в основании нескладчатых осадков, как, например, на горе Анна², в юго-западной Тасмании, и на горе Седжвик³, в западной части острова.

Эта зависимость показывает, что долеритовая магма по трещинам и ослабленным плоскостям быстро проникала в более высокие части земной коры. Следующим доказательством этого является удивительное единообразие состава закаленных краевых частей силлов и дайкоподобных тел (табл. 1). Минералогический состав закаленных фаз показывает, что во время внедрения магма имела температуру не менее 1000° С; однако масштабы происходившего при этом контактового метаморфизма чрезвычайно незначительны. Отчасти это объясняется тем, что большинство интродированных осадочных пород состояло преимущественно из минералов, устойчивых при температуре в 1000° С, но даже там, где интродированные породы были представлены известняками, глинистыми сланцами или каменным углем, интенсивность метаморфизма была незначительной⁴, указывая на то, что запасы тепла в интрузии были ограничены.

Силлы долеритов внедрялись во все горизонты, начиная от основания пермо-карбона и до кровли триаса-юры⁵, везде, где только питательный канал не пересекал горизонтально расположенные ослабленные плоскости. Таким образом, первоначально силлы распределились по вертикали по крайней мере в интервале 2500 м. Для того чтобы долеритовая магма могла быстро подняться на такую значительную высоту и проникать вдоль плоскостей напластования интродуцируемых осадочных пород, она должна была находиться под высоким давлением. Но, повидимому, она редко выходила на поверхность, если только вообще когда-либо достигала ее. Близ Хобарта⁶ в триасовых отложениях отмечены вулканические туфы; однако количество магмы, которая могла быть излитой на поверхность, если вообще таковая имелась, не идет ни в какое сравнение с количеством той магмы, которая вовсе не достигала поверхности, в противном случае имелись бы следы ее прежнего существования. Это означает, что трещины, по которым поднимались долериты, развивались снизу вверх, но не достигали поверхности. Подкоровые области должны были или подвергаться расширению, или находиться в состоянии напряжения, результатом чего явилось такое образование трещин в коре. Ближе к поверхности, в области залегания более молодых осадоч-

Таблица 1

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	52,50	52,60	52,54	53,00	52,75	52,50
Al ₂ O ₃	16,38	16,80	16,89	17,12	15,89	14,30
Fe ₂ O ₃	0,77	0,08	0,27	1,02	0,81	0,15
FeO	8,12	8,64	8,09	7,27	8,50	8,63
MgO	6,77	6,76	6,36	6,25	6,54	7,15
CaO	11,20	11,60	11,10	11,30	12,30	10,55
Na ₂ O	1,54	1,34	1,82	1,30	1,64	1,82
K ₂ O	0,80	0,80	0,83	0,78	1,04	1,15
H ₂ O ⁺	0,47	0,18	0,21	0,38	0,18	1,46
H ₂ O ⁻	0,40	0,31	0,76	0,58	0,20	1,25
CO ₂	нет	нет	нет	нет	нет	нет
TiO ₂	0,65	0,48	0,65	0,62	0,51	0,60
P ₂ O ₅	0,05	следы	следы	следы	следы	0,02
MnO	0,12	0,28	0,18	0,16	0,08	0,11
Сумма	99,77	99,87	99,70	99,78	100,44	99,69

1. Закаленное основание залежи, действительный контакт по Пиннакль-Род, гора Веллингтон, 953 м над уровнем моря.

2. Закаленная кровля залежи на уровне 200 м, по Проктор-Род, гора Нельсон.

3. Закаленное основание залежи в 5—10 м выше контакта, гора Седжвик, восточный склон.

4. Закаленное основание залежи в 10 м выше контакта, Бен-Ломонд, над церковью прихода Сторей-Крик.

5. Закаленное основание залежи, контакт на уровне 145 м, по южному склону Конуса Ганнинга.

6. Закаленное основание залежи у восточного окончания горной цепи Николас.

Анализы проделаны А. Б. Эдвардсом.

ных пород, напряжение разряжалось не разрывами, а растяжением и, повидимому, скольжением горизонтальных слоев относительно друг друга. Долеритовая магма под большим давлением, возникающим в результате этого состояния внутреннего расширения, изливалась через открытые трещины и внедрялась между плоскостями скольжения в осадочные породы, где она, вне всякого сомнения, действовала как смазка. В других местах, где трещины заканчивались «слепо», долеритовая магма заполняла их, образуя дайки, такие, например, как встречающиеся в средней части острова.

ПЕТРОЛОГИЯ

Предыдущие исследования

Первое петрологическое исследование долеритов Тасмании было проделано В. Г. Твелвтризом⁷ в 1896 г. на долерите из Катаракт-Джорджа, Лонсестон. Более исчерпывающие изучения образцов из различных частей острова, произведенные в 1898⁸—1899⁹ гг., обнаружили их замечательное сходство и дали основание для заключения о том, что «горные породы на всем острове относятся к одному и тому же геологическому периоду». В качестве главных минералов были описаны авгит и основной плагиоклаз, тогда как оливин, апатит, ильменит, магнетит, пирит, биотит, кварц и ортоклаз обнаружены лишь как случайные и акцессорные минералы. Все изучавшиеся образцы были полнокристаллическими и по структуре варьировали от офитовых до интерграну-

Таблица 2

	1	2
SiO ₂	52,49	56,74
Al ₂ O ₃	16,44	15,46
Fe ₂ O ₃	2,60	3,08
FeO	5,30	7,58
MgO	6,18	2,54
CaO	11,71	7,64
Na ₂ O	2,06	3,08
K ₂ O	1,09	1,59
H ₂ O ⁺	0,15	} 1,28
H ₂ O ⁻	1,42	
TiO ₂	0,62	
P ₂ O ₅	следы	0,15
MnO	следы	следы
Сумма	100,06	100,40

1. Долерит, или диабаз, содержащий энстатит-авгит, из Катаракт-Джорджа, Лонсестон. Анализ произведен Диттрихом.

2. Кварцевый долерит, или конга-диабаз, из Северо-Западного залива. Анализ произведен В. П. Паулем.

лярных; основная масса состояла преимущественно из полевого шпата. Позднее Твелттриз¹⁰ отметил, что иногда в этих породах присутствуют гиперстен и энстатит совместно с гранофировыми сростками кварца и ортоклаза (в долеритах из окрестностей Хобарта). Он также отметил два отклонения от повсеместного «монотонного однообразия» структуры этих пород по всему острову, а именно увеличение крупности зерна в направлении габброидной структуры и, изредка, тенденцию к порфировой структуре вблизи краевых частей тел.

В 1907 г. Озанн¹¹ в дополнение к исследованиям энстатит-авгитов, произведенных В. Уэльсом¹², описал случай почти одноосной разновидности энстатит-авгита в образце долерита из Катаракт-Джорджа, Лонсестон. Его попытки отделить этот минерал от других пироксенов породы не увенчались успехом, но общий анализ пироксенов, присутствующих в породе (табл. 10), подтвердил его оптическое определение минерала. Химические анализы долерита из Катаракт-Джорджа вошли в настоящую статью (табл. 2, № 1).

За год до этого Ф. П. Пауль¹³ произвел анализ образца долерита из Северо-Западного залива (табл. 3, колонка 2), который также содержал пироксены с различными углами оптических осей. Присутствие кварца в основной массе этой породы заставило Пауля отнести ее к «конга-диабазу». Твелттриз¹⁴ по поводу этой породы утверждал, что «хотя кварцевая разновидность и часто встречается в южной части острова, все же она не является вполне типичной для диабазов Тасмании». Современные исследования показали, что «конга-диабаз» Пауля является продуктом дифференциации долеритовой магмы *in situ*, которая по своему составу приближается к лонсестонскому образцу, описанному Озанном.

Установленное Озанном присутствие энстатит-авгита в долерите было подтверждено Дж. А. Томсоном¹⁵, а позднее — В. Н. Бенсоном¹⁶, который открыл, что в долеритах горы Кредл имеется три разновидности пироксена. В образце из нижней части долеритового покрова горы Кредл Бенсон обнаружил энстатит и авгит, тогда как в образце с вершины горы он установил преобладание почти одноосной разновидности энстатит-авгита над двумя другими минералами. Он также отметил, что долерит был закален на контакте с подстилающими осадочными породами. Подобные же закаленные фазы были отмечены Наем¹⁷ — везде, где долериты средней части острова наблюдались в контакте с интродуцированными осадочными породами. Най установил, что структура долеритов становится более крупнозернистой по мере удаления от закаленных окраин по направлению к центральным частям массивов. Широкое распространение закаленных окраин в долеритах других частей Тасмании подтверждено Льюисом¹⁸.

Таблица 3

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	52,65	53,05	54,16	53,16	51,91	52,25	53,21	50,25
Al ₂ O ₃	16,23	16,90	15,08	15,01	15,31	14,60	13,95	13,76
Fe ₂ O ₃	0,51	0,79	0,79	1,27	0,98	0,84	1,24	3,87
FeO	8,21	6,69	8,08	8,29	9,31	9,89	8,93	8,50
MgO	6,64	6,91	7,14	7,45	7,52	6,95	7,19	5,42
CaO	11,34	11,56	10,57	10,36	9,71	9,71	8,95	9,09
Na ₂ O	1,58	2,05	1,60	2,22	2,30	2,21	2,65	2,42
K ₂ O	0,90	0,97	1,11	1,07	0,79	0,96	1,13	0,96
H ₂ O ⁺	0,48	0,49	0,36	0,56	0,93	0,71	0,49	1,51
H ₂ O ⁻	0,85	0,43	0,20		0,15	0,32	0,22	0,76
CO ₂	нет	...	следы
TiO ₂	0,58	0,65	0,70	0,16	1,25	1,10	1,73	2,39
P ₂ O ₅	0,01	следы	следы	0,08	0,18	0,22	0,21	0,26
MnO	0,15	0,07	0,14	0,15	0,08	0,45	0,16	0,16
Сумма	100,13	100,61	99,93	99,87	100,42	100,21	100,13	100,31

1. Средний недифференцированный долерит Тасмании (шесть анализов).

2. Долерит из утеса Хорн, Земля Короля Георга, Антарктика (Brown W., Science Repts. Australian Antarct. Exped., 1911—1914, Ser. A, Vol. III, Geology, Part 3, 1923).

3. Афанитовый кварцевый долерит, мыс Ройд, Земля Южная Виктория, Антарктика (Benson W., Rept. British Antarct. Exped., 1907—1909, Vol. II, Geology, p. 157).

4. Кварцевый долерит из реки Куюни, Британская Гвтана.

5. Средний состав недифференцированного диабаза Палисед (Walker F., Bull. Geol. Soc. Am., Vol. LI, 1940, p. 1081).

6. Средний состав долерита Карру (Daly R. and Barth T., Geol. Mag., Vol. LXXI, 1930).

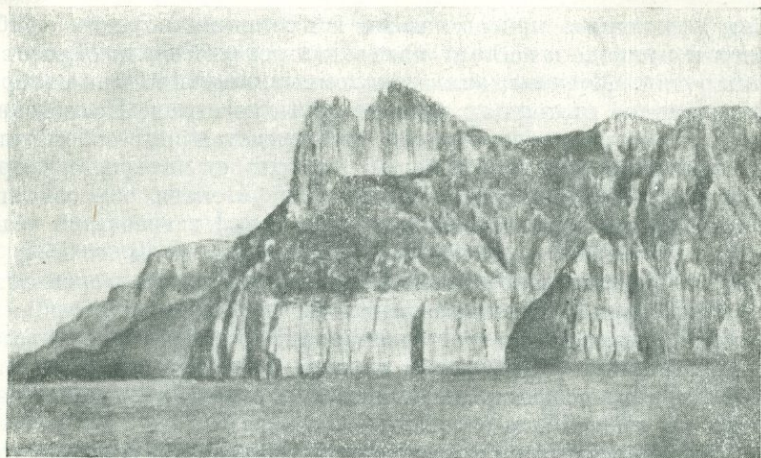
7. Долерит горы Даунс, Кальвиния, южная Африка (Ф. Уокер и А. Польдерварт, Долериты Карру Южно-Африканского Союза)—см. настоящий сборник.

8. Средний состав магмы силла Уин (Holmes A. and Harwood H., Min. Mag., Vol. XXI, 1928, p. 539).

Современные работы

Разновидности долеритов, отмеченные в этих нескольких исследованиях, показывают, что долериты Тасмании не так уж однородны, как это заключали по их внешним признакам в поле. Поэтому настоящая работа была предпринята с целью определения степени этих отклонений, а также для того, чтобы установить, являются ли эти разновидности результатом дифференциации *in situ*, или они возникли до интрузии, или же, наконец, они обязаны

обоим этим процессам. Громадные утесы со столбчатой отдельностью, столь характерной для обрывов этих долеритовых силлов (рис. 7), представляют превосходный объект для установления того, какой из перечисленных случаев наиболее возможен. Для исследования был выбран ряд районов Тасмании, наиболее подходящих для этой цели. Все они были обследованы либо мной, либо моими коллегами, и соответствующие коллекции образцов



Р и с. 7. Утесы острова Тасман; расчлененный долеритовый силл мощностью более 300 м.

были отобраны на всем интервале от вершины до основания обнажения. Химическое и петрографическое исследования этих образцов позволили сделать два важных вывода: 1) долеритовая магма во время ее интрузии была совершенно жидкой и чрезвычайно однородной по составу; 2) она подверглась дифференциации *in situ* при поразительном единообразии процесса.

Долеритовая магма

Долеритовые силлы и дайки обнаруживают закаленные краевые части повсюду, где только они находятся в нормальном (т. е. не тектоническом) контакте с интродуцированными осадками. Закаленные закраины встречаются в обоих контактах крупных даек в средней части острова; в основании силлов также неизменно находится закаленная зона толщиной в 10 и более метров, часто закрытая осыпями. С другой стороны, закаленные верхние части силлов сохраняются редко. Льюисом¹⁹ была описана такая закаленная кровля на горе Анна, в юго-западной части Тасмании, где

долеритовый силл, мощностью в 370—450 м, внедрен в область кварцитов. Закаленная верхняя часть силла, толщину которой Льюис оценивал в 15 м, была защищена от эрозии покровом кварцита. Небольшие останцы закаленной кровли, толщиной 6—9 м, с участками осадочного покрова над ними, сохранились на опущенном сбросовом блоке горы Нельсон, близ Хобарта, и обнажаются у пересечения 200-метровой горизонтали с дорогой Проктор-Род. Другой останец закаленной кровли известен на плато Бен-Ломонд²⁰.

Эти закаленные краевые части наибольшим образом приближаются к природе и составу магмы, из которой были образованы эти интрузии. Образцы таких закаленных закраин были отобраны из ряда далеко отстоящих друг от друга участков. Исследование этих образцов показало, что все они представляют собой тонкозернистые полнокристаллические породы с интергранулярной структурой, состоящие в значительной степени из основного плагиоклаза и пироксена. Плагиоклаз (An_{70}) встречается в виде коротких пластинок размерами, примерно, $0,10 \times 0,25$ мм, пироксен — в виде коротких призм и неправильных зерен авгита и бронзита, приблизительно таких же размеров. Однородность их состава находит свое отражение в их химических анализах (табл. 1). Размер зерен слегка варьирует от образца к образцу, и наиболее тонкозернистыми являются образцы, взятые непосредственно из области контакта.

В образце, взятом в точности из контакта силла горы Веллингтон, основная пироксеновая масса настолько мелкозерниста, что невозможно определить его оптические свойства; анализ же «общего» * пироксена из этого образца (табл. 10, № 1) показывает, что он является пижонитом, аналогичным тем, которые найдены в основной массе некоторых базальтов.

Бронзит был первым образовавшимся минералом, кристаллизация которого началась, по видимому, до или во время интрузии магмы, так как в каждой породе имеются редкие микровкрапленники бронзита, обычно отороченные узкой кромкой зернистого авгита. В некоторых разрезах (шлифах) плагиоклаз обнаруживает подобную же тенденцию, но не в такой степени. В редких случаях, как, например, в силле горы Николас в северо-восточной Тасмании, процесс кристаллизации несколько предшествовал интрузии, так как образцы из этой местности содержат значительно более крупные и более многочисленные вкрапленники энстатита или бронзита. Этим объясняется более высокое содержание MgO в этих породах (табл. 1, № 6).

* Под «общим» (composite) пироксеном данного образца породы автор понимает сумму всех присутствующих в ней разновидностей пироксена, выделение которых из породы для целей химического анализа возможно лишь суммарное, совместное, без более дробного их разделения. (Прим. ред.)

Порода из горы Седжвик также необычна. Хотя это не совсем отчетливо следует из этих анализов (табл. 1, № 3), небольшие сильно корродированные кристаллы оливина, до 0,5 мм в диаметре, иногда окруженные узкими каемками пироксена, рассеяны здесь по всему образцу. На более высоких уровнях в лакколите горы Седжвик эти кристаллы оливина почти полностью резорбированы.

Очевидно, во время своей интрузии долеритовая магма была почти совершенно жидкой и находилась на точке кристаллизации. Как показывают данные химических анализов, это была толейитовая или насыщенная магма очень однородного, но несколько необычного состава, и с самого начала она имела тенденцию к образованию насыщенных минералов. В табл. 3 средний состав недифференцированных долеритов Тасмании, приведенный в табл. 1, сопоставлен с химическим составом долеритов более или менее аналогичного возраста из других частей света. Сходство долеритов Южной Земли Виктории²¹, Земли Короля Георга и Земли Адели²² — тех частей антарктического континента, которые непосредственно обращены к Тасмании, — весьма примечательно, тем более, что другие анализы долеритов Антарктики близко напоминают некоторые из дифференцированных фаз долеритов Тасмании. В химическом отношении долериты Тасмании и Антарктики характеризуются следующими отличительными признаками: 1) относительным богатством СаО и Al_2O_3 и малым количеством Na_2O ; 2) сравнительно низким содержанием железа; 3) относительно низким содержанием TiO_2 ; 4) фактическим отсутствием P_2O_5 ; 5) низким содержанием MnO . Эти характерные признаки отличают их от других хорошо известных долеритовых формаций, таких, как интрузивная залежь Палисед, Нью-Джерси²³, система Карру в южной Африке²⁴, и силл Уин, Англия²⁵. Эти долериты составляют вторую группу, которая по сравнению с первой группой: 1) богаче Na_2O и беднее СаО и Al_2O_3 , 2) богаче железом, 3) богаче TiO_2 , 4) богаче P_2O_5 . Долерит с реки Куюни, Британская Гвиана (табл. 3, № 4), занимает промежуточное положение между этими двумя группами, но имеет большее сходство с тасманским и арктическим долеритами, чем с другими.

Дифференциация долеритовой магмы

Вследствие особенностей минералогического состава долеритовых силлов и даек, изучение их дифференциации в большинстве случаев производилось на основании химических анализов. Долерит в основном состоит из плагиоклаза и пироксенов, и важнейшим минералогическим изменением, связанным с дифференциацией, явилось прогрессирующее обогащение пироксенов железом по отношению к магнезию. Состав присутствующих различных пироксенов таков, что колебания в их оптических свойствах не легко

обнаружить в шлифах. Углы их оптических осей, насколько они могут замеряться без применения универсального (федоровского) столика, изменяются, но незначительно, на всем протяжении изменения их состава. И хотя наблюдается увеличение показателя преломления и изменение угла погасания, однако эти свойства не легко установить в шлифах и даже в измельченной породе, так как две (и более) разновидности пироксенов часто прорастают друг друга. Следовательно, изучение шлифов, не сопровождаемое химическими анализами создает впечатление, что, кроме увеличения размера зерен в более медленно охлаждавшихся частях интрузии, минералогический состав долеритов «монотонно однороден»²⁶. Достаточно полные химические анализы показывают, что это не так. Кроме того, колебания в химическом составе, обнаруженные таким образом, вполне могут быть истолкованы как результат колебаний в составе важнейших минералов, составляющих долериты.

1. ДОЛЕРИТОВЫЕ СИЛЛЫ

1. ГОРА ВЕЛЛИНГТОН

Трехсотметровый силл, покрывающий гору Веллингтон, в 16 км западнее Хобарта, был выбран в качестве типичного представителя этой группы. Он залегает более или менее горизонтально на триасовых пластах песчаника яруса Росс, и выемка автомобильной дороги по направлению к вершине дает почти непрерывные обнажения свежей породы на всем протяжении от кровли до основания силла. Первоначальный осадочный покров и около 70 м самого силла были эродированы. Это может быть проверено на основании данных химических анализов, полученных для горы Нельсон (см. ниже, стр. 203), где кровля другого силла сохранилась в опущенном сбросовом блоке. Образцы отбирались через каждые 15 м по вертикали от кровли до основания силла и затем через каждые 7,6 м в интервале между 1040 и 1083 м над уровнем моря (между нижней и верхней ротондами Пиннакль-Род), где изменения в составе силла наиболее заметны.

На этих образцах были проделаны химические анализы (табл.4). Они показали, что значительная дифференциация происходила внутри силла и после того, как он занял настоящее свое положение.

Окисловые профили. Интерпретация анализов производилась посредством применения диаграммы, которая может быть названа «окисловым профилем» и на которой ряд окислов, входящих в состав анализируемых пород, наносится против соответствующей высоты над уровнем моря (рис. 8). Заметная концентрация MgO имеет место непосредственно над закаленным основанием силла и резко отграничена от залегающей выше, более медленно остывавшей части. Закаленное основание силла служило «дном», на

АНАЛИЗЫ ДОЛЕРИТА ИЗ СИЛЛА ГОРЫ ВЕЛЛИНГТОН

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	52,50	52,95	52,50	52,60	52,25	53,30	54,90	54,70	55,50	57,05
Al ₂ O ₃	16,38	15,29	13,39	14,99	17,90	17,40	17,41	17,48	17,63	16,95
Fe ₂ O ₃	0,77	1,37	0,90	0,85	0,12	1,26	0,56	0,25	0,05	2,60
FeO	8,12	7,70	8,72	8,78	8,64	8,50	8,50	8,91	9,94	8,64
MgO	6,77	7,49	9,16	8,00	5,33	4,38	3,33	2,86	2,35	1,77
CaO	11,20	11,60	12,25	11,95	11,51	11,75	9,75	9,70	8,70	8,60
Na ₂ O	1,54	1,10	0,80	1,30	2,07	1,39	2,17	2,33	2,17	2,09
K ₂ O	0,80	0,72	0,70	0,80	1,04	0,82	1,15	1,33	1,40	1,56
H ₂ O ⁺	0,47	0,10	0,21	0,22	0,21	0,15	0,38	0,21	0,18	0,12
H ₂ O ⁻	0,40	0,45	0,48	0,04	0,32	0,60	0,75	0,65	0,34	0,24
CO ₂	нет	нет	нет	нет	следы	нет	нет	следы	нет	нет
TiO ₂	0,65	0,50	0,60	0,40	0,20	0,30	0,50	0,95	1,14	0,75
P ₂ O ₅	0,05	следы	следы	0,01	0,02	следы	следы	следы	следы	0,10
MnO	0,12	0,16	0,21	0,15	0,10	0,30	0,09	0,17	0,33	0,10
Сумма	99,77	99,43	99,92	99,99	99,71	100,15	99,49	99,54	99,73	100,57

1. Закаленное основание, на контакте с подстилающим песчаником Росс, в 311 м ниже вершины и в 953 м выше уровня моря на Пиннакль-Род, гора Веллингтон.

2. Закаленное основание, в 46 м выше нижнего контакта и в 999 м над уровнем моря.

3. Горизонт, богатый окисью магния, из нижней ротонды, в 84 м выше нижнего контакта и в 1037 м над уровнем моря на Пиннакль-Род, гора Веллингтон.

4. Образец в 7,5 м выше нижней ротонды, в 90 м выше нижнего контакта и в 1045 м над уровнем моря.

5. Горизонт, обогащенный полевыми шпатами, в 98 м выше нижнего контакта и в 1052 м над уровнем моря на Пиннакль-Род, гора Веллингтон.

6. Горизонт, обогащенный железосодержащими пироксенами, в 130 м выше нижнего контакта и в 1082 м над уровнем моря.

7. Образец в 175 м выше нижнего контакта и в 1128 м над уровнем моря.

8. Образец в 220 м выше нижнего контакта и в 1173 м над уровнем моря.

9. Образец в 265 м выше нижнего контакта и в 1218 м над уровнем моря.

10. Диоритовый горизонт, вершина горы Веллингтон, в 1263 м над уровнем моря и в 310 м выше нижнего контакта.

Анализы произведены А. Б. Эдвардсом.

котором накапливались обогащенные магнием ранее образовавшиеся пироксены, осаждавшиеся из более медленно охлаждавшейся части силла. Характер профиля окиси алюминия показывает, что этот процесс вызывал обратное перемещение вверх остаточной жидкой части силла в целом. Анализ породы с вершины горы Веллингтон (табл. 4, колонка 10) указывает на ее близкое

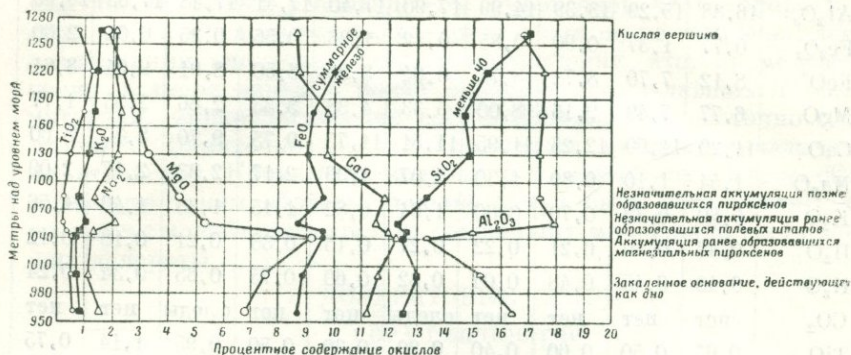


Рис. 8. Окисловые профили силла горы Веллингтон.

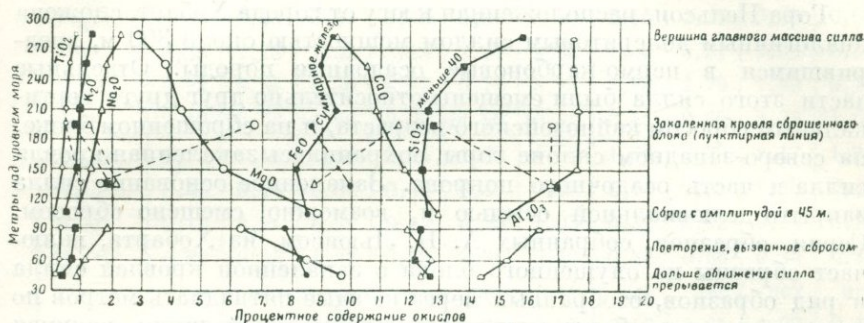
соответствие составу наиболее кислых фаз, обнаруженных в сброшенной глыбе горы Нельсон (табл. 5, колонка 9), которая все еще сохраняет свою верхнюю закаленную зону и некоторое количество осадочного покрова. Следовательно, можно допустить, что немного выше ныне существующей вершины горы Веллингтон профиль MgO силла будет следовать приблизительно подобно пунктирной линии профиля MgO , изображенного на рис. 9, и затем вернется к содержанию MgO , соответствующему закаленному основанию. Это позволяет предполагать, что первоначальная мощность силла горы Веллингтон заключалась между 350—400 м.

Профиль FeO показывает, что в то время как некоторое количество железа сопутствовало магнию в ранее образовавшихся пироксенах и накапливалось в нижней части силла, основная масса железа сохранялась в остаточном расплаве и кристаллизовалась в позднее образовавшихся пироксенах, которые, по мере хода дифференциации, прогрессивно обогащались железом и беднели магнием. Незначительные отклонения в профиле около 45 м выше кровли магнезиального слоя (рис. 8) находят себе противовес в профиле FeO силла горы Нельсон (рис. 9) и, очевидно, отмечают незначительное накопление на этом уровне богатых железом пироксенов. Большинство из позже образовавшихся пироксенов находится в офитовом прорастании с плаггиоклазом и не способно к отдельной гравитации. Отчетливое повышение в содержании железа в более кислой кровле силла должно, следовательно, ука-

зывать на общее (совместное) оседание сросшихся плагиоклаза и пироксена, при одновременном перемещении вверх остаточного расплава, все еще богатого железом.

Профиль TiO_2 показывает, что титан ведет себя таким же образом, как и железо.

Профили CaO и Al_2O_3 подтверждают эти выводы. Профиль CaO отражает возрастание содержания окиси кальция по мере



Р и с. 9. Окисловые профили силла горы Нельсон; иллюстрируют повторение кривых, обусловленное сбросообразованием.

опускания по разрезу силла по направлению к слою, богатому окисью магния, тогда как профиль Al_2O_3 , показывающий содержание полевого шпата, отражает одинаковое процентное содержание Al_2O_3 в верхней и центральной частях силла и резкое понижение содержания Al_2O_3 по мере достижения магнезиального «пола» (floor). Это означает, что некоторое количество кальциевого пироксена сопутствует магнезиальному пироксену, хотя последний и преобладает. Профиль CaO также обнаруживает подобное отклонение в той же точке, что и профиль FeO , без каких-либо соответствующих изменений в профиле Al_2O_3 ; это дает основания предполагать, что некоторое количество позднее образовавшегося кальциевого пироксена аккумулировалось вместе с железистым пироксеном. Это подтверждается петрографией силла. Вышуклости профилей Na_2O , K_2O и Al_2O_3 между этим уровнем и слоем, богатым окисью магния, в сочетании с вогнутостью в профиле FeO указывают на незначительную аккумуляцию плагиоклаза на уровне около 15 м над магнезиальным «полом».

Содержание Na_2O в силле достигает максимального значения на уровне около 90 м ниже существующей вершины и затем идет на убыль на более высоких уровнях, тогда как содержание K_2O непрерывно возрастает на всем этом протяжении. Если бы этот процесс продолжался и дальше, то он должен был, в конечном

счете, привести к образованию кварц-монцонита или гранитного остатка. Более медленная скорость охлаждения без образования офитовых сростков между поздними пироксенами и плагиоклазом должна была бы приводить к развитию в силле выше магнезиального «пола» чередующихся слоев, попеременно богатых пироксеном и плагиоклазом.

2. ГОРА НЕЛЬСОН

Гора Нельсон, расположенная к югу от города Хобарт, сложена аналогичным долеритовым силлом мощностью около 300 м, внедрившимся в пермо-карбоновые осадочные породы. Отдельные части этого силла были смещены относительно друг друга вертикальным сбросом кайнозойского возраста, и на сброшенном блоке, на северо-западном склоне горы, сохранилась закаленная кровля силла и часть осадочного покрова. Закаленное основание силла закрыто делювиальной осыпью и, возможно, смещено сбросом. Серия образцов, собранных А. Н. Льюисом, из Хобарта, включает образцы из опущенного блока с закаленной кровлей силла и ряд образцов, отобранных через каждые пятнадцать метров по вертикали вдоль более или менее вертикальной линии, начиная от 290-метровой горизонтали на дороге к сигнальному геодезическому пункту горы Нельсон и до 45-метрового уровня, ниже которого обнажение закрыто осыпью. Эта линия затем продолжается ниже Лордова ущелья от репера 076,667, примерно в 2000 м от сигнального геодезического пункта, до репера 083,683 на карте Хобарта масштаба 1 дюйм в 1 миле, составленной Льюисом и Маррейем в 1936 г., и пересекает сброс Песчаного залива.

На этих образцах проделано 10 химических анализов (табл. 5). Анализы показывают, что силл горы Нельсон подвергся дифференциации *in situ* совершенно аналогичным образом, что и силл горы Веллингтон.

Окисловые профили. Окисловые профили (рис. 9) этого силла осложнены в результате сбросообразования. Профили для части, относящейся к сброшенному блоку, изображены пунктирными линиями, тогда как профили, относящиеся к основному массиву горы, показаны сплошными линиями. Сброс Песчаного залива, который незаметен на поверхности, так как он целиком находится внутри долерита, можно легко обнаружить из этих профилей по их повторяемости, являющейся результатом пересечения сброса линией наблюдения. Кроме того, это показывает, что сброс вызвал опускание блока силла на 45—52 м на северо-восточном (обращенном к морю) склоне горы.

Сравнение рис. 9 с рис. 8 показывает, что, так же как и для горы Веллингтон, главным фактором в дифференциации силла яви-

Таблица 5

АНАЛИЗЫ ДОЛЕРИТА ИЗ СИЛЛА ГОРЫ НЕЛЬСОН

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	52,70	52,20	52,35	52,60	52,35	52,60	53,80	55,70	56,95	52,60
Al ₂ O ₃	14,40	15,25	16,34	15,12	17,68	17,68	17,52	17,53	16,80	16,80
Fe ₂ O ₃	0,35	0,45	0,67	0,53	0,91	0,20	2,15	0,23	0,06	0,08
FeO	8,33	7,78	7,33	8,13	7,37	9,36	7,06	9,21	9,94	8,64
MgO	9,74	8,54	6,30	8,89	5,72	4,28	3,80	2,79	1,63	6,76
CaO	12,40	12,75	11,90	12,95	11,80	10,85	10,55	9,50	8,75	11,60
Na ₂ O	0,84	1,18	1,88	0,94	1,33	1,67	1,86	2,29	2,17	1,34
K ₂ O	0,42	0,76	0,82	0,48	0,87	0,93	1,14	1,33	1,88	0,80
H ₂ O ⁺	0,12	0,21	0,31	0,12	0,45	1,05	0,32	0,12	0,21	0,18
H ₂ O ⁻	0,67	0,45	1,32	0,38	0,31	0,30	0,54	0,56	0,55	0,31
CO ₂	нет	нет	следы	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет
TiO ₂	0,15	0,32	0,35	0,12	0,38	0,52	0,58	0,85	1,00	0,48
P ₂ O ₅	следы	0,02	0,01	0,05	0,02	следы	следы	следы	0,10	следы
MnO	0,15	0,16	0,17	0,20	0,12	0,18	0,10	0,12	0,11	0,28
Сумма	100,27	100,07	99,75	100,51	99,31	99,62	99,42	100,23	100,09	99,87

1. В 45 м над уровнем моря, у репера 083.683, Лордово ущелье, гора Нельсон.

2. В 60 м над уровнем моря, на линии 076,667—083,683, Лордово ущелье, гора Нельсон.

3. В 90 м над уровнем моря, на линии 076,667—083,683.

4. В 105 м над уровнем моря, на линии 076,667—083,683.

5. В 150 м над уровнем моря, на линии 076,667—083,683.

6. В 210 м над уровнем моря, на линии 076,667—083,683.

7. В 255 м над уровнем моря, на линии 076,667—083,683.

8. В 285 м над уровнем моря, от отметки 076,667 по дороге к сигнальному геодезическому пункту в устье Лордова ущелья, гора Нельсон.

9. На 135-метровом уровне по дороге Проктор-Род, на сброшенном блоке, северо-западный склон горы Нельсон.

10. Из закаленной кровли, в 200 м выше уровня моря, по дороге Проктор-Род, на контакте с пермо-карбонными осадочными породами в сброшенном блоке, северо-западный склон горы Нельсон.

Анализы произведены А. Б. Эдвардсом.

лось осаждение ранее образующихся, богатых окисью магния, пироксенов и концентрация железа в перемещавшемся вверх остаточном расплаве. Наклон профиля MgO более пологий на диаграмме, относящейся к горе Нельсон, и кровля (вершина) слоя, богатого окисью магния, не так резко обозначена. Это дает основание предполагать, что выпадение магнезиального пироксена в силле горы Нельсон было не таким полным, как в силле горы Веллингтон. С другой стороны, количество MgO в магнезиальном слое является несколько большим.

Так же как и на диаграмме горы Веллингтон, профиль FeO показывает небольшое отклонение, наводящее на мысль о незначительной аккумуляции пироксенов, богатых FeO , над магнезиальным слоем. Это отклонение происходит значительно выше данного слоя, чем в случае горы Веллингтон, что согласуется с более крутым наклоном профиля MgO . Содержание Na_2O также достигает максимума и начинает падать перед достижением более кислого слоя, тогда как содержание K_2O продолжает на всем этом протяжении увеличиваться. Профиль TiO_2 , так же как и в случае горы Веллингтон, согласуется с профилем FeO .

3. ДРУГИЕ СИЛЛЫ И ЛАККОЛИТЫ

Дальнейший отбор образцов был сделан в Бен-Ломонд, на горе Николас и на горе Барроу в северо-восточной Тасмании; на горе Кредл и на утесе Барн — на северо-западе; на горе Седжвик — на западе; на горе Олимп (озеро Сент-Клер) и вдоль края Западных гор, между Танбриджем и Интерлейком (озеро Сарелл), в центральной части острова. Из этих долеритовых массивов Бен-Ломонд (рис. 2) является останцом громадной интрузивной залежи²⁷; гора Николас представляет собой останец несколько меньшего силла²⁸; гора Барроу является останцом силла или лакколита. Гора Кредл (рис. 5) и утес Барн являются двумя останцами расчлененного силла²⁹. Гора Олимп представляет собой останец другого крупного силла, а долеритовое образование Западных гор является либо огромным силлом, либо «асимметричным секущим изверженным массивом обычного лакколитового типа»³⁰. Гора Седжвик является или останцом большого Эйлдонского силла³¹, или останцом лакколита³².

Изучение шлифов горных пород из этих различных местностей показывает, что они не отличаются в сколько-нибудь существенной степени друг от друга или от пород, которые уже были описаны. Достаточное количество химических анализов было сделано на образцах из Бен-Ломонд, горы Седжвик, горы Кредл (табл. 6), с целью установить, что в каждой из этих местностей дифференциация долеритов происходила после их внедрения с образованием слоя, богатого MgO , над закаленным основанием силла и с соответствующим обогащением железом остаточного расплава.

Таблица 6

	Бен-Ломонд				Гора Седжвик			Гора Кредл	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	53,00	52,35	52,45	53,45	52,54	52,25	52,55	52,60	51,95
Al ₂ O ₃	17,12	14,41	14,37	17,79	16,89	13,05	17,60	15,06	13,10
Fe ₂ O ₃	1,02	1,96	1,43	2,20	0,27	0,05	1,30	2,02	1,86
FeO	7,27	7,42	6,98	7,92	8,09	8,27	7,84	7,92	6,61
MgO	6,25	7,75	9,74	3,87	6,36	10,41	4,99	7,33	10,19
CaO	11,30	11,70	12,50	10,50	11,10	12,20	11,85	11,90	12,30
Na ₂ O	1,30	1,36	1,00	1,79	1,82	0,92	1,32	0,95	1,08
K ₂ O	0,78	0,98	0,78	0,91	0,83	0,64	0,80	0,72	0,76
H ₂ O ⁺	0,38	0,56	0,25	0,25	0,21	0,32	0,36	0,25	0,43
H ₂ O ⁻	0,58	1,03	0,58	0,61	0,76	0,85	0,44	0,63	0,68
CO ₂	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет
TiO ₂	0,62	0,42	0,15	0,49	0,65	0,50	0,31	0,36	0,40
P ₂ O ₅	следы	следы	следы	следы	следы	следы	0,05	следы	0,01
MnO	0,16	0,12	0,13	0,07	0,18	0,05	0,19	0,18	0,17
Сумма	99,78	100,06	100,36	99,85	99,70	99,51	99,60	99,92	99,54

1. Бен-Ломонд, в 1,5 м выше закаленного основания, над церковью прихода Сторей-Крик.

2. Бен-Ломонд, примерно в 45 м выше закаленного основания.

3. Бен-Ломонд, примерно в 75 м выше закаленного основания.

4. Бен-Ломонд, вершина столчатого обрыва, примерно в 135 м выше закаленного основания.

5. Гора Седжвик, в нескольких метрах выше закаленного основания, на восточном склоне.

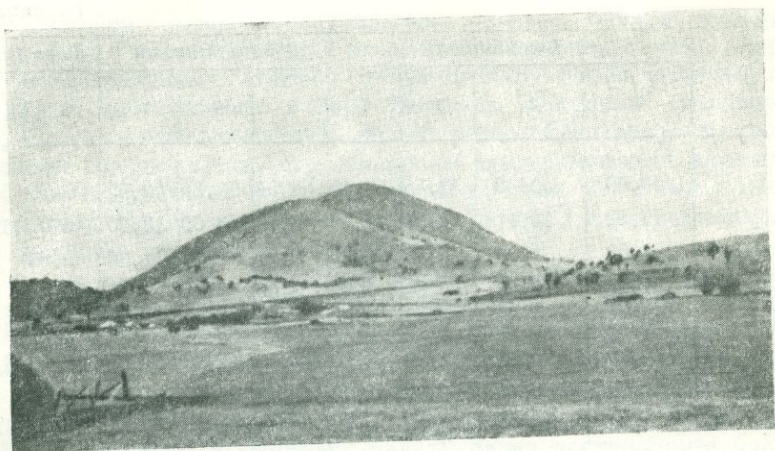
6. Гора Седжвик, примерно в 60 м выше закаленного основания, на восточном склоне.

