

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Ордена
Ленина и Ордена Октябрьской Революции
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского
Российской академии наук (ГЕОХИ РАН)

На правах рукописи

КРАСНОВА Елизавета Андреевна

**Магматическая и метаморфическая эволюция
мантийного субстрата литосферы северо-западной части
Тихого океана**

Специальность:

25.00.09 – геохимия, геохимические методы поисков полезных
ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени кандидата
геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

Д.г.-м. н., г.н.с. ГЕОХИ РАН

С.А. Силантьев

К. г.-г. н., ст. н. с. ГЕОХИ РАН

М.В. Портнягин

Москва – 2014

Содержание

Содержание.....	2
1. Введение	6
Актуальность темы исследования	6
Цель и задачи исследования.....	6
Фактический материал.....	7
Личный вклад.....	7
Структура работы	8
Научная новизна.....	8
Практическое значение	9
Апробация работы.....	9
2. Общая постановка задачи исследования. Результаты предыдущих исследований. Геологическое положение объекта исследования	11
2.1 Мантийные перидотиты, как объект Мирового океана.....	11
2.2 Существующие сведения о строении мел-палеогенового фундамента северо-западной части Тихого океана. Геофизические исследования.....	13
2.3 Объект исследования. Геологическое положение	17
2.4 Обоснование поставленных задач в диссертационной работе	19
3. Методы исследования	20
3.1 Аналитические методы	20
3.1.1 Петрографические методы	20
3.1.2 Методы валового анализа.....	20
3.1.1.1 Рентгено-флуоресцентный анализ (XRF).....	20

3.1.1.2 ICP-MS.....	20
3.1.2 Методы локального анализа.....	21
3.1.2.1 Электронный микрозондовый анализ	21
3.1.2.2 Метод индукционно-связанной плазмы с лазерной абляцией.....	22
3.1.2.2.1 Корректировка анализа	23
3.1.3 Методы изотопной геохимии	24
3.1.3.1 Изотопная геохимия кислорода	24
3.1.3.2 Изотопная геохимия Rb-Sr и Sm-Nd систем.....	24
3.1.3.3 Rb-Sr датирование	25
3.2 Моделирование.....	25
3.2.1 Плавление источника	25
3.2.2 Влияние плавления рестита в гранатовой фации на хромистость шпинели. ...	27
3.2.2 Оценки физико-химических параметров кристаллизации методами численного моделирования	29
3.2.3 Моделирование низкотемпературных изменений	30
Выводы	32
4. Петрография и минералогия пород	34
4.1 Особенности петрографии пород	34
4.1.1 Шпинелевые лерцолиты	34
4.1.2 Дуниты.....	36
4.2 Геохимия и минералогия пород.....	38
4.2.1 Петрохимия и геохимия перидотитов разломной зоны Стелмейт	38
4.2.2 Геохимия	41
4.3 Минералогия	47

4.3.1 Первичные минералы. Главные элементы.....	47
.....	52
4.3.2 Первичные минералы. Элементы-примеси.....	52
4.3.3 Вторичные минералы.....	58
Выводы	62
5. Магматическая эволюция шпинелевых перидотитов разломной зоны Стелмейт	64
5.1 Оценка скорости спрединга палеорифта Кула-Пацифик по геохимическим данным.....	64
5.2 Петролого-геохимическое моделирование поведения петрогенных элементов	65
5.3 Влияние Гавайского плюма на условия частичного плавления перидотитов разломной зоны Стелмейт	71
5.4 Реконструкция природы перколирующих расплавов	72
Выводы	75
6. Метаморфическая эволюция ультраосновных пород разломной зоны Стелмейт	77
6.1 Океанический метаморфизм	77
6.2 Моделирование.....	80
6.2.1 Моделирование выветривания серпентинита в условиях океанического дна ..	80
6.2.2 Моделирование выветривания серпентинита в субаэральных условиях	83
Выводы	86
7. Изотопная геохимия	89
7.1 Оценки вероятного возраста изученных пород и хребта Стелмейт	89
Выводы	92

8. Модель образования мантийных пород хребта Стелмейт в северо-западной части Тихого океана 93

Защищаемые положения..... 96

Благодарности..... 97

Список работ по теме диссертации 118

Список рисунков 122

Список таблиц..... 126

Приложения 128

Приложение к главе 4. Петрографическое описание и фотографии шлифов изученных образцов 128

