



ISSN 0002-3272

ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

А.Р. Гептнер

**ВУЛКАНОГЕННО-
ОСАДОЧНЫЙ
ЛИТОГЕНЕЗ
В НАЗЕМНОЙ
РИФТОВОЙ ЗОНЕ
ИСЛАНДИИ**



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
Geological Institute RAS, Research Organization
of the Russian Academy of Sciences



Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932

Vol. 586

A.R. Geptner

**VOLCANO-SEDIMENTARY DEPOSITS
IN ONSHORE RIFT ZONE
OF ICELAND**

Moscow
GEOS
2014

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году

Вып. 586

А.Р. Гептнер

**ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ
ЛИТОГЕНЕЗ В НАЗЕМНОЙ
РИФТОВОЙ ЗОНЕ ИСЛАНДИИ**

Москва
ГЕОС
2014

УДК 551; 551.3.051; 551.31; 552; 552.5; 552.14
ББК 26.323
Т 78

Ответственный редактор: *В.Б. Курносов*

Редакционная коллегия:

М.А. Федонкин (главный редактор), *Н.П. Чамов* (заместитель главного редактора), *Ю.В. Карякин* (ответственный секретарь), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*, *К.Е. Дегтярев*, *В.А. Захаров*, *В.Б. Курносов*, *Ю.Г. Леонов*, *М.А. Семихатов*, *С.Д. Соколов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты: *В.В. Петрова*, *В.В. Наседкин*

Труды Геологического института / Геол. ин-т. – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М.: Наука, 1964. – ISSN 0002-3272

Вып. 586: Вулканогенно-осадочный литогенез в наземной рифтовой зоне Исландии / А.Р. Гептнер; отв. ред. В.Б. Курносов. – М.: ГЕОС, 2014. – 236 с.: ил.

ISBN 978-5-89118-653-8 (в пер.)

Рассмотрены состав и строение свежих и гидротермально-измененных вулканогенно-осадочных и вулканогенных отложений Исландии. Выделены ассоциации вулканогенно-осадочных и вулканогенных отложений, сформировавшихся в различных климатических условиях. Анализируется роль тектоники, вулканизма и климата как факторов, влияющих на процесс вулканогенно-осадочного литогенеза.

Выявлены характерные особенности формирования и распространения гидротермально измененных пород в зоне рифтогенеза. Показана связь гидротермального минералообразования с дискретным тектономагматическим процессом. На основе полевых наблюдений и микроскопических исследований приведены структурная характеристика трещинно-дайковых комплексов и описание особенностей формирования в зоне растяжения ассоциации слоистых силикатов, цеолитов, кремнистых минералов и кальцита.

Детально изучены морфология и состав миоцен-плиоценовых минерализованных остатков микробиоты (бактерий) из глубоких горизонтов гидротермально измененных платобазальтов и минерализация органики, происходящая в пределах современных геотермальных полей. Предложено рассматривать возможность генетической связи между появлением в исследованных отложениях скоплений минерализованных фрагментов микробиоты и поступлением с гидротермами в зону минералообразования глубинных abiогенных углеводородов.

Responsible Editor: *V.B. Kurnosov*

Editorial Board:

M.A. Fedonkin (Editor-in-Chief), *N.P. Chamov* (Deputy Editor-in-Chief), *Yu.V. Kariakin* (Executive Secretary), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrilov*, *K.E. Degtyarev*, *V.A. Zaharov*, *V.B. Kurnosov*, *Yu.G. Leonov*, *M.A. Semikhatov*, *S.D. Sokolov*, *M.D. Khutorskoi*

Reviewers: *V.V. Petrova*, *V.V. Nasedkin*

Transaction of the Geological Institute / Geological Inst. – Moscow: Publishers of the USSR Academy of Sciences, 1932–1964. Moscow: Nauka, 1964. – ISSN 0002-3272

Vol. 586: Volcano-sedimentary deposits in Onshore rift Zone of Iceland / A.R. Geptner; Ed. by V.B. Kurnosov. – Moscow: GEOS, 2014. – 236 p.: il. (in cloth)

The paper discusses the composition and structure of fresh and hydrothermally altered volcanogenic sedimentary and volcanogenic deposits in Iceland. The associations of volcanogenic sedimentary and volcanogenic accumulations with different climatic origins are established. The paper looks into the role of tectonics, volcanism and climate as the factors impacting the process of volcanogenic sedimentation and lithogenesis.

The study traces the characteristic patterns for the emergence and distribution of hydrothermally altered rocks in the rifting zone. The link is shown between the hydrothermal mineralization and a discrete tectono-magmatic process. Based on field observations and microscopic studies, we have described structures of fractured rocks and dykes assemblages, and patterns of formation in the tension zone of an association of layered silicates, zeolites, siliceous minerals and calcite.

The paper offers a detailed description of the morphology and composition of miocene-pliocene mineralized fossils of microbiota (bacteria) from the deep layers of hydrothermally altered plateau-basalts, and organics mineralization that takes place in modern hydrothermal fields. The study proposes a possible genetic link between concentrations of mineralized microbiota fragments discovered in the studied sediments and the influx of abiogenic (deep-seated) hydrocarbons that enter the mineralization zone with the hydrothermal solution.

© А.Р. Гептнер, 2014

© ГИН РАН, 2014

© ГЕОС, 2014

Посвящение

Памяти Магнуса Сигурьёнссона (1914–2010), Хваммур, Рангарвадласисла, моего верного друга и бескорыстного помощника при проведении полевых исследований в Исландии с 1973 по 2005 гг.



In Memoriam

In memory of Magnus Sigurjonsson (1914–2010), from Hvammur, Rangarvallasysla, my truthful friend and generous supporter during the field work in Iceland in 1973–2005.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	13
Введение	14
Глава 1. Основные черты геологического строения	17
Глава 2. Особенности формирования вулканогенно-осадочных пород в разных климатических и ландшафтных обстановках	20
2.1. Парагенетические ассоциации отложений.....	21
2.1.1. Первая группа ассоциаций.....	21
2.1.1.1. Ассоциация платобазальтов.....	21
2.1.1.2. Ассоциация «древних серых базальтов».....	21
2.1.2. Вторая группа ассоциаций.....	22
2.1.2.1. Морская ассоциация.....	22
2.1.2.2. Интрагляциальная ассоциация.....	24
2.1.2.3. Паралическая ассоциация.....	25
2.2. Гранулометрический и минералогический состав вулканотерригенных отложений ассоциации платобазальтов.....	26
2.3. Отложения субаэральных и подводных склонов вулканов.....	28
2.3.1. Склоновые отложения гидротермально измененных пород.....	29
2.3.2. Гравитационный вулканоконлювий.....	30
2.3.3. Тефроделювий и гравитационный тефроконлювий.....	30
2.3.4. Субаэральные отложения склонов.....	32
2.3.5. Подводные отложения склонов.....	33
Глава 3. Вулканогенно-осадочные отложения гляциального шельфа Исландии	35
Глава 4. Состав, строение и условия формирования горизонтов базальтовой тефры в толще платобазальтов	45
Глава 5. Изменение вулканического стекла на поверхности земли	49
5.1. Палагонит и процесс палагонитизации.....	53
5.1.1. Состав, структура и условия образования сидеромелановых стекол.....	54
5.1.2. Распределение петрогенных элементов в стекле.....	56
5.1.3. Палагонитизация сидеромеланового стекла.....	57
5.1.4. Структурные типы палагонита.....	58
5.1.5. Химический состав палагонита.....	61
5.2. Изменение базальтового стекла в зоне выветривания и в толще движущегося льда.....	66
5.3. Микроструктурные типы палагонита.....	68
5.3.1. Современная зона выветривания.....	68
5.3.2. Болотистая почва.....	70
5.3.3. Толща современного ледникового покрова.....	70

5.3.4. Плейстоценовая основная морена.....	73
Глава 6. Биоморфные структуры (минерализованные микроорганизмы) в палагоните.....	77
6.1. Микроструктура минерализованных микроорганизмов.....	77
6.1.1. Единичные круглые и овальные тела и их скопления.....	77
6.1.2. Круглые уплотнения в пористой структуре палагонита.....	77
6.1.3. Палочки.....	77
6.1.4. Нити.....	78
6.1.5. Пленки.....	79
6.2. Наноструктурные элементы в палагоните.....	79
6.3. Возможные причины возникновения зональной структуры палагонита.....	79
Глава 7. Гидротермальное изменение пород в рифтовой системе.....	82
7.1. Основные особенности состава и распространения подземных вод в Исландии.....	82
7.1.1. Возраст подземных вод.....	83
7.1.2. Генезис и некоторые особенности резервуаров подземных термальных вод.....	84
7.2. Гидротермальное преобразование вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений.....	85
7.2.1. Высокотемпературные зоны гидротермального преобразования.....	87
7.2.1.1. Высокотемпературная зона вулкана Крабла.....	89
7.2.1.2. Преобразование пород нагретыми морскими рассолами, геотермальная зона Рейкьянес.....	90
7.2.2. Низкотемпературные зоны гидротермального преобразования.....	97
7.3. Гидротермальное изменение гиалокластитов на поверхности земли.....	109
7.3.1. Геотермальная зона Тейстарейкир.....	110
7.3.2. Геотермальная зона Наумафьядл.....	112
7.3.3. Геотермальная зона Хверагерди.....	113
7.3.4. Геотермальная зона Рейкьянес.....	114
7.3.5. Химический состав гидротермально измененных гиалокластитов.....	116
7.3.5.1. Содержание и распределение петрогенных элементов.....	118
7.3.5.2. Содержание и распределение малых элементов.....	121
7.3.6. Минеральный и химический состав глинистых минералов.....	122
7.3.7. Микроструктурно-текстурные особенности гидротермально изменённых пород.....	128
Глава 8. Тектонический контроль формирования минеральных концентраций.....	142
8.1. Прерывистое формирование разрывных нарушений.....	143
8.2. Региональная гидротермальная деятельность.....	149
8.2.1. Стратиформные зоны вторичной минерализации.....	150
8.2.1.1. Параллельно-слоистые и концентрические кремнистые образования.....	154
8.2.2. Жильная минерализация.....	155
8.2.3. Минерализация зон брекчирования в дискретно расширяющихся трещинах.....	158
8.2.4. Обстановки формирования вторичных минералов.....	162
8.2.4.1. Седиментационное формирование гидротермальных минералов.....	163
8.2.4.2. Обстановки и время формирования ониксов.....	166
8.2.4.3. Состав и условия образования кремнистых минералов.....	170
Глава 9. Минерализованные микроорганизмы.....	176
9.1. Гидротермальная фоссилизация микроорганизмов на поверхности земли.....	176

9.1.1. Минерализация на сольфатарном и фумарольном полях.....	177
9.1.2. Минерализация в зоне паро-газовых струй.....	179
9.1.3. Минерализация кремнезёмом в водной среде.....	184
9.1.4. Формирование кремнистых осадков в потоках горячей воды, вытекающей из скважин.....	186
9.1.5. Кремнистые осадки, образующиеся в пульсирующих источниках гейзерного типа.....	190
9.1.6. Минерализация микробиоты в искусственном озере, питающемся горячей водой из скважин.....	191
9.1.7. Обстановки постоянного поступления пара и горячей воды.....	191
9.1.8. Биохемогенная минерализация в подводном горячем источнике.....	194
9.2. Минерализованные микроорганизмы гидротермальной эндобиосферы.....	199
9.2.1. Типы минерализованных биоморфных структур.....	200
9.2.2. Результаты оптических исследований агрегатов глинистых минералов.....	201
9.2.3. Минералогический и химический состав биоморфных структур.....	205
9.2.4. Микро- и наноструктуры биоморфных глинистых агрегатов.....	207
Глава 10. Минерализованная микробиота – возможный индикатор потока углеводов.....	216
Глава 11. Характерные особенности гидротермального минералообразования в наземной рифтовой зоне Исландии.....	219
Заключение.....	224
Литература.....	230

CONTENTS

Preface	13
Introduction	14
Chapter 1. The basic features of a geological structure	17
Chapter 2. Features of formation of volcanic-sedimentary rocks in different climatic and landscape conditions	20
2.1. Paragenetic associations.....	21
2.1.1. The first group of associations.....	21
2.1.1.1. Association of plateaubasalts.....	21
2.1.1.2. Association of »old grey basalts«.....	21
2.1.2. The second group of associations.....	22
2.1.2.1. Marine association.....	22
2.1.2.2. Interglacial association.....	24
2.1.2.3. Paralytic association.....	25
2.2. The granulometric and mineralogical composition of volcano-terrigenous associations of plateaubasalts.....	26
2.3. Associations of subaerial and underwater slopes of volcanoes.....	28
2.3.1. Slope association of hydrothermally altered rocks.....	29
2.3.2. Gravitational volcano colluviums.....	30
2.3.3. Tephra diluvium and gravitational tephra colluviums.....	30
2.3.4. Subaerial slope deposits.....	32
2.3.5. Underwater slope deposits.....	33
Chapter 3. Volcano-sedimentary association of glacial shelf deposits in Iceland	35
Chapter 4. Structure and formation conditions of basalt tephra horizons in plateau-basalts	45
Chapter 5. Alteration of volcanic glass in surface environments	49
5.1 Palagonite and process of palagonitization.....	53
5.1.1. Structure and formation of sideromelane glass.....	54
5.1.2. Distribution of petrogenic elements in glass.....	56
5.1.3. Palagonitization of sideromelane glass.....	57
5.1.4. Structural types of palagonite.....	58
5.1.5. Chemical composition of palagonite.....	61
5.2. Alteration of basaltic glass in a zone of weathering and in a moving glacier.....	66
5.3. Microstructural types of palagonite.....	68
5.3.1. A modern zone of weathering.....	68
5.3.2. Marshy ground.....	70
5.3.3. A modern glacier.....	70
5.3.4. The Pleistocene basic moraine.....	73

Chapter 6. Biomorphic structures (mineralized microorganisms) in palagonite.....	77
6.1. A microstructure of mineralized microorganisms.....	77
6.1.1. Individual round and oval bodies and their accumulations.....	77
6.1.2. Round condensation in porous structure of palagonite.....	77
6.1.3. Rods.....	77
6.1.4. Filaments.....	78
6.1.5. Films.....	79
6.2. Nanostructural elements in palagonite.....	79
6.3. The possible conditions of formation zoned structure in palagonite.....	79
Chapter 7. Hydrothermal rock alteration in rift system.....	82
7.1. The basic features of structure and distribution of underground waters in Iceland.....	82
7.1.1. Age of underground waters.....	83
7.1.2. Genesis and some features of reservoirs of underground thermal waters.....	84
7.2. Hydrothermal alteration volcanic and volcano-sedimentary associations.....	85
7.2.1. High-temperature zones of hydrothermal alteration.....	87
7.2.1.1. A high-temperature zone of volcano Krafla.....	89
7.2.1.2. Rock alteration by high temperature brines, geothermal zone Reykjanes.....	90
7.2.2. Low temperature zones of hydrothermal alteration.....	97
7.3. Hydrothermal alteration of hyaloclastites on surface environments.....	109
7.3.1. Geothermal zone Theistareykir.....	110
7.3.2. Geothermal zone Namafjall.....	112
7.3.3. Geothermal zone Hveragerdi.....	113
7.3.4. Geothermal zone Reykjanes.....	114
7.3.5. A chemical composition of hydrothermally altered hyaloclastites.....	116
7.3.5.1 Composition and distribution of petrogenic elements.....	118
7.3.5.2. Composition and distribution of trace elements.....	121
7.3.6. Mineral and a chemical compound of clay minerals.....	122
7.3.7. Microstructural-textural features of hydrothermally altered rocks.....	128
Chapter 8. The tectonic control of formation of mineral concentration.....	142
8.1. Discreet formation of fractures.....	143
8.2. Regional hydrothermal activity.....	149
8.2.1. Stratiform zones of a secondary mineralization.....	150
8.2.1.1. Parallel-layered and concentric siliceous formations.....	154
8.2.2. Vein mineralization.....	155
8.2.3. Mineralization of breccias zones in discretely extending fissures.....	158
...	
8.2.4. Conditions of secondary minerals formation.....	162
8.2.4.1. Sedimentary formation of hydrothermal minerals.....	163
8.2.4.2. Conditions and time of onyxes formation.....	166
8.2.4.3. Structure and conditions of siliceous mineral formation.....	170
Chapter 9. Mineralized microorganisms.....	176
9.1. Hydrothermally fossilized microorganisms on a surface environment.....	176
9.1.1. Mineralization on solfataric and fumarole fields.....	177

9.1.2. Mineralization in a zone of vapor-gas jets.....	179
9.1.3. Silica mineralization in the water environment.....	184
9.1.4. Formation of siliceous in hot streams flow out of boreholes.....	186
9.1.5. Siliceous sediments in pulse springs of geyser type.....	190
9.1.6. Mineralization of microbiota in lake with water flowing out of boreholes.....	191
9.1.7. Mineralization in environment of hot steam and water.....	191
9.1.8. Biochemical mineralization in underwater hot spring.....	194
9.2. Mineralized microorganisms in hydrothermal endobiosphere.....	199
9.2.1. Types of mineralized biomorphic structures.....	200
9.2.2. Results of optical researches of clay minerals units.....	201
9.2.3. Mineralogical and chemical composition of biomorphic structures.....	205
9.2.4. Micro- and nanostructures of biomorphic clay units.....	207
Chapter 10. Mineralized microbiota - the possible indicator of hydrocarbons upflow.....	216
Chapter 11. Prominent features of a hydrothermal mineralization in onshore rift zone in Iceland.....	219
The conclusion.....	224
References.....	230

ПРЕДИСЛОВИЕ

Почему для рассмотрения особенностей рифтогенного вулканогенно-осадочного литогенеза в качестве основного объекта была выбрана Исландия?

Вулканогенно-осадочные отложения, сформировавшиеся в условиях рифтогенеза, хорошо известны среди древних морских толщ. Породы, накапливавшиеся в условиях наземных рифтогенных обстановок, в геологической летописи представлены менее широко и обычно – частично сохранившимися фрагментами, по которым полная картина условий их образования не всегда может быть восстановлена в полном объёме. Вместе с тем горизонты вулканогенно-осадочных образований, располагающиеся среди мощных лавовых толщ, являются единственным объективным источником информации для восстановления палеогеографической обстановки формирования наземных вулканитов.

Идеальным модельным объектом для расшифровки влияния различных наземных факторов на формирование вулканогенных толщ в зоне рифтогенеза является Исландия, в строении которой главную роль играют миоцен-плейстоценовые лавовые толщ, включающие горизонты и линзы разнообразных в генетическом отношении вулканокластов и вулканогенно-осадочных образований.

Очень важным обстоятельством при исследовании этих отложений оказалась возможность анализировать и сопоставлять состав и строение морских, ледниковых и наземных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ. В Исландии вулканокласты и вулканогенно-осадочные породы формировались в разных ландшафтных и климатических обстановках, что очень отчётливо отразилось на их составе и строении. Проведённые исследования вскрыли некоторые особенности состава и условий залегания отложений накапливавшихся в ледниковые периоды. Установлено, что маломощные горизонты базальтовой кластики красно-кирпичного цвета, являющиеся характерным компонентом миоценовых платобазальтов, не имеют признаков латеритного выветривания, как считают многие исследователи, а приобрели такой цвет в результате нагрева потоками выше лежащих базальтовых лав.

Наконец, проведенное исследование позволило вскрыть решающую роль разрывной тектоники при распределении гидротермальной минерализации в зоне рифтинга и впервые выявить минерализованные фрагменты бактериальной жизни в глубоких горизонтах базальтовых толщ.

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая работа – результат многолетних исследований автора на территории Исландии. Объектами исследования были комплекс современных и плейстоцен-плиоценовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений в пределах современной рифтовой зоны, а также плиоцен-миоценовых платобазальтов, располагающихся за её пределами. Полевые работы с перерывами проводились с 1970 г. сначала в составе экспедиций Академии наук СССР, а с 1996 по 2005 год самостоятельно по проектам, поддержанным грантами Научного совета Исландии (Icelandic Centre for Research (RANNIS)) и университета г. Акурейри.

Полевые работы проводились в тесном сотрудничестве с научными работниками Исландии (Orkustofnun/National Energy Authority и университет г. Акурейри). Основные районы полевых работ и направление проводившихся исследований обсуждались с проф. Хребной Кристманнсдохтир (Hrefna Kristmannsdottir, University of Akureyri) и др. Йоуном Эрикссоном (Jon Eriksson, Reykjavik University). Предварительные результаты и дискуссионные вопросы неоднократно обсуждались с исландскими коллегами в Рейкьявике.

Основу предлагаемой работы составляет фактический материал, полученный при полевых работах и последующем лабораторном изучении собранных пород. Объективность изложения полевых наблюдений (там, где это было возможно) иллюстрируется фотографиями и зарисовками. Значительная часть фактического материала, характеризующего микроскопические наблюдения (оптический и сканирующий электронный микроскопы), также сопровождается фотографиями. Изучение пород на сканирующем микроскопе и аналитические данные получены при совместной работе с сотрудниками Геологического и Палеонтологического институтов РАН.

Исследования, проводившиеся по программе Академии наук СССР, ставили своей целью выяснение особенностей строения и состава вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, сформировавшихся при подлёдных и подводных извержениях базальтов. Объектом исследований были базальтовые гиалокластиты, являющиеся основным компонентом рыхлых пород подлёдных и подводных извержений.

В составе наземных отложений выделены ассоциации вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород, формировавшихся в различных климатических условиях (доледниковые – в миоцене, ледниковые и межледниковые – в плиоцене и плейстоцене). Анализ строения и состава парагенетических ассоциаций отложений разного генезиса позволил в общих чертах оценить роль тектоники, вулканизма и климата как факторов, влияющих на процесс вулканогенно-осадочного литогенеза, и выявить некоторые характерные особенности формирования и распространения гидротермально измененных пород.

С 1996 года основное внимание было сосредоточено на изучении гидротермальной минерализации в базальтах в зоне рифтогенеза. Детально изучено формирование серии параллельно-слоистых, горизонтально ориентированных выделений цеолитов и(или) смектит-цеолитового комплекса в открытых трещинах. Их образование связывается с существованием в подземной обстановке открытых трещин, испарением слабо минерализованных нагретых растворов и концентрацией химических компонентов, необходимых для осаждения смектит-цеолитового комплекса на низкотемпературном уровне гидротермальной активности.

При анализе влияния гидротермальной активности важной задачей стало изучение особенностей разрывной тектоники в мощных толщах платобазальтов и характера распределения в них скоплений гидротермальных минералов разных временных этапов формирования. Для решения этой задачи проводились исследования в пределах трещинно-дайковых роёв, характеризующиеся наибольшей интенсивностью взаимодействия вода–порода и разнообразием гидротермальных минералов. Подробно изучена и иллюстрирована многочисленными примерами структурная характеристика трещинно-дайковых комплексов и генетически связанные с зоной растяжения особенности формирования ассоциации слоистых силикатов, цеолитов, кремнистых минералов и кальцита. Подчёркивается дискретный характер формирования разрывов и трещинных роёв и заполняющих их минеральных комплексов.

В разделах монографии, посвященных анализу региональной и локальной гидротермальной

активности, рассматриваются обстановки формирования и распределения слоистых силикатов, цеолитов и кремнистых минералов в мощных толщах базальтовых вулканитов и на поверхности земли (сульфатарные и фумарольные поля). Полученные данные дают основание говорить о значительном перерыве между временем накопления миоценовых платобазальтов и наложенной гидротермальной смектит-селадонитовой, цеолитовой и кремнистой минерализаций.

В зонах высокотемпературных гидротермальных проявлений обычно выделяют четыре основные зоны изменения базальтов, сменяющие друг друга сверху вниз: смектит-цеолитов, хлорита, хлорит-эпидота и эпидот-амфибола [Franzson et al., 2002]. Амфибол, обнаруженный при бурении на уровне самых высоких температур, указывает на близкое расположение следующей геотермальной зоны. Вместе с тем, как показали наши исследования [Гептнер, Петрова, 1998], амфибол может указывать также и на проявления контактного метаморфизма, встречающегося как локальное явление в слабо изменённых базальтах на уровне смектит-цеолитовой зоны. Следует подчеркнуть, что контактовые изменения отсутствуют при внедрении даек в неизменённые базальты любого возраста.

Выявлены некоторые характерные детали процесса взаимодействия вода–порода в вулканогенных толщах на уровне смектит-цеолитовой минерализации. Показано, что апофиллит и гиролит могут рассматриваться как минералы-индикаторы разной интенсивности гидротермального процесса [Гептнер, Петрова, 1989].

За пределами локальных зон высокотемпературного гидротермального изменения в мощных толщах миоцен-плиоценовых платобазальтов развита вертикальная зональность изменения пород, образовавшаяся при погружении и воздействии на породы регионального теплового потока (обычно относится к метаморфизму погружения). До последнего времени оставалось не выясненным время образования и особенности пространственного размещения гидротермальных минералов в трещинно-даймовых комплексах, пересекающих платобазальты. Существует мнение, что в зонах трещинно-даймовых роёв субгоризонтальные зоны цеолитизации синхронны времени внедрения дайкового комплекса [Walker, 1960].

При детальном исследовании комплекса трещинно-даймовой гидротермальной минерализации выявилась более сложная картина. На примере ряда местонахождений, расположенных в разных районах острова, оказалось возможным установить относительную последовательность формирования гидротермальных минеральных ас-

социаций. Были выделены разновозрастные комплексы минералов, формировавшиеся в разных температурных условиях. В основу этих работ было положено картирование распространения вторичных минералов, изучение структурных особенностей базальтов в зоне трещинно-даймовых роёв. Детальное исследование с картированием минеральных ассоциаций проводилось на севере (Эйьяфьордур) и востоке (Бреддалур) Исландии. Были установлены многочисленные свидетельства многократного формирования и подновления разрывов и трещин, контролирующих процесс образования вторичных минералов разного состава и времени образования. Показано, что формирование смектит-селадонитового комплекса глинистых минералов происходило до образования моноклинали платобазальтов и отделено от цеолитовой стратиформной минерализации метаморфизма погружения значительным промежутком времени. В пределах трещинно-даймовых роёв развита более поздняя цеолит-кремнистая ассоциация, которая сечёт горизонтально расположенные зоны стратиформной цеолитовой минерализации.

Полученные результаты дают основание рассматривать тектонику как важнейший фактор, влияющий на формирование концентраций гидротермальных минералов в зоне растяжения.

Гидротермальное изменение и бактериальная активность на поверхности Земли и в глубоких горизонтах базальтовых толщ – основное направление исследований, поддержанное грантами Научного исследовательского совета Исландии.

Гидротермалиты современных сульфатарных и фумарольных полей, изучавшиеся на высокотемпературных полях в пределах современной рифтовой зоны, и гидротермально изменённые голоценовые осадки были теми объектами, на которых комплексно изучались изменения гиалокластики, бактериальная активность и аккумуляция некоторых малых элементов (серебро, золото, мышьяк, ванадий и др.).

Эти исследования были посвящены изучению изменения базальтовой гиалокластики (закалочного стекла – сидеромелана) на поверхности земли, в зоне выветривания и участию в этом процессе бактерий. Показана широко распространённая минерализация бактерий в гидротермальных системах на примере формирования слоистых силикатов, кремнистых и железосодержащих минералов в толще платобазальтов и в зоне современных гидротермальных проявлений на поверхности земли (сульфатары, фумарольные поля).

В толще плиоцен-миоценовых платобазальтов были выявлены и исследовались древние минерализованные фрагменты хемолитотрофной микробиоты – свидетелей жизни, существовавшей

ранее глубоко в толще вулканогенных пород (эндобиосферы) [Geptner, Petrova, Kristmannsdottir, 1995; Geptner et al., 2002; Geptner, Kristmannsdottir, 2003]. Исландия – благоприятный объект для изучения возникновения и существования жизни в гидротермальных системах глубоких подземных горизонтов. Практически остров целиком сложен вулканогенными породами. В основном это базальты, не более 10 % составляют кислые породы. Роль осадочных пород, содержащих какие-либо биогенные остатки, ничтожно мала. Поэтому с большой долей вероятности можно говорить о том, что появление биоты в гидротермальных системах Исландии вряд ли может быть связано с существованием здесь осадочной оболочки литосферы.

Результаты выполненных исследований показывают, что в подземных водах минерализация бактериальной органики происходит достаточно быстро, одновременно с формированием слоистых силикатов. Вероятно, не последнюю роль для обеспечения жизнедеятельности микроорганизмов в глубоких горизонтах миоцен-плиоценовых

вулканитов Исландии, как и сейчас, могли играть абиогенные углеводороды, образующиеся при высоких температурах и транспортируемые к поверхности земли с газами и подземными водами. Аккумуляция полициклических ароматических углеводородов, зафиксированная во вторичных минералах с биоморфными структурами, подтверждает это предположение.

Минерализованную микробиоту платобазальтов предлагается рассматривать в качестве представителей подземных термофильных микробиологических сообществ, возможно, унаследованных от тех, которые возникли и адаптировались для жизни глубоко под землей еще тогда, когда на ее поверхности условия для существования были неподходящими. Не нуждаясь в солнечном свете, хемолитотрофы могли возникнуть и существовать на земле даже до появления кислородной атмосферы. Вероятно, минерализованная микробиота, выявленная в глубоких горизонтах гидротермально измененных платобазальтов, является «родственной» тем прокариотам, которые первыми осваивали архейскую литосферу.

Глава 1

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Остановимся на главных особенностях строения о-ва Исландия, что необходимо для последующего изложения материала.

Исландия располагается на гребне Срединно-Атлантического хребта, и прямо через этот остров проходит ось современного спрединга, совпадающая с западной и восточной неовулканическими зонами острова. Неовулканическая зона п-ова Снайфедльнес, по мнению ряда исследователей, может рассматриваться как трансформный разлом, обрывающий западную неовулканическую зону, которая на юге сопрягается с подводным хребтом Рейкьянес, входящим в современную зону спрединга Атлантического океана. Южное окончание восточной неовулканической зоны в пределах шельфа маркируется вулканическими аппаратами островов Вестманнейяр и Суртсей, а на севере срезается трансформным разломом. Хребет Колбенсей, входящий в систему Срединно-Атлантического хребта, по отношению к северному окончанию неовулканической зоны смещен трансформным разломом далеко на запад [Ward, 1971; Saemundsson, 1974, 1979]

Основную роль в геологическом строении Исландии играют неоген-четвертичные и современные вулканические породы. Осадочные отложения составляют 5–10 % в составе неогеновых толщ и заметно больше – в четвертичных и современных отложениях. Аналогично срединным океаническим хребтам на флангах неовулканических зон последовательно выходят все более древние вулканические серии, от современных в осевых частях этих зон до миоценовых – на флангах [Перфильев и др., 1991; Ахметьев и др., 1978а; Saemundsson, 1979].

Вулканогенные образования в Исландии традиционно подразделяются на четыре разновозрастных комплекса: «третичных базальтов» (миоцен–нижний плиоцен, 16–3 млн лет), «древних серых базальтов» (верхний плиоцен–плейстоцен, 3–0,7 млн лет), палагонитовую формацию, или формацию Моуберг (плейстоцен, 1,8–0,7 млн лет) и современные вулканы (голоцен–исторические извержения) [Перфильев и др., 1991, Saemundsson, 1979].

Видимый разрез начинается с базальтового комплекса «третичных базальтов». Этот комплекс

занимает около половины территории Исландии, слагая классические формы платобазальтов на востоке, севере и западе острова. Породы комплекса представлены однородными сериями базальтовых потоков, афировых и порфириновых, мощностью от первых метров до 10–20 м, которые обычно разделены тонкими (первые сантиметры) прослоями пирокластических пород красно-коричневого и красно-кирпичного цвета.

В толще миоценовых платобазальтов выделено несколько маломощных стратиграфических горизонтов, к которым приурочены осадочные (лигнит), вулканотерригенные и рыхлые вулканогенные (разнообразная теффа) отложения. Каждый такой стратиграфический горизонт состоит из отдельных линз или их переслаивания с лавовыми пачками, прослеживающимися в толще платобазальтов на десятки и первые сотни километров [Ахметьев и др., 1978б].

Максимальная суммарная стратиграфическая мощность платобазальтов на западе Исландии оценивается в 10 000 км. В этом разрезе на палеоботанической основе выделено пять горизонтов: селурдалурский (нижний?–средний миоцен), брьяунслайкурский (средний миоцен), хусавикский (средний–верхний миоцен) с двумя подгоризонтами: хусавикским и мокодльсдалурским, хредаватненский (верхний миоцен) с двумя подгоризонтами: хредаватненским и стафхольтским и слеггьюлекурский (нижний плиоцен) [Ахметьев и др., 1978]. Синхронно с формированием базальтовых толщ слеггьюлекурского горизонта, на севере Исландии формировались морские отложения нижней толщи полуострова Тьеднес (зоны Tapar и Macra).

Плиоценовые и четвертичные «древние серые базальты» приурочены к обрамлению неовулканических зон. Комплекс «древних серых базальтов» сложен субаэральными и подущечными лавами, гиалокластитам, тиллитами и другими сопутствующими ледниковыми отложениями. В Северной Исландии этому комплексу одновозрастны верхи морской толщи п-ова Тьеднес (зона Serripes) [Ахметьев и др., 1978, Гладенков, 1978].

Главными компонентами палагонитовой формации являются базальтовые гиалокластиты, по-



Рис. 1. Структурно-тектоническая карта (по К. Саемундссону [Saemundsson, 1979] с сокращением)

1 – современные рыхлые отложения и лавовые покровы; 2 – верхнеплейстоценовые и послеледниковые лавовые покровы; 3 – плио-плейстоценовые лавы (3,1–0,7 млн лет); 4 – третичные лавы (> 3,1 млн лет); 5 – номер и примерный размер полигона, в котором детально изучался характер распределения вторичных минералов в трещинно-даймовых роях; 6 – доминирующее направление даек; 7 – вулканические системы (пунктиром предполагаемые), центральные вулканы и трещинные рои; 8 – фланги рифта; 9 – направление трещин; 10 – кальдера; 11 – геотермальное поле; 12 – антиклинальная ось флексуры; 13 – синклиальная ось флексуры; 14 – направление регионального падения; 15 – трансформный разлом; 16 – горизонтальное залегание. Цифры (1–7) – номер полигона

душечные лавы, брекчии и тиллиты. Формирование пород этой формации происходило при подводных (на территории острова) и подводных (на шельфе) извержениях базальтового материала.

Продукты голоценового и современного вулканизма связаны с активностью многочисленных (свыше 200) вулканов центрального и трещинного типов. Для 30 из них извержения зафиксированы в историческое время. Большинство центров извержений сосредоточено в пределах западной и восточной неовулканических (рифтовых) зон. Общий объем изверженных продуктов за последнее тысячелетие, по оценке С. Тораринссона [Thorarinsson, 1967], составил около 40 км³.

Петрохимически среди вулканитов Исландии выделяют три серии: толеитовую, переходную (субщелочную) и щелочную. Существует представление, что третичные и плейстоценовые вулканиты состоят в основном из пород толеитовой серии, а субщелочные и щелочно-базальтовые типы вулканитов характерны только для плиоцен-плейстоцена [Jakobsson, 1979]. Большое разнообразие пород по составу отмечено для центральных вулканов, синхронных миоценовым платобазальтам. Это породы контрастного типа – базальты, исландиты и риолиты, а в зоне периферических трещинных излияний накапливались в основном породы основного и, в меньшей степени, среднего состава. Исследование состава базальтов из ряда мощных миоценовых разрезов показали, что в них присутствуют вулканиты толеитовой и щелочно-базальтовой серий [Перфильев и др., 1991].

Облик тектонических структур Исландии определяется в основном спецификой развития океанического рифта в пределах поперечного поднятия. Наиболее отчетливо проявляется продольная, субмеридиональная тектоническая зональность. Общая тектоническая структура состоит из сочетания кулисообразно сочленяющихся линейных рифтовых зон с относительно стабильными крае-

выми зонами, где вулканизм в четвертичное время не проявлялся, и межрифтовой внутренней зоной в южной части острова. В продольных зонах фиксируются не только современные рифтовые зоны, но и осевые части более древних, располагающихся в поле распространения миоценовых платобазальтов [Saemundsson, 1974, 1979].

Периферические зоны и межрифтовая зона сложены миоценовыми и нижнеплиоценовыми базальтами. Платобазальты образуют ряд сочленяющихся друг с другом пологих моноклиналей, которые ранее рассматривались как элементы пликативных структур (Эйьяфьордская «антиклиналь» и Скаги-Лангекудльская «синклиналь» на севере, Хреппарская «антиклиналь» на юге и Боргарнесская – на западе, Снайфедльснесская «синклиналь» на западе Исландии). Образование подобных «псевдопликативных» структур К. Саемундссон [Saemundsson, 1974, 1979] объясняет схождение моноклиналей в процессе спрединга при параллельном развитии двух рифтовых зон и последовательном смещении продуктов извержений от их осевых частей на фланги. Оси «синклиналей», с этой точки зрения, отмечают положение осевых частей древних рифтовых зон. С развитием рифтовых зон К. Саемундссон связывает и формирование флексур в полях третичных платобазальтов, наиболее крупные из которых известны на перешейке Северо-Западного полуострова, к востоку от Эйьяфьорда, и на востоке острова, у оз. Лагурин.

В современной структуре Исландии наряду с рифтовыми структурами большую роль играют трансформные зоны – Рейкьянесская на юге, и Тьеднесская на севере [Ward, 1971; Saemundsson, 1974, 1979].

Основные черты современной структуры Исландии показаны на упрощенном варианте структурно-геологической карты, заимствованной из работы К. Саемундссона [Saemundsson, 1979] (рис. 1).

Глава 2

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В РАЗНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ И ЛАНДШАФТНЫХ ОБСТАНОВКАХ

Основную роль в геологическом строении Исландии играют неоген-четвертичные и современные вулканические породы. Осадочные отложения составляют 5–10 % в составе неогеновых толщ и их заметно больше в четвертичных и современных отложениях.

В толще миоценовых платобазальтов выделено несколько маломощных стратиграфических горизонтов, к которым приурочены осадочные (лигнит), вулканотерригенные и рыхлые вулканогенные (разнообразная тефра) отложения. Каждый такой стратиграфический горизонт состоит из отдельных линз или их переслаивания с лавовыми пачками, прослеживающимися в толще платобазальтов на десятки и первые сотни километров.

Плиоценовые и четвертичные отложения включают «древние серые базальты», приуроченные к обрамлению неовулканической зоны, и формацию Моуберг, распространённую, главным образом, в рифтовой зоне. Комплекс «древних серых базальтов» сложен субаэральными (наземные лавовые потоки) и подушечными лавами (подлёдные извержения), гиалокластитами, тиллитами и другими сопутствующими ледниковыми отложениями. Главными компонентами формации Моуберг являются базальтовые гиалокластиты, подушечные лавы и брекчии, тиллиты. Формирование пород этой формации происходило при подледных (на территории острова) и подводных (на шельфе) извержениях базальтового материала.

Продукты голоценового и современного вулканизма связаны с активностью многочисленных вулканов центрального и трещинного типов. Для 30 из них извержения зафиксированы в историческое время. Большинство активных вулканов сосредоточено в пределах западной и восточной частей рифтовой зоны.

Все породы в Исландии по способу образования могут быть разделены на три генетические группы.

В первую группу входят собственно вулканогенные образования, представляющие собой непосредственно продукты извержения. Основные черты этих отложений формируются под воздействи-

ем разнообразных эндогенных факторов. Однако ряд структурных и текстурных особенностей вулканитов (например, подушечные лавы и брекчии, гиалокластиты, гидроэксплозивные туфы) возникают в результате воздействия на магматический расплав внешних факторов (воды, пара, льда).

Во вторую группу вулканогенно-осадочных пород объединены отложения, образование и основные признаки которых определяются воздействием эндогенных (вулканических) и экзогенных факторов, синхронных вулканическим извержениям. Среди вулканогенно-осадочных образований этой группы наиболее широко развиты склоновые и селевые отложения. Мощные скопления склоновых отложений формировались во время мелководных подводных и гидроэксплозивных извержений (подводный коллювий, субаэральный коллювий, тефроделювий). Селевые вулканогенно-осадочные отложения характерны главным образом для интрагляциальных условий извержений (йёкудльхлёйпы). Здесь эти отложения рассматриваться не будут.

Хотя вулканогенно-осадочные отложения в Исландии не играют большой роли, значение их для восстановления палеогеографических условий достаточно велико. Изучение этих отложений даёт определённые факты о роли вулканизма и экзогенных факторов в процессе накопления континентальных вулканогенно-осадочных отложений.

Третья группа состоит из отложений, образовавшихся под воздействием экзогенных факторов. Наиболее активным и мощным экзогенным агентом были ледники. С их появлением связаны начало интенсивного разрушения вулканогенных толщ острова и появление среди осадков разного генезиса большого количества базальтовой гиалокластики. Особенности развития ледниковых покровов целиком или в значительной степени определяли существование других осадочных отложений, среди которых важную роль играют коллювиальные, делювиальные, солифлюкционные накопления.

Для некоторых типов отложений разделение на вулканогенно-осадочные и осадочные оказывается

довольно затруднительным, так как не всегда можно легко установить соотношение времени образования вулканогенных и осадочных компонентов в процессе седиментации. Однако при проведении специальных исследований этот вопрос в большинстве случаев удается решить однозначно.

Породы всех трёх групп в разной степени затронуты вторичными изменениями, в частности гидротермальными, распространение которых, как будет показано ниже, контролируется рядом факторов, важнейшим из которых является разрывная тектоника.

2.1. Парагенетические ассоциации отложений

При изучении строения и состава парагенетических ассоциаций отложений разного генезиса оказалось возможным оценить в общих чертах роль тектоники, вулканизма и климата как факторов, влияющих на процесс вулканогенно-осадочного литогенеза, выявить характерные признаки распространения гидротермально измененных пород и установить основные этапы развития палеогеографии Исландии.

Для решения этой проблемы вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения были объединены в три группы парагенетических ассоциаций, включающие: 1) мощные толщи платобазальтов; 2) разнообразные скопления лав и вулканокластов; 3) вулканогенно-осадочные отложения. Ранее эти парагенетические ассоциации отложений, назывались формациями [Гептнер, 1977; Ахметьев и др., 1978]. Ввиду того, что термин «формация» имеет неоднозначное толкование, здесь этот термин не употребляется, хотя генетический смысл выделения парагенетических ассоциаций отложений остался прежним.

Выделение конкретных ассоциаций строится на изучении парагенетических соотношений генетических типов отложений, формирование которых происходило в сходных тектонических и физико-географических условиях. Важно подчеркнуть, что в основу выделения некоторых ассоциаций были положены особенности строения и способ образования современных вулканических сооружений.

2.1.1. Первая группа ассоциаций

Группа характеризуется сочетанием отдельных лавовых пластов базальтов или их групп с мало-мощными горизонтами базальтовой, реже кислой тефры. Слои и линзы вулканотерригенных алевролитов, песчаников и конгломератов небольшой мощности располагаются на разных стратиграфи-

ческих уровнях. В состав этой группы входят третичные платобазальты (миоцен–нижний плиоцен), «древние серые базальты» (верхний плиоцен–плейстоцен) и верхнеплейстоцен-голоценовые лавовые толщи.

В этой группе по условиям образования выделяются два типа парагенетических соотношений вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений. Объединяет эти отложения сходство петрографического состава слагающих пород (базальты, реже средние и кислые вулканиды), их происхождение (субаэральные эффузии) и характер напластования, при котором толщи лав чередуются с линзами и прослоями туфов и вулканотерригенных пород. Отличает – эти отложения разный набор генетических типов и мощность вулканогенно-осадочных отложений, отражающий коренное изменение климатических условий на территории Исландии в верхнем плиоцене.

2.1.1.1. Ассоциация платобазальтов

По составу пород и особенностям напластования лавовые толщи этой ассоциации можно разделить на два типа. Формирование одного из них связано с трещинными излияниями, тогда как другой образуется в результате вулканических извержений центрального типа. В первом случае возникают полого залегающие стратифицированные толщи, в которых на больших расстояниях сохраняются одинаковые условия залегания и последовательность напластования (рис. 1). Во втором случае образуются сложные лавовые постройки, в которых отдельные лавовые потоки или их группы редко прослеживаются на расстояние более 5–10 км, а падения пород сильно варьированы.

Главным компонентом осадочных отложений этой ассоциации являются горизонты эоловых отложений, состоящие из перевеянной тефры. Меньшую роль играют озерные и болотные (угленосные) отложения. В составе этой ассоциации склоновые накопления не обнаружены, что свидетельствует о выровненном характере рельефа и бронировании возникающих тектонических уступов лавовыми потоками. Стратиграфическая мощность ассоциации составляет несколько километров.

2.1.1.2. Ассоциация «древних серых базальтов»

По строению и составу входящих в нее пород ассоциация «древних серых базальтов» близка к ассоциации платобазальтов. Здесь также различаются вулканиды, связанные с трещинными излияниями и извержениями центрального типа. Однако есть и существенные отличия.

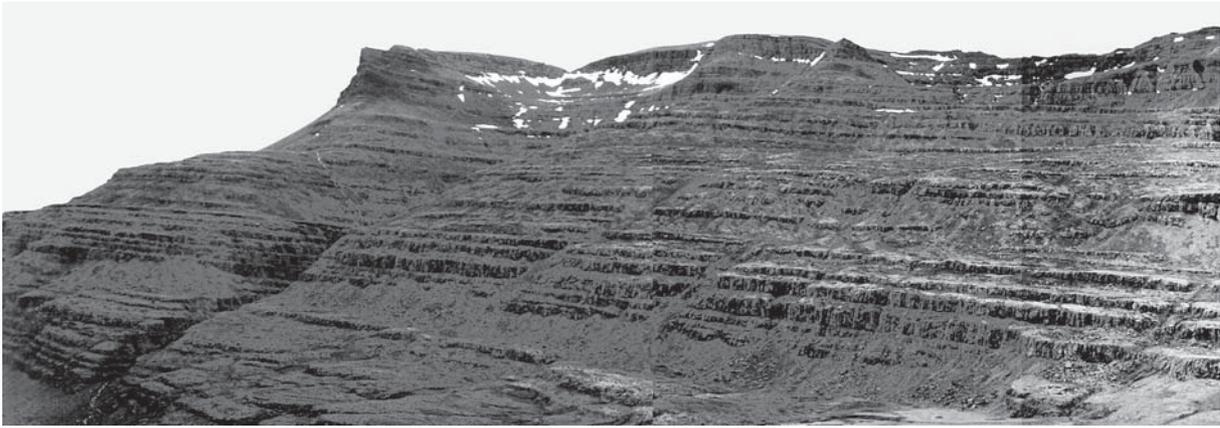


Рис. 1. Ассоциация платобазальтов – верхняя обнаженная часть разреза платобазальтов, Беруфьордур, Восточная Исландия

Эта ассоциация представлена серией переслаивающихся субаэральных лавовых потоков с разнообразными вулканокластическими и осадочными (вулканотерригенными) породами, составляющими половину или даже более объема ассоциации. Переслаивание субаэральных лав и туфов с донными моренами (тиллитами), флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями составляет наиболее характерный лавово-ледниковый парагенез ассоциации (рис. 2 а, б). Не постоянны, но характерны диатомиты, сидеромелановые туфы и тефроиды. Появление диатомитов соответствует эпохам сокращения ледниковых покровов и уменьшению терригенной и пирокластической седиментации в озерах. Образование сидеромелановых туфов и тефроидов генетически связано с гидроэксплозивными извержениями базальтов, происходившими синхронно в основном за пределами современного распространения пород рассматриваемой ассоциации.

Мощности ассоциации измеряется от 500–600 м для плиоцен-плейстоценовых отложений, до десятков метров – для голоцена.

Возраст самых древних горизонтов ассоциации «древних серых базальтов», располагающихся на бортах и по периферии современной и древней рифтовых зон оценивается в 3 млн лет. Отложения этой ассоциации встречаются на нескольких стратиграфических горизонтах – в возрастном интервале от 3 до 1,6 млн и от 0,9 млн лет до 1783 г. включительно, когда произошло знаменитое извержение Лаки [Thorarinsson, 1967].

2.1.2. Вторая группа ассоциаций

Группа включает подушечные лавы, разнообразные вулканокласты и гиалокластиты, формирующиеся при извержениях в воде. В эту группу ассо-

циаций объединены парагенетические комплексы, образовавшиеся в резко отличающихся условиях – в подледных и внутриледниковых озерах, на шельфе в ледовой обстановке и за ее пределами.

Отложения, в составе которых присутствуют ассоциации базальтовых подушечных лав, подушечных брекчий, гиалокластитов, гидроэксплозивных базальтовых туфов и разнообразных тефроидов, туффитов и основных морен, широко развиты в пределах и по периферии современной рифтовой зоны. В Исландии отложения этого типа объединяются под названием формации Моуберг. Основанием для выделения конкретных ассоциаций в составе формации Моуберг послужил анализ особенностей их генетического состава и характер соотношения в них разных генетических типов отложений.

Установлены три типа парагенетических ассоциаций: 1. морской парагенезис – подушечные лавы, гидроэксплозивные туфы, морские тефроиды, туффиты и туфогенные песчаники; 2. паралический парагенезис – подушечные лавы, гиалокластиты, основные морены; 3. интрагляциальный парагенезис – подушечные лавы, гидроэксплозивные туфы, основные морены. Потоки субаэральных лав разной протяженности составляют постоянный, генетически закономерный элемент всех трех типов парагенеза.

Широкое развитие и разнообразие склоновых образований в составе отложений формации Моуберг отражает существование расчлененного рельефа, формировавшегося при извержении базальтовой магмы в водной и ледовой обстановках.

2.1.2.1. Морская ассоциация

Ассоциация этого типа включает вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, форми-

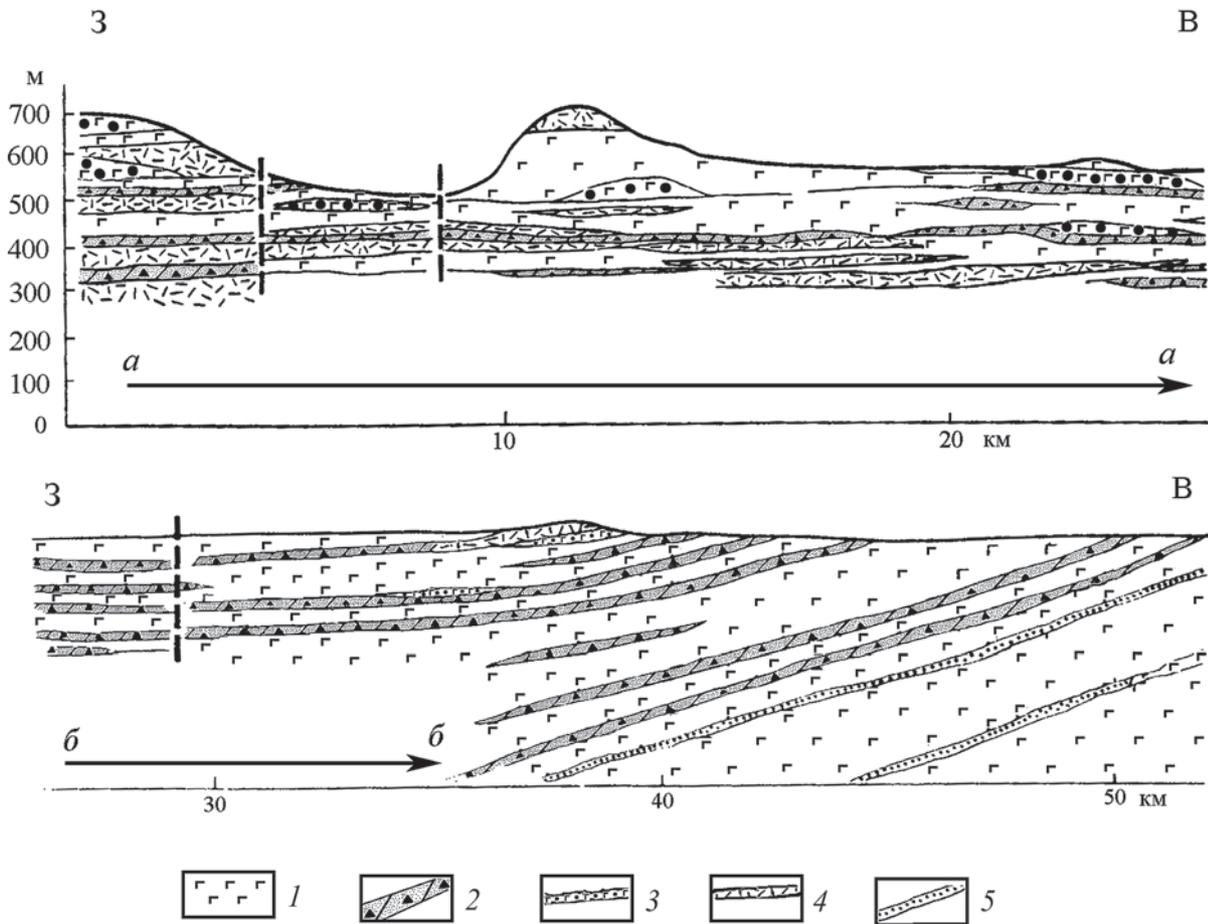


Рис. 2. Ассоциация «древних серых базальтов» – схематические профили (а-а, б-б), иллюстрирующие характер взаимоотношения вулканитов и осадочных отложений на восточном обрамлении современной рифтовой зоны. Составлено по материалам Г. Венсинка [Wensink, 1965]

1 – суббазальтные потоки базальтов; 2 – тиллиты (донные морены); 3 – подушечные лавы; 4 – вулканокласты; 5 – осадочные (водно-ледниковые, озерные) отложения

рующиеся в морской обстановке (рис. 3). Многие детали формирования вулканогенных отложений на шельфе удалось установить при рассмотрении способа образования и закономерностей сочетания различных типов отложений на примере острова-вулкана Суртсей, возникшего в море к югу от Исландии в 1963 г. [Thorarinsson, 1965, 1966]. Детальное рассмотрение условий образования и типов вулканических продуктов, образующихся при извержении на шельфе, приведено в работах [Ахметьев и др., 1978; Гептнер, 1980].

Важно подчеркнуть, что в строении туфовых насыпных вулканических конусов большую роль играют перемещенные и отсортированные в результате плоскостного смыва на крутых склонах тефроиды (тефроделювий). Переотложение части извергнутого материала синхронно с извержением. После его завершения, а также прекращение извержения на разных стадиях развития вулка-

нического аппарата приводит к тому, что даже в наиболее полных разрезах этой ассоциации редко встречается весь набор последовательно сменяющихся друг друга вулканических образований. Анализ строения современных и древних вулканических построек, возникших при гидроэксплозивных извержениях, показывает большую роль в строении насыпных вулканических конусов делювиальных отложений. Формирование делювия начинается с момента возникновения вулканического конуса, сложенного рыхлыми туфами. В период между эксплозиями рыхлый материал легко перемещается вниз по склону многочисленными струйками воды, возникающими во время дождей или при выплескивании воды из кратера. Делювиальные отложения облекают склоны вулканической постройки и рельеф на ранее образовавшихся близко расположенных отложениях. Благодаря способности пепловых частиц крепко сцепляться

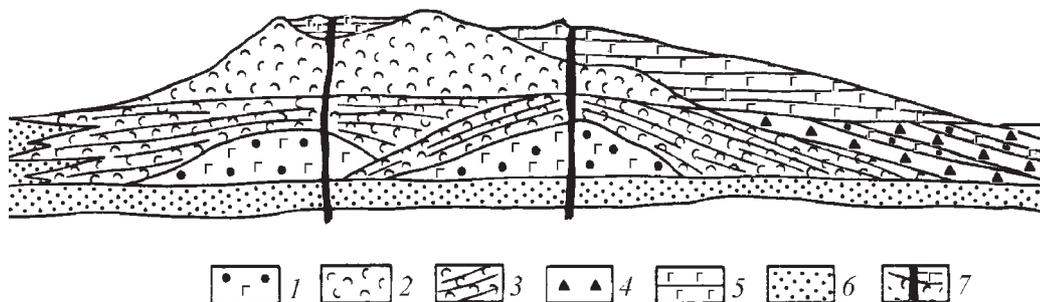


Рис. 3. Схема соотношения различных типов отложений морской ассоциации
 1 – подушечные лавы; 2 – тефра; 3 – тефроиды; 4 – вулканокласты; 5 – субаэральные потоки базальтов; 6 – морские вулканогенно-осадочные отложения; 7 – подводящие каналы вулканов

друг с другом слои делювия нередко залегают на крутых склонах, достигающих 35–40° (рис. 4).

Отложения морской ассоциации известны среди эоплейстоценовых и плейстоценовых толщ. Формирование их продолжается в Исландии вплоть до наших дней. Все известные разрезы располагаются в пределах рифтовой зоны на юге и юго-западе острова. Наиболее древние, эоплейстоценовые (верхнеплиоценовые), отложения этой ассоциации широко распространены на юге. Здесь в толще вулканитов, протягивающейся на расстояние около 40 км при максимальной мощности не более 300 м отдельные вулканические постройки распознаются только в некоторых частях разреза. В большинстве случаев обнажаются только отдельные части вулканов, а на значительном расстоянии разрез состоит из горизонтально наложенных или полого залегающих толщ тефроидов, иногда включающих ксенолиты с морской фауной, и отдельных горизонтов субаэральных потоков лав.

Более древние отложения ассоциации не известны в разрезах Исландии, но об их существовании за ее пределами можно судить по наличию в тех или иных разрезах вулканитов достаточно мощных горизонтов сидеромелановой гиалокластики, свидетельствующей о гидроэксплозиях. Так многие горизонты плиоценовой вулканогенно-осадочной морской толщи п-ова Тьеднес обогащены или целиком состоят из сидеромелановой гиалокластики. В некоторых районах миоценовые платобазальты Северо-Западного полуострова включают мощные линзы (до 10 м), состоящие из тонкозернистой сидеромелановой гиалокластики. Можно предположить, что по латерали некоторые горизонты миоценовых платобазальтов замещаются вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями морской ассоциации, а морские отложения п-ова Тьеднес фациально замещаются отложениями интрагляциальной ассоциации.

2.1.2.2. Интрагляциальная ассоциация

Эта ассоциация объединяет отложения, образовавшиеся при извержении вулканов в толще ледниковых покровов. Появление и распространение интрагляциальных отложений связано с наличием на территории Исландии мощных ледниковых покровов уже в плиоцене. Этим обстоятельством определяются рамки ее стратиграфического распространения. Наиболее молодые отложения относятся к верхнему плейстоцену. Плейстоценовые отложения сконцентрированы в пределах современной рифтовой зоны и по ее периферии.

Различают два типа вулканических построек: центральные и трещинные. Ход извержения, начавшегося подо льдом, можно условно разделить на три этапа: субгляциальный, интрагляциальный и субаэральный. При достаточной продолжительности и интенсивности извержений в разрезе соответственно наблюдается последовательная стратиграфическая смена отложений субгляциального этапа интрагляциальным и субаэральным. Извержение могло окончиться на любом из этих этапов. Соответственно при многократном возобновлении извержений возникли сложно построенные толщи подушечных лав и разнообразных гиалокластитов.

В строении интрагляциальных построек вскрываются неоднократно чередующиеся в разрезе комплексы подушечных лав, подушечных брекчий, гидроэксплозивных туфов и тефроидов, потоков субаэральных лав и ледниковых отложений (основных морен). В наиболее полных разрезах хорошо видно чередование ряда интрагляциальных вулканических построек или отдельных их частей. Формирование и характер сочетания генетических типов вулканогенных отложений зависели от режима ледовой обстановки. Подробнее строение отложений интрагляциального парагенеза рассматривается в [Ахметьев и др., 1978; Гептнер, 1977, 1980].



Рис. 4. Характер залегания тефроидов (тефроделювий морской ассоциации) гидроэксплозивных извержений на несортированных отложениях, возникающих при катастрофических подледных извержениях. Плейстоцен, южная часть рифтовой зоны, район г. Вик

2.1.2.3. Параличская ассоциация

Отложения этой ассоциации формировались в основном в водной обстановке на шельфе и на прилегающей суше при извержении в толще ледниковых покровов. Состав, строение и мощность отложений гляциального шельфа Исландии зависят от того, формируются они в зоне рифтогенеза или на флангах рифтовой системы. Подробнее состав, строение и условия формирования отложений гляциального шельфа рассматриваются ниже.

Основными компонентами параличской ассоциации являются подушечные лавы и гиалокластиты. Подушечные лавы и гиалокластиты сменяют друг друга в разрезе и связаны фациальными переходами. Туфы, т.е. продукты эксплозивной деятельности практически отсутствуют. Формирование отложений происходило при неоднократном и значительном перемещении края ледниковых покровов, спускавшихся на шельф Исландии. Суммарная наблюдавшаяся мощность отложений параличской ассоциации достигает 600–700 метров.

Горизонты субаэральных лав и основных морен маркируют периоды прекращения подводных извержений или наступления ледниковых покровов на шельф соответственно. Различный состав и условия формирования межледниковых и лед-

никовых отложений на шельфе связан с особенностью вулканических извержений как на суше, так и в толще ледниковых покровов и в море. В межледниковое время на территории острова, освобождавшейся от ледниковых покровов и на осушенной части шельфа формируются лавовые покровы и небольшое количество тефры. Кластогенный материал морских осадков в это время образуется в основном в результате разрушения в зоне абразии скальных лавовых обрывов. На шельфе накапливаются разнозернистые вулканотерригенные песчаники, галечники, а в прибрежной зоне – валунный материал.

Отдельные горизонты основных морен и переслаивающиеся с ними вулканиты прослежены на юге рифтовой зоны на расстоянии 30 км. Это указывает на существование обширных, относительно ровных пространств, куда распространялись мощные ледниковые языки, отлагавшие основную морену, а в периоды исчезновения ледниковых покровов в субаэральных условиях формировались лавовые покровы. Учитывая широкое распространение этих отложений вдоль южного побережья Исландии, естественно предположить, что накопление подушечных лав и гиалокластитов могло происходить в водных условиях на относи-

тельно неглубоком шельфе. Морские условия их формирования подтверждает находка кокколита и обломков диатомовых водорослей в слоистых разностях гиалокластитов [Гептнер и др., 2003].

Широкое развитие гиалокластитов в параличской ассоциации и малое количество туфов обусловлено спецификой подводного извержения, заключающейся в том, что наряду с излияниями и формированием подушечных лав большую роль играло подводное лавовое фонтанирование (пульверизация и разбрызгивание раскаленного расплава в воду). О существовании подводных лавовых фонтанов или об отложениях, возникающих при этом способе извержения магмы, известно немного. Однако изучение мощных толщ гиалокластитов, обнажающихся в береговых разрезах Южной Исландии позволяет предположить, что явление, аналогичное лавовому фонтанированию, имеет место и под водой при извержении на небольших глубинах шельфа. Конечно, характер этого процесса существенно отличается от субаэрального лавового фонтанирования.

Вероятно, под водой в условиях повышенного внешнего давления и более плотной среды имеет место грануляция и пульверизация расплавленного материала, а также интенсивное дробление (в результате парообразования) и распределение обломков турбулентными течениями. Подтверждением существования такого процесса может служить свечение, наблюдавшееся через толщу воды на глубине в 30 м при подводном трещинном извержении [Einarsson Th., 1994]. Такое явление можно представить себе только в случае непрерывного и быстрого поступления светящегося лавового материала в толщу воды. Хорошо

известно, что раскаленная лава при контакте с водой мгновенно покрывается темной стекловатой коркой закалки.

По периферии подводных лавовых образований в толще вулканокластического материала в большом количестве встречаются изолированные шаровые образования размеров до нескольких сантиметров в поперечнике. Крупные шаровые образования по внутренней структуре напоминают отдельные индивидуумы подушечной отдельности, а мелкие отличаются плотным внутренним ядром. С поверхности шары покрыты стекловатой коркой закалки. По мере удаления от лавовых тел количество и размер шаровых образований уменьшается. Основная масса гиалокластитов сложена осколками сидеромеланового стекла и неправильными (округлыми и изометричными, остроугольными) обломками гиалобазальтов. Наиболее крупные куски гиалобазальтов (до 10–15 см по длинной оси) окутаны стекловатой (сидеромелановой) коркой закалки (рис. 5, а, б).

2.2. Гранулометрический и минералогический состав вулканотерригенных отложений ассоциации платобазальтов

Выше уже отмечалось, что вулканотерригенные рыхлые отложения не играют большой роли в разрезе вулканогенных толщ ассоциации платобазальтов. Однако их роль в расшифровке условий образования платобазальтов трудно переоценить. Во время накопления миоценовых платобазальтов кластический материал формировался главным образом за счёт разрушения и переотложения

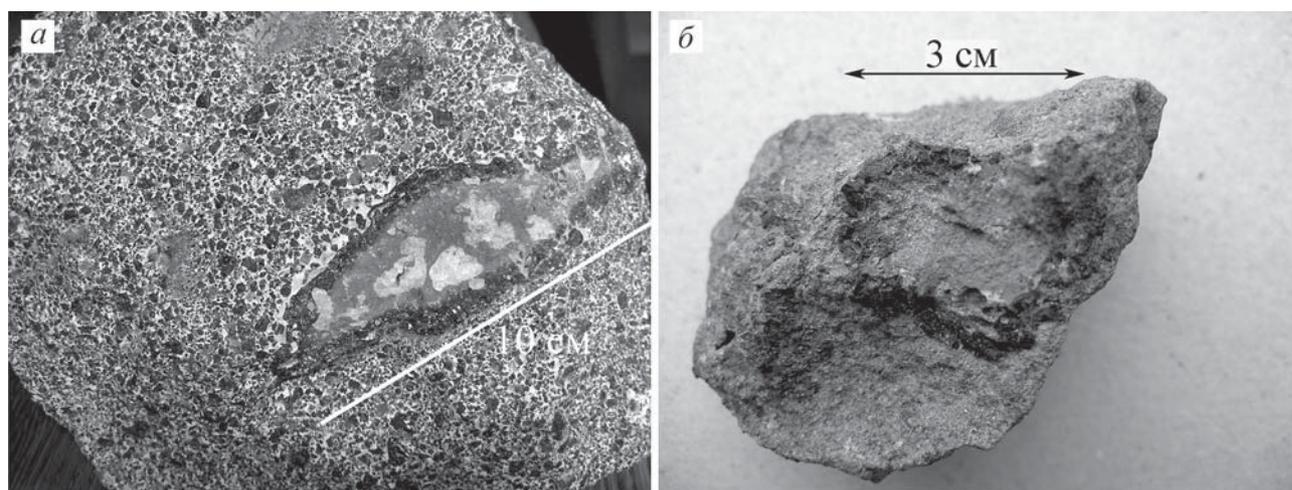


Рис. 5. Гиалокластиты подводных (подледных) шельфовых извержений базальтов
а – изометричные обломки. *Черное* – сидеромелановое стекло корки закалки, *белое* – цеолиты в газовых пустотах и в поровом пространстве мелкой гиалокластики; *б* – шаровая отдельность с коркой закалки в тонкозернистой гиалокластике

свежей, несцементированной тефры (синхронно-переотложенный материал). Это определило специфику минералого-петрографического состава и преимущественно мелкозернистый тип образовавшихся пород. Линзы и пласты первично рыхлых вулканотерригенных отложений, служивших водоносными горизонтами в толще платобазальтов, изменялись в первую очередь и наиболее интенсивно в результате циркуляции нагретых пластовых подземных вод.

Сейчас в песчаниках первичный состав породообразующих кластических компонентов восстанавливается по реликтам обломков, оставшихся свежими, и по составу и характеру замещения кластики гидротермальными минералами. Ниже при описании песчаников и более мелкозернистых терригенных и вулканотерригенных пород наложенное гидротермальное изменение не рассматривается и указывается первичный состав кластики.

Глыбовые, валунные и галечные накопления в миоценовых платобазальтах имеют локальное распространение. Линзовидное скопление глыбовых отложений изучено в разрезе платобазальтов, прилегающих к погребенному вулкану Арнарфьорда. Глыбовый материал, валуны и галька состоят из местных пород. Гравелиты играют большую роль в строении вулканотерригенных отложений миоценовых платобазальтов. Широкое распространение их средне-мелкозернистой размерности связано в основном с образованием из переотложенной тефры, а не лав. Крупнозернистые гравелиты только частично состоят из продуктов разрушения лав. Значительная часть их тоже представлена переотложенной тефрой. По сравнению с конгломератами вещественный состав гравелитов характеризуется большим разнообразием и присутствием разных породообразующих компонентов

– обломков базальтовых лав, шлаков, состоящих из сильно вспененных тонкокристаллических базальтов, реже встречаются пемзовидные обломки базальтового состава.

Песчаники и пески, залегающие в виде маломощных горизонтов и линз, встречаются повсеместно и вместе с алевритовым материалом играют главную роль в строении вулканотерригенных отложений (рис. 6, *а, б*). Широко распространены все гранулометрические разности, но особенно большую роль играют средне- и мелкозернистые породы.

Алевриты – характерный и очень часто встречающийся компонент вулканотерригенных отложений платобазальтов. Они, как правило, хорошо горизонтальнослоисты, хотя для маломощных эоловых отложений, запечатанных среди лавовых пластов, слоистость не характерна или проявляется слабо.

В толще миоценовых платобазальтов в горизонтах, соответствующих времени активной деятельности крупных вулканических аппаратов центрального типа, часто встречаются диамиктиты. Это несортированные породы, состоящие из валунов (глыб), гальки (щебня), гравия (дресвы), неравномерно распределенных в песчано-алевритовой, алевритовой и алевропелитовой основной массе. Диамиктиты слагают неслоистые и несортированные отложения селевых потоков и гравитационных обвалов.

Рассмотренные особенности состава вулканотерригенных отложений, слабая обработка кластических компонентов, преобладание часто плохо выраженной горизонтальной слоистости с линзовидным распределением материала разного гранулометрического состава хорошо согласуется с предположением о накоплении основной массы пород мелкими, временно существовавшими по-

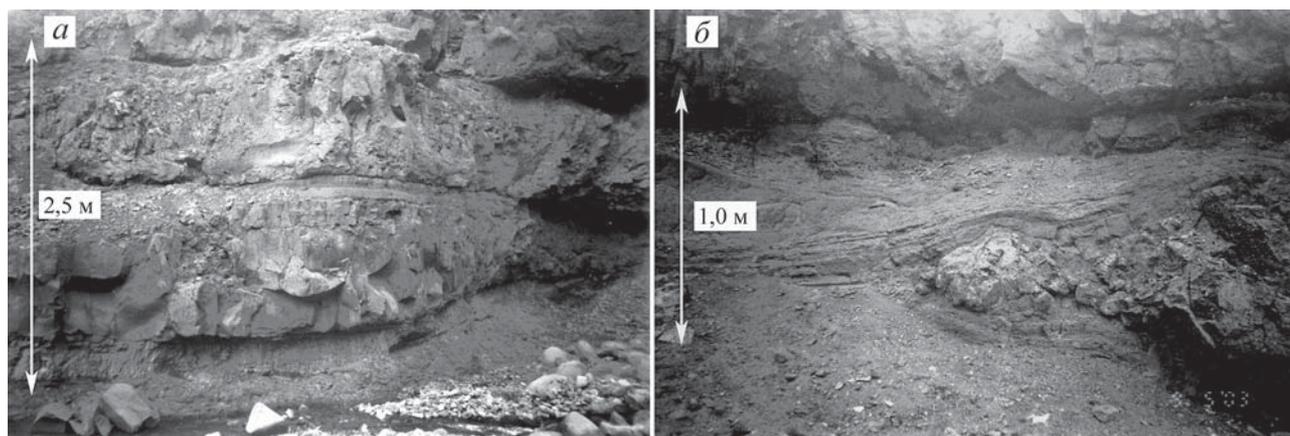


Рис. 6. Горизонты вулканотерригенных отложений в толще платобазальтов
а – маломощные горизонты рыхлых отложений, формировавшиеся на поверхности лав. *б* – рыхлые отложения, отлагавшиеся временными водотоками в зоне выклинивания лавовых пластов

токама. Тонкозернистые породы накапливались в пределах периферических частей конусов выноса. Здесь же могли возникать условия для образования озерных и болотных отложений во временно существовавших водоёмах. Малые мощности вулканотерригенных отложений, линзовидный характер залегания, преобладание тонкозернистых, песчано-алевритовых отложений, слабая обработка материала, представленного в основном переотложенной тефрой, – всё это определено указывает на относительную кратковременность перерывов, во время которых происходило накопление вулканотерригенных отложений за счёт выпавшей из воздуха тефры и переотложения её мелководными временными водотоками. Важно подчеркнуть, что в составе миоценовых вулканогенно-осадочных отложений нет терригенных глинистых накоплений. Этот факт определено указывает на отсутствие выветривания в период формирования на поверхности лав рыхлых осадков или переотложения гидротермально измененных базальтоидов.

Во многих разрезах наблюдался контакт рыхлых отложений и перекрывающих их лав. Часто хорошо видно, что лавами перекрывались ещё рыхлые осадки. Об этом свидетельствуют многочисленные следы вдавливания подошвы лавового потока в осадок, деформация слоистости в подошве лавовых пластов, сучивание и выпирание осадка вверх в пустые полости в подошве лавовых потоков.

2.3. Отложения субаэральных и подводных склонов вулканов

Вулканогенно-осадочные отложения в Исландии в целом не играют большой роли, но значение их для восстановления палеогеографических условий достаточно велико. Изучение этих отложений даёт определенные факты о роли вулканизма и экзогенных факторов в процессе накопления морских и континентальных вулканогенно-осадочных отложений.

В ряде случаев влияние вулканизма являлся определяющим фактором, обуславливающим появление и основные особенности строения разных вулканогенно-осадочных отложений. В Исландии это в первую очередь разнообразные отложения, формирующиеся на склонах и по периферии вулканических построек при извержении в интрагляциальных и морских шельфовых условиях. Мощные скопления склоновых отложений формировались во время мелководных подводных и гидроэксплозивных извержений (подводный коллювий, субаэральный коллювий, тефроделлювий).

Наиболее активным и мощным экзогенным агентом были ледники. С их появлением связано

начало интенсивного разрушения вулканогенных толщ острова и возникновение глубоко расчлененного рельефа. В это время начинают формироваться отложения разного генезиса, содержащие большое количество базальтовой гиалокластики – продукта подледных и подводных извержений. Особенности развития ледниковых покровов целиком или в значительной степени определяли существование других осадочных отложений, среди которых важную роль играют коллювиальные, делювиальные, солифлюкционные накопления.

Склоновые отложения, синхронные вулканическим извержениям, обычно не образуют мощных толщ и, в общем, не играют большой роли в строении каких-либо геологических сооружений Исландии. Однако выявление их в составе вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований и характер соотношения с другими типами отложений помогает установить основные черты обстановки вулканических извержений и некоторые особенности строения и развития вулканических сооружений.

Склоновые отложения четко подразделяются на две группы. Одну, наиболее широко распространенную, составляют отложения, формирование которых происходит одновременно с вулканическими извержениями. Это склоновые отложения, синхронные извержению.

Другая группа представлена склоновыми отложениями, формирование которых связано с разрушением относительно древних вулканогенных отложений. Это гравитационный коллювий, представленный, в основном, грубообломочным материалом, слагающим более или менее мощные шлейфы подножия (рис. 7). В составе этой группы важно рассмотреть склоновые отложения,

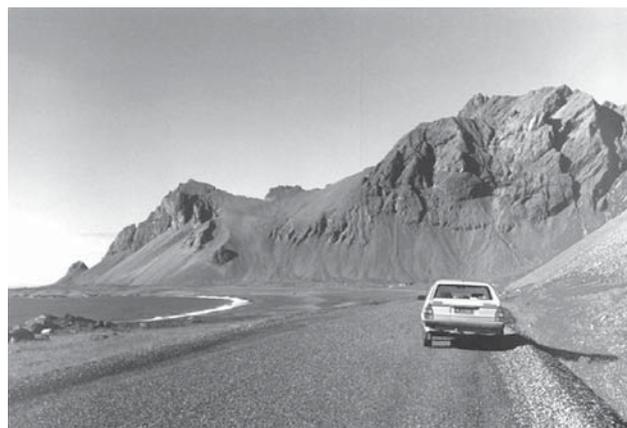


Рис. 7. Гравитационный коллювий у подножия базальтовых и ультраосновных субвулканических интрузий, слагающих крупные горные массивы. Юго-западная часть Исландии

формирующиеся в зоне гидротермальных проявлений (сульфатарные поля) на поверхности земли. Склоновые отложения этого типа отличаются содержанием в их составе большого количества глинистых пород.

2.3.1. Склоновые отложения гидротермально измененных пород

В современной умеренно холодной климатической обстановке Исландии процессы выветривания идут чрезвычайно медленно. В основном это продукты физического выветривания пород. На лавовых толщах элювий состоит главным образом из обломков валунно-галечной размерности, погруженных в песчано-алевритовый матрикс. Более тонкий элювиальный материал формируется на гиалокластитах. В составе почв за пределами проявлений гидротермальной деятельности глинистые минералы не обнаружены [Геннадиев и др., 2007; Johannesson, 1960]. Формирование глинистых делювиальных отложений происходило, возможно, только там, где базальтовый материал, главным образом его тефровая часть, испытали сильное гидротермальное изменение с образованием большой массы глинистого материала.

С проявлениями гидротермальной деятельности связано образование чехла глинистых отложений, формирующихся в процессе плоскостного смыва материала и передвижения его вниз по системе мелких ложбинок (струйчатый или мелкорытвинный смыв), преобразующихся с течением времени в овражную сеть. Здесь же возникают благоприятные условия для солифлюкционных процессов.

Значительные массы глинистого материала формируются на геотермальных площадях, осо-

бенно в районах распространения пород формации Моуберг. Здесь склоны гор в пределах геотермальных проявлений приобретают сглаженные, плавные очертания. Глинистые продукты постепенно смещаются вниз, образуя делювиальные конусы у подножия гор, а в некоторых случаях, когда рыхлого глинистого материала образуется особенно много и существует возможность его транспортировки на большее расстояние, у подножия гор формируются ровные поверхности, сложенные глинистыми пролювиальными отложениями. В периоды прекращения или сокращения гидротермальной деятельности на глинистом субстрате быстро образуется прочный почвенный покров. Обильное увлажнение почв и залегающих под ними глинистых пород способствует формированию мощных солифлюкционных процессов, в целом, не характерных для каменистых осыпей и грубообломочных склоновых отложений Исландии (рис. 8, а, б).

Делювиально-пролювиальные отложения, сложенные глинистыми продуктами, могут достигать нескольких метров мощности. Нередко эти отложения залегают сплошным плащом на значительной площади, четко выделяясь среди свежих лавовых полей светлой окраской и мозаичным характером распространения пород белого, коричневого, бежевого, красного и фиолетового цветов. Делювиально-пролювиальные осадки включают слои погребенной почвы. В основании разреза они сменяются гидротермально измененными вулканитами, частично или полностью замещенными глинистыми минералами, сульфидами, гипсом. В процессе расширения зоны действия гидротермальной деятельности она повторно накладывается на глинистые породы пролювия. На этих

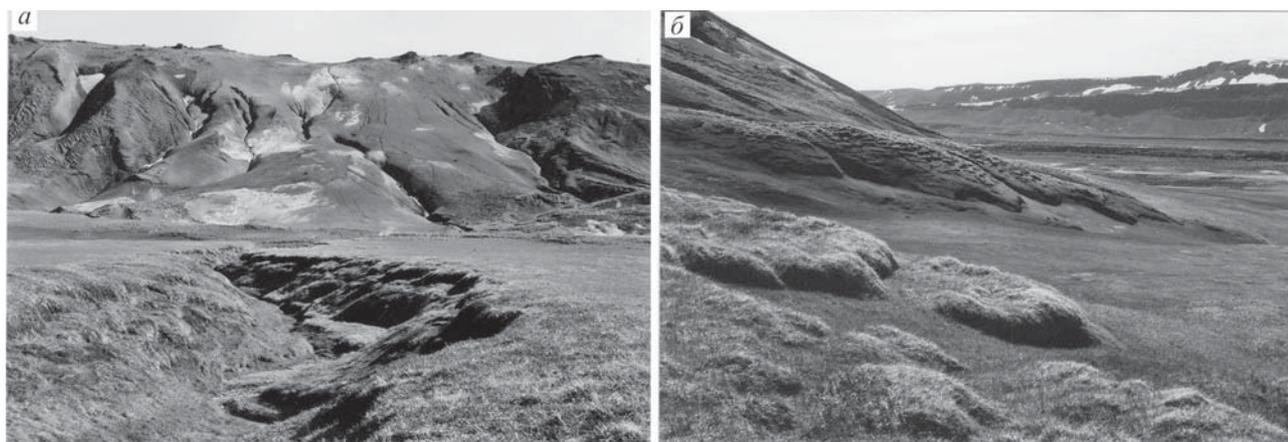


Рис. 8. Геотермальное поле Тейстарейкир, северный сектор рифтовой долины Исландии
а – участок склона вулканической постройки, сложенный гидротермально измененными базальтовыми гиалокластитами. (на переднем плане – выровненная поверхность пролювиального конуса выноса); б – солифлюкционные терраски на склоне, сложенном гидротермально измененными гиалокластитами

участках поверхности земли быстрее проходят процессы преобразования вулканического материала и освоение их растительностью. В разрезах древних лавовых толщ подобные делювиально-пролювиальные отложения в погребенном состоянии вполне могут быть ошибочно идентифицированы как элементы коры выветривания.

2.3.2. Гравитационный вулканоколлювий

В составе вулканогенно-осадочных отложений, синхронных интрагляциальным и мелководным (на шельфе) вулканическим извержениям, особое место занимают склоновые образования – подводные и субаэральные. Их появление и формирование в значительной степени обусловлено особенностями вулканических извержений, происходивших в ледовой и подводной обстановках. Условия формирования обломочного материала при подводных взрывных извержениях (гидроэксплозивной тэфры) рассмотрены в [Гептнер, 1980].

Большое количество гравитационного обломочного материала накапливается у подножия формирующихся крупных куполообразных подводных лавовых образований (подушечные брекчии) или во фронтальной части субаэральных лавовых потоков, стекавших в бассейн (отложения типа Foreset-bedded). Эти отложения являются составной частью подводных вулканогенно-осадочных отложений.

Условия образования и строение подводного вулканоколлювия изучены слабо. В настоящее время можно выделить две разновидности гравитационного подводного вулканоколлювия.

Одна из них генетически связана с формированием подушечных лав. На склонах больших масс подушечных лав нередко располагаются шлейфы подушечных брекчий. Форма подушечных брекчий не оставляет сомнений в том, что они являются фрагментами развалившихся подушек. Среди крупных обломков часто присутствуют отдельные элементы розетковидной отдельности, характерной для подушечных лав. На одной из торцовых поверхностей таких обломков иногда сохраняется стекловатая корка закалки. Нередко встречаются фрагменты, представляющие собой целые подушки или крупные их части. Подушечные брекчии встречаются только по периферии скоплений подушечных лав. Обломочный материал брекчий не сортирован.

Формирование подушечных брекчий связано с разрушением периферических частей лавовой постройки в результате сильных толчков и сотрясений и подвижек лавовой массы, возникающих при вулканических извержениях. Оторвавшиеся от общей массы формирующейся лавовой постройки подушки скатываются вниз по крутому склону лавовой постройки. Часть их при этом разламыва-

ется и распадается на отдельные остроугольные куски. В слоях, непосредственно прилегающих к подушечным лавам, брекчии перемешаны или переслаиваются с десквамационной гиалокластикой (продуктами шелушения стекловатой корки подушечных лав) или туфами.

Подушечные брекчии, слагающие шлейфы подводных лавовых построек, не содержат связующей их тонкозернистой массы, если во время их образования не происходило образование и осаждение сквозь толщу воды пеплового (гидроэксплозивного) материала. В тех случаях, когда подушечные брекчии накапливаются синхронно с взрывными извержениями, они в большем или меньшем количестве бывают перемешаны с тонкозернистой кластикой. В этом случае обломки подушечных лав часто не соприкасаются друг с другом, а «плавают» в туфовом матриксе. В периферической части шлейфа грубый обломочный материал гравитационного вулканоколлювия фациально замещается (переслаивается) тонкозернистыми отложениями гидроэксплозивных извержений (рис. 9, а, б). Чередование слоев и линз, сложенных подушечными брекчиями, и тонкозернистой тонкослоистой гиалокластики отражает пульсационный характер накопления вулканитов в мелководной среде (интрагляциальная и шельфовая обстановки), когда извержение подушечной лавы под водой сочетается с гидроэксплозиями выше уровня воды.

Другая разновидность подводного гравитационного вулканоколлювия, генетически связанного с субаэральными лавами, возникает в результате дробления лавовых потоков, стекавших в море. Медленно текущие лавовые потоки в зоне прибойя в результате вторичных взрывных взрывов разрушаются с образованием больших масс рыхлого материала (псевдотефры). При дезинтеграции потоков, продвигавшихся дальше в море, возникают несортированные крупно- и грубозернистые (до глыбовых) брекчии (отложения типа Foreset-bedded). Отложения этого типа иногда достигают значительной мощности. Для них характерно наличие грубой наклонной слоистости. Отложения эти состоят из угловатых обломков разного размера (от долей до нескольких десятков сантиметров и даже более). Грубообломочный материал переслаивается с линзами и прослоями средне- и тонкозернистых пород, состоящих из мелких остроугольных обломков гиалобазальтов.

2.3.3. Тэфроделювий и гравитационный тэфроколлювий

При гидроэксплозивных извержениях над поверхностью воды поднимаются насыпные вулканические конусы. С первых мгновений образова-

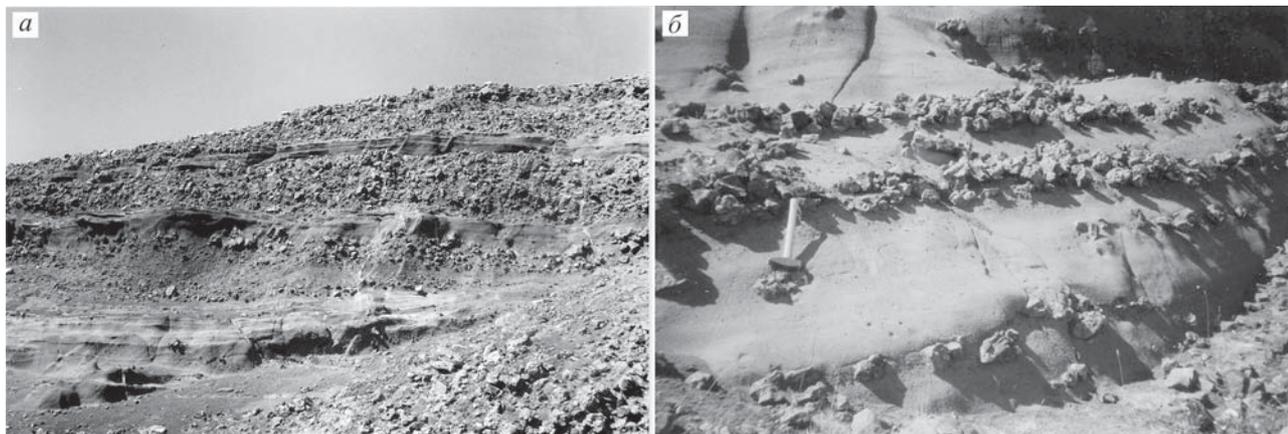


Рис. 9. Гравитационный вулканоколлювий вулканических аппаратов интрагляциальных извержений
а – переслаивание шаровых брекчий и гидроэксплозивной гиалокластики (тонкозернистые, тонкослоистые отложения) в периферической части подледной вулканической постройки, Аурмаднасфедл; *б* – гидроэксплозивные гиалокластиты, переслаивающиеся с горизонтами подушечных брекчий, подледные отложения формации Моуберг, Каульфстиндар

ния на их поверхности в результате выплескивания воды из кратера или во время дождей начинается переотложение рыхлой вулканокластики вниз по склону и формирование тefроделювия. Здесь же, у подножия отвесных абразионных обрывов, сложенных рыхлой тefрой, формируется гравитационный тefроколлювий. Тefроделювий и гравитационный тefроколлювий входят в состав отложений, накапливавшихся в надводной части вулканической постройки (рис. 10, *а, б*).

Значительно сложнее установить способ образования хорошо слоистых отложений, накапливавшихся ниже уровня воды. Эти отложения широким

шлейфом располагаются по периферии вулканической постройки и облекают прилегающий рельеф (см. рис. 4). Интергляциальные и шельфовые отложения, обладая в основном сходными чертами строения, отличаются масштабами распространения, а также по ряду текстурных признаков. Площадь распространения интергляциальных отложений обычно невелика, будучи ограничена размером внутриледникового бассейна. Эти отложения, как правило, не содержат признаков волновой деятельности и течений, которые могут быть сформированы в открытом море. Наиболее определенно отличить интергляциальные отложения от накопивших-

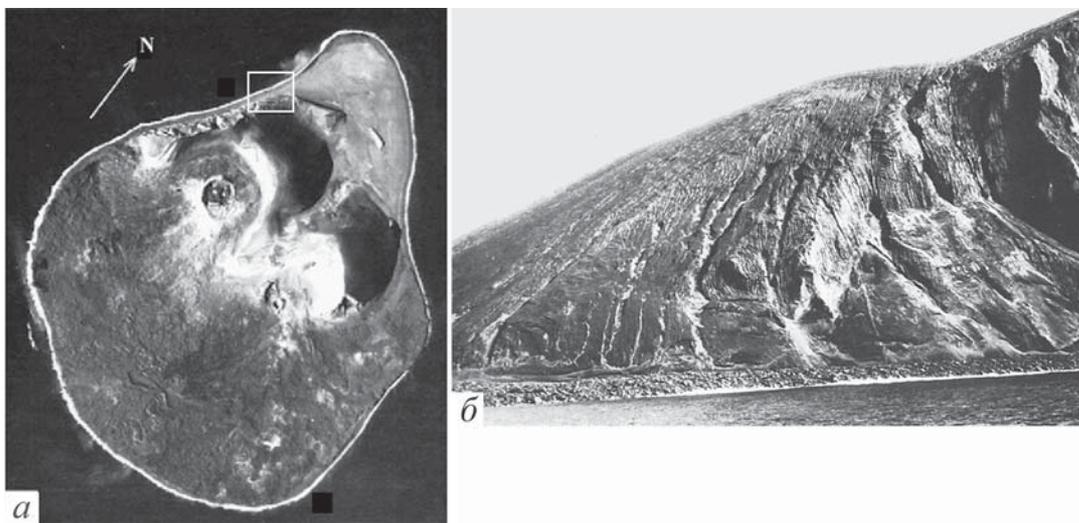


Рис. 10. Тefроделювий и гравитационный тefроколлювий, делювиальные и коллювиальные отложения в надводной части подводного вулкана

а – подводный вулкан Суртсей (1963–1966 гг.). (выделен участок надводной тefровой постройки, часть которой показана на рисунке «9б»); *б* – делювий и коллювий, образующийся при переотложении гидроэксплозивной тefры. Фото из: [Norman, 1972]

ся в открытом море на шельфе позволяет наличие в их составе крупных одиночных ледниковых обломков (валунов), залегающих среди хорошо слоистых тонкозернистых пород (рис. 11).

2.3.4. Субаэральные отложения склонов

В составе субаэрального вулканогенно-осадочного коллювия выделяются два типа отложений – тефроделювий и гравитационный тефроколлювий. Анализ строения современных и древних вулканических построек, возникших при гидро-эксплозивных извержениях, показывает большую роль в строении насыпных конусов отложений плоскостного смыва. Как показывают наблюдения на современном подводном вулкане Суртсей, формирование тефроделювия начинается с момента образования насыпного вулканического конуса, сложенного рыхлым материалом гидроэксплозий. В периоды между эксплозиями рыхлый материал перемещают по склону многочисленные струйки воды, возникающие во время дождей и при выплескивании воды из кратера (см. рис. 10, б).

Исследование голоценовых отложений в районе г. Вик позволило выяснить основные отличия субаэрального тефроделювия от не переработанных туфов гидроэксплозий. Тефроделювиальные отложения облекают склоны вулканической постройки, а там, где она была частично разрушена, залегают на довольно крутых склонах, достигающих 35–40°, и обладают хорошо выраженной наклонной параллельно склону тонкой слоистостью, часто имеющей линзовидный характер. От подстилающих ту-

фов отложения тефроделювия можно отличить по наличию в них мелких туфовых шариков-катунов, которые по своему внешнему виду и внутреннему строению сходны с образованиями, известными в литературе как пизолиты, пепловые лапилли или пепловый град [Ботвинкина, 1974].

Размер шариков колеблется от нескольких миллиметров до 1–2 см. Ядром их служат мелкие кусочки лавы или обломки пемзы. Обволакивающий ядро туфовый материал имеет отчетливое концентрически-скорлуповатое строение. Важно подчеркнуть, что туфовым материалом обволакиваются кусочки только песчаной размерности. Более крупные обломки не имеют такой оболочки. В то же время в основании крупных обломков нередко можно видеть следы вдавливания и смятия подстилающих слоев. В туфах шарики-катуны не встречаются.

Генетическая связь шариков-катунов с делювиальными отложениями подчеркивается еще тем, что размер и общее количество их находится в зависимости от величины уклона той поверхности, на которой происходил смыв рыхлого материала. Чем круче был уклон поверхности, тем чаще встречаются туфовые шарики, а средний размер их больше. На пологих участках делювиального чехла они отсутствуют. Образование туфовых шариков-катунов происходило в процессе формирования делювиального покрова. При движении вниз мелкие песчинки перекачивались и обволакивались туфовым материалом. Более крупные фрагменты, вымывавшиеся струйками воды из туфа или выпадавшие из воздуха при извержении,

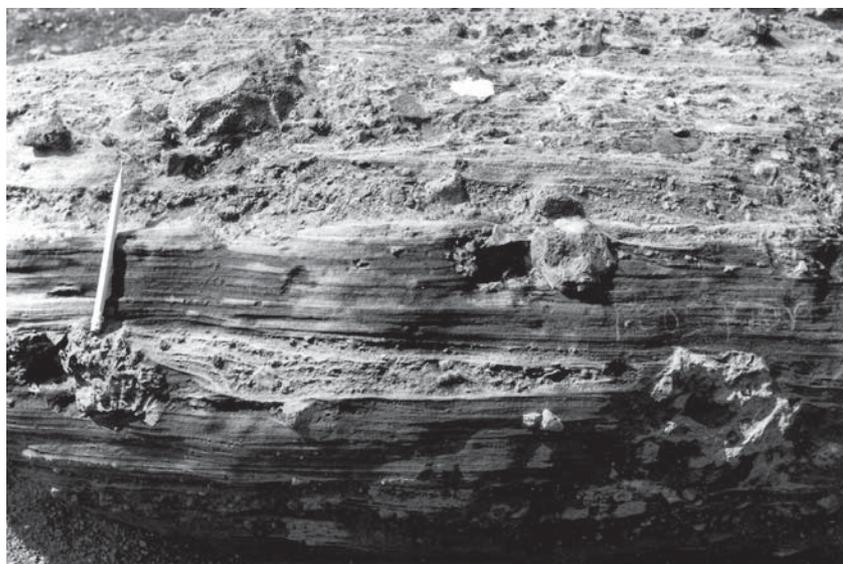


Рис. 11. Плейстоценовые отложения подледных извержений.

Ледниковые валуны, выпавшие из айсбергов и залегающие среди тонкозернистых интрагляциальных отложений в периферической части подледного вулкана, Аурмаднасфедл

утопали в рыхлом материале, застревали в нем и медленно двигались затем вниз по склону вместе с основной массой перемывавшегося туфа. Сложно изогнутая, с многочисленными выступами поверхность песчано-алевритовых пепловых частиц способствовала слипанию и достаточно прочному сцеплению их при смывании туфового материала вниз по склону.

2.3.5. Подводные отложения склонов

На шельфе в открытом водном бассейне в подводной части вулканических построек рыхлый материал разрушающегося насыпного конуса переотлагается, сортируется и обрабатывается в зоне волнений и прибрежных течений. В результате формируются достаточно мощные толщи отложений, характеризующиеся хорошо выраженной наклонной, сменяющейся по латерали субгоризонтальной слоистостью и градационным распределением в слоях разнозернистого материала, в составе которого преобладают песчаные и алевритовые фракции. При благоприятных условиях эти части водоема могут быть обитаемыми, а в отложениях могут присутствовать остатки морских организмов.

В ледовых условиях, при достаточно больших размерах внутриледникового озера на склонах и по периферии насыпной вулканической постройки формировались слоистые толщи, отличающиеся по своему строению и составу от морских отложений. Это разнозернистые (от гравийно-галечной до алевритовой размерности) хорошо слоистые отложения, образование которых контролировалось прерывистым поступлением тефры гидроэк-

сплозий. На крутых склонах сильно обводненные осадки при землетрясении сползали вниз, образуя гигантские оползневые складки (рис. 12).

На выположенных участках склона отлагался слоистый комплекс, состоящий из несоответственного чередования гравийных, песчаных и алевритовых осадков. Отсутствие волновых течений во внутриледниковом водоеме ограниченного размера позволяет предположить, что чередование разнозернистого материала, поступавшего со склона вулкана, отражает несоответственно прерывистый характер вулканической деятельности и гидроэксплозивных извержений. В периоды интенсивных извержений на подводные участки склона в виде мутьевых потоков поступало много разнозернистого несоортированного материала. Во время прекращения или ослабления гидроэксплозивной деятельности формировались слои тонкозернистых и тонкослоистых осадков за счет осаждавшейся из воды тонкой фракции тефры. Мелкомасштабные оползневые складки, нередко фиксирующиеся в слоях тонкозернистых осадков, по всей видимости, вызваны сотрясениями дна во время извержения вулкана (рис. 13, а, б).

В заключение следует подчеркнуть некоторые особенности формирования и состава рыхлых отложений, образующихся при извержении базальтов в различных обстановках, и роль этих отложений при анализе гидротермального изменения вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ.

По составу и характеру распространения четко выделяется вулканокластика, образующаяся при наземных и подводных извержениях. При наземных эксплозиях тефра состоит в основном

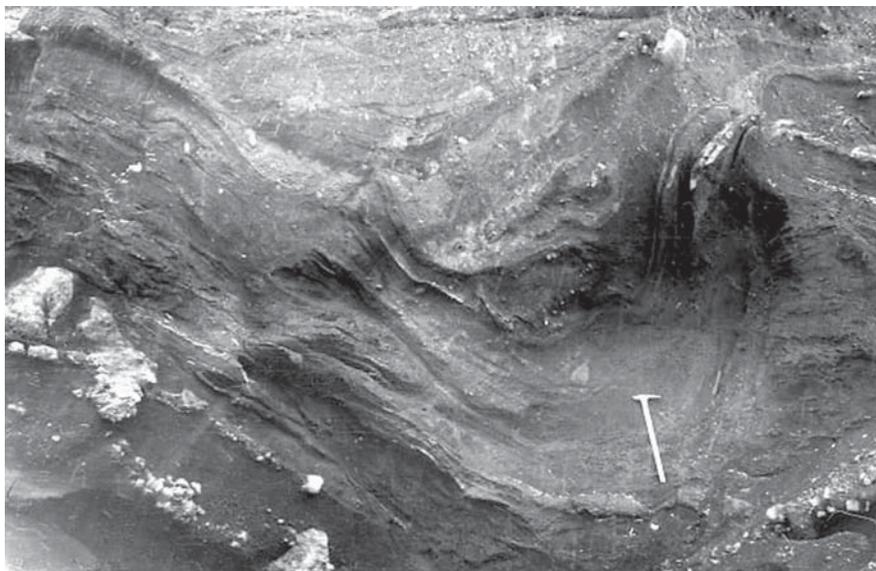


Рис. 12. Оползневые структуры в слоистых склоновых отложениях интрагляциальной вулканической постройки

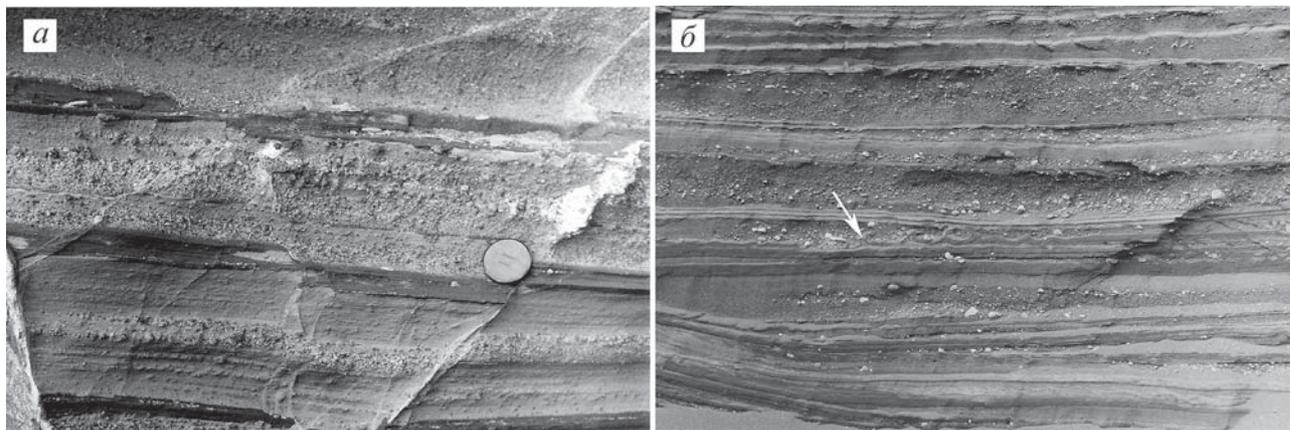


Рис. 13. Слоистый склоновый комплекс интрагляциальных отложений, состоящий из незакономерного чередования гравийных, песчаных и алевритовых осадков.

а – грубозернистые, слоистые гравийно-песчаные несортированные отложения, включающие прослои и линзы тонкозернистых осадков; *б* – тонкозернистые, тонкослоистые осадки со складочками оползания (стрелка), переслаивающиеся с несортированными, грубозернистыми отложениями

из полностью окристаллизованного (тахилитового) материала, отлагающегося на небольшом расстоянии от центров извержения. Ареал накопления тефры наземных эксплозий базальтовой магмы обычно не превышает 20–30 км. Тефра, формирующаяся в обстановке контакта расплава с водой (гидроэксплозии), отличается содержанием большого количества закалочного (сидеромеланового) стекла. Основная масса сидеромелановой тефры отлагается в непосредственной близости от центра извержения или на небольшом от него расстоянии в окружающем водоёме, а при подлёдных извержениях переносится на суше селевыми потоками. Тонкая фракция на песчано-каменистых пространствах переотлагается ветром на большое расстояние.

Рыхлые вулканиты и вулканотерригенные отложения в разрезе базальтовых вулканитов не играют существенной роли, слагая маломощные горизонты или заполняя неровности лавового рельефа и тектонические депрессии (грабены) небольших размеров. По сравнению с лавами эти отложения отличаются значительной пористостью и наравне со шлаковыми зонами лавовых потоков и протяжёнными роями трещин в толщах вулканитов представляют те участки, где миграция подзем-

ных вод происходит наиболее интенсивно. При воздействии гидротермальных растворов рыхлые отложения, особенно содержащие большое количество быстро разрушающегося сидеромеланового стекла, подвергаются изменению в первую очередь, их пористость существенно снижается, в результате в толще лавовых образований формируются слабо проницаемые для подземных вод горизонты (водоупоры).

Ниже будут рассмотрены обстановки, способствующие формированию и накоплению больших масс сидеромелановой кластики, структурно-текстурная характеристика сидеромеланового стекла и изменение его состава, в том числе влияние микробиоты на процесс разрушения стекла на поверхности земли и на формирование слоистых силикатов в глубоких горизонтах вулканитов в низкотемпературной зоне гидротермального воздействия. Принимая во внимание различную интенсивность и скорость преобразования вулканогенно-осадочных и вулканогенных отложений, залегающих в одной структурно-фациальной зоне, рассматриваются некоторые особенности миграции химических элементов в зонах различной интенсивности циркуляции низкотемпературных гидротермальных растворов.

Глава 3

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГЛЯЦИАЛЬНОГО ШЕЛЬФА ИСЛАНДИИ

Большие мощности вулканогенно-осадочных отложений в конце плиоцена и особенно в плейстоцене формировались в пределах гляциального шельфа и на прилегающей суше. Эти отложения отличаются рядом характерных особенностей, связанных с извержением вулканов в толще ледникового покрова на побережье или в воде на шельфе. Основные особенности их строения и состава были выявлены при изучении условий залегания и распространения вулканитов, гиалокластитов, донных морен и водноледниковых отложений в южной и северной частях рифтовой зоны.

Состав, строение и мощность отложений гляциального шельфа Исландии зависят от того, накапливались ли они в зоне рифтогенеза или на флангах рифтовой системы. В зоне рифтогенеза состав и количество обломочного материала определялся в основном характером и интенсивностью вулканических извержений. За пределами зоны активных вулканических проявлений главную роль при формировании обломочного материала на шельфе играла ледниковая деятельность.

За последние 4–5 млн лет территория Исландии испытала около 20 ледниковых периодов [Geirsdottir et al., 2007]. Возраст наиболее древних известных ледниковых горизонтов в разрезе шельфовых отложений группы Брейдавик (п-ов Тьоднес) оценивается в 2 млн лет. Здесь в выявлено 12 горизонтов диамектитов, переслаивающихся с водноледниковыми и вулканогенными отложениями [Eriksson, 1981]. Детальное изучение этих отложений (1972) не дает автору основания считать все выделенные 12 горизонтов донными моренами. Строение шельфовых отложений, выясненное при полевых исследованиях серии разрезов, приводится в работе [Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия. Литология, 1978] и кратко будет рассмотрено ниже.

Анализ строения современных и новейших отложений показал, что вулканические извержения, происходившие в толще ледниковых покровов, располагавшихся в прибрежной обстановке на суше, оказывают значительное влияние на формирование состава, условий залегания и текстурно-

структурные особенности шельфовых отложений. Специфика вулканогенно-осадочного формирования гляциальных шельфовых отложений особенно ярко проявляется при изучении рыхлых отложений.

На севере и юге Исландии, там, где современная рифтовая система пересекается зоной трансформных разломов, в плиоцене и плейстоцене формировались мощные вулканогенно-осадочные толщи, в составе которых большую роль играют разнообразные гиалокластиты, тефра, тефроиды, подушечные лавы и субаэральные лавовые покровы. Разрезы шельфовых вулканогенно-осадочных отложений вскрыты скважинами, а в разрезах доступны для изучения на большом протяжении на юге, юго-западе и севере острова. Они также изучались на п-ове Снайфедльснесс. Рассмотрим некоторые примеры.

На юге на расстоянии десятков километров (с востока на запад от Ломагнупура до Киркьюбайяркластура, (см. глава 4 рис. 1, полигон 1) в разрезах вскрываются вулканогенные и осадочные отложения, формировавшиеся на шельфе или на прилегающей суше. Здесь при прослеживании маркирующих горизонтов тиллитов по простиранию удалось выявить большое количество эрозионных (троговых) долин, заполненных подушечными лавами и гиалокластитам. В составе осадочных отложений основную роль играют донные морены (тиллиты), залегающие на эродированной поверхности подстилающих вулканитов, в виде хорошо прослеживающихся горизонтов. Многочисленные следы ледниковой штриховки на лавах в основании тиллитов и на крупных валунах, заключенных внутри горизонтов тиллитов, не оставляют сомнений в ледниковом происхождении этих отложений. С моренами парагенетически сочетаются линзовидные тела, сложенные в основном переотложенной гиалокластикой, иногда с горизонтальной слоистостью и (или) хорошо окатанным валунно-галечным материалом базальтового состава (рис. 1).

На юго-восточном фланге рифтовой зоны строение шельфовых отложений исследовалось

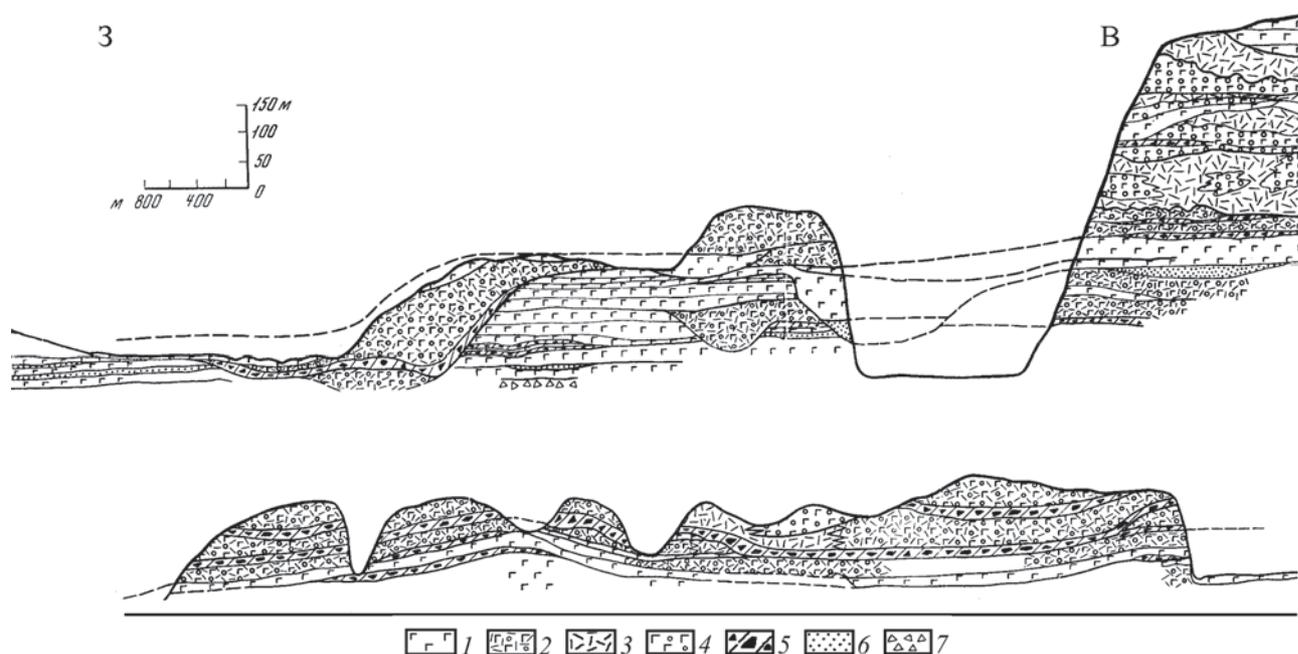


Рис. 1. Соотношение вулканогенных и осадочных (донных морен) отложений плиоцен-плейстоценового гляциального шельфа южной Исландии с востока на запад по линии Ломагнупур Киркьюбайярклаустур
 1 – субаэральные лавовые потоки базальтов; 2 – подушечные лавы и брекчии; 3 – гиалокластиты; 4 – подушечные лавы; 5 – основные морены (тиллиты); 6 – вулканогенно-осадочные отложения; 7 – вулканокласты

в пределах крупного эрозионного вреза, располагающегося в основании возвышенности Свинафедльсхейди (юго-западный отрог горного массива Хваднадальснюкур), непосредственно примыкающей к краю ледникового покрова Ватнайскудль. Здесь вулканогенные, ледниковые (тиллиты) и морские (?) плиоцен-плейстоценовые отложения, выполняющие крупную погребенную троговую долину. В днище трога залегает горизонт тиллита (основная морена), вложенный в мощную толщу подушечных лав. Основание разреза вулканогенно-осадочной толщи находится на 100–150 м выше уровня моря. Максимальная мощность осадочных отложений оценивается в 120 м (рис. 2). Залегают они в корытообразном понижении, выработанном ледником в миоценовых субаэральных и субаквальных вулканогенных отложениях фундамента плейстоценового вулкана. Осадочные отложения представлены тонко- и среднезернистыми, горизонтально- и волнисто-слоистыми тифрогенными песчаниками (рис. 3). В составе обломочного материала преобладают разнообразные типы гиалокластиты, значительная часть которой представлена базальтовым стеклом (сидеромеланом). Ряд горизонтов содержит «плавающую» уплощенную гальку со следами ледниковой штриховки. Вверх по разрезу количество и мощность горизонтов базальтовой (сидеромела-

новой) тифры увеличивается. Кровля осадочной толщи сильно эродирована ледником и перекрыта тиллитом, который, полого спускаясь к югу, ложится на различные горизонты осадков.

В составе верхнего тиллита среди крупных обломков обнаружены породы, по составу сходные с теми, которые слагают подстилающую вулканогенно-осадочную толщу. В обломках осадочных пород присутствуют остатки морских раковин, фораминифер и баянусы. Среди собранных остатков раковин О.М. Петров определил мелкие формы *Hiatella arctica* Linne и многочисленные *Balanus* sp. [Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия. Литология, 1978]. На основании этих находок можно считать, что вулканогенно-осадочные отложения формировались в прибрежной обстановке и частично сложены морскими осадками. Большая часть этих отложений, судя по условиям залегания, вероятно, представлена фьордовыми осадками.

В состав вулканогенных толщ, перекрывающих тиллит, входят подушечные лавы, гиалокластиты и субаэральные лавовые толщ с маломощными горизонтами базальтовых туфов. Мощность перекрывающих вулканогенных отложений не менее 500–600 м.

Возраст вулканогенно-осадочных отложений в рассматриваемом местонахождении на основании

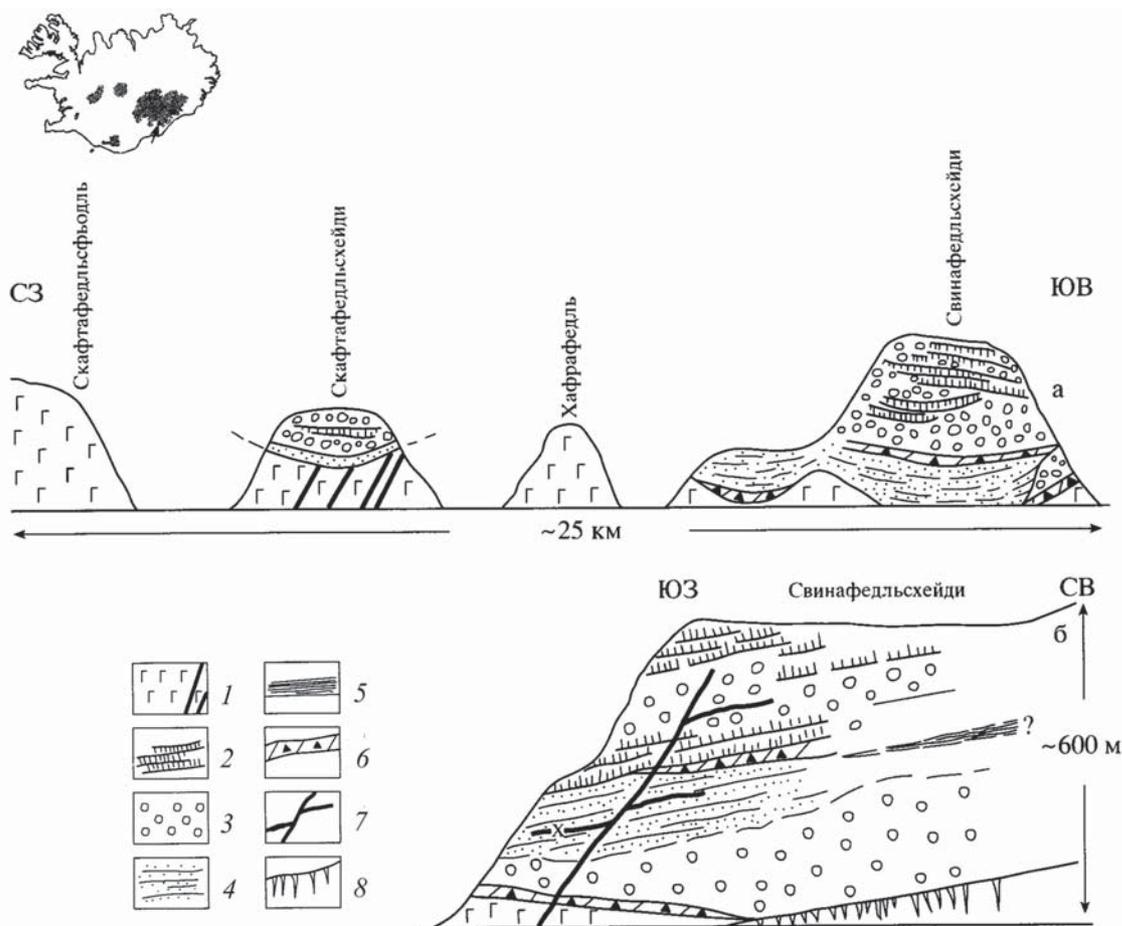


Рис. 2. Геологические условия залегания вулканогенно-осадочных отложений на юго-восточном фланге рифтовой зоны. Стрелка на карте показывает положение исследованных разрезов

1 – миоценовые базальты и прорывающие их рои даек; 2–7 – плиоцен-плейстоценовые вулканогенно-осадочные отложения гляциального шельфа: 2 – потоки базальтов наземных излияний, 3 – подушечные базальты и брекчии, 4 – субаквальные вулканогенно-осадочные отложения: туфопесчаники, туфоалевролиты, прослой базальтовой и кислой тефры, 5 – предположительно положение вулканогенно-осадочных отложений с остатками морской фауны, 6 – тиллит (донная морена), 7 – дайки и силлы базальта; 8 – современный ледниковый язык

изучения состава растительных остатков (пыльцы и отпечатков листьев) считается плейстоценовым [Thorarinsson; 1963, Einarsson Th, 1994]. Однако он может быть несколько древнее. Палеомагнитные исследования вулканогенно-осадочного разреза, проводившиеся М.А. Певзнером, позволили установить, что нижняя часть этого разреза (30–35 м) имеет обратную намагниченность, а вышележащая его часть – прямую [Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия. Литология, 1978]. Палеомагнитные данные позволяют считать, что возраст вулканогенно-осадочных отложений не может быть моложе верхнего плиоцена.

Важно подчеркнуть распространение донных морен на шельф далеко от современной береговой линии. Вулканогенно-осадочные отложения шельфа Южной Исландии присутствуют как в виде береговых обнажений, так и на глубине. Они

вскрыты глубокими скважинами. Одна скважина пробурена на побережье около г. Вика, а другая на о-ве Хеймаэй. В том и другом случае скважины пробурены в зоне активных вулканических извержений, происходивших ранее и происходящих в настоящее время. На о-ве Хеймаэй, в 10 км к югу от берега о-ва Исландия глубокая скважина вскрыла среди морских песчаников горизонты с тиллитами на глубинах 120, 190, 580-610 и 680 метров [Tomasson, 1967].

На п-ове Рейкьянес скважинами вскрыто более 1000 метров разреза шельфовых отложений в некоторых горизонтах с раковинами морских моллюсков. Мощный разрез вулканогенно-осадочных отложений здесь состоит из многократного переслаивания осадочных отложений с пластами базальтов и гиалокластитов, залегающих в виде вытянутых линз (рис. 4). Извержения вулканов про-



Рис. 3. Ритмично наслоенные горизонтально и волнистослоистые (стрелка) тефрогенные песчаники, выполняющие древнюю троговую долину.

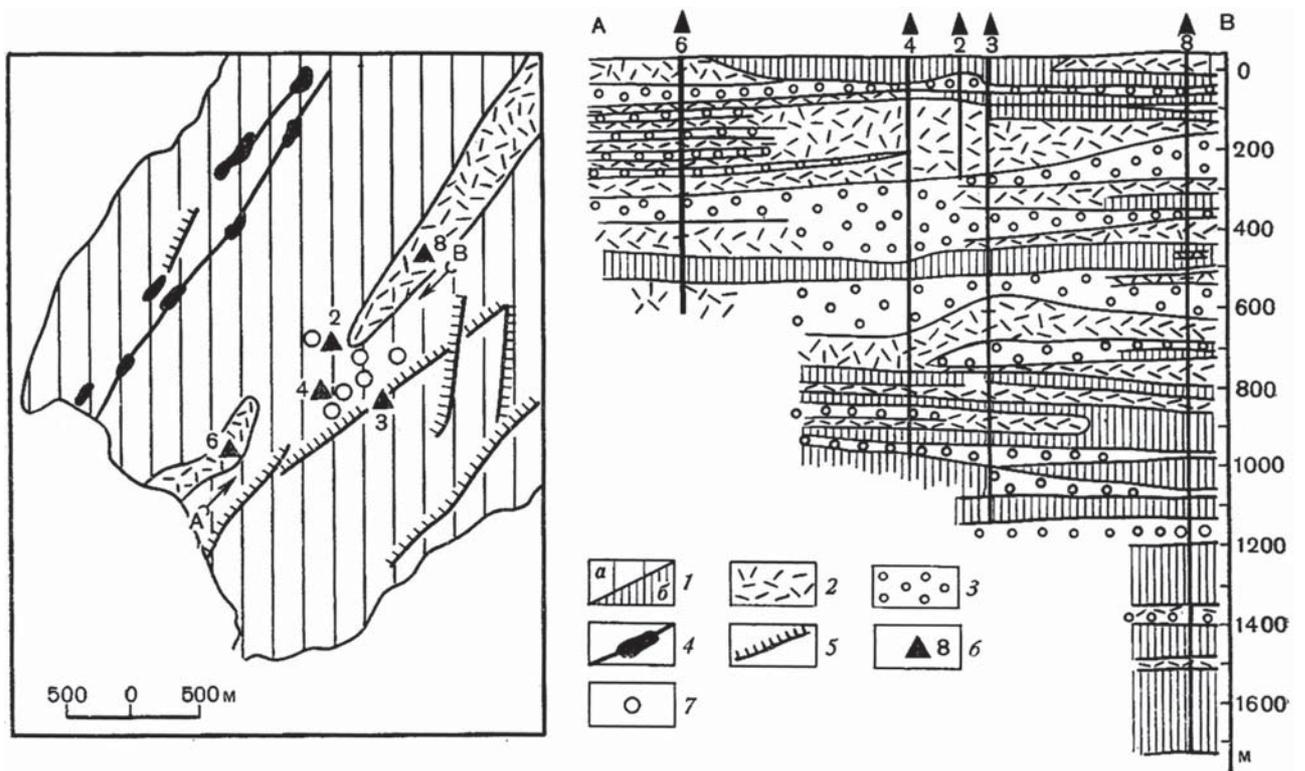


Рис. 4. Геологическая карта (а) и схематический разрез А-Б (б) п-ова Рейкьянес [Гептнер и др., 1984]
 1 – базальты (а – на карте, б – на разрезе); 2 – гиалокластиты, брекчии; 3 – вулканогенно-осадочные породы; 4 – трещины и шлаковые конусы; 5 – сбросы; 6 – скважины; 7 – горячие источники; 8 – место отбора ядра гиалокластитов в скважинах

исходили, вероятно, на небольшой глубине и при неравномерном погружении этого участка шельфа. На островах-вулканах, как это наблюдалось на острове-вулкане Суртсей, помимо гиалокластитов выше уровня воды формировались пласты наземных лав [Thorarinsson, 1966, Einarsson Th, 1994].

Важнейшей чертой гляциального шельфа в зоне активных вулканических проявлений является наличие несортированных грубообломочных отложений катастрофических водных потоков. При извержении в толще льда формируются мощные потоки талых вод, транспортирующие и отлагающие большое количество несортированных осадков. Отложения, сформированные селевыми потоками подледных извержений, имеют ряд таких характерных признаков, как отсутствие сортировки и обработки кластогенного материала, вертикальные контакты, обвалы и оползни не-

слоистого материала. В строении новейших отложений катастрофических потоков неоднократно наблюдались контакты притыкания и/или вложение слоистых осадков в неслоистые, несортированные породы. В перемытой части селевых отложений обычны многочисленные следы размыва, а также «плавающие» крупные обломки вулканитов в средне- и тонкозернистом осадке, состоящем из разнообразной гиалокластики и пористых обломков тефры (рис. 5, а, б).

Смена обстановки формирования шельфовых отложений в периферической части конусов выноса селевых потоков отчетливо проявляется в переслаивании горизонтов, сложенных несортированными породами, залегающих с размывом на сортированных, хорошо слоистых перемытых селевых отложениях (рис. 6). Слоистые отложения тефры и тефроидов запечатывают сложный

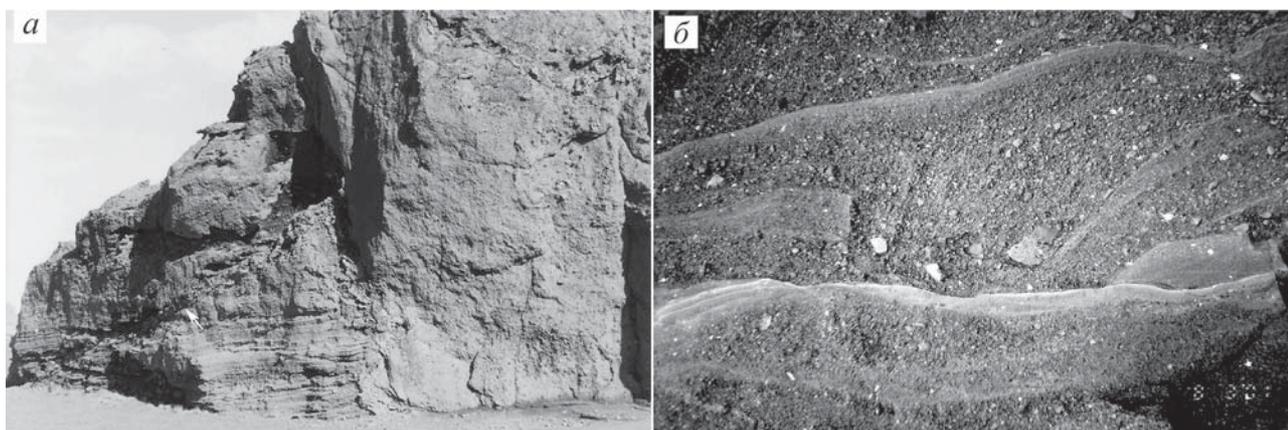


Рис. 5. Отложения катастрофических водных потоков на прибрежной равнине, юг Исландии. а – контакт неслоистых и перемытых селевых отложений. Слоистые отложения перекрыты и по зоне косога отрыва (стрелка) сползли под тяжестью обвалившейся массы селевой породы. б – перемытая часть селевых отложений.

Рис. 6. Чередование неслоистых грубозернистых с хорошо слоистыми перемытыми селевыми отложениями



рельеф неслоистых отложений, накопившихся на шельфе в результате деятельности селевых водных потоков (см. главу 2, рис. 4). Подобное строение рыхлых отложений сформировалось на шельфе в непосредственной близости от центра подводных вулканических извержений. Частое чередование хорошо слоистых, сортированных и слабо или совершенно несортированных отложений свидетельствует о многократном проникновении на шельф потоков, нагруженных каменным материалом. В дистальной части подводного конуса выноса вулканотерригенные отложения часто переслаиваются с тефрой и тефроидами подводных извержений.

В зоне активных вулканических проявлений отчетливо выделяются несколько типов разреза шельфовых отложений, отличающиеся по обстановке образования, строению и условиям залегания вулканических и осадочных пород. Для внутренних частей шельфа, примыкающих к береговой линии, характерно чередование в разрезе горизонтов наземных лав и тиллитов со слоями и линзами гиалокластиков. Горизонты тиллитов прослеживаются по латерали на большое расстояние. Подушечные лавы, залегающие в виде небольших линз, встречаются редко (рис. 7, 8). Во внешней части шельфа, удаленной от берега, подводные вулканиты составляют большую часть



Рис. 7. Переслаивание пластов наземных лав и тефры, донных морен и горизонтов гиалокластиков. Внутренняя зона плиоцен-плейстоценового гляциального шельфа. Южная Исландия, Хваммур
НЛ – потоки лав наземных извержений; ГТ – гиалокластиты; М – морены.



Рис. 8. Переслаивание пластов наземных лав и гиалокластиков. Внутренняя зона плиоцен-плейстоценового гляциального шельфа. Южная Исландия, Хваммур
НЛ – потоки лав наземных извержений; ГТ – гиалокластиты.

разреза. Характерны линзовидный тип залегания отдельных пачек вулканических пород и облегающие гиалокластитами подстилающего рельефа. Подушечные лавы слагают мощные (до 10 м и более) линзовидные тела, латерально замещающиеся гиалокластитами (рис. 9).

Многочисленное чередование подушечных лав, гиалокластитов и лавовых потоков наземных (субаэральных) излияний в рассматриваемых отложениях свидетельствует о частой и неоднократной смене водной (морской или внутриледниковой) обстановки накопления вулканитов наземной, когда формировались субаэральные лавы. Донные морены (тиллиты) ниже уровня моря отлагались при движении льда в тех случаях, когда мощные ледниковые покровы выдвигались по дну шельфа в сторону моря.

На северном шельфе Исландии мощные разрезы шельфовых отложений известны в береговых обрывах и вскрыты скважинами. Вулканогенно-осадочная гляциальная ассоциация с участием морских отложений изучена в плиоцен-плейстоценовых отложениях.

На севере в пределах Оксарфьордура, в зоне пересечения трансформного разлома и рифтовой зоны мощность осадков оценивается до 4 км. В прибрежной части Оксарфьордура скважиной вскрыто 450 м вулканотерригенных отложений, состоящих из конгломератов, песчаников и алевролитов. В нижней части разреза, пройденного скважиной, выявлено несколько горизонтов диа-

мектитов, отождествляемых с ледниковыми отложениями [Olafsson et al., 1993].