7. Гора Седжвик, вершина, примерно в 90 м выше закаленного основания.

8. Гора Кредл, около вершины осыпи, примерно в 30 м выше закаленного основания.

9. Гора Кредл, у кровли долеритов, примерно в 90 м выше закаленного основания.

Анализы произведены А. Б. Эдвардсом.



Р и с. 10. Вид на юго-восточное окончание конуса Ганнинга (550 м); дайкообразный интрузивный массив долеритов близ Кампании, в Мидлленде.



Р и с. 11. Вид на удлиненную сторону конуса Ганнинга со стороны реки Коал-Ривер.

II. ДОЛЕРИТОВЫЕ ДАЙКИ

4. КОНУС ГАННИНГА
(«Сахарная голова» Ганнинга)

Конус Ганнинга, близ Кампании (рис. 10 и 11), в юго-восточной части округа Мидлендс, был выбран в качестве типичного примера крупной дайкообразной интрузии долерита, столь характерной для этой части Тасмании. Это долеритовое тело, которое было закартировано П. Б. Наем³³, образует гору, 10 км длины и 4,5 км ширины, возвышающуюся на 550 м над уровнем моря. Продольная ось горы простирается на СВ 30°. Долерит внедрен в триасово-юрские песчаники, падающие на запад под углом 5°. Закаленные краевые части долерита находятся на высоте около 150 м над уровнем моря на обоих склонах хребта.

Серия образцов была собрана А. Н. Льюисом, с интервалом в 15 м по вертикали, по линии, пересекающей вершину конуса перпендикулярно к его длинной оси и простирающейся от одной закаленной окраины до другой. Семь химических анализов было сделано на образцах, взятых между западной закаленной краевой частью и вершиной (табл. 7). Вследствие симметричности поперечного сечения горы, они рассматривались как представляющие оба склона горы.

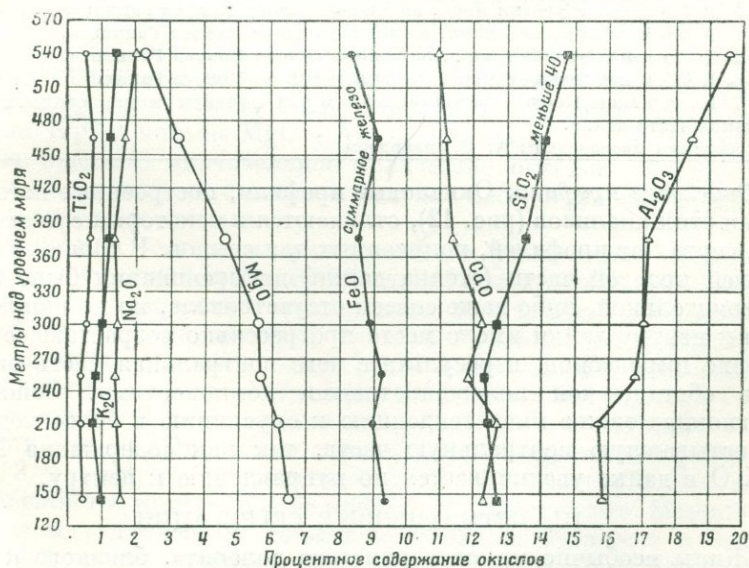


Рис. 12. Окисловые профили дайкообразного массива конуса Ганнинга

Таблица 7

	1	2	4	5	6	7	
SiO ₂	52,75	52,50	52,40	52,75	53,55	54,10	54,74
Al ₂ O ₃	15,89	15,79	16,82	17,10	17,22	18,49	19,56
Fe ₂ O ₃	0,81	1,40	0,31	0,61	0,76	0,91	0,27
FeO	8,50	7,49	8,92	7,12	7,78	8,22	8,13
MgO	6,54	6,14	5,67	5,61	4,65	3,29	2,34
CaO	12,30	12,70	11,90	12,30	11,40	11,20	10,98
Na ₂ O	1,64	1,54	1,41	1,49	1,29	1,69	2,15
K ₂ O	1,04	0,78	0,83	0,99	1,28	1,25	1,47
H ₂ O ⁺	0,18	0,19	0,12	0,15	0,42	0,05	0,23
H ₂ O ⁻	0,20	0,19	0,12	0,15	0,42	0,34	0,31
CO ₂	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет
TiO ₂	0,50	0,44	0,46	0,60	0,70	0,82	0,66
P ₂ O ₅	следы	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,05
MnO	0,08	0,05	0,11	0,12	0,11	0,18	0,15
Сумма	100,44	99,41	99,45	100,25	99,47	100,55	100,04

1. Закаленная закраина в 143 м над уровнем моря, на южном склоне Конуса Ганнинга.

2. В 215 м выше уровня моря, на южном склоне Конуса Ганнинга.

3. В 255 м выше уровня моря, на южном склоне Конуса Ганнинга.

4. В 300 м над уровнем моря, на южном склоне Конуса Ганнинга.

5. В 375 м над уровнем моря, на южном склоне Конуса Ганнинга.

6. В 465 м над уровнем моря, на южном склоне Конуса Ганнинга.

7. Из вершины Конуса Ганнинга, в 540 м над уровнем моря, около центральной части дайки.

Анализы произведены А. Б. Эдвардсом.

Окисловые профили. Окисловые профили, построенные на основании этих анализов (рис. 12), отличаются в некоторых существенных чертах от профилей, полученных для силлов. В толще затвердевшей краевой части (стенка дайки) дифференциация была либо незначительной, либо даже совсем отсутствовала, но по направлению к центру дайки имело место прогрессивно возрастающее осаждение пироксенов, в результате чего центральная часть оказалась обогащенной полевошпатовыми компонентами. Основной плагиоклаз также имел тенденцию к опусканию в более медленно остывавшую центральную часть, так как содержание Na₂O и K₂O в дайке увеличивается по направлению к центру.

III. ПЕГМАТИТОВЫЕ СЕГРЕГАЦИИ

Жилы необычно крупнозернистого долерита, близкого к пегматиту, встречаются в сочетании с нормальными долеритами. Одна из таких жил была обнаружена на восточной стороне лакколита

горы Седжвик, в западной Тасмании, примерно в 30 м выше ее основания, где она обнажается в виде линзообразного тела, толщиной около 5 см, протягивающегося на несколько метров вдоль вертикальной плоскости трещиноватости. Переход от крупнозернистой породы к тонкозернистому долериту выражен резко, но переход от одной разновидности к другой постепенен. Подобная же крупнозернистая порода была обнаружена на горе Барроу, в северо-восточной Тасмании, где она заполняет тонкие трещины в крупном валуне тонкозернистого долерита. Здесь также переход от крупнозернистой к тонкозернистой породе выражен резко, но непрерывен.

А. Н. Льюис обнаружил и другие примеры таких крупнозернистых пегматитовых пород в окрестностях Кембриджа и в выемке дороги на Миртл-Галли, около 3,5 км южнее Колинс-Велл, в восточной Тасмании. В каждой из этих местностей пегматиты встречаются в виде ряда жил шириной в 2,5—5 см и длиной в несколько метров, заполняя, как полагают, горизонтально расположенные трещины в тонкозернистом долерите. Пироксеновые кристаллы в пегматите имеют тенденцию к образованию гребенчатой структуры вдоль стен долеритовой дайки. Пограничная линия между крупнозернистыми и тонкозернистыми долеритами выражена четко, но является извилистой, и переход от одной породы к другой хотя и резкий, но непрерывный.

Анализы пегматитов горы Седжвик из дорожной выемки дороги на Миртл-Галли (табл. 8) показывают, что они различного состава и что как тот, так и другой отличаются по составу от вмещающих пород и от нормальных продуктов дифференциации долеритов; они гораздо более кислые и содержат значительно больше K_2O и меньше MgO и Al_2O_3 , чем вмещающая порода. Они также содержат значительное количество окисного железа. Эти черты их химического состава находят свое отражение в их минералогическом составе.

Пегматиты состоят из уплощенных и удлинённых призм пироксена и крупных табличек основного плагиоклаза, рассеянных в большом количестве стекловатого замутненного полевошпатового мезостазиса, который может составлять до одной трети всей породы. Имеются две серии моноклинных пироксенов: авгит с большим углом оптических осей и пижонит с малым углом оптических осей, и оба они иногда обнаруживают частичное изменение в хлорит. Отдельные зерна пироксена достигают размеров $30 \times 3 \times 1$ мм, но средний размер зерна значительно меньший, и большинство кристаллов не превышает 5 мм в длину. Мезостазис состоит из удлинённых тонких табличек плагиоклаза в базисе из другого полевого шпата, по всей вероятности представляющего ортоклаз. Плагиоклазовые таблички иногда образуют лучистые или перистые сростания; иногда они встречаются в виде параллель-

Таблица 8

	1	2	3
SiO ₂	53,10	55,45	52,50
Al ₂ O ₃	14,13	12,10	16,65
Fe ₂ O ₃	2,14	4,69	0,40
FeO	8,16	8,92	8,82
MgO	6,66	5,68	6,68
CaO	11,50	9,80	11,80
Na ₂ O	1,28	1,32	1,35
K ₂ O	1,68	1,26	0,80
H ₂ O ⁺	0,31	0,05	0,31
H ₂ O ⁻	0,72	0,42	0,42
CO ₂	следы	нет	нет
TiO ₂	0,50	0,80	0,60
P ₂ O ₅	0,05	0,01	следы
MnO	0,17	0,18	0,15
Сумма	100,40	100,68	100,48

1. Крупнозернистая жила, идущая вдоль вертикальной плоскости трещиноватости, примерно в 30 м выше закаленного основания, гора Седжвик.

2. Крупнозернистая жила, идущая вдоль горизонтальной плоскости трещиноватости, обнажающаяся в выемке дороги на Миртл-Галли, в 3,2 км к югу от Коллинс-Вел.

3. Нормальный тонкозернистый долерит, взятый в 8 см от крупнозернистой жилы, обнажающейся в выемке дороги на Миртл-Галли, в 3,2 км к югу от Коллинс-Вел.

Анализы произведены А. В. Эдвардсом.

ных групп, образуемых тремя-четырьмя табличками; некоторые группы пересекают друг друга под разными углами; изредка они образуют неправильную сетку. Наряду с этими полевошпатовыми сростками имеются многочисленные участки микрографически сростшихся кварца и ортоклаза (?) и более крупные неправильные зерна кварца. В пегматитах горы Барроу и горы Седжвик в мезостазисе встречаются мельчайшие иглы пироксена, а в некоторых местах — скопления небольших удлинённых зерен пироксена с параллельным погасанием. Эти сростки представляют ранние стадии в развитии офитового прорастания пироксена и плагиоклаза и могут быть прослежены различные переходы между этой стадией сростания и стадией полного прорастания. Рудные присутствуют в виде многочисленных кристалликов маг-

нетита. Они обычно имеют прямоугольные очертания и могут достигать размеров $1 \times 0,5$ мм. В некоторых шлифах рудные также образуют гранулярные прожилки в мезостазисе и концентрируются в виде бахромы на кристаллах пироксена, накапливаясь на плоскостях кристаллов во время краевых изменений пироксена в хлорит. Иногда встречаются небольшие чешуйки биотита с хлоритом, а в породе горы Седжвик мезостазис включает несколько небольших позже образовавшихся призматических кристаллов изумрудно-зеленой роговой обманки.

Броун³⁴ обратил внимание на близкое сходство между крупнозернистой сегрегационной жиллой этого типа, обнаженной в выемке в Домейн, в Хобарте, и образцом крупнозернистого долерита из залива Хорн, Земля Короля Георга, в Антарктике. Эти пегматиты также напоминают долеритовые пегматиты других долеритовых тел, подобных силлам Уин³⁵ и Палисед³⁶. Вероятно, их лучше всего рассматривать как небольшие количества остаточной магмы, внедрившейся в более быстро затвердевавшие части долеритового массива таким образом, что ее летучие не смогли уйти во все еще жидкие внутренние части интрузий, и которая была затем втиснута между плоскостями трещин, когда все еще горячая порода начала сжиматься. Как было подчеркнуто Томкеевым³⁷, удержание летучих веществ должно было вести к образованию крупных кристаллов при несколько более низкой температуре, чем та, при которой происходила кристаллизация в главном теле породы. Это могло бы ослабить взаимное тяготение между окислами железа и кремнекислотой и привести к увеличению образования рудных минералов и к выделению свободного кремнезема, который образовал бы микрографическое срастание с щелочным полевым шпатом или мог бы даже появиться, как в пегматитах Тасмании, в виде небольших аллотриоморфных кристаллов кварца. На заключительных стадиях затвердевания накопившиеся летучие вещества, особенно вода, могли в большей или меньшей степени привести к превращению пироксена в хлорит, с одновременным выпадением рудных минералов, а иногда могли и обусловить образование в мезостазисе чисто натриевой роговой обманки. Подобную же картину можно предполагать и для более кислых фаз силла, в которых летучие вещества имеют тенденцию к концентрации. Это и имеет место в действительности.

МИНЕРАЛОГИЯ

Долериты Тасмании состоят существенно из пироксенов и основного плагиоклаза, с небольшим количеством интерстициального кварца и щелочных полевых шпатов, обычно в виде микрографических прорастаний одного с другим. Иногда в небольших количествах присутствует оливин, а в некоторых шлифах встре-

чен хлорит как продукт изменения ферромагнезиальных минералов. Аксессуары включают биотит, рудные и, изредка, пирит.

Долеритам в их закаленных частях присуща тонко-интергранулярная структура, с тенденцией у наиболее ранних пироксенов, отмеченной Твелвтризом, давать вкрапленники. По направлению к центральным частям долеритовых силлов наблюдается постепенно усиливающееся изменение в сторону образования крупнозернистой офитовой структуры, сопровождаемое увеличением относительного количества интерстициального щелочного полевого шпата. Изменения в размерах зерен силла горы Веллингтон, являющегося типичным, показано в табл. 9. Приведенные цифры

Таблица 9

ИЗМЕНЕНИЯ В РАЗМЕРАХ ЗЕРЕН МИНЕРАЛОВ В СИЛЛЕ ГОРЫ ВЕЛЛИНГТОН

Высота над уровнем моря, м	Плагиоклаз (максимальный размер зерен), мм ²	Пироксен (максимальный размер зерен), мм ²
1265 (кровля)	1,51	4,05
1220	1,40	3,43
1174	0,90	4,05
1129	0,50	2,45
1082	0,74	1,62
1052	0,31	1,47
1037	0,35	0,61
999	0,10	0,50
960	0,06	0,15
953(основание)	0,03	0,07

относятся к наиболее крупным кристаллам плагиоклаза и пироксена, наблюдавшимся в исследованных шлифах. Изучение закаленной кровли, сохранившейся на горе Нельсон, показывает, что в удаленной эрозией части силла, залегавшей над крупнозернистой кислой фазой, которая в настоящее время образует вершину горы Веллингтон, имел место значительно более быстрый переход к тонкозернистой интергранулярной структуре.

В мощных дайках (представителем которых может служить Конус Ганнинга) увеличение в размере зерен не столь заметно, особенно у лейст плагиоклаза, и офитовая структура не так резко выражена. Вместо этого у пироксена наблюдается тенденция к образованию гломеропорфировой структуры.

1. Оливин

Для долеритов Тасмании оливин не является обычным минералом. Твелттриз и Петтерд³⁹ отметили его спорадическое присутствие как одного из ранее образовавшихся минералов в долеритах из нескольких пунктов восточной Тасмании, и рассматривали его как «аксессуарный» минерал. За время нашего исследования он был обнаружен только в закаленном основании лакколита горы Седжвик, где встречается в виде корродированных микро-крашленников, около 0,5 мм в диаметре, редко рассеянных в мелкозернистой основной массе. Некоторые зерна оливина включены в зерна ранее образовавшегося пироксена, так что оливин был первым минералом, начавшим кристаллизоваться, и ко времени начала кристаллизации пироксена он снова стал растворяться. Случайные остатки подобных кристаллов оливина встречались и в более верхних частях лакколита. Угол оптических осей оливина, $(-)\ 2V = 85 - 90^\circ$, показывает, что его состав приблизительно соответствует $\text{Fo}_{87}\text{Fa}_{13}$.

2. Плаггиоклаз

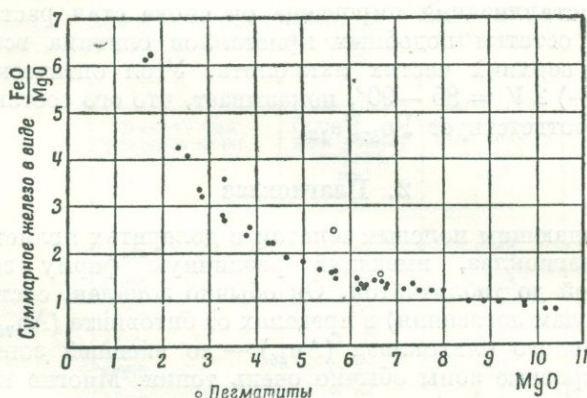
Преобладающим полевым шпатом в долеритах является кальциевый плаггиоклаз, имеющий различную форму зерен — от лейстовидной до таблитчатой. Он обычно зонален, состав колеблется (по углам погасания) в пределах от битовнита (An_{75}) — в ядре до основного олигоклаза (An_{26}) — во внешней зоне. Олигоклазовые краевые зоны обычно очень тонки. Многие кристаллы обнаруживают пять зон, из которых каждая отличается от смежной, лежащей ближе к центру, примерно на 10% анортита. Иногда кристаллы обнаруживают шесть зон, с ядром, имеющим состав, близкий к анортиту (An_{90}). Незначительное увеличение содержания натрия во внутренних зонах отмечено на высоких горизонтах силлов, подобных интрузиям горы Веллингтон и горы Нельсон; большинство ядер, богатых натрием, имеет состав лабрадора ($\text{An}_{60} - \text{An}_{65}$). Это подтверждено оптическими измерениями на универсальном (федоровском) столике, сделанными Ф. Дж. Тернером на образцах из кровли силла горы Веллингтон. В шлифе с карлсбадским двойником угол оптических осей плаггиоклаза $(+)\ 2V = 82^\circ$, а углы погасания: $(001)\ \text{Np} = 37,5^\circ$, $(001)\ \text{Nm} = 73^\circ$, $(001)\ \text{Ng} = 58^\circ$.

Содержание плаггиоклаза в этих силлах уменьшается приблизительно от 45% в закаленном основании до 35% в слое, обогащенном магнием, и затем снова быстро увеличивается приблизительно до 55—60%. В силле горы Веллингтон содержание плаггиоклаза достигает максимума, около 65%, приблизительно на уровне 60 м ниже ныне существующей вершины горы, а затем

уменьшается примерно до 55% у вершины; это согласуется с формой профиля Na_2O (рис. 8). В дайке содержание плагиоклаза неуклонно увеличивается от закаленных окраин по направлению к ее центральным частям.

3. Пироксены

Как отмечали Твелвтриз и Петтерд⁴⁰ и Озанн⁴¹, встречаются три отчетливые серии пироксенов: авгиты, ортопироксены и пизониты (энстатит-авгиты). Присутствие всех трех пироксенов в одной интрузии впервые было описано Бенсоном⁴² для горы Кредл.



Р и с. 13. Отношение $\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}$ к содержанию MgO в долеритах Тасмании. Светлые кружочки представляют пегматитовые сегрегации табл. 8.

Химические анализы отдельных силлов или даек, а также долеритов в целом, показывают, что существует общая тенденция у позднее образовавшихся пироксенов к обогащению FeO и обеднению MgO по сравнению с ранее образовавшимися пироксенами. Это можно видеть из рис. 13, на котором величины отношений $\text{FeO} : \text{MgO}$ нанесены против содержания MgO для всех имевшихся в нашем распоряжении анализов долеритов Тасмании. Отношение $\text{FeO} : \text{MgO}$ колеблется от 0,8, в наиболее основных фазах, до 6,1, в наиболее кислых, и это отношение увеличивается все быстрее по мере уменьшения содержания MgO в породах. Так как и FeO и MgO должны встречаться главным образом в пироксенах, то, следовательно, рис. 13 иллюстрирует общую тенденцию изменения состава пироксенов в ходе развития дифференциации.

Это подтверждается химическими анализами пироксенов горных пород. В табл. 10 приведены данные химических анализов «общих»* пироксенов из области закаленного контакта силла горы Веллингтон, из более медленно остывавшего долерита в Катааркт-Джордж, близ Лонсестона, и из кислой фазы в кровле силла горы Веллингтон.

Таблица 10

СОСТАВ «ОБЩИХ» ПИРОКСЕНОВ ИЗ ДОЛЕРИТОВ ТАСМАНИИ

	1	2	3
SiO ₂	48,40	51,87	44,05
Al ₂ O ₃	5,25	2,02	4,85
Fe ₂ O ₃	2,49	3,50	4,54
FeO	15,05	8,98	24,91
MgO	14,88	16,26	8,39
CaO	12,70	15,70	12,19
Na ₂ O	0,10	0,16	0,15
K ₂ O	0,05	0,09	0,04
H ₂ O	0,20	1,20	0,12
TiO ₂	0,31	0,21	0,60
P ₂ O ₅	следы	0,03
MnO	0,35	0,18	0,52
Сумма . . .	99,60	100,17	100,39

1. «Общий» пироксен из закаленного основания силла горы Веллингтон (анализ горной породы, табл. 4, № 1) на контакте. Анализ произведен А. Б. Эдвардсом.

2. «Общий» пироксен из долерита в Катааркт-Джордж, близ Лонсестона (анализ горной породы, табл. 2, колонка 1). Анализ произведен Диттрихом, 1907.

3. «Общий» пироксен из кислой фазы в кровле силла горы Веллингтон (анализы горной породы, табл. 4, № 10). Анализ произведен А. Б. Эдвардсом.

Образцы пироксенов для анализа из силла горы Веллингтон были получены путем суспензирования порошка породы в растворе Клеричи, употребляемом при полном анализе горных пород, при котором пироксены отделяются в виде тяжелого осадка. Затем эти осадки снова обрабатывались в растворе Клеричи до тех пор, пока не устанавливалось, что продукты в основном освобождены

* См. примечание на стр. 196. (Прим. ред.)

от частиц полевого шпата. Магнетит удалялся из порошка при помощи сильного ручного магнита, но, вследствие отмеченной тенденции к образованию взаимнопрорастающих сростков различных пироксенов друг с другом, оказалось невозможным достичь их полного между собой разделения. Поэтому, так же как прежде был вынужден делать Озани⁴³, так и мы были вынуждены делать анализы «общих» (составных) пироксенов.

Анализ пироксена из недифференцированного закаленного основания силла горы Веллингтон должны представлять средний состав всех пироксенов в силлах или дайках. Анализ, приведенный в табл. 10, показывает, что содержание железа в этом «среднем пироксене» является промежуточным между содержанием железа в более медленно остывавших долеритах Катаракт-Джорджа и его содержанием в кислой фазе в кровле силла горы Веллингтон.

Пироксены, содержащиеся в горной породе из Катаракт-Джорджа, описанные Озаном, представляют собой авгит ($2E = 45^\circ$) и пижонит ($2E = 12^\circ$); химический состав этой породы (табл. 2, анализ № 1) показывает, что хотя она и остывала более медленно, чем закаленная приконтактная порода, тем не менее она не подверглась значительной дифференциации.

Низкое содержание FeO и высокое содержание MgO в «общих» пироксенах из этой породы (табл. 10, анализ № 2) указывают на то, что ранее образовавшиеся, в условиях относительно медленного остывания, пироксены были магнезиальными, значительно более богатыми MgO и бедными FeO, чем средний пироксен этого силла. С другой стороны, «общий» пироксен из кислого слоя горы Веллингтон заметно богаче FeO и беднее MgO, чем средний пироксен из закаленного контакта. Дальнейшее доказательство этого процесса изменения от ранее образовавшихся пироксенов, богатых MgO, к позднее образовавшимся пироксенам, богатым FeO, иллюстрируется нижеприводимыми оптическими данными.

АВГИТ

Авгит встречается во всех силлах и дайках, за исключением настоящих закаленных контактов. В более низких частях силлов он присутствует в количествах, равных (или превышающих) количеству ортопироксенов, и обнаруживает явную тенденцию к кристаллизации в виде каемок вокруг ранее образовавшихся кристаллов бронзита. В более высоких горизонтах силлов и в центральных частях даек он ассоциирует с пижонитом. Иногда авгит образует каемки, окружающие пижонит, иногда пижонит окружает авгит, а иногда оба они встречаются переплетающимися в сложных аллотриоморфных зернах. Эта тесная ассоциация настолько постоянна, что не оставляет никаких сомнений относительно одновременности их кристаллизации.

Измерение углов оптических осей авгита в шлифах из различных горизонтов (уровней) силла горы Веллингтон, проделанные Тарнером на универсальном (Федоровском) столике, дали результаты, приведенные в табл. 11. Приближительный состав пироксенов для каждого уровня силла был подсчитан при помощи диаграмм В. А. Дира и А. Р. Вагера⁴⁴, отображающих зависимость $2V$ и C_{Ng} от состава; среднее из всех составов, полученных таким образом для определенного шлифа, было взято как показательное (характерное). Из табл. 11 видно, что в более низкой части силла горы Веллингтон авгит сохраняет постоянный состав, но что в более верхних слоях он обогащается $FeSiO_3$. Железо имеет значительно большую тенденцию к замещению магния, чем кальция. Значение этого явления будет рассмотрено ниже.

Таблица 11

КОЛЕБАНИЯ В ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ И В СОСТАВЕ АВГИТОВ
В СИЛЛЕ ГОРЫ ВЕЛЛИНГТОН.

№ образца	Место взятия образца в силле	$2V$	C_{Ng}	Приближительный состав
6...	Вершина (кровля), 313 м выше нижнего контакта	40—46°	43—44°	$CaSiO_3 = 27$ $MgSiO_3 = 48$ $FeSiO_3 = 25$
5...	В 45 м ниже кровли силла, в 268 м выше нижнего контакта	47—50° { 41° (внутр.) { 47° (внешн.)	41°	$CaSiO_3 = 32$ $MgSiO_3 = 53$ $FeSiO_3 = 15$
4...	В 90 м ниже кровли, в 223 м выше нижнего контакта	43—46°	40—41°	$CaSiO_3 = 30$ $MgSiO_3 = 59$ $FeSiO_3 = 11$
3...	В 135 м ниже кровли, в 178 м выше нижнего контакта	46—50° { 62° (внутр.) { 52° (средн.) { 34° (внешн.)	36—38°	$CaSiO_3 = 36$ $MgSiO_3 = 60$ $FeSiO_3 = 4$
2...	Слой, обогащенный магнием, в 230 м ниже кровли, в 83 м выше нижнего контакта	49—58° { 58° (внутр.) { 44° (внешн.)	39—41°	$CaSiO_3 = 36$ $MgSiO_3 = 58$ $FeSiO_3 = 6$
1...	В 307 м ниже кровли, в 6 м выше нижнего контакта	46—50°	38°	$CaSiO_3 = 35$ $MgSiO_3 = 60$ $FeSiO_3 = 5$

Авгит повсеместно бесцветен и всегда оптически положителен, и плоскость его оптических осей параллельна (010). Иногда он обнаруживает отчетливую спайность, параллельную (001) и, изредка, также параллельную (010); иногда двойникуется по (100). Некоторые кристаллы имеют зональное строение, и в тех случаях, когда измерялся угол оптических осей (2V) отдельных зон, оказалось, что внешняя зона более богата железом, чем внутренняя. В наиболее богатых железом кристаллах из вершины горы Веллингтон $N_g - N_p = 0,025$.

ПИЖОНИТЫ

В долеритовых интрузиях встречаются две разновидности пижонита. Одна из них является метастабильной формой, встречающейся лишь в быстро закаленной породе в непосредственной близости от контакта, и родственна метастабильным пижонитам, выкристаллизовывающимся в основной массе некоторых базальтов при их экструзии. Зерна этого пижонита слишком малы для удовлетворительного определения его оптических свойств, но, так как они сопровождаются только несколькими микровкрапленниками бронзита, их состав должен быть близким к составу «общих» пироксенов из быстро закаленной породы у нижнего контакта силла горы Веллингтон (табл. 10, № 1) и, следовательно, — к среднему пироксену долеритовых интрузий. Если CaO, MgO и FeO из анализов представить в форме CaSiO_3 , MgSiO_3 и FeSiO_3 и пересчитать на 100, то состав такого пироксена может рассматриваться как $\text{CaSiO}_3=29\%$, $\text{MgSiO}_3=41\%$, $\text{FeSiO}_3=30\%$. Отмеченное содержание CaSiO_3 , возможно, слишком высоко вследствие небольшого количества плагиоклаза, не удаленного из анализируемого порошка.

Другая разновидность пижонита встречается в верхних частях силлов, главным образом над магнезиальным слоем, и в центральных частях дайкоподобных массивов (в качестве образца таких дайкоподобных тел принят Конус Ганнинга). Для отличия его можно назвать «плутоническим» пижонитом⁴⁵, так как он выкристаллизовался из медленно остывавшей магмы одновременно с авгитом. Как и следовало ожидать, этот плутонический пижонит содержит значительно меньше CaSiO_3 , чем метастабильная разновидность. Измерения оптических свойств этого пижонита в шлифах из различных уровней силла горы Веллингтон производились Тарнером. Результаты этих измерений, вместе с отвечающими им приблизительными составами, полученными по диаграмме Дира и Вагера⁴⁶, приведены в табл. 12. Они показывают, что содержание железа в плутоническом пижоните быстро увеличивается в верхних слоях силла. Угол оптических осей сначала уменьшается до

нуля, но затем снова увеличивается. Во время его уменьшения плоскость оптических осей пижонитов перпендикулярна (010), но как только он достигнет нуля и снова начнет увеличиваться, плоскость их оптических осей становится параллельной (010). Другие изменения наблюдались в однозональных кристаллах в шлифах из слоя, находящегося в 45 м ниже вершины (табл. 12, анализ № 5). В центральной части кристалла $2V = 7^\circ$, причем

Таблица 12

КОЛЕБАНИЯ В ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ И СОСТАВЕ ПИЖОНИТА
ИЗ СИЛЛА ГОРЫ ВЕЛЛИНГТОН

№ образца	Место взятия образца в силле	(+) 2V	C_{Ng}	Приблизительный состав
6...	Вершина, в 312 м выше нижнего контакта	17 — 22°	38°	$\left\{ \begin{array}{l} \text{CaSiO}_3 = 10 \\ \text{MgSiO}_3 = 20 \\ \text{FeSiO}_3 = 70 \end{array} \right.$
5...	В 45 м ниже вершины, в 267 м выше нижнего контакта	$\left\{ \begin{array}{l} 4 - 7^\circ \\ 7^\circ \text{ (внутр.)} \\ 5^\circ \text{ (внешн.)} \end{array} \right.$	41°	$\left\{ \begin{array}{l} \text{CaSiO}_3 = 10 \\ \text{MgSiO}_3 = 40 \\ \text{FeSiO}_3 = 50 \end{array} \right.$
4...	В 90 м ниже вершины, в 222 м выше нижнего контакта	8°	42°	$\left\{ \begin{array}{l} \text{CaSiO}_3 = 10 \\ \text{MgSiO}_3 = 50 \\ \text{FeSiO}_3 = 40 \end{array} \right.$
3...	В 135 м ниже вершины, в 177 м выше нижнего контакта	12 — 22°	37°	$\left\{ \begin{array}{l} \text{CaSiO}_3 = 5 \\ \text{MgSiO}_3 = 65 \\ \text{FeSiO}_3 = 30 \end{array} \right.$

плоскость оптических осей перпендикулярна (010); в краевой зоне $2V = 5^\circ$ и плоскость оптических осей параллельна (010). В наиболее богатом железом пижоните $N_g - N_p = 0,028$. Этот пижонит целиком бесцветен и часто обнаруживает отчетливую спайность, параллельную (001) и напоминающую пластинчатую структуру ортопироксенов. В сдвойникованных кристаллах она вызывает образование «колосовидной» (перистой) структуры. Однако в отдельных частицах невозможно обнаружить определенных пластинок смешанного (intermixed) материала. Часто спайность не распространяется на весь кристалл; когда в его трещины внедрены продукты изменения, пироксен принимает пятнистый облик.

ОРТОПИРОКСЕНЫ

Ортопироксены встречаются главным образом в виде микрократаллических в закаленных краевых частях всех изученных силлов и даек и в нижних горизонтах силлов. Очевидно, они ограничены таким своим распределением и, как было отмечено Бенсоном⁴⁷ на горе Кредл, на более высоких уровнях силлов они уступают место устойчивому пижониту. Ортопироксен был первым, после оливина, минералом, выкристаллизовавшимся из долеритовой магмы.

Измерения углов оптических осей ортопироксенов в шлифах из различных уровней силла горы Веллингтон были проделаны на универсальном (федоровском) столике Тарнером и дали результаты, приведенные в табл. 13. Составы ортопироксенов были вы-

Таблица 13

КОЛЕБАНИЯ В ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ И СОСТАВЕ ОРТОПИРОКСЕНОВ ИЗ СИЛЛА ГОРЫ ВЕЛЛИНГТОН

№ образца	Место взятия образца в силле	$2V$	Приблизительный состав
2...	Магнезиальный слой, в 84 м выше нижнего контакта	(-) 65—78° { 80° (центр) { 70° (краев. часть)	{ MgSiO ₃ = 70 { FeSiO ₃ = 30
1...	В 6 м выше нижнего контакта	(±) 90°	{ MgSiO ₃ = 85 { FeSiO ₃ = 15

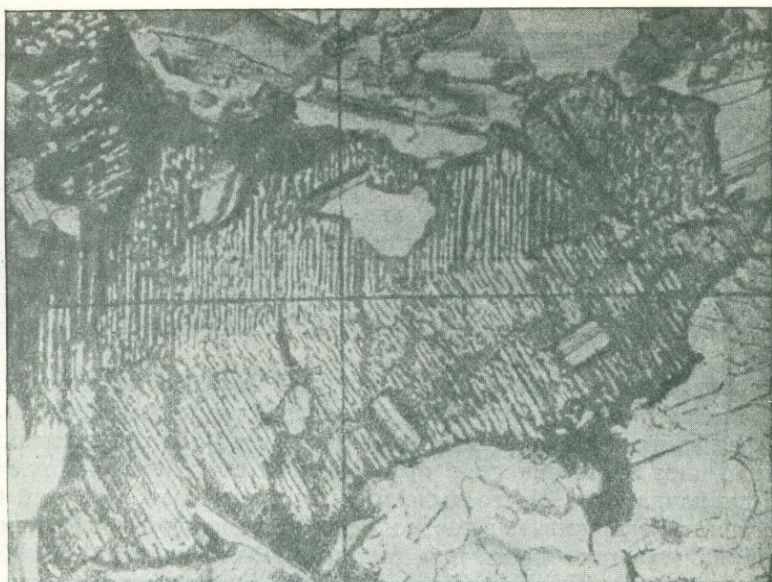
числены по диаграмме Н. Генри⁴⁸, и приведение к среднему дало приводимые в табл. 13 цифры. Они показывают, что ранее образовавшийся ортопироксен вблизи нижнего контакта силла имеет состав бронзита, тогда как ортопироксен, образовавшийся в более высоких горизонтах силла и накопившийся в слое, обогащенном магнием, является гиперстеном, так что позднее образовавшиеся ортопироксены были обогащены железом по отношению к магнию.

В шлифах нормальной толщины как бронзит, так и гиперстен бесцветны и не обладают плеохроизмом. Гиперстен в слое, обогащенном магнием, силла горы Веллингтон обнаруживает отчетливое пластинчатое строение и в сдвойникованных кристаллах имеет колосовидную (перистую) структуру. В образце, взятом примерно 23 м ниже этого слоя, и в образцах из других интрузий, особенно из верхней части лакколита горы Седжвик и из силла острова Тасман, пластинки клинопироксена встречаются в трещинах спайности гиперстена. В сечениях, параллельных (100),

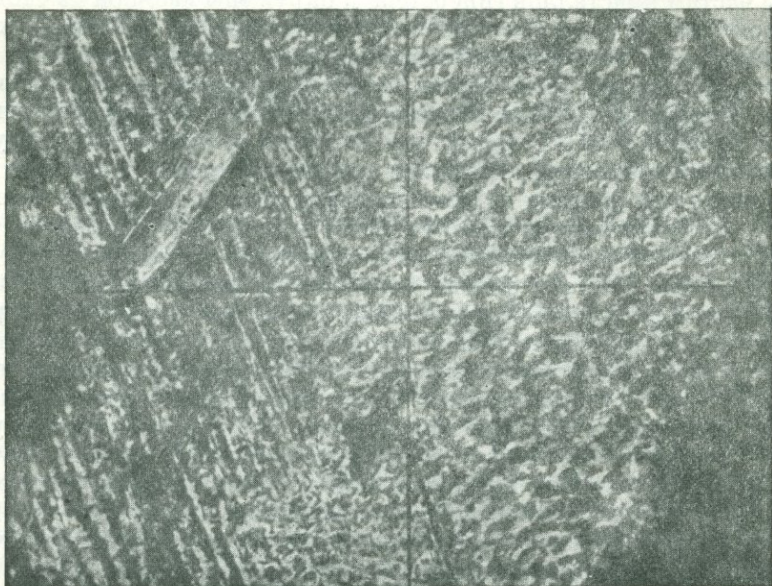
эти пластинки проявляются в виде ясно различимых светлых полюсов, параллельных спайности, а в сдвойникованных кристаллах они также образуют замечательную колосовидную (перистую) структуру (рис. 14). В разрезах, приближающихся к (001), включения клинопироксена имеют вид округлых телец или нитей и иногда обнаруживают более или менее графическую структуру (рис. 15). В некоторых кристаллах пластинки встречаются в виде двух систем, косонаклоненных друг к другу. Эти сростки близко напоминают прорастания, описанные Г. Г. Гессом и А. Г. Филлипсом⁴⁹.

Названные авторы предложили два взаимно исключаящих объяснения развития этих структур: или 1) что первым кристаллизовался клинопироксен типа пижонита, который при медленном охлаждении превращался в ортопироксен с выделением пластинок диоксида, или 2) что выделялся ортопироксен, который был в состоянии удерживать в растворе до 9% диоксидового пироксена, но терял эту способность при дальнейшем охлаждении.

В долеритах Тасмании эта структура проявляется на тех же уровнях в силлах, на которых впервые появляется плутонический пижонит. В лакколите горы Седжвик пластинки клинопироксена сначала появляются по краям кристаллов гиперстена. В более же высоких горизонтах лакколита они встречаются ближе к внутренним частям кристаллов гиперстена и окружены каемкой из чистого пироксена. В ряде случаев этот окаймляющий пироксен, хотя физически и непрерывный с оставшейся частью кристалла гиперстена, все же оказывается скорее плутоническим пижонитом, чем гиперстеном. Таким образом прорастание, по видимому, отмечает промежуточную стадию при переходе от гиперстена к плутоническому пижониту. На более высоких уровнях в силлах, где вместо ортопироксена встречается пижонит, прорастаний не найдено, хотя пижониты обнаруживают отчетливую спайность, которая в некотором отношении напоминает пластинчатую структуру прорастания. Хотя в силлах установлены три отчетливые разновидности плутонического пироксена, две из них, а именно — ортопироксен и плутонический пижонит, являются дополнительными друг к другу (комплементарными), так как там, где заканчивается образование ортопироксена, сразу же появляется пижонит. Если такая интерпретация справедлива, то ортопироксен и плутонический пижонит могут рассматриваться как единая группа пироксенов, которые не смешиваются с пироксенами авгитовой серии, кристаллизующимися одновременно с ними. Поэтому при последующем рассмотрении пироксенов пижониты будут отнесены к «плутоническим пижонитам ортопироксенского ряда», для того чтобы можно было отличать их от других плутонических пижонитов, которые носят признаки сравнительного родства с авгитом.