Приложение 2. Анализ пироксенов на электронном микроанализаторе 158

Приложение 3. Таблицы 164

1. Введение

Актуальность темы исследования

Изучение магматизма Мирового океана необходимо для реконструкции состава и эволюции мантии Земли, процессов образования океанической литосферы и рециклинга и баланса вещества между оболочками Земли. Природа и условия образования океанического фундамента северо-западной части Тихого океана и его геологическая история до сих пор остается практически неизученной. Современные представления о геологической эволюции литосферы этой части Мирового океана базируются на анализе существующих геофизических данных и описании керна осадков, полученного при глубоководном бурении (Fullam и др., 1973; Rea, Dixon, 1983; Lonsdale, 1988) (Erickson, Grim, 1969; Grim, Erickson, 1969). Данные по составу и возрасту изверженных пород этой части Тихого океана были получены только для подводных гор Императорского хребта (Hauri, 1996; Keller и др., 2000; Duncan, Keller, 2004; Frey и др., 2005; Portnyagin и др., 2008). Данная работа была направлена на получение первых данных о составе и условиях образования абиссальных перидотитов северо-западной части Тихого океана, получение данных о возрасте ассоциирующих вулканических пород и разработке вероятной геодинамической модели формирования литосферы.

Цель и задачи исследования

Главная цель работы состояла в реконструкции петролого-геохимических условий образования абиссальных перидотитов северо-западной части Тихого океана, входящих в состав хребта Стелмейт, и оценке вероятного возраста образования этих и ассоциирующих вулканических пород. Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Детальное петролого-геохимическое изучение пород, включающее определение содержания главных и рассеянных элементов в валовых составах пород, их изотопный состав, состав первичных минералов

2. Реконструкция первичных типов пород, условий их мантийного плавления и взаимодействия с просачивающимися расплавами и характеристика геодинамического режима образования мантийных перидотитов древней литосферы северно-западной части Тихого океана.
3. Характеристика постмагматического преобразования пород на основе оценки параметров океанического метаморфизма и низкотемпературного выветривания.
4. Определение возраста океанического фундамента северо-запада Тихого океана методами изотопной геохимии.

Фактический материал

В основу работы положены образцы, отобранные в 2009 году в ходе рейса SO201-1b НИС «Зонне» в рамках российско-германского проекта KALMAR. Изученная коллекция включала 14 образцов метаморфизованных мантийных перидотитов. Дополнительно, был изучен один образец диорита драгированный на юго-восточном фланге хребта Стелмейт.

Выводы диссертации базируются на данных петрографического, минералогического и геохимического исследования, а также на данных геохимического моделировании процессов мантийного плавления, взаимодействия пород и расплавов и низкотемпературного преобразования пород.

Личный вклад

1. Подготовка каменного материала для изготовления прозрачно-полированных шлифов и проведения геохимических анализов;
2. Отбор мономинеральных фракций и изготовление препаратов для микрозондового анализа;
3. Проведение петрографического описания пород;
4. Проведение микрозондового анализа содержания главных элементов в минералах изученных образцов;
5. Проведение анализа содержаний элементов-примесей в минералах методом индукционной связанной плазмы с лазерной абляцией

6. Моделирование процессов плавления мантийных перидотитов и процесса их низкотемпературного изменения
7. Проведение изотопного анализа Rb-Sr для определения возраста диоритов хребта Стелмейт.
8. Систематизация и сравнение полученных результатов с литературными данными.

Структура работы

Диссертация состоит из 8 глав. Глава 1 включает введение, цели и задачи исследования. Глава 2 посвящена геологическому положению исследуемого объекта и обзору существующих сведений из предшествующих работ. В главе 3 рассматриваются методы исследования. В главе 4 описываются полученные петрологические и минералогические данные. Глава 5 посвящена петролого-геохимическому моделированию содержания первичных минералов изученных образцов. Глава 6 включает описание постмагматических процессов изменения перидотитов хребта Стелмейт и результаты термодинамического моделирования их низкотемпературного выветривания. Глава 7 содержит данные изотопной геохимии пород хребта Стелмейт. Заключительная глава 8 резюмирует полученные данные и включает предлагаемую геодинамическую модель образования ультраосновных пород хребта Стелмейт.

Приложения к работе включают фотографии шлифов, список сокращений, таблицы с составами пород и минералов. Материал работы изложен на 189 страницах, проиллюстрирован 45 рисунком и содержит 16 таблиц. Список литературы состоит из 164 наименований.