Разрез плиоцен-плейстоценовых шельфовых отложений на п-ове Тьеднес в бухте Брейдавик характеризует прибрежную зону с наземными и подводными лавами, гиалокластитами, мощными толщами водноледниковых отложений, переслаивающиеся с основными моренами и морскими осадками (рис. 10). Морские отложения представлены алевролитами и песчаниками с морской фауной. В основании некоторых морских пачек залегают мелкогалечные конгломераты. Обломочный материал состоит главным образом из продуктов разрушения базальтов. Помимо базальтов здесь были найдены обломки гранитов и гнейсов, свидетельствующие о возможности появления в прибрежных районах Исландии экзотического каменного материала, поступающего с дрейфующим льдом.

Ледниковые образования сложены собственно ледниковыми (донные морены) и водноледниковыми отложениями. В составе последних большую роль играют отложения катастрофических водных потоков, возникающих при подледных извержениях вулканов.

Вулканогенные образования представлены главным образом мелкозернистой базальтовой (сидеромелановой) гиалокластикой, которая могла формироваться при извержениях в толще ледниковых покровов и в открытом водном бассейне в результате гидроэксплозий. Подробно строение отложений гляциального шельфа в бухте Брейдавик рассма-



Рис. 9. Линзовидные скопления подушечных лав, гиалокластитов и тефроидов с отдельными пачками горизонтально залегающих лав наземных извержений. Внешняя зона плиоцен-плейстоценового гляциального шельфа, Южная Исландия, Ломагнупур. Высота обрыва 668 метров.

НЛ – потоки лав наземных извержений; ПЛ – подушечные лавы; ГТ – гиалокластиты и тефроиды.

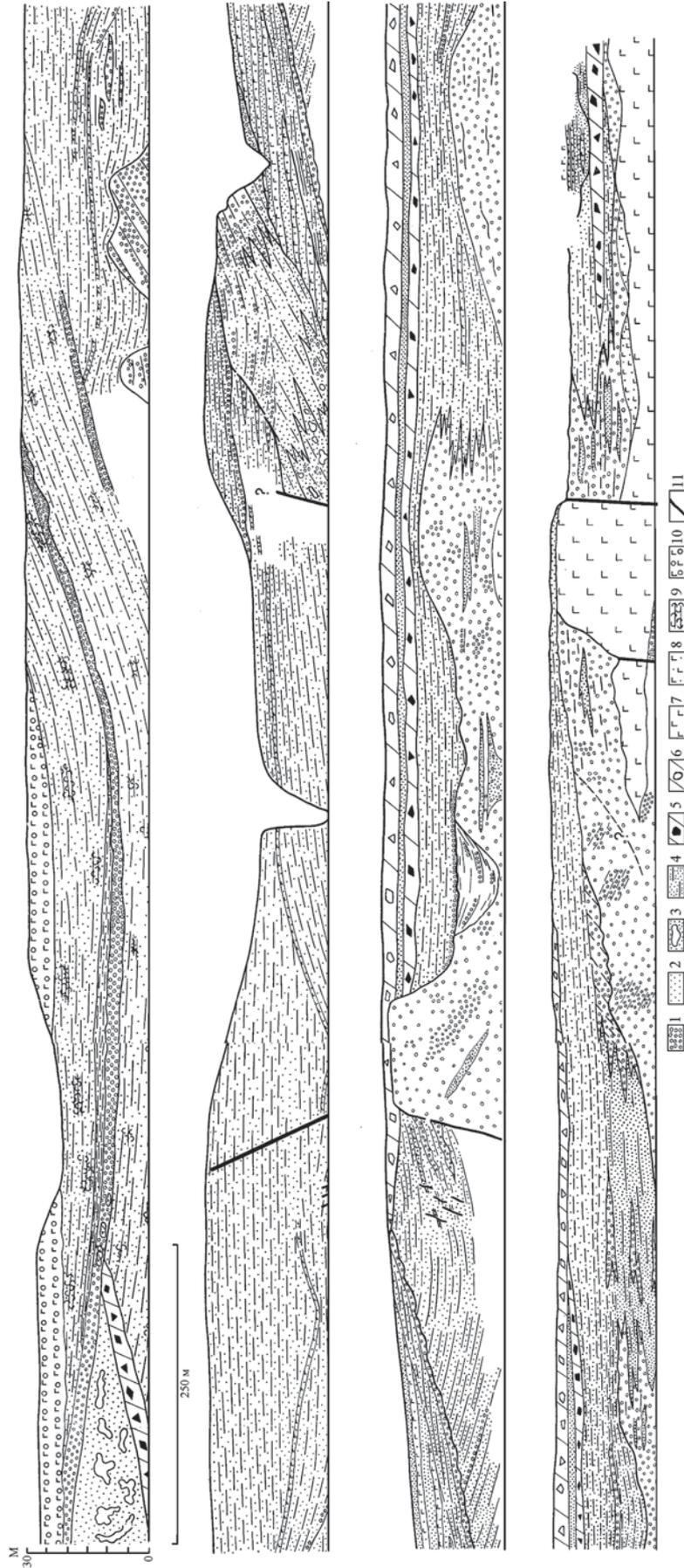


Рис. 10. Вулканогенные, морские, ледниковые и селевые отложения гляциального шельфа, бухта Брейдавик, Северная Исландия. 1 – конгломераты; 2 – пески и песчаники; 3 – глыбы, блоки и крупные куски заимствованных пород; 4 – песчаники и алевролиты; 5 – сцементированные основные морены (тиллиты); 6 – основные морены рыхлые (плейстоценовые); 7 – субаэральные базальты; 8 – базальтовые туфы; 9 – базальтовые тейроиды; 10 – подушечные лавы; 11 – разрывы

тривается в [Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия. Литология, 1978].

Состав и условия формирования пород на гляциальном шельфе связаны с особенностью вулканических извержений в толще ледниковых покровов и в море. Структурно-текстурные особенности и состав базальтовых вулканитов, образующиеся при извержении в толще ледниковых покровов, практически не отличаются от тех, которые формируются при извержении в толще воды на шельфе. В том и другом случае наряду с подушечными лавами накапливается большое количество рыхлых отложений (гиалокластики и тефры). Однако следует иметь в виду, что только при подледных извержениях на шельф с селевыми потоками выносятся огромное количество рыхлого вулканокластического материала, в составе которого базальтовое стекло играет тоже большую роль.

За пределами рифтовой зоны, в восточном, северо-западном и западном секторах шельфа мощность гляциальных отложений невелика и не превышает первые десятки метров. На востоке и северо-западе Исландии и к западу и юго-западу от острова, там где ширина шельфа составляет более 120 км, на его поверхности имеются следы интенсивной ледниковой экзарации наземных лавовых толщ, моренные гряды и моренные отложе-

ния [Kristjansson, 1979; Jennings et al., 2000]. Отложения шельфа здесь накапливались в основном в процессе разрушения ледниками мощных лавовых толщ наземных извержений (платобазальтов), а в межледниковые периоды материал морских осадков формировался в результате разрушения в зоне абразии скальных лавовых обрывов и перетложения моренных образований. На шельфе накапливаются разномерные вулканотерригенные песчаники, галечники, а в прибрежной зоне – валунный материал, состоящий из обломков хорошо раскристаллизованных базальтов

Особенности формирования отложений на гляциальном шельфе при участии вулканических извержений и состав формирующихся пород кратко суммированы в табл. 1 и 2. Важно подчеркнуть, что постоянным компонентом большей части отложений гляциального шельфа является базальтовое (сидеромелановое) стекло, составляющее от 50 до 85 % мелко- и тонкозернистых пород. За пределами зон воздействия гидротермальной деятельности продукты разрушения вулканитов, включая сидеромелановое стекло, в наземной и водной среде длительное время остаются неизменёнными. Подробнее состав сидеромеланового стекла, продукты и обстановки его преобразования будут рассмотрены ниже.

Таблица 1. Схема генетической классификации зандров Исландии

Обстановка формирования	Группа генетических типов	Генетический тип	Особенности строения и условий залегания
В периоды между подледными вулканическими извержениями	Водно-ледниковая	Приледниковый	Шлейфы сортированных валунно-галечно-песчаных отложений
Во время подледных вулканических извержений	Катастрофических водных потоков	Айсберговый	Холмы несортированного материала, вытянутого из ледяных глыб Линзы тонкозернистого материала, выстилающие дно депрессий, оставшихся после вытянувших ледяных глыб
		Грязекаменных потоков	Линзы несортированного материала
В периоды усиления подледной гидротермальной деятельности			

Таблица 2. Схема генетической классификации вулканогенно-осадочных отложений гляциального шельфа Исландии, за пределами зон активной гидротермальной деятельности

Обстановка формирования	Группа генетических типов	Генетический тип	Особенности строения и условий залегания	Состав и свойства пород
Ледниковая, шельф за пределами подледных вулканических извержений	Ледниковая	Отложения движущегося льда	Горизонты и линзы донных морен	Рыхлые и слабо уплотнённые, преобладают раскристаллизованные обломки базальтов
	Водно-ледниковая	Отложения постоянных водных потоков	Горизонты и шлейфы сортированных, слоистых валунно-галечно-песчаных отложений. Зоны размывов и вложений	
Ледниковая, шельф в зоне подледных извержений вулканов	Ледниковая	Отложения движущегося льда	Горизонты и линзы донных морен	Прочно сцементированные в процессе отложения (тиллиты)*, включают большое количество обломков базальтового стекла (сидеромелана)
	Катастрофических водных потоков	Отложения грядекаменных потоков	Линзы и скопления несортированного моренного и тэфрового материала, залегающего на размытой поверхности, заполняющего углубления подстилающего рельефа	Рыхлые и слабоуплотнённые, содержащие обломки стекла и раскристаллизованных базальтов
Подлёдных вулканических извержений		Айсбертовый	Несортированный моренный и тэфровый материал, вытаявший из ледяных глыб	
		Излияний лавы и подводного лавового фонтанирования	Изолированные постройки подулечных лав и парагенетически связанные грубообломочные гиаокластиты	В различной степени раскристаллизованные базальты с коркой стекла
Внутриледных извержений (наземных) на поверхности лавовых построек, поднятых выше уровня воды		Гидроэсплозий	Скопления гиаокластики, облегчающие постройки подулечных лав и слагающие вулканические конуса выше уровня воды	Преобладают пористые обломки базальтового стекла (сидеромелана)
		Потоков наземных лав	Лавовые потоки, бронирующие отложения рыхлых гиаокластитов	Кристаллические разности базальтов
Открытый морской бассейн, прилегающий к краю ледникового покрова		Наклонно залегающих серий лавовых брекчий	Глыбовые и валунно-галечные скопления в зоне контакта с водой наземных лав, стекающих по склону вулканического конуса	В различной степени раскристаллизованные базальты
		Отложения ритмично наслоенных вулканотерригенных осадков, переслаивающихся с гоннтами грядекаменных потоков	Переслаивание хорошо слоистых, разнозернистых, сортированных осадков с хорошо выраженной градиционной слоистостью и горизонтов несортированных отложений	Рыхлые разноезернистые пески и алевроиты с горизонтами базальтовой гиаокластики и линз валунно-галечных, несортированных и неслоистых отложений
Вулканические извержения на шельфе в открытом море	Подводных и наземных извержений на вулканах-островах	Излияний лав и гидроэсплозий	Особенность извержений, строение и условия залегания аналогичны наблюдавшимся на вулкане-острове Суртсей [Thórginsson, 1966]	Подулечные лавы, гиаокластиты, наземные потоки лав

* Подробное условия формирования тиллитов рассматриваются в главе 5, посвящённой палагониту и процессам палагонитизации

Глава 4

СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРИЗОНТОВ БАЗАЛЬТОВОЙ ТЕФРЫ В ТОЛЩЕ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ

Мощные толщи наземных лав, переслаивающихся с маломощными, часто линзовидной формы осадочными образованиями, в Исландии принято называть третичными платобазальтами. Платобазальты распространены за пределами современной рифтовой зоны. Ими сложена большая часть запад-северо-западных и северных районов Исландии. На востоке страны они широкой полосой протягиваются с севера на юг параллельно восточному краю зоны рифта.

Условия образования и распространения, характерные черты строения и состав тефры субаэральных извержений приводятся в ряде работ [Гептнер, 1980 б; Saemundsson, 1978]. Ниже рассматриваются вулканокластические породы, залегающие в толще платобазальтов в виде маломощных слоёв, содержащие большое количество закалочного сидеромеланового стекла, формирующегося в основном в водной обстановке при гидроэксплозивных извержениях. Во время формирования платобазальтов, скорее всего, это были кратерные или кальдерные озёра. Тонкая фракция базальтового (сидеромеланового) пепла могла также формироваться и выпадать на поверхность лавовых покровов во время лавового фонтанирования при трещинных извержениях.

Для восточных районов распространения платобазальтов указывается следующее соотношение пород: толеитовые базальты – 48 %, оливинные базальты – 23 %, порфиритовые (плагифириновые) базальты – 12 %, андезиты – 3 %, кислые лавы – 8 %, осадочные и пирокластические породы – 6 % от общей мощности изученного разреза (4500 м) [Walker, 1959, 1963, 1966]. Главенствующими являются вулканогенные породы – лавы наземных излияний. В вертикальном разрезе наблюдается определенная ритмичность напластования, заключающаяся в чередовании пачек базальтовых лав с пластами кислых лав или осадочных отложений, обогащенных кислым и (или) основным пирокластическим материалом. Чередование в разрезе базальтовых лав со слоями (или линзами, располагающимися на одном стратиграфическом уровне) осадочных отложений, кислых и базаль-

товых туфов отражает прерывистый характер накопления толщ платобазальтов.

Эксплозивные образования имеют подчинённое значение в составе стратифицированных вулканогенных толщ платобазальтов. При наземных извержениях вулканокластический материал образуется в результате фреатомагматических, фреатических и гидроэксплозивных извержений и лавового фонтанирования. Эксплозивные отложения платобазальтов по составу можно разделить на три группы. Одну составляют *витрокластические пеплы*, состоящие в основном из обломков сидеромеланового стекла (сидеромелановая тефра). Нередко, помимо стекла, в небольшом количестве (первые проценты) присутствуют крупные кристаллы (вкрапленники) плагиоклазов и пироксенов. Другую группу составляют *эксплозивные отложения*, состоящие главным образом из литокластических обломков (шлаки, лапилли и более мелкие, обычно пористые обломки) с небольшим количеством стекла в мезостазице (тахилитовая тефра). Характерным компонентом этих отложений в составе крупных фракций являются бомбы и лапилли, состоящие из ядра и оболочки, разной степени раскристаллизации или пузырчатости (рис. 1). Такое строение крупных фрагментов тефры подчёркивает низкую вязкость расплава. Третья группа тефровых отложений – *смесь витро- и литокластики*.

Типичной чертой строения платобазальтов является частое чередование отдельных потоков базальтовых лав и синхронно, а также синхронно-переотложенной тефры, включающей мелко- и тонкозернистые фракции сидеромеланового стекла, являющегося основным компонентом «красных горизонтов». Слои тефры всех трех групп различной мощности (от первых сантиметров до 1 м) окрашены в красный и красно-кирпичный цвет (red beds). Содержание тахилитовой кластики суммарно в пачках слоев составляет не более 10 %, а чаще это первые проценты. В тех случаях, когда содержание в слое тефры тахилитовой составляющей резко возрастает, это может интерпретироваться как указание на близкое расположение к источнику извержения.

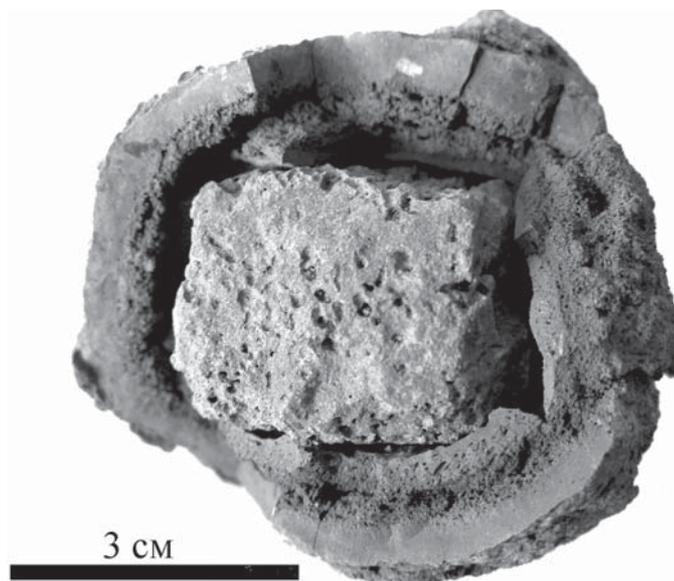


Рис. 1. Строение шаровой бомбы фреатических извержений на лавовом покрове Лаксау
В центральной части бомбы – обломок лавы из подстилающих аллювиальных отложений.

Для наиболее мощных скоплений сидеромелановой тефры характерны несортированность и однородность гранулометрического состава или слабо проявляющаяся горизонтальная слоистость. В наиболее тонкозернистых участках иногда видна мелковолнистая слоистость, напоминающая эоловую рябь на поверхности перевиваемых рыхлых осадков (рис. 2, а). Обломки сидеромелановой тефры, плотные и пузырчатые, крупные и мелкие, не имеют следов обработки. Типичны остроугольные очертания обломков, наличие редких крупных обломков «плавающих» в основной, более мелкозернистой, массе.

Отложения базальтовой тефры, слагающие «красные горизонты», детально исследовались в миоценовых платобазальтах Восточной, Северной и Западной Исландии [Перфильев и др., 1991]. Везде состав и строение этих отложений остаются одинаковыми. По разрезу лавовых толщ они распространены неравномерно. Горизонты базальтовой тефры являются обычным компонентом в пачках мощных лавовых покровов. Суммарная мощность тефры в таких частях лавового разреза может достигать 2 % при средней мощности горизонтов тефры 20–30 см. Каждый горизонт представляет собой серию сильно вытянутых линз, мощность отдельных раздувов в которых достигает иногда 50 см и более.

Появление красного цвета в этих отложениях связывается с термическим воздействием лав, перекрывающих слой тефры. Важно отметить, что у наиболее мощных слоёв тефры обожжена и имеет

красный цвет только верхняя часть слоя, непосредственно подстилающая вышележащий пласт лав.

Зона интенсивного окрашивания в красный цвет появляется не только в слоях базальтовой тефры, но в рыхлых отложениях и другого генезиса, если они содержали значительное количество в своём составе сидеромелановую кластику. Красная зона в подстилающих лавовые покровы осадках встречается в аллювиальных, озерных, ледниковых (тиллитах) отложениях, перекрытых потоками лав. Красный цвет в туфах и осадках отмечается только в тех случаях, когда лавы изливались на сухую поверхность. В подошве лавовых потоков, излившихся в озеро или на влажный и мягкий грунт в долине реки, в осадках, содержащих сидеромелановую кластику, зона красного цвета отсутствует, вероятно, в результате быстрого охлаждения части расплава, контактировавшего с подстилающим осадком.

Исследование шлифов позволило установить, что красная окраска появляется только в тех случаях, когда подстилающие лаву отложения содержат тефру или переотложенные обломки, в составе которых заметную роль играют обломки сидеромеланового стекла. Кислая вулканокластика в основании лавовых пластов не изменяется и обычно не окрашена в красный цвет.

Появление красных межбазальтовых слоев (red beds) связано с сильным прогревом закалочного, сидеромеланового базальтового стекла и размещением в нем закисных формами железа окисными. Обжиг и окисление сидеромелановой кла-

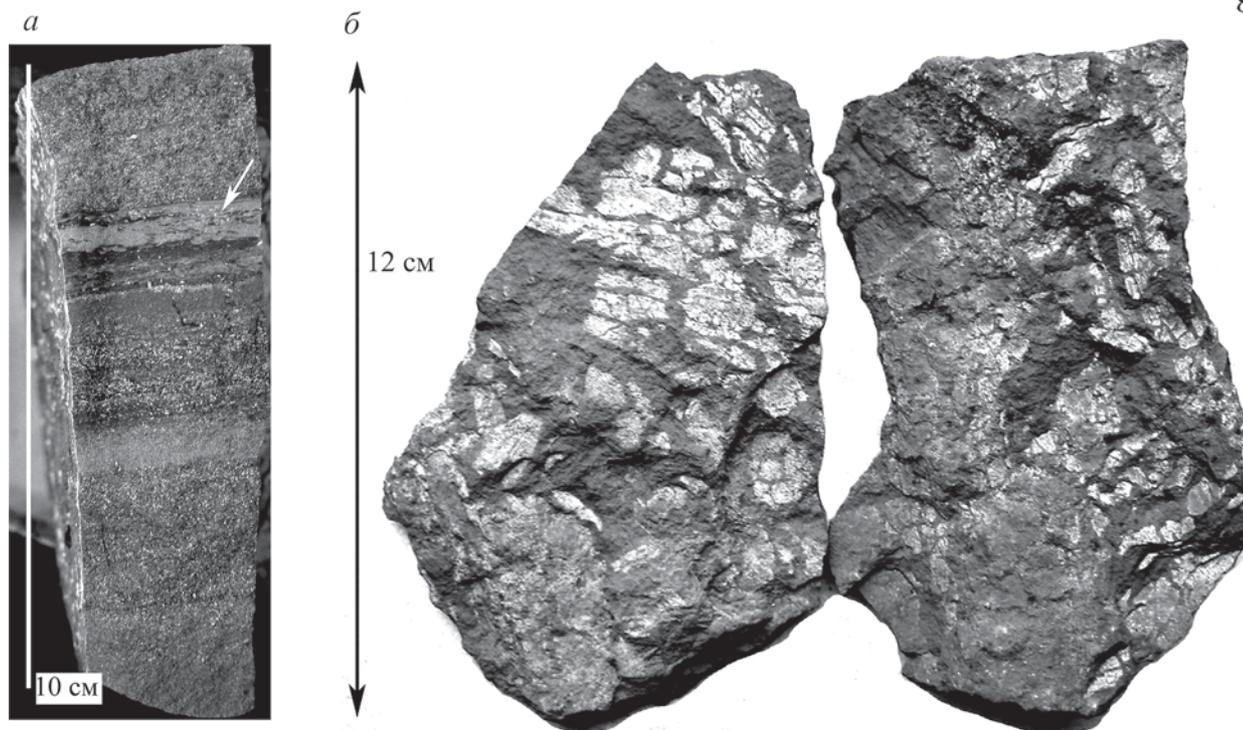


Рис. 2. Характерные черты строения «красных горизонтов» платобазальтов.

а – фрагмент разреза «красного горизонта» сложенного тефрой с неясно- и слабовыраженной слоистостью. В тонкозернистой части слоя тефры (стрелка) видна мелковолнистая слоистость. *б* – отпечатки травянистой растительности, сохранившиеся на плоскости слоистости «красного горизонта»

стики производились в лабораторных условиях Геологического института РАН. Прогрев свежей сухой сидеромелановой кластики современного извержения вулкана Суртсей производился в муфельной печи в течение 6 часов при температуре около 800 °С. В результате был получен материал, петрографически и по содержанию форм железа неотличимый от тонкозернистых пород «красных горизонтов» (таблица). Как видно из приведенных данных, химические изменения, произошедшие за 6 часов прогрева мелкоалевритовой тефры, свелись в основном к окислению Fe^{2+} и появлению в стекле большого количества труднорастворимых форм Fe^{3+} . Вероятно, с этим может быть связана большая устойчивость прогретых и окисленных в естественных условиях сидеромелановых стекол.

Искусственно полученные окисленные сидеромелановые стекла мало отличаются по содержанию форм железа от сидеромелановой тефры, изученной в типичных горизонтах красных пород в платобазальтах. Ранее отмечалось [Гептнер, Селезнёва, 1979], что после обжига в естественных условиях сидеромелановые стекла остаются неизменёнными даже в зоне интенсивного гидротермального воздействия, где все стёкла замещаются вторичными минералами.

Итак, условия формирования обожженных «красных горизонтов» (*red beds*) базальтовой тефры или осадочных пород с участием сидеромеланового стекла установлены вполне определенно. Многочисленные маломощные горизонты рыхлых отложений, выделяющиеся на сером фоне лав ярко-красной (кирпичной, морковной, красно-коричневой и др.) окраской, повсеместно представлены обожженной и окисленной базальтовой кластикой. Появление красного цвета связано с замещением большей части закисного железа окисным. Особенно отчетливо эффект внешнего воздействия вышележащей лавы виден, когда породы «красных горизонтов» содержат крупнозернистый сидеромелановый материал. В этом случае центральные части обломков сохраняют первоначальный желто-зеленый или бледно-коричневый цвет сидеромеланового стекла, а окисленная зона развита только по периферии частиц. Нижняя часть наиболее мощных слоев сидеромелановой тефры или вулканогенно-обломочных отложений содержащих ее остается не окисленной и сохраняет стекло неизменным.

Во многих горизонтах базальтовой тефры платобазальтов северо-западного полуострова были найдены отпечатки травянистых растений, а в

Таблица. Формы железа природной и окисленной (обоженной) в лабораторных условиях базальтовой (сидеромелановой) тефры

Характеристика образца	Fe _{вал}	Fe ²⁺ _{HCL}	Fe ³⁺ _{HCL}	Fe ²⁺ _{FeS2}	Fe _{вал} ^{реак} % от Fe _{вал}	Fe _{тр.раст}	% от Fe _{реак}		
							Fe ²⁺ _{HCL}	Fe ³⁺ _{HCL}	Fe ²⁺ _{FeS2}
Тефра «красного горизонта» в платобазальтах	11,93	–	6,30	0,02	52,98	5,61	–	11,89	0,04
То же	14,71	0,11	3,55	0,15	25,90	10,90	0,42	13,71	0,58
«–»	10,97	0,11	3,67	0,02	34,64	7,17	0,32	10,59	0,06
«–»	10,47	0,22	6,14	0,09	61,60	4,02	0,36	9,97	0,15
Тефра сидеромелановая свежая	8,82	6,50	0,39	0,09	79,14	1,84	8,21	0,49	0,11
То же	8,50	5,21	1,89	0,02	83,77	1,38	6,22	2,26	0,02
Сидеромелановая и тахилитовая тефра вулкана Киркьюфедь, 1973 г.	9,13	5,02	0,67	0,09	63,31	3,35	7,93	1,06	0,14
Сидеромелановая тефра вулкана Суртсей, 1964 г.									
Свежая тефра	9,13	7,37	–	0,09	81,71	1,67	9,02	–	0,11
Тефра, прокалённая в лаборатории	8,68	1,12	0,55	0,09	20,28	6,92	5,52	2,71	0,44

линзах вулканотерригенных отложений, часто в этих же стратиграфических интервалах разреза, собраны многочисленные отпечатки древесных растений и известны накопления углистых песчаников, алевролитов и лигнитов [Стратиграфия..., 1978] (рис. 2, б). Травянистый покров, погребённый под свежими порциями выпавшей из воздуха тефры, возобновлялся достаточно быстро и препятствовал перевеванию рыхлого материала.

В литературе существует представление, что межбазальтовые горизонты красно-коричневого цвета (*red beds*), образовавшиеся на переотложенных ветром пеплах, являются почвенными образованиями по климатическим условиям значительно более теплыми чем современные, сходными с латеритами [Saemundsson, 1978; Roaldest, 1983, Einarsson Th., 1994]. Проведённое нами исследование пород из серии «красных горизонтов» не подтверждают такой точки зрения. Межбазальтовые отложения красного цвета не имеют ничего общего с почвами ни по составу, ни по строению. Даже в самых мощных горизонтах, имеющих мощность 1–1,5 м, отсутствуют малейшие признаки вертикальной зональности, связанной с изменением этих отложений под влиянием почвенных процессов.

Основная часть тефры «красных горизонтов» имеет вид непереотложенного материала. Характерно отсутствие слоистости, хотя в ряде разрезов было зафиксировано полосчатое расположение окраски. Микроскопическими исследованиями

выяснено, что это явление связано с изменениями по разрезу гранулометрии и структурных особенностей вулканокластики.

Обжигу и окислению подвергалась сидеромелановая кластика, отложившаяся на поверхность субаэральных лав и остававшаяся неизменённой до момента перекрытия её новым лавовым потоком. Площадное распространение отложений «красных горизонтов» свидетельствует о поступлении тефры из многих вулканических центров при слабом или отсутствии последующего её переотложения ветром на сухой поверхности лавового плато. Вероятно, сохранение стекла свежим было связано с очень низкой влажностью рыхлых отложений, накопившихся на поверхности хорошо дренированных лавовых равнин.

Иной характер имеет процесс появления коричневой и красно-коричневой окраски на поверхности отложений, сложенных сидеромелановой тефрой, в современных климатических условиях Исландии. Особенно отчетливо это явление проявляется в районах с большим количеством годовых осадков (до 2000 мм) и невысокими среднегодовыми температурами (южная и юго-западные части острова). Здесь изменение базальтового стекла связано с процессом разрушения структуры стекла и удалением ряда петрогенных элементов при сохранении формы и объёма фрагментов обломков. Этот процесс, получивший название палагонитизации, подробнее будет рассмотрен ниже.

Глава 5

ИЗМЕНЕНИЕ БАЗАЛЬТОВ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Для выяснения особенностей гидротермальной минерализации вулканитов в разных обстановках на поверхности земли и глубоко в толще пород важно изучить, может ли вулканический материал, появившийся на поверхности земли или под водой, длительное время (миллионы лет) оставаться неизменённым, если не было воздействия на породы нагретых подземных вод? Чтобы ответить на этот вопрос был проанализирован имеющийся в литературе и собственный материал о составе наземных и подводных лав и гиалокластитов, образовавшихся при извержении базальтов в мелководных озёрных, ледниково-озёрных и морских обстановках, а также на контакте расплава с водой и паром на поверхности земли. Анализ современных продуктов извержения базальтов показывает, что все минеральные образования, заполняющие газовые полости и трещины в наземных и подводных вулканитах, являются вторичными, образовавшимися после консолидации расплава.

Рассмотрим яркий и характерный пример взаимодействия базальтового расплава и воды в поверхностных условиях на примере вулканических образований, сформировавшихся в северной части рифтовой системы в районе озера Миватн. Здесь детально исследованы распространение и характерные особенности строения двух лавовых покровов Лаксау – древнего и молодого, заполнивших обширное обводнённое понижение в рельефе (рис. 1). Лавовое озеро молодого потока Лаксау, образовалось около 2000 лет назад, заполнив болотистое понижение на территории современного озера Миватн. Базальтовый расплав, видимо, низкой вязкости заполнил понижение рельефа слоем мощностью около 15 м и в процессе фреатических взрывов и эксплозий подвергся интенсивному воздействию воды и пара. Свидетелями этого являются многочисленные шлаковые конусы фреатических эксплозий, вызвавшие в месте прорыва паром расплава быстрое охлаждение и формирование в лавовом озере столбообразных участков (лавовых колонн), состоящих из твердых базальтов. Канатная структура на поверхности лав свидетельствует о большой подвижности расплава, вытекавшего из лавового озера и распростра-

нившегося вниз по долине реки Лаксау на большое расстояние. Прерывистый характер понижения уровня в лавовом озере зафиксирован серией горизонтально расположенных полочек затвердевшего расплава на стенках лавовых колонн. О низкой вязкости лав, помимо канатной структуры на поверхности лав, пластичных форм лапилли и многочисленных шаровых бомб (см. рис. 1, глава 7), свидетельствует грубая штриховка, вертикально ориентированная на стенках колонн. Она формировалась в процессе касания затвердевшей поверхности лав еще пластичного материала колонн при понижении уровня расплава (рис. 2, 3).

Для исследования воздействия воды и пара на базальтовый расплав были отобраны и исследованы образцы лав из колонн и тефра из шлаковых конусов. Все породы свежие, минералы-вкрапленники (плагиоклазы и оливины) не имеют следов изменения (рис. 4). Мельчайшие газовые полости (визикулы) в лаве и в тefре остались пустыми. Результаты химических анализов подтверждают отсутствие изменений в лавах и тefре молодого потока Лаксау (табл. 1).

Не наблюдалось изменения в базальтах, образовавшихся в плейстоцене при подводных извержениях на гляциальном шельфе. Верхняя и нижняя части крупных подушек отличаются по структуре: в нижних частях крупные газовые полости вытянуты вертикально, а в верхней – зоны крупной везикулярности распределены согласно с рельефом поверхности подушки (рис. 5, а, б). Вероятно, это связано с разной скоростью остывания и консолидации расплава в нижней и верхней частях крупной подушечной отдельности. В верхней части, остывавшей быстрее, консолидация расплава происходила постепенно с поверхности, а в нижней части газовая фаза дольше могла проникать вверх через расплав.

Подушечные лавы не содержат вторичных минералов и не имеют признаков химического изменения (окисления) во время или после извержения. Содержание воды в нижней и верхней частях лавовых подушек практически одинаково. Нижние части подушек обогащены крупными кристаллами оливина и отличаются повышенным содержанием

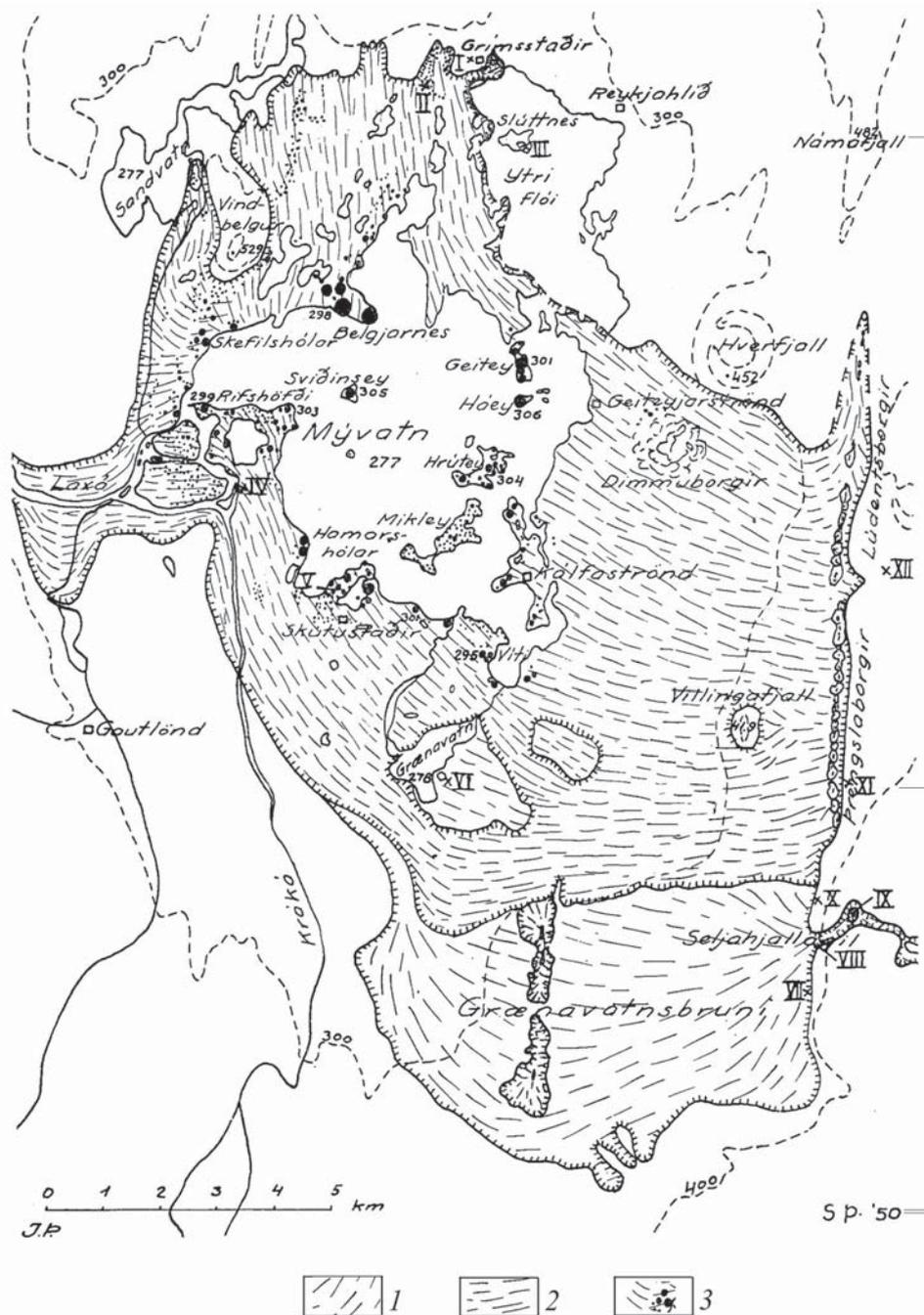


Рис. 1. Лавовые покровы Лаксау, заполнившие обводнённое понижение рельефа; строение молодого покрова лав Лаксау существенно изменено в процессе фрегатических извержений (с небольшими изменениями (по: [Thorarinsson, 1951])

Лавовые покровы Лаксау: 1 – древний (около 4500 лет), 2 – молодой (около 2000); 3 – шлаковые конусы и кратеры фрегатических извержений на молодом лавовом покрове

MgO, что определенно указывает на низкую вязкость расплава и возможность гравитационного оседания кристаллов оливина (табл. 2).

Гиалокластиты вулкана-острова Суртсей (извержение в 1963–1966 г.), образовавшиеся на шельфе при гидроэксплозивных извержениях,

слагают насыпной конус, частично бронированный потоками лав наземных фаз извержения, формировавшихся на заключительных стадиях вулканической активности уже в наземной (островной) стадии извержения [Thorarinsson, 1966]. Исследование гиалокластитов на сканирующем микроско-



Рис. 2. Лавовые колонны, образовавшиеся в зоне подъёма пара и быстрого остывания расплава

В верхней части колонн видны уровни, фиксирующие постепенное снижение лавового озера. На врезке – штриховка, оставленная твердой коркой лавы на пластичном теле стенки колонны

Рис. 3. Консолидированные лавовые уровни – свидетели прерывистого понижения уровня лавового озера

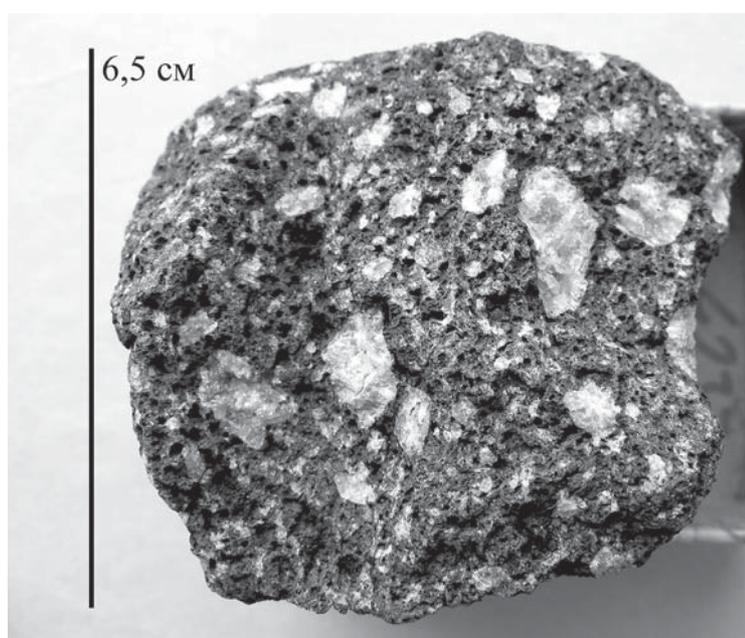
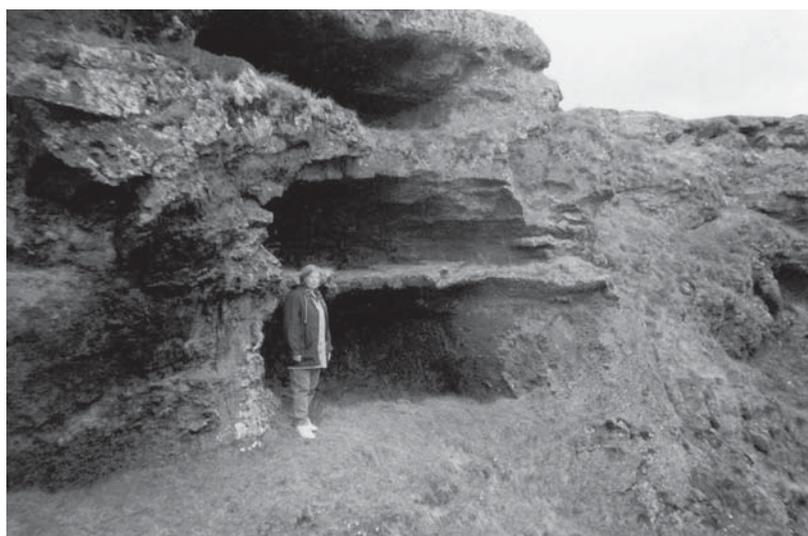


Рис. 4. Плагиофировые базальты с крупными вкрапленниками плагиоклазов и мелкими – оливинов

Таблица 1. Химический состав лав и вулканокластики фреатических эксплозий на лавовом потоке Лаксау (по [Thorarinsson, 1951])

Компонент, %	Лава потока Лаксау		Тефра фреатических эксплозий	Шлак из кратера фреатических эксплозий
	молодого	древнего		
SiO ₂	49,30	48,80	48,06	48,10
TiO ₂	1,10	0,97	1,54	1,60
Al ₂ O ₃	14,98	16,79	16,32	15,30
Fe ₂ O ₃	0,90	0,40	1,87	1,25
FeO	9,27	8,83	9,77	10,05
MnO	0,19	0,17	0,20	0,20
MgO	6,96	6,83	7,44	8,08
CaO	12,63	12,54	12,52	13,12
Na ₂ O	2,15	2,09	2,04	1,85
K ₂ O	0,91	1,01	0,54	0,67
P ₂ O ₅	0,28	0,32	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	0,79	0,86	0,00	0,00
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,12	0,18
Сумма	99,46	99,61	100,42	100,40

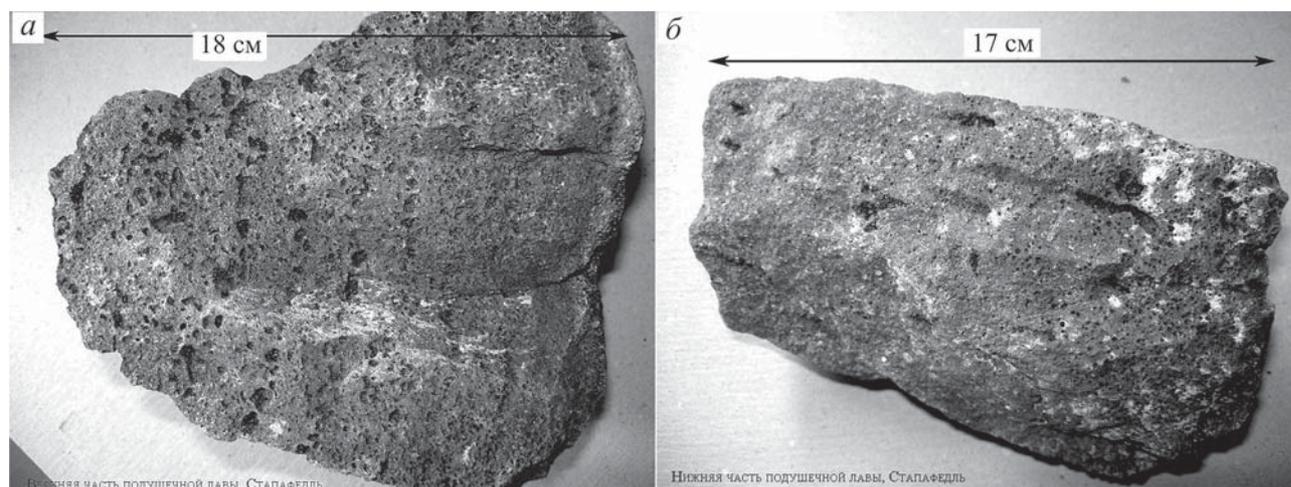


Рис. 5. Базальты подушечной отдельности.

a – верхняя часть подушки с радиальной ориентировкой зон везикулярности и корки закали на поверхности; *б* – нижняя часть подушки с вертикально ориентированными полостями выделения флюидов

пе показало, что сидеромелановое стекло даже в самых мелких фракциях свежее. Сопоставление химического состава сидеромелановой гиалокластики и лав наземных извержений подтвердило, практически, их полное тождество и отсутствие воздействия воды на расплав в момент гидроэксплозий (табл. 3). Подробнее состав, структурные особенности и обстановки преобразования сидеромеланового стекла будут рассмотрены ниже. Проведённые исследования состава современных лав и тефры не дают оснований согласиться с

представлением о том, что при активном контакте базальтового расплава и воды (пара) происходило изменение состава расплава и формирование вещества предшественника слоистых силикатных минералов [Шутов, 1982; Коссовская и др., 1982; Реасок, 1926; и др.].

Рассмотрим подробнее особенности состава закалочного сидеромеланового стекла и распределения петрогенных элементов на начальной стадии его изменения в современных климатических условиях на поверхности земли и в толще

Таблица 2. Подушечные лавы верхнеплейстоценовых подледных извержений, п-ов Рейкьянес

Компоненты, %	Уровень подушечной отдельности	
	Верхний	Нижний
SiO ₂	47,27	45,21
TiO ₂	0,82	0,59
Al ₂ O ₃	15,63	11,80
Fe ₂ O ₃	1,80	1,64
FeO	7,67	8,37
MnO	0,16	0,18
CaO	13,95	10,66
MgO	11,20	20,49
Na ₂ O	1,50	1,08
K ₂ O	0,06	0,06
H ₂ O ⁺	0,26	0,05
H ₂ O ⁻	0,06	0,04
Сумма	100,38	100,17

Таблица 3. Состав базальтов и сидеромелановой гиалокластики острова-вулкана Суртсей, извержение в 1963–1966 гг.

Компонент, %	Лавы *	Сидеромелановая гиалокластика **
SiO ₂	46,70	46,50
TiO ₂	2,10	2,28
Al ₂ O ₃	15,50	16,80
Fe ₂ O ₃	2,0	1,65
FeO	10,20	10,80
MnO	0,18	0,20
CaO	9,20	8,45
MgO	10,50	7,62
Na ₂ O	3,10	3,32
K ₂ O	0,47	0,57
H ₂ O ⁺	0,35	0,03
H ₂ O ⁻		0,02
P ₂ O ₅	0,32	0,33
Сумма	100,6	99,57

*[Jakobsson, 1979]; ** [Thorarinsson et al., 1964]

движущегося льда, а также в обстановке гидротермального воздействия. Эта стадия изменения сидеромеланового стекла, рассмотренная во многих работах, называется палагонитизацией, а формирующееся вещество – палагонитом.

5.1. Палагонит и процесс палагонитизации

Впервые палагонит был установлен и изучен в Сицилии и Исландии. Термин «палагонит» был

введен в геологическую литературу С. Вальтерхаузенем при описании коричневой основной массы базальтовых туфов Палагонии, Валь-ди-Ното в Сицилии и аналогичного образования в Исландии [Waltershausen, 1853].

Палагонит – вещество непостоянного химического состава – характерный продукт вторичного изменения базальтового стекла, широко распространен на дне океанов и на территории океанических островов. Он также присутствует, но в

меньших количествах, в базальтовых провинциях на континентах. В последнем случае, как и на островах, образование палагонита происходит как в водных условиях, так и на суше, в зоне изменения разнообразных гиалокластитовых отложений и корок закала на поверхности излившихся базальтов. Исследование продуктов изменения вулканических стекол разного состава позволило прийти к выводу, что палагонит – это продукт изменения только базальтового закалочного стекла – сидеромелана. Анализ характера взаимоотношения сидеромелана, палагонита и комплекса вторичных минералов однозначно указывает на эпигенетический характер процесса палагонитизации [Гептнер, 1977б]

Изменение сидеромелана на дне океанов и в наземной обстановке в гидротермальных условиях, химический состав и структурные особенности возникающего при этом палагонита подробно рассмотрены в ряде работ. Наиболее полный список литературы приведен в статье А.Г. Коссовской [1982]. Меньше известно о характере изменения сидеромелана в результате воздействия почвенных процессов и в толще ледниковых покровов.

Ниже будут рассмотрены микроструктурные особенности палагонита, образовавшегося в низкотемпературных обстановках на поверхности Земли и при воздействии на стекло нагретых подземных вод или пара. Проведенное исследование позволило установить, что при изменении базальтового стекла и замещении его палагонитом в условиях умеренно-холодного и влажного климата Исландии важную роль играет микробиологическая активность.

В начале необходимо подробнее остановиться на составе, структурных особенностях и условиях образования сидеромелана – исходного материала для формирования палагонита.

5.1.1. Состав, структура и условия образования сидеромелановых стекол

Сидеромеланом называется прозрачное и полупрозрачное базальтовое стекло, в котором рудные минералы отсутствуют полностью или встречаются очень редко, в то время как валовое содержание железа достигает 10 %, а иногда и более. Предполагается, что генетическая связь палагонита и сидеромелана обусловлена существованием слабых структурных связей в силикатном каркасе этого типа стекла и равномерным распределением в нем большей части железа в виде легко окисляющейся двухвалентной формы.

В образце однородная стекловатая масса сидеромелана чёрная. В шлифе сидеромелан прозрачен или полупрозрачен, окрашен в различные тона зеленого и зеленовато-коричневого и коричневого цветов. Реже встречаются слабоокрашенные, почти бесцветные стекла. Обычно это стекло содержит редкие единичные кристаллы или группы кристаллов плагиоклаза и (или) пироксена, единичные кристаллы и сростки мелких кристаллов плагиоклаза, пироксена и магнетита. Микролиты рассеяны в стекле неравномерно. Микролиты плагиоклаза иногда являются центрами вариолитовых структур, сложенных пироксенами (рис. 6 а, б).

Закалочное происхождение сидеромелана, постепенный переход его в микрокристаллическую

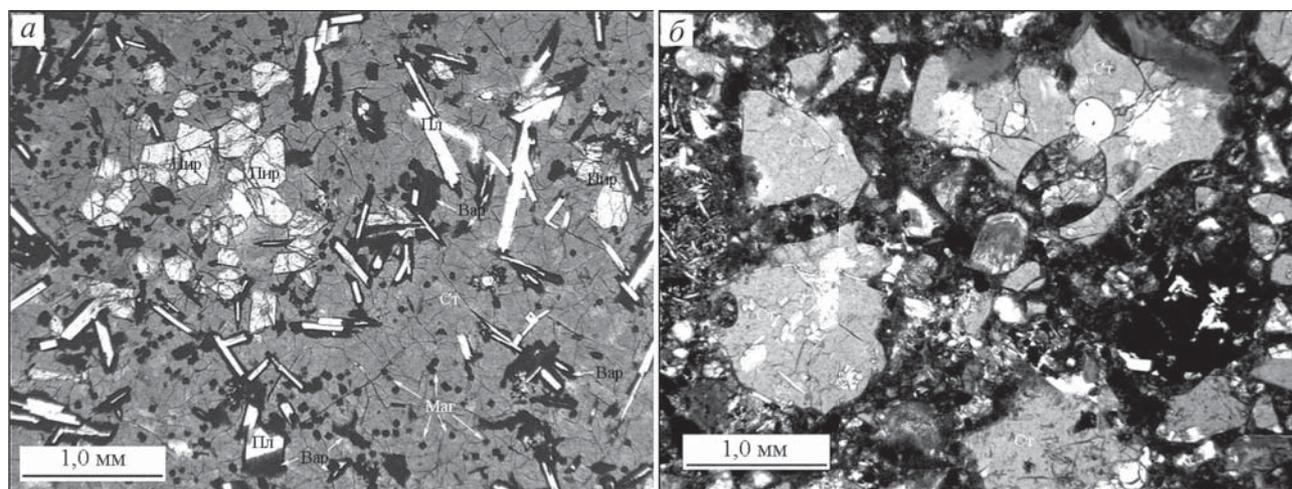


Рис. 6. Закалочное сидеромелановое стекло:
а – корка закалки подушечных базальтов; *б* – мелкая фракция гиалокластики. Ст – свежее стекло; Пл – микролиты плагиоклаза; Пир – пирит; Вар – вариолитовые сростки и каёмки пироксена вокруг микролитов плагиоклаза; Маг – магнетит

породу (тахилит) и петрографическое отличие этих типов породы четко показано в работе [Fuller, 1932]. Подробная петрографическая характеристика и химический состав сидеромеланов приводится также в: [Noe-Nygaard, 1940; Peacock, 1926].

Постепенный переход закалочного сидеромеланового стекла в тахилитовый тип породы неоднократно наблюдался в шлифах при изучении даек, субаэральных (лава вулкана Суртсей, извержение 1967 г.) и субаквальных (подушечные лавы ряда районов Исландии) лавовых тел, крупных обломков субаэральной тефры (извержение вулкана Эльдфедль, 1973 г., о-в Хеймаэй), пульверизационных гиалокластитов (Южная Исландия, район Киркьюбайяркластура). Везде внешние порции застывшей лавы состояли из слабоокрашенного в желто-коричневые тона прозрачного стекла, включающего иногда небольшое количество микролитов плагиоклаза, пироксена и оливина. При движении в глубь породы или крупного обломка тефры в стекле появляются микролиты. Постепенно количество их увеличивается, иногда появляются отдельные, сначала редкие вариолитовые скопления пироксена, затем стекло исчезает полностью и внутренняя часть корки закала оказывается состоящей из раскристаллизованной породы с микрокристаллической радиально-лучистой сферолитовой или призматически-зернистой структурой.

В зоне интенсивного парообразования, например, при гидроэксплозивных извержениях, закалочные стекла очень часто бывают сильнопористыми, пемзовидного облика. Образующиеся при этом поры достаточно крупные, хорошо видны в оптический микроскоп. Десквационная и пульверизационная гиалокластика обычно содержит небольшое количество крупных газовых пустот. Мельчайшие газовые пустоты в большом количестве обнаружены при исследовании десквационных и гидроэксплозивных сидеромелановых стекол под сканирующим микроскопом там, где в стекле располагаются отдельные микролиты, «скелетные» кристаллы и вариолитовые сростки кристаллов пироксена. Там, где вариолы достигают значительных размеров, газовые пустоты увеличиваются настолько, что их можно наблюдать в оптический микроскоп. Такое соотношение кристаллов и ассоциирующих с ними газовых пустот может указывать на интенсивное выделение газа в процессе раскристаллизации расплава.

При исследовании стекол сидеромелановых туфов под сканирующим микроскопом при увеличениях в 10 000–15 000 раз выявлено наличие мельчайших (0,01–0,06 мкм) открытых трещин, образовавшихся, видимо, в момент взрыва достаточно вязких или уже затвердевших порций расплава.

Важной микроструктурной особенностью сидеромелановых стекол является наличие в стекловатой массе густой сети тончайших пор. Стекла буквально пронизаны сетью микропор. Иногда эти пустоты достаточно крупные (до 2 мкм), и их можно видеть в шлифах при большом увеличении. Размер мельчайших видимых пор колеблется от 0,01 до 0,2 мкм. Наиболее крупные поры (до 2 мкм) концентрируются на стенках крупных газовых пузырьков. Сеть микропор в толще стекла распределена неравномерно и даже при очень больших увеличениях (10 000–20 000 раз) при исследовании под сканирующим микроскопом на свежих участках сидеромелана поры можно видеть далеко не всегда. Их существование отчетливо проявляется только при гидратации стекла и начальных стадиях его изменения. В этих условиях система вытянутых, волосявидных микропор «проявляется», увеличиваясь в размере и подчеркиваясь распространением продуктов изменения стекла вдоль мельчайших отверстий и полостей (рис. 7).

Микропористость стекол обеспечивает сравнительно легкий доступ в них воды и тем самым способствует быстрому их разрушению. Однако важно отметить, что микропористость характерна не только для сидеромелановых, но и для других типов стекол [Ованесян, Саакян, 1969; Карапетян и др., 1969]. Поэтому причину превращения сидеромелана в палагонит следует искать среди особенностей вещественного состава этого типа стекол.

Сходство химического состава сидеромелановых стекол и генетически связанных с ними базальтов отмечалось многими исследователями, изучавшими корки закала подушечных лав. Аналогичные результаты получены при исследовании

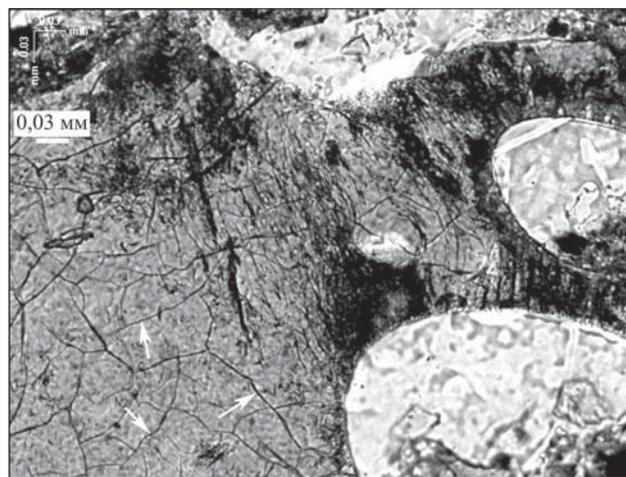


Рис. 7. Микропористость сидеромелановых стекол. Контракционные трещины (стрелки) и волосявидные микропоры, пространственно связанные с газовой полостью, шлиф

химического состава подушечных лав, гидроэксплозивных сидеромелановых туфов и субаэральных потоков толеитовых базальтов, слагающих единый интрагляциальный вулканический комплекс трещинного извержения хребта Каульфстиндар юго-западной части Исландии. Близкий химический состав получен для сидеромелановой гидроэксплозивной тефры, стеклянной фазы обломков тефры и лав щелочных оливиновых базальтов наземного этапа извержения вулкана острова Суртсей (1963–1967 гг). (табл. 4).

5.1.2. Распределение петрогенных элементов в стекле

Замещение сидеромеланового стекла в пределах корки закала субаэральных и субаквальных базальтов тонкозернистой полнокристаллической породой, не отличающейся от стекла по химическому составу, происходит в результате очень быстрой кристаллизации в зоне соприкосновения расплава с воздухом или паром. Для исследования особенностей распределения петрогенных элементов в базальтовом стекле были отобраны образцы из стеклянной корки подушечных лав, залегающих в виде мощного покрова на морских верхнеплиоценовых отложениях гляциального шельфа [Исландия и Срединно-океанический хребет. Стратиграфия. Литология, 1978]. Сравнительный анализ характера распределения петрогенных элементов в корке закали и в кристаллической части подушечных лав позволил выявить некоторые

особенности, которые могут быть связаны с различной скоростью остывания расплава одного и того же состава.

Рентгеноспектральный микроанализ свежего сидеромеланового стекла показал, что по характеру распределения все петрогенные элементы могут быть разделены на две группы: элементы, распространенные в стекле и минералах-вкрапленниках, и элементы, которые концентрируются только в стекле [Гептнер, Селезнева, 1979]. К первой группе относятся Si, Al, Ca, Na, Fe и Mg, а ко второй – Ti и K. В тоже время Si и Ca довольно равномерно распределены между стеклом, пироксенами и плагиоклазами, а Al и Na значительно больше в плагиоклазах, чем в стекле. Равномерно распределены в стекле Fe, Mg, Ti и K, а содержание Mg в оливинах и пироксенах по сравнению со стеклом резко увеличивается. Ti и K в плагиоклазах, пироксенах и оливинах отсутствуют (рис. 8).

Петрографическое исследование и сравнительный анализ характера распределения петрогенных элементов в сидеромелановом стекле и заключенных в нем кристаллитах и микролитах позволили установить, что в местах образования в стекле кристаллитов присутствует Ca и увеличено содержание Mg, что свидетельствует о наличии здесь мельчайших кристаллических индивидуумов пироксена. В сидеромелановой корке закали они образуют микроскопические скопления и тончайшие каемки вокруг микролитов плагиоклазов (см. рис. 6, а). По мере движения внутрь лавового тела, но еще в корке закали, мельчайшие,

Таблица 4. Химический состав лав и сидеромелановых стекол разного генезиса

Местоположение образцов	Компоненты, %													
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Сумма
Интергляциальный комплекс хребта Каульфстиндар														
Подушечные лавы	46,79	1,44	14,50	2,41	9,95	12,16	10,48	0,18	2,18	0,25	0,04	0,11	0,07	99,66
Гидроэксплозивные туфы	46,27	1,40	14,57	2,83	8,38	11,83	9,02	0,18	1,87	0,23	1,64	1,21	0,07	99,54
Субаэральных лавы	46,89	1,40	14,35	2,05	9,67	12,15	10,56	0,18	2,03	0,20	0,06	нет	0,09	99,63
Шельфовый вулкан-остров Суртсей														
Гидроэксплозивные туфы	46,50	2,28	16,80	1,65	10,80	8,45	7,62	0,20	3,32	0,57	0,02	0,03	0,33	99,57
Стеклянная фаза гиалокластики *	47,27	3,15	13,92	11,96 суммарное		12,49	5,68	0,23	1,56	0,72	не определялось			96,98
	49,87	2,82	15,75	12,49 суммарное		9,76	5,62	0,24	3,72	0,77	«-»			101,06
Лавы наземного этапа извержения **	46,7	2,1	15,3	2,0	10,2	10,5	9,2	0,18	3,1	0,47	0,35 сум		0,32	100,6

* – анализы получены на микрозонде [Холодkevич, Гептнер, 1982].

** – данные Якобссона [Jakobsson, 1979].

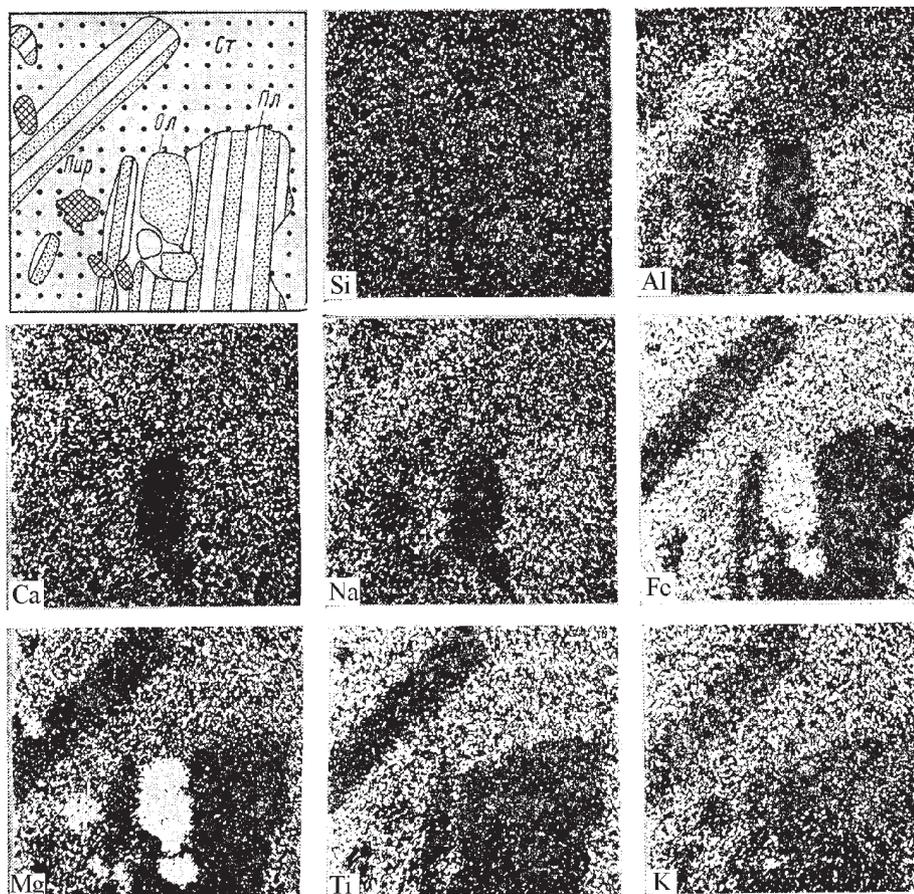


Рис. 8. Распределение петрогенных элементов в свежем закалочном сидеромелановом стекле
Ст – стекло; Пл – плагиоклаз; Пир – пироксен; Ол – оливин

оптически не диагностируемые кристаллы пироксена (кристаллиты), образующие иногда хорошо выраженную вариолитовую структуру, сменяются оптически различными кристаллами пироксенов, также сконцентрированными в стекле в виде разнообразных скоплений и оторочек на поверхности плагиоклазов. В тахилитовой части гиалокластитов количество микролитов пироксенов возрастает еще больше, но характер распределения их в породе остается прежним. Кристаллы равномерно распределены в стекле и образуют оторочки на поверхности плагиоклазов.

5.1.3. Палагонитизация сидеромеланового стекла

Впервые детальное петрографическое исследование сидеромелановых туфов и продуктов их гидратации – палагонита – дано в работе М. Пикокка [Peacock, 1926], где он выделил два типа палагонитов – гелеобразный и двупреломляющий. По мнению этого исследователя, при низкотемпера-

турной гидратации сидеромелана образуется изотропный гелеобразный палагонит. При гидратации под воздействием горячих вод основным продуктом является фибро- или двупреломляющий палагонит. Рассматривая преобразование сидеромелана в палагонит, М. Пикок [Peacock, 1926] отмечал, что этот процесс сопровождается частичным выщелачиванием из стекла Ca и Na и почти полным окислением Fe^{2+} . Он также допускал, что при частичной потере воды палагонит кристаллизуется в хлориты и цеолиты.

Позднее возникновение двупреломляющего палагонита стало рассматриваться как результат последовательного изменения гелеобразного палагонита [Мэтьюз, 1973; Raw, 1943; Stokes, 1971] и было установлено, что двупреломляющие палагониты представляют собой глинистые минералы группы монтмориллонита [Raw, 1943]. В дальнейшем, для того чтобы избежать терминологической путаницы, было предложено не употреблять термин «фибро- (или двупреломляющий) палагонит» Пикокка, так же как термин «фаза Y» Стокса, счи-

тая его излишним синонимом железистого монтмориллонита [Гептнер, 19776]. Нет оснований и для употребления специального названия «гелеобразный палагонит» [Реасок, 1926] или «фаза Х» Стокса потому, что коллоидальное строение палагонита в значительной степени наследуется от сидеромелана. Если же происходит коренное преобразование стекла с изменением его первоначального коллоидного строения, то образующиеся при этом минералы уже имеют в литературе соответствующие названия (различные глинистые минералы, цеолиты).

В работе [Гептнер, 19776] палагонитом предложено называть вещество, формирующееся при гидратации и частичном выщелачивании, химически и структурном изменении сидеромелана. Химический состав палагонита непостоянен, так как степень гидратации и интенсивность выноса различных элементов из стекла зависят от того, в каких условиях они происходят (от температуры, химического состава и минерализации соприкасающихся со стеклом вод).

5.1.4. Структурные типы палагонита

Палагонитизация всегда начинается с периферии и проникает в глубь стекла по трещинкам. Палагонит от стекла отличается меньшим показателем преломления. Средний показатель преломления сидеромелана 1,6, а палагонита – колеблется от 1,5 до 1,4. Такой разброс значений показателей преломления обусловлен различиями в содержании в палагоните гидроксидов железа и воды. Минимальные значения относятся к бесцветным, совершенно лишенным гидроксидов железа участкам палагонита. Полное удаление гидроксидов железа из палагонита легко достигается в лабораторных условиях при помещении его в 2 %-ный раствор соляной кислоты при комнатной температуре. В шлифах палагонит легко отличается от сидеромелана по окраске, будучи чаще окрашен в различные тона зеленого, зелено-желтого и желтого цвета.

Обычно палагонит развит в виде каймы различной ширины по внешнему краю обломков стекла, а также проникает внутрь его на отдельных участках по трещинкам. Граница палагонита и стекла четкая, неровная. В пузырьчатых, вспененных сидеромеланах каемки палагонита встречаются также на поверхности некоторых газовых полостей, расположенных у края обломка и, видимо, имевших сообщение с внешней средой. Газовые полости, находящиеся во внутренней части обломка стекла, совершенно лишены следов гидратации.

Даже при очень интенсивной палагонитизации, когда обломки сидеромелана оказываются измененными почти полностью, внешний контур

обломков, замещенных сначала палагонитом, а потом глинистыми минералами, остается четким, а заключенные в него вкрапленники оливина, пироксена или плагиоклаза сохраняются свежими. Трещинки, рассекающие стекло в различных направлениях, обрываются у контакта с палагонитом, иногда рассеченным уже другой, часто более грубой системой трещин, возникающих при его дегидратации (рис. 9).

По микроструктурным особенностям различаются зональный и незональный (чешуйчатый) типы палагонита [Гептнер, 19776]. Микрозернистая структура и зональное строение палагонитов хорошо видно в шлифах уже при небольших увеличениях. В проходящем свете очень часто можно видеть концентрическое расположение полос палагонита вокруг сохранившегося неизменным ядра сидеромелана. Ширина отдельных полос от 2 до 10 мкм, отличаются они по рельефу и окраске.

В большинстве случаев устанавливается четкая связь характера рельефа и окраски полос. Жёлтые и коричнево-жёлтые полосы характеризуются сравнительно более крупнозернистой структурой. Бесцветные, бледно-жёлтые и зелёные полосы отличаются очень тонкой зернистой структурой. Для бесцветных, слабо окрашенных и зеленых

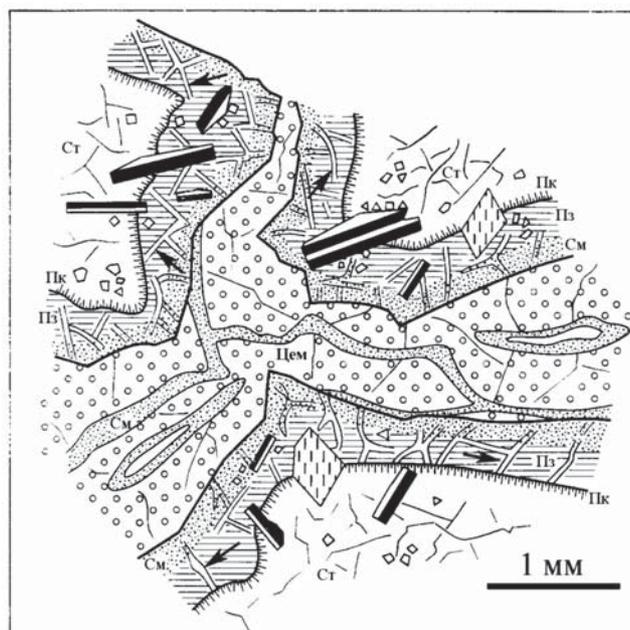


Рис. 9. Характер соотношения сидеромеланового стекла, палагонита и комплекса низкотемпературных гидротермальных минералов, замещающих палагонит и развитых в межзерновом пространстве (зарисовка шлифа)

Ст – стекло; Пз – зональный палагонит, стрелки – трещинки дегидратации; Пк – «корешковый» палагонит; См – смектиты; Цем – изотропный кремнистый цемент

палагонитов характерна тончайшая полосчатость, субпараллельная границам крупных полос (см. рис. 3, в, з в): [Гептнер, 1977б]).

При исследовании под сканирующим микроскопом (СЭМ) установлено, что появление концентрической зональности палагонита обусловлено неравномерным распространением в них пор различного размера (рис. 10, а, б). Появление грубого зернистого рельефа полос обусловлено наличием густой сети крупных пор (0,1–0,5 мкм). Напротив, микрозернистые и ровные полосы сложены палагонитом, в котором размер основной массы пор менее 0,1 мкм. Отдельные наиболее крупные поры или каналца (около 0,2–0,5 мкм) пересекают тонкопористые зоны палагонита. Границы между зонами могут быть расплывчатыми и четкими. В последнем случае вдоль границы располагается серия крупных пор. Стенки пор сложены рыхлым комковатым материалом. Часто встречаются поры, частично забитые или полностью закупоренные таким материалом.

При исследовании рельефа естественных сколов даже при увеличении порядка 7000–10 000 раз граница палагонит–сидеромелан остается четкой. Однако в шлифах в проходящем свете при относительно небольших увеличениях (400–500 раз) в краевой части стекла видна зона шириной до 10 мкм, пронизанная сетью крупных (до 2 мкм в поперечнике), вытянутых и слабо изгибающихся пор, напоминающих по виду корешки растений. В общем, они направлены перпендикулярно к поверхности контакта палагонита и сидеромелана (по краю обломка или в газовых полостях) и замыкаются при движении в глубь последнего (см. рис. 7, а). Важно подчеркнуть, что эта система пор пересекает контракционные трещины в сте-

кле, образовавшиеся во время остывания расплава. Это свидетельствует о формировании системы пор в уже остывшем стекле. На контакте сидеромелана с такой системой пор часто развит крупнопористый палагонит.

Ниже будет показано, что формирование некоторых подобных структурных особенностей палагонита может быть связано с деятельностью бактерий, участвующих в разрушении стекла.

Рассмотренный способ разрушения сидеромеланового стекла и замещения палагонитом назван «корешковым» замещением [Гептнер, 1977б]. Морфологические особенности такого типа разрушения стекла свидетельствуют об интенсивном течении процесса выщелачивания во время образования крупнопористых палагонитовых полос.

При менее интенсивном выщелачивании замещение сидеромелана палагонитом происходит без образования на поверхности стекла крупных пор. Свидетельством этого может служить микропористый характер палагонита, непосредственно примыкающего к стеклу. В этом случае граница сидеромелан–палагонит четкая, неровная. Характерная особенность ее очертания в срезе – наличие многочисленных, разного размера полукруглых углублений, вдающихся в стекло. В случае хорошо развитой зональности полосы в палагоните точно повторяют все мельчайшие изгибы фронтального контура границы сидеромелан–палагонит.

Поверхность такого обломка сидеромеланового стекла оказывается покрытой мелкими округлыми углублениями, тесно соприкасающимися друг с другом, иногда сливающимися в более крупные «оспины» или мелкие ячейки. Этот тип замещения стекла палагонитом был назван «ячейстым» [Гептнер, 1977б] (рис. 11).

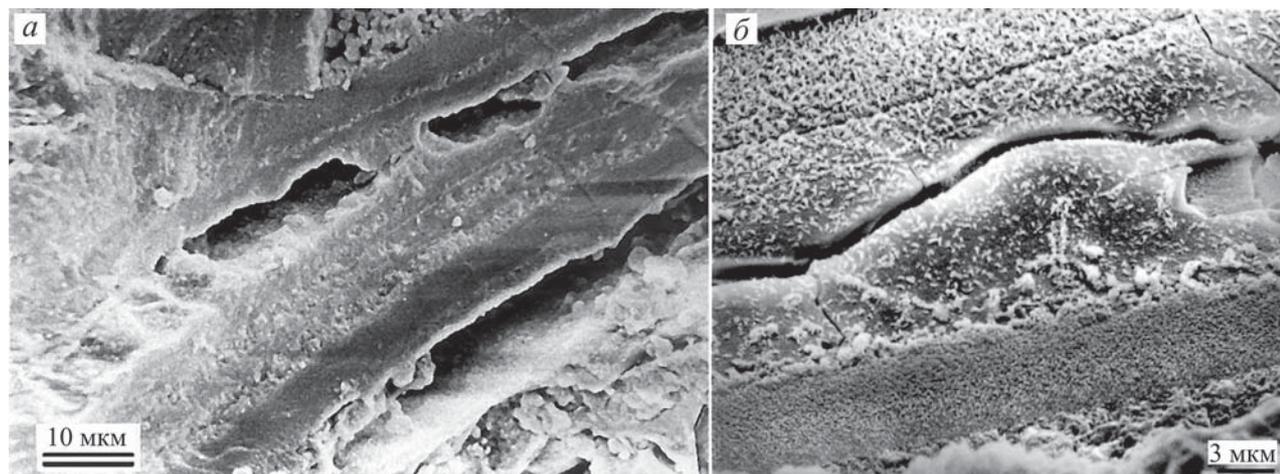


Рис. 10. Зональная структура палагонита, СЭМ
а – вытянутые полости, располагающиеся согласно с зональной структурой палагонита разной плотности; б – чередование плотных и пористых микрозернистых частей палагонита.

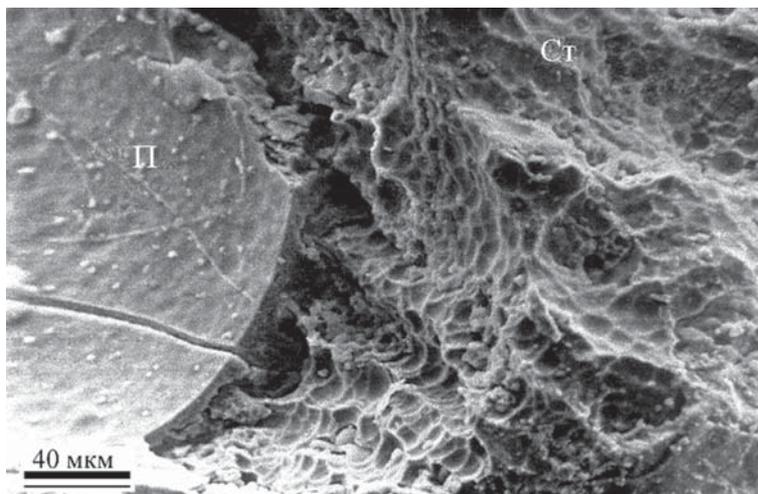


Рис. 11. Контакт сидеромеланового стекла (Ст) с ячеистой поверхностью и палагонита (П), СЭМ

Иногда удается видеть смену во времени ячеистого типа замещения сидеромелана единичными или системой вытянутых пор. В палагонитовой каемке, прилегающей к стеклу, появляются крупные, уходящие вглубь стекла поры. При интенсивном развитии этого процесса мелкопористый палагонит замещается крупнопористым.

Зональный палагонит особенно интенсивно развивается при воздействии на стекло нагретых вод. Такой же тип палагонита возникает при гидратации и выщелачивании стекла на поверхности земли под влиянием различных экзогенных факторов. Незональный и чешуйчатый палагонит известен сейчас только среди ледниковых отложений (абляционные и основные морены).

Изучение сидеромеланов из толщи мореносодержащего льда и из уже отложенных основных морен показало, что палагонитизация начинается в ледовых условиях и происходит достаточно интенсивно в процессе переноса и истирания стекла в толще «живого» льда. В то же время можно говорить о неравномерном распространении процессов палагонитизации в толще льда. Среди тефры, выпавшей при извержении на лед, а затем в процессе развития ледника оказавшейся внутри ледникового покрова, наряду с совершенно свежими встречаются обломки стекла разной степени палагонитизации. Ледниковое истирание пепловых частиц способствовало постоянному удалению с поверхности обломков части палагонита.

При исследовании поверхности пепловых частичек, извлеченных из толщи

льда, под сканирующим микроскопом хорошо видны пятна отслоившегося стекла, располагающиеся в виде отдельных чешуек, или скопления их как на вогнутых, так и на выпуклых участках поверхности обломков. Это – «чешуйчатый» тип палагонита [Гептнер, 19776] (рис. 12). Края у чешуек неровные, закругленно-рваные, фестончатые. Микропористость, отчетливо фиксирующаяся на поверхности свежих пепловых частичек, присутствует и на поверхности чешуек палагонита.

Микроструктура палагонита, образовавшегося в ледовой обстановке, значительно отличается от рассмотренных выше типов (зонального, ячеистого), сформировавшихся на поверхности земли. Прежде всего, следует указать на то, что в данном случае совершенно отсутствует зональный палагонит. Можно было бы думать, что в значительной степени это связано с истиранием и постоянным удалением с поверхности обломков формирующегося палагонита. Однако исследование под сканирующим микроскопом сколов палагонитизированной сидеромелановой кластики из верхнеплейстоценовых основных морен показало отсутствие зональности даже в наиболее толстых (до 20 мкм) палагонитовых каймах, образовавшихся в углублениях на поверхности обломков стекла. При больших увеличениях внешний край палагонитизирован-

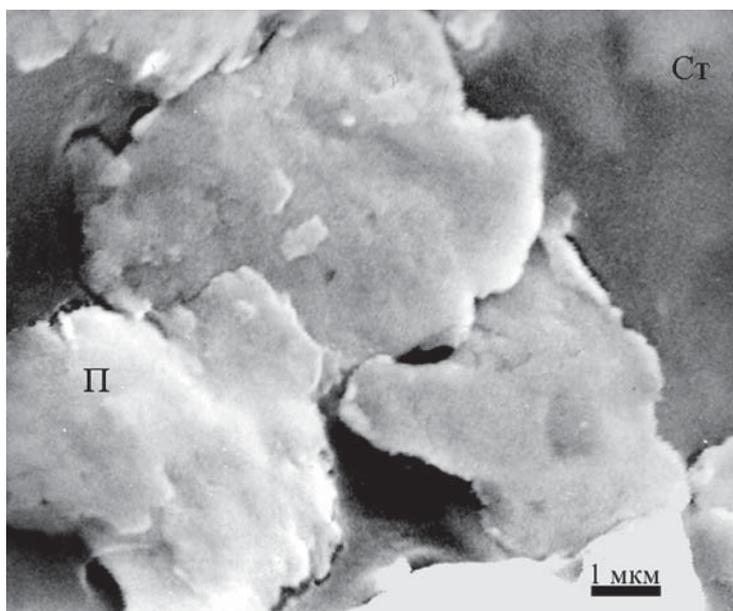


Рис. 12. Начальные стадии формирования чешуйчатого палагонита:

Ст – стекло; П – палагонит, СЭМ

ных обломков стекла основных морен «размазан» и связан постепенными переходами с кремнистым цементом матрикса морены.

Таким образом, появление чешуйчатого отслаивания на поверхности сидеромелана характеризует, видимо, самые ранние этапы изменения сидеромеланового стекла. При более длительном течении процесса палагонитизации в благоприятных условиях развивается ячеистая поверхность, затем появляется зональность в палагоните, фиксирующаяся разной окраской и пористостью образующегося при изменении стекла вещества. Имеющийся в настоящее время материал определенно указывает на то, что одной из причин возникновения зональности является изменение химического состава вод, действовавших на стекло. По мнению С.П. Якобсона [Jakobsson, 1972], образование тонкой концентрической полосчатости современных палагонитов, формирующихся в настоящее время в прикратерной зоне вулкана Суртсей, зависит от колебаний температуры и изменения количества пара, пронизывающего породу на термальной площадке. Отсутствие зональности в палагонитах, образовавшихся внутри толщи льда, может быть объяснено тем, что гидрохимическая и температурная обстановки внутри ледниковых покровов в течение длительного времени остаются достаточно однообразными.

5.1.5. Химический состав палагонита

Характерной особенностью свежих сидеромелановых стекол и раскристаллизованных разновидностей базальтов является очень низкое содержание воды. Мало воды и в свежих наземных и подводных базальтах и базальтовой тефре [Гептнер, 1977б, Герасимовский и др., 1978, Гептнер, Селезнева, 1979, Гептнер и др., 1984] (см. табл. 1–4).

Интенсивность гидратации и изменения первичного состава сидеромелана в основном зависит от температуры, а в поверхностных условиях, как будет показано ниже, возможно, большую роль играют микроорганизмы, участвующие в разрушении структуры стекла и окислении Fe^{2+} .

Туфы вулканической постройки вулкана Суртсей, состоящие из сидеромелановой кластики, накопились в 1963–1964 гг. в период гидроэксплозивной деятельности вулкана. При таких извержениях в результате контакта воды и магматического расплава в жерле вулкана происходила мгновенная закалка и остывание мелких порций остеклованного расплава. Во время извержения гидроэксплозивная кластика интенсивно смачивалась морской водой, испарявшейся затем с поверхности насыпного конуса. При этом на поверхности стекла формировались кристаллы ангидрита [Геп-

тнер, 1977б]. Несмотря на такое интенсивное смачивание вулканического стекла, после окончания извержения оно несколько лет в основной массе остаётся неизменённым.

Отсутствие следов изменения на поверхности песчаных и алевритовых пепловых частиц подтверждено при исследовании на сканирующем электронном микроскопе. Поверхность пепловых частиц совершенно свежая, ровная, с сохранившимися следами пластических деформаций и мельчайших полостей газовых пузырьков. Материал для исследования был собран в 1971 году А.А. Красновым на склоне насыпного конуса. Обломки грубой пелитовой размерности характеризуются острыми углами и гранями (рис. 13). По данным С.П. Якобсона [Jakobsson, 1972], палагонитизация в туфах вулкана Суртсей впервые была зафиксирована только в 1969 г., спустя 2 года после прекращения активной фазы извержения и только в пределах термальной прикратерной площади.

При подводных излияниях остывание лавовых «подушек» и шелушение стекловатой корки происходило достаточно быстро. Тем не менее, как было показано выше, не затронутые гидротермальной активностью эти породы также длительное время остаются неизменёнными (см. табл. 1–4).

Начальные этапы разрушения структуры стекла в период его гидратации четко устанавливаются при изучении содержания в стеклах радиоактивного изотопа ^{40}Ar и исследовании распределения некоторых петрогенных элементов. Известно, что закалочные сидеромелановые стекла подушечных лав по сравнению с базальтами основной части подушки содержат в большом количестве заимствованный из расплава избыточный радиоактивный изотоп ^{40}Ar , «захваченный» стеклом при его мгновенном образовании [Dalrymple, Lanpher, 1969]. Захват закалочными стеклами радиоактивного изотопа аргона подтвердилось при исследовании си-

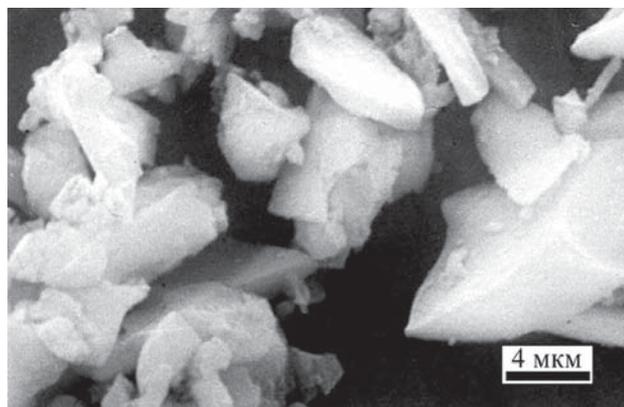


Рис. 13. Пелитовая фракция сидеромелановой тефры насыпного конуса вулкана Суртсей, СЭМ

деромелановых стекол исторического извержения вулкана Суртсей в Исландии [Гептнер и др., 1984]. Исследованная сидеромелановая тефра, слагающая насыпной конус вулкана, отложилась в 1963–1964 гг. в период гидроэкссплозивной деятельности вулкана. Стекло формировалось в результате контакта воды и магмы, проникавшей в жерло, закалки мелких порций расплава и выбрасывавшихся вверх вместе с водой и клубами пара.

Стекло гидроэкссплозивных туфов содержит большое количество захваченного аргона ($2,69 \pm 0,27 \text{ }^{40}\text{Ar рад} \cdot 10^{-7} \text{ см}^3/\text{г}$), и поэтому рассчитанный возраст современной гиалокластики оказывается очень древним (13 ± 15 млн лет). В то же время сидеромелановая корка закала канатных лав, извергавшихся этим же вулканом в 1965–1966 гг., практически не содержит радиоактивный изотоп аргона. В отличие от мгновенно остывающей гидроэкссплозивной тефры медленное остывание лав на поверхности вулкана способствовало дегазации и удалению аргона из стекловатой корки закала лавового потока.

Инициальная гидратация стекла и перераспределение в нём некоторых петрогенных элементов установлены рентгеноспектральным микрозондированием в образце петрографически свежего закалочного стекла гидротермально-изменённых подушечных лав. Миграция и заполнение пространства контракционных трещин железом выявляется при сопоставлении данных распределения петрогенных элементов на участке петрографически свежего стекла (рис. 14).

Начальный этап изменения сидеромеланового стекла хорошо фиксируется при исследовании распределения петрогенных элементов в зоне «корешкового» палагонита в зоне низкотемпературного гидротермального изменения. На снимках распространения Si, Al, Na и Mg в стекле, непосредственно примыкающем к палагониту, четко выявляются вытянутые и изометричные поровые пространства зоны растворения, лишённые этих элементов. В тоже время поры отсутствуют или очень слабо выражены на снимках распространения Ti, Fe и K¹. Это явление можно интерпретировать как перераспределение петрогенных элементов в зоне «корешкового» палагонита и выносом в первую очередь Na, Mg, Si и Al из растворяющегося стекла (рис. 15). Растровое рентгеноскопическое микрозондирование сидеромеланового стекла в зоне распространения «корешкового» палагонита выявило отсутствие или уменьшение содержания Si, Mg по сравнению с Ca, Fe и

Ti. Следовательно, уже в самом начале процесса палагонитизации в зоне «корешкового» палагонита наблюдается перераспределение в стекле ряда элементов.

Детальное исследование современного процесса гидротермальной палагонитизации сидеромелановой тефры на поверхности острова-вулкана Суртсей проведено С.П. Якобсоном [Jakobsson, 1978a, 1972]. Рассматривая этот объект, следует подчеркнуть, что во время извержения и длительное время после него никаких признаков образования палагонита в отложениях насыпного конуса не было зафиксировано.

Как уже указывалось выше, первое появление палагонита в сидеромелановых гиалокластитах было обнаружено С.П. Якобсоном в 1969 году, спустя 2 года после окончания извержения, на термальной площади в прикратерной части вулкана. Состав стекла и палагонита исследовался с помощью микрозонда. При анализе результатов анализа С.П. Якобсон допускает, что содержание железа при палагонитизации оставалось постоянным, и основывается на этом допущении при пересчете полученных данных. Он отмечает, что в процессе палагонитизации на fumarольном участке прикратерной зоны вулкана из стекла были удалены Na_2O , K_2O , CaO , Al_2O_3 , MgO , SiO_2 , перечисленные в порядке уменьшения относительного количества удаленных из стекла компонентов. Малоподвижными были титан и железо, входящее в состав стекла главным образом в виде FeO и окисляющееся до Fe_2O_3 . Содержание воды в палагоните достигало 35% [Jakobsson, 1972].

Сходные результаты по интенсивности миграции элементов получены А.Р. Гептнером² при пересчёте данных микрозондирования, полученных С.П. Якобсоном (табл. 5).

При изменении стекла на термальной площадке вулкана Суртсей, палагонитизация осуществлялась при достаточно высокой температуре (до 100 °С) и воздействии на породу пара, состоявшего в значительной степени из морской воды, со значениями рН от 7,7 до 8,3. В зоне палагонитизации обнаружены следующие вторичные минералы, во времени формирования образующие следующий ряд: опал, шабазит, кальцит, филлипсит и смектиты [Jakobsson, 1972]. Здесь вторичные минералы образовались за счет компонентов, выделявшихся из стекла при палагонитизации.

При воздействии нагретых подземных вод внешняя зона лавовых тел и в первую очередь десквамационная гиалокластика замещаются

¹Здесь приводится иллюстрация только части исследованной площади для Si, Mg, Ca, Fe и Ti.

²Ряд подвижности элементов рассчитан по методике элемента свидетеля, в данном случае Ti.

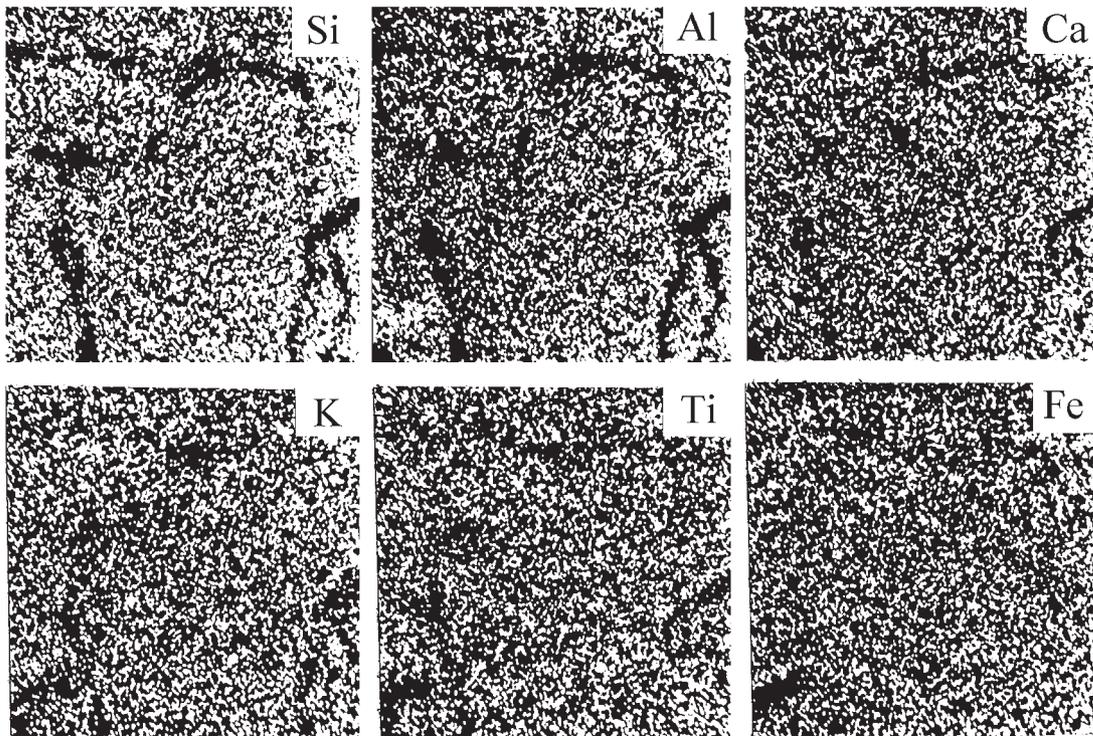


Рис. 14. Распределение Si, Al, Ca, K, Ti и Fe на участке сидеромеланового стекла, разбитого системой тонких контракционных трещин

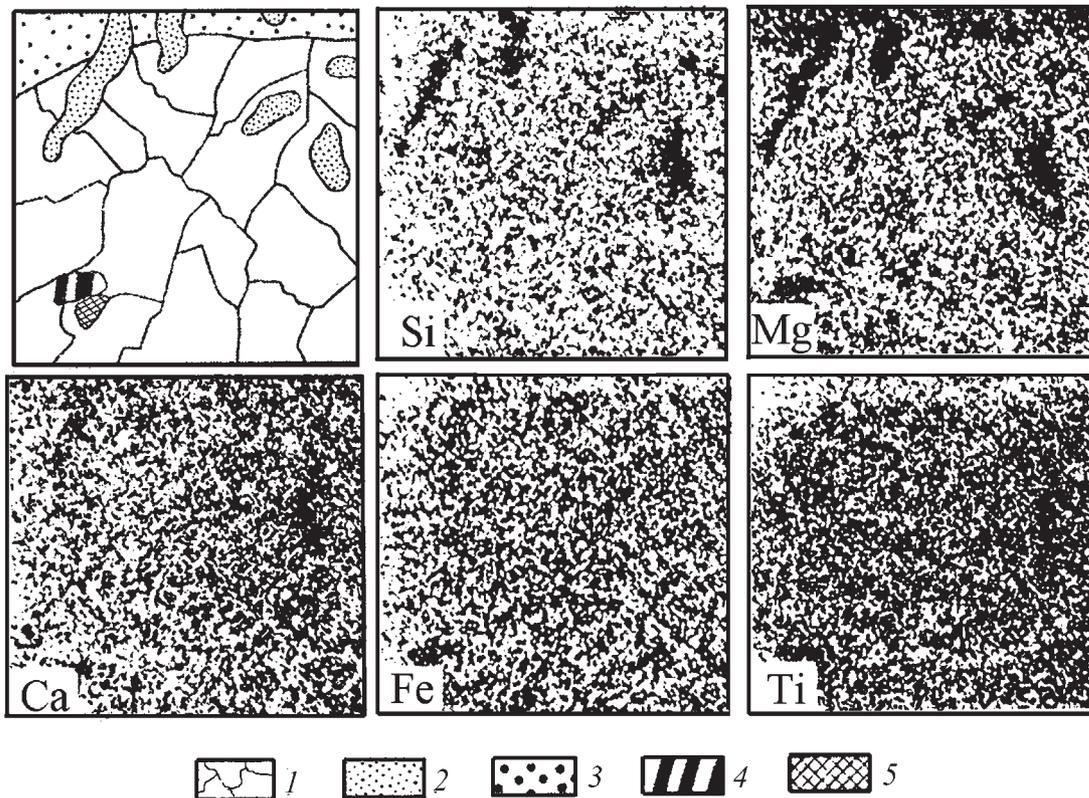


Рис. 15. Распределение петрогенных элементов (Si, Mg, Ca, Fe, Ti) в зоне корешкового палагонита на контакте свежего сидеромеланового стекла и крупнопористого палагонита

1 – стекло; 2 – поры зоны корешкового палагонита; 3 – зона крупнопористого палагонита; 4 – плагиоклаз; 5 – пироксен

Таблица 5. Состав сидеромеланового стекла и палагонита из плейстоценовой и современной зоны низкотемпературного гидротермального изменения

Компонент %	Плейстоценовые десквамационные сидеромелановые гиадокластиты, гидротермально измененные, обр. Р-1 **						Сидеромелановая тэфра, изменённая в прикратерной части вулкана Суртсей, извержение 1964 г. ***					
	Сидеромелан			Палагонит			Сидеромелан			Палагонит		
	исходный	пересчитанный на безводный состав	отношение к TiO_2	исходный	пересчитанный на безводный состав	отношение к TiO_2	исходный	пересчитанный на безводный состав	отношение к TiO_2	исходный	пересчитанный на безводный состав	отношение к TiO_2
SiO_2	47,30	47,65	0,03	37,88	48,80	0,03	46,5	48,80	0,05	23,6	36,6	0,17
TiO_2	1,54	1,55	-	1,22	1,57	-	2,5	1,57	-	4,2	6,5	-
Al_2O_3	14,87	14,98	0,01	11,45	14,75	0,01	16,0	14,75	0,15	5,2	8,1	0,8
Fe_2O_3	2,91	2,93	-	11,25	14,49	-	-	14,49	-	-	-	-
FeO	8,70	8,76	-	1,25	1,55	-	-	1,55	-	-	-	-
FeO^*	13,46*	13,54*	0,01	13,44*	17,29*	0,09	12,4	17,29*	0,20	25,2	39,1	0,16
CaO	12,25	12,34	0,12	5,11	6,58	0,23	10,8	6,58	0,23	2,3	3,6	1,80
MgO	8,85	8,91	0,17	8,68	11,18	0,14	4,8	11,18	0,52	3,9	6,0	1,08
MnO	0,20	0,20	7,75	0,18	0,23	6,82	-	0,23	-	-	-	-
Na_2O	2,25	2,26	0,68	0,29	0,37	4,24	3,3	0,37	0,75	0,05	0,08	81,25
K_2O	0,27	0,27	5,74	0,25	0,32	4,90	0,6	0,32	4,16	0,02	0,03	216,6
H_2O^-	0,21	-	-	12,47	-	-	-	-	-	-	-	-
H_2O^+	0,24	-	-	9,92	-	-	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,11	0,11	14,09	0,09	0,11	14,27	-	0,11	-	-	-	-
Сумма	99,50	99,85	-	100,00	99,84	-	96,9	99,84	-	64,5	-	-

* – Суммарное железо, пересчитано на FeO ;

** – «Мокрый» сликатный анализ;

*** – Результаты микроанализа [Jakobsson, 1972].

вторичными продуктами. Пространство между обломками стекла, крупные открытые трещины, некоторые газовые полости, открывающиеся наружу, заполняются смектитами, цеолитами и кальцитом. Стекло по краям обломков и по трещинкам замещается палагонитом. Хорошо развита зона «корешкового» палагонита с отдельными крупными каналами растворения, глубоко проникающими в стекло. Свидетельством начала изменения стекла может служить содержание в нём воды. Участки стекла в гидротермально измененных десквамационных гиалокластитах, кажущиеся в шлифе свежими, содержат намного больше воды (0,45 %, см. табл. 5) по сравнению с современной неизменной сидеромелановой гидроэксплозивной гиалокластикой (0,05 %) уже упоминавшегося вулкана Суртсей [Thorarinsson et al., 1964].

При рассмотрении химического состава палагонита важно подчеркнуть, что его формирование происходит без изменения объёма стекла. Петрографическим подтверждением этого являются, точное соответствие границ обломка стекла и палагонита, а также отсутствие деформаций газовых пустот и смещения кристаллов, попавших в зону палагонитизации. Для выявления абсолютных количеств удаленных из стекла элементов необходимо учитывать различия удельных весов стекла и палагонита. Для исследованных образцов соответствующих данных нет, а для ориентировочных расчётов могут быть приняты значения удельного веса, известные в литературе [Нау, Iijima, 1968, Ное-Nygaard, 1940, Реасок, 1926] (для стекла и палагонита они равны соответственно 2,75 и 2,00).

При исследовании процесса преобразования стекла, замещения его палагонитом и для выяснения миграции элементов в зоне воздействия на стекло нагретой воды целесообразно воспользоваться отношением исследуемых окислов к какому-нибудь компоненту, стабильному в рассматриваемой зоне изменения. Таким компонентом, как будет показано ниже, может быть титан, не покидающий пределы изменяющегося стекла при его палагонитизации и даже последующем замещении глинистыми минералами.

Изучение распространения петрогенных элементов в разных зонах палагонита гидротермально изменённых гиалокластитов проводилось по растровым снимкам, сделанным в характеристическом рентгеновском излучении на микрозонде КАМЕКА, MS-46, (аналитик М.А. Селезнева). Анализировались фрагменты десквамационной гиалокластики, состоящие из стекла, микролитов плагиоклаза и оливина. По периферии обломков стекло замещено палагонитом, по четкой границе соприкасающимся со смектитом в межзерновом пространстве гиалокластики.

На растровых снимках видно, что титан сконцентрирован в зоне контакта смектита и сидеромеланового стекла. По данным микрозондового анализа, в палагоните заметно больше Ti, по сравнению как со свежими участками стекла, так и с глинистым веществом цемента. Обогащение палагонита титаном на границе со смектитом, по результатам рентгеноспектрального сканирования, наблюдалось в серии исследовавшихся образцов (рис. 16) (см. рис. 3, [Гептнер, Селезнёва, 1979]).

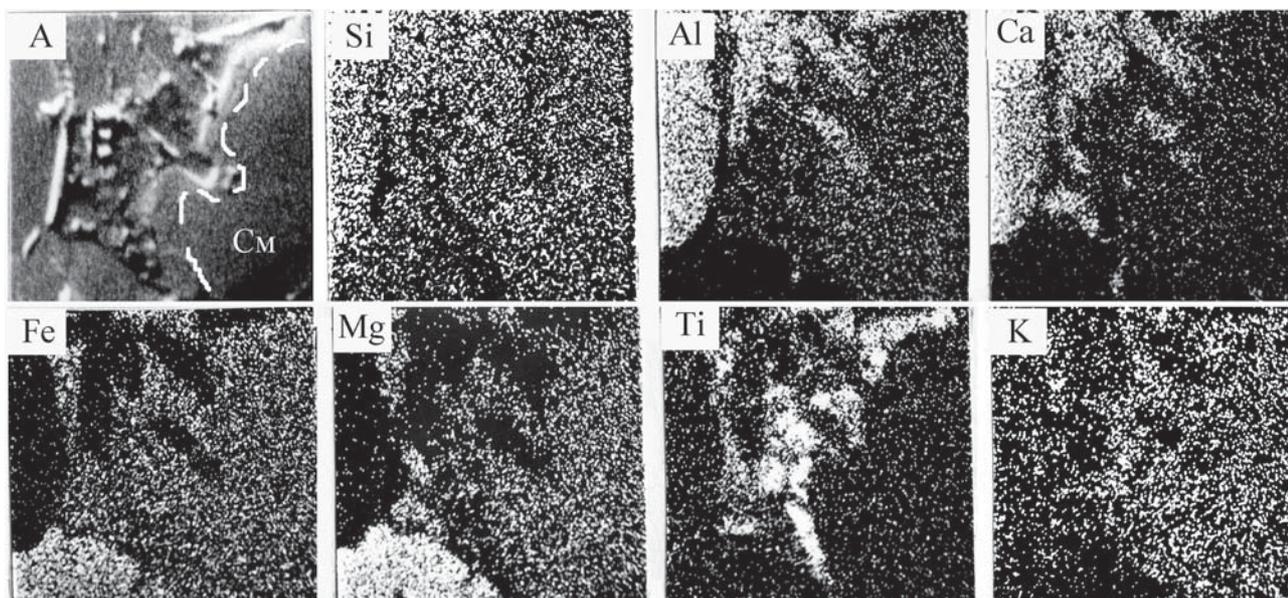


Рис. 16. Распределение Si, Al, Ca, Fe, Mg, Ti и K в гиалокластике на контакте с гидротермальным смектитом. А – отраженные электроны, См – смектит

Плотный незональный палагонит по сравнению со стеклом наиболее заметно обеднен Na, Ca и Mg. Изменяется содержание и других элементов, но распределение их в палагоните разное. Можно говорить о близком характере распределения (или содержания) Si и Al в стекле, палагоните и глинистом цементе породы. Следует отметить, что кажущееся увеличение содержания Ti, в палагоните по сравнению со стеклом обусловлено разницей удельных весов исследуемых объектов. Нет никаких оснований предполагать, что палагонит обогащается титаном за счет изменяющегося стекла или приносится с гидротермальными растворами. Нет данных и для того, чтобы утверждать об удалении Ti из зоны палагонитизации. В глинистом веществе, примыкающем непосредственно к палагониту, при рентгеноспектральном микрозондировании титан не был обнаружен.

Согласно полученным данным растрового микрозондирования, при формировании палагонита в гидротермальных условиях из стекла выносились только (или в основном) Mg, Na и Ca. Остальные компоненты петрогенного состава сидеромеланов практически полностью наследовались палагонитом, а это означает, что значительная часть компонентов, слагающих минералы цемента гиалокластитов, приносились с гидротермальными растворами. Это подтверждается также более поздним по сравнению со временем палагонитизации образованием цемента. Важно подчеркнуть, что вторичные минералы в крупных межзерновых пространствах нередко образуют стратиформные полосчатые выделения, которые «упираются» в зону палагонитизации. Подобные соотношения свидетельствуют о существовании разрыва во времени образования палагонита и комплекса вторичных минералов в гиалокластитах. Подробнее формирование стратиформных минеральных образований рассматривается ниже. Отсутствие непосредственной временной связи между палагонитизацией и возникновением на этом же участке комплекса аутигенных образований цемента подтверждается также заметным обогащением последних калием при общем низком содержании этого элемента в исследованных стеклах.

Для сравнения кратко рассмотрим имеющиеся аналитические данные о перераспределении элементов при гидротермальном изменении сидеромелановой гиалокластики в зоне формирования смектитов и цеолитов.

Исследовались гиалокластиты состоящие на 85–90 % из сидеромеланового стекла с небольшим количеством обломков микрокристаллических базальтов. Стекло и замещающий его палагонит содержит до 3 % микролитов плагиоклазов, пироксенов и оливина и очень редко мелкие кри-

сталлы рудных минералов. Все минералы, включая оливин, в зоне палагонитизации остались свежими. Палагонит распространен по периферии всех обломков сидеромелана и проникает вглубь по трещинкам. Палагонитизация отсутствует на поверхности газовых полостей, расположенных внутри обломков сидеромелана. Палагонитизированные обломки сцементированы (в порядке образования) смектитом, цеолитом и кальцитом.

По данным классического (мокрого) химического анализа, пересчитанным на безводный состав и выраженным в виде отношения содержания исследованных окислов к TiO_2 , в стекле и палагоните малоподвижными элементами в рассматриваемой обстановке были Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn и P (табл. 5).

Слабая подвижность MgO при палагонитизации, по данным химического анализа, находится в противоречии с приведенными выше результатами рентгеноспектрального микроанализа, указывающими на отсутствие или значительное снижение содержания этого элемента в палагоните. Противоречивость полученных результатов, возможно, объясняется тем, что палагонит для химического анализа отбирался вручную под биноклем и оказался обогащенным Mg за счет включенных в него остатков неизмененного сидеромелана и микролитов оливина.

Итак, малоподвижными, практически не распространяющимися за пределы изменяющегося стекла в рассматриваемых обстановках были Ti и Fe. Отмечено перераспределение и концентрация титана в зоне «корешковой» палагонитизации. На фумарольном поле острова-вулкана Суртсей вторичные минералы образовались за счет компонентов, выделявшихся из стекла при палагонитизации при участии нагретой морской воды. При изменении плейстоценовых пород в зоне воздействия пресных нагретых вод смектит и цеолиты сформировались позже палагонита и цементируют палагонитизированные обломки гиалокластики, что определенно указывает на их образование в основном за счет элементов, принесенных гидротермами.

5.2. Изменение базальтового стекла в зоне выветривания и в толще движущегося льда

За пределами геотермальных зон, на поверхности земли в зоне выветривания палагонитизация сидеромелановой гиалокластики происходит при воздействии на нее климатического и биотического факторов.

Материал для исследований собран на поверхности мощных толщ гиалокластитов, располагающихся в районе активных вулканических и тектони-

ческих проявлений современной зоны рифтогенеза в условиях холодно-умеренного, влажного климата юго-западной Исландии. В зоне выветривания на поверхности обломков базальтового стекла, располагающихся на поверхности гиалокластитовых толщ, лишенных наземной растительности, установлено наличие многочисленных, в различной степени минерализованных палагонитом остатков микробиоты, что позволило провести исследование процесса биохемогенной палагонитизации базальтового стекла в этих условиях. Кроме того исследовалось изменение сидеромеланового стекла в ледовой обстановке современных и плейстоценовых ледниковых покровов.

Характер разрушения сидеромелана и микроструктура палагонита, формирующегося в низкотемпературных условиях на поверхности земли, рассмотрены в работе И.Х. Торсет с соавторами [Thorseth et al., 1992] Менее известно о характере изменения сидеромелана в результате воздействия почвенных процессов и в толще ледниковых покровов.

При изучении палагонитизации в зоне выветривания основное внимание было сконцентрировано на сравнительном изучении микроструктурных особенностей палагонита, образовавшегося в низкотемпературных обстановках на поверхности земли. В результате удалось установить, что при изменении базальтового стекла и замещении его палагонитом в условиях умеренно-холодного и влажного климата на поверхности, не покрытой растительностью, и в почве важную роль играет микробиальная активность.

Для исследования процесса палагонитизации в зоне выветривания в двух пунктах на территории юго-западной части Исландии были собраны образцы гиалокластитов. Одна серия образцов взята на незадернованной поверхности на южном склоне горы Армандсфедль (район оз. Тингвадлаватн), примерно на высоте 500 м над уровнем моря, а на п-ове Рейкьянес образцы отбирались у восточного подножья хребта Свейфлухаулс в нескольких метрах выше уровня оз. Клейфарватн. В последнем случае растительный покров на поверхности пород тоже отсутствовал. В свежих разрезах гиалокластита имеет чёрный и оттенки серого цвета. На пологих частях склонов (в зонах выветривания) гиалокластиты с поверхности окрашены в жёлтый и светло-коричневый цвет.

В обоих местонахождениях палагонитизация гиалокластитов распространена неравномерно. Участки породы с палагонитом хорошо отличаются по цвету от серых, темно-серых и почти черных слабо изменённых или совершенно неизменённых подстилающих их гиалокластитов. Особенно часто и наибольшей мощности (до 2–3 м) палаго-

нитизированные породы встречаются там, где поверхность толщ гиалокластитов слагает пологие склоны и рассечена разрывными нарушениями, по которым фиксируются небольшие смещения.

Для сравнения с гиалокластитами и образующимся по ним в зоне поверхностного выветривания палагонитом были изучены сидеромелановые стекла из горизонта тефры в зоне абляции на поверхности выводного ледника Свинафедльсйекудль, а также предоставленные доктором Гудрун Ларсен (Университет Исландии) для исследования образцы базальтовой тефры, поднятые из скважины, пробуренной в толще ледникового покрова на северо-западной окраине Ватнайекудль, и тефры извержения подледникового вулкана Катла (датированного примерно 1357 г.), располагающейся в толще болотистой почвы на территории обширной низменности Мирдалур на юге Исландии.

Кроме того, исследовались микроструктурные особенности и взаимоотношение с вторичными минералами сидеромелановых стекол и палагонита из плейстоценовых основных морен, располагающихся вне пределов проявлений гидротермальной деятельности.

Для сравнения с образцами из зоны выветривания рассматривается характер поверхности современных, свежих сидеромелановых стекол гидроэксплозивных извержений вулкана Суртсей. Выше уже указывалось, что во время гидроэксплозивных извержений в 1963 г туфы интенсивно смачивались морской водой, испарявшейся затем с поверхности насыпного конуса. Несмотря на интенсивное смачивание морской водой сидеромелановое стекло остаётся свежим и в основной массе негидратированным в течение многих лет после извержения [Гептнер, 1977 б]. По данным С.П. Якобсона [Jakobsson, 1972, 1978] палагонитизация в туфах вулкана Суртсей была зафиксирована только в 1969 г. в пределах прикратерной fumarольной площади.

Обломки стекол разных размерных фракций гидроэксплозивной тефры вулкана Суртсей исследовались с помощью оптического и электронного сканирующего микроскопов (СЭМ). Установлено отсутствие следов изменения на поверхности обломков стекла всех фракций (от песчаной до пелитовой). Поверхность пепловых частиц совершенно свежая, ровная, с сохранившимися следами пластических деформаций и мельчайших газовых пузырьков. Обломки грубой пелитовой размерности имеют острые углы и грани (рис. 17, а, б, см. рис. 13). Это позволяет считать, что при низких температурах и высокой влажности, существующих сейчас в Исландии, сидеромелановое стекло на поверхности земли длительное время может оставаться неизменным.

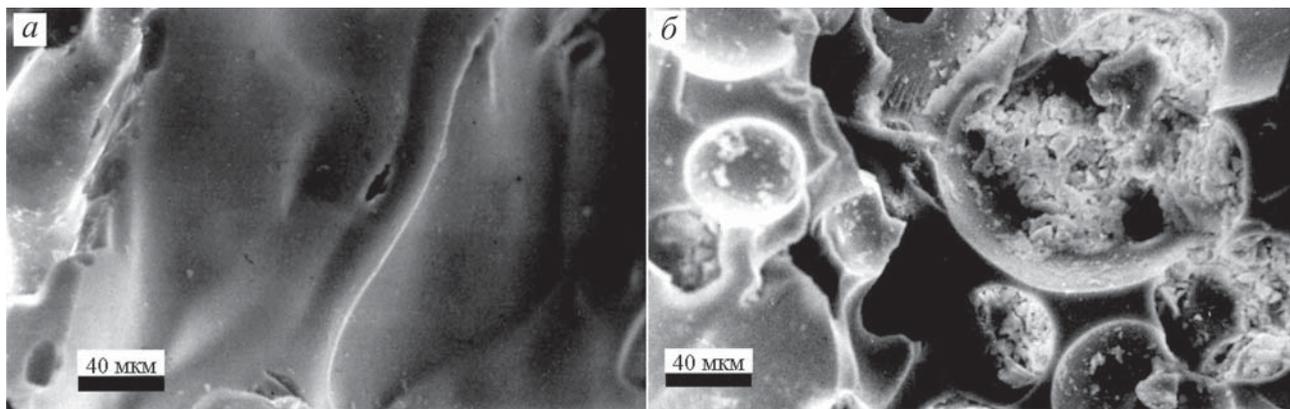


Рис. 17. Микроструктурные особенности свежего сидеромеланового стекла, СЭМ.
а – поверхность частицы стекла; *б* – пузырчатый обломок стекла с мелкими обломками стекла в газовых полостях

5.3. Микроструктурные типы палагонита

5.3.1. Современная зона выветривания

Современные климатические условия Исландии характеризуются низкими годовыми температурами (3–5°C) и большой влажностью (до 4000–8000 мм); средние летние температуры не превышают 10–11°C; наибольшее количество осадков (1000–8000 мм) приходится на южную половину острова [Johannesson, 1960].

В районах отбора образцов обильные осадки (1000–2000 мм в год) [Einarsson M.A., 1988] обеспечивают постоянное и интенсивное промывание пористых пород. Зона измененных гиалокластитов мощностью 10–20 см (максимум до 50 см) развита на выположенных участках склонов, спускается к днищам оврагов. Средние годовые температуры здесь также невысоки: летом – около +10°C, зимой – 0–1°C [Einarsson M.A., 1991].

Палагонитизация сидеромелановых гиалокластитов изучалась в породах, образовавшихся при извержении в толще льда позднеплейстоценовых ледников. После отступления ледникового покрова эти отложения никогда не перекрывались какими-либо отложениями, и почвенный покров на их поверхности не развивался. Гиалокластитовые отложения слагают протяженные высокие хребты и массивы неправильной формы, рассеченные оврагами. Гиалокластиты состоят в основном из сильно пористого сидеромеланового стекла, в котором в небольшом количестве встречаются мелкие кристаллы и редкие мезокристы оливина, пироксена и плагиоклаза. Детальные микроскопические исследования показали, что поверхность фрагментов неизмененного стекла ровная, гладкая, обломки с четкими краями и острыми углами.

Слабое изменение поверхности стекол и тончайшая кайма палагонита отмечены на поверхности гиалокластитовых отложений во многих

местах. На крутых склонах атмосферные осадки быстро удаляются, просачиваясь внутрь пористых пород или стекая вниз, а поверхностный слой пород в результате денудации постоянно обновляется. Здесь зона палагонитизации распространена неравномерно, отдельными пятнами. На пологих и выровненных склонах гиалокластиты с поверхности сложены палагонитизированным стеклом, интенсивно окрашенным в желто-коричневый цвет. Вероятно, это отражает положение наиболее благоприятных для формирования палагонита участков. В этих зонах на поверхности стеклок кайма палагонита достигает максимальной толщины (10–100 мкм).

Граница палагонита и стекла четкая. Палагонит развит в виде каймы различной ширины по внешнему краю обломков стекла и проникает внутрь его по трещинкам. При большом увеличении в палагонитовой кайме видно несколько полос, отличающихся различной плотностью окраски и повторяющих контур обломка стекла. В пузырчатых стеклах каемки палагонита присутствуют также на поверхности некоторых газовых пустот, расположенных у края обломка, а во внутренней части обломков стекла газовые полости часто не имеют следов изменения. Даже при очень интенсивной палагонитизации, когда обломки сидеромелана оказываются измененными почти полностью, структура обломков стекла сохраняется, а внешние контуры их и тончайших стенок газовых полостей остаются четкими. Это свидетельствует о том, что процесс палагонитизации происходит без изменения объема стекла. Включенные в стекло вкрапленники и микролиты оливина, пироксена и плагиоклаза сохраняются свежими.

Вторичные минералы в палагонитизированных гиалокластитах в зоне выветривания, за исключением пленок и микроглобулярных выделений гидроксидов железа, в межзерновом пространстве и

в газовых пустотах обломков оптически исследованиями не обнаружены. Вероятно, благодаря наличию этих пленок палагонитизированные гиалокластиты по сравнению со свежими отличаются заметно большей прочностью, не размокают в воде, с трудом раздавливаются в руках.

Сопоставление состава свежих и измененных гиалокластитов показало, что в условиях достаточно низких температур и промывного режима при формировании коры выветривания в процессе палагонитизации происходит интенсивное изменение стекла. Это хорошо видно из сравнения данных химического анализа свежего сидеромелана и палагонита (табл. 6). Ориентировочные расчеты, учитывающие различия удельного веса стекла и палагонита¹ и большое количество воды в палагоните, показали, что в зоне выветривания Ti, Al, Fe, Mn и P являются неподвижными компонентами. Иногда даже наблюдается некоторое относительное увеличение их содержания в палагоните, которое является кажущимся, поскольку из стекла с разной степенью интенсивности удаляются Ca, Na, Mg, K и Si. Важно подчеркнуть, что при образовании палагонита происходит окисление значительной части железа [Гептнер и др., 1984].

По микроструктурным особенностям палагонит зоны выветривания относится к зональному типу [Гептнер, 1977 б]. Зональное строение хорошо видно даже при небольших увеличениях в шлифах. Зоны различаются по цвету – светло-коричневые, желтые разных оттенков до бесцветных, и по структуре – зернистые, с тончайшей полосчатостью, субпараллельной внешним границам и однородные.

При увеличении в 10 000 раз видно, что граница стекла и палагонита четкая, в большинстве просмотренных примерах волнистая. В плане, на поверхности стекла, обращенной к замещающему его палагониту, хорошо видна ячеистая структура. Размер ячеек от 0,2 до 12,8 мкм, наиболее часто встречаются углубления с диаметром 1–7 мкм. Ячейки плоские, преимущественно круглые, реже овальные. Крупные овальные ячейки образовались в результате слияния двух или нескольких круглых. Структура палагонита, примыкающая к стеклу, крупнобугристая и состоит из изолированных или слившихся полусфер, выпуклой стороной обращенных к ячеистой поверхности стекла. Отчетливо видно полное соответствие формы и размера полусфер палагонита и ячеистой структуры стекла. От газовых полостей, встречающихся на сколе поверхности стекла, ячеистая структура отличается плоской формой ячеек, сплошным развитием

Таблица 6. Состав сидеромеланового стекла и палагонита из современной зоны выветривания гиалокластитов, Кризувик, Юго-Западная Исландия

Компонент, %	Сидеромелановое стекло			Палагонит			Сидеромелановое стекло			Палагонит		
	исходный	пересчитанный на безводный состав	Отношение к TiO ₂	исходный	пересчитанный на безводный состав	Отношение к TiO ₂	исходный	пересчитанный на безводный состав	Отношение к TiO ₂	исходный	пересчитанный на безводный состав	Отношение к TiO ₂
SiO ₂	47,84	48,06	0,03	28,84	37,94	0,08	47,71	40,44	0,04	32,91	40,44	0,06
TiO ₂	1,57	1,58	-	2,42	3,18	-	1,75	2,60	-	2,12	2,60	-
Al ₂ O ₃	14,59	14,65	0,11	19,57	25,12	0,12	15,09	23,15	0,12	18,84	23,15	0,11
Fe ₂ O ₃ *	13,71	13,77	0,11	19,9	25,12	0,13	13,05	23,06	0,14	18,77	23,06	0,11
MnO	0,25	0,25	6,32	0,39	0,51	6,23	0,21	0,33	8,33	0,27	0,33	7,88
CaO	11,82	11,87	0,13	3,00	3,95	0,80	12,22	5,64	0,14	4,59	5,64	0,46
MgO	7,34	7,37	0,21	1,64	2,16	1,47	7,94	3,35	0,22	2,73	3,35	0,78
Na ₂ O	1,96	1,97	0,80	0,49	0,64	4,97	2,07	0,83	0,84	0,68	0,83	3,13
K ₂ O	0,23	0,23	6,87	0,20	0,26	12,23	0,27	0,16	6,48	0,13	0,16	16,25
P ₂ O ₅	0,23	0,23	6,87	0,37	0,49	6,49	0,29	0,40	6,03	0,33	0,40	6,50
п.п.п.	0,74	-	-	25,66	-	-	-	-	-	20,13	-	-
Сумма	100,28	99,98	-	101,67	100,00	-	100,60	99,96	-	101,50	99,96	-

Суммарное железо как Fe₂O₃

¹При расчетах значения удельного веса были заимствованы из работы [Нау, Iijima, 1968].

на поверхности стекла, тесным соприкосновением и замещением одних ячеек другими. Ячеистые углубления проникают в стекло примерно на одинаковую глубину и в основной массе от газовых полостей отличаются значительно меньшими размерами (см. рис. 11).

Выше уже отмечалось, что наличие в палагоните отмеченной выше зональности связано с чередованием зон, сложенных материалом с разной микроструктурой, а также зон с многочисленными пустотами (см. рис. 10, а, б). Важно обратить внимание на то, что палагонит зоны выветривания обычно обладает очень большой пористостью. Многочисленные сильно вытянутые полости, располагающиеся субпараллельно, подчеркивают зональный характер строения палагонита. Необходимо подчеркнуть также, что зоны палагонита имеют асимметричное строение. На внешней по отношению к стеклу стороне палагонитовых зон часто располагаются разнообразнейшие микро- и наноструктуры, которые могут быть отождествлены с фоссиллизированными микроорганизмами или их колониями.

По характеру структуры, видной на поперечных срезах, можно различать следующие типы микрозон в строении палагонита: 1 – сложенные плотным веществом однородного строения; 2 – плотные с слабо выраженной пластинчатой структурой, ориентированной перпендикулярно к поверхности зон; 3 – состоящие из скоплений круглых и овальных тел близкого размера; 4 – сложенные тонкопористым материалом (напоминающим губку, sponge texture по: [Thorseth et al., 1992]) с отдельными, неравномерно распространенными в нем круглыми телами, близкого размера; 5 – образованные крупнопористым материалом с ячейками, значительно различающимися по размеру [Гептнер, 2001, рис. 3]. Мощность микрослойков разной структуры варьирует от 0,4 до 12–17 мкм. Мощность плотных слойков колеблется в пределах 0,4–0,8–2,0–3,6 мкм, а рыхлых, включающих круглые, овальные тела часто достигает 12–17 мкм.

5.3.2. Болотистая почва

Исследовался образец базальтовой тефры из верхней части разреза болотной почвы, отобранный в районе Мирдалура (южная Исландия) и любезно переданный мне для исследования доктором Гудрун Ларсен. Мощный слой грубозернистой тефры образовался во время подледного извержения в кальдере Катла центрального вулкана Мирдальсейкудль. Время извержения относится к 1357 году [Einarsson et al., 1980].

Исследование с помощью СЭМ показало, что за 600 с лишним лет залегания в почвенном слое

на поверхности частиц вулканического стекла образовался тонкий слой палагонита (не более 1–2 мкм). Палагонит хорошо распознается по наличию трещин дегидратации, комковатой, неровной поверхности частиц стекла и наличию на ней скоплений из «слившихся» многочисленных мельчайших бугорков и комочков с плавными очертаниями. На участках, где удалось наблюдать контакт палагонита и подстилающего его стекла, на поверхности последнего отчетливо видна мелкая ячеистая поверхность, аналогичная рассмотренной выше.

В углублениях на поверхности частиц тефры, где обычно скапливаются мельчайшие осколки стекла, обнаружены комочки с плавными очертаниями, скорее всего сложенные полностью замещенными палагонитом частицами стекла. При большом увеличении видно, что палагонитизированные частицы пронизаны многочисленными отверстиями овальных очертаний. Размер отверстий от 0,1 до 1,0 мкм. Можно предположить, что образование этих отверстий произошло при активном воздействии микроорганизмов, населявших поверхность стекла. Об участии микроорганизмов при формировании палагонита в почве свидетельствуют многочисленные фоссиллизированные остатки (нити, трубочки, шарики и полые сферы) и соответствующего размера полости в палагонитизированных частицах стекла (рис. 18, а–е).

5.3.3. Толща современного ледникового покрова

Исследовались образцы базальтовой тефры, извлеченные из современного ледникового покрова Ватнайекудль. Два образца из керна скважины, пробуренной на северо-западе ледника Ватнайекудль, были переданы для исследования д-ром. Гудрун Ларсен. Более молодой слой тефры (G 1922), связанный с извержением 1922 г. в районе подледной кальдеры Гримсвотн, отобран с глубины 109,4 м. Другой образец (1720), характеризующий слой тефры предположительно трещинного извержения 1720 года, поднят из толщи льда с глубины 368,8 м. [Steinþórsson, 1977]. В 1970 году во время полевых работ у южной окраины ледникового покрова Ватнайекудль мной был взят образец (№ 7086) из слоя тефры, обнажившегося (вытаявшего) в периферической зоне абляции вывального ледника Свинафедльсейкудль.