Р и с. 14. Микрофотография сдвойникового кристалла гиперстена. Пластинки клинопироксена, возникшие при распаде твердого раствора, образуют колосовидную структуру по плоскостям спайности. Силл горы Веллингтон, в 23 м ниже магниального слоя. Увеличение $\times 90$



Р и с. 15. Микрофотография графического прорастания клинопироксена в гиперстене (структура распада твердого раствора). Тот же шлиф, что и на рис. 14. Увеличение $\times 150$.

4. Второстепенные (minor) компоненты

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Щелочной полевой шпат, сросшийся с тонкими лейстами плагиоклаза и кварца, встречается в интерсертальных участках во всех фазах долеритов, за исключением наиболее быстро охлаждавшихся; общий объем этих участков увеличивается в процессе дифференциации до тех пор, пока он не достигает облика полевошпатового мезостазиса, — в наиболее кислых слоях и пегматитовых сегрегациях. Щелочной полевой шпат бесцветен или мутный, не сдвойникован, имеет более низкий показатель преломления, чем кварц; по видимому, это ортоклаз или анортоклаз. Он часто образует микропрорастания с лейстами плагиоклаза колосовидной или решетчатой структуры.

КВАРЦ

Кварц всегда присутствует в участках полевошпатового мезостазиса и обычно встречается в микрографическом прорастании со щелочным полевым шпатом. Количество таких прорастаний увеличивается с увеличением объема мезостазиса. В более кислых дифференциатах и в пегматитовых сегрегациях кварц иногда встречается в виде небольших аллотриоморфных зерен; в одном шлифе ряд этих зерен почти образует прожилок.

Возможно, что более детальные полевые исследования могут обнаружить локальную концентрацию кварца и полевого шпата в виде небольших жилок остаточного материала, таких, какие встречаются в силле Палисед⁵⁰.

ХЛОРИТ

Хлорит присутствует в различных, но всегда небольших количествах во многих шлифах как продукт изменения пироксенов. Там, где пироксены имеют хорошо развитую спайность, хлорит принимает форму волокнистых ростков между плоскостями спайности, придавая пироксену темный или пятнистый вид. Иногда хлорит образует зеленоватые волокнистые каемки на кристаллах пироксена, где ему сопутствуют выпавшие частички рудных минералов. Это указывает на магнезиальный характер хлорита. Иногда там, где хлорит полностью замещает кристаллы пироксена, он встречается в виде крупных пластинчатых кристаллов.

Ассоциация биотита и кальцита с хлоритом указывает на дейтерическое происхождение последнего; однако количество хлорита в породе редко бывает достаточным, чтобы служить основанием для отнесения ее к «диабазовой», вместо «долеритовой».

БИОТИТ

Небольшие чешуйки биотита, длиной около 0,05 мм, встречаются по краям кристаллов пироксена, частично измененных в хлорит. Биотит плеохроичен, золотисто-коричневый по N_r , зеленовато-коричневый по N_m , светлокоричневый по N_g при очень малом угле $2V$. По постоянной ассоциации биотита с хлоритом и, иногда, кальцитом, можно судить о его вероятном дейтерическом происхождении.

АМФИБОЛ

Амфибол является минералом, редко встречающимся в долеритах. Небольшие, хорошо развитые призмы коричневой роговой обманки, плеохроирующей от темнокоричневой до желто-коричневой, образуют краевые нарастания на кристаллах авгита в шлифе из андезитовой фазы близ вершины Конуса Ганнинга. Роговая обманка ассоциирует с хлоритом.

Другим отмеченным случаем является присутствие мелких призм изумрудно-зеленого амфибола, плеохроирующего до желто-зеленого, в полевошпатовом мезостазице пегматитовой сегрегации, найденной на горе Седжвик. Он отличается малым углом погасания, и это, в сочетании с его цветом, дает основание предполагать, что он представляет собой натровую роговую обманку.

КАЛЬЦИТ

Кальцит является редким минералом в долеритах; встречен в виде небольших, с неровными краями, участков в ассоциации с крупным участком хлорита в шлифе из силла горы Веллингтон.

РУДНЫЕ

В закаленных краевых частях долеритов рудные фактически отсутствуют, но количество их значительно увеличивается в более кислых слоях силлов, где они образуют рассеянные кристаллы, достигающие 1,0 мм в диаметре; кристаллы имеют тенденцию к идиоморфизму, но иногда тесно прорастают с кристаллами пироксена. Максимального развития эти крупнозернистые рудные минералы достигают в пегматитовых сегрегациях. Изучение шлифов показывает, что рудные минералы представлены магнетитом с вростками ильменита по октаэдрической спайности с типичной структурой распада твердых растворов. Некоторые из пластинок ильменита крупных размеров, другие же могут быть обнаружены лишь при большом увеличении. Диффузия и сегрегация ильменита привели к выделению неправильных по форме

участков ильменита по краям некоторых кристаллов магнетита, указывая тем самым на сравнительно малую скорость охлаждения⁵¹. Ильменит может составлять до одной трети такого кристалла.

СУЛЬФИДЫ

Пирит присутствует в ряде образцов, отобранных в пределах от закаленных краевых частей до кислых фаз. Размеры кристаллов колеблются от мельчайших зерен, рассеянных по всей породе, до участков в 1,0 мм в поперечнике. Изучение шлифов показывает, что пирит обычно присутствует в виде скопления мельчайших идиоморфных кристаллов, иногда образуя прожилки или цепочки зернышек между зернами титаномagnetита, или по спайности зерен силикатных минералов.

Немного мелких зерен халькопирита было отмечено как включения в магнетит-ильменитовых зернах.

АПАТИТ

Этот минерал является удивительно редким в долеритах и был отмечен главным образом в виде игл в мезостазице более кислых дифференциатов и в пегматитовых сегрегациях.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ПИРОКСЕНОВ⁵²

Последующее изложение основывается на данных, полученных для силла горы Веллингтон, но, принимая во внимание доказательства, приведенные выше, в частности рис. 13, можно предполагать, что оно может быть отнесено к долеритам Тасмании в целом. Изложение касается в основном оптических измерений, полученных Тарнером, предполагая, что эти данные являются достаточно доказательными. Здесь неизбежно допускается некоторая погрешность в связи с тем, что, как показал Т. Крокстром⁵³, оптические свойства и состав отдельного минерала в данном образце породы колеблются около среднего значения согласно кривой частоты Гаусса. Эти вариации в составе возникают по причине местных различий в скорости диффузии в ходе кристаллизации; и рассеяние (разброс) значений $2V$, отмеченное Тарнером в одном шлифе, указывает на существование различий и в пироксенах, о которых идет речь. Возможно, погрешность, возникающая из-за этих различий, до некоторой степени нейтрализуется усреднением нескольких подсчитанных составов для пироксенов в каком-либо шлифе.

Средние составы различных пироксенов, полученные таким путем для различных уровней силла горы Веллингтон (табл. 11, 12, 13), нанесены на треугольную диаграмму (рис. 16), представ-

ляющую собой графическое суммирование процесса кристаллизации пироксенов в ходе развития дифференциации. Три анализа «общих» пироксенов, помещенные в табл. 10, были приведены к подобной же основе путем пересчета их окислов CaO , MgO и FeO на CaSiO_3 , MgSiO_3 и FeSiO_3 и нанесения на диаграмму этого отношения, полученного после приведения к 100%. Они подтверждают общее направление, выявленное оптическими данными,

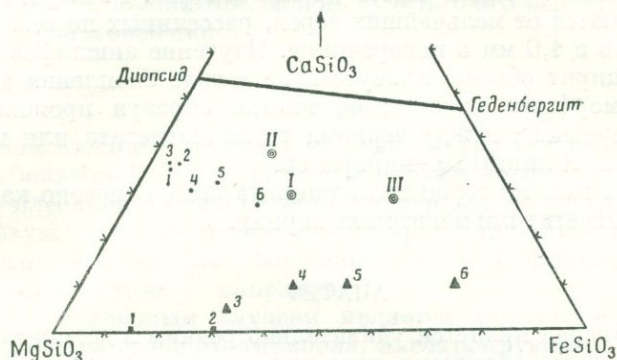


Рис. 16. Направление кристаллизации пироксенов в силле горы Веллингтон.

● — авгиты; ■ — ортопироксены; ▲ — пикониты; ⊙ — составы анализированных «общих» пироксенов. Цифры (номера) 1—6 указывают последовательность кристаллизации и положение в силле (см. табл. 11, 12 и 13). Пироксены, отмеченные одним и тем же номером, кристаллизовались одновременно. Составы анализированных «общих» пироксенов: I — пироксен из закаленного контакта силла («средний пироксен силла»); II — пироксен из Катарант-Джордж, Лонсестон; III — пироксен с вершины горы Веллингтон, как показано в табл. 10. Высокое содержание окиси кальция в составе пироксенов обязано, вероятно, примеси плагиоклазов.

особенно если учесть возможность повышенного содержания в них CaO вследствие незначительного загрязнения анализируемого порошка неотделенным плагиоклазом. Из этой диаграммы вытекают четыре факта: 1) быстрая закалка долеритовой магмы вызывает выпадение метастабильного пиконита, состав которого близко соответствует «среднему составу» всех разновидностей пироксенов, образовавшихся в долеритах, в соответствии с их относительным количеством; 2) на каждой стадии дифференциации силла одновременно кристаллизовались две несмешивающиеся серии пироксенов; 3) в процессе развития дифференциации каждая серия пироксенов обогащалась FeSiO_3 по отношению к ее другим компонентам; 4) скорость и степень обогащения FeSiO_3 были более быстрыми и более полными в ортопироксенах и плутонических пиконитах, чем в авгитах.

Кристаллизация пироксенов началась с образования бронзита, который в течение короткого времени и был единственным образовавшимся пироксеном. На некоторой ранней стадии остывания интрузии к ортопироксену присоединился магнезиальный авгит, и оба эти пироксена продолжали кристаллизоваться совместно; в дальнейшем позднее образовавшиеся члены ортопироксеновой серии относительно обогащались FeSiO_3 , тогда как авгит сохранял постоянный состав. Эти факты согласуются с наблюдениями Р. Б. Сосмана⁵⁴ и Б. Асклунда⁵⁵ о существовании разрыва смесимости между авгитами, с одной стороны, и ортопироксенами и магнезиальными клинопироксенами — с другой, и с наблюдениями С. Тсубои⁵⁶ о поведении пироксеновых вкрапленников в двухпироксеновых андезитах Японии. Ортопироксен долеритов Тасмании ограничен в своем распространении закаленными краевыми частями интрузий и областью нижней трети силлов. На более поздних стадиях дифференциации интрузий он уступает место плутоническому пижониту точно так же, как это было отмечено Г. Куно⁵⁷ для некоторых экструзивных пород Японии. В верхних слоях силла авгит продолжал кристаллизоваться совместно с этим пижонитом. На протяжении этой стадии, по мере развития дифференциации, авгит, так же как и пижонит, обогащался железом, хотя обогащение авгита железом происходило менее быстро, чем обогащение железом пижонита, как это можно видеть на рис. 16. Это продолжающееся образование двух несмешивающихся пироксенов не согласуется с мнением Куно, так как, если содержание железа в пироксеновом материале превысит определенное значение, около 48% FeSiO_3 , то место этих двух несмешивающихся пироксенов должен будет занять плутонический пижонит. Можно, однако, установить некоторые параллели в поведении пироксенов в силле Палисед, Нью-Джерси⁵⁸, в силле горы Даунс, системы Карру⁵⁹, и в долеритах интрузивных залежей Антарктики⁶⁰, в которых плутонический пижонит и железистый авгит (гиперстен-авгит) кристаллизовались одновременно. Такое постоянство поведения указывает на то, что оно является характерной чертой пироксенов сравнительно медленно остывающих толейитовых магм, а также нормальным следствием несмешиваемости авгита и ортопироксена в условиях медленного остывания.

Вагер и Дир⁶¹ приняли схему Куно «двухпироксенового» и «пижонитового» полей кристаллизации в видоизмененной форме, с более ограниченной площадью пижонитового поля, чем это предлагал Куно. В интрузии Скаергард они проследили пироксеновый ряд, который начинался авгитом, а затем переходил в пижонит состава $\text{CaSiO}_3 = 30\%$, $\text{MgSiO}_3 = 1,5\%$, $\text{FeSiO}_3 = 68,5\%$. Этот ряд, в известном смысле, соответствует авгитовому ряду силла горы Веллингтон, который вначале богаче MgSiO_3 и никогда не

выходит за пределы состава $\text{CaSiO}_3 = 27\%$, $\text{MgSiO}_3 = 48\%$, $\text{FeSiO}_3 = 25\%$.

Как будет показано ниже, имеются некоторые основания предполагать, что если бы силла горы Веллингтон имел большую мощность, так чтобы дифференциация могла развиваться до больших пределов, то конечный продукт авгитового ряда имел бы состав, приближающийся к составу средних членов авгитового ряда интрузии Скаергард. С другой стороны, ряд плутонического пижонита силла горы Веллингтон, хотя и начинается с богатого магниевой члена, заканчивается членом, богатым железом, с составом, приблизительно равным: $\text{CaSiO}_3 = 10\%$, $\text{MgSiO}_3 = 20\%$, $\text{FeSiO}_3 = 70\%$, находящимся в пределах так называемого «пижонитового поля», независимо от того, берется ли оно в понимании Куно или же в новых, видоизмененных Вагером и Диром, границах. Комбинирование данных по интрузии Скаергард и силлу горы Веллингтон показывает затем, что как авгитовый и ортопироксеновый ряды пироксенов, так и плутонический пижонитовый ряд пироксенов могут давать конечные члены, лежащие внутри «пижонитового поля», хотя и иметь различный состав. И тот факт, что в силле горы Веллингтон члены авгитового ряда все еще продолжали кристаллизоваться, в то время как пижонитовый ряд вступил уже в пижонитовое поле, дает основание предполагать, что гипотетической двухпироксеновой границы не существует. Наоборот, как будет ясно из последующего рассмотрения, возможно, что в условиях охлаждения, соответствующих тем, которые встречаются в долеритовых силлах мощностью в 300 м и больше, несмешиваемость, которая, как установлено, существует между авгитами, с одной стороны, и клиноэнстатитами или энстатитами — с другой, продолжает существовать между ними и после их обогащения железом. Таким образом, в толейитовых магмах на всех стадиях дифференциации будут кристаллизоваться одновременно два несмешивающихся пироксена — один член авгитового ряда и другой — ортопироксенового или плутонического пижонитового ряда.

ОТНОШЕНИЕ К АТОМНОЙ СТРУКТУРЕ

Поведение пироксенов вообще, а пироксенов силла горы Веллингтон в частности можно объяснить, обращаясь к атомной структуре пироксенов, установленной рентгеноскопическими исследованиями. Диоксид состоит из параллельных цепочек атомов кремния и кислорода, связанных между собой атомами кальция и магния, каждый из которых окружен шестью «активными» атомами кислорода⁶². Каждый активный атом кислорода связан с одним атомом кальция и одним атомом магния. Такое строение, очевидно, присуще всем моноклинным пироксенам, подобным

авгиту, геденбергиту и клиноэнстатиту. Энстатит имеет подобную же структуру, но небольшое отклонение в расположении кремниево-кислородных цепей обуславливает для него более высокую симметрию.

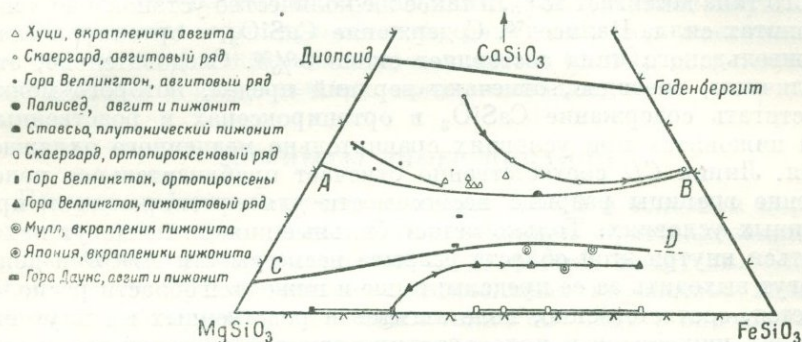
Ионные радиусы трех главных катионов, занятых в пироксеновой структуре, составляют $\text{Ca}^{++} = 1,06$, $\text{Mg}^{++} = 0,78$, $\text{Fe}^{++} = 0,83$. Отсюда следует, что Fe^{++} может замещать Mg^{++} , не вызывая чрезмерного искажения пироксеновых структур. Но, с другой стороны, вхождение небольших ионов Mg^{++} или Fe^{++} на место большого иона Ca^{++} вызывает значительное искажение в структуре пироксена; для того чтобы структура оставалась устойчивой, такие замещения, вероятно, могут осуществляться только до определенного предела.

Значительные изоморфные замещения можно предполагать между MgSiO_3 и FeSiO_3 ; по мере увеличения количества FeSiO_3 расстояния между кремниево-кислородными цепями будет до некоторой степени возрастать, так что относительно небольшое, но возрастающее количество крупных ионов Ca^{++} будет стремиться проникнуть в пироксеновую структуру. Изучение системы $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{SiO}_2$ ⁶³ показывает, что клиноэнстатиты являются высокотемпературными минералами, переходящими при более низких температурах в энстатит, и что температура этого превращения (инверсии) уменьшается по мере увеличения содержания железа в клиноэнстатите. Поэтому, во-первых, магнезиальные пироксены могут кристаллизоваться при температурах ниже температуры инверсии, кристаллизуясь, таким образом, в виде ортопироксена; с повышением же содержания железа они могут кристаллизоваться и при более высокой температуре, чем температура инверсии, образуя клинопироксены, а именно плутонические пижониты. Во время образования первого такого пижонита равновесие между температурой кристаллизации и температурой инверсии, должно быть, было весьма подвижным, и ранее образовавшийся пижонит мог легко превращаться в ортопироксен, вызывая переход некоторого количества CaSiO_3 в твердый раствор с образованием авгита. Это должно объяснить появление прорастаний авгита в гиперстене (со структурой распада твердого раствора) приблизительно на тех уровнях в силлах, на которых гиперстен начинает уступать место устойчивым пижонитам; это должно также объяснить, почему экссольюционные пластинки сначала появляются по краям гиперстеновых кристаллов, а затем уже в их центральной части, окруженной каемками чистого пижонита, оптически и физически непрерывного с гиперстеном. Позднее образовавшийся пижонит, вероятно, кристаллизовался при температурах выше температуры инверсии и, повидимому, становился более устойчивым в силлоподобных интрузиях с умеренной скоростью застывания. В более медленно остывавших

интрузиях они могли кристаллизоваться на всем протяжении, как ортопироксены, или же сначала, как пизонит, а затем последовательно превращаться в ортопироксен, как, возможно, это происходило в интрузиве Скаергард⁶⁴. Полный изоморфизм между авгитом и клиноэнстатитом или же между геденбергитом и клиноферросилитом, вероятно, был невозможен при условиях, допускающих стабильное развитие; избыток $MgSiO_3$ или $FeSiO_3$, будучи неспособным проникнуть в структуру авгита, должен был кристаллизоваться в виде клиноэнстатита или энстатита или же их железистых эквивалентов. Также должен существовать и верхний предел количества $CaSiO_3$, которое могло присутствовать в пироксенах, богатых магнием и железом, при условии, что пироксеновая структура остается устойчивой. В условиях же быстрой кристаллизации, происходящей в экструзивной или окраинных частях закаленной базальтовой магмы, избыток $MgSiO_3$ и $FeSiO_3$ проникает в авгитовую структуру. Исследование искусственных расплавов показало, что при таких условиях между авгитом и клиноэнстатитом может существовать полная серия (ряд) твердых растворов⁶⁵. Такие пироксены, однако, должны были быть неустойчивыми; рентгеноскопические же исследования дают основание полагать, что это действительно так и что если бы образование этих пироксенов происходило при медленном охлаждении, то клиноэнстатит превратился бы в энстатит, тогда как диоксид оставался бы несмешивающимся⁶⁶. Там же, где такие пироксены (пизониты) встречаются как часть общей массы базальтов, они, вероятно, образовались метастабильно при быстрой кристаллизации⁶⁷.

Обстоятельство, заключающееся в том, что Fe^{++} может легче замещать Mg^{++} , чем Ca^{++} , должно также обуславливать путь обогащения авгитов железом. На ранних стадиях этого обогащения Fe^{++} должно было быть способно замещать как Mg^{++} , так и Ca^{++} . Замещение Ca^{++} двухвалентным железом должно было, по мере развития этого процесса, приводить к увеличивающемуся нарушению пироксеновой структуры до тех пор, пока количество ионов Ca^{++} в структуре не сократилось бы до некоторого предела, после чего дальнейшее замещение Ca^{++} двухвалентным железом делало бы структуру неустойчивой. Дальнейшее обогащение авгита железом могло происходить лишь за счет замещения Mg^{++} . Этим объясняется поведение авгитового ряда пироксенов в интрузии Скаергард. Как показали Вагер и Дир⁶⁸, первым из авгитового ряда кристаллизовался кальциевый авгит. На ранних стадиях обогащения железом количество $CaSiO_3$ уменьшилось с 47 до 32%, тогда как количество $MgSiO_3$ уменьшилось лишь с 34 до 32% (рис. 17). Однако, начиная с этой стадии, содержание $CaSiO_3$ уменьшается лишь незначительно (до 27%), а увеличение количества $FeSiO_3$ происходит в основном за счет $MgSiO_3$. На

заключительной стадии образования ряда количество окиси кальция в остаточной магме восстанавливается, так что CaSiO_3 снова стремится занять место FeSiO_3 . Если принять приведенное выше объяснение такого поведения пироксенов авгитового ряда, то содержание CaSiO_3 в авгитах Скаергарда на том этапе, когда железо замещает главным образом магний, должно представлять примерно нижний предел, до которого может уменьшаться содержание CaSiO_3 в авгите при сохранении устойчивой структуры пироксена. Возвращаясь к авгитовому ряду горы Веллингтон



Р и с. 17. Диаграмма, показывающая пути кристаллизации пироксенов в соответствии с выводами настоящего исследования.

Ширина области разрыва несмесимости $ABCD$ может изменяться от нуля — для быстро остывающих магм — до величины, отвечающей магмам с умеренной скоростью охлаждения. Для еще более медленно остывающих магм линия CD может совпасть с линией состава MgSiO_3 — FeSiO_3 .

(рис. 17), мы снова видим, что здесь на ранних стадиях обогащения авгитов железом последнее также могло замещать как кальций, так и магний и что содержание CaSiO_3 в наиболее богатом железом авгите фактически такое же, как и в позднее образовавшихся авгитах Скаергарда. Гиперстен-авгит в силле Палисед⁶⁹ перед последующим обогащением железом также имел $\text{CaSiO}_3 = 30\%$. Ни один из интрателлурических авгитов, отмеченных Куно⁷⁰, не содержал меньшего количества CaSiO_3 . В породах вулканической зоны Хуци, Япония⁷¹, отмечен авгит, имеющий состав: $\text{CaSiO}_3 = 26\%$, $\text{MgSiO}_3 = 42\%$, $\text{FeSiO}_3 = 32\%$ и несколько других, содержание CaSiO_3 в которых колеблется от 27 до 32%. Все они встречаются в ассоциации с вкрапленниками гиперстена. Пижонит в габбро Ставсьо, Швеция⁷², содержит всего 25% CaSiO_3 . Следовательно, это позволяет предполагать, что в условиях сравнительно медленного охлаждения достигается предел устойчивости атомной структуры авгитов или пижонитов, принадлежащих к авгитовому ряду⁷³, когда содержание CaSiO_3

в пироксене падает до 25—30%. Линия *AB* на рис. 17 приблизительно отмечает границу разрыва несмесимости авгитовых пироксенов при таких условиях.

Верхний предел количества CaSiO_3 , которое может входить в атомную структуру ортопироксенов и пижонитов, принадлежащих к ортопироксеновому ряду, может быть установлен приблизительно таким же путем. Содержание CaSiO_3 в пироксенах этого же типа в силле горы Веллингтон повышается приблизительно до 10% и затем остается постоянным. По данным, приводимым Куно⁷⁴, максимальное содержание CaSiO_3 в пироксенах этого типа достигает 13%, и такое же количество установлено в пижонитах силла Палисед⁷⁵. Содержание CaSiO_3 в ортопироксенах бушвельдского типа составляет около 5%⁷⁶. Следовательно, эти величины, очевидно, отмечают верхний предел, которого может достигать содержание CaSiO_3 в ортопироксенах и родственных им пижонитах при условиях сравнительно медленного охлаждения. Линия *CD* соответственно отмечает приблизительное положение границы разрыва несмесимости для ортопироксенов при данных условиях. Только метастабильные пижониты могут находиться внутри этой области разрыва несмесимости *ABCD* и даже могут выходить за ее пределы; выше и ниже этой области располагается, соответственно, поле авгитов и родственных им плутонических пижонитов и поле ортопироксенов и относящихся к ним плутонических пижонитов.

Однако установлено одно отступление, которое может нарушить эту картину или, по крайней мере, потребует ее видоизменения. Содержание CaSiO_3 в пижоните ортопироксенового ряда силла горы Даунс⁷⁷ составляет 14%, что существенно приближается к ортопироксеновой границе, но содержание CaSiO_3 в гиперстен-авгите составляет 20%, так что он определенно находится внутри поля метастабильного пижонита, как это изображено на рис. 17, но ведет себя все еще как член авгитового ряда. По мнению Уокера и Польдерварта, это может указывать на то, что пижониты авгитового ряда и пижониты ортопироксенового ряда сливаются друг с другом, когда обогащение железом переходит этот предел. Однако представляется вероятным, что ширина области разрыва несмесимости между авгитовым рядом и клиноэнстатитовым рядом колеблется от нуля до максимума в зависимости от температуры и особенно от скорости кристаллизации. При высоких температурах и быстром охлаждении имеет место полная смешиваемость; максимум несмесимости достигается при низких температурах и медленном охлаждении. При промежуточных температурах и умеренной скорости охлаждения можно ожидать промежуточную, между этими крайними, степень смесимости; повидимому, пироксены силла горы Даунс представляют этот случай, так как силл горы Даунс, мощность которого со-

ставляет всего 60 м, должен был остывать значительно быстрее, чем силлы, имеющие мощность в 300 и более метров.

В очень медленно остывавших магмах, в которых температура кристаллизации оставалась ниже температуры перехода (инверсии), пижониты не смогут вытеснить ортопироксены, и линия CD на рис. 17 будет стремиться совпасть с линией состава $MgSiO_3-FeSiO_3$, давая максимум несмесимости. Соотношение этих двух рядов пироксенов, образующихся на некоторой стадии дифференциации, будет зависеть от состава остаточной магмы на данной стадии; относительные количества MgO , CaO и Al_2O_3 в магме могут определять, будет ли этот образующийся плутонический пижонит ортопироксенового ряда содержать максимальное (или меньше максимального) количество $CaSiO_3$, допускаемое температурой и скоростью его кристаллизации.

ПРОЦЕССЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Процесс дифференциации долеритовой магмы в основном определяется тремя факторами: 1) фракционной кристаллизацией, 2) гравитационной дифференциацией, 3) формой интрузии. Опускание ранее образовавшихся магнезиальных пироксенов вызывает непрерывное увеличение отношения $FeO : MgO$ в пироксенах более позднего образования, что характерно для долеритов в целом. Однако имеется существенное различие между направлением дифференциации в силлах и направлением дифференциации в дайкообразных интрузиях, как это можно видеть из сравнения рис. 8, 9 и 12. В силлах имело место абсолютное обогащение железом остаточной магмы, сопровождавшееся обеднением натрием и алюминием. С другой стороны, в дайкоподобных массивах остаточная магма лишь незначительно обеднялась железом, но значительно обогащалась натрием и алюминием. Упомянутое различие возникает вследствие разницы в форме интрузивных тел. Силлы представляют собой закрытые камеры, в которых ранее образовавшиеся пироксены и плагиоклазы опускаются с различными скоростями и аккумулируются над закаленными основаниями, вытесняя остаточную жидкость в верхние части силлов. Избирательное удаление магнезии в ранее образовавшиеся пироксены обуславливает концентрацию железа в этих сокращающихся объемах жидкости. Образующиеся при кристаллизации этих железистых участков минералы, богатые железом, не могут опускаться ниже слоя аккумуляции ранее образовавшихся минералов, и поэтому слой породы, обогащенный железом, встречается в верхних частях интрузивных залежей. С другой стороны, дайкоподобные тела могут рассматриваться как сквозные (subjacent) резервуары, в смысле Дэли⁷⁸, т. е. как тела, не имеющие видимого дна и простирающиеся вниз до некоторого неизвестного уровня. В этих

«сквозных» телах не происходило аккумуляции ранее образовавшихся кристаллов, опускавшихся, поскольку имеется в виду видимая часть дайкоподобных тел, за пределы камеры. Остаточная жидкость в видимых частях камеры, так же как и в силлах, вытеснялась вверх, и дополнительный объем свежей недифференцированной магмы, равной объему погрузившихся кристаллов, перемещался вверх из глубин в доступные для наблюдения части камеры. Фракционная кристаллизация, как указывалось выше, вызывала концентрацию железа в верхних частях камеры. Когда эти богатые железом участки начали кристаллизоваться, образующиеся железистые пироксены, благодаря отсутствию «дна» из аккумулярованных кристаллов, имели возможность беспрепятственно опускаться. Более высокий удельный вес железистых пироксенов давал им возможность погружаться быстрее плагиоклазов, кристаллизовавшихся одновременно с ними, и таким образом остаточный расплав имел тенденцию к обогащению полевыми шпатами. Продолжавшееся на протяжении всего этого процесса перемещение вверх недифференцированной магмы удерживало более дифференцированную магму в верхней части дайкоподобных тел. Конвекционные течения могли изменять эту простую картину, но они, очевидно, не мешали общему направлению процесса.

В интрузиях обоих типов концентрация железа должна была происходить в верхней части камеры, но, в то время как в силлах эта концентрация протекала в благоприятных условиях, в дайкоподобных телах она затруднялась. Повидимому, можно предполагать наличие слоев, богатых железом, в более глубоких частях дайкоподобных тел в виде слоев аккумуляции или переплавления скопившихся железистых пироксенов, но образовавшиеся таким образом породы должны отличаться от богатых железом пород, образовавшихся в силлах.

Если бы процесс дифференциации продолжался дальше, то железистые слои силлов должны были бы весьма быстро дать начало кислую полевошпатовому остатку, который по истощении плагиоклаза приблизился бы к составу гранофира. Наблюдаемый в дайкоподобных телах переход от толейитового базальта в закаленных окраинах к андезитовой фазе в центральных частях, продолжаясь, должен был бы привести к образованию конечного продукта, подобного таковому, установленному для силлов.

В дайкоподобных телах также должен был развиваться аналогичный переход по направлению вниз от кислых пород, находящихся под закаленной кровлей, к незначительно дифференцированной породе; но переход к более основным типам должен был продолжаться ниже этого слоя слабо дифференцированных пород в сторону значительно обогащенных железом слоев, а на еще больших глубинах — к породам, обогащенным магнием более, чем железом. Кольцеобразная дайка Глен-Мор, Мулл⁷⁹, оче-

видно, представляет собой замечательный пример дифференциации в «сквозной» камере. Здесь в наиболее низкой, доступной наблюдению части камеры обнаружен обогащенный железом слой, который переходит в породу первичного базальтового (толейитового) состава, в свою очередь переходящую в гранофир.

Примером явлений более крупного масштаба может служить штук Юго-Пик в горах Литл-Белт, Монтана⁸⁰, где имеет место переход от шонкинита, в краевых частях штока, через монзонит и от сиенит-порфира к гранит-порфиру, в центральной части штока.

Такая концепция закрытых и сквозных камер, в которых идентичные процессы фракционной кристаллизации и гравитационного разделения должны приводить к различным направлениям дифференциации, является, повидимому, чрезвычайно существенной для петрогенезиса и объясняет ряд не объяснимых иным образом явлений. К. Н. Феннер⁸¹ в течение долгого времени разделял ту точку зрения, что фракционная кристаллизация базальтовой магмы должна привести к обогащению железом остаточной магмы.

Исследованная Вагером и Диром⁸² интрузия Скаергард дает нам замечательный пример такого направления, хотя по своему составу конечный продукт дифференциации имеет значительное сходство с дацитовым стеклом, которое, как установил Уокер⁸³, образует основу толейита Кинкелл, Шотландия.

Это направление в сторону относительного (по отношению к магнию) обогащения остаточной магмы железом сильно выражено в долеритах Тасмании и, как показали Вагер и Дир, настолько характерно для базальтов вообще, что может рассматриваться как нормальное направление дифференциации базальтовой магмы. Но Вагер и Дир идут дальше и делают вывод, что богатые железом породы ферро-габбрового состава, подобные тем, что обнаружены в интрузии Скаергард, являются неизменным продуктом дифференциации такого рода. Поскольку же такие породы чрезвычайно редки, они считают в высшей степени маловероятным, чтобы базальтовая магма могла дать начало образованию пород кальциево-щелочного ряда.

Необычные черты интрузии Скаергард обусловлены тем, что она подверглась сильной фракционной кристаллизации в закрытой камере в больших масштабах и в большей мере, чем какие-либо другие из известных нам интрузий. Однако аналогичное направление дифференциации установлено и в меньших интрузивных телах, таких, как силл горы Веллингтон и силл Палисед⁸⁴, которые также подверглись фракционной кристаллизации в закрытых камерах. В каждом из этих тел дифференциация сопровождалась абсолютным увеличением содержания железа в верхней части интрузии и менее отчетливым обогащением натрием, калием

и титаном. В каждой интрузии обнаруживается заметное уменьшение MgO в верхних горизонтах. Во всех трех содержание алюминия, которое в нижних частях меньше, чем в недифференцированной магме, сначала увеличивается, а затем, в более верхних частях интрузии, уменьшается. Масштабы изменений в меньших телах менее значительны и являются отражением того факта, что первичная магма в двух рассматриваемых силах была насыщенной базальтовой или толейитовой, тогда как в Скаергарде она отвечала составу ненасыщенного оливинового базальта. Такое же направление в сторону абсолютного обогащения железом верхних горизонтов мы можем наблюдать в слабо дифференцированном силле близ Электрик-Пик, Уеллоустонский парк⁸⁵.

Следовательно, предположение о том, что направление дифференциации в интрузии Скаергард или в этих силах является единственно нормальным путем, по которому должна происходить дифференциация базальтовой магмы, означало бы игнорирование того факта, что в каждом из этих случаев дифференциация происходила в закрытой камере. Когда же такие магмы подвергаются дифференциации при тех же процессах в сквозных камерах, направления дифференциации могут быть совершенно иными.

Если дифференциация базальтовой магмы происходит в сквозных камерах, по размерам соизмеримых с батолитами, то, как это отмечено для большинства типов горных пород, позднее образующиеся ферромагнезиальные минералы будут относительно (по отношению к Mg) обогащаться железом⁸⁶. Это приведет к временному обогащению железом остаточной магмы; однако, если железо кристаллизуется в ферромагнезиальных минералах, оно, в основном, будет опускаться вниз и будет стремиться догнать или даже перегнать более медленно опускающийся, ранее образовавшийся плагиоклаз, если только оно не зафиксировано в минералах начальной стадии кристаллизации. Остаток магмы в верхней части такой камеры будет все более и более стремиться к полевошпатовому составу и, в конечном счете, — к кремнеземистому. Кроме того, он будет поддерживаться на поверхности и подпираться более тяжелой недифференцированной магмой, поднимающейся из глубин, так что будет стремиться аккумулироваться в наиболее верхних частях кровли камеры. Над некоторыми из этих частей будут развиваться купола, и кислые щелочные дифференциаты будут концентрироваться в этих выступах над главной камерой и подвергаться в них дальнейшей дифференциации. Эта точка зрения была высказана для объяснения повторяющейся ассоциации небольших количеств относительно щелочных дифференциатов вокруг местных центров извержений в центральной Виктории⁸⁷ и на архипелаге Кергуелен⁸⁸. Там, где встречаются такие разновидности дифференцированных пород в ассоциации и в чередовании с нормальными оливиновыми базальтами, все

они изливались из одних и тех же вулканических жерл⁸⁹ или из сквозных вулканических жерл⁹⁰, и трудно себе представить, чтобы они не были генетически связанными с оливиновым базальтом, тем более, что подобная ассоциация широко распространена.

Эти данные настолько убедительны, что утверждение В. К. Кеннеди⁹¹ о том, что трахитовые и фonoлитовые породы являются нормальными конечными продуктами дифференциации оливиново-базальтовой (ненасыщенной) магмы, может считаться достаточно обоснованным.

Вполне возможно, что толейитовая (ненасыщенная) магма аналогичным образом может давать начало образованию кислых или полевошпатовых дифференциатов; интересно отметить большое сходство между наиболее кислыми дифференциатами в дайкоподобном массиве Конуса Ганнинга и некоторыми двухпироксеновыми андезитами Японии (табл. 14, колонки 1, А, В). Точного совпадения в химическом составе не наблюдалось, но весьма близкий состав может быть обнаружен для дифференцированной породы из Северо-Западного залива, отвечающий, по всей вероятности, несколько дальше зашедшей стадии дифференциации дайкоподобного массива, по сравнению с породой из Конуса Ганнинга (табл. 14, колонки 2, В, Г). В наиболее сходных андезитах Японии отношение $MgO : CaO$ значительно выше, чем для породы из Конуса Ганнинга, а содержание K_2O ниже, что, несомненно, является результатом различия в составе первичной магмы. Если допустить, что дифференциация Конуса Ганнинга происходила в дальнейшем в большем масштабе, то неизбежно напрашивается вывод о том, что, в конечном счете, должны были образоваться породы, родственные андезиту или другим членам кальциево-щелочного ряда. В этой связи интересно также отметить, что закаленные краевые части интрузии Скаергард, отвечающие составу недифференцированной магмы, имеют значительное сходство с некоторыми третичными базальтами из Иду и Южных островов вулканической зоны Хуци, Япония (табл. 14, колонки Е, Ж). Здесь опять-таки сходство не совсем точное, однако достаточно близкое для того, чтобы отчетливо выступало различие в направлении дифференциации двух магм.

На основании этих соображений можно считать, что кальциево-щелочные породы могли образовываться из толейитовой базальтовой магмы, но что, следовательно, направление дифференциации, проявившееся в интрузии Скаергард, не обеспечивало такой возможности, так как интрузия Скаергард представляет собой весьма необычный пример дифференциации в закрытой камере. Мы не имеем оснований утверждать, что все кальциево-щелочные породы образовались из базальтовой магмы, но, по крайней мере, некоторые из них определенно являются дериватами этой магмы. Если небольшое количество трахитовых дифференциатов, образо-

Таблица 14

	1	А	Б	2	В	Г	3	Е	Ж
SiO ₂	54,74	54,00	54,70	56,74	56,62	56,70	47,92	49,28	49,21
Al ₂ O ₃	19,56	18,84	20,18	15,46	15,49	15,90	18,87	19,53	18,51
Fe ₂ O ₃	0,27	2,07	2,40	3,08	4,58	2,94	1,18	2,60	3,12
FeO	8,13	7,71	5,10	7,58	7,09	7,74	8,65	7,81	7,97
MgO	2,34	2,72	2,67	2,54	3,00	3,34	7,82	6,47	5,74
CaO	10,98	9,74	8,33	7,64	7,33	7,77	10,46	11,38	11,46
Na ₂ O	2,15	2,95	3,65	3,08	2,95	3,13	2,44	1,76	2,13
K ₂ O	1,47	0,41	0,77	1,59	0,55	0,74	0,19	0,16	0,47
H ₂ O	0,23	0,30	0,75	1,28	0,35	0,36	0,41
H ₂ O -	0,21	0,20	0,40	...	0,72	0,09	0,10
CO ₂	нет	0,06
TiO ₂	0,66	1,02	0,93	1,26	0,96	1,24	1,42	0,76	1,04
P ₂ O ₅	0,05	0,11	0,20	0,15	0,08	0,16	0,10	0,10	0,12
MnO	0,15	0,29	0,10	следы	0,22	0,18	0,07	0,15	0,23
Сумма	100,04	100,36	100,22	100,40	99,94	100,29	99,63	100,00	100,00

1. Долерит из вершины Конуса Ганнинга, Тасмания.

А. Двухпироксеновый андезит, самая нижняя лава среднего горизонта вулкана Тага, Иду, Япония (Н. Tsuya, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, Tokyo, 1937, vol. XV, Part I., p. 273, № 65).

Б. Гиперстен-андезит из вулкана Азитака-яма, Япония (*ibid.*, p. 277, № 68).

2. Долерит из Северо-Западного залива, Тасмания.

В. Афировый андезит из средней лавы вулкана Халкон, Япония (Н. Tsuya, *ibid.*, p. 262, № 421).