Научная новизна

1. Получены первые геохимические данные о составе мантийных пород океанической литосферы северо-западной части Тихого океана.
2. Установлено, что лерцолиты разломной зоны Стелмейт образовались в результате 17-20% околофракционного плавления деплетированной мантии в условиях гранатовой и шпинелевой фаций глубинности.

3. Предложен метод оценки степени плавления в гранатовой фации и общей степени плавления по составу сосуществующих шпинели и клинопироксена в мантийных перидотитах.
4. Показано, что дуниты разломной зоны Стелмейт имеют магматическое происхождение и образовались в результате взаимодействия перцолитов и магматического расплава.
5. Реконструированы основные этапы постмагматической эволюции перидотитов разломной зоны Стелмейт, включавшие серпентинизацию в условиях океанического метаморфизма и низкотемпературное выветривание в субаэральной обстановке.
6. Получены первые данные по абсолютному возрасту пород хребта Стелмейт.
7. На основе петролого-геохимических данных предложена геодинамическая модель эволюции мантийных перидотитов разломной зоны Стелмейт.

Практическое значение

Работа предлагает дальнейшее развитие и совершенствование методов изучения мантийных перидотитов. Результаты проведенного исследования могут быть использованы для реконструкции истории Тихого океана и тектонических событий, сопутствовавших его геологической эволюции, а также в создании детальной геодинамической модели развития северо-западной акватории Тихого океана.

Апробация работы

Основные результаты диссертации опубликованы в 6 статьях в ведущих рецензируемых российских журналах (Петрология, Геохимия, ДАН, InteRidge News) и 17 опубликованных тезисах докладов и докладывались на российских и международных конференциях, в том числе на Рабочем совещании Russian Ridge 2009, 2011, 2013 (Москва, Санкт-Петербург); на IXX научной конференции (школа) по морской геологии 2011, Москва, Россия; на 7-ом международном совещании по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг (JKASP-2011), Петропавловск-Камчатский, Россия; на международном семинаре Statusseminar «Meeresforschung mit FS SONNE» 2011, Ганновере, Германия; на

международной школе по наукам о Земле 2013, Одесса, Украина; на AGU Fall Meeting, Сан Франциско, США; Goldschmidt Conference, Прага, Чехия; на 2-ом рабочем совещании КАЛЬМАР 2011, Трир, Германия; на IXX симпозиуме по геохимии изотопов 2010, г. Москва, Россия.

2. Общая постановка задачи исследования.

Результаты предыдущих исследований.

Геологическое положение объекта исследования

2.1 Мантийные перидотиты, как объект Мирового океана

Океаническая литосфера занимает две трети нашей планеты, и изучение процессов петрогенезиса, сопровождающих ее формирование, является важной задачей в науках о Земле. Мантийный магматизм проявлен в океанических бассейнах в двух главных геодинамических обстановках – спрединговой, создающей срединно-океанические хребты (СОХ); и внутриплитной, приводящей к образованию океанических островов и подводных поднятий. Океаническая литосфера образуется вдоль срединно-океанических хребтов, где происходит поднятие к поверхности мантийного материала и его частичное плавление. Канонический разрез океанической коры сложен осадочным слоем (1 слой), подушечными базальтами (слой 2А), базальтами и долеритовыми дайками (слой 2Б), габбро (слой 3) и ультраосновными породами (4 слой) (Snow, 1995). О природе нижних горизонтов океанической коры высказывались различные гипотезы. Хесс (Hess, 1977) предположил, что нижний слой океанической коры сложен серпентинизированными перидотитами, с другой стороны Канн и Христиансен полагали, что этот слой имеет базальтовый состав и сложен амфиболитами (Christensen, 1970; Бонатти *и др.*, 1973). В первые десятилетия изучения пород океанического фундамента синтез геофизических данных и результатов драгирования позволил отнести все плутонические образования океанической коры к ее третьему (наиболее глубинному) сейсмическому слою и рассматривать их как интрузивные аналоги толеитовых базальтов, слагающих 2 сейсмический (базальтовый) слой (Melson, Thompson, 1971; Thompson, Melson, 1972; Аументо *и др.*, 1973; Мелсон, Томпсон, 1973). Предполагалось, что обнажения габброидов и перидотитов в гребневой зоне СОХ приурочены к ее пересечению с крупными трансформными разломами,

которые при тектонических движениях обеспечивают перемещение этих пород к поверхности океанического дна (Bonatti *и др.*, 1971; Bonatti, Hamlyn, 1978; Bonatti *и др.*, 2005).