Тефрохронологические исследования в западной части ледникового покрова Ватнайекудль позволили установить, что среди детально изученных 38 горизонтов тефры в зоне абляции самый древний горизонт может быть отнесен к извержению в 12-м столетии [Larsen et al., 1996]. Предполагается, что отобранный в 1970 г. из горизонта

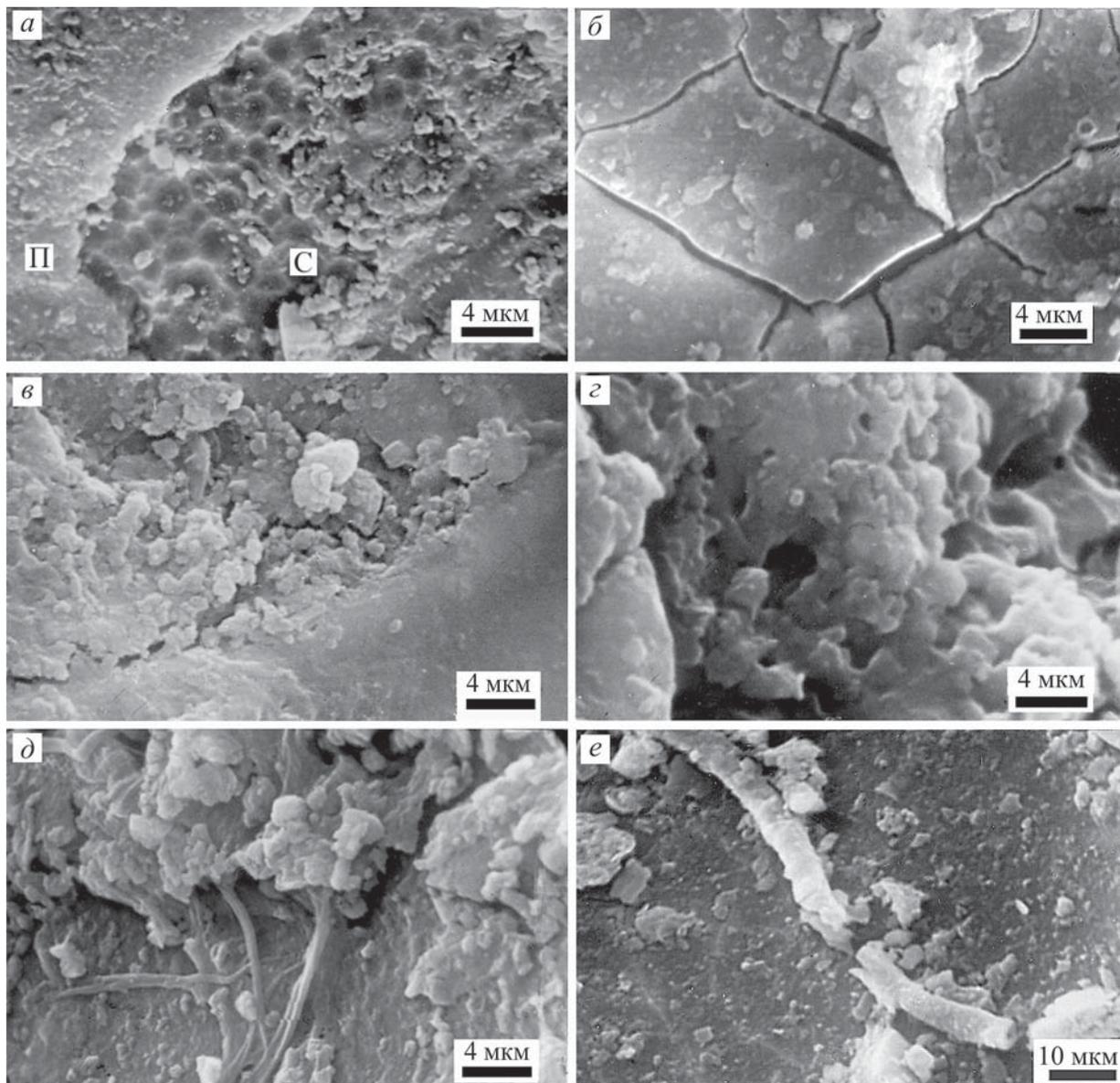


Рис. 18. Микроструктура палагонита из болотистой почвы
a – С – ячеистая поверхность изменённого стекла; П – палагонит; *б* – трещинки дегидратации и многочисленные минерализованные остатки микробиоты на поверхности палагонита; *в* – комповатая структура мельчайших частиц палагонита; *г* – пористость мелких частиц палагонита; *д, е* – минерализованные нити в зоне палагонитизации

тефры в абляционной зоне ледника Свинафедльсйекудль образец № 7086 тоже может быть приблизительно такого же возраста, т.е. он древнее образцов двух ранее упомянутых горизонтов тефры керна скважины.

Сопоставление микроструктурных особенностей частиц базальтовой тефры из разных горизонтов ледникового покрова показало следующее. В образцах тефры извержений 1922 и 1720 годов, извлеченных при бурении из толщи льда, улавливаются лишь слабые признаки изменения. В основном поверхность частиц стекла ровная и

по характеру сходна с неизменными пепловыми частицами гидроэксплозий вулкана Суртсей. Мельчайшие осколки, скопившиеся в углублениях газовых полостей, большей частью сохраняют четкие очертания и острые углы и грани. При исследовании с помощью СЭМ удалось обнаружить отдельные участки, на которых видны начальные стадии изменения стекла, проявляющиеся как: 1) отчетливые признаки отслоения с поверхности стекла тончайших пластин (рис. 19, *a*); 2) появление на ровной поверхности стекла мельчайших бугорков (0,4–1,0 мкм), иногда образующих

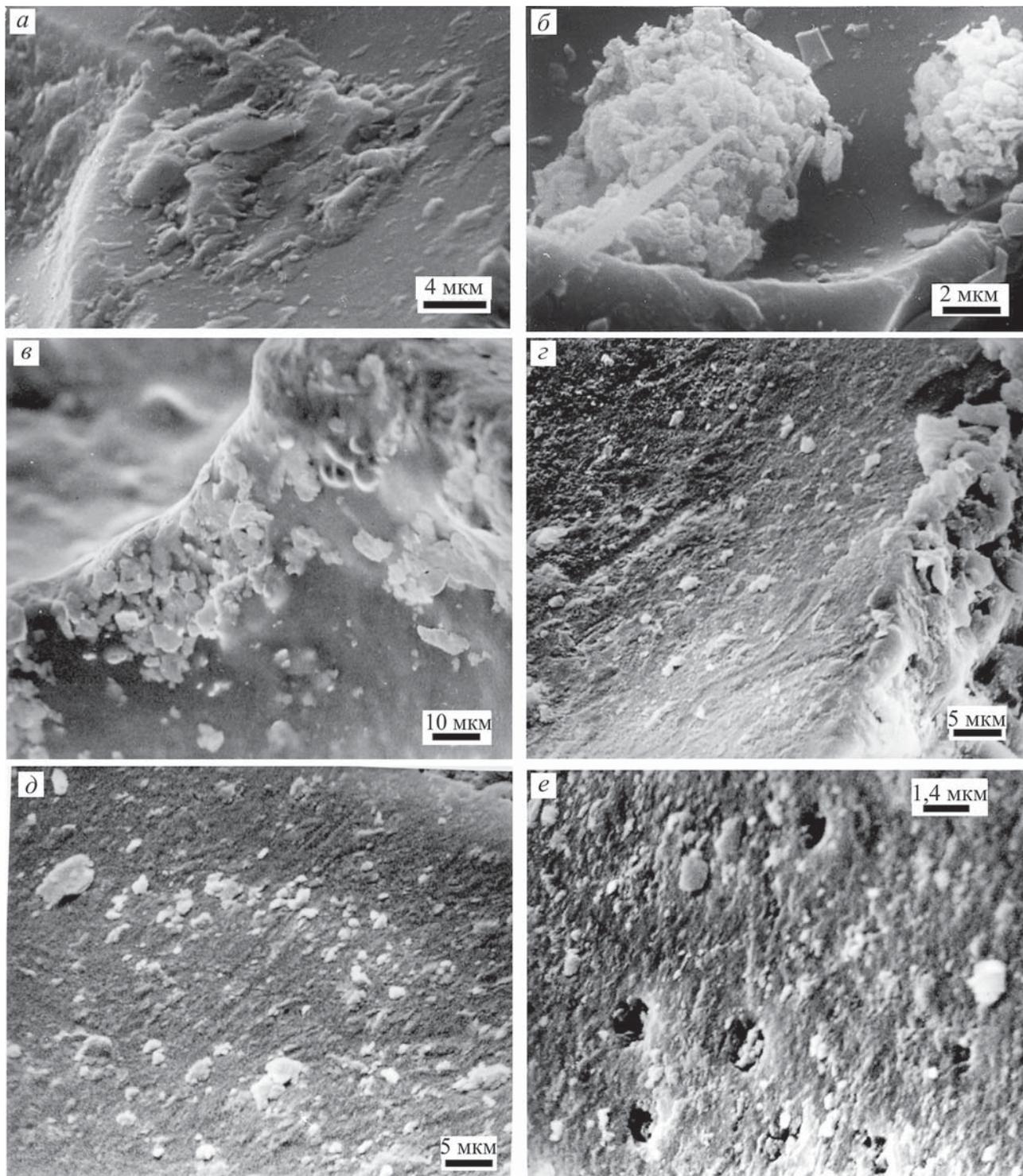


Рис. 19. Сидеромелановое стекло из толщи современного ледникового покрова

a, б – поверхность частиц сидеромеланового стекла из керна скважины в современном ледниковом покрове: *a* – начальные стадии формирования чешуйчатого палагонита; *б* – комочки палагонитизированной пелитовой фракции сидеромелана на гладкой поверхности крупночешуйчатого обломка тефры; *в-е* – обломки стекла из слоя тефры, вытаявшего в зоне абляции: *в* – чешуйчатый палагонит, *г, д* – следы ледниковой штриховки на поверхности палагонитизированных частиц тефры, *е* – круглые отверстия на палагонитизированной поверхности стекла

скопления (4–25 мкм) неправильной формы с мягкими очертаниями отдельных индивидуумов; 3) комочки, состоящие из мельчайших частиц измененного стекла (рис. 19, б).

Заметно отличается по степени сохранности и структуре поверхности сидеромелановое стекло тефры из абляционной зоны ледника Свинафедльсйекудль. Поверхность обломков стекла неровная, сложена пористым материалом. На некоторых участках крупных обломков хорошо видно отслоение измененных частиц стекла, сохранилась чешуйчатая структура палагонита (рис. 19, в). Часто на палагонитизированной поверхности видны одинаково ориентированные прямолинейные борозды и штрихи. В конце особенно глубоких борозд в виде небольшого бугорка располагается соскобленный с поверхности обломка стекла непрочный палагонитовый материал (рис. 19, г, д). Мельчайшие обломки стекла, скопившиеся в углублениях, имеют сильно пористую, комковатую структуру поверхности. Интересной особенностью измененных стекол является наличие круглых отверстий с диаметром, не превышающим 1,0–1,5 мкм, в некоторых случаях частично закрытых мельчайшими частицами палагонита, видимо, смещенных с поверхности обломка. Эти отверстия по размеру сходны с описанными И.Х. Торсет с соавторами [Thorseth et al., 1992] как *pit-textured glass*, возникновение которых связывается с микробиальной деятельностью (см. рис. 19, е).

Отмеченные особенности характера изменения (палагонитизации) поверхности обломков тефры, извлеченных из толщи современного ледникового покрова, прямо коррелируют с длительностью пребывания вулканического стекла в толще льда. Наиболее отчетливо изменение сидеромеланового стекла фиксируется в тефре, извлеченной из более древнего горизонта ледника.

5.3.4. Плейстоценовая основная морена

Основные морены Исландии по составу слагающего их материала и прочности могут быть разделены на три типа: 1) литокристаллокластические, рыхлые; 2) литокристаллокластические с обломками гидротермально измененных пород, прочные, несцементированные и 3) сцементированные или «окаменевшие», называемые тиллитами. Подробнее вещественный состав основных морен Исландии рассмотрен в работе [Лаврушин и др., 1986]. Остановимся здесь только на особенностях состава и условий формирования плейстоценовых тиллитов.

Наличие в некоторых моренах Исландии большого количества легко разрушающегося сидеромеланового стекла обусловило появление даже

среди самых молодых плейстоценовых ледниковых отложений, никогда не подвергавшихся гидротермальной переработке, сцементированных основных морен, по своей прочности несколько не уступающих древним тиллитам. Плейстоценовые тиллиты часто встречаются в тех районах острова, где ледники покрывали толщи формации Моуберг, включающей в большом количестве базальтовую (сидеромелановую) гиалокластическую [Einarsson Th, 1994]. В качестве примера, показывающего образование тиллита в результате захвата ледником большого количества базальтового (сидеромеланового) стекла, рассмотрим результаты исследования вещественного состава плейстоценовых основных морен, обнажающихся в долине р. Фньоскау и в районе г. Хусавик на севере Исландии. Состав морен изучался в шлифах с помощью оптического микроскопа и рентгено-спектрального микрозондового анализа (Геологический институт РАН, аналитик – М.А. Селезнева), а на естественных сколах – с помощью СЭМ.

Образование тиллитов в процессе переработки сидеромеланового стекла движущимся ледником определенно установлено при изучении вещественного состава плейстоценовой основной морены в долине р. Фньоскау (северная Исландия). Здесь в 1977 г. изучался состав основных морен на западном борту долины в районе старой дороги, идущей с перевала. Основные морены, залегающие на водоразделе с Эйьяфьордом и в днище речной долины, сложены рыхлыми породами литокластического типа. В основной морене, расположенной примерно в средней части склона долины, сложенной также рыхлыми породами, обнаружены отдельные участки скальных тиллитов с очень четко выраженными текстурами послойно-пластического течения материала. Важно отметить постепенный переход рыхлых пород в скальные в теле моренного пласта. При исследовании шлифов скальных пород из этой морены установлено, что образование тиллитов здесь связано с локальным обогащением основной морены сидеромелановым стеклом, его изменением и замещением палагонитом и одновременным образованием силикатного цемента, в составе которого большую роль играет микроагрегатное с низким показателем преломления ($N \approx 1,540$) изотропное, а иногда слабодвупреломляющее вещество.

Палагонитизация обломков сидеромеланового стекла в теле основной морены имеет ряд особенностей. Прежде всего следует отметить неравномерный характер распределения палагонитовой каймы на поверхности обломков сидеромеланового стекла. В одном образце и даже в одном шлифе можно видеть неизменные и в различной степени палагонитизированные обломки стекла. Размер

обломков не коррелирует со степенью изменения: среди свежих, так же как и среди палагонитизированных, встречаются обломки разного размера. Обычно палагонитизация развита локально, на отдельных участках она отсутствует. В этом случае зона палагонитизации представляется как бы срезанной с поверхности обломка [Лаврушин и др., 1986, рис. 42]. Характерно появление палагонитизации в зоне соприкосновения обломков стекла между собой или с обломками другого состава.

Важно подчеркнуть, что при изменении сидеромелана в зоне выветривания или при воздействии подземных вод изменению подвергаются все обломки независимо от размера, а самые мелкие оказываются замещенными палагонитом полностью. На поверхности крупных обломков палагонитовая кайма имеет примерно одинаковую толщину. В противоположность этому при формировании основной морены в толще движущегося льда условия формирования палагонита сочетаются с деструктивной обстановкой, когда обломки подвергаются стрессу, раздавливаются и истираются. Прямым свидетельством этого процесса является наличие в обломках сидеромелановых стекол из основной морены зон интенсивной трещиноватости, проявляющихся в виде пучков трещин, расположенных на некоторых участках обломка. В этих зонах по трещинкам развита тончайшая пленка палагонита (рис. 20, а).

В краевой части слабопалагонитизированных стекол из основной морены в шлифах при больших увеличениях обнаружены круглые канальца, уходящие с поверхности внутрь обломка на несколько микрон. Диаметр канальцев 1–3 мкм. Стенки канальцев в разрезе имеют волнистый профиль, напоминающий стенку гофрированного шланга. По размеру эти канальца сходны с круглыми отверстиями, отмеченными выше на поверхности палагонитизированных стекол, извлеченных из толщи льда. Биохемогенное образование сходных структур (pit-textured glass), возникших на границе стекла и палагонита, рассматривается в статье И.Х. Торсет с соавторами [Thorseth et al., 1992].

Цементирующее вещество матрикса «скальной» основной морены (тиллита) распространено в поровом пространстве далеко за пределами зон палагонитизации (в пределах одного шлифа), контактируя с лито- и витрообломками по четкой границе.

Рассмотрим другой пример. В обнажении морского обрыва в районе порта г. Хусавик исследовались отдельные горизонты моренной толщи, которые состоят из обломков сидеромеланового стекла, кристаллов плагиоклаза и пироксенов. Содержание стекла в морене достигает 70–80%. Почти на всех крупных песчаных обломках сидеромелана видна зона палагонитизации. Обломки алевритовой размерности часто замещены палагонитом целиком. В песчаных обломках толщина зоны палагонитизации

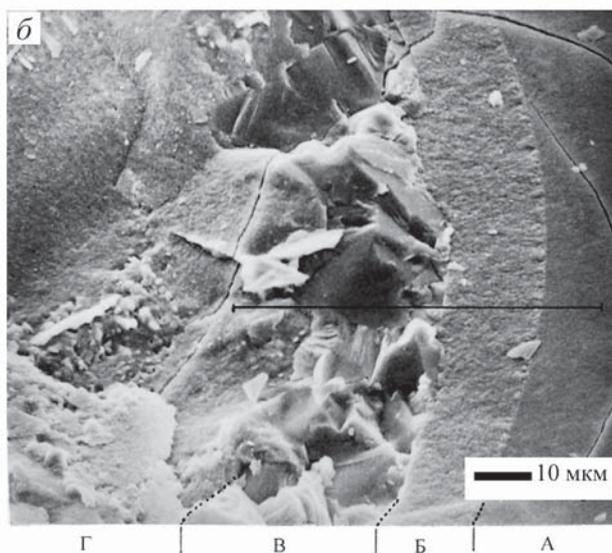
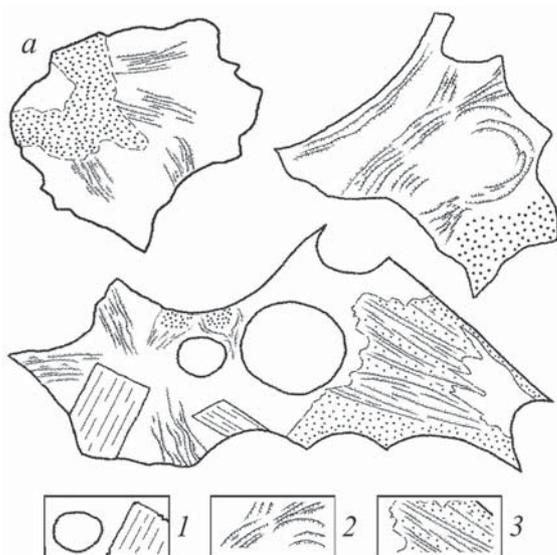


Рис. 20. Палагонитизированное сидеромелановое стекло из основной морены – плейстоценового тиллита
 а – Частицы сидеромелановой тефры из основной морены (тиллита), зарисовка шлифа. 1 – участки свежего стекла с микролитом плагиоклаза; 2 – трещины, возникшие при динамическом воздействии движущегося льда; 3 – участки палагонитизации, парагенетически связанные с зоной развития трещин. б – Соотношение стекла, палагонита и цементирующего вещества, СЭМ: А – краевая часть обломка сидеромеланового стекла; Б – незональный палагонит; В – смектитовый цемент; Г – моренный матрикс. Хусавик, Северная Исландия. Показано положение профиля А – Г рентгеноспектрального микрозондирования (результаты см. рис. 21)

сильно варьирует, а иногда на отдельных участках может отсутствовать, что рассматривается как результат частичного срезания зоны палагонитизации в процессе формирования морены. Обычно это явление наблюдается тогда, когда поверхность обломка непосредственно соприкасается с тонкоизмельченным материалом в зоне ледниковой милонитизации [Лаврушин, 1976].

Текстурные исследования свидетельствуют о том, что гидратация и связанное с ней изменение сидеромелана, а также формирование цементирующего вещества тиллитов происходило еще в ходе движения ледника. В обнажении хорошо видны текстуры течения и уплотнения, связанные с формированием и накоплением моренной толщи под еще движущимся ледником. Это проявляется в виде хорошо выраженной плитчатой отдельности, многочисленных следов штриховки, выпаживания, соскабливания моренного матрикса на поверхности плиток, а также наличия срезанных и шлифованных обломков базальтов на поверхности плитчатой отдельности.

Помимо палагонитизации сидеромелана, вокруг некоторых обломков при оптических исследованиях зафиксирована узкая двупреломляющая каемка глинистых минералов. Глинистые пленки чаще встречаются на участках породы с большим количеством обломков палагонитизированного стекла. Наличие глинистых минералов по периферии палагонитизированных стекол установлено

при исследовании с помощью СЭМ. Тонкоагрегатная незональная структура палагонита четко отличается от каемки глинистых минералов, состоящей из разно ориентированных пакетов тонких пластинок (рис. 20, б).

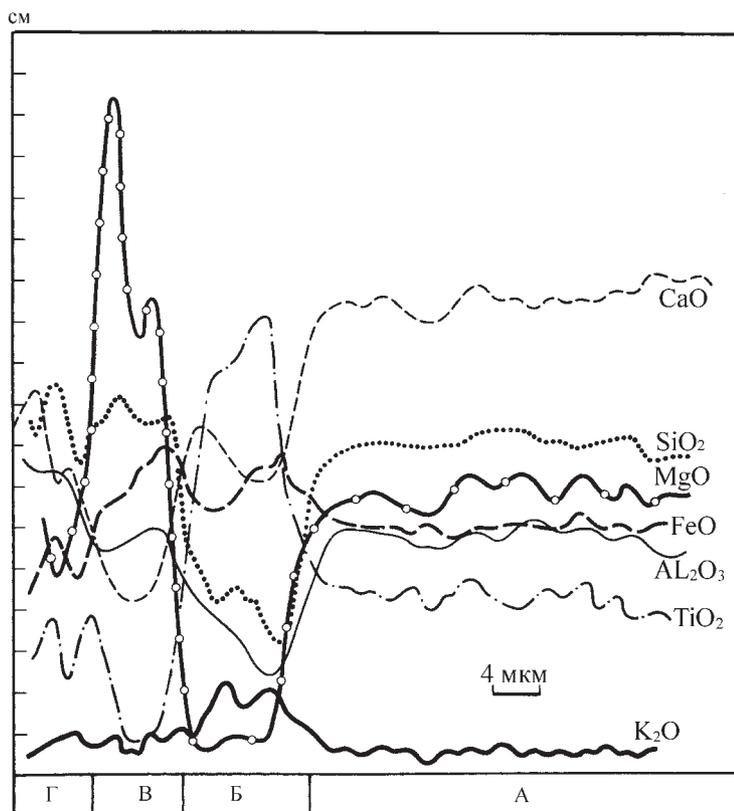
Отчетливо выделяются два типа взаимоотношения зоны палагонитизации и цементирующего морену вещества. Первый тип характеризует зону палагонитизации обломков сидеромелана и вещество окружающего их цемента. В том и другом случае это однородное, не отличающиеся по микроструктуре тонкоагрегатное вещество, четко, по ровной границе отделяющееся от стекла. В результате создается впечатление о плавном переходе палагонитовой каймы в цементирующее вещество, обволакивающее все кластические компоненты матрикса морены.

Второй тип характеризуется наличием на поверхности палагонита тонкой каемки (до 20 мкм) вещества с отчетливыми признаками кристаллического строения. По микроструктуре палагонит и основная масса цемента тиллита здесь тоже не различаются.

Данные рентгеноспектрального микрозондирования свидетельствуют о том, что в краевой зоне изменяющегося сидеромеланового стекла, т.е. в зоне палагонитизации и по ее периферии, в поровом пространстве морены происходит заметное перераспределение петрогенных элементов (рис. 21). Известно, что образование палаго-

Рис. 21. Распределение основных петрогенных элементов в палагонитизированном сидеромелановом стекле и в каёмке смектита, плейстоценовый тиллит. Хусавик, Северная Исландия, данные микрозондирования

Зоны: А – сидеромелан, Б – Палагонит, В – смектит, Г – тонкозернистый матрикс морены. 1 – CaO; 2 – SiO₂; 3 – MgO; 4 – FeO; 5 – Al₂O₃; 6 – TiO₂; 7 – K₂O. Содержание в 1 см шкал: MgO – 1,3 %; FeO_{общ} – 3,5 %; Al₂O₃ – 2,4 %; TiO₂ – 0,23 %; K₂O – 0,2 %; CaO – 1,3 %



та происходит без изменения объема исходного стекла, а в составе новообразованного вещества появляется большое количество воды. Поэтому при анализе данных микронзондирования, как уж выше указывалось, принимались во внимание величины удельного веса стекла и палагонита, заимствованные из литературы. Расчеты показали, что при палагонитизации сидеромеланового стекла в ледовой обстановке из него выносятся в большом количестве MgO (не меньше 80 %), SiO₂ (до 60 %), Al₂O₃ (более 60 %), CaO (около 30 %) и очень мало железа (не более 7–10 %). Для титана и калия отмечено кажущееся относительное обогащение.

Данные оптического, электронно-микроскопического (СЭМ) и рентгеноспектрального изучения зоны изменения сидеромеланового стекла в

рассматриваемом тиллите свидетельствуют о том, что при палагонитизации в толще движущегося льда формируется цементирующее вещество, в состав которого входят железисто-магнезиальные слоистые силикаты (смектиты) и, возможно, свободный кремнезем.

В заключение следует подчеркнуть, что палагонит, образовавшийся в ледовой обстановке, характеризуется незональной, однородной микроструктурой. В результате абразионной деятельности замещение стекла палагонитом фиксируется не по всей поверхности обломка. Характерно наличие признаков растворения стекла в отдельных точках (формирование упоминавшихся канальцев), а на участках стресса палагонитизация внутрь стекла проникает по трещинам.

Глава 6

БИОМОРФНЫЕ СТРУКТУРЫ (МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ МИКРООРГАНИЗМЫ) В ПАЛАГОНИТЕ

Выше было показано, что палагонит, образовавшийся в зоне выветривания и в толще движущегося льда, различается по структуре. Палагонит из зоны выветривания отличается от продуктов изменения сидеромелана в ледовой обстановке не только отчетливо выраженным зональным строением. Среди исследованных микроструктур палагонита, образовавшегося в зоне выветривания и в почве, выявлен ряд элементов, которые могут рассматриваться как минерализованные остатки микробиоты. В палагоните, извлеченном из толщи движущегося льда, подобные микроструктурные образования не встречены.

В составе минерализованной микробиоты установлены: 1) единичные круглые и овальные тела и их скопления, располагающиеся на поверхности отдельных зон палагонита; 2) круглые уплотнения, выделяющиеся в пористой структуре палагонита; 3) бесструктурные нити и вытянутые и ветвящиеся структуры со слабо выраженным зональным строением, при этом нити и круглые тела часто встречаются совместно; 4) скопления мельчайших комочков, часто встречающихся на поверхности зональных образований, которые предположительно могут быть идентифицированы как нанобактерии [Folk, 1993; Folk, Lynch, 1997]. В гиалокластитах коры выветривания микроорганизмы часто встречаются рядом с частично минерализованными и еще сохранившими отчетливые признаки биогенного происхождения.

Идентификация минерализованной биоты проводилась на основании сравнения особенностей её формы и размера по литературным данным и сопоставления с остатками современных, частично минерализованных микроорганизмов, обнаруженных на исследованных объектах. Рассмотрим морфологию минерализованных микроорганизмов.

6.1. Микроструктура минерализованных микроорганизмов¹

6.1.1. Единичные круглые и овальные тела и их скопления

Это наиболее часто встречающиеся биоморфные структуры. Их размер колеблется от 0,5–1,0 до

4,0–5,0 мкм. Структуры, размер которых не превышает 1 мкм, имеют чаще правильную шарообразную форму и четкие контуры. Среди них встречаются гантелевидные образования, возможно, свидетельствующие о делении клеток. Структуры большего размера имеют менее четкие контуры и сливаются с окружающей их массой палагонита. Близко расположенные круглые и овальные тела объединены палагонитовым веществом и образуют более крупные скопления (рис. 1, а).

Определенным указанием на биогенную природу рассматриваемых структур является их совместное расположение с прекрасно сохранившимися или только частично минерализованными микроорганизмами. Размеры и круглая форма современных и полностью минерализованных микроорганизмов очень близки. На поверхности некоторых круглых и овальных структур распознается тонкая, параллельно расположенная скульптура, а в месте их прикрепления к поверхности палагонита хорошо видны нитеобразные выросты. Многочисленные примеры частичной минерализации определенно микробиогенных объектов не оставляют сомнения в том, что круглые и овальные тела, в большом количестве встречающиеся на поверхности отдельных зон палагонита, также являются минерализованными микроорганизмами.

6.1.2. Круглые уплотнения в пористой структуре палагонита

Палагонит, сложенный тонкопористым материалом (напоминающим губку), включает отдельные, неравномерно распространенные, плотные внутри и с губчатой поверхностью круглые тела. Их максимальный размер не превышает 4–5 мкм. Значительная часть таких образований имеет только 1–2 мкм в поперечнике. Скопления таких структур неравномерно размещены в открытых полостях (см. рис. 1, б).

6.1.3. Палочки

Палочки с закругленными концами встречены в слое палагонита, непосредственно прилегаю-

¹Исследования микро- и наноструктур с помощью сканирующего микроскопа проводились в ГИН РАН совместно с Н.В.Горьковой.

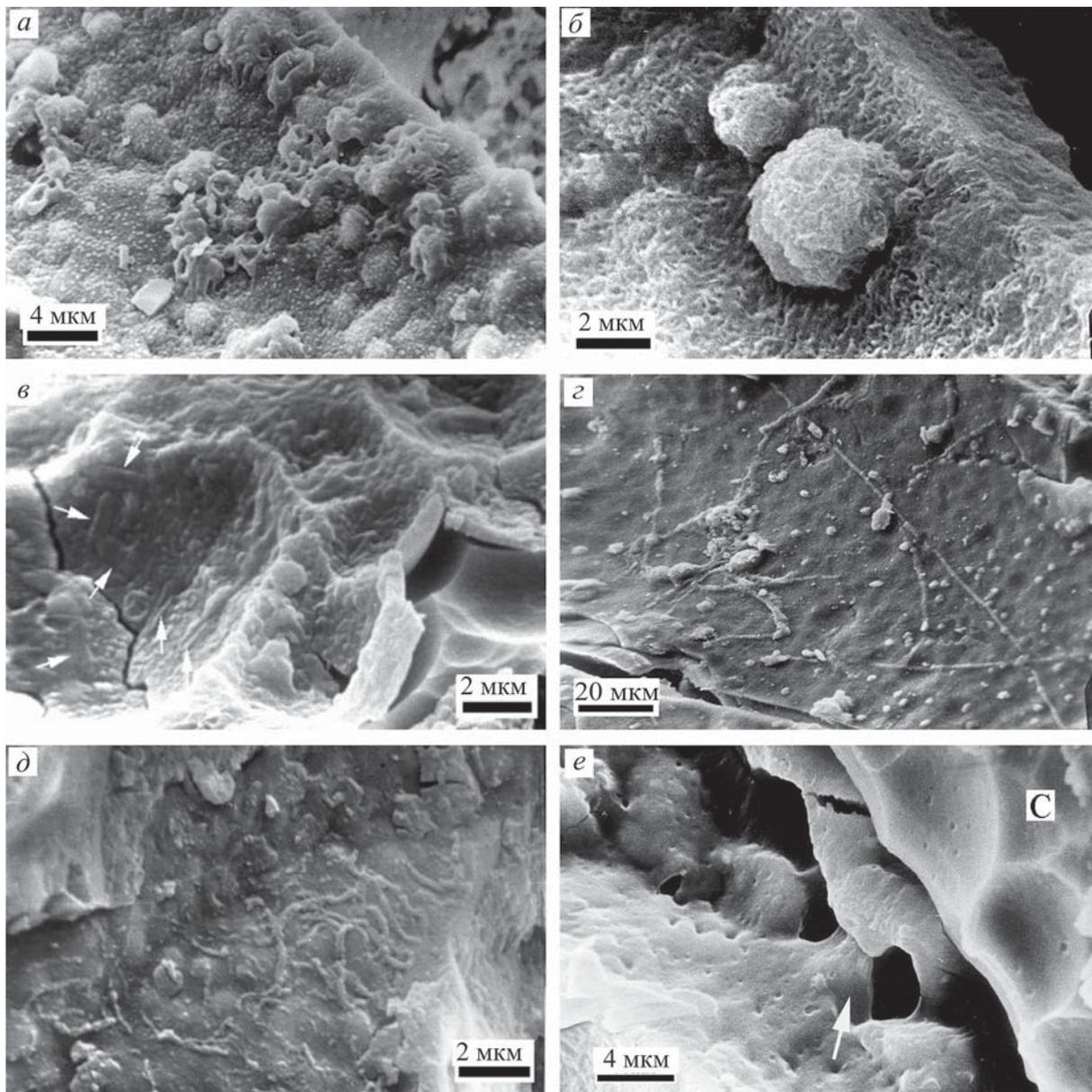


Рис. 1. Микроструктура минерализованных микроорганизмов на поверхности и внутри палагонита
а – частичная или полная минерализация микроорганизмов, расположенных на поверхности палагонитизированного стекла;
б – минерализованные кокоидные маты; *в* – «палочки» – минерализованные бактерии в слое палагонита, стрелки указывают на наиболее крупные объекты; *г* – нити и кокоидные структуры минерализованных бактерий; *д* – минерализованные нити; *е* – минерализованная слизистая бактериальная плёнка (стрелка), полностью покрывающая палагонит на границе со стеклом (С)

щем к поверхности сидеромелана с хорошо выраженной ячеистой поверхностью. Палочки прямолинейные, реже слабоизогнутые, иногда с намечающейся перемычкой или соприкасающиеся торцами. Они незначительно выступают над поверхностью палагонита, иногда полностью сливаются с его поверхностью. Здесь же присутствуют немногочисленные круглые структуры близкого к палочкам размера. Длина палочек от 1,2 до 3,0 мкм, ширина не более 0,6 мкм (см. рис. 1, *в*).

6.1.4. *Humu*

Одиночные нити и их скопления часто встречаются на поверхности отдельных зон палагонита. Морфология их хорошо видна при исследовании слабо минерализованных образований. Ветвящиеся, прихотливо изгибающиеся и загнутые в спираль нити имеют близкий размер поперечного сечения – 0,3 мкм. Минерализованные нити значительно толще – до 1,2 мкм. Желобок, наблю-

дающийся вдоль средней части нити, указывает на ее трубчатый характер. Наличие внутреннего канала наблюдается на изломе минерализованной прямолинейной нити. Нити, покрытые тонким слоем палагонита, сливаются и теряются в его основной массе (см. рис. 1, з, д).

6.1.5. Пленки

Характерным структурным элементом палагонитизированного сидеромеланового стекла в зоне выветривания являются тонкие пленки, покрывающие сплошным «покрывалом» все структурные элементы на поверхности палагонита. Пленка плотно прилегает к выпуклым частям, обволакивает их и свободно «висит» над понижениями микрорельефа и трещинками в слое палагонита. При большом увеличении на поверхности пленки видны мельчайшие круглые углубления (отверстия) диаметром 0,3–0,5 мкм. По краям крупных отверстий и на участках, соединяющих отдельные выступающие элементы рельефа, на пленке хорошо видна тончайшая параллельная микрогфрировка (рис. 1, е).

6.2. Наноструктурные элементы в палагоните

При больших увеличениях во всех биоморфных типах палагонитовых образований видны одиночные круглые комочки и их скопления. Распространены они неравномерно. Размер одиночных самых мелких комочков не более 0,1 мкм. Скопления слившихся комочков образуют пятна разной величины (до 1–2 мкм и более) и плотности размещения отдельных индивидуумов. Отдельные комочки близкого размера соединены в цепочки.

Комочки и их скопления развиты в основном на внешней по отношению к изменяющемуся стеклу зональной поверхности палагонита. Они отсутствуют на свежих сколах палагонита, образовавшихся при подготовке образца к исследованию. Важно подчеркнуть, что рассматриваемые нанообразования встречаются на поверхности биоморфных структур разной степени минерализации. Замечено, что среди хаотично расположенных наноструктур встречаются короткие (состоящие только из пяти-шести комочков) и длинные (до 1 мкм) цепочки из комочков. На поверхности остатков микроорганизмов хорошей сохранности располагаются единичные комочки. Нередко можно видеть скопления наноструктур, частично или полностью покрывающие тонким слоем поверхность минерализованных микроорганизмов. Реже комочки и их срастания образуют зонально

построенные слойки мощностью до 2–3 мкм или неправильные скопления в полостях разного рода (рис. 2, а–е).

Генезис рассматриваемых структур в настоящий момент из-за отсутствия возможности изучить их морфологию и состав при значительно больших увеличениях остается проблематичным. Можно лишь предполагать, что это биохемогенные образования, возможно, минерализованные нанобактерии [Folk, Lynch, 1997]. К такому выводу позволяет придти постоянная ассоциация мельчайших комочков, часто имеющих вид правильных шариков (иногда с отчетливо выраженной ножкой прикрепления к субстрату) и их скоплений, со структурами определенно биогенного происхождения. О биохемогенном формировании говорит также расположение комочков в виде цепочек и сгустков, покрывающих более крупные биоморфные структуры.

6.3. Возможные причины возникновения зональной структуры палагонита

Исследование продуктов изменения базальтового стекла, образовавшихся в зоне выветривания, в почве и в толще движущегося льда, выявило характерные особенности микроструктуры палагонита и позволяет предложить возможный вариант их образования.

В последнее время было установлено, что в основании ледника в слое мореносодержащего льда живых бактерий на несколько порядков больше, чем в толще льда больших ледниковых покровов [Sharp et al., 1999]. О возможном участии микроорганизмов при разрушении стекла и образовании палагонита в ледовой обстановке, вероятно, могли бы свидетельствовать следы их деятельности, обнаруженные на измененной поверхности обломков сидеромелана, извлеченных из современного ледникового покрова и плейстоценовой донной морены. Это упоминавшиеся выше круглые ямки или канальца микронного размера (pit-texture glass) [Thorseth et al., 1992], проникающие в тело обломков стекла. Однако этих данных для выяснения влияния микробиоты на изменение стекла в ледовой обстановке еще недостаточно. Структурно однородный характер палагонита, образующегося в ледовых условиях, определенно свидетельствует о существующих здесь стабильных условиях разрушения стекла и формировании палагонита без участия микроорганизмов.

Наличие в палагоните в зоне выветривания и в почве большого количества разнообразных и в различной степени минерализованных остатков, морфологически сходных с прекрасно сохранившимися в этой же обстановке микроорганизмами,

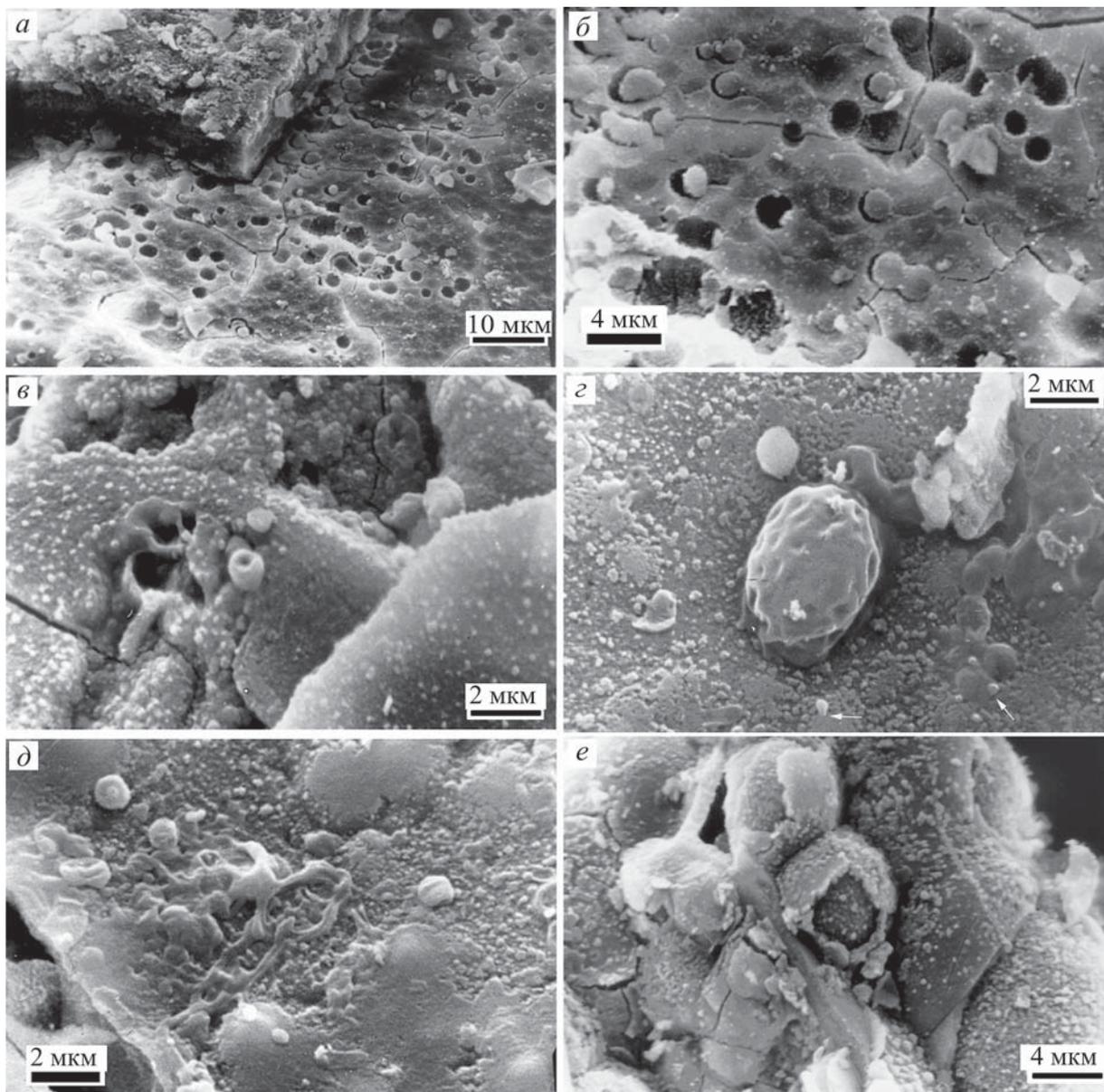


Рис. 2. Наноструктурные элементы палагонита

a, б – минерализованные бактерии в зональном палагоните, на рис. 2 *б* хорошо видна гантелевидная структура клеточного деления; *в, г* – соотношение одиночных комочков и их скоплений (минерализованных нанобактерий?) с современными и частично минерализованными биогенными структурами, стрелками указаны структуры, похожие на нанобактерии; *д* – соотношение микробактериальных структур различной степени минерализации; *е* – типы агрегатных структур минерализованных нанобактерий (одиночные комочки, изоморфные скопления и цепочки комочков).

не оставляет сомнений о большом влиянии последних на процесс разрушения стекла и формирование палагонита.

Выше отмечалось, что для палагонита, образовавшегося в зоне выветривания, характерно прекрасно выраженное зональное строение. Естественно предположить, что зональное строение палагонита может отражать какие-то особенности существования микробиоты в этой зоне. Резкое увеличение в составе палагонита F_2O_3 по срав-

нению со свежим стеклом может быть связано с микробальным окислением двухвалентного железа до трехвалентного. В последнее время установлено наличие углеводов в структуре свежих базальтов и базальтового стекла [Гептнер и др., 1999]. При разрушении стекла содержащиеся в нем углеводороды могут служить акцепторами кислорода и (или) источником углерода.

Сопоставляя микроструктурные особенности разных типов палагонита, можно видеть, что

зональность хорошо выражена только там, где встречается наибольшее количество биоморфных проявлений. Основываясь на этом, естественно предположить, что зональность формировалась в результате неравномерного микробного воздействия на процесс разрушения стекла и формирования палагонита. Сейчас нет определенных данных для того, чтобы судить о причинах повышения или снижения активности микроорганизмов в зоне выветривания и в почве. Возможно, это связано с периодическими, сезонными изменениями температуры и увлажнения на поверхности земли. Определенную роль в развитии микроорганизмов на поверхности гиалокластитов, развитых на территории, прилегающей к северному полярному кругу, могло играть чередование периодов разной длительности солнечного освещения (результат сезонного ритма фотосинтеза). Нельзя исключить также какие-то особенности метаболизма микроорганизмов, которые в зависимости от состава субстрата их обитания так или иначе могут влиять на интенсивность разрушения стекла.

Могут быть и иные причины неравномерного биохомогенного воздействия на формирование палагонита в низкотемпературной зоне поверхности земли. Известно, что бактерии – очень чувствительный индикатор потоков флюидов и (или) газа [Cragg et al., 1995]. Появление этих потоков или изменение их состава может привести к увеличению или уменьшению бактериальной популяции, повлиять на ее активность и как следствие этого увеличение или уменьшение скорости геохимических процессов. Эндогенное влияние на бактериальную активность и образование зонально построенного палагонита на толщах гиалокластитов, разбитых многочисленными разрывными нарушениями, в рассматриваемом случае не кажется невероятным, если учесть, что анализированные образцы отобраны в современной зоне рифтогенеза, активной вулканической деятельности и дегазации из недр земли [Кононов, 1983]. Неравномерно пульсирующий характер поступления газообразных углеводородов по зонам

трещиноватости может оказывать прямое влияние на микробиологические процессы (например, метаболизм метанотрофных бактерий) [Оборин, Стадник, 1996] и опосредованно воздействовать на образование зонального характера палагонита.

В заключение следует подчеркнуть, что изменение сидеромеланового стекла зафиксировано на поверхности земли в низкотемпературных условиях в различных обстановках: в толще ледниковых покровов, в почвенном горизонте, в зоне выветривания гиалокластитов, лишенных растительности. Основным продуктом разрушения стекла является палагонит. Из стекла частично удаляется ряд элементов (Si, Mg, Al, Ca), железо окисляется. В почве и в зоне выветривания высвобождающиеся из стекла при палагонитизации элементы выносятся инфильтрационными водами. При изменении стекла в толще льда создается благоприятная обстановка для формирования за счет удаленных из стекла элементов прочного силикатного цемента плейстоценовых тиллитов.

Проведенное исследование показало, что определенные признаки биохомогенного влияния на процесс изменения сидеромеланового стекла могут быть найдены в различных обстановках на поверхности земли. Вероятным, но еще недостаточно обоснованным следует считать участие бактерий при разрушении стекла в толще льда. Значительно более определено в настоящее время можно говорить об участии микробиоты (бактерий, грибов, водорослей) при разрушении базальтового стекла в почвенном горизонте и на поверхности гиалокластитовых толщ.

Наличие многочисленных, в различной степени минерализованных остатков микробиоты не оставляет сомнений в биохомогенной природе процесса палагонитизации базальтового стекла в зоне выветривания гиалокластитовых толщ. Среди ряда возможных причин возникновения палагонита в поверхностных низкотемпературных условиях зоны рифтогенеза наиболее интересной, требующей дальнейшего исследования, является связь микробиологических процессов с поступлением газообразных углеводородов из недр Земли.

Глава 7

ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПОРОД В РИФТОВОЙ СИСТЕМЕ

Структурно-тектоническое положение Исландии на простирании Срединно-Атлантического хребта и особенности ее геологического строения дают уникальную возможность изучить основные особенности и характерные черты гидротермального процесса, связанные с рифтогенезом, происходившем и продолжающимся в настоящее время в наземной обстановке.

Выполненное Б. Аурнасоном [Árnason, 1976] исследование позволяет считать доказанным, что термальные воды Исландии, за исключением прибрежных районов, где в составе подземных вод иногда присутствует морская вода, сформированы в процессе проникновения в базальты и вулканогенно-осадочные отложения поверхностных дождевых и талых ледниковых вод, нагретых в областях с высоким геотермальным градиентом. Здесь есть возможность изучить процесс гидротермального изменения мощных толщ наземных базальтов пресной водой.

Результаты исследований гидротермальной деятельности в Исландии могут быть использованы в качестве сравнительного материала при рассмотрении аналогичных процессов в рифтах и рифтовых бассейнах в древних отложениях на континентах в магматическом фундаменте, а также в вулканогенно-осадочном чехле. В то же время на п-ове Рейкьянес гидротермальная деятельность связана с участием морской воды.

Геотермальные области традиционно разделяются на низко- и высокотемпературные зоны. Высокотемпературные проявления приурочены к зонам рифтогенеза и активного вулканизма. Здесь к поверхности земли нагретые воды поднимаются по зонам разломов и трещинно-дайковых роев. Пятнистый, мозаичный характер распространения геотермальных проявлений отражает особенности геологического строения, распределение в толще пород проницаемых зон и путей миграции подземных вод. На поверхности высокотемпературные геотермальные поля располагаются в пределах зон рифтинга и новейшей вулканической активности. Эти зоны сложены молодыми, в основном голоценовыми неизменными вулканитами.

Поля низкотемпературных гидротермальных проявлений в настоящее время известны во многих районах, сложенных более древними плейстоценовыми, плиоценовыми и миоценовыми породами, которые на более ранних этапах развития рифтовой системы могли подвергаться высокотемпературному гидротермальному изменению. Это указывает на возможность существования пород, в которых сочетаются и замещают друг друга продукты гидротермального изменения разной интенсивности.

7.1. Основные особенности состава и распространения подземных вод в Исландии

Обобщенная характеристика гидрогеологических особенностей Исландии дана в монографии В.И. Кононова [Кононов, 1983]. Обстановки формирования и пути миграции потоков подземных вод, прилегающих к районам крупных ледниковых покровов, гидрогеологические особенности и состав подземных вод п-ова Рейкьянес, а также ресурсы подземных вод Исландии в целом подробно рассмотрены в статьях [Sigurdsson, 1990, 1986; Sigurdsson, Einarsson, 1988].

Нет оснований сомневаться в том, что и на более ранних этапах геологической истории процесс формирования и миграция подземных вод в Исландии происходили в гидрогеологических обстановках, сходных с современными. Сейчас формирование и пути миграции современных подземных вод в Исландии определяются особенностями климата и геологического строения острова. Большое количество осадков и наличие пород с повышенной фильтрацией – главные факторы появления и питания разных по размеру резервуаров подземных вод. Например, крупные резервуары известны в южной и юго-западной частях острова там, где обильные осадки (более 1600–3200 мм/год) выпадают на поверхность хорошо проницаемых современных и позднечетвертичных вулканических толщ, рассеченных многочисленными роями открытых трещин. Третичные и раннечетвертичные отложения, сложенные в основном по-

токами базальтов и претерпевшие в той или иной степени гидротермальное изменение, обладают в общем меньшей фильтрационной способностью. Протяженные трещинные и дайковые рои, а также межбазальтовые слои осадков и тefры с повышенной проницаемостью обеспечивают миграцию подземных вод на большое расстояние. Соотношение зон с большим количеством выпадающих осадков и высокой проницаемостью пород показано на рис. 1 (из работы [Sigurdsson, Einarsson, 1988] с добавлением). Важно обратить внимание на то, что породы с высокими фильтрационными характеристиками в целом совпадают с простираем современной зоны рифтогенеза, постоянного формирования и подновления зон разломов и трещиноватости (см. рис. 1, глава 1). На поверхности эта зона в целом ряде районов отличается отсутствием постоянно действующего поверхностного стока и одновременно для неё характерно большое количество достаточно мощных источников подземных вод.

Области питания и пути миграции холодных и нагретых подземных вод в пределах всего острова на основе изучения содержания дейтерия и изотопа кислорода O^{18} подробно рассматриваются в монографии [Arnason, 1976].

7.1.1. Возраст подземных вод

Данные по составу дейтерия свидетельствуют о том, что подземные воды острова в основном моложе 8000 лет, и в тоже время возраст разных систем подземных вод существенно отличается. Наиболее молодые подземные воды располагаются в плейстоценовых толщах. Возраст систем холодных подземных вод местного питания оценивается в несколько лет, а для тех, которые под землей проходят более длительные расстояния, он может достигать нескольких десятилетий.

Термальные воды обычно значительно древнее холодных. Возраст термальных вод разных подземных систем отличается в зависимости от того рас-

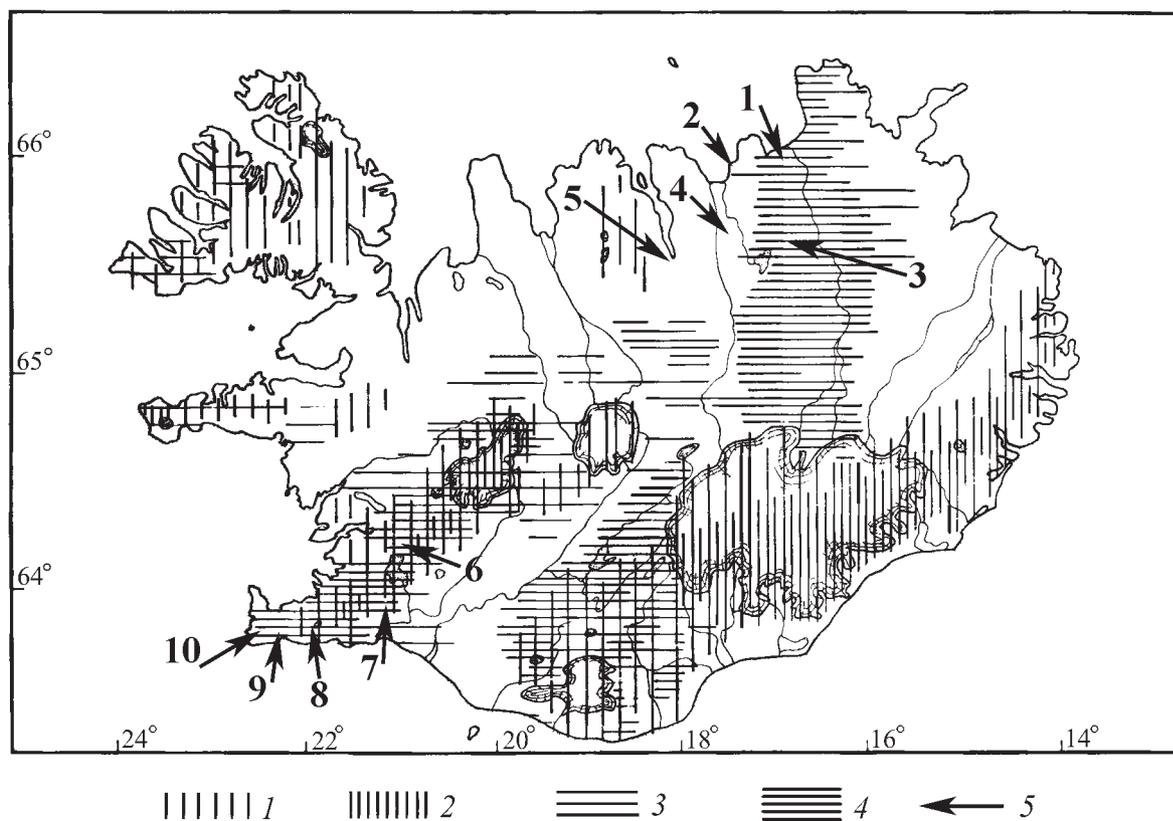


Рис. 1. Соотношение зон с большим количеством осадков и пород с высокой фильтрационной способностью (из: [Sigurdsson, Einarsson, 1988])

1 – осадки > 1600 мм/год; 2 – осадки > 3200 мм/год; 3 – водопроницаемые коренные породы; 4 – водопроницаемые коренные породы с ограниченным поверхностным стоком; 5 – геотермальные зоны (1–10): 1 – Оксарфьордур, 2 – Хусавик, 3 – группа Крабла, Наумафьядл, 4 – группа Хвераведлир, Лойгар, 5 – группа Эйьяфьордур, 6 – Несьяведлир, 7 – Хверагерди, 8 – Кризувик, 9 – Свартсенги, 10 – Рейкьянес

стояния, которое подземная вода течёт от области питания до разгрузки. Возраст наиболее молодых гидротерм оценивается в несколько десятилетий. В отдельных случаях, когда водоносная система охватывает расстояние до 150 км, формирование термальных вод может быть отнесено ко времени последнего оледенения. Так, например, термальная система, вскрытая скважинами в районе г. Ху-савик и посёлка Хавралайкур (север Исландии), с областью питания в северной части ледникового покрова Ватнайёкудль, является древнейшей на современной территории острова. В области питания её воды могли быть сформированы осадками, выпадавшими более 10 000 лет назад.

7.1.2. Генезис и некоторые особенности резервуаров подземных термальных вод

Рассмотрим региональные особенности формирования и пути миграции подземных вод некоторых гидротермальных систем. Общая картина областей питания и направления основных потоков подземных вод показаны на рис. 2 (по: [Árnason, 1976]).

В северном секторе современного рифта известно несколько высокотемпературных геотермальных зон, располагающихся в пределах рифтовой системы: Оксарфьордур, Крабла, Наумафьядл (см. рис. 1)

Первоначально предполагалось [Árnason, 1976], что термальные воды зон Крабла и Наумафьядл относятся к одной гидротермальной системе, формирование которой происходит на большом расстоянии южнее в центре Исландии, в районе вулкана Аскья. Однако более поздние исследования существенно уточнили некоторые особенности расположения источников питания и распространения водных потоков этих геотермальных зон [Ármansson, et al., 1987]. В геотермальной зоне Крабла выделено две области питания подземных вод: в северной части воды с местным питанием (Лейерботнар), а в южной части зоны (Судурхлидар, Хвитхоулар) область питания подземных вод располагается там, где дожди выпадают в центральной части острова на большой высоте ($\delta_D - -90 \div -93 \text{ ‰}$). Гидротермы зоны Наумафьядл характеризуются особенно низкими значениями ($\delta_D - -95$ до -100 ‰). Таким об-

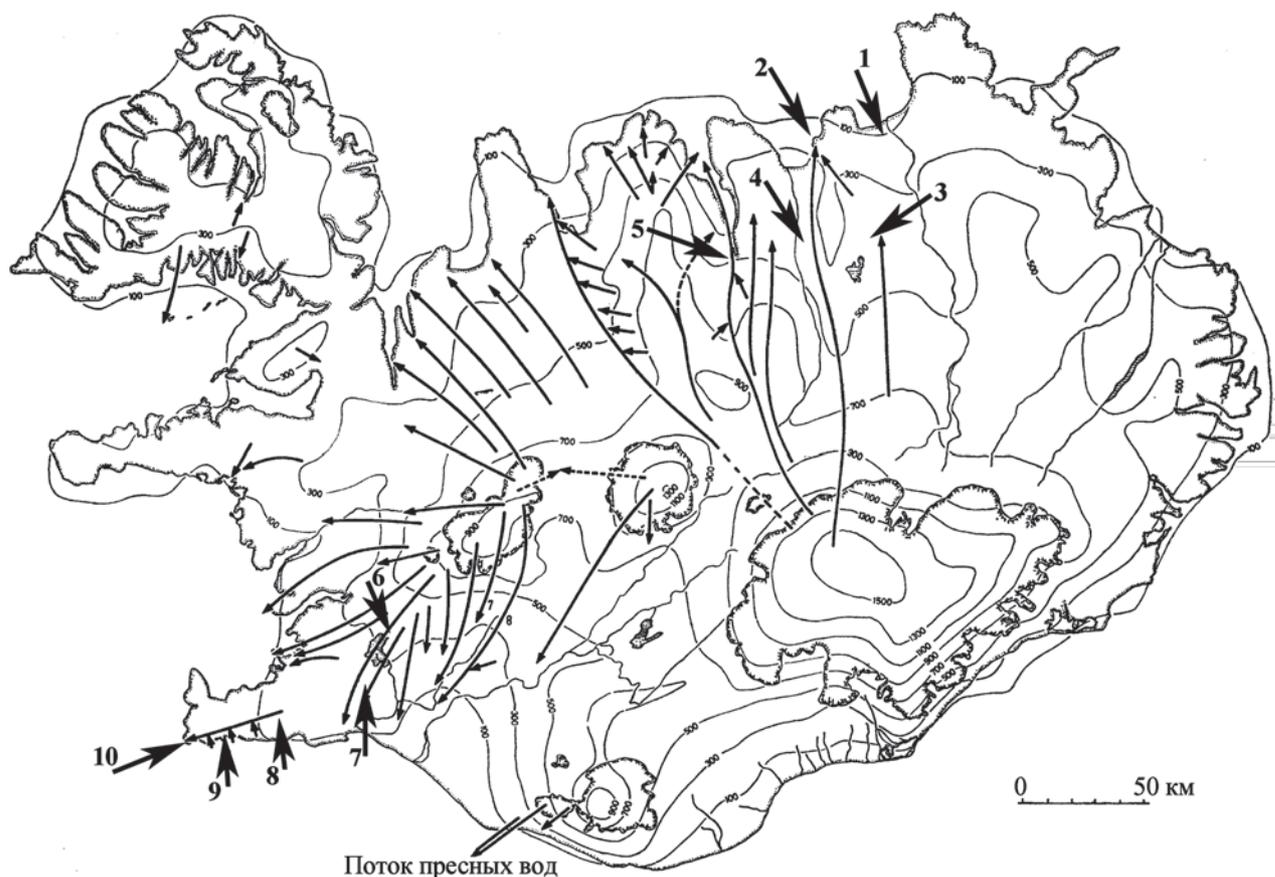


Рис. 2. Основные потоки системы нагретых подземных вод Исландии (из: [Árnason, 1976])
Основные геотермальные зоны (1–10 см. Рис.1) указаны стрелками

разом, эти данные позволили установить, что две высокотемпературные геотермальные зоны (Крабла и Наумафьядл), расположенные на расстоянии 5–10 км, питаются из разных резервуаров.

На западном фланге рифта в области распространения плиоплейстоценовых базальтов геотермальные зоны вскрыты скважинами в районе г. Хусавик и поселков Хавралайкур, Хвераведлир и Лойгар (см. рис. 1). Значения δ_D для вод этих геотермальных зон оказались значительно ниже тех, которые известны на острове в настоящее время. По данным Б. Аурнасона [Árnason, 1976], это может свидетельствовать о большом возрасте (более 8000–10 000 лет) рассматриваемых геотермальных систем.

Важно отметить, что области питания водоносных горизонтов разных гипсометрических уровней располагаются на разном расстоянии от геотермальной зоны Хусавик. Область питания термальных вод, вскрытых глубокой скважиной (1506 м), находится далеко на юге в районе ледникового покрова Ватнайёкудль. Водоносные горизонты на уровне 320 м и менее формируются за счет осадков местного происхождения.

Западнее рифта, в пределах распространения миоценовых платобазальтов, в долинах Эйьяфьордура и Фньоскадалура, скважинами вскрыто несколько глубоких горизонтов термальных вод. Гидротермы питаются из разных резервуаров. Главная область питания подземных вод Эйьяфьордура располагается далеко на юге, у ледникового покрова Ватнайёкудль. По имеющимся данным, формирование одного из этих резервуаров, питающих источники в южной части Эйьяфьордура (Хоульсгерди), происходило более 10 000 лет назад [Kristmannsdottir, Johnsen, 1982].

На юго-западном окончании рифтовой зоны, на п-ове Рейкьянес располагаются три высокотемпературные геотермальные зоны: Кризувик, Свартсенги и Рейкьянес. Для всех трех зон характерно в разной степени проникновение в подземные системы морских вод и смешение их с пресными термальными водами. Термальные воды Кризувика формируются из осадков, выпадающих на окружающей территории. Часть потока пресных подземных вод, смешиваясь с морской водой, проникает далее на запад вдоль полуострова и за его пределами под дном океана. Аналогичная ситуация установлена в ряде прибрежных районов Исландии (Вестманнэйяр, Брейдарфьордур и др.).

Термальные воды Свартсенги на 50 % состоят из смеси нагретых пресных и морских вод. Наибольшее количество морской воды (53 %) присутствует в геотермальной зоне Рейкьянес. В этом районе верхняя часть разреза содержит холодные пресные воды метеорного происхождения. Под

этим слоем пресных холодных вод лавы насыщены холодной морской водой. Ниже породы промываются нагретым (до 286 °С) морским рассолом [Árnason, 1976].

Итак, гидротермы острова формируются из метеорных осадков, нагретых в областях с высоким геотермальным градиентом. В прибрежных районах происходит их смешение с морскими водами и проникновение под дном океана за пределы острова. Гидротермальные системы, располагающиеся на разных гипсометрических уровнях, питаются из резервуаров подземных вод разного возраста и на различном расстоянии от зоны разгрузки. Очевидно, что большое влияние на степень минерализации помимо температурного фактора могла иметь длительность воздействия подземных вод на породу. Это позволяет объяснять наблюдавшиеся отличия состава минеральных ассоциаций в базальтах в пределах одной температурной зоны, располагающихся в слоистых толщах на разных гипсометрических уровнях и взаимодействовавших с термальными водами разного возраста.

7.2. Гидротермальное преобразование вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений

Исследование современного воздействия горячих подземных вод на породы ограничено, так как состав и характер распределения в породе гидротермальных минералов может быть восстановлен только по результатам исследования керн-скважин. Однако большая часть пробуренных в Исландии скважин обеспечена только шламом, отобранным по разрезу с определенным интервалом. Тем не менее основные особенности распределения вторичных минералов на современных высоко- и низкотемпературных полях установлены на достаточно большую глубину с температурами превышающими 250 °С [Arnorsson, 1995; Armannsson et al., 1987; Björnsson A., 1978; Björnsson S. et al., 1972; Fridleifsson, 1979; Kristmannsdottir, 1984, 1982, 1978, 1976, 1975; Kristmannsdottir et al. 1977; Kristmannsdottir, Tomasson, 1978; Olafsson et al., 1993; Palmason et al., 1979; Tomason, Kristmannsdottir, 1972].

Геотермальные области разделяются на низко- и высокотемпературные зоны (рис. 3). Разграничение между низко- и высокотемпературными зонами проводится на уровне 150 °С на глубине в 1 км. Наивысшие температуры, замеренные в Исландии в скважинах на глубине 2000 м, составили 340 °С в геотермальной зоне Крабла и 380 °С – на геотермальном поле Несьяведлир. Высокотемпературные поля с проявлениями фумарол и сольфатар на поверхности земли маркируются

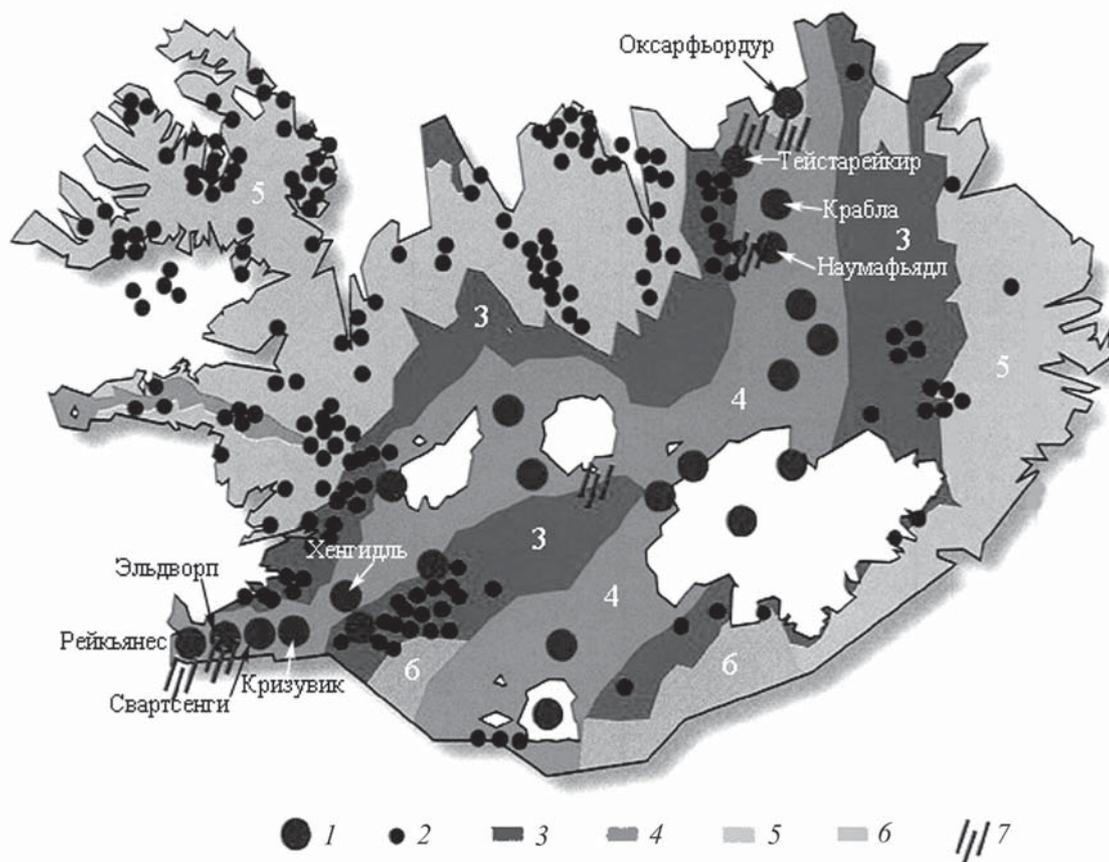


Рис. 3. Высоко- и низкотемпературные зоны Исландии (по материалам: [Einarsson, 1994, Кононов, 1983])

1 – высокотемпературные зоны; 2 – низкотемпературные зоны; 3 – плиоценовые и эоплейстоценовые образования; 4 – плиоцен-голоценовые вулканиты; 5 – комплекс миоцен-нижнеплиоценовых платобазальтов; 6 – голоценовые вулканиты и осадочные образования; 7 – зоны поступления на поверхность горячих подземных вод. На карте даны названия некоторых высокотемпературных зон, упоминаемых в тексте

обильными выделениями серы и гипса, низкотемпературные источники обычно сопровождаются отложениями гейзерита.

В Исландии известно 20 высокотемпературных геотермальных зон с фумарольными и сольфатарными полями на поверхности земли. Разбурены и детально изучены следующие высокотемпературные гидротермальные системы: Рейкьянес, Свартсенги, Эльдворп, Кризувик, Хенгидль, Наумафьядл, Крабла, ОКСАРФЬОРДУР (см. рис. 3, табл. 1). Предполагается существование ещё восьми высокотемпературных зон, не проявляющихся на поверхности и не исследованных глубокими скважинами. Все современные высокотемпературные области располагаются в пределах современного рифта на участках активной вулканической деятельности.

Источником высокой температуры современных гидротермальных систем служат магматические камеры, генетически связанные с вулканическими комплексами центральных вулканов. Исключением является высокотемпературные

зоны п-ова Рейкьянес, где центральные вулканы отсутствуют, а высокие температуры в гидротермальной системе обеспечиваются дайковыми роями, внедрившимися в толщи вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений. Древние высокотемпературные системы известны в четвертичных и третичных отложениях, где они отчётливо диагностируются по минеральной ассоциации зеленокаменного изменения. Предполагается, что древние гидротермальные системы также существовали в пределах активных вулканических поясов рифтовой системы, но постепенно смещались латерально от них в процессе растяжения земной коры.

Проницаемость пород на разбуренных участках высокотемпературных гидротермальных зон варьирует в широких пределах. Наибольшая проницаемость наблюдается в зоне субвертикальных разрывов. В подавляющем большинстве высокотемпературные системы питаются инфильтрационными водами. Исключение составляют три

Таблица 1. Скважины пробуренные на высокотемпературных геотермальных участках (по: [Arnarsson, 1995])

Район	Количество скважин	Глубина, м	T (max) °C
Рейкьянес	9	152–18001	292
Эльдворп	1	1265	262
Свартсенги	13	239–1998	243
Кризувик	8	329–1275	262
Хенгидль	39	129–2265	230->380
Наумафьядл	12	342–1999	320
Крабла	23	1138–2222	350
Оксарфьордур	4	71–450	150

гидротермальные системы на п-ове Рейкьянес, состоящие большей частью или исключительно из морской воды. Высокотемпературные гидротермы близки к состоянию равновесия со всеми главными компонентами вторичных минералов этой зоны, за исключением С1 и В. Высокотемпературная гидротермальная минерализация в разрезе демонстрируется чёткой вертикальной зональностью в соответствии с температурами стабильности для каждого вида минералов. Для температуры выше 250 °C характерна ассоциация зеленокаменноизмененных пород. Формирование карбонатов и сульфидов характерно для зоны вскипания.

Большая часть поверхностных проявлений высокотемпературных зон располагается на относительно высоких уровнях поверхности земли, сложенных молодыми и хорошо проницаемыми породами. Соответственно, уровень подземных вод здесь расположен на большой глубине, а на поверхности в основном отмечается фумарольная активность с большим количеством в составе газов сероводорода и зон кислотного изменения вмещающих пород на выходе пара и газов. Каолинит, анатаз и аморфный кремнезём – типичные минеральные образования этой зоны, наряду с сульфатами, серой и пиритом, присутствующих в различном количестве. В зоне воздействия кислотного пара и газов Na, K, Ca и Mg почти полностью удаляются, а относительная концентрация Si, Al, и Ti увеличивается [Arnorsson, 1995].

К низкотемпературным зонам обычно относят такие, когда температура на глубине в 1000 м не превышает 150 °C. По характеру изменения породы соответствуют смектит-цеолитовой зоне регионального гидротермального метаморфизма. Зоны низкотемпературного изменения располагаются на флангах рифтовой зоны в четвертичных отложениях и в наземных разрезах третичных платобазальтов.

Разные уровни в пределах низкотемпературной области хорошо выделяется по смене цеолитов. Шабазит доминирует в слабопрогретых и

наименее изменённых породах. Здесь же встречаются опал, кальцит, а из цеолитов – левин. Следующая, при повышении температуры, цеолитовая зона включает мезолит и сколецит как наиболее обычные минералы. Иногда она совмещается с третьей, стильбитовой, зоной. Четвертая – всегда хорошо выраженная, отличается большой мощностью и распространяется до основания цеолитовой зоны. Доминирующим цеолитом здесь является ломонтит. Совместно с ним иногда встречается стильбит и может присутствовать анальцит. Кварц – характерный компонент четвёртой зоны, распространён в наиболее пористых породах. Среди кремнистых минералов в низкотемпературной области изменения опал играет большую роль, на больших глубинах (порядка 1000 м) замещается кварцем. Предполагается, что только при температуре выше 120 °C кварц становится доминирующим кремнистым минералом.

В составе глинистых минералов в верхней относительно слабопрогретой части разреза преобладают триоктаэдрические железистые смектиты, которые с глубиной и повышением температуры сменяются сначала смешанослойным смектит-хлоритовым комплексом, а затем – хлоритами. В некоторых районах в зоне широкого распространения смектитов встречается селадонит.

Ориентировочные температурные интервалы формирования комплексов вторичных минералов в современной зоне гидротермального изменения базальтов эмпирически установлены Х. Кристманнсдохтир [Kristmannsdottir, 1976, 1975, 1978]. Сопоставление температурных зон и ассоциаций вторичных минералов в смектит-цеолитовой зоне показано на табл. 2.

7.2.1. Высокотемпературные зоны гидротермального преобразования

Породы, измененные в высокотемпературной зоне, располагаются в зонах активной вулкани-

Таблица 2. Распределение вторичных минералов в зоне гидротермального изменения базальтов*

Зона изменения	~ T, °C	Минералы индикаторы	Характерные минеральные комплексы	Зона цеолитизации	~ T, °C	Региональные метаморфические фации
I	50	Смектиты цеолиты	Низкотемпературная зона гидротермального изменения Цеолиты (шабазит, мезолит, сколецит, жисмондин, томсонит, сильбит, гейландит, эпистильбит, морденит, анальцим, левин) смектиты, селадонит, опал, кварц, кальцит, апофиллит, гиrolит Цеолиты (ломонтит, морденит, гейландит, анальцим, вайрацит), смектиты, смешанослойные смектит-хлориты, кварц, кальцит	Шабазитовая	70	Смектит-цеолитовая
	100			Мезолит-сколецитовая	90	
	150			Стильбитовая	110	
				Ломонтитовая		
II	200	Смешанослойные смектит-хлориты	Высокотемпературная зона гидротермального изменения Смешанослойные смектит-хлоритовые минералы, разбухающие хлориты, пренит			Зеленосланцевая
III	250	Хлорит-эпидот	Хлорит, эпидот, пренит, альбит (по вулканическому стеклу, в интерстициях, по плагиоклазам), сфен, калиевые полевые шпаты			
IV	300	Хлорит-актинолит	Хлорит, альбит, актинолит			

* Составлено по: [Kristmannsdottir, 1975; Kristmannsdottir, Tomason, 1978; Palmason et al., 1979] с дополнениями А.Р. Гептнера

ческой деятельности, и для многих из них устанавливается связь с главными вулканическими центрами, включающими средние и кислые вулканы, с роями разрывных нарушений, с кальдерами. Для этих зон характерно наличие большого количества даек и других малых интрузий, остывающих на верхних уровнях земной коры. Малые интрузии совместно с общим тепловым потоком вулканической зоны обеспечивают источник тепла, необходимый для формирования конвекционной системы циркуляции подземных вод. Размер каждой высокотемпературной зоны обусловлен возрастом гидротермальной системы, размерами магматического источника тепла и особенностями геологического строения территории [Fridleifsson, 1979]. Минерализация подземных вод увеличивается с увеличением температуры. Размеры высокотемпературных зон могут быть различны-

ми. В Исландии известны зоны площадью около 100 км², но в среднем это зоны в 1–20 км².

Древние зоны высокотемпературного преобразования вскрываются только в разрезах эродированных вулканов [Arnorsson, 1995; Mehegan et al., 1982; Saemundsson, 1995; Sigurdsson, 1966; Walker, 1963, 1959]. В ядрах таких построек обычно развита зона пропилитизации, окаймлённая по периферии полосой зоной кальцитизации. Эпидот наиболее характерный минерал этой зоны. Он обычно заполняет полностью или частично газовые полости в лавах, образует каёмки на стенках пустот, позднее заполненных кальцитом.

Характерно распространение эпидота и пластинчатых выделений кальцита по узким вертикально ориентированным зонам в толще вулканитов. Здесь же регистрируется гранат, однако его формирование может быть связано с проявлени-

ем контактового метаморфизма в зоне внедрения даек. Верхняя граница зоны пропилитизации проводится на уровне исчезновения эпидота и появления низкотемпературной минеральной ассоциации, включающей кальцит, ломонтит и комплекс разнообразных цеолитов. Гидротермальная активность в этом случае связывается с формированием субвулканических интрузий, расположенных непосредственно под вулканическим аппаратом, а также с подземными водами на контакте с дайковым комплексом самой вулканической постройки (cone sheets).

Минералы высокотемпературной контактовой группы (гранат, пироксены, эпидот) в Исландии известны давно. Наличие граната в зоне внедрения даек в теле центрального вулкана Сетберг отмечено в работе [Sigurdsson, 1966]. По материалам бурения глубокой скважины в 8 км от центрального вулкана Тингмули высокотемпературные минералы установлены в зоне дайкового роя, протягивающегося от центрального вулкана Брейдалур. Здесь в дайковом рое гранат был встречен в трех образцах в комплексе с такими высокотемпературными минералами как хлорит, эпидот и сульфиды [Mehegan et al., 1982]. Все находки граната сделаны в жилах и газовых полостях, заполненных кальцитом. Следует подчеркнуть, что в этом случае ни пироксены, ни амфиболы не были отмечены. По мнению авторов, изучавших эту минеральную ассоциацию, наличие граната и эпидота на контакте с дайкой позволяет определить температуру образования контактового метаморфизма от 450 до 260 °С и среднюю – как 340 °С.

Интересные данные о контактовом метаморфизме были получены при исследовании минеральной ассоциации в дайковом рое на восточном берегу Эйьяфьорда [Гептнер, Петрова, 1988]. Ассоциация граната не только с контактными, но и с типично гидротермальными минералами позволила реконструировать условия минералообразования на разных этапах геологической истории в этой части дайкового роя. В изученном береговом разрезе обнажаются лавовые потоки и рассекающий их мощный дайковый рой, который включает дайки двух стадий внедрения: первая – мощные дайки крупнозернистых долеритов и вторая – рассекающие их, изгибающиеся и ветвящиеся дайки афанитовых базальтов. Мощность дайкового роя первой стадии внедрения на изученном участке разреза более 200 м. Мощность отдельных даек этого типа от 1–2 до 3–4 м. На большом протяжении берегового разреза дайки плотно прилегают одна к другой.

Породы второй стадии внедрения слагают сложную сеть ветвящихся и пересекающихся даек мощностью 10–20 см, реже 0,5 м. Вмещающие

породы более ранних даек рассечены сложной системой трещин. Дайки более позднего внедрения распространены согласно этой системе трещин. Вмещающие лавовые потоки и дайки первой стадии внедрения изменены в одинаковой степени. Газовые полости и трещинки в них заполнены главным образом цеолитами, кальцитом, реже встречаются глинистые и кремнистые минералы.

На контакте с дайками второй стадии внедрения развита зона интенсивного вторичного минералообразования, выделяющаяся более светлым цветом измененных пород. В этой зоне в теле долеритовых даек в непосредственной близости от контакта с дайкой второй стадии внедрения наряду с цеолитами, кальцитом, слоистыми силикатами и пиритом обнаружена гранат-пироксен-амфиболовая минеральная ассоциация.

Многочисленные наблюдения в верхней части толщ платобазальтов показывают, что при внедрении даек в неизмененные базальты вторичные минералы не образуются. Контактный минеральный парагенезис андрадит + геденбергит + пирит возник при внедрении даек второй стадии в уже гидротермально измененные породы, содержащие кальцит, цеолиты, смектиты – минералы, неустойчивые в условиях высоких температур. Эти минералы становятся источником компонентов для образования новой «скарновой» минеральной ассоциации [Гептнер, Петрова, 1998].

Основные особенности высокотемпературной гидротермальной деятельности в современной рифтовой зоне рассматриваются по данным буровых скважин в теле крупного вулканического центра (кальдеры) Крабла и на п-ове Рейкьянес, в толще вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, прогретых, видимо, дайковым роём.

7.2.1.1. Высокотемпературная зона вулкана Крабла

На севере Исландии в пределах современной рифтовой зоны известно несколько геотермальных областей, отчетливо выделяющихся на черном и темно-сером фоне современных и новейших вулканитов сильно измененными породами, ярко окрашенными в коричневый, желтый и белый цвета. Рассмотрим особенности распределения вторичных минералов высокотемпературной гидротермальной области, располагающейся в пределах крупного центрального вулкана – кальдеры Крабла, пересекающейся активным трещинным роём [Armannsson et al., 1987]. Площадь кальдеры составляет более 64 км². По данным бурения (24 скважины) мощность пород, заполняющих кальдеру, которая имеет форму перевернутого конуса, составляет 1 км. Геотермальные проявления на

поверхности занимают площадь около 15 км². На глубине 2 км встречены породы, нагретые до температуры 350 °С. Полагают, что магматическая камера в районе корней кальдеры располагается на глубине 3–8 км.

Изученный по скважинам разрез состоит из двух основных частей: верхняя половина мощностью 500–1000 м сложена переслаиванием лав и гиалокластитов, а нижняя – из интрузивных пород. В основном это базальты, реже кислые породы (гранофир), в нижней части разреза вскрыты габбро (рис. 4). Важно обратить внимание на то, что зоны вторичной минерализации, расположенные в толще пород субпараллельно, секут стратифицированные толщи базальтов и гиалокластитов. Это свидетельствует о ведущей роли зон повышенной проницаемости при гидротермальном изменении пород. Сопоставляя эти разрезы нетрудно увидеть, что зоны вторичной минерализации только в общем соответствуют характеру распространения современных температур. В пределах активно живущего роя трещин проницаемость пород и пути миграции горячих вод меняются достаточно быстро. В результате современные температуры

прогрева пород и зафиксированные зоны распространения вторичных минералов могут полностью не совпадать. С этим же может быть связано наложение друг на друга минерализации разных температурных зон.

7.2.1.2. Преобразование пород нагретыми морскими рассолами, геотермальная зона Рейкьянес

Здесь скважины вскрыли разрез, верхние 1000 м которого состоят в основном из гиалокластитов, а лавы составляют только одну треть. В нижней части разреза лавы составляют 80 % разреза. Дайки в этом разрезе не были обнаружены. Главные водоносные горизонты встречены ниже 1000 м в существенно лавовой толще. Наиболее высокая зафиксированная температура составила 290 °С. Флюиды гидротермальной системы имеют сложный состав: это смесь, состоящая из нагретых инфильтрационных и морских вод, допускается также участие ювенильного флюида [Кононов, 1983].

Исследованные образцы базальтовой гиалокластики отобраны из скважин, пробуренных

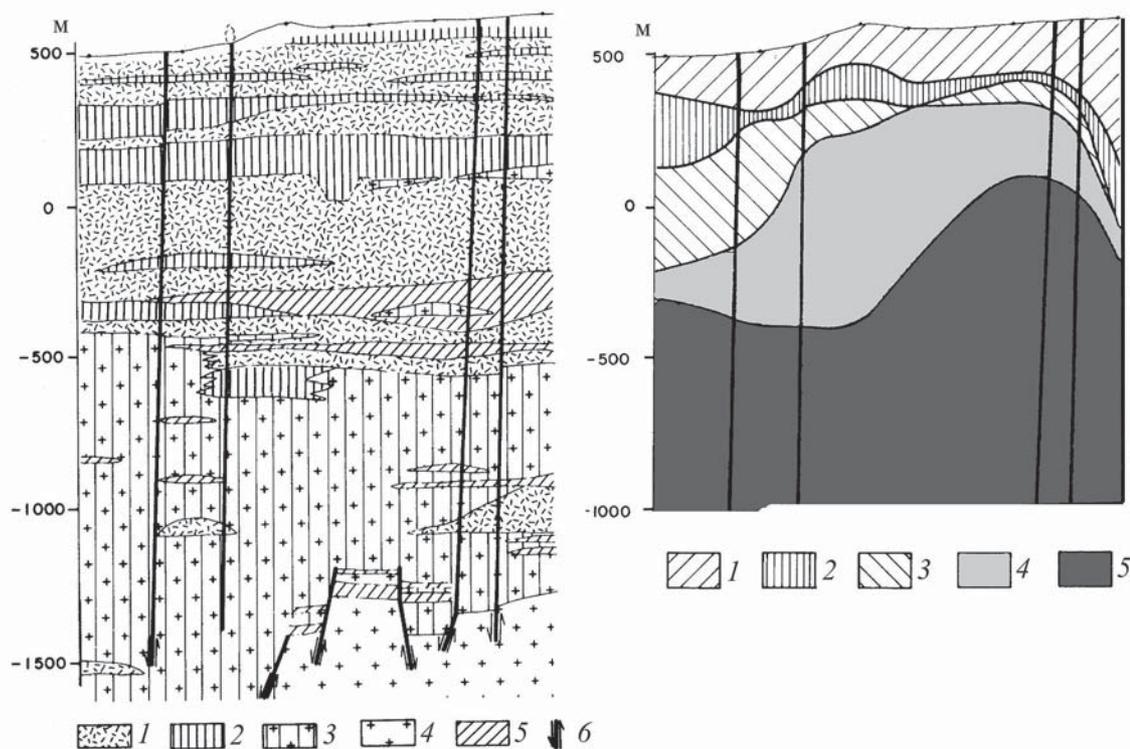


Рис. 4. Соотношение границ горизонтально залегающих базальтовых толщ и зон измененных пород на геотермальном поле Крабла, северный сектор рифтовой зоны (по: [Armannsson et al., 1987] с сокращением)

a – разрез наземных базальтов и гиалокластитов: 1 – гиалокластиты; 2 – базальтовые лавы; 3 – базальтовые интрузии; 4 – габбро; 5 – кислые интрузии; 6 – разломы; *b* – зоны гидротермального изменения (1–5): 1 – смектит-цеолитов (<200°C), 2 – смешанослойных глинистых минералов (200–230°C), 3 – хлорита (230–250°C), 4 – хлорит-эпидота (250–280°C), 5 – эпидота-актинолита (>280°C)

в пределах трещинного роя Рейкьянес на юго-западном окончании одноимённого полуострова, на площади высокотемпературных гидротермальных проявлений. Скважина Rn-8 пробурена у северного края геотермальной площади (обр. 77327, глубина 1371 м), а скв. Rn-6 в настоящее время холодная, пробурена на участке, имеющем следы прежних гидротермальных проявлений (обр. 81317, глубина 301 м; обр. 81316, глубина 570 м). В скважине Rn-6 вскрыты гидротермально изменённые породы, по составу сопоставляющиеся с верхней половиной разреза скв. Rn-8 (см. рис. 4, глава 3).

Исследование состава разбуренных отложений и наземных выходов лав и гиалокластитов в пределах столовой горы Стапафедль и в прибрежных обрывах юго-западной оконечности п-ова Рейкьянес показало, что первичные или неизменённые породы сложены четырьмя главными компонентами: в лавах – раскристаллизованной основной массой, темноцветными минералами (оливин и пироксены) и плагиоклазами. В составе тонкозернистых брекчий, десквамационных гиалокластитов и туфов основную роль играют обломки сидеромеланового стекла.

Лавы и гиалокластиты, обнажающиеся выше уровня моря за пределами геотермальной площади, остаются практически неизменёнными. Единственным продуктом вторичного преобразования является палагонит, развивающийся в виде тонкой пленки на поверхности обломков сидеромелановых стёкол, длительное время экспонировавшихся на склоне гор, а также вдоль трещин, уходящих в глубь пород и в сильно пористых горизонтах подушечных лав.

Рассмотрим особенности состава подземных вод на геотермальном поле Рейкьянес. Состав и

условия формирования солевого состава гидротермальных рассолов п-ова Рейкьянес подробно освещены в ряде работ [Кононов, 1983; Arnason, 1976; Vjörnsson S, et al., 1972]. Самые верхние горизонты разреза содержат пресные холодные воды метеорного происхождения или представлены смесью пресных и холодных морских (до 33 %) вод. Ниже этого уровня располагается горизонт холодных морских вод, сменяющийся глубже нагретыми морскими водами с максимальной температурой до 284 °С. Химический состав термальных рассолов формируется в результате смешения морских и пресных вод и интенсивного взаимодействия подземных вод и пород. По мнению В.И. Кононова [1983], геохимические и тепловые расчёты свидетельствуют об участии в формировании рассола на геотермальном поле Рейкьянес не только морских и метеорных, но и магматических вод.

Нагретые воды геотермальной площади Рейкьянес отличаются высокой минерализацией, до 49 800 ppm общего количества растворённых солей (табл. 3). На глубине Cl и Na в них содержится почти столько же, сколько в морской воде. Содержание остальных компонентов в нагретом рассоле значительно отличается от состава морской воды. В термальных рассолах содержится намного больше SiO₂, Ca, K, HCO₃ и CO₂ и значительно меньше SO₄ и Mg [Кононов, 1983]. Термальный рассол и морская вода имеют сходное значение Br/Cl, но содержание Li и Rb в 40 раз, а Ba – в 5000 раз больше в рассоле, чем в морской воде. Значительно больше в нем B, As, Cu, Zn и Hg [Kristmannsdottir, 1984].

Основные изменения солевого состава подземных вод происходят в процессе их взаимодействия с нагретыми породами. Процесс этот идет

Таблица 3. Основные компоненты геотермальных вод п-ова Рейкьянес, ppm [Kristmannsdottir, 1984]

Компонент	Источник 1918	Скв. Rn-2	Скв. Rn-8	Морская вода
T, °C	100	225	270	-
SiO ₂	562	355	588	6,0
Na	15 900	10 700	9520	10 470
K	2130	1400	1380	380
Ca	2400	1790	1580	398
Mg	24	1,1	1,43	1250
SO ₄	180	75,6	40,8	2630
Cl	28 450	20 500	19 200	18 800
F	0,25	0,15	0,15	1,26
Общее количество растворённых солей	49 800	34 800	33 300	33 900
CO ₂	42,1	2110	1930	100

очень интенсивно. Время пребывания подземных вод в рассматриваемой системе, по данным изотопных исследований, оценивается менее 50 лет [Sakai et al., 1980].

Гидротермальные минералы в толще изменённых пород. На геотермальной площади Рейкьянес установлена сходная с другими районами Исландии вертикальная зональность гидротермального метаморфизма [Tomason, Kristmannsdottir, 1972]. Сверху вниз по разрезу выделены следующие зоны изменения: 1) смектит-цеолит-кальцитовая; 2) смешанослойных минералов; 3) хлорит-эпидотовая. Эти зоны не всегда устанавливаются чётко, минералы, типичные для низкотемпературных зон, встречены на некоторых уровнях в высокотемпературной зоне.

Основными компонентами (по степени распространения и интенсивности развития) гидротермально изменённых пород на разбуренной территории являются глинистые минералы. Содержание их в вулканокластитах и вулканогенно-осадочных породах достигает 70–90 %, а в лавах – 30–40 %. Главными представителями слоистых силикатов являются смектит, хлорит и смешанослойные минералы хлорит-смектитового состава. Небольшое количество иллита присутствует в ряде смешанослойных структур.

Смектиты располагаются в самой верхней части разреза, в породах с температурой ниже 200 °С. В нижней, наиболее сильно прогретой части разреза преобладают хлориты. Промежуточная зона неупорядоченно смешанослойных смектит-хлоритовых минералов приурочена к горизонтам с температурами 200–270 °С.

В поровых пространствах пород смектиты вместе с кальцитом и цеолитами образуют зональные микрокристаллические агрегаты, в гиалокластитах они развиты также по сидеромелановому стеклу. В самых верхних 100 м скв. Rn-6 установлено наличие смектитов, а в составе хлоритов наиболее широко распространён сильно разбухающий тип. Нормальный неразбухающий хлорит встречен только в скв. Rn-8 на глубине 1200–1600 м.

Помимо глинистых минералов в рассматриваемом разрезе установлены: ангидрит, цеолиты, опал, кварц, кальцит, пренит, эпидот, альбит, калиевый полевой шпат, пирит, гидроксиды железа, амфиболы, сфен [Гептнер и др., 1987, Tomason, Kristmannsdottir, 1972]. Зона распространения цеолитов в разных скважинах этого района располагается на различной глубине; последняя зависит от температуры, и примерно при 230 °С цеолиты исчезают. Цеолиты представлены морденитом, стильбитом, мезолитом, анальцимом. В скв. Rn-8 анальцим обнаружен ниже главной цеолитовой зоны. Кроме того, в небольшом количестве встречен вайрацит.

Опал и халцедон присутствуют в самых верхних частях разреза и ниже замещаются кварцем, который прослежен до самых глубоких (до 1750 м) уровней, пройденных скважинами. Температура опал-кварцевой границы располагается на уровне около 100 °С.

Кальцит отмечен во всех изменённых породах, максимальное количество его приурочено к верхним 500–700 м разреза. Широкое распространение кальцита в верхних частях разреза объясняется изменением pH в зоне вскипания.

Пренит впервые появляется в зоне промежуточной от цеолитовой к эпидотовой и встречается до максимальных разбуренных глубин.

Распределение эпидота контролируется температурой, а на его рост влияет проницаемость пород. Впервые эпидот появляется в туфогенных отложениях и брекчиях, но на этих же уровнях он отсутствует в менее проницаемых породах. При 260–270 °С эпидот встречается повсеместно. Минимальные температуры для его формирования составляют приблизительно 200 °С. Эпидот образуется за счёт плагиоклазов и слоистых силикатов. Начальная стадия альбитизации плагиоклаза встречена на различных уровнях разреза. Постоянными компонентами изменённых пород являются пирит и гидроксиды железа

В зоне выхода на поверхность горячих вод на сольфатарном поле среди вторичных минералов широко развиты слоистые силикаты. В глинистых фракциях преобладающим компонентом является каолинит и (или) метагаллузит, а иногда – смектит. Наряду с глинистыми минералами отмечаются сульфаты (алуноген, билинит, ромбоклаз, алунит, ярозит и др.), а также формы кремнезёма (опал СТ и др.) и глинозёма (бёмит). Кроме того, часто встречаются рудные минералы (пирит, гематит, гётит, анатаз). В сольфатарных «кипящих» котлах (температура более 80 °С) главным компонентом глинистых фракций является сера, а слоистые силикаты (смектит, каолинит), кварц, гипс, пирит и анатаз присутствуют в подчинённом количестве. На fumarольных участках в зоне отбора образцов температура верхних 10–15 см грунта колебалась от 16 до 50 и более градусов. Поверхностный слой грунта включал глинистые минералы, сульфаты, самородную серу, сульфиды, гидроксиды и оксиды железа, а также кремнистые минералы (рис. 5) [Гептнер и др., 2005].

Минеральный состав изменённых гиалокластитов. Гиалокластиты из скважин с глубин 301 (обр. 81317), 570 (обр. 81316) и 1371 м (обр. 77327) состоят в основном из изменённых, замещённых глинистыми минералами, корренситом и хлоритом обломков сидеромелановых стёкол. Обломки мелкопесчаной и алевритовой размерно-



Рис. 5. Глинистые гидротермалиты на сольфатарно-фумарольном геотермальном поле Рейкьянес

сти, остроугольной формы с округлыми газовыми пустотами, заполненными вторичными минералами. Плаггиоклазы и пироксены встречаются в виде кристаллов вкрапленников в стекле. В гиалокластитах из верхних горизонтов разреза плаггиоклазы остаются большей частью неизменёнными; из хлорит-эпидотовой зоны – в различной степени замещены эпидотом, альбитом и калиевыми полевыми шпатами. Пироксены не имеют следов изменения. В гиалокластитах с уровня смектит-цеолит-кальцитово́й зоны (301 м) зафиксирован сфен, обычно регистрируемый в Исландии в более глубоких горизонтах и сильнее прогревавшихся гидротермами изменённых вулканокластах базальтового состава [Viereck et al., 1982].

Общий состав вторичных минералов, обнаруженных в рассматриваемых гиалокластитах, приведен на рис. 6. Ширина заштрихованного поля отражает относительное содержание минералов по образцам. Вторичные минералы по характеру взаимоотношения с исходными компонентами породы разделяются на две структурно-генетические группы: I – метасоматические минералы, замещающие стекло и (или) плаггиоклазы, и II – минералы, синтезированные из раствора в поровом пространстве породы (газовые полости, межзерновое пространство, трещинки). Характер структурных взаимоотношений метасоматических и синтезированных из раствора минералов позволяет наметить общие черты последовательности преобразования гиалокластитов. Определенно можно говорить о формировании смектитов и коррен-

сита на ранних стадиях изменения стекла, а калиевый полевой шпат и кальцит отнести к самым поздним этапам преобразования исследованных пород. Большое количество минералов, синтезированных из раствора, указывает на интенсивное перераспределение петрогенных компонентов в процессе изменения гиалокластитов.

Глинистые минералы – это основной компонент гидротермально изменённых сидеромелановых гиалокластитов. В большинстве случаев стекло полностью замещено глинистым веществом без изменения формы и первоначального объёма обломка. Глинистые минералы играют большую роль и в цементе породы. На участках породы, подвергшихся наиболее интенсивной гидротермальной переработке, стекло замещается крупнокристаллическими, радиально-лучистыми агрегатами глинистых минералов, а в обр. 81317 тонкозернистые агрегаты глинистых минералов, замещающие стекло, включают многочисленные кристаллы калиевых полевых шпатов (рис. 7). По составу и характеру взаимоотношения минеральные комплексы, замещающие стекло, не отличаются от таковых, образующихся в поровых пустотах и цементирующих породу. По данным рентгеновского анализа, глинистая фракция в обр. 81317 состоит из смектита и небольшого количества корренситоподобного минерала. Скопления микроглобулярных выделений сфена в большом количестве облекают поверхность изменённых обломков сидеромелана, выстилают стенки газовых полостей, частично или полностью заполняют их (см. рис. 7).

Образец (глубина, м)	Тип выделения	Корренсит	Смектит	Сфен	Эпидот	Альбит	Калиевые пол. итапы	Цеоциты	Опал	Хацедон	Пирит	Гидроксиды Fe	Кальцит
81317 (301)	I	■	■										
	II		■						■				
81316 (501)	I		■										
	II		■						■		■		
77327 (1371)	I	■				■	■						
	II			■							■		

Рис. 6. Вторичные минералы гидротермально изменённых гиалокластитов
Структурно-петрографические типы: I – минералы, замещающие стекло и (или) плагиоклаз; II – минералы, синтезированные из раствора

Подробнее минералого-петрографические особенности гидротермально изменённой гиалокластитики в этом разрезе рассматриваются в работе [Гептнер и др., 1987].

Химический состав изменённых базальтов и гиалокластитов. Характер поведения отдельных элементов в процессе гидротермального изменения пород п-ова Рейкьянес со значительной степенью достоверности может быть выявлен при сопоставлении со свежими голоценовыми базальтами этого же района. Химический состав гидротермально изменённых базальтов и гиалокластитов из нескольких скважин этого района приводится в работе [Kristmannsdottir, 1984]. Данные о составе свежих базальтов опубликованы в работах С.П. Якобсона [Jakobson et al., 1978в, Jakobson, 1979]. Основная масса новейших вулкаников на п-ове Рейкьянес представлена толеитами (9,7 км³) и оливиновыми толеитами (3,2 км³) при небольшом участии (0,2 км³) пикритовых базальтов. Установлено большое однообразие химического состава внутри отдельных лавовых потоков толеитовых базальтов, тогда как для потоков пикритовых базальтов отмечены значительные ва-

риации состава по MgO (от 10,7 до 28,8 %) и TiO₂ (от 0,62 до 0,23 %). Оба петрохимических типа лав характеризуются низким содержанием K₂O и Na₂O и высоким содержанием CaO и Fe.

Обогащение или обеднение изменённой породы петрогенными элементами было установлено на основании анализа их содержаний по отношению к титану. Как выше было показано, на примере полного замещения сидеромелановой кластитики вторичными минералами, титан очень мало подвижен. Следовательно, вариации отношений содержания ряда петрогенных элементов к количеству этого элемента позволят говорить об их накоплении или выносе за пределы рассматриваемой породы.

Миграция титана за пределы обломков сидеромеланового стекла отмечена в высокотемпературной хлорит-эпидотовой зоне изменения, но и в этом случае этот элемент концентрируется здесь же в составе сфена в межзерновом и поровом пространстве породы, а количество титана по породе в целом совпадает с данными для свежих базальтов. В зоне более низких температур значительная часть выделений сфена располагается ещё в пре-

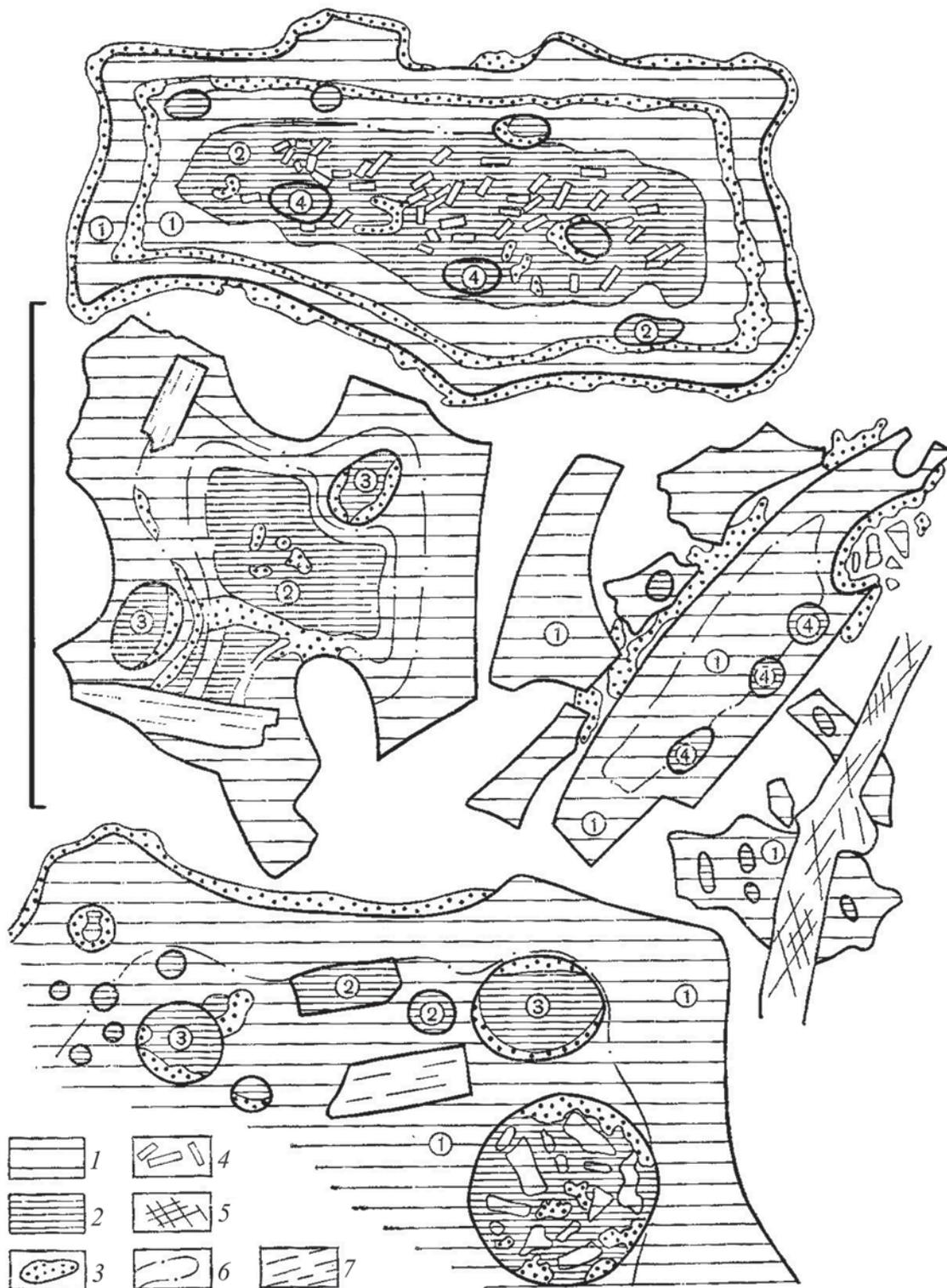


Рис. 7. Обломки сидеромеланового стекла, замещённые вторичными минералами (гиалокластит, обр. 81317, скв. Rn-6, глубина 301 м, зарисовка со шлифа)

1 – смектиты с низким двупреломлением или изотропные; 2 – смектиты с высоким двупреломлением, плеохроирующие; 3 – сфен; 4 – калиевый полевой шпат; 5 – кальцит; 6 – границы оптически различных зон внутри поля метасоматических смектитов; 7 – плагиоклазы. Цифры в кружках – оптически различные типы глинистых минералов, описание см.: [Гептнер и др., 1987]. Длина масштабного отрезка 1 мм

делах изменённого стекла, как это было показано на примере обр. 81317 (см. рис. 7, рис. 8).

Изменённые базальты и гиалокластиты сильно гидратированы, а Fe в них в значительной степени окислено. По сравнению со свежими базальтами

гидротермально изменённые породы значительно обеднены SiO_2 , Al_2O_3 и CaO и обогащены K_2O (рис. 9). Содержание остальных компонентов в изменённых и свежих породах в общем близкое. Важно подчеркнуть, что в изменённых породах

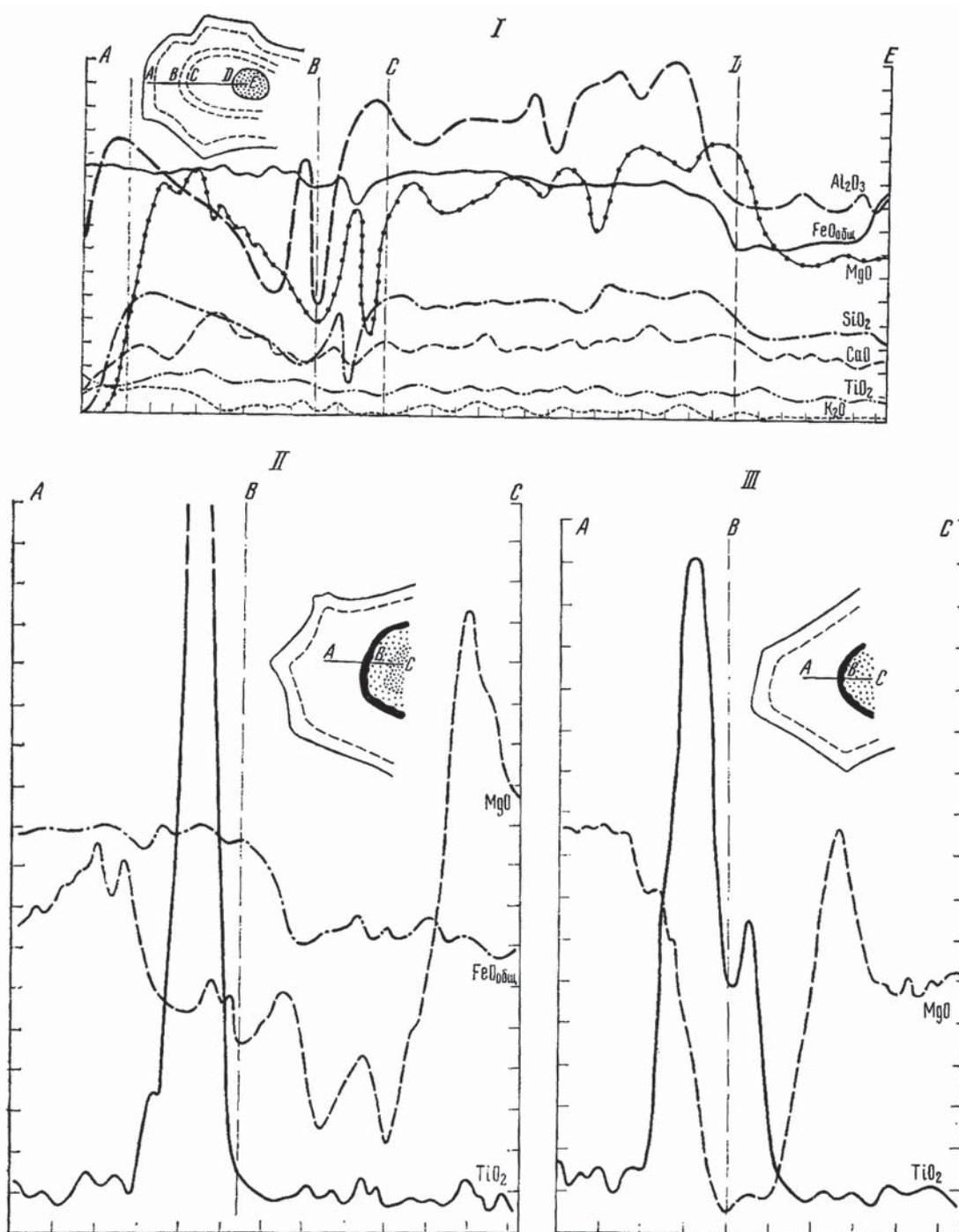


Рис. 8. Распределение некоторых петrogenных элементов в изменённых гиалокластитах (обр. 81317, результаты микрозондового профилирования).

На профилях I, II, III – содержание (в %) компонентов, в одном делении шкалы: SiO_2 – 5,68; CaO – 0,35; Al_2O_3 – 0,69; $\text{FeO}_{\text{общ}}$ – 1,90; MgO – 1,34; TiO_2 – 0,05. Горизонтальный масштаб: Одно деление – 4 мкм. На врезках – расположение профиля и оптически различные зоны в смектите, замещающем стекло и заполняющем газовую полость. Увеличение содержания TiO_2 на профилях совпадает на фигурах с зоной распространения сфена (чёрная кайма)

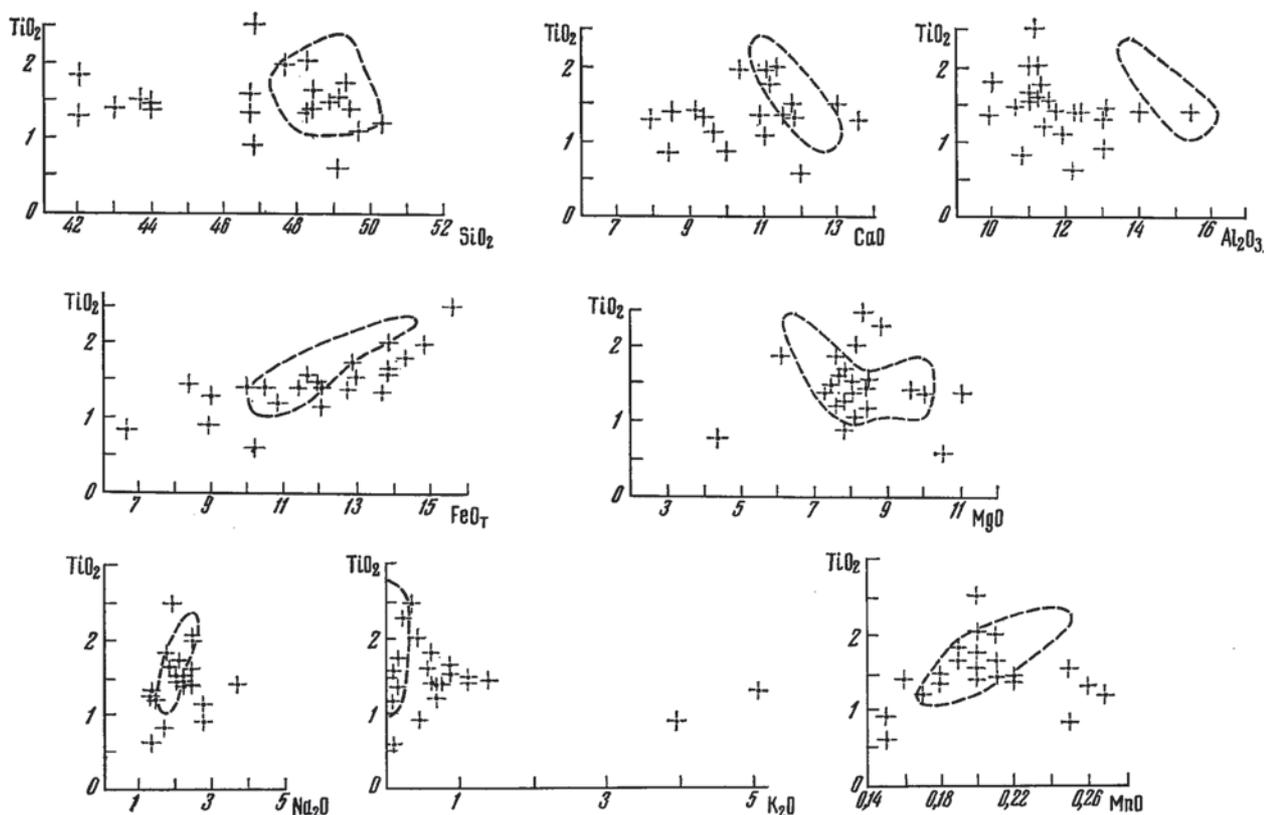


Рис. 9. Содержание основных петрогенных элементов (вес. %) по отношению к TiO_2 в свежих и измененных породах (использованы данные из: [Kristmannsdottir, 1984])

Пунктирной линией показано поле неизмененных базальтов п-ова Рейкьянес (по: [Jakobsson et al., 1978])

п-ова Рейкьянес по сравнению с неизменёнными голоценовыми лавами значительно больше содержание К. Как отмечено в работе Х. Кристманн-сдохтир [Kristmannsdottir, 1984], в верхней части разреза изменённых пород общее содержание K_2O резко увеличивается (почти до 4%). Есть все основания предполагать, что в основном это происходит вследствие увеличения содержания в изменённых породах калиевого полевого шпата (см. рис. 7).

Итак, преобразование базальтов и гиалокластитов п-ова Рейкьянес происходило в результате многократного промывания погружающихся толщ нагретыми морскими водами. Широкое развитие в гиалокластитах метасоматических и синтезированных из раствора минералов указывает на активное перераспределение основных петрогенных компонентов в процессе гидротермального преобразования пород. Слабоподвижным в хлорит-эпидотовой зоне изменения остаётся титан.

Скважинами была вскрыта толща пород, изменённая, по-видимому, в основном восходящим потоком нагретых и существенно уже изменивших исходный состав морских вод. Базальты и гиалокластиты в этом разрезе переработаны неодинаково: наиболее интенсивно – гиалокластиты – более пористые и реакци-

онноспособные породы разреза. По сравнению со свежими базальтами для них характерна особенно значительная потеря Al, Ca, Si и обогащение К.

В процессе преобразования базальтовых толщ, выщелачивания и выноса из пород одних компонентов и ассимиляции вторичными минералами других, существенно изменялся состав подземных вод. Длительные наблюдения показали, что состав современных гидротермальных рассолов п-ова Рейкьянес не остаётся постоянным. За 10-летний период для скв. Rn-8 отмечены заметные колебания (увеличение и сокращение до 3 раз) содержания Mg и SO_4 , происходившие на фоне очень слабых вариаций концентрации остальных элементов и общего количества растворимых солей [Kristmannsdottir, 1984].

7.2.2. Низкотемпературные зоны гидротермального преобразования

Породы этой зоны по составу и характеру взаимоотношения вторичных минералов соответствуют смектит-цеолитовой зоне высокотемпературных проявлений. Цеолиты в базальтах Исландии развиты чрезвычайно широко. Это один из главных

и характерных компонентов низкотемпературной зоны регионального гидротермального изменения, охватывающий мощные толщи пород разного возраста. В базальтовых толщах наиболее широко распространены кальциевые и кальций-натриевые цеолиты (шабазит, томсонит, мезолит, сколецит, стильбит, гейландит, ломонтит). Часто встречаются натриевые типы цеолитов (анальцим, натролит), реже – содержащие калий (филлипсит).

Детальное расчленение измененных пород низкотемпературной зоны, основанное, как указывалось выше, на анализе распространения цеолитов, установлено в ряде районов в мощных разрезах плиоцен-миоценовых базальтовых толщ [Kristmannsdottir, 1975, Saemundsson et al., 1980; Mehegan et al., 1982; и др.]. Смена в разрезе одной ассоциации цеолитов другой объясняется проявлением геотермического градиента при погружении мощных толщ платобазальтов. На основе сопоставления с современными зонами гидротермальной деятельности установлены приблизительные температурные интервалы формирования различных типов цеолитов (см. табл. 2).

Наиболее мощные и полно изученные разрезы миоценовых платобазальтов располагаются на востоке и севере Исландии. Первоначально по составу преобладающих цеолитов в толще миоценовых платобазальтов Восточной Исландии была выявлена следующая смена минеральных ассоциаций (сверху вниз): шабазитовая, анальцимовая и мезолит-сколецитовая [Walker, 1960]. Позднее было установлено, что мезолит-сколецитовая ассоциация сменяется вниз мощной ломонтитовой зоной.

По данным, полученным при бурении в Рейдарфьорде (Восточная Исландия), ниже уровня моря в верхних 500 м вскрытого скважиной разреза в цеолитовой ассоциации установлены: ломонтит, гейландит, эпистильбит, стильбит, морденит и вайрацит. В этой части разреза появляется хлорит в виде каёмки на стенках газовых полостей.

В тех случаях, когда в составе гидротермальной ассоциации присутствует селадонит, структурные взаимоотношения свидетельствует о его формировании раньше хлорита, кварца и кальцита (вероятно, почти одновременно со смектитами).

Ломонтит в толще базальтов – постоянный компонент ассоциации вторичных минералов, появляющийся с глубины 100 м ниже уровня моря и прослеживающийся до основания скважины (1900 м). С глубины 1200 м содержание ломонтита в изменённых лавах снижается и ниже он встречается в составе высокотемпературной ассоциации, включающей хлорит, кварц, кальцит, эпидот пренит, ангидрит и гарнет.

В нижней части разреза низкотемпературные минералы исчезают, замещившись более поздними, высокотемпературными; ломонтит частично замещается пренитом, эпидотом и кальцитом [Mehegan et al., 1982].

В районе Эйьяфьордур (полигон 2, см. рис. 1, глава 1) по естественным разрезам и глубоким скважинам вскрыта 3,5 км-вая толща лав наземных базальтов (платобазальтов), включающих мало-мощные горизонты тефры и осадков. Самые верхние части базальтовой толщи остаются неизменёнными. Почти в километровой толще естественных разрезов базальтов сверху вниз по естественным обнажениям установлены шабазит-томсонитовая и мезолит-сколецитовая зоны цеолитизации, сменяющиеся вниз ломонтитовой зоной [Palmason et al., 1979]. Совместно с цеолитовой ассоциацией в полостях и трещинах разного размера встречаются смектиты, селадонит, кремнистые минералы (опал, халцедон, реже кварц) и кальцит. На уровне цеолитовой ассоциации в породах с наиболее густой системой трещин, трещинно-даймовых роях, локально распространён кварц-селадонит-кальцитовый комплекс. Выделения селадонита занимают более ранние или более поздние позиции по сравнению со смектитовой минерализацией (рис. 10).



Рис. 10. Принципиальная схема соотношения разновозрастных стратиформных зон вторичной минерализации и секущей зоны высокотемпературного изменения в толще моноклиналино залегающих платобазальтов, Эйьяфьорд
1 – моноклиналино залегающие платобазальты; 2 – смектит-селадонитовая зона минерализации; 3–5–горизонтально залегающие зоны цеолитизации: 3 – зона шабазита, 4 – зона мезолита-сколецита, 5 – зона ломонтита (по: [Palmason et al., 1979]); 6 – трещинно-даймовый рой; 7 – кремнистая минерализация; 8 – лавы, в которых гидротермальные минералы отсутствуют.

В днище этого фьорда платобазальты вскрыты скважинами на глубину до 2820 м. Базальты слагают два комплекса: верхний – это в основном оливиновые толеиты, нижний – преимущественно толеиты. Горизонты плагипорфиритов, располагающиеся в верхней части, служат маркерами при сопоставлении разрезов соседних скважин. Большую роль в строении вулканитов в скважине LJ-8 играют долериты. На разных уровнях скважинами вскрыты дайки наклонно ориентированного роя, пересекающего моноклираль миоценовых платобазальтов [Palmason et al.; 1979, Kristmannsdottir et al., 1977; Björnsson A. et al., 1978].

По материалам скважин Lj-8 и Lj-5 исследован состав и распространение вторичных минералов. В составе низкотемпературной мезолит-сколецитовой ассоциации постоянно помимо основных цеолитов присутствуют шабазит, гейландит, морденит, томсонит, стильбит, анальцит, а также смектит, кальцит, пирит и редко – кварц. Появление ломонтита отмечено на разных уровнях. Впервые он появляется на уровне 250–300 м ниже уровня моря и прослеживается совместно со стильбитом в толще платобазальтов на максимально разбуренную глубину до 2820 м. На уровне 1300 м смектиты исчезают, появляется сначала корренсит, затем хлорит в ассоциации с пренимом и эпидотом (рис. 11–13).

Селадонит в базальтах глубоких скважинах встречается совместно с хлоритом, кварцем, эпистильбитом и ломонтитом в верхней части ломонтитовой зоны. Формирование каёмки селадонита, выстилающих стенки газовых полостей, указывает на раннюю стадию их образования по сравнению с более поздней минеральной ассоциацией, состоящей из хлорита, кварца, эпистильбита, ломонтита [Mehegan et al., 1982; Kristmannsdottir, 1982].

Совместное нахождение в мощных толщах миоценовых платобазальтов гидротермальных минералов, представляющих разные температурные уровни, позволяет говорить о полициклическом изменении медленно погружающихся толщ. Для разреза платобазальтов на востоке Исландии (Рейдарфьордур) указываются три стадии. Первые две связаны с минерализацией открытых в лавах пространств. В верхней части разреза после смектитов, выстилающих стенки полостей, формируются последовательно кальцит, кварц и цеолиты, среди которых наиболее рас-

пространён ломонтит. Глубже хлорит становится основным компонентом, выстилающим стенки открытых полостей. Иногда здесь же встречается селадонит, сформировавшийся на более раннем этапе одновременно со смектитами. По материалам керн скважины однозначно решить особенности взаимоотношения смектитов и селадонита не удалось. На более низких уровнях разреза ранее образовавшиеся вторичные минералы растворяются, ломонтит частично замещается пренимом, эпидот и кварц отлагаются в полостях, образова-

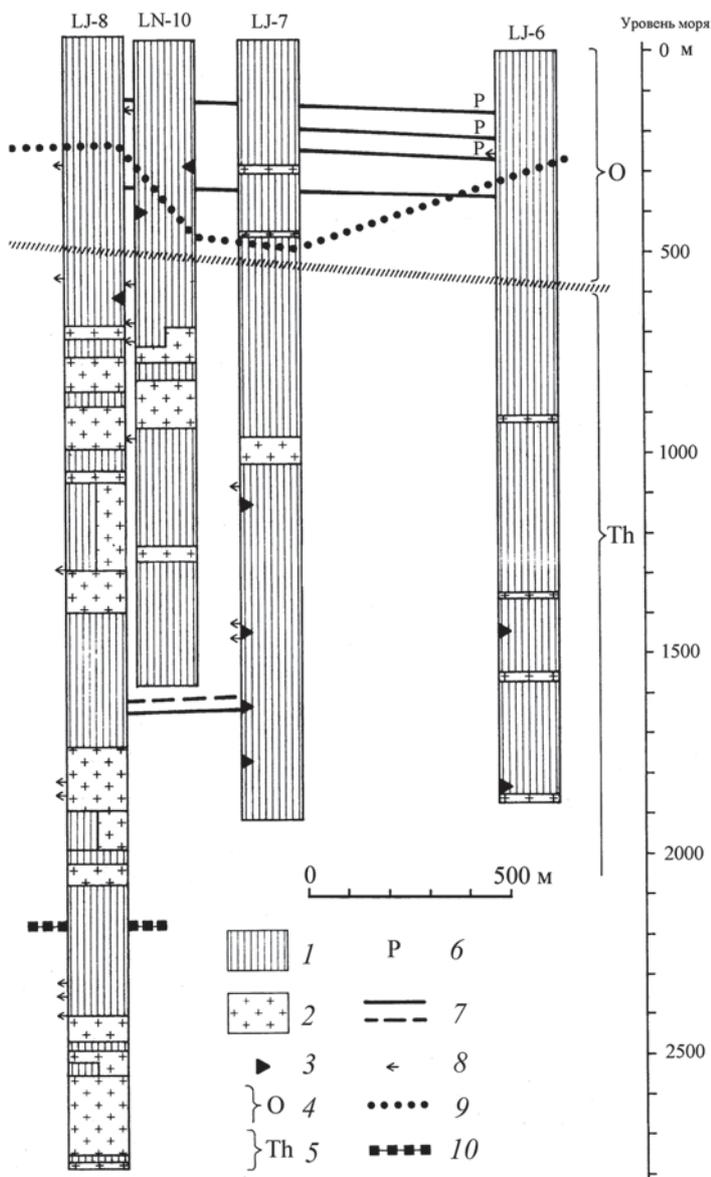


Рис. 11. Сопоставление базальтов и зон гидротермального изменения по скважинам в районе Лойгаланд, Эйяфьорд (по материалам: [Kristmannsdottir et al., 1977].

Состав пород и некоторые уровни вторичной минерализации: 1 – базальтовые лавы; 2 – долериты; 3 – дайки; 4 – оливиновые толеиты; 5 – толеиты; 6 – плагипорфировые базальты; 7 – маркирующие горизонты лав; 8 – водоносные горизонты; 9, 10 – уровень первого появления: 9 – ломонтита; 10 – эпидота

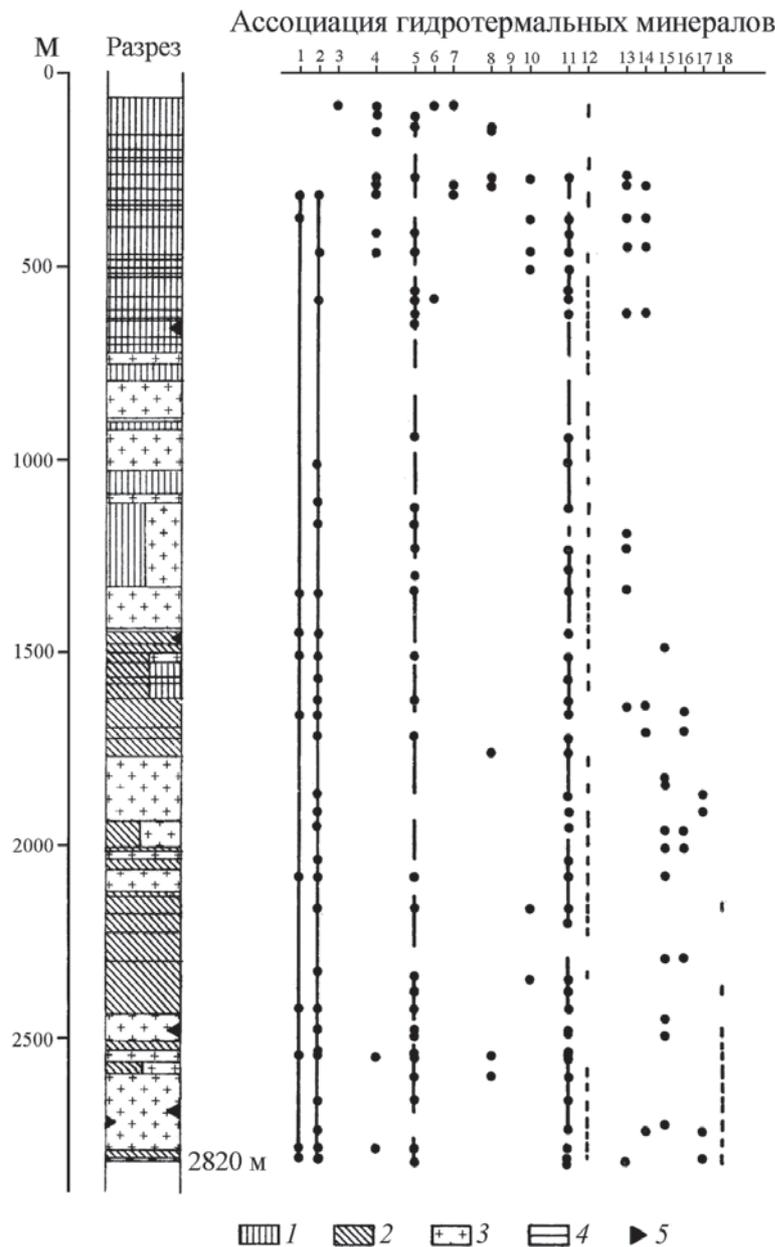


Рис. 12. Распределение гидротермальных минералов в разрезе платобазальтов, вскрытых скв. LJ-8, (по материалам: [Kristmannsdottir et al., 1977])

Состав пород: 1, 2 – базальты: 1 – слабо изменённые 2 – сильно изменённые; 3 – долериты; 4 – горизонты тефры/осадков; 5 – дайки. Ассоциация гидротермальных минералов (1–14): 1 – кальцит, 2 – кварц, 3 – шабазит, 4 – гейландит, 5 – стильбит, 6 – эпистильбит, 7 – морденит, 8 – мезолит/сколецит, 9 – гиролит, 10 – анальцит, 11 – ломонтит, 12 – пирит, 13 – смектиты, 14 – смешанослойные слоистые силикаты, 15 – корренсит (разбухающий хлорит), 16 – хлорит, 17 – пренит, 18 – эпидот

шихся при растворении. Здесь же после эпидота формируются последовательно пренит, ломонтит, ангидрит. Минерализация третьей стадии связана с жильной ассоциацией, возможно, частично вызванной контактовым метаморфизмом в дайковом рое (рис. 14) [Mehegan et al., 1982].