Г. Афировый андезит, лава на южном склоне Циро-матси, Северный Иду, Япония (Н. Tsuya, *ibid.*, p. 247, № 32).

3. Средний состав габбро из закаленной краевой части интрузива Скаергард (Wager L. and Deer W., *Meddeleser om Grønland*, vol. CV, Part 4, 1939, табл. 41).

Е. Средний состав третичного порфирированного базальта из Иду и Бонин, Япония (Н. Tsuya, *op. cit.*).

Ж. Средний состав четвертичного порфирированного базальта из Иду и Южных островов, Япония (Н. Tsuya, *op. cit.*).

вавшихся из оливиновой базальтовой магмы или андезитовых дифференциатов долеритов Тасмании, дает указание на этот процесс, то объем кальциево-щелочных пород, образовавшихся непосредственно из толейитовой магмы, должен быть также небольшим. Большой объем кальциево-щелочных пород дает основание предполагать, что главная масса этих пород образовалась иным путем, а не только путем простой дифференциации толейитовой магмы.

По мнению автора, основанному на изучении кальциево-щелочных пород Виктории⁹², значительная масса этих пород могла возникнуть, как предполагают Вагер и Дир⁹³, только при ассимиляции больших количеств сиалического материала в сочетании с кристаллизационной дифференциацией в сквозных камерах.

ЛИТЕРАТУРА

1. A. McInstosh Reid and QJ. Henderson, «The Avoca Mineral District», *Bull. Geol. Surv. Tasmania*, No. 40 (1929), p. 17.
2. A. N. Lewis, «Notes on a Geological Reconnaissance of Mount Anne and the Weld River Valley, South-West Tasmania», *Papers Roy. Soc. Tasmania* (1923), p. 24—25.
3. A. B. Edwards, «On a Remnant of a Stripped Penepplain of Palaeozoic Age at Mount Sedgwick in Western Tasmania», *Papers Roy. Soc. Tasmania* (1941).
4. Stephens, «On an Intrusion of Diabase into Permo-Carboniferous Rocks in Frederick Henry Bay», *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, Vol. LVI (1900), p. 333—336; P. B. Nye, *Underground Water Supply Papers, Geol. Surv. Tasmania*, No. 1 (1921), pp. 52—54; No. 2 (1922), p. 38; No. 3 (1924), p. 35; «The Coal Resources of Tasmania», *Mineral Resources No. 7, Geol. Surv. Tasmania* (1922), p. 35—36, 82, 139, 173, 177, 210.
5. Lewis, «The Isostatic Background of Tasmanian Physiography», *Papers Roy. Soc. Tasmania* (1927), pp. 1—24.
6. A. N. Lewis and A. H. Voisey, «A Record of Volcanic Activity in Tasmania during Triassic Times», *Papers Roy. Soc. Tasmania* (1938), pp. 31—39.
7. «Microscopical Studies of Tasmanian Rocks», *Papers Roy. Soc. Tasmania* (1896), pp. 89—91.
8. W. H. Twelvetrees and W. F. Petterd, «The Igneous Rocks of Tasmania», *Trans. Australian Inst. Min. Eng.*, Vol. V (1898), pp. 98—116.
9. Twelvetrees and Petterd, «On Mesozoic Dolerite and Diabase in Tasmania», *Papers Roy. Soc. Tasmania* (1899), p. 47—55.
10. «On the Nomenclature and Classification of Igneous* Rocks in Tasmania», *Rept. Australian Assoc. Adv. Sci.*, Vol. IX (1902), p. 287—292.
11. «Über einen Enstatit-Augite führenden Diabas von Tasmanien», *Centralbl. f. Min.* (1907), S. 705—711; также, перевод W. H. Twelvetrees в *Ann. Rept. Dept. Mines Tasmania*, 1907, p. 107—111.
12. «Die Enstatit-Augite», *Min. u. petrog. Mitt.*, Vol. XXVI (1906), pp. 1—131.
13. «Beiträge zur petrographischen Kenntniss einiger foyaitischen theralitischen Gesteine aus Tasmanien», *Min. u. petrog. Mitt.*, Bd. XXV (1906), S. 267.
14. «Outline of the Geology of Tasmania», *Rept. Sec. for Mines for 1908, Tasmania*, p. 154.
15. «On Rock Specimens from Central and Western Australia, Collected by the Elder Scientific Exploring Expedition of 1891—1892», *Jour. and Proc. Roy. Soc. New South Wales*, Vol. XLV (1911), p. 306.

16. «Notes on the Geology of the Cradle Mountain District,» *Papers Roy. Soc. Tasmania* (1916), p. 33.
17. *Underground Water Supply Papers, op. cit.*, No. 1, 2.
18. «Notes on a Geological...», *op. cit.*; «The Isostatic Background...», *op. cit.*
19. «Notes on a Geological...», *op. cit.*
20. Q. J. Henderson, личное сообщение.
21. G. T. Prior, «Report on the Rock Specimens Collected during the «Discovery» Antarctic Expedition, 1901—1904», *Nat. Antarctic Exped., 1901—1904, Natural History*, Vol. I, *Geology*, p. 137; Benson, «Report on the Petrology of the Dolerites Collected by the British Antarctic Expedition of 1907—1908», *Repts. British Antarct. Exped., 1907—1909, Geology*, Vol. II, p. 153—160.
22. W. R. Browne, «The Dolerites of King George Land and Adelie Land», «*Repts. Australian Antarct. Exped., 1911—1914, Ser. A., Vol. III, Geology*, Part 2 (1923).
23. F. Walker, «Differentiation of the Palisade Diabase, New Jersey», *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol. LI (1941), p. 1081.
24. R. A. Daly and T. F. W. Barth, «Dolerites Associated with the Karroo System, South Africa», *Geol. Mag.*, Vol. LXVII (1930), p. 101.
25. A. Holmes and H. F. Harwood, «The Age and Composition of the Whin Sill and the Related Dykes of the North of England», *Min. Mag.*, Vol. XXI (1928), p. 539.
26. Twelvetrees and Petterd, «On Mesozoic Dolerite...», *op. cit.*
27. «The Coal Resources of Tasmania», *op. cit.*, p. 205.
28. Там же, стр. 34—35.
29. Benson, «Notes on the Geology...», *op. cit.*
30. Loftus Hills, «The Tasmanian Diabase and Its Relation to the Coal-bearing Formations», in «The Coal Resources of Tasmania», *Mineral Resources, Geol. Surv. Tasmania*, No. 7 (1922), p. 8.
31. Twelvetrees, «Outlines of...», *op. cit.*, p. 155.
32. Edwards, «On a Remnant...», *op. cit.*
33. «The Underground Water Resources of the Jericho-Richmond-Bridgewater Area», *Underground Water Supply Papers, Geol. Surv. Tasmania*, No. 2 (1922).
34. *Op. cit.*, p. 251.
35. Tomkeief «A Contribution to the Petrology of the Whin Sill», *Min. Mag.*, Vol. XXII (1929), p. 102—109.
36. Walker, *op. cit.*, p. 1095.
37. *Op. cit.*, p. 118.
38. «On the Nomenclature...», *op. cit.*, p. 290.
39. «On Mesozoic...», *op. cit.*, p. 50.
40. «On Mesozoic...», *op. cit.*, p. 50; Twelvetrees, «On the Nomenclature...», *op. cit.*, p. 290.
41. *Op. cit.*
42. «Notes on the Geology...», *op. cit.*, p. 33.
43. *Op. cit.*

44. «On Two New Pyroxenes in the Series Diopside-Hedenbergite-Clinoenstatite-Clinoferrosilite», *Min. Mag.*, Vol. XXV (1939), p. 22.
45. Cf. Wager and Deer, *The Petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland*, «Meddelelser om Grønland», Vol. CV. No. 4 (1939), p. 242 and 258.
46. «On Two New Pyroxenes...», *op. cit.*, p. 22.
47. «Notes on the Geology...», *op. cit.*, p. 33.
48. «Some Data on the Iron-rich Hypersthènes», *Min. Mag.*, Vol. XXIV (1935), p. 221.
49. «Orthopyroxenes of the Bushveld Type», *Amer. Min.*, Vol. XXIII (1938), p. 450—56.
50. Walker, *op. cit.*, p. 1065, and Analysis No. 20.
51. W. H. Newhouse, «Opaque Oxides and Sulphides in Common Igneous Rocks», *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol. XLYII (1936), p. 1; Edwards «Some Ilmenite Microstructures and their Interpretation», *Proc. Australian Inst. Min. Met.*, No. 110 (1938), p. 48—52.
52. Сравни с заключениями Г. Г. Гесса («Pyroxenes of Common Mafic Magmas» *Amer. Min.*, Vol. XXVI (1941), p. 515—35), которые появились в печати после того, как эта рукопись была отправлена в Америку. [Прим. редактора *Journ. Geol.*: Рукопись была получена 9 сентября 1941 г. Следовательно, доктор Эдварде пришел к своим заключениям относительно кристаллизации пироксенов, не зная о работе Гесса, опубликованной в сентябрьском и октябрьском (1941 г.) номерах *American Mineralogist*. Читатель найдет (при этом сравнении) интересный случай полного параллелизма данных наблюдений и заключений, независимо полученных двумя исследователями. N. L. Bowen.]
53. «The Hallefors Dolerite Dyke and Some Problems of Basaltic Rocks», *Bull. Geol. Soc. Upsala*, Vol. XXVI (1936), p. 154—59.
54. «Minerals and Rocks of the Composition $MgSiO_3-CaSiO_3-FeSiO_3$ », *Jour. Wash. Acad. Sci.*, Vol. I (1911), p. 54—56.
55. Petrological Studies in the Neighbourhood of Stavsjo, in Kolmarden, *Arsbok. Sver. Geol. Undersok.*, Vol. XVII, No. 6 (1923).
56. «On the Course of Crystallization of Pyroxenes from Rock-Magmas», *Jap. Jour. Geol. & Geog.*, Vol. X (1932), p. 67.
57. «On the Crystallization of the Pyroxenes from Rock-Magmas, with Special Reference to the Formation of Pigeonite», *Jap. Jour. Geol. & Geog.*, Vol. XIII (1936), p. 141.
58. Walker, *op. cit.*
59. F. Walker and A. Poldervaart, «The Petrology of the Dolerite Sill of Downes Mountain, Calvinia», *Trans. Geol. Soc. South Africa*, Vol. XLIII (1941), p. 163.
60. Browne, *op. cit.*, p. 246.
61. «The Petrology...», *op. cit.*, p. 258—60, Fig. 56.
62. W. L. Bragg, «Atomic Structure of Minerals», «George Fisher Baker Lectures (Ithaca, N. Y.: Cornell University Press, 1937), p. 187—90.

63. N. L. Bowen and J. F. Schairer, «The System $MgO_2-FeO-SiO_2$ », *Amer. Jour. Sci.*, Vol. XXIX, p. 200—203.
64. Wager and Deer, «The Petrology...», *op. cit.*, pp. 82—83.
65. Bowen, «The System Fosterite—Diopside—Silica», *Amer. Jour. Sci.*, Vol. XXXVIII (1914).
66. R. W. G. Wyckoff, H. E. Merwin, and H. S. Washington, «X-ray Diffraction Measurements upon the Pyroxenes», *Amer. Jour. Sci.*, Vol. X (5th ser., 1925), p. 395.
67. Bowen and Schairer, *op. cit.*
68. «The Petrology...», *op. cit.*, p. 241, Fig. 48.
69. Walker, *op. cit.*, p. 1071.
70. *Op. cit.*, p. 147, Fig. 4.
71. H. Tsuya, «On the Volcanism of the Huzi Volcanic Zone with Special Reference to the Geology and Petrology of Idu and the Southern Islands», *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo*, Vol. XV, Part I, p. 216—350, Fig. 14.
72. Asklund, *op. cit.*, p. 26.
73. Ferro-augites of Hess (*op. cit.*, p. 517—18).
74. *Op. cit.*, p. 146, Fig. 4.
75. Walker, *op. cit.*, p. 1072.
76. Hess and Phillips, *op. cit.*, p. 454.
77. Walker and Poldervaart, *op. cit.*, p. 163—64.
78. *Igneous Rocks and the Depths of the Earth* (New York: McGraw Hill Book Co., 1933), p. 75.
79. E. B. Bailey, H. H. Thomas, and C. T. Clough, «The Tertiary and Post Tertiary Geology of Mull», *Mem. Geol. Surv. Scotland*, 1924, p. 320—30; C. Koomans and P. H. Kuenen, «On the Differentiation of the Glen More Ring-Dyke, Mull», *Geol. Mag.*, Vol. LXXY (1938), p. 145.
80. W. H. Weed and L. V. Pirsson, «Igneous Rocks of Yogo Peak», *Amer. Jour. Sci.*, Vol. L (3d ser., 1895), p. 467; «Geology of the Little Belt Mountains, Montana», 20th *Ann. Rept. U. S. Geol. Surv.*, 1900, Part. III, p. 318, 563—68.
81. «The Crystallization of Basalts», *Amer. Jour. Sci.*, Vol. XYIII (1929), p. 225 «The Residual Liquids of Crystallizing Magmas», *Min. Mag.*, Vol. XXII (1931), p. 539—60; «Olivine Fourchites from Raymond Fosdick Mountains, Antarctica», *Bull. Geol. Soc., Amer.*, Vol. XLIX (1938), p. 367.
82. «The Petrology...», *op. cit.*
83. F. Walker, «The Late Paleozoic Quartz-Dolerites and Tholeiites of Scotland», *Min. Mag.*, Vol. XXIV (1938), p. 131.
84. Walker, *op. cit.*; Fenner, «The Crystallization ...», *op. cit.*, p. 230—31
85. J. P. Iddings, «Differentiated Sheet South-east of Electric Peak», *U. S. Geol. Surv. Mono.* 32, Part 2 (1899), p. 82; Fenner, «The Crystallization...», *op. cit.*, pp. 228—29.
86. N. L. Bowen, J. F. Schairer, and H. V. Willems, «The Ternary System $Na_2SiO_3-Fe_2O_3-SiO_2$ », *Amer. Jour. Sci.*, Vol. XX (5th ser. 1935), p. 453.

87. Edwards, «Three Olivine-Basalt-Trachyte Provinces and Some Theories of Petrogenesis», *Proc. Roy. Soc. Victoria*, Vol. XLVIII, Part I (new ser., 1936), p. 19.
88. Edwards, «Tertiary Lavas from the Kerguelen Archipelago», *Reports Ser. A, British Australian New Zealand Antarct. Research Exped.*, 1929—1931, Vol. II, *Geology*, Part 5 (1938), p. 94—96.
89. A. B. Edwards and W. Crawford, «The Cainozoic Volcanic Rocks of the Gisborne District, Victoria», *Proc. Roy. Soc. Victoria*, Vol. LII, Part 2 (new ser., 1939), p. 281—311.
90. E. W. Skeats and H. S. Summers, «The Geology and Petrology of the Macedon District», *Bull. Geol. Surv. Victoria*, Vol. XXIV (1912).
91. «Trends of Differentiation in Basaltic Magmas», *Amer. Jour. Sci.*, Vol. XXV (5th ser., 1933), p. 293.
92. «Quartz-Diorite Magma in Eastern Victoria», *Proc. Roy. Soc. Victoria* Vol. L., Part I (new ser., 1937), p. 97—108.
93. «The Petrology...», *op. cit.*, p. 323.

Н. А. ВЕМБАН

ПУТИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В ТРАПШАХ ДЕКАНА

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ

В настоящей работе автор критически пересмотрел имеющуюся литературу по трапшам Декана, собрал все опубликованные анализы (в количестве 55) и изучил их петрохимические зависимости. Изучавшийся материал поступал из четырех районов, а именно: из Центральные провинций, Павагад-Хиллса, бомбейского побережья и Катъявара.

Анализы прежде всего группировались в соответствии с главными типами горных пород, которые они представляли, и с учетом особенностей в каждой изучаемой группе. Региональное группирование горных пород производилось с целью изучения направления дифференциации графическим методом с применением различных диаграмм, наряду с диаграммой QLM проф. Ниггли. На основании этого изучения делается вывод, что первичная магма, вероятно, имела ультраосновной (эссекситовый или пикритовый) состав, эволюционировавший в процессе дифференциации как в направлении известково-щелочного (преимущественно на более ранних стадиях), так и щелочного полей. Нельзя сказать, чтобы мы располагали достаточными доказательствами в пользу существования двух отдельных первичных основных магм (толейитовой и оливиново-базальтовой), как утверждал Кеннеди. Единственный тип магмы, более основной, чем тип магмы плато-базальтов, по мнению Куно, казалось, больше бы соответствовал эволюции горных пород в формации трапш Декана.

Эта работа также показывает, что должно быть выполнено значительно больше петрографических и химических исследований по некоторым группам пород, подвергшимся дифференциации, и что внимание должно быть сосредоточено на выявлении механизма дифференциации и процессов локализации ее конечных продуктов в отдельных районах.

ВВЕДЕНИЕ

К концу мезозойской эры и в течение ранней части третичного периода из трещин и разломов земной коры, возникших в результате движений, связанных с расчленением громадного южного материка Гондваны, извергалась серия высокоподвижных

жидких лав. Эти лавы распространились на большей части Индийского полуострова, образовав мощный, горизонтально-залегающий покров базальтов и долеритов, затоплявший и заполнявший дотрапповые долины и неровности рельефа страны. Эта вулканическая формация, покрывающая в настоящее время общую площадь около 518 000 км² на территории бомбейского побережья, Катъявара и Катча, Центральных провинций, Центральной Индии и частей плоскогорья Декан и занимающая примерно одну седьмую часть всего Индийского полуострова, известна в индийской геологии под названием траппов Декана.

Современное размещение траппов Декана не дает нам ясного представления об их прежнем распространении, так как в течение длительного периода, прошедшего со времени их затвердевания, они подверглись продолжительной денудации, и возможно, что значительная часть этой формации могла быть уничтожена под влиянием агентов выветривания. Небольшие останцы траппов Декана, находящиеся на значительных расстояниях от главной их массы, найдены на западе в Синде, на востоке Сиргуджа и в Джашпуре и на юго-востоке близ Раджамандры в Мадрасском округе.

Геологический и петрографический характер горных пород, входящих в группу траппов Декана, а также их химическая характеристика и петрогенезис рассматривались рядом известных геологов. С тех пор, как в 1922 г. Г. С. Вашингтон опубликовал данные по 11 анализам траппов Декана, представленных Геологической службой Индии, и дал очерк их минералогического состава, различными исследователями было проделано 60 количественных химических анализов этих пород. В 1926 г. М. С. Кришнан описал породы Гирнара и Ошам-Хиллса Катъяварского полуострова и произвел их химическое исследование. Приблизительно в то же время Е. К. Чаттерджи исследовал интересные дайковые горные породы западного Гир-Форест, Катъявар; результаты его исследований были опубликованы в 1932 г. Затем последовали работы проф. К. К. Матур и П. Р. Дж. Найду (1932) и проф. А. С. Калапези и Г. П. Контрактора (1935, 1936) по петрологии траппов Декана острова Бомбей и соседних областей. В 1934 г. Л. Л. Фермор представил превосходный отчет о химических особенностях траппов района Линга, в котором он за несколько лет до этого занимался геологической съемкой совместно с К. С. Фоксом. В 1936 г. Г. Крукшенк дал описание геологии северных склонов Сатпура-Хиллс, в котором он приводит только один анализ порфирита, отобранного вблизи Джамундхонга. Кроме анализов, имеющих в вышеупомянутой литературе, нами в настоящей работе были использованы четыре анализа траппов Декана из Павагад-Хиллса, приведенные В. С. Дубейем в его диссертации (1929), и два анализа траппов из Катъявара и Павагад-Хиллса,

выполненные Дубейем и опубликованные М. П. Байджпайем (1935). Данная статья целиком основана на изучении анализов, заимствованных из вышецитированной литературы.

Предметом этой статьи является изучение петрохимии траппов Декана и установление истории и эволюции магмы при образовании различных типов пород формации на основании методов, разработанных проф. Ниггли. Знание петрологии различных типов горных пород, их геологической характеристики, морфологии, генетических зависимостей и геологической истории является существенным для петрохимии; краткое изложение этих черт приводится ниже. Было сделано все возможное для того, чтобы охватить все опубликованные до сих пор работы, касающиеся траппов Декана, и мы надеемся, что ни одна из важных работ не была пропущена.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРАППОВ ДЕКАНА

Траппы Декана встречаются как в виде излившихся потоков, так и в виде силлов и даек. Потоки, изливавшиеся на поверхность Земли, образовывали покровы значительных размеров; доказательствами их эффузивного происхождения является пористая пузырчатая поверхность потоков и трещины охлаждения, которые иногда обуславливают столбчатую отдельность. Потоки залегают удивительно горизонтально на всем своем протяжении; некоторое отклонение от горизонтального положения заметно лишь на бомбейском побережье, где покровы обнаруживают слабое падение в сторону моря. Слабый наклон, складчатость и даже сбросы отмечаются в Сатпуре и в районе Линга Центральных провинций, Кандеша и Раджпипла-Хиллс близ Броача. Как предполагают, наклоны и складки возникли под влиянием пост-трапповых нарушений, вызванных тектоническими причинами, поскольку переслаивающиеся с траппами озерные отложения, первоначально отлагавшиеся в горизонтальном положении, подвергнуты тем же воздействиям.

Лавы изливались периодически, образовав ряд покровов, причем последующие потоки часто разделяются между собой пластами вулканического пепла или брекчий и межтрапповыми горизонтами извесняков, кремнистых сланцев и «зеленой земли». Горизонты пресноводных отложений с остатками растений и животных, переслаивающиеся с потоками лавы, признаки атмосферного выветривания и денудации поверхности потоков, дают нам доказательства продолжительности интервалов времени между последовательными излияниями лав. Близ бомбейского побережья потоки достигают максимальной мощности, превышающей 2000 м, но в стороны от него утоньшаются и на восточной окраине Амаркантака имеют лишь 150 м, вблизи Белгаума, на юге, — 60 м

и в Синде, на северо-западе, — от 30 до 60 м. Средняя мощность на всей площади может быть определена в 600 м. Мощность отдельных потоков колеблется от нескольких до 40 м, при среднем значении в 15—20 м. В Бусавале буровая скважина, проникшая на глубину 379 м, обнаружила 29 потоков со средней мощностью в 12 м. В районе Линга, округ Чиндвара, Центральные провинции, в разрезе, общая мощность которого составляет 95 м, было встречено пять потоков со средней мощностью в 19 м.

Типичный отдельный поток в основании состоит из тонкой пористой или стекловатой массы, которая, переходя выше в плотный, непузыристый базальт, со столбчатой отдельностью, в результате дальнейшего постепенного увеличения размера зерен минералов, превращается в крупнозернистый долерит (центральная часть потока), а выше опять становится базальтовой и, наконец, стекловатой и амигдалоидной. Во многих местах наблюдаются отклонения от этой общей последовательности, и потоки могут быть амигдалоидными, порфировыми или тонкозернистыми и плотными по всей своей мощности.

Потоки часто переходят в силлы, которые не содержат пустот или миндалин и весьма компактны, хотя местами имеют пузыристое строение. Под силлами и потоками имеются бесчисленные ветвящиеся и массивные дайки всех размеров и мощностей, которые доступны для наблюдения только в тех участках, где общая мощность формации сильно уменьшается, как в окраинных областях. Они обнаружены в Катче, в Раджишилла-Хиллс, близ Броача, в западном Гир-Форест в Катъяваре, и в Нарбадской долине в виде интрузий в гондванских породах. Дайки могут рассматриваться как питающие каналы для потоков и силлов. По размеру зерен минеральных компонентов эти дайки и силлы варьируют от тонкозернистых базальтов до грубозернистых долеритов и габбро; они также могут иметь сложное строение и порфировый облик.

Траппы Декана были подразделены на следующие три группы:

<i>Верхние траппы</i>	(460 м)—	Бомбей и Катъявар с многочисленными межтрапповыми горизонтами и прослоями вулканического пепла.
<i>Средние траппы</i>	(1200 м)—	Центральная Индия и Мальва; с многочисленными прослоями пепла в кровле, лишены межтрапповых горизонтов.
<i>Нижние траппы</i>	(150 м)—	Центральные провинции и восточные области; с межтрапповыми пластами и редко ветречающимися пластами пепла.

Вулканическая деятельность, вызвавшая образование плато Декана, как предполагают, проявлялась тремя отчетливыми циклами. Первый цикл характеризовался существованием длитель-

ных периодов покоя между лавовыми излияниями, в течение которых происходил отложение осадков в озерах, образовывавшихся в небольших депрессиях и в изгибах толщи слоистых базальтов. Главная область активности, располагавшаяся вначале в восточной части, постепенно перемещалась на запад. Второй период активности был более резко выраженным и более мощным, чем первый; огромные количества лавы извергались с такими короткими интервалами, что было очень мало или совершенно не было времени для образования осадочных пластов. Затем, после продолжительного периода покоя, на ограниченной территории, окружающей Бомбей (распространяясь преимущественно в западном направлении, в область, в настоящее время занятую морем), начались излияния третьего цикла. Извержения были перемежающимися, так как были связаны с последними фазами затухающей вулканической деятельности.

Пласты пепла, сопутствующие верхним и нижним трапшам, а на некотором протяжении — и средним трапшам, показывают, что по временам магматическая деятельность достигала значительной степени эксплозионной (взрывной) силы. Эти взрывные явления были не только кратковременными и спорадическими, но и захватывали лишь ограниченные площади.

ПЕТРОЛОГИЯ ТРАПШОВ ДЕКАНА

Трапшы Декана обнаруживают замечательное единообразие минералогического и химического составов. Нормальный трапш имеет облик базальта или долерита; удельный вес его составляет в среднем 2,90, с колебаниями в пределах от 2,58 до 3,05. Образцы с более высоким удельным весом иногда обнаруживаются в нижних частях потоков и силлов, где, повидимому, аккумуляровались оливин и авгит вследствие гравитационного оседания кристаллов. Пузыристый и амигдалоидный типы всегда менее плотны, чем средние компактные разновидности.

Нормальный компактный долеритовый, до базальтового, тип трапша распространен на очень больших площадях. Этот нормальный тип, черного или темнозеленого цвета с коричневатым или красноватым оттенком, варьирует по размеру зерен от плотных компактных афанитов через тонкозернистые базальты до весьма грубозернистых долеритов. В западной части области развития формации, близ Бомбея, ультраосновные, так же как и кислые типы трапш, находятся в интрузивных соотношениях с главным базальтом. Ультраосновные типы, встречающиеся главным образом в форме даек среди основной массы базальтов, в своем распространении ограничены западной окраиной области распространения трапш Бомбея и Катъявара, тогда как кислые и переходные (subacid) типы обнаружены в основном вдоль двух зон,

одна из которых прослеживается от Павагад-Хиллса до Бомбея, а другая — от Парбадской долины до Порбандар-Стейт, в Катъяваре. Ультраосновные типы включают океанит, анкарармит и лимбургит; средние типы — андезит, трахит и сиенит; кислые типы — гранофир, фельзит, риолит, обсидиан и питчстон*. В Гирнаре и Ошам-Хиллсе, Катъявар, монцониты, нефелиновые сиениты и лампрофиты встречаются в виде интрузивных тел в базальтах.

Микроскопическая характеристика. Под микроскопом нормальный деканский трапп варьрует от плотного скрытокристаллического или гиалитового базальта до крупнокристаллического долерита. Главными минеральными компонентами являются полевые шпаты, авгит и рудные минералы, тогда как оливин, биотит, роговая обманка, кварц, палагонит, цеолит и апатит присутствуют в меньших количествах.

В добавление к этим минералам всегда имеется некоторое количество интерстициального стекла, обнаруживающего различные степени девитрификации.

Полевые шпаты. Полевой шпат является преобладающим компонентом нормальных типов траппов, составляя около 40—45% их объема. Он встречается в виде небольших идиоморфных лейст, призм и вкрапленников, которые могут образовывать гломеропорфировые агрегаты. Однородные по величине таблитчатые зерна могут находиться в офитовых, до субофитовых, прорастаниях с авгитом.

Лейсты обычно сдвойникованы по альбитовому закону и варьируют по составу от An_{40} до An_{80} при среднем значении An_{60} . Вкрапленники сдвойникованы как по альбитовому, так и по карлсбадскому законам и иногда также обнаруживают зональность с максимальной разницей в составе между ядром и краевыми зонами в 20% An , причем центральная часть является более основной. Полевой шпат до некоторой степени является более ранним продуктом кристаллизации, но к нему вскоре присоединяется авгит, так что в дальнейшем оба минерала кристаллизовались одновременно; об этом свидетельствуют субофитовая и долеритовая структуры.

Авгит. Следующим по распространенности минералом после полевого шпата является авгит, составляющий от 30 до 35% объема породы. Он относится к энстатит-авгитовой или пижонитовой группе. Макроскопически он зеленоватый или коричневатосерый, но в шлифах бесцветен. Угол оптических осей (+) $2V$ колеб-

* «Смоляной камень» — разновидность обсидиана, обогащенная растворенной водой. (Прим. ред.)

лется между 20 и 45°. Авгит может быть офитовым, субофитовым и зернистым или находиться в промежутках между зернами полевого шпата. Часто он дает прорастание с магнетитом.

Стекло. В базальтах часто присутствует некоторое количество промежуточного стекла. По цвету оно либо темнокоричневое, либо яркожелтое, а также может быть почти непрозрачным, когда пронизано бесчисленными зернышками зарождающихся кристаллов. В некоторых образцах стекло скрытокристаллическое, тогда как в других оно тонкокристаллическое с развитием микролитов полевого шпата и идиоморфных зерен кварца и авгита. Процент стекловатого вещества колеблется в значительных пределах в обратно пропорциональной зависимости от содержания авгита и магнетита. В некоторых случаях стекло является сильно измененным до хлорофита, селадонита и делессита с тонко рассеянными включениями магнетита.

Рудные минералы. Рудные минералы присутствуют в виде неправильных зерен, тонких игольчатых и скелетных кристаллов.

Они могли образоваться непосредственно при кристаллизации магмы, но некоторые зерна обязаны вторичному изменению стекла. В большинстве случаев они представляют собой титанистый железняк, что подтверждается значительным содержанием титана, обнаруживаемого при анализах.

Кварц и микропегматит. Кварц и микропегматит являются обычными для некоторых типов трапшов, находимых в верхних частях силлов. В микропегматитовых участках кварц иногда содержит включения апатита, что указывает на первичное происхождение микропегматита.

Оливин. Минерал встречается только изредка в грубозернистых разновидностях, происходящих главным образом из нижних частей силлов и потоков. Изменяется в иддингсит и серпентин.

Биотит и роговая обманка. Эти минералы отсутствуют в нормальных типах трапшов, но могут быть обнаружены в более сильно дифференцированных типах. В некоторых случаях они, повидимому, образовались в результате изменения авгита.

Вторичные минералы. В трапшах Декана найдены некоторые вторичные минералы, образующие заполнения пустот; они образуются в течение позднейших стадий вулканической деятельности и в качестве продуктов изменения и замещения. Типичными представителями этих минералов являются цеолиты, а наиболее

распространенными из них — стильбит, апофиллит, гейландит, ломонит, сколецит и шабазит.

В миндалинах были также найдены кальцит, халцедон (и его разновидности). Пустоты могут быть окаймлены хлорофеем и делесситом, а иногда заполнены ими. Продуктами изменения являются палагонит, идингсит, серпентин; эти минералы образовались из главных породообразующих компонентов — полевого шпата, авгита, оливина и стекла.

ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРАППОВ ДЕКАНА

На основании полевых наблюдений было установлено, что в формации Декана встречаются различные типы горных пород, несмотря на то, что средний состав формации отвечает составу недифференцированного базальта и долерита. Из нижеприводимых таблиц (табл. I, II, IV, V, VI) будет видно, что содержание SiO_2 , играющее важную роль при определении некоторых типов горных пород, колеблется от 42,21 до 73,24%, с диапазоном колебаний в 31,03%. В зависимости от степени насыщения, породы могут быть недосыщенными, насыщенными и пересыщенными, обнаруживая в своем составе оливин или нефелин на одном конце серии, а кварц — на другом. На основании характерных минералогических компонентов, отражающих условия, господствовавшие во время затвердевания магмы, породы распадаются на следующие группы, каждая из которых характеризуется рядом родственных химических или минералогических признаков: 1) перидотиты; 2) долериты и базальты; 3) андезиты; 4) сиениты и трахиты; 5) риолиты, гранофиры и т. п. Перидотиты и пироксениты являются недосыщенными ультраосновными породами, богатыми пироксеном и оливином и бедными полевыми шпатами. Долериты и базальты могут быть как недосыщенными, так и пересыщенными, но в целом они являются основными, с преобладанием кальциевого плагиоклаза и ферромагнезиальных компонентов. Различие между группой базальта и перидотитами заключается в более высоком содержании в базальтах окислов кальция, алюминия и щелочей, при преобладании натрия и более низком содержании магнезии и окислов железа. Содержание кремнезема в основных типах колеблется от 45 до 52%. Средние горные породы включают андезиты, сиениты и трахиты, содержание кремнезема в которых колеблется от 52 до 61%, с соответствующим увеличением содержания кальция и щелочей и уменьшением магнезии и окислов железа. Это различие для данных горных пород выражается в том, что они содержат больше плагиоклазов и ортоклаза и меньше ферромагнезиальных минералов.

В некоторых сиенитах кремнезема может быть недостаточно для насыщения всех щелочей, так что преимущественно обра-

зуется нефелин, а не плагиоклаз. Последняя группа, содержащая свыше 61% кремнезема, является пересыщенной, о чем свидетельствует наличие в ней свободного кварца.

ПЕРИДОТИТЫ*

Эта группа включает лимбургиты, океаниты и анкарамиты. Все эти породы являются ультраосновными, богатыми оливинном, авгитом и рудными минералами, при подчиненном количестве полевого шпата. Второстепенными компонентами, образовавшимися благодаря изменению главных компонентов, являются хлорит, биотит и серпентин. Когда оливин является преобладающим ферромагнезиальным минералом, порода называется океанитом, тогда как порода, соответствующая по составу океаниту, но богатая стеклом, носит название лимбургита. Горная порода, в которой преобладает авгит, известна под названием анкарамита. Химический состав, коэффициенты Ниггли и нормативный состав по С. I. P. W. этих пород приведены в табл. I. Их краткие петрографические описания вынесены в конец статьи (см. стр. 284 и след.)

Из рассмотрения химических анализов можно видеть, что океанит и анкарамит имеют более или менее сходный состав, в то время как лимбургит сильно отличается от этих двух типов горных пород. По сравнению с этими двумя типами лимбургит содержит меньше кремнезема и магнезии, окиси кальция и титана, но больше окиси алюминия, окиси железа и щелочей. Это различие в составе отражено как в коэффициентах Ниггли, так и в данных нормативного состава. Нормативный состав характеризует эти породы как относительно богатые ортоклазом и бедные плагиоклазом. Суммарное количество щелочных полевых шпатов выше, но общее количество полевых шпатов ниже, чем в двух других типах. Нефелин обычен для этой породы, тогда как в двух других типах он не обнаружен. Разницы в молекуле диоксида, занимающего промежуточное положение между значениями для океанита и анкарамита, не отмечено, процентное же содержание оливина в лимбургите очень низкое по сравнению с двумя другими типами. Содержание магнетита сравнительно высокое, ильменита — низкое. При сравнении коэффициентов QLM и значений $\pi\gamma$, мы видим, что содержание кварца более низкое и что лейкократовые и меланократовые компоненты присутствуют примерно в равных количествах, чего мы не наблюдаем в двух других типах. Отношение нормативного анортита к сумме нормативных полевых шпатов, выраженное величиной π , является более низким, тогда как

* Здесь, как видим, терминология автора несколько расходится с общепринятой; более уместным представлялся бы для этой группы термин «шикриты». (Прим. ред.)

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ ПЕРИДОТИТОВ

Таблица I

	1	2	3
SiO ₂	42,21	43,26	44,90
Al ₂ O ₃	15,27	10,85	11,00
Fe ₂ O ₃	7,72	3,01	1,65
FeO	8,71	7,80	9,57
MnO	следы
MgO	6,58	18,32	15,98
CaO	9,15	10,31	10,97
Na ₂ O	5,37	1,23	1,47
K ₂ O	1,49	0,53	0,75
TiO ₂	0,54	2,12	2,88
P ₂ O ₅	0,15
H ₂ O	2,56	3,60
Уд. вес	99,79 2,91	101,03 3,02	99,17 2,98
К ₀ коэффициенты Ниггли			
si	88,16	78,59	84,45
al	18,79	11,61	12,19
fm	47,85	65,55	62,14
c	20,48	20,07	22,09
alk	12,84	2,77	3,58
ti	0,85	2,89	4,08
p	0,14
k	0,154	0,220	0,252
mg	0,427	0,756	0,720
Нормативный состав по С. I. P. W.			
Or	8,74	2,78	3,89
Ab	7,34	9,96	12,05
An	13,12	22,80	18,90
Ne	20,62
Di	25,33	22,38	28,17
Ol	9,37	30,73	27,45
Mt	11,21	4,41	2,32
Il	1,03	3,95	5,32
Ap	0,37
Вода	2,56	3,60
	99,69	100,61	98,10
Q	14,6	19,2	21,3
L	43,0	22,0	23,2
M	42,4	58,8	55,5
π	0,19	0,61	0,55
γ	0,23	0,15	0,18
Сумма щелочных полевых шпатов	16,08	12,74	15,94
Сумма полевых шпатов	29,20	35,54	34,84
Сумма ферромагнезиальных	34,70	53,11	55,62
Сумма рудных	12,24	8,36	7,64

отношение нормативного волластонита к сумме нормативных ферромагнезиальных минералов — более высоким, чем в двух других типах.

Хотя океанит и анкарамит не сильно отличаются друг от друга, последний все же богаче кремнеземом, окисью алюминия, окисью железа, окисью кальция и щелочами, и беднее окисью железа, магнием, титаном. Это различие в химическом составе находит свое выражение в более высоком содержании в анкарамите щелочных полевых шпатов (суммарное содержание полевых шпатов для обеих пород приблизительно одинаково, для океанита оно лишь на 0,70% больше), диоксида и ильменита и в более низком содержании оливина и магнетита. Кроме того, содержание диоксида более высокое, чем оливина в нормативном составе, так же как и в модалльном. Вышеописанные различия, так же как и коэффициенты QLM и величины $\pi\gamma$, ясно указывают на то, что дифференциация приводит к обогащению анкарамита кварцем и лейкократовыми компонентами, с сопутствующим обеднением меланократовыми минералами.

ДОЛЕРИТЫ И БАЗАЛЬТЫ

Долериты и базальты являются наиболее распространенными типами горных пород формации, образуя основную массу трапзов Декана. Между собой они различаются размерами зерен минералов, но ясного разграничения между ними нет и переход осуществляется постепенно. В некоторых местах, как, например, на бомбейском побережье и в отдельных районах Катъявара, породы, имеющие крупнокристаллическую и габброидную структуру, встречаются лишь небольшими участками среди главных базальтовых типов пород. Последние должны рассматриваться как продукт плутонической фазы основной магмы, внедрившейся в базальты, или как дифференцированные части, образовавшиеся в результате оседания кристаллов. 35 анализов этих основных пород, приводимых различными исследователями, сопоставлены в табл. II в порядке повышения процентного содержания кремнекислоты.

Из ряда анализов можно видеть, что в более основном конце ряда породы богаты оливином и постепенно переходят в перидотиты, но с увеличением содержания кремнезема оливин постепенно замещается авгитом и в нормативном составе появляется свободный кварц, наводя на мысль об их родстве с андезитами. Однако эти породы являются типичными базальтами и долеритами, характеризующаясь наличием авгита, рудных минералов и отсутствием роговой обманки.