Мантийные перидотиты являются единственным прямым источником информации о вещественном составе земной мантии, а реконструкция магматических и постмагматических процессов образования мантийных перидотитов является одной из главных задач петрологии пород океанического фундамента. Геохимические и петрологические особенности мантийных пород, слагающих гребневую зону СОХ, изучавшиеся в разное время различными авторами, предоставили убедительные свидетельства неоднородности вещественного состава и условий магмогенерации (Bonatti, 1978; Dick, Bullen, 1984; Dick *и др.*, 1984; Kimball *и др.*, 1985; Dick, 1989; Bonatti *и др.*, 1992; Cannat *и др.*, 1992; Cannat, 1993; Cannat, 1996; Dosso *и др.*, 1999). Наибольшей изученностью характеризуются мантийные перидотиты Срединно-Атлантического (САХ) и Юго-Западно-Индийского хребтов (ЮЗИХ). Эти породы слагают протяженные подводные обнажения и были опробованы в многочисленных экспедициях не только при драгированиях, но и при глубоководном бурении. На всем протяжении СОХ имеет место чередование сегментов с мощным базальтовым слоем (Пенроузский тип) и сегментов, в которых базальтовый слой редуцирован и сложен преимущественно породами габбро-перидотитовой ассоциации (Хессовский тип) (Klein, Langmuir, 1987; Le Roex *и др.*, 1987; Bougault *и др.*, 1988; Dosso *и др.*, 1999; Силантьев, 2003). Резкие различия между вещественным обликом разреза Хессовской коры и «нормального» (Пенроузского) разреза определяют геохимическую и геодинамическую специфику образования пород и связанных с ними гидротермальных проявлений (Le Roex *и др.*, 1987; You *и др.*, 1996; Benoit *и др.*, 1999; Alt, Teagle, 2003; Silantyev *и др.*, 2008b).

Геохимические данные о составе и условиях образования мантийных перидотитов Тихого океана крайне малочислены и основываются на изучении шпинелевых перидотитов, сформированных в быстро-спрединговой обстановке (Восточно-Тихоокеанское поднятие) (Press *и др.*, 1986; Stosch *и др.*, 1986; Sinton *и др.*, 1991; Hekinian *и др.*, 1993; Dick, Natland, 1996; Natland, Dick, 1996; Niu, Hekinian, 1997b). Исследование мантийных шпинелевых перидотитов Восточно-Тихоокеанское поднятия

выявило их существенные отличия от перидотитов Атлантического и Индийского океана (Dick, Natland, 1996; Natland, Dick, 1996; Niu, Hekinian, 1997b).

2.2 Существующие сведения о строении мел-палеогенового фундамента северо-западной части Тихого океана. Геофизические исследования

Изучаемый район северо-западной части Тихого океана ограничен с юго-запада вулканической цепью Императорских подводных гор, с севера - Алеутским глубоководным желобом, с юга - северным окончанием Императорского трога и с востока разломной зоной Рэт. Специфика этого района заключается в характере расположения магнитных аномалий, которые параллельны Алеутскому желобу и становятся более древними при удалении от него (Lonsdale, 1988; Lonsdale *и др.*, 1993)



Рис. 1. Карта магнитных аномалий северо-западной части Тихого океана (Lonsdale, 1988). Желтыми кругами отмечены станции драгирования образцов в ходе рейса 2009 года.

(рис. 1). Это позволило Питману и Хэйсу (Pitman, Hayes, 1968) предположить, что одна из плит, существовавших в истории Пацифики, была целиком поглощена зоной субдукции. Позднее, Гроу и Этвортер (Grow, Atwater, 1970a), полагая, что гипотетическая плита всецело поглотилась зоной субдукции, назвали ее Кула (на языке гавайцев - «полностью ушедшая»).

В геодинамическом контексте геологической истории северо-западной части бассейна Тихого океана плита Кула подобна плитам Изанаги и Алук (часть юго-восточной океанической плиты Феникс), согласно (Lonsdale, 1988; Lonsdale *и др.*, 1993), которые должны в будущем полностью исчезнуть в Алеутской зоне субдукции восточной Азии и западной окраины северной Америки, соответственно. Магнитные аномалии, определяющие существование плиты Кула ограничивают время ее зарождения и ее последующие движения.