Ранее высказывалось предположение, что на

состав образующихся цеолитов большое влияние оказывают вмещающие породы [Walker, 1960]. Образование высококремнистых цеолитов связывалось преимущественно с преобразованием безоливиновых толеитов, а высокоалюминиевых – с изменением оливиновых базальтов, отличающихся пониженным содержанием кремнезема. Эта точка зрения не допускает возможности значительной миграции петрогенных элементов с нагретыми подземными водами и предполагает в целом изохимический способ гидротермального изменения базальтов.

Проведённое исследование состава и распределения гидротермальных минералов и сопоставление гидротермально изменённых и свежих базальтов позволяет определенно говорить о миграции с подземными водами ряда петрогенных компонентов. По способу образования среди вторичных компонентов смектит-цеолитовой зоны следует различать метасоматические минералы и минералы, синтезированные из растворов или образовавшиеся при раскристаллизации гелей. Минералы, выпавшие из раствора, располагаются в газовых полостях лав, в трещинках, в межзерновом пространстве вулканокластиков и вулканотерригенных пород. Характерны чёткие контакты «трещинных минералов» с вмещающей породой и отсутствие или слабое изменение первичных компонентов вмещающих пород.

В смектит-цеолитовой зоне первичный состав основных компонентов вулканитов за исключением стекла, оливина и частично плагиоклазов изменён слабо. Стекло в гиадокластитах замещено палагонитом и слоистыми силикатами, по оливину развиты смектиты, в плагиоклазах в основном по трещинкам сформировались опал, цеолиты, кальцит и смектиты, а пироксены не имеют признаков изменения.

Начальные стадии гидротермального изменения удалось зафиксировать в моноклиально залегающей толще платобазальтов в вершине Ватнсфьорда (Флокалундур, Северо-Западный Полуостров). Здесь в естественных обнажениях исследована толща афировых и плагиофировых

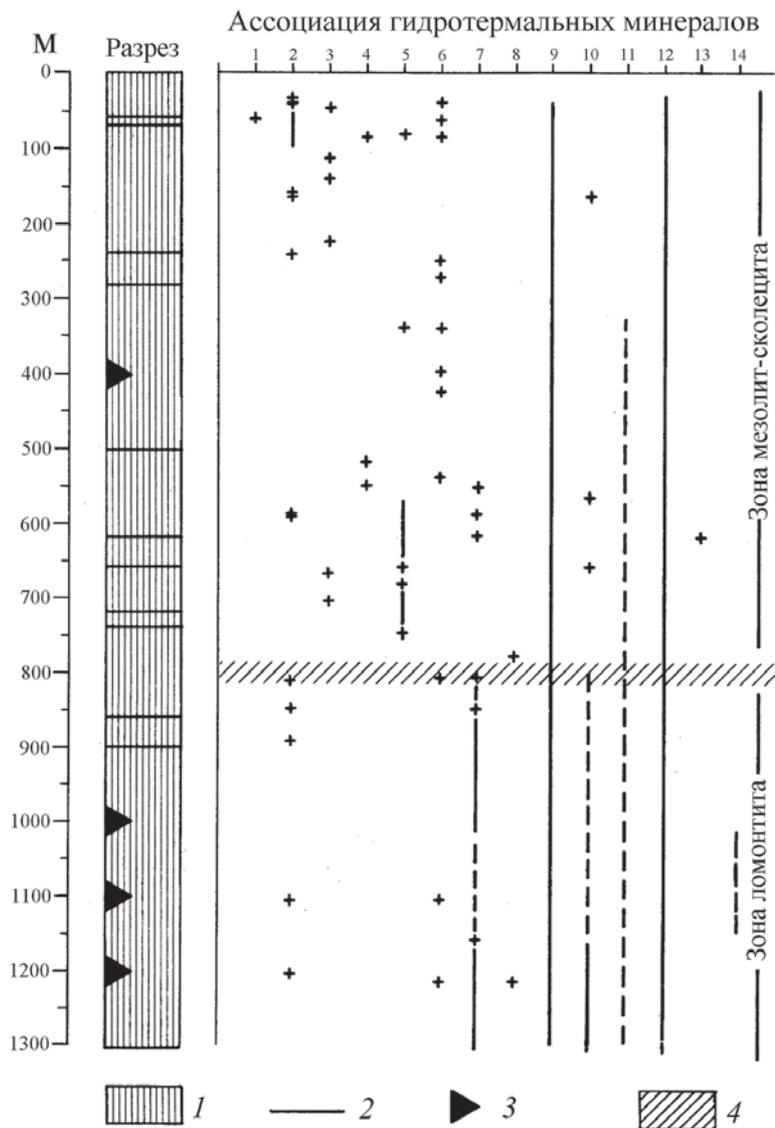


Рис. 13. Распределение гидротермальных минералов в разрезе платобазальтов, вскрытых скв. LJ-5 (по материалам: [Kristmannsdottir et al., 1979])

Ассоциация гидротермальных минералов (1–14): 1 – шабазит, 2 – гейландит, 3 – морденит, 4 – томсонит, 5 – мезолит/сколецит, 6 – стильбит, 7 – ломонитит, 8 – анальцит, 9 – кальцит, 10 – кварц, 11 – пирит, 12 – смектиты, 13 – иллит, 14 – корренсит

Состав пород: 1 – гидротермально изменённые базальты; 2 – горизонты тефры/осадков; 3 – дайки; 4 – верхняя граница ломонититовой зоны.

оливиновых базальтов, сложенная потоками наземных лав мощностью от первых метров до 10–15 м с тонкими прослоями пирокластических пород. Общая мощность исследованного разреза 700 м. Базальты полого наклонены с севера на юг, что позволило сравнить разновозрастные пачки пород, обнажающиеся по западному борту фьорда у уровня моря и в верхней части горы Исуфедль (высота 703 м) (рис. 15). Образцы лав с обильной цеолитовой минерализацией, смектитами, опалом и кальцитом в газовых полостях

(обр. 79173–79177) отбирались в 5–8 м выше уровня моря. Здесь все газовые полости заполнены комплексом вторичных минералов. Оливин и плагиоклазы сильно изменены, крупные кристаллы пироксенов в основной массе породы остаются неизменёнными. Базальты, характеризующие верхнюю часть разреза от 400 до 700 м абс. высоты, содержат каёмки смектитов и небольшое количество цеолитов (обр. 79171, 79172) (только некоторые газовые полости), а залегающие выше не имеют признаков гидротермального изменения (обр. 79165, 79167, 79169). Здесь только в некоторых образцах по трещинкам присутствуют гидроксиды железа и в небольшом количестве опал, замещающий местами фенокристы плагиоклаза. Базальты верхней части разреза слагают стенку троговой долины, и отмеченные в них слабые проявления вторичной минерализации, вероятно, могли возникнуть в процессе воздействия ледника на породы в плейстоцене (табл. 4).

Результаты химического анализа валовых проб базальтов, отобранных с различных горизонтов рассматриваемого разреза, не дают оснований говорить о миграции петрогенных элементов. Их содержание в изменённых и свежих породах колеблется в сравнимых пределах. Изменённые базальты отличаются только большим содержанием воды. Вместе с тем изучение состава и характера распространения слоистых силикатов и цеолитов свидетельствует в пользу перераспределения в базальтах ряда петрогенных элементов в пределах верхней части смектит-цеолитовой гидротермальной зоны.

Гидротермальное изменение оливина. Основные стадии изменения оливинов установлены на основании минералогопетрографических микрозондовых исследований оливин содержащих базальтов в районе Ватнсфьорда. Фенокристаллы оливина, полностью замещившиеся смектитами, обычно встречаются в лавах с интенсивной трещиноватостью. В монолитных лавах у многих крупных кристаллов остаётся неизменённым реликтовое внутреннее ядро, окруженное каймой смектитов. Уже на начальной стадии изменения оливин замещается крупно

Таблица 4. Химический состав базальтов по профилю гора Исуфедль–Флокалундур, полуостров Северо-Западный

Компонент	Флокалундур					гора Исуфедль				
	Интенсивно изменённые базальты					Слабо изменённые		Неизменённые базальты		
	79177	79173	79174	79175	79176	79172	79171	79169	79167	79165
SiO ₂	44,78	44,77	47,03	47,38	44,43	47,45	47,88	48,13	48,11	49,50
TiO ₂	1,22	1,63	1,40	1,53	1,53	1,57	1,63	1,74	1,88	1,68
Al ₂ O ₃	15,14	15,90	18,09	17,11	14,70	16,84	16,78	16,10	16,34	15,08
Fe ₂ O ₃	9,68*	1,30	3,40	1,62	6,73	2,23	0,89	2,08	2,61	12,97*
FeO		9,00	4,94	7,69	3,26	7,55	9,31	8,96	8,38	
MnO	0,22	0,21	0,17	0,21	0,21	0,21	0,21	0,23	0,23	0,21
MgO	6,12	7,03	6,56	7,22	6,47	7,77	7,09	7,12	6,80	7,30
CaO	11,90	12,31	12,87	12,45	11,91	13,10	13,02	12,77	12,53	12,90
Na ₂ O	1,46	2,05	1,95	2,05	1,29	2,27	2,16	2,38	2,38	2,08
K ₂ O	0,44	0,57	0,26	0,44	0,26	0,22	0,26	0,31	0,26	0,35
H ₂ O ⁺	н.о.	1,25	1,37	1,17	6,69	0,28	0,40	0,25	0,16	н.о.
H ₂ O ⁻	н.о.	0,78	1,41	0,70	2,41	0,20	0,28	0,04	0,12	н.о.
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,41	0,16	0,15	0,16	0,15	0,16	0,17	0,19
Сумма	91,10	99,96	99,56	99,73	100,04	99,85	100,06	100,27	99,97	102,16

* Суммарное железо как Fe₂O₃

виты плёнки гидроксидов железа.

На снимках, сделанных в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) отчетливо выделяется внутренняя часть, сложенная крупными кристаллами смектита с четкой спайностью и внешняя зона микроагрегатного глинистого вещества, проникающего внутрь крупных кристаллов по спайности (рис. 16, а, б).

Для рентгеновского анализа изменённые зерна оливина отбирались под микроскопом вручную. Образец включал продукты изменения оливина I и II стадий, при явном преобладании материала I стадии. По результатам рентгеновского анализа установлено, что минерал, замещающий оливин, представлен смектитом (рис. 17, а).

По данным микрозондирования по профилю, распределение SiO₂, Al₂O₃, MgO, FeO, CaO на площади распространения смектита I стадии равномерное, а в смектитах II стадии фиксируются значительные колебания в содержания SiO₂, Al₂O₃, MgO. В целом метасоматические смектиты I и II стадий близки по химическому составу, но по сравнению со слоистыми силикатами, осаждавшимися из раствора на стенках пустот, заметно отличаются меньшим количеством SiO₂ и значительно бóльшим содержанием FeO и MgO (рис. 17, б, табл. 5).

Миграция кремнезема и калия в породах на уровне смектит-цеолитовой зоны. Миграция этих элементов определённо выявляется при исследовании распределения вторичных минералов в трещинных зонах. Разнообразные скопления кремнистых минералов в разрезе платобазальтов

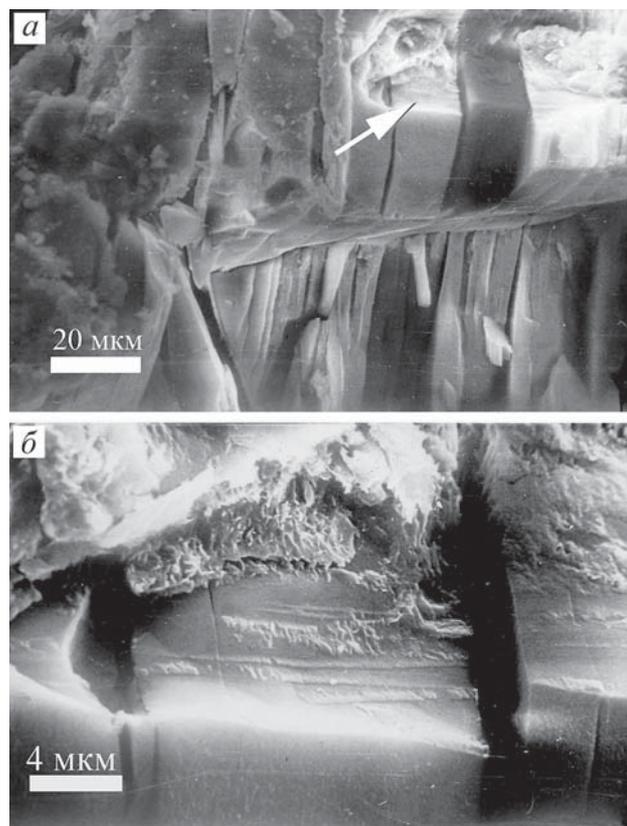


Рис. 16. Микроструктура смектита, заместившего оливин (СЭМ)

а – крупнокристаллическая структура смектита первой стадии замещения оливина, стрелка показывает положение на фотографии рис. б; б – смектит второй стадии, развитый на поверхности и по спайности крупнокристаллических выделений смектита первой стадии

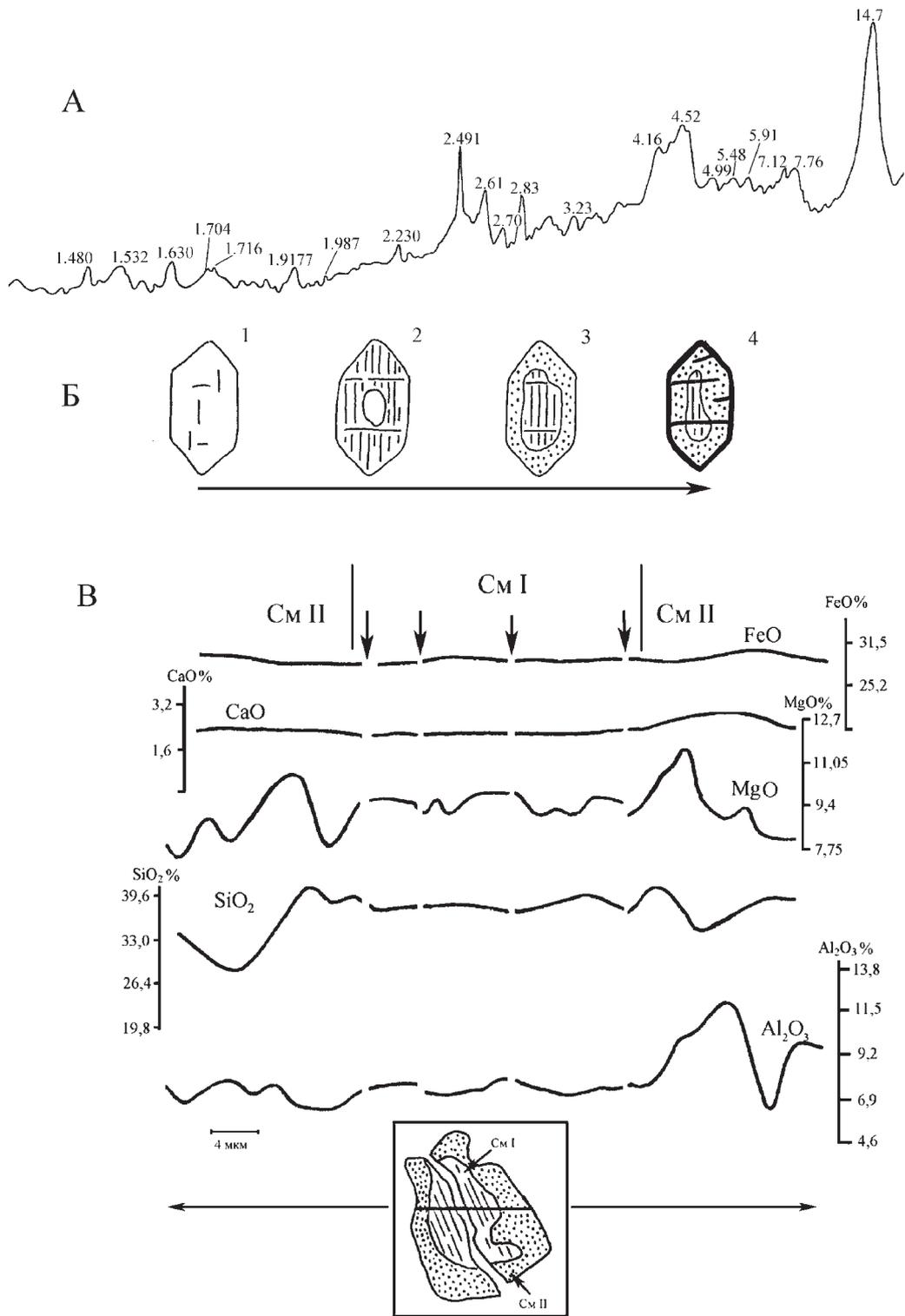


Рис. 17. Стадии замещения оливина смектитом и гидроксидами железа

А – дифрактограмма неориентированного препарата изменённых зерен оливина; Б – стадии изменения оливина: 1 – неизменённый кристалл, 2 – кристалл, замещившийся крупно кристаллическим плеохроирующим агрегатом с высоким дву-преломлением, в центре реликтовый участок неизменённого оливина, 3 – кристалл, полностью замещённый смектитом первой и второй стадии образования, 4 – плёнки гидроксидов железа по трещинкам, рассекающим метасоматический смектит. В – распределение петрогенных элементов по профилю изменённого зерна оливина (вертикальные стрелки соответствуют положению спайности по профилю в крупнокристаллическом выделении смектита I стадии)

Таблица 5. Состав смектитов (I и II стадий), замещающих оливин и выстилающих стенки пустот

Компонент	Смектит I стадии					Смектит II стадии					Смектит открытых полостей		
	Зерно 1			Зерно 2		Зерно 1			Зерно 2				
Количество анализов	1	2	3	1	2	1	2	3	1	2	1	2	3
SiO ₂	38,191	39,287	39,023	38,000	36,991	32,511	37,953	40,890	33,511	33,676	44,137	45,924	41,346
Al ₂ O ₃	8,681	8,587	8,585	9,628	9,715	9,945	8,527	9,041	11,958	12,453	7,345	7,740	7,410
TiO ₂	0,149	0,141	0,107	0,227	0,142	0,032	0,022	0,022	0,029	0,061	0,026	0,000	0,033
FeO	23,326	22,935	22,717	27,093	26,108	22,046	21,813	23,707	26,466	26,803	17,598	16,932	17,201
MnO	0,201	0,213	0,190	0,176	0,223	0,324	0,357	0,212	0,338	0,280	0,199	0,197	0,314
MgO	12,200	12,245	12,437	11,936	12,220	13,252	14,245	13,864	13,659	12,265	16,382	15,746	15,774
CaO	2,127	1,924	1,836	1,813	1,864	1,617	1,649	2,235	1,616	1,925	1,577	1,545	1,385
Na ₂ O	0,067	0,026	0,088	0,037	0,050	0,077	0,065	0,046	0,025	0,027	0,043	0,119	0,111
K ₂ O	0,393	0,553	0,537	0,174	0,139	0,312	0,298	0,442	0,076	0,088	0,374	0,522	0,275
Сумма	85,336	85,911	85,520	89,084	87,453	80,113	84,928	90,458	87,679	87,578	87,681	88,725	83,849

(агаты и ониксы) не оставляют сомнений в том, что миграция кремнезема – широко распространённый процесс при гидротермальном изменении базальтов. В современной обстановке это – значительные накопления гейзеритов у горячих источников в рифтовой зоне.

Микроскопические жилки с кремнистой минерализацией (опал, реже халцедон) часто фиксируются в основной массе базальтов и в крупных кристаллах плагиоклазов. В смектит-цеолитовой зоне после оливина изменяются кристаллы плагиоклазов, а пироксены всегда остаются неизменёнными (рис. 18, а, б). Следует подчеркнуть, что на начальных стадиях изменения базальтов и формирования кремнистых жил, коррозии и метасоматоза первичных минеральных компонентов в основной массе породы и крупных кристаллах плагиоклазов не зафиксировано (рис. 18, в).

Кремнистая минерализация (опал, халцедон) часто встречается в ассоциации с селадонитом, а также с смектитом и цеолитами, содержащими калий. В составе изверженных пород Исландии преобладают низкокалиевые разности базальтов. Среднее содержание K₂O в неизменённых или слабо изменённых базальтах в Исландии, по литературным данным, составляет 0,3–0,4 % [Герасимовский и др., 1978]. Основная масса калийсодержащих гидротермальных минералов (селадонит, смектиты, цеолиты) распространена в пределах смектит-цеолитовой зоны. Исследование локальных проявлений концентрации калия позволяет в общем виде выявить масштабы перераспределения этого элемента с подземными нагретыми водами.

В неизменённых базальтах Ватнсфьорда среднее содержание K₂O составляет 0,28 %, а в смектит-цеолитовой зоне оно увеличивается до 0,4 % (валовое содержание породы). В плагиофировых оливиновых базальтах, располагающихся в пределах смектит-цеолитовой зоны по трещинкам, пересекающим породу и крупные кристаллы плагиоклазов, зафиксировано локальное скопление калия. Оптически установлено, что трещинки и газовые полости заполнены цеолитами и смектитом. Смектиты выстилают стенки трещин и газовых полостей, а цеолиты заполняют оставшееся пространство. С помощью рентгеноспектрального микроанализатора удалось установить, что калий в трещинках содержится в смектитах и цеолитах, но в цеолитах на некоторых участках его значительно больше. Микрозондовое профилирование показало большой разброс значений содержания калия в цеолитах, развитых в трещинках и открытых полостях (рис. 19, 20, а–в).

Миграция калия с подземными водами определено устанавливается в зонах трещиноватости, часто совпадающих по простиранию с дайковыми роями. Калийсодержащие ярко-зелёные слоистые силикаты (смектит-селадонитовый комплекс) локально распространены в низкокалиевых толщах трещинно-дайкового роя Эйьяфьорда. Зелёное глинистое вещество слагает каёмки на стенках крупных полостей и каверн в лавах, заполняет полностью газовые полости и трещины. Петрографически, по данным химического и рентгеновского анализов, в составе глинистой фракции можно различать разные типы слоистых силикатов (смектиты и селадонит), с разным ко-

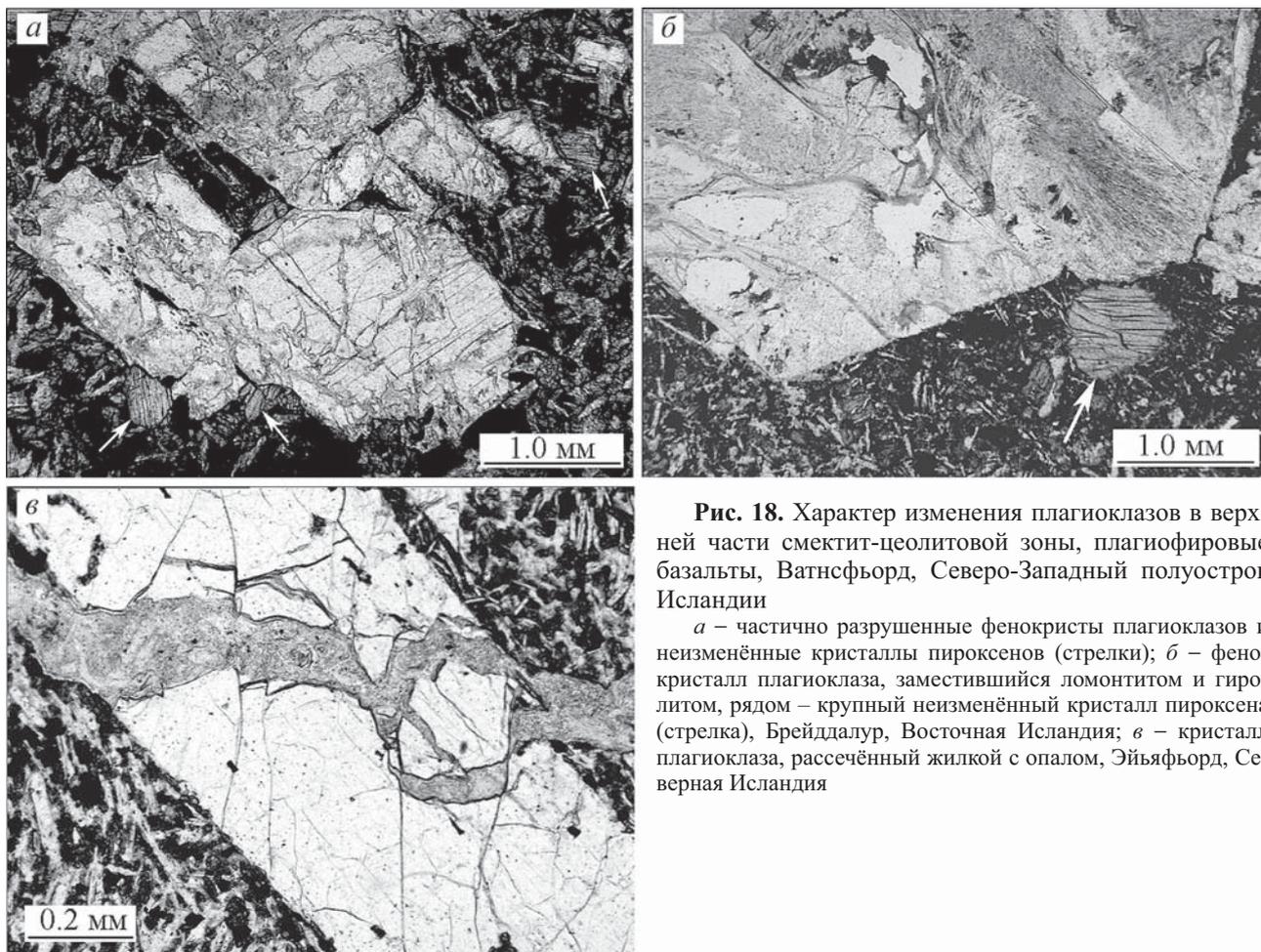


Рис. 18. Характер изменения плагиоклазов в верхней части смектит-цеолитовой зоны, плагиофировые базальты, Ватнсфьорд, Северо-Западный полуостров Исландии

а – частично разрушенные фенокристы плагиоклазов и неизменённые кристаллы пироксенов (стрелки); *б* – фенокристалл плагиоклаза, замещившийся ломончитом и гиролитом, рядом – крупный неизменённый кристалл пироксена (стрелка), Брейддалур, Восточная Исландия; *в* – кристалл плагиоклаза, рассечённый жилкой с опалом, Эйьяфьорд, Северная Исландия

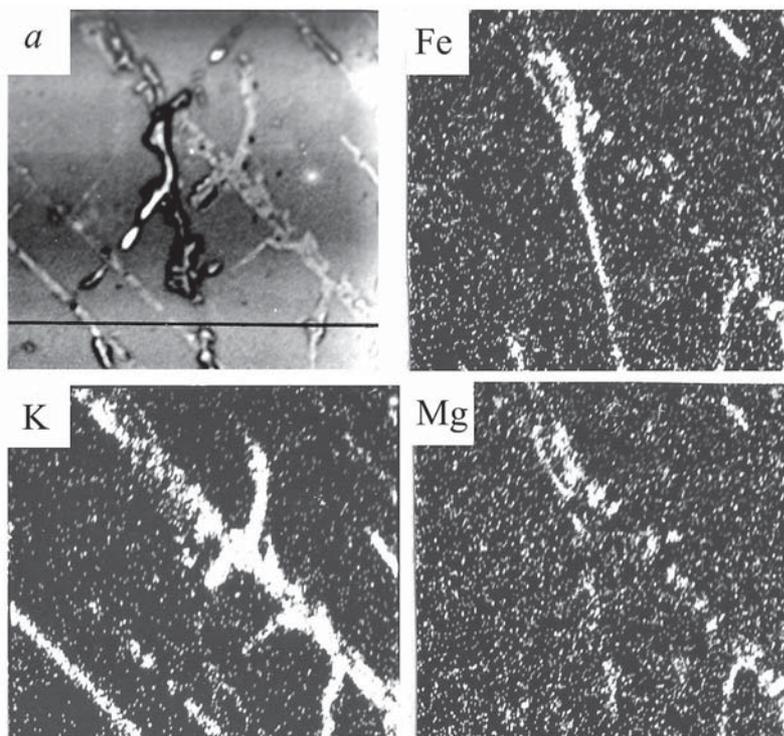


Рис. 19. Распределение К, Fe и Mg в трещинках, рассекающих крупный кристалл плагиоклаза, Ватнсфьорд, Северо-Западный полуостров Исландии

а – поглощённые электроны

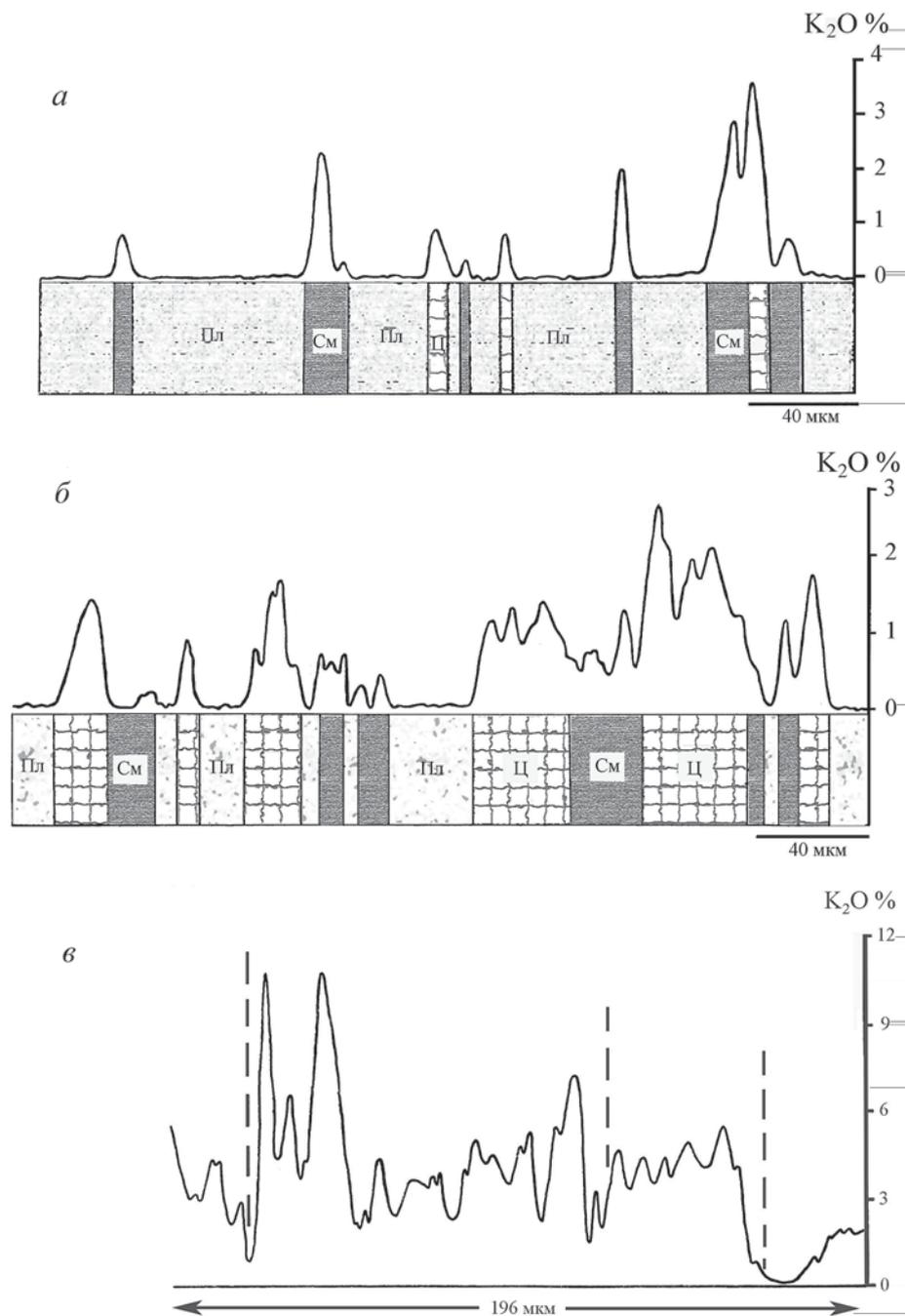


Рис. 20. Распределение калия в смектитах и цеолитах в жилках и газовых полостях, верхняя часть смектит-цеолитовой зоны. Ватнсфьорд, Северо-Западный полуостров Исландии
а, б – жилки, рассекающие фенокристи плагноклаза в плагнофириковых базальтах; *в* – цеолиты в газовой полости

личеством в них калия (рис. 21; табл. 6).

С активной циркуляцией калия и фтора по зонам трещиноватости в толще базальтов связано образование и концентрация значительных скоплений апофиллита. По данным изучения химического состава, свойств и особенностей распространения апофиллита и гиролита в базальтах и базальтовых гиалокластитах, установлена связь образования

гиролита с изменением пород в зоне слабоподвижных подземных вод, а апофиллита – с активной циркуляцией по зонам трещиноватости нагретых вод. Возникновение этих минералов приводит к переносу и перераспределению ряда элементов на значительное расстояние [Гептнер, Петрова, 1989].

Апофиллит и гиролит исследовались в базальтовых лавах, гиалокластитах и вулканотер-

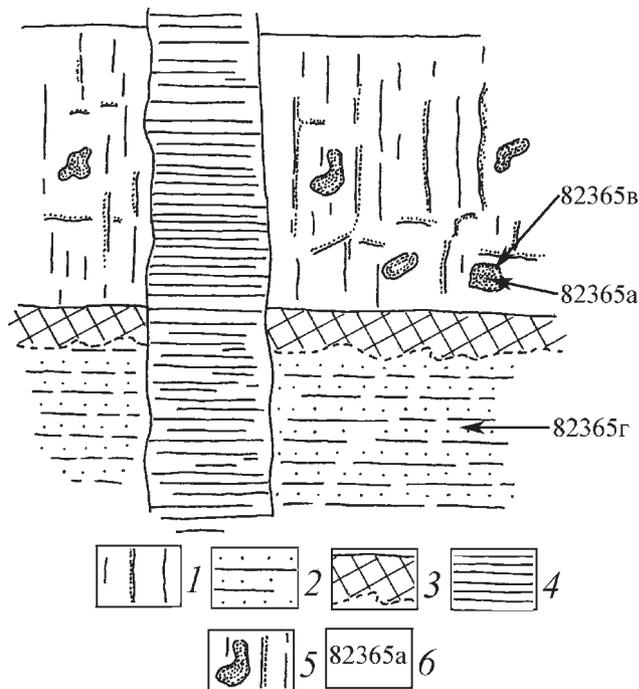


Рис. 21. Наложенная гидротермальная смектит-селадонитовая минерализация в платобазальтах Эйьяфьорда, Хоргадаalur, р. Байгилсау

1 – лавовый поток базальтов с крупными полостями и трещинами, заполненными зеленым глинистым веществом; 2 – базальтовые туфы и тейфроиды; 3 – красный горизонт обожжённых туфов и тейфроидов (red bed); 4 – дайка; 5 – полости в лавах, заполненные глинистыми минералами; 6 – номер образца

ригенных породах в целом со слабоизменённым первичным составом. Везде местонахождения этих минералов приурочены к зонам наибольшей проницаемости пород. Особенно часто появление апофиллита и гиролита совпадает с зонами интенсивного дробления лавовых толщ в пределах дайковых роёв. В тоже время апофиллит установлен не только в лавах, но и в секущих их дайках. Это свидетельствует о наложенном характере и более поздней апофиллит-гиролитовой минерализации относительно времени внедрения даек и приуроченность образования этих минералов к участкам пород, наиболее активно промывавшихся нагретыми подземными водами. Не случайным является совместное нахождение апофиллита в базальтах там, где в разрезе с ними переслаиваются кислые породы, основные концентраторы калия и фтора. Апофиллит чаще формируется на последних стадиях вторичного минералообразования, после гиролита и кремнистых минералов, иногда совместно с кальцитом. Связь образования апофиллита с подземными водами, приносившими в толщи базальтоидов калий и кремний, подчёркивается совместным нахождением этого минерала с селадонитом, калийсодержащими цеолитами и кремнистыми минералами.

Анализ распространения и взаимоотношения кремнистых минералов с другими вторичными минералами, формировавшимися на разных этапах изменения базальтов, показал, что заполнение

Таблица 6. Химический состав слоистых силикатов из открытых полостей и трещин в базальтовых лавах и тейфроидах. Эйьяфьорд, Хоргадаalur, Северная Исландия

Компоненты	Номер образца		
	82365а	82365в	82365г
SiO ₂	53,66	52,13	46,41
TiO ₂	0,02	0,03	4,05
Al ₂ O ₃	3,29	2,13	12,00
Fe ₂ O ₃ *	20,72	22,60	15,63
MnO	0,00	0,01	0,03
MgO	6,05	6,22	2,70
CaO	0,00	0,45	1,28
Na ₂ O	0,00	0,01	0,22
K ₂ O	7,93	8,11	3,20
P ₂ O ₅	0,01	0,10	0,14
Сумма	99,26	99,21	99,90
ппп	7,58	7,42	14,24
Fe ₂ O ₃	17,09	19,09	14,51
FeO	3,07	3,16	1,01

*Fe₂O₃ – суммарное железо; обр. 82365а, в – лавы; обр. 82365г – тейфроиды.

трещин и особенно крупных пустот кремнистым веществом происходило постепенно и прерывисто. Миграция кремнезёма с гидротермальными растворами осуществлялась по наиболее проницаемым линейным зонам трещиноватости. В плане эта зона пространственно совпадает с дайковыми и трещинными роями, сопрягающимися с вулканическими аппаратами центрального типа, включающими кислые субвулканические интрузии [Гептнер, Петрова, 1996; Гептнер и др., 2004; Saemundsson, 1979].

7.3. Гидротермальное изменение гиалокластитов на поверхности земли

На поверхности земли выражением активной гидротермальной деятельности служат горячие источники, фумарольные и сольфатарные поля. К поверхности земли нагретые воды поднимаются по зонам разломов и трещинно-дайковых роев. Пятнистый, мозаичный характер распространения геотермальных проявлений отражает особенности геологического строения и распределения в толще пород проницаемых зон и путей миграции подземных вод. Современная низкотемпературная гидротермальная деятельность широко распространена за пределами рифтовой системы в поле распространения миоцен-плиоценовых платобазальтов. Здесь из нагретых подземных вод слабой минерализации на поверхности редко происходит формирование минерального осадка. Часто воды таких источников непосредственно используются для горячего водоснабжения и бассейнов (см. рис. 3).

Высокотемпературные геотермальные поля располагаются в пределах зон рифтинга и новейшей вулканической активности. На поверхности земли эти зоны сложены молодыми, в основном голоценовыми и плейстоценовыми вулканитами (лавы, гиалокластиты). Там, где высокотемпературные подземные воды поднимаются к поверхности земли, происходит интенсивное изменение пород и формируется минеральная ассоциация, в составе которой главную роль играют слоистые силикаты (главным образом смектиты и каолинит), сульфиды (пирит), сульфаты (гипс), гидроксиды железа и кремнистые минералы (опал и халцедон) и самородная сера.

При изучении гидротермально изменённых пород важной проблемой является оценка масштаба миграции, перераспределения и локальной аккумуляции химических элементов. Существенные трудности при оценке эффекта гидротермальной деятельности возникают при сопоставлении в пределах ограниченного пространства неизменных пород и минеральных компонентов, полностью замесивших исходную породу. Эта проблема в

общем виде может быть решена при исследовании гидротермального процесса на поверхности земли. Здесь пятнистый, мозаичный характер распространения фумарольной и сольфатарной активности, отражающий особенности геологического строения и анизотропный характер распределения проницаемых зон и путей миграции горячих пара и газов, предоставляют уникальную возможность сравнивать располагающиеся рядом изменённые и не затронутые современным гидротермальным процессом породы.

Кроме того, нередко появляется возможность изучить продукты перемива гидротермально изменённых пород в различных обстановках: делювиальные и пролювиальные накопления на склонах и у подножья возвышенностей, а также продукты переотложения гидротермалитов в водном бассейне (озере или морском заливе/лагуне).

Специфика гидротермального процесса на поверхности земли состоит в том, что на сольфатарных и фумарольных площадках взаимоотношение нагретой воды и пара с породой происходит при очень медленном и незначительном по объёму латеральном перемещении жидкой фазы. Здесь отсутствует промывной режим, характерный для подземных вод. На фумарольных площадках преобразование пород осуществляется под воздействием высокой температуры и поднимающихся к поверхности земли пара и газов. На участках с высоким стоянием грунтовых вод или периодически обводняющихся сольфатарная и фумарольная активность может охватывать значительную по размерам площадь.

Условия образования и состав гидротермально изменённых гиалокластитов в зоне выхода на поверхность высокотемпературных гидротермальных зон изучались на геотермальных полях Тейстарейкир, Наумафьядл, Хверагерди (Хенгидль) и Рейкьянес (см. рис. 3). Образцы отбирались на фумарольных площадках и нагретых грунтах из гиалокластитов, находящихся в первичном залегании, а также из отложений, формирующихся за счет переотложения гидротермально изменённой гиалокластики. Это – отложения делювиальных чехлов и пролювиальных конусов выноса. В полевых условиях изучалось взаимоотношение пород разной степени изменения, в том числе выделялись основные типы глинистых пород по цвету, положению на геотермальной площадке, однородности состава и характеру взаимоотношения со слабо- или неизменёнными гиалокластитам.

Продукты переотложения гидротермалитов в водном бассейне исследовались в юго-западной части рифта, на южном склоне горного массива Хенгидль (геотермальная зона Хверагерди). Здесь гидротермально изменённые породы обнажались

в береговой зоне голоценового водного бассейна, в котором отлагались глинистые осадки, состоящие из продуктов ближайшего переотложения гидротермалитов.

7.3.1. Геотермальная зона Тейстарейкир

Исследованная территория располагается на северном склоне плейстоценового подледного вулкана (столовой горы) Байярфьядл и на прилегающей к нему равнине (рис. 22). Гидротермальная деятельность сосредоточена вдоль двух зон разломов. Одна из них пересекает северный склон горы, а другая прослеживается к западу, в поле голоценовых лав. Сольфатарные грязевые котлы, фумаролы и прогретые участки земли распространены на склоне и на прилегающей части низменности. На более ранних этапах фумарольная деятельность и гидротермальное изменение занимали большие площади. Свидетельством этого на склонах, покрытых сейчас мощным дерном, служат цепочки округлых углублений, оставшиеся от прекративших свое существование сольфатарных грязевых котлов. Склоны в пределах гидротермальных проявлений имеют сглаженные, плавные очертания. Здесь образуется чехол рыхлых отложений, включающих большое количество глинистого материала.

Обильное увлажнение почв и глинистых пород способствует формированию мощных солифлюкционных процессов, в целом, не характерных для каменистых осыпей и грубообломочных склоновых отложений Исландии [Гептнер, 2007]. Спускаясь вниз по склону по системе мелких лож-

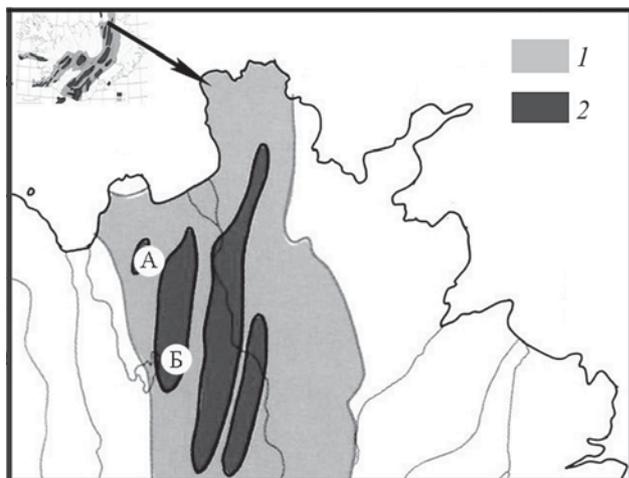


Рис. 22. Вулканические и геотермальные (А - Тейстарейкир, В - Наумфьядл) системы рифтовой зоны Исландии (по: [Einarsson, 1994] с добавлением)

1 – пояс активных вулканических проявлений; 2 – трещинные рои и локальные вулканические системы

бинок (струйчатый или мелкорытвинный смыв), а затем по оврагам, рыхлый материал отлагается в нижней части склонов и на прилегающей равнине, формируя делювиально-пролювиальные отложения. В пределах пролювиального конуса выноса в зоне современной сольфатарной и фумарольной деятельности на ранее сформировавшиеся отложения повторно накладывается процесс гидротермального изменения.

На геотермальной площади Тейстарейкир изучены образцы из коренных и пролювиальных отложений. На склоне горы Байярфьядл серия образцов отбиралась под слоем делювия из коренных пород по профилю с востока на запад в зоне современной фумарольной активности.

На участке с интенсивным выделением пара ($t - 43,1$ °С) залегает глинистая комковатая порода светло-бежевого цвета с большим количеством желтых выделений серы (обр. 0514). В 10–15 м западнее под делювием вскрыта белая с редкими светло-желтыми пятнами однородная, плотная, во влажном состоянии пластичная глинистая порода (обр. 0515, $t - 19,8$ °С). Рядом взят обр. 0516 ($t - 23,1$ °С), также состоящий из белой однородной во влажном состоянии пластичной глинистой породы. В 20 м западнее отобран обр. 0517 ($t - 24,4$ °С), представленный пятнисто окрашенной глинистой породой красновато-коричневого, местами малинового цвета со скоплениями гидроксидов Fe и пятнами глинистого вещества кремового цвета. В западной точке исследованного профиля в небольшой искусственной выемке (глубина 15–20 см) вскрыта глинистая комковатая порода коричневого цвета, с пятнами светло-бежевого и белого цвета, вероятно, состоящая из продуктов ближайшего перемещения по склону гидротермально измененных образований (обр. 0518, $t - 13,5$ °С, обр. 0519, $t - 10,9$ °С).

В пролювиальных отложениях все образцы отбирались из вертикальных расчисток на склоне оврага, позволяющих проследить некоторые горизонты (Н 1, 2, 3, 4, 5) по простиранию и судить о последовательности формирования пород с разной окраской (рис. 23). Пролувиальные отложения по гранулометрическому составу неоднородны и включают глины, глинистые алевриты, а также линзы и слои гравийных конгломератов. Грубозернистый состав пролювиальных осадков свидетельствует о периодическом возникновении сильных водных потоков, сносивших материал с возвышенных мест. Следы погребенных почв, обнаруженные в пролювии, указывают на прерывистый характер формирования этих отложений. Основная часть пролювиальных отложений окрашена в коричневый и красно-коричневый цвет. В зоне активизации разломов гидротермальная деятельность накладывается снизу на сформировавшийся про-

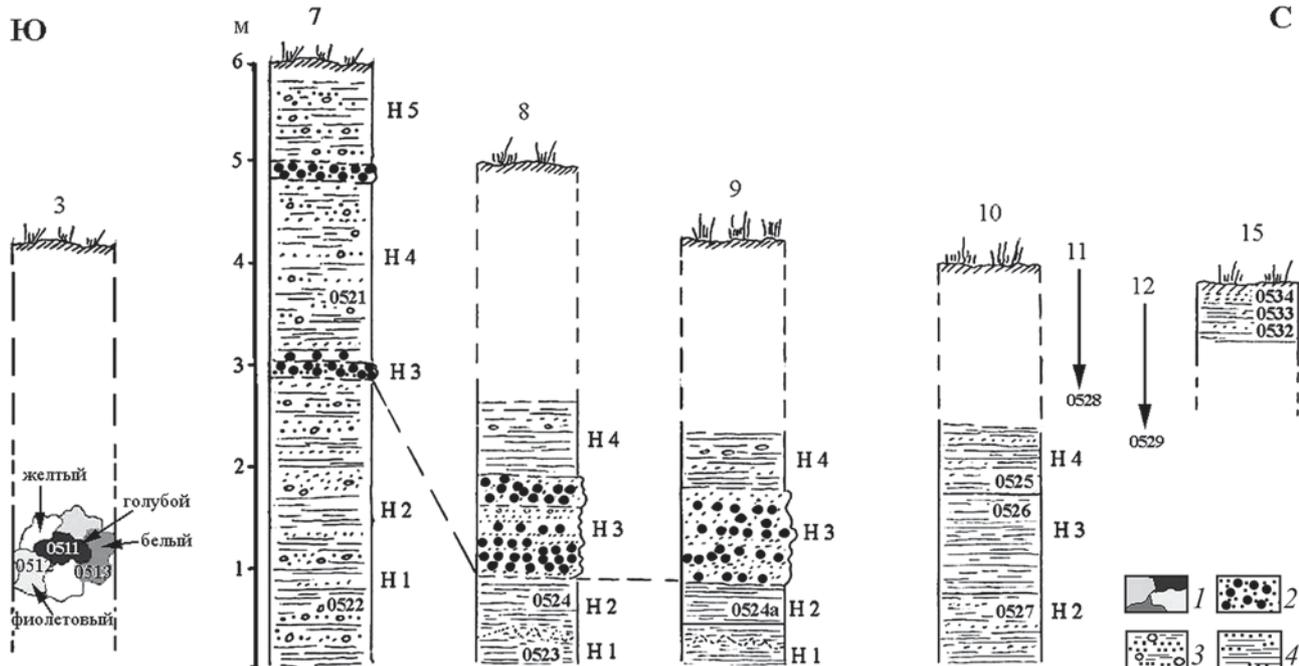


Рис. 23. Строение разрезов пролювиальной дельты.

1 – пестроокрашенные породы; 2, 3 – грубозернистые отложения: 2 – гравийно-галечные, 3 – песчано-алевритовые с редкой галькой; 4 – глинистые породы с прослоями и линзами песчано-алевритового материала. Цифры над колонками – точки наблюдения; Н 1, Н 2 и др. – изученные горизонты; цифры внутри колонок – номера образцов

лювий, о чем свидетельствуют интенсивное выделение пара, повышенная температура (до 30 °С) и пестрая окраска этой части отложений.

В расчистке нижней части склона небольшого овражка вскрыта зона активной гидротермальной деятельности. Здесь располагается пестро окрашенная глинистая порода (см. рис. 23, точка наблюдения – т. н. 3). Сверху вниз по склону коричневый и красно-коричневый пролювий сначала переходит в светло-зеленый, а затем становится пятнисто окрашенным в желтый, белый, фиолетовый и голубой цвета (обр. 0511, 0512, 0513).

Аналогичная смена окраски пород вскрыта расчисткой в нескольких десятках метров ниже по оврагу (см. рис. 23, т. н. 9). Здесь в нижней части обнажения залегает песчаная глинистая порода сине-серая во влажном состоянии, горизонт Н 1 (см. рис. 23, т. н. 8, обр. 0523, $t = 18,7$ °С) с прослоями и пятнами желто-коричневого и белого цвета. Белое глинистое вещество включает большое количество мельчайших кристаллов пирита. Выше располагается светло-зеленая с пятнами желтого цвета песчаная глинистая порода, горизонт Н 2 (обр. 0524).

Ниже по оврагу на том же гипсометрическом уровне обнажается коричневая, плотная, слоистая глинистая порода, пластичная в мокром состоянии, горизонт Н 2 (см. рис. 23, т. н. 9, обр. 0524а, $t = 19,7$ °С). В сухом состоянии – это коричневая,

пятнистая, с многочисленными светло-бежевыми пятнышками порода, пронизанная вытянутыми и ветвящимися полостями диаметром в доли миллиметра. Стенки полостей инкрустированы светло-бежевым глинистым веществом. Судя по форме и характеру распространения, это могут быть полости от корневой системы. Этот горизонт протягивается дальше по простиранию на юг и сменяется светло-коричневой тонкослоистой глинистой породой (см. рис. 23, т. н. 10, обр. 0527, $t = 18,8$ °С). Вверх по разрезу пролювиальных отложений этот горизонт сменяется массивной во влажном состоянии пластичной коричневой глинистой породой, с многочисленными вытянутыми полостями, вероятно, оставшимися от корневой системы, горизонт Н 3 (обр. 0526). Эти полости подчеркиваются интенсивным распространением вокруг них гидроксидов железа и инкрустируются черным веществом. Выше располагается коричневая плотная глинистая порода во влажном состоянии пластичная, горизонт Н 4 (обр. 0525). Далее по простиранию склон оврага сложен коричневой (см. рис. 23, т. н. 11, обр. 0528, $t = 14,6$ °С) и красной глинистой породой, включающей мельчайшие частицы и комочки белого вещества и редкие крупные (песчано-алевритового размера) вкрапления гидротермально измененных гиалокластитов (см. рис. 23, т. н. 12, обр. 0529, $t = 13,6$ °С, вода в ручье $t = 17,4$ °С).

Анализ распространения пород с различной окраской и температурой на исследованном участке позволяет считать, что пролювиальные отложения, состоящие в основном из продуктов переотложения гидротермально измененных гиалокластитов, в настоящее время в точках наблюдения 3 и 8 подвергаются интенсивному воздействию нагретых пара и подземных вод. Свидетельством гидротермального воздействия, наложенного на уже сформировавшийся пролювий, служит появление в нижней части разреза пород окрашенных во влажном состоянии в зеленый и синий цвет.

7.3.2. Геотермальная зона Наумафьядл

Гидротермально измененные гиалокластиты (плейстоцен) исследовались в пределах хребта Далфьядл, протягивающегося с юга на север среди голоценовых лавовых покровов. Гиалокластиты образовались во время подледных трещинных извержений меридионального направления. Формирование лавовых покровов связано с трещинными извержениями меридионального простирания, происходившими здесь в историческое время (1728 г.) и в позднем голоцене. В настоящее время голоценовые лавы и гиалокластиты рассечены системой разрывов, небольших грабенных и трещин, протягивающихся с юга на север согласно с общим простиранием вулканической системы в этом районе (см. рис. 22). Многочисленные фумаролы и парящие площадки на поверхности гиалокластитовых толщ располагаются цепочками вдоль разломов и круп-

ных трещин, в кратерах голоценовых трещинных извержений и крупных шлаковых конусов. Гиалокластиты прорваны субвертикальными жильными телами гипса (20–40 см). Скопления самородной серы встречаются на участках наиболее сильно измененных гиалокластитов.

Исследованные гиалокластиты располагаются в зоне крупного разрыва с четко выраженной в рельефе структурой грабена. На склонах хребта Далфьядл, покрытых слоем делювия (10–25 см), отчетливо видны полосы белого, красного, желтого цвета, отражающие особенности распространения гидротермально измененных пород (базальтов и базальтовых гиалокластитов) (рис. 24). На западном склоне хребта собрана коллекция, включающая гиалокластиты, измененные в разной степени.

Интенсивно измененные породы окрашены в коричневый, красно-коричневый и разные оттенки желтого цвета. Зона распространения белых пород соответствует участкам наиболее активного проявления фумарольной деятельности и глубокого изменения гиалокластитов. Нередко здесь же можно обнаружить скопления самородной серы. Из зоны белых пород на участке, лишённом выделений серы, отобран обр. 0544.

Белые глинистые породы комковатой текстуры, с пятнами, пленками и жилками гидроксидов железа черного и темно-коричневого цвета представлены обр. 0554, 0556. Здесь крупные обломки с четкими внешними контурами, полностью замещенные глинистым веществом, выделяются сине-



Рис. 24. Гидротермально изменённые гиалокластиты, вскрытые в бортах грабена. Хребет Далфьядл
Белое – в делювии переотложенные каолинизированные породы, на переднем плане – слой в коренном залегании (стрелка)

серым, желтым, красным и коричневым цветом. В слое пород белого цвета (обр. 0561, 0562, 0563), залегающем среди отложений подножия хребта и хорошо прослеживаемым по простиранию, встречен горизонт, включающий корешки растений (обр. 0562).

Делювиальные отложения, залегающие у восточного подножия хребта Далфьядл, сложены мелкозернистыми породами с большим количеством глинистого вещества. Эти отложения располагаются в зоне современной сольфатарной деятельности. Они охарактеризованы серией образцов, отобранных на разных участках делювиального шлейфа (обр. 83119, *f, h, i, j*).

7.3.3. Геотермальная зона Хверагерди (Хенгидль)

Объекты исследования располагаются в юго-западном секторе современной рифтовой системы Исландии, на южной окраине крупной вулканической системы Хенгидль, в пределах высокотемпературного геотермального поля. Здесь, недалеко от города Хверагерди залегают горизонтально слоистые осадочные отложения, обнажающиеся в верховье реки Вармау в теле террасы (80–90 м абс. высоты), прислоненной к склону вулканического массива. Породы этого массива сложены гидротермально измененными плейстоценовыми вулканитами. В их составе большую роль играют гиалокластиты и подушечные базальты подледных извержений, тогда как наземные лавовые потоки занимают подчиненное положение. В составе вулканитов различают оливиновые базальты, порфиоровые базальты с вкрапленниками основных плагиоклазов, пикритовые базальты с вкрапленниками оливина и толеиты [Saemundsson, 1967; 1979].

Многочисленные горячие источники и сольфатары маркируют системы трещинных роев, разломов и грабенов юго-западно-северо-восточного простирания, пересекающие лавы и гиалокластиты вулканического массива Хенгидль. Вулканические породы изменены неравномерно: слабо измененные соседствуют с гиалокластитам, частично или полностью замещенными глинистыми минералами.

Собранный материал характеризует различные по времени и способу образования породы и осадки. Вулканические породы (гиалокластиты) плейстоценового возраста формировались при подледных извержениях базальтов и испытали воздействие гидротерм задолго до накопления прислоненных к ним голоценовых осадочных отложений. Последние располагаются в зоне современной интенсивной деятельности нагретых подземных вод и, видимо, в процессе формиро-

вания и позже подвергались гидротермальному преобразованию. На рис. 25 схематично изображено строение разреза и расположение исследованных образцов.

Материал отбирался из пород, представленных гидротермально измененными, насыщенными подземными водами гиалокластитам (обр. 0301, 0302, 0303, 0304), слагающими коренной склон, и из располагающихся на их поверхности делювиальных отложений, пропитанных горячей водой источника (обр. 03104). Плотные кремнистые образования местами бронируют склон и залегают непосредственно на делювиальных отложениях и на поверхности прислоненной к коренному склону террасы (обр. 0317). Их образование связано с деятельностью современных горячих источников и сольфатар, выходы которых отмечены в ряде мест.

Осадочные отложения сформировались за счет переотложения гидротермально измененных гиалокластитов, в составе которых основную роль играют смектиты, что отражено на карте зон гидротермального изменения пород [Saemundsson, 1995]. Из осадочных отложений, вскрывающихся в теле террасы и представленных мокрыми, пластичными глинистыми породами, отобрана серия образцов (Hver-11, 0305, 0306, 0312, 0313, 0314, 0316), характеризующая видимый разрез около 5 м мощности. Среди изученных глинистых пород встречен слой, в котором глинистый материал обогащен кремнистым веществом (обр. 0310), а также слой обугленного растительного детрита (обр. 0314), располагающийся в нижней части изученного разреза.

Гиалокластиты коренных пород. В пределах обнажения видно, что в месте прислонения террасы к коренному берегу гиалокластиты полностью замещены глинистыми минералами. Это пестроокрашенная насыщенная водой мягкая порода белого, бордового, фиолетового и красно-коричневого цвета. Разноокрашенные участки в виде пятен и полос неравномерно распределены в толще породы. При изучении образцов под бинокулярным микроскопом установлено, что отмеченный характер распределения красно-коричневой окраски связан с неравномерным распространением оксидов и гидроксидов железа, вероятно, подчеркивающих ранее существовавшие зоны наибольшей проницаемости. Слоистость или иные текстурные признаки первичного распределения обломков гиалокластитов отсутствуют.

Осадочные отложения. В составе осадочных пород в поле и под бинокуляром были выделены три типа, различающиеся по структурно-текстурным особенностям и (или) составу.

У контакта с коренными породами вскрываются глинистые неслоистые и несортированные породы

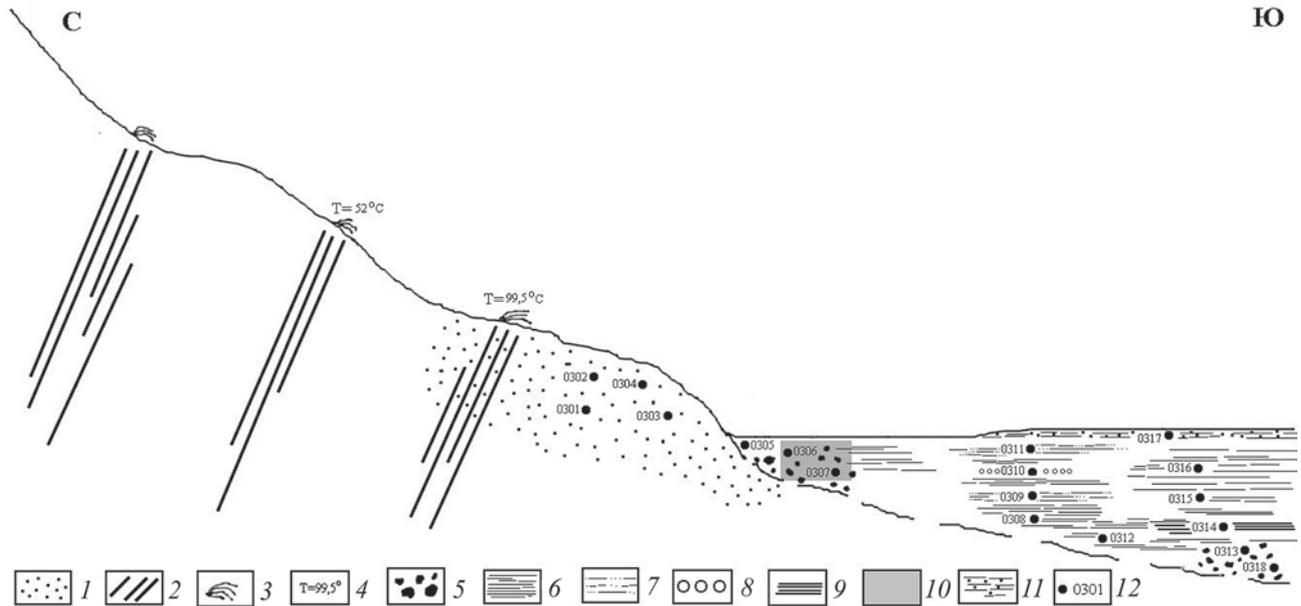


Рис. 25. Схематичный разрез и распределение образцов в гидротермально изменённых гиаокластитах и осадочных отложениях. Геотермальная зона Хверагерди

1–4 – коренные отложения: 1 – гидротермально измененные гиаокластиты, 2 – зоны трещинных роев и разломов, 3 – выходы горячих источников, 4 – температура воды источников; 5–11 – отложения террасы: 5 – глинистые неслоистые, несортированные отложения, включающие многочисленные глинистые окатыши мелкопесчаной и алевритовой размерности, 6 – тонкогоризонтальнослоистые плотные глинистые отложения, 7 – горизонтальнослоистые глинистые отложения с глинистыми окатышами алевритового и мелкопесчаного размера, 8 – слой, состоящий из рыхлого неразмокающего материала, в составе которого основную роль играет кремнезем, 9 – слой обугленного растительного детрита, 10 – участок разреза, из которого добывается глинистая порода для грязелечения в клинике, 11 – плотные кремнистые образования, местами бронирующие поверхность террасы; 12 – номер образца

сизо-серого цвета, включающие многочисленные глинистые «окатыши» мелкопесчаной и алевритовой размерности, а также обрывки обугленной растительной ткани и фрагменты кремнистых образований разной формы (1-й тип). По простиранию неслоистые породы постепенно сменяются глинистыми отложениями тонкогоризонтальнослоистыми, послойно окрашенными в серый, белый, светлорыжий и бурый цвета (2-й тип). Среди этих пород, в нижней части видимого разреза встречен слой обугленного растительного детрита мощностью до 10 см, выделенный в отдельный 3-й тип.

В тонкогоризонтальнослоистых глинистых породах (обр. 0310, 0312, 0313, 0314, 0316) терригенный материал представлен слабосортированными глинистыми окатышами алевритового и мелкопесчаного размера. В песчаной фракции встречаются обломки, имеющие характерную форму фрагментов вулканического стекла с газовыми полостями, полностью замещенные глинистыми минералами.

Хорошо выделяющиеся в разрезе по цвету белые слойки (обр. 0312) сложены однородным, не размокающим материалом пелитовой размерности, включающим редкие мелкоалевритовые частицы с вытянутой пористостью. По форме и

характеру пористости эти частицы напоминают пепловый материал.

Обугленная и фоссилизированная растительная органика встречается по всему разрезу в виде разрозненных фрагментов. В нижней части изученного разреза слоистость пород более грубая. Здесь появляются слои, сложенные плохо сортированными, глинистыми окатышами песчаной и алевритовой размерности. В этой части разреза среди глинистых слоистых пород четко выделяется слой черного цвета, состоящий из обугленных растительных остатков.

7.3.4. Геотермальная зона Рейкьянес

Анализ минерального состава и петрографических особенностей гиаокластитов изменённых на поверхности земли в геотермальной зоне Рейкьянес, показал, что они принципиально не отличаются от таковых, исследованных в пределах других высокотемпературных геотермальных зон, питающихся пресной водой (Крабла, Наумафьядл) (табл. 7).

На исследованной фумарольной зоне Рейкьянес температура верхних 10–15 см грунта колебалась от 16 до 50 °C и более. Замеренная температура в грязевом сольфатарном котле была больше 80 °C.

Таблица 7. Минеральный состав глинистой фракции гиалокластитов на геотермальном поле Рейкьянес (по данным рентгеновского анализа)

№ образца	Размер фракции, мкм	Компоненты	
		главные	второстепенные
83167/1	< 1	Метагаллуазит	Анаказ, гематит
83167/2	< 1	Минерал группы каолинита	Анаказ
83167/3	< 1	Каолинит	”
83167/4	< 1	Метагаллуазит, алуноген	Анаказ, бемит (следы)
83167/4	< 5	Метагаллуазит, минералы группы ярозита-алунита, алуноген, ромбоклаз, билинит, бемит	
83167/8	< 5	Метагаллуазит, минералы группы ярозита-алунита, FeS ₂	
83167/8	0.4–0.2 мм	Метагаллуазит, минералы группы ярозита-алунита, FeS ₂ , гетит, алуноген	
83167/10	< 5	Смектит+минерал группы каолинита	Гематит, анаказ
83167/20	< 5	Смектит	не обн.
77300а	< 1	Полевые шпаты	Смектит
77300б	< 1	Каолинит	Анаказ, бемит
77300в	< 1	Минералы группы каолинита	Анаказ
77300д	< 1	Каолинит	Анаказ, бемит
77300е	< 1	Опал С-Т	не обн.
2	< 5	Каолинит	Смектит, FeS ₂ , анаказ
3	< 5	Сера	FeS ₂ , гипс, смектит, кварц, анаказ
4	< 5	Сера	Смектит, каолинит, анаказ
5	< 5	Каолинит	Алуноген, метагаллуазит, смектит, FeS ₂ , ромбоклаз

Примечание. Образцы из горячих сольфатарных котлов высокотемпературных зон: 2, 3 – Рейкьянес; 4 – Крабла; 5 – Наумфьядль. В образцах 83167/4 и 83167/8 трудно выделить преобладающий компонент.

На участках интенсивного изменения поверхностный слой грунта состоял из пестро-окрашенной массы. Она представлена обломками гиалокластиков, глинистыми минералами, сульфатами, самородной серой, сульфидами, гидроксидами и оксидами железа, а также кремнистыми минералами.

Обломки сидеромеланового стекла, слагающие значительную часть гиалокластитов, изменены в разной степени (рис. 26, а–г). Фрагменты алевритовой размерности разрушены полностью и замещены глинистыми и железистыми минералами. Гидроксиды и оксиды железа на поверхности многих обломков слагают корку. Она состоит из мельчайших (доли микрона) разноразмерных комочков. В составе многих песчаных обломков сохранились реликты неизмененного стекла. Глинистые минералы, замещившие стекло, слагают однородную тонкопористую массу. Пузырчатая структура вулканического стекла хорошо сохранилась даже в полностью измененных обломках. Большая часть газовых полостей остается свободной и лишь некоторые полости выстилаются чешуйками глинистых минералов, которые местами образуют колломорфные (шаровидные, овальные) скопления (см. рис. 26, в, г). Этот тип выделений определенно свидетельствует о первично коллоидном состоянии предшественника глинистого вещества.

В глинистой массе рассеяны кристаллические и аморфные образования сульфатов. Крупные кристаллические выделения сульфатов разнообразной формы (в том числе округлой) отделены от глинистой массы четкими контурами (рис. 27, а). Контакт аморфных выделений сульфатов и глинистого вещества также четкий (см. рис. 27, б). По периферии этих выделений вытянутые кристаллы глубоко проникают в плотную однородную массу, сложенную слоистыми силикатами (см. рис. 27, в). Отдельные кристаллы сульфатов и пирита разных размеров, а также их агрегаты покрыты аморфным веществом, по составу сходным с кристаллическими сульфатами. Сульфаты и пирит неравномерно рассеяны в глинистой массе, а их скопления имеют форму гнезд (см. рис. 27, г, рис. 28, а).

Изолированные выделения кремнистых минералов, достигающие иногда до 10–20 см в поперечнике, включены в основную массу измененных гиалокластитов. Важно подчеркнуть, что даже мелкоалевритовые обломки стекла, в том случае, если они запечатаны опалом, не несут следов изменения. В шлифах кремнистые (опал) образования имеют хорошо выраженную дендритоподобную микротекстуру и включают обломки базальтов и базальтового стекла, не имеющие признаков изменения исходного состава (рис. 28, б).

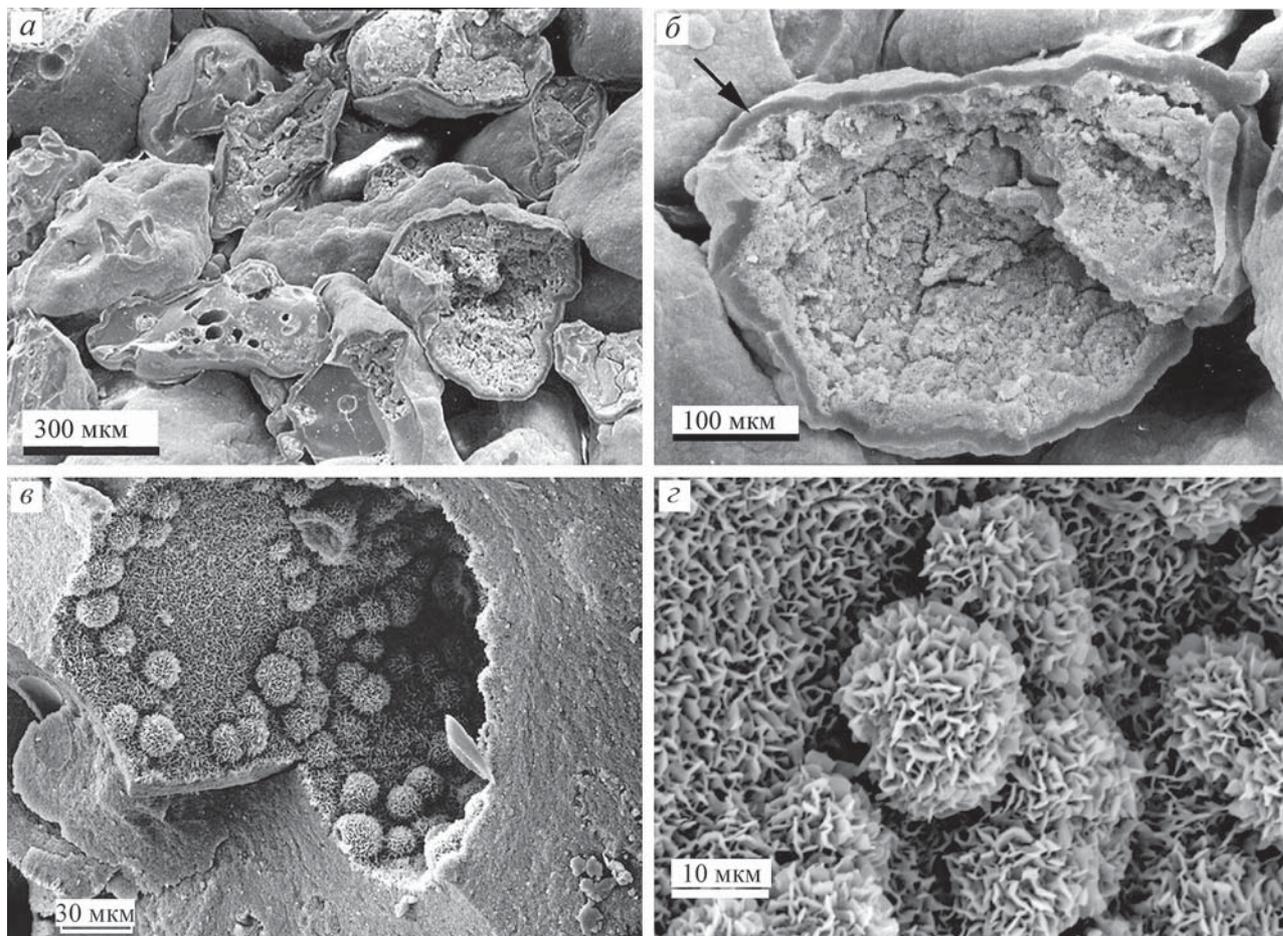


Рис. 26. Гидротермально измененное сидеромелановое стекло (сканирующий электронный микроскоп) (СЭМ)

а – общий вид алевритовой фракции гиалокластитов, замещенных смектитами, все обломки стекол с поверхности покрыты коркой оксигидроксидов железа; *б* – корка оксигидроксидов железа на поверхности измененного обломка стекла (стрелка); *в* – коллоидные выделения смектита в газовой полости, рядом – тоннокристаллическая масса, заместившая стекло; *з* – фрагмент коллоидной микроструктуры смектитов, сформировавшихся в газовой полости

Диагностика минералов в образцах проводилась на основании дифракционных картин, полученных от их ориентированных и неориентированных препаратов. Результаты химических анализов в целом подтвердили минеральный состав образцов, с помощью рентгеновских исследований (детальнее см.: [Гептнер и др., 2005]). На термальном поле Рейкьянес глинистые фракции гидротермально изменённых на поверхности земли гиалокластитов включают в основном каолинит и (или) метагаллуазит, а иногда – смектит. Совместно с глинистыми минералами отмечаются сульфаты (алуноген, билинит, ромбоклаз, алунит, ярозит и др.), а также формы кремнезема (опал СТ и др.) и глинозема (бёмит). Кроме того, в образцах часто встречаются рудные минералы (пирит, гематит, гетит, анатаз). Для образцов из «кипящих» сольфатарных котлов из разных геотермальных зон

химические данные указывают на присутствие различного количества серы, сульфатов, сульфидов, анатаза и форм SiO_2 (табл. 8). Главным компонентом глинистых фракций являются сера или каолинит, а слоистые силикаты (смектит, каолинит), кварц, гипс, пирит и анатаз присутствуют в подчиненном количестве (см. табл. 7).

7.3.5. Химический состав гидротермально измененных гиалокластитов

Полный силикатный анализ проводился для образцов измененных пород из следующих зон: 1) вулканы (лавы и гиалокластиты), не подвергавшиеся гидротермальному воздействию; 2) коренные породы из зоны современной гидротермальной (фумарольной) деятельности; 3) переотложенные гидротермально измененные гиалокластиты, слагающие

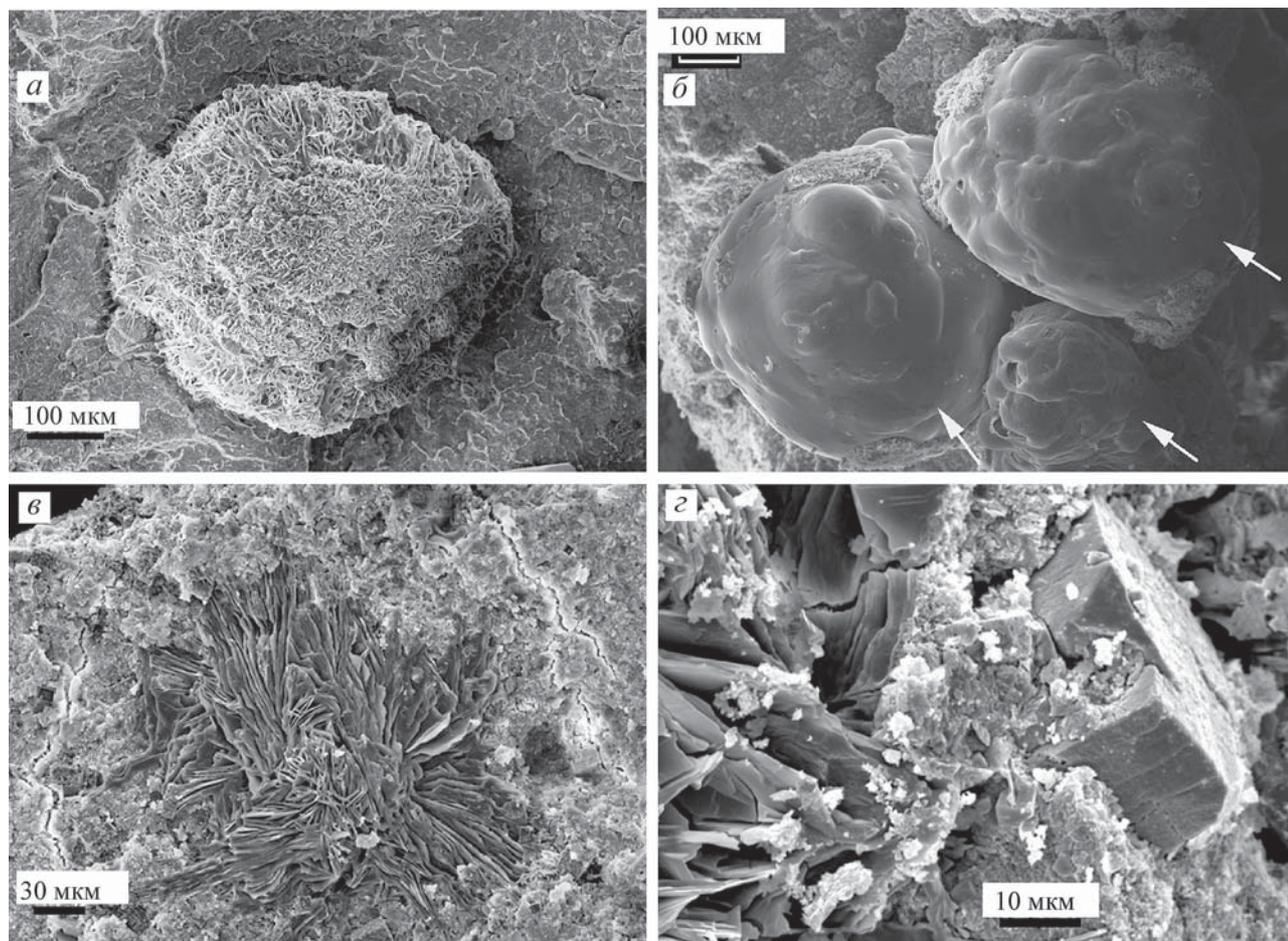


Рис. 27. Сульфаты и пирит в глинистом матриксе (СЭМ)
а – шарообразное выделение сульфатов в глинистой массе; *б* – аморфные выделения сульфатов (стрелки); *в* – кристаллические выделения сульфатов (алуноген) в однородной массе глинистых минералов группы каолинита; *г* – контакт кристаллов сульфата и глинистой массы, включающей кристаллы пирита

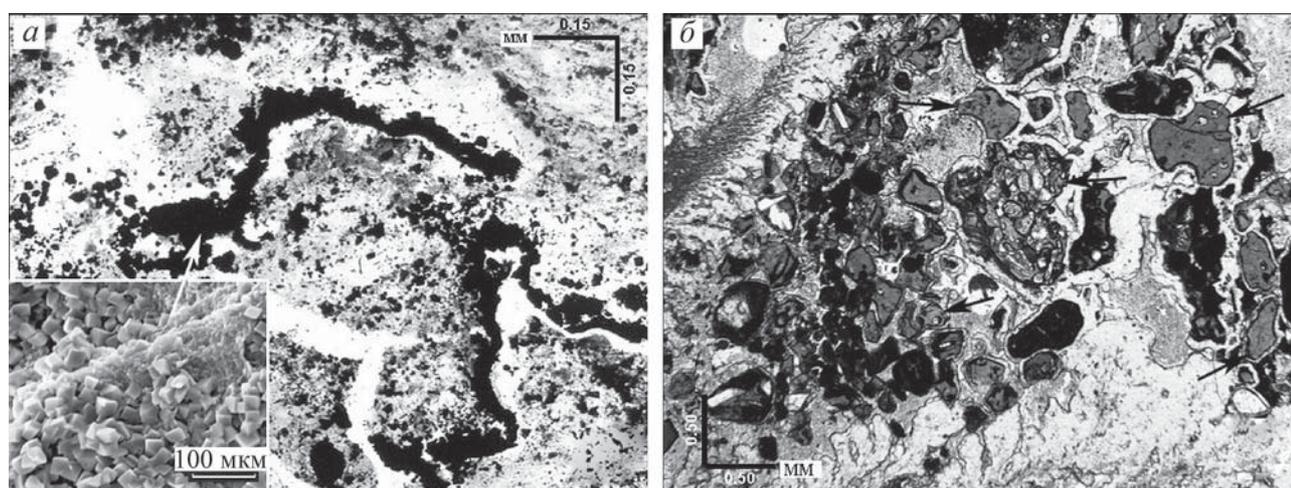


Рис. 28. Пирит, глинистые и кремнистые минералы на fumarольном поле Рейкьянес
а – рассеянные и лентообразные скопления пирита в глинистом веществе, шлиф; на врезке – фотография сканирующего электронного микроскопа; *б* – вулканокластика в кремнистом цементе, шлиф. Полупрозрачные фрагменты сидеромеланового стекла (стрелки) с четким контуром без каймы палагонита

Таблица 8. Химический состав гидротермально изменённой гиалокластике, вес. %

№ обр.	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	CO ₂	SO ₃	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Cl	S	Σ
83167/1	39,82	3,47	29,06	11,09	0,14	0,04	0,75	0,18	0,19	0,17	0,25	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	85,21
83167/2	44,68	1,72	36,43	1,40	0,14	Нет	0,15	0,13	0,02	Нет	0,15	”	”	”	”	”	”	84,85
83167/3	44,20	1,74	37,63	0,47		”	Нет	0,02	0,10	0,31	0,22	”	”	”	”	”	”	84,82
83167/4	36,35	3,27	35,25	4,24	0,71	”	0,34	Нет	0,12	0,32	0,46	”	”	”	”	”	”	81,19
83167/8	19,74	2,24	23,95	13,65	0,29	0,03	1,54	<0,1	1,30	0,20	0,12	<0,2	18,0	12,23	4,09	”	2,6	100,28
77300/6	42,76	1,43	38,81	0,68	0,11	Следы	Нет	0,63	0,11	0,20	0,04	Нет	0,24	13,81	1,37	0,07	”	100,26
77300/д	41,29	3,82	37,84	0,57	0,21	”	”	0,63	0,11	0,20	0,06	”	0,13	13,66	1,43	0,04	”	100,13
2	38,68	3,00	20,27	13,36	0,50	0,08	0,96	1,06	0,39	0,15	0,21	<0,2	0,74	10,71	3,02	”	6,09	99,22
3	29,42	1,72	9,71	6,50	0,49	0,03	0,81	0,78	0,13	0,10	0,17	0,27	27,07	5,38	4,52	”	13,0	99,83
4	51,68	3,37	15,79	9,92	0,29	0,05	0,57	0,67	0,15	0,14	0,29	0,25	1,91	7,85	3,49	”	3,35	99,52

Примечание. Анализировались – образцы из горячих сольфатарных котлов высокотемпературных зон: 2 – Рейкьянес, 3 – Крабла, 4 – Наумафьядль, 83167/8 – образец гидротермально измененного гиалокластита, остальные образцы – фракция < 1 мкм, S – S_{общ.} – SO₃; Не опр. – компонент не определялся.

делювиальные и пролювиальные отложения и гидротермалиты осаждавшиеся в водном бассейне.

7.3.5.1. Содержание и распределение петрогенных элементов

В составе неизменных лав и гиалокластитов по имеющимся в литературе [Герасимовский и др., 1978] и нашим данным (обр. 0531), в районе геотермальной зоны Тейстарейкир отмечены примерно следующие колебания содержаний окислов (в %): SiO₂ (44–49), TiO₂ (0,8–2), Al₂O₃ (13–17), Fe₂O₃ (1–4), FeO (5–9), MgO (6–8), CaO (8–13) (табл. 9, № 1–6). В районе геотермальной зоны Наумафьядль соответствующие вариации состава в целом близки к выше указанным и составляют примерно (в %): SiO₂ (48–50), TiO₂ (1–2), Al₂O₃ (12–15), Fe₂O₃ (1–5), FeO (8–14), MgO (5–7), CaO (8–13) (см. табл. 9, № 25–30).

По сравнению с приведенными данными, для измененных гиалокластитов характерны значительные вариации содержаний окислов (в %): на площади Тейстарейкир – SiO₂ (38–67), TiO₂ (0,2–3), Al₂O₃ (3–30), Fe₂O₃ (2–15), FeO (0,1–0,5), MgO (0,5–5), CaO (0,1–2) (см. табл. 9, № 7–13); на площади Наумафьядль – SiO₂ (43–86), TiO₂ (1–7), Al₂O₃ (1–33), Fe₂O₃ (0,2–16), FeO (0,2–2), MgO (0,2–5), CaO (0,2–6) (см. табл. 9, № 31–40).

В зоне гидротермального изменения (Тейстарейкир и Наумафьядль) на склонах (делювий) и на прилегающих к возвышенности низменных участках (пролювий) формируются отложения так же существенно отличающиеся от свежих вулканитов по содержанию петрогенных элементов.

При сопоставлении значений концентрации рассматриваемых элементов, видно, что по сравнению с неизменными вулканитами гидротермально измененные гиалокластиты и породы делювиально-пролювиальных отложений, содержат больше Fe₂O₃ и значительно меньше – CaO, MgO, Na₂O и K₂O (рис. 29, а-г) (см. табл. 9 № 15–24, 41–43).

В зонах распространения пород белого цвета (каолинит или кремнистое вещество) резко увеличивается содержание или Al₂O₃ (30,5–33,7 %) (обр. 0516, 0544, 0554) или SiO₂ (54–87 %) (обр. 0501, 0561–0563) и падает количество Fe₂O₃ (см. табл. 9, №№ 10, 32, 35).

Незначительные вариации концентрации TiO₂ отмечены как для неизменных, так и для измененных вулканитов. В последнем случае это, вероятно, связано со слабой миграционной способностью этого элемента в рассматриваемой обстановке. Важно отметить, что гидротермалиты, формирующиеся в настоящее время в сольфатарных котлах (обр. 0501, 0520), по содержанию петрогенных элементов не отличаются или близки к

Таблица 9. Химический состав базальтоидов и гидротермально измененных гиаокластитов, вес. %

№ п/п	№ обр.	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	Ппп	Σ	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	S _{общ.}	SO ₃
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Геотермальная зона Тейстарейкир																			
Базальтоиды, не подвергавшиеся гидротермальному воздействию																			
1	0531*	44,17	2,02	15,03	4,45	9,17	0,21	6,29	8,50	1,80	0,31	0,24	7,20	99,39	2,79	3,42	<0,2	<0,1	<0,1
2	11910**	48,62	1,02	14,7	1,2	8,92	0,18	0,1	13,9	1,98	0,22	0,05	н.о.	100,11	0,22	–	He опр.	He опр.	He опр.
3	11913**	48,08	1,57	13,43	3,18	9,61	0,21	6,35	10,95	2,13	0,31	0,11	н.о.	99,8	2,05	1,82	”	”	”
4	11904**	48,50	0,83	15,88	2,08	7,93	0,2	8,35	13,29	1,82	0,07	–	н.о.	99,29	0,02	0,32	”	”	”
5	11896**	48,48	1,18	16,82	1,49	9,65	0,18	6,72	12,2	2,02	0,19	0,08	н.о.	100,4	0,03	–	”	”	”
6	11907**	49,6	0,86	17,8	4,21	5,89	0,16	7,03	12,7	1,84	0,14	0,08	н.о.	100,44	0,04	0,08	”	”	”
Гиаокластиты в зоне интенсивного воздействия горячего пара и газов (фумарольная и сольфатарная деятельность)																			
7	0511	44,32	2,35	19,22	10,85	0,29	0,04	1,01	0,22	0,02	0,02	0,11	19,84	98,29	8,94	7,53	<0,2	5,90	1,11
8	0513	67,84	3,51	9,16	4,67	0,11	0,01	0,52	0,34	0,06	0,02	0,13	12,92	99,29	8,22	4,99	<0,2	0,26	<0,1
9	0514	48,84	0,26	3,68	2,56	<0,1	0,04	2,12	0,73	0,86	0,16	0,15	н.о.	59,40	3,69	2,87	<0,2	60,00	4,42
10	0516	48,92	1,94	30,51	0,68	0,11	0,07	3,51	0,17	0,06	0,02	0,07	13,46	99,52	1,40	11,89	<0,2	<0,1	<0,1
11	0517	40,90	1,34	12,19	15,72	0,11	0,14	5,17	1,40	0,04	0,03	0,20	22,40	99,64	15,13	7,64	<0,2	0,13	<0,1
12	0504	47,10	1,46	12,07	11,25	<0,1	0,11	4,65	2,18	0,07	0,05	0,12	20,52	99,58	13,85	7,12	<0,2	<0,1	<0,1
13	0523	38,66	2,55	16,77	12,57	0,43	0,04	1,01	0,45	0,03	0,03	0,09	23,00	95,63	9,39	8,18	<0,2	6,87	4,53
14	0520	41,60	1,57	11,02	13,30	0,50	0,13	5,17	1,51	0,09	0,04	0,15	22,38	97,46	10,05	8,84	<0,2	8,70	2,21
Перетолженные, гидротермально измененные гиаокластиты, отложения проловальной дельты																			
15	0518	42,34	1,43	12,24	14,88	0,18	0,18	4,48	2,58	0,09	0,08	0,13	20,86	99,47	13,67	7,48	<0,2	0,22	<0,1
16	0524	45,74	2,02	18,91	9,70	0,25	0,03	2,75	0,45	0,07	0,04	0,11	19,60	99,67	12,03	7,81	<0,2	0,20	<0,1
17	0524a	41,90	2,33	19,23	13,57	0,29	0,07	2,46	0,45	0,06	0,05	0,23	18,94	99,58	10,44	8,65	<0,2	0,11	<0,1
18	0526+	42,82	1,82	14,48	14,04	0,29	0,09	3,96	2,07	0,12	0,06	0,14	19,86	99,75	12,01	8,20	<0,2	<0,1	<0,1
19	0528	43,74	1,92	15,24	11,70	0,11	0,18	4,36	1,90	0,08	0,05	0,13	19,92	99,33	12,50	7,55	<0,2	<0,1	<0,1
20	0529	42,61	2,01	15,49	12,03	0,13	0,14	4,41	2,42	0,05	0,05	0,14	20,32	99,80	12,78	7,50	<0,2	<0,1	<0,1
21	0530	43,63	2,89	19,87	7,64	1,98	0,05	2,11	1,86	0,32	0,12	0,19	18,64	99,30	7,36	9,50	<0,2	0,12	0,12
22	0532	42,37	1,74	13,82	12,15	1,71	0,14	5,80	3,29	0,17	0,08	0,18	17,90	99,35	10,89	7,00	<0,2	<0,1	<0,1
23	0533	43,43	2,11	16,26	9,63	1,37	0,16	4,07	2,80	0,30	0,11	0,20	18,94	99,38	9,46	7,29	<0,2	<0,1	<0,1
24	0534	42,93	1,94	15,35	10,65	2,19	0,18	5,47	3,66	0,33	0,12	0,19	16,43	99,44	9,22	7,09	<0,2	<0,1	<0,1

Окончание таблицы 9

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Геотермальная зона Наумафьядл																			
Базальтоиды, не подвергавшиеся гидротермальному воздействию, образцы лав																			
25	11876**	48,10	2,00	14,30	5,39	11,75	0,25	5,41	9,90	2,16	0,24	0,20	Не опр.	100,04	–	0,12	Не опр.	Не опр.	Не опр.
26	12754**	48,74	1,52	15,24	1,75	9,26	0,17	7,55	13,55	2,50	0,25	0,11	”	100,68	–	0,04	”	”	”
27	12746**	49,39	2,07	14,34	1,89	9,75	0,21	7,07	12,37	2,34	0,40	0,14	”	100,13	0,14	0,02	”	”	”
28	11945**	50,80	2,20	13,40	3,85	11,00	0,22	5,04	9,90	2,75	0,38	0,41	”	100,01	0,03	0,03	”	”	”
29	11834**	49,10	2,15	12,50	3,62	14,76	0,15	5,20	8,85	2,65	0,32	0,23	”	99,88	0,10	0,35	”	”	”
30	11842**	49,00	1,43	15,30	2,99	8,48	0,22	7,01	12,23	2,07	0,15	–	”	99,12	0,24	–	”	”	”
Гиадокластиты в зоне интенсивного воздействия горячего пара и газов (фумарольная и сольфатарная деятельность)																			
31	0543	43,20	1,15	12,44	10,88	1,35	0,42	5,92	6,33	0,29	0,23	0,09	17,35	99,65	9,37	7,94	<0,2	<0,1	<0,1
32	0544	48,94	2,81	33,73	0,55	<0,1	0,01	0,28	0,38	0,04	0,02	0,02	13,09	99,87	1,05	12,06	<0,2	<0,1	<0,1
33	0551	45,98	1,75	17,97	11,29	<0,1	0,04	2,09	0,79	0,05	0,04	0,30	19,50	99,80	11,12	8,80	<0,2	<0,1	<0,1
34	0552	40,12	2,23	16,58	16,96	<0,1	0,24	3,65	1,00	0,03	0,03	0,29	18,93	100,06	10,18	9,06	<0,2	<0,1	<0,1
35	0554	41,10	2,41	30,31	9,11	<0,1	0,20	0,95	0,25	0,05	<0,01	0,06	15,19	99,63	3,05	11,86	<0,2	<0,1	0,23
36	0556	40,93	2,37	18,51	15,96	<0,1	0,08	2,36	1,58	0,04	<0,01	0,08	17,44	99,35	11,91	5,22	<0,2	<0,1	<0,1
37	0501	54,23	2,96	10,07	10,57	0,56	0,02	0,71	0,74	0,15	0,08	0,17	16,70	96,96	4,99	6,71	<0,2	7,56	2,96
38	0561	87,52	3,32	2,01	0,28	0,25	0,01	0,28	0,26	0,03	0,01	0,05	5,80	99,82	2,74	2,84	<0,2	0,10	<0,1
39	0562	86,83	7,91	1,14	0,20	<0,1	0,01	0,39	0,27	0,04	<0,01	0,03	3,00	99,82	1,42	1,11	<0,2	0,28	0,16
40	0563	58,38	3,16	11,07	8,76	2,47	0,13	2,42	3,06	0,49	0,13	0,15	9,50	99,72	5,03	4,39	<0,2	0,34	0,13
Переогложенные, гидротермально измененные гиадокластиты, делювиальный чехол подножья возвышенности																			
41	83119f	38,41	1,84	17,38	1,17	0,14	0,01	<0,1	10,13	0,15	0,09	0,09	15,76	85,17	7,44	6,74	<0,2	6,05	14,58
42	83119h	29,27	1,28	10,09	28,03	0,14	0,01	<0,1	7,01	0,17	0,12	0,18	14,04	90,34	5,51	5,03	<0,2	4,48	9,89
43	83119i	42,29	2,61	11,19	17,84	0,13	0,05	2,84	1,36	0,08	0,07	0,26	20,55	99,27	11,37	9,03	<0,2	<0,1	0,18
44	83119j	29,37	2,80	21,29	31,27	<0,1	0,02	0,45	0,25	0,05	0,03	0,25	12,98	98,76	2,14	9,63	<0,2	0,27	0,58

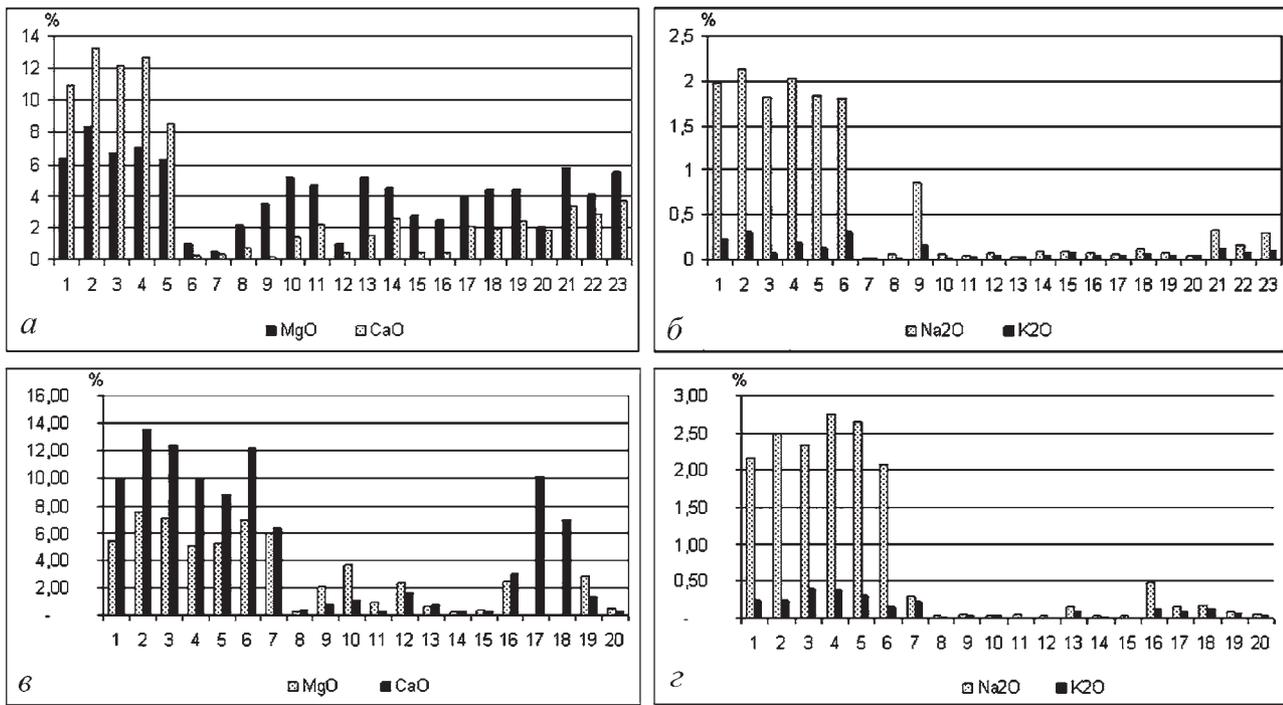


Рис. 29. Соотношение содержания петрогенных элементов (ppm) в неизменённых и гидротермально изменённых вулканитах, район геотермальных полей Тейстарейкир (*а, б*) и Наумафьядл (*в, г*)

Тейстарейкир: *а* – MgO и CaO в неизменённых (1–5) и гидротермально изменённых (6–23) вулканитах; *б* – Na₂O и K₂O в неизменённых (1–6) и гидротермально изменённых (7–23) вулканитах;

Наумафьядл: *в* – MgO и CaO в неизменённых (1–6) и гидротермально изменённых (7–20) вулканитах; *г* – Na₂O и K₂O в неизменённых (1–6) и гидротермально изменённых (7–20) вулканитах

гидротермально изменённым гиалокластитам (см. табл. 9, № 37, 14).

7.3.5.2. Содержание и распределение малых элементов

В литературе мало данных о содержании малых элементов в вулканитах Исландии. Для плейстоценовых и голоценовых лав северной части рифта, включающей изученные нами районы, приводятся следующие пределы колебаний для ряда малых элементов (ppm): Pb (3–4), Zn (110–180), Mo (2,0–2,5), Ag (0,05–0,06), В (8–9), Hg (0,05–1,30), Zr (45–70), Nb (2,0–5,2) [Герасимовский и др., 1978].

Анализ состава и характер распределения малых элементов для разных зон изменения миоценовых лав и вулканокластитов Восточной Исландии даны в работах [Gibson et al., 1982; Schmincke et al., 1982]. Для лав приводятся следующие вариации состава (ppm): Cr (4–250), Cu (15–215), Ni (3–160), Sc (24–48), V (75–480), Zn (73–179). Показано, что при гидротермальном изменении лав вплоть до зоны образования эпидота Zr, Nb и Y являются стабильными или малоподвижными элементами. Однако в рассматриваемых гидротермально изменённых гиалокластитах характер

соотношения Y со стабильными Nb и Zr позволяет говорить о нестабильности этого элемента в рассматриваемой обстановке. Следует подчеркнуть, что соотношение Nb и Zr как стабильных элементов характерно также и для глинистых фракций изменённых пород (рис. 30, *а, б*).

Результаты рентгенофлуоресцентного и нейтронно-активационных анализов для пород из рассматриваемых районов представлены в табл. 10, 11. В образцах изменённых гиалокластитов и продуктах их переотложения зафиксированы значительные вариации содержания всех малых элементов (рис. 30, *в–е*). Как правило, подобные вариации сопоставимы с колебаниями значений, известных в настоящее время для вулканитов, не подвергавшихся гидротермальному изменению. Только для некоторых элементов эти значения выходят за рамки максимальных количеств, установленных для большинства изученных образцов. Так, на современной fumarольной площадке для двух образцов были зафиксированы следующие максимальные количества (ppm): V – 1700, As – 100, Ag – 22, Se – 390, Sb – 2,9, I – 8,3, Au – 12 (см. табл. 10, 11).

Не обнаружено существенных отличий в концентрации малых элементов в гидротермально

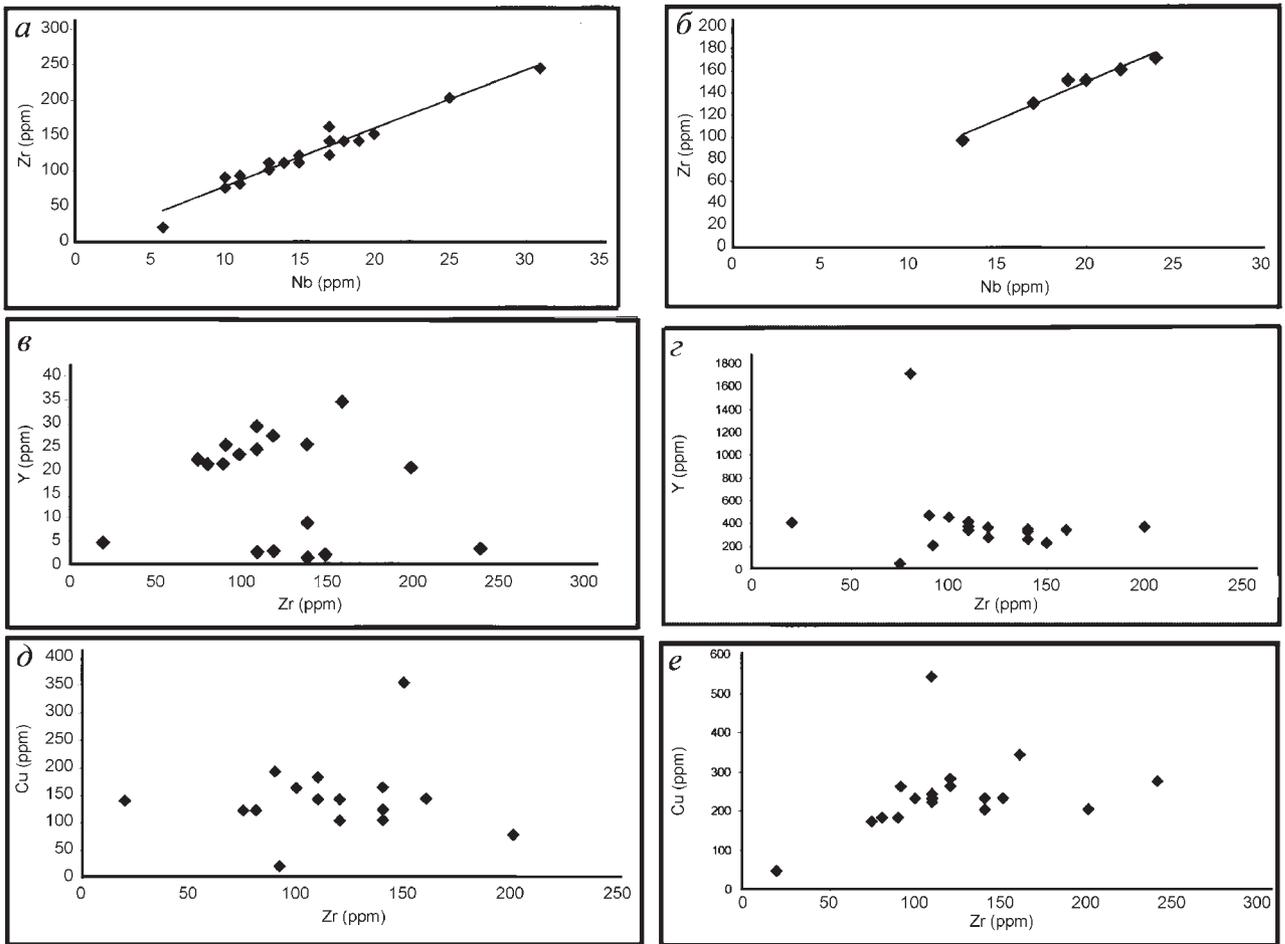


Рис. 30. Соотношение стабильных (Nb, Zr) и подвижных элементов (Y, V, Cu, Cr) в гидротермально изменённых гиалокластитах, термальное поле Тейстарейкир
a – порода; *б* – глинистая фракция; *в-е* – порода

изменённых гиалокластитах, находящихся в коренном залегании (обр. 0552), прорывающих их жилах (обр. 0551) и из современных аналогов этих жильных тел на поверхности – в осадках из высокотемпературных сольфатарных котлов (обр. 0501, 0520) (см. табл. 10, 11).

7.3.6. Минеральный и химический состав глинистых минералов

На основе рентгеновских и химических характеристик глинистых фракций (от < 5 до < 50 мкм), выделенных из гидротермально изменённых гиалокластитов и продуктов их ближайшего переотложения, получен минеральный и химический состав глинистых минералов (табл. 12–14)¹.

Для геотермальных зон Тейстарейкир и Наумафьядл (северная зона рифта) имеются следующие

данные. Каолинит практически полностью сложен обр. 0544 (фракция < 10 мкм), смектиты присутствуют в глинистых фракциях обр. 0518, 0552, 0523, 0524, 0524а. Смектиты относятся к диоктаэдрическим разновидностям и характеризуются малыми размерами частиц. Среди них более тонкодисперсными являются обр. 0523, 0524, 0524а, 0552.

В качестве неглинистых примесей в отдельных фракциях присутствуют цеолиты (обр. 0524, 0524а, 0523, 0552), анатаз (обр. 0511, 0518, 0544, 0524а, 0523) и пирит (обр. 0523, 0524, 0524а) (см. табл. 12). Последний является преобладающим компонентом в обр. 0511, смектит и каолинит фиксируются здесь в очень незначительных количествах.

Данные химического анализа каолинита обр. 0544 (фракция < 10 мкм) (см. табл. 13) близки к его теоретическому составу [Минералы, 1992]. О составе смектитов в проанализированных глини-

¹Рентгеновское и минералогическое исследование глинистых минералов из современных геотермальных зон проводилось в ГИНЕ Т.А.Ивановской и Е.В. Покровской. Подробно результаты этих исследований изложены в [Гептнер и др. 2006, 2007]

Таблица 10. Результаты рентгенфлуоресцентного анализа, ppm

№ п/п	№ обр.	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Hf	Zr	Ta	Nb	Mo	Sn	Ba	Pb	U
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Геотермальная зона Тейстарейкир																				
1	0531	310	340	140	140	120	15	1,9	9,1	160	34	3,9	160	1,1	17	<1	3,9	180	4,4	<1
Гиалокластиты в зоне интенсивного воздействия горячего пара и газов (фумарольная и сольфатарная деятельность)																				
2	0504	460	180	160	190	180	20	0,8	2,3	89	21	2,8	90	0,8	10	2,8	2,8	140	4,2	<1
3	0511	250	230	90	160	36	22	1,2	1,4	8,0	1,0	4,4	140	1,1	18	<1	2,3	130	2,0	<1
4	0513	400	270	18	<1	13	68	0,6	1,7	24	2,6	6,5	240	2,1	31	<1	0,9	37	<1	1,3
5	0514	40	45	36	140	27	5,6	3,2	9,9	22	4,4	0,50	20	0,1	5,8	12	1,5	46	5,3	1,6
6	0516	1700	540	12	<1	7,0	24	<0,5	<1	99	2,3	2,8	110	0,7	15	1,6	1,6	50	<1	<1
7	0517	200	170	440	120	240	16	<0,5	2,6	34	22	2,5	75	0,4	10	<1	0,7	71	<1	<1
8	0518	210	180	200	120	100	12	<0,5	3,7	92	21	2,1	81	0,6	11	2,4	1,0	99	<1	<1
9	0520	260	260	130	18	91	13	<0,5	3,1	120	25	2,4	92	0,6	11	2,5	1,1	140	1,2	3,2
10	0523	340	230	150	350	66	23	1,7	1,9	54	1,7	4,3	150	1,0	20	2,4	4,2	95	2,9	2,7
Переотложенные, гидротермально измененные гиалокластиты, отложения пролювиальной дельты																				
11	0524	330	260	98	100	78	20	0,6	3,4	70	2,5	4,1	120	1,2	17	<1	0,7	78	<1	<1
12	0524a	400	230	100	100	92	23	1,3	3,6	64	8,4	2,8	140	1,2	19	2,8	2,6	140	1,7	<1
13	0526+	360	230	140	180	100	19	0,8	3,5	83	29	2,5	110	0,5	13	1,7	3,1	110	<1	<1
14	0528	350	240	140	140	150	20	<0,5	2,9	82	24	2,7	110	0,8	13	2,5	2,1	110	<1	<1
15	0529	330	220	130	140	95	21	0,9	3,3	89	24	2,5	110	0,8	14	1,3	2,7	79	1,9	<1
16	0530	440	200	54	72	62	28	1,2	6,4	71	20	5,6	200	1,1	25	3,8	2,4	120	7,9	3,6
17	0532	310	230	98	160	110	16	0,8	3,9	99	23	3,1	100	0,6	13	1,1	1,1	120	2,4	<1
18	0533	350	200	120	120	90	21	1,0	4,5	91	25	3,8	140	0,7	17	1,9	3,1	96	1,7	<1
19	0534	340	280	120	140	110	19	2,5	4,8	110	27	2,6	120	1,1	15	<1	2,0	130	1,3	<1
Геотермальная зона Наумафьядл																				
Гиалокластиты в зоне интенсивного воздействия горячего пара и газов (фумарольная и сольфатарная деятельность)																				
20	0501	410	99	45	120	51	21	1,8	2,9	120	5,2	4,5	170	1,2	24	3,9	3,6	140	1,9	6,2
21	0543	200	240	76	170	81	7,6	<0,5	8,1	120	20	1,6	55	0,4	6,9	1,9	0,8	53	3,9	<1
22	0544	670	360	8,5	<1	3,5	15	0,7	<1	25	1,0	5,1	180	1,3	22	<1	<0,5	<1	1,4	<1
23	0551	400	260	33	56	110	36	<0,5	1,5	40	4,0	2,7	95	0,7	13	1,3	1,7	100	<1	<1
24	0552	400	150	80	220	230	24	<0,5	2,2	31	21	3,1	120	0,7	15	1,3	4,2	110	3,3	<1
25	0554	690	380	32	22	17	17	1,2	<1	25	3,4	3,7	120	0,9	15	1,6	0,5	20	5,1	<1
26	0556	350	220	64	160	97	27	<0,5	1,2	19	4,3	2,8	140	0,9	17	2,1	1,5	16	<1	<1
27	0561	250	170	12	35	12	25	<0,5	1,3	<1	1,9	5,4	170	1,1	22	1,9	<0,5	19	<1	<1
28	0562	770	190	16	<1	8,6	3,4	1,4	1,4	<1	<1	11	320	2,7	49	5,9	2,5	4,5	<1	8,0
29	0563	350	160	53	140	95	2,5	0,8	4,3	72	17	5,3	160	1,6	22	2,5	2,0	110	<1	<1
Переотложенные, гидротермально измененные гиалокластиты, делювиальный чехол подножья возвышенности																				
30	83119i	530	140	29	72	77	16	1,1	2,5	50	4,5	3,9	130	0,8	18	2,0	2,8	170	<1	<1
31	83119j	790	99	43	37	36	20	2,3	<1	190	1,8	5,7	150	0,9	18	2,9	5,2	120	2,9	<1
32	83119f	220	200	15	<1	60	27	1,5	1,3	96	3,5	2,3	100	0,6	15	2,6	2,2	65	<1	8,5
33	83119h	490	150	27	7,5	16	18	<0,5	1,6	140	3,3	1,9	69	0,4	9,7	2,7	1,1	110	1,2	4,1

Примечание. Номера образцов: 0544 – порода; 0501 – глинистые отложения сольфатарного горячего котла, Наумафьядл; 0520 – глинистые отложения сольфатарного горячего котла, Тейстарейкир.

Таблица 11. Результаты нейтронно-активационного анализа, ppm

№ п/п	№ обр.	Sc	Co	As	Se	Br	Ag	Sb	I	Cs	La	Sm	Eu	Yb	W	Ir	Au	Hg	Th
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Геотермальная зона Тейстарейкир																			
Гиалокластиты, не подвергавшиеся гидротермальному воздействию																			
1	0531	49	60	<0,05	<0,5	28	4,1	0,29	0,9	0,4	14	6,4	2,6	4,4	1,6	0,003	0,029	<0,2	1,3
Гиалокластиты в зоне интенсивного воздействия горячего пара и газов (фумарольная и сольфатарная деятельность)																			
2	0504	39	190	7,7	<0,5	1,2	0,8	1,8	0,4	0,3	5,0	2,6	1,3	2,5	0,6	<0,001	0,052	0,2	0,3
3	0511	48	41	0,09	0,6	0,7	<0,5	0,02	0,4	<0,1	3,2	0,48	0,11	0,12	0,5	0,005	0,002	<0,2	1,0
4	0513	27	4,7	0,27	0,8	1,3	<0,5	0,12	<0,1	0,5	5,1	0,87	0,39	0,63	0,9	0,006	0,008	<0,2	1,1
5	0514	7,7	8,9	100	390	2,1	22	2,9	8,3	0,6	1,9	0,83	0,33	0,24	1,0	0,001	12	<0,5	0,1
6	0516	13	1,1	0,07	2,3	1,0	<0,5	0,06	0,2	<0,1	29	5,3	1,9	0,07	0,7	0,001	0,022	0,2	0,2
7	0517	42	190	0,13	<0,5	1,4	6,7	<0,05	0,2	0,7	5,8	3,5	1,4	2,3	0,2	0,003	0,009	0,2	0,5
8	0518	41	81	<0,05	<0,5	1,4	<0,5	0,07	1,1	<0,1	5,8	3,1	1,2	2,5	0,2	0,001	0,011	<0,2	0,2
9	0520	39	46	0,10	2,8	0,2	<0,5	0,05	0,5	0,4	6,3	3,4	1,6	2,7	<0,2	0,002	0,017	<0,2	0,3
10	0523	59	87	0,29	0,8	6,8	1,5	0,15	0,6	0,1	11	1,9	0,34	0,63	1,8	0,002	0,005	<0,2	0,6
Переотложенные, гидротермально измененные гиалокластиты (отложения пролювиальной дельты)																			
11	0524	66	30	0,13	1,7	0,6	1,5	0,06	0,2	0,2	3,3	0,63	0,39	0,55	1,5	0,009	0,009	0,4	0,4
12	0524a	48	28	<0,05	<0,5	1,7	1,4	<0,05	<0,1	0,2	7,4	1,7	0,39	1,1	0,2	0,001	0,003	<0,2	0,7
13	0526+	45	40	<0,05	<0,5	0,9	1,0	<0,05	0,2	0,4	7,3	3,9	1,9	3,2	<0,2	0,003	0,007	<0,2	0,1
14	0528	45	49	<0,05	2,2	4,5	0,9	<0,05	0,5	0,5	7,5	3,6	1,5	2,8	<0,2	<0,001	0,006	<0,2	0,5
15	0529	49	52	0,28	<0,5	1,8	<0,5	0,15	0,2	0,2	7,6	4,1	1,9	3,1	0,5	<0,001	0,004	<0,2	0,3
16	0530	51	21	0,36	3,1	11	0,9	0,12	<0,1	0,9	13	3,7	1,5	2,2	0,3	0,009	0,009	<0,2	0,9
17	0532	45	49	<0,05	0,8	4,4	1,2	0,05	0,2	0,4	6,3	3,4	1,6	2,6	0,2	0,002	0,005	<0,2	0,6
18	0533	39	42	<0,05	4,8	11	0,6	0,11	0,2	0,4	8,2	3,7	1,6	2,9	<0,2	<0,001	0,008	0,2	0,7
19	0534	42	53	<0,05	0,8	3,9	1,6	0,06	0,2	0,2	7,8	3,9	1,8	2,9	0,5	0,001	0,021	0,2	0,7
Геотермальная зона Наумафьял																			
Гиалокластиты в зоне интенсивного воздействия горячего пара и газов (фумарольная и сольфатарная деятельность)																			
20	0501	27	25	0,54	<0,5	0,9	0,6	0,09	0,4	0,2	8,2	2,7	1,1	0,41	0,5	<0,001	0,009	0,4	0,9
21	0543	49	51	0,28	<0,5	1,5	1,2	0,07	0,2	<0,1	4,9	2,9	1,4	2,2	0,9	0,002	0,006	<0,2	0,1
22	0544	14	0,6	0,15	<0,5	1,4	<0,5	0,05	<0,1	0,1	1,5	0,25	0,10	0,03	<0,2	0,006	0,076	0,2	0,2
23	0551	66	8,1	<0,05	2,1	1,4	2,5	<0,05	<0,1	0,2	6,9	0,68	0,38	0,51	<0,2	0,002	0,001	<0,2	0,2
24	0552	68	76	<0,05	2,4	1,9	0,5	<0,05	0,2	0,8	6,3	3,2	1,1	2,9	<0,2	0,002	0,028	<0,2	0,4
25	0554	39	3,2	<0,05	3,7	1,4	1,5	0,07	0,3	0,6	9,5	1,1	0,27	0,13	0,4	0,009	0,014	0,3	0,5
26	0556	56	23	0,32	<0,5	1,4	1,4	0,15	0,5	0,5	1,3	0,57	0,46	0,51	1,1	<0,001	0,005	<0,2	0,4
27	0561	4,9	1,2	0,37	2,5	1,8	<0,5	0,05	0,2	0,2	0,3	0,23	0,18	0,57	<0,2	<0,001	0,005	<0,2	0,1
28	0562	9,2	0,5	0,05	<0,5	2,6	0,5	0,21	0,2	0,2	0,2	0,01	0,14	0,05	0,2	<0,001	0,016	<0,2	0,1
29	0563	35	38	0,97	<0,5	1,9	<0,5	0,11	<0,1	0,6	7,1	3,1	1,5	1,9	<0,2	<0,001	0,004	0,2	7,4
Переотложенные, гидротермально измененные гиалокластиты, делювиальный чехол подножья возвышенности																			
30	83119f	22	0,9	<0,05	<0,5	1,1	<0,5	0,08	0,4	0,3	8,6	2,6	0,83	0,41	<0,2	<0,001	0,018	<0,2	0,4
31	83119h	23	1,9	0,63	1,9	2,8	2,1	0,08	<0,1	<0,1	8,3	2,3	0,61	0,38	0,2	<0,001	0,012	<0,2	0,6
32	83119i	45	23	0,34	2,7	2,5	0,8	<0,05	0,4	<0,1	2,7	0,99	0,60	0,68	0,4	0,003	0,002	<0,2	0,5
33	83119j	15	15	0,11	4,4	0,9	1,4	<0,05	0,2	0,1	18	2,1	0,56	0,57	0,5	0,002	0,008	<0,2	0,5

Примечание. Номера образцов: 0544 – порода; 0501 – глинистые отложения сольфатарного горячего котла; 0520 – глинистые отложения сольфатарного горячего котла

Таблица 12. Минеральный состав глинистых фракций изученных образцов по рентгеновским данным

Геотермальная зона	Тип отложений	Цвет породы	Номер образца	Фракция, мкм	Минеральные компоненты			
					главные	второстепенные	$d(060)$, Å	Параметр b , Å
Тейстарейкир	Коренная порода	Коричневый	10518	< 50	Смектит	Следы каолинита, анатаза	1,513	9,08
	Проловий в зоне фумарольной активности	Синий	10511	< 5	Пирит	То же	1,491 (?)	8,95
	То же	”	10523	< 50	Смектит	Следы каолинита, пирит, анатаз, цеолиты	1,490	8,94
	Проловий	Коричневый	10524	< 50	”	Каолинит, цеолиты, пирит	1,494	8,96
	То же	”	10524a	< 50	”	Каолинит, цеолиты, пирит, анатаз	1,491	8,95
Наумафьядл	коренная порода	Белый	10544	< 10	Каолинит	Следы анатаза	1,491	8,95
	То же	Коричневый	10552	< 50	Смектит	Цеолиты	1,496	8,98

стых фракциях судить сложно из-за присутствия в них примеси каолинита (обр. 0524, 0524a), пирита (обр. 0511, 0523), а, возможно, и слабокристаллизованных магнийсодержащих силикатов (обр. 0518), которые не фиксируются рентгеном [Kristmannsdottir et al., 1999]. Так, последний образец содержит минимальное количество примесей, однако формулу смектита здесь не удалось рассчитать из-за избытка MgO.

Судя по данным полного силикатного анализа (при отсутствии рентгеновских данных), изученные глинистые породы в двух образцах сложены преимущественно каолинитом (обр. 0554, 0516), а в остальных – смектитами (см. табл. 9).

Для малых элементов проанализированных глинистых фракций также характерны значительные колебания содержания (см. табл. 10, 11). На рис. 31 показаны вариации изменения содержания для Se, Вг и Ag в гидротермально измененных гиалокластитах из пролювиальных отложений (см. рис. 31, а) и в глинистых фракциях, выделенных из этих образцов пород (см. рис. 31, б). Следует отметить незакономерный характер колебаний содержания всех элементов в породе и глинистой фракции для изученных образцов.

Для геотермальной зоны Хверагерди по результатам рентгеновского анализа главным глинистым компонентом всех изученных образцов являются диоктаэдрические смектиты [Гептнер и др. 2006], в качестве второстепенного глинистого компонента отмечается каолинит. Кроме слоистых силикатов во фракциях, иногда в довольно

значительном количестве, присутствуют цеолиты (клиноптилолит), гипс, кварц, анатаз и пирит (см. табл. 14).

Результаты полного силикатного анализа отдельных образцов – породы в целом (обр. 0312) и выделенных из них глинистых фракций, представлены в табл. 15. Кроме компонентов, присутствующих глинистым минералам (смектиту, каолиниту), как в породах, так и во фракциях, присутствуют окислы TiO_2 , CO_2 и P_2O_5 , и $S_{общ}$. Это, наряду с данными рентгена, позволяет предполагать наличие тонкодисперсной механической примеси анатаза, гипса, фосфата (?), пирита, а также самородной серы.

Сравнивая результаты химических анализов породы в целом (обр. 0312) и выделенный из неё фракции < 5 мкм (обр. 0312a), следует отметить, что различие касается в основном содержания Fe_2O_3 и $S_{общ}$ (см. табл. 15). Естественно предполагать, что это связано с более высокой концентрацией пирита в породе.

Содержание некоторых малых элементов в породе и во фракциях < 5 мкм показано в табл. 16. Представленные результаты демонстрируют значительные колебания содержания Au, As, Se, Sb, Hg в гидротермально изменённых гиалокластитах (обр. 0301–0304) и на разных горизонтах осадочных отложений (0,012–1,08; < 0,1–8,1; 3,1–29; < 0,05–2,41; 0,04–0,34 ppm соответственно: (обр. 0306, 0312, 0312a, 0313, 0316).

Таблица 13. Сопоставление результатов силикатного анализа пород* и глинистых фракций**, вес. %

№ обр.	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	п.п.п.	Сумма	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	S _{общ}	SO ₃
0511*	44,32	2,35	19,22	10,85	0,29	0,04	1,01	0,22	0,02	0,02	0,11	19,84	98,29	8,94	7,53	< 0,2	5,90	1,11
0518*	42,34	1,43	12,24	14,88	0,18	0,18	4,48	2,58	0,09	0,08	0,13	20,86	99,47	13,67	7,48	< 0,2	0,22	< 0,1
10518**	42,81	1,77	14,54	12,42	< 0,1	0,13	4,98	2,18	0,03	0,05	0,10	20,63	99,64	13,84	7,00	< 0,2	< 0,1	< 0,1
0523*	38,66	2,55	16,77	12,57	0,43	0,04	1,01	0,45	0,03	0,03	0,09	23,00	95,63	9,39	8,18	< 0,2	6,87	4,53
10523**	41,58	2,93	20,00	11,76	0,39	0,09	1,25	< 0,1	0,03	0,03	0,10	17,80	95,96	6,12	8,41	< 0,2	6,08	1,63
0524*	45,74	2,02	18,91	9,70	0,25	0,03	2,75	0,45	0,07	0,04	0,11	19,60	99,67	12,03	7,81	< 0,2	0,20	< 0,1
10524**	46,10	2,43	22,00	8,61	0,09	0,04	1,77	< 0,1	0,03	0,03	0,11	18,00	99,21	8,88	8,11	< 0,2	< 0,1	< 0,1
0524а*	41,90	2,33	19,23	13,57	0,29	0,07	2,46	0,45	0,06	0,05	0,23	18,94	99,58	10,44	8,65	< 0,2	0,11	< 0,1
10524а**	42,13	2,67	21,09	12,74	0,12	0,12	2,52	0,26	0,04	0,04	0,22	17,52	99,47	7,76	8,89	< 0,2	< 0,1	< 0,1
0544*	48,94	2,81	33,73	0,55	< 0,1	0,01	0,28	0,38	0,04	0,02	0,02	13,09	99,87	1,05	12,06	< 0,2	< 0,1	< 0,1
10544**	46,94	2,06	35,96	0,20	< 0,1	0,01	0,29	0,13	0,02	0,02	0,01	14,10	99,74	0,85	13,13	0,25	< 0,1	< 0,1
0552*	40,12	2,23	16,58	16,96	< 0,1	0,24	3,65	1,00	0,03	0,03	0,29	18,93	100,06	10,18	9,06	< 0,2	< 0,1	< 0,1
10552**	40,65	2,49	17,14	15,39	< 0,1	0,16	3,68	0,93	0,04	0,02	0,26	19,00	99,76	10,85	8,95	< 0,2	< 0,1	< 0,1

Примечание: * – порода; ** – глинистая фракция

Таблица 14. Минеральный состав изученных образцов по рентгеновским данным

№ обр.	Фракция, мкм	Компонент	
		главные	второстепенные
0301	< 5	сметит	Каолинит, кварц
0303	< 5	”	Каолинит (следы), кварц, пирит
0305	< 5	”	Пирит, анатаз, гипс
0306	< 5	”	Пирит
Нвер-11	< 1	”	Клиноптилолит, пирит, анатаз
Нвер-11	< 5	”	
0316	< 5	”	
0313	< 5	”	Пирит, анатаз
0310	< 5	кристобалит	Сметит (следы)
0312a	< 5	сметит	Каолинит, пирит

Примечание. Обр. 0312a – это фракция < 5 мкм, выделенная из обр. 0312 (порода).