Из этого списка химических анализов (табл. II) выбраны 12 анализов, отвечающих хорошо определенным типам, предназна-

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ БАЗАЛЬТОВ И ДОЛЕРИТОВ

	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	46,14	46,80	46,82	46,90	47,02	47,30	47,50	47,72	48,02	48,18	48,43	48,53	48,62	48,64	48,72	48,74	48,84	49,06
Al ₂ O ₃	20,93	7,86	14,70	14,29	12,46	14,33	17,12	14,54	16,12	13,51	15,06	13,81	14,12	14,22	16,70	11,52	14,37	11,66
Fe ₂ O ₃	3,80	4,26	2,53	1,82	5,80	2,77	1,83	5,86	3,26	3,35	1,90	2,29	2,64	7,79	5,71	2,63	3,26	
FeO	6,27	7,89	11,58	8,31	9,25	14,31	7,68	8,79	7,63	8,29	11,74	7,69	12,40	10,52	7,51	7,16	10,00	11,31
MnO	не	0,30	0,12	0,27	0,19	не	0,15	0,46	не	0,90	0,21	не	0,17	0,22	0,22
опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.
MgO	3,70	14,79	6,90	8,95	4,51	5,93	4,00	5,57	4,01	7,01	3,56	11,20	5,29	5,36	2,05	7,25	5,33	5,01
CaO	11,30	10,96	10,10	13,29	9,90	11,00	8,37	14,09	9,64	10,67	9,42	10,46	9,49	11,51	10,36	10,83	9,82	10,44
Na ₂ O	2,90	2,93	3,60	1,59	4,92	3,10	5,75	2,99	4,13	2,65	3,10	1,83	2,95	2,67	3,90	3,45	2,26	2,27
K ₂ O	0,60	0,83	0,50	0,56	1,50	0,97	0,64	1,62	2,83	0,50	0,75	0,59	0,60	1,04	1,03	0,70	0,52	0,70
TiO ₂	3,50	1,80	3,30	0,82	2,56	2,16	1,37	2,56	0,95	2,98	3,10	0,06	0,88	1,42	0,50	1,07	2,63	3,20
P ₂ O ₅	0,42	0,19	0,15	0,40	0,69	не	сле-	0,60	0,31	—	0,30	не	0,53	0,36	0,37
опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	ды	не
H ₂ O ⁺	0,11	0,86	0,32	2,89	1,54	1,09	1,96	0,99	1,70	1,14	0,65	2,91	2,28	2,70	2,70	2,50	1,82	
H ₂ O ⁻	1,10	0,24	1,04	0,87	0,23	0,39	0,83	опр.	0,44	1,08
Уд. вес	99,67	100,57	100,86	100,19 ¹	100,34	100,19	99,85 ²	100,70	100,89	99,65 ³	99,70	100,27	100,06	100,72	98,56	99,83	99,92	100,40
Температура, °С	2,83	2,97	3,00	2,90	3,00	3,03	2,94	2,90	3,050	2,96	3,00	2,927	2,935

Коэффициенты Ниггли

si	111,87	90,31	103,49	101,0	110,27	108,87	119,87	106,95	113,29	113,39	120,83	103,71	116,12	113,89	120,14	112,29	122,18	121,89
al	29,90	8,94	19,14	18,13	17,21	19,44	25,45	19,20	22,41	18,73	22,13	17,39	19,87	19,61	24,26	15,64	21,18	17,07
fm	33,01	61,91	48,53	47,12	44,51	45,11	36,83	38,17	39,55	47,57	44,01	54,07	48,11	43,92	37,46	48,91	46,20	48,58
c	29,34	22,65	23,91	30,65	24,86	27,12	22,63	33,83	24,35	26,90	25,17	23,94	24,27	28,86	27,35	26,72	26,31	27,78
alk	7,75	6,50	8,42	4,10	13,42	8,33	15,09	8,80	13,69	6,80	8,69	4,60	7,75	7,61	10,93	8,73	6,31	6,57
ti	6,38	2,61	5,48	1,33	4,51	3,73	2,61	4,31	1,67	5,27	5,82	0,10	1,58	2,50	0,93	1,85	4,94	5,98
p	0,44	0,15	0,15	0,36	0,69	0,59	0,33	0,43	0,51	0,38	0,39
k	0,120	0,157	0,084	0,189	0,167	0,171	0,069	0,263	0,319	0,110	0,138	0,176	0,119	0,203	0,148	0,117	0,131	0,16
εg	0,405	0,687	0,468	0,609	0,354	0,451	0,408	0,487	0,351	0,517	0,301	0,659	0,391	0,426	0,201	0,509	0,430	0,3828

¹ Включает 0,10 CO₂.² Включает 1,50 CO₂.³ Включает 0,03 Cl.

Таблица II (продолжение)

Нормативный состав по С. I. P. W.

	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
Q	0,80	0,92	4,17	5,40
Or	3,56	4,90	2,95	3,34	8,85	3,78	9,56	16,74	2,95	4,45	3,51	3,34	6,17	6,07	4,12	3,07	3,59
Ab	24,54	15,49	24,59	13,48	24,18	35,50	9,28	15,53	22,44	26,22	15,47	25,15	22,58	32,14	29,21	19,13	19,39
An	42,31	5,84	22,47	30,18	7,48	18,95	21,46	17,04	23,48	24,95	27,73	23,35	23,69	25,03	13,90	27,54	19,46
Ne	5,04	3,19	9,42	7,22	8,66	10,48	0,45
Di	9,00	37,73	21,94	26,65	30,73	10,81	39,63	25,23	21,00	16,61	19,55	18,40	17,73	21,98	29,55	15,75	24,18
Hу	6,00	8,16	15,76	14,11	15,54	13,68	12,69	4,00	17,75	13,70
Oi	1,19	19,61	14,91	10,20	3,59	10,63	3,56	3,83	12,29	7,49	8,62	0,94	4,92
Mt	5,51	6,18	3,65	2,64	8,40	3,99	2,65	8,49	4,72	4,86	2,76	3,25	3,82	11,30	8,29	3,82	4,64
П.	6,65	3,42	6,27	1,57	4,86	2,61	4,86	1,81	5,66	5,89	0,12	1,67	2,69	0,96	2,03	4,89	6,08
Ap	1,01	0,45	0,37	0,94	1,68	1,42	0,67	1,25	0,84	0,93
Cal	0,23	3,41	0,75
H ₂ O	0,11	1,96	0,56	2,89	1,54	3,00	0,99	1,70	1,51	0,88	3,30	2,91	2,70	2,70	2,99	2,90
	99,88	100,62	100,90	100,28	100,43	99,90	100,70	100,88	99,74	99,64	100,27	99,91	100,69	93,87	99,97	100,05	100,57
Q	32,4	18,7	26,0	28,0	22,8	27,2	26,3	23,9	30,6	31,8	27,5	29,5	29,0	28,7	26,3	33,8	32,7
L	44,0	22,2	34,9	29,6	37,2	47,2	35,1	43,1	31,1	35,8	29,2	33,7	33,5	41,2	30,5	32,3	28,1
M	23,6	59,1	39,1	42,4	40,0	25,6	38,6	33,0	38,3	32,4	43,3	36,8	37,5	30,1	43,2	33,9	39,2
π	0,59	0,16	0,39	0,63	0,12	0,26	0,37	0,24	0,47	0,44	0,58	0,44	0,44	0,38	0,28	0,54	0,44
γ	0,15	0,24	0,21	0,24	0,30	0,16	0,38	0,28	0,22	0,22	0,17	0,19	0,28	0,27	0,27	0,18	0,25
Сумма щелочных полевых шпатов	28,10	20,39	27,54	16,82	33,03	39,28	18,84	32,30	25,39	30,67	18,98	28,49	28,75	38,21	33,33	22,20	23,28
Сумма полевых шпатов	70,41	26,23	50,01	47,00	40,51	58,23	40,30	49,34	48,87	55,62	46,71	51,84	52,44	63,24	47,23	49,74	42,74
Нефелин	5,04	3,49	9,42	7,22	8,66	10,48	0,45
Сумма ферромагнетических	16,19	57,34	36,85	45,01	34,02	21,44	43,24	29,06	36,76	30,72	47,38	39,57	39,04	22,92	38,47	33,50	37,88
Сумма рудных	12,16	9,60	9,92	4,21	13,26	6,60	7,51	10,30	10,38	10,75	2,88	4,92	6,51	12,26	10,32	0,81	10,72

Таблица II (продолжение)

	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	
SiO ₂	49,08	49,20	49,20	49,34	49,38	49,60	49,78	49,83	49,90	49,98	50,12	50,12	50,47	51,39	52,98	53,46	49,28	50,61	
Al ₂ O ₃	11,79	11,50	17,52	13,30	13,49	16,10	11,80	11,83	11,98	12,51	12,33	13,52	13,10	15,06	14,58	15,50	11,69	13,58	
Fe ₂ O ₃	2,98	3,11	6,20	5,01	3,67	4,73	2,83	3,14	4,55	2,83	4,53	3,99	0,43	3,24	3,38	2,81	3,04	3,19	
FeO	11,72	11,35	10,73	7,85	8,94	9,17	11,86	10,92	9,83	11,71	8,04	9,19	10,06	7,97	10,05	10,17	11,56	9,92	
MnO	0,22	0,24	не	0,20	0,21	0,24	0,21	0,15	0,23	0,14	0,18	0,35	0,27	0,04	0,07	0,23	0,16	
MgO	4,79	4,91	2,80	5,63	6,48	5,15	5,13	5,60	5,89	5,42	7,54	5,42	11,06	6,66	3,66	3,59	4,93	5,46	
CaO	10,54	10,60	9,23	9,37	11,26	10,85	10,36	9,63	9,80	10,00	9,57	9,97	10,94	8,49	7,49	7,61	10,49	9,45	
Na ₂ O	2,46	2,25	3,46	4,04	1,68	2,28	2,75	2,59	2,23	2,65	2,20	2,42	0,97	2,17	3,43	3,37	2,51	2,60	
K ₂ O	0,78	0,63	0,76	0,88	0,72	0,87	0,63	0,52	0,47	0,30	0,92	0,56	1,24	1,14	1,34	0,84	0,68	0,72	
TiO ₂	3,18	3,34	0,70	2,19	2,16	2,12	3,20	2,29	3,76	2,27	3,06	2,46	0,98	0,62	0,62	0,40	3,23	1,91	
P ₂ O ₅	0,33	0,25	не	0,99	0,46	0,28	0,30	0,21	0,37	0,22	0,29	сле-	0,20	0,64	0,31	0,31	0,39	
Н ₂ O+	1,40	1,70	не	1,44	1,42	} 1,00	1,08	3,09	0,87	0,95	0,70	1,46	0,24	0,51	1,88	1,87	1,50	1,70	
Н ₂ O-	0,80	0,92	не	0,24		0,52	0,35	0,33	0,24	0,81	0,14	0,06	0,48	0,63	0,83	0,43
Уд. вес	100,07	100,30	100,60	100,24	100,11	101,87	100,46	100,13	99,97	99,55*	100,18	99,84*	100,02*	100,07*	100,12	100,63	100,31	100,12	
Температура, °С	3,00	2,948	3,00	2,90	2,926	2,91	3,007	3,006	2,986	2,975	2,954	2,903	2,831	2,855	2,972	2,916	
	22	22	22,8	22,8	23	23	22,8	22	
К о э ф ф и ц и е н т ы Н и г г л и																			
si	121,23	121,94	117,57	119,65	117,14	115,98	211,40	124,62	123,03	121,84	120,12	124,5*	107,91	128,33	142,44	144,05	121,63	126,34	
al	17,16	16,79	24,67	19,01	18,85	22,18	16,96	17,44	17,40	17,96	17,42	19,79	16,57	22,15	23,01	24,62	17,00	19,97	
fm	47,83	47,66	42,54	45,80	47,60	44,18	48,50	50,06	50,64	49,19	51,49	46,97	54,67	48,07	44,20	43,18	48,18	47,35	
c	27,89	28,13	23,62	24,34	28,61	27,18	27,05	25,88	25,89	26,11	24,57	26,53	25,05	22,71	21,57	21,96	27,74	25,26	
alk	7,12	7,12	9,17	10,85	4,94	6,46	7,49	6,62	6,07	6,74	6,52	6,71	3,71	7,07	11,22	10,24	7,07	7,42	
tl	5,90	6,2*	1,56	3,99	3,85	3,72	5,84	4,31	6,98	4,16	5,51	4,60	1,58	1,17	1,26	0,81	5,99	3,58	
p	0,34	0,27	1,02	0,46	0,29	0,32	0,22	0,38	0,23	0,30	0,21	0,73	0,36	0,33	0,42	
k	0,173	0,140	0,127	0,125	0,219	0,20	0,131	0,125	0,122	0,070	0,216	0,133	0,457	0,257	0,204	0,141	0,151	0,154	
mg	0,369	0,378	0,234	0,444	0,481	0,406	0,384	0,417	0,427	0,400	0,523	0,427	0,644	0,515	0,332	0,334	0,378	0,429	
* Включает SO ₃ 0,09. * Включает SO ₃ 0,09; BaO 0,03. * Включает 0,08 NiO и 0,8 Cr ₂ O ₃ . * Включает 0,03 Cl и 1,32 CO ₂ .																			

Таблица II (продолжение)

Нормативный состав по С. I. P. W.

	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
Q	3,18	3,66	5,24	3,00	2,46	4,90	7,74	3,27	5,46	5,77	6,21	4,38	5,01	3,60	4,14
Or	4,45	3,89	4,51	5,17	4,23	5,00	3,89	3,07	2,78	1,78	5,56	3,34	7,35	6,73	7,78	4,95	3,89	4,45
Ab	20,96	21,48	29,26	34,18	14,21	18,86	23,06	20,24	18,86	22,44	18,34	20,45	8,23	18,35	28,82	28,52	20,9	22,01
An	18,90	18,07	30,04	15,58	27,15	30,30	18,07	20,03	21,40	21,33	21,13	24,37	27,70	27,98	20,29	24,70	18,90	23,07
Ne
Di	26,35	27,19	13,32	20,30	21,22	18,18	26,54	21,64	20,73	21,71	19,55	19,18	21,64	3,77	10,74	9,45	26,28	17,41
Hu	13,00	12,00	9,36	6,74	15,99	13,38	14,12	17,28	12,49	18,51	15,53	13,93	27,04	26,16	18,58	19,99	13,20	17,78
Ol	3,21	3,22	5,16
Mt	4,41	4,41	8,93	7,27	5,33	6,73	4,18	4,56	6,50	4,10	6,50	5,79	0,63	4,70	4,87	4,07	4,41
Il	6,08	6,23	1,34	4,16	4,10	3,95	6,08	4,36	7,14	4,31	5,93	4,67	1,87	1,18	1,22	0,76	6,08	3,65
Ar	0,62	0,62	2,35	1,0	0,62	0,70	0,62	0,87	0,67	0,67	0,47	1,51	0,74	0,62	1,01
Cal	3,00
H ₂ O	2,20	2,62	1,44	1,66	1,00	1,60	3,44	1,20	1,19	1,51	1,60	0,30	1,51	2,36	2,50	2,41	2,13
	100,15	100,17	100,02	100,41	100,90	100,40	100,62	100,22	99,46	99,51	100,18	99,77	99,92	100,06	100,55	100,69	100,35	100,29
Q	32,0	32,1	29,7	28,4	32,8	31,8	31,6	33,0	33,7	32,3	32,1	33,5	29,9	35,4	34,1	35,5	32,1	33,2
L	28,9	28,4	40,2	35,0	29,1	34,6	29,1	28,5	27,8	29,4	28,7	31,0	23,4	34,4	36,8	37,3	28,6	31,8
M	39,1	39,5	30,1	36,6	38,1	33,6	39,3	38,5	38,5	38,3	39,2	35,5	43,7	30,2	29,1	27,2	39,3	36,0
π	0,41	0,41	0,46	0,27	0,58	0,55	0,39	0,45	0,48	0,45	0,46	0,49	0,63	0,52	0,34	0,41	0,41	0,46
γ	0,26	0,27	0,16	0,22	0,22	0,21	0,26	0,22	0,22	0,22	0,20	0,21	0,18	0,05	0,15	0,13	0,26	0,19
Сумма щелочных поле- вых шпатов	25,41	25,37	33,77	39,35	18,44	23,86	26,95	23,31	21,64	24,22	23,90	23,79	15,58	25,08	36,60	33,47	24,85	26,46
Сумма полевых шпа- тов	44,31	43,44	63,81	54,93	45,59	54,16	45,02	43,34	43,04	45,55	45,03	48,16	43,28	53,06	56,89	58,17	43,75	49,53
Нефелин
Сумма ферромагнети- альных	39,35	39,19	25,89	30,26	37,43	31,56	40,66	38,92	33,22	40,22	35,08	33,11	53,84	29,93	29,32	29,44	39,48	35,19
Сумма рудных	10,49	10,64	10,32	11,43	9,21	10,68	10,26	8,92	13,64	8,41	12,43	10,46	2,50	5,88	6,09	4,83	10,49	8,29

ченные для целей исследования химических особенностей пород и их нормативного минералогического состава.

Из табл. III видно, что содержание кремнезема варьирует от 46,14 до 53,46%. Процентное содержание окиси алюминия почти постоянно для подавляющего большинства типов, колеблясь лишь в пределах от 12,46 до 15,50%* (за исключением №№ 4 и 5, содержащих соответственно 20,93 и 7,86%).

Суммарное содержание окислов железа колеблется примерно от 9,5 до 15,5% при среднем значении в 12,2%. В трапхах Декана содержание окислов железа обычно более высокое, чем в большинстве других базальтов. Трапфы, более богатые кремнеземом, содержат больше окислов железа, но наряду с этим №№ 6 и 23 также содержат больше окислов железа по сравнению с другими типами. Содержание MgO является низким по сравнению с содержанием FeO, но в №№ 5 и 15 оно весьма высокое. Содержание CaO почти одинаково для большинства пород (колеблется от 7,61 до 11,26%), но в одном случае, № 11, оно достигает 14,09%. Содержание щелочей в №№ 6, 8, 10 и 11 более высокое, чем в других; эти образцы поступили из Катъявара и Павагад-Хиллса, где щелочные и кислые породы присутствуют совместно. Титан и фосфор присутствуют в обычных количествах, но в №№ 15 и 37 содержание титана низкое.

Изучая нормативный состав этих горных пород, мы имеем возможность выделить две главные группы: недосыщенные типы и пересыщенные типы пород. Недосыщенные типы подразделяются на две подгруппы в соответствии с наличием или одного оливина, или оливина и нефелина. Анализ № 4 характеризует породу с преобладанием полевых шпатов, в то время как №№ 15 и 19 имеют примерно одинаковое суммарное количество полевых шпатов. Типы 5, 6, 8, 10 и 11 в своем нормативном составе содержат нефелин. Из изучения нормативных составов этих типов можно видеть, что суммарное количество щелочных полевых шпатов возрастает с увеличением содержания кремнекислоты. Суммарное количество полевых шпатов также имеет тенденцию к соответственному увеличению. Содержание молекулы нормативного пироксена не обнаруживает какой-либо определенной зависимости от увеличения содержания кремнекислоты, но значительно варьирует в пределах отдельных типов.

Анализы №№ 23, 26, 33 и 37 характеризуют пересыщенные типы. Из них №№ 23, 26 и 33 относятся к трапхам нижней серии, в то время как анализ № 37 поступил из трапфов верхней серии. Здесь наблюдается замечательное увеличение суммарного количества полевых шпатов от № 23 к № 37. С другой стороны, содер-

* Судя по табл. III, колебания несколько шире — от 11,50 до 17,12. (Прим. ред.)

АНАЛИЗЫ БАЗАЛЬТОВ И ДОЛЕРИТОВ, ВЫБРАННЫЕ ИЗ ТАБЛИЦЫ II

	4	5	6	8	10	11	15	19	23	26	33	37
SiO ₂	46,14	46,80	46,82	47,02	47,50	47,72	48,53	48,74	49,20	49,38	50,12	53,46
Al ₂ O ₃	20,93	7,86	14,70	12,46	17,12	14,54	13,81	11,52	11,50	13,49	13,52	15,50
Fe ₂ O ₃	3,80	4,26	2,53	5,80	2,77	1,83	1,90	5,71	3,11	3,67	3,99	2,81
FeO	6,27	7,89	11,58	9,25	7,68	8,79	7,69	7,16	11,35	8,94	9,19	10,17
MnO	не опр.	0,30	0,12	0,19	0,15	0,90	0,17	0,24	0,21	0,18	0,07
MgO	3,70	14,79	6,90	4,51	4,00	5,57	11,20	7,25	4,91	6,48	5,42	3,59
CaO	11,30	10,96	10,10	9,90	8,37	14,09	10,46	10,83	10,60	11,26	9,97	7,61
Na ₂ O	2,90	2,93	3,60	4,92	5,75	2,99	1,83	3,45	3,55	1,68	3,42	3,37
K ₂ O	0,60	0,83	0,50	1,50	0,64	1,62	0,59	0,70	0,63	0,72	0,56	0,84
TiO ₂	3,50	1,80	3,30	2,56	1,37	2,56	0,06	1,07	3,34	2,16	2,46	0,40
P ₂ O ₅	0,42	0,19	0,15	0,69	следы	нет	0,53	0,25	0,46	0,29	0,31
H ₂ O ⁺	0,11	0,86	0,32	} 1,54	1,96	} 0,99	2,91	} 2,70	1,70	1,42	1,46	1,87
H ₂ O ⁻	1,10	0,24		1,04		0,39		0,92	0,24	0,14	0,63
Уд. вес	99,67	100,57	100,86	100,34	99,85 ¹	100,70	100,27	99,83	100,30	100,11	99,84 ²	100,63
Температура, °C	2,83	2,97	3,00	2,90	3,03	2,948	2,926	2,903	2,855

¹ Включает 1,50 CO₂.² Включает SO₂ 0,09; BaO 0,03.

Коэффициенты Ниггли

si	111,87	90,31	103,49	110,27	119,87	106,95	103,71	112,29	121,94	117,14	124,52	144,05
al	29,90	8,94	19,14	17,21	25,45	19,20	17,39	15,64	16,79	18,85	19,79	24,62
fm	33,01	61,91	48,53	44,51	36,83	38,17	54,07	48,91	47,96	47,60	46,97	43,18
c	29,34	22,65	23,91	24,86	22,63	33,83	23,94	26,72	28,13	26,61	26,53	21,96
alk	7,75	6,50	8,42	13,42	15,09	8,80	4,60	8,73	7,12	4,94	6,71	10,24
ti	6,38	2,61	5,48	4,51	2,61	4,31	0,10	1,85	6,22	3,85	4,60	0,81
p	0,44	0,15	0,15	0,69	0,51	0,27	0,46	0,30	0,36
k	0,120	0,157	0,084	0,167	0,069	0,263	0,176	0,117	0,140	0,219	0,133	0,141
mg	0,405	0,687	0,468	0,354	0,408	0,487	0,659	0,509	0,378	0,481	0,427	0,334

Таблица III (продолжение)

Нормативный состав по С. I. P. W.

	4	5	6	8	10	11	15	19	23	26	33	37
Q	3,66	5,24	5,77	5,01
Or	3,56	4,90	2,95	8,85	3,78	9,56	3,51	4,12	3,89	4,23	3,34	4,95
Ab	24,54	15,49	24,59	24,18	35,50	9,28	15,47	29,21	21,48	14,21	20,45	28,52
An	42,31	5,84	22,47	7,48	18,95	21,46	27,73	13,90	18,07	27,15	24,37	24,70
Ne	5,04	3,19	9,42	7,22	8,66
Di	9,00	37,73	21,94	30,73	10,81	39,68	19,55	29,55	27,19	21,22	19,18	9,45
Hu	6,00	15,54	4,00	12,00	15,99	13,93	19,99
Ol	1,19	19,61	14,91	3,29	10,63	3,56	12,29	4,92
Mt	5,51	6,18	3,65	8,40	3,99	2,65	2,76	8,29	4,41	5,33	5,79	4,07
Il	6,65	3,42	6,27	4,86	2,61	4,83	0,12	2,03	6,23	4,10	4,67	0,76
Ap	1,01	0,45	0,37	1,68	1,25	0,62	1,06	0,67	0,74
Cal	3,41
H ₂ O	0,11	1,96	0,56	1,54	3,00	0,99	3,30	2,70	2,62	1,65	1,60	2,50
	99,88	100,62	100,90	100,43	99,90	100,70	100,27	99,70	100,17	100,19	99,77	100,69
Q	32,4	18,7	26,0	22,8	27,2	26,3	27,5	26,3	32,1	32,8	33,5	35,5
L	44,0	22,2	34,9	37,2	47,2	35,1	29,2	30,5	28,4	29,1	31,0	37,3
M	23,6	59,1	39,1	40,0	25,6	38,6	43,3	43,2	39,5	38,1	35,5	27,2
π	0,59	0,16	0,39	0,12	0,26	0,37	0,58	0,28	0,41	0,58	0,49	0,41
γ	0,15	0,24	0,21	0,30	0,16	0,38	0,17	0,27	0,27	0,22	0,21	0,13
Сумма щелочных полевых шпатов	28,10	20,39	27,54	33,03	39,28	18,84	18,98	33,33	25,37	18,44	23,79	33,47
Сумма полевых шпатов	70,41	26,23	50,01	40,51	58,23	40,80	46,71	47,23	43,44	45,59	48,16	58,17
Нефелин	5,04	3,19	9,42	7,22	8,66
Сумма ферромагнетических	16,19	57,34	36,85	34,02	21,44	43,24	47,38	38,47	39,19	37,21	33,11	29,44
Сумма рудных	12,16	9,60	9,92	13,26	6,60	7,51	2,88	10,32	10,64	9,43	10,46	4,83

жание молекулы пироксена уменьшается. Таким образом, с увеличением содержания кремнекислоты мы можем отметить развитие дифференциации в сторону обогащения полевыми шпатами и обеднения пироксеном.

АНДЕЗИТЫ

Эта группа горных пород распространена главным образом на Бомбейских островах, в Катъяваре и Павагад-Хиллсе. Породы эти черного цвета и содержат вкрапленники полевого шпата. Плаггиоклазы, рассеянные в преобладающем количестве в основной массе, состоящей из стекла, авгита и рудных частиц, имеют параллельное расположение, обнаруживая флюидальную пеллочатость. Эти горные породы отличаются от базальтов более высоким содержанием фельзических компонентов, составляющих более 60% объема пород, тогда как в базальтах отношение фельзических компонентов к мафическим близко к 1:1. Химический состав, коэффициенты Ниггли и нормативный состав трех андезитов с Бомбейских островов приведены в табл. IV.

На основании изучения химического состава и других характеристик этих пород мы видим, что типы 40 и 41 сходны по составу, а тип 42 отличается от них. Анализ № 41 не является удовлетворительным (высокая сумма). Более высокое содержание окиси алюминия и щелочей в № 41 проявляется в нормативном составе этой породы в форме большего содержания полевых шпатов. Более низкое содержание MgO , CaO и TiO_2 находит отражение в меньшем содержании диоксида и ильменита. Содержание окислов железа в двух первых типах горных пород приблизительно одинаковое. Несмотря на то, что в № 41 кремнезема содержится немного больше, чем в № 40, нормативного кварца в № 41 меньше.

Из сравнения анализа № 3 с №№ 40 и 41, мы видим, что содержание кремнекислоты в нем больше на 5%. Окиси алюминия и щелочей также больше, а окислов железа и окиси кальция и титана меньше. В результате нормативный состав характеризуется более высоким содержанием щелочных полевых шпатов и более низким содержанием анортита, пироксенов и рудных минералов.

СИЕНИТЫ, ТРАХИТЫ И НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ

Эти средние (subacid) породы, ограниченные в своем распространении бомбейским побережьем, Катъяваром и Павагад-Хиллсом, встречаются как в виде потоков, так и в виде интрузивных массивов в долеритовых телах. По внешнему виду они или кремового или светлорыжевого цвета. Доступные автору химические анализы нефелинового сиенита (из Катъявара) и трахита (из Бомбея) приведены в табл. V.

Таблица IV

АНАЛИЗЫ АНДЕЗИТОВ

	40	41	42
SiO ₂	53,12	53,57	58,11
Al ₂ O ₃	15,72	17,16	17,92
Fe ₂ O ₃	3,72	3,50	2,82
FeO	9,10	10,22	4,56
MnO	0,11
MgO	2,74	2,04	2,70
CaO	9,34	8,93	6,75
Na ₂ O	3,54	3,65	3,93
K ₂ O	0,75	1,15	2,07
TiO ₂	1,40	1,23	1,12
P ₂ O ₅	0,36	0,42
H ₂ O ⁺	0,15	0,40	0,18
H ₂ O ⁻	0,21	
Уд. вес	100,15	101,85	100,69
si	2,82	2,83
al	141,02	140,39	176,20
fm	24,59	26,49	32,02
c	38,47	37,26	30,50
alk	26,56	25,06	21,93
ti	10,38	11,19	15,55
p	2,79	2,42	2,55
k	0,40	0,55
mg	0,123	0,172	0,258
Q	0,281	0,214	0,400
Or	5,51	3,54	9,18
Ab	4,45	6,67	12,24
An	29,94	30,39	33,24
Di	24,79	27,24	25,14
Hу	16,39	14,19	4,57
Mt	9,89	11,55	8,80
Il	5,40	5,10	4,10
Ap	2,66	2,28	2,12
Вода	0,84	1,04
	0,36	0,40	0,18
Q	100,23	101,36	100,61
L	35,1	34,6	39,9
M	37,5	40,3	43,6
π	27,4	25,1	16,5
γ	0,41	0,41	0,35
	0,23	0,21	0,11
Сумма щелочных полевых шпатов	34,39	37,06	45,48
Сумма полевых шпатов	59,18	64,30	70,62
Сумма пироксенов	26,28	25,74	13,37
Сумма рудных	8,06	7,38	6,22

Таблица V

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ СИЕНИТОВ И ТРАХИТОВ

	43	44	45	46
SiO ₂	56,11	61,12	61,54	62,91
Al ₂ O ₃	21,35	19,38	15,82	14,97
Fe ₂ O ₃	2,41	8,82	0,26	0,72
FeO	0,97	1,48	3,79	3,80
MnO	0,75	0,41	не, опр.
MgO	0,59	следы	следы	0,43
CaO	2,55	следы	3,36	4,40
Na ₂ O	8,64	4,60	6,21	5,85
K ₂ O	3,39	3,53	4,61	4,91
TiO ₂	0,84	не опр.	следы	0,23
P ₂ O ₅	0,31	не опр.	0,71
CO ₂	0,96
H ₂ O ⁺ }	1,24	0,82	1,59	2,00
H ₂ O ⁻ }		0,35	0,24	
Уд. вес	99,15	100,51	100,79 ¹	100,22
	2,69	2,38	2,431	2,56
si	187,14	232,03	243,84	235,66
al	41,95	43,34	36,94	33,05
fm	13,80	31,19	13,33	16,33
c	9,11	14,25	17,66
alk	35,14	25,47	35,48	32,96
ti	2,10	0,65
p	0,44	1,19
k	0,205	0,336	0,328	0,356
mg	0,212	0,147

¹ Включает 1,70 FeS₂.

Таблица V (продолжение)

	43	44	45	46
Q	20,87	2,94	1,80
Or	20,07	20,87	27,24	28,91
Ab	51,98	38,90	52,40	49,25
An	7,70	2,50
Ne	0,17
Содалит	9,59
Корунд	1,63	7,99
Перовскит	1,43
Di	8,35	15,08
Wo	1,86
Ol	1,04
Mt	3,13	6,11	0,46	0,93
Naе	0,26	4,60
П	0,46
Пирит	1,70
Ар	0,76	1,55
Кальцит	2,20
Вода	1,24	1,17	1,83	2,00
	99,00	100,51	100,17	100,29
Q	30,4	42,0	39,7	38,1
L	62,9	44,0	52,6	49,2
M	6,7	14,0	7,7	12,7
π	0,09	0,00	0,02	0,002
γ	0,07	0,00	0,23	0,52
Сумма щелочных полевых шпатов	72,05	59,77	79,64	78,16
Сумма полевых шпатов	79,75	59,77	82,14	78,16
Нефелин	0,17	—
Сумма ферромагнезиальных	1,04	8,35	16,94
Сумма рудных	3,39	10,71	2,16	1,39

Из изучения химического анализа нефелинового сиенита (№ 43) видно, что он содержит относительно больше окиси алюминия и щелочей и меньше окислов железа и окиси кальция. Нормативный состав обнаруживает высокое содержание щелочных полевых шпатов, при незначительном количестве нефелина и оливина. Избыток окиси натрия, окиси алюминия и кремнекислоты сказывается в наличии содалита. Интересно отметить, что в нормативном составе совершенно отсутствуют пироксены.

Три типа трахитов не сильно отличаются друг от друга по содержанию кремнекислоты. В анализе № 44 больше окиси алюминия и окислов железа, чем в других. Отмечены лишь следы окиси магния и кальция и соответственно избыток окиси алюминия, проявляющийся в виде корунда, и кремнекислоты (много кварца).

При изучении типов 45 и 46 мы видим, что № 45 содержит больше окиси алюминия и окиси натрия и меньше окислов железа, окиси кальция и калия. Тип 46 имеет некоторое небольшое количество магнезии, тогда как в № 45 последняя присутствует лишь в виде следов. В нормативном составе типа 46 кварца содержится меньше, чем в № 45, но совершенно нет анортита, вместо которого образуется волластонит.

РИОЛИТЫ, ГРАНОФИРЫ и т. п.

Эта группа горных пород найдена на бомбейском побережье, в Павагад-Хиллсе и Катъяваре. Они имеют белый до светлосерого или даже черного цвет и зернистую или скрытокристаллическую или стекловатую структуру. В некоторых образцах в стекле обнаруживается девитрификация, что дает начало фельзитовой структуре. Кварц и полевой шпат являются преобладающими компонентами с микропегматитовыми соотношениями. Полевые шпаты представлены ортоклазом, альбитом и олигоклазом. Минералогически эти породы отличаются от андезитов обилием кварца и полевого шпата и низким содержанием ферромагнезиальных минералов; а от сиенитов — высоким содержанием кварца и более низким — щелочных полевых шпатов. Химический состав, нормативный состав и другие характеристики этих пород приведены в табл. VI.

Из таблицы видно, что эта группа характеризуется в общем низким содержанием окислов железа, окисей магния и кальция и высоким — кремнекислоты, окиси алюминия и щелочей. В результате эти породы обнаруживают малое количество ферромагнезиальных минералов и преобладание кварца и полевых шпатов. В некоторых типах этих пород окись алюминия в нормативном составе находится в избытке и проявляется в виде свободного Al_2O_3 (корунд). В типе 48 мы также получаем акмит, как результат присутствия избыточного количества Na, содержание которого в этой породе по сравнению с другими — наибольшее.

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ РИОЛИТОВ, ГРАНОФИРОВ И Т. Д.

	47	48	49	50	51	52	53	54	55
SiO ₂	63,03	66,20	66,86	67,00	68,90	70,86	71,00	71,84	73,24
Al ₂ O ₃	16,51	13,12	14,33	14,55	15,46	14,41	16,35	12,51	11,75
Fe ₂ O ₃	4,68	3,00	1,94	1,06	1,09	1,20	2,73	3,80	2,20
FeO	2,29	1,10	3,47	3,05	1,85	1,87	1,03	0,85	2,07
MnO	0,21	0,16	0,14
MgO	0,38	1,19	0,59	1,37	0,26	0,64	0,52	1,15	Следы
CaO	3,05	1,90	2,01	5,40	2,29	1,63	1,41	1,70	Следы
Na ₂ O	2,43	6,01	4,54	3,78	3,66	3,02	4,32	4,10	5,10
K ₂ O	2,50	4,65	3,01	2,60	3,03	4,56	3,05	2,20	3,20
TiO ₂	1,10	0,75	0,68	0,60	1,08	0,45	0,59
P ₂ O ₅	0,20	0,50	1,00
H ₂ O ⁺	1,95	3,20	2,41	1,20	0,95	2,02	не опр.	1,05	0,51
H ₂ O ⁻	1,12								
Уд. вес	99,45	101,12	100,50	100,61	99,71	100,66	101,00	101,05 ¹	98,80 ²
si	272,60	281,60	299,89	267,34	345,96	363,57	338,74	362,02	423,44
al	42,08	32,88	37,88	34,19	45,75	43,58	45,96	37,14	40,04
fm	26,73	21,05	24,14	21,50	14,45	17,53	17,59	26,60	19,58
c	14,13	8,66	9,64	23,08	12,30	8,97	7,19	9,17
alk	17,06	37,41	28,34	21,23	27,50	29,92	29,26	27,09	40,38
ti	3,58	2,40	2,29	1,80	4,07	1,73	2,12
p	0,36	0,94	2,11
k	0,403	0,337	0,304	0,312	0,353	0,498	0,317	0,262	0,292
mg	0,091	0,358	0,163	0,379	0,136	0,279	0,210	0,324

¹ Включает 0,93 CO₂ ² Включает 0,47 CO₂

Таблица VI (продолжение)

	47	48	49	50	51	52	53	54	55
Q	32,76	11,47	23,24	22,56	32,81	30,64	30,84	36,77	31,50
Or	14,74	27,49	17,81	15,57	17,92	26,94	17,79	13,02	18,90
Ab	20,55	41,58	38,38	31,44	30,93	25,53	36,15	34,66	42,97
An	13,94	7,03	15,01	5,50	8,10	6,95	2,56
Cor	4,70	1,03	4,15	1,55	3,47	2,45
Акмит	8,17
Di	0,94	7,53	5,42	9,68	1,64	3,30	2,86
Hu	2,29	1,30
Mt	4,87	0,26	2,83	1,39	1,59	1,74	1,62	2,73	3,94
П	2,09	1,43	1,29	1,22	2,05	0,85	1,06
Нае	1,31	1,60	1,92
Ар	0,47	1,18	2,35
Вода	3,07	3,20	2,41	1,20	0,95	2,02	не опр.	1,97	0,77
	99,44	101,13	100,62	100,36	99,89	100,67	100,78	101,05 ¹	101,38 ²
Q	53,8	43,8	49,9	49,6	55,5	55,5	53,8	57,4
L	32,6	46,4	40,5	39,2	35,4	38,3	38,9	32,8
M	13,6	9,8	9,6	11,2	9,1	6,2	7,3	9,8
π	0,28	0,00	0,11	0,24	0,10	0,13	0,11	0,05
γ	0,00	0,29	0,00	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма щелочных полевых шпатов	35,29	69,07	56,19	47,01	48,85	52,47	53,94	47,68	61,87
Сумма полевых шпатов	49,23	69,07	63,22	62,02	54,35	60,57	60,89	50,24
Сумма ферромагнезиальных	0,94	15,70	5,42	11,97	1,64	3,30	1,30	2,86
Сумма рудных	8,27	1,69	4,12	2,61	3,64	2,59	4,28	4,65	3,94
¹ Включает 2,11 кальцита ² Включает 3,30 пирита.									

ПЕТРОХИМИЯ

Количество анализов горных пород в приведенных таблицах велико и охватывает несколько групп горных пород, начиная от ультраосновных через основные и средние до кислых типов. И хотя в формации траппов Декана все эти типы широко распространены, все же в отдельных районах наблюдается тесная ассоциация пород различного состава. Так как горные породы происходят в основном из четырех нижеперечисленных районов*, предлагается отдельно рассмотреть типы, установленные в каждом из этих районов:

- 1) Центральные провинции,
- 2) Бомбейское побережье,
- 3) Павагад-Хиллс,
- 4) Катъявар.

При изучении направления дифференциации горные породы из Павагад-Хиллса группировались с породами с бомбейского побережья, так как последний район представлен очень малым числом анализов (пятью).

Типы из Центральных провинций представлены недифференцированными базальтами и долеритами, относящимися к нижней свите траппов. Они обнаруживают только очень незначительную прогрессирующую дифференциацию от дна потока по направлению кверху, и породы, взятые из различных потоков, кажутся на первый взгляд очень сходными как минералогически, так и химически. Как было показано Л. Л. Фермором, закономерные изменения в составе этих пород выявляются только при вычислении их нормативного состава. Исключение из общего единообразия трапповых потоков все же обнаружено на северных склонах Сатпураса, где местами встречаются сложные дайки и силлы с кислой центральной частью. Мы располагаем всего одним анализом таких кислых пород. Коэффициенты Ниггли, QLM и величины $\tau\eta$ всех горных пород этой территории сопоставлены в табл. VII.

Лавы бомбейского побережья относятся к верхней свите траппов. Здесь горные породы обнаруживают отклонение от обычно устанавливаемого единообразия траппов; ультраосновные, средние и кислые типы ассоциируют здесь с базальтами и долеритами. Магма здесь подверглась интенсивной дифференциации, что хорошо видно из значений, колеблющихся в пределах от 78 до 423 единиц (табл. VIII).

Траппы из Павагад-Хиллса также относятся к верхней свите траппов. В этом районе встречаются и кислые и щелочные породы, но мы не имеем ни одного анализа щелочных пород, и в тех пяти анализах, которые были заимствованы из литературы, зна-

* Имеется в виду анализированный материал. (Прим. ред.)