Риа и Диксон (Rea, Dixon, 1983) полагают, что плита Кула возникла при расколе плиты Фаралон при образовании позднемеловой рифтовой зоны. Почти вся новообразованная кора плиты Кула-Фаралон позднее погрузилась под Северную Америку, но кинематика плиты Кула-Пацифик позволила определить характер магнитных аномалий для датирования фундамента северо-западной части Тихого океана (рис 1) (Fullam *и др.*, 1973).

Из моделей (Grim, Erickson, 1969; Peter *и др.*, 1970) ясно, как и из предыдущих похожих реконструкциях (Jackson, 1978), что спрединг прекратился и плита Кула не «умерла» при погружении под алеутскую дугу (Pitman, Hayes, 1968; Grow, Atwater, 1970b). Вместо этого, она потеряла свою отдельную идентичность когда-то в эоцене, путем слияния с плитой Пацифик, в то время как большинство границ Кула - Пацифик было еще далеко от любого желоба, оставляя палеохребту Кула быть впоследствии субдуцированным.

Более поздние исследования Лонсдейла (Lonsdale, 1988) показали, что небольшой фрагмент плиты Кула и 75 км отрезок палео-рифта Кула-Пацифик сохранились в северо-западной части Тихого океана, примыкающей к западной части Алеутской дуги к северу от подводных гор Императорского хребта. Палео-рифт Кула-Пацифик