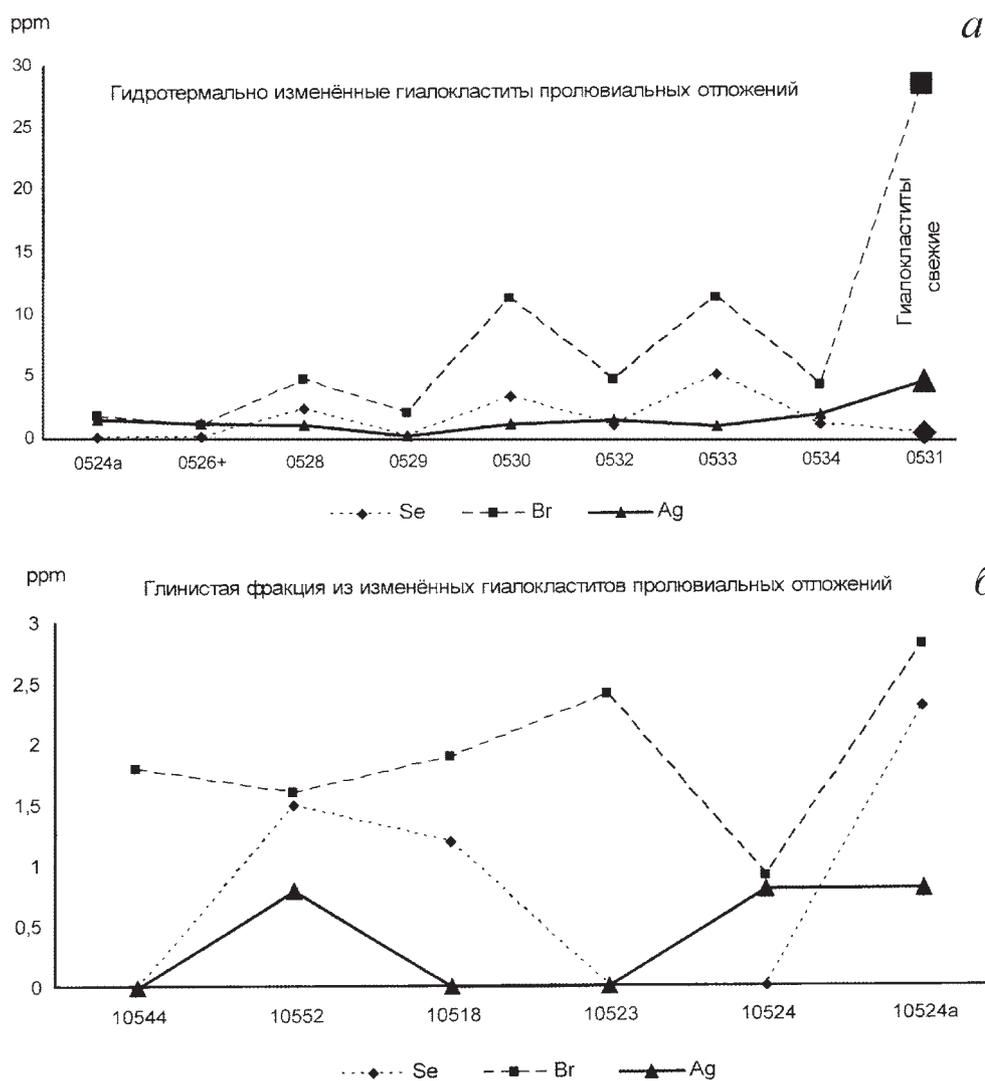


Рис. 31. Сопоставление содержания Se, Br, Ag в породе и в выделенной глинистой фракции (зона современного гидротермального изменения гиалокластитов in situ и в пролювии) (термальное поле Тейстарейкир)
а – порода; б – глинистые минералы

Таблица 15. Химический состав глинистой фракции (< 5 мкм) вес. %, геотермальная зона Хверагерди

Компонент	Образец							
	0301	0303	Hver-11	0306	0312	0312a	0313	0316
SiO ₂	46,95	37,46	50,70	44,60	45,76	48,16	47,04	48,76
TiO ₂	5,45	4,01	1,87	2,57	1,40	1,50	2,68	1,91
Al ₂ O ₃	19,66	16,09	12,54	14,26	20,83	19,53	14,60	14,69
Fe ₂ O ₃	11,68	19,17	12,05	11,68	10,48	8,72	10,58	11,61
FeO	0,72	2,48	0,25	0,86	0,21	0,21	2,00	0,64
MnO	0,19	0,22	0,07	0,15	0,10	0,08	0,05	0,05
MgO	1,45	1,86	3,31	3,33	2,10	2,83	3,15	2,67
CaO	0,89	0,90	1,51	1,68	1,57	1,01	2,69	2,80
Na ₂ O	0,06	0,04	0,05	0,03	0,05	0,05	0,16	0,31
K ₂ O	0,03	0,03	0,10	0,07	0,04	0,06	0,13	0,12
P ₂ O ₅	0,22	0,20	0,09	0,16	0,12	0,11	0,24	0,11
CO ₂	0,33	<0,2	<0,2	0,22	0,33	0,42	0,32	0,34
H ₂ O ⁻	5,94	6,73	8,67	11,39	8,69	9,67	11,48	11,77
H ₂ O ⁺	6,09	7,79	4,93	5,98	5,98	6,16	3,90	3,93
S _{общ}	<0,1	4,24	4,00	4,71	4,41	1,97	1,60	0,29
Сумма	99,76	101,02	100,14	101,69	101,90	100,48	100,66	100,00

Примечание. Обр. 0312 – порода, обр. 0312a – фракция < 5 мкм,

Таблица 16. Малые элементы в гидротермально изменённых гиадокластитах и осадках Геотермальное поле Хверагерди

№ обр.	Элемент																	
	Sc	Cr	Co	As	Se	Br	Sb	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Lu	Hf	Ta	Au	Hg	Th
0301	55,7	44	18	<0,1	3,2	0,5	<0,05	30	59	11	3,6	4,4	0,9	3,9	3,1	0,012	0,04	1,8
0302	81	61	59	<0,1	<0,1	1,7	0,06	16	13	6,5	3,8	9,3	1,5	5,4	3,2	0,004	<0,01	2,3
0303	50,5	51	67	<0,1	4,2	<0,2	0,24	37	72	17	5,4	6,9	0,8	2,8	1,7	<0,005	0,17	1,2
0304	38	40	17	1,6	<0,1	1,4	0,07	38	71	16	7	6,7	1	3,3	1,3	0,011	<0,01	1,3
0306	46,9	91	50	9,6	8,6	0,5	1,84	18	34	9,1	2,6	4,1	0,4	2,5	1	0,557	0,12	1,1
0312	13,7	68	25	1,5	9,2	0,6	1,12	14	22	3,8	1,1	1,3	0,3	1,5	0,4	1,08	0,13	0,9
0312a	15,9	64	22	1,1	3,1	0,4	0,96	16	28	4,5	1,8	1,3	0,3	1,5	0,5	0,488	0,34	0,7
0313	49,5	89	58	8,1	8,2	0,4	2,41	15	28	6,5	2,5	3,2	0,5	2,6	0,6	0,061	0,09	0,8
0316	41,7	104	34	0,9	29	<0,2	0,72	13	25	6,1	2,3	2,9	0,5	1,2	0,8	0,302	0,08	0,7

7.3.7. Микроструктурно-текстурные особенности гидротермально изменённых пород

Геотермальные зоны Тейстарейкир и Наумафьядл. Анализирувавшиеся объекты: (1) палочки и иголки, (2) небольшой комочек (2 мкм), располагавшийся на конце палочки, (3-5) зона чередования зеленых и коричневых слоев: (3-4) данные получены с площади каждой зоны (около 10 мкм²), (5) результат анализа в точке. (6-8) анализы в зоне коричневых слоев получены с агрегатов округлых и вытянутых комочков, размер кото-

рых менее 1 мкм: (6-7) данные получены в точке и (8) с площади в 10 мкм².

Микроструктурно-текстурные особенности и состав пород, распространенных на геотермальных площадях Тейстарейкир и Наумафьядл, изучались с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ), оснащенного микроанализатором.

Исследованы следующие характерные типы пород: 1) белая и светло-бежевая мягкая порода с большим количеством ярко-желтых кристаллов серы (обр. 0514) из хорошо прогретой зоны (43 °С) с активной фумарольной деятельностью; 2) порода,

образовавшаяся при интенсивном выщелачивании слоя гиалокластитов и замещении их белым мягким веществом (обр. 0561); 3) красно-коричневая глинистая порода с периферической части фумарольной зоны (обр. 0517, 24,4 °С); 4) красно-коричневая глинистая порода из пролювиальных отложений, сформировавшихся при переотложении гидротермально измененных гиалокластитов (обр. 0529); 5) красно-коричневая глинистая порода из горизонта погребенной почвы в пролювиальных отложениях (обр. 0524а); 6) сине-серая глинистая порода, образовавшаяся при современной фумарольной проработке (18,7 °С) пролювиальных отложений красно-коричневого цвета (обр. 0523).

1. Первый тип породы (см. табл. 9, обр. 0514) с геотермального поля Тейстарейкир включает большое количество ярко-желтых кристаллов серы. Здесь на поверхности земли она маркирует зоны интенсивной фумарольной деятельности. При больших увеличениях хорошо видна обломочная структура породы (рис. 32, а). Все обломки, среди которых удается распознать фрагменты вулканического стекла, погружены в пористую массу микроглобулярного строения (рис. 32, б, в). Обращает внимание близкий размер микроглобул (0,2–0,5 мкм), образующих короткие цепочки и скопления неправильной формы, покрывающие обломки и заполняющие все пространство между ними. На отдельных участках среди микроглобулярной массы встречаются округлые и овальные структуры (1,0–2,5 мкм) (шарики), хорошо выделяющиеся на фоне общей массы. Во внутренней части этих одиночных или слившихся структур отчетливо видны полости. В породе эти структуры концентрируются, формируя плавно изгибающиеся зоны (рис. 32, з).

Судя по данным микрозондирования, основная микроглобулярная масса породы состоит из кремнезема с примесью Ti, а, иногда – Al и Mg. В пределах шарообразных структур содержание титана, как правило, резко возрастает (18–38 %) (табл. 17).

2. Второй тип породы (см. табл. 9, обр. 0561) сформировался в процессе фумарольной активности и интенсивного изменения гиалокластитов на геотермальном поле Наумафьядл. Она состоит из обломков разной формы, среди которых распознаются фрагменты вулканического стекла, частично или полностью замещившиеся однородным веществом ультра-тонкозернистого строения (рис. 33, а). В строении этого вещества удается различать мельчайшие шарики диаметром около 0,1–0,2 мкм (рис. 33, б). В поровом пространстве и на поверхности обломков вулканического стекла это вещество слагает шарики более крупного размера (3–5 мкм).

Главным породообразующим элементом здесь является кремнезем (табл. 18). Титан, зафиксированный в каждой точке, вероятно, может рассматриваться как элемент, относящийся к базальтовому стеклу и сохранившийся в массе кремнистого вещества после растворения стекла. Совместно с кремнеземом он участвует в строении микроглобулярной структуры новообразованного вещества.

3. Третий тип породы (см. табл. 9, обр. 0517) широко развит на периферии фумарольной зоны геотермальной площади Тейстарейкир. В их составе главную роль играет глинистый материал. По текстурным особенностям в породе выделяется плотная гомогенная однородная «бесструктурная» масса, включающая фрагменты вулканокластики, частично или полностью замещенной глинистыми минералами (рис. 34, а), в составе которых зафиксированы следующие элементы: Si, Al, Fe, Mg, Ti и Ca. Кроме того, в породе встречены каркасные псевдоморфозы замещения глинистыми минералами частично или полностью растворенных микролитов и вкрапленников (рис. 34, б), отличающиеся отсутствием Ti.

Особенный интерес вызывают округлые и овальные образования, а также их цепочки, располагающиеся в поровом пространстве глинистой массы. Размер этих образований варьирует от 0,2 до 10 мкм. Крупные шарики и цепочки состоят из более мелких слившихся шариков. На поверхности они покрыты глинистыми минералами, которые образуют характерную сотовую микроструктуру. Судя по составу, представленному ниже, они сложены смектитами.

Исследовались внутренние и внешние зоны разнообразных по размеру образований шаровидной формы. В составе мелких шариков, не имеющих четко выраженной внешней оболочки, установлено очень большое количество Ti (до 28–33 %). Крупные шарики по составу не однородны, во внутренней их части зафиксированы, %: Si (11–15), Al (4–6), Fe (5–17), Mg (до 2), Ti (15–28), Ca (1), а во внешней оболочке – Si (23–28), Al (11), Fe (3–7), Mg (2), Ti (до 1), Ca (1). Из этих данных видно, что все шаровидные структуры во внутренней части содержат больше Ti, чем во внешней (табл. 19).

Крустификационные каемки, сложенные глинистыми минералами, располагаются на поверхности отдельных крупных шариков и их скоплений (рис. 34, в). Состав крустификационных каемок, в которых фиксируется Si, Al, Fe, Mg, Ti, Ca, близок к составу основной массы породы (см. табл. 19).

4. Четвёртый тип породы (см. табл. 9, обр. 0529) характеризует пролювиальные отложения,

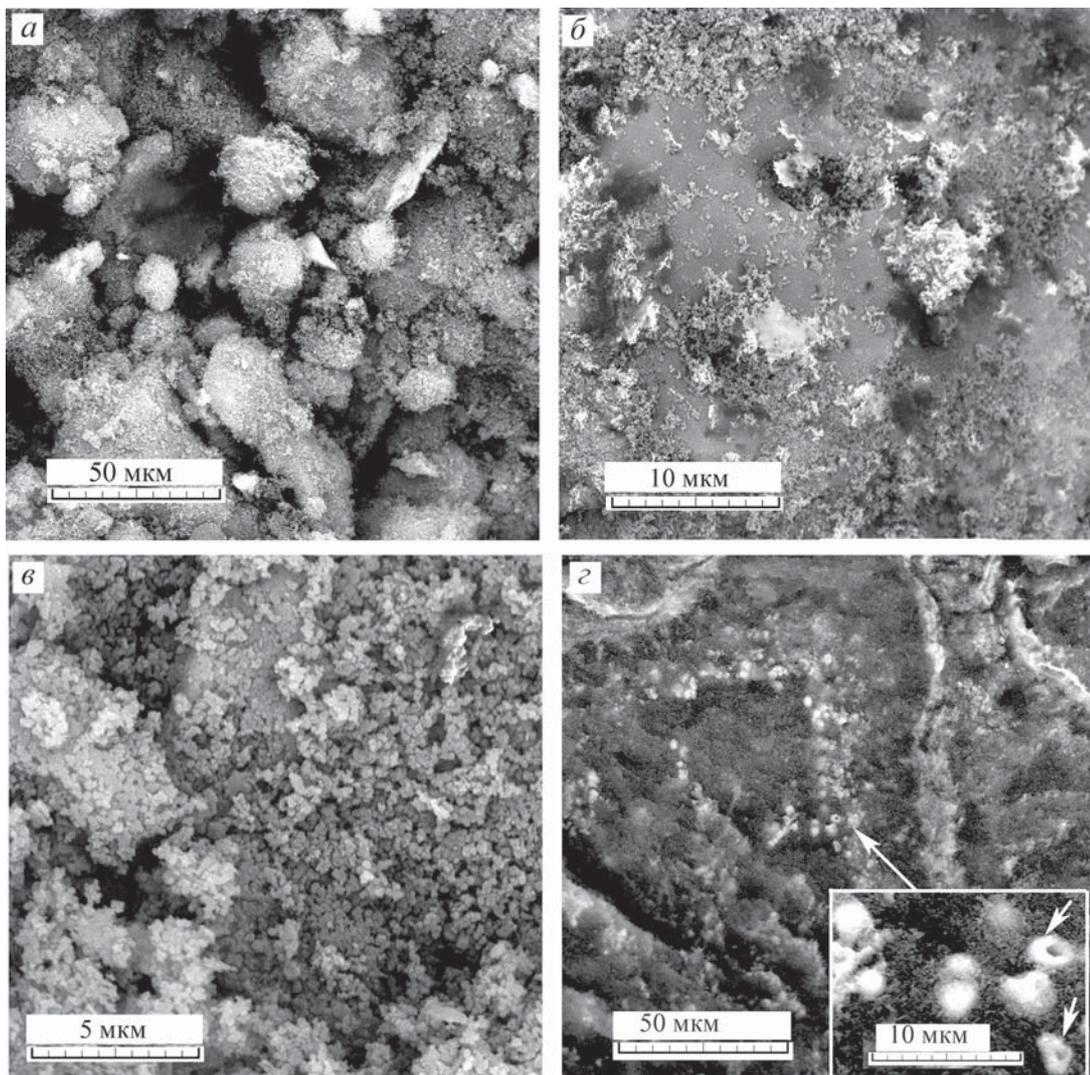


Рис. 32. Микротекстура белых и светло-бежевых пород с большим количеством ярко-желтых кристаллов серы (термальное поле Тейстарейкир)

a – обломочная структура породы; *б* – фрагменты вулканического стекла; *в* – микроглобулярная пористая масса; *z* – шарики внутри микроглобулярной массы (стрелки)

Таблица 17. Элементный состав микроглобулярной мягкой породы светло-бежевого цвета с включениями шаровидных микроструктур, обр. 0514, %

Элементы	Микроглобулярная порода			Шаровидные микроструктуры		
Si	45,00	43,41	46,39	19,81	17,08	32,38
Ti	1,91	4,28	0,45	34,55	38,05	18,42
O	52,80	52,31	53,16	45,64	44,87	49,20
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

сформировавшиеся, видимо, в основном за счет переотложения гидротермально измененных гиадокластитов такого же цвета. Кроме того, в их составе присутствует белое вещество в виде мельчайших комочков и частиц, а также фрагменты базальтового материала разной степени изменения.

Порода гетерогенна и состоит из обломков пород и стекла разной степени изменения, погруженных в глинистую массу с хорошо выраженной чешуйчатой структурой. Глинистые чешуйки плотно облекают все обломочные фрагменты и фиксируют каркасные структуры растворения

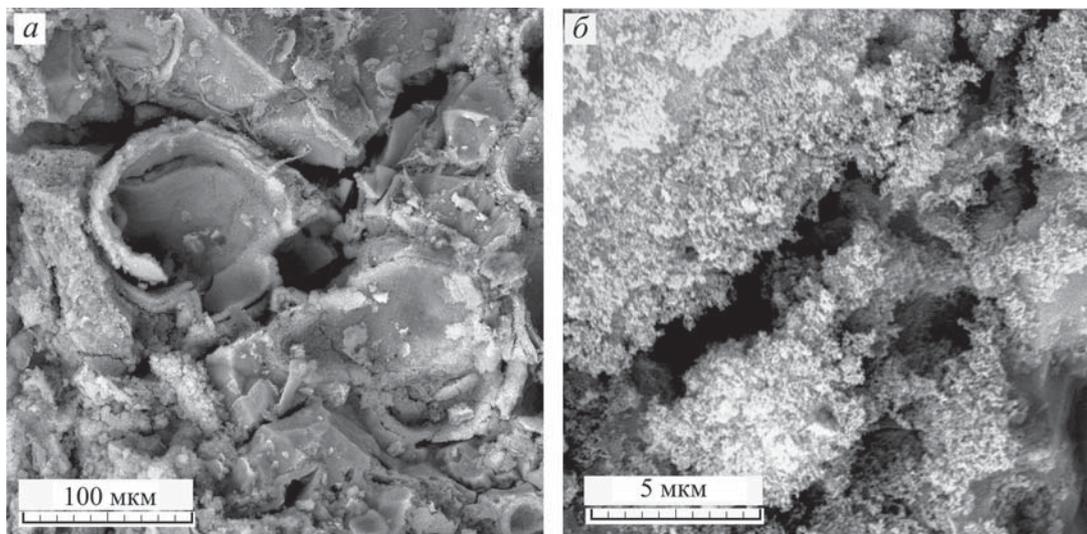


Рис. 33. Микротекстура белой породы (зона современной фумарольной активности, термальное поле Наумафьядл)

a – фрагменты вулканического стекла, частично замещившиеся однородным веществом ультра тонкозернистого строения; *б* – основная масса породы

Таблица 18. Элементный состав белой породы, образовавшейся при интенсивном выщелачивании гиалокластитов (обр. 0561), %

Элемент	Основная масса породы					
Al	0,23	0,65	0,30	0,14	0,39	0,38
Si	44,53	44,92	44,85	44,56	40,67	43,24
Ti	2,58	1,60	2,09	2,64	7,35	4,07
O	52,66	52,83	52,76	52,66	51,59	52,32
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

(рис. 35, *a*, *б*, *в*), а также плотно заполняют поровое пространство (рис. 35, *г*).

Среди глинистых минералов часто встречаются морфологически разнообразными биоморфноподобные образования, а именно: вытянутые формы с закругленными окончаниями, отличающиеся под электронным микроскопом от общей глинистой массы характерным ярким свечением. По форме и небольшому размеру ($1,5 \times 4,5$ мкм) они могут быть идентифицированы как минерализованные бактериальные палочки (рис. 35, *д*).

На поверхности и в порах минерализованной растительной органики сохранились структуры по размеру (0,5–2,5 мкм) и морфологии сходные с кокоидными бактериями (рис. 35, *е*, *ж*). Остатки минерализованных кокоидных бактерий (5,0–5,5 мкм) были также обнаружены на поверхности фрагмента частично растворенного вулканического стекла (рис. 35, *з*).

Основными компонентами глинистой массы здесь являются Si, Al и Fe при небольшом коли-

честве Mg и Ca. Характерны значительные вариации содержания Ti (7–30%) (табл. 20). Судя по данным элементного состава, это смектиты, которые находятся в тесном взаимоотношении с частично или полностью измененными компонентами базальтов и стеклом гиалокластитов. Большое количество титана указывает на формирование глинистой массы *in situ* за счет вулканического материала.

В составе минерализованных бактериальных палочек (см. рис. 35, *д*), располагающихся в глинистой массе, среди прочих элементов установлено присутствие серебра (~ 1,7 %). В многочисленных биоморфных структурах (шариках), располагающихся в порах окремневшей растительной органики (рис. 35, *е*), помимо кремнезема (30–36 %) были зафиксированы Al, Fe и иногда Mg, Ti и углерод (7,74 %).

5. Пятый тип породы с большим количеством гидроксидов железа (см. табл. 9, обр. 0524а) характеризует пролювиальные отложения со следа-

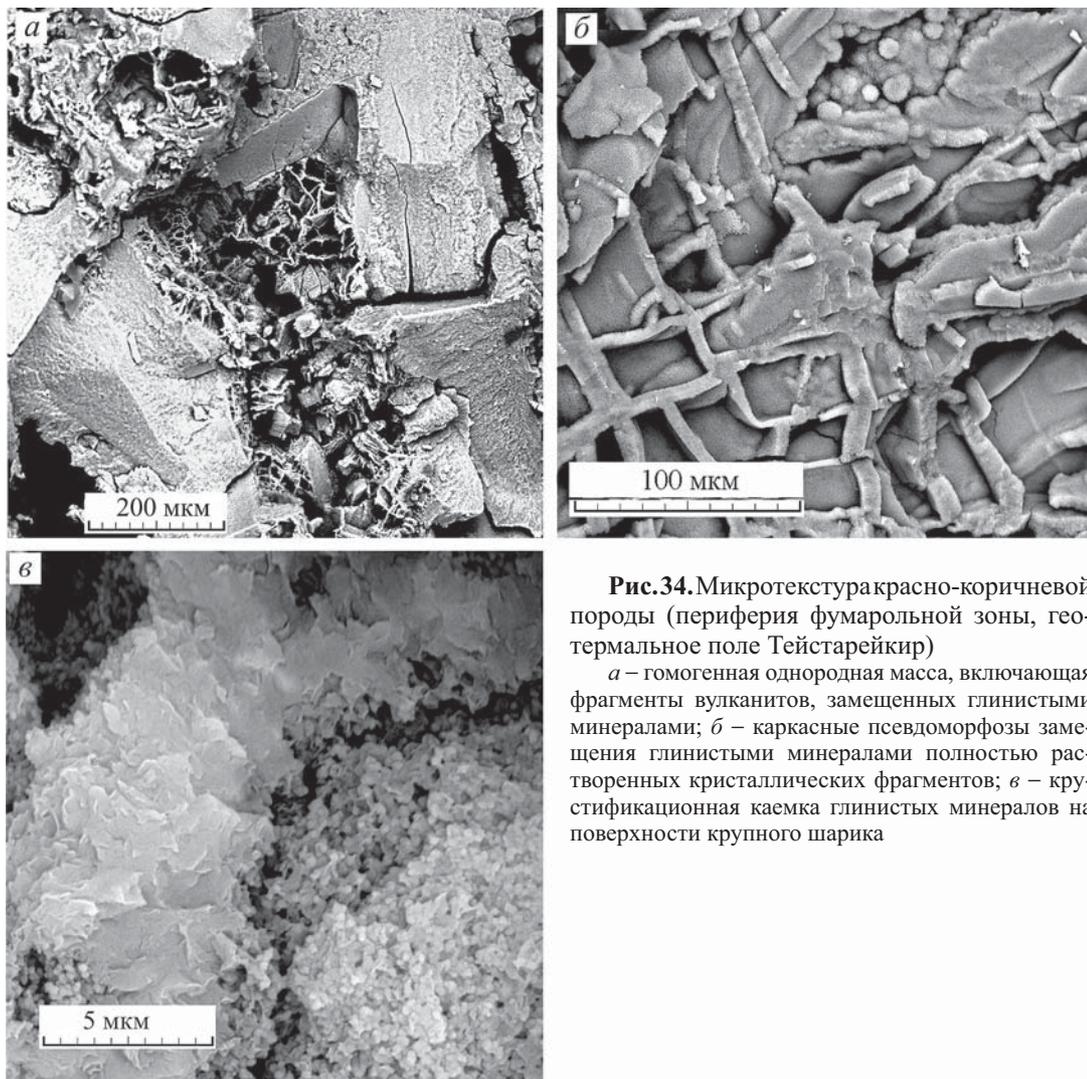


Рис.34. Микротекстура красно-коричневой породы (периферия фумарольной зоны, геотермальное поле Тейстарейкир)

a – гомогенная однородная масса, включающая фрагменты вулканитов, замещенных глинистыми минералами; *б* – каркасные псевдоморфозы замещения глинистыми минералами полностью растворенных кристаллических фрагментов; *в* – кристификационная каемка глинистых минералов на поверхности крупного шарика

Таблица 19. Элементный состав красно-коричневой породы (обр. 0517), %

Элемент	Основная масса породы	Скелетное образование растворенного кристалла	Шарик		Крустификационная оторочка шарика
			1	2	
Mg	2,47	2,74	0,71	0,24	2,21
Al	11,05	8,16	4,07	1,16	11,84
Si	26,93	25,79	11,07	3,62	28,82
Fe	5,31	18,00	17,07	4,56	7,74
O	52,24	43,87	37,05	56,49	47,56
Ca	0,90	1,44	1,32	-	1,04
Ti	1,11	-	28,71	33,93	0,80
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. Здесь и далее в таблицах «-» элемент не обнаружен

Рис. 35. Микротекстура красно-коричневой породы (пролювиальные отложения)

a – обломки пород и стекла разной степени изменения среди глинистой массы с чешуйчатой структурой; *б* – чешуйки глинистых минералов, плотно облегающие обломочные фрагменты; *в* – глинистые минералы, фиксирующие каркасные структуры растворения; *г* – глинистое вещество с чешуйчатой микроструктурой в поровом пространстве породы; *д* – минерализованные образования с закругленными окончаниями, идентифицированные как минерализованные бактериальные палочки (стрелка); *е* – кремненные фрагменты растительной органики с многочисленными кокоидными телами (стрелки) в поровом пространстве; *ж* – структуры, морфологически сходные с кокоидными бактериями в порах растительной органики; *з* – минерализованные кокоидные бактерии на поверхности фрагмента частично растворенного вулканического стекла

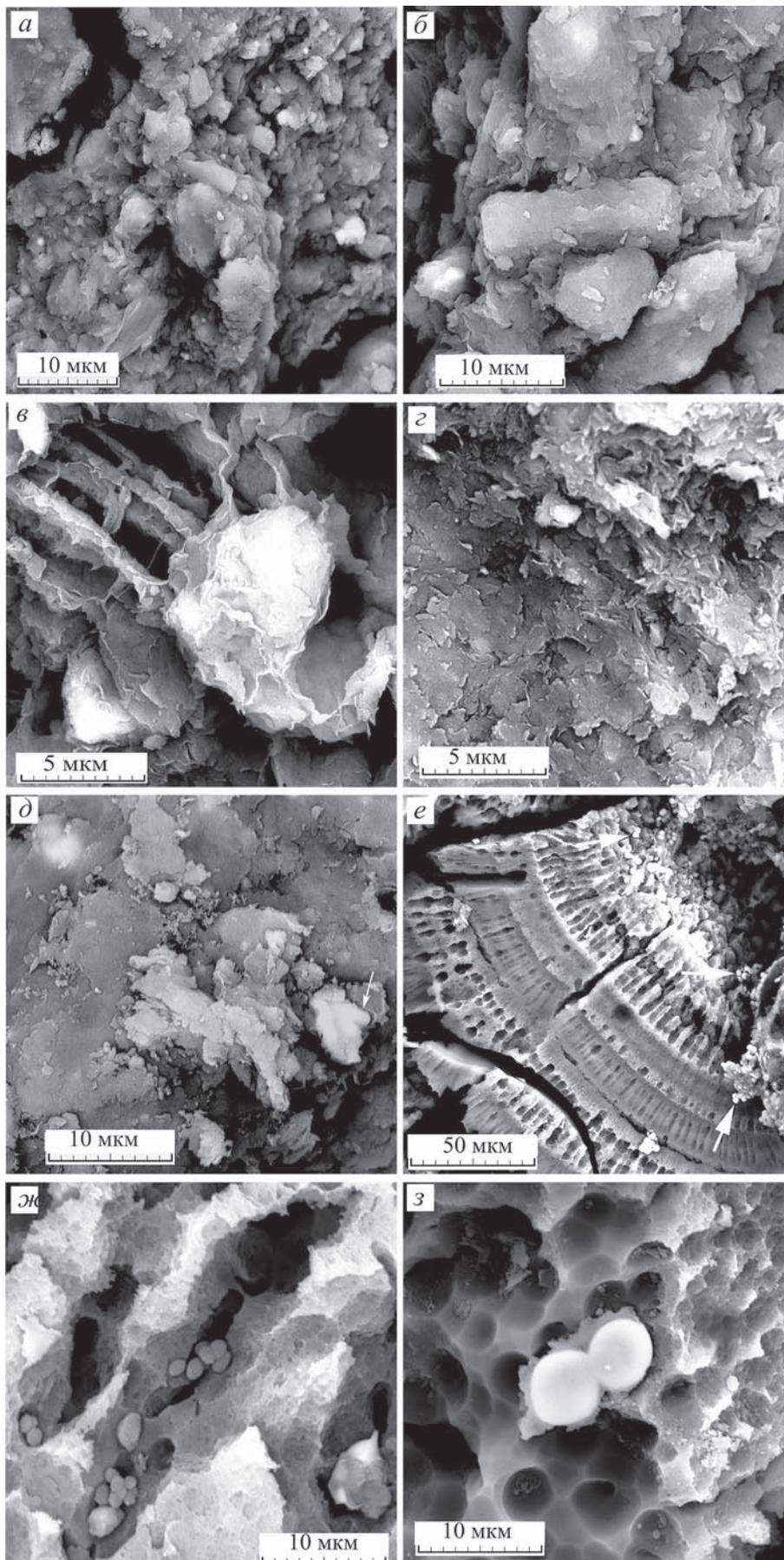


Таблица 20. Элементный состав красно-коричневой породы (обр. 0529) %

Элемент	Глинистая масса породы			Минерализованные бактерии	Биоморфные структуры, ассоциирующие с минерализованной растительной органикой		
					Скопление мелких шариков		Отдельные шарики
Al	13,30	4,35	7,35	9,15	3,77	1,55	1,02
Si	26,31	5,85	10,24	24,33	36,45	33,10	30,93
Ca	0,71	0,59	1,00	1,18	-	-	-
Fe	3,31	5,23	8,87	14,01	9,10	20,42	2,74
Mg	0,54	-	-	1,88	0,48	-	-
Ti	7,45	18,35	30,81	3,63	1,44	-	-
C	-	-	-	-	-	-	7,74
Ag	-	-	-	1,72	-	-	-
O	48,37	65,61	41,73	44,12	48,76	44,93	57,56
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

ми погребенных почвенных горизонтов. Гидроксиды железа слагают изоморфные скопления и корочки. Среди глинистой массы присутствуют многочисленные вытянутые полости. Субпараллельноориентированные глинистые чешуйки выстилают стенки этих полостей и по четкой границе отделены от основной глинистой массы породы (рис. 36, а).

На участках, сложенных преимущественно глинистым чешуйчатым материалом, преобладают Si, Al, Fe и Mg, что указывает на смектитовый состав этого материала. В большинстве точек выявлено также присутствие Ti и углерода (6–8 %) (табл. 21).

Анализ минерализованной микробиоты показал, что внутренние части шариков отличаются высоким содержанием Fe (67–72 %), а во внешней их части железа меньше, и содержание его колеблется от точки к точке (7–39 %). Внутренние и внешние части шариков различаются и по содержанию кремнезема: 1–3 и 7–19,5 % соответственно. Сходный характер соотношения во внутренней и внешней зоне шариков наблюдается и для Al: 0–2 и 4–11 %. Во внешней зоне и на поверхности шариков обнаружен углерод.

В некоторых шариках с высоким содержанием железа, где обнаружен углерод, также фиксируется серебро. Много серебра в ассоциации с серой присутствует в зоне скопления минерализованных биоморфных структур, напоминающих кокоидные бактерии (см. табл. 21).

Серебро также обнаружено в ряде локальных анализов, выполненных на железистой корочке, содержащей большое количество шариков, сливающихся иногда в сплошную массу. Важно подчеркнуть, что здесь содержание серебра хорошо

коррелирует с количеством обнаруженной серы и позволяет предположить принадлежность этих элементов к аргентиту.

На некоторых участках рассматриваемой породы обнаружены друзы микрокристаллов октаэдрического и ромбоэдрического облика, содержащие серебро (41–75 %) и серу (7–10 %) (см. табл. 21, рис. 36, б). При определении элементного состава скоплений минерализованных бактерий (палочки, гантели) установлено, что главными компонентами здесь являются серебро, сера и углерод. Si, Al, Fe и Mg присутствуют в небольшом количестве и свидетельствуют, вероятно, о возможном присутствии смектита.

Миграция химических элементов в зоне fumarольной деятельности отчетливо выявляется при анализе содержания малых элементов. Интересная закономерность обнаружена при анализе распределения серебра. Среднее содержание серебра в неизмененных вулканитах рассматриваемого района составляет 0,05–0,06 ppm [Герасимовский и др., 1978]. Распределение этого элемента на термальных площадках Тейстарейкир (0–22 ppm) и Наумафьядл (0–2,5 ppm) крайне неравномерное. При сравнении средних значений видно, что на геотермальной площади Тейстарейкир в составе измененных гиалокластитов серебра больше (7,75 ppm) по сравнению с аналогичными породами на исследованной площади Наумафьядл (1,25 ppm). На площади Тейстарейкир неравномерный характер распределения серебра (0–1,6 ppm) зафиксирован и в пролювиальных отложениях, сложенных продуктами переотложения измененных гиалокластитов. Важно подчеркнуть, что в образце породы из пролювиальных отложений этого элемента почти в 2 раза больше

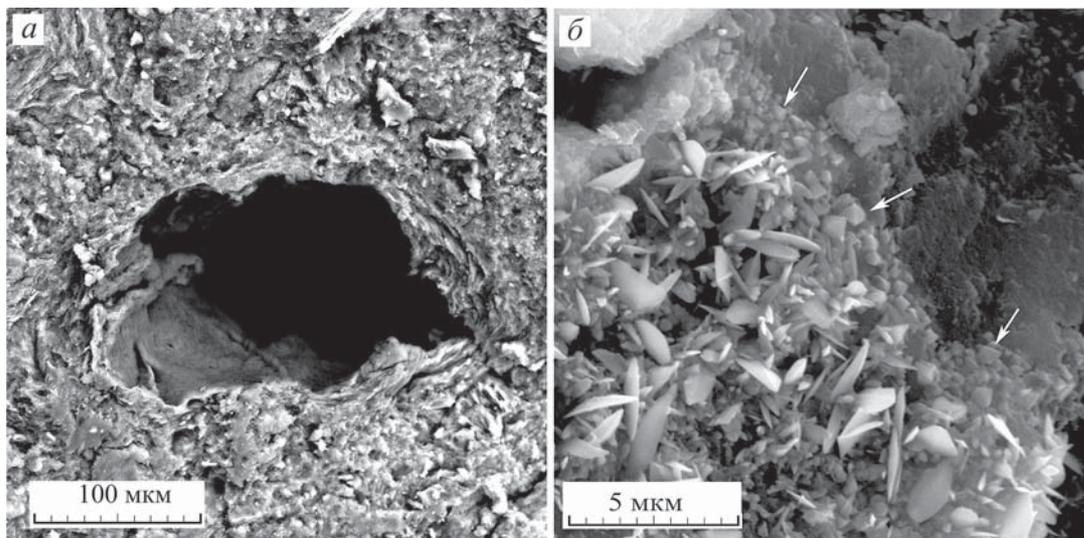


Рис. 36. Микротекстура породы с большим количеством гидроксидов железа (пролювиальные отложения со следами погребенных почвенных горизонтов)

a – субпараллельно ориентированные глинистые чешуйки, выстилающие стенки овальных полостей; *б* – микрокристаллы аргентита октаэдрического и ромбоэдрического облика (стрелки)

Таблица 21. Элементный состав пролювиальных отложений, обр. 0524а (%)

Элемент	Основная глинистая масса			Минерализованные колонии бактерий, шарики			Минерализованные кокцидные бактерии		Скопление кристаллов на поверхности и около шаровых структур	
Al	12,22	10,80	11,49	4,89	1,59	1,08	5,04	3,97	3,71	0,67
Si	20,21	19,25	19,45	5,49	1,96	1,17	10,05	7,39	5,37	1,50
Fe	4,87	4,63	7,84	44,30	51,97	73,01	1,40	1,75	5,61	1,64
Mg	0,66	0,61	0,63	-	-	-	0,38	-	-	-
Ti	0,20	1,04	2,22	0,79	-	-	1,03	1,00	-	-
C	7,09	8,11	5,96	5,09	5,91	-	8,01	5,15	3,69	-
Ag	-	-	-	1,88	2,86	1,43	22,66	38,17	40,84	74,87
S	-	-	-	-	-	-	4,47	5,17	6,77	10,41
O	54,75	55,56	52,41	37,55	35,03	23,31	46,97	37,40	34,01	10,92
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100	100

(1,5 ppm), чем в выделенной глинистой фракции (0,8 ppm). Возможно, это указывает на то, что серебро, в основном, связано не с тонкой пелитовой фракцией, выделенной для анализа глинистых минералов, а с какими-то более крупными компонентами породы.

Судя по имеющимся данным, серебро часто ассоциирует с гидроксидами железа, которые слагают разнообразные обособления в виде корочек и принимают участие в фоссиллизации микробиоты.

В железистой корочке, местами состоящей из скоплений мелких шариков, а также в глинистой массе породы обнаружены микродрузы кристаллов. Они находятся в тесном срастании с глини-

стыми чешуйками и кристаллами серы. По элементному составу кристаллы близки к аргентиту (Ag – 40–74 %, S – 6–10 %) (см. табл. 21; глава 7).

Связь аккумуляции в породе серебра и серы с микробиологической активностью подтверждается данными микроанализа, выполненного для скопления минерализованных бактерий (палочки, гантели), расположенных в глинистой массе пролювиальных отложений (Ag – 22–38 %, S – 4–5 %). Важно подчеркнуть, что почти во всех обнаруженных случаях локальной аккумуляции серебра, как в глинистой массе, так и в скоплениях минерализованных бактерий, фиксируется присутствие углерода (3–8 %). Это может рассма-

триваться как определенное подтверждение микробиологической активности в процессе формирования биоморфноподобных образований (шариков, палочек, гантелей) и участия микробиоты при локальной аккумуляции серебра.

Значительные вариации содержания As, Se, Sb, Br, I, Au, Ag и ряда других малых элементов в рассматриваемых отложениях вряд ли можно связать с исходно неравномерным распределением этих элементов в гиалокластитах. Представляется маловероятным большая разница в содержании малых элементов в коренных гиалокластитах на близко расположенных участках отбора проб. Миграции химических элементов на большое расстояние в слабообводненных породах также не происходит. Обращает внимание отсутствие корреляционной связи между элементами, характерными для фумарольных отложений (As, Se, Sb, Br, I).

Обогащение малыми элементами (Au, As, Se, Sb) гидротермально измененных глинистых осадочных отложений было установлено на современной геотермальной площади в юго-западной части рифтовой зоны Исландии и связывается с метаболической активностью бактерий и грибов [Гептнер и др., 2006]. Возможно, что отмеченные выше особенности неравномерного содержания серебра и ряда других малых элементов на геотермальном поле Тейстарейкир, также могут быть связаны с их локальной аккумуляцией в процессе бактериальной деятельности.

6. Шестой тип породы, возник в зоне фумарольной переработки пролювиальных отложений, отличается яркой окраской и мозаичным рас-

пределением участков белого, зеленого, красно-коричневого, фиолетового и синего цветов (см. табл. 9, обр. 0523).

Сине-серая глинистая порода, образовавшаяся при современной фумарольной проработке красно-коричневых пролювиальных отложений, состоит из плотно упакованных глинистых чешуек с закругленными краями (рис. 37, *a*). В целом глинистая масса сине-серой породы состоит из смектита со следами каолинита (см. табл. 9, 12, 13). В глинистой массе, образовавшейся при гидротермальном воздействии, хаотически распределено большое количество кристаллов и фрамбоидов пирита, которые покрыты тончайшими пленками глинистых минералов (табл. 22). Между октаэдрическими кристаллами пирита располагаются единичные или соединенные в цепочки шарики с глинистыми оболочками сотовой (ячеистой) микроструктуры.

В строении фрамбоидов помимо пирита принимает участие марказит: для них характерны хорошо развитые октаэдрические и пластинчатые кристаллы соответственно.

Внешне морфологически сходные с фрамбоидами овальные и округлые образования (диаметр 16–19 мкм), поверхность которых покрыта слоем кристаллов пирита; во внутренней части они сложены пористым агрегатом тончайших переплетающихся нитей, сливающихся в сплошные пленки. Материал внутренней части этих структур помимо Fe (12–13 %) и S (15–16 %), которые можно связать с сульфидами, содержит Si, Al и Ti, которые, вероятно, являются компонентами глинистых минералов (см. табл. 22)

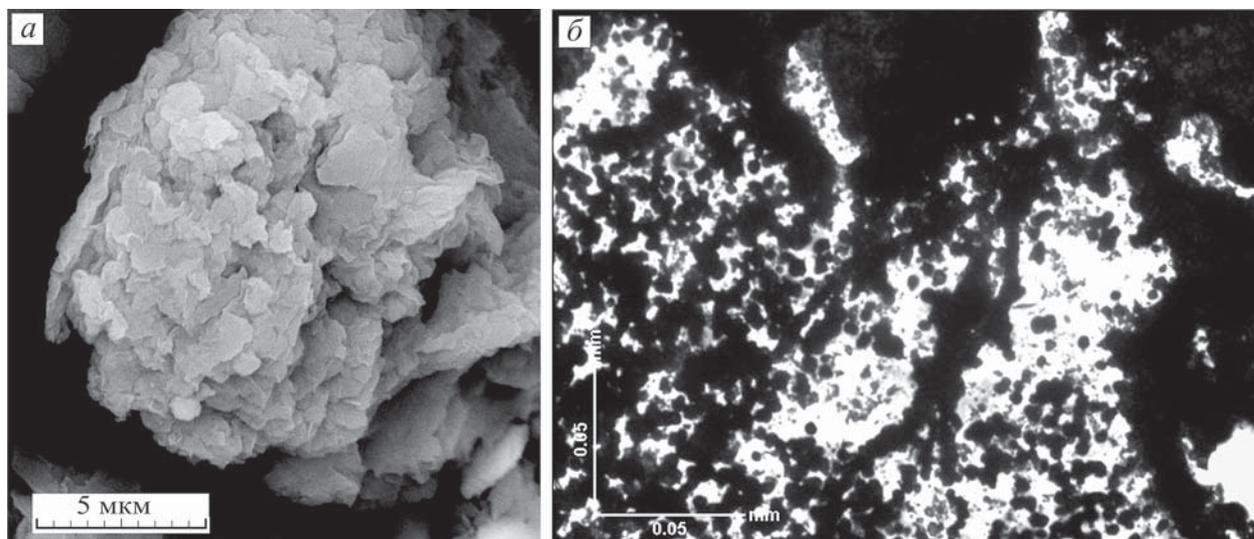


Рис. 37. Микротекстура сине-серой глинистой породы (зона фумарольной проработки пролювиальных отложений)

a – глинистая порода, состоящая из плотно упакованных чешуек; *b* – характерные особенности породы, слагающей мельчайшие округлые выделения, сливающиеся в ветвящиеся нити, и образующие сплошные поля гидроксидов железа

Таблица 22. Элементный состав породы с фрамбоидами пирита (обр. 0523), %

Элемент	Глинистые минералы основной массы, отдельные шарики и цепочки шариков				Пористый агрегат		Пирит – оболочка на агрегате	Пирит – кристалл
Al	12,87	10,07	12,22	9,96	8,25	7,12	2,07	1,32
Si	22,20	21,33	21,15	18,17	13,08	11,86	1,95	1,58
Fe	5,80	9,14	3,00	15,22	13,65	12,95	32,72	28,88
Mg	-	-	0,58	-	-	0,63	-	
Ti	2,41	5,51	0,81	3,90	1,06	1,26	-	
S	3,91	4,67	2,85	9,53	15,53	16,14	43,73	31,89
O	52,80	49,28	59,39	43,22	48,42	50,04	19,52	36,34
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Исследование в шлифах показало, что появление пород фиолетового цвета, связано с перераспределением в глинистом матриксе гидроксидов железа, образующих мельчайшие круглые выделения (~ 5 мкм), которые сливаются в ветвящиеся нити и сплошные поля (обр. 0512, рис. 37, б).

Геотермальная зона Хверагерди. Рассмотрим основные микроструктурные особенности, характер распределения аутигенных минералов и наличие минерализованной микробиоты в осадочных отложениях, формировавшихся на геотермальном поле Хверагерди в водном бассейне за счёт перетолжения гидротермально изменённых гиалокластитов коренного склона (см. рис. 25). Выше уже указывалось, что имеющиеся материалы полевых и лабораторных исследований свидетельствуют о воздействии гидротермальной деятельности на эти осадки во время их формирования и продолжающееся в настоящее время.

Гиалокластиты коренных пород. Гиалокластиты сильно изменены, полностью сложены гидротермальными минералами, среди которых главную роль играют слоистые силикаты. Слоистость или иные текстурные признаки первичного распределения обломков в гиалокластитах отсутствуют. Анализ микроструктурных особенностей показал, что порода состояла из остроугольных обломков вулканического стекла, в настоящее время замещенных в основном глинистыми минералами, среди которых встречаются хорошо ограненные кристаллы пирита.

Глинистые минералы представлены листочками (чешуйками) разного размера (от 0,5 до 0,15 мкм), которые на одних участках образуют четко выраженную сотовую (ячеистую) микроструктуру, на других расположены хаотично без сетчатого сплетения. В некоторых случаях видны скопления листочков до 5–6 мкм в поперечнике на фоне их общего сотового строения (рис. 38, а).

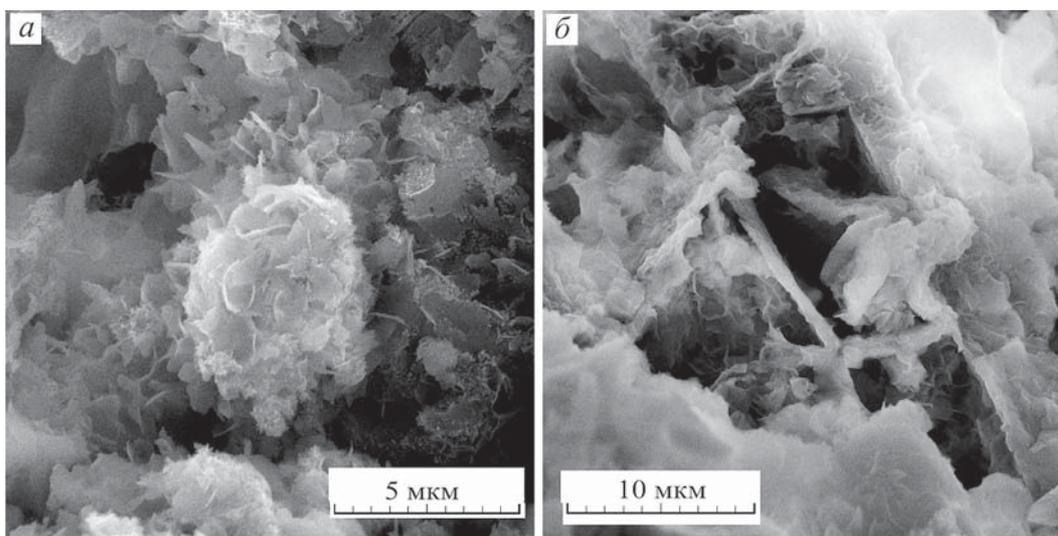


Рис. 38. Глинистые минералы, замещающие гидротермально измененные гиалокластиты
 а – сотовая (ячеистая) микроструктура; б – плотная масса на месте растворенного минерала-вкрапленника

Глинистые минералы слагают также плотную массу, в которой наблюдаются слабо выраженные чешуйки. В частности, они инкрустируют каркас пересекающихся вытянутых тел (рис. 38, б). Подобные микроstructures, по-видимому, образовались при частичном растворении стекла и включенных в него минералов-вкрапленников и их замещении.

Неслоистые, несортированные глинистые породы (обр. 0305, 0306, 0307, Нвер-11). Характерным компонентом этих отложений являются хорошо окатанные обломки мелкопесчаной и алевритовой размерности (окатыши), состоящие из фрагментов гиалокластитов, полностью замещенных глинистым материалом. Обломочный материал не сортирован, размер обломков колеблется от 10 до 150 мкм. Характер поверхности обломков различен: а) ровная и гладкая, б) с отчетливо выраженными следами растворения, в) покрытая тонкой пленкой глинистых чешуек, образующих сотовую микроstructure. Часто встречаются обломки, на поверхности которых видны полости прямоугольной (квадратной) формы размером от 2 до 4 мкм. В некоторых случаях они заполнены кубиками пирита, присутствующими в большом количестве в глинистых отложениях коренного склона. Некоторые окатыши разбиты трещинками дегидратации (рис. 39, а, в, б).

Поровое пространство между обломками часто остается свободным. Там, где окатанные обломки погружены в глинистую массу, на их поверхности располагается глинистая пленка. Иногда в структуре пленки различимы отдельные глинистые чешуйки, образующие характерную сотовую микроstructure. В глинистой массе неравномерно распределены отдельные кристаллы и фрамбоиды пирита, а также друзы гипса, игольчатые кристаллы фосфата и анатаза. Среди глинистых окатышей встречаются выделения кремнезема в виде микрозернистых скоплений с четкими границами распространения. Необходимо отметить четкий контакт слойков, состоящих из несортированных окатышей, без следов размыва залегающих на плотной глинистой корке, согласно облегающей неровности подстилающего слоя окатышей (рис. 39, г).

Тонко горизонтально-слоистые глинистые породы (обр. 0310, 0312, 0313, 0314, 0316). Терригенный материал в этих породах представлен слабо сортированными глинистыми окатышами алевритового и мелкопесчаного размера. В песчаной фракции встречаются обломки, имеющие характерную форму фрагментов вулканического стекла с газовыми полостями, полностью замещенные глинистыми минералами.

Тонкая слоистость глинистых отложений обусловлена чередованием слойков разного грануло-

метрического состава. Подошва и кровля слойков хорошо видны на свежем изломе породы. Тончайшие слойки сложены агрегатом субпараллельно ориентированных глинистых частиц. Слойки облекают подстилающие окатыши, образуя волнообразно изгибающуюся поверхность. Подошва и кровля слойков хорошо видны на свежем изломе породы, их минимальная мощность – 70–80 мкм. На поверхности некоторых слойков, четко выделяющихся в образце, располагается пленка плотного глинистого вещества однородной структуры не более 12–25 мкм толщины (рис. 40, а, б).

В осадках на разных уровнях разреза отмечены многочисленные полости (поры), размер которых не превышает 1–2 мм. Наиболее крупные полости встречаются в той части слоистых отложений, где среди глинистой основной массы встречаются горизонты, обогащенные глинистыми обломками и окатышами песчаной размерности.

Обугленные растительные остатки неравномерно распределены в осадке. С поверхности они покрыты пленкой глинистых минералов. Иногда в ассоциации с растительными остатками встречаются глобулярные выделения кремнезема и кристаллы анатаза (см. рис. 39, д, е).

Хорошо выделяющиеся в разрезе по цвету белые слойки (обр. 0312) сложены однородным, не размокающим материалом пелитовой размерности, включающим редкие мелкоалевритовые частицы с вытянутой пористостью. По форме и характеру пористости эти частицы напоминают пепловый материал.

В нижней части изученного разреза слоистость пород более грубая. Здесь появляются слои, сложенные плохо сортированными, глинистыми окатышами песчаной и алевритовой размерности. Поровое пространство между ними заполнено агрегатом глинистых минералов с хорошо выраженной сотовой микроstructure (рис. 41, а).

В неслоистых и слоистых осадках по всему разрезу независимо от их гранулометрического состава рассеяны одиночные кристаллы и небольшие скопления пирита и гипса. Кристаллы пирита инкрустируют стенки микрополостей и трещин, секущих слоистость. Глинистые минералы с хорошо выраженной сотовой структурой включают и облекают кристаллы пирита (рис. 41, б). Кристаллы плагиоклазов интенсивно корродированы и замещены глинистыми минералами, слагающими скопления неправильной и глобулярной формы (рис. 41в). Некоторые кристаллы гипса, располагающиеся в глинистой массе, корродированы и частично замещены глинистыми минералами (рис. 41, г).

При высыхании влажных образцов глинистых осадков на их поверхности выделяются многочисленные кристаллы гипса в виде небольших

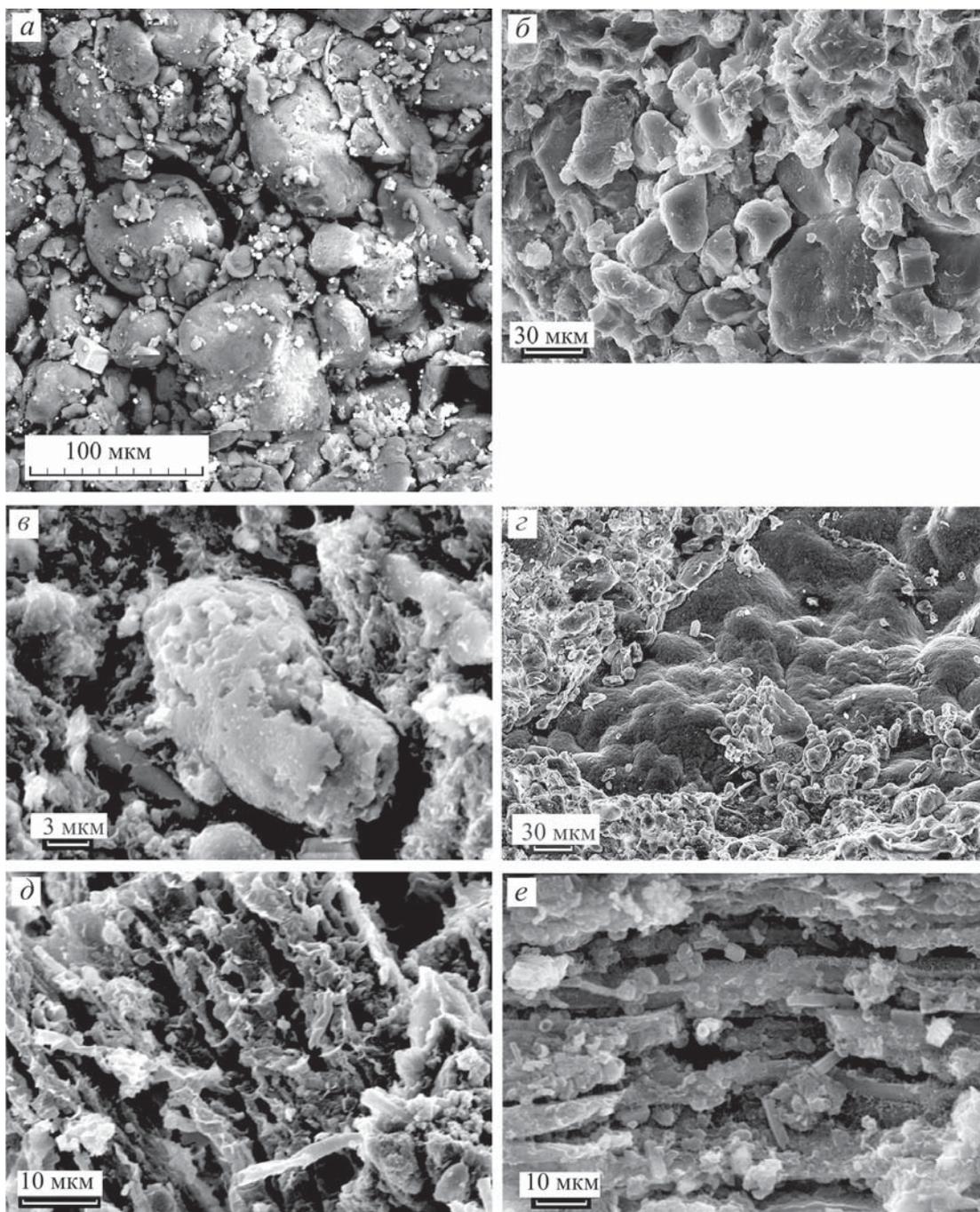


Рис. 39. Хорошо окатанные обломки мелкопесчаной и алевритовой размерности (окатыши), состоящие из фрагментов гиалокластитов, полностью замещенных глинистым материалом

a – общий вид глинистых окатышей; *б* – окатыши, покрытые с поверхности тонкой пленкой аутигенных глинистых минералов; *в* – окатыши с отчетливыми следами растворения на ровной поверхности; *г* – контакт слойка, состоящего из глинистых несортированных окатышей, и залегающей под ним плотной глинистой корки; *д* – покрытые пленкой глинистых минералов, *е* – инкрустированные глобулярными выделениями кремнезема и кристаллами анатаза

друз и пленок. Следует отметить, что морфология кристаллов гипса на поверхности высыхающих образцов и внутри них различна. Для первых характерны – плоская вершина и присутствие вытянутых полостей, для вторых – отсутствие подоб-

ных полостей и совершенная кристаллографическая моноклинная форма кристаллов, слагающих друзы. Пирит и гипс часто встречаются вместе, в тесном контакте, но следов растворения или коррозии (окисления) пирита не зафиксировано.

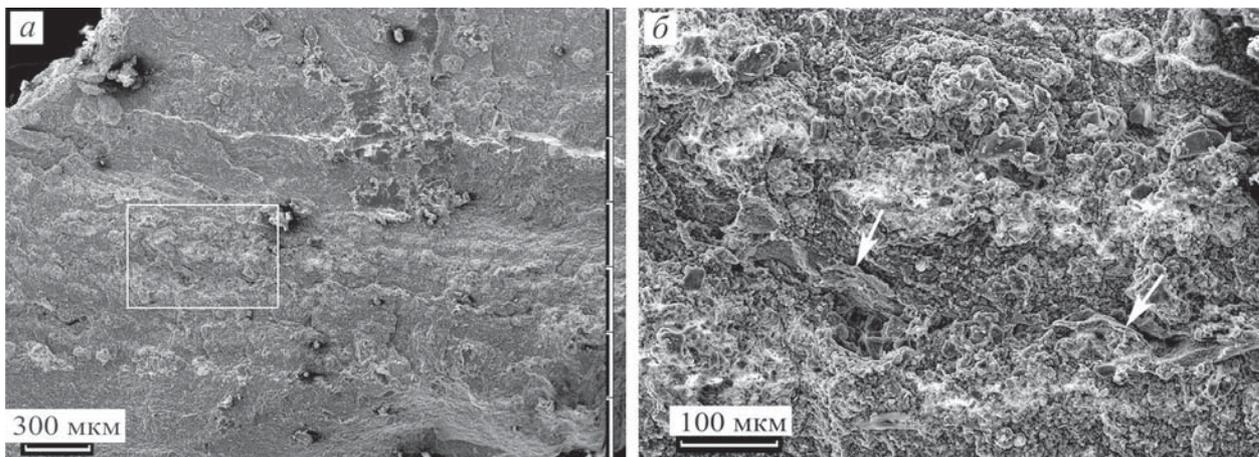


Рис. 40. Тонкослоистые глинистые отложения, слагающие верхнюю часть осадочного разреза
a – общий вид тонкослоистой породы, естественный скол, выделена часть, показанная на рис. 40б; *б* – чередование слоев, сложенных глинистыми окатышами разного размера, и слоев, образованных субпараллельно ориентированными глинистыми частицами (стрелки)

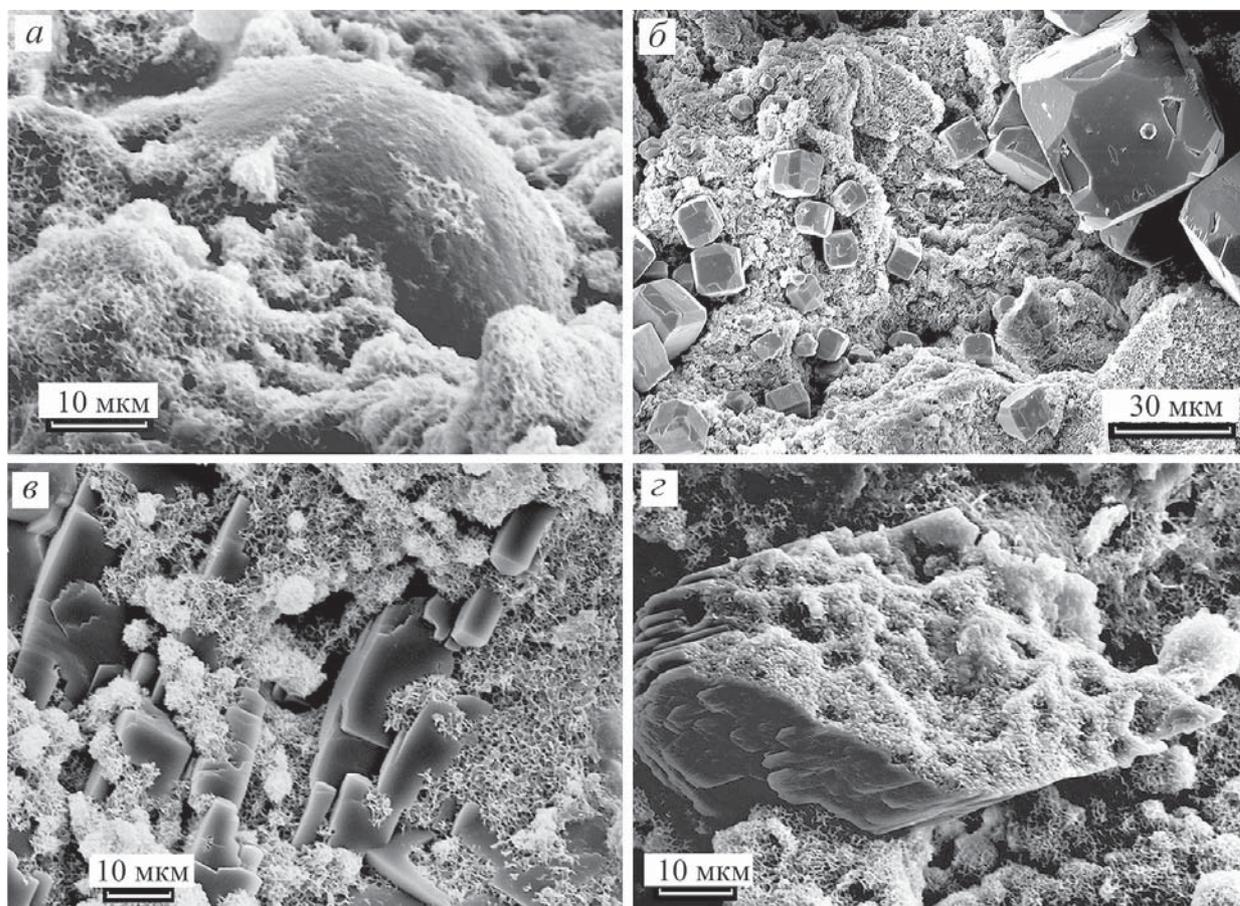


Рис. 41. Аутигенные глинистые минералы.
a – *z* – глинистые минералы: *a* – располагающиеся на поверхности и в поровом пространстве между глиняными окатышами; *б* – включающие и облекающие кристаллы пирита; *в* – корродирующие и замещающие кристалл плагиоклаза; *z* – корродирующие и замещающие кристалл гипса

Органогенные осадки. Обугленная и фоссилизированная растительная органика встречается по всему разрезу в виде разрозненных фрагментов. Много окремневших фрагментов растительной органики в слое светло-бежевого цвета, состоящих из кремнистого и глинистого материала (обр. 0310). Здесь же встречаются створки диатомовых водорослей различной сохранности. Слой чёрного цвета, мощностью около 10 см, чётко выделяется на общем сером и буром фоне среди глинистых слоистых пород (обр. 0314). Залегает этот слой в нижней части обнажения. Он состоит из обугленного растительного детрита, содержит споры и гифы грибов семейства Polypodiaceae (роды *Cystopteris*, *Dryopteris*, *Athyrium*), пыльцу двудоль-

ных травянисто-кустарниковых растений¹, створки диатомовых водорослей, кристаллы пирита и гипса, а также небольшое количество глинистого вещества. Фрагменты растительного детрита хорошо сохранили клеточную структуру.

Поверхность органических остатков ровная, гладкая, на поперечном срезе хорошо видны трубчатая структура, пустые вытянутые полости. Глинистый матрикс, распространенный среди растительных остатков неравномерно, заполняет поровое пространство между ними. Растительные фрагменты покрыты пленкой глинистых чешуек и редкими глобулярными (0,5–3,0 мкм) выделениями кремнезема. Нередко здесь же встречаются хорошо ограненные кристаллы анатаза (см. рис. 39, *д*, *е*).

¹Палинологическое исследование одного образца проводилось в Геологическом институте РАН Н.Ю. Филипповой в 2004 г.

Глава 8

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ

Анализ зон трещиноватости, жильной и поровой минерализации выявил прерывистый характер образования вторичных минералов, отражающий контролируемую функцию процесса возникновения и расширения разрывов и трещин.

При детальном исследовании удалось установить, что в зоне рифтогенеза интенсивность проявления и распространение гидротермальной деятельности контролируется тектономагматической активностью, в составе которой главную роль играют процессы формирования разрывных нарушений и протяженных зон проницаемости в трещинно-дайковых роях. Разрывы, протяженные зоны трещиноватости (трещинные рои) и дайки (дайковые рои), широко распространенные в толще миоцен-плиоценовых платобазальтов и в плейстоценовых вулканогенных отложениях современной рифтовой зоны, – характерный элемент в структуре Исландии. Распространение и развитие этих структурных элементов определяет направление и характер движения подземных вод, локализацию, интенсивность и некоторые особенности гидротермальной минерализации.

В большинстве исследованных местонахождений наблюдаются четкие контакты даек с вмещающими базальтами миоценовых платобазальтов и более молодыми вулканитами. Подушечные лавы и брекчии (с причудливыми очертаниями пластически деформированных фрагментов), генетически связанные с дайками, неоднократно наблюдались в гиалокластитах (рис. 1). Формирование даек при подледных извержениях одновременно с образованием мощных толщ гиалокластитов – достаточно широко распространенное явление среди плейстоценовых отложений. Значительно реже встречаются элементы подушечной отдельности среди брекчий у даек, внедрившихся в миоценовые платобазальты или более поздние толщи лав.

Формирование брекчий с элементами шаровой отдельности в зоне внедрения даек в лавовые толщи – явление исключительно редкое. В верхней части миоцен-плиоценовой толщи платобазальтов Эйяфьорда встречено тело дайки, с обеих сторон

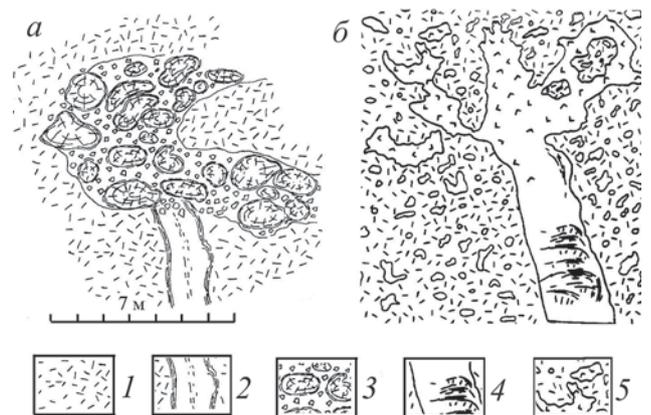


Рис. 1. Подушечные лавы и брекчии в толще плейстоценовых гиалокластитов, генетически связанные с дайками

a – дайка, сменяющаяся по простиранию подушечными лавами и брекчиями; *b* – дайковое тело с намечающейся скорлуповатой отдельностью, по простиранию постепенно сменяющаяся брекчиями и отдельными крупными фрагментами базальтов. 1 – гиалокластиты; 2 – дайка; 3 – подушечные лавы и брекчии; 4 – дайка с скорлуповатой отдельностью; 5 – крупные фрагменты базальтов с коркой закалки.

сменяющееся брекчией с фрагментами, похожими на лавовые подушки, и большим количеством обломков, имеющих корку закалки. Расположенная рядом дайка имеет четкие контакты с вмещающими лавами (рис. 2). Вероятно, эти дайки в лавовую толщу внедрялись в разное время и одна из них пересекла водоносный горизонт. Характер контактов даек и вмещающих лав позволяет считать, что внедрение даек в большинстве случаев происходило в «сухие» или малообводнённые толщи вулканитов, располагавшиеся выше уровня подземных вод. В этом случае в дайках и во вмещающих породах не происходили изменения породы и образования вторичных минералов.

Пятнистый, мозаичный характер геотермальных проявлений отражает неравномерный характер формирования проницаемых зон и путей миграции нагретых растворов, формировавшихся в толще пород. Известны многочисленные примеры, когда плиоценовые и миоценовые породы не-

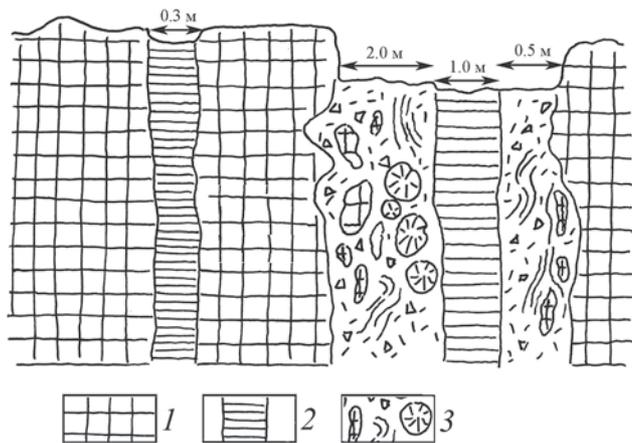


Рис. 2. Дайки в миоценовых платобазальтах. Эйяфьордур
 1 – лавы наземных излияний; 2 – дайки; 3 – брекчии, включающие фрагменты подушечной отдельности

однократно и в разное время подвергались гидротермальному изменению. В результате сформировались ассоциации гидротермальных минералов разного состава, отражающие разные временные этапы минерализации, происходившие в пределах одной гидротермальной системы.

Восстановление процесса минерализации трещин оказалось возможным при исследовании системы трещин в лавах и жильной минерализации, генетически связанной с процессом образования разрывных нарушений.

8.1. Прерывистое формирование разрывных нарушений

Разрывы, трещины разного масштаба и парагенетически связанные с ними дайки широко распространены в зоне современного рифтогенеза и за пределами этой зоны в плиоцен-миоценовых платобазальтах. Детальное исследование распространения и морфологии разрывов и трещин, а также даек, входящих в состав трещинно-дайковых роёв, строение даек и их взаимоотношение с вмещающими породами показали, что процесс растяжения, связанный с формированием этих нарушений независимо от их масштаба, имеет прерывисто-повторяющийся характер.

В современной зоне рифтинга в базальтах и гиалокластитах хорошо видны латеральные и вертикальные смещения, происходившие по разрывам и крупным трещинам. Рои разрывов и трещин со смещением разной амплитуды (от первых сантиметров до нескольких метров) фиксируются в толщах гиалокластитов формации Моуберг по наличию прекрасно выраженных зон дробления и зеркал скольжения (рис. 3).

На востоке острова (Рейдарфьордур) в толще миоценовых платобазальтов в зоне внедрения даек отмечено смещение пластов лав на несколько метров [Helgason, Zentilli, 1985]. Аналогичное явление автор наблюдал в разрезе миоценовых базальтов в другом районе, на северо-западном полуострове Исландии (полигон 6, см. рис. 1, глава 1). Здесь детально изучены зоны разрывов, по которым происходило смещение, образование грабенов и внедрялись дайки [Перфильев и др., 1991].

В зоне контакта дайки и вмещающих пород при смещении небольшой амплитуды на поверхности палагонитизированной корки закала дайки отмечены зеркала скольжения. Это служит определенным указанием на то, что уже после внедрения дайки и замещения стекла корки закали палагонитом происходили подвижки на контакте с вмещающей породой.

Характер взаимоотношения даек и вмещающей породы часто совершенно определенно указывает на более раннее формирование брекчий. Там, где на контакте с дайками лавы разбиты системой трещин, интенсивно брекчированы, газовые полости в них деформированы, а в трещинах и газовых полостях на поверхности выделений глинистых минералов видны зеркала скольжения, возникшие при смещении раздробленных участков породы, ранее испытывавших гидротермальное воздействие (рис. 4, а).

Вне зоны воздействия нагретых подземных вод на контакте с брекчией вмещающей породы сохранилась неизменённой стекловатая корка закали дайки, которая плавно огибает контур обломков, проникая между фрагментами раздробленной породы (рис. 4, б). Обломки пород приразломных брекчий из верхних горизонтов в зоне разрыва затягиваются опускающимся блоком вниз. Это хорошо видно по проникновению вниз по зоне брекчирования красных обожженных туфов (RB) (рис. 4, в). Зоны приразломных брекчий особенно часто наблюдаются там, где происходило смещение крупных блоков пород, а в зону брекчирования последовательно внедрилось несколько даек (рис. 4, г). Дайки, внедрившиеся раньше, испытали сильный стресс и несут следы расщепления и брекчирования. Подобное взаимоотношение даек и зон брекчирования свидетельствует о многократных подвижках в зоне разлома и об образовании брекчий раньше, до внедрения расплава (рис. 5, а, б).

Толщи платобазальтов включают многочисленные горизонты плотных тонкозернистых пород (так называемые «red bed»), состоящие обычно из тонкой фракции базальтовой тефры, окрашенной в зоне контакта лавовых пластов в краснокирпичный цвет. В зоне разломов и трещинно-

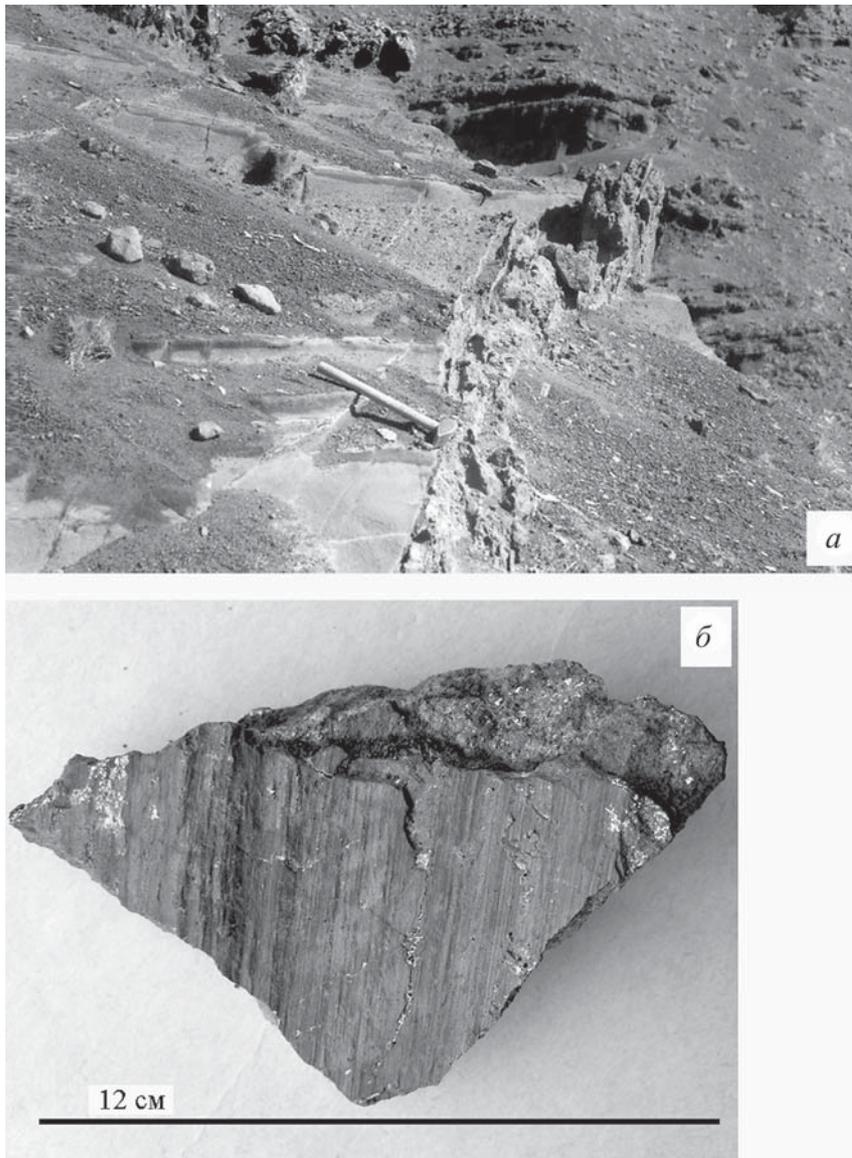


Рис. 3. Разрыв и зона дробления в плейстоценовых гиалокластитах, юго-западный сектор современной рифтовой системы, гора Альманагъяу (полигон 7, см. рис. 1, глава 1)

a – дробление и милонитизация гиалокластике в зоне разрыва, ширина зоны дробления до 40 см; *б* – зеркало скольжения из зоны милонитизации в гиалокластитах

дайковых роёв в этих горизонтах на поверхности остроугольных фрагментов тонкозернистой породы часто фиксируются хорошо выраженные зеркала скольжения. Это, вероятно, может свидетельствовать о латеральном, дифференцированном послойном смещении отдельных пластов, происходившим относительно друг друга в процессе растяжения лавовых толщ.

В дайковом рое, пересекающем платобазальты в Эйбяфьорде, изучена серия мощных даек сложного строения. Максимальная наблюдавшаяся мощность одной дайки составляет 30 м. Дайки состоят из серии плотно прилегающих пластин разной

мощности. В центральной части даек иногда видна маломощная зона дробления или порода вмещающих базальтов. Зоны закалки у пластин, составляющих такую мощную дайку, расположены симметрично только с одной, внешней, стороны пластины (рис. 6, *a*). Дайки такого типа известны в разных районах распространения миоцено-плиоценовых платобазальтов и могут рассматриваться как свидетельство последовательного внедрения расплава в одну дискретно расширяющуюся зону разрыва. На контакте с вмещающей породой располагаются маломощная зона сколов и брекчирования, образовавшиеся, видимо, при

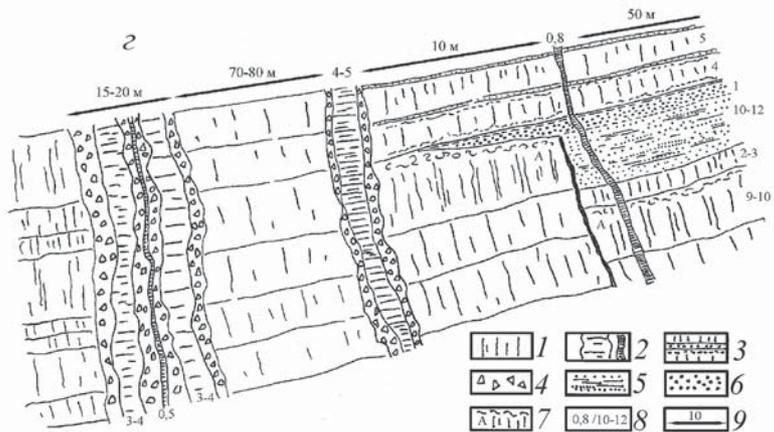
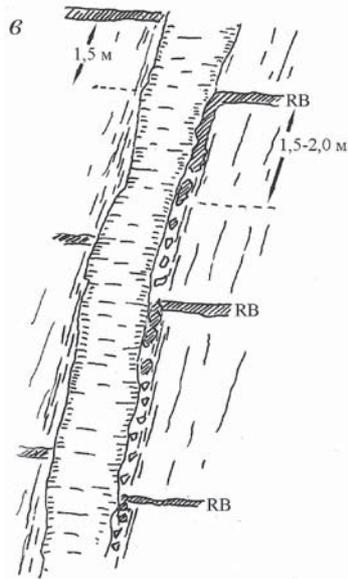
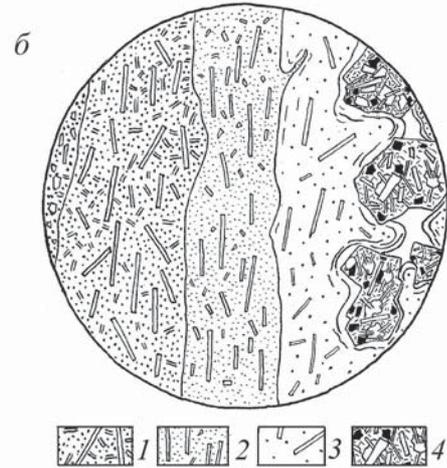
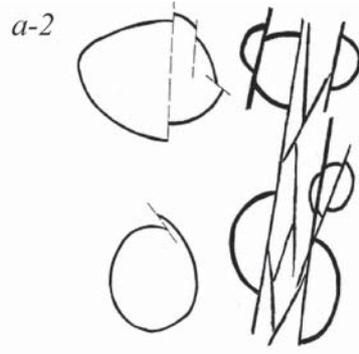


Рис. 4. Дайки и зоны дробления вмещающих лав, миоценовые платобазальты. Фотография (а) и зарисовки на обнажении (в, з) (полигон б, см. рис.1, глава 1); зарисовка шлифа (б)

a-1 – зона приразломного брекчирования лав (фотография); *a-2* – раздробленные газовые полости (зарисовка с образца под микроскопом); *б* – контакт корки закалки дайки и вмещающих базальтов. 1–3 зоны закалки: 1, 2 – сидеромелановое стекло, забитое микролитами плагиоклазов и рудных минералов, 3 – прозрачное сидеромелановое стекло; 4 – брекчия вмещающих базальтов; *в* – разрыв со смещением, зона брекчий на контакте с дайкой включает породы межбазальтовых горизонтов красного цвета (RB), затянуты вниз по разлому; *г* – дайки и приразломные брекчии в миоценовых платобазальтах. 1 – вмещающие лавы базальтов; 2 – дайки; 3 – межбазальтовые горизонты обожжённой базальтовой тефры; 4 – брекчии; 5 – тонкозернистые тефроиды и вулканотерригенные отложения; 6 – грубозернистые вулканотерригенные отложения; 7 – маркирующий горизонт лав; 8 – мощности даек и вмещающих пластов лав и вулканотерригенных отложений; 9 – расстояние между наблюдавшимися дайками.

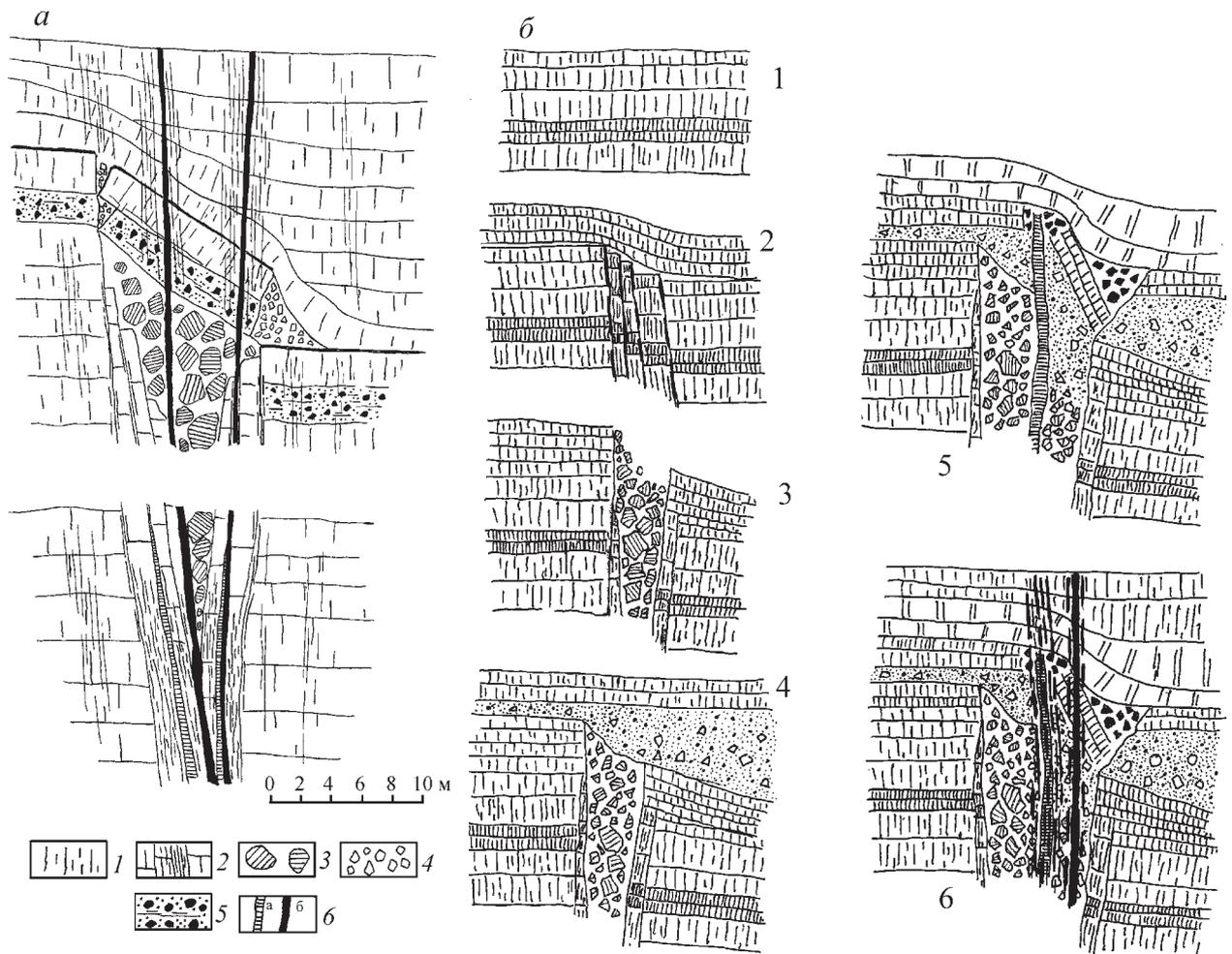


Рис. 5. Разновозрастные дайки, внедрившиеся в зону расширяющегося разрыва (миоцен)

a – зарисовка в поле. Торскафьордур, Северо-Западный полуостров. 1 – наземные лавовые потоки; 2 – зоны дробления с вертикальным смещением; 3 гравитационные отложения времени образования зияющей трещины; 4 – гравитационные отложения, образовавшиеся при обрушении пород перекрывающих открытую трещину; 5 – отложения лахар; 6 – дайки: *a*–дайки расслоенные и брекчированные первого этапа внедрения. *б*– дайки второго этапа внедрения, не деформированные, пересекающие зону разрыва

б – предполагаемые последовательные этапы (1–6) формирования зоны разрыва и трещины, открывавшейся сверху

подвижках уже остывшей дайки по зоне разрыва. В зоне брекчирования распознаются обломки вмещающих лав и внешней зоны дайки (рис. 6, б).

Исследование даек в плане на обнажающейся отливной полосе в днище Кодлафьорда (Северо-Западный полуостров) (см. рис. 1, полигон 1, глава 1) показало, что дайки разных генераций, среди которых есть не только мощные дайки (6 м), но даже дайки небольшой мощности (1–1,2 м) состоят из серии пластин с хорошо выраженными и симметрично расположенными относительно центра зонами закалки. По простиранию мощность пластин изменяется, иногда они выклиниваются. На некоторых участках внутри тела дайки пластины сменяются зоной брекчирования и выклиниваются по простиранию дайки (рис. 7).

Особенности формирования даек, состоящих из нескольких субпараллельных пластин с столбчатой отдельностью, ориентированной перпендикулярно к краям в каждой пластине, рассматриваются в работе [Guðmundsson, 1984]. Автор приходит к выводу, что субпараллельные пластины в теле дайки возникли за один период внедрения интрузивного тела в результате разрыва еще пластичной центральной части дайки и внедрения новой порции магмы. Многократное повторение этого процесса привело к формированию сложно построенных даек. Периодичность внедрения магмы (несколько сот дней) сопоставляется им с данными продвижения магмы и растяжения во время современного рифтинга на севере Исландии в районе кальдеры вулкана Крабла.

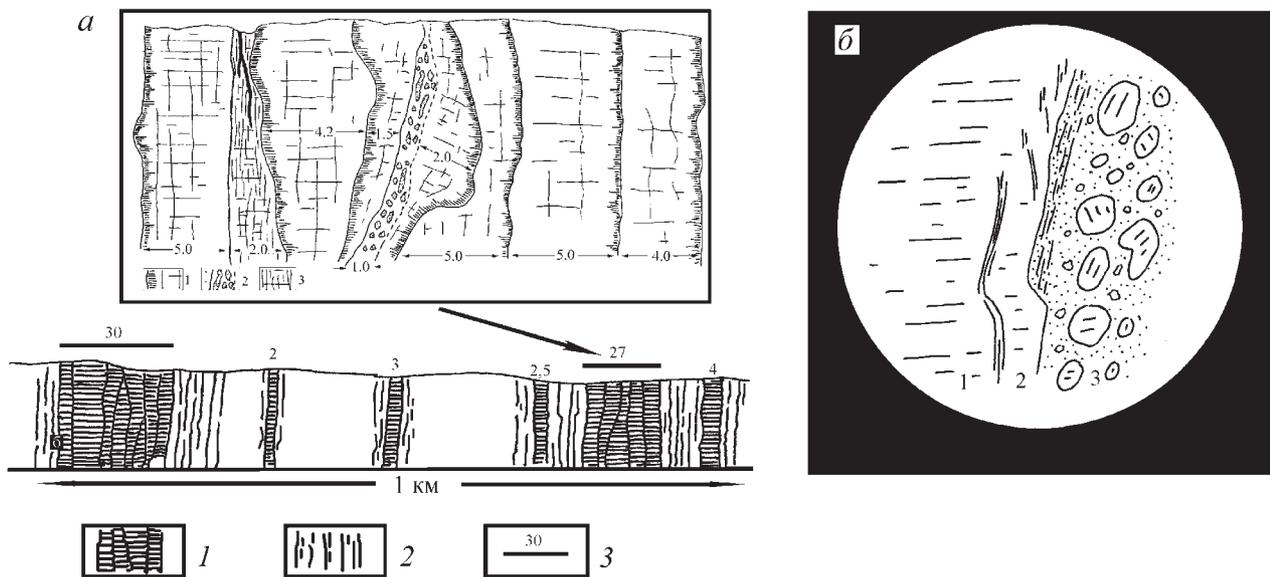


Рис. 6. Фрагмент строения дайкового роя (зарисовка обнажения, полигон 2, см. рис. 1, глава 1)
a – 1 – дайки; 2 – зоны трещиноватости; 3 – мощность даек сложного строения. На врезке: 1 – зоны закалки отдельных пластин даек; 2 – зоны брекчирования; 3 – зоны интенсивной трещиноватости.
б – зона сколов и брекчирования на контакте дайки и вмещающих базальтов лавового потока (зарисовка шлифа, увеличено в 5 раз). 1–3 зоны: 1 – ненарушенной породы; 2 – сколов и отрыва; 3 – брекчий

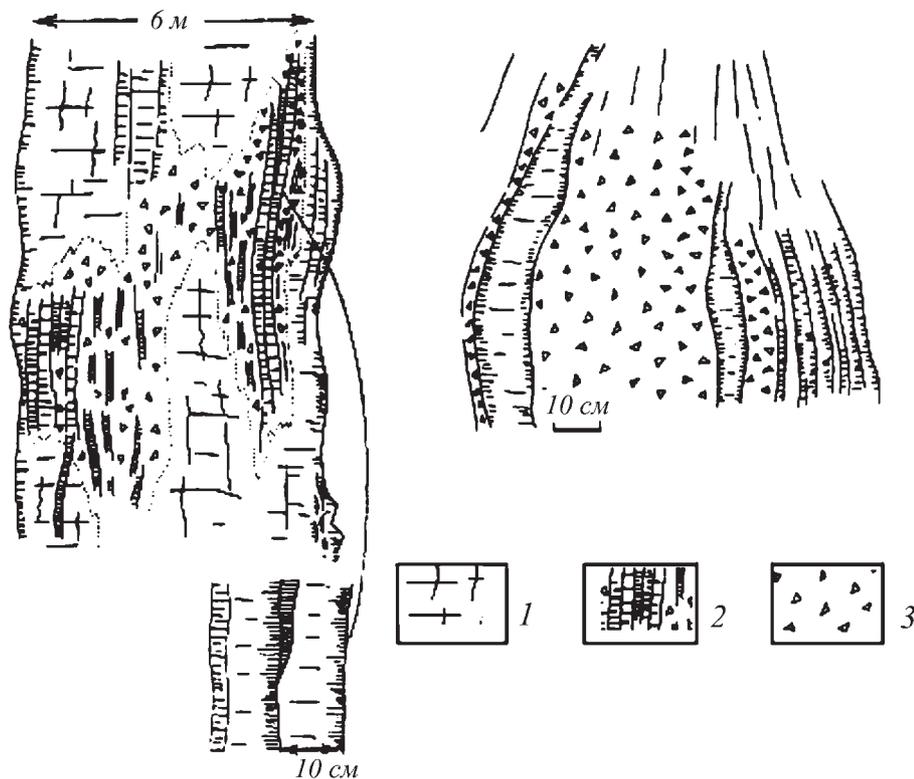


Рис. 7. Дайки, состоящие из серии пластин с хорошо выраженными, симметрично расположенными относительно центра зонами закалки (зарисовка обнажения на отливной полосе, полигон 6, см. рис. 1, глава 1.)
 1 – хорошо выраженная, горизонтально ориентированная столбчатая отдельность; 2 – серия пластин с односторонне ориентированной зоной закалки; 3 – брекчии дробления

Формирование роев трещин, грабенов и смещений по зонам разрывов во время современных эпизодов рифтинга на севере Исландии подробно рассматриваются в литературе. Каждый эпизод растяжения длится от нескольких месяцев до нескольких лет, распространяясь вдоль зоны рифта на 50–100 км. На территории кальдеры Крабла суммарное растяжение на поверхности земли за период 1975–1976 гг. составило 70 см, а севернее, в Оксарфьордуре, ширина роя из 30–40 разрывов увеличилась на 1,0–1,5 м. Опускание в зоне роя за рассматриваемый этап рифтинга оценивается в 1 м [Vjörnsson et al., 1977; Gudmundsson, Bäckström, 1991; Seamundsson, 1979; Tryggvason, 1984].

Прерывисто повторяющийся характер процесса растяжения и формирования разрывов в одном районе и даже на ограниченном участке поверхности может быть продемонстрирован на примере района Кризувик, в юго-западном секторе рифтовой зоны. Здесь во время землетрясений в 2000 г. в районе озера Клейфарватн образовалась серия разрывов и открытых трещин. Уровень озера понизился на 4 м [Clifton et al., 2003]. При посещении автором этого района в 2003 году на осушенной части ровного дна озера в тонкозернистых осадках была хорошо видна новая серия открытых трещин с максимальным расширением на отдельных участках до 20 см (рис. 8).



Рис. 8. Осушенный участок дна озера Клейфарватн, свежая трещина, пересекающая следы автомобилей на дне высохшего участка озера. Фотографии автора, 2003 г.

Разрывы, трещины и грабены, рассекающие голоценовые лавы, являются свидетелями продолжающейся активной тектонической деятельности в рифтовой зоне. Подробная информация о морфологии разрывов и условиях их формирования в зоне рифтогенеза Исландии может быть найдена в работах: [Clifton et al., 2003; Grant, Kattenhorn, 2004; Guðmundsson, 1987; Jefferies, Voight, 1981].

Исследование простирания разрывов и даек в зоне трещинно-даймовых роев показало, что помимо основной системы разрывов и даек, имеющих близкую ориентировку, всегда наблюдается большее или меньшее количество подобных структурных элементов, секущих основное направление. При детальном картировании и изучении в плане соотношения разрывов разного направления в Кодлафьорде (северо-западный полуострова) установлено не менее пяти направлений, по которым в разное время происходило внедрение даек (рис. 9). Значительно реже удается наблюдать пересекающиеся разрывы и дайки в вертикальных разрезах. Хороший пример представляет почти 750-метровый вертикальный склон горы Хафрарфедль (Южная Исландия), рассеченный снизу доверху разрывными нарушениями (рис. 10).

В отложениях, которые не содержат новообразованных минералов, не всегда представляется возможным выделить последовательные этапы формирования расширяющихся разрывов и тре-

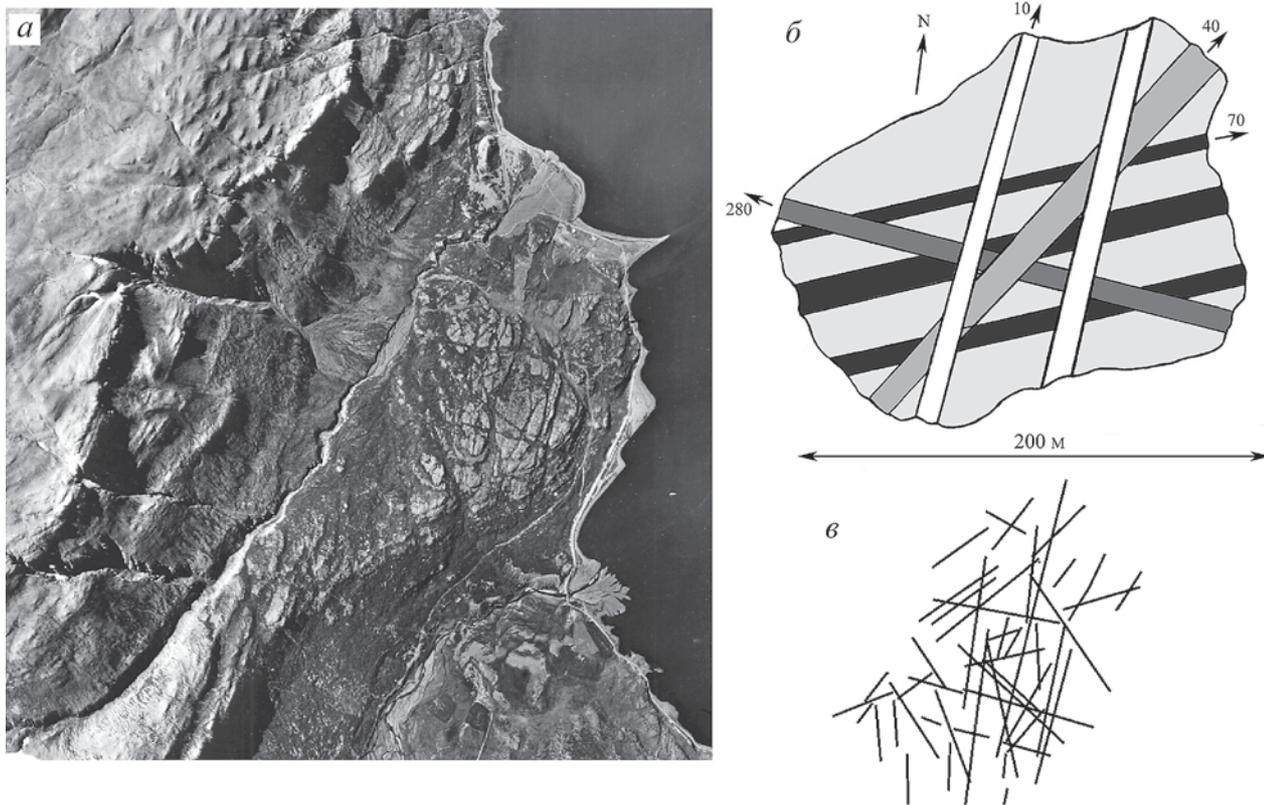


Рис. 9. Система пересекающихся разрывов и даек в миоценовых платобазальтах. Троговая долина Кодлафьорда, (Северо-Западный полуостров)

а – аэрофотография участка детального картирования разрывов; *б* – система пересекающихся даек (зарисовка на горизонтально поверхности отливной полосы); *в* – система пересекающихся разрывов и даек, обнажающаяся на выровненной поверхности в днище ледникового трога

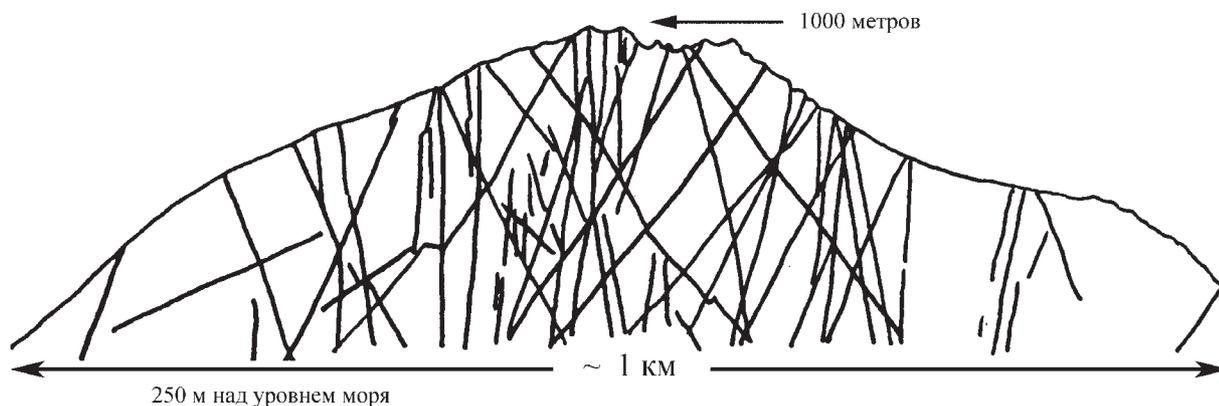


Рис. 10. Разрывы и дайки, рассекающие разрез наземных лав горы Хафрафедль

щин. Тончайшие детали, свидетельствующие о дискретном расширении трещин и прерывистом характере их заполнения минералами, удается зафиксировать в породах, испытавших гидротермальную минерализацию.

8.2. Региональная гидротермальная деятельность

Выше уже указывалось, что среди гидротермальных проявлений выделяют три основные зоны изменения, сменяющие друг друга по верти-

кали сверху вниз: смектит-цеолитовая зона, зона смешанослойных слоистых минералов–пренита и зона хлорита–эпидота. Амфибол, обнаруженный при бурении на уровне самых высоких температур, указывает на близкое расположение следующей региональной зоны [Kristmannsdottir, 1975]. Однако следует учесть, что амфибол может указывать также и на проявления контактного метаморфизма, встречающегося как локальное явление даже в смектит-цеолитовой зоне изменения базальтов [Гептнер, Петрова, 1998].

Высокотемпературные проявления приурочены к областям рифтогенеза и активного вулканизма. К поверхности земли нагретые воды поднимаются по зонам разломов и трещинно-дайковых роев. Пятнистый, мозаичный характер распространения гидротермальных проявлений отражает особенности геологического строения и распределение в толще пород проницаемых зон и путей миграции подземных вод. На поверхности земли высокотемпературные геотермальные поля располагаются в пределах рифтинга и новейшей вулканической активности. Эти зоны сложены молодыми, в основном плейстоценовыми и голоценовыми лавами и гиалокластитами.

Поля низкотемпературных гидротермальных проявлений в настоящее время известны во многих районах, сложенных плейстоценовыми, плиоценовыми и миоценовыми породами, которые в зоне трещинно-дайковых роёв могли подвергаться высокотермальному изменению. Это предопределяет возможность существования пород, в которых сочетаются и замещают друг друга продукты гидротермального изменения разной интенсивности и времени проявления.

В низкотемпературной смектит-цеолитовой зоне установлен ряд вариантов последовательности заполнения открытых полостей и трещин в зависимости от интенсивности и длительности поступления в зону минералообразования подземных вод. Ассоциация, состоящая из слоистых силикатов (смектиты, селадонит) + цеолитов + кремнистых минералов (опал, халцедон, кварц) и кальцита, характеризует минералообразование при миграции подземных вод по относительно длительно существовавшей системе трещин. Эта ассоциация обычно присутствует в зоне трещинно-дайковых роёв. Значительно чаще гидротермально изменённые базальты рассматриваемой зоны содержат только слоистые силикаты и цеолиты или цеолиты, кальцит и в подчинённом количестве – кремнистые минералы. Нередко одна система трещин заполнена только слоистыми силикатами или цеолитами, а рядом другая содержит кремнистые минералы или кальцит. Поликомпонентный состав минералов, заполняющих разные трещины,

вероятно, свидетельствует о смене состава раствора в процессе формирования жильной минерализации. Мономинеральный состав в пределах одной системы трещин предполагает одноактное осаждение из раствора вторичных минералов.

8.2.1. Стратиформные зоны вторичной минерализации

В региональном масштабе влияние разрывов и трещин на процесс формирования и размещения вторичных минералов хорошо может быть продемонстрировано при рассмотрении зон стратиформной минерализации. Стратиформные зоны наложенной гидротермальной минерализации широко распространены в толще платобазальтов плиоцен-миоценового возраста. В одних случаях эти зоны располагаются согласно с напластованием пород, в других – секут толщи моноклиально залегающих платобазальтов.

Формирование стратиформно залегающих зон минерализации первого типа происходило при латеральной циркуляции нагретых подземных вод и постепенном погружении пород в зону более высоких температур. В недислоцированных толщах платобазальтов латеральная циркуляция подземных вод осуществлялась главным образом по границам раздела лавовых пластов – шлаковые и агломератовые зоны – или по пористым прослоям тефры, гиалокластики и вулканотерригенных пород.

Стратиформное расположение зон вторичной минерализации в дислоцированных толщах, секущих стратиграфические границы, формировалось главным образом при пластово-трещинном типе циркуляции подземных вод [Walker, 1960; Palmason et al., 1979; Курносков и др., 2004]. Особенно отчетливо стратиформное расположение зон гидротермальной минерализации видно при анализе распространения слоистых силикатов и цеолитов.

Картирование зон гидротермальной минерализации в толщах моноклиально залегающих платобазальтов на востоке Исландии (северный склон долины Брейддалур) показало следующее. Смектит-селадонитовый комплекс формирует протяженные зоны от нескольких десятков метров до 100 м мощности, располагающиеся согласно с напластованием лав. Цеолиты тоже образуют стратиформно располагающиеся зоны, но секущие моноклиаль платобазальтов. Сопоставление условий распространения смектит-селадонитового и цеолитового комплексов указывает на то, что формирование слоистых силикатов происходило до формирования моноклинали платобазальтов и отделено от цеолитовой стратиформной минерализации значительным периодом времени (см. рис. 10, гл. 7).

Цеолиты в базальтах Исландии развиты чрезвычайно широко. Это один из главных и характерных компонентов низкотемпературной зоны регионального гидротермального изменения, охватывающий мощные толщи пород разного возраста. В базальтовых толщах распространены кальциевые и кальций-натриевые цеолиты (шабазит, томсонит, мезолит, сколецит, стильбит, гейландит, ломонтит). Часто встречаются натриевые типы цеолитов (анальцим, натролит), реже – содержащие калий (филлипсит). Установлено, что в разрезе базальтовых толщ цеолиты располагаются закономерно. По составу преобладающих цеолитов была выявлена следующая смена минеральных ассоциаций (сверху вниз): шабазитовая, анальцимовая и мезолит-сколецитовая [Walker, 1960]. Позднее было установлено, что ниже мезолит-сколецитовой ассоциации может быть выделена самостоятельная ассоциация стильбита, сменяющаяся вниз мощной ломонтитовой зоной. Смена в разрезе одной ассоциации цеолитов другой объясняется проявлением геотермического градиента при погружении мощных толщ платобазальтов. На основе сопоставления с современными зонами гидротермальной деятельности установлены приблизительные температурные интервалы формирования различных типов цеолитов [Kristmannsdottir, Tomasson, 1978].

Дискретный характер формирования вторичных минералов особенно четко выявляется при изучении полосчатых, параллельно-слоистых образований. Полосчатые выделения смектит-цеолитовых агрегатов и цеолитов часто встречаются в низкотемпературной зоне гидротермального изменения (зона смектит-цеолитов), а полосчатая кремнистая минерализация здесь встречается в составе наложенной более высокотемпературной ассоциации в трещинно-даймовых роях.

В естественных обнажениях гидротермальная минерализация изучалась в разрезах лав и гиалокластитов в зоне разрывов, открытых трещин и в крупных полостях между грубозернистыми обломками. Следует отметить, что минерализация сходная по форме, но отличающаяся микроскопическими масштабами выделений слоистых силикатов, цеолитов и кремнистых минералов, хорошо видна в шлифах в мелких открытых полостях.

Параллельно-слоистые, горизонтально ориентированные выделения цеолитов и глинисто-цеолитовых агрегатов широко развиты и прослежены на многие километры в южном секторе рифтовой зоны, где они доступны для изучения в голоценовом абразионном обрыве плиоцен-плейстоценовых гиалокластитов (полигон 1, см. рис. 1, глава 1). Эти образования состоят из агрегата кристаллов цеолитов и глинистых минералов. Стенки порового про-

странства гиалокластитов покрыты тонким слоем (0,5–1 мм) кристаллов цеолитов, в который упираются горизонтально ориентированные параллельные «слойки» глинисто-цеолитовых образований. Мощность этих слоев и свободного пространства между ними варьирует в широких пределах, от долей миллиметра до 1–2 см. В крупных полостях отчетливо видна плоская поверхность кровли и подошвы «слоек» (рис. 11).

При исследовании на сканирующем микроскопе установлено, что нижние части слоев состоят из хаотично ориентированных крупных кристаллов цеолитов, снизу вверх сменяющихся более мелкими. Все кристаллы цеолитов покрыты пленкой глинистых минералов, иногда с отчетливо выраженной микроглобулярной структурой. Некоторые кристаллы цеолитов с поверхности частично разрушены. В поровом пространстве между кристаллами глинистое вещество образует систему параллельно ориентированных горизонтально расположенных «перемычек» (рис. 12).



Рис. 11. Параллельно-слоистые, горизонтально ориентированные выделения цеолитов и глинисто-цеолитовых агрегатов. Фотография обнажения гиалокластитов (полигон 1, см. глава 1, рис. 1)

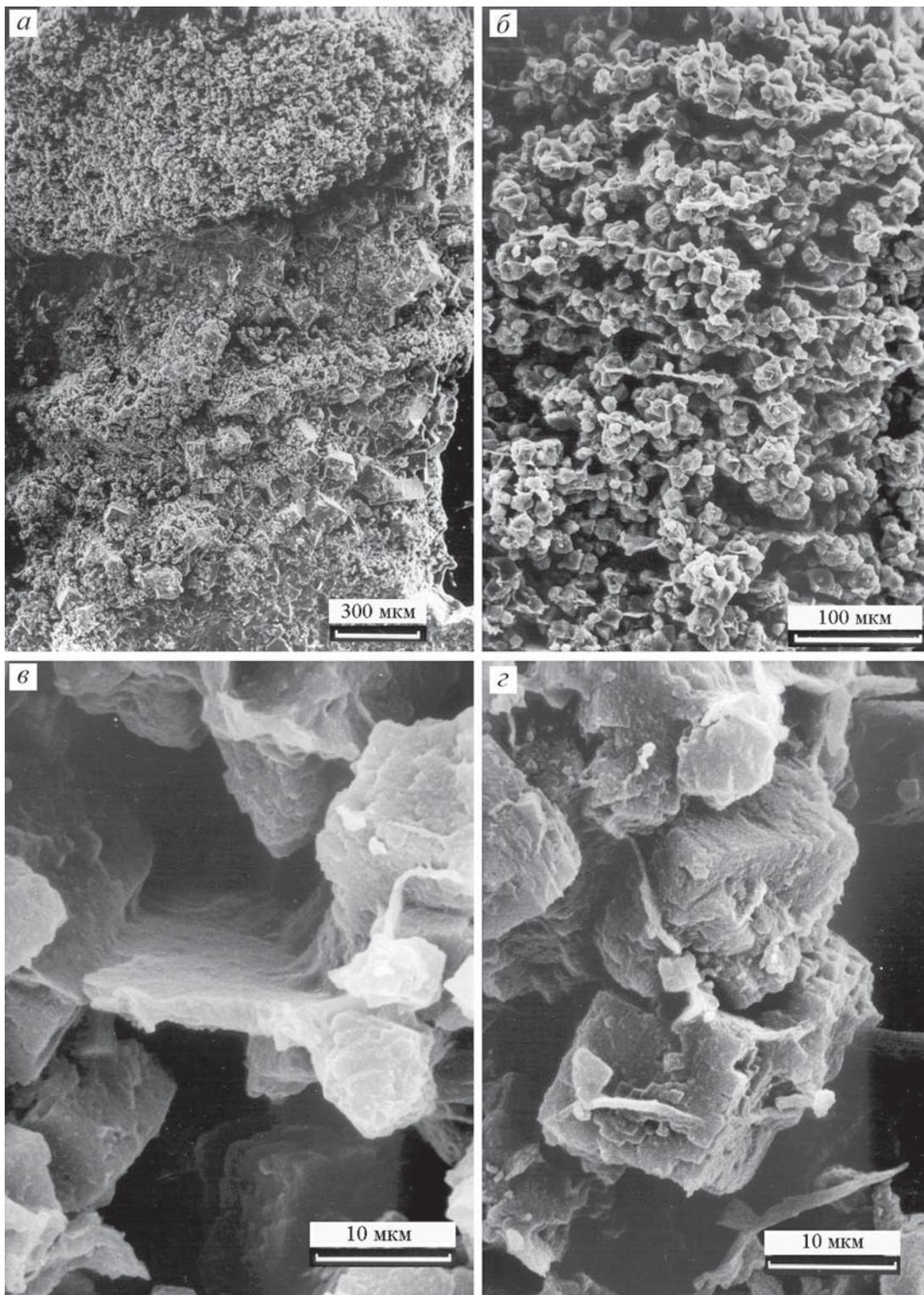


Рис. 12. Соотношение кристаллов цеолитов разного размера и пленок слоистых силикатов в серии параллельно-слоистых слоев (см. рис. 11)

a – крупные кристаллы цеолитов в нижней части слоя; *б* – горизонтально расположенные пленки слоистых силикатов в слое параллельно-слоистых цеолитов; *в* – деталь строения пленки слоистых силикатов, располагающейся в поровом пространстве агрегата цеолитов; *г* – кристаллы цеолитов со следами растворения, покрытые пленкой слоистых силикатов (СЭМ)

Цеолиты крустификационных выделений на стенках порового пространства и в составе параллельно слоистых образований («слояков») состоят из шабазита. Глинистые минералы, слагающие пленки на поверхности кристаллов цеолитов и участвующие в строении параллельно-ориентированных «перемычек», так же, как их микроглобулярные выделения в поровом пространстве гиалокластитов по качественному составу сходны и, видимо, могут отождествляться со смектитами (рис. 13).

Параллельно-слоистые выделения, сложенные только цеолитами разного состава, встречены и исследовались в платобазальтах Западной Исландии (глава 1, см. рис. 1, полигон 4). Здесь лавовые потоки вертикально смещены по

зоне разрыва и рассечены трещинами и жилами цеолитов. Параллельно-слоистые образования цеолитов обнаружены на поднятом блоке в жиле мощностью 3,5 см, а в 10 м на опущенном блоке лавы жильное тело меньшей мощности (1,2 см) сложено крупнокристаллическими крустификационными щеточками цеолитов. Состав цеолитов в разных зонах минерализованных базальтов оказался разным.

Параллельно-слоистые образования приподнятого блока состоят из мелкозернистых, сахаровидных выделений стильбита. Здесь же в составе крустификационных выделений на стенках жилы, к которым примыкают горизонтально ориентированные параллельно-слоистые образования, обнаружены стильбит и шабазит. В опущенном блоке

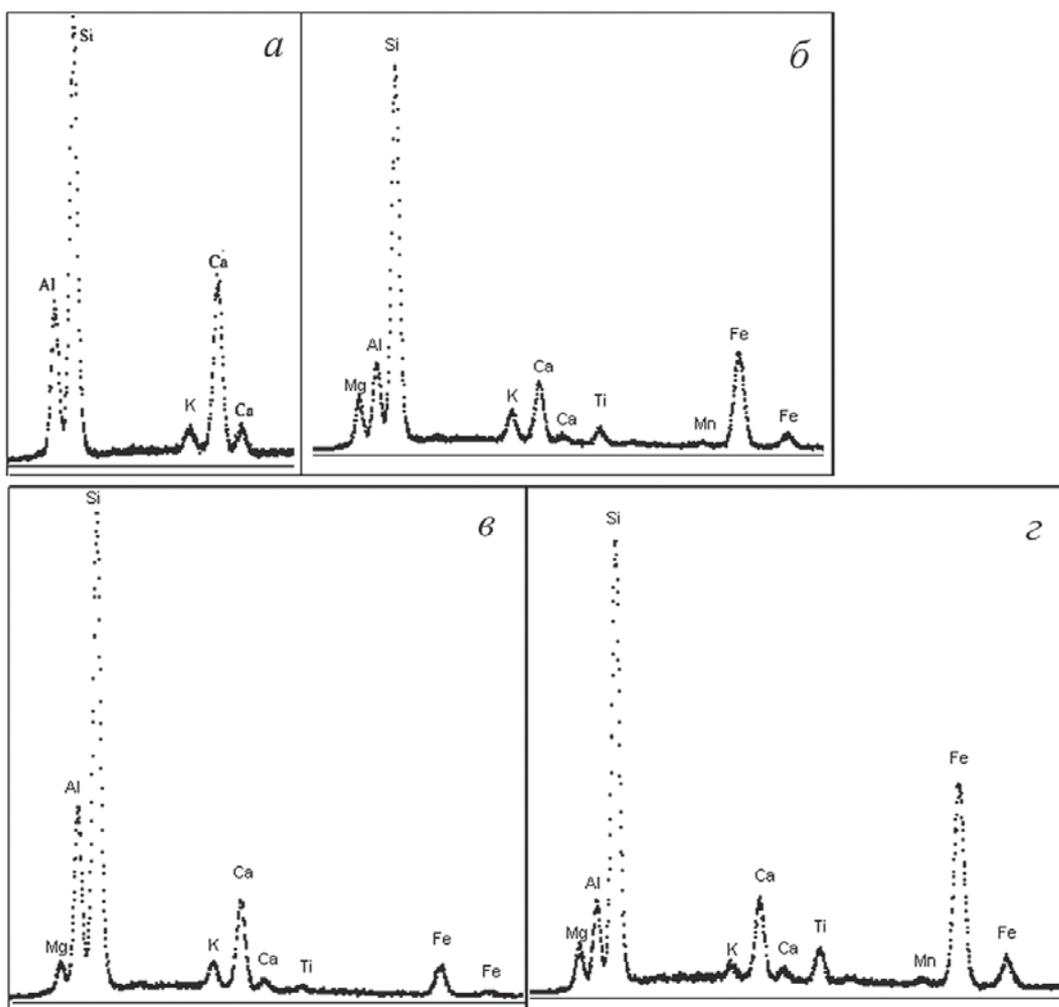


Рис. 13. Состав цеолитов и слоистых силикатов, слагающих серии параллельно-слоистых образований в гиалокластитах (результаты микроанализа)

а – цеолиты крустификационных выделений на стенках порового пространства; *б* – глинистые минералы, слагающие пленки в поровом пространстве между кристаллами цеолитов; *в* – микроглобулярные структуры слоистых силикатов (2–5 мкм), располагающиеся на поверхности кристаллов цеолитов; *г* – скопление микроглобулярных структур слоистых силикатов в поровом пространстве гиалокластитов

крупнокристаллические цеолиты, полностью составляющие жилу, представлены сколецитом и стильбитом, а цеолиты в газовых полостях – сколецитом и шабазитом (рис. 14).

8.2.1.1. Параллельно-слоистые и концентрические кремнистые образования

Ониксы в крупных открытых полостях в базальтах известны во многих районах Исландии [Walker, 1974, Jancin et al., 1985]. Но чаще всего они встречаются по периферии центральных вулканов, содержащих кислые субвулканические тела, а также в трещинно-даймовых роях, пространственно связанных с вулканическими аппаратами центрального типа, включающих субвулканические интрузии дацитов и риолитов [Гептнер и др., 2004]. Наиболее крупные параллельно-слоистые скопления кремнезема располагаются в подошве и(или) кровле лавовых пластов, изобилующих многочисленными полостями различного размера. Подобные образования встречаются и в жилах, рассекающих вулканисты.

Строго говоря, «в чистом виде» параллельно-слоистые кремнистые образования не были встречены. Всегда наряду с доминирующим параллельно-слоистым типом выделения кремнезема присутствует и концентрическая зональность независимо от того заполнена ли полость кремнистым веществом полностью или верхняя ее часть остается свободной. Особенно важно обратить внимание на наличие горизонтально расположенных параллельно-слоистых выделений кремнезема в полостях с неровным дном и с нависающими карнизами. Здесь на разных уровнях формируются слои равной мощности. Не изменится мощность горизонтальных слоев и тогда, когда они отлагаются под нависающим карнизом полости (рис. 15).

Текстурный рисунок слоистых кремнистых выделений существенно отличается в зависимости от того производится наблюдение в шлифах в проходящем (с анализатором или без) или отраженном свете. Если в проходящем свете хорошо видны только основные текстурные детали современного состояния кремнистого материала, а при включе-

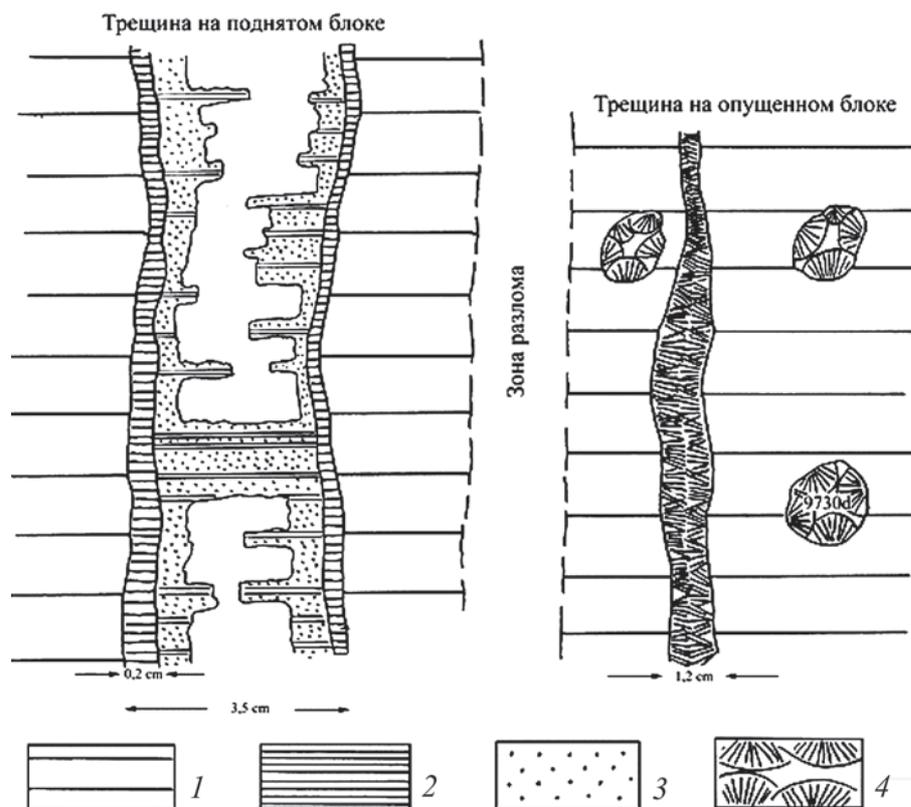


Рис. 14. Параллельно-слоистые и крустификационные выделения цеолитов в лавах наземных излияний базальтов, миоцен, полигон 4 (см. рис. 1)

1 – базальты лавового потока; 2 – крустификационное выделение цеолитов на стенках открытой трещины; 3 – цеолиты, частично заполняющие трещину и образующие параллельно-слоистые каёмочки и перемычки; 4 – крустификационные заполнения трещин и газовых полостей, зарисовка в обнажении

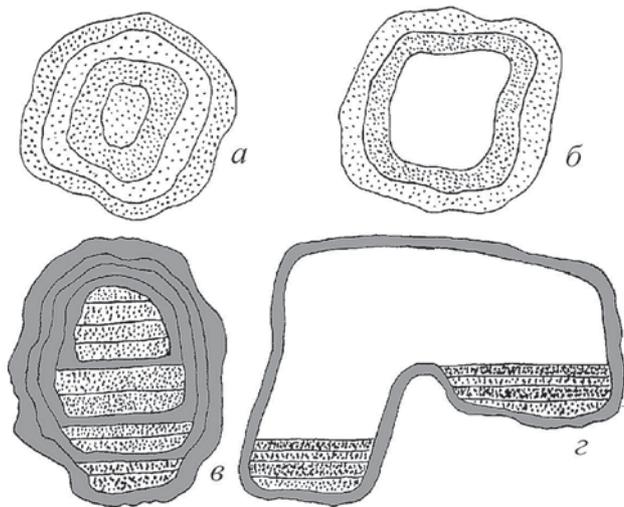


Рис. 15. Соотношение концентрических и параллельно-слоистых выделений кремнезема

а, б – концентрическая зональность кремнистого вещества, частично и полностью заполняющего полость; *в* – соотношение концентрических и параллельно-слоистых выделений кремнезема; *г* – параллельно-слоистое выделение кремнезема, частично заполняющее полость с неровным дном; одновременно образовавшиеся слойки на разных уровнях имеют одинаковую мощность

нии анализатора проявляется картина его перекристаллизации, то в отраженном свете нередко удается наблюдать первичный рисунок постепенного накопления кремневого геля с многочисленными деталями пористости, глобулярной текстуры, корочек нарастания. При перекристаллизации большая часть таких тонких текстурных признаков, свидетелей последовательного накопления кремневого геля, оказывается скрытой, замаскированной различными структурными типами халцедона. Ряд слойков малой мощности может быть объединён одним структурным типом халцедона.

На рис. 16, *а* показана зарисовка фрагмента шлифа, вскрывающая строение краевой части параллельно-слоистого и концентрического кремнистого образования в базальтах. Отчетливо выделяются две зоны: концентрических и параллельно-слоистых выделений кремнезема. В настоящее время зона с концентрической текстурой состоит из опала и халцедона, а параллельно-слоистая – из опала, халцедона и кварца. В концентрическом слое многие сфероиды халцедона сформировались на вытянутых пальцеобразных структурах, сложенных опалом (может быть это мембранные трубки или биохомогенные образования?). Структура сфероидов свидетельствует об их исходно халцедоновом составе. Напротив, в параллельно-слоистой части в отраженном свете четко выявляется глобулярное строение первич-

ного кремнистого материала даже там, где он сейчас представлен микрозернистым кварцем. Это указывает на исходный гелевый характер кремнистого вещества.

Притыкание параллельно-слоистой опал-халцедон-кварцевой части оникса к концентрическому слою халцедоновых сфероидов интерпретируется как определенное указание на существование перерыва после формирования последних и изменение условий при накоплении параллельно-слоистых порций кремнезема. Сходная картина наблюдается в ониксах с хорошо развитой системой параллельно-слоистых и концентрических слоёв. Исследование микротекстурного рисунка в шлифах в проходящем и отраженном свете и сопоставление с составом кремнистого вещества по данным изучения в поляризованном свете показало, что в ониксах следует различать микротекстуры, слагавшиеся вначале гелем (опалом), и микротекстуры раскристаллизации, образованные халцедоном и реже – кварцем (рис. 16, *б–г*)

На участках с параллельно-слоистой текстурой, границы, разделяющие отдельные порции отлагавшегося кремнезема, идеально ровные и параллельные между собой независимо от мощности слойков. В тех случаях, когда параллельно-слоистые выделения кремнезема у стенок жеоды сменяются концентрическими, мощность слоя обычно заметно уменьшается, а его форма указывает на облегающий характер отложения кремнистого вещества.

О прерывистом характере образования отдельных слоев кремнезема свидетельствует присутствие на их поверхности почкообразных скопленных слоистых силикатов смектит-селадонитового состава или хорошо образованных кристаллов кальцита, последовательно перекрывающихся несколькими слоями кремнезема (рис. 17).

8.2.2. Жильная минерализация

В платобазальтах в пределах трещинно-дайки роев, трассирующихся на крупные постройки центральных вулканов, помимо смектит-цеолитового комплекса широко распространены относительно высокотемпературные кремнистые минералы, которые, судя по структурным взаимоотношениям, являются более поздними, наложенными на горизонтально расположенные зоны цеолитизации (см. рис. 10, гл. 7).