чения si колеблются в пределах от 90 до 345 единиц, показывая тем самым, что в магме происходила значительная дифференциация. Коэффициенты Ниггли и другие величины этих анализов приведены в табл. IX.

В Катъеваре, где лавы Декана принадлежат к верхней свите трапш, мы видим, что ультраосновные, щелочные, средние и кислые породы встречаются совместно в виде интрузий в базальтах. Коэффициенты Ниггли и другие характеристики всех доступных анализов этой области приведены в табл. X.

НАПРАВЛЕНИЕ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ТРАПШОВ ДЕКАНА

1. *Центральные провинции.* Мы уже видели, что горные породы из Центральных провинций включают недифференцированные базальты и долериты, обнаруживающие друг с другом большое сходство в химическом и минералогическом отношениях. Эти черты полностью выявляются при анализе коэффициентов Ниггли, приведенных в табл. VII. Мы видим, что хотя общее колебание

Таблица VII

КОЭФИЦИЕНТЫ НИГГЛИ И ДРУГИЕ ВЕЛИЧИНЫ ДЛЯ ТРАПШОВ ДЕКАНА ИЗ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ПРОВИНЦИЙ

	20	21	22	23	26	28	29	31	47
si	122,18	121,89	121,23	121,94	117,14	121,40	124,62	121,84	272,60
al	21,18	17,07	17,16	16,79	18,85	16,96	17,44	17,96	42,08
fm	46,20	48,58	47,83	47,96	47,60	48,50	50,06	49,19	26,73
c	26,31	27,78	27,89	28,13	28,61	27,05	25,88	26,11	14,13
alk	6,31	6,57	7,12	7,12	4,94	7,49	6,62	6,74	17,06
k	0,131	0,168	0,173	0,140	0,219	0,131	0,125	0,070	0,403
mg	0,430	0,382	0,369	0,378	0,481	0,384	0,417	0,400	0,091
Q	33,8	32,7	32,0	32,1	32,8	31,6	33,0	32,3	53,8
L	32,3	28,1	28,9	28,4	29,1	29,1	28,5	29,4	32,6
M	33,9	39,2	39,1	39,5	38,1	39,3	38,5	38,3	13,6
π	0,54	0,44	0,41	0,41	0,58	0,39	0,45	0,45	0,28
γ	0,18	0,25	0,26	0,27	0,22	0,26	0,22	0,22	0,00

значений si меняется в пределах от 117 до 272, все же восемь из девяти горных пород сосредоточены вблизи основного конца ряда со значением si , колеблющимся в пределах от 117 до 124, и имеется резко обозначенный разрыв между этой группой и единственным

Таблица VIII

КОЭФИЦИЕНТЫ НИРГЛИ И ДРУГИЕ ВЕЛИЧИНЫ ДЛЯ ТРАППОВ ДЕКАНА С БОМБЕЙСКОГО ПОВЕРЕЖЬЯ

	2	3	4	6	9	14	16	18	24	27	32	
si	78,59	84,45	111,86	103,49	108,87	120,83	116,12	120,14	117,57	115,98	120,12	
al	11,61	12,19	29,90	19,14	19,44	22,13	19,87	24,26	24,67	22,48	17,42	
fm	65,55	62,14	33,01	48,53	45,11	44,01	48,11	37,46	42,54	44,18	51,49	
c	20,07	22,09	29,34	23,91	27,12	25,17	24,27	27,35	23,62	27,18	24,57	
alk	2,77	3,58	7,75	8,42	8,33	8,69	7,75	10,93	9,17	6,46	6,52	
k	0,220	0,252	0,120	0,084	0,171	0,138	0,119	0,148	0,127	0,20	0,216	
mg	0,756	0,720	0,405	0,468	0,451	0,301	0,391	0,201	0,234	0,406	0,523	
Q	19,2	21,3	32,4	26,0	31,8	29,5	28,7	29,7	31,8	32,1	
L	22,0	23,2	44,0	34,9	35,8	33,7	41,2	40,2	34,6	28,7	
M	58,8	55,5	23,6	39,1	32,4	36,8	30,1	30,1	33,6	39,2	
π	0,61	0,55	0,59	0,39	0,44	0,44	0,38	0,46	0,55	0,46	
γ	0,15	0,18	0,15	0,21	0,20	0,19	0,27	0,16	0,21	0,20	
	36	40	41	42	44	45	46	48	50	53	54	55
si	142,44	141,02	140,39	176,20	232,03	243,84	235,66	281,60	267,34	338,74	362,02	423,44
al	23,01	24,59	26,49	32,02	43,34	36,94	33,05	32,88	34,19	45,96	37,14	40,04
fm	44,20	38,47	37,26	30,50	31,19	13,33	16,33	21,05	21,50	17,59	20,60	19,58
c	221,57	26,56	25,06	21,93	14,25	17,66	8,66	13,08	7,19	9,17
alk	11,22	10,38	11,19	15,55	25,47	35,48	32,96	37,41	21,23	29,26	27,09	40,38
k	0,204	0,123	0,172	0,258	0,336	0,328	0,356	0,337	0,312	0,317	0,262	0,29
mg	0,332	0,281	0,214	0,400	0,147	0,358	0,379	0,210	0,324
Q	34,1	35,1	34,6	39,9	42,0	39,7	38,1	43,8	49,6	53,8	57,4
L	36,8	37,5	40,3	43,6	44,0	52,6	49,2	46,4	39,2	38,9	32,8
M	29,1	27,4	25,1	16,5	14,0	7,7	12,7	9,8	11,2	7,3	9,8
π	0,34	0,41	0,41	0,35	0,00	0,02	0,002	0,00	0,24	0,11	0,005
γ	0,15	0,23	0,21	0,11	0,00	0,23	0,52	0,29	0,32	0,00	0,00

Таблица IX

КОЭФИЦИЕНТЫ НИГГЛИ И ДРУГИЕ ВЕЛИЧИНЫ ДЛЯ ТРАПШОВ ДЕКАНА
ИЗ ПАВАГАД-ХИЛЛСА

	5	8	25	49	51
si	90,31	110,27	119,65	299,89	345,96
al	8,94	17,21	19,01	37,88	45,75
fm	61,91	44,51	45,80	24,14	14,45
c	22,65	24,86	24,34	9,64	12,30
alk	6,50	13,42	10,85	28,34	27,50
k	0,157	0,167	0,125	0,304	0,353
mg	0,687	0,354	0,444	0,163	0,136
Q	18,7	22,8	28,4	49,9	55,5
L	22,1	37,2	35,0	40,5	35,4
M	59,1	40,0	36,6	9,6	9,1
π	0,16	0,12	0,27	0,11	0,10
γ	0,24	0,30	0,22	0,00	0,00

оставшимся образцом со значением si, равным 272. Здесь, таким образом, возникают затруднения при построении кривой, соединяющей два крайних типа с таким большим разрывом между ними. Порфирит, являющийся единственной кислой породой, происходит из ядра сложной дайки, секущей долеритовый силл. Несмотря на то, что по интрузивному характеру дайки мы можем предполагать о ее более позднем происхождении, по сравнению с силлом, в который она внедрилась, однако согласно Крукшенку возраст ее сомнителен.

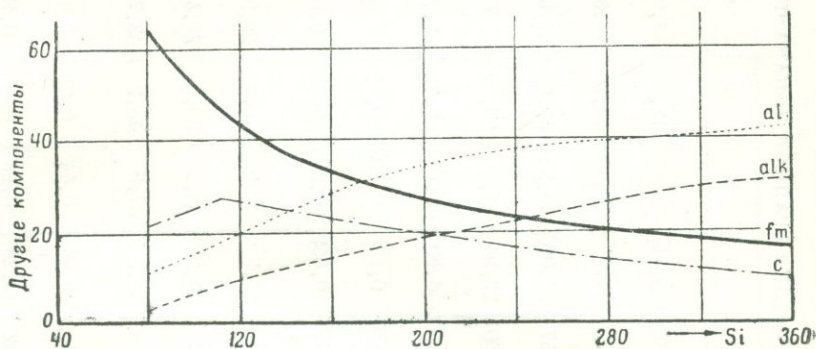
2. *Бомбейское побережье и Павагад-Хиллс.* При построении диаграммы дифференциации (рис. 1) на основании коэффициентов Ниггли из всех имеющихся анализов пород этого района, причем si принимается за абсциссу, а другие величины — за ординату, можно заметить, что породы, родственные по составу, имеют тенденцию к сближению на диаграмме. В результате этого мы видим резко выраженные разрывы в распределении этих пород на диаграмме. Наибольшим является разрыв между значениями si 176 и 232. За исключением этого большого разрыва, наблюдается удивительное единообразие в распределении горных пород по всему ряду.

Диаграмма показывает, что кривые al и alk повышаются одновременно с увеличением содержания кремнекислоты. С другой

КОЭФИЦИЕНТЫ НИГГЛИ И ДРУГИЕ ВЕЛИЧИНЫ ДЛЯ ТРАПОВ ДЕКАНА ИЗ КАТЬЯВАРА

	1	7	10	11	12	13	15	17	19	34	35	43	52
si	88,16	101,0	119,87	106,95	113,29	113,39	103,71	113,89	112,29	107,91	128,33	187,14	363,57
al	18,79	18,13	25,45	19,20	22,41	18,73	17,39	19,61	15,64	16,57	22,15	41,95	43,58
fm	47,89	47,12	36,83	38,17	39,55	47,57	54,07	43,92	48,91	54,67	48,07	13,80	17,53
e	20,48	30,65	22,63	33,83	24,35	26,90	23,94	28,86	26,72	25,05	22,71	9,11	8,97
alk	12,84	4,10	15,09	8,80	13,69	6,80	4,60	7,61	8,73	3,71	7,07	35,14	29,92
k	0,154	0,189	0,069	0,263	0,311	0,110	0,176	0,203	0,117	0,457	0,257	0,205	0,498
mg	0,427	0,609	0,408	0,487	0,357	0,517	0,659	0,426	0,509	0,644	0,515	0,212	0,279
Q	14,6	28,0	27,2	26,3	23,9	30,6	27,5	29,0	26,3	29,9	35,4	30,4	55,5
L	43,0	29,6	47,2	35,1	43,1	31,1	29,2	33,5	30,5	26,4	34,4	62,9	38,3
M	42,4	42,4	25,6	38,6	33,0	38,3	43,3	37,5	43,2	43,7	30,2	6,7	6,2
π	0,19	0,63	0,26	0,37	0,24	0,47	0,44	0,44	0,28	0,63	0,52	0,09	0,13
γ	0,93	0,24	0,16	0,38	0,28	3,22	0,28	0,28	0,27	0,18	0,05	0,07	0,00

стороны, соответственно понижаются кривая fm и, на большей части диаграммы, кривая c . В начальной стадии кривая al повышается более быстро, чем кривая alk , но выполаживается после значения $si = 184$. Подъем кривой alk практически равномерен на всем протяжении. Различие между кривыми al и alk , которое вначале минимально, происходит в результате более быстрого повышения кривой al , достигая максимума в 15 единиц при $si = 184$; затем различие опять уменьшается по мере увеличения кремнекислоты, так как кривая al становится более пологой. Кривая fm



Р и с. 1. Диаграмма дифференциации для трашпов Декана из бомбейского побережья и Павагад-Хилса.

является очень крутой в пределах от $si = 80$ до $si = 160$, после чего уклон уменьшается по мере увеличения si .

Кривая c вначале согласуется с кривыми al и alk^* , но, начиная со значения $si = 112$, резко изменяет направление и становится противоположной им, принимая приблизительно параллельное положение по отношению к кривой fm . Кривые alk и fm , разница между которыми вначале составляет 63 единицы, сближаются и пересекают друг друга при $si = 244$, затем снова расходятся, достигая разницы в 17 единиц на кислом конце. Пересечение кривых al и fm , названное *изофалической точкой*, приходится на $si = 176$, которому соответствуют следующие величины: $si = 176$, $al = fm = 30$, $c = 22$, $alk = 15$.

Эта изофалическая точка обнаруживает небольшое отклонение от известково-щелочной серии пород. (Две другие точки пересечения кривых c и alk и кривых fm и alk расположены выше $si = 200$, которое обычно для известково-щелочных серий.)

3. *Катъявар*. Диаграмма дифференциации для магмы Катъявара, выведенная из характеристик ранее анализированных пород (табл. X), показывает, что риолиты отделены большим раз-

* В английском оригинале ошибочно значится кривая fm . (Прим. перев.)

рывом от других пород (разрыв от $si = 187$ до $si = 363$). Диаграмма дифференциации (рис. 2) по характеру кривых сильно

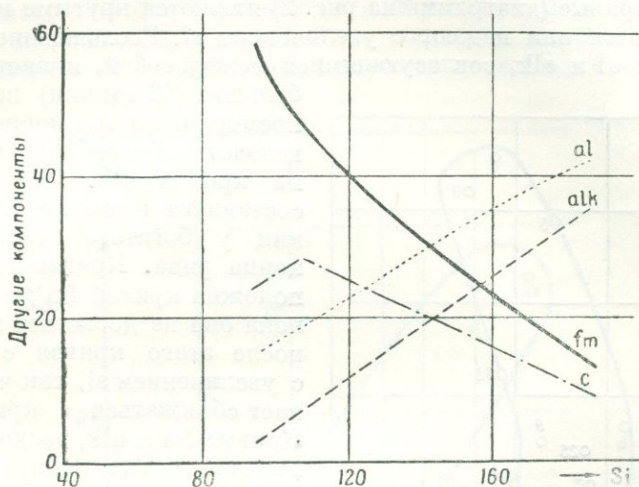


Рис. 2. Диаграмма дифференциации для траппов Декана из Катъявара.

Таблица XI

ИНТЕРПОЛИРОВАННЫЕ МОЛЕКУЛЯРНЫЕ ВЕЛИЧИНЫ
ДЛЯ ТРАППОВ ДЕКАНА

Бомбейское побережье и Павагад-Хиллс					Катъявар			
si	al	fm	c	alk	al	fm	c	alk
80	10,5	63	20,5	2,5
100	16	52	25	6	16	50	26	4
120	20	43	27	9	22,5	39	25	10
140	24	37,5	25,5	11,5	29	29	20	18
160	27	33	24	14	35	22	16	24
180	30	29,5	22	16	40	16	11	32
200	32	27	20	18	—	—	—	—
220	34	25	19,5	20	—	—	—	—
240	35	23	17	22	—	—	—	—
260	36	22	15	24	—	—	—	—
280	37	21	14	27	—	—	—	—
300	38	19	12	28,5	—	—	—	—
320	39	18	10,5	30	—	—	—	—
340	40	16	9	31	—	—	—	—
360	41	14	7	32	—	—	—	—

отличается от диаграммы, изображавшейся для случая бомбейского побережья.

Все кривые (диаграммы на рис. 2) являются крутыми и быстро повышаются или падают с увеличением si . Расхождение между кривыми al и alk , согласующимися между собой, является наибольшим (12 единиц) на бедном

кремнекислотой конце ряда, вследствие более быстрого подъема кривой alk . Эта разница составляет всего лишь 7 единиц у богатого кремнеземом конца ряда. Кривая с противоположна кривой fm до тех пор, пока она не достигнет $si = 108$; после этого кривая с падает с увеличением si , так что начинает сближаться с кривой fm . Кривые fm и alk , расходящиеся вначале на 50 единиц, пересекаются в точке $si = 156$, а затем расходятся, давая разницу в 22 единицы на конце диаграммы. Изофалическая точка, образующаяся пересечением кривых fm и al , расположена при $si = 140$; другие величины, получаемые в этой точке, будут следующими:

$$si = 140, \quad al = fm = 29, \\ c = 20, \quad alk = 18.$$

Все главные точки пересечения кривых лежат ниже $si = 200$; этот признак указывает

на то, что проиллюстрированная направленность дифференциации характерна для щелочной серии горных пород.

Интерполированные величины для этих двух диаграмм дифференциации приведены в табл. XI.

Диаграммы дифференциации, построенные по коэффициентам Ниггли, не дают нам ясного представления об индивидуальном поведении натрия, калия и магния, так как они сгруппированы вместе соответственно в величинах alk и fm . Для изучения зависимости между окисью калия и окисью магния при дифференциации магмы, величины k и mg , которые сами по себе находят отражение в величинах alk и fm , выявляющих зависимость между компонентами Na и k , с одной стороны, Fe и Mg — с другой, нанесены

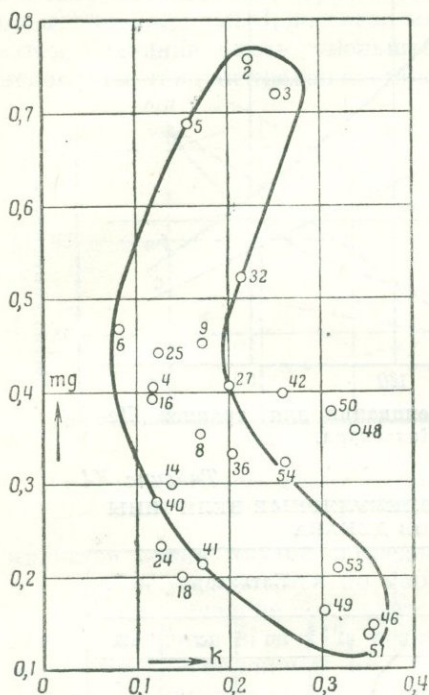


Рис. 3. Диаграмма $k - mg$ для траппов Декана из бомбейского побережья и Павагад-Хилса.

на диаграммы рис. 3 и 4, на которых k отложен по оси абсцисс, а mg — по оси ординат.

На диаграмме для бомбейского побережья и Павагад-Хиллса (рис. 3) мы видим, что имеются две тенденции во взаимозависимости величин k и mg . В одних случаях зависимость между ве-

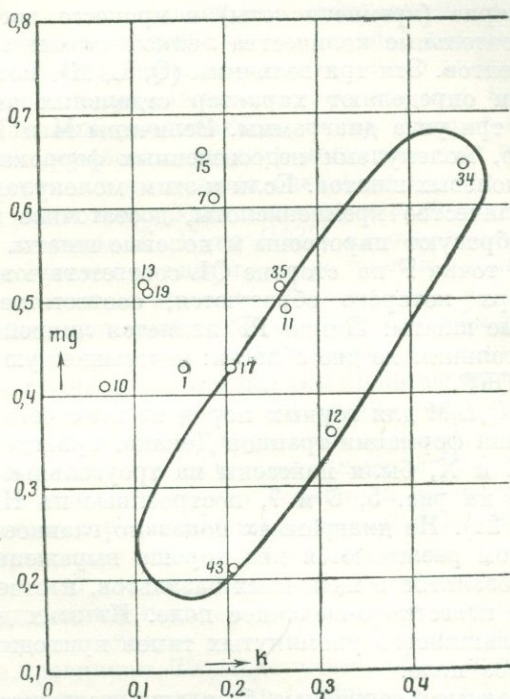


Рис. 4. Диаграмма k — mg для траппов Декана из Катьявара.

личинами k и mg является обратной; таким образом уменьшение одной величины сопровождается увеличением другой; в других случаях обе величины обнаруживают одновременное увеличение. Первое условие характерно для известково-щелочной серии горных пород, а второе является нормальным для щелочной серии.

Из рис. 4 мы видим, что, за исключением одного случая кислой породы, диаграмма выявляет близкий щелочному характеру магмы Катьявара. Величины k и mg возрастают параллельно, так что точки занимают зону, наклоненную приблизительно под углом в 45° к осям диаграммы.

ДИАГРАММА QLM

Диаграмма QLM имеет очень важное значение для изучения дифференциации и последовательности кристаллизации типов горных пород в процессе их эволюции, так как она наглядно выявляет роль кварца (кремнекислоты) в процессе дифференциации, а также относительные количества лейкократовых и меланократовых компонентов. Эти три величины (Q, L, M), которые своими соотношениями определяют характер отдельных типов пород, представляют три угла диаграммы. Величины M и L являются, соответственно, молекулами недосыщенных ферромагнезиальных минералов и полевых шпатов. Если к этим молекулам прибавить некоторое количество кремнекислоты, достаточное для насыщения, то они образуют пироксены и полевые шпаты. Точка P на стороне QM и точка F на стороне QL соответствуют пределу насыщения, сверх которого образуются, соответственно, пироксены и полевые шпаты. Линия PF является линией насыщения, делящей треугольник на две области: недосыщенную PFLM и пересыщенную QFP.

Величины Q, L, M для горных пород из всех четырех районов распространения формации трапсов Декана, приведенные в табл. VII, VIII, IX и X, были нанесены на треугольные диаграммы, изображенные на рис. 5, 6 и 7, построенные по Ниггли (1938, рис. 2а, 20 и 21). На диаграммах показано главное базальтовое поле, в котором различаются две хорошо выраженные области: нормальных базальтов и щелочных базальтов, и отчетливо выривающееся известково-щелочное поле. Из этих диаграмм мы видим, что большинство упомянутых типов приходится на главное базальтовое поле.

Так называемые «первичные базальты» встречаются во всех частях земного шара, занимая огромные площади. Они изливались в различные геологические эпохи без какой-либо закономерности во времени и в пространстве. Все эти лавовые потоки сходны по своему составу и состоят в основном из трех главных минералов: пироксенов, полевых шпатов и рудных с оливином или без него. На основании изучения данных, касающихся происхождения этих базальтов, сделано заключение о том, что они соответствовали расплавленным частям основной оболочки земли, подстилающей вышележащий гранитный слой, и впоследствии были вытеснены на поверхность. Было установлено, что основная (по составу) оболочка простирается на много километров вглубь ниже гранитного слоя. Но отвечают ли эти лавы действительному составу магматического резервуара, или же они подверглись в нем какой-то степени дифференциации, прежде чем были вынесены на поверхность, является вопросом спорным.

В. К. Кеннеди (1933), основываясь на исследованиях авторов, помещенных в Mull Memoir*, пришел к заключению, «что существуют два основных типа первичных базальтовых магм: оливино-базальтовый и толейито-базальтовый типы... первый является источником щелочных пород, а второй — пород известково-щелочной серии...». Следовательно, он придерживается той точки зрения, что частная позднейшая дифференцированность определяется исключительно природой «первичной магмы», но не физическими условиями кристаллизации во время дифференциации. До конца Кеннеди не разобрал этот вопрос, так как, по его мнению, нет никаких данных, указывающих на то, являются ли эти первичные магмы дериватами других магм, или они возникли в результате дифференциации общего очага; он просто рассматривает оба эти типа магм как представителей первичных магм.

С другой стороны, Г. Куно (1937) на основании химического исследования базальтов земного шара сделал заключение о том, что плато-базальты не соответствуют составу первичной магмы и что исходная первичная магма должна была быть более основной, чем плато-базальты, отвечая составу оливинового эвкритита. Он предполагает, что толейитовый тип является производным магмы оливино-базальтового типа, который в свою очередь произошел из первичной оливино-эвкритовой магмы.

Автор настоящей статьи склонен предполагать, что лавы траппов Декана не отвечают составу первичной магмы и что они, возможно, являются производными более глубоко расположенных очагов, содержащих магму более основного состава. Хорошо известно, что лавы Декана были чрезвычайно жидкими и что один отдельный поток, благодаря своей подвижности, мог покрыть большие площади, как это ясно видно в районе Нагпур, Центральные провинции. Такая текучесть объясняется двумя причинами: во-первых, тем, что лавы, возможно, имели особый состав, и, во-вторых, тем, что они могли быть чрезвычайно перегретыми. По мнению тех, кто высказал первое объяснение причиной такой текучести, является высокое содержание окислов железа, обычно присутствующих в лавах. Но принимая во внимание мощность земной коры, в частности, гранитной оболочки, преодолеваемой магмой, прежде чем она достигает поверхности, резонно предполагать, что лавы, должно быть, имели температуру значительно более высокую, чем их точка плавления. Так как базальтовая оболочка подстилает вышележащую гранитную кору, то вполне естественно, что она, повидимому, подвергается громадному давлению, которое удерживает ее в твердом состоянии. Если бы это давление в некоторой части магматического бассейна

* Имеется в виду коллективная работа нескольких английских авторов по петрографии горных пород острова Мулл (Шотландия). (Прим. ред.)

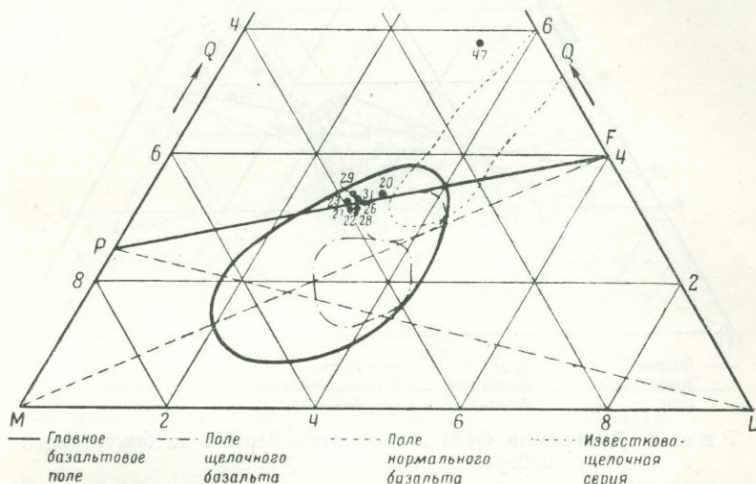
было ослаблено, то магма приняла бы жидкое состояние. С углублением в базальтовую оболочку температура и давление, естественно, возрастают и может быть достигнута такая зона, где объем горных пород является минимальным. В этой зоне присутствующие в породе полоторные окислы, такие, как Fe_2O_3 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 и другие, будут иметь тенденцию к образованию граната, минерала, образующегося в условиях высоких давлений, вместо обычных ферромагнезиальных минералов, характерных для менее глубоких зон. Эта глубокая зона носит название сверхглубокой (infra-plutonic) зоны. Благодаря ослаблению давления, в этой зоне в результате имеющих место химических изменений происходит расплавление, а также превращение граната в другие минералы; эти химические реакции, будучи экзотермическими, высвобождают громадное количество тепловой энергии, которая перегревает магму. Эта сверхглубокая зона, по оценкам различных исследователей, находится на глубине 37—60 км. Существуют также различные мнения относительно того, простирается ли основная оболочка до глубин, необходимых для образования граната, или же его появление связано уже с перидотитовым слоем, который, как предполагают, подстилает основную оболочку. Если перидотитовый слой располагается в этой зоне, то он также должен испытывать действие закона изменения объема, ведущее к образованию граната и щелочного пироксена. Порода, содержащая эти минералы, вела бы себя подобным же образом, если гидростатическое давление было бы снято и исходная магма подверглась бы перегреву. Следовательно, если мы примем вторую гипотезу, что магма испытала большой перегрев, тогда лавы неизбежно должны рассматриваться как происходящие из глубоко расположенных источников, находящихся, как минимум, на глубине 50—60 км. По мнению автора, кажется вероятным, что при этом будут расплавляться не только нижние слои основной оболочки, но также и смежные части перидотитовой оболочки. Предполагается, что исходная магма по составу должна соответствовать пикриту. Эта пикритовая магма может быть принята за первичную магму, из которой путем дифференциации образовались лавы Декана.

В поле мы видим доказательства существования лав ультраосновного состава. Встречающиеся ультраосновные породы, такие, как лимбургит, океанит и другие, известны в виде интрузий в базальтовых породах. Они не являются результатом аккумуляции ранее образовавшихся минералов, таких, как оливин и пироксен, а представляют собой прямой продукт консолидации жидкостей того же самого состава. Изучение В.Д. Вестом вкрапленников некоторых из этих ультраосновных пород показало, что, повидимому, и кристаллы этих минералов, находящиеся в основной массе, имеют тот же состав и что эти вкрапленники образо-

вались не благодаря гравитационному осаждению, а представляют собой нормальные компоненты породы, образовавшиеся из лав того же состава.

Принимая эту первичную пикритовую магму за исходную точку дифференциации различных типов, мы можем проследить направления дифференциации для всех районов по диаграмме QLM.

Центральные провинции. Если нанести на диаграмму значения QLM для трапхов из Центральных провинций (рис. 5), то мы

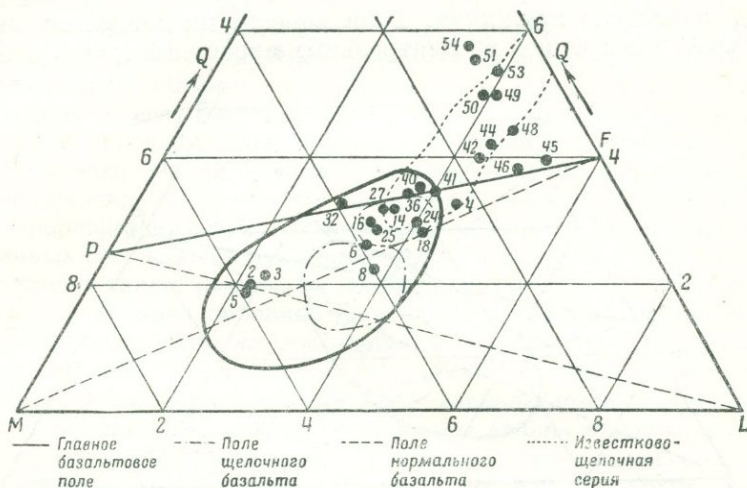


Р и с. 5. Диаграмма QLM для трапхов Декана из Центральных провинций.

увидим, что большинство точек падает на главное базальтовое поле и что только одна попадает в известково-щелочное поле диаграммы. Недифференцированный характер базальтов ясно выступает в виде тесной группировки точек, отвечающих семи базальтам. И только один тип, представленный № 20, слабо дифференцированный, выпадает из этой группы. Однако из диаграммы мы видим, что общая тенденция дифференциации у пород лавовой группы направлена в сторону известково-щелочного поля.

Бомбейское побережье и Павагад-Хиллс. Мы уже видели, что горные породы этого района охватывают широкий диапазон от ультраосновных до кислых типов. Если мы нанесем эти типы на диаграмму (рис. 6), то увидим, что породы располагаются в определенной последовательности вдоль линейно-вытянутой зоны как в главном базальтовом, так и в известково-щелочном полях таким образом, что мы можем проследить эволюцию и последовательность образования каждого из этих типов. Ультраосновные

породы представлены в этом районе океанитом и анкарамитом, которые приходятся на главное базальтовое поле диаграммы ближе к вершине М. Дифференцированные типы занимают как поле щелочного базальта, так и поле нормального базальта. Большинство кислых типов закономерно располагается в известково-щелочном поле.



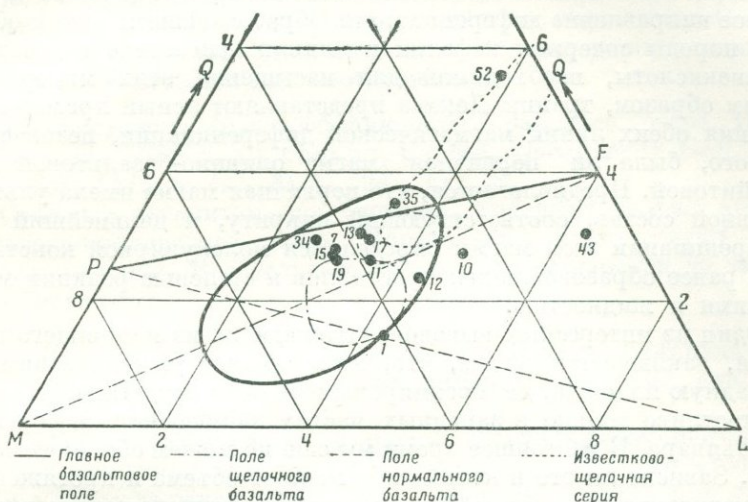
Р и с. 6. Диаграмма QLM для трапхов Декана из бомбейского побережья и Павагад-Хилса.

Таким образом, как это показано ниже, здесь существует лишь одно направление дифференциации в сторону известково-щелочного поля:

Оливиновый долерит	(щелочно-роговообманково-перидотитовый)
↓	
Океанит	(роговообманковый)
↓	
Анкарамит	(роговообманковый)
↓	
Базальты, габбро и долериты	{ (мелатералитовый, эссекситово-габброидный, нормально-габброидный, нормально-габбродиоритовый и михаритовый)
↓	
Андезиты	{ (лейфомихаритовый и нормально-диоритовый)
↓	
Трахиты
↓	
Гранофир и фельзит	{ (фарсундитовый и натрорапаквитовый)

Катъвар. Диаграмма для этого района (рис. 7) отличается от вышеприведенных диаграмм тем, что здесь имеются некоторые

типы, выпадающие из главного базальтового и известково-щелочного полей и лежащие ниже линии RF, в направлении F. Этот район, в котором представлены породы с высоким содержанием недосыщенных лейкократовых компонентов, характеризуется присутствием щелочной серии пород. Имеется всего лишь один тип (№ 52), который попадает выше, в известково-щелочное поле. Остальные типы попадают как в поле щелочного, так и в поле нормального базальтов главного базальтового поля.



Р и с. 7. Диаграмма QLM для траппов Декана из Катъявара.

Направления дифференциации на этой диаграмме могут быть прослежены по двум линиям: первая — в направлении известково-щелочной серии, а вторая — в направлении щелочной серии. Последовательность кристаллизации магмы показана ниже:

Известково-щелочное направление дифференциации

Базальт (анкаратритовый)
 ↓
 Долериты, базальты и габбро
 (роговообманковые, исситовые,
 михаритовые и нормально-габ-
 брондные)
 ↓
 Риолит
 (рапакивитовый)

Щелочное направление дифференциации

Базальт (анкаратритовый)
 ↓
 Габбродиорит
 (нормально-тералито-
 габброидный)
 ↓
 Олигоклазовый базальт
 (лампроддиоритовый)
 ↓
 Нефелиновый сиенит
 (эссексито-фояитовый)

Ультраосновной тип № 1 не соответствует составу первичной магмы, так как он приходится на край главного базальтового поля, у его границы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании изучения диаграмм QLM, построенных для различных районов распространения траппов Декана, мы можем сделать заключение о том, что направление дифференциации в основном вело к образованию известково-щелочной серии горных пород, но в некоторых местах, как, например, в Катъяваре, в добавление к известково-щелочным тенденциям имело место и щелочное направление дифференциации. Образовавшиеся таким образом породы содержат нефелин и оливин вследствие недостатка кремнекислоты, необходимой для насыщения этих минералов. Таким образом, траппы Декана представляют ясный пример проявления обеих линий магматической дифференциации, независимо от того, была ли первичная магма оливино-базальтовой или толейитовой. Предполагается, что первичная магма имела ультраосновной состав, соответствующий пикриту, и дальнейший ход дифференциации этой магмы определялся молекулярной конституцией ранее образовавшихся кристаллов и степенью реакции между ними и жидкостью.

Один из интересных выводов, вытекающих из настоящего изучения, заключается в том, что, хотя траппы Декана занимают громадную площадь, дифференцированные типы представлены вполне отчетливо только в западных частях бомбейского побережья в Катъяваре. В настоящее время мы еще не можем объяснить этот факт. Зависит ли это в какой-либо мере от объема и протяженности магматического бассейна, от природы вышележащих частей земной коры, от тектонических сил, действовавших в различных частях страны, или от каких-либо других факторов, остается неясным; разрешению этих вопросов должно быть уделено серьезное внимание, что позволит осветить историю и эволюцию этой большой изверженной формации.

ДАнные о ПОРОДАХ, АНАЛИЗЫ КОТОРЫХ ПОМЕЩЕНЫ В ТАБЛИЦАХ I—VI

1. *Лимбургит* (тералито-габброидный). Нижняя часть тропы близ Горакнат, Гирнар-Хиллс, Катъявар. *Rec. Geol. Surv. Ind.*, т. LVIII, ч. 4, 1926, стр. 448.

Порода тускло-черного цвета, состоящая из стекловатой основной массы и немногих сравнительно крупных кристаллов оливина и авгита. При сильном увеличении основная масса обнаруживает большое количество коричневого стекловидного базиса с бесчисленным множеством микроскопических кристаллов хлорита, магнетитовой «пыли» и чешуек биотита. Микролитов полевых шпатов немного. Игольчатые включения в основной массе напоминают актинолит. Скелетные кристаллы магнетита.

2. *Океанит* (роговообманковый). Выемка трамвайной дороги в 2,4 км на восток-северо-восток от селения Пачколи ($19^{\circ}8'$ с. ш., $72^{\circ}54'$ в. д.), Сальзет, Бомбей, *Quart. Jour. Geol. Min. Met. Soc. Ind.*, т. IX, № 1, 1937, стр. 9.

Порода темнозеленого цвета. Полнокристаллическая и зернистая, со свежими зеленовато-желтыми зернами оливина. Основная масса — афанитовая, образуемая тонкими лейстами плагиоклаза (Ab_{40}, An_{60}), зернами красноватого пироксена и рудных минералов. Присутствуют титансодержащие пироксены. Оливин изменен до серпентина и антофиллита. Полевой шпат и пироксен находятся в субофитовых соотношениях.

3. *Анкарамит* (роговообманковый). Западнее озера Вехар ($19^{\circ}8'$ с. ш., $72^{\circ}55'$ в. д.), Сальзет, Бомбей. *Quart. Jour. Geol. Min. Met. Soc. Ind.*, т. IX, № 1, 1937, стр. 9.

Сходен с океанитом, но, очевидно, содержит больше авгита. Розовато-коричневого цвета. Порфиновый; присутствуют кристаллы оливина. В отдельных местах оливин изменен до типичного магнезита.

4. *Витрофировое габбро* (осипитовое). Бассейн Бойяпада (вершина Маунда). *Malawiya Commemoration Volume*, 1932, стр. 801, табл. I, № 24.

Глубинная фаза основной магмы; крупнокристаллическая и габброидная структура. Стекло встречается либо в интерстициях, либо в качестве основной массы, с крупными кристаллами лабродора и авгита. Стекловатые части включают микролиты полевого шпата. Цвет стекла варьирует от красновато-коричневого до темнокоричневого. Рудные минералы в зернах и прожилках. Порода слагает мощные дайкоподобные интрузии.

5. *Оливиновый долерит* (щелочно-роговообманково-перидотитовый). Павагад. Неопубликованная диссертация В. С. Дубея, 1929.

6. *Оливиновое габбро* (эссексито-габброидное). На полпути вниз по западному склону холма Найл-Сопара, Бассейн. *Malawiya Commemoration Volume*, 1932, стр. 801, табл. I, № 34.

Встречается в виде небольших интрузий в базальтах. По минералогическому характеру сходно с витрофировым габбро (№ 4). Модальный состав: плагиоклаз — 30,9%, пироксен — 30,9%, рудных — 11,2%, стекловидной основной массы — 27,2%.

7. *Оливиновый долерит* (исситовый). Восточнее Асодриали-Нес, близ реки Равал, западный Гир-Форест, Катъявар. *Jour. Geol.*, т. XL, 1932, стр. 162, табл. I, № 200B.

Серовато-зеленый и явно порфировый, с большим количеством оливина. Пироксены со структурой песочных часов. Первичные магнетит и ильменит. Хлорит червеобразной формы, обычно с кальцитом.

8. *Базальт, богатый щелочами* (мелатералитовый). Павагад. Анализ произведен В. С. Дубеем. Представлен М. П. Байджпаем. *Jour. Geol.*, т. XLIII, № 1, 1935, стр. 73, табл. VIII, № 6.

9. *Оливиновый долерит* (нормально-тералитовый). Каменоломня в 3 км на запад от железнодорожной станции Тана, остров Сальзет, Бомбей. *Quart. Jour. Geol. Min. Met. Soc. Ind.*, т. IX, № 1, 1937, стр. 9. Приложение А, № 7.

Состоит из полевого шпата, авгита и магнетита. Полевой шпат и авгит находятся в офитовых соотношениях. Полевой шпат частично изменен. Акцессорные — хлорит, кальцит и т. п. Изредка присутствует оливин.

10. *Олигоклазовый базальт* (лампродиоритовый). Западнее реки Равал (в 3,2 км к востоку от Асодриали-Нес), западный Гир-Форест, Катъявар. *Jour. Geol.*, т. XL, 1932, стр. 162, табл. I, № 200А.

Зеленовато-желтая порода, содержащая темное стекло с магнетитом. Пузырчатый кремнезем. В основной массе микролиты олигоклаза. Оливин во вкрапленниках отсутствует.

11. *Оливиновое габбро* (берондритовое). Северо-западное окончание длинного холма, у его подошвы, Гирнар-Хиллс, Катъявар. *Rec. Geol. Surv. Ind.*, т. LVIII, стр. 418, № 2.