Дискретный характер осаждения гидротермальных минералов в жилах отчетливо выявляется при изучении гидротермальной минерализации в обнажении и в шлифах.

Взаимоотношение минеральных ассоциаций разного состава, заполняющих газовые полости

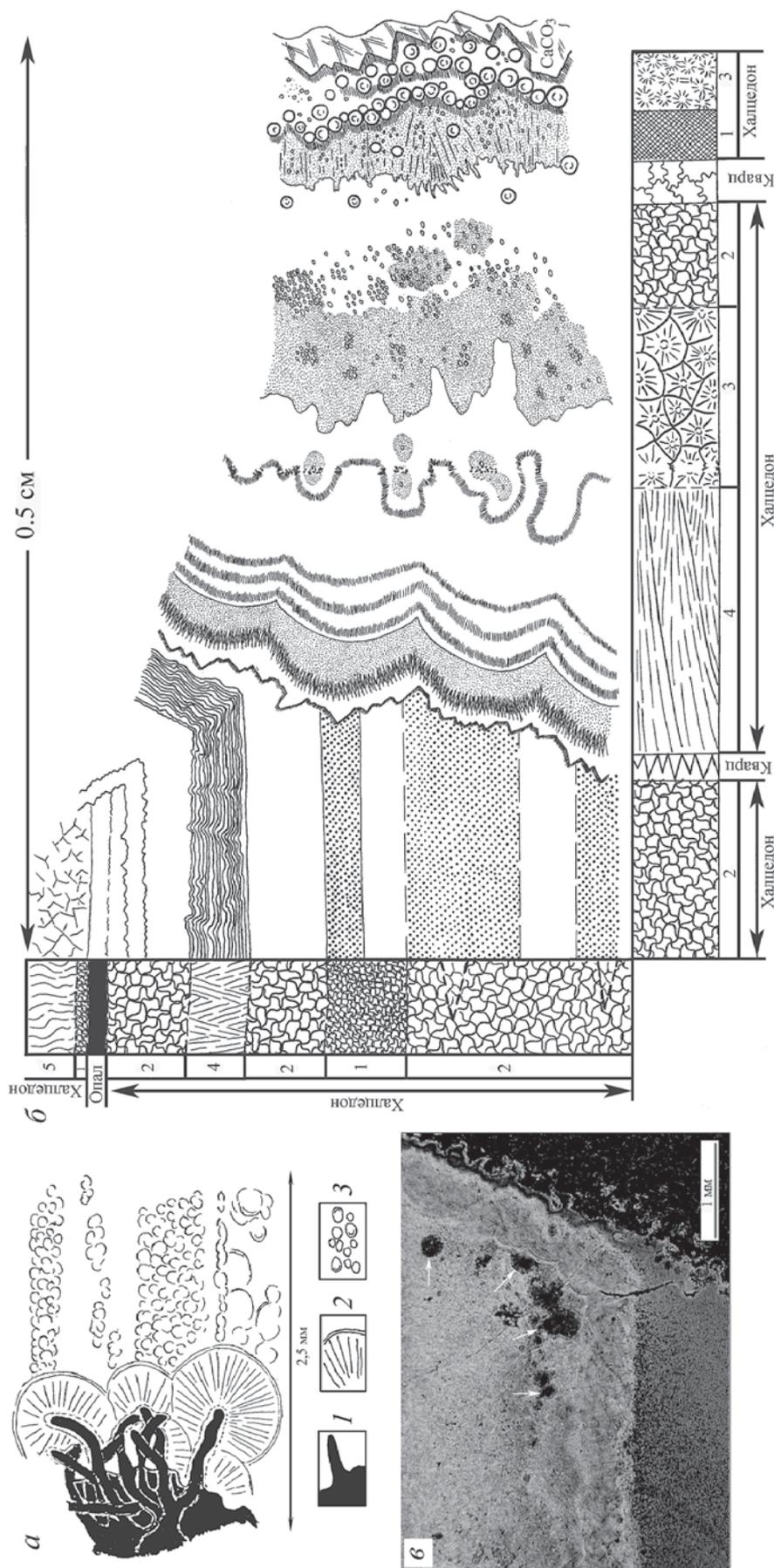


Рис. 16. Взаимоотношение и состав концентрических и параллельно-слоистых выделений ониксов
а. Минеральный состав концентрической зоны оникса: 1 – опал; 2 – халцедон; 3 – микрокристальный кварц в отражённом свете с микроглобулярной текстурой (зарисовка шлифа, фрагмент);
б. На рисунке – микротекстуры оникса, наблюдающиеся в проходящем и отраженном свете; 1–5 – микротекстуры слоев оникса, изученные в поляризованном свете (зарисовка шлифа, фрагмент): 1 – микроагрегатная, 2 – крупноагрегатная, 3 – сферолитовая, 4 – перьевидная, 5 – волокнистая. 6, 2 – оникс (фотографии шлифов); 6 – неполяризованный свет, стрелки указывают на выделения слоистых силикатов, 2 – поляризованный свет

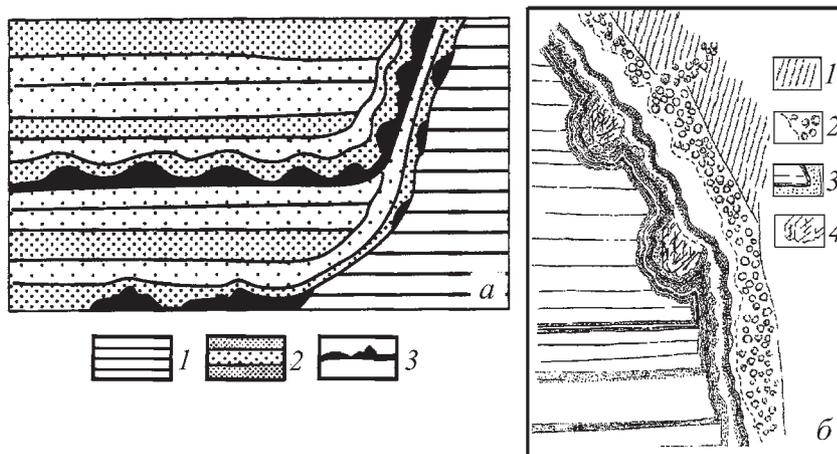


Рис. 17. Прерывистый характер накопления кремнезема в открытых полостях базальтов
а. Соотношение выделений кремнезема и слоистых силикатов: 1 – базальт; 2 – параллельно-слоистые и концентрические выделения кремнезема; 3 – пленки и микроглобулярные скопления слоистых силикатов
б. Соотношение выделений кремнезема и кальцита: 1 – базальт; 2 – микрозернистый кварц, в отражённом свете с микроглобулярной текстурой. Кварц внутренней части жёды связан с трещинкой, рассекающей стенки вмещающей полости; 3 – параллельно-слоистые

и трещины, рассекающие одиночные и серию лавовых пластов, рассмотрим на примере миоцен-плиоценовых платобазальтов Эйьяфьордур (Северная Исландия) (см. рис. 1, полигон 2, гл. 1). Здесь толща моноклинально залегающих платобазальтов рассечена трещинно-дайковым роем, в пределах которого в лавовых потоках зафиксировано несколько разнонаправленных систем трещин. Основная система трещин, рассекающая толщу платобазальтов вкрест простирания, была, видимо, наиболее долгоживущей. Она отличается наибольшим разнообразием сочетания глинистых минералов, цеолитов, кремнистых минералов и

кальцита. Жилы, заполненные гидротермальными минералами, секут несколько потоков (рис. 18).

Минеральные образования газовых полостей включают (во временном порядке образования): селадонит, смектиты, цеолиты, кварц (иногда халцедон) и кальцит. Слоистые силикаты располагаются в виде каемок разной толщины на стенках полостей. Кальцит обычно заполняет пространство, оставшееся свободным между кристаллами цеолитов и кварца.

В секущих жилах селадонит встречается очень редко, смектиты образуют в них тонкие каемки, а главную роль играют цеолиты и кварц и (или) хал-

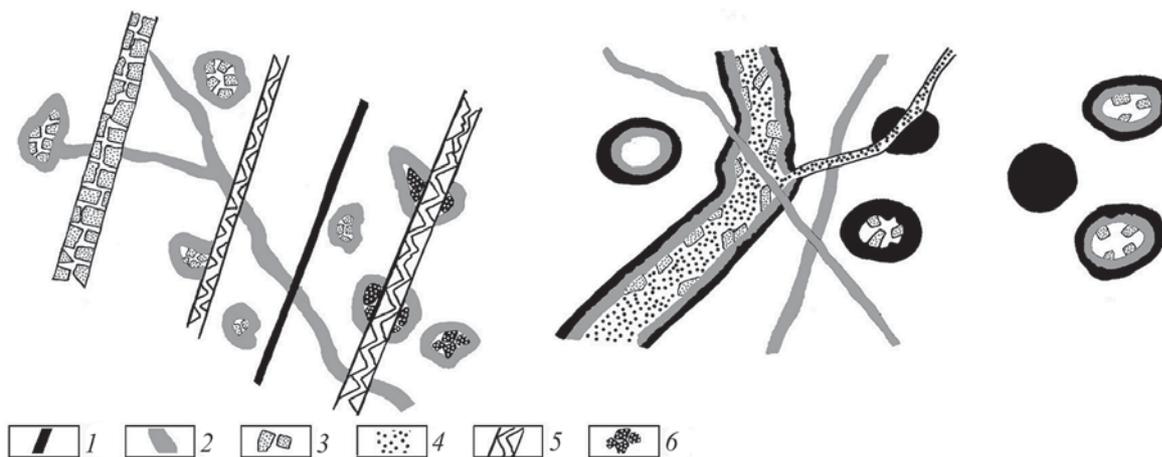


Рис. 18. Соотношение разновозрастных минеральных ассоциаций, заполняющих газовые полости и трещины (зарисовки обнажения в зоне трещинно-дайкового роя, рассекающего платобазальты, полигон 2, см. гл. 1, рис. 1). 1 – селадонит; 2 – смектит; 3 – цеолиты; 4 – опал-халцедоновая ассоциация; 5 – кварц; 6 – кальцит.

цедон. В некоторых трещинках, заполненных цеолитами и кварцем, глинистые минералы отсутствуют.

Для маломощных открытых трещин характерно образование крустификационных щёточек цеолитов, располагающихся непосредственно на стенках вмещающего базальта (рис. 19). В круп-

ных открытых вертикально ориентированных трещинах, секущих несколько лавовых потоков, выделения цеолитов имеют форму перекрывающих друг друга валиков (натечные формы выделения), указывающих на рост кристаллических агрегатов из раствора, двигавшегося в данном

Рис. 19. Открытая полость жилы с крустификационной цеолитовой минерализацией, полигон 2 (см. глава 1, рис. 1)

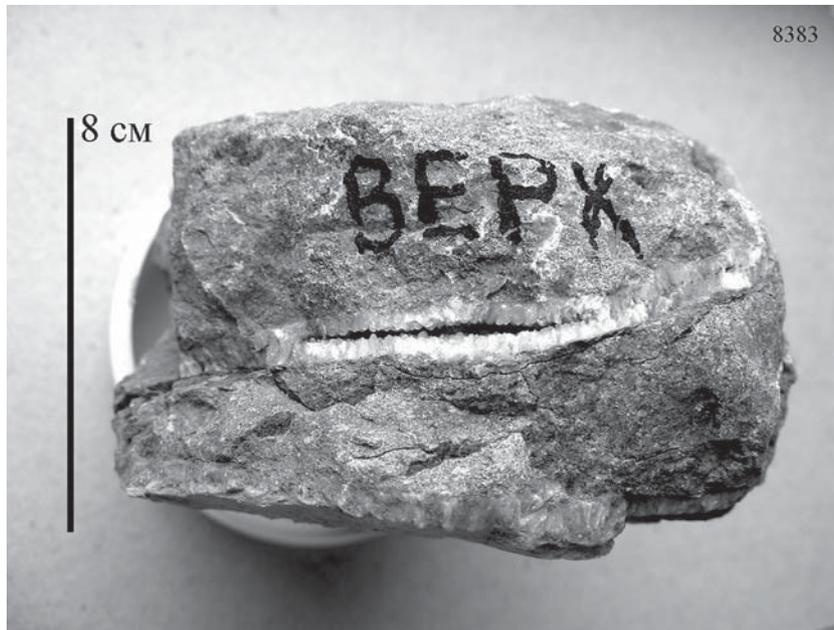


Рис. 20. Натечные формы выделения цеолитов в открытой трещине, полигон 2 (см. гл. 1, рис. 1)

месте вниз по трещине (рис. 20). Для разрывов, по которым происходило смещение, установлено, что в некоторых случаях тектонические подвижки происходили одновременно с образованием вторичных минералов и после него. Так, например, в зоне дробления небольшого сброса (ширина зоны 0,5–1,0 м, амплитуда смещения 10–12 м) брекчия сцементирована цеолитами, а в шлифах удалось зафиксировать смещение и деформацию некоторых кристаллов цеолитов внутри жилы.

8.2.3. Минерализация зон брекчирования в дискретно расширяющихся трещинах

Характерные черты минерализации зон брекчирования выявлены при изучении базальтов в шлифах. Рассмотрим особенности минерализации брекчированной части лавовых потоков в дайковом рое на западе Исландии (см. рис. 1, полигон 4).

Зоны дробления первоначально цементируются смектитами. Вытянутые пальцеобразные и почкообразные скопления смектитов, ориентированные перпендикулярно к поверхности стенок, указывают на то, что формировались они в полости открытых трещин, цементируя многочисленные остроугольные обломки вмещающей породы. При после-

дующем расширении зоны разрыва и образовании новых оперяющихся трещин отлагались только цеолиты. Важно подчеркнуть, что мельчайшие жилки цеолитов секут зоны дробления и ранее образованные скопления смектитов (рис. 21).

Петрографическое исследование шлифов позволило выявить несколько этапов цеолитовой минерализации трещин. При расширении и об-

разовании новых трещин формировалась серия параллельных цеолитовых жилок, разделенных тончайшими стенками из вмещающих пород. Во время возникновения новых трещин образовались крустификационные каемки, состоящие из крупнокристаллического цеолита. Внутренние полости этих трещин остались пустыми, не заполненными вторичными минералами (рис. 22).

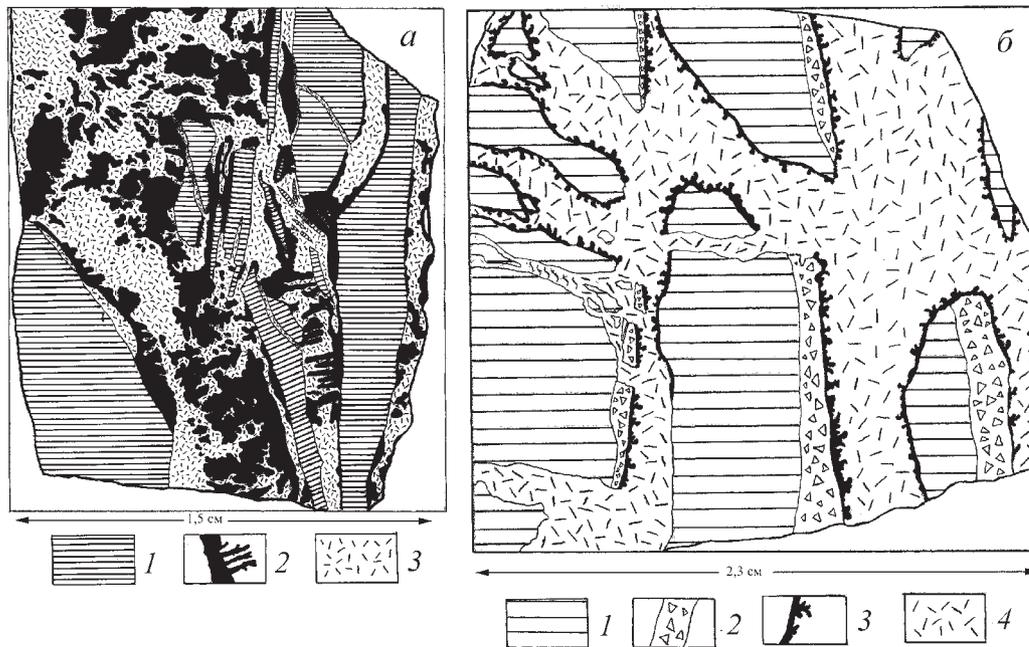


Рис. 21. Смектит-цеолитовая минерализация в зоне дробления лав в дайковом рое, рассекающем миоценовые платобазальты Западной Исландии (зарисовка шлифов 17 и 18), полигон 4 (см. гл. 1, рис. 1)

а. шлиф 17: 1 – вмещающие базальты; 2 – смектиты; 3 – цеолиты. *б.* – шлиф 18: 1 – вмещающие базальты; 2 – зона брекчий, сцементированная смектитами; 3 – смектиты; 4 – цеолиты.

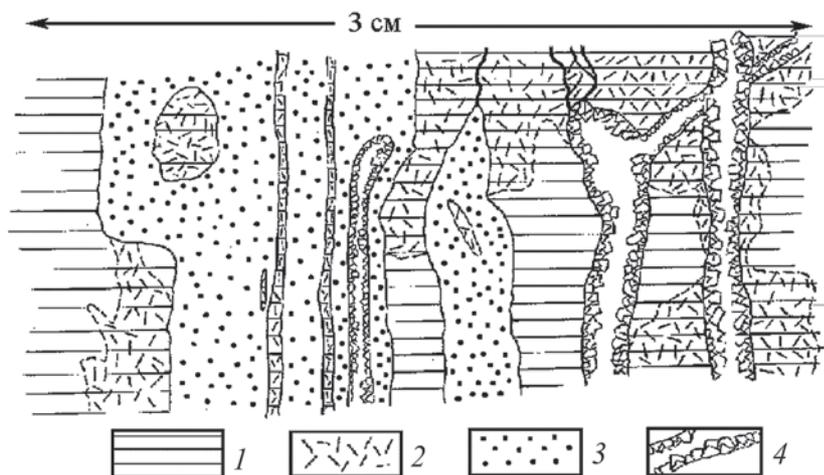


Рис. 22. Цеолитовая минерализация в зоне дробления крупной трещины Зарисовка шлифа 19 (полигон 4, см. гл. 1, рис. 1)

1 – вмещающие базальты; 2 – зона окисления и гидроксидов Fe во вмещающих базальтах; 3 – тонкокристаллические («сахарные») цеолиты; 4 – крустификационные каемки цеолитов.

Прерывистый характер формирования гидротермальных минералов отчетливо виден при анализе соотношения поровой и трещинной минерализации. В зоне формирования системы трещин газовые полости в лавах частично или полностью заполнены агрегатом слоистых силикатов (сметитов и селадонита) с четко выраженной концентрической зональностью. Во внутренней части газовых полостей это – сметиты темно-коричневого цвета, а во внешней, прилегающей к базальту, сформировалась тонкая каёмка ярко-зелёного цвета, видимо, селадонита. На стенках крупной трещины, пересекающей некоторые газовые полости, располагается тонкая пленка слоистых силикатов светло-желто-зелёного цвета (сметиты?). На поверхности этой пленки выделилась крустификационная кайма кристаллов цеолита (шабазит?). Центральная часть жилы заполнена аморфным кремнистым веществом (опал), с характерной се-

тью тонких трещинок дегидратации. Контакты между опалом и цеолитами четкие. Тонкие жилки, оперяющие трещину, заполнены только опалом. Слоистые силикаты, отложившиеся на стенках трещины, и заполняющие ее цеолиты и опал пересекают контур концентрически зональных сметитов и селадонита на стенках газовых полостей. Подобное соотношение однозначно указывает на разновременность заполнения вторичными минералами газовых полостей и секущих их трещин (рис. 23, *а, б*).

Исследование жильных тел в шлифах позволило восстановить некоторые детали дискретного расширения трещин. Тончайшие пластинки и остроугольные обломки, частично или полностью отделившиеся от стенок трещин, оказались сцементированными последовательно формировавшимися полосчатыми выделениями цеолитов и кремнистых минералов (рис. 24, *а, б*).

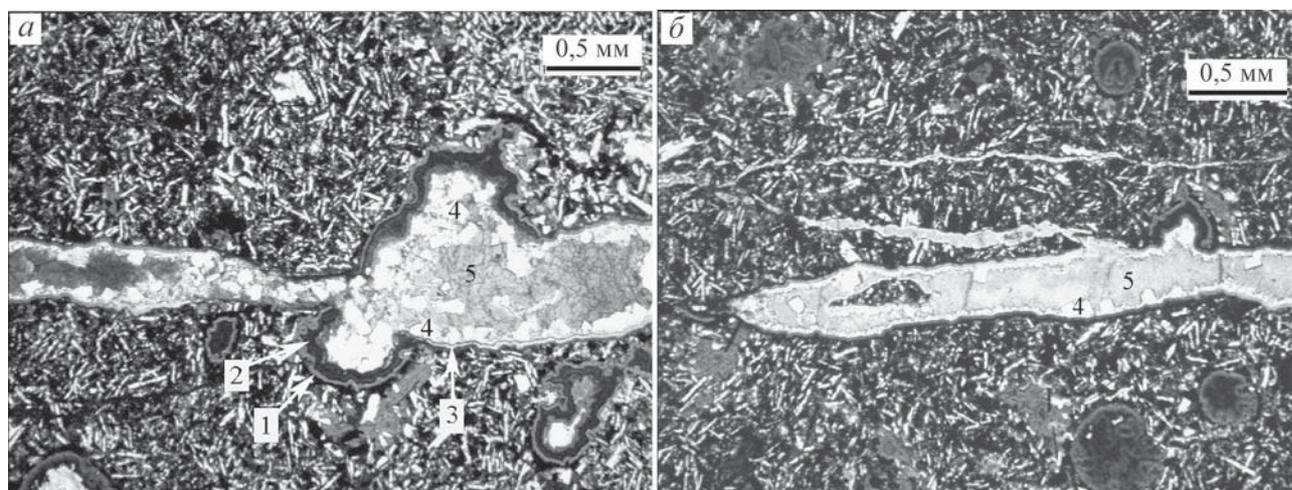


Рис. 23. Разновозрастные минеральные ассоциации в газовых полостях и секущих их трещинах (фото шлифов)
а – крупная трещина секущая газовую полость; *б* – серия трещин разного размера: 1–3 – каёмки, сложенные слоистыми силикатами: 1 – ярко-зелёное, 2 – тёмно-зелёное, 3 – светло-зелёное глинистое вещество; 4 – цеолиты; 5 – опал

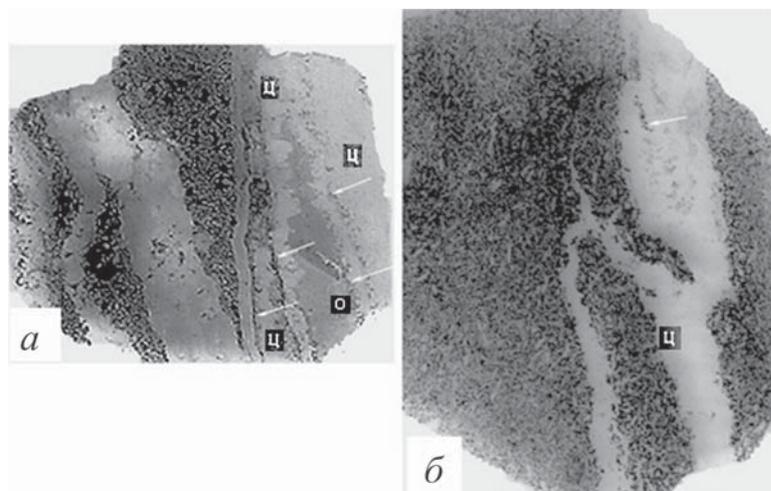


Рис. 24. Раздробленные базальты в зоне разлома.

а – полосчатые выделения цеолитов (Ц) и опала (О), разделенные тонкими стенками вмещающей породы (стрелки); *б* – цеолиты (Ц), цементирующие отщеплённые участки породы (стрелки) (фотографии шлифов)

Картирование распределения слоистых силикатов на площади дайкового роя Эйяфьорда (см. рис. 1, полигон 2) выявило мозаичный характер распределения глинистых минералов разного состава. В газовых полостях и трещинах последовательность образования устанавливалась при исследовании каёмки, сложенной разно окрашенными глинистыми минералами. Непосредственно в обнажении различались выделения смектитов тёмно-зелёного цвета и слоистых силикатов сине-зелёного цвета, которые, как выяснилось позднее, содержат больше кремнезема, железа и калия и состоят из смектита и селадонита, при преобладающем участии

последнего. Присутствие среди рассматриваемых минералов слоистых силикатов разного цвета и состава достаточно чётко выявилось по результатам химического анализа (табл. 1, 2).

Дайковый рой состоит из отдельных «пучков» даек и зон трещиноватости, ориентированных согласно общему простиранию роя. В результате удалось выделить дайковые «пучки», в которых присутствует только селадонит, и «пучки», в которых смектиты и селадонит присутствуют в разных комбинациях последовательности образования. Эту особенность распределения слоистых силикатов в толще платобазальтов можно интерпрети-

Таблица 1. Химический состав глинистых минералов разного цвета, местонахождение Нупау, полигон 2. (результаты полного силикатного анализа)

Элемент	Глинистые минералы		
	тёмно-зеленые	сине-зелёные	
		1	2
SiO ₂	55,89	49,26	52,77
TiO ₂	0,37	0,95	0,35
Al ₂ O ₃	11,96	1,04	1,55
Fe ₂ O ₃	5,10	24,00	19,76
FeO	0,78	4,07	4,12
CaO	6,56	2,03	1,51
MgO	1,13	3,56	5,04
Na ₂ O	0,30	0,05	0,12
K ₂ O	2,56	6,67	7,00
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,03
ППП	14,75	9,07	7,31
Сумма	99,41	100,14	99,30
H ₂ O ⁻	4,23	4,19	2,38
H ₂ O ⁺	9,98	4,55	4,62
CO ₂	0,10	0,10	0,17

Таблица 2. Химический состав глинистых минералов разных структурных и цветовых типов, местонахождение Нупау, полигон 2. (результаты микроанализа)

Элемент	Глинистое вещество											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	43,75	40,74	41,19	37,62	52,59	50,86	46,21	51,40	46,84	49,47	41,84	45,78
Al ₂ O ₃	6,01	5,84	6,00	5,58	2,51	3,42	3,94	2,91	6,06	6,07	6,79	4,67
FeO	19,99	19,10	20,47	19,36	20,78	20,02	19,34	19,95	19,34	19,17	17,18	17,90
TiO ₂	0,03	0,02	0,06	0,00	0,17	0,18	0,20	0,18	0,04	0,00	0,00	0,09
CaO	0,85	1,26	0,61	1,59	0,00	0,04	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26
MgO	15,46	14,49	12,45	11,64	5,47	7,80	6,93	5,80	3,33	3,39	4,36	2,90
K ₂ O	0,42	0,09	0,52	0,34	8,70	8,00	8,50	8,32	3,86	6,13	2,17	6,51
Сумма	86,51	81,51	81,30	76,13	90,22	90,32	85,22	88,56	79,46	84,23	72,34	78,11

Примечание. FeO_{общ.} Fe; 1–4 – тёмно-зеленое глинистое вещество внутренней оболочки, 5–8 – светло-зелёное глинистое вещество внешней оболочки, 9–11 – круглые и неправильной форм выделения травяно-зелёного цвета, 12 – сине-зелёное глинистое вещество крустификационной оболочки.

ровать как свидетельство дискретного и неравномерного по времени формирования и обновления трещин в пределах одного трещинно-дайкового роя, но разных пучков трещин (рис. 25).

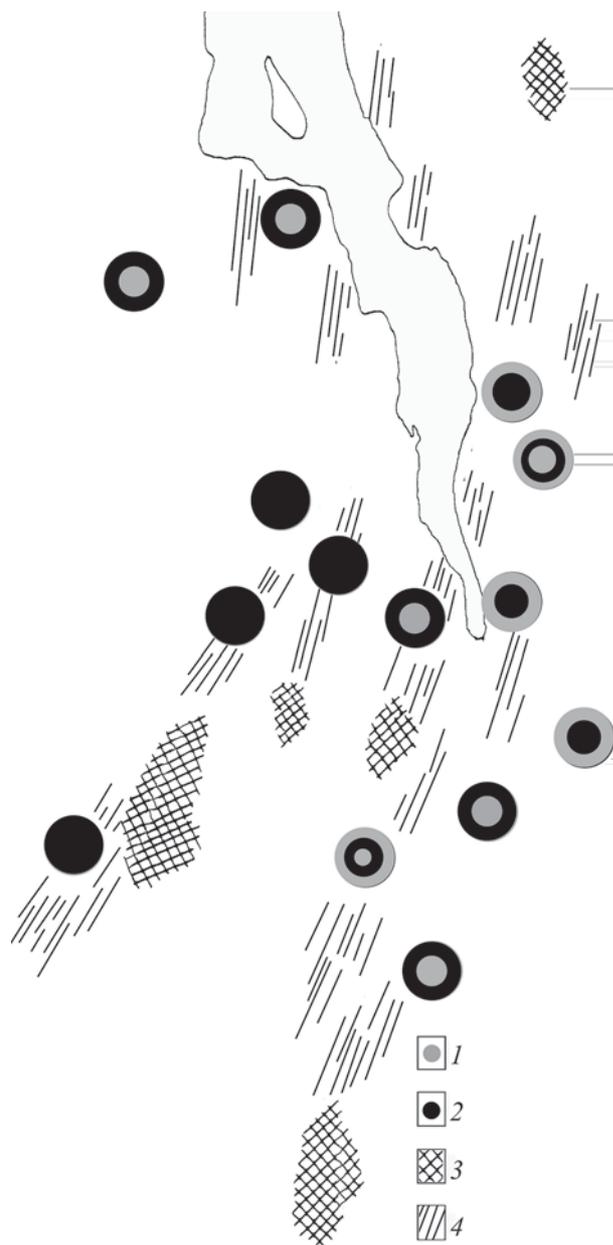


Рис. 25. Распределение слоистых силикатов разного цвета и состава в пределах трещинно-дайкового роя (полигон 2, см. рис. 1)

1 – селадонит; 2 – смектит; 3 – комплекс кислых пород центральных вулканов; 4 – дайки и зоны трещиноватости

8.2.4. Обстановки формирования вторичных минералов

Особенности распространения гидротермальной минерализации и характер выделения и

взаимоотношения минеральных компонентов с вмещающими породами и друг с другом в значительной степени являются следствием растяжения, образования разрывов, трещин, внедрения даек – важнейших факторов формирования зоны рифтогенеза.

Многочисленные наблюдения показали, что в рифтовой структуре зоны трещиноватости постоянно обновляются и формируются новые пути миграции подземных вод [Vjörnsson et al., 1977]. Возобновляемые системы трещиноватости обеспечивают высокую миграционную способность подземных вод в зоне гидротермального преобразования пород, замещение одних минеральных компонентов другими и формирование характерных особенностей взаимоотношения минералов разных генераций.

Текстурное и минералого-петрографическое исследования показывают, что формирование, наложение и сочетание разных минеральных компонентов в толще платобазальтов происходило на фоне длительно существовавшей в зоне разрывов и трещин гидротермальной системы. Можно уверенно говорить о наличии перерывов во время формирования минеральной ассоциации, состоящей из слоистых силикатов, цеолитов, кремнезёма и кальцита.

На низкотемпературном уровне гидротермального изменения (зона смектитов и цеолитов) проницаемость (трещиноватость) пород является определяющим фактором появления в базальтах выделений смектитов и цеолитов. Это явление наблюдается даже в тех случаях, когда в породе развиты только микроскопические, «волосовидные» трещины, не всегда различимые при оптических исследованиях.

В центральной части мощных массивных, слабовезикулярных лавовых потоков с микроделеритовой структурой, слоистые силикаты заполняют все микроскопические открытые полости минерального каркаса базальтов. Характерна неправильная форма таких полостей с выступающими внутрь кристаллами плагиоклазов и пироксенов. В некоторых случаях они располагаются по соседству с обычными, округлыми и овальными газовыми полостями. В литературе подобные образования называются *дегазационными* или *продувочными везикулами*, а в случае заполнения минеральными компонентами – *ложными миндалинами* [Симанович, Кудрявцев, 1982]. В лавовых потоках система микроскопических трещин, возникает в момент быстрого остывания расплава на поверхности земли [Kowallis et al., 1982]. При погружении эта система обеспечивает доступ нагретых вод к плотным частям лавовых тел и осаждение минеральных компонентов в открытых полостях (рис. 26, 27).

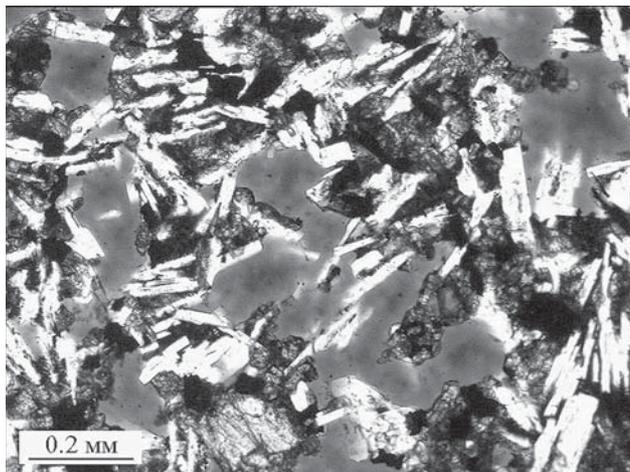


Рис. 26. Слоистые силикаты (сметиты), заполняющие открытые полости минерального каркаса базальтов лавового потока (фото шлифа)

Исследование шлифов показало, что раскрытие трещин и формирование новых порций глинистого вещества продолжается в системе микроскопических трещин после заполнения открытых полостей. Микроскопические трещинки, пересекающие породу, хорошо видны на крупных кристаллах плагиоклазов и в однородном поле глинистого вещества, выполняющего полость. Сметиты в трещинке и в центральной части полости оптически отличаются от глинистого вещества, ранее заполнившего полость. Следует подчеркнуть, что в некоторых случаях первым минеральным образованием на стенках полости был опал. Рассмотренный пример показывает, что даже на микроуровне минерализация базальта происходила неравномерно, а состав отлагавшегося вещества менялся. В крупных трещинах и разрывных нарушениях прерывистый режим формирования гидротермальных минералов виден ещё более отчётливо.

Исследование текстурных особенностей пород в зоне трещинно-даймовых роёв на обнажениях и в шлифах на микроскопическом уровне позволяет рассматривать минерализацию пород в этой обстановке на фоне дискретного процесса образования и расширения разрывных нарушений. Выше приводился пример дайки с симметрично расположенными зонами закалки, свидетельствующий о внедрении магмы в периодически расширяющуюся зону разрыва. В зоне трещинно-даймовых роёв дискретное расширение испытывали трещины разного масштаба. Минерализацию трещин с вытянутыми пустотами в центральной части удастся иногда наблюдать в пределах обнажения на большом расстоянии (до 30 м). Детальные исследования показали, что это является следствием

расширения трещины, происходившего в процессе минералообразования [Jefferis, Voight, 1981].

Особенно отчётливо наличие перерывов в процессе региональной гидротермальной минерализации видно при анализе соотношения стратиформных зон цеолитизации и слоистых силикатов в разрезе платобазальтов. Значительный перерыв отделяет время образования зоны смектит-селадонита, располагающейся согласно с напластованием лав, от серии горизонтально ориентированных цеолитовых зон, секущих моноклинально залегающую толщу платобазальтов (см. рис. 10, глава 7). Протяженные цеолитовые зоны на флангах рифтовой зоны формировались при постепенном погружении толщи платобазальтов [Walker, 1960; Kristmannsdottir, Tomason, 1978; Palmason et al., 1979]. Позднее в трещинно-даймовом роё образовалась наложенная зона кремнистой минерализации.

В пределах современного рифта зоны гидротермальной минерализации только в самом общем виде соответствуют картине распространения современных температур. Границы и мощности этих зон, плавно изгибаясь, пересекают горизонтально залегающие толщи наземных базальтов и гиадокластитов [Arnórsson, 1995; Armannsson et al., 1987]. Это указывает на ведущую роль вертикально ориентированных разломов и роёв трещин при циркуляции нагретых вод. В пределах активно живущего роя трещин проницаемость пород и пути миграции горячих вод меняются достаточно быстро. В результате температуры современного прогрева пород и образовавшееся ранее зональное распространение минералов могут полностью не совпадать. С этим связано наложение друг на друга разных и разновозрастных зон гидротермальных минералов, возникших при разных температурных обстановках (см. рис. 4, гл. 7).

8.2.4.1. Седиментационное формирование гидротермальных минералов

По способу образования среди новообразованных компонентов в пределах относительно низкотемпературной смектит-цеолитовой зоны следует различать метасоматические минералы и минералы, синтезированные из растворов или образовавшиеся при раскristлизации гелей. Для настоящей работы особый интерес представляют условия формирования минералов, осаждавшихся из раствора или образовавшихся при раскristлизации геля. Особое внимание следует уделить рассмотрению характера выделения слоистых силикатов, цеолитов и кремнистых минералов, образующих серии горизонтально ориентированных перемычек в макроскопических и микроско-

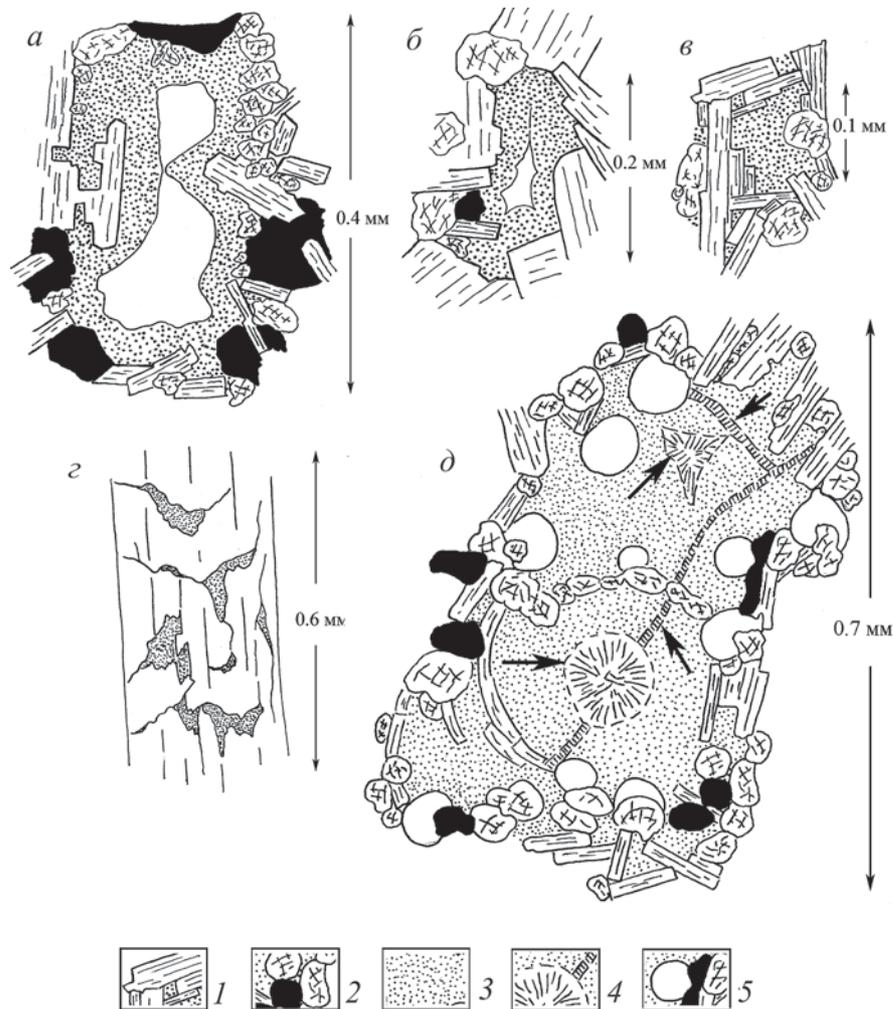


Рис. 27. Примеры заполнения открытых пространств и микроскопических трещин в базальтовых лавах с микродолеритовой структурой (зарисовки шлифов).

a, б – частичное заполнение слоистыми силикатами открытой полости между кристаллами плагиоклазов, пироксенов и рудных минералов; *в* – полость, полностью заполненная слоистыми силикатами; *z* – смектиты в трещинках кристалла плагиоклаза; *д* – стадии заполнения полости слоистыми силикатами: первая – сложена глинистыми минералами с микроагрегатным погасанием; вторая (стрелки) – крупные выделения поликристаллов глинистых минералов с высоким двупреломлением и ярким плеохроизмом. 1 – плагиоклазы, 2 – пироксены и рудные минералы (чёрное); 3 – глинистые минералы с равномерной по площади микроагрегатной поляризацией; 4 – глинистые минералы с ярким плеохроизмом и высоким двупреломлением; 5 – глобулярные выделения опала

пических полостях, указывающих на седиментационный характер их образования.

Подобные минеральные образования заполняют газовые полости и трещины в лавах, межзерновое пространство в вулканокластитах и вулканотерригенных породах. В макро- и микроскопических полостях разной формы и происхождения (газовые полости в лавах, межзерновое пространство вулканокластов, трещины) и в крупных пустотах пород в пределах трещинно-даймовых роев полосчатые (параллельно-слоистые) выделения образуют единичные или серию уровней и (или) выступающих на стенках полостей каёмок, сложенных слоистыми силикатами, цеолитами,

кремнистыми минералами или сочетанием этих минералов. Важно подчеркнуть, что в моноклиально залегающих толщах миоцен-плиоценовых платобазальтов и в перекрывающих их тектонически ненарушенных плиоцен-плейстоценовых толщах полосчатые выделения всегда горизонтальны. Исключение составляют зоны флексур, образовавшиеся позже и осложняющие общее моноклиальное падение миоценовых толщ на западном и восточном бортах рифтовой зоны (см. рис. 1, глава 1).

Повторение или чередование слоистых силикатов разного цвета и разного состава (см. табл. 1), заполняющих газовые полости и трещины,

рассматривается как свидетельство изменения состава минералообразующего раствора, произошедшего на фоне растяжения и появления новых трещин (см. рис. 25). Образование новых трещин или наложенных на уже существующие, частично или полностью заполненные минеральным веществом, открывало возможность для проникновения в породу новых порций растворов. В результате происходило формирование следующего уровня слоистых силикатов или, в зависимости от определенных условий, из раствора осаждались цеолиты, кремнистые минералы, кальцит.

В упрощенном виде образование зонального выделения слоистых силикатов разного состава (цвета) в пределах трещинной системы может быть представлено следующим образом. Каждый этап обновления старых или открытия новых трещин сопровождался проникновением в породу новых порций раствора, отличавшегося по своим физико-химическим характеристикам. В результате сформировалась серия слоёв слоистых силикатов, отличающаяся по цвету и составу (рис. 28). За пределами трещинно-даймовых роёв смена выделений слоистых силикатов разного состава в одном образце породы регистрируется редко.

Рассматривая обстановки формирования седиментационных уровней слоистых силикатов и цеолитов, необходимо иметь в виду, что характерной чертой подземных вод Исландии является их общая низкая минерализация, при которой для

осаждения минеральных компонентов из раствора требуются определенные условия концентрации растворенных компонентов. В термальных водах содержание растворенных веществ колеблется в среднем от 150 до 1500 мг/л [Кононов, 1983; Arnórsson, 1995]. Минимальные значения содержания элементов соответствуют низкотемпературной зоне гидротермальной деятельности (менее 150°C). Подземные воды этой зоны часто используются непосредственно для горячего водоснабжения. При этом не возникает проблем из-за появления в системе водопровода и обогрева каких-либо минеральных компонентов, затрудняющих движение воды [Kristmannsdóttir, 1991].

Образование серий параллельно-слоистых выделений смектит-цеолитового комплекса или только цеолитов шабазит-стильбит-сколецитовой ассоциации свидетельствует об изменении физико-химических параметров минералообразующего раствора. Локальное повышение концентрации в растворе таких компонентов как SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O и благоприятные условия для осаждения смектит-цеолитового комплекса или только цеолитов в слабоминерализованных растворах могли возникнуть у стенок полостей при испарении нагретого раствора в открытых трещинах. При периодическом изменении высоты уровня подземных вод формировались многочисленные «уровни», фиксирующие положение зоны осаждения минералов из испаряющегося раствора (см. рис. 11).

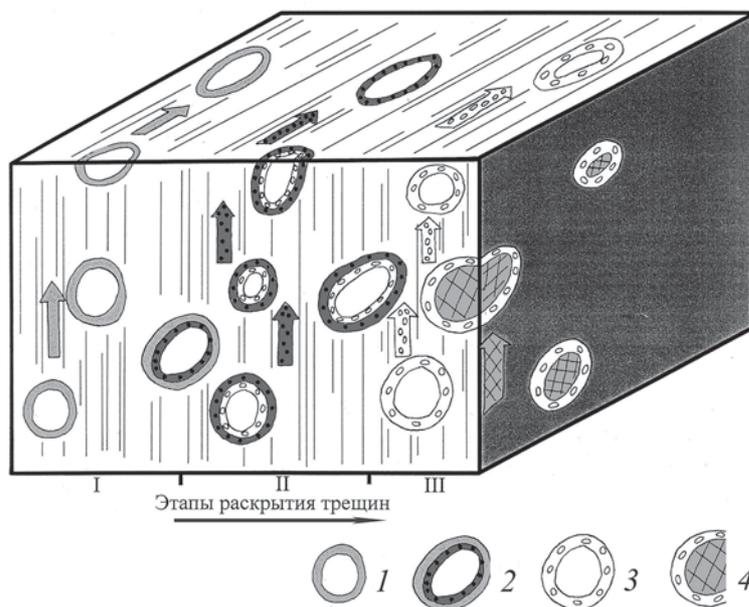


Рис. 28. Модель формирования зональных выделений слоистых силикатов разного состава (цвета) в пределах развивающейся трещинной системы

1 – сине-зелёное глинистое вещество, селадонит; 2 – селадонит и темно-зелёное глинистое вещество, смектит; 3 – светло-зелёное глинистое вещество, смектит; 4 – смектит и кальцит

Особенно широко это явление было распространено там, где в условиях растяжения существовали и формировались новые открытые трещины, а уровень подземных вод менялся вслед за изменениями уровня океана или подъёмом острова при освобождении от ледниковой нагрузки.

8.2.4 2. Обстановки и время формирования ониксов

Время формирования ониксов достаточно определено устанавливается при исследовании распространения и положения по отношению к горизонту параллельно-слоистых кремнистых выделений в миоценовых базальтах в районе Эйяфьорда (см. рис. 1, полигон 2, глава 1). Собранный материал и литературные данные позволяют прийти к выводу о значительном промежутке времени между образованием ониксов и формированием вмещающих их базальтов. Горизонтально ориентированные кремнистые полосчатые образования прослежены на большом расстоянии в дислоцированной толще платобазальтов, накопившейся в интервале 7–9 млн лет. Наклонное залегание параллельно-слоистых кремнистых образований отмечено только в базальтах, запечатывающих древний вулканический массив Флатейярдалур [Young et al., 1985] и в районе флексуры, время формирования которой определяется около 4 млн лет [Saemundsson, 1974, 1979]. В лавах (их возраст не более 3 млн лет), залегающих с угловым несогласием на дислоцированных платобазальтах, слоистые кремнистые образования ориентированы горизонтально (рис. 29).

Появление кремнистой минерализации в базальтах этого района определено может быть связано с интенсивной миграцией нагретых подземных вод по системе трещин, пересекающей толщу платобазальтов с юга на север согласно с простиранием дайковых роёв [Geptner et al., 1995; Гептнер, Петрова, 1996]. Источником кремнезёма могли быть кислые субвулканические интрузии, известные на севере и на юге рассматриваемого района [Гептнер и др., 2004]. Время образования одной из таких интрузий ($3,36 \pm 0,25$ млн лет), расположенной в южной части Эйяфьордура, удалось установить при анализе закалочного стекла методом треков¹. Важно отметить, что в апикальной части интрузия расчленена трещинами, продолжающимися и во вмещающие базальты. В некоторых, наиболее мощных трещинах, отмечены полосчатые, параллельно-слоистые, горизонтально расположенные выделения кремнезёма.

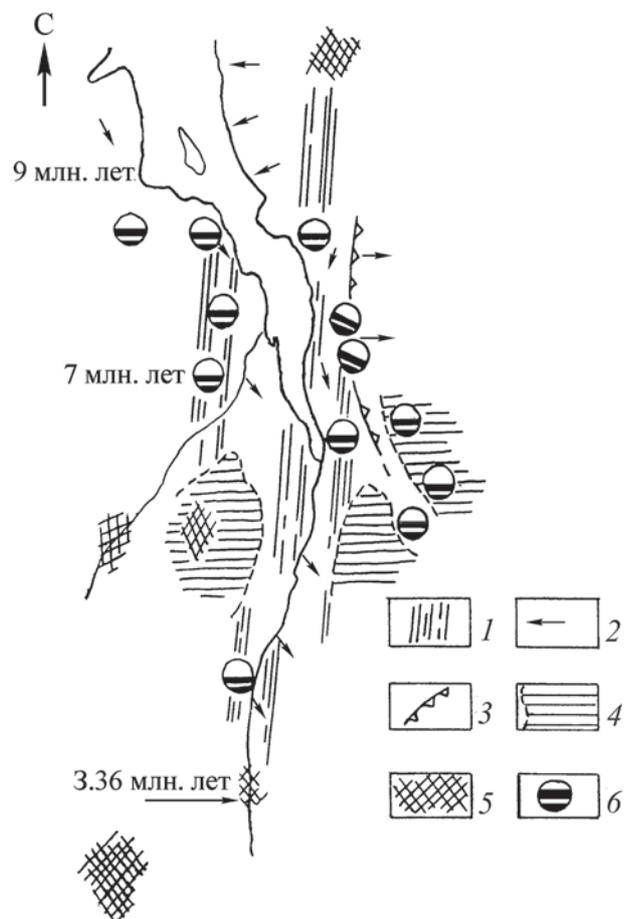


Рис. 29. Соотношение горизонтально и наклонно ориентированных параллельно-слоистых кремнистых образований в толще моноклинально залегающих миоцен-плиоценовых платобазальтов и несогласно перекрывающих их плиоценовых базальтов. Трещинно-дайковый рой Эйяфьордур (полигон 2, см. рис. 1)

1 – дайки и зоны трещиноватости; 2 – направление регионального падения лав в платобазальтах; 3 – флексура; 4 – горизонтально залегающие плиоценовые лавы; 5 – комплекс кислых пород центральных вулканов; 6 – ониксы с параллельно-слоистым выделением кремнезема

Их формирование могло произойти только после внедрения этой интрузии в толщу платобазальтов. Следовательно, кремнистая минерализация здесь произошла не ранее 3,36 млн лет.

Аналогичный характер взаимоотношения параллельно-слоистых выделений кремнезёма и дислоцированных миоценовых лавовых толщ наблюдался автором и описан в литературе на востоке (Брейддалур и Беруфторд, полигон 3) [Walker, 1974] и в плиоцен-плейстоценовых базальтах на западе Исландии (долина р. Нордурау, Хвалфьордур полигоны 4 и 5).

¹Результаты трекового анализа для публикации были предоставлены С.С. Ганзеом. Образцы анализировались в Тихоокеанском институте географии ДВО РАН.

Дискретный характер поступления кремнистого материала в открытую полость следует из выше отмеченных текстурных особенностей ониксов (чередование «пачек» параллельно-слоистых и концентрических образований) и наличия явных перерывов в кремненакоплении, во время формирования кристаллов кальцита или скоплений глинистых минералов на поверхности кремнистых слоев (см. рис. 17).

Послойное исследование химического состава слоистых кремнистых образований (ониксов) показало, что состав элементов-примесей в них не остается одинаковым¹. По содержанию элементов примесей в одном из исследовавшихся образцов выделено несколько групп. К первой группе относятся Mg, Ca, Fe и Be. По слоям они распре-

делены неравномерно, и их количество меняется закономерно в разных слоях. Содержание элементов-примесей (в %) находится в пределах: MgO – 0,01–0,3, CaO – 0,02–2, Fe₂O₃ – 0,03–0,8, BeO – 0,001–0,015. Характер распределения элементов этой группы в слоистом кремнистом образовании представлен на рис. 30.

Вторую группу составляют Co, Mo, Sn, Mn, Pb, Zr. Количество этих элементов в разных слоях также закономерно колеблется в пределах, %: CoO – 0,003–0,01, MoO – 0,01–0,03, SnO₂ – 0,03–0,05, MnO – 0,005–0,03, PbO – 0,02–0,1, ZrO₂ – 0,01–0,05. Третья группа состоит из V, Ni, Ti, Cu и Zn. Все эти элементы в некоторых слоях имеют четко выраженный максимум. Колебания содержания составляют, %: V₂O₅ – 0,01–0,03, NiO –

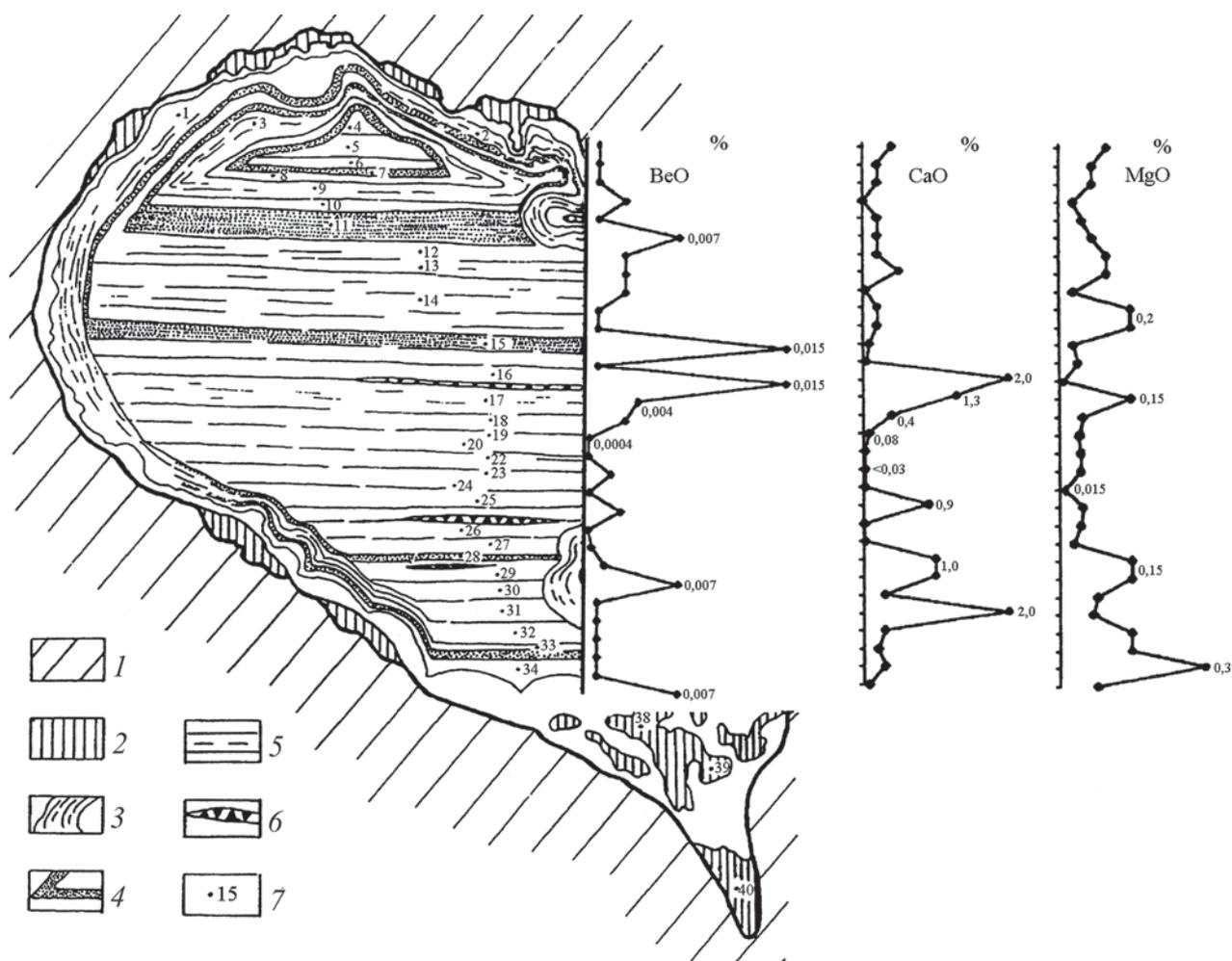


Рис. 30. Характер распределения BeO, CaO и MgO в параллельно-слоистом кремнистом веществе, заполняющем большую полость в базальтах

1 – базальт; 2 – смектит-селадонит-железистые минералы; 3 – концентрические слои кремнезема малой мощности (< 0,1 мм); 4 – концентрические слои кремнезема, четко выделяющиеся, мощность 1мм и более; 5 – параллельно-слоистые («седиментационные») слои кремнезема; 6 – кристаллы кварца в пустотах растворения; 7 – слои, анализировавшиеся лазерным микроанализатором

¹Исследование производилось в лаборатории ВИМСа Ю.Б. Сеницыным и В.Р. Пятовой

0,003–0,01, TiO_2 – 0,003–0,025, CuO – 0,001–0,04, ZnO – 0,03–0,13. В четвертую группу входят: Al, Cd, Nd, Ta и Cr. Содержание в % колеблется для Al_2O_3 – 0,01–0,03, CdO – 0,2–0,3, Nb_2O_5 – 0,05–0,1, Ta_2O_5 – 0,5–1, и Cr_2O_3 – 0,005–0,01.

На возможно более высокие значения содержания ряда элементов-примесей (Al, Ca, Na, Fe, Mg) в растворах указывают включения в кремнистых выделениях кристаллов цеолитов, слоистых силикатов и кальцита.

О формировании ониксов из раствора свидетельствуют кремнистые жилки, рассекающие базальты, и пространственно нередко связанные с ониксами (см. рис. 17). Образование параллельно-слоистых или концентрических слоев агата зависело от количества поступающего кремнезема и скорости коагуляции и образования отдельных кремнистых коллоидных обособлений [Sunagawa, Ohta, 1976]. При слабой насыщенности (золь) и малом размере коллоидных частиц кремнезема они, подчиняясь броуновскому движению, легко осаждались на поверхности стенок полости и формировали более или менее равномерные по мощности концентрические слои. В тех случаях, когда коагуляция происходила быстрее и формировались коллоидные частицы большего размера, которые под действием силы тяжести осаждались в основном на дно полости, образовались параллельно-слоистые серии. Петрографическое изучение ониксов показало, что одновременно с горизонтально-слоистыми формировались концентрические слои, но они всегда отличались значительно меньшей мощностью, чем соответствующие им по времени седиментационные образования (см. рис. 15, 16, в–з, 17).

Рассмотренные выше текстурные особенности кремнистых минералов и характер их взаимоотношения с вмещающими породами показывают, что трещины, однажды закупоренные вторичными минералами, неоднократно подновлялись и заполнялись новыми порциями подземных вод. Естественно предположить, что при этом состав подземных вод и осаждавшихся из них минералов не оставались постоянными, отличаясь по составу петрогенных и редких элементов.

Об изменении состава растворов, из которых осуществлялась минерализация полостей, свидетельствуют результаты минералогическо-петрографических наблюдений. Как правило, первыми на стенках полостей формируются глинистые минералы и цеолиты, находящиеся иногда в тесном сростании с кремнистыми минералами. Однако в ряде случаев удалось наблюдать кремнистую минерализацию, непосредственно контактирующую с вмещающей породой. Следовательно, растворы, из которых осаждались кремнистые

минералы, появлялись в толще пород на разных этапах их изменения. Хорошим примером этого может служить наблюдавшееся соотношение минерализации полости и секущей ее трещинки. Внешний слой минерализованной полости слагают слоистые силикаты, а внутренний целиком состоит из халцедона. Секущая полость трещинки нацело заполнена только халцедоном.

В том случае, когда среди кремнистых слоев встречаются достаточно крупные выделения кальцита или слоистых силикатов, определенно можно говорить о прерывистом характере изменения состава раствора (см. рис. 16, в–з, 17).

Значительно более точную картину характера изменения растворов, отлагавших кремнистые минералы, дало послойное исследование содержания петрогенных и малых элементов, выполненное с помощью лазерного микроспектроанализа. Анализируя полученные данные можно предположить, что состав раствора, которым заполнялась полость при формировании параллельно-слоистого агата, неоднократно изменялся. Наиболее концентрированными были первые порции, так как более высокие содержания многих элементов-примесей наблюдаются в слоях, прилежащих к контакту с вмещающим базальтом. Эти зоны характеризуются относительно повышенным содержанием Mg, Ca, Al, Cd, Cr, Cu, Nb, Ni, Pb, Ta, Ti, V. Порция растворов, обедненная Mg, Fe, Co, Mn, Mo, Pb, Sn, Zr и рядом других элементов, формировала слои в центральной части оникса. Это указывает на то, что раствор, отлагавший поздние слои кремнезема, содержал наименьшее количество элементов-примесей. Следует отметить, что при послойных замерах изменение содержания элементов-примесей происходит, как правило, скачкообразно и отмечается одновременно для нескольких слоев. Это относится ко всем элементам, кроме Mg, Ca и отчасти Be и Fe, содержание которых меняются от слоя к слою.

Известно, что наличие примесей в растворе, содержащем кремнезём, способствует его коагуляции: чем больше примесей, тем быстрее и полнее раствор коагулирует. Возможно, колебания в содержании Mg, Ca, Be в разных слоях фиксируют совместное осаждение Si и элементов-примесей по мере накопления в растворе последних. Роль диффузионных процессов в формировании параллельной слоистости при формировании рассмотренных кремнистых выделений, по-видимому, не была основной. «Обвалы» или «взлеты», отмеченные в содержании большинства элементов-примесей при послойном анализе оникса, вероятно, свидетельствуют об изменении состава минералообразующего раствора при проникновении его новых порций в зону кремнезема. Диффузионное поступление элементов-примесей

в открытую полость было, по-видимому, ограниченным и существенным лишь на первых этапах агатообразования, когда совместно с кремнеземом формировались Fe-содержащие слоистые силикаты и цеолиты.

По сравнению с смектит-цеолитовым комплексом минералов горизонтально ориентированные полосчатые выделения кремнезёма формировались при более высоких температурах. Их образование связано с ритмичным характером изменения физико-химических параметров глубинных растворов при мгновенном открытии системы трещин. Подтверждением этого являются, рассмотренные выше результаты изучения содержания элементов-примесей в полосчатых кремнистых образованиях (ониксах), а также выявленные колебания содержания некоторых петрогенных элементов в водах глубокой скважины в зоне рифта, на п-ове Рейкьянес. Результаты изменения состава SiO_2 , Na, K, Ca, Mg, Cl и SO_4 в геотермальном рассоле, изливавшемся из скважины на протяжении 10 лет, приводятся в работе [Kristmannsdottir, 1984].

При падении давления и резком изменении физико-химической обстановки, возникающей на поверхности земли в гейзерных источниках, при сбросе отработанной воды электростанций и кратковременных выбросах из глубоких скважин пароводяных смесей, при испарении раствора на поверхности земли осаждаются большое количество чистого аморфного кремнистого вещества. По аналогии с этим явлением можно предположить, что в глубоких горизонтах базальтовых толщ в результате мгновенного образования новых трещин крупные полости заполнялись раствором, в составе которого преобладал кремнезём. Образование слоистой ассоциации кремнистых минералов в таких условиях происходило прерывисто, слой за слоем, как следствие дискретного формирования трещинных систем.

По способу выделения и текстурным признакам кремнистые образования Исландии аналогичны агатам (или ониксам), описанным многими исследователями из разных районов [Годовиков и др., 1987; Гончаров и др., 1987; Барсанов, Яковлева, 1984]. Не рассматривая подробно имеющиеся точки зрения по вопросу условий их образования, следует отметить, что все многообразие мнений укладывается в две противоположные позиции по составу исходного материала и кинетике процесса агатообразования. Одни исследователи связывают образование агатов и их параллельно-слоистые разновидности «...с процессами раскристаллизации коллоидного кремнезёма — геля, расслоенного в полости на параллельные полосы разной консистенции и степени вязкости» [Барсанов, Яковлева, 1984]. Такой способ образования агатов подразумевает одномоментное заполнение

полости веществом (раствором, золем, гелем) матричным для будущего агата.

Согласно другой точке зрения, «образование агата происходило в застойных условиях, когда растворы кремнезёма пропитывали определенные горизонты вулканитов..., заполняя все возможные поры и полости в них...» [Годовиков и др., 1987]. Указывается, что массоперенос вещества к месту кристаллизации осуществлялся за счет диффузии, а параллельно-слоистые агаты (ониксы) возникали в результате действия гравитационных сил на мельчайшие обособления кремнезёма, зарождавшиеся в растворе. Согласно этой точке зрения, для образования характерных ритмичных текстурных особенностей агатов не требуется пульсационного поступления растворов. Формирование концентрической и параллельно-слоистой текстур связано: «с кристаллизационной (ритмичность процессов кристаллизации, оттеснения и кристаллизации примесей) и диффузионной ритмичностью (эмиссионно-волновая природа диффузии), ритмичностью изменения температуры, концентрации и других факторов физико-химического равновесия в минералообразующей системе» [Годовиков и др., 1987, см. с. 334].

Гравитационная точка зрения процесса образования оников подробно рассматривается в работе Сунагавы и Ота [Sunagawa, Ohta, 1976]. Образование параллельно-слоистой текстуры связывается с процессами коагуляции и гравитационной седиментацией кристаллитов (нуклоидов). Подчеркивается, что в исследованных ими образцах формирование горизонтальных слоев всегда следует только вслед за концентрическими. Эти авторы описывают несколько стадий последовательной смены текстурных групп, состоящих из концентрических и горизонтальных слоев кремнезёма, и это явление интерпретируется ими как указание на неоднократное, повторяющееся проникновение раствора в полость агатообразования. На этом основании отрицается возможность образования агатов из кремнистого геля или аморфного кремнезёма. Считается, наиболее вероятным, что агаты формировались из гидротермальных растворов низкой вязкости.

Проведенные нами исследования геологического положения, текстурно-структурных особенностей и химического состава оников позволяют уточнить некоторые стороны процесса их образования. Горизонтальное залегание параллельно-слоистых оников в толще дислоцированных платобазальтов большого возрастного диапазона от 9–10 до 3 млн лет свидетельствует не только о наложенном характере процесса их образования, но и о большой оторванности времени отложения кремнезёма в полостях и кавернах слоев базальтов от момента излияния лав.

Согласно существующим представлениям, формирование современного наклонного залегания платобазальтов в борту рифтовой структуры происходило постепенно, по мере накопления новых порций лав [Walker, 1974; Mehegan et al., 1982]. О большой продолжительности образования агатов свидетельствует отмеченное изменение наклона слоев оникса, формировавшегося в одной полости [Walker, 1974]. Это указывает на накопление кремнистого материала за длительный период формирования мощной толщи базальтов, испытавшей прогибание и наклон слоев в сторону осевой части рифта. Поэтому ониксы, горизонтально залегающие в нижней и верхней частях единого, мощного моноклиналичного разреза платобазальтов Эйяфьордур, могли формироваться только после образования современного наклонного положения лав. Нарушенное первично горизонтальное положение ониксов наблюдается только в районе флексуры, что указывает на относительно более позднее формирование последней по отношению ко времени кремнистой минерализации (см. рис. 29).

Формирование концентрической и параллельно-слоистой зональности ониксов контролируется процессом формирования новых и многократным подновлением существовавших трещин – основных путей перемещения гидротермальных растворов в толще базальтов. Большая часть микрозернистого кварца в изученных ониксах – продукт перекристаллизации опала или халцедона. Кремнистое вещество отлагалось из растворов, а образовавшийся затем гель преобразовывался в опал. Значительно реже отдельные зоны ониксов, состоящие из микрозернистого кварца, формировались непосредственно из раствора, циркулировавшего в толще базальтов.

Локальные концентрации кремнезема в смектит-цеолитовой зоне гидротермального изменения свидетельствуют о миграции кремния на большое расстояние. Появление в зоне циркуляции гидротермальных растворов скоплений кремнистых минералов (ониксов) можно рассматривать как результат отделения (сепарации) кремнезема от основной массы растворенных петрогенных элементов при резком изменении физико-химических параметров в результате падения давления в гидротермальной системе, связанное с формированием новых или подновлением уже существовавших систем трещин.

8.2.4.3. Состав и условия образования кремнистых минералов

В низкотемпературной зоне на фоне общего слабого изменения состава вмещающих пород

осаждение минеральных компонентов происходит из слабоминерализованных растворов. Результаты минералого-петрографических и геохимических исследований определенно показывают прерывистый режим формирования кремнистых и других гидротермальных минералов в зоне растяжения и формирования трещинных роев при достаточно длительном существовании гидротермальной системы. Наиболее часто наблюдающаяся последовательность осаждения гидротермальных минералов в открытой полости в самом общем виде может быть представлена следующим образом. Сначала осаждались гидроксиды железа и (или) железистые слоистые силикаты, затем цеолиты, минералы кремнезема и кальцит. Однако в жилах и жеодах нередко приходится отмечать нарушение такой последовательности минералообразования, когда в первую очередь формировались кремнистые минералы или они чередовались со слоистыми силикатами и цеолитами.

Изучение состава и распространения кремнистых минералов в серии разрезов и анализ литературных данных показали, что кремнистые минералы в толще платобазальтов распространены далеко не случайно [Гептнер, Петрова, 1996]. Обычно в большом количестве кварц отмечается в породах, испытавших высокотемпературное гидротермальное изменение. Это – гидротермальные породы, слагающие крупные центральные вулканы (включающие субвулканические интрузии кислого состава), а также зоны разломов, дайковых и трещинных роев, т.е. зоны активной циркуляции сильно нагретых подземных вод. Вместе с тем известны локальные концентрации кремнезема (опала) на поверхности земли, в областях разгрузки высокотемпературных подземных вод и из конденсата паровых струй некоторых скважин, пробуренных на высокотемпературных площадях рифтовой структуры.

О способности кремния мигрировать в растворенном виде на большие расстояния свидетельствуют локальные скопления кремнистых минералов среди слабо измененных базальтов смектит-цеолитовой зоны. Форма выделений кремнистых минералов здесь разнообразна: от крупных скоплений агатов, заполняющих разнообразные по форме пустоты в лавовых потоках, до микроскопических выделений в трещинках и газовых полостях. Среди кремнистых минералов разных форм выделения установлены: кварц, халцедон, люссатит, люссатин, опал, которые часто встречаются в ассоциации со смектитами, селадонитом, цеолитами, а иногда присутствуют пирит или гидроксиды железа.

Как уже указывалось выше появление кремнистой минерализации в толще слабо измененных

базальтов связано с деятельностью термальных вод, проявлявшейся значительно позже формирования лавовых потоков и прорывающих их дайковых комплексов. Относительное время образования разных форм кремнистых минералов устанавливается по структурным соотношениям друг с другом и с другими вторичными минералами.

В пределах трещинно-дайкового роя Эйяфьордура кремнистые минералы (опал, халцедон, кварц) имеют достаточно широкое развитие. Верхняя гипсометрическая граница их распространения в толще платобазальтов совпадает с областью развития цеолитов шабазитовой зоны (см. рис. 11–13, глава 7). Часто в одном образце встречаются одновременно опал и кварц, но по характеру «теневых» структур кремнистого вещества видно, что кварц замещает халцедоновые метаколлоидные образования. Ниже уровня моря в скважине LJ-8 до глубины 2800 м в пределах ломонтитовой и эпидотовой зон обнаружен только кварц [Kristmannsdottir et al., 1977].

Вдоль трещинно-дайкового роя в верхней части цеолитовой зоны количество выделений кремнистых минералов заметно увеличивается в северном направлении к крупному вулканическому аппарату центрального типа Флатейярдалур [Гептнер, Петрова, 1996]. Здесь особенно широкое распространение получают полосчатые выделения кремнезёма. За пределами трещинно-дайкового роя, также и в цеолитовой зоне, интенсивность кремнистой минерализации резко снижается вплоть до её полного отсутствия. Это обстоятельство, а также увеличение количества кремнистых минералов в платобазальтах при приближении к вулканическому аппарату позволяет считать, что миграция кремнезёма осуществлялась нагретыми подземными водами в основном по системе трещин, совпадающей с направлением роя даек, а источником кремнезёма могли быть субвулканические кислые тела. Подобные закономерности характерны и для других районов Исландии.

Выделения кремнистых минералов установлены в базальтах лавовых потоков и даек разного петрографического состава: в тонкозернистых (афанитовых) безоливиновых и в оливинсодержащих плагиоклазовых порфириновых базальтах. Количество кремнистых выделений зависит не от петрохимического состава, а от степени проницаемости (пористости, микротрещиноватости) вмещающих пород для потоков подземных вод. Наибольшее количество выделений кремнезёма известно в пористых зонах подошвы и кровли лавовых потоков, а также в трещинах, пересекающих потоки и дайки.

По способу выделения кремнистые минералы образуют четыре группы: 1) жильная минерализация,

2) заполнение разнообразных пустот, 3) метасоматическое замещение и 4) реликтовые образования – свидетели исчезнувших минеральных ассоциаций. Наибольшим разнообразием пользуются минеральные новообразования в жилах и пустотах шлаковой зоны подошвы и кровли лавовых потоков, а также в газовых полостях внутри лавового потока.

Жильная минерализация. В маломощных (микроскопических) жилках кремнистые минералы редко играют главную роль и заполняют всё пространство. Обычно они встречаются совместно с рядом других вторичных минералов, главным образом со смектитами и цеолитами.

Замещение каким-либо кремнистым минералом (опалом, халцедоном, кварцем) компонентов вмещающих базальтов встречается редко. Чаще встречаются структурные соотношения вторичных минералов, позволяющие говорить о замещении кварцем или халцедоном цеолитов и смектитов. Реликтовые кремнистые образования представлены хорошо огранёнными кристаллами кварца, «запечатанными» относительно более низкотемпературными минералами (рис. 31, а, б).

Последовательность образования вторичных минералов особенно четко устанавливается при исследовании жильной минерализации. О перерыве между образованием смектитов и кремнистых минералов говорит следующее наблюдение. В трещинке (мощностью около 3 см), секущей лавовый поток, всё пространство заполнено кварцем. По краям жилы кварц непосредственно соприкасается со смектитом ярко-зеленого цвета, образующим тонкие (не более 2–3 мм) каёмки по обе стороны кварцевой жилки. Смектит контактирует непосредственно с базальтом стенок жилки. На некоторых участках эта каёмка отстаёт от стенки и непосредственно с базальтом соприкасается кварц. В кварцевой жилке обнаружены свободно «плавающие» и причудливо изогнутые зелёные смектитовые каёмки (рис. 32, а).

Подобное соотношение смектита и кварца позволяет считать, что ко времени заполнения кремнистым веществом расширяющейся трещины плёнка смектита уже сформировалась и оказалась достаточно прочной и упругой. Во время раскрытия трещины эта плёнка в некоторых местах отстала и оторвалась от стенок трещины и переносилась с током циркулирующей жидкости. Оторванные обрывки плёнки при движении по трещине изгибались и в какой-то момент оказались зафиксированными в кремнистом геле, заполнившим все пространство раскрывшейся трещины.

Исследование смектитовой и более поздней цеолит-кварцевой минерализации в системе пересекающихся трещин показало следующее. На

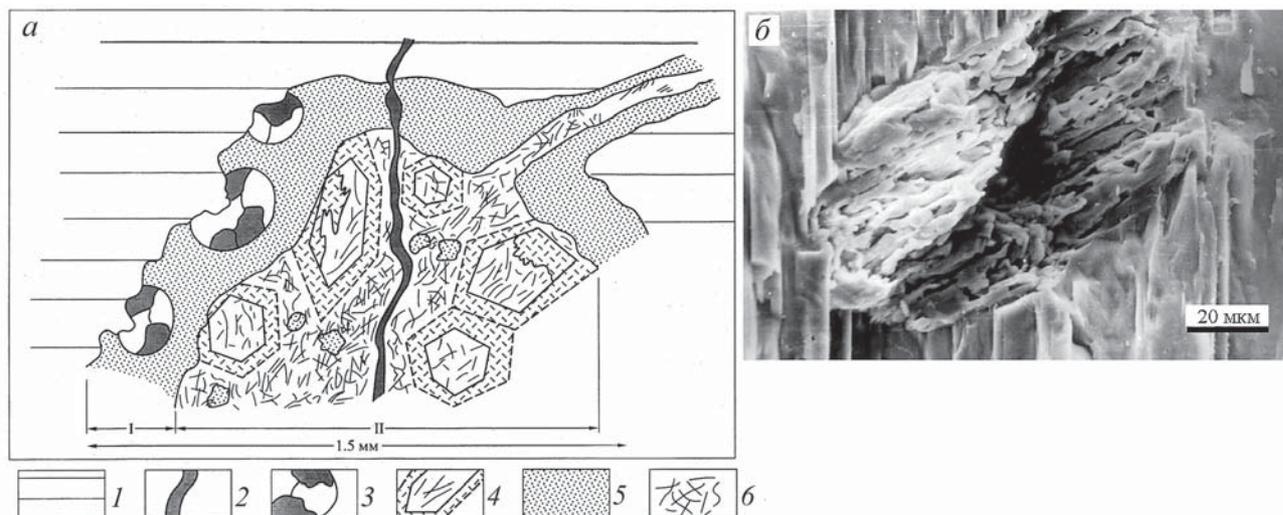


Рис. 31. Минеральные ассоциации, последовательно сменяющие друг друга в крупной полости лавового потока
a – реликтовые кремнистые образования (зарисовка шлифа) I – ассоциация метаморфизма погружения, II – ассоциация остывающей гидротермальной системы

1 – вмещающий базальт; 2 – опал; 3 – кварц, заместивший опал; 4 – кристаллы кварца, включающие иголки амфибола
 Поверхность кристаллов частично растворена и запечатана цеолитом; 5 – смектит; 6 – цеолит, включающий иголки актинолита

Актинолит и кварц – реликты высокотемпературной стадии гидротермальной системы; 6 – частично растворённый кристалл кварца, запечатанный в цеолитовом цементе (фотография сканирующего электронного микроскопа)

первом этапе развития трещиноватости (раскрытия трещин) в обеих системах трещин формировался смектит, а на втором – кварц-цеолитовая минерализация проявилась только по одной, наиболее активной системе трещин, открытой для растворов кремний отлагающих (см. рис. 32, б). Рассмотренные соотношения смектита и кремнистых минералов дают основание полагать, что формирование смектита и кварца в трещине происходило с перерывом.

Важно отметить, что в некоторых случаях зафиксированы примеры, когда кремнистое вещество, слагающее жилу, непосредственно контактирует с компонентами вмещающего базальта. Это свидетельствует о том, что формирование кремнистого вещества в этом случае происходило из раствора, пересыщенного кремнезёмом и не содержащего значительных количеств других компонентов. Встречаются жилы, заполненные кварцем и халцедоном, в последнем случае иногда в небольшом количестве присутствует опал.

При петрографических исследованиях во многих изученных образцах удалось установить, что кварц и халцедон – образование более позднее, заместившее кремнистый гель (опал). Гелевая природа исходного материала особенно хорошо видна в шлифах в проходящем и отраженном свете благодаря наличию первоначальных «теневых» структур выделения кремнистого вещества в поле микроагрегатного халцедона с «теневой» глобу-

лярной и полосчатой текстурой исходного аморфного кремнезёма (см. рис. 16, б, в) и в трещине с кварцем микрокварцевитовой структуры. Оптическое исследование внешней каймы кварцевой жилки позволило выявить наличие скоплений мельчайших пор, располагающихся в виде двух полос (см. рис. 32, в). Эти полосы микропористости представляют собой «теневые» структуры гелевой стадии формирования кремнистого материала (опала).

О непосредственном формировании кварца из раствора можно говорить только в тех, относительно редких случаях, когда видны хорошо ограниченные кристаллы, обращенные к центральной части трещины (см. рис. 32, г) или расположенные на внешней поверхности концентрических и полосчатых выделений кремнезёма (см. рис. 16, б).

Неоднократное и более позднее по отношению к глинистым минералам образование кремнистого вещества (теперь это опал и кварц) видно на следующем примере. В базальте все мельчайшие газовые полости заполнены смектитами, а в трещинках, пересекающих породу, выделения кварца и самого позднего опала пересекают поле смектитов (рис. 33).

Поровая минерализация. Независимо от размера полости (от микроскопических газовых полостей до крупных в шлаковой зоне лавового потока) характер выделения кремнистых минералов остаётся сходным. Здесь, как и в случае трещинной

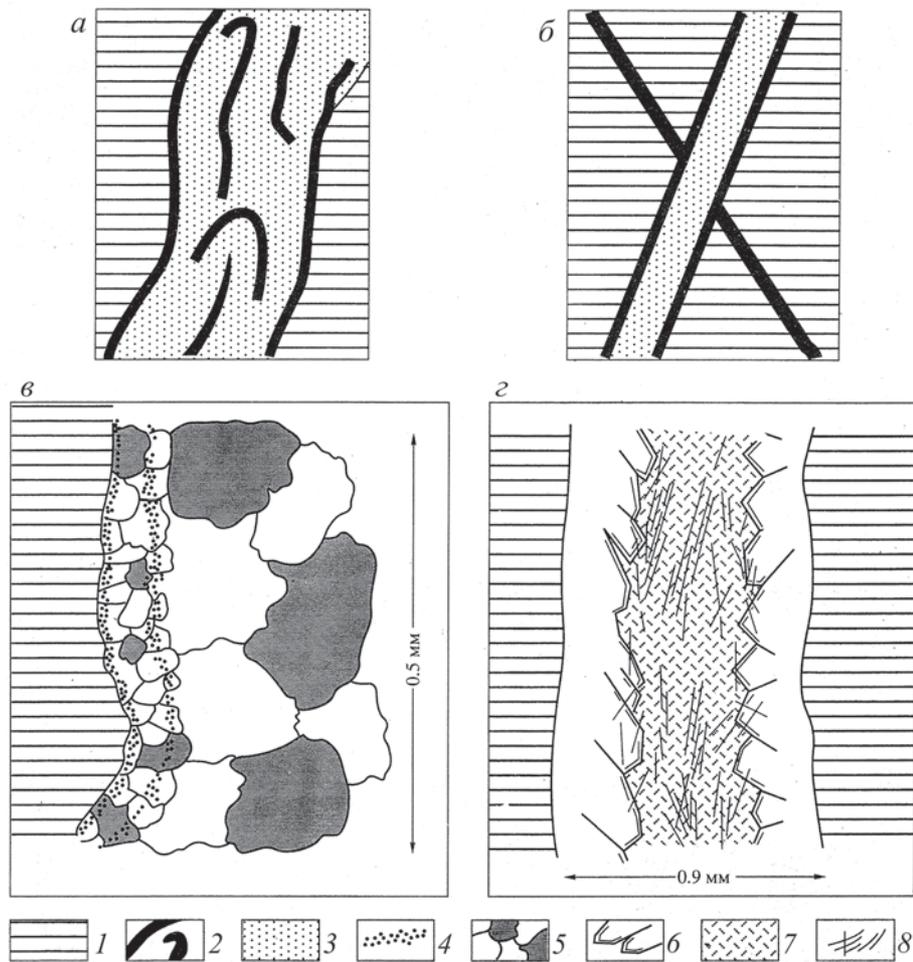


Рис. 32. Примеры трещинной минерализации. Характер взаимоотношения смектитов и кремнистых минералов разных стадий гидротермального изменения: *а, б* – зарисовки на обнажении; *в, г* – зарисовки шлифа (*в* – с анализатором; *г* – без анализатора)

1 – базальт; 2 – смектит; 3 – кварц; 4 – микропористость, маркирующая стадии выделения гелевого кремнистого вещества; 5 – микрокварцит, заместивший опал; 6 – кварц, образовавшийся одновременно с игольчатым актинолитом; 7 – цеолит, заполняющий центральную часть жилы; 8 – амфиболы в цеолитовом цементе.

минерализации, петрографические исследования позволяют выявить неоднократный, прерывистый характер поступления кремнийсодержащих растворов и первично гелевую природу кремнистых образований. Однозначно о прерывистом, периодическом характере поступления растворов в зону трещиноватости свидетельствует полосчатая структура выделений кремнезёма.

Кремнистые минералы в полостях разного размера и происхождения в виде сплошных каёмок или отдельных почкообразных скоплений часто располагаются непосредственно на стенках пустот или на выстилающих их смектитах. В большинстве случаев кремнистые минералы и при поровой минерализации представлены сейчас кварцем, заместившим более ранние гелеобразные выделения кремнезёма. Характерно, что внутренний

слой кремнистых выделений часто может быть сложен кварцем микрокварцитовой структуры, сменяющейся внутри полости значительно более крупными кристаллами (рис. 34).

Определённое указание на изменение состава минералообразующего раствора и наличие прерывов в формировании кремнистого вещества видно из следующего примера минералообразования в достаточно крупной газовой полости (рис. 35). Поверхность стенок газовой полости в базальте выстилается микроагрегатным кварцем (1 на рис. 35), слагающим вытянутые волнообразно изгибающиеся ленты. Судя по форме, кварц с микрокварцитовой структурой заместил кремнистое вещество, состоявшее первоначально из геля (опал). На поверхности этого слоя залегает тонкая плёнка смектита (2), конформно облегающая все

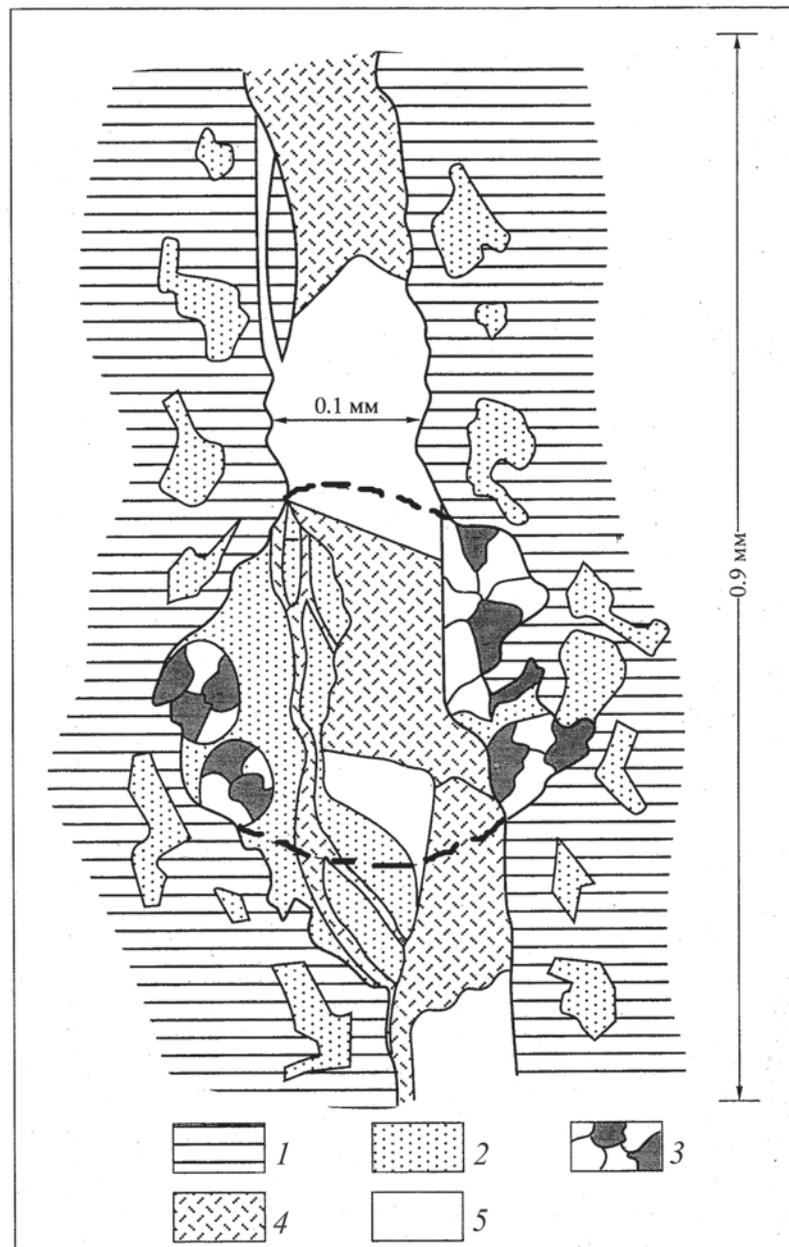


Рис. 33. Соотношение в газовой полости и в рассекающей её жилке кремнистых минералов разных генераций со смектитами и цеолитами. Зарисовка шлифа.

1 базальты; 2 смектиты; 3 кварц, заместивший опал; 4 цеолиты; 5 опал.

неровности слоя (1). Центральная часть полости занята кварцем с хорошо выраженной кварцитовой структурой (5). Кварц частично заместил и запечатал цеолит с радиально-лучистой структурой (3) и реликты глинистого вещества, располагающегося в цеолите по спайности (4).

Наблюдались и другие варианты соотношения кремнистых минералов, смектита и цеолитов. Например, мельчайшие глобулярные выделения опала неравномерно распределены в цеолитах, заполняющих все пространство в полости в базаль-

те. Судя по оптическим свойствам (показателям преломления), здесь присутствуют два типа цеолитов, которые формировались после появления глобулярных выделений опала. На границе, разделяющей цеолиты разного типа, присутствует тончайшая плёнка смектитов. Другой вариант соотношения опала со смектитами и цеолитами заключается в том, что в поле цеолитов неравномерно распределены микроглобулярные скопления смектитов, а некоторые из них окружены тонкой опаловой каймой. Следует указать на присутствие

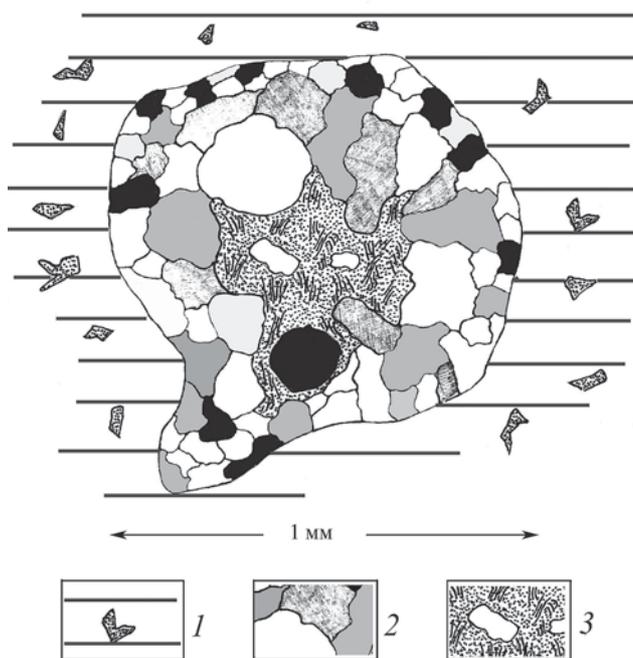


Рис. 34. Кварц-сметитовая ассоциация в газовой полости. Все полости минерального каркаса в базальте заполнены смектитами (зарисовка шлифа)
1 – базальты; 2 – кварц; 3 – смектиты

микроблобулярных выделений опала в сплошном поле смектита, заполнившим только нижнюю часть газовой полости (седиментационный тип). Верхняя часть полости заполнена цеолитами.

Итак, имеющиеся данные показывают, что кремнистые минералы в зоне трещинно-даймовых роёв могли формироваться на всех стадиях образования комплекса низкотемпературных минералов. Появление кремнистого вещества в толще базальтов связано с долгоживущими очагами центральных вулканов и кислыми породами в их составе. Миграция кремнезёма с высокотемпературными растворами происходит в основном по наиболее проницаемым линейным зонам трещиноватости. В плане эта зона часто совпадает с трещинно-даймовым роём, пространственно сопрягающимся с аппаратами центрального типа, включающими кислые субвулканические интрузии. Кремнистое вещество в базальтах отлагалось в виде геля из высокотемпературных растворов, внедрявшихся в зону формирования смектит-цеолитовой ассоциации. Поступление кремнезёма в открытые полости породы осуществлялось прерывисто. Накоплению одного или серии кремнистых слоёв в крупных полостях часто предшествовал перерыв, во время которого образование каких-либо вто-

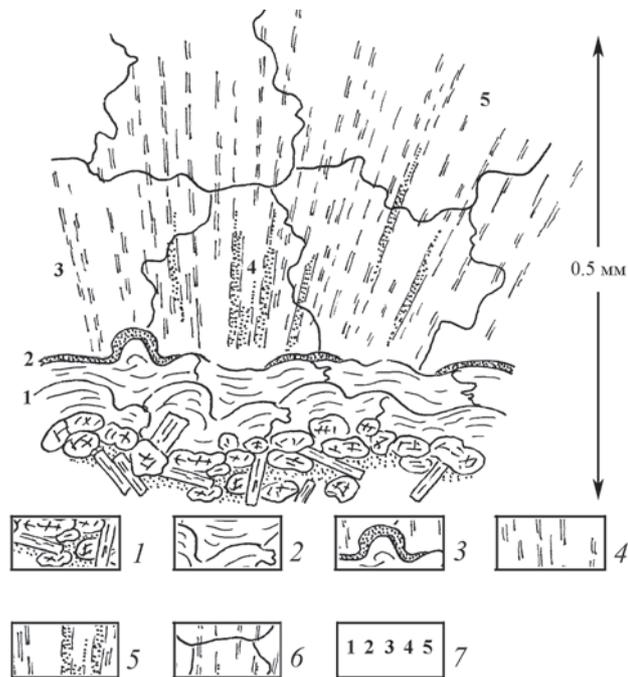


Рис. 35. Кварц-сметит-цеолитовая ассоциация в газовой полости. «Теневая» реликтовая структура цеолита и смектита хорошо проявляется при анализе шлифа с анализатором и в отраженном свете (зарисовка шлифа)

1 кристаллические компоненты базальта; 2 кварц, заместивший гелевые выделения опала; 3 смектиты; 4 радиально лучистая структура цеолита; 5 смектит по спайности в радиальной лучистой структуре цеолита; 6 кварц, частично заместивший и запечатавший цеолит и ассоциирующий с ним смектит; 7 последовательные этапы минералообразования.

ричных минералов не происходило. Значительно реже накопление кремнезёма прерывалось формированием глинистых минералов, цеолитов или кальцита.

Со временем опал частично или полностью замещился халцедоном, люссатитом, люссатином и лутецитом. Замещение происходило неравномерно, иногда послойно, в большинстве случаев новообразованные минералы охватывали несколько слоёв первоначально сформированного опала. Во всех случаях текстурно-структурные особенности первичного опалового вещества сохранялись.

В зоне внедрения даек в результате дополнительного сильного прогрева пород, уже содержащих вторичные кремнистые минералы, все первичные формы кремнезёма полностью преобразованы и в настоящее время представлены только кварцем. За пределами этой зоны сохраняется опал-халцедоновый состав кремнистых выделений.

Глава 9

МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ МИКРООРГАНИЗМЫ

Исландия – очень хороший объект для изучения жизни в гидротермальных системах на поверхности земли и в глубоких подземных горизонтах. Здесь впервые выявлены и исследованы минерализованные остатки микробиоты (бактерий, грибов) глубоких горизонтов гидротермально измененных миоцен-плиоценовых платобазальтов. Практически остров сложен целиком вулканогенными породами. В основном это базальты, не более 10 % составляют кислые породы. Роль осадочных пород, содержащих какие-либо биогенные остатки, ничтожно мала. Поэтому с большой долей вероятности можно говорить о том, что появление биоты в гидротермальных системах Исландии вряд ли может быть связано непосредственно с существованием здесь осадочных пород. Обнаружению минерализованной современной и древней микробиоты способствовали проведенные детальные минералогические исследования на поверхности земли, в пределах сольфатарных и фумарольных полей. Принципиально новыми являются материалы, раскрывающие характерные черты минерализации слоистыми силикатами остатков микробиоты, зафиксированных в глубоких горизонтах гидротермально измененных платобазальтов.

9.1. Гидротермальная фоссилизация микроорганизмов на поверхности земли

На всей территории Исландии насчитывается около 250 низкотемпературных полей, в пределах которых существует около 600–700 источников горячей воды, и 20 высокотемпературных полей, на многих из которых развиты проявления фумарол и сольфатар. Высокотемпературные поля встречаются только в современной рифтовой зоне на участках активной вулканической деятельности и, вероятно, в районах существования мелких магматических камер [Einarsson Th., 1994; Kristmannsdottir, 1978].

Широко известны примеры минерализации бактерий и их колоний в разных обстановках, включая горячие источники на поверхности земли

и нагретые подземные воды. Установлено большое разнообразие состава минералов, формирующихся при активном участии бактерий [Ehrlich, 1996]. Исследования литификации бактерий в природной обстановке и в условиях лабораторного эксперимента показали, что формирование минерального вещества происходит очень быстро. Наиболее определено скорость бактериальной минерализации была выявлена при формировании фосфатов и карбонатов. Лабораторные эксперименты показали, что минерализация фосфатом бактериальных нитей происходит в течение несколько часов [Герасименко и др., 1996]. Осаждение карбонатов кальция в морской воде при участии бактерий происходит также очень быстро [Castanier et al., 1989; Adams, Schofield, 1983; Perry, 1999]. В последнее время появились данные, указывающие на быструю минерализацию и замещение бактериальных нитчатых структур слоистыми силикатами в современных горячих источниках на дне океана [Köhler et al., 1994; Marteinsson et al., 2001a; Geptner et al., 2002] и в пресноводной обстановке [Tazaki, 1997]. Гидротермальная минерализация микроорганизмов слоистыми силикатами в подземной обстановке указывается в работах [Гептнер и др., 1997; Geptner et al., 1995].

Фоссилизация бактерий кремнеземом, гидроксидами железа, кальцитом и глинистыми минералами на поверхности земли в современной геотермальной обстановке рассматривается в ряде работ, посвященных исследованию процесса замещения органики минеральным веществом [Заварзин и др., 1989; Заварзин, 2002; Konhauser et al. 2001; Konhauser, Ferris, 1996; Tazaki, 1997, 1999; Jones et al., 1998; Renaut et al., 1996].

В Исландии фоссилизация микробиоты и образование гидротермалитов в низко- и высокотемпературных обстановках исследовалась на сольфатарных полях, в искусственных горячих озерах, у выхода горячих природных источников и на прогретых участках пляжа в пределах современной рифтовой зоны на геотермальных участках Рейкьянес, Несьяведлир, Большой гейзер, Лендманалойгар, Наумфьядль и Оксарфьордур.

Детальное исследование состава гидротермально измененных пород позволило выяснить некоторые особенности среды, в которой происходит современная фоссилизация и замещение органики глинистыми минералами, гидроксидами и оксидами железа, а также кремнеземом, и описать фоссилизированные микроструктуры.

В составе изученных местонахождений, включающих минерализованную органику, выделено несколько минеральных типов, слагающих гидротермально измененные породы – это 1) смектитовая ассоциация с гидроксидами и оксидами железа; 2) смектитовая ассоциация с сульфидами (пирит); 3) каолинит-метагаллуазитовая ассоциация с сульфатами, анатазом, бёмитом; 4) кремнистая ассоциация.

Среди гидротермалитов выделены фрамбоиды, шарики, палочки и другие образования, морфологически и по размеру сходные с описанными в литературе минерализованными бактериями. Однако следует иметь в виду, что образование глинистых минералов (смектитов) и кремнезема в зоне современной гидротермальной активности происходит без активного участия живой органики, играющей роль субстрата.

Во всех изученных зонах на поверхности земли в условиях повышенных температур и газовых эманаций, включающих углеводороды, возникает благоприятная обстановка для обитания микробиоты. Наличие бактериальных форм, минерализованных глинистыми, железистыми и кремнистыми минералами в современных горячих источниках и на сольфатарных полях, указывает на возможность существования жизни в разнообразных условиях высокотемпературного гидротермального процесса. В древних отложениях некоторые параметры этих условий могут быть восстановлены или уточнены при анализе минерального состава и обстановки формирования измененных пород.

Результаты проведённых исследований показали, что осаждение кремнезема и слоистых силикатов в гидротермальной обстановке не контролируются жизнедеятельностью бактерий. Органика наравне с минеральными компонентами является субстратом для осаждения ряда химических компонентов.

На поверхности земли там, где из скважин изливаются горячие воды, в зоне кремненакопления в движущейся водной среде формируются абиогенные биоморфноподобные микро- и наноструктуры. Впервые выявлен ряд биоморфноподобных микро- и наноструктур, формировавшихся в обстановке кремненакопления в движущейся водной среде без участия бактерий. Морфологически и по размеру эти структуры сходны с фоссилизированными бактериями, а текстура кремнистых образований – с микростроматолитами. Различные способы формирования абиогенных биоморфно-

подобных кремнистых микро- и наноструктур необходимо иметь в виду при исследовании древних отложений.

9.1.1. Минерализация на сольфатарном и фумарольном полях

В процессе гидротермальной деятельности мозаичный характер распространения на площади пород разного цвета и состава возникает в результате локальной миграции химических элементов, интенсивность которой контролируется появлением и подновлением трещинных систем в процессе рифтогенеза. Основным фактором преобразования пород в зоне разгрузки высокотемпературных гидротермальных систем являются восходящие потоки пара и газов, в то время как латеральные потоки гидротермальных растворов на поверхности земли не играют большой роли.

На сольфатарных и фумарольных площадках формируется комплекс пород, в составе которого большую, а иногда и основную роль играют глинистые и кремнистые минералы, самородная сера, сульфиды, а также гидроксиды железа. Большая часть исследованных измененных пород, содержащих в качестве главных вторичных минералов гидроксиды железа и смектиты, отличается от свежих базальтоидов повышенным содержанием Fe_2O_3 за счет окисления FeO и пониженным – MgO , CaO и Na_2O . Так, на геотермальной площади Тейстарейкир средние значения содержания оксидов в свежих и измененных породах составляют соответственно, %: MgO – 5,8 и 2,9, CaO – 11,9 и 2,1, Na_2O – 1,9 и 0,1, а на геотермальной площади Наумафьядл: MgO – 6,2 и 1,2, CaO – 11,1 и 4,6, Na_2O – 2,4 и 0,1. Еще более существенные отличия в содержании петрогенных элементов выявляются у гиалокластитов, заместившихся полностью или в значительной степени каолинитом или кремнистым веществом, что свидетельствует об интенсивном перераспределении петрогенных элементов в зоне фумарольной активности.

В то же время в составе изученных пород отмечаются неподвижные или малоподвижные элементы. Среди петрогенных таким элементом является титан, а среди малых элементов – Nb и Zr, которые даже при интенсивном изменении базальтов, когда в составе вторичных минералов формируется большое количество эпидота, остаются неподвижными [Курносов и др., 2004; Gibson et al., 1982].

Титан обычно рассматривается как слабо подвижный элемент. Действительно, среднее содержание TiO_2 в свежих вулканитах и гиалокластитах, замещенных глинистыми минералами, близкое. Более высокие содержания TiO_2 (3–7 %) являются относительными. Они отмечаются в не-

которых пробах измененных пород, в частности, замещенных кремнистыми минералами, в которых большая часть петрогенных элементов почти полностью удалена. Кажущееся обогащение этим элементом свидетельствует о его малой подвижности даже в экстремальных условиях гидротермальной переработки.

Большое количество титана при микрондировании установлено в породе, практически нацело сложенной кремнеземом, из зоны интенсивной фумарольной деятельности и в красно-коричневых отложениях с периферии активной фумарольной зоны. Здесь зафиксированы разнообразные по размеру и внутреннему строению локальные зоны (шарики, изоморфные скопления, полосы), обогащенные титаном (см. гл. 7: рис. 32, *з*; табл. 17–20, 22). Титана больше во внутренних частях шариков (до 33 %), а во внешней зоне шариков и в основной массе вмещающей породы его содержание находится на одном уровне (1–2%). Причина такого распределения титана и формирования, обогащенных им микроскопических стяжений остается до конца невыясненной. Можно предположить, что такие стяжения образовались при разрушении стекла и концентрации силикагеля при очень низких значениях pH, о чем свидетельствует, например, наличие в некоторых образцах большого количества серы. В этих условиях можно допустить существование коллоидной фазы TiO_2 и ее коагуляции с образованием локальных обособлений. Нельзя исключить влияния на процесс микроаккумуляции TiO_2 бактериальной активности, о чем могут свидетельствовать минеральные локальные обособления, встреченные в зоне гидротермальной активности. Так, например, большое количество кристаллов анатаза в ассоциации с минерализованными бактериями и растительной органикой было обнаружено в глинистых отложениях осадков, формировавшихся в зоне активного гидротермального воздействия (рис. 1) [Гептнер и др., 2006].

Важным компонентом исследованных пород являются разнообразные фрамбоиды, шарики, палочки, морфологически и по размеру сходные с описанными в литературе минерализованными бактериями [Бактериальная палеонтология, 2002; Zhegallo et al., 2000]. Среди пролювиальных отложений по составу выделяются шарики и палочки, состоящие в основном из смектитов и(или) гидроксидов железа.

О большой роли бактериальной деятельности в исследованных породах геотермальной зоны Тейстарейкир позволяют говорить многочисленные фрамбоиды пирита и марказита, обнаруженные в пролювиальных отложениях в зоне современной фумарольной активности (рис. 2, *а–в*). Тесное взаимоотношение всех форм пирита и глинистых

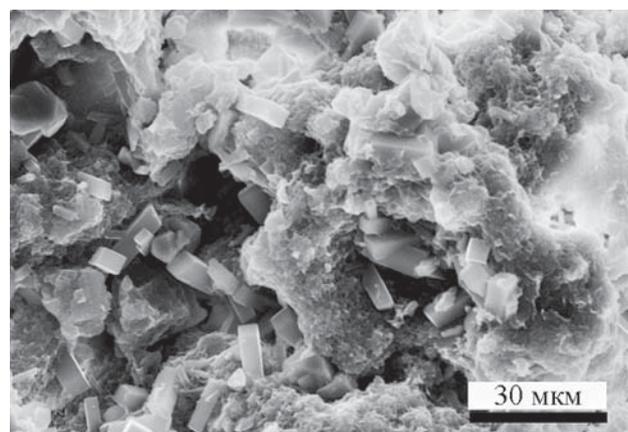


Рис. 1. Кристаллы анатаза (стрелки) в гидротермально изменённых гиалокластитах на геотермальном поле Хверагерди (СЭМ)

минералов указывает на одновременность их образования. Ярким свидетельством этого являются шаровые структуры, содержащие во внутренней части глинистое вещество (см. рис. 2, *в*). В зоне скоплений кристаллов пирита отмечено присутствие глинистых минералов, слагающих одиночные шарики и их скопления в виде нитей (рис. 3, *а–в*). Сотовая (или ячеистая) структура на поверхности шариков делает их похожими на коккоидные бактерии, покрытые с поверхности минерализованным гликокаликсом [Zhegallo et al., 2000].

Подобный характер взаимоотношения глинистых минералов и сульфидов возник при гидротермальной проработке уже сформировавшихся глинистых пролювиальных отложений. В результате произошло образование и тесное срастание кристаллов и фрамбоидов пирита и марказита с глинистыми минералами.

В глинистой массе рассеяно большое количество шариков. Эти образования особенно многочисленны на участках распространения гидроксидов железа и в пределах железистых корочек (рис. 4, *а, б*). Шарики находятся в тесном срастании с чешуйками глинистых минералов, облекающих и проникающих в их внутренние части. Обращает внимание близкий размер этих образований, не превышающий 10 мкм, и часто встречающиеся структуры, которые напоминают начальные стадии деления шариков на две части. На поперечных сколах шариков видны элементы концентрического и радиального строения (рис. 4, *в*).

На отдельных участках поверхности шариков зафиксировано скопление одиночных или соединяющихся попарно биоморфных структур, напоминающих минерализованные палочки бактерий ($1,0 \times 2,0$ мкм) с характерным секционным строением и закругленными окончаниями у каждой

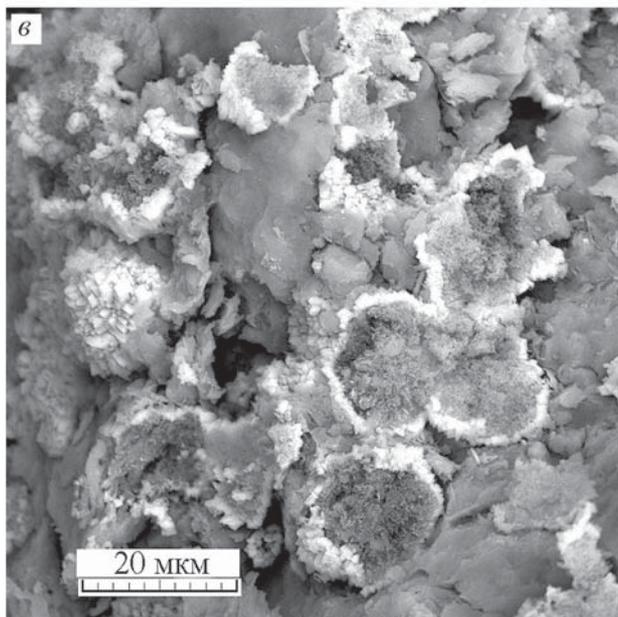
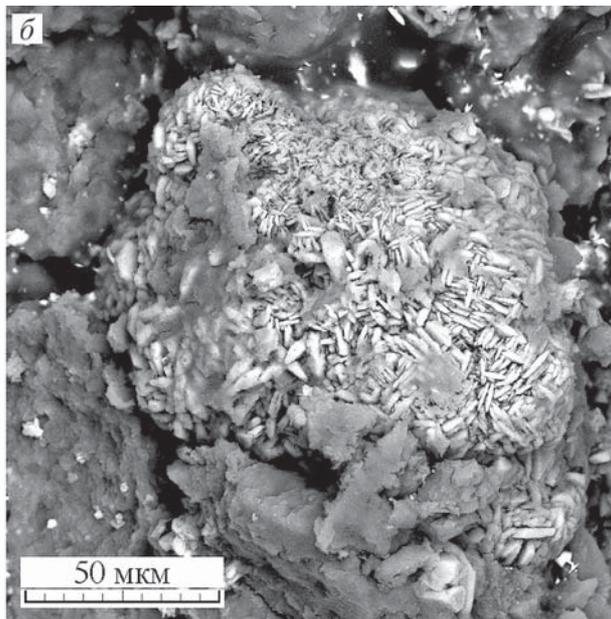
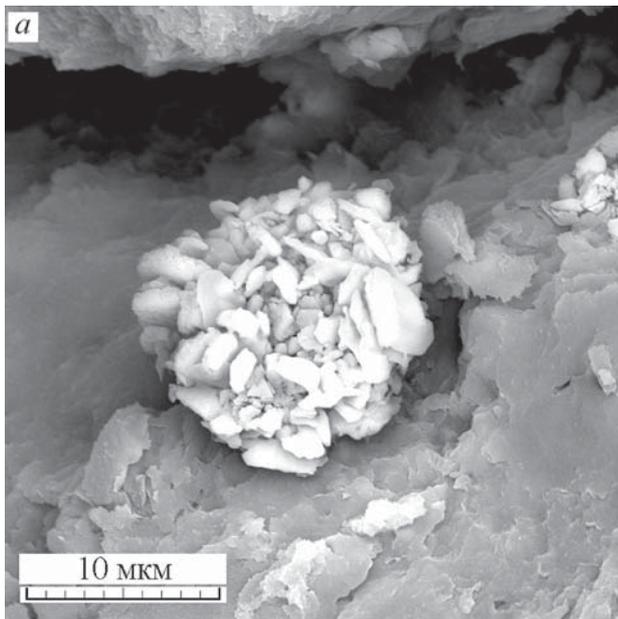


Рис. 2. Синие-серая глинистая порода в зоне наложения фумарольной активности на пролювиальные отложения

a – фрамбонды, состоящие из пластинчатых кристаллов марказита; *б, в* – характер соотношения структур фрамбондов и глинистого вещества: *б* – пленки глинистых минералов, плотно облегающие фрамбонды марказита; *в* – глинистый материал, заполняющий внутреннее пространство фрамбондов (СЭМ)

особи (рис. 5, *a–в*). В некоторых случаях палочки имеют отчетливо выраженное строение гантелей (рис. 6, *a*). Определенно биогенную природу имеет ассоциация шарика с нитевидными образованиями (рис. 6, *б*). Не вызывает сомнений биогенный генезис фрамбондов пирита – обычный и характерный элемент гидротермальной минерализации органических остатков (рис. 7).

9.1.2. Минерализация в зоне паро-газовых струй

Биоминерализация Fe-минералами. На термальных участках при температуре 25–30 °С поверхность многих обломков стекла замещена

глинистыми минералами и покрыта коркой, состоящей из округлых скоплений гидроксидов и оксидов железа. В этой корке основная масса железистых образований состоит из комочков разного размера (от 10–15 до 0,1 мкм). В глинистом матриксе измененных обломков стекол совместно с разнообразными по форме выделениями оксигидроксидов железа встречаются скопления шариков близкого размера (около 2 мкм в поперечнике) и гантелеобразных тел с гладкой поверхностью (рис. 8, *a*). На преимущественно Fe-состав рассматриваемых образований указывают результаты микрозондового анализа. Примесь небольшого количества Al, Si, Ti, S и Cl связана с присутствием среди этих образований микровыделений сло-

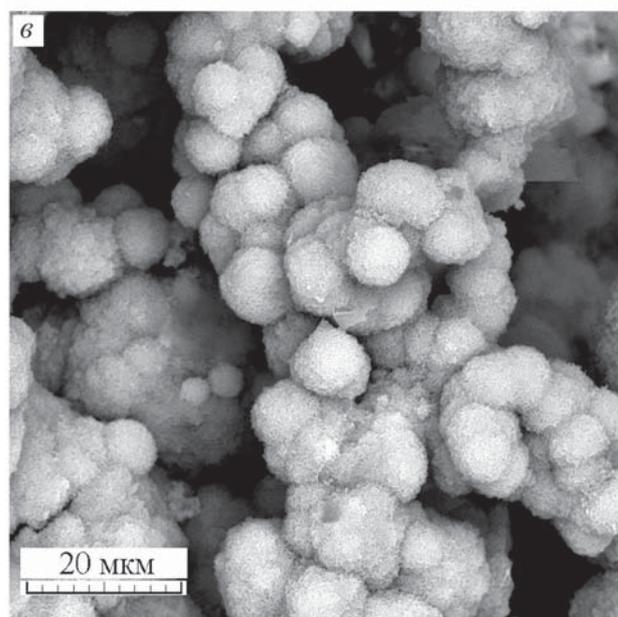
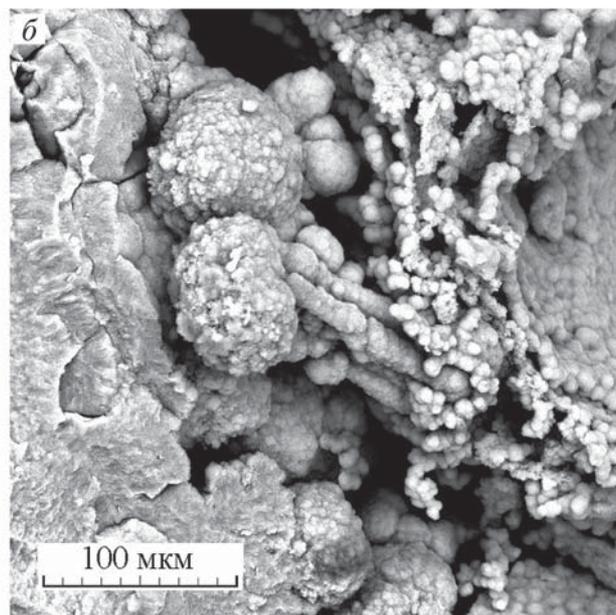
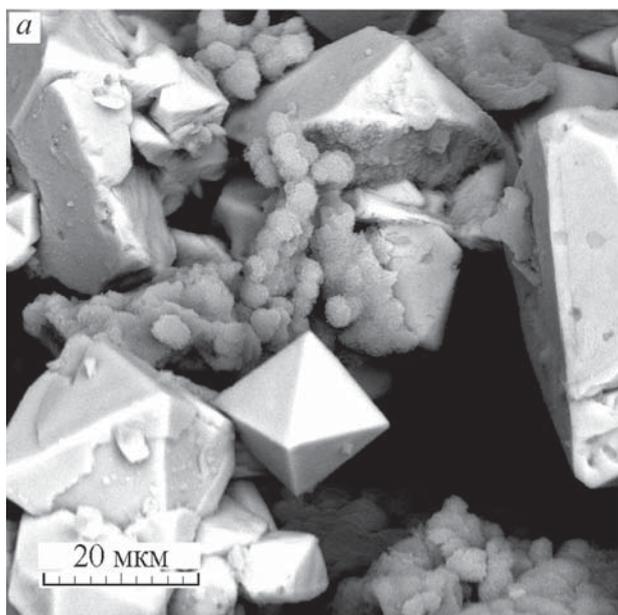


Рис. 3. Красно-коричневая порода на периферии фумарольной зоны

a – соотношение единичных шариков и цепочек, покрытых глинистым веществом ячеистой микроструктуры, и октаэдрических кристаллов пирита; *б* – округлые и овальные образования, цепочки шариков в поровом пространстве глинистой породы; *в* – одиночные крупные шарики и цепочки мелких слившихся шариков с характерной сотовой микроструктурой на поверхности

истых силикатов и солей, выпавших из морского рассола, пропитывающего на этом геотермальном поле все измененные породы.

Минерализация слоистыми силикатами. Одиночные фоссиллизированные бактерии и их небольшие скопления обнаружены в зоне замещения обломков вулканического стекла глинистыми минералами. Поверхность таких обломков покрыта коркой, состоящей из округлых скоплений листочков смектитов. На поверхности трещин, рассекающих обломки свежего и палагонитизированного стекла, располагаются многочисленные слегка изогнутые с закругленными окончаниями бактериоморфные тела около 1 мкм по длинной оси (рис. 8, *б*). В местах их скоплений поверх-

ность измененного стекла покрыта пленками и отдельными листочками смектитов.

Выше уже отмечалось, что на стенках некоторых газовых полостей располагаются колломорфные выделения смектитов. В газовой полости сильно пористого измененного обломка сидеромеланового стекла была обнаружена фоссиллизированная глинистыми минералами нитчатая биоморфная микроструктура. Смектиты, осаждавшиеся на поверхности органической ткани, зафиксировали вытянутые и изгибающиеся фрагменты нитчатых структур (рис. 8, *в*).

Современная минерализация кремнеземом. Нитчатые и кокоидные бактериальные структуры, частично покрытые кремнистым (опал) материа-

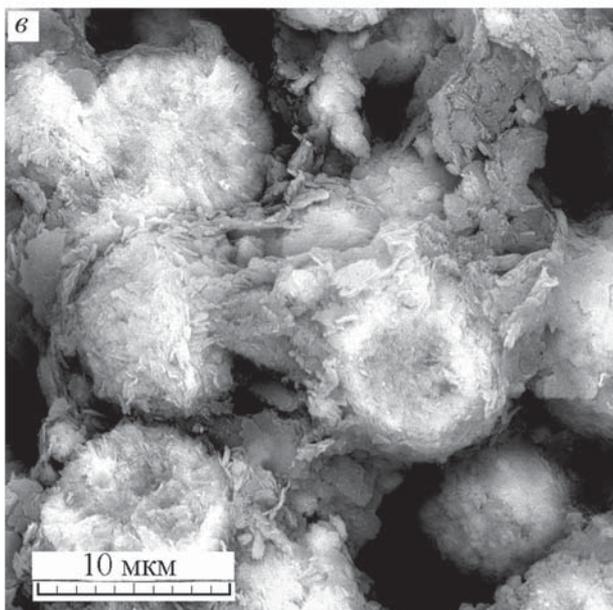
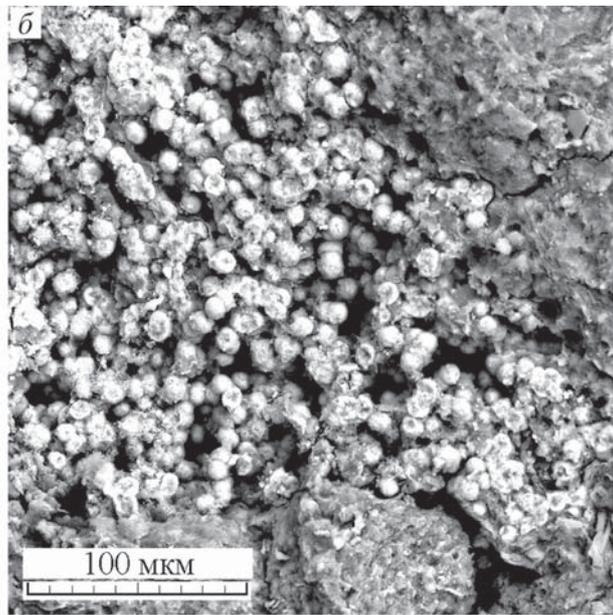
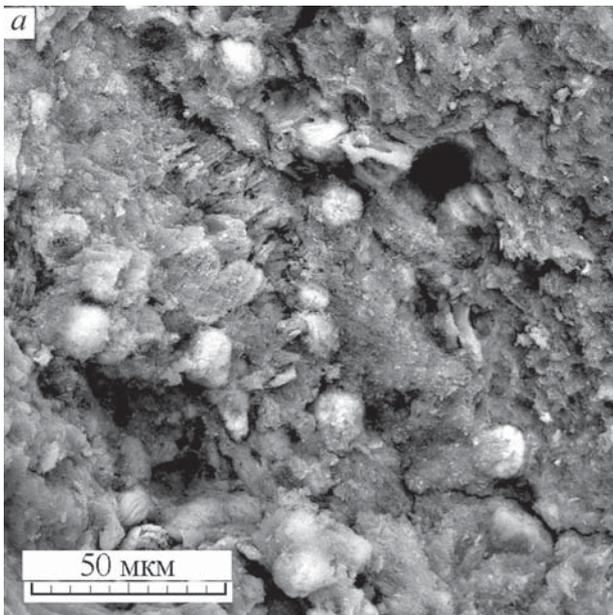


Рис. 4. Порода с большим количеством гидроксидов железа – пролювиальные отложения со следами погребенных почвенных горизонтов

а – шарики, рассеянные в глинистой массе породы; *б* – шарики на участках распространения гидроксидов железа и железистых корочек; *в* – концентрические и радиальные микроструктуры шариков (СЭМ)

лом, в 2001 году были найдены на поверхности осколка разбитого оконного стекла, лежавшего несколько лет на горячем грунте fumarольного поля недалеко от места бывшей скважины. Кремнистые образования и микробиота (шарики, нити) размещались на нижней поверхности обломка стекла, обращенной к поверхности земли (рис. 8, з). Фоссилизация кремнеземом микробиоты и образование абиогенной биоморфноподобной микроструктуры в горячей воде на геотермальном участке Рейкьянес будут рассмотрены ниже.

Минерализация современных нитчатых бактерий, обитающих в обстановке высокотемпературных газовых струй. Некоторые особенности фоссилизации микроорганизмов в высокотемпе-

ратурных условиях удалось выявить при анализе характера соотношения биоморфных структур и запечатывающего их минерального вещества на поверхности «ловушек», установленных над выходом горячих (более 80 °С) парогазовых струй на fumarольном поле Рейкьянес (рис. 9), а также Кризувик и Несьяведдир.

Поверхность алюминиевых пластин, подвергавшихся тепловому и газовому воздействию у устья парогазовых высокотемпературных струй в течение 10–15 дней, местами сильно корродирована. Корродированная поверхность пластин по краям, т.е. в местах наименьшего прогрева, частично или полностью покрыта конденсатом темно-коричневого до черного цвета, в тонких пленках – бесцветно-

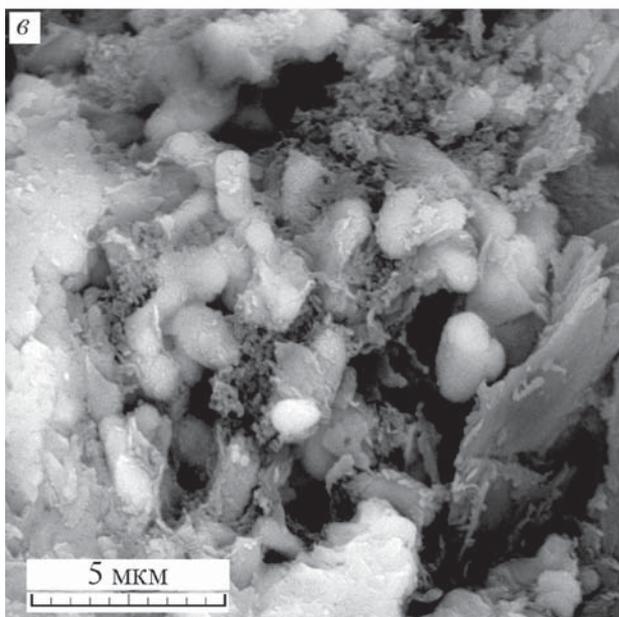
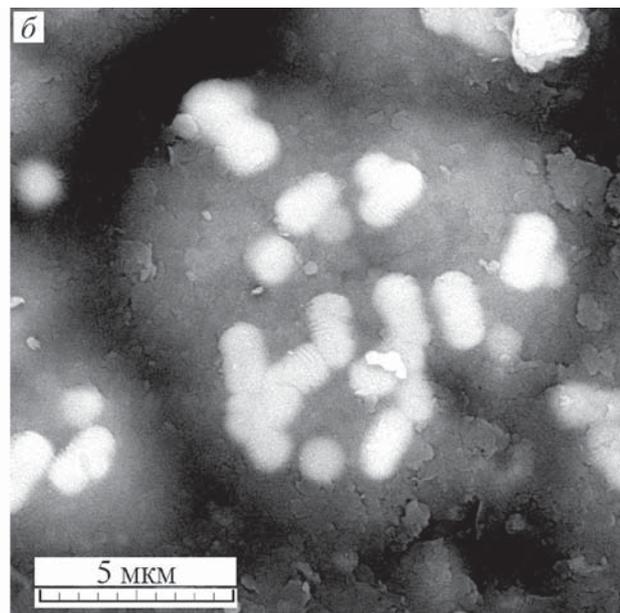
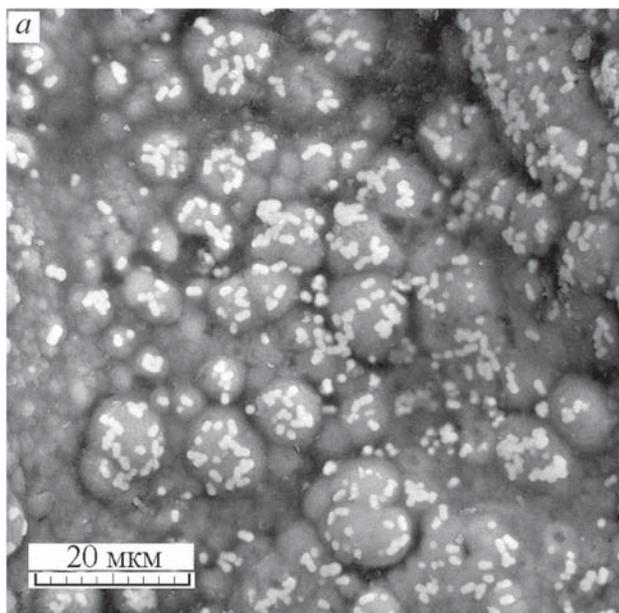


Рис. 5. Биоморфоподобные микроструктуры (СЭМ)

а – скопление одиночных и соединяющихся попарно минерализованных палочек бактерий на поверхности шариков; *б* – минерализованные бактерии с характерным секционным строением и закругленными окончаниями; *в* – скопление минерализованных палочек бактерий в поровом пространстве породы

го. В краевой части пластин обнаружено большое количество нитчатых бактерий. Бактериальные микроструктуры частично или полностью покрываются и замещаются минеральным веществом, конденсировавшимся из парогазовых струй на поверхности алюминиевых пластин. Колломорфный характер конденсата подчеркивается натечными формами; поверхность его разбита многочисленными трещинами дегидратации. Трещины рассекают минеральное вещество и заключенные в нем нитчатые бактериальные структуры (рис. 8, *д*, *е*).

При изучении микроструктуры поверхности алюминиевой пластины и характера ее взаимоотношения с аморфным конденсатом установлено, что разрушение алюминия происходило при активном

воздействии бактерий. На корродированной поверхности пластины видна ячеистая поверхность и шарообразные и червеобразно изогнутые структуры, располагающиеся на границе с аморфным конденсатом в глубоких круглых лунках на поверхности металла (рис.10, *а*, *б*). Наряду с обнаруженными на поверхности алюминиевых пластин ловушки бактериями, не покрытыми минеральным веществом, во многих местах зафиксированы нитчатые микроструктуры, частично или полностью запечатанные аморфным конденсатом однородной структуры. Характер взаимоотношения бактериальных форм с алюминиевой конструкцией и конденсировавшимся на ее поверхности гелеобразным веществом подробно рассматривается в работе [Гептнер и др.,

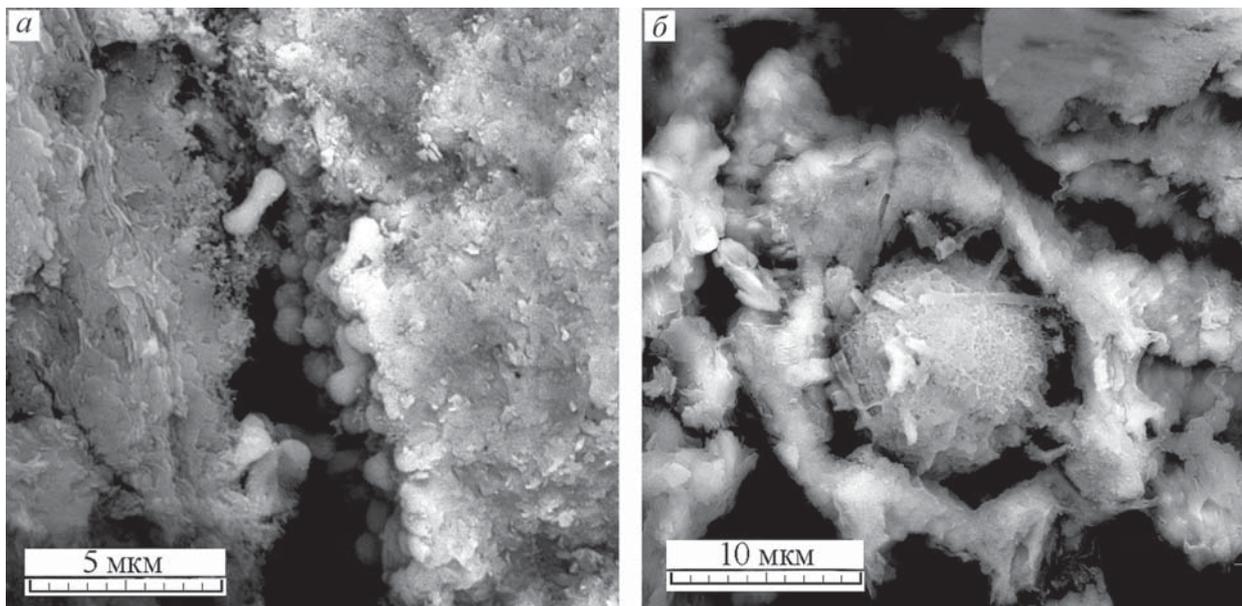


Рис. 6. Минерализованные бактерии (СЭМ)
а – скопление минерализованных бактериальных структур с отчетливо выраженной формой гантелей; *б* – ассоциация шарика с нитевидными бактериальными образованиями

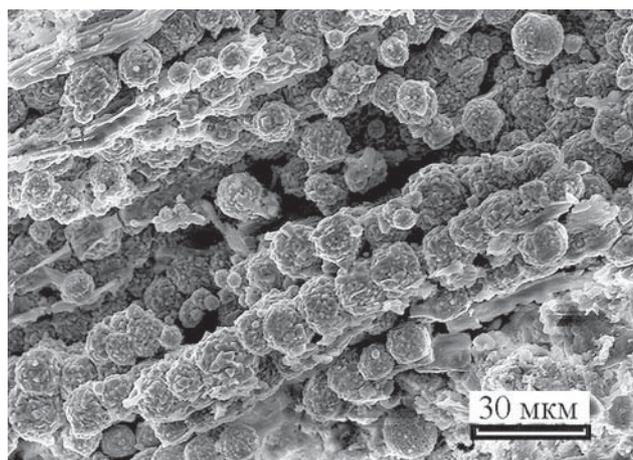


Рис. 7. Фрамбонды пирита, инкрустирующие растительные остатки (СЭМ)

2003]. Необходимо подчеркнуть, что при изучении биогенного изменения вулканического стекла и поверхности алюминиевой конструкции наблюдался сходный характер взаимоотношения бактериальных форм и субстрата [Thorseth et al., 1992; Furnes et al., 2004; Гептнер, 2001].

В составе аморфного вещества конденсата установлены S, Si, Ca, K, иногда в заметном количестве присутствуют Mg, P, Cl и Fe. Относительное содержание этих элементов в разных опробованных точках заметно колеблется. Кроме того, присутствуют Na, Ti, Zn и V. Постоянно фиксируется Al, посту-

павший в основном из алюминиевой конструкции, разрушавшейся в агрессивном потоке горячего пара. На некоторых участках поверхности алюминиевой конструкции отмечены скопления кристаллов (рис. 10, в). Единственный элемент, который был обнаружен в составе этих кристаллов микрозондом, – алюминий. Это позволяет отождествить эти кристаллы с бёмитом. Нитчатые бактерии, располагающиеся на поверхности алюминиевой конструкции, покрывают и, в основном, облекают кристаллы бёмита. Однако в некоторых случаях видно, что часть нитей инкрустируется кристаллами. Это может свидетельствовать о том, что бактерии заселяли эти участки уже в процессе разрушения поверхности ловушки и формирования кристаллов бёмита на её поверхности.

Главными компонентами аморфного вещества, покрывающего бактериальные структуры, являются S и Si, в небольшом количестве отмечено Fe. Конденсат включает редкие кристаллы гипса, а сера, отмеченная только на некоторых участках, возможно, входит в состав каких-то углеродистых компонентов (рис. 10, г).

В конденсате и диатомитовом сорбенте ловушек, экспонированных на геотермальных площадках Рейкьянес, Несьяведлир и Кризувик, обнаружены полициклические ароматические углеводороды (ПАУ) (таблица 1). Интересно отметить, что наибольшее количество ПАУ зафиксировано в ловушках фумарольного поля Рейкьянес [Гептнер и др., 2005].

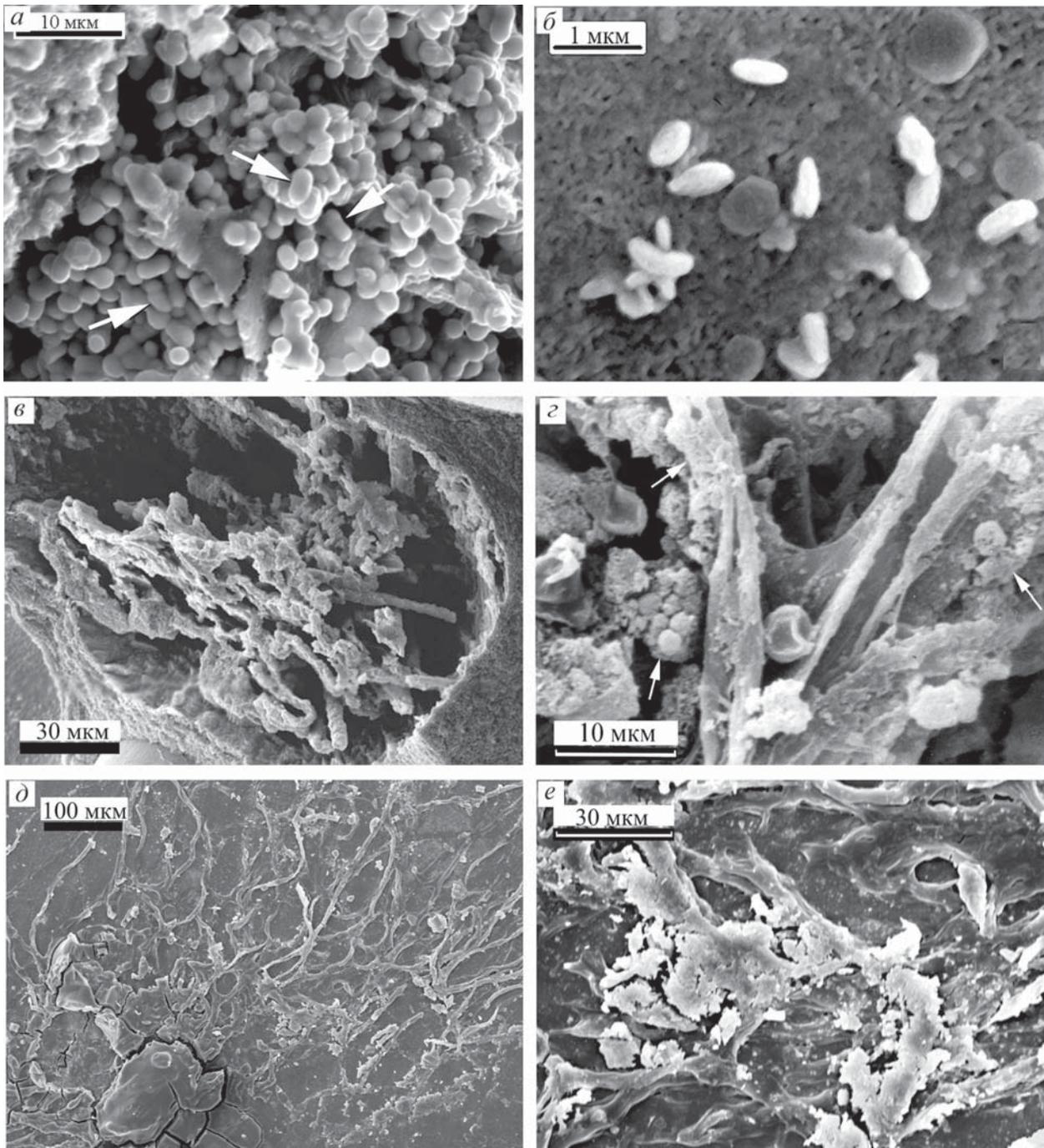


Рис. 8. Биоморфные микроструктуры, минерализованные в разных обстановках (СЭМ)

a – железистая биоминерализация: шаровидные и гантелеобразные структуры (стрелки), сложенные гидроксидами и оксидами Fe; *б, в* – смектиновая фоссилизация: овальные тела (*б*), нити (*в*); *г-е* – кремнистая фоссилизация: частичное замещение нитчатых и кокковидных бактерий кремнеземом (стрелки) в зоне выделения парагазовых эманаций (*г*); бактериальные нити на поверхности алюминиевой ловушки, покрытые конденсатом из парагазовых струй (*д, е*)

В обстановке, близкой к вышеописанной, обитают экстремальные термофилы (кокковидные бактерии), обнаруженные и исследованные К. Штеттером в «кипящих» грязевых котлах [Заварзин, 2002]. «Кипящие» грязевые котлы являются характерным элементом сольфатарных полей Исландии.

9.1.3. Минерализация кремнеземом в водной среде

В водах современных горячих источников, изливающихся на поверхность земли, фоссилизация кремнеземом микробиоты и крупных органических и неорганических (минеральных) объектов



Рис. 9. Ловушки, установленные на fumarольном поле Рейкьянес

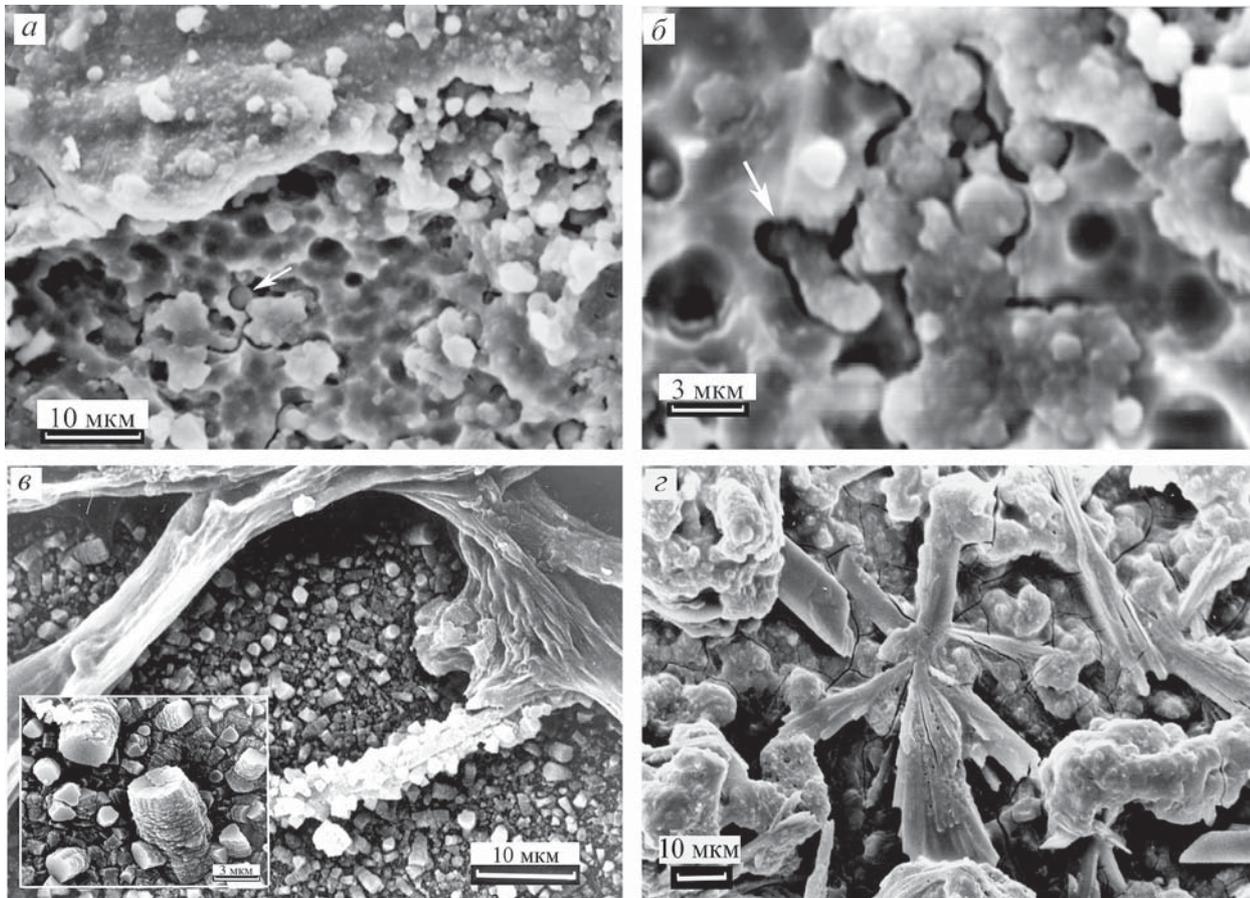


Рис. 10. Структура разрушения алюминия на контакте поверхности ловушки и конденсата из парогазовых струй Фотографии сканирующего электронного микроскопа (СЭМ)

а – ячеистая поверхность алюминия сразу под слоем конденсата, стрелка показывает кокцидное тело бактерии(?); *б* – кокцидные бактериальные структуры, частично покрыты конденсатом, стрелка показывает нитчатое тело бактерии, расположенное в углублении на поверхности алюминия; *в* – нитчатая бактерия на поверхности алюминиевой ловушки, сложенной кристаллами бёмита, видна одна нить, покрытая этими кристаллами. На врезке кристаллы при большем увеличении; *г* – конденсат с кристаллами гипса

Таблица 1. Химический состав глинистых минералов, слагающих различные микроструктурные типы

Компонент	Анализирувавшиеся объекты							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48,82	45,85	49,28	47,29	52,37	48,02	48,11	50,30
Al ₂ O ₃	9,09	8,36	9,21	8,90	9,29	8,83	7,03	3,94
FeO	17,63	20,62	16,81	17,74	17,25	20,48	18,27	24,09
TiO ₂	trace	trace	0,12	0,39	trace	trace	н. о.	н. о.
MnO	н. о.	н. о.	0,16	0,07	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
CaO	1,22	1,43	1,30	1,28	1,09	1,60	2,46	0,58
MgO	6,14	5,57	7,57	7,48	5,39	4,91	3,57	3,39
K ₂ O	4,23	4,62	2,73	4,03	4,47	4,06	7,19	8,13
Na ₂ O	2,20	2,88	1,93	1,96	1,71	3,09	5,30	1,55
BaO	0,03	0,15	0,00	0,00	0,00	0,40	н. о.	н. о.
P	0,22	0,16	0,00	0,03	0,15	0,16	н. о.	н. о.
S	0,26	0,23	0,73	0,90	0,13	0,21	н. о.	н. о.
Cl	0,16	0,13	0,16	0,00	0,16	0,23	0,06	0,00
Сумма	90,00	90,00	90,00	90,07	92,01	91,99	91,99	91,98

Примечание: Данные микроанализа (EDX, LINK-860), пересчитанные на 10 % потери при прокаливании для смектитов и смешанослойных смектит-иллитов и 8 % для селадонита.

происходит быстро и интенсивно. Большая скорость образования кремнистого вещества (опала) и формирования отдельных слоев гейзеритов подчеркивается наличием тончайших особенностей морфологии отдельных индивидуумов микробиоты и бактериальных матов в целом. На некоторых участках гейзериты практически полностью состоят из fossilized бактерий и включают многочисленные остатки диатомовых водорослей и крупные фрагменты наземной растительности (обрывки волокон трав, листья деревьев и др.).

На сколах плотных участков гейзеритов видна волнистая слоистость, огибающая неровности любого подстилающего рельефа и (или) крупные инородные включения. Мелкие, часто сжатые складочки возникают при течении еще не затвердевшего кремнистого геля. Как показывают проведенные исследования, в большинстве случаев слоистые отложения гейзеритов с микростроматолитовой текстурой возникли в результате абиогенного осаждения кремнезема и fossilization разнообразных по размеру и составу органических и неорганических образований.

При исследовании большого количества объектов установлено, что микротекстурные и микроструктурные особенности строения гейзеритов в значительной степени определяются характером гидродинамики растворов, из которых осаждаются кремнезем.

В зоне длительно действующих, спокойно изливающих горячих источников и в озерах с горячей водой формируются плотные гейзериты с

однородной текстурой. В их составе зафиксированы отдельные элементы бактериальных структур, скопления нитей (маты), и часто видны полости соответствующего размера, возникшие в кремнистом материале после исчезновения органического вещества. Здесь же встречаются свежие, не минерализованные нитчатые микроструктуры. Совместно с бактериями в гейзеритах нередко в большом количестве присутствуют панцири диатомовых водорослей, тоже запечатанные кремнистым веществом.

Анализ обстановок накопления и микроструктурных особенностей современных кремнистых отложений показал, что в динамически активной (текущей, пульсирующей и др.) водной среде при осаждении кремнезема возникает целый ряд ложных, биоморфноподобных, микроструктур.

Рассмотрим примеры fossilization микробиоты в различных обстановках, а также микро- и наноструктуры абиогенных аморфных кремнистых (опал) образований, по форме напоминающие fossilized бактерии.

9.1.4. Формирование кремнистых осадков в потоках горячей воды, вытекающей из скважин

Кремнистые осадки, отлагающиеся на дне и по бортам постоянных потоков горячей воды с температурой более 80 °С, вытекающей из скважин, исследовались на геотермальных участках Свартсенги (рис. 11). Здесь формируются слоистые



Рис. 11. Искусственное горячее озеро Голубая лагуна (геотермальное поле Свартсенги)

кремнистые отложения иногда с хорошо выраженной тонкослоистой, волнистой и микроскладчатой текстурой, аналогичной той, которая характерна для природных источников гейзерного типа. Кремнистая масса состоит из скопления округлых и овальных тел разного размера с однородной, плотной структурой. Поверхность плотной кремнистой массы покрыта тонким слоем мельчайших разнообразных комочков (0,6–1,5 мкм в поперечнике). Минеральные предметы и нитчатые бактерии, встречающиеся в поровом пространстве кремни-

стой массы, также покрыты слоем комочков кремнезема разного размера (рис. 12, *а, б*).

На геотермальном поле Несьяведлир пробурено много скважин, поставляющих горячую воду для электростанции. Около некоторых скважин располагаются кремнистые осадки, образовавшиеся в результате кратковременного (1–2 ч) сброса горячей воды (рис. 13). Отложения опала, выделяющиеся белым цветом на склонах оврагов и в тальвеге ручьев, зафиксировали положение кратковременных потоков горячей воды, на-

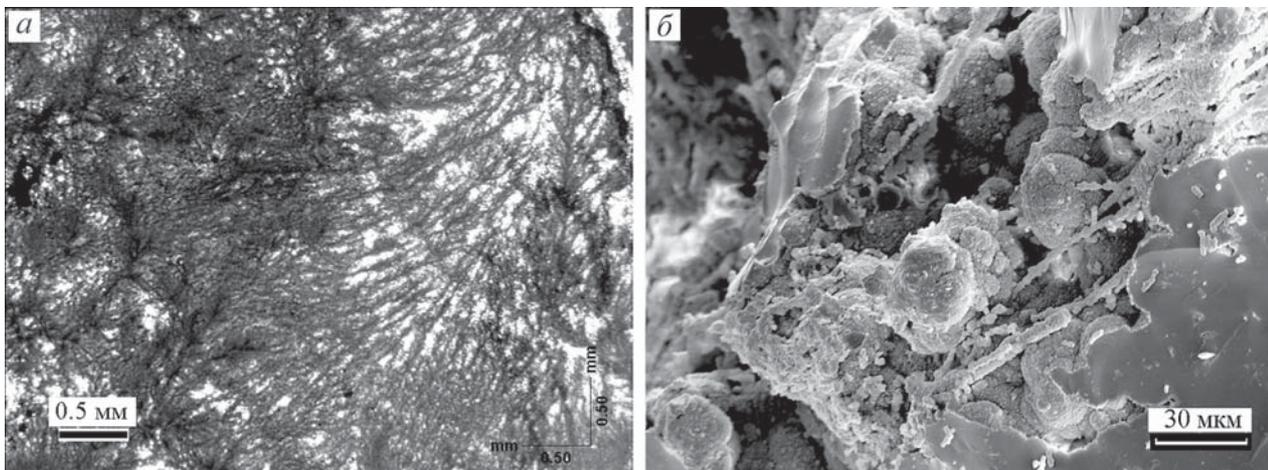


Рис. 12. Биогенные и абиогенные микро- и наноструктуры в кремнистых отложениях, отложившихся из современных потоков горячих вод геотермальной электростанции Свартсенги

а – микроструктура слоистого гейзерита с биоморфно подобной текстурой, тёмное – обломки минералов, фотография шлифа; *б* – фоссиллизованные кремнеземом бактериальные нити (стрелки), запечатанные плотной колломорфной массой опала, осаждающейся в искусственном горячем озере Голубая лагуна (СЭМ)



Рис. 13. Отложения кремнезёма (белое), выпавшие из горячей воды скважины

сыщенной кремнеземом. Корка опала до 3–5 м мощности, с хорошо выраженными на поверхности натечными и облекающими формами, покрывает сплошным чехлом минеральные обломки и частично или полностью замещает растительные остатки (водоросли, траву). При исследовании внутреннего строения корки в ней установлено два доминирующих микроструктурных типа: шарики и нити.

Шарики имеют ровную гладкую поверхность, их размер колеблется от 1 до 15 мкм. Одиночные шарики неравномерно распределены на поверхности нитчатых микроструктур, а на отдельных участках они слагают скопления, состоящие из агрегатов разноразмерных шариков.

Среди нитчатых микроструктур можно выделить два типа. Первый тип – это цепочки шариков, второй – плотное соединение шариков и уплощенных овальных тел. В последнем случае создается впечатление секционного строения нити. Поперечный размер нитей, состоящих из шариков, соединенных в цепи, изменяется от 2 до 6 мкм. Они изгибаются, ветвятся и соединяются перемычками друг с другом. В окружении нитей рассеяно много одиночных шариков разного размера (рис. 14, *а–в*).

Нити, состоящие из овальных тел, слагают пучки, в которых отдельные индивидуумы вытянуты однонаправлено и образуют сложно переплетенную структуру: изгибаются, ветвятся, а также сливаются в одну плоскую структуру. Окончания нитей закругленные, а на сколе внутри них видно однородное плотное строение кремнистого мате-

риала. На исследованных участках корки поперечные размеры нитей близки – около 20 мкм.

Кремнистые осадки, формирующиеся в настоящее время в зоне постоянного сброса горячей воды из скважины, были собраны и исследованы на геотермальном поле Хверагерди. Горячая вода от устья скважины стекает по искусственному деревянному желобу и впадает в холодный ручей (рис. 15). Основная масса опала отлагается у нижнего конца желоба, где горячий поток интенсивно разбрызгивается и испаряется на поверхности валунов. Наибольшая мощность опаловой корки на поверхности постоянно смачивающихся валунов достигает 2–4 см. Ниже по ручью горячая вода смешивается с холодной, и выпадение кремнезема прекращается.

Изучение микро- и наноструктуры опаловых корок, сформировавшихся в рассматриваемых условиях, выявило наличие в их строении многочисленных нитчатых микроструктур в ассоциации с единичными коккоидными образованиями и цепочками овальных тел (рис. 16, *а, б*). Обращает внимание очень маленький размер нитчатых и коккоидных структур. Диаметр нитей от 0,8 до 1,0 мкм. Единичные и собранные в цепочки коккоидные структуры имеют близкие размеры – около 0,3–0,5 мкм. Отдельно расположенные шарообразные микроструктуры покрыты тончайшей кремнистой пленкой, соединяющей их друг с другом (см. рис. 16, *в*). Здесь же в кремнистых осадках встречены в различной степени фоссилизированные бактериальные нити. От рассмотренных выше кремнистых нитчатых структур они отлича-

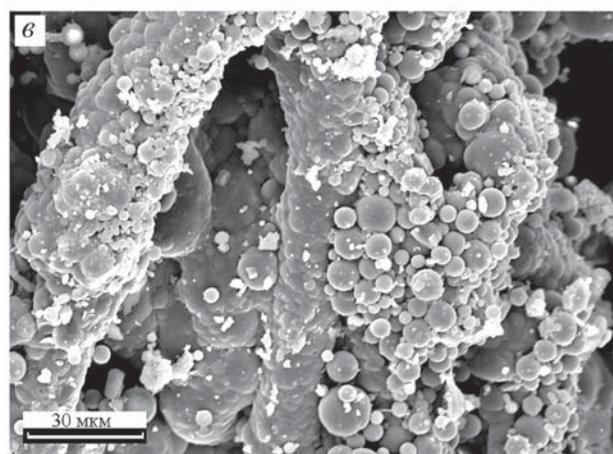
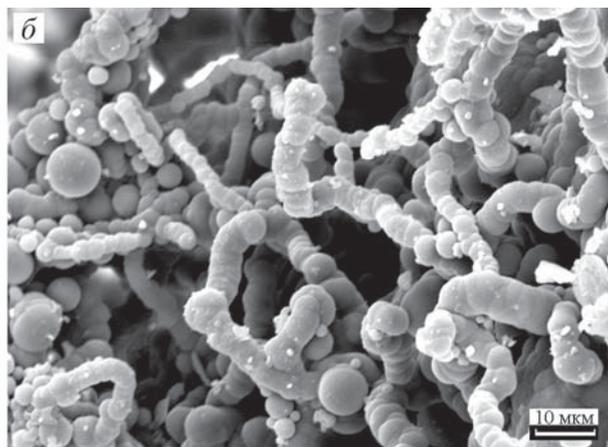
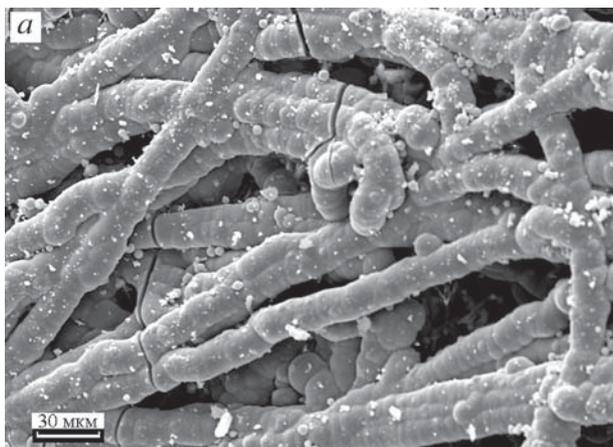


Рис. 14. Современные абиогенные кремнистые образования (СЭМ)

а – нити, образованные плотно слившимися округлыми телами; *б* – нити, состоящие из склеившихся шариков; *в* – шарики на поверхности и между нитями

ются несколько большим размером (до 3–4 мкм) и гладкой поверхностью, на которой расположены редкие единичные почковидные наросты кремнезема (см. рис. 16, з).

Большое количество и морфологическое разнообразие фоссилизированных кремнеземом бактерий, встреченных в самых разнообразных обстановках, связано с быстрым формированием аморфного вещества, «консервирующего» все органические и минеральные образования. На многих примерах было установлено, что в ограниченном, микроскопическом объеме кремнистого осадка встречаются бактерии с разной степенью окремнения и бактерии, не затронутые этим процессом. Это рассматривается как определенное свидетельство пассивной роли бактерий в процессе кремнезема. Органика, как и ряд минеральных объектов, расположенных рядом, имеют кремнистую корку сходной толщины, а также микро- и наноструктуру. Кремнистый материал, запечатавший органические и минеральные образования, препятствует их последующему изменению. Так, например, легко трансформирующееся свежее сидеромелановое стекло в кремнистом



Рис. 15. Отложения кремнезёма (стрелка) из горячей воды, постоянно вытекающей из скважины, геотермальное поле Хверагерди (СЭМ)

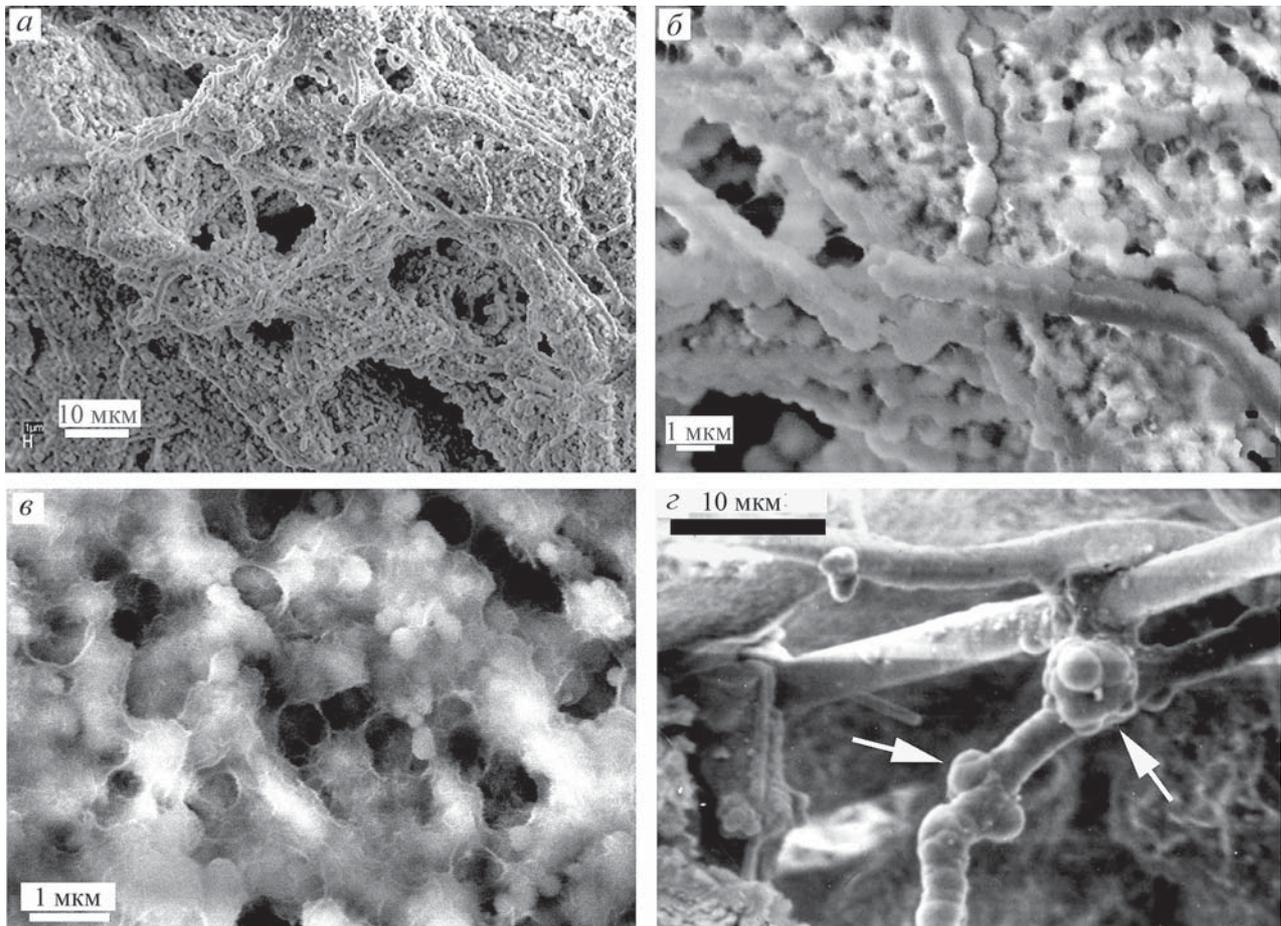


Рис. 16. Абиогенные биоморфноподобные микро- и наноструктуры кремнистых осадков (СЭМ)
а – общий вид скопления нитей; *б* – микроструктура нитей; *в* – шарики, соединяющиеся друг с другом и покрытые тончайшей кремнистой пленкой; *г* – нитчатые бактерии с редкими шариками кремнезема (стрелки) на поверхности (начальная стадия кремнистой фоссилизации)

цементе остается свежим в агрессивной и часто меняющейся среде сольфатарного поля. Органические остатки, запечатанные быстро формирующимся кремнистым цементом, сохраняют многие детали своего строения.

Однако именно в зоне кремненакопления возникает наибольшая трудность диагностики фоссилизированных бактерий среди большого разнообразия абиогенно образующихся микроструктур кремнистого материала (см. рис. 16). Когда формирование кремнистого геля происходит в движущейся водной среде, структуры, сходные по форме и размеру с бактериальными, встречаются довольно часто. Абиогенное формирование биоморфноподобных микро- и наноструктур в зоне кремненакопления заставляет с большой осторожностью оценивать роль бактериальной деятельности в осаждении кремнистого материала и говорить о биогенном происхождении микростроматолитовой текстуры гейзеритов.

9.1.5. Кремнистые осадки, образующиеся в пульсирующих источниках гейзерного типа

Кремнезем, отлагающийся из горячей воды, периодически поступающей на поверхность земли, слагает сильно пористые микрослоистые структуры строматолитового типа. Эти отложения включают большое количество минерализованных органических остатков и разнообразных минеральных фрагментов. Хорошим примером подобных образований могут быть кремнистые отложения термальной площади Большой Гейзер.

Характерной особенностью образований этого типа является наличие дендритовидных (в плоском срезе шлифа) структур, формирующихся в результате испарения тонких пленок воды, растекающейся на поверхности гейзеритовой постройки (рис. 17). Отдельные микрослойки гейзерита обогащены разнообразными обломками пород, стекла и минералов, попадающих в область

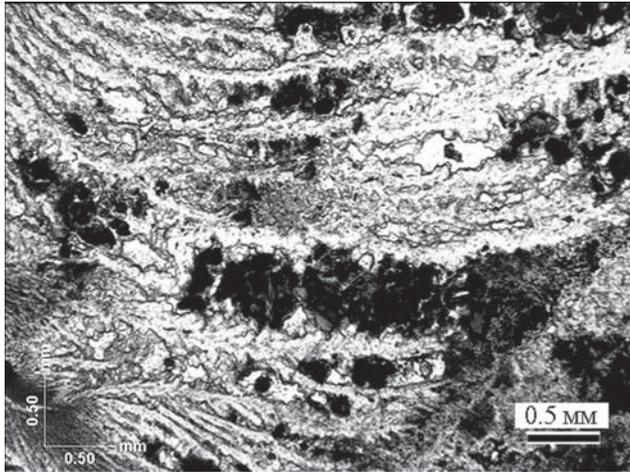


Рис. 17. Дендритовая структура гейзерита, Большой Гейзер. Фотография шлифа

кремненакопления с ветром. Они переслаиваются со слойками, содержащими большое количество фоссилизированной органики, или целиком слагаются минерализованными бактериальными матами. Важно отметить, что обломки базальтового (сидеромеланового) стекла, запечатанные в кремнистом материале, остаются неизменными, тогда как за пределами области кремненакопления в этой же геотермальной зоне все обломки сидеромеланового стекла в той или иной мере замещены палагонитом и (или) слоистыми силикатами.

Кремнезем, отлагающийся на поверхности органических и неорганических фрагментов, состоит из компактно упакованных мельчайших, разноразмерных сгустков, круглых комочков и шариков с ровной поверхностью. Размер комочков и шариков колеблется в широких пределах – от 0,3 до 4 мкм и более. Поперечный размер бактериальных нитей, не покрытых кремнистым материалом, – от 0,5 до 2,0 мкм. Нити, покрытые кремнистым веществом, значительно толще, их размер достигает 15–20 мкм (рис. 18, а, б). Фоссилизированные микроstructures располагаются рядом с нитями, полностью лишенными кремнистого материала. Часто встречаются нити, на которых видны незначительные скопления кремнезема в виде отдельных шариков или их небольших скоплений. В бактериальных матах все пространство между нитями затянато тонкой пленкой, состоящей из плотно упакованных шариков. Эта пленка, как легкая пористая вуаль, висит в свободном пространстве между вытянутыми нитями (см. рис. 18, в). Здесь же присутствуют нитчатые бактериальные структуры, полностью лишенные выделений кремнезема на их поверхности (см. рис. 18, г).

9.1.6. Минерализация микробиоты в искусственном озере, питающемся горячей водой из скважин

На геотермальных участках Рейкьянес и Свартсенги кремнистые отложения формируются в искусственных озерах, питающихся горячей водой, вытекающей из скважин.

На берегу озер, в зоне спокойных, малоподвижных вод, скопления кремнезема состоят из разноразмерных мельчайших комочков, которые накладываются друг на друга, объединяясь в более крупные (30 мкм и больше) микроstructures с плавными, закругленными очертаниями (рис. 19, а). Микрокомковатые выделения кремнезема покрывают сплошным чехлом все минеральные объекты и всевозможные органические остатки, включая нитчатые бактерии. Толщина изгибающихся, ветвящихся и пересекающихся нитчатых бактерий, покрытых кремнистыми выделениями, колеблется от 2–3 до 11–12 мкм в поперечнике (рис. 19, б, в). На сколе некоторых из них отчетливо видно круглое отверстие диаметром около 1–1,5 мкм. Здесь же зафиксированы нитчатые бактерии (диаметром 0,8 мкм), не затронутые процессом фоссилизации и не покрытые кремнистой коркой.

9.1.7. Обстановки постоянного поступления пара и горячей воды

В зоне постоянного поступления пара к поверхности земли кремнистый цемент формируется в подводной и наземной обстановках.

На геотермальном поле Оксарфьордур (Скоугалон) локальная цементация песчаного пляжа связана с отложением кремнезема на участках, прогреваемых в настоящее время горячим паром до 50–70 °С. В зоне прогрева донных осадков широко развиты бактериально-диатомовые маты (рис. 19, г, д), которые содержат большое количество выделений опала. Поверхность матов покрыта тонкой кремнистой коркой, отдельные части которой характеризуются глобулярной микроstructureй. В этой зоне все терригенные обломки, диатомовые водоросли и многочисленные нитчатые бактериальные сообщества также покрыты тонким слоем микроглобулярных выделений кремнезема. Микроглобули разного размера располагаются рядом, образуя, в свою очередь, агрегатные скопления, независимо от того развиты ли они на поверхности органических или минеральных остатков. Преобладающий размер основной массы глобул колеблется от 1 до 5 мкм. Толщина фоссилизированных нитчатых бактериальных структур – около 2,5 мкм. Плотнo прилегающие нити при фоссилизации сливаются вместе в сплошной покров, местами включающий панцири

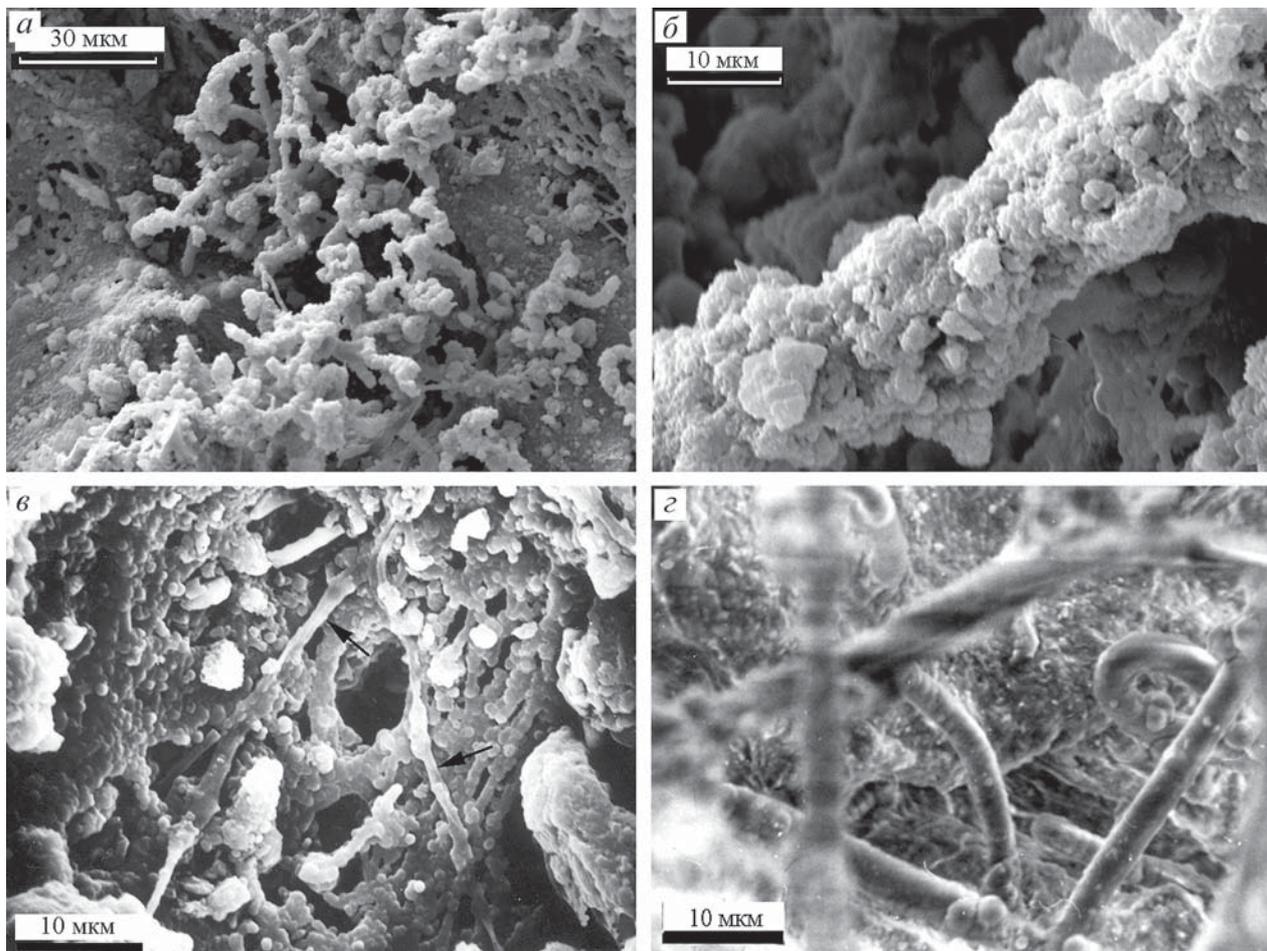


Рис. 18. Биоморфные структуры в кремнистых осадках горячих вод Большого Гейзера (СЭМ)

a – нити и пленки; *б* – деталь нити, покрытой выделениями кремнезема; *в* – ассоциация фоссилезированных нитей, слипшихся в пленку, здесь же видны нити с небольшим количеством осажденного на их поверхности кремнистого материала (стрелки); *г* – нити, не покрытые кремнистым веществом

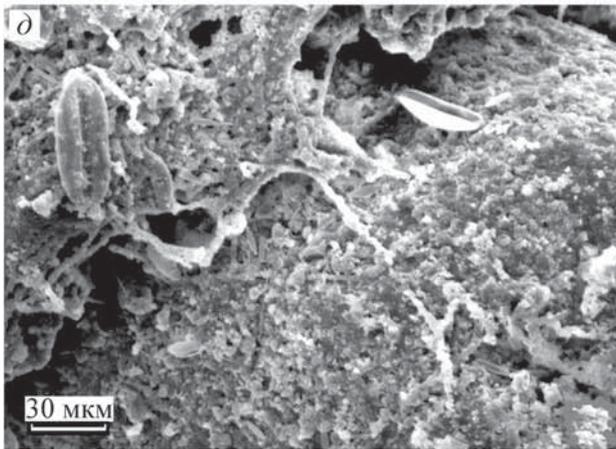
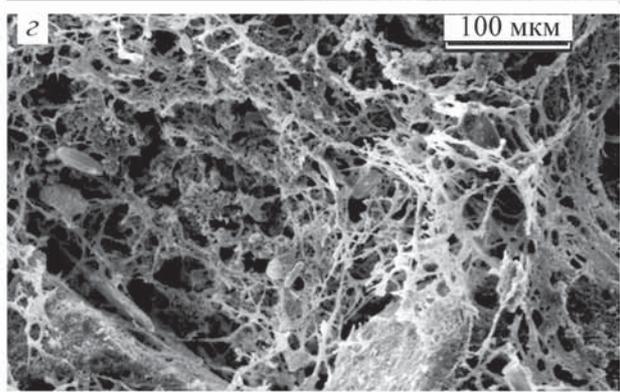
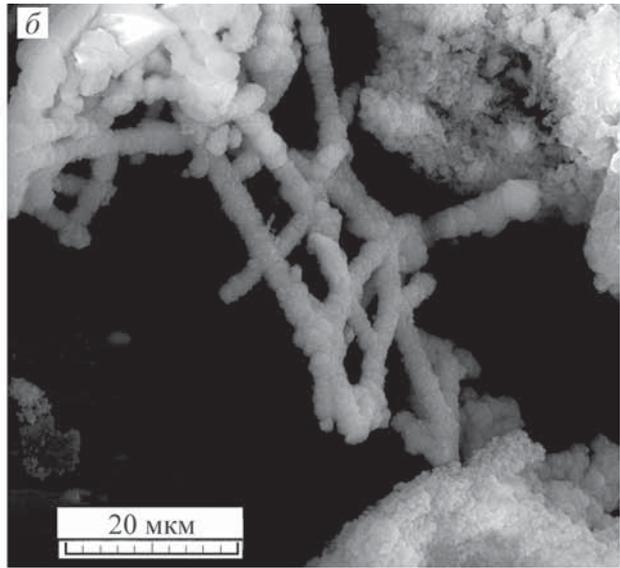
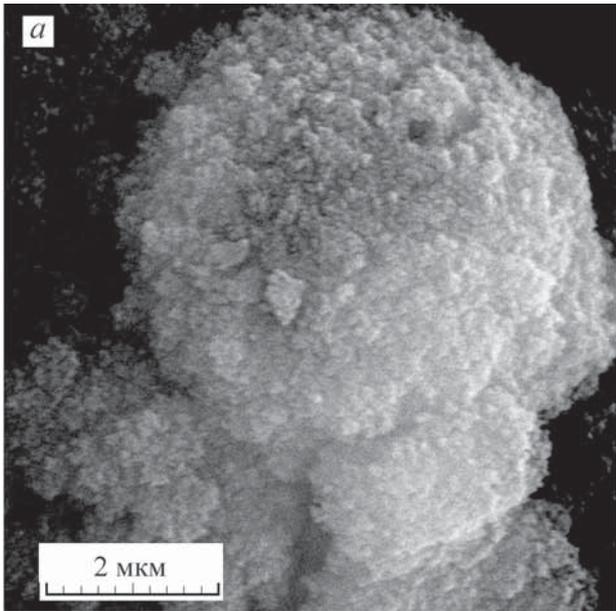
диатомовых водорослей, которые также в различной степени покрыты тонким слоем кремнезема. В составе кремнистого вещества в качестве второстепенных компонентов при исследовании на микрозонде установлены (в порядке уменьшения относительного содержания) Al, Ca, K и Fe.

На геотермальном участке Несьяведлир исследованные кремнистые скопления образовались на поверхности голоценового лавового потока базальтов в зоне интенсивного выделения горячих

газов и пара. В месте выхода парогазовых струй плотные корки кремнезема, включают разнообразные остатки микробиоты (рис. 19, *e*). На сколах кремнистой корки отчетливо видны отпечатки и пустые полости (диаметр 2–3 мкм) от достаточно крупных нитчатых бактерий. Здесь же присутствуют современные нитчатые бактерии, не имеющие следов фоссилезации. Поперечное сечение нитчатых бактерий – от 1,8 до 2,5 мкм. Бактерии, вероятно, постоянно заселяли эти участки форми-

Рис. 19. Кремнистая фоссилезация в разных обстановках (СЭМ)

Искусственное озеро Голубая лагуна (Свартсенги), питающееся горячей водой из скважин (*a, б, в*): *a* – скопления кремнезема, покрывающие минеральный субстрат на дне и на берегу озера; *б* – полностью фоссилезированные нитчатые бактерии; *в* – частично фоссилезированная нить; зона парогазовых эманаций на прогретых участках лагуны Оксарфьордур (*г, д*): *г* – фоссилезированный бактериальный мат; *д* – увеличенный фрагмент фоссилезированного бактериального мата и терригенного обломка, покрытого микроглобулярной кремнистой коркой; парогазовые струи на лавовом потоке, Несьяведлир: *e* – кремнистая корка, в которой крупные круглые отверстия фиксируют местопребывание современных нитчатых бактерий, мелкие – единичных бактерий и цепочек палочковидных бактерий (стрелки); горячий источник, Лендманналойгар: *ж* – фоссилезированный бактериальный мат, бактерии замещены скоплением мельчайших кремнистых изоморфных обособлений



рующейся кремнистой корки, поэтому исследованный образец включает не только нити, fossilizированные кремнеземом, но и такие, которые еще не были покрыты кремнистой оболочкой. Кремнистая масса корки включает большое количество отпечатков мелких одиночных (по длинной оси их размер не превышает 2 мкм) и цепочечных бактериальных структур.

У выхода на поверхность земли горячих природных источников, отличающихся постоянным дебитом вытекающей воды, также накапливаются плотные кремнистые осадки. На геотермальной площади Лендманналойгар кремнистые (опал) корки, формирующиеся у каптированного источника, включают многочисленные в различной степени минерализованные и неминерализованные остатки микробиоты (рис. 19, ж). На участках, сложенных однородным кремнистым веществом, хорошо различимы слепки от диатомовых водорослей, бактериальных нитей, шариков и палочек. Минерализованные бактериальные маты состоят из мельчайших (0,3–0,4 мкм) кремнистых комочков, полностью замещающих весь объем прямых и изогнутых палочкообразных бактерий.

9.1.8. Биохемогенная минерализация в подводном горячем источнике

Существование горячего источника на дне моря во фьорде Северной Исландии было известно давно, но детальные исследования удалось выполнить только в последние годы [Geptner et al., 2002]. Горячий источник располагается в Эйяфьордуре в 1,8 км от берега на пологом холме, поднимающемся от 100 до 60 м ниже уровня моря (рис. 20). На холме располагаются два остроконечных конуса, возвышающихся на 35 и 15 м ниже уровня моря. На поверхности конусов обнаружено несколько активных с горячей водой выходных отверстий и множество уже не действующих. Максимальная замеренная температура источников составила 71,6 °С. Химический состав источников (рН ~ 10,0) очень близок к пресным геотермальным водам, выходящим на поверхности земли в районе фьорда. Судя по составу стабильных изотопов (δD и $\delta^{18}O$) район формирования пресной воды источников располагается далеко на юге Исландии. В источниках, выходящих на дне фьорда, обнаружена термофильная микробиота.

Холм сложен морскими осадками и минеральными компонентами, выпавшими из горячих источников. Исследованные образцы (Е-2 и Е-3) характеризуют разные подводные постройки, располагающиеся соответственно на глубине 57 и 30 м ниже уровня моря. Терригенный материал этих построек состоит в основном из кристаллов пла-

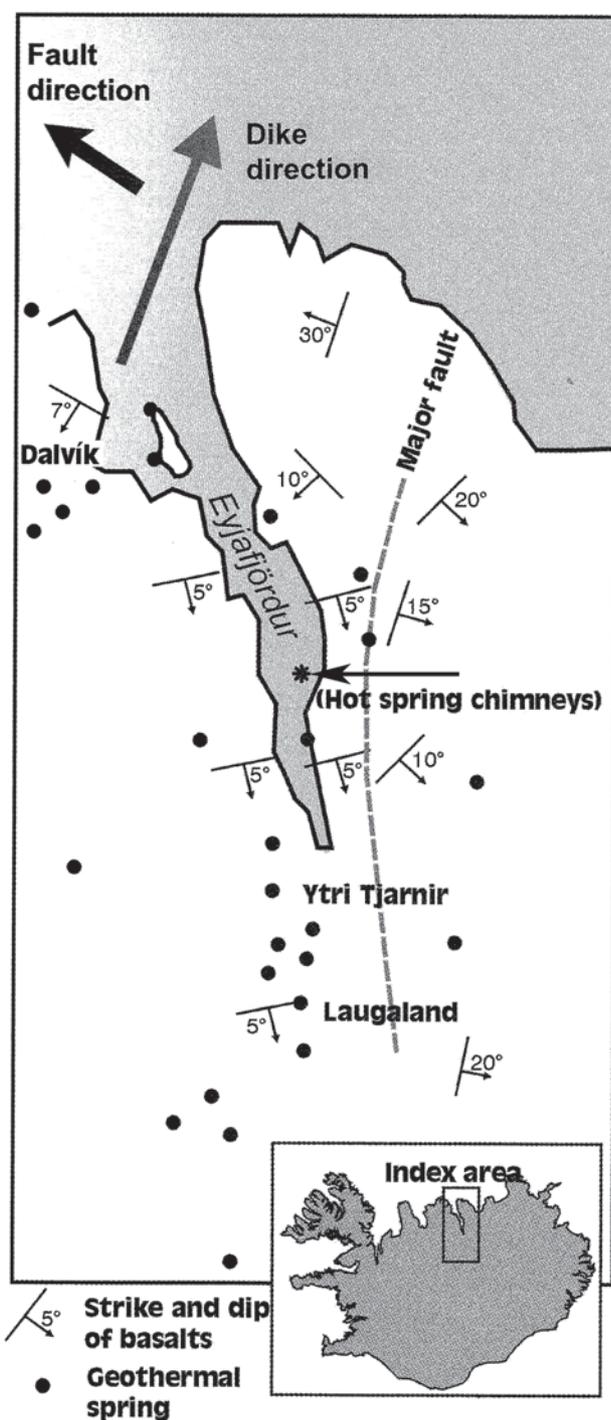


Рис. 20. Карта расположения горячего источника на дне Эйяфьордура (стрелка) с указанием основных геологических структурных элементов (простираение/падение базальтов, геотермальные источники, направление дайкового роя) (по: [Geptner et al., 2002])

гиоклазов и пироксенов, небольшого количества палагонитизированного сидеромеланового стекла и обломков, состоящих из зелёных глинистых минералов. Аутигенные минералы представлены

слоистыми силикатами белого цвета, кальцитом и гидроксидами железа. Аутигенные глинистые минералы слагают белые, полупрозрачные и прозрачные (в шлифах) глобулы, нити и червеобразные структуры.

В составе исследованных образцов обнаружены полициклические ароматические углеводороды, мигрирующие с горячими водами и захватывающиеся слоистыми силикатами при их кристаллизации. В сапоните их значительно больше по сравнению с плохо окристаллизованным веществом. В образце Е-2, в составе которого среди слоистых силикатов главную роль играет сапонит, на сканирующем электронном микроскопе было выделено четыре микроструктурных типа: 1) нити, 2) глобулы и полусферы, 3) цепочки глобул, 4) плотные массы. Диаметр изгибающихся и ветвящихся нитей изменяется от 5 до 8 мкм (рис. 21, а). Максимальная наблюдавшаяся длина нити достигала 60 мкм. На

поперечных срезах видно, что нить состоит из радиально расположенных таблитчатых кристаллов (рис. 21, б). В некоторых случаях удалось увидеть отверстие, располагающееся в центральной части нити (рис. 21, в). Наличие полости внутри нитей подтверждает обломок мелкопесчаной размерности, обнаруженный на поперечном сколе вытянутой структуры (рис. 21, г).

Глобулы состоят из радиально ориентированных агрегатов пластинчатых кристаллов. Их размер колеблется от 1 до 30 мкм в диаметре. Многие глобулы образованы скоплением нескольких круглых или полукруглых тел. Наблюдались вытянутые структуры, образованные тесно соприкасающимися глобулами, соединёнными друг с другом короткими нитями (рис. 22, а, б).

В плотной массе на сколе ровной или бугристой поверхности иногда отчётливо видна концентрическая зональность.

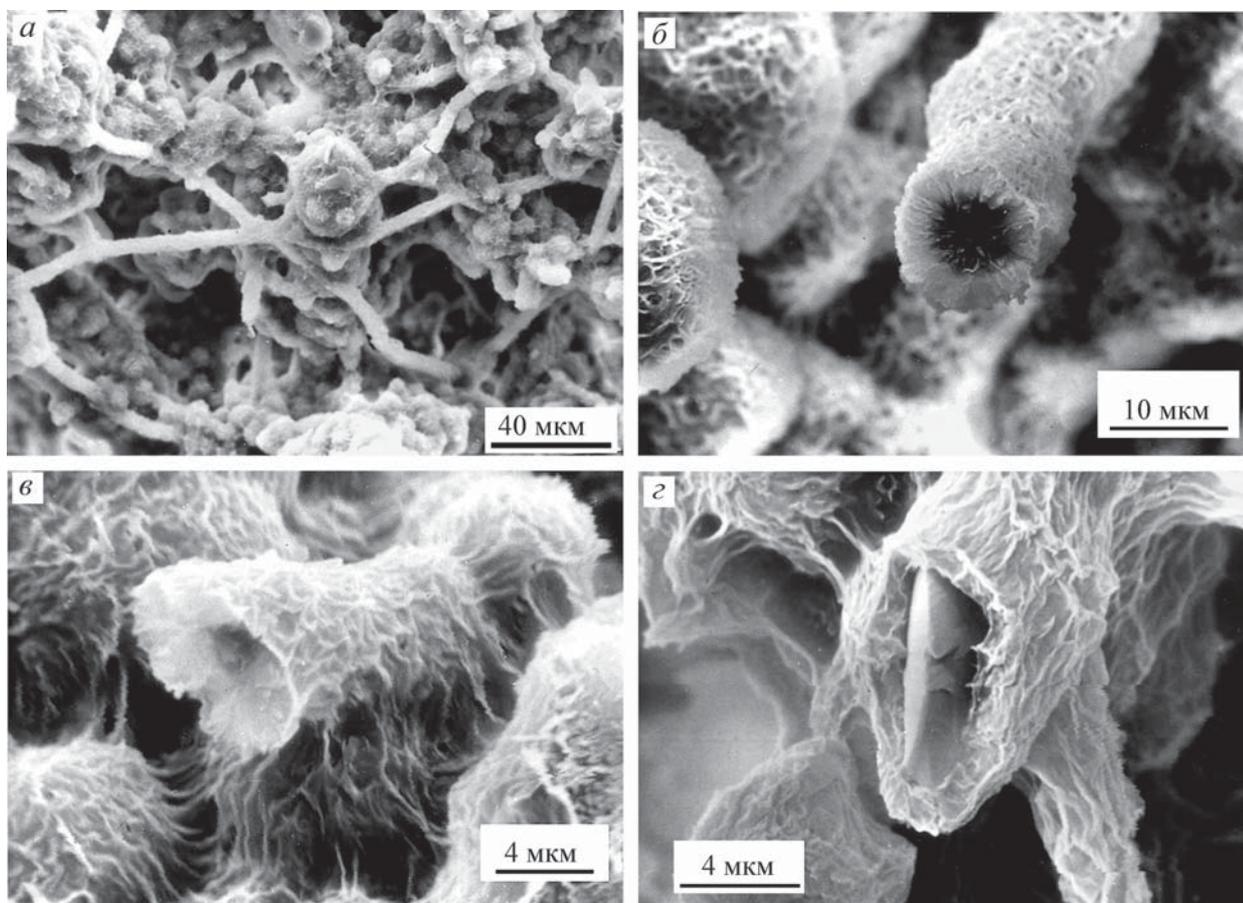


Рис. 21. Микроструктурные типы в глинистом веществе (сапонит), образец Е-2, (СЭМ)

а – ветвящиеся и пересекающиеся нити, ассоциирующие с микроглобулами на их поверхности и в открытом пространстве; б – поперечный срез нити с радиальной структурой пластинчатых агрегатов глинистого вещества; в – нитчатая структура с открытым центральным отверстием; г – терригенный компонент внутри нити, обратить внимание на свободные полости вокруг обломка

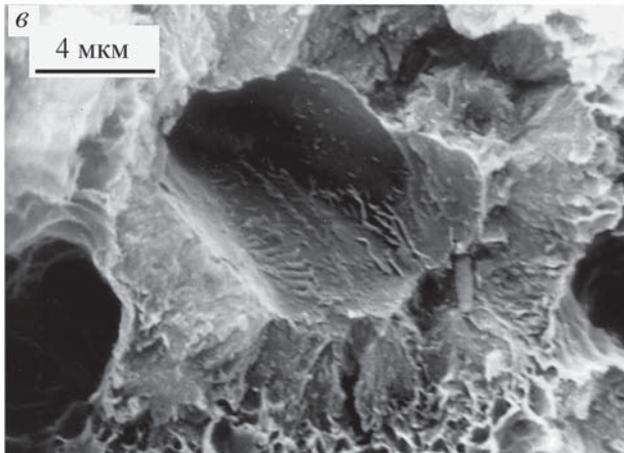
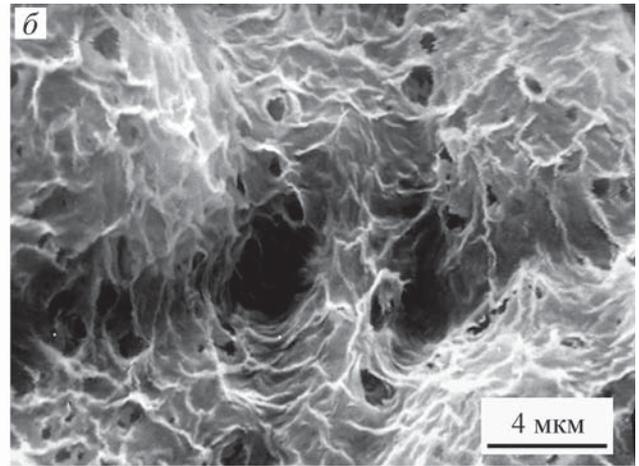
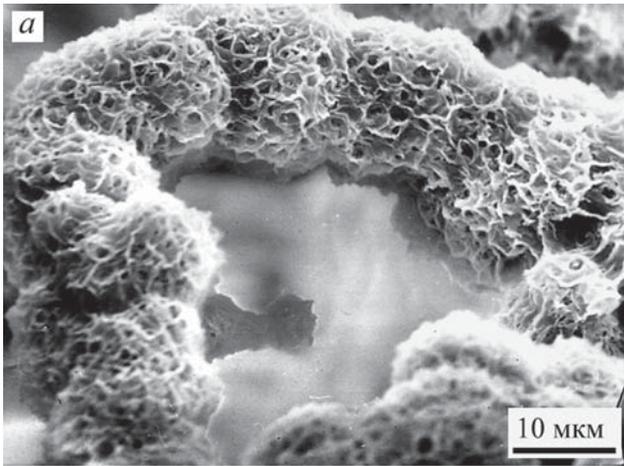


Рис. 22. Микроструктурные типы в глинистом веществе (сапонит), образец Е-2, (СЭМ)

а – нитчатая структура, состоящая из цепочки шариков (микроглобул) с многочисленными отверстиями на поверхности; *б* – нить, состоящая из цепочки шариков, на поверхности с характерной сотовой структурой глинистого вещества с многочисленными отверстиями; *в* – продольная штриховка на внутренней поверхности канала нитчатой структуры, возникающая при «выползании» бактерии при фоссилизации её чехла

С поверхности все биоморфные образования покрыты глинистым материалом, отличающимся характерной сотовой микротекстурой с многочисленными овальными или круглыми отверстиями (см. рис. 22, *а, б*; рис. 22, *в*). На внутренней стенке канала нитевидной структуры удалось зафиксировать продольную штриховку, свидетельствующую о движении бактериальной нити внутри её минерализующегося чехла (рис. 22, *з*) [Герасименко и др. 1996].

В образце Е-3 установлено три типа нитчатых микроструктур: 1) структуры с ровной и гладкой поверхностью; 2) структуры с отчётливым секционным строением 3) и структуры, состоящие из цепочки шариков плотно прижатых друг к другу. Среди всех типов микроструктур часто встречаются ветвящиеся и пересекающиеся нити. Наименьший диаметр нитей менее 0,5 мкм, но у большей части диаметр нити составляет 5–10 мкм и даже больше. На изломе видна плотная однородная структура слагающего нити вещества. Иногда на поперечном срезе удаётся увидеть круглое отверстие в центре нити (рис. 23, *а–з*).

Секционное строение наблюдается на нитях разного размера и диаметра. В образце Е-2 с са-

понитом секционное строение нитей сохраняется редко, маскируясь хорошо окристаллизованным глинистым веществом. Напротив, в образце Е-3, состоящем в основном из аморфного вещества, секционное строение проявляется достаточно отчётливо. Секционное строение определённо свидетельствует о последовательном формировании аморфного вещества на поверхности растущих бактериальных нитей.

Детальное исследование микроструктурных особенностей и состава вещества, слагающего нити, показало, что можно уверенно говорить о перекристаллизации глинистого вещества в образце Е-2, первоначально сформированного аморфным гелеобразным веществом подобным тому, которое обнаружено в образце Е-3 [Gertner et al., 2002]. Круглые вытянутые каналы внутри нитей образовались после разрушения и исчезновения органического вещества, вокруг которого происходила коагуляция аморфного вещества и последующая его раскристаллизация, как это видно в образце Е-2.

В литературе приводятся многочисленные примеры биоморфных микро- и наноструктур, возникших при формировании глинистых мине-

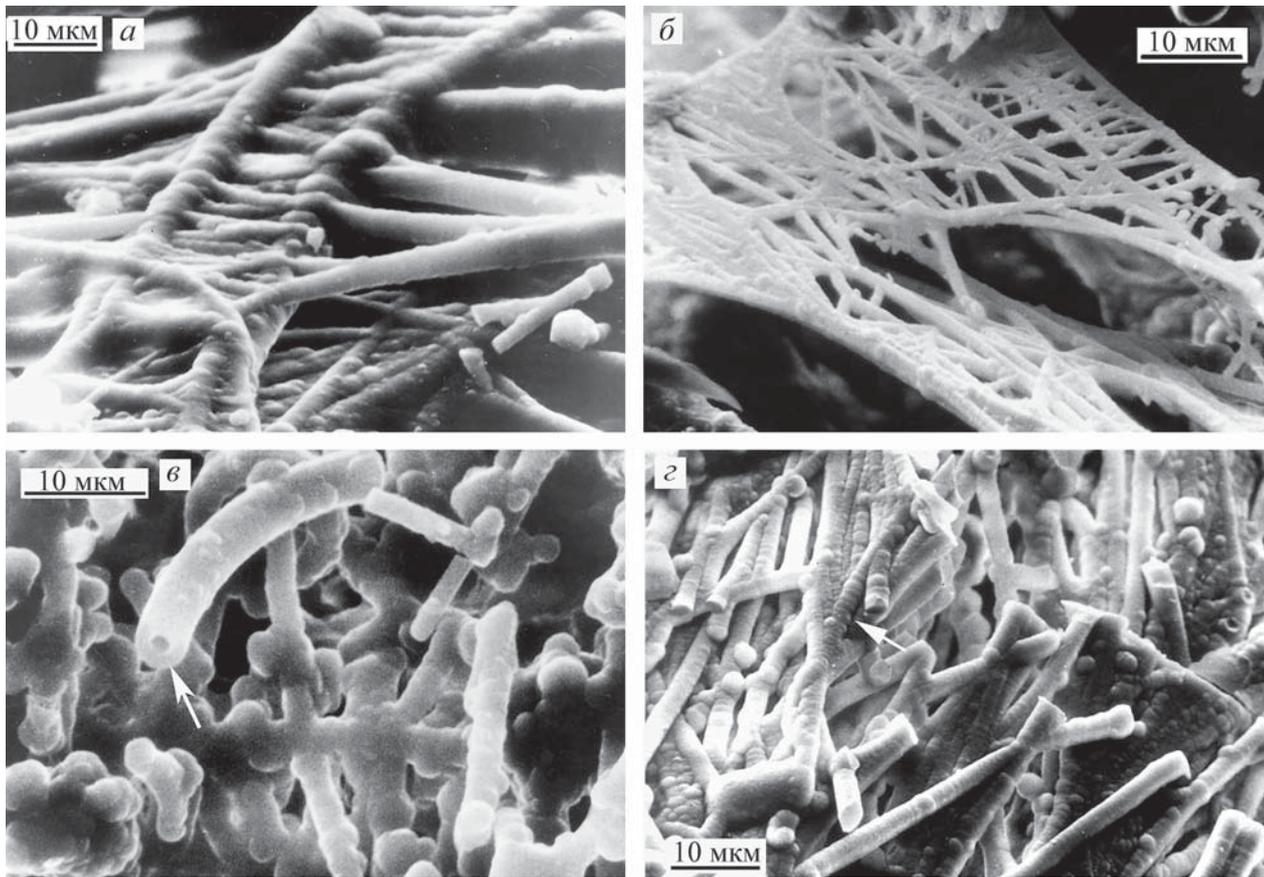


Рис. 23. Микроструктурные типы аморфного вещества, вероятного предшественника слоистых силикатов, образец Е-3, (СЭМ)

Нити с ровной поверхностью, сложены аморфным веществом (*а, б*): *а* – пересекающиеся нити разной толщины, минерализация отдельных нитей происходила не одновременно; *б* – пересекающиеся и ветвящиеся нити, образующие структуру, сходную с паутиной; Нити, ассоциирующие с микроглобулярными структурами, и секционного строения (*в, з*): *в* – круглая полость внутри нити (стрелка); *з* – скопление ветвящихся и пересекающихся нитей с секционным строением (стрелка) в ассоциации с редкими микроглобулями

ралов в подводной гидротермальной обстановке в зоне спрединга (белые и чёрные курильщики) [Marteinsson et al., 1977].

Существуют многочисленные свидетельства бактериального влияния на осаждение карбонатов, магнетита, железо-кремнистых и фосфатных минералов, слоистых силикатов и минералов с мышьяком [Заварзин, 2002; Lowenstam, 1981; Ferris et al., 1986; Köhler et al., 1994; Petersen et al., 1986; Geptner et al., 1995; Folk 1993; Folk, Lynch, 1997; Chafetz, Folk, 1984; Tazaki, 1997]. Примеры fossilized бактерий приводятся из различных районов в пресноводной и морской гидротермальных обстановках, в отложениях с разным минеральным составом. Сметиты – обычный компонент гидротермальной обстановки и подводных курильщиков. Биоморфные микроструктуры, аналогичные рассмотренным выше, отмечены в отложениях подводных гидротермальных по-

строек (курильщиков) в ряде современных рифтовых структур [Köhler et al., 1994].

Детально состав рассматриваемых биоморфных образований приведён в работе [Geptner et al., 2002]. Здесь необходимо отметить основные особенности состава исследованных образцов, позволяющие придти к выводу о скорости минерализации и влиянии бактериальной активности при формировании биоморфных микро- и наноструктур.

Сопоставление данных рентгена для образцов Е-2 и Е-3 показали, что слагающие их сходные микро- и наноструктуры отличаются по минеральному составу. Вещество образца Е-2 представлено хорошо окристаллизованными слоистыми силикатами (сапонитом), а вещество образца Е-3, судя по данным рентгеновского анализа, состоит в основном из слабо окристаллизованного аморфного силикагеля.

Образец Е-2 отобран из нижних горизонтов подводной постройки, а Е-3 – из верхних, где в настоящее время располагаются отверстия с вытекающей горячей водой. Следовательно, есть все основания считать, что хорошо окристаллизованные осадки образца Е-2 образовались раньше.

Первоначально фоссилизация нитей и ассоциирующих с ними микроглобул осуществлялась гелеобразным веществом (силикагелем). Сложенные силикагелем нити запечатаны кристаллами кальцита, формировавшимися в подводной постройке одновременно с фоссилизацией бактериальных нитей (рис. 24, а, б). Известно, что осаждение карбонатов кальция в морской воде при участии бактерий происходит очень быстро [Castanier et al., 1989; Adams, Schofield, 1983; Perry, 1999]. Вероятно, аморфное вещество осадков образца Е-2 после формирования кристаллов кальцита постепенно

изменялось, замещаясь хорошо окристаллизованными слоистыми силикатами (сапонитом). Этот процесс происходил при воздействии термальных вод. По данным рентгеновского анализа, в составе исследованных микро- и наноструктур, сложенных слоистыми силикатами, присутствует органическое вещество. Было установлено, что в осадках образца Е-2, дольше экспонировавшихся в термальной среде, обнаружено больше полициклических ароматических углеводородов (1336 ppb) по сравнению с более молодым аморфным веществом образца Е-3 (27 ppb).

Имеется достаточно оснований утверждать, что нитевидные и глобулярные микроструктуры формировались в результате минерализации бактериальных чехлов силикагелем с последующим его замещением сапонитом. Бактериальная активность могла влиять на скорость осаждения аморф-

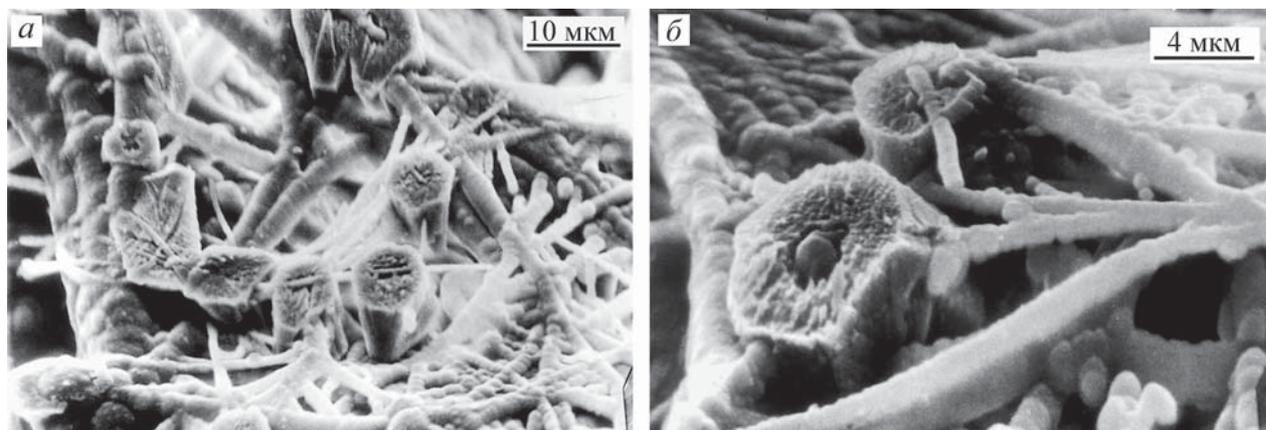


Рис. 24. Кристаллы кальцита и бактериальные нити, фоссилизированные аморфным силикагелем (СЭМ) а – общий вид взаимоотношения кальцита и бактериальных нитей, фоссилизированных силикагелем; б – терминальная часть бактериальных нитей, запечатанных кальцитом

ного вещества, а образование *in situ* слоистых силикатов способствовало захвату из термального раствора углеводородов и их консервации в кристаллической структуре сапонита.

Итак, на поверхности земли во всех зонах гидротермального изменения в условиях повышенных температур и газовых эманаций возникает благоприятная обстановка для обитания микробы. Наличие бактериальных форм, минерализованных глинистыми, железистыми и кремнистыми минералами в современных горячих источниках и на сольфатарных полях, указывает на возможность существования жизни в разнообразных условиях высокотемпературного гидротермального процесса. В древних отложениях некоторые параметры этих условий могут быть восстановлены

или уточнены при анализе минерального состава и обстановки формирования измененных пород.

В зоне современной гидротермальной активности жизнедеятельность бактерий не влияет на минеральный состав смектитов и кремнезема. Бактерии представляют собой основу или каркас, на котором в дальнейшем формируются минеральные новообразования, состав которых зависит от состава термальных вод.

Характерная особенность кремнистой минерализации в гидротермальных условиях состоит в том, что в движущейся воде с большим количеством растворенного кремнезема без всякого влияния живых организмов образуются микро- и наноструктуры (типа мембранных трубок), морфологически и по размеру сходные с теми, кото-

рые характерны для fossilized бактериальных остатков.

9.2. Минерализованные микроорганизмы гидротермальной эндобиосферы

Бактериальные сообщества хорошо изучены в гидротермальных водах на поверхности земли в пределах фотической зоны. Значительно меньше сведений имеется о существовании и формах жизни в глубоких горизонтах пород, промываемых нагретыми подземными водами.

В ряде районов Исландии в мощных наземных толщах миоценовых платобазальтов, погружавшихся ниже уровня подземных вод и промывавшихся нагретыми водами, выявлены минерализованные микроорганизмы и их колонии, свидетельствующие о существовавшей глубоко в толще вулканогенных пород жизни (эндобиосферы). Основные районы исследования и отбора образцов с fossilized микроорганизмами показаны на рис. 25.

Исландия – очень хороший объект для изучения возникновения и существования жизни в гидротермальных системах глубоких подземных горизонтов. Как уже указывалось при обзоре геологического строения, остров сложен практически целиком вулканогенными породами. В основном это базальты, не более 10 % составляют кислые породы. Роль осадочных пород, содержащих какие-либо биогенные остатки, ничтожно мала. Поэтому с большой долей вероятности можно говорить о

том, что появление биоты в гидротермальных системах Исландии вряд ли может быть связано с миграцией из осадочной оболочки литосферы.

В верхней низкотемпературной зоне гидротермально измененных базальтов Исландии широко распространены глинистые минералы. Сметиты среди глинистых минералов играют главную роль, а в ряде районов совместно с ними встречается или даже доминирует селадонит. Формирование селадонитовой минерализации парагенетически связано с кремнистой минерализацией и в основном приурочено к трещинно-дайковым роям. В этой зоне образование вторичных минералов связано с подземными водами, промывавшими помимо базальтов кислые субвулканические интрузии центральных вулканов [Гептнер, Петрова, 1996]. Современные процессы кремнистой минерализации (опал) на поверхности земли рассматривались выше.

Детальные исследования гидротермалитов на поверхности земли позволили выяснить некоторые особенности современной минерализации микробиоты и замещения органики глинистыми минералами, гидроксидами и оксидами железа, а также кремнеземом [Гептнер и др., 2005]. Менее известно о процессах минерализации в глубоких горизонтах пород, промывавшихся нагретыми подземными водами. Некоторые примеры минерализации биоморфных микро- и наноструктур при активном воздействии гидротерм на разных уровнях подземной обстановки рассматривались в работах: [Gepner et al., 1995; Гептнер и др. 1997].

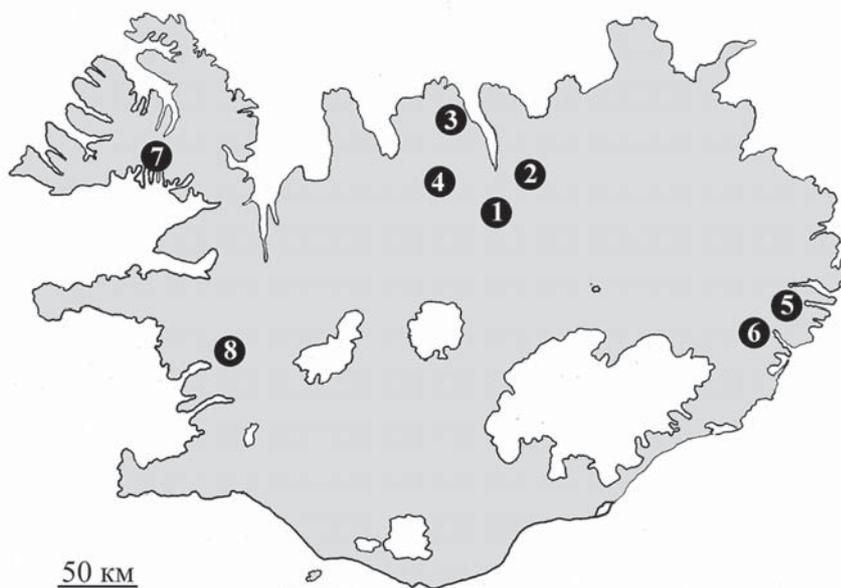


Рис. 25. Основные районы исследования и отбора образцов с fossilized микроорганизмами
1–4 местонахождения в районе Эйьяфьордур; 5 – Брейддалур; 6 Беруфьордур; 7 – Кодлафьордур; 8 – долина реки Нордурау

Наиболее широко распространена минерализация, состоящая из слоистых силикатов смектит-селадонитового состава и формирующаяся на начальной, низкотемпературной, стадии изменения пород, погружавшихся ниже уровня подземных вод. Необходимо заметить, что селадонит – характерный гидротермальный минерал, по структуре и химическому составу являющийся «ближайшим родственником» глауконитов. Участие микроорганизмов в формировании смектитов и глауконитов в зоне диагенеза современных осадков сейчас можно считать определенно установленным [Гептнер, Ивановская, 1998, 2000].

Диагностика биоморфных или биоморфно-подобных микроструктур в слоистых силикатах проводилась при сравнении и сопоставлении с уже известными минерализованными в разных условиях бактериальными формами жизни. Это – современные примеры фоссилзации в естественных условиях и проводящиеся в лаборатории. Подавляющее большинство имеющихся данных относится к микробиоте, жившей на поверхности земли. Хорошо известны примеры минерализации микроорганизмов железистыми и марганцевыми минералами, карбонатами, фосфатами, кремнистыми минералами. В последнее время обнаружены микроорганизмы, минерализованные глинистыми минералами разного состава в зоне разгрузки термальных вод на дне океана и на поверхности земли.

Интересные результаты, подтверждающие активную роль бактерий при формировании глинистых минералов, получены при исследовании воздействия бактерий на базальты в искусственной гидротермальной системе. Эти исследования проводились А.Р. Гептнером совместно с исландскими гидрохимиками и биологами (Hrefna Kristmannsdottir, Jakob K. Kristjansson, Viggo Th. Marteinsson) в 1997–1998 гг. Образцы базальтов и (сидеромеланового) стекла, погруженные в специально подготовленные растворы с живыми бактериальными сообществами, аналогичными обитающим в современных термальных системах Исландии, выдерживались в течение 9 месяцев при температуре 75° С. Полученные результаты свидетельствуют о большой роли бактерий при разрушении базальтового материала и формировании слоистых силикатов (рис. 26, а–д) [Гептнер, 2002].

На поверхности обломков базальтов, базальтового стекла, подвергавшихся термальной обработке с бактериями, среди вторичных минералов обнаружены характерные биоморфноподобные структуры (нити, одиночные и скопления круглых тел, похожих на нанобактерии (см. рис. 26, а–г). На некоторых участках среди вторичных минералов хорошо различимы новообразования морфо-

логически похожие на чешуйки слоистых силикатов (см. рис. 26, д). На поверхности стерильных образцов пород вторичная минерализация проявилась значительно слабее, а биоморфноподобные структуры отсутствуют.

Появление слоистых силикатов, слагающих биоморфные микроструктуры, достаточно определенно диагностируется при сравнении морфологии новообразованного вещества, полученного в упомянутой выше искусственной гидротермальной системе и при рассмотрении биохемогенных глинистых образований, участвующих в строении современной постройки подводного горячего источника в Эйяфьорде [Geptner et al., 2002], с биоморфными структурами из миоцен-плиоценовых платобазальтов [Geptner et al., 1995].

Важно подчеркнуть, что одинаковые по форме, составу и размерам минерализованные бактериальные структуры были встречены в современных и более древних отложениях в разных районах острова. Характер этих образований и их взаимоотношение с вмещающими породами определенно свидетельствуют о первично коллоидном осаждении материала и последующем превращении в слоистые силикаты смектит-селадонитового состава.

9.2.1. Типы минерализованных биоморфных структур

Наблюдения в поле и исследование в лаборатории выявили ряд характерных микроструктур слоистых силикатов селадонитового и смектит-селадонитового состава, располагающихся по стенкам и в свободном пространстве трещин, газовых пустот и разнообразных полостей в лавах. Важно подчеркнуть, что одинаковые по форме, составу и размерам структуры были встречены в разных районах. Метаколлоидный характер этих структур (микроглобулярные формы, ветвящиеся и изгибающиеся нити, сферы и полусферы на стенках пустот и т.д.) и взаимоотношения их с более поздними, запечатывающими минералами и вмещающими породами, определенно свидетельствуют о первично микроскопически-аморфном (коллоидном) осаждении материала, последующей его раскristализации и превращении в слоистые силикаты селадонитового и смектит-селадонитового состава [Чухров, 1955].

Выделение типов среди подобных образований в значительной степени зависит от того, при каком увеличении производится наблюдение. Для того чтобы иметь возможность сопоставлять результаты наблюдений в оптический и сканирующий электронный микроскоп (СЭМ), все удлиненные агрегаты глинистых минералов рассматриваются

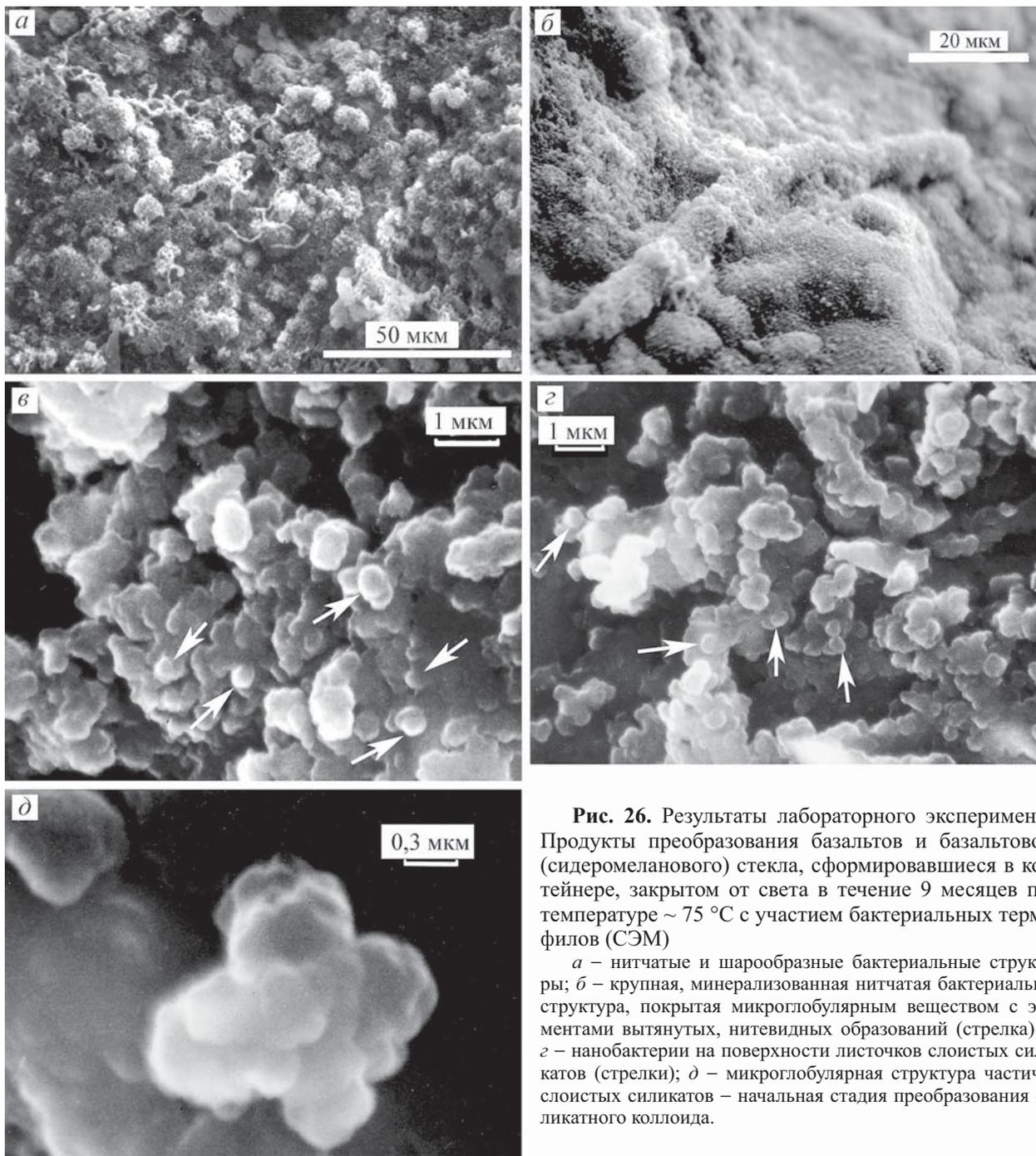


Рис. 26. Результаты лабораторного эксперимента. Продукты преобразования базальтов и базальтового (сидеромеланового) стекла, сформировавшиеся в контейнере, закрытом от света в течение 9 месяцев при температуре $\sim 75^\circ\text{C}$ с участием бактериальных термофилов (СЭМ)

a – нитчатые и шарообразные бактериальные структуры; *б* – крупная, минерализованная нитчатая бактериальная структура, покрытая микроглобулярным веществом с элементами вытянутых, нитевидных образований (стрелка); *в*, *з* – нанобактерии на поверхности листочков слоистых силикатов (стрелки); *д* – микроглобулярная структура частички слоистых силикатов – начальная стадия преобразования силикатного коллоида.

как нити, а круглые или шарообразные структуры – как сферы. Среди глинистых агрегатов по их цвету и текстурным особенностям выделены несколько типов: 1) каёмки глинистых минералов в открытых полостях базальтов, 2) скопления глинистых минералов, заполняющие частично или полностью разнообразные полости, 3) глинистые образования, образующие седиментационные или гравитационные уровни в открытых полостях, 4) вытянутые червеобразные структуры или нити, 5)

шары или сферы, 6) структуры полусфер, 7) плёнки, 8) крустификационные каёмки (рис. 27, *a*, *б*).

9.2.2. Результаты оптических исследований агрегатов глинистых минералов

Характерные черты глинистых биоморфноподобных образований и их взаимоотношение друг с другом выявлены при изучении шлифов базаль-

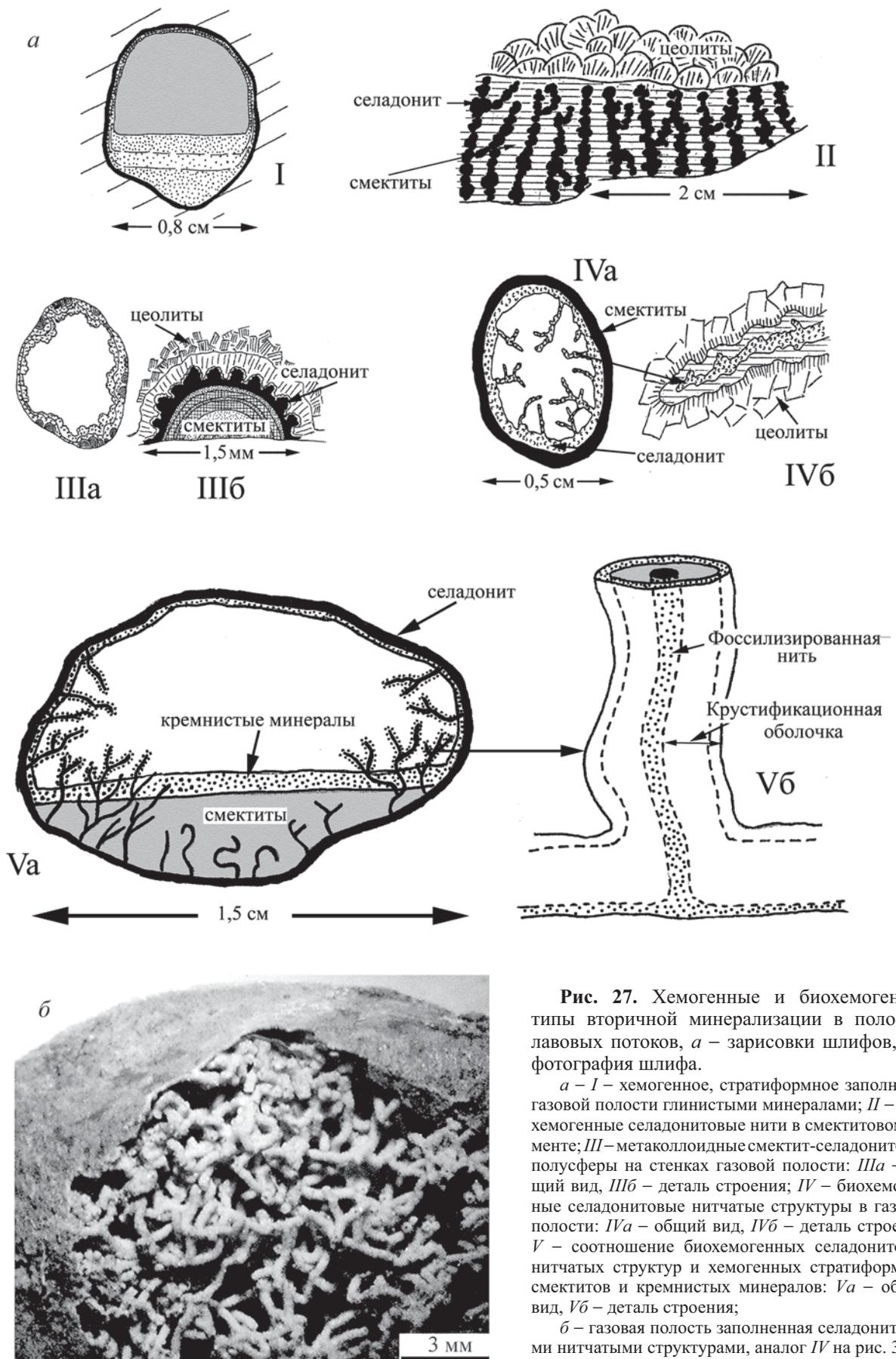


Рис. 27. Хемогенные и биохемогенные типы вторичной минерализации в полостях лавовых потоков, *a* – зарисовки шлифов, *б* – фотография шлифа.

a – *I* – хемогенное, стратиформное заполнение газовой полости глинистыми минералами; *II* – биохемогенные селадонитовые нити в смектитовом цементе; *III* – метаколлоидные смектит-селадонитовые полусферы на стенках газовой полости: *IIIa* – общий вид, *IIIб* – деталь строения; *IV* – биохемогенные селадонитовые нитчатые структуры в газовой полости: *IVa* – общий вид, *IVб* – деталь строения; *V* – соотношение биохемогенных селадонитовых нитчатых структур и хемогенных стратиформных смектитов и кремнистых минералов: *Va* – общий вид, *Vб* – деталь строения;

б – газовая полость заполненная селадонитовыми нитчатыми структурами, аналог *IV* на рис. 3а

товых лав из зоны низкотемпературного гидротермального изменения.

Нити. Среди биоморфных структур, обнаруженных в изученных местонахождениях, структуры нитей часто доминируют. В крупных полостях иногда можно видеть субпараллельное расположение нитей, но чаще расположение нитей хаотическое не имеет определённого порядка и они не несут каких-либо следов изменения их положения после образования. Нити изгибаются и ветвятся. Очень

часто можно видеть совместное нахождение нитей и сгустков глинистого вещества, образующих глобулярные скопления (рис. 28, *а-б*). На поперечном срезе в нитях часто обнаруживается зональное строение. Диаметр нитей колеблется от долей миллиметра до 0,5 и редко более 1 мм. В последнем случае такая толщина нити вызвана образованием на её поверхности корустификационной каймы, состоящей из игольчатых кристаллов селадонита или кремнистых минералов (рис. 29, *а-в*). В трещинах

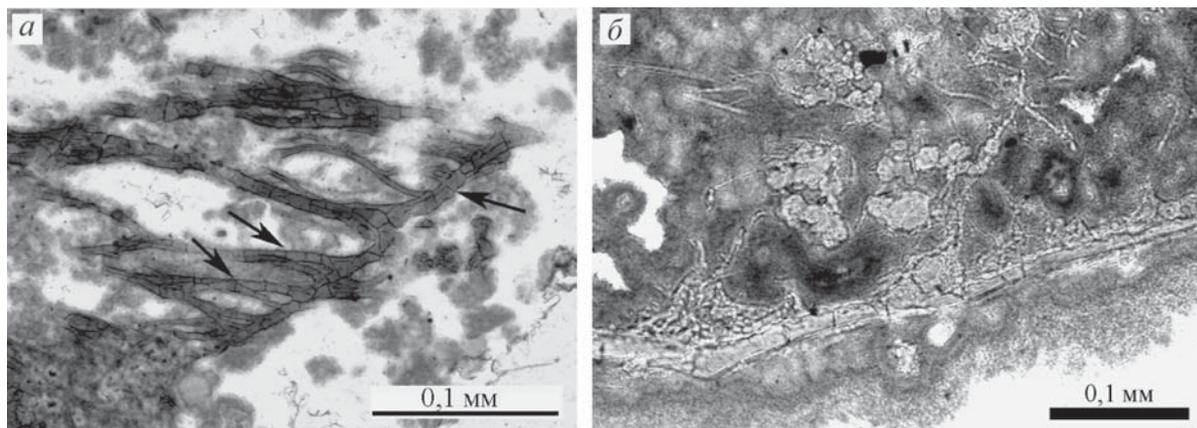


Рис. 28. Глинистые минералы, слагающие нити и ассоциирующие с ними микроглобулярные сгустки, фото шлифов *а* – ветвящиеся нити с секционным строением (стрелки); *б* – ассоциация нитей и микроглобулярных сгустков

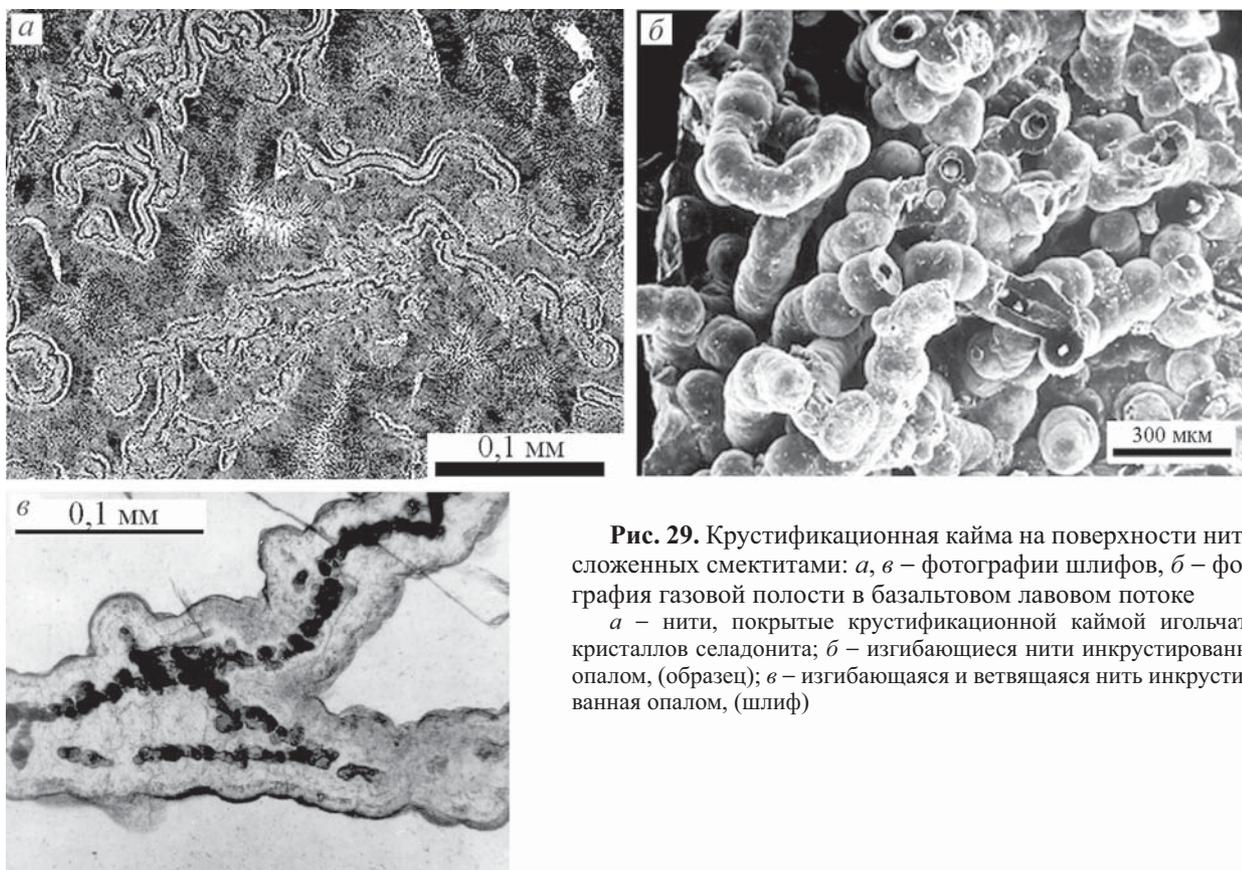


Рис. 29. Корустификационная кайма на поверхности нитей, сложенных смектитами: *а, в* – фотографии шлифов, *б* – фотография газовой полости в базальтовом лавовом потоке *а* – нити, покрытые корустификационной каймой игольчатых кристаллов селадонита; *б* – изгибающиеся нити инкрустированные опалом, (образец); *в* – изгибающаяся и ветвящаяся нить инкрустированная опалом, (шлиф)

и крупных открытых полостях нити образуют не-закономерно ориентированные, паутинообразные структуры, реже короткие нитеобразные выросты ориентированы перпендикулярно к стенкам вмещающей породы (рис. 30). Важно подчеркнуть, что нити, обнаруженные и исследованные в толще платобазальтов Северной, Восточной и Западной Исландии, имеют близкий диаметр (рис. 31)

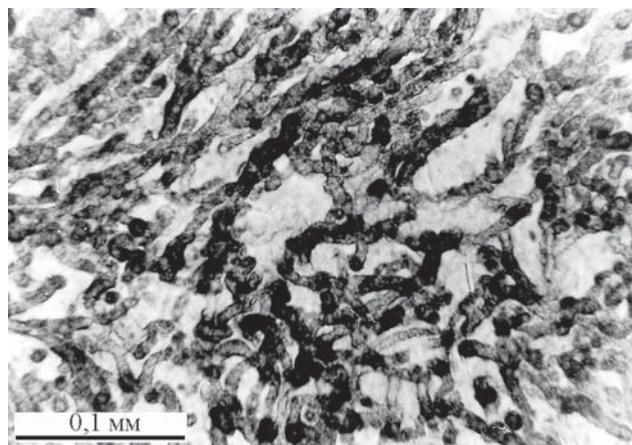


Рис. 30. Нити, сложенные смектитом, в крупной открытой полости базальтового лавового потока, фотография шлифа

Сферические тела. Размер мельчайших круглых образований во всех исследованных местонахождениях мало варьирует и примерно равен 5 мкм в диаметре. Диаметр плотных шаров или сферических образований колеблется в пределах 20–30 мкм, а диаметр подобных образований с зональной структурой изменяется в широких пределах от 50 до 100 мкм (рис. 32, см. рис. 31). Диаметр центрального ядра зональных шаровых структур варьирует в пределах 20–30 мкм. Оптические исследования показали, что нити часто ассоциируют с одиночными или скоплением сферических тел. Скопления нитей и сферических структур часто образуют однородную массу, по микроагрегатному двупреломлению в шлифе напоминающую зёрна глауконита из осадочных отложений (рис. 33, а, б).

Полусферы. Эти структуры образуются тонким чередованием глинистых минералов разного цвета: темно-зелёного, светло-зелёного и иногда голубовато-зелёного. Глинистые минералы слагают единичные полусферы или их скопления с близкими размерами отдельных индивидуумов (20–40 мкм). Эти образования обычно располагаются плоской поверхностью на стенках газовых полостей или других, более крупных открытых полостей. В крупных полостях, полностью заполненных глинистыми минералами (обычно смек-

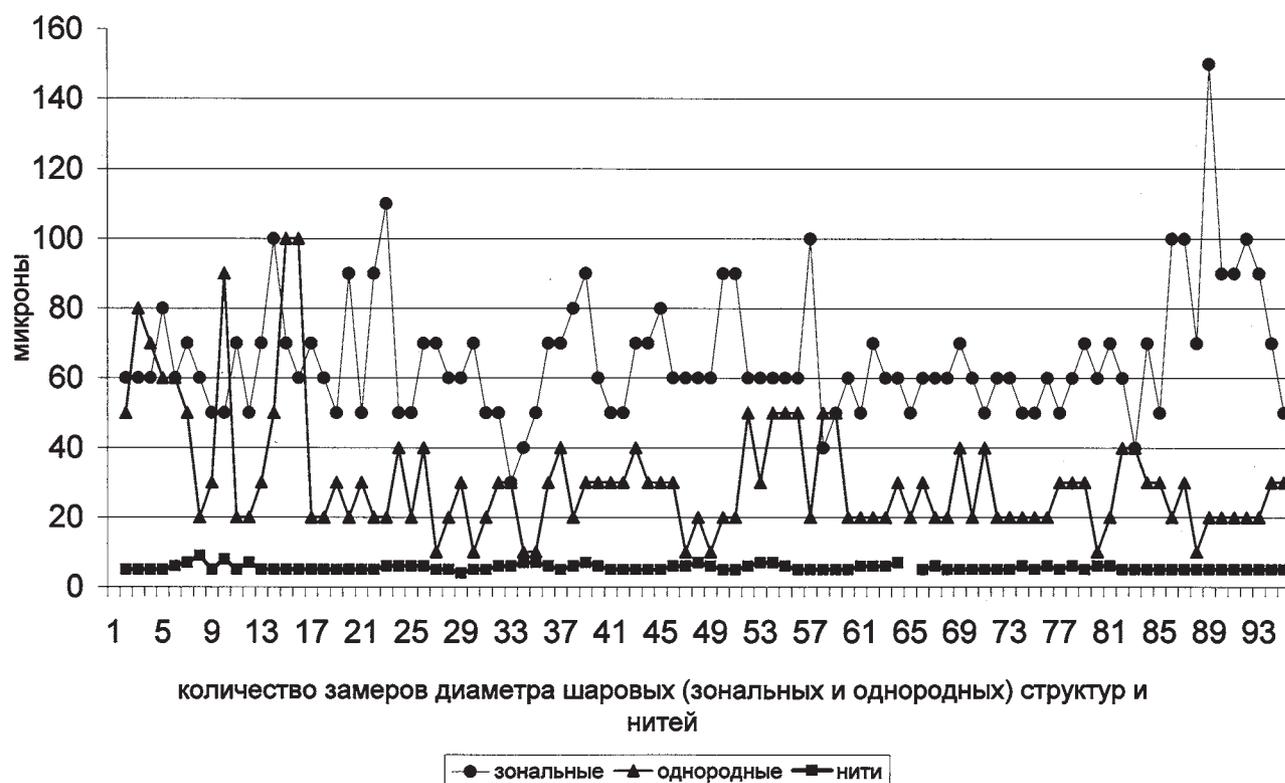


Рис. 31. Результаты замера диаметра нитей, однородных и зональных шаровых структур

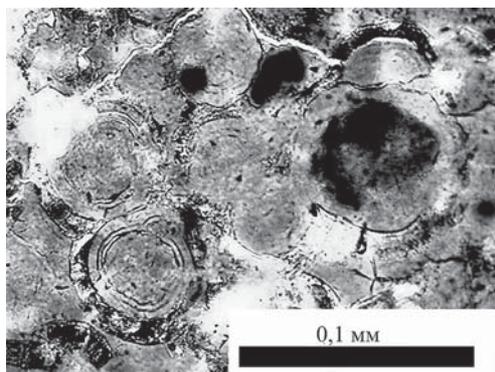


Рис. 32. Крупные сферические образования с отчётливо выраженной зональной структурой, фотография шлифа

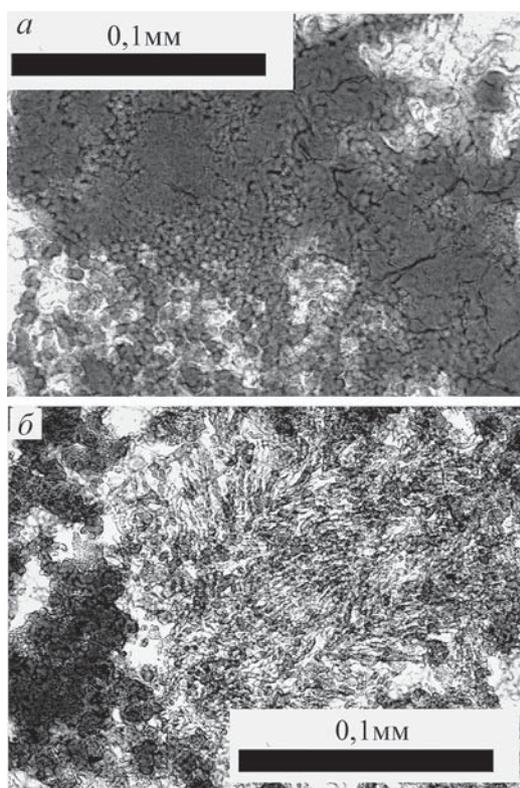


Рис. 33. Мелкие сферические структуры, образующие плотную однородную массу (а) и слагающие скопления нитей (б), фотография шлифа

титам) полусферы часто образуют скопления, перекрывая друг друга. Микроструктурные особенности полусфер сходны с теми, которые наблюдались при изучении сферических структур.

Плётки. Пористые глинистые массы в крупных открытых полостях слагают плавно изгибающиеся плётки и «занавеси», располагающиеся поодиночке или собранные в пакеты с близкой пространственной ориентировкой. Плёнки обра-

зованы субпараллельно расположенной серией нитей. При небольшом увеличении видно, что нити на определенном уровне, сливаются в плотные глинистые агрегаты, чётко отделяющиеся от соседнего участка плётки (рис. 34).

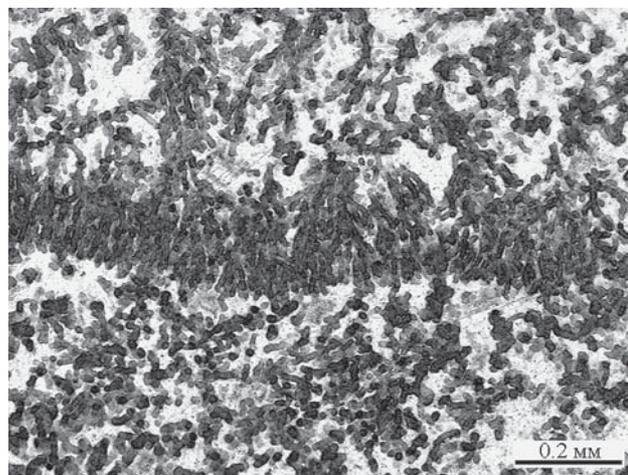


Рис. 34. Общий вид структуры плётки, фотография шлифа

9.2.3. Минеральный и химический состав биоморфных структур

В шлифах смектиты достаточно определённо диагностируются и отличаются по зелёному цвету в проходящем свете и яркому жёлто-зелёному плеохроизму в отличие от сине-зелёного цвета и плеохроизма у селадонита. Результаты рентгеновского и химического анализов подтверждают, что глинистые минералы с разными оптическими характеристиками принадлежат к разным минералам. Согласно данным рентгеновского анализа, среди изученных глинистых минералов присутствуют смектиты, смешанослойные смектитиллиты и селадонит.

Для классического, мокрого химического анализа материал отбирался под бинокляром из больших каверн в платобазальтах Эйяфьордура (см. раздел 8.2.3. табл. 1, 2). Анализировались две группы образцов: одна состояла из тёмно-зелёных, а другая из зелёных и сине-зелёных глинистых минералов. При оптических исследованиях в составе этих глинистых минералов выявлены три типа микроструктур: каёмки на стенках каверн, нити и плётки в основной массе глинистых минералов, заполнявших каверны. Согласно полученным результатам можно говорить о заметных отличиях по содержанию Al_2O_3 , Fe_2O_3 и FeO , CaO , MgO и K_2O в составе глинистых минералов разного цве-

та. Это может отражать различия в составе глинистых минералов или различное количество мельчайших кристаллов цеолитов, тесно сросшихся с глинистыми минералами.

Результаты микроанализа 1) темно-зелёного глинистого вещества внутренней каёмки, располагавшейся непосредственно на поверхности вмещающей породы, 2) светло-зелёной полосы каёмки, 3) комковатых образований травяно-зелёного цвета в основной массе глинистого материала, заполнявшего каверну и 4) сине-зелёной внешней каёмки показаны в (см. раздел 8.2.3, табл. 2). Результаты микроанализа совпадают с рентгеновскими данными в том, что глинистое вещество каёмок и комковатых образований состоит в основном из смектитов с примесью (до 20 %) слюдяных минералов, а сине-зелёное глинистое вещество представлено селадонитом.

На севере Исландии, в местонахождении Ну-пау (Эйьяфьордур, см. № 1 на рис. 25) среди глинистых образований в базальтах широко развиты три типа биоморфных структур: сферы, нити и плёнки. Химический состав этих структур исследовался на сканирующем электронном микроскопе с помощью микрозонда LINK-860 в Палеонтологическом институте РАН.

Образцы из больших каверн в платобазальтах местонахождения Ну-пау. 1–4 – зелёные глинистые минералы (1, 2) червеобразных структур и (3, 4) шарики с диаметром 2–4 мкм; 5–7 – сине-

зелёные глинистые минералы крустификационных каёмок; 8 – сине-зелёные глинистые минералы плёнок.

Результаты показаны в табл. 1. Для нитей (1, 2 на таблице) и сфер (3, 4) характерно более высокое содержание MgO. Минералы, слагающие пленку (8) отличаются высоким содержанием K₂O и FeO (как общее Fe). Необходимо отметить высокое содержание S и присутствие P в нитях.

В структурах полусфер, отличающихся хорошо выраженным зональным (по цвету) строением, во всех зонах присутствуют сера и фосфор. Данные химического анализа отдельных зон показаны в табл. 2. Анализировавшиеся объекты: 1 – палочки и иголочки; 2 – небольшой комочек (2 мкм), располагавшийся на конце палочки; 3–5 – зона чередования зеленых и коричневых слоев: 3, 4 – данные получены с площади каждой зоны (около 10 мкм²), 5 – результат анализа в точке; 6–8 – анализы в зоне коричневых слоев получены с агрегатов округлых и вытянутых комочков, размер которых менее 1 мкм: 6, 7 – данные получены в точке и 8 – с площади в 10 мкм².

Исследования химического состава по профилю зонально построенной нити и крустификационной каймы с помощью микрозонда не выявили существенных отличий в содержании основных петрогенных элементов. Эти результаты показаны на рис. 35, а, б. Близкий химический состав исследованных объектов и в то же время замет-

Таблица 2. Химический состав структур полусфер

Компонент	Анализируемые объекты							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	53,64	53,53	44,18	18,41	15,26	14,70	6,78	4,77
Al ₂ O ₃	8,2	4,83	3,04	4,57	2,47	3,19	1,98	2,16
FeO	12,18	14,24	27,09	55,53	59,43	58,85	82,59	83,55
TiO ₂	0,23	0,27	0,88	1,30	2,57	2,93	3,07	3,42
MnO	0,00	0,00	0,24	0,55	0,05	0,39	0,57	0,00
CaO	1,96	0,34	0,60	0,52	1,31	1,09	1,25	1,43
MgO	4,06	6,16	4,39	1,58	1,65	1,91	0,71	0,13
K ₂ O	6,09	7,43	7,16	3,02	0,54	1,07	0,29	0,29
Na ₂ O	2,42	2,16	1,44	3,65	5,82	4,79	0,25	0,66
BaO	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,32	0,00	0,00	0,05	0,23	0,15	0,41
S	0,95	0,65	0,75	0,84	0,69	0,85	0,30	1,18
Cl	0,00	0,00	0,18	0,00	0,11	0,00	0,04	0,00
Сумма	90,75	89,93	89,95	89,97	89,26	90,00	97,98	98,00

Примечание: Данные микроанализа (EDX, LINR-860), пересчитанные на 10 % потери при прокаливании для смектитов и 2 % для гетита.

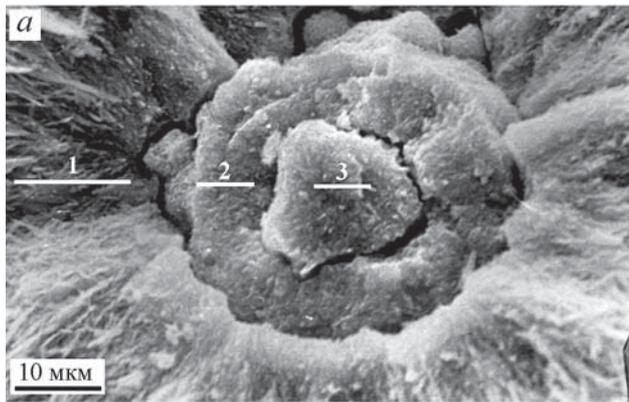
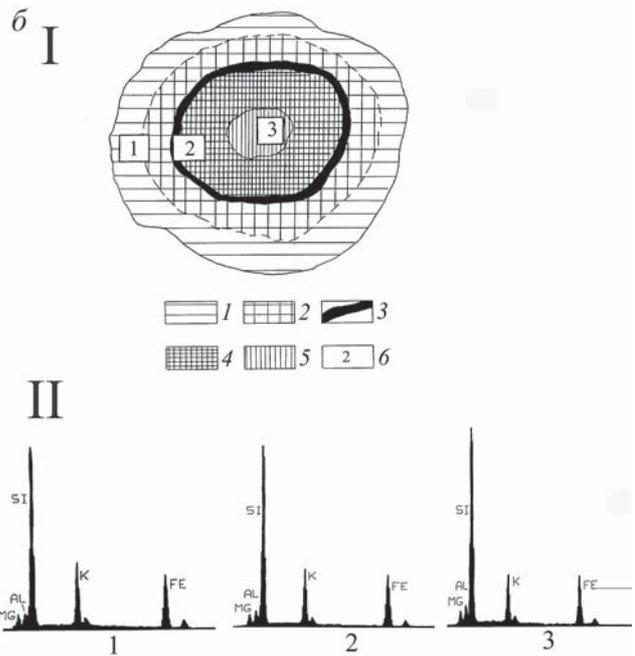


Рис. 35. Морфология и химический состав смектитовой минерализованной нити и крустификационной селадонитовой каймы

a – поперечный срез нити сложенной серией концентрических зон смектит-селадонитового состава (СЭМ). Цифры 1, 2, 3 – участки, анализировавшиеся на микрозонде, см. Рис.11б; *б* – I – схематическая зарисовка, оптический микроскоп; 1, 2 – зоны, состоящие из вытянутых кристаллов, цвет голубовато-зеленый; 3, 4 – зоны плотного глинистого вещества травяно-зеленого цвета; 5 – центральный стержень нити, сложенный плотным глинистым веществом темно-зеленого цвета; *б* – участки, анализировавшиеся микрозондом; II – результаты химического анализа при исследовании на СЭМ, микрозонд Link-860



ные микроструктурные отличия крустификационной каймы и зон внутри нити могут указывать на различия в обстановке формирования смектит-селадонитового комплекса при минерализации органических объектов и последующего образования кристаллической каймы из раствора.

Согласно данным рентгеновского анализа коричневого вещество состоит в основном из гётита, замещающего глинистые минералы.

Итак, данные химического и рентгеновского анализов показывают, что все исследованные биоморфные структуры зелёного и коричневого цвета состоят из смектитов с небольшой примесью слюдястых минералов, частично или полностью замещенных гётитом, а сине-зелёное глинистое вещество каёмок и крустификационных оторочек – в основном из железистых слюдястых минералов (селадонита).

9.2.4. Микро- и наноструктуры биоморфных глинистых агрегатов

В составе рассматриваемых глинистых образований установлен ряд биоморфных структур, среди которых наиболее часто встречаются нити и сферические тела разного размера. Изучение глинистых образований с помощью сканирующего электронного микроскопа выявило ряд новых деталей, позволяющих уверенно говорить о гидротермальной минерализации микробиоты,

существовавшей в глубоко погруженных горизонтах вулканогенных толщ.

При исследовании в оптический микроскоп и больших увеличениях электронного микроскопа в составе глинистых образований выделены следующие морфологические типы биоморфной минерализации: палочки, нити, шары, полусферы, пленки. Палочки, размеры которых близки в глинистых скоплениях из разных местонахождений – самые мелкие образования, которые могут участвовать совместно с другими в строении более сложно построенных морфологических типов биоморфной минерализации. Размер нитей и шаров также непостоянен в связи с появлением различных каёмок и крустификационных оболочек. Полусферы и нити – это сложные образования, состоящие из различных, нечетко индивидуализируемых морфологических элементов, строение которых позволяет отнести их к «колониальным бактериальным» постройкам. Рассмотрим морфологические особенности выделенных типов биоморфной минерализации начиная с палочек, самых маленьких индивидуумов, часто встречающихся изолированно.

Палочки – это слегка вытянутые с закругленными контурами образования, располагающиеся на гранях и реже – на плоскостях глинистых чешуек. По форме и размеру они сходны с фоссилизированными нанобактериями [Folk, Lynch, 1997]. Иногда их скопление достаточно велико, и они полностью заполняют промежутки между глинистыми чешуйками. Размер изолированных тел такого типа не превышает 0,7 мкм. Палочки и сходные с ними по размеру шарообразные обра-

зования были встречены в ультрамикрозернистых массах глинистого вещества (рис. 36, а-г).

Нити – это наиболее определенно диагностируемые объекты биологического происхождения. По строению они разделены на четыре вида: 1) с однородным плотным внутренним строением; 2) с концентрически зональным строением; 3) с круглым полым центральным каналом, 4) состоящие целиком из шарообразных структур. Характерно прихотливое изгибание серии нитей, собранных в пучки, сложное переплетение и ветвление нитей. Поперечный размер минерализованных нитей зависит от толщины крустификационной глинистой или кремнистой каймы.

Структура нитей Толщина нитей с покрывающей их более поздней минеральной оболочкой варьирует в пределах 5–10 мкм, при среднем размере диаметра около 7 мкм. В тех случаях, когда диаметр нитей достигает 20–25 мкм, на поперечном срезе отчетливо видны элементы концентрическо-

го строения. Максимальная длина нитей зависит от размера полости, в котором она формировалась и может достигать 100 мкм и более. Поверхность нитей часто имеет сетчатую или сотовую структуру с многочисленными круглыми отверстиями или ячейками, часто заполненными мельчайшими сферическими телами (3–5 мкм в поперечнике), также состоящими из глинистых минералов. Нитчатые структуры, в основном состоящие из смектитов, покрыты крустификационной каймой вытянутых, игольчатых кристаллов селадонита.

В настоящее время по внутреннему строению в составе нитей можно различать четыре типа: а) плотные однородного строения, б) плотные с зональным строением и шариками на поверхности, в) плотные с одним или несколькими вытянутыми каналами и г) состоящие из цепочки или агрегатов сферических и комковатых образований. Концентрическое строение и наличие каналов можно видеть даже при небольших увеличениях (рис. 37, а-е).

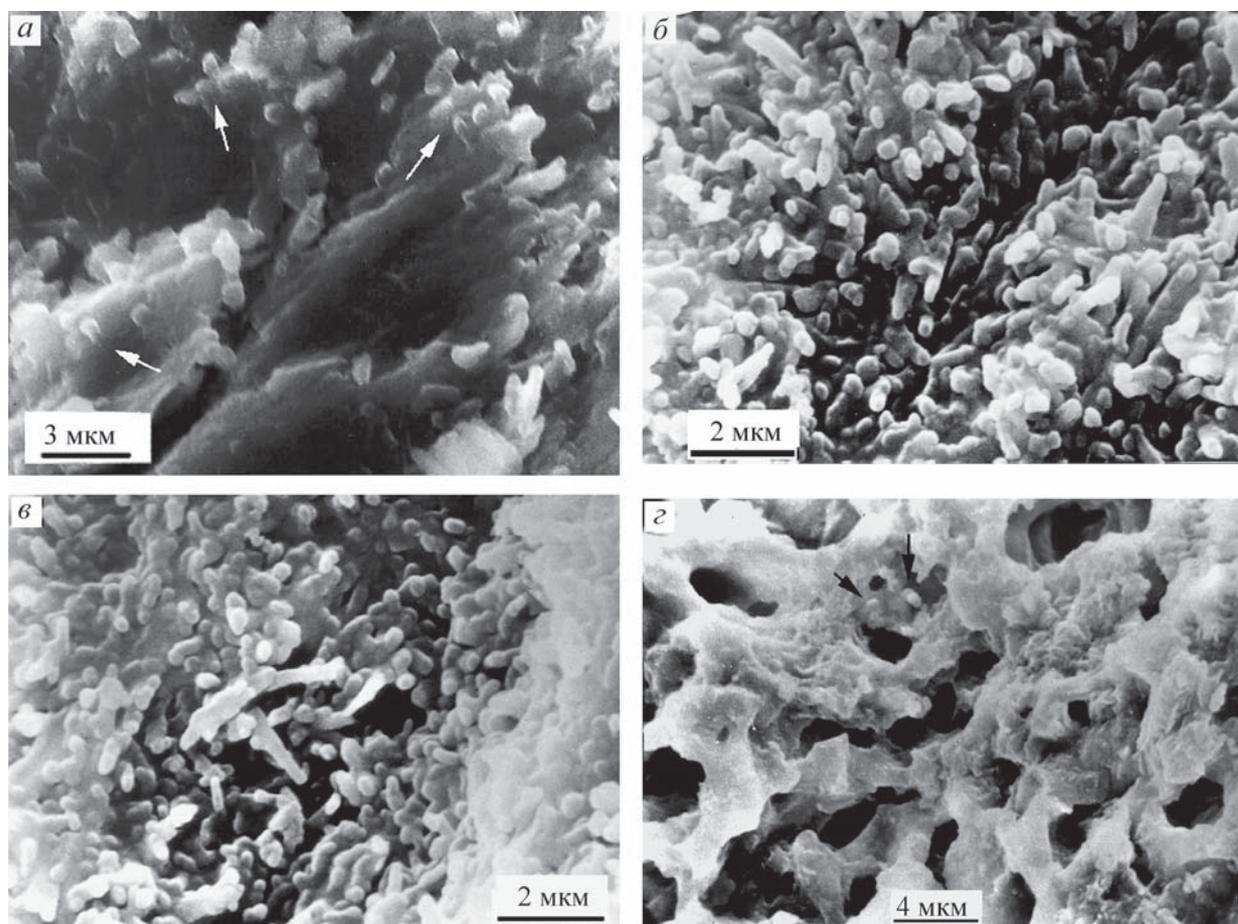


Рис. 36. Криптокристаллические глинистые образования, заполняющие открытые полости в платобазальтах, местонахождение Нупау, Эйьяфьорд (СЭМ)

а – палочки, располагающиеся на краях листочков глинистых минералов (стрелки); б, в – скопление палочек и ассоциирующих с ними шариков (коки); г – шарики (коки) в микрозернистой глинистой массе с многочисленными круглыми и овальными вытянутыми каналами.