Крупнозернистая и темноокрашенная, с легким зеленоватым оттенком, порода состоит из зонального полевого шпата, неплеохроичного авгита с субофитовой структурой по отношению к полевому шпату и оливину. Биотит развит на стыках между зернами магнетита и полевого шпата. Присутствует апатит. Модальный состав: плагиоклаз 52,2%, авгит — 26,2%, оливин — 17,5%, биотит — 2,0%; апатит — 0,4%, рудные — 1,5%.

12. *Диоритовое габбро* (нормально-тералито-габброидное). Вдоль дороги из Байрао-Джен по направлению к Гамукхи-Хунд. *Rec. Geol. Surv. Ind.*, т. LVIII, стр. 418, № 3.

Состоит из андезина-лабрадора, олигоклаза, ортоклаза и авгита. Авгит фиолетовый, слабо плеохроичный. Присутствует также бесцветный и неплеохроичный авгит. Акцессорными минералами являются биотит, магнетит и апатит.

13. *Долерит* (нормально-габброидный). Из окрестностей Хамба, западный Гир-Форест, Катъявар. *Jour. Geol.*, т. XL, 1932, стр. 162, табл. I, № 195Т.

Полевые шпаты в виде скоплений; пироксен представлен энстатит-авгитом. Встречаются ильменит, магнетит и неровные чешуйки гематита.

14. *Витрофировый долерит* (нормально-габброидно-диоритовый). Холм Найл-Сопара, вершина 622, восточнее железнодорожной станции Найл-Сопара, Бассейн. *Malawiya Commemoration Volume*, 1932, стр. 801, табл. I, № 61.

Темная, плотная порода, с занозистым и раковистым изломом. Образует дайки в массиве габбро. Половину объема породы составляет стекло. Стекло — палагонизированное и обнаруживает микролиты полевых шпатов. Остальная часть породы состоит из плагиоклаза, пироксена и рудных минералов. Модальный состав: плагиоклаз — 27,0%, пироксен — 20,0%, рудные — 10,1%, основная стекловатая масса — 42,9%.

15. *Оливиновый долерит* (роговообманковый). К югу от Капурия-Нес, западный Гир-Форест, Катьявар (Индия). *Jour. Geol.*, т. XL, 1932, стр. 162, табл. I, № 206С.

Тонкозернистый долерит с интергранулярной, до микрографической, основной массой, состоящей из полевого шпата и авгита. Заметно порфиновый, с большим количеством крупных зерен оливина. Пироксены светлых тонов, со структурой песочных часов. Магнетит и ильменит — первичные. Характерна офитовая структура.

16. *Долерит* (нормально-габброидный). Станция Бангалоу, штат Колхапур, Бомбей. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, т. 33, 1922, табл. I, стр. 774, № 8.

Крупнозернистый, полнокристаллический, офитовый. Цвет коричневатый. Лабрадор в форме лейст, 2 мм длины, с ксеноморфным авгитом, проросшим между зернами лабрадора. Авгит коричневатый. Магнетит в довольно большом количестве, в неправильных зернах. Немного мелких иголочек апатита.

17. *Базальт* (михараитовый). В 800 м восточнее выхода к южному Горджу, Гирнар-Хиллс, Катьявар. *Res. Geol. Surv. Ind.*, т. LVIII, стр. 418, № 4.

Весьма тонкозернистый, с двумя генерациями минералов. Вкрапленники полевых шпатов крупнее вкрапленников других минералов. Вкрапленники авгита изменены в кальцит и уралит. Структура офитовая. Основная масса состоит из сплетения мельчайших пластинок полевого шпата с зернами авгита и магнетита. Зеленоватый минерал — вероятно, селадонит. Стекло темнокоричневое, усеянное магнетитовой пылью.

18. *Базальт* (лейкомихараитовый). Нижний горизонт, близ Бойяпада, Бассейн, Бомбей. *Malaviya Commemoration Volume*. 1932, стр. 801, № 49.

Описание породы не дано.

19. *Базальт, богатый щелочами* (анкаратритовый). Данти, Катъявар. *Jour. Geol.*, т. XLIII, № 1, 1935, табл. VIII, стр. 73, № 5.

20. *Долерит* (михараитовый). Станция Пипардахи, Сеони, Центральные провинции. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, т. 33, 1922, стр. 774, табл. I, № 16.

Крупнозернистая, офитовая и полустекловатая порода с желтым стеклом. Цвет зеленовато-черный. Состоит из табличек лабрадора и авгита с промежуточным стеклом. Магнетит присутствует в небольшом количестве.

21. *Оливиновый долерит* (si-пироксенитовый). Скважина в 100 м к востоку от железнодорожной линии, в селении Горегат, территория Линга, округ Чиндвара, Центральные провинции. *Rec. Geol. Surv. Ind.*, т. LXVIII, ч. 3, стр. 350 (поток 1).

Порода темносерая до коричневатой-черной, кристаллическая, крупнозернистая; образована лейстами лабрадора, коричнево-серым авгитом, черными рудными минералами и темнокоричневым стеклом, промежуточным по отношению к основным минералам. Стекло является первичным и содержит иглы апатита, авгита и полевого шпата. Стекло изменено до палагонита. Немного округлых палагонизированных вкрапленников оливина. Структура офитовая до субофитовой.

22. *Оливиновый долерит* (si-пироксенитовый). Река Калбера, восточнее Деварда, территория Линга, округ Чиндвара, Центральные провинции. *Rec. Geol. Surv. Ind.*, т. LXVIII, ч. 3, стр. 350 (поток 2).

Темный, серовато-черный, ясно-кристаллический, непорфировый; состоит из оливина, лабрадора, авгита, рудных (ильменит?) и апатита. Авгит не наблюдается в офитовом или субофитовом соотношениях, но корродирует полевой шпат. Первичное стекло серое. Палагонит образуется за счет полевого шпата, авгита и промежуточного стекла. Оливин в большинстве случаев превращен в делесситовые псевдоморфозы с оливиновыми ядрами. Иногда присутствует кальцит.

23. *Базальт* (si-пироксенитовый). Из выхода (обнажения) в русле реки Калбера, к запад-северо-западу от селения Бизапур-Хурд, территория Линга, округ Чиндвара, Центральные провинции. *Rec. Geol. Surv. Ind.*, т. LXVIII, ч. 3, стр. 350 (поток 2А).

Черная тонкозернистая порода с рассеянными вкрапленниками полевого шпата (иногда в гломеропорфировых агрегатах) в основной массе, состоящей из лейст полевых шпатов, зернистого авгита, обильного стекла и рудных. Стекло содержит мельчайшие пластиночки, вероятно апатита. Рудными являются ильменит и магнетит, образующие скелетные формы и полосы и частично прямоугольные кристаллы. Присутствует измененный оливин. Делесситовый палагонит с включениями рудных.

24. *Долерит* (нормально-габбродиоритовый). Бойяпада, Бассейн, Бомбей, *Malaviya Commemoration Volume*, 1932, стр. 801, табл. I, № 29.

Порода представляет собой среднезернистую фазу габбро.

25. *Базальт* (нормально-габбродиоритовый). Павагад. Неопубликованная диссертация В. С. Дубя, 1929.

26. *Долерит* (арриезитовый). Падми, Мандла, Центральные провинции. *Bull. Geol. Surv. Amer.*, т. 33, 1922, стр. 774, табл. I, № 15.

Крупнозернистый, офитовый, полустекловатый долерит с желтым стеклом. Стекло промежуточное по отношению к табличкам лабрадора и зернам авгита. Магнетит заметен в небольшом количестве.

27. *Базальт* (михараитовый). Из низко залегающего пласта между Курла и железнодорожной станцией Гаткопер (19°5' с. ш., 54°34' в. д.), Сальзет, Бомбей. *Quart. Jour. Geol. Min. Met. Soc. Ind.*, т. IX, 1937, стр. 9. Дополнение А, № 6.

Темная тонкокристаллическая порода. Большое количество светлокоричневых кристаллов авгита и зерен магнетита в основной массе, состоящей из мелких коротких призм лабрадора и изотропного базиса. Видны также крупные кристаллы полевых шпатов. Структура интерсертально-офитовая. Рудные присутствуют в виде неправильных зерен.

28. *Базальт* (си-пироксенитовый). Карьер Шикарпур, в 400 м восточнее железнодорожного моста над рекой Калбера железнодорожной линии Бенгал — Нагпур, территория Линга, округ Чиндвара, Центральные провинции. *Rec. Geol. Surv. Ind.*, т. LXVIII, ч. 3, стр. 350 (поток 3).

Порода серовато-черная и очень тонкозернистая. Вкрапленники полевого шпата редки; небольшое количество первичного стекла. Стекло коричневатого оттенка с бесчисленным множеством микролитов. Рудные минералы крупные. Авгит в промежутках. Оливина нет. Зеленый делесситовый палагонит образуется за счет первичного стекла.

29. *Базальт* (нормально-габброидный). Возвышенность Дундея, Хиравари, Центральные провинции. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, т. 33, 1922, стр. 774, табл. I, № 12.

Тонкозернистый, субофитовый, полнокристаллический базальт. Полностью афанитовый и плотный, без вкрапленников, черный. Состоит из лейст лабрадора, светлокоричневых зерен авгита и идиоморфных зерен магнетита.

30. *Долерит* (нормально-габброидный). Карьер Катеру, близ Раджамандры, Мадрас. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, т. 33, 1922, стр. 774, табл. I, № 23.

Крупнозернистый, коричневый, с мельчайшими неправильными субмиаролитовыми пустотами. Присутствует черное стекло. Структура офитовая. Зерна авгита в промежутках между лейстами лабрадора. Стекло в интерстициях между полевыми шпатами и авгитом.

31. *Долерит* (нормально-габброидный). Возвышенность Боурамета, Чиндвара, Центральные провинции. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, т. 33, 1922, стр. 774, табл. I, № 13.

Среднезернистый, офитовый, полустекловатый, зеленовато-черный долерит с желтым стеклом. Коричневатый авгит находится в офитовых или мезостатических соотношениях с лейстами лабрадора. Стекло промежуточное. Магнетит в небольшом количестве.

32. *Долерит* (нормально-габброидный). Игатпури, Назик, Бомбейский округ. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, т. 33, 1922, стр. 774, табл. I, № 5.

Крупнозернистый, полнокристаллический, офитовый долерит черного цвета. Сдвойникованные лейсты лабрадора и коричневатый авгит находятся в офитовых соотношениях. Крупные вкрапленники оливина. Большое количество неправильных зерен магнетита. Видны игольчатые кристаллы апатита.

33. *Базальт* (михараитовый). Джиран, близ Нимач, Центральная Индия. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, т. 33, 1922, стр. 774, табл. I, № 4.

Плотная афанитовая и компактная с полусмоляным блеском порода. Виден раковистый излом. Состоит из небольших прямоугольных лейст лабрадора и коричневатых округлых зерен авгита. Присутствует черное стекло с черными матовыми зернами небольших размеров. Определенный магнетит или ильменит не отмечен.

34. *Оливиновый долерит* (роговообманковый). Из возвышенности близ Сонария и окрестностей восточной-юго-восточной

Сальвы, западный Гир-Форест, Катъявар. *Jour. Geol.*, XL, 1932, стр. 162, табл. I, № 201 Г.

Крупнозернистый долерит с порфировой и интергранулярной структурой. Присутствуют вкрапленники оливина и коричневатого авгита. Магнетит и ильменит первичные; хлорит имеет червеобразный облик.

35. *Габбро* (нормально-габброидное). Из южного окончания отрога Нандивела, западный Гир-Форест, Катъявар. *Jour. Geol.*, XL, 1932, стр. 162, табл. I, № 200.

Состоит из плагиоклаза (An от 70 до 60%), коричневатого микропегматитового пироксена, магнетита и биотита. Авгит превращен в актинолит и хлорит со скоплениями магнетита и гидратов железа. Микропегматит образован кварцем и ортоклазом.

36. *Базальт* (нормально-габбродiorитовый). Между Райс-Хилл и Севри, остров Бомбей. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, т. 33, 1922, стр. 774, табл. I, № 6.

Полностью афанитовая, черная, компактная порода с полумоляным тахилитовым блеском. Заметен раковистый излом. Лейсты лабрадора и зерна авгита в тесном срастании. Присутствует черное стекло. Определенный магнетит или ильменит не отмечен.

37. *Долерит* (нормально-габбродiorитовый). Панандрао, Катч. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, т. 33, стр. 774, табл. I, № 1.

Крупнозернистый офитовый долерит зеленовато-черного цвета. Состоит из лабрадора, авгита и желтого стекла. Стекло заполняет промежутки между полевым шпатом и авгитом.

38. Среднее из четырех анализов трапнов с территории Линга, Центральные провинции (si-пироксенитовые). *Rec. Geol. Surv. Ind.*, т. LXVIII, ч. 3, 1934, стр. 350.

39. Среднее из 11 анализов трапнов Декана (включая один трапп Рэйджмагал), нормально-габброидный. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, т. 33, 1922, стр. 774.

40. *Андезит* (лейкомихараитовый). Малабар-Хилл, Бомбей. *Malaviya Commemoration Volume*, 1932, стр. 801, № 596.

Плотная черная порода с полурасколотым изломом. Немного мелких вкрапленников плагиоклаза (андезин-лабрадор) и двойников авгита. Основная масса состоит из олигоклаз-андезина, интерсертального авгита и стекла. Заметное количество рудных в скоплениях. Фиолетово-коричневое стекло составляет значительную часть основной массы. Также виден палагонит. Модальный

состав: плагиоклаз — 26,2%, авгит — 21,6%, рудные — 9,7%, вторичные минералы — 1,1%, стекло — 41,1%.

41. *Андезиновый андезит* (лейкомихараитовый). Данда, остров Сальзет, Бомбей. *Quart. Jour. Geol. Min. Met. Soc. Ind.*, т. IX, № 1, 1937, стр. 9. Приложение А, № 5.

Порода плотная, темная с полураковистым изломом. Темно-коричневое стекло и лейстовидные микролиты полевого шпата зажаты между субидиоморфными кристаллами и зернами авгита. Найден делессит. Вкрапленники андезин-лабрадора. Микролиты основной массы — олигоклаз-андезин.

42. *Андезит* (нормально-диоритовый). Гокхивр, Бассейн. *Malaviya Commemoration Volume*, 1932, стр. 801, № В/3.

Порода плотная и темная. Многочисленные вкрапленники в черной, типично андезитовой основной массе. Отмечены авгит и гиперстен. Полевые шпаты корродированы стеклом. Основная масса с микролитами полевого шпата обнаруживает флюидальные потоки, обтекающие вкрапленники.

43. *Нефелиновый сиенит* (эссексит-фояитовый). Южная часть западной долины; на дороге, ведущей к южной долине, Гирнар-Хиллс, Катъявар. *Rec. Geol. Surv. Ind.*, т. LVIII, ч. 4, 1926, стр. 418, № 5.

Полнокристаллический, крупнозернистый, светлый. Большое количество полевого шпата, преобладает ортоклаз, присутствуют альбит и олигоклаз. Нефелин аллотриоморфный и в большом количестве. Присутствуют слегка голубоватый содалит, канкринит и эгирин-авгит. Мусковит, сфен, апатит и бурые окислы железа — аксессуарные. Полевой шпат и нефелин изменены в серицит. Модальный состав: полевой шпат — 52,2%, нефелин — 21,3%, содалит — 14,0%, эгирин — 5,5%, магнетит — 3,6%, бурые окислы железа — 1,2%, сфен — 1,2%.

44. *Трахит*. Холм северо-западнее Кальмапада, близ железнодорожной станции Найл-Сопара, Бассейн. *Malaviya Commemoration Volume*, 1932, стр. 801, № 40.

Порода розоватого цвета, легко разрушается. Основная масса фельзитовая. Полевые шпаты каолинизированы.

45. *Гранофировый трахит* (нордмаркитовый). Хароди, близ Маловни (в 6 км на запад от станции Малад), Сальзет, Бомбей. *Rec. Geol. Surv. Ind.*, т. LXII, ч. 3, 1929, стр. 373.

Светлокремового цвета; тонкозернистый, содержит очень немного темных минералов. Вкрапленность, металлчески-желтого пирита и желтовато-коричневого лимонита. Немного крупных

кристаллов кварца и полевого шпата. Полнокристаллический, богат полевым шпатом (ортоклаз и некоторое количество олигоклаза); присутствует кальцит. Немного кристаллов кварца и тонких игольчатых кристаллов апатита. Ферромагнезиальных минералов нет, но грязновато-коричневые пятна соответствуют первичным пироксенам или амфиболам. Зерна пирита разложены в лимонит.

46. *Гранофировый трахит* (умптекитовый). В 800 м северо-западнее железнодорожной станции Курла. *Quart. Jour. Geol. Min. Met. Soc. Ind.*, т. VII, № 4, 1935, стр. 189.

Порода светлокорицевого цвета; основная масса тонкокристиаллическая с небольшими кристаллами полевого шпата телесного цвета. Полнокристаллическая тонкозернистая основная масса без отчетливой трахитовой текстуры. Большое количество ортоклаза. Ферромагнезиальные минералы отсутствуют. Имеются игольчатые кристаллы кальцита и апатита. Кварц в подчиненном количестве.

47. *Порфирит* (лейкотоналитовый). Из сложной дайки восточнее Джамундхонга, северные склоны Сатпурас, Центральные провинции. *Res. Geol. Surv. Ind.*, т. LXVI, ч. 2, 1936, стр. 341.

Светлосерая порода с гранулитовой структурой. Пластинчатый плагиоклаз и микропегматит являются главными компонентами, составляющими около 90%, причем преобладает микропегматит. Полевой шпат — олигоклаз — изменен. Ферромагнезиальные включают энстатит-авгит и обыкновенную роговую обманку с тенденцией к идиоморфизму. Присутствуют палагонит и рудные. Акцессорными минералами являются апатит и лучистые цеолиты. Обычно встречаются нодулы пирита и вторичного кальцита.

48. *Риолитовый пепел* (туф) (гибелитовый). Санта-Круз-Хар. Сальзет, Бомбей. *Quart. Jour. Geol. Min. Met. Soc. Ind.*, т. VII, № 4, 1935, стр. 186.

Мягкая белая порода с землистым веществом. Крупнокристаллическая основная масса с угловатыми и раскрошенными кристаллами ортоклаза. Присутствует большое количество черного, до коричнево-красного, гематита (вероятно, за счет изменения роговой обманки). Иногда встречаются игольчатые кристаллы апатита.

49. *Обсидиан* (натрон-рапакивитовый). Нижняя часть Павагад-Хиллс. Диссертация В. С. Дубея, 1929 (не опубликована).

50. *Авгитовый гранофир* (фарсундитовый). Из карьера близ селения Марол (19° 7' с. ш., 72° 53' в. д.), Сальзет, Бомбей. *Quart. Jour. Geol. Min. Met. Soc. Ind.*, т. VII, № 4, 1935, стр. 190.

Тонкозернистая, серая, плотная порода. Лейсты полевого шпата и темнозеленого пироксена. Кварц и полевой шпат в графических прорастаниях. Количество полевого шпата значительно, преобладает ортоклаз. Также присутствует олигоклаз. Пироксены слегка плеохроичные, травянисто-зеленые, вероятно эгирин-авгит. Присутствуют рудные. Скелетные кристаллы авгита, погруженные в полевой шпат, могут представлять собой вторичные образования.

51. *Риолит* (лейко-кварц-диоритовый). Павагад-Хиллис, 780 м. Диссертация В. С. Дубея, 1929 (не опубликована).

52. *Риолит* (рапакивитовый). Близ Патанвао ($21^{\circ} 38\frac{1}{2}'$ с. ш., $70^{\circ} 18'$ в. д.), Гирнар-Хиллис, Катъявар. *Rec. Geol. Surv. Ind.*, т. LVIII, ч. 4, 1926, стр. 418, № 6.

Обычно плотная темная порода с раковистым изломом и стекляннм блеском. Полосчатый риолит имеет желтый и коричнево-желтый оттенки. Частичная девитрификация проявляется в виде образования мельчайших игл и зерен. Полосчатость обязана флюидальной структуре. В большом количестве видны сферолиты радиально-лучистого строения. В некоторых частях наблюдались таблички полевого шпата (ортоклаза) и микролиты ферромагнетических минералов.

53. *Фельзит* (натрон-рапакивитовый). Отобран в одной из интрузий на территории Санта-Круз-Хар. В 800 м юго-восточнее селения Вакола ($19^{\circ} 5'$ с. ш., $72^{\circ} 51'$ в. д.). *Quart. Journ. Geol. Min. Met. Soc. Ind.*, т. VII, № 4, 1935, стр. 187.

Порода розоватого цвета; мелкие кристаллы полевого шпата, неправильно распределенные. Присутствует гематитовое вещество в виде полос от коричневого до темнокоричневого цвета. Плотная, с раковистым изломом. Кварц и полевой шпат. Крупнокристаллическая. Присутствуют вкрапленники полевых шпатов (ортоклаз и анартоклаз). Основная масса является фельзитовой в результате девитрификации первичной риолитовой лавы. Черные зерна рудных внедрены в основную массу. Кварц в основной массе ксеноморфный.

54. *Пузыристый риолит* (натрон-рапакивитовый). Восточно-северо-восточнее Мад. Вершина холма, 38,5 м, Сальзет, Бомбей. *Malaviya Commemoration Volume*, 1932, стр. 801, табл. I, № 1.

Порода пузыристая и амигдалоидная, обнаруживает горизонтальную ориентировку полос течения. Цвет светлосерый, либо кремовый. Микрофельзитовая. Пузырьки слегка ориентированы и заполнены желтым минералом, возможно хлоритом.

55. Гранофировый риолит (нормально-щелочно-гранитовый). На полпути между уровнем 38,5 м на Мад и переправой к востоку, Сальзет, Бомбей. *Malaviya Commemoration Volume*, 1932, стр. 801, табл. I, № 5.

Порфировый риолит; вкрапленники — идиоморфные корродированные кристаллы кварца и полевого шпата. Некоторые вкрапленники полевого шпата представляют собой санидин. Коричневые включения гематита окружают зерна рудных. Структура основной массы микрофельзитовая.

ЛИТЕРАТУРА

- Bajpai M. P.* The Gwalior Trap from Gwalior, India, *Jour. Geol.*, **43**, no. 1, p. 61—75, 1935.
- Chatterjee S. K.* Petrology of the igneous rocks from the West Gir Forest, Katiawar, India, *Jour. Geol.*, **40**, no. 2, p. 154—163, 1932.
- Crookshank H.* Geology of the Northern Slopes of the Satpuras between the Morand and Sher Rivers, *Mem. Geol. Surv. Ind.*, **46**, pt. 2, 1936.
- Dubey V. S.* Ph. D. Thesis for the London University, 1929.
- Fermor L. L.* On the Chemical Composition of the Deccan Trap Flows of Linga, Chhindwara District, Central Provinces, *Rec. Geol. Surv. Ind.*, **48**, pt. 3, p. 344—360, 1934.
- Kalapesi A. S. and Contractor G. P.* The Occurrence of Some Acid and Intermediate Rock Types in the Salsette Island, Bombay, *Quart. Jour. Geol. Min. Met. Soc. Ind.*, **7**, no. 4, p. 183—191, 1935.
- Petrology of the Salsette Island, Bombay, *Jour. Univer. Bombay* pt. 11, p. 151—171, 1936.
- Variation Diagram of the rocks of the Salsette Island, Bombay, *Quart. Jour. Geol. Min. Met. Soc. Ind.*, **9**, no. 1, p. 5—10, 1937.
- Kennedy W. Q.* Trends of the differentiation in Basaltic Magmas, *Amer. Jour. Sci.*, **25**, p. 239—256, 1933.
- Krishnan M. S.* The Petrology of rocks from the Girnar and Osham Hills, Katiawar, India, *Rec. Geol. Surv. Ind.*, **58**, pt. 4, p. 380—424, 1926.
- Granophytic Trachyte from Salsette Island, Bombay, *Rec. Geol. Surv. Ind.*, **62**, pt. 3, p. 371—376, 1929.
- Kuno H.* Fractional Crystallisation of Basaltic Magmas, *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **14**, p. 189—208, 1937.
- Mathur K. K. and Naidu P. R. J.* Volcanic Activity of the Coastal Tracts of Bombay, Salsette and Bassein, *Malaviya Commemoration Volume*, p. 154—163, 1932.
- Niggli P.* Die Komplexe Gravitative Kristallisations-differentiation, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Band **58**, Heft 2, p. 610—164, 1938.
- Washington H. S.* Deccan Traps and other Plateau Basalts, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **33**, p. 765—804.

ИНТРУЗИИ СТЕКЛА В ДОЛЕРИТЕ

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ

Интрузии стекла, стекловатые закраины, стекловатый мезостазис и расплавленные осадочные породы являются основными типами стекловатых материалов, ассоциирующихся с некоторыми долеритами Карру. По последним трем типам дается лишь краткий обзор, тогда как первый описан подробно, с рассмотрением его взаимоотношений с долеритовой магмой. Химические анализы показывают, что стекло, встречающееся близ Верулама, Натале, по химическим свойствам весьма близко к среднему долериту Карру, тогда как другое стекло, из Эффингама, также в Натале, является более кислым, обнаруживает обогащение железом и, возможно, поглотило некоторое количество кремнистой породы. Эффингамское стекло является чистым, в веруламском же стекле вдоль трещинок встречается хлорофенит и т. п. как результат более поздней гидротермальной деятельности. Интрузии стекла, повидимому, вообще весьма редки.

СТЕКЛОВАТЫЕ МАТЕРИАЛЫ, АССОЦИИРУЮЩИЕ С ДОЛЕРИТАМИ КАРРУ

Стекловатые материалы, ассоциирующие с долеритами Карру, могут быть классифицированы следующим образом:

- 1) Стекловатые закраины (selveges) и закаленные анофизы.
- 2) Стекловатый мезостазис.
- 3) Расплавленные осадочные породы.
- 4) Настоящие интрузивные стекла, описание которых приводится ниже.

1) *Стекловатые закраины* в долеритах Карру отмечены лишь в редких случаях. Как правило, стекло, когда оно было доступно наблюдению, образует местами пленки на закаленных окраинах интрузий; эти пленки обычно могут быть прослежены лишь на протяжении нескольких метров. К тому же контакты долеритов обычно подвержены выщелачивающему воздействию просачивающихся вод, доступ которых облегчается обильной трещиноватостью краевых участков. Когда же они выходят на поверхность, то дальнейшее разложение обычно происходит вдоль контактов.

Исследование контактов, произведенное автором главным образом в Капской провинции и Натале, показало, что стекловатое вещество на контактах оливино-базальтовых долеритов является чистым и хорошо сохранившимся, что весьма странно. Трудно объяснить, почему это было именно так. Впервые эта черта оливино-базальтовых долеритов была отмечена для Кранскопа, округ

Рауксвилл (Френкель, 1942), позднее — в интрузиях округов Куинстаун, Застрон и Тромпсбург и совсем недавно — в долине Тысячи Холмов, близ Дурбана, где тела оливино-базальтовых долеритов формации Карру внедрены в сильно выветрелые древние граниты. Однако необходимо подчеркнуть, что оба месторождения настоящего стекла, которым главным образом и посвящена данная работа, так же как и большинство перечисленных выше стекловатых кромок оливино-базальтовых долеритов, были изучены на искусственных обнажениях.

Светопреломление и удельный вес показывают, что все изученные образцы стекловатых кромок имеют основной состав, приближающийся, если исключить вкрапленники, к составу нормальных долеритов Карру (Френкель, 1942).

2) *Стекловатый мезостазис* часто отмечался в долеритах Карру, но не имеется никаких опубликованных сведений ни о его составе, ни о его свойствах. Мезостатическое стекло занимает важное место в настоящей работе, так как знание его состава и сравнение его с интрузивным стеклом предоставили бы определенные данные для установления направления дифференциации в долеритовой магме Карру. К сожалению, мы до сих пор еще не имели в своем распоряжении ни одного подходящего образца долерита или толейита, из которого можно было бы выделить для анализа мезостатическое стекло.

Мезостатическое стекло долеритов Карру часто бывает частично растекловано, замутнено и в большом количестве включает магнетит, что затрудняет точное определение показателя преломления.

Тем не менее удалось определить величину в 1,51 для показателя преломления стекловатого мезостазиса, извлеченного из долеритовой дайки на дороге к Онгелукскому наку, описанной Шварцем (1902)*.

3) Изучение *расплавленных осадочных пород* выходит из рамок настоящей проблемы. Несколько местонахождений этих образований уже было описано с большой детальностью. Пример такого образования мы находим на ферме Колдбрук, округ Баркли-Ист, где Дю Тойт (1904) в долеритовом пласте обнаружил черную стекловатую породу, напоминающую тахилит, которая, как это было установлено при изучении шлифа, представляла собой светлокоричневое перлитовое стекло, содержащее зерна кварца. Но не выяснено, была ли это жила изверженного материала или чрез-

* Образец, из которого был взят кусочек для этого определения, представлен в наше распоряжение из Южно-Африканского музея Кейптаун А. Польдервартом.

вычайно измененный песчаник. В 1918 г. Юнгом был описан расплавленный песчаник (из ферм Рудекраль и Цифергат, округ Хейльброн), на контакте с долеритом, в котором зерна кварца, подвергшиеся коррозии, погружены в контактовую зону. Польдсварт (1946, стр. 94) описал долерит из горы Артур, содержащий участки расплавленного песчаника или кварца.

Показатель преломления стекол во всех образцах, которые мы имели возможность изучить, приблизительно составляет 1,49, что указывает на их кремнеземистый состав и на образование их главным образом из осадочных пород.

ИНТРУЗИЯ СТЕКЛА

Полевые наблюдения

Верулам, Наталь. Сложный силл Верулама является одним из крупнейших среди интрузий долеритов Карру, закартированных в провинции Виктория, Наталь (Кент, 1938). Он внедрился более или менее по линии контакта между нижним и средним ярусами серии Экка, падая на юго-восток приблизительно под углом 26° , мощность его составляет примерно 40 м. Тонкие слои интрузивного стекла, падающие согласно с силлом, были обнаружены в двух местах соответственно у основания и у кровли силла.

Первое находится в юго-восточной части железнодорожной выемки между Веруламом и Умдхлоти-Джанкшен. Стекло здесь имеет наибольшую мощность, равную 1,25 см, при длине видимой части около 2,5 м и представляет собой, по всей вероятности, тонкий линзообразный слой. Второе располагается на западной стороне южной дороги, идущей от Умдхлоти-Джанкшен по направлению к главной дороге Верулам — Тонгат, стекло здесь обнажается в выемке, на крутом повороте налево, близ вершины холма. Имеется две отдельные интрузии стекла: верхняя выдержанная, прослеживающаяся на 12 м, и вторая линзообразная, длиной всего 25 см, находящаяся примерно в 4 см ниже первой. Верхнее тело достигает максимальной мощности в 4 см в своей западной части, но затем постепенно утоньшается до апофиза или прожилка толщиной в 0,6 см, когда оно поворачивает на восток и скрывается под долеритом. В противоположном направлении выходы закрыты растительностью и почвой. Главный слой стекла залегает в более древней части веруламского силла, примерно на 2,5 м ниже основания вышележащего девятиметрового слоя тонкозернистого долерита. В обоих местах коричневатые слои стекла ясно выделяются на фоне более сильно выветрелых интрузивных долеритов. Хорошо развитая столбчатая отдельность является наиболее яркой отличительной чертой этого стекла.

Эффингамский карьер. Наибольшим телом интрузивного стекла в долерите из отмеченных до настоящего времени в южной Африке является стекло из карьера в Эффингаме, описанное Криджем (1932). Кридж писал:

«Интрузивное стекло встречено в долеритовом пласте, вскрытом карьером, разрабатывающим щебень на расстоянии около 1,6 км северо-западнее станции Эффингам. Слой имеет мощность, равную 2,5—3 м, и полого падает в направлении на восток. Он состоит из тонко- до среднезернистого долерита, в котором иногда можно заметить небольшие миндалины, около 1 мм в диаметре. Стекло обнажается близ основания долерита в забое карьера, на южном склоне долины. В тех местах, где мне удалось его наблюдать, толщина слоя стекла составляла от 15 до 20 см. Мастер этого карьера сообщил, что на небольшом расстоянии в восточном направлении мощность слоя стекла достигает 45 см, но что оно быстро утоньшается по направлению на запад и совершенно исчезает на расстояниях 10—20 м. Вероятно, это является следствием его линзовидной формы».

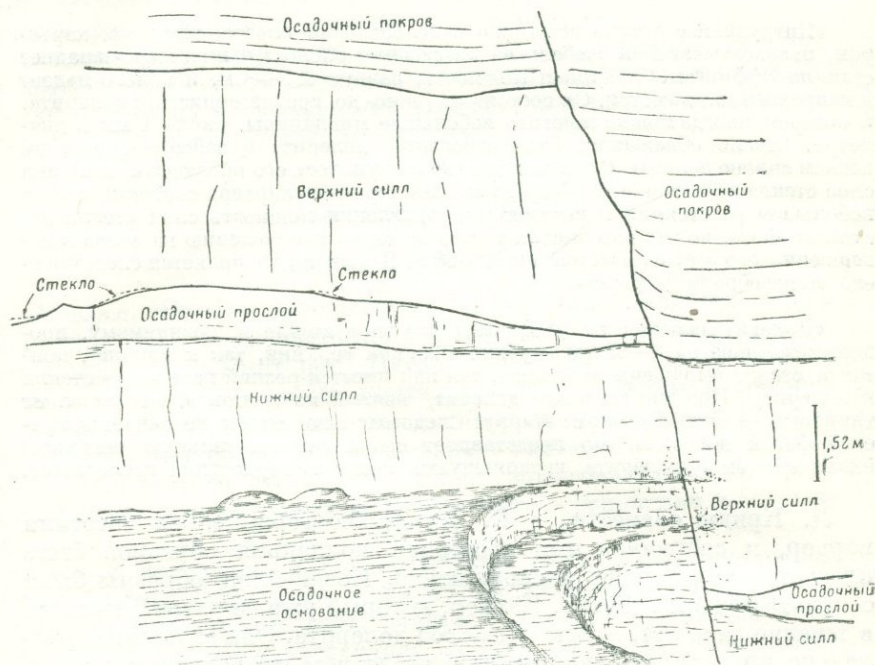
«Долерит обнажается на 7,5 см ниже слоя стекла и, повидимому, продолжается еще на 8—10 см глубже. Оба, как верхний, так и нижний, контакта стекла выражены отчетливо, так как имеется резкий переход от стекла к долериту. Под микроскопом долерит, взятый из контакта, представляет типичный офитовый долерит Карру. Следовательно, стекло не является краевой фазой долерита, но представляет собой самостоятельную интрузию вдоль трещин в долерите, внедрившуюся после затвердевания последнего».

Л. Кридж совместно с В. Купфербюргером снова посетили карьер, и собранная ими обширная коллекция образцов была предоставлена в наше распоряжение. Позднейшие образцы были собраны Кентом в 1942 г. Карьер, который уже не разрабатывался в течение ряда лет, вскрыл два слоя долерита. Они следуют параллельно друг другу, наклонены в восточном направлении под углом приблизительно в 4° и внедрены в песчаники и песчано-сланцевые сланцы среднеэксского возраста. Сброс, опущенное крыло которого сместилось на 6 м по направлению на юго-восток, обнажается в более узкой части карьера, на его южной стороне. Следующий сброс с опущенным на 45 см южным крылом наблюдался в основании нижнего силла, в 100 м к северу от большего сброса.

В настоящее время (апрель 1948 г., когда Дж. Френкель производил свои исследования) силлы разделяются осадочным прослоем, мощность которого колеблется в среднем от 10 см до 1 м, достигая 1,60 м в удаленном северо-западном углу карьера. Преобладающей породой этого прослоя является частично перекрытый стилизованный песчаник, сопровождаемый и местами перекрываемый глинистым сланцем. Мощность глинистого сланца варьирует от долей см до 30 см и более, иногда достигая 60 см.

Прослой стекла, толщиной от 5 до 15 см, на протяжении всего карьера обычно находится у верхней границы этого осадочного прослоя между силлами. Ясной границы между стеклом и вышележащим долеритом нет, оба они, повидимому, переходят один в

другой. Нижняя кромка стекла обычно смешивается с зеленоватым измененным глинистым сланцем. Темнокрасное стекло и зеленоватый измененный глинистый сланец присутствуют также и в кровле силла.



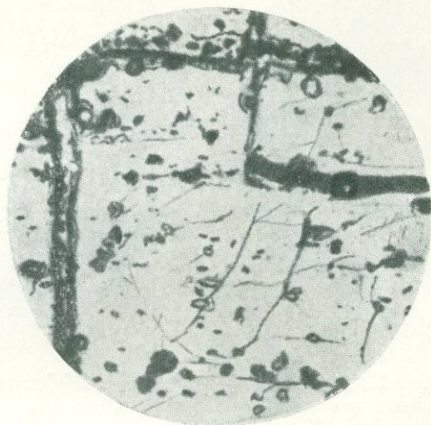
Р и с. 1. Вид восточного вертикального забоя с выявляющимся на нем сбросом к северу от входа в старый карьер Эффингам.

Хотя стекло обычно присутствует там, где глинистый сланец, независимо от того, метаморфизован он или нет, образует некоторую часть осадочного прослоя, однако эта зависимость может быть простой случайностью.

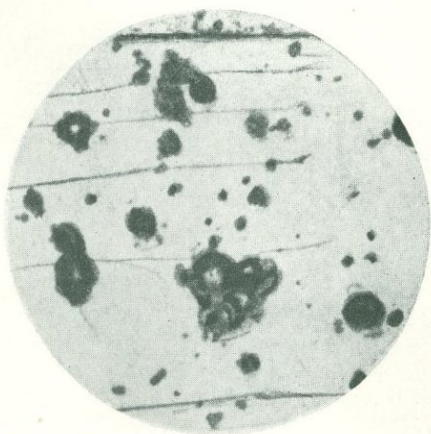
Внимательное изучение первоначальных описаний Криджа относительно геологических условий нахождения стекла в карьере показывает, что оно залегало непосредственно к востоку от большого сброса внутри и ниже верхнего долеритового силла; в настоящее же время в коренном залегании (*in situ*) этого стекла не сохранилось. Однако тщательный просмотр большого количества пустой, богатой кремнеземом породы в выносах потока, вытекающего из карьера, доставил много образцов этого стекла.

Стекло, описанное Криджем под микроскопом и в штуфах, не соответствует тому стеклу, которое в настоящее время может быть

Таблица I

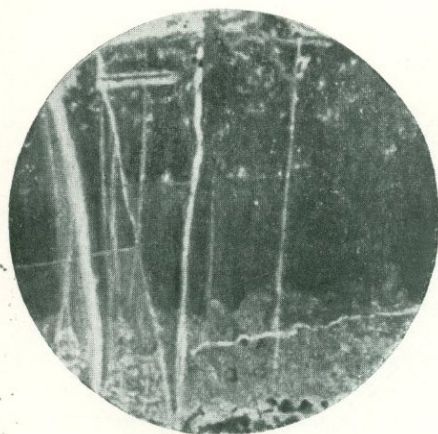


Р и с. 1. Типичное веруламское стекло, обнаруживающее тонкие зоны продуктов изменения, миндалины, сферолиты и перлитовые трещинки.



Р и с. 2. Эффингамское стекло интрузивной линзы, обнаруживающее миндалины и трещинки.

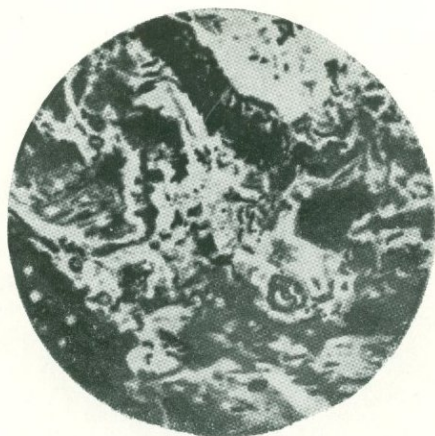
(Все фотографии сделаны в простом поляризованном свете при 12-кратном увеличении)



Р и с. 3. Эффи́нгам. Контактное стекло между собственно стеклом и глинистым сланцем (в верхней части фото). В нижней части фотографии видны типичные светлые округлые зерна, дающие крест при скрещенных николях. Прожилки более позднего кварца и кальцита, пересекающие шлиф.



Р и с. 4. Эффи́нгам. Контакт между интрузивной линзой стекла и долеритом. Стекло на контакте темное, с мельчайшими тельцами, дающими крест в скрещенных николях.