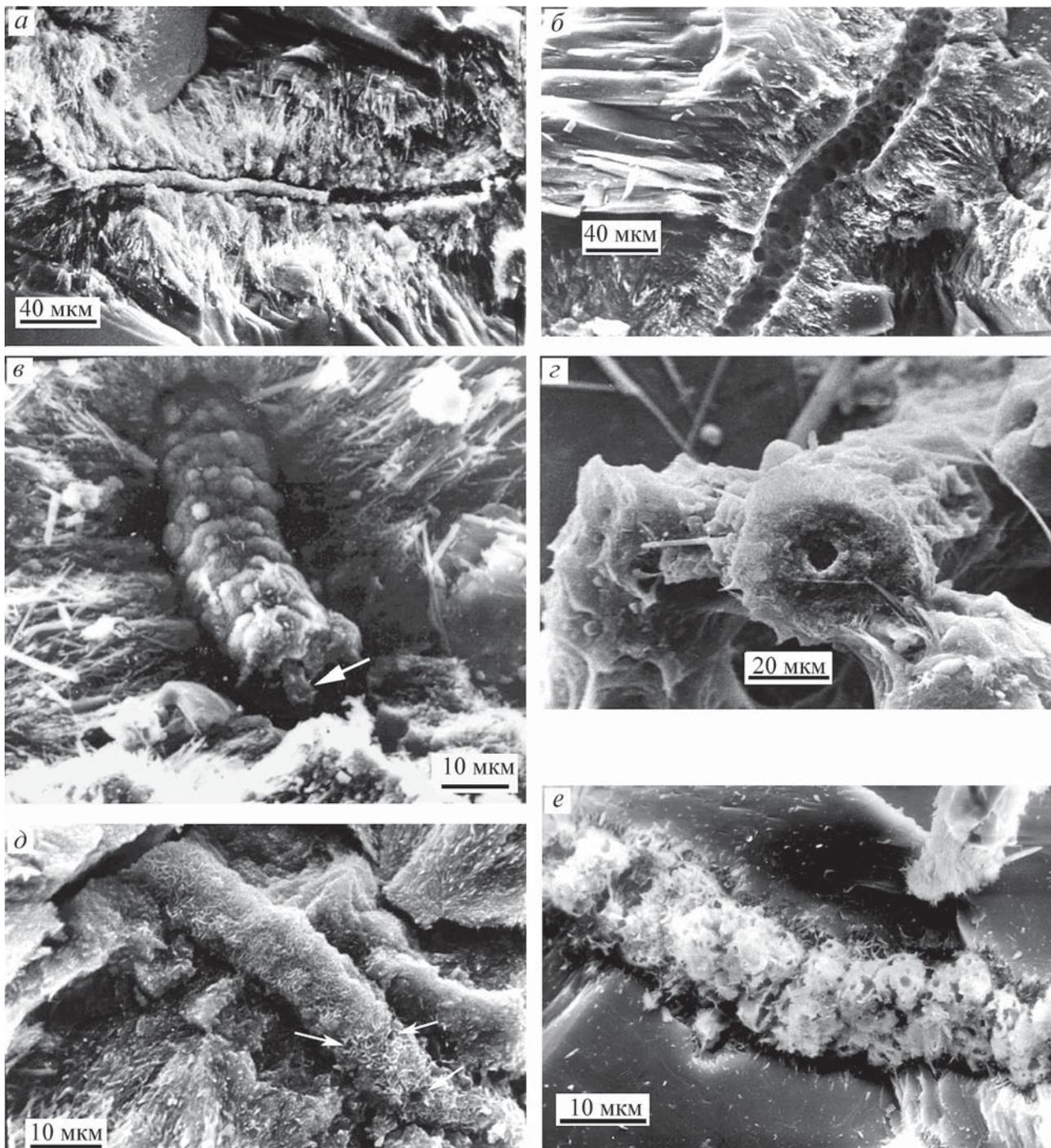


Рис. 37. Морфологические особенности нитей (СЭМ)

a – типичный пример нити, сложенной смектитами и покрытой кристификационной каймой игольчатых кристаллов селадонита; *б* – слепок внешней поверхности нити с круглыми углублениями разного размера, хорошо видна кристификационная кайма игольчатых кристаллов селадонита, «запечатанная» цеолитами; *в* – нить с хорошо выраженным секционным строением круглыми шариками (коками) на её поверхности и кристификационной каймой игольчатых кристаллов селадонита. В центральном канале нити сохранилось вещество, напоминающее минерализованный чехол нитчатой бактерии (стрелка); *г* – нить, сложенная смектитами с круглым полым центральным каналом. В кристификационной кайме мелкие сферические структуры (стрелки); *д* – поверхность нити с характерной мелкоячеистой структурой губки и круглыми отверстиями (стрелки); *е* – сферические и комковатые фрагменты внутреннего строения нити с большим количеством неравномерно размещенных круглых канальцев

Шарообразные структуры с диаметром от 2 до 200 мкм по текстуре слагающих смектитов разделяются на несколько типов. Для одних характерно плотное строение и ровная поверхность, а для других – пористая структура, напоминающая пчелиные соты или губку. Среди крустификационной селадонитовой каймы встречаются шарики, сложенные таблитчатыми кристаллами. Шарообразные структуры, как правило, имеют четкие внешние границы (рис. 38, *a-e*). Некоторые шарообразные структуры состоят из сложного сочетания нитей и комковатых выделений на их концах (см. рис. 38, *в*).

нитовой каймы встречаются шарики, сложенные таблитчатыми кристаллами. Шарообразные структуры, как правило, имеют четкие внешние границы (рис. 38, *a-e*). Некоторые шарообразные структуры состоят из сложного сочетания нитей и комковатых выделений на их концах (см. рис. 38, *в*).

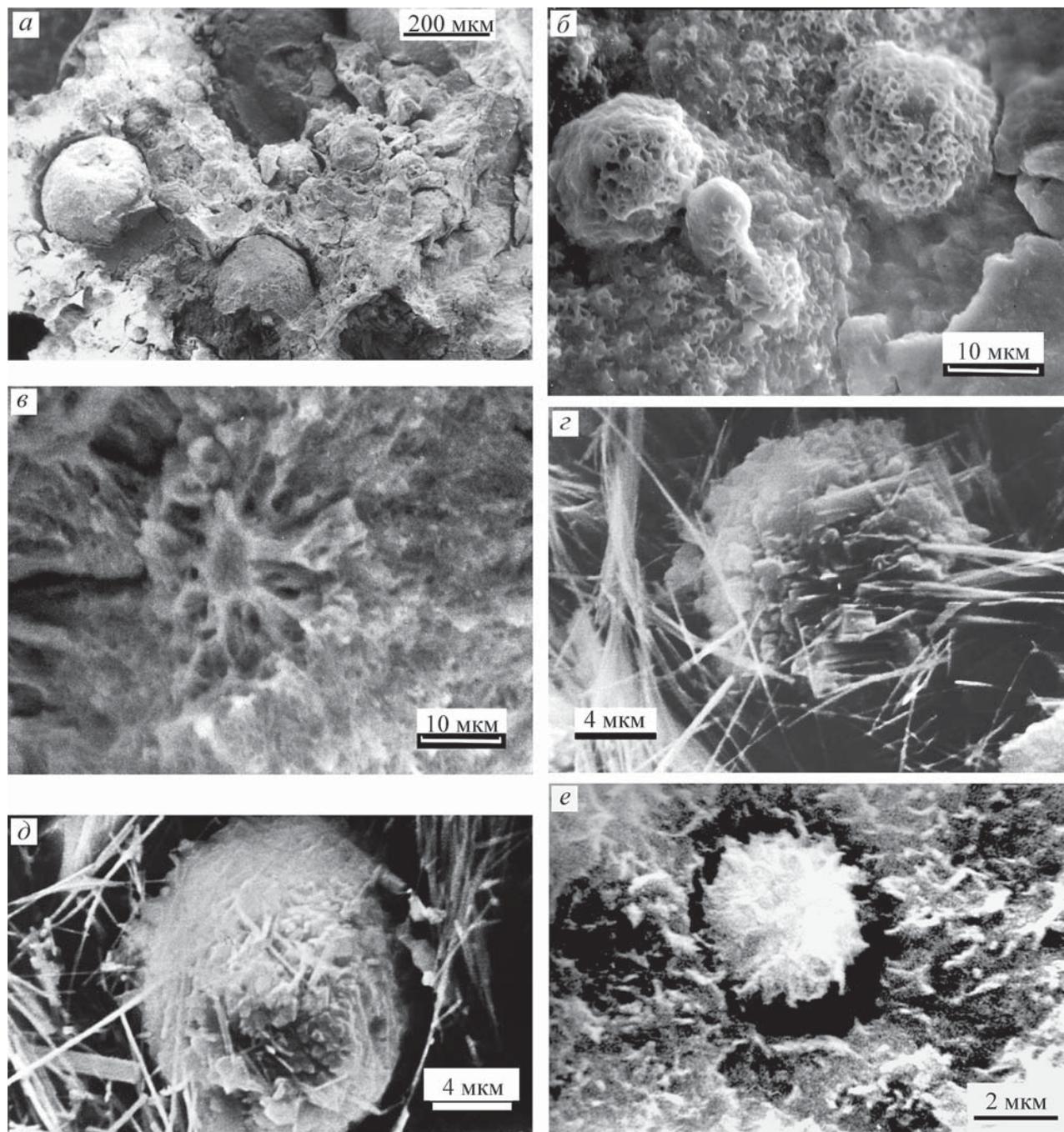


Рис. 38. Морфологические типы шарообразных структур (СЭМ)

a – плотные шаровые структуры разного размера, стрелками показаны шары с диаметром менее 100 мкм; *б* – пористые шары со структурой губки на поверхности; *в* – внутреннее строение пористого шара; *з*, *д* – шаровые структуры, состоящие из таблитчатых кристаллов, в крустификационной селадонитовой кайме; *е* – шарик, сложенный смектитом, с характерной микроструктурой хаотически ориентированных листочков

Палочкообразные и шарообразные принимают участие или даже целиком слагают более крупные и толстые нити. Скопления шарообразных форм часто встречаются в строении толстых нитей и на их поверхности, а также располагаются в кристификационной селадонитовой кайме и глинистом материале, заполняющем пространство между нитями (см. рис. 38, *з, д*). Кремнистые минералы, инкрустирующие нити, включают отдельные шаровые структуры, по форме и размеру аналогичные тем, что слагают саму нить (рис. 39, *а-в*). Это дает основание думать, что изолированные шаровые структуры в момент формирования кремнистого геля располагались в гидротермальном растворе по соседству с нитями.

Полусферы – это структуры, 1–2 мм диаметром с тонкой концентрической слоистостью и четкой внешней границей. Располагаются хаотически, непосредственно на стенках разнообразных полостей в базальтах. Внутри этих полостей в общей глинистой массе в местах скопления они налегают и облекают друг друга. В ряде случаев в этих структурах глинистые минералы частично или полностью замещены гетитом. Сходные по форме, но значительно более крупные образования, сложенные сиде-

ритом, встречаются в открытых полостях в плато-базальтах Западной Исландии (р. Нордурау). На срезе в центральной части полусфер, сложенных глинистыми минералами, отчетливо видно концентрическое чередование слоев разного цвета. Выделяются более плотные слойки, замещенные гетитом. В глинистых слойках с характерной сотовой микроструктурой хаотически размещены многочисленные круглые отверстия близкого размера. Структуры полусфер, сложенные сидеритом, четко разделяются на две зоны: внутреннюю, диаметром не более 0,3 мм, состоящую из агрегата плотно упакованных мелких кристаллов, и внешнюю оболочку из относительно более крупных вытянутых кристаллов, образующих одну или две зоны с радиально-лучистой структурой (рис. 40, *а-з*).

Пленки – заполняют частично или полностью самые крупные полости в базальтах. Пленки состоят из плотных агрегатов сросшихся нитей и шариков, образующих ровные или плавно изгибающиеся ленты. В шлифах видно, что плотная часть пленки образована агрегатом плотно прилегающих или сливающихся в сплошную массу нитей. Во все стороны от плотной части отходят единичные нити и пучки нитей (рис. 41, см. рис. 34).

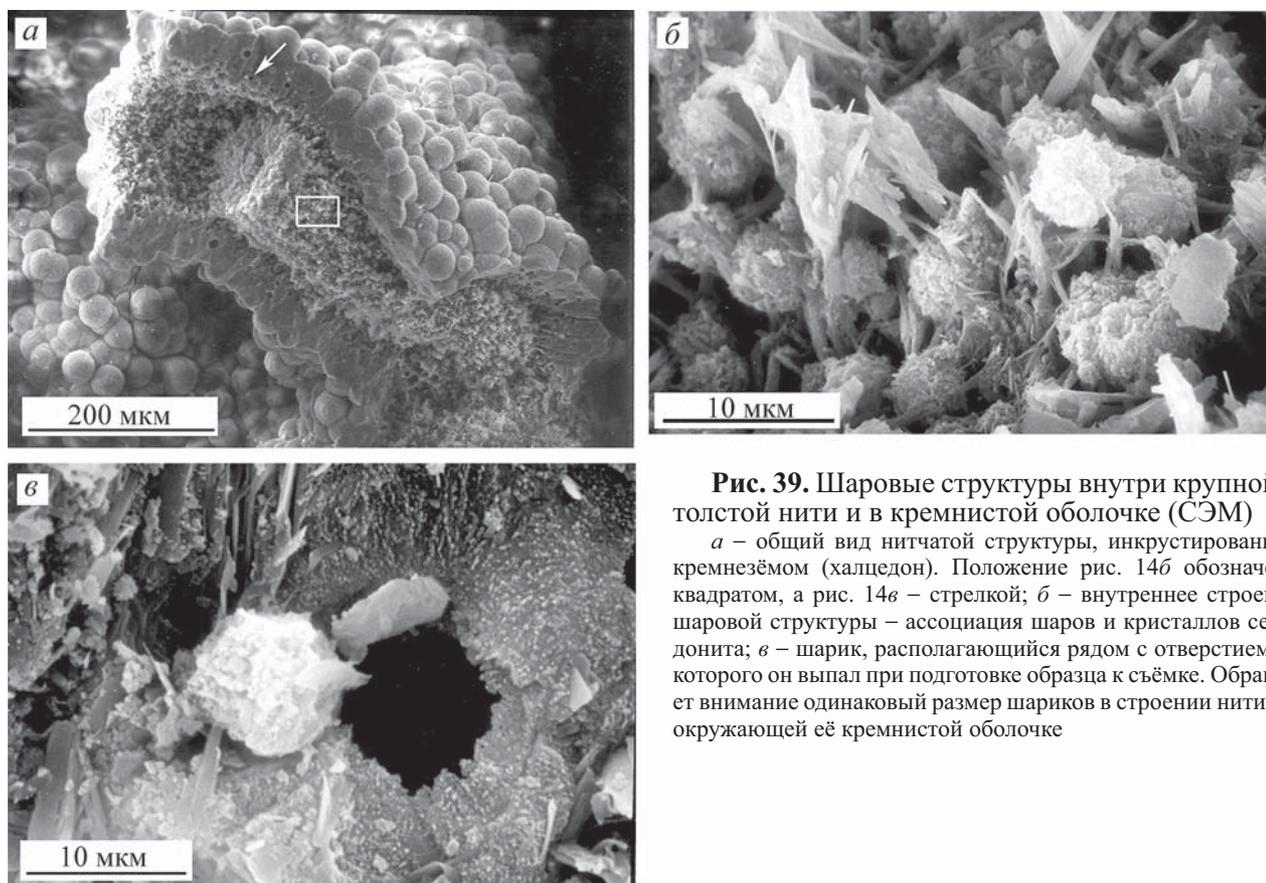


Рис. 39. Шаровые структуры внутри крупной и толстой нити и в кремнистой оболочке (СЭМ)

а – общий вид нитчатой структуры, инкрустированной кремнезёмом (халцедон). Положение рис. 14*б* обозначено квадратом, а рис. 14*в* – стрелкой; *б* – внутреннее строение шаровой структуры – ассоциация шаров и кристаллов селадонита; *в* – шарик, располагающийся рядом с отверстием из которого он выпал при подготовке образца к съёмке. Обращает внимание одинаковый размер шариков в строении нити и в окружающей её кремнистой оболочке

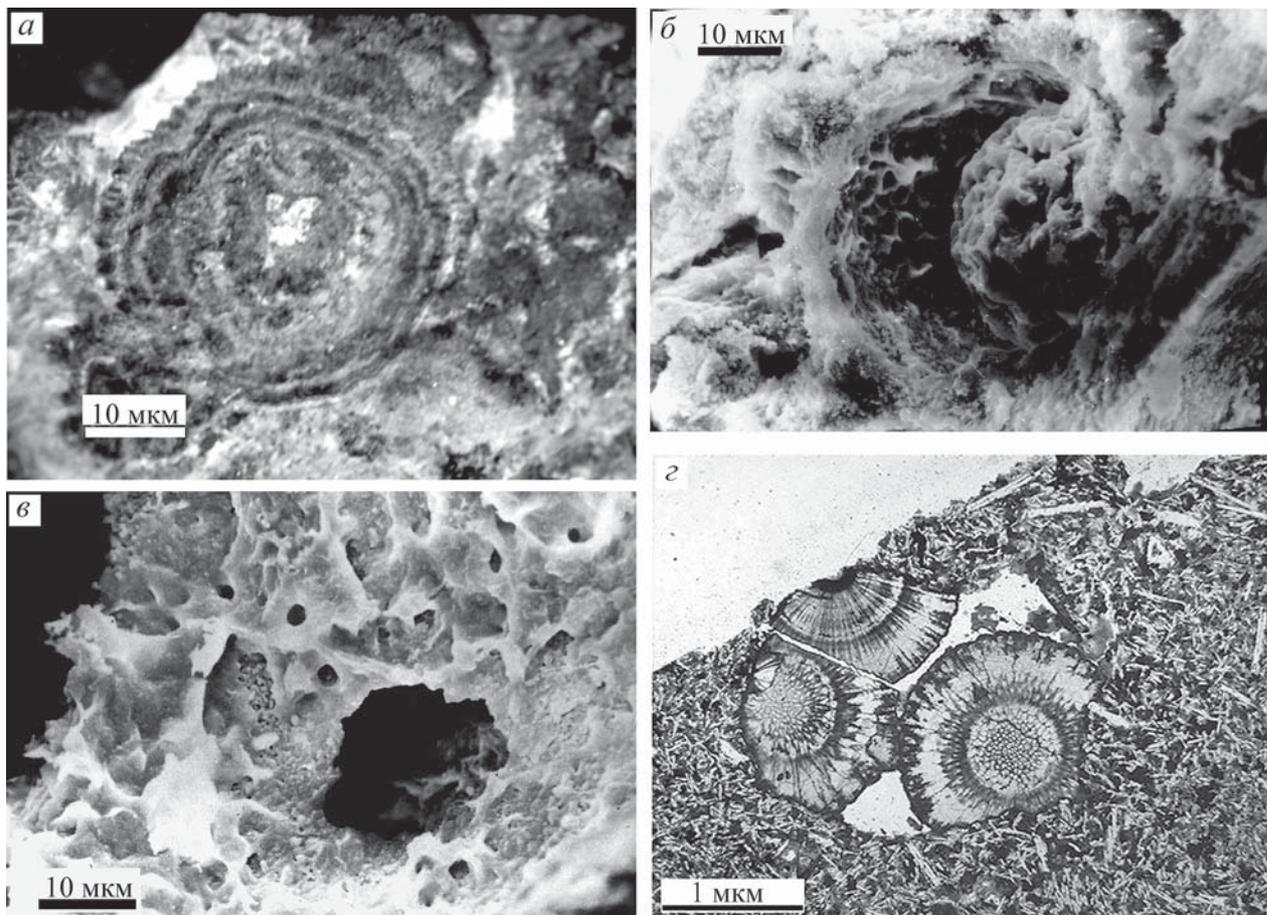


Рис. 40. Микроструктурные особенности строения полусфер, *a–в* – СЭМ, *г* – шлиф
a – концентрическая зональность на срезе полусферы, тёмное – слои, в которых глинистое вещество частично или полностью замещено гётитом; *б* – сотовая микроструктура глинистого вещества внутренней оболочки частично вскрытой полусферы; *в* – круглые отверстия в глинистом веществе с сотовой микроструктурой; *г* – общий вид сидеритовых полусфер на срезе

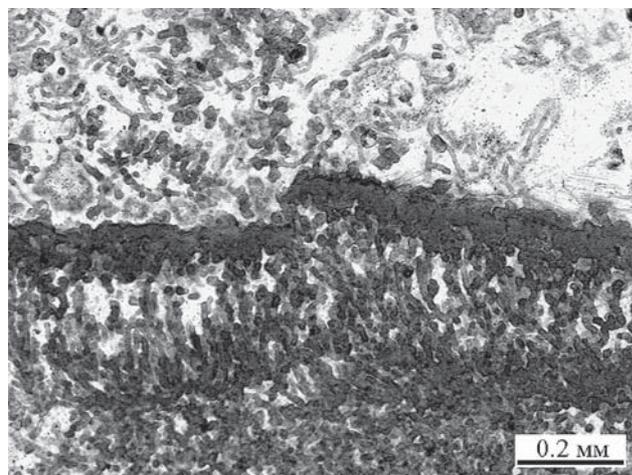


Рис. 41 Структура плёнки, состоящая из нескольких уровней плотно соприкасающихся нитей. Слоистые силикаты, слагающие биоморфные структуры, «запечатаны» цеолитовым цементом, фотография шлифа

Сканирующий электронный микроскоп позволил выявить некоторые структурные особенности строения плотной части нитей. Она состоит из крипнокристаллических глинистых образований с многочисленными круглыми вытянутыми каналами, диаметр которых полностью соответствует толщине нитей, развитых в этой же или в соседних минерализованных полостях. Плотное глинистое вещество постепенно сменяется пористой микроструктурой, похожей на губку. На отдельных участках плотного глинистого вещества в структуре плёнки видны цепочки мелких глобулярных тел, образующие фигуры подобные кружевам (рис. 42, *a–г*). В газовой полости базальтов пленки образуют параллельно ориентированную систему, но в соседних полостях их пространственная ориентировка не совпадает.

Пористость – характерная черта рассмотренных типов биоморфных структур. Исследование формы и размера пористости, ассоциирующей с

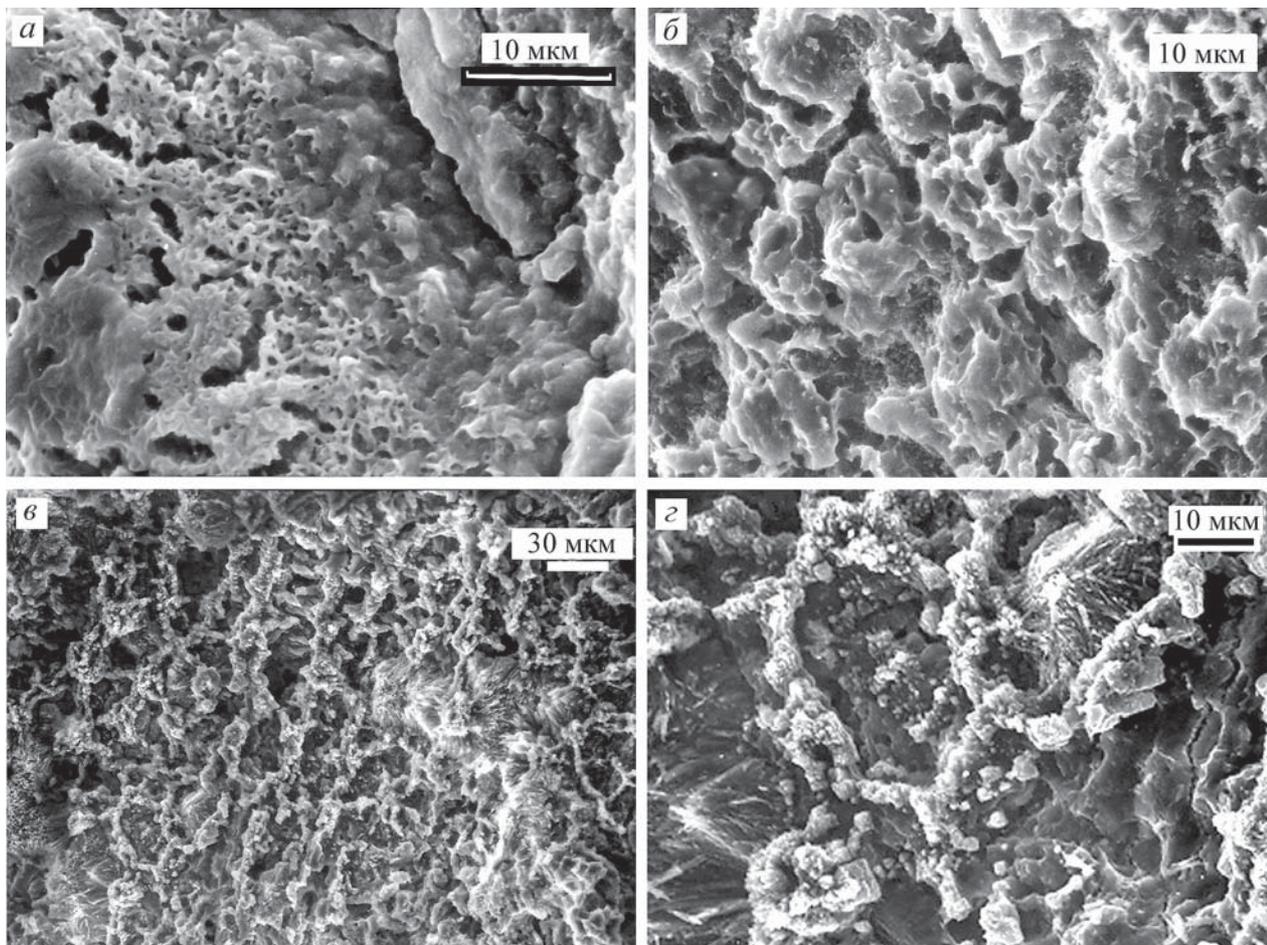


Рис. 42. Микроструктура плотных участков плёнки (СЭМ)
а – зоны разной пористости; *б* – вытянутые каналы в плотной части плёнки; *в*, *г* – мелкие глобулярные тела, образующие фигуры подобные кружевам: *в* – общий вид; *г* – деталь строения структуры, подобной кружевам

различными биоморфными структурами, выявило большое сходство общего строения наблюдавшихся каналов независимо от района и типа и состава исследованных минерализованных объектов. Интересные результаты получены при анализе строения пористости в биоморфных структурах, сложенных селадонитом. В полостях базальтов, заполненных агрегатом слоистых силикатов смектит-селадонитового состава, на поверхности биоморфных структур и в массе глинистого вещества между ними хорошо видно большое количество овальных и круглых отверстий и ветвящихся каналов, в настоящее время остающихся пустыми. Стенки этих отверстий и каналов сложены плёнкой, состоящей из вытянутых изгибающихся пластинчатых кристаллов селадонита (рис. 43).

Характер выделений селадонита на стенках отверстий и каналов такой, что невольно напрашивается предположение, что вытянутые кристаллы формировались вокруг позднее исчезнувшего ве-

щества. Форма этих тел была круглая или овальная, а в продольном направлении они были сильно вытянуты и прихотливо изгибались. Их диаметр, оставаясь близким для одного образца, варьирует для разных образцов от 3–5 до 14–18 мкм. По размеру они вполне соответствуют рассмотренным выше минерализованным нитям.

О природе рассматриваемой пористости можно судить не только из сравнения с миоценовыми минерализованными биоморфными структурами. Сходный характер пористости был обнаружен при изучении строения конкрементов, т.е. минеральных тел, образовавшихся в теле человека. При исследовании оксалатных и фосфатных образований на сканирующем электронном микроскопе помимо прочих особенностей их строения обнаружены многочисленные круглые и овальные отверстия и вытянутые каналы, по размеру и форме чрезвычайно напоминающие те, которые были встречены в скоплениях слоистых силикатов с разнообразными

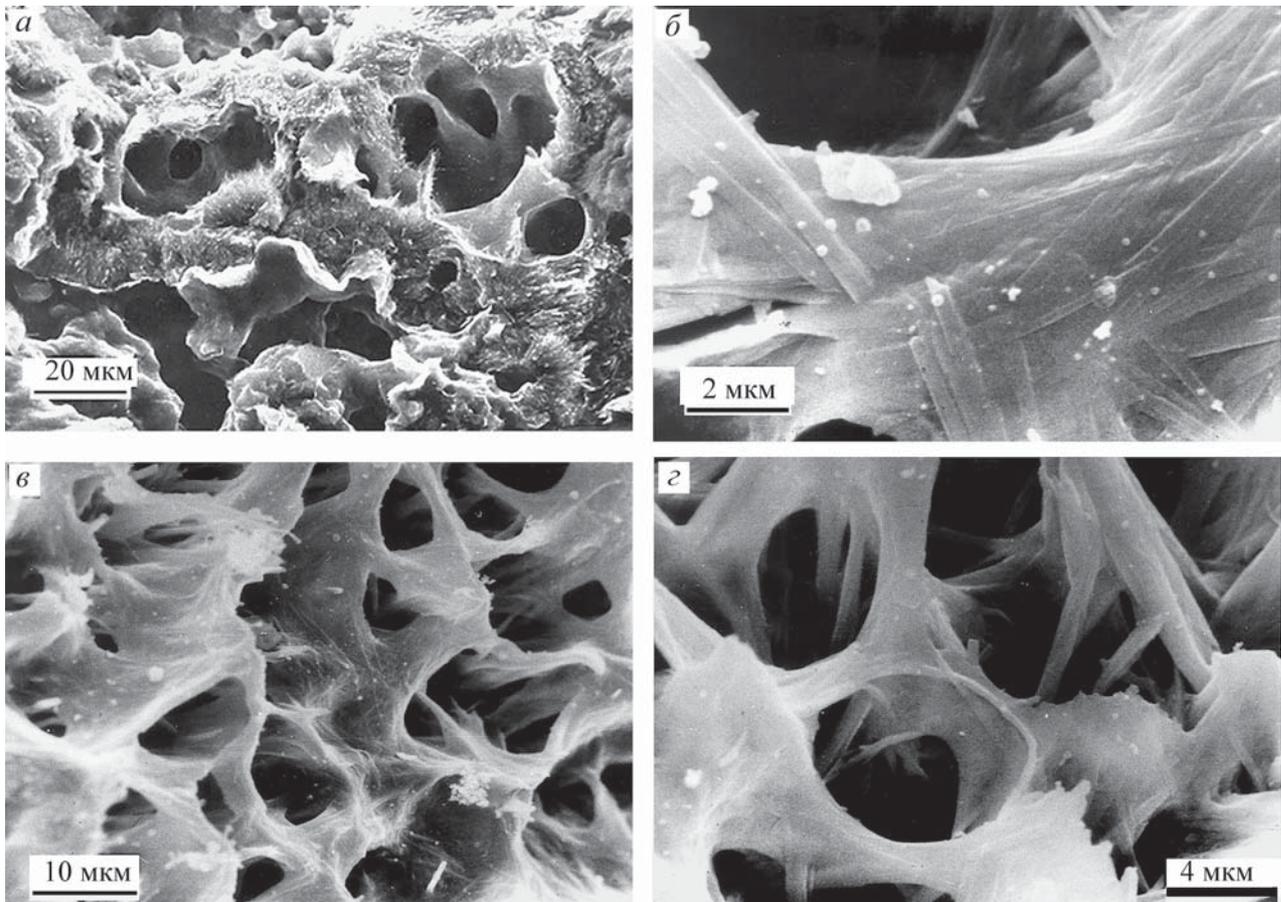


Рис. 43. Пористые слоистые силикаты (селадонит), заполняющие полость в базальтовом лавовом потоке, местонахождение Нупау, Эйьяфьорд (СЭМ)

а – общий вид пористости в глинистом веществе с характерной для селадонита игольчатой структурой кристаллов и плёнкой, выстилающей стенки пор; *б* – вытянутые планкообразные кристаллы селадонита, слагающие плёнку на стенках пористой структуры; *в*, *з* – пористая структура, образованная вытянутыми кристаллами селадонита: *в* – общий вид; *з* – изогнутые кристаллы селадонита на стенке пор

биоморфными структурами в миоценовых базальтах. В некоторых образцах оксалатных конкрементов в порах были обнаружены fossilized чехлы микроорганизмов (рис. 44, *а-в*).

Изложенные выше материалы показывают, что бактериальная активность играла важную роль при формировании геля – предшественника слоистых силикатов смектит-селадонитового состава. Образование смектит-селадонитовой минерализации совпадает с активной магматической деятельностью в пределах крупных вулканических аппаратов центрального типа и циркуляцией в толщах базальтов гидротермальных растворов, отличавшихся повышенным содержанием калия.

Биоморфные структуры обнаружены в слоистых силикатах, включающих селадонит и (или) смектиты с большим содержанием калия (в селадоните до 7–8 %). Этот элемент играет важнейшую роль в метаболизме живых организмов.

Смектит-селадонитовая минерализация и биоморфные структуры, сложенные этими минералами – локальное характерное явление в толще низкокальциевых базальтов, приуроченное к зонам наибольшей проницаемости, которыми служили трещинные и дайковые рои, трассирующие на крупные постройки центральных вулканов.

Важным моментом, который следует учитывать при рассмотрении минерализованных биоморфных структур, является сходство форм, обнаруженных в разных районах и в горизонтах разного возраста. Для минерализованных биогенных образований характерны одинаковые или узкие пределы колебаний размеров. Диаметр нитей, без учета крустификационной каймы, в среднем составляет 5–7 мкм. Для шарообразных структур установлено два наиболее часто встречающихся размера: 20–30 мкм и 50–70 мкм. В последнем случае шаровые структуры, как правило, имеют

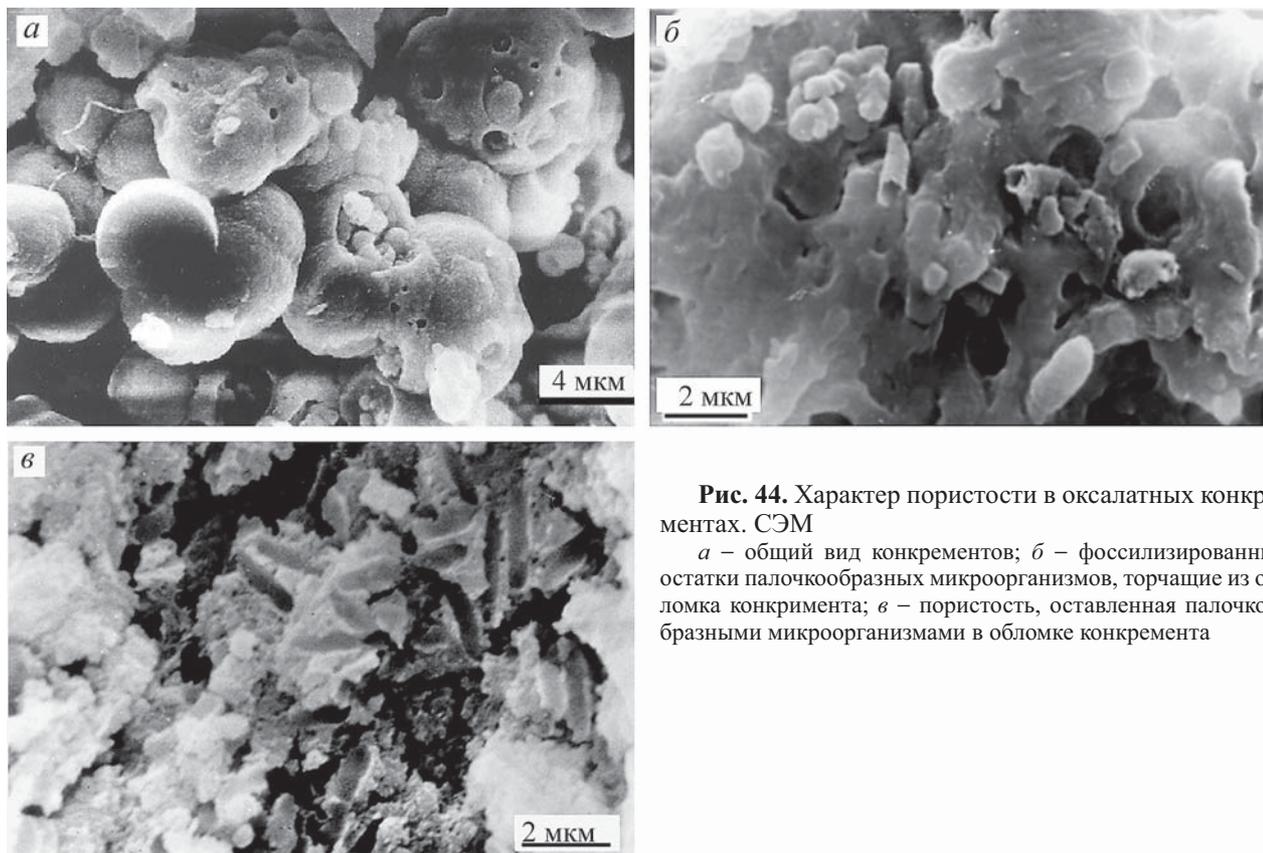


Рис. 44. Характер пористости в оксалатных конкрементах. СЭМ

а – общий вид конкрементов; *б* – fossilized остатки палочкообразных микроорганизмов, торчащие из обломка конкремента; *в* – пористость, оставленная палочкообразными микроорганизмами в обломке конкремента

концентрическое строение и часто покрыты кристаллической каймой того же состава. Прямое подтверждение fossilization органики является секционный характер нитей и наличие в их центре круглых или овальных каналов.

Биогенная природа минерализованных нитей выявляется при сопоставлении по структуре и размеру с современными fossilized бактериями и их колониями. Для объектов, взятых из природы или полученных в лабораторных условиях, обращает внимание сходство с пористой структурой в исследованных конкрементах, образовавшихся в теле человека.

Кроме того результаты проведенного лабораторного эксперимента с гидротермальным изме-

нением базальтов с участием бактерий показывают, что за 9 месяцев при температуре около 75 °С базальтовое стекло оказалось разрушенным, а на его поверхности появились биоморфные новообразования, сложенные слоистыми силикатами, по форме аналогичными встреченным в природной обстановке. В контрольных образцах без бактерий стекло тоже изменилось, но биоморфные структуры не были обнаружены.

Важно также отметить, что слоистые силикаты, включающие биоморфные микроструктуры, по сравнению с одновременно образованными целитами и кремнистыми минералами обогащены углеводородами. Подробнее это рассматривается в следующей главе.

Глава 10

МИНЕРАЛИЗОВАННАЯ МИКРОБИОТА – ВОЗМОЖНЫЙ ИНДИКАТОР ПОТОКА УГЛЕВОДОРОДОВ

Находки углеводородов в районах современной вулканической и поствулканической гидротермальной активности земной коры известны в ряде регионов мира: Камчатка (Россия); Этна (Италия); Йеллустонский парк (США); «черные курильщики» (в Тихом и Атлантическом океанах) и др. В этих районах обнаружены проявления углеводородных газов, асфальта, асфальтита, капельно-жидкой нефти, дисперсных битуминозных веществ, полициклических ароматических углеводородов (ПАУ). Исландия не является исключением. Для этого района земной коры характерна активная вулканическая и гидротермальная деятельность. Наличие метана и более тяжелых углеводородов неоднократно фиксировалось в Исландии в 1980-х годах [Кононов, 1983; Arnorsson, 1987; Arnorsson et al., 1987]. В 1990 г. на юго-востоке Исландии впервые в толще базальтов было найдено крупное выделение асфальта [Jakobsson, Fridleifsson, 1990]. Позднее микроскопические выделения битуминозного вещества были обнаружены в гидротермально измененных миоцен-плиоценовых базальтах на севере и востоке Исландии [Гептнер и др., 1999 а, б]. Специально поставленное исследование содержания и распределения углеводородов в свежих и гидротермально измененных вулканитах показало, что наличие углеводородов в Исландии – это закономерный результат вулканической и поствулканической гидротермальной деятельности в рифтовой системе.

При изучении распределения углеводородов в Исландии подтвердилась и другая известная закономерность: наиболее высокое количество и разнообразие углеродистых соединений связаны с гидротермально измененными породами и гидротермальными минералами. Результаты исследования углеводородов на геотермальных полях рифтовой структуры показали, что в составе современных гидротермальных потоков повсеместно присутствуют углеводороды, в том числе ПАУ и более высокомолекулярные компоненты, которые в измененных породах фиксируются в основном глинистыми минералами и (или) аморфным кремнеземом, поступающим из глубоких горизонтов с

горячими водами.

Состав и распределение ПАУ в свежих и гидротермально измененных породах, а также во вторичных минералах базальтов Исландии рассмотрен в работе [Гептнер и др., 1999 а, б]. Необходимо отметить, что минерализованные бактерии были обнаружены именно в тех районах, где среди гидротермально измененных пород и вторичных минералов было установлено наибольшее количество углеводородов. Здесь же в ассоциации с вторичными минералами были встречены капли битумов. Наиболее отчетливо связь между минерализованными остатками микробиоты и углеводородами проявилась в миоценовых вулканитах на севере (Эйяфьордур) и на востоке (Брейдалсвик и Беруфьордур) Исландии. Здесь и в ряде других районов во всех изученных местонахождениях смектит-селадонитовой минерализации были найдены минерализованные бактериальные формы.

В этом комплексе вторичных минералов обнаружено значительно больше ПАУ (до 2543 ppb) по сравнению с неизмененными вулканитами (среднее значение – 44 ppb), а также с нонтронитами (644 ppb), цеолитами (94 ppb) и кремнистыми минералами, повсеместно распространенными в толщах гидротермально измененных базальтов и не несущих признаков бактериальной активности [Гептнер и др., 2003]. Большое количество ПАУ (1366 ppb) было обнаружено в минерализованных сапонитом бактериальных формах, слагающих современную постройку подводного горячего источника на дне Эйяфьорда (см. раздел 9.1.5). Это дает основание думать, что слоистые силикаты среди низкотемпературных гидротермальных образований являются одним из наиболее мощных естественных аккумуляторов, способных захватывать и фиксировать углеводороды из термальных вод.

Другим хорошим концентратором ПАУ в процессе микробиологической активности можно считать карбонаты. Сидеритовые микрополусферы, располагающиеся непосредственно на стенках газовых пустот и трещин в базальтах, были обнаружены в серии лавовых потоков в долине реки Нордурау на западе Исландии. С поверхности сидери-

товые микрополусферы покрыты тонким слоем смектитов, что может указывать на формирование микрополусфер на самых ранних стадиях гидротермальной минерализации. По форме и размерам эти полусферы похожи на смектит-селадонитовые полусферы, часто встречающиеся совместно с другими бактериальными формами в смектит-селадонитовом комплексе гидротермальных минералов [Geptner, Kristmannsdottir, 2003]. Содержание ПАУ в сидеритах (с небольшой долей нонтронита) оказалось достаточно высоким – 2335 ppb.

При сопоставлении содержания ПАУ в образцах гидротермально изменённых вулканогенных пород, включающих микрофоссилии и без них, с учётом результатов анализа некоторых вторичных минералов нетрудно видеть, что образцы, в которых установлено большое количество остатков минерализованных бактерий, содержат значительно больше углеводов.

Имеющиеся данные не позволяют решить, какой минерал или комплекс минералов в отложениях с микробиотой оказался обогащённым углеводородами. Можно только предположить, что наряду со слоистыми силикатами в некоторых случаях большую роль играли карбонаты (в исследованных образцах это сидерит) и аморфный кремнезём. В современных горячих источниках минерализация микробиоты кремнезёмом происходит особенно интенсивно. В гейзеритах совместно с минерализованными бактериями часто присутствуют панцири диатомовых водорослей прекрасной сохранности. Минерализованные нитчатые бактерии на термальной площади Рейкьянес были найдены не только в гейзеритах, но и на поверхности разби-

тых оконных стёкол, лежавших некоторое время на горячем грунте fumarольного поля.

Здесь же в гиалокластитах, которые включают многочисленные фрагменты минерализованных бактерий (см. гл. 9) также обнаружены и ПАУ. В большинстве исследованных образцов современных гейзеритов установлено небольшое количество ПАУ – 23–88 ppb. Исключение составляют современные кремнистые отложения горячих источников на термальных площадях Рейкьянес и Свартсенги, где обнаружен заметно отличающийся количественный и качественный состав ПАУ [Гептнер и др., 2003, табл. 5]. Следует напомнить, что в искусственном озере, питающемся на термальной площади Свартсенги водой из глубоких скважин, в большом количестве осаждается аморфный кремнезём и обитают частично или полностью минерализованные нитчатые водоросли, (см. рис. 19, б, в; гл. 9). В составе некоторых образцов кремнистого геля здесь зафиксировано достаточно большое количество ПАУ (до 407,9 ppb).

Многие углеводороды подвергаются разложению, окисляются и используются при метаболизме бактериями и грибами [Ehrlich, 1996]. Исключением не являются и полициклические углеводороды. Некоторые бактерии способны их расщеплять, в особенности 2–3 ядерные нафталин, антрацен и фенантрен [Шлегель, 1987]. ПАУ с числом колец в структуре от 4-х и выше расщепляются бактериями с большим трудом, а высокомолекулярные ПАУ очень устойчивы к биодеградации. Поэтому присутствие минерализованных остатков бактерий и повышенное – в гидротермальных минералах по сравнению с фоновым содержанием ПАУ

Таблица 1. Распределение полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в неизменённых вулканических породах (базальты)

Полициклические ароматические углеводороды (ПАУ)	Северная Исландия			Центральная Исландия	Южная Исландия	
	Базальты исторических извержений вулкана Крабла			Базальты вулкана Аскья, 1961	Базальты вулкана Суртсей, 1963 г.	
	1729 г.	1729 г.	1977 г.		лава	тефра
ppb	62	44	37	52	36	35
Распределение в %						
Гомологи:						
дифенила и флуорена	71	77	62	67	50	51
нафталина	23	18	35	25	31	29
фенантрена	-		3	2	19	-
бензфлуоренов	6		-	6	-	20
Незамещённые ПАУ	-	5	-	-	-	-
В том числе пирен	-	2	-	-	-	-

Примечание: Общее содержание ПАУ и содержание пирена приведено в ppb

в неизменённых базальтах не может быть случайным. Это соотношение может указывать на существование в гидротермальной системе углеродокисляющего биоценоза, в составе которого, судя по имеющимся данным, большую роль играют нитчатые бактерии. Этот биоценоз, разлагая низкомолекулярные углеводороды, способствует относительному накоплению более устойчивых 4–7-кольчатых ПАУ.

Закономерный характер соотношения минерализованной микробиоты и ПАУ в наземных и под-

земных гидротермальных образованиях указывает на то, что заселение бактериями глубоких горизонтов платобазальтов могло происходить благодаря постоянному присутствию в подземных водах абиогенных углеводородов, перемещавшихся из зоны синтеза с потоками термальных вод. При специально поставленных исследованиях минерализованная микробиота может служить индикатором, позволяющим восстанавливать в древних отложениях пути и миграции углеводородов и зоны их аккумуляции (табл. 1, 2).

Таблица 2. Содержание полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в вулканогенных и вулканотерригенных отложениях из зоны низкотемпературного гидротермального изменения, ppb

ПАУ	Отложения с остатками минерализованной микробиоты						Отложения, в которых минерализованная микробиота не зафиксирована					
							Низкотемпературные гидротермальные минералы, сформировавшиеся без участия микробиоты					
	Апофиллит+селадонит		Цеолиты		Смектиты+цеолиты		Смектиты+цеолиты+CaCO ₃		Кальцит			
Замещённые												
Гомологи:												
дифенила и флуорена	80	45	0	140	следы	17	0	0	0	0	0	
нафталина	397	197	102	414	37	44	60	32	31	45	39	
фенантрена	120	49	0	42	15	6	0	0	0	0	0	
бензфлуоренов	52	22	9	33	7	4	3	4	6	5	0	
хризена	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
пирена	3	5	0	4	0	0	0	0	0	0	6	
Сумма	652	325	111	633	59	71	63	36	37	50	45	
Незамещённые												
пирен	16.2	5	9.2	13.5	следы	1.8	1.5	2.2	5.4	4.3	4	
Общее содержание ПАУ	668.2	330	120.2	646.5	59	72.8	64.5	38.2	42.4	54.3	49	

Глава 11

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В НАЗЕМНОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ ИСЛАНДИИ

Гидротермально изменённые породы Исландии имеют многие черты сходства с вулканитами, преобразованными в пределах рифтов на дне океанов [Kurnosov et al., 2008], и зонах континентального рифтогенеза. Ранее уже отмечались основные черты сходства и различия аутигенного минералообразования, происходящего в условиях гидротермального процесса и метаморфизма погружения [Курносов и др., 2004]. Для гидротермального процесса характерно локальное распространение минерализации, связанное с интенсивностью миграции вод по зонам разломов, трещинным и дайковым роям, зонам брекчирования. В общем виде вертикальная и латеральная зональности формируются в зависимости от температурного режима и химического состава вод, а особенности распределения и интенсивность минералообразования (мозаичная зональность) зависят от локальных фильтрационных свойств, температуры и состава термальных растворов и в меньшей степени от состава вмещающей породы.

Рассматривая особенности гидротермальной минерализации в Исландии в первую очередь необходимо подчеркнуть те особенности состава пород, которые влияют на интенсивность гидротермального минералообразования и состав образующихся минералов. Это гиалокластиты, состоящие целиком или в значительной степени из легко разрушающегося базальтового стекла (сидеромелана). Основная масса гиалокластитов образовалась при подлёдных (подводных) извержениях на территории острова и в меньшей степени на его шельфе. Особое внимание следует обратить на формирование проницаемых зон и путей миграции подземных вод и связанную с этим специфику вторичного минералообразования в зоне образования и подновления разрывов. Характерным для зоны рифтогенеза является присутствие в гидротермах углеводородов и осаждающихся из этих растворов минералов аккумуляторов полициклических ароматических углеводородов, а также существование в глубоких горизонтах вулканогенных толщ подземной микробиоты (эндобиосферы).

Итак, основными условиями, определяющими особенности вулканогенно-осадочного литогенеза Исландии, являются: 1) тектонический контроль и 2) состав, структура и текстура вмещающих гидротермы пород. Специфика этих условий, в свою очередь, приводит к: 3) особенностям строения гидротермальных систем и состава гидротермальных растворов; 4) закономерностям гидротермального изменения исходных вулканитов. Впервые установлено: 5) что углеводороды являются характерными компонентами гидротермальной деятельности в рифтовой зоне и 6) что минерализованная микробиота, существующая на поверхности земли и в глубоких горизонтах вулканитов (в эндобиосфере), является важной составляющей процесса рифтогенного гидротермального минералообразования. Ниже остановимся более детально на каждом из выделенных пунктов.

Тектонический контроль зон формирования гидротермальных минералов. Распространение гидротермальной минерализации в толще вулканитов, характер выделения и взаимоотношения минеральных компонентов с вмещающими породами и друг с другом в значительной степени контролируются процессами образования разрывов, трещин и внедрения даек – важнейших черт формирования зоны рифтогенеза.

Многочисленные наблюдения во время полевых исследований и петрографическое изучение гидротермально изменённых пород показали, что в рифтовой структуре зоны трещиноватости постоянно обновляются. Здесь преобразование пород происходит наиболее интенсивно. Замещение одних минеральных компонентов другими и формирование характерных особенностей взаимоотношения минералов разных генераций связано с проникновением в толщу пород гидротерм разной температуры и химического состава. Формирование новых путей миграции подземных вод в зоне современного рифтогенеза показано в работе [Björnsson et al., 1977].

В пределах рифта древние зоны гидротермальной минерализации, выявленные по минералам

индикаторам, только в самом общем виде соответствуют картине современного распространения температур. Границы и мощности этих зон, плавно изгибаясь, пересекают горизонтально залегающие толщи наземных базальтов и гиалокластитов. Это доказывает ведущую роль вертикально ориентированных разломов и роёв трещин при циркуляции нагретых вод. В пределах активно живущего роя трещин проницаемость пород и пути миграции горячих вод меняются достаточно быстро. В результате температуры современного прогрета пород и образовавшееся ранее зональное распространение минералов могут полностью не совпадать. С этим связано часто наблюдающееся наложение друг на друга разных по составу и времени образования минеральных ассоциаций, возникших при разных температурных обстановках.

Состав, структура и текстура вмещающих гидротермы пород. Основная часть пород острова представлена базальтами, минеральный состав которых достаточно однообразен. Главными минералообразующими компонентами являются плагиоклазы, пироксены, оливин и магнетит. При быстром остывании базальтового расплава образуется большое количество базальтового стекла (сидеромелана). Гиалокластиты состоят в основном из базальтового стекла. В лавах и брекчиях стекло присутствует в разных количествах в зависимости от степени раскристаллизации, скорости охлаждения расплава.

В позднем плиоцене и плейстоцене при извержениях в ледовой обстановке в большом количестве формировались гиалокластиты, подушечные лавы и подушечные брекчии, переслаивающиеся с тиллитами и отложениями ледниковых водных потоков. По составу пород и условиям залегания отложения подледных извержений сходны с вулканидами, формировавшимися на шельфе. Отложения этого типа слагают линзовидные толщи, замещающие и перекрывающие друг друга и состоящие из пород разной пористости и проницаемости.

Миоцен-плиоценовые платобазальты состоят из серий наземных лавовых пластов, простирающихся на большое расстояние. Потоки платобазальтов в основном представлены массивными лавами, сложенными преимущественно афировыми и порфиоровыми (плагиофировыми) толеитовыми базальтами разной степени раскристаллизации, с отдельными маркирующими горизонтами маломощных горизонтов туфов и вулканогенно-осадочных отложений [Перфильев и др., 1991].

Гидротермальные системы и гидротермальное изменение. Пятнистый, мозаичный характер распространения геотермальных проявлений отражает особенности геологического строения, распределение в толще пород проницаемых зон и

путей миграции подземных вод. Последние в зоне рифта формируются в основном благодаря непрерывному, в геологическом смысле, процессу образования разрывов и зон трещиноватости.

В современной рифтовой зоне Исландии известно более 20 высокотемпературных гидротермальных систем. Они располагаются в пределах активных вулканических областей или на их окраине. Подземные воды в большинстве случаев пресные, нагреваются за счёт теплового потока от субвулканических интрузий крупных центральных вулканических аппаратов или дайковых роёв, как это происходит в настоящее время на п-ове Рейкьянес. В прибрежных районах в состав гидротерм входит морская вода (Рейкьянес, Хусавик и др.). За пределами современной рифтовой системы высокотемпературное гидротермальное изменение миоцен-плиоценовых вулканидов также было приурочено к постройкам центральных вулканов, где интрузивные породы составляют более 50 % общего объёма. Предполагается, что такие ископаемые высокотемпературные системы формировались в пределах активных вулканических областей, постепенно смещавшихся за пределы рифта, охлаждавшихся и формировавших наложенный низкотемпературный комплекс минералов [Arnorsson, 1995].

В пределах низкотемпературной зоны толщи гиалокластитов по сравнению с базальтовыми лавами изменены значительно сильнее. В составе вторичных минералов в них главную роль играют слоистые силикаты (сметиты, хлориты), замещающие стекло, а открытые полости заполнены цеолитами. В хорошо раскристаллизованных базальтах первым среди породообразующих минералов разрушается оливин, замещаясь смектитами, затем по трещинкам и метасоматически по плагиоклазам развиваются слоистые силикаты и цеолиты. Пироксены и рудные в низкотемпературной зоне гидротермальной активности большей частью остаются неизменёнными. Синтез слоистых силикатов и цеолитов происходит главным образом по зонам трещиноватости и в открытых полостях.

Состав образующихся минералов зависит от температуры и степени минерализации нагретых вод, интенсивности взаимодействия с вмещающими породами, их проницаемости и миграционной способности основных петрогенных элементов. При этом состав и структурно-текстурные особенности вмещающих базальтов в большинстве случаев не оказывают существенного влияния, особенно на температурном уровне формирования смектит-цеолитовой ассоциации.

Иллюстрацией этого могут служить скопления кремнистых минералов в толще платобазальтов, располагающиеся на значительном удалении от основных источников кремнезёма – кислых суб-

вулканических интрузий. Влияние кислых субвулканических интрузий на формирование вторичных минералов отчётливо проявляется также в том случае, когда среди наземных базальтовых лав в отдельных горизонтах в составе слоистых силикатов в большом количестве появляется селадонит.

Стратиформные выделения кремнистых минералов (опал, халцедон, реже кварц) совпадают с зонами трещинно-даймовых роёв, трассирующихся на крупные вулканические аппараты центрального типа. Процесс формирования скопленных кремнистых минералов часто без заметного заимствования из толщи платобазальтов других петрогенных элементов остаётся невыясненным.

Формирование, распределение и в значительной мере состав ассоциаций гидротермальных минералов в пределах низкотемпературной зоны гидротермального изменения во многом зависят от интенсивности и времени проявления рифтогенеза, главного фактора формирования зон проницаемости в вулканогенных толщах.

Степень изменения и особенно заполнения вторичными минералами открытых пространств, отражает интенсивность взаимодействия гидротерм с вмещающей породой. Важнейшим движущим фактором этого процесса является периодически возобновляющаяся трещиноватость, поддерживающая постоянное течение процесса взаимодействия вода–порода. На примере современной высокотемпературной зоны п-ова Рейкьянес показано, что основные водоносные горизонты здесь приурочены к субвертикальной системе трещин, особенно интенсивно развитой в пределах дайковых роёв. Считается, что отмеченное в 2 км-вом разрезе замещение низкотемпературных смешанослойных слоистых силикатов высокотемпературным хлоритом, располагающихся на одном температурном уровне, может быть связано с характером проницаемости и, соответственно, интенсивностью взаимодействия вода–порода.

Анализируя последовательность образования вторичных минералов, исследователи отмечают, что температуры на разных участках разреза геотермальной зоны Рейкьянес существенно отличаются, возрастая по сравнению с соседним, показывающим тенденцию к остыванию. Это может служить указанием на то, что в пределах одной геотермальной зоны существуют конвективные системы разного масштаба и разной интенсивности циркуляции в них горячих вод [Franzson et al., 2002].

Углеводороды – характерный компонент гидротермальной деятельности в рифтовой зоне. Типичной чертой нагретых глубинных подземных вод и гидротермальных минералов рифтовой зоны Исландии является постоянное присутствие полициклических ароматических углеводородов.

При изучении распределения углеводородов в Исландии подтвердилась известная закономерность: наиболее высокое количество и разнообразие углеродистых соединений связаны с гидротермально-измененными породами и гидротермальными минералами. Результаты исследования углеводородов на геотермальных полях рифтовой структуры Исландии показали, что в составе современных гидротермальных потоков повсеместно присутствуют углеводороды, в том числе ПАУ и более высокомолекулярные компоненты, которые в измененных породах фиксируются в основном глинистыми минералами и/или аморфным кремнеземом, поступающим из глубоких горизонтов с горячими водами. Подобное явление не является уникальным

Гидротермально измененные базальты и вторичные минералы отличаются повышенным содержанием полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) по сравнению со свежими, не затронутыми гидротермальными изменениями вулканитами базальтового и кислого состава. Тот факт, что во вторичных минералах обнаружено ПАУ в 7–10 раз больше, чем во вмещающих гидротермально измененных базальтах, определённо указывает на активно идущий процесс аккумуляции минеральными компонентами углеводородов.

Разное количество ПАУ во вторичных минералах отражает условия минералообразования: палеотемпературу подземных вод, интенсивность циркуляции и относительное время образования вторичных минералов. Общее количество ПАУ, зафиксированное в комплексах гидротермальных минералов, на один–два числовых порядка больше, чем в неизмененных породах. При этом разные минеральные ассоциации различаются как по содержанию, так и по составу ПАУ. Наибольшее количество ПАУ обнаружено в смектит-селадонитовом комплексе, ассоциирующим с кремнистыми минералами и (или) цеолитами.

Углеводороды в вулканических породах Исландии не экзотическое или случайное явление, а закономерный результат вулканической и поствулканической гидротермальной деятельности. Исследование разных типов горных пород и минералов, отобранных из различных геологических структур Исландии, показало присутствие в них дисперсных битуминозных веществ, содержащих полициклические ароматические углеводороды. По составу и количественному содержанию отчётливо выделяются три генетические группы ПАУ: 1) ПАУ сингенетичные базальтам, образовавшиеся из простых соединений углерода и водорода при застывании лавы; 2) ПАУ, циркулирующие в поствулканических гидротермальных растворах и захваченные из этих растворов разными ги-

дротермальными минералами; 3) ПАУ, входящие в состав углеродистых выделений типа асфальта и асфальтита, обнаруженных в трещинах и полостях измененных базальтов [Гептнер и др., 1999 а; Jakobsson, Fridleifsson, 1990].

Минерализованная микробиота на поверхности земли и в глубоких горизонтах вулканитов (эндобиосфера). Важнейшим отличием гидротермально изменённых вулканитов, образовавшихся в пределах зоны рифтообразования, является присутствие минерализованных представителей бактериальных сообществ. На поверхности земли в условиях повышенных температур и газовых эманаций, включающих углеводороды, существует благоприятная обстановка для обитания микробиоты (бактерий и грибов). Наличие бактериальных форм, минерализованных глинистыми, железистыми и кремнистыми минералами в современных наземных и подводных горячих источниках и на сольфатарных полях, указывает на возможность существования жизни в разнообразных условиях высокотемпературного гидротермального процесса, в том числе и в глубоких горизонтах литосферы.

В мощных наземных толщах миоценовых платобазальтов, промывавшихся гидротермами, выявлены фрагменты минерализованных микроорганизмов, свидетельствующие о существовавшей глубоко в толще вулканогенных пород жизни (эндобиосферы). Условия существования микробиоты восстанавливаются при анализе состава вторичных минералов в гидротермально изменённых породах. Исландия сложена практически целиком вулканогенными породами. В основном это базальты, не более 10 % составляют кислые породы. Роль осадочных пород, содержащих какие-либо биогенные остатки, в общем составе ничтожно мала. Поэтому с большой долей вероятности можно говорить о том, что появление биоты в гидротермальных системах Исландии и фиксация её при гидротермальном преобразовании толщи платобазальтов вряд ли могут быть связаны с миграцией бактерий из осадочной оболочки литосферы.

Наиболее широко распространена минерализация микробиоты слоистыми силикатами смектит-селадонитового состава, формирующимися на начальной, низкотемпературной, стадии изменения пород. Селадонит – характерный гидротермальный минерал, по структуре и химическому составу являющийся «ближайшим родственником» глауконитов. Участие микроорганизмов в формировании смектитов и глауконитов в зоне диагенеза современных осадков рассматривается в работах [Гептнер, Ивановская, 1998, 2000].

Одинаковые по форме, составу и размерам минерализованные бактериальные структуры

встречены в современных и древних отложениях в разных районах острова. Характер этих образований и их взаимоотношение с вмещающими породами определенно свидетельствуют о первично коллоидном осаждении материала и последующем превращении в слоистые силикаты смектит-селадонитового состава.

Результаты проведённых исследований показывают, что бактериальная активность играла важную роль при формировании геля – предшественника слоистых силикатов смектит-селадонитового состава. Образование смектит-селадонитовой минерализации в толще платобазальтов совпадает с активной магматической деятельностью в пределах крупных вулканических аппаратов центрального типа и циркуляцией в толщах базальтов гидротермальных растворов, отличавшихся повышенным содержанием калия. Биоморфные структуры обнаружены в слоистых силикатах, включающих селадонит и/или смектиты с большим содержанием калия (в селадоните до 7–8 %). Этот элемент играет важнейшую роль в метаболизме живых организмов. Смектит-селадонитовая минерализация и биоморфные структуры, сложенные этими минералами – характерное локальное явление в толще низкокальциевых базальтов, приуроченное к зонам наибольшей проницаемости, которыми служили трещинные и дайковые рои, трассирующие на крупные постройки центральных вулканов.

Слоистые силикаты, включающие биоморфные микроструктуры по сравнению с цеолитами и кремнистыми минералами обогащены углеводородами. Минерализованные бактерии были обнаружены в тех районах, где среди гидротермально изменённых пород и вторичных минералов было установлено наибольшее количество полициклических ароматических углеводородов (ПАУ), а в ассоциации с вторичными минералами были встречены капли битумов.

При изучении распределения углеводородов в Исландии подтвердилась известная закономерность: наиболее высокое количество и разнообразие углеродистых соединений связаны с гидротермально изменёнными породами и гидротермальными минералами. Результаты исследования углеводородов на геотермальных полях рифтовой структуры Исландии показали, что в составе современных гидротермальных потоков повсеместно присутствуют углеводороды, в том числе ПАУ и более высокомолекулярные компоненты, которые в изменённых породах фиксируются в основном глинистыми минералами и (или) аморфным кремнеземом, поступающим из глубоких горизонтов с горячими водами.

Подобное явление не является уникальным. Важно иметь в виду постоянный характер соот-

ношения минерализованной микробиоты и ПАУ в наземных и подземных гидротермальных образованиях Исландии. Это может служить указанием на то, что заселению бактериями глубоких горизонтов платобазальтов благоприятствовало постоянное присутствие в подземных водах абиогенных углеводородов, поступавших из зоны синтеза с потоками термальных вод. Ассоциация минерализованных бактерий и органического вещества (керогена) отмечена в толще миоцен-плиоценовых платобазальтов на западе США (Columbia River Basalts) [McKinley et al., 2000].

Во многих районах распространения изверженных пород при бурении на большой глубине в термальных водах и изменённых породах были обнаружены термофильные хемолитотрофные бактериальные сообщества, свидетельствующие о распространении жизни в литосфере на больших глубинах (до 4–5 км). [Moser et al., 2005; Fredrickson, Onstott, 1996; Kaiser, 1995; Stokes, 1971; Gold, 1992]. В Исландии термофильные сообщества бактерий обнаружены в нагретых подземных водах, поднимающихся по скважинам, пробуренным в рифтовой зоне с глубины 1,5–2 км. [Mar-teinson et al., 2001a, b]

Хемолитотрофные термофильные микроорганизмы, минерализованные фрагменты которых обнаружены в древних гидротермальных систе-

мах платобазальтов, можно рассматривать как постоянных обитателей подземных микробиологических сообществ, унаследованных от тех, которые возникли и адаптировались для жизни глубоко под землей еще тогда, когда на ее поверхности условия для существования были неподходящими. Идея о том, что жизнь могла возникнуть и развиваться сначала в глубоких горизонтах литосферы, не нова [Pedersen, 2001, 2003].

Материалы, полученные по Исландии, показывают, что не последнюю роль для обеспечения жизнедеятельности микроорганизмов в глубоких горизонтах пород в пределах рифтовых зон могли играть углеводороды, формировавшиеся при высокотемпературных вулканических процессах и транспортировавшиеся к поверхности земли с газами и подземными водами. Возможно, минерализованные биоморфные структуры исландских миоценовых платобазальтов являются представителями одной из древнейших экосистем, существующих на нашей планете. Не нуждаясь в солнечном свете, они могли возникнуть и существовать на земле даже до появления кислородной атмосферы и первых фотоавтотрофов.

Минерализованная микробиота обнаруженная в гидротермально изменённых породах может служить индикатором древних гидротермальных потоков и путей миграции абиогенных углеводородов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Автор монографии поставил перед собой цель – рассмотреть некоторые, наиболее существенные особенности гидротермального преобразования пород в зоне рифтогенеза на примере Исландии. С этой целью исследовались вулканиты и вулканогенно-осадочные отложения в пределах современной рифтовой зоны и за её пределами в составе миоцен-плиоценовых платобазальтов.

Проводившиеся работы были направлены на комплексное изучение состава и условий образования пород, формировавшихся в разных обстановках, описание характерных для зоны рифтогенеза разрывных нарушений и связанных с процессом растяжения особенностей формирования гидротермальных минералов в зонах трещинно-дайковых роёв. С гидротермальной минерализацией тесно связано изучение существования жизни при высоких температурах в глубоких горизонтах вулканитов. Описание минерализованных фрагментов бактерий на поверхности земли в пределах высокотемпературных сольфатарных и фумарольных полей и из глубоких горизонтов платобазальтов явилось определённым вкладом в решение этой проблемы.

Физико-географическая среда является одним из тех факторов, которые определяют основные особенности динамических форм накопления не только вулканогенно-осадочных, но и вулканогенных отложений, формирующихся на поверхности земли. Влияние внешней среды сказывается не только на строении и условиях залегания отложений, но также и на формировании различных структурно-текстурных и петрографических типов вулканогенных пород.

По способу извержения вулканогенные отложения разделяются на эффузивные и эксплозивные образования. Однако смена эффузий эксплозиями, и наоборот, нередко оказывается связанной только с изменением внешних условий извержения. Среди эффузивных и эксплозивных образований по способу образования и накопления могут быть выделены две генетически резко различные группы отложений, одна из которых формируются на суше, а другая – в воде.

Некоторые типы базальтовых вулканогенных отложений, образовавшихся в различных физико-

географических условиях, отличаются по ряду признаков, которые с успехом могут быть использованы для восстановления основных черт палеогеографии древних вулканических районов суши.

Наиболее отчетливо влияние внешней среды проявилось во время плейстоценовых оледенений, когда большая часть Исландии была покрыта мощной толщей льда. Для этих интервалов характерно образование мощных толщ, состоящих из парагенетически связанных субаэральных и субаквальных лав, отложений субаэральных и субаквальных лавовых фонтанов и гидроэксплозий, синхронных извержениям склоновых, селевых и озерных образований. Среди лав, изливавшихся в долины рек и на прибрежные морские равнины, широко развиты отложения фреатических эксплозий.

Генетические разновидности вулканических пород

Лавовые потоки и покровы. Жидкие и подвижные базальтовые лавы от места извержения растекались на огромные расстояния (более чем 130 км). В этом случае влияние типа извержения (центральное или трещинное) и морфологии вулканической постройки на характер распространения, особенностей текстур и мощности лавовых накоплений не сказывается. Форма лавовых покровов и некоторые особенности их строения зависят главным образом от характера рельефа, наличия или отсутствия на пути лавового потока рек, озер, ледниковых покровов, положения уровня грунтовых вод в тех отложениях, на которые он ложится, и некоторых других факторов.

Характерной особенностью базальтов, изливавшихся в субаэральной обстановке, является сочетание нескольких типов текстур в одном потоке. Помимо шлаковых зон в подошве и кровле, большая нижняя часть потока обычно имеет крупнопризматическую отдельность, ориентированную перпендикулярно к подошве. Вверх по четкой границе она сменяется мелкопризматической столбчатостью, перпендикулярной к плоскости ограничения, наклонной или прихотливо изогнутой (такой тип столбчатости в Исландии назван куббаберг). Выше лава становится плотной или

пористой. Верх мелкопризматическая отдельность сменяется плитчатой лавой, представляющей собой пологоволнистую кровлю лавового потока типа пахоэзоэ.

Сочетание таких типов столбчатости возникает в результате неравномерного по вертикали остывания лавового потока. Одной из причин этого может быть перекрытие излившейся лавы водными потоками. Ориентированная перпендикулярно к основанию столбчатость возникла в уже неподвижном лавовом потоке, а наклонная или изогнутая мелкопризматическая столбчатость указывает на небольшие подвижки в верхней части уже остановившегося, но еще не застывшего лавового покрова.

Мощные пачки монолитных лав, в которых отсутствуют потоки с разными типами столбчатости по вертикали, могут свидетельствовать о большой скорости накопления, при которой последующие порции излившейся лавы способствовали равномерному остыванию погребенных потоков.

Отложения лавовых фонтанов. По составу пород и условиям залегания отложения лавовых фонтанов распадаются на два типа: субаэральных лавовых фонтанов и субаквальной лавовой грануляции и пульверизации расплавленного материала.

Отложения субаэральных лавовых фонтанов генетически и пространственно связаны с субаэральными лавовыми потоками и отложениями пеплопадов. Продукты лавового фонтанирования обладают рядом характерных черт, позволяющих распознать их в ископаемом состоянии и отличить от образований другого происхождения. Для отложений субаэральных лавовых фонтанов, возникающих при извержении особенно жидких порций лавы, характерно наличие большого количества шаровых бомб.

Особенности состава и строения *отложений подводной грануляции и пульверизации расплава* (подводного лавового фонтанирования) определяются главным образом большой скоростью вспыскивания магмы в воду. В результате подобной подводной вулканической деятельности возникают мощные и протяженные толщи разнообразной гиалокластиков, генетически и пространственно связанные с подушечными лавами. Пульверизационные гиалокластиты характерны для участков бассейнов с относительно небольшой глубиной (не превышающей первые 100 м).

При субаэральном лавовом фонтанировании и подводной пульверизации расплава происходит образование шаровых и неправильной формы тел, но по своему строению они четко отличаются друг от друга. Субаквальные образования гранулированной лавы всегда окутаны сидеромелановой коркой закала, которая отсутствует у субаэральных шаровых бомб. Субаквальные образования во

внутренних частях сложены плотной лавой, тогда как для субаэральных шарообразных бомб характерна большая пористость центральных, а иногда и периферических частей. В подводной обстановке шары образуются без участия ксенолитов, как это обычно имеет место при субаэральном лавовом фонтанировании.

Гидроэксплозии и фреатические извержения на лавовом потоке. В составе вулканокластического материала можно различать отложения гидроэксплозивных извержений, происшедших в бассейне, и отложения вторичных эксплозий на лавовом потоке (фреатические извержения на лавовом потоке). Гидроэксплозии характерны не только для морских (шельфовых), но и для интрагляциальных извержений. Образующийся эксплозивный материал легко отличается от тефры субаэральных извержений по составу, так как он состоит преимущественно из вспененного сидеромеланового (закалочного) стекла. Нередко лавовые фонтаны и насыпные конусы возникают при фреатических извержениях на лавовом потоке в результате интенсивного парообразования в подстилающих его породах.

В отличие от наземного подводный базальтовый вулканизм при извержении на мелководье является источником большого количества рыхлого стекловатого материала. Это – гидроэксплозивная тефра и импульверизационные гиалокластиты. Главный фактор распространения базальтовой гиалокластиков на большое расстояние – это перенос ее водными течениями.

Процессы изменения вулканических пород

Изменение сидеромеланового стекла на поверхности земли. Разрушение закалочного базальтового стекла зафиксировано в низкотемпературных условиях в различных обстановках: в толще ледниковых покровов, в почвенном горизонте, в зоне выветривания гиалокластитов, лишенных растительности. Базальтовое (сидеромелановое) стекло в таких условиях изменяется медленно. Основным продуктом разрушения стекла является палагонит. Из стекла частично удаляется ряд элементов (Si, Mg, Al, Ca), железо окисляется. В почве и в зоне выветривания высвобождающиеся из стекла при палагонитизации элементы выносятся инфильтрационными водами. При изменении стекла в толще льда создается благоприятная обстановка для формирования за счет удаленных из стекла элементов прочного силикатного цемента плейстоценовых тиллитов.

Проведенное исследование показало, что определенные признаки биохомогенного влияния на

процесс изменения сидеромеланового стекла существуют в различных обстановках на поверхности земли. Вероятным, но еще недостаточно обоснованным следует считать участие бактерий при разрушении стекла в толще льда. Значительно более определенно можно говорить об участии микробиоты (бактерий, грибов, водорослей) при разрушении базальтового стекла в почвенном горизонте и на поверхности гиалокластитовых толщ.

Наличие многочисленных, в различной степени минерализованных остатков микробиоты не оставляет сомнений в биохемогенной природе процесса палагонитизации базальтового стекла в зоне выветривания гиалокластитовых толщ. Среди ряда возможных причин возникновения палагонита в поверхностных низкотемпературных условиях зоны выветривания наиболее интересной, требующей дальнейшего исследования, является связь микробиологических процессов с поступлением газообразных углеводородов из недр Земли.

Среди гидротермально измененных пород, распространённых на поверхности земли в пределах современных сольфатарных и фумарольных полей выделено несколько минеральных типов: 1) смектитовая ассоциация с гидроксидами и оксидами железа; 2) смектитовая ассоциация с сульфидами (пирит); 3) каолинит-метагаллузитовая ассоциация с сульфатами, анатазом, бёмитом; 4) кремнистая ассоциация. Уточнены некоторые особенности среды, в которой происходит современное замещение микробиоты глинистыми минералами, гидроксидами и оксидами железа, а также кремнеземом. Характерна мозаичная картина изменения пород даже в отдельном образце – зоны, обогащенные оксигидроксидами железа, располагаются рядом с участками породы, в которых преобладающими компонентами являются, например, сера и пирит. Таким образом, зоны окислительной и восстановительной обстановок, сменяя друг друга, часто соседствуют на небольшом расстоянии. В нейтральной и щелочной обстановках вулканическое стекло оказывается замещенным смектитами, а в расположенной рядом зоне интенсивного выделения парогазовых струй, т.е. в зоне кислотного преобразования, формируются слоистые силикаты группы каолинита с сульфатами, анатазом и бёмитом.

Отмечено обогащение малыми элементами (Au, Ag, As, Se, Sb, Cr) гидротермально измененных глинистых осадочных отложений. Предполагается, что значительную роль в накоплении ряда малых элементов, могли играть бактерии и грибы.

Миграция ряда петрогенных элементов с подземными водами. Проведённое исследование состава и распределения гидротермальных минералов и сопоставление гидротермально изменён-

ных и свежих базальтов позволяет определенно говорить о миграции с подземными нагретыми водами ряда петрогенных компонентов. По способу образования среди вторичных компонентов смектит-цеолитовой зоны следует различать метасоматические минералы и минералы, синтезированные из растворов или образовавшиеся при раскristализации гелей. Минералы, выпавшие из раствора, располагаются в газовых полостях лав, в трещинках, в межзерновом пространстве вулканокластики и вулканотерригенных пород. Характерны чёткие контакты трещинной минерализации с вмещающей породой и отсутствие или слабое изменение первичных компонентов вмещающих пород.

В смектит-цеолитовой зоне первичный состав основных компонентов вулканитов за исключением стекла, оливина и частично плагиоклазов изменён слабо. Стекло в гиалокластитах замещено палагонитом и слоистыми силикатами, по оливину развиты смектиты, в плагиоклазах в основном по трещинкам сформировались опал, цеолиты, кальцит и смектиты, а пироксены не имеют признаков изменения.

Полициклическое изменение медленно погружающихся толщ. Совместное нахождение в мощных толщах миоценовых платобазальтов гидротермальных минералов, представляющих разные температурные зоны, позволяет говорить о полициклическом изменении медленно погружающихся толщ [Mehegan et al., 1982]. Для разреза платобазальтов на востоке Исландии (Рейдарфьордур) указывается три стадии. Первые две связаны с минерализацией открытых в лавах пространств. В верхней части разреза после смектитов, выстилающих стенки полостей, формируются последовательно кальцит, кварц и цеолиты, среди которых наиболее распространён ломонтит. Глубже хлорит становится основным компонентом, выстилающим стенки открытых полостей. Иногда здесь же встречается селадонит, отложившийся на более раннем этапе одновременно со смектитами. По материалам ядра скважины однозначно решить особенности взаимоотношения смектитов и селадонита не удалось. На более низких уровнях разреза ранее образовавшиеся вторичные минералы растворяются, ломонтит частично замещается пренитом, эпидот и кварц отлагаются в полостях, образовавшихся при растворении. Здесь же после эпидота осаждаются последовательно пренит, ломонтит, ангидрит. Минерализация третьей стадии связана с формированием жильной ассоциации, возможно, частично вызванной контактовым метаморфизмом в дайковом рое.

В низкотемпературной смектит-цеолитовой зоне установлен ряд вариантов последователь-

ности заполнения открытых полостей и трещин в зависимости от интенсивности и длительности поступления в зону минералообразования подземных вод. Ассоциация, состоящая из слоистых силикатов (смектиты, селадонит) – цеолитов – кремнистых минералов (опал, халцедон, кварц) и кальцита, характеризует минералообразование при миграции подземных вод по относительно длительно существовавшей системе трещин. Эта ассоциация обычно присутствует в зоне трещинно-даймовых роев. Значительно чаще гидротермально изменённые базальты рассматриваемой зоны содержат только слоистые силикаты и цеолитов или цеолиты, кальцит и в подчинённом количестве кремнистые минералы. Нередко одна система трещин заполнена только слоистыми силикатами или цеолитами, а рядом другая содержит кремнистые минералы или кальцит. Поликомпонентный состав минералов, заполняющих разные трещины, вероятно, свидетельствует о смене состава раствора в процессе формирования жильной минерализации. Мономинеральный состав в пределах одной системы трещин предполагает одноактное осаждение из раствора вторичных минералов.

Стратиформные зоны вторичной минерализации. В региональном масштабе влияние разрывов и трещин на процесс формирования и размещения вторичных минералов хорошо может быть продемонстрировано при рассмотрении зон стратиформной минерализации. Стратиформные зоны наложенной гидротермальной минерализации широко распространены в толще платобазальтов плиоцен-миоценового возраста. В одних случаях эти зоны располагаются согласно с напластованием пород, в других секут толщи моноклинально залегающих платобазальтов.

Картирование зон гидротермальной минерализации в толщах моноклинально залегающих платобазальтов показало, что смектит-селадонитовый комплекс формирует протяженные зоны от нескольких десятков до 100 м мощности, располагающиеся согласно с напластованием лав. Цеолиты тоже образуют стратиформно располагающиеся зоны, но секущие моноклиналь платобазальтов. Сопоставление условий распространения смектит-селадонитового и цеолитового комплексов указывает на то, что формирование глинистых минералов происходило до формирования моноклинали платобазальтов и отделено от цеолитовой стратиформной минерализации значительным периодом времени.

Дискретный характер формирования вторичных минералов четко выявляется при изучении полосчатых, параллельно-слоистых образований. Полосчатые выделения смектит-цеолитовых агре-

гатов и цеолитов в низкотемпературной зоне гидротермального изменения (зона смектит-цеолитов) связывается с процессами подземного испарения в открытых трещинах и крупных полостях, а полосчатая кремнистая минерализация встречается в составе наложенной более высокотемпературной ассоциации в трещинно-даймовых роях.

Кремнистые породы гидротермального происхождения. Широко распространены в Исландии, сложенной в основном базальтами. Полосчатые агаты в базальтах благодаря очень четкой картине взаимоотношения полос, текстурно-структурным особенностям и химическому составу представляют специальный интерес для выяснения условий миграции и отложения кремнезема в толщах базальтов. Анализ распространения и взаимоотношения кремнистых минералов с другими вторичными минералами, формировавшимися на разных этапах изменения базальтов, показал, что заполнение трещин и особенно крупных пустот кремнистым веществом происходило постепенно и прерывисто. Миграция кремнезема с гидротермальными растворами осуществлялась по наиболее проницаемым линейным зонам трещиноватости. В плане эта зона пространственно совпадает с дайковыми и трещинными роями, сопрягающимися с вулканическими аппаратами центрального типа и включающими кислые субвулканические интрузии.

В ассоциации гидротермальных минералов кремнистые минералы агатов занимают вполне определенную позицию: их образованию предшествует формирование комплекса железистых минералов и слоистых железосодержащих силикатов (смектитов и селадонитов). Цеолиты и кальцит формируются раньше, одновременно или после осаждения кремнезема.

Время образования параллельно-слоистых, горизонтально ориентированных выделений кремнезема в базальтах определяется по соотношению кремнистых образований с дислоцированными пластами лав. Имеющиеся данные свидетельствуют о значительном промежутке времени между образованием параллельно-слоистых агатов и формированием вмещающих толщ базальтов. Появление кремнистой минерализации, связывается с интенсивной миграцией нагретых подземных вод по системе трещин, пересекающей толщу платобазальтов согласно с простираемостью дайковых роев. Источником кремнезема были субвулканические кислые интрузии, располагающиеся в теле крупных вулканов центрального типа.

Отложение кремнистого вещества происходило дискретно. Химический состав разных порций формировавшегося кремнезема отличался по составу некоторых петрогенных и редких элементов.

Роль диффузионного проникновения элементов из вмещающей породы внутрь полости постепенно сокращалась и практически отсутствовала при формировании последних параллельно-слоистых и концентрических оболочек агата. Дискретный характер поступления в открытую полость кремнистого материала следует из чередования «пачек» параллельно-слоистых и концентрических кремнистых образований и наличия явных перерывов в кремненакоплении, отмеченных появлением кальцита или глинистых минералов на поверхности кремнистых слоев.

Послойное исследование химического состава онисков показало, что и состав элементов-примесей не оставался одинаковым при заполнении полости. Формирование параллельно-слоистых или концентрических слоев агата зависело от количества поступающего кремнезема и скорости коагуляции и образования отдельных кремнистых коллоидных обособлений (нуклоидов). При слабой насыщенности (золь) и малом размере коллоидных частиц кремнезема они, подчиняясь броуновскому движению, легко осаждались на поверхности стенок полости и формировали более или менее равномерные по мощности концентрические слои. В тех случаях, когда коагуляция происходила быстрее и формировались крупные коллоидные частицы, они под действием силы тяжести осаждались в основном на дно полости, одновременно могли возникать связанные с ними элементы концентрических слоев.

Микроорганизмы в гидротермальных системах. Во всех зонах гидротермального изменения на поверхности земли в условиях повышенных температур и газовых эманаций, включающих углеводороды, возникает благоприятная обстановка для обитания микробиоты. Наличие бактериальных форм, минерализованных глинистыми, железистыми и кремнистыми минералами в современных горячих источниках и на сольфатарных полях, указывает на возможность существования жизни в разнообразных условиях высокотемпературного гидротермального процесса. В древних отложениях некоторые параметры этих условий могут быть восстановлены или уточнены при анализе минерального состава и обстановки формирования измененных пород.

На примере исландских гидротермальных образований показывается возможность выявления признаков жизни, существовавшей глубоко в толще вулканогенных пород (эндобиосферы). Приводятся примеры формирования биоморфных микро- и наноструктур, сложенных слоистыми силикатами смектит-селадонитового состава, образовавшимися на начальной, низкотемпературной стадии изменения лав, погрузившихся ниже

уровня подземных вод. Рассматриваются морфологические особенности, подтверждающие биогенную природу рассмотренных минерализованных фрагментов микробиоты.

Многочисленные находки минерализованных бактерий свидетельствуют о том, что в глубоких горизонтах миоцен-плиоценовых и более молодых вулканических пород Исландии, как и сейчас, существовало сообщество термофилов. Происхождение термофилов, населяющих современные нагретые (до 100 °С) подземные воды, остается неясным. Исследование бактериальных сообществ из двух геотермальных полей в современной рифтовой системе показало, что обстановка, существующая в глубоких горизонтах гидротермальных систем, обеспечивает появление новых, неизвестных термофилов [Marteinsson et al., 2001b].

Вероятно, не последнюю роль для обеспечения жизнедеятельности микроорганизмов на разных уровнях эндобиосферы в вулканических районах могли играть абиогенные углеводороды, образующиеся при высоких температурах и транспортирующиеся к поверхности земли с газами и подземными водами. Можно предположить, что обнаруженные в миоцен-плиоценовых вулканических толщах биоморфные образования являются ископаемыми аналогами одной из древнейших экосистем, существовавшей ранее на нашей планете. Термофилы этой экосистемы, не нуждаясь в солнечном свете, могли возникнуть и обитать в глубоких слоях земли даже до появления атмосферы и первых фотоавтотрофов.

Важным результатом является описание характерной особенности кремнистой минерализации в гидротермальных условиях, состоящей в том, что в движущейся воде с большим количеством растворенного кремнезема без всякого влияния живых организмов образуются микро- и наноструктуры (типа мембранных трубок), морфологически и по размеру сходные с теми, которые характерны для fossilized бактериальных остатков.

Настоящее исследование особенностей геологического строения и развития поствулканических процессов в Исландии дает основание для рассмотрения данного региона в качестве модельного объекта для выявления особенностей гидротермального литогенеза, происходящего в зоне новейшего и современного наземного и прибрежного рифтогенеза.

К основным итогам для такого обобщения можно отнести следующие выводы.

1. Распространение и время образования гидротермальной минерализации в рифтовой зоне контролируется процессами формирования разрывов и трещин. Исследование распространения, минерального состава и характера взаимоотношения с вмещающей породой полосчатых, стратиформ-

ных образований позволило вскрыть основные особенности гидротермальной минерализации в зоне рифтогенеза.

2. Секущий характер стратиформных цеолитовых зон и параллельно-слоистых, полосчатых накоплений кремнезема по отношению к моноклинали платобазальтов свидетельствуют о значительном перерыве между накоплением вулканитов и гидротермальной минерализацией.

3. В верхней низкотемпературной зоне на фоне общего слабого изменения состава вмещающих пород осаждение минеральных компонентов происходило из слабо минерализованных растворов. Результаты минералого-петрографических и геохимических исследований определенно указывают на прерывистый режим формирования кремнистых и других гидротермальных минералов в зоне растяжения и формирования трещинных роев при достаточно длительном существовании гидротермальной системы.

4. Формирование параллельно-слоистых выделений цеолитов и (или) смектит-цеолитовой ассоциации в смектит-цеолитовой зоне гидротермального изменения может быть связано с концентрацией слабоминерализованных нагретых растворов в результате испарения в открытой системе трещин. Образование серий параллельно-слоистых выделений смектит-цеолитового состава контролировалось процессом растяжения, формированием систем открытых трещин и колебаниями уровня подземных вод. Колебание уровня подземных вод происходило вслед за изменениями уровня океана и/или подъёмом территории при освобождении острова от ледниковой нагрузки.

Чередование каёмок слоистых силикатов разного цвета и разного состава в трещинах и газовых полостях, также свидетельствует о прерывистом изменении состава минералообразующего раствора в зоне растяжения и формирования трещинной системы.

Последовательность формирования гидротермальных минералов в открытых полостях в наи-

более полном виде выглядит следующим образом. Сначала осаждались гидроксиды железа или железистые слоистые силикаты, затем цеолиты, минералы кремнезема и кальцит.

5. Локальные концентрации кремнезема в смектит-цеолитовой зоне гидротермального изменения платобазальтов свидетельствуют о миграции кремния с растворами на большое расстояние. Кремнистое вещество в толще платобазальтов отлагалось из растворов, а образовавшийся затем гель преобразовывался в опал. Образование концентрической и параллельно-слоистой зональности ониксов связано с формированием новых и многократным подновлением существовавших трещин, по которым осуществлялась миграция кремнийсодержащих растворов в толще базальтов. Большая часть микрозернистого кварца в ониксах – продукт перекристаллизации опала или халцедона. Значительно реже отдельные зоны ониксов, состоящие из микрозернистого кварца, образовались непосредственно из раствора, циркулировавшего в толще базальтов.

Появление в зоне циркуляции гидротермальных растворов локальных скоплений кремнистых минералов (ониксов) можно рассматривать как результат отделения (сепарации) кремнезёма от основной массы растворённых петрогенных элементов при резком изменении физико-химических параметров в результате падения давления в гидротермальной системе, связанное с формированием новых или подновлением уже существовавших систем трещин.

6. Следует подчеркнуть, что наиболее важной, отличительной чертой гидротермальной минерализации в современной рифтовой зоне Исландии является присутствие в гидротермах и осажденных из них минералов углеводов и термофильных и ультратермофильных представителей бактериального сообщества, минерализованные фрагменты которых выявлены в наземных гидротермалитах и в глубоких горизонтах мощных толщ вулканитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Арнорссон С., Кононов В.И., Поляк Б.Г.* Общие черты и геохимические особенности гидротерм Исландии // Геохимия. 1974. № 12. С. 1747–1766.
- Ахметьев М.А., Братцева Г.М., Гитерман Р.Е. и др.* Стратиграфия и флора позднего кайнозоя Исландии. М.: Наука, 1978б. 188 с.
- Ахметьев М.А., Гейтнер А.Р., Гладенков Ю.Б. и др.* Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия. Литология. М.: Наука, 1978а. 204 с.
- Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.
- Барсанов Г.П., Яковлева М.Е.* Минералогия поделочных и полудрагоценных разновидностей тонкозернистого кремнезема. М.: Наука, 1984, 140 с.
- Геннадиев А.Н., Гейтнер А.Р., Жидкин А.П. и др.* Экзотемпературные и эндотемпературные почвы Исландии // Почвоведение. 2007. № 6. С. 661–675.
- Геологический словарь, Т. 2, М.: Недра, 1973. 456 с.
- Гейтнер А.Р.* Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Исландии // Литология и полезн. ископаемые. 1977а. № 4, С. 143–150.
- Гейтнер А.Р.* Палагонит и процесс палагонитизации. // Там же. 1977б. № 5. С. 113–130.
- Гейтнер А.Р.* Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Исландии. // Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия, литология. М.: Наука, 1978. С. 155–185.
- Гейтнер А.Р., Селезнева М.А.* Распределение петрогенных элементов в свежих и измененных базальтовых стеклах Исландии // Литология и полезн. ископаемые. 1979. № 6. С. 60–70.
- Гейтнер А.Р.* Характерные черты некоторых генетических типов континентальных отложений вулканических областей. // Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980а. С. 94–123. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 350).
- Гейтнер А.Р.* Особенности ледового литогенеза в обстановке активного вулканизма. // Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980б. С. 136–146. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 350).
- Гейтнер А.Р., Селезнева М.А., Смелов С.Б., и др.* Условия образования и начальные стадии изменения базальтового стекла // Литология и полезн. ископаемые. 1984. № 4. С. 44–62.
- Гейтнер А.Р., Кристманнсдохтур Х., Селезнева М.А.* Вторичные минералы базальтоидов, измененных гидротермальным рассолом на п-ове Рейкьянес (Исландия) // Там же. 1987. № 2. С. 25–41.
- Гейтнер А.Р., Петрова В.В.* Апофиллит и гиролит – индикаторы низкотемпературной стадии гидротермального изменения базальтоидов // Там же. 1989. № 6. С. 100–115.
- Гейтнер А.Р., Соколова Г.В.* О миграции петрогенных элементов при формировании цеолитов в базальтах Исландии // Там же. 1989. № 1. С. 3–14.
- Гейтнер А.Р., Алексеева Т.А., Пиковский Ю.И.* Полициклические ароматические углеводороды в свежих и гидротермально измененных вулканиках Исландии // ДАН. 1999а. Т. 369, № 5. 667–670.
- Гейтнер А.Р., Петрова В.В.* Кремнистые минералы в базальтах Исландии: состав, условия образования // Литология и полезн. ископаемые, 1996. № 1. С. 32–43.
- Гейтнер А.Р., Петрова В.В., Соколова А.Л. и др.* Биохомогенное формирование слоистых силикатов при гидротермальном изменении базальтов, Исландия // Там же. 1997. № 3. С. 249–259.
- Гейтнер А.Р., Ивановская Т.А.* О биохомогенном генезисе минералов глауконит-нонтронитового ряда в современных осадках Тихого океана // Там же. 1998. № 6. С. 563–580.
- Гейтнер А.Р., Петрова В.В.* Стадийность контактового и гидротермального аутигенного минералообразования в зонах дайковых роев Исландии // Там же. 1998. № 1. С. 78–92.
- Гейтнер А.Р., Алексеева Т.А., Пиковский Ю.И.* Полициклические ароматические углеводороды в вулканических породах и гидротермальных минералах Исландии // Там же. 1999б. № 6. С. 619–631.
- Гейтнер А.Р., Ивановская Т.А.* Глауконит из морских нижнемеловых терригенных отложений Англии (концепция биохомогенного генезиса) // Там же. 2000. № 5. С. 487–499.
- Гейтнер А.Р.* Абиогенное и биохомогенное изменение базальтового стекла в низкотемпературных условиях // Там же. 2001. № 6, С. 631–645.
- Гейтнер А.Р.* Минерализованные свидетели существования гидротермальной эндобиосферы. Сб. Бактериальная палеонтология // Под ред. А.Ю. Розанова. М.: ПИН РАН, 2002. С. 123–135.
- Гейтнер А.Р., Пиковский Ю.И., Протасевич Л.Т. и др.* Минерализованная микробиота – возможный индикатор потока углеводов в рифтовой зоне Ис-

ландии // Литология и полезн. ископаемые. 2003. № 6. С. 559–612.

Гептнер А.Р., Петрова В.В., Сеницын Ю.Б. и др. Параллельно-слоистые агаты в базальтах Исландии // Материалы междунар. семинара. Кварц, Кремнезем. Сыктывкар, 2004. С. 313–314.

Гептнер А.Р., Ивановская Т.А., Покровская Е.В. Гидротермальная фоссиллизация микроорганизмов на поверхности земли (Исландия) // Литология и полезн. ископаемые. 2005. № 6. С. 1–16.

Гептнер А.Р., Ивановская Т.А., Покровская Е.В. Гидротермально изменённые глинистые осадка рифтовой зоны Исландии (влияние микробиоты на накопление малых элементов) // Там же. 2006. № 4, С. 1–14.

Гептнер А.Р. Вулканогенно-осадочные отложения гляциального шельфа. Фундаментальные проблемы квартера: Итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат. V Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. М. 7–9 ноября 2007. С. 72–74.

Гептнер А.Р., Ивановская Т.А., Покровская Е.В. и др. Гидротермально изменённые гялокластиты на поверхности земли в рифтовой зоне Исландии (проблема биохемогенной аккумуляции микроэлементов) // Литология и полезн. ископаемые. 2007. № 5. С. 503–529.

Герасименко Л.М., Гончарова И.В., Жегалло Е.А. и др. Процесс минерализации (фосфатизации) нитчатых цианобактерий // Там же. 1996. № 2. С. 208–214.

Герасимовский В.И., Поляков А.И., Дурасова Н.А. и др. Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия. М.: Наука, 1978. 184 с.

Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с.

Годовиков А.А., Ритинен О.И., Моторин С.Г. Агаты. М.: Недра, 1987. 368 с.

Гончаров В.И., Городинский М.Е., Павлов Г.Ф. и др. Халцедоны Северо-Востока СССР, М.: Наука, 1987. 192 с.

Заварзин Г.А. Современные бактерии и бактериальные сообщества. Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002. С. 6–37.

Заварзин Г.А., Карпов Г.А., Горленко В.М., и др. Кальдерные организмы. М.: Наука, 1989. 120 с.

Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия. Литология. М. Наука, 1978. 204 с.

Карпетян С. Г., Ибрабян В.Р., Акопян Г.Г. Влияние генезиса вулканических стекол на их структуру и тектонические свойства // Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла. М.: Наука, 1969.

Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983. 216 с.

Коссовская А.Г. К проблеме вторичных преобразований океанических базальтов // Литология и полезн. ископаемые. 1982. № 4. С. 3–9.

Коссовская А.Г., Петрова В.В., Шутов В.Д. Минеральные ассоциации палагонитизации океанических

базальтов и проблемы экстракции рудных компонентов // Там же. 1982. № 4. С. 10–31.

Курносков В.Б., Гептнер А.Р., Петрова В.В. Гидротермальный литогенез // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. Под ред.: Леонова Ю.Г., Воложа Ю.А. М.: Научный мир, 2004. С. 272–306

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 235 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 288).

Лаврушин Ю.А., Гептнер А.Р., Голубев Ю.К. Ледовый тип седименто- и литогенеза. М.: Наука, 1986. 155 с.

Лебедев Л.М. Минералы современных гидротерм. М.: Наука, 1970. 200 с.

Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975. 430 с.

Минералы. Справочник. Т. 4. Вып. 2. М.: Наука, 1992. 600 с.

Мэтьюз Д.Х. Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана. // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.

Оборин А.А., Стадник Е.В. Нефтегазопроископная геомикробиология. Екатеринбург, 1996. 408 с.

Ованесян М. Д., Саакян В.О. Генетические особенности месторождений вулканических шлаков Армении, методика их разведки, опробования и перспективы применения. // Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла. М.: Наука, 1969.

Перфильев А.С., Ахметьев М.А., Гептнер А.Р. и др. Миоценовые базальты Исландии и проблемы спрединга. М.: Наука, 1991. 208 с.

Петрографический словарь. М.: Гостеолтехиздат, 1963. 447 с.

Саемундссон К. Происхождение антиклинальных структур в Исландии // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, Наука. 1977. С. 175–181.

Сендеров Э.Э. Жизнеспособность равновесий с пересыщенными кремнеземом растворами и их влияние на образование цеолитов // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 91–99.

Симанович И.М., Кудрявцев Д.И. Хлорофенит в эффузивных базальтах // Литология и полезн. ископаемые. 1982. № 4. С. 43–54.

Стратиграфия и флора позднего кайнозоя Исландии // М.А Ахметьев., Г.М. Братцева, Р.Е. Гитерман и др. М.: Наука, 1978. 188 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 316)

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. М.: Гостеолтехиздат, 1963. 535 с.

Холодкевич И.В., Гептнер А.Р. Экспериментальное исследование гидротермального преобразования базальтов Исландии // Литология и полезн. ископаемые. 1982. № 4. С. 68–78.

Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород. М.: Мир, 1975. 506 с.

Шлегель Г. Общая микробиология. М.: Мир, 1987. 566 с.

- Шутов В.Д.* Эпигенез океанических базальтов // Литология и полезн. ископаемые 1982. № 4 С. 32–42.
- Чухров Ф.В.* Коллоиды в земной коре. М.: Академия наук. 1955. 672 с.
- Adams A.E., Schofield K.* Recent submarine aragonite, magnesian calcite, and hematite cements in a gravel from Islay, Scotland // J. of sedimentary Petrology. 1983. Vol. 53, № 2. P. 0417–0421.
- Ármansson H., Guðmundsson A., Steingrímsson B.S.* Exploration and development of the Krafla geothermal area // Jökull. 1987. Vol. 37. P. 13–30.
- Arnason B.* Groundwater systems in Iceland traced by deuterium // Reykjavik. Societas Scientiarum Islandica, 1976. Vol. 42. 236 p.
- Arnorsson S.* Gas chemistry of the Krisuvik geothermal field, Iceland, with special reference to evaluation of steam condensation in upflow zones // Jökull. 1987. Vol. 37. P. 31–47.
- Arnorsson S.* Geothermal systems in Iceland: Structure and conceptual models. High-temperature areas // Geothermics. 1995. Vol. 24, No. 5/6, P. 561–602.
- Arnorsson S., Cuff K.E., Ivarsson G., Saemundsson K.* Geothermal activity in the Torfajökull field, South Iceland: Summary // Jökull. 1987. Vol. 37. P. 1–12.
- Aronson J.L., Saemundsson K.* Relatively old basalt from structurally high areas in Central Iceland // Earth and Plan. Sci. Lett., 1975. № 28. P. 83–97.
- Björnsson A., Sæmundsson K., Einarsson P.* et al. Current rifting episode in north Iceland. Nature // 1977. Vol. 266, N. 5600. P. 318–323.
- Björnsson A., Sæmundsson K., Einarsson S.* et al. A mimeographed report on the status of research in the Eyjafjörður region. Orkustofnun. Jarðhitadeild. OS JHD 7827. 1978. 139 p.
- Björnsson S., Arnorsson S., Tomasson I.* Economic evaluation of Reykjanes thermal brine area, Iceland // Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1972. Vol. 5., P. 2380–2391.
- Castanier S., Maurin A., Perthuisot J-P.* Production bactérienne expérimentale de corpuscules carbonatés, sphéroïdaux à structure fibro-radiaire. Réflexions sur la définition des oïdes // Bull. Soc. Geol. France. 1989. T. 8. Vol. 3. P. 589–595.
- Chafetz H.S., Folk R.L.* Travertines: depositional morphology and the bacterially-constructed constituents // J. of Sedimentary Petrology. 1984. Vol. 54. P. 289–319.
- Clifton A.E., Pagli C., Jonsdóttir J. F. et al.* Surface effects of triggered fault slip on Reykjanes Peninsula, SW Iceland // Tectonophysics. 2003. Vol. 369. P.145– 154.
- Cragg, B.A., Parkes, R.J., Fry, J.C.* The impact of fluid and gas venting on bacterial populations and processes in sediments from the Cascadia Margin accretionary system and the geochemical consequences // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1995. N. 146, Pt. 1, P. 399–411.
- Dalrymple G. B., Lanpher M. A.* Potassium-argon dating. Principles, techniques and applications in geochronology. USA, 1969. 250 p.
- Ehrlich H.L.* Geomicrobiology. N. Y.: Marcel Dekker, 1996. 719 p.
- Einarsson E.H., Guðrún L., Thorarinnsson S.* The Sólheimar tephra layer and the katla eruption of ~1357 // Acta naturalia Islandica. 1980. N. 28. P. 3–24.
- Einarsson M.Á.* Precipitation in Southwestern Iceland // Jökull. 1988. Vol. 38. P. 61–70.
- Einarsson M.Á.* Temperature conditions in Iceland, 1901–1990. Ibid. 1991. Vol. 41. P. 1–20.
- Einarsson Th.* Geology of Iceland. Rocks and landscape. Reykjavik: Mal og Menning, 1994. 309 p.
- Einarsson Th.* The Heimaey eruption. Reykjavik: Heimskringla, 1974. 86 p.
- Eiriksson J.* Lithostratigraphy of the upper Tjörnes sequence, North Iceland: The Breidavik Group. Acta Naturalia Islandica 29. Reykjavik: Icelandic Museum of natural History, 1981. 37 p.
- Ferris F.G., Beferidge T.J., Fyfe W.S.* Iron-silica crystallite nucleation by bacteria in geothermal sediment // Nature. 1986. Vol. 320. P. 609–611.
- Folk R.L.* SEM imaging of bacteria and nannobacteria in carbonate sediments and rocks // J. Sediment. Petrol. 1993. N. 63. P. 990–999.
- Folk R.L., Lynch F.L.* The possible role of nannobacteria (dwarf bacteria) in clay mineral diagenesis and the importance of careful sample preparation in high magnification SEM study // J. of Sedimentary Research. 1997. Vol. 67. P. 597–603.
- Franzson H., Thordarson S., Björnsson G.* et al. Reykjanes high-temperature field, SW-Iceland. Geology and geothermal alteration of well RN-10 // Proceedings, 27 Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Stanford University, Stanford, California, January 28–30, 2002 SGP-TR-171.
- Fredrickson, J.K., Onstott, T.C.* Microbes deep inside the earth // Sci. Amer. 1996. Vol. 275. P. 68–73.
- Fridleifsson I.B.,* Geothermal activity in Iceland // Jökull. 1979. Vol. 29. P. 47–56.
- Fuller E.* Concerning basaltic glass // Amer. Mineralogist. 1932. Vol. 17, № 3. P. 104–107.
- Furnes H., Banerjee N.R., Muchlenbach K.* et al. Early life recorded in Archaean pillow lavas // Science. 2004. Vol. 304. P. 578–581.
- Geirsdóttir A., Miller G.H., Andrews J.T.* Glaciation, erosion, and landscape evolution of Iceland. J. of Geodynamics. 2007. Vol. 43. P. 170–186.
- Georgsson L.S., Haraldsson G.I., Johannesson H., Gunnlaugsson E.* The Vellir thermal field in Borgarfjörður, West Iceland // Jökull. 1985. Vol. 35. P. 51–60.
- Geptner A.R., Kristmannsdóttir H.* Hydrothermal endobiosphere in the miocene-pliocene lava piles of Iceland. Evidenced by mineral structures // Proceedings of SPIE Vol. 4939. Instruments, Methods, and Missions for Astrobiology VI / Eds. Hoover Richard B., Rozanov A., Lipps J.H. Bellingham. WA, 2003. P. 191–207.
- Geptner A.R., Kristmannsdóttir H., Kristjansson J., Marteinsson V.* Biogenic saponite from an active subma-

- rine hot spring, Iceland // *Clay and Clay Minerals*. 2002. Vol. 50, № 2. P. 174–185.
- Geptner A.R., Petrova V.V., Kristmannsdottir H.* On biochemical genesis of clay minerals in basalts, Iceland // *Water-Rock Interaction, Proceedings of the 8th International Symposium on Water-Rock interaction*. Balkema, 1995. P. 245–247.
- Geptner, A.R., Richter B., Pikovskii, Y.I.* et al. Hydrothermal polycyclic aromatic hydrocarbons in marine and lagoon sediments at the intersection between Tjörnes Fracture Zone and recent rift zone (Skjálfandi and Öxarfjörður bays), Iceland. *Marine Chemistry*. Vol. 101. 2006. P. 153–165.
- Gibson I.L., Kirpatrick R.J., Emmerman R.* et al. The trace element composition of the lavas and dikes from a 3-km vertical section through the lava pile of Eastern Iceland // *J. of Geoph. Res.* 1982. Vol. 87, N. B8. P. 6532–6546.
- Gold T.* The deep, hot biosphere // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 1992. Vol. 89. N. 13. P. 6045–6049.
- Grant J. V., Kattenhorn S.A.* Evolution of vertical faults at an extensional plate boundary, southwest Iceland // *J. of Structural Geology*. 2004. Vol. 26. P. 537–557.
- Gudmundsson A.* Tectonic aspects of dykes in North-western Iceland // *Jökull*. 1984. Vol. 34. P. 86–96.
- Gudmundsson A.* Formation and growth of normal faults at the divergent plate boundary in Iceland // *Terra Nova*. 1991. Vol. 4. P. 464–471.
- Gudmundsson A.* Geometry, formation and development of tectonic fractures on the Reykjanes Peninsula, southwest Iceland // *Tectonophysics*. 1987. Vol. 139, P. 295–308.
- Hay L., Iijima A.* Petrology of palagonite tuffs of Koko Craters, Oahu, Hawaii. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1968. Vol. 17. N. 2. P. 141–154.
- Helgason J., Zentilli M.* Field characteristics of laterally emplaced dikes: anatomy of an exhumed Miocene dike swarm in Reydarfjörður, Eastern Iceland // *Tectonophysics*. 1985. Vol. 115. P. 247–274.
- Jakobsson S.P., Jonsson J., Shido F.* Petrology of the Western Reykjanes Peninsula, Iceland // *J. Petrol.*, 1978. Vol. 19, pt. 4. P. 669–705.
- Jakobsson S.P.* Environmental factors controlling the palagonitization of the Surtsey tephra, Iceland. // *Bull. Geol. Soc. Denmark, Special Issue*, 1978. Vol. 27. P. 91–105.
- Jakobsson S.P.* On the consolidation and palagonitization of the tephra of the Surtsey volcanic island, Iceland // *Surtsey Res. Progress Report*. 1972. Vol. 1, P. 121–128.
- Jakobsson S.P.* Petrology of recent basalts of the Eastern Volcanic Zone, Iceland // *Acta Nat. Isl.* 1979. Vol. 2, N 26. 103 p.
- Jakobsson S.P., Fridleifsson G.O.* Asphaltic petroleum in Amygdales in Skyndidalur, Lon, SE Iceland // *Natturufræðingurinn*. 1990. N. 59 (4). P. 169–188.
- Jancin M., Young K.D., Voight B.* Stratigraphy and K/Ar ages across the West Flank of the Northeast Iceland axial rift zone, in relation to the 7MA volcano-tectonic reorganization of Iceland // *J. of Geophysical Research*. 1985. Vol. 90. N. B12. P. 9961–9985.
- Jefferis R., Voight B.* Fracture analysis near the Mid-Ocean plate boundary, Reykjavik-Hvalfjörður area, Iceland // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 76. P. 171–236
- Jennings A., Syvitski J., Gerson L.* et al. Chronology and paleoenvironments during the late Weichselian deglaciation of the southwest Iceland shelf // *Boreas*, Oslo. 2000. Vol. 29. P. 167–183.
- Johanesson B.* The soils of Iceland // *Univ. Res. Inst. Dept. Agricultural Reports*, 1960. Ser. B. N. 13. 140 p.
- Jones B., Renaut R.W., Rosen M.R.* Microbial biofacies in hot-spring sinters: A model based on Ohaaki pool, North Island, New Zealand // *J. of Sedimentary Research*. 1998. Vol. 68. N. 3. P. 413–434.
- Jones J.G.* Intraglacial volcanoes of the Laugarvatn region, Southwest Iceland // *J. Geol.* 1970. Vol. 78. N. 2.
- Kaiser J.* Can deep bacteria live on nothing but rocks and water? // *Science*. 1995. Vol. 270. p. 377.
- Köhler B., Singer A., Stoffers P.* Biogenic Nontronite from Marine White Smoker Chimneys // *Clays and Clay Minerals*. 1994. Vol. 42. N. 6. P. 689–701.
- Konhauser K.O., Ferris F.G.* Diversity of iron and silica precipitation by microbial mats in hydrothermal waters, Iceland: Implications for Precambrian iron formations // *Geology*. 1996. V. 24. P. 323–326.
- Konhauser K.O., Phoenix V.R., Bottrell S.H.* et al. Microbial-silica interactions in Icelandic hot spring sinter: possible analogues for some Precambrian siliceous stromatolites // *Sedimentology*. 2001. Vol. 48. P. 415–433.
- Kowallis B.J., Roeloffs E.A., Wang H.F.* Microcrack studies of basalts from the Iceland Research Drilling Project // *J. of Geophysical Research*. 1982. Vol. 90. N. B12. P. 6650–6656.
- Kristjansson L.* The shelf area around Iceland // *Jökull*. 1979. Vol. 29. P. 3–6.
- Kristmannsdottir H.* Types of water used in Icelandic «Hitaveitas». Orkustofnun, Geothermal Division. Reykjavik, Iceland, 1991. 9 p.
- Kristmannsdottir H.*, Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100–300°C // *Proceedings of the Sixth International Clay Conference*, 1978. Oxford, 1979. P. 359–367.
- Kristmannsdottir H.* Chemical evidence from Icelandic Geothermal systems. Hydrothermal processes at seafloor spreading centers Eds. Rona P.A., Bostrom K., Laubier L., Kenneth L.S. N.Y.: Plen. Publ. Corp., 1984. P. 291–320.
- Kristmannsdottir H., Gudmundsson A., Steingrimsdottir B.* Borun vid Ytra Laugaland I Eyjafirdi, Hóla LJ-8, Borun, jarðlog og frumtulkum maelinga // *Orkustofnun. Jarðhitadæild*. 1977. 45 p.
- Kristmannsdottir H.* Hydrothermal alteration of basaltic rocks in Icelandic Geothermal Areas. Proc. 2nd, U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources. San Francisco, 1975. Vol. 1. P. 441–445.
- Kristmannsdottir H., Ildefons Ph., Bertaux J., Flank A.M.* Crystal-chemistry of Mg-Si and Al-Si scales in geo-

- thermal waters, Iceland // *Geochemistry of the Earth's Surface. Proc. of the 5th Interna. Sympos. on Geochemistry of the Earth's Surface.* Reykjavik, Iceland, 1999. P. 519–522.
- Kristmannsdóttir H., Johnsen S.J.* Chemistry and stable isotope composition of geothermal waters in the Eyjafjörður region, Northern Iceland // *Jökull.* 1982. Vol. 32, P. 83–90.
- Kristmannsdóttir H., Tomason J.* Zeolite zones in geothermal areas in Iceland. Natural zeolites, Occurrence, Properties, Use. Oxford and N.Y.: Pergamon Press, 1978. P. 277–284.
- Kristmannsdóttir H.* Types of Clay Minerals in Hydrothermally altered Basaltic Rocks, Reykjavík, Iceland // *Jökull.* 1976. Vol. 26. P. 30–39.
- Kristmannsdóttir H.* Subsurface stratigraphy and alteration of the Tertiary flood basalt pile in Laugaland area, Eyjafjörður, Northern Iceland // *Ibid* 1982. Vol. 32. P. 77–82.
- Kurnosov, V.B., Zolotarev, B.P., Artamonov, et al.* Technical note: Alteration effects in upper oceanic crust – data and comments. Transactions CIN, Vol. 581 Moscow: GEOS. 2008.
- Larsen G., Gudmundsson M.T., Björnsson H.* Tephrostratigraphy of Ablation Areas of Vatnajökull Ice Cap, Iceland. Ed. Colbeck, S.C. *Glaciers, Ice Sheets and Volcanoes: A Tribute to Mark Meier.* CRREL Special Report. 1996. N. 96–27. P. 75–80.
- Lowenstam H. A.* Minerals formed by organisms // *Science.* 1981. Vol. 211. P. 1126–1130.
- Marteinsson V.T., Birren J.L., Prieur D.* In situ enrichments and isolation of thermophilic microorganism from deep-sea vent environments // *Canadian Journal of Microbiology.* 1977. Vol. 43. P. 694–697.
- Marteinsson, V. T., Kristjánsson, J. K., Kristmannsdóttir et al.* Discovery and description of giant submarine smectite cones on the seafloor in Eyjafjörður, northern Iceland, and a novel thermal microbial habitat. // *Applied and Environmental Microbiology.* 2001a. Vol. 67. P. 827–833.
- Marteinsson, V.T., Hauksdóttir, S., Hobel, C.F.V.* et al. Phylogenetic diversity analysis of subterranean hot springs in Iceland // *Ibid.* 2001b. Vol. 67. P. 4242–4248.
- McKinley J.P.; Stevens T.O.; Westall F.* Microfossils and Paleoenvironments in Deep Subsurface Basalt Samples // *Geomicrobiology J.* Vol. 17. N. 1, 2000. P. 43–54.
- Mehegan J.M., Robinson P.T., Delaney J.R.* Secondary mineralization and hydrothermal alteration in the Reydarfjörður drill Core, Eastern Iceland // *J. of Geophysical Research.* 1982. Vol. 87. N. B8. P. 6511–6524.
- Moore I.G.* Pillow lava in a historic lava from Hualalai Volcano, Hawaii // *J. Geol.* 1970. Vol. 78. N. 2. P. 239–243.
- Moser D.P., Gihring Th.M., Brockman, F.J.* et al. Desulfotomaculum and methanobacterium spp. Dominate at 4- to 5-Kilometer-Deep Fault // *Applied and Environmental Microbiology.* 2005. Vol. 71. N. 12. P. 8773–8783.
- Noe-Nygaard A.* Sub-Glacial volcanic activity in ancient and recent times // *Folia Geogr. Danica,* 1940. T. 1, № 2. P. 163–171.
- Noe-Nygaard A.* Sub-Glacial volcanic activity in ancient and recent times // *Ibid.* 67 p.
- Norman J.O.* Coastal Development of Surtsey Island, 1968–1969. Surtsey Research Progress Report. IV. Preliminary 1969 and 1970 field seasons. The Surtsey Research Society, Reykjavik, April, 1972. P. 137–143.
- Ólafsson, M., Fridleifsson, G.O. Eriksson J.* et al. On the origin of organic gas in Oxarfjörður, NE-Iceland. 1993. OS-93015/JHD-05, 76 p.
- Palmason G., Arnorson S., Fridleifsson I.B.* et al. The Iceland crust: Evidence from drillhole data on structure and processes // *Maurice Ewing Series 2. AGU.* 1979. P. 43–65.
- Peacock M.A.* The petrology of Iceland (Tyrrell and Peacock) Pt. 1 // *Trans. Roy. Soc. Edinburg.* 1926. Vol. 5, P. 51–76.
- Pedersen K.* Diversity and activity of microorganisms in deep igneous rock aquifers of the Fennoscandian Shield // *Subsurface microbiology and biogeochemistry / Eds. Fredrickson J.K., Fletcher M.* Wiley-Liss Inc. N. Y. 2001. P. 97–139.
- Pedersen K.* The secrets of deep intra-terrestrial microbes. Department of Cell and Molecular Biology. Lundberg Laboratory in Göteborg. In Internet, updated in 2003.
- Perry C.T.* Biofilm-related calcification, sediment trapping and constructive micrite envelopes: a criterion for the recognition of ancient grass-bed environments? // *Sedimentology.* 1999. Vol. 46. P. 33–45
- Peterson N., Dobeneck T., Vali H.* Fossil bacterial magnetite in deep-sea sediments from the South Atlantic Ocean // *Nature.* 1986. Vol. 320. P. 611–615.
- Raw F.* Some altered palagonite tuffs from Jamaica and the origin and history of their chlorites // *J. Geol.* 1943. Vol. 51. P. 23–31.
- Renaut R.W., Jones B., Rosen M.R.* Primary silica oncoids from Orakeikorako hot springs, North Island, New Zealand. *Palaios // Society for Sedimentary Geology.* 1996. Vol. 11. P. 446–458.
- Roaldset E.* Tertiary (Miocene–Pliocene) interbasalt Sediments, NW- and W-Iceland // *Jökull.* 1983. Vol. 33. P. 39–56.
- Saemundsson K.* Evolution of the axial rifting zone in Northern Iceland and the Tjörnes fracture zone // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1974. Vol. 85. N. 4. P. 495–504.
- Saemundsson K.* Fissure swarm's central volcanoes of the neovolcanic zones of Iceland // *Geol. J.* 1978. N. 10. P. 415–432.
- Saemundsson K.* Hengill, thermal activity, alteration and hydrology. Map 1:25.000. Orkustofnun, Hitaveita Reykjavíkur, Landmaelingar Islands, 1995.
- Saemundsson K.* Outline of the geology of Iceland // *Jökull.* 1979. Vol. 29. P. 7–28.
- Saemundsson K., Kristjánsson L., McDougal I., Watkins N.D.* K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 5-km lava succession in Northern Iceland // *J. of Geophysical Research.* 1980. Vol. 85. N. B7. P. 3630–3646.
- Sakai H., Gunnlaugsson, E., Tomasson, J., Rouse, J.E.* Sulfur isotope systematic in Icelandic geothermal systems

and influence of seawater circulation at Reykjanes // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1980. Vol. 44. P. 1223–1231.

Schmincke H-U., Lothar G.V., Brendon J.G., Pritchard R.G. Volcaniclastic rocks of the Reydarfjörður drill hole, Eastern Iceland, 1. Primary Features // *J. of Geoph. Res.* 1982. V. 87. N. B8. P. 6437–6458.

Sharp M., Parkes, J., Cragg B., Fairchild I.J., Lamb H., Tranter M. Widespread bacterial populations at glacier beds and their relationship to rock weathering and carbon cycling. // *Geology*. 1999. N. 27. P. 107–110.

Sigurðsson F., Einarsson K. Groundwater resources of Iceland – Availability and Demand // *Jökull*. 1988. Vol. 38. P. 35–54.

Sigurðsson F. Groundwater from glacial areas in Iceland // *Ibid.* 1990. Vol. 40. P. 119–146.

Sigurðsson F. Hydrogeology and Groundwater on the Reykjanes Peninsula // *Ibid.* 1986. Vol. 36. P. 11–29.

Sigurðsson H. Dykes, fractures and folds in the basalt plateau of Western Iceland. Iceland and Mid-Ocean Ridges. Report of symposium. Reykjavik: Visindafelag Íslendica, Vol. 38. 1967. P. 162–169.

Sigurðsson H. Geology of the Setberg area, Snaefellsnes, Western Iceland // *Greinar*, Vol. 2 T. IV. Reykjavik, 1966. P. 54–125.

Steinþórsson S. Tephra layers in a drill core from the Vatnajökull Ice Cap // *Jökull*. 1977. Vol. 27. P. 2–27.

Stevens, T.O., McKinley J.P. Lithoautotrophic microbial ecosystems in deep basalt aquifers // *Science*. 1995. Vol. 270. P. 450–454.

Stokes K.R. Further investigation into the nature of the materials chlorophaeite and palagonite // *Mineral. Mag.* 1971. Vol. 38. P. 205–210.

Sunagawa I. Ohta E. Science Reports of the Tohoku University, Third series. 1976. Vol. 13. N. 2.

Tazaki K. Architecture of biomats reveals history of geo-, aqua-, and bio-systems // *Episodes*. 1999. Vol. 22, N. 1. P. 21–25.

Tazaki K. Biomineralization of layer silicates and hydrated Fe-Mn oxides in microbial mats: an electron microscopical study // *Clays and Clay Minerals*. 1997. Vol. 45. N. 2. P. 203–212.

Thorarinnsson S. Hekla and Katla // *Iceland and Mid-Ocean Ridges*. 1967. Vol. 38. P. 190–199.

Thorarinnsson S. Laxargljúfur and Laxarhraun. A Tephrochronological study // *Misc. Pap. Reykjavik*. 1951. N. 2. P. 1–84.

Thorarinnsson S. Some facts about the Surtsey eruption // *Natturufraedingurinn*. 1965. Vol. 35.

Thorarinnsson S. Some facts and conclusions regarding the recession of last inland ice and the glacial and postglacial land uplift in northern Iceland // *Geogr. Ann.* 1951. N. 1-2. P. 74–88.

Thorarinnsson S. Surtsey. The New Island in the North Atlantic. Reykjavik. Almenna Bokafelagid. 1966. P. 47.

Thorarinnsson S. The Svinafell layers of plant-bearing interglacial sediments in Öraefi, Southeast Iceland //

North Atlantic biota and their history. London: Pergamon Press, 1963.

Thorarinnsson S., Einarsson Th., Sigvaldasson G., Elisson G. The submarine eruption of the Vestmann Iceland, 1963–1964 (A preliminary report). // *Bull. Volcanol.* 1964. Vol. 26. P. 1–11.

Thorarinnsson S. The Lakagigar eruption of 1783 // *Ibid.* 1969. Vol. 33-3. P. 910–929.

Thordarson Th., Self S. The Laki (Skaftar Fires) and Grimsvotn eruptions in 1783–1785 // *Ibid.* 1993. Vol. 55. P. 233–263.

Thorseth I.H., Furns H., Haldal M. The importance of microbiological activity in the alteration of natural basaltic glass // *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 1992. Vol. 56. P. 845–850.

Tomason J., Kristmannsdottir H. High temperature alteration minerals and geothermal brine, Reykjanes, Iceland. // *Contr. Mineral. Petrol.* 1972. Vol. 36, N. 2. P. 123–134.

Tomason J. On the origin of sedimentary water beneath Vestmann Islands // *Jökull*. 1967. Vol. 17. P. 300–310.

Tomason J. The nature of the Ellidaar geothermal area in SW-Iceland // *Geothermics*. 1993. Vol. 22. N. 4. P. 329–348.

Tryggvason E. Widening of the Krafla fissure swarm during the 1975–1981 volcano-tectonic episode // *Bulletin of Volcanology*. 1984. Vol. 47. T. 1. P. 47–69.

Viereck L.G., Griffin D.J., Schmincke H.U., Pritchard R.D. Volcanoclastic rocks of the Reydarfjörður Drill Hole, Eastern Iceland 2, Alteration // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87. N. B8. P. 6459–6476.

Walker G.P.L. Acid volcanic rocks in Iceland // *Bull. Volcanol. Naples*. 1966. Vol. 29. P. 375–406.

Walker G.P.L. Geology of the Reydarfjörður area, Eastern Iceland // *Quart. J. Geol. Soc. London*. 1959. Vol. 114. N. 445. P. 367–393.

Walker G.P.L. The Breiddalur central volcano. Eastern Iceland // *Ibid.* 1963. Vol. 119. P. 29–63.

Walker G.P.L. The structure of Eastern Iceland // *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area*. 1974. P. 177–188.

Walker G.P.L. Zeolite zones and dyke distribution in relation to the structure of the basalts in Eastern Iceland // *J. Geol.* 1960. Vol. 68. P. 515–525.

Waltershausen S. Über die vulkanischen Gesteine in Sizilien und Island und ihre submarine Umbildung // *Der Dietrischen, Gottingen*. 1853. Vol. 16. P. 532.

Ward P.L. New interpretation of geology of Iceland // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1971. Vol. 82. N. 11. P. 2991–3012.

Wensink H. Paleomagnetic stratigraphy of younger basalts and intercalated Plio-Pleistocene in Iceland // *Rundschau*. 1965. N. 54. Ht. 1.

Young K.D., Jancing M., Voight B., Orkan N.I. Transform deformation of tertiary rocks along the Tjornes Fracture Zone, North Central Iceland // *J. of Geophys. Res.* 1985. Vol. 90. N. B12, P. 9986–10010.

Zhegallo E.A., Rozanov A.Yu., Ushatinskaya G.T. et al. Atlas of microorganisms from ancient phosphorites of Khuub-sugul (Mongolia). Alabama: Huntsville, 2000. 171 p.

Научное издание

Альфред Романович Гептнер

**ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ
В НАЗЕМНОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ
ИСЛАНДИИ**

Труды, вып. 586

Утверждено к печати

Редколлегией Геологического института РАН

Редактор издательства *М.А. Яценко*

Компьютерная верстка *Р.И. Недумов*

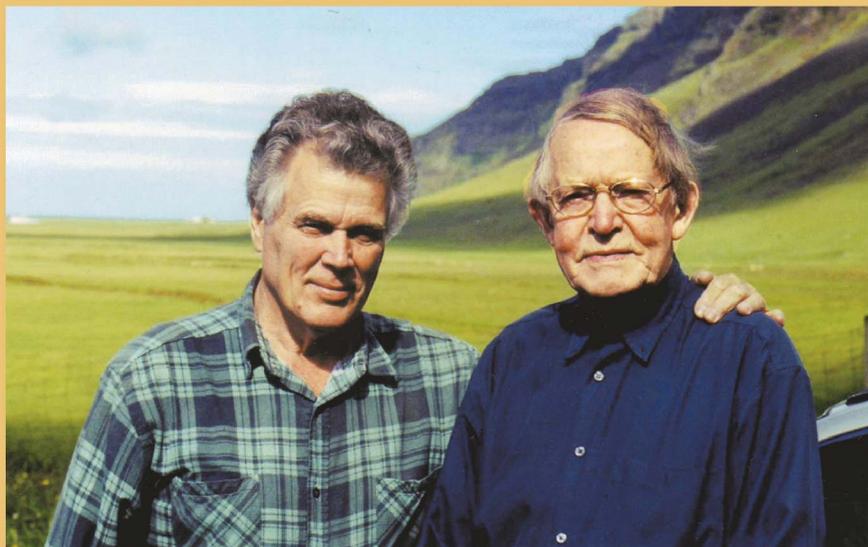
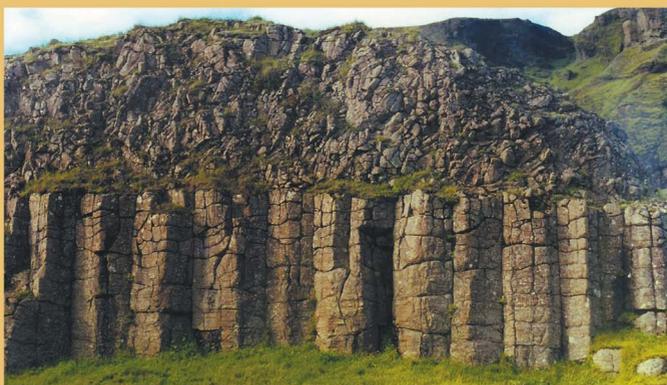
ООО «Издательство ГЕОС»
119017, Москва, Пыжевский пер., 7. ГИН РАН, к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91.
e-mail: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru

ООО ИПК «Панорама»
Подписано к печати 15.05.2014.
Формат 60x90 1/8. Бумага мелованная, 115 г/м².
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 30,0.
Тираж 250 экз.

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным оригинал-макетом в ОАО «Альянс «Югполиграфиздат», ООО ИПК «Панорама»

400001, г.Волгоград, ул. КИМ, 6

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА



Гептнер Альфред Романович, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Геологического института Академии наук РФ. Более 40 лет его научной деятельности связано с геологическими исследованиями в Исландии. Работа в этой стране для российского учёного основывалась на тесном и обоюдно выгодном общении с исландскими коллегами и дружеском взаимопонимании с многочисленными знакомыми и друзьями. Большое содействие в обретении друзей и знакомых в этой стране и успешном выполнении полевых исследований оказал мой искренний и бескорыстный друг Магнус Сигурьёнссон с фермы Хваммур, Южная Исландия.

Dr. Alfred R. Ceptner, senior researcher at the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, spent over 40 years conducting geological research in Iceland. His work there could not be possible without close and mutually rewarding contacts with his Icelandic colleagues or amicable support and understanding of numerous local friends and acquaintances. Magnus Sigurjonsson, sincere and gallant friend from Hvammur Farm, was of great help in finding friends and contacts all over Iceland, and in making the field work in this country a great success.