Р и с. 5. Эффи́нгам. Искривленный контакт между интрузивной линзой стекла и долеритом. Включения пироксена и полевого шпата из долерита (вверху) разбросаны по всему темному веществу стекла.

отобрано в карьере. Поэтому при описании этих фаз стекла целесообразно обратиться к материалу Криджа, и стекло, которое в настоящее время в карьере уже полностью выработано, рассматривать как *интрузивную линзу*, а стекло, которое сейчас обнажается, — как *интрузию стекла*.

Что же касается самих долеритовых силлов, то нижний из них, мощность которого колеблется от 1,8 м в южном конце карьера до 3,6 м в его центральной части, является темным и среднезернистым. Мощность силла в западном забое карьера составляет 3,6 м, но увеличивается до 6 м вдоль восточного забоя. Он обнаруживает значительные изменения внешнего облика. Кровля и основание на толщину в несколько сантиметров частично стекловаты и местами переходят через плотные базальтовые разности в долерит нормального темного цвета, но чаще они представлены светлоголубой амигдалоидной породой. Мы надеемся, что некоторые черты этих силлов и их различные контактно-метаморфические эффекты будут более полно описаны в будущем.

Петрология и минералогия

ВЕРУЛАМ

Долеритовый пласт, состоящий из весьма крупнозернистой породы, как в естественном, так и в искусственном обнажении настолько сильно выветрен, что не годится для микроскопического изучения.

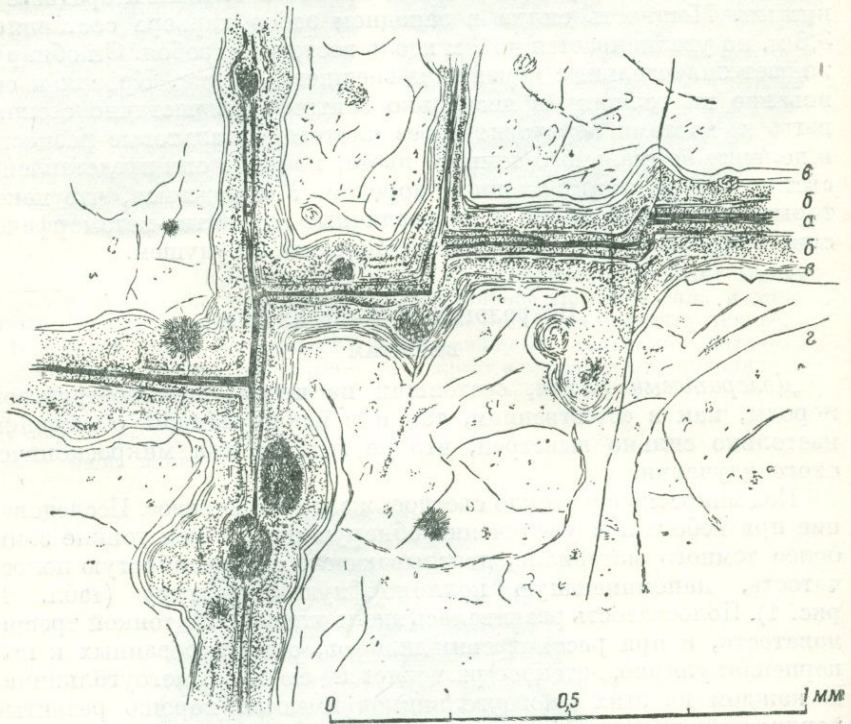
Под микроскопом стекло светлое, желто-коричневое. Исследование при небольшом увеличении обнаруживает в нем тонкие зоны более темного материала, показывающего слабоволнистую полосчатость, напоминающую колломорфную структуру (табл. I, рис. 1). Полосчатость развивалась вдоль плоскостей тонкой трещиноватости, и при рассмотрении шлифов, ориентированных к ней перпендикулярно, стекло разделяется ею на многоугольники. В каждом из этих многоугольников имеются хорошо развитые перлитовые трещины; вдоль некоторых из них происходило изменение стекла.

Небольшие эллипсоидальные и округлые миндалины, так же как и сферолитовые центры зачаточной кристаллизации, равномерно распределены по всему стеклу. Все они имеют диаметр, равный в среднем 50 микронам, но достигающий иногда до 100 микрон. Также встречаются тонкие линзообразные миндалины размерами 200×10 микрон, состоящие из сростков кварца и хлоритоподобного минерала.

Эти небольшие включения расположены в потоках или струях строго параллельно с пересечениями главных трещин, разбивающих пласты на многоугольные столбы. Однако отдельные включения, составляющие потоки, чаще всего ориентированы так, что

их длинная ось образует с направлением потока угол в 90° . Существование потоков включений имеет некоторое значение для объяснения причин возникновения столбчатой отдельности, столь характерной для тонкозернистых основных горных пород.

Темнокоричневые центры кристаллизации обычно содержат микролиты и кристаллиты, сильно напоминающие полевые шпаты. Наибольшие размеры их составляют 60×6 — 80×6 микрон.



Р и с. 2. Продукты изменения в веруламском стекле.

а) центральная красновато-коричневая полоса; б) медово-желтые зоны; в) светло-лиловые зоны; г) стекло, обнаруживающее перлитовые трещины.

Обычно стекло, окаймляющее миндалины, обнаруживает зоны, напоминающие зоны, образующиеся вдоль плоскостей тонкой трещиноватости. При большом увеличении детальное изучение этих изменений обнаруживает основную структуру, в которой центральная полоса, или лента, шириной в 20 микрон, красновато-коричневого цвета, с обеих сторон ограничена медово-желтыми зонами, которые в свою очередь окаймлены сиреневыми зонами, шириной от 10 до 20 микрон, местами расширяющимися в пузырьки диаметром 40 микрон. Показатель преломления этого

лилового материала колеблется от 1,535 до 1,545; при скрещенных николях этот материал является единственной изотропной частью зональной полосы изменения. Действие явления Лизе-ганга подтверждается коллоформной структурой, развивающейся в эллипсоидальных и сфероидальных вростках в этих полосах. Минеральное (mineraloid) выполнение миндалин и окаймляющих полос, повидимому, представляет собой хлорофит (в смысле Пикока, 1930), который образуется «в долерите при реакции позднематматических и, следовательно, внутренних флюидов» с ранее образовавшимися основными минералами и стеклами, причем образующийся продукт является гелем основного состава, подобным хлориту. Гель, должно быть, развивался вдоль «ослабленных» направлений, таких, как трещины сокращения. Точное определение показателя преломления хлорофита было весьма затруднено, но все же был установлен предел колебаний от 1,53 до 1,59.

Полосы изменения в стекле часто микроскопически смещены, но лишь вдоль центральной коричневой зоны. Более светлые позднейшие продукты изменения, окружающие эту центральную зону, развивались вдоль сбросовых трещинок, что наводит на мысль о том, что смещение происходило в течение ранних стадий более поздних гидротермальных изменений.

По направлению к краям слоя стекла основной коричневый цвет полосчатости становится темнозеленым, что позволяет предполагать нормальное выветривание и развитие «серпентиновой» поляризации.

Отмечены включения частиц полевого шпата и пироксена. Большинство из этих ксенокристов чрезвычайно малы, но два несколько более крупных зерна, принадлежащих пироксену, округлены, возможно благодаря реакции. Они находятся на пересечении двух трещин и имеют типичный облик иштрихованных ортопироксенов. Измеренный угол оптических осей составил $(-)$ $2V = 65^\circ$, что дает состав Of_{27} , т. е. бронзит*. Ортопироксен этого состава ранее был описан из долеритов Карру (см., например, Польдervарт, 1946, стр. 93.)

ЭФФИНГАМ

Долерит, в который внедрено стекло, описанное Криджем, в шлифе обнаруживает офитовую структуру. Состоит из лабрadora (An_{60}) и авгита $(+)$ $2V = 48^\circ$. В небольшом количестве наблюдались пластинки пижонита с малым углом оптических осей. Оливин и рудные, наряду с мельчайшими участками более поздней кристаллизации, содержащими апатит и, предположительно, поздний полевой шпат, составляют остальную часть

* Определенный А. Польдervартом.

породы. Присутствует несколько мельчайших миндалин кварц-кальцитовая ассоциации.

Вдоль своего нижнего контакта верхний долеритовый силл воздействовал на осадочный прослой и вызывал образование специфических пятнистых пород. Это явление также наблюдалось вдоль некоторых участков верхнего контакта. Долериты до некоторой степени амигдалоидны, и близ основания силла миндалины вытягиваются горизонтально благодаря течению или движению, последовавшему за образованием пузырьков, которые они и заполняют.

Стекло интрузивной линзы. В шлифах нормальной толщины это стекло очень светлое, слегка фиолетово-коричневое, но в более тонких пластинах оно светло-кремово-коричневое. В поляризованном свете оно обнаруживает сильную анизотропность. Перлитовых трещинок имеется немного, но стекло пересекается тонкими полосами более темного материала; наблюдаются прожилки более позднего кварца и, реже, кальцита. В стекле в большом количестве содержатся заполненные пузырьки диаметром от 100 до 200 микрон (табл. I, рис. 2). Имеются, но редко, коричневые, непрозрачные центры кристаллизации, ксенокристы микропегматита, полевого шпата (An_{60}) и клинопироксен. Большинство шлифов выявляет обилие микролитов со средней длиной в 100—200 микрон, но шириной только в один микрон и меньше; все они не обнаруживают интерференционных окрасок.

Темная полосчатость менее отчетлива, чем в стекле из Верулама, что может указывать на меньшую степень более позднего низкотемпературного изменения. Полосы, которые почти незаметно переходят в стекло, состоят из трех отчетливых зон. Внешняя зона, более темная, чем стекло, в которое она переходит, имеет отчетливый серый поляризационный эффект, который слабее, чем эффект в обычно более светлой коричневой промежуточной зоне. Центральная зона, более светлая, изотропна и часто рассекается прожилками, образованными кристаллами кальцита и кварца.

Пузырьки, эллипсоидальной или сфероидальной формы, заполняются совместно присутствующими кварцем и кальцитом. По направлению к контакту стекла и долерита они расплющиваются под влиянием послеформационных движений (см. Фитц-Осборн и Вильсон, 1934). Заполненные кварцем линзы (40×100 микрон), окаймленные зеленовато-коричневыми зонами хлоритового материала, располагаются в определенном порядке в параллельных потоках в стекле. В миндалинах также встречается небольшое количество пирита.

По направлению к обычно ясно выраженным контактам с долеритом стекло *интрузивной линзы* становится красновато-корич-

новым и просвечивающим, с заметной агрегатной и сложной анизотропией ($n = 1,54$ до $1,558$). На контакте с глинистым сланцем стекло ($n = 1,561$) содержит большое количество мелких частиц

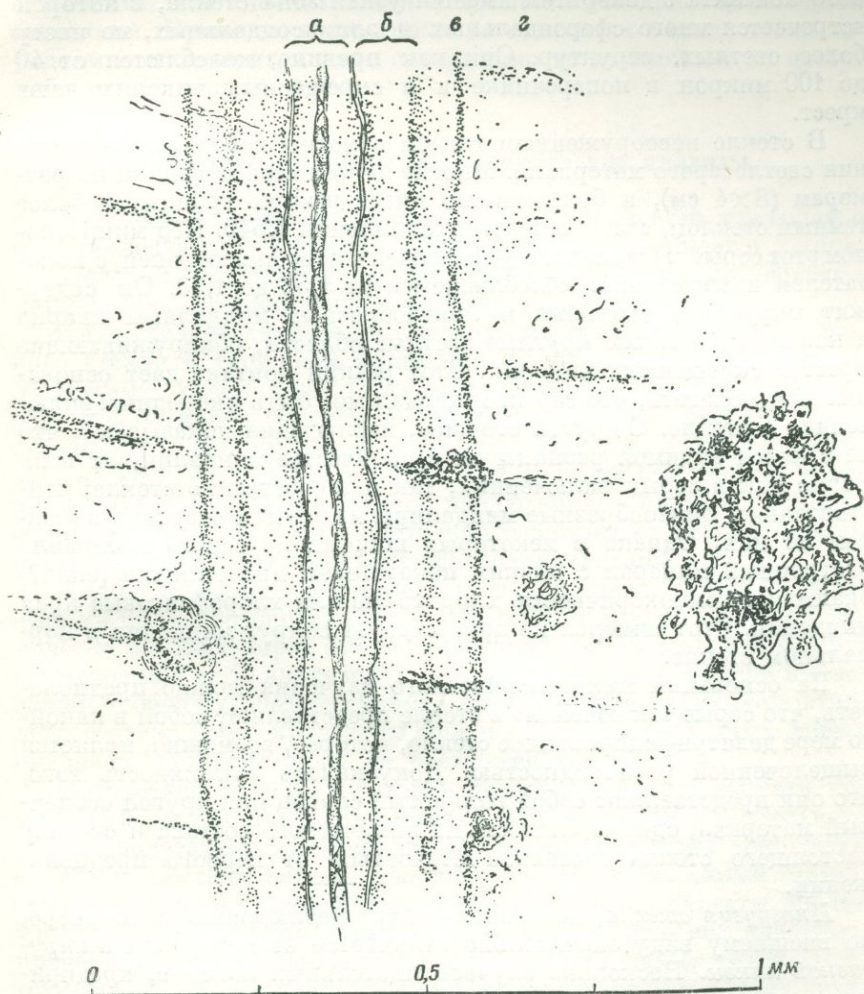


Рис. 3. Деталь полосы интрузивной линзы стекла в Эффингаме:

а) центральная зона, наиболее светлоричневая, расщепленная кальцитовым прожилком; б) светлоричневая зона; в) внешняя зона, несколько более темная, чем стекло; г) стекло.

кварца и несколько меньшее — обломков полевого шпата (табл. I, рис. 3); подобные же, но большие по размеру частицы полевого шпата и пироксена найдены в контактовой зоне с долеритом.

том (табл. I, рис. 4 и 5). Более поздние кварцевые и кальцитовые жилы пересекают друг друга и далее следуют параллельно до контакта этих двух типов пород. В стороне от непосредственного контакта с долеритом имеется узкая зона стекла, в которой встречается много сфероидальных и эллипсоидальных, по цвету более светлых, структур. Они, как правило, колеблются от 40 до 100 микрон в поперечнике и в скрещенных николях дают крест.

В стекле невооруженным глазом заметны небольшие включения светлосерого материала. Многие из них весьма велики по размерам (8×4 см), и большинство имеет резкую границу с более темным стеклом, с показателем преломления 1,545. Под микроскопом этот серый материал полупрозрачен и ясно анизотропен, с показателем преломления, колеблющимся от 1,52 до 1,53. Он содержит округлые, овальные и линзообразные миндалины кварца и кальцита, а также круглые светлые области, обнаруживающие крест в скрещенных николях. Этот резкий контакт дает основания предполагать, что серый материал мог быть инородным включением в стекле. С другой стороны, наблюдения показывают, что не имеется видимой разницы ни в количестве миндалин, ни в их форме как в серых включениях, так и в собственно стекле; действительно, линзообразные миндалины находятся частично в каждом из них. Однако в некоторых шлифах из серого материала изотропный минерал с низким показателем преломления (опал?) окаймляет темнокоричневые хлоритовые или хлорофитовые края миндалин. Этот минерал не присутствует вокруг миндалин в нормальном стекле.

На основании микроскопического изучения можно предполагать, что серые «включения» в стекле представляют собой в какой-то мере девитрифицированное стекло, которое, возможно, является выщелоченной разновидностью. Допускалась возможность того, что они представляют собой глинистый сланец или другой осадочный материал, однако близость их химического состава к составу настоящего стекла заставила отказаться от первого предположения.

Интрузия стекла, доступная сейчас наблюдению в карьере, по внешнему виду значительно отличается от материала *интрузивной линзы*. Несколько случаев тщательных поисков, предпринятых в течение прошлого года, не дали никаких новых образцов первоначального стекла линзы, за исключением тех, которые найдены в отвалах пустой породы. И из этого можно заключить, что в коренном залегании этого материала больше не осталось. Стекло, которое теперь может быть извлечено, неизменно тусклое и темнокрасное на поверхностях излома, без заметного стеклянного блеска, в лучшем случае — с полустеклянным блеском. Оно насыщено большим количеством миндалин, состоящих из сростков

кварца и кальцита, подобных тем, которые имелись в интрузивной линзе. Даже в самых тонких пластинках это стекло только полупрозрачно и темнокрасно-коричневое. На основании этого можно заключить, что оно находится в частично девитрифицированном состоянии. Кроме того, это стекло на контактах с осадочными породами или долеритом либо совершенно не изменяется по цвету, либо изменяется мало.

Физические свойства и химические анализы

Физические свойства стекол из двух местностей приводятся в нижеследующих таблицах. Для сравнения приведены данные определений, произведенных на образцах других стекловатых материалов, ассоциирующих с долеритами Карру.

Были сделаны химические анализы стекла из Верулама и черного стекла с типичным ярким блеском из *интрузивной линзы* Эффингама. Кроме того, были выполнены анализы двух других образцов из *интрузии стекла* Эффингама. Один из них был представлен простым стеклом из коллекции Криджа, а другой, похожий на него, был отобран в 1942 г. и представляет стекло, которое в настоящее время доступно наблюдению в карьере. Участки «серых включений» были тщательно отделены от стекла *интрузивной линзы* Эффингама и также анализированы.

В табл. 2 приведены результаты этих анализов вместе с пересчетами на обезвоженный состав. Несколько других анализов химически близких пород (включая средний состав долерита Карру, вычисленный из 43 анализов*) дается для сравнения после приведения к общему обезвоженному составу. Вычисления нормативного состава были проделаны при использовании данных новых анализов, пересчитанных на обезвоженный состав.

Интересная статья, в которой делается попытка вывести химический состав природных стекол на основании их удельного веса и показателя преломления, была опубликована Джорджем в 1924 г. Составы стекол, рассматриваемые в настоящей статье, были вычислены по его данным. Полученные результаты вполне удовлетворительно согласуются с данными химических анализов, причем расчеты по показателям преломления оказываются более точными, чем по удельным весам. Однако в случае частично девитрифицированных стекол использование удельного веса дает более надежные результаты; это объясняется тем, что величина показателя преломления в таких материалах значительно отличается от величины показателя преломления чистого нераскристаллизованного стекла.

* Получено от проф. Ф. Уокера.

Таблица 1

Местность	Образец	Удельный вес при 4° С	Показатель преломления для Na-света	Ц в е т		Твердость
				в отраженном свете	в проходящем свете	
Верулам *	Слой стекла	2,685	1,589	Черный	Светлокоричневый	5
Эффингам *	<i>Интрузивная линза</i>	2,40	1,518—1,521	Черный	Светлолилово-коричневый	5,5
Эффингам *	<i>Интрузия стекла (коллекция Криджа)</i>	2,475	1,553	Тусклый, красновато-черный	Каштаново-коричневый	5,8
Эффингам *	<i>Интрузия стекла</i>	2,508	1,545	Тусклый, красновато-черный	Каштаново-коричневый	6
Эффингам *	Серое включение	2,438	1,52—1,53	Тусклый, серый	Просвечивает светлокремово-серым	6,3
Округ Смитфилд	Стекловатая закраина	2,77	1,587	Черный	Светлолимонно-желтый	—
Оливенфонтейн, округ Тромпсбург	Стекловатая закраина	2,75	1,588	Черный	Светлолимонно-желтый	6
Кранскоп, округ Рауксвилл	Стекло из жилы	2,75	1,588	Темнокоричневый	Светлолимонно-желтый	—

* Химические анализы этих образцов см. в табл. 2.

Таблица 2

	Химические анализы						Нормативный состав					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5	
SiO ₂	49,22	58,93	60,39	59,40	56,45	Q	6,24	23,56	27,84	27,49	22,42	
TiO ₂	1,45	1,24	1,56	1,49	1,49	C	—	1,24	—	—	0,02	
Al ₂ O ₃	16,57	12,76	12,94	11,91	13,29	Or	8,90	4,90	5,28	4,68	5,34	
Fe ₂ O ₃	4,26	0,56	0,36	1,19	0,86	Ab	19,34	26,58	17,83	19,45	19,35	
FeO	6,49	7,37	7,23	6,94	7,01	An	31,46	14,88	23,59	20,41	23,95	
MnO	0,08	0,07	0,05	0,06	0,07	Di {	wo	0,74	—	0,49	2,91	—
MgO	5,35	1,74	1,28	1,27	2,35		en	0,47	—	0,13	0,77	—
CaO	6,85	3,78	5,37	5,96	5,26		fs	0,21	—	0,39	2,29	—
Na ₂ O	2,24	3,13	2,09	2,25	2,24	Hy {	en	13,13	4,34	3,08	2,46	5,97
K ₂ O	1,48	0,82	0,88	0,78	0,88		of	6,06	11,04	9,55	7,23	9,85
P ₂ O ₅	0,23	0,33	0,22	0,29	0,33	mt	6,29	0,82	0,53	1,70	1,28	
H ₂ O ⁺	3,67	8,73	6,54	6,56	7,78	il	2,80	2,35	3,75	2,88	2,88	
H ₂ O ⁻	2,26	0,51	0,88	1,59	2,00	ap	0,54	0,76	0,54	0,70	0,81	
Cl	0,05	0,04	не опр.	не опр.	не опр.	pr	—	0,12	—	0,06	0,12	
S	не опр.	0,07	следы	0,03	0,08	cc	H ₂ O }	3,75	9,39	6,86	6,95	8,10
Cr ₂ O ₃	не найд.	не найд.	не найд.	не найд.	не найд.							
CO ₂	не опр.	0,28	0,11	0,12	0,07		<u>99,93</u>	<u>99,98</u>	<u>99,86</u>	<u>99,98</u>	<u>100,09</u>	
Сумма	100,20	100,36	<u>99,90</u>	99,84	100,16		—	—	—	—	—	
—O	<u>0,01</u>	<u>0,04</u>		<u>0,01</u>	<u>0,04</u>		II,	II,	II,	II,	II,	
Исправленная сумма	<u>100,19</u>	<u>100,32</u>		<u>99,83</u>	<u>100,12</u>		5, 4, 4 Hessose	4, 3, 4 Tonalose	4—3,4,4 Bandose	3, 3, 4 —	4, 4, 4 Bandose	

	1a	2a	3a	4a	5a	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	52,21	64,67	65,29	64,79	62,46	59,81	63,27	66,00	72,87	51,56	52,5
TiO ₂	1,54	1,36	1,69	1,63	1,65	—	1,03	1,23	0,20	1,20	1,0
Al ₂ O ₃	17,58	14,01	13,99	12,99	14,70	14,64	14,80	13,53	13,20	16,78	15,4
Fe ₂ O ₃	4,52	0,61	0,39	1,29	0,95	1,67	1,29	1,11	1,05	1,55	1,2
FeO	6,88	8,09	7,82	7,57	7,76	7,07	6,01	6,49	1,63	7,97	9,3
MnO	0,08	0,08	0,05	0,06	0,08	следы	0,31	0,28	—	0,23	0,2
MgO	5,68	1,91	1,38	1,39	2,60	4,74	2,88	1,11	0,55	5,14	7,1
CaO	7,27	4,15	5,81	6,50	5,82	7,53	5,10	3,73	2,86	12,26	10,3
Na ₂ O	2,38	3,44	2,26	2,45	2,47	3,40	3,28	3,75	2,62	2,45	2,1
K ₂ O	1,57	0,90	0,95	0,85	0,97	1,44	1,76	2,39	4,58	0,58	0,8
P ₂ O ₅	0,24	0,36	0,24	0,32	0,37	—	0,25	0,32	0,42	0,29	0,1
Cl	0,05	0,04	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—
S	—	0,08	следы	0,03	0,09	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	0,31	0,12	0,13	0,08	—	0,04	0,09	—	—	—
	<u>100,00</u>	<u>100,01</u>	<u>99,99</u>	<u>100,00</u>	<u>100,00</u>	<u>100,00</u>	<u>100,04</u>	<u>100,03</u>	<u>99,98</u>	<u>100,01</u>	<u>100,0</u>
FeO / MgO * . . .	1,93	4,52	5,92	6,28	3,31	1,81	2,49	6,75	4,69	1,82	1,46

1. Стекловатый слой близ кровли силла, Верулам.

2. Стекло интрузивной линзы близ нижнего контакта верхнего силла, Эффингам (коллекция Криджа).

3. Интрузия стекла. Основание верхнего силла, Эффингам.

4. Интрузия стекла. 5—7,5 см ниже основания верхнего силла, Эффингам (коллекция Криджа).

5. Неправильный серый участок в стекле интрузивной линзы (коллекция Криджа). Анализ от 1 до 5 проделаны Дж. Френкелем.

От 1a до 5a—анализы от 1 до 5, пересчитанные на общий обезвоженный состав.

От 6 до 11 — также пересчитанные на общий обезвоженный состав.

6. Обсидиан (стекловатый базальт), Эскдейл (Гики, 1880).

7. Лейдлейт, стекловатая часть, Малач-Глак, Мулли (Андерсон и Редли, 1915).

8. Темная стекловатая порода Вейни ан Лочени, Мулли (Андерсон и Редли, 1915)

9. Остаточное стекло из толейита, Кинкелл (Уокер, 1935).

10. Выященный состав стекла из оливино-базальтового долерита (Френкель, 1942).

11. Средний состав 43 долеритов Карру (Уокер, не опубликовано).

* Суммарное железо, перечисленное на FeO.

Петрогенез

Настоящие (true) интрузии стекла редко указывались для основных пород. Обычно в описании таких интрузий упоминаются тахилитовые кромки или прожилки главной породы, которые благодаря своему быстрому охлаждению приобрели витропорфировую структуру, возможно, лишь с несколькими фенокристаллами, заключенными в основной массе из настоящего стекла. Такие выходы, в частности на Британских островах, были подробно описаны в работах Гики (1880), Джадда и Коула (1883), Коула (1888), Ратли (1889), Хеслопа и Бартона (1912) и многих других авторов. Андерсон и Редли (1915) исследовали обсидиан (pitchstone) в долеритовых породах, отличающихся от эффингамского стекла по способу залегания. Грум (1889) отметил более поздние интрузии тахилитовой жилы в габбро, но эта порода значительно отличается от подобных же пород южной Африки. Интрузии настоящего стекла камптонитового состава из Квебека были описаны Фитц-Осборном и Вильсоном (1934). Уокером (1930) описаны очень тонкие стекловатые прожилки в толейите, которые были более кислого состава, чем интрузии стекла, рассматриваемые в настоящей статье.

В южной Африке ранее описанный настоящий тахилит встречается в крупной дайке к западу от Макомеренга, округ Мататиле, Капская провинция (Шварц, 1909). Но, к сожалению, мы располагаем лишь шлифом Шварца, а не макроскопическим образцом. Стекловатая часть этого шлифа по своей структуре весьма напоминает стекло *интрузивной линзы* Эффингама, но более темная по цвету и, по всей вероятности, более основного состава. Покровное стекло этого шлифа было осторожно удалено, и произведенное затем определение показателя преломления стекла дало величину, равную $1,575 \pm 0,005$, что подтверждает наше предположение. В отличие от стекол из Верулама и Эффингама, это стекло содержит большое количество мельчайших кубиков магнетита и крупные кристаллы полевого шпата и авгита. Кроме того, оно пересекается необычными сложными сегрегационными жилами полевого шпата и пироксена (см. Шварц, 1902, стр. 80).

Описанные здесь два типа стекла отчетливо интродуцированы в ранние долеритовые силлы. Совершенно ясно, что они не являются тахилитовыми закраинами.

По химическому составу слой веруламского стекла не так сильно отличается от среднего состава долеритов Карру, но стекло беднее окислами магния, кальция и марганца. С другой стороны, содержание в стекле суммарного железа, окиси титана, связанной воды, фосфора, щелочей (особенно калия) более высокое. Интересно отметить, что содержание окиси калия также высокое и в

краевом толейитовом пегматите (Польдерварт, 1946, стр. 103). Таким образом, в этом стекле, которое, по всей вероятности, образовалось в результате дифференциации из долеритовой магмы, имеет место обогащение окислами железа и окисью магния.

В обоих типах стекла из Эффингама содержание суммарного железа несколько ниже, чем в среднем долерите Карру, а содержание окисей кальция и магния значительно ниже. Содержание кремнекислоты, щелочей, особенно натрия, окисей титана, магния и фосфора, более высокое. *Интрузивная линза* по сравнению с *интрузией стекла* содержит лишь немного меньше окиси кремния и окиси кальция, но больше окиси натрия. Эти различия, хотя и незначительные, могут дать основания предполагать, что стекло, которое в настоящее время полностью в карьере выработано, не образовывалось одновременно со стеклом главного месторождения, и, следовательно, оно могло явиться результатом лишь дальнейшей незначительной дифференциации. Дегазация стекла интрузии могла происходить отчасти благодаря возможному уменьшению количества летучих с соответствием еще большим понижением вязкости (Леонтьева, 1940), однако, по нашему мнению, оба эти типа правильнее относить к одному и тому же возрасту.

В противоположность стеклу Верулама, при объяснении высокого содержания кремнекислоты в составе эффингамских стекол, следует принимать во внимание возможность полного усвоения магмой некоторых богатых кремнием пород. Вероятно, что после выделения, в результате дифференциации, из первоначальной долеритовой магмы потенциальной стекловатой фракции, имевшей больше летучих, в ней происходило усвоение древнего гранита, или *гранита основания* (*Basement granite*), который, как известно, подстилает эту область. В связи с этим весьма примечательно, что в долерите верхнего эффингамского силла встречаются ксенолиты гранита. При своем поднятии стекловатая магма должна была проникать через осадочные толщи серии Столовых гор и серии Экка, и нельзя совершенно отрицать возможность небольшой ассимиляции песчаника.

Условия залегания указывают на позднее внедрение этих стекол, однако по своему химическому составу они отличаются от типов изверженных сегрегационных жил, описанных из долеритов Карру; они также не имеют ни малейшего сходства со стеклом, выделенным Уокером из толейита Шотландии. Из-за отсутствия анализов мезостатического стекла Карру трудно утверждать, что, в частности, эффингамское стекло подобно такому материалу; кроме того, в настоящее время мы располагаем лишь приблизительным значением показателя преломления стекла мезостазиса, на котором было бы неправильно основывать какие-

либо вычисления составов. Однако необходимо отметить, что показатель преломления чистого стекла Эффингама близок к показателю преломления стекла мезостазиса.

Все стекло Эффингама, вероятно, сохранило значительное количество железа и, особенно, фосфора; тем самым подтверждается предположение Феннера относительно концентрации железа и фосфора в позднемагматической остаточной жидкости базальтовых пород, несмотря на имевшее место обогащение их кремнеземом.

Вполне вероятно, что оба стекла, как веруламское, так и эффингамское, сохранялись в процессе дифференциации на глубине и интродировали на значительно более поздней стадии, чем та, на которой происходило внедрение долеритовых силлов. Последние ко времени внедрения стекла уже затвердели. Многие долеритовые силлы Карру многократны, включая силлы Верулама и Эффингама. Как было замечено Дю Тойтом (1905), самый верхний член в таких многократных интрузиях является наиболее молодым. Мы полагаем, что стекловатые породы в этих двух примерах могли свободно образоваться на более поздней стадии дифференциации на глубине из магмы верхнего члена многоярусного силла и впоследствии проникнуть в трещины и в ослабленные зоны более древних частей силлов.

Присутствие ксенокристов дает основание предполагать, что расплавленные стекла проникли через ранее образовавшийся долерит, и на примере веруламского стекла мы видим, что присутствующий в нем ортопироксен подобен ортопироксену, отмеченному в некоторых долеритах Карру.

Сводка Вашингтона содержит очень мало анализов стекол, подобных стеклам из Эффингама, и совсем не содержит анализов стекла, подобного веруламскому. Эффингамские породы химически родственны дацитам и тоналитам. Некоторые анализы обсидианов из Пеннигхел, Мулл (Андерсон и Редли, 1915), почти совпадают с данными анализов, полученными для *эффингамского стекла*. В шлифе настоящие стекловатые фазы этих пород чрезвычайно похожи на контактовые зоны *эффингамской интрузии стекла*, показатель преломления стекла в которых колеблется от 1,54 до 1,56. Пеннигхелское стекло имеет такой же каштаново-коричневый цвет, но показатель преломления как каменной, так и стекловатой фазы приблизительно равняется 1,525*. Стекловатые закраины из Лемлеш (Джадд и Коул, 1883, стр. 453) и некоторые участки обсидиана из Эскдейл (Гики, 1880, стр. 254, и 1897, стр. 127—137) также до некоторой степени подобны.

* Образцы, на основании которых мы проделали это интересное сравнение, были предоставлены нам К. К. Данхемом, Геологическая служба Великобритании.

Тонкие жилы базальтового характера, достаточно обычные в долеритах Карру, возможно, имеют химический состав, сходный с составом нормального долерита; аналогичные же стекловатые жилы, отмеченные в Кранскопе (Френкель, 1942), являются апофизами, находящимися в прямой связи с более поздними интрузиями, которые выкристаллизовались в более мощных телах в виде базальтовых долеритов. Другие подобные выходы стекловатых жил находятся на одной из ферм, округ Смитфилд, из которых мы располагаем лишь несколькими небольшими кусочками с витропорфировой структурой, предоставленных нам Криджем. Лучший пример мы находим на ферме Оливенфонтейн 91, округ Тромпсбург. Здесь, как сообщил нам Дж. Спайс, во время картирования весьма мощного долеритового пласта им были обнаружены небольшие дайкоподобные тела, секущие этот долерит. Толщина их равна приблизительно 15 см, и все они имеют стекловатые контакты. Некоторые из этих тел утоньшаются к концам и при этом напоминают стекловатые жилы из Кранскопа. Недавно Френкель открыл несколько вертикальных или круто падающих оливино-базальтовых долеритовых интрузий в древних гранитах долины Тысячи Холмов. Эти дайкоподобные интрузии имеют стекловатые закраины, а в одном случае отмечены типичные стекловатые жилы, которые, суживаясь к концам, напоминают стекловатые жилы интрузии Кранскопа.

Возникает, таким образом, проблема затвердевания долеритовых инъекций Карру поздних стадий, вследствие чего некоторые из них кристаллизуются, давая базальтовую структуру, тогда как другие затвердевают, как стекла. Настоящие стекла встречаются в виде слабонаклонных линзообразных тел или тонких слоев и, следовательно, должны охлаждаться несколько иначе от дайкоподобных тел или жил. Эти последние более или менее вертикально расположенные интрузии всегда имеют базальтовую структуру; в случае же богатства оливиновыми вкрапленниками они имеют отчетливые стекловатые закраины. Таким образом, состав является важным фактором, влияющим на скорость охлаждения или *закалки*. Предел, до которого отделялись вкрапленники, относительное количество присутствовавших летучих и температура магмы, непосредственно предшествовавшая инъекции, имели чрезвычайно важное значение. Оставаясь на глубине в течение длительного периода, потенциальное стекло при его введении должно было бы более легко подвергаться закалке под действием окружающего уже затвердевшего долерита. В Эффингаме это условие могло усугубляться наличием осадочного прослоя между двумя членами сложного силла, что, по видимому, способствовало увеличению скорости охлаждения. Веруламское стекло встречается преимущественно в более древнем члене силла.

Эти более поздние слои стекла в Веруламе могут рассматри-

ваться только как весьма незначительно более кислые по сравнению со средним составом долерита Карру, тогда как предположительно одинаковые по возрасту инъекции стекла Эффингама являются относительно очень кислыми. Таким образом, единственно правдоподобным объяснением происхождения этих более поздних стекол, встречавшихся нам, является ассимиляция магмой перед инъекцией некоторых богатых кремнекислотой пород, вероятно, гранитного состава.

ЛИТЕРАТУРА

- Anderson E. M. and Radley E. G.* The Pitchstones of Mull and their Genesis. *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, Vol. **71**, pt. 2, p. 205—216, 1915.
- Cole G. A. J.* On Some Additional Occurrences of Tachylyte. *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, Vol. **XLIV**, p. 303, 1888.
- Du Toit A. L.* Geological Survey of the Divisions of Aliwal North, Herschel, etc. *Rep. Geol. Comm. C. G. H.*, 1904, p. 177, 1904.
- Du Toit A. L.* Geological Survey of Glen grey and Parts of Queenstown, etc. *Rep. Geol. Comm. C. G. H.*, 1905, p. 138, 1905.
- Fenner C. N.* The residual liquids of crystallising magmas. *Miner. Mag.*, Vol. **XXII**, p. 539—560, 1931.
- Fitz Osborne F. and Wilson N. L.* Some Dyke Rocks from Mount Johnson, Quebec. *J. Geol.*, Vol. **XLII**, p. 180—187, 1934.
- Frankel J. J.* Studies on Karroo Dolerites. (2) Some Younger Intrusions of Olivine Basaltic Dolerite. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, Vol. **XLV**, p. 1—26, 1942.
- George W.* The Relation of the Physical Properties of Natural Glasses to their Chemical Composition. *J. Geol.*, Vol. **XXXII**, p. 353—372, 1924.
- Geikie A.* The Pitchstone (Vitreous Basalt) of Eskdale, etc. *Proc. R. phys. Soc. Edin.*, Vol. **V**, p. 249—255, 1880.
- Geikie A.* The Ancient Volcanoes of Great Britain, London: Vol. **II**, p. 1—492, 1897.
- Groom T. T.* On a Tachylyte associated with the Gabbro of Carrock Fell in the Lake District. *Quart. J. Geol. Soc., Lond.*, Vol. **45**, p. 298, 1889.
- Heslop M. K. and Burton R. C.* The Tachylite of the Cleveland Dyke. *Geol. Mag., Lond.*, Vol. **IX**, New Series, p. 60—69, 1912.
- Judd J. W. and Cole G. A. J.* On the Basalt Glass (Tachylyte) of the Western Isles of Scotland. *Quart. J. Geol. Soc., Lond.*, Vol. **39**, p. 455, 1883.
- Kent L. E.* The Geology of a Portion of Victoria County, Natal. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, Vol. **XLI**, p. 1—36, 1938.
- Krige L. J.* The Geology of Durban. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, Vol. **XXXV**, p. 37—67, 1932.
- Леонтьева А. А.* Определение вязкости обсидианов и водосодержащих стекол. *Изв. АН СССР, серия Геологич.*, № 2, стр. 54, 1940.
- Peacock M. A.* The Distinction between Chlorophaeite and Palagonite. *Geol. Mag., Lond.*, Vol. **67**, p. 170—177, 1930.

- Poldervaart A.* The Petrology of the Mount Arthur Dolerite Complex, East Griqualand. Trans. roy. Soc. S. Afr., Vol. **XXXI**, p. 83—110, 1946.
- Rutley F.* On Tachylyte from Victoria Park, White inch, near Glasgow. Quart. J. Geol. Soc., Lond., Vol. **45**, p. 626, 1889.
- Schwarz E. H. L.* Petrological Examination of the Volcanic Rocks of Matatiele, Griqualand East. Rep. Geol. Comm. C. G. H., p. 65—96, 1902.
- Walker F.* A tholeiite phase of the quartz-dolerite magma of central Scotland. Miner. Mag., Vol. **XXII**, p. 368—376, 1930.
- Walker F.* The late Palaeozoic quartz-dolerites and tholeiites of Scotland. Miner. Mag., Vol. **XXIV**, p. 131—159, 1935.
- Washington H. S.* Chemical Analyses of Igneous Rocks. Prof. Pap. U. S. Geol. Surv., No. 99, 1917.
- Young A.* Fusion of Karroo Grits in contact with Dolerite Intrusions. Proc. roy. Soc. S. Afr., Vol. **VIII**, 1918.

Редактор А. Генкин

Технический редактор Б. Викторов. Корректор Н. Булгаков.

Сдано в производство 25/І 1950 г. Подписано к печати 9/У 1950 г. А-04180.

Бумага 60×92¹/₁₆=10,7 бум. л.—21,5 печ. л. Уч. изд. 21,6. Издат. № 5/707.

Цена 19 р. 20 к. Зак. № 116.

ОПЕЧАТКИ

<i>Стр.</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Следует читать</i>
58	7 стр.	«феррогенденбергит» Уеллоустонский Fosterite от Парбадской из значений, характеру Cr_2O_5	«феррогенденбергит»
236	12 св.		Йеллоустонский
242	4 св.		Forsterite
249	2 св.		от Парбадской
269	7 стр.		из значений si,
277	4 стр.		характер
Между стр. 106—107 (вклейка)	28 св.	Cr_2O_5	Cr_2O_5
Табл. 16 1-й стол- бец	29 св.	Pr_2O_3	Cr_2O_3

13p. 207

1290