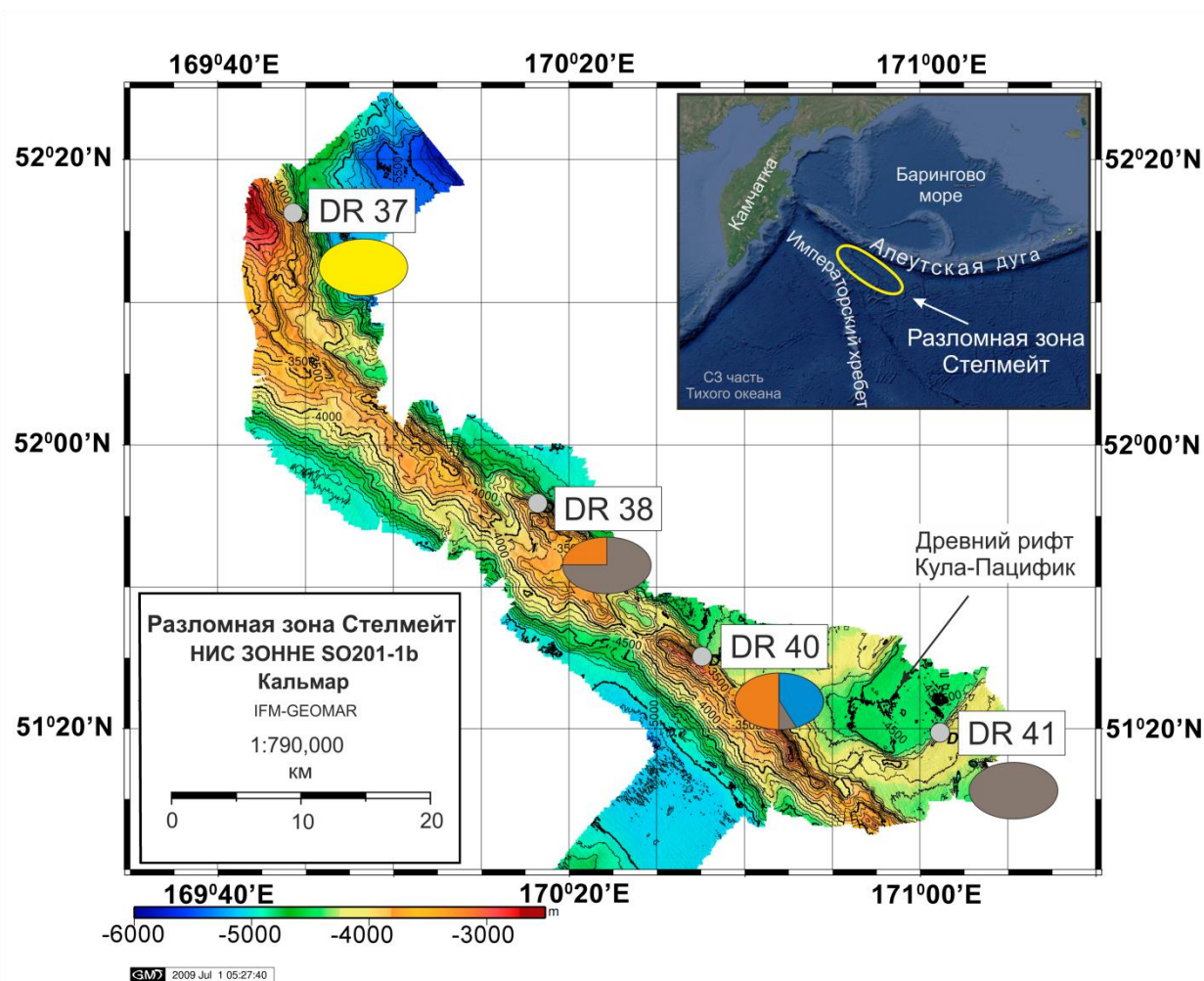


Рис. 2. Карта рельефа океанического дна и местоположения станций драгирования НИС «Зонне» в районе палео-трансформного разлома Стелмейт. Цветом обозначены типы драгированных пород: желтым – перидотиты, оранжевым – долериты, коричневым – базальты, синим – габбро. Изученные в этой работе перидотиты были драгированы на станции DR37 в северо-западной части хребта. По данным многолучевой батиметрической съемки НИС «ЗОННЕ» в ходе рейса SO201-1b (Sonne 2009).

расположен перпендикулярно Алеутскому желобу и ограничен с юга разломной зоной Стелмейт, выраженной морфологически в виде поперечного хребта (рис. 2).

Из хорошо картированного усеченного фланга возрастающего к югу от восточного Алеутского желоба не было получено прямой информации о том, когда спрединг Кула-Пацифик прекратил существование, так как не было обнаружено палеооси спрединга и ни одна из аномалий, моложе Аномалии 25 не избежала

субдукции, за исключением предварительно установленной в настоящее время Аномалии 24 в океанской впадине к востоку от 160° з.д. (Peter и др., 1970).

На основании картированной модели аномалий Тихоокеан-Фараллон в заливе Аляски (Вугне, 1979), сделал предположение, что спрединг хребта Кула прекратился 56 млн. лет назад. Енгебретсон и др. (Engelbreton и др., 1984) строили предположения, что спрединг продолжал существовать до тех пор, пока Тихоокеанская плита не сменила направление 43 млн. лет назад, но в этом случае, плита Кула имеет неопределенную 15 млн годовую эоценовую историю.

Изменение во вращении плиты Кула 55-56 млн. лет назад зависело от изменения направления спрединга, соответствующего зарождению алеутской субдукционной зоны, и было следствием окончательного изменения направления в плито-растягивающих напряжениях на океанической литосфере (Lonsdale, 1988). Изменения в направлении Кула-Североамериканских движений являются вероятным объяснением отделения континентальной части от северо-западной части тихого океана и его перемещением вокруг залива Аляска, и прекращением вулканизма в зоне дуги Аляска в раннем эоцене (Lonsdale, 1988). Прекращение спрединга Кула-Тихоокеан совпадает с главным изменением вращения плиты Тихоокеан, и последующим направлением схождения плиты Тихоокеан с Алеутской дугой, подобно направлению плиты Кула 55-43 млн. лет назад.

Согласно более поздним палеомагнитным данным Лонсдейл (Lonsdale, 1988) показал, что спрединг в рифтовой зоне Кула-Тихоокеан был ассиметричный и прекратился около 43 млн. лет назад. В этой работе было установлено, что узкий остаток прежней плиты Кула, северо-западной от данного палеоцентра спрединга, ограничен палеотрансформом Кула-Тихоокеан, с резко секущим хребтом у борта осадочно-заполненной трансформленной долины. Аномалии данного остатка показывают, что эоценовый спрединг Кула-Тихоокеан был резко ассиметричен (2:1).

2.3 Объект исследования. Геологическое положение

В северо—западной части Тихого океана между Алеутской дугой и Императорским трогом ($51^{\circ}16.28'$ с.ш., $169^{\circ}48.51'$ в.д. и $50^{\circ}01.00'$ с.ш., $174^{\circ}32.12'$ в.д.) располагается разломная зона Стелмейт. Последний сегмент плиты Кула длиной в 75 км примыкает с запад-юго-запада к оси Алеутского желоба в районе 171.50 в.д. и с юга ограничен разломом Стелмейт. Разлом Стелмейт является северо-западным окончанием палеотрансформа Кула-Пацифик и включает расположенный внутри него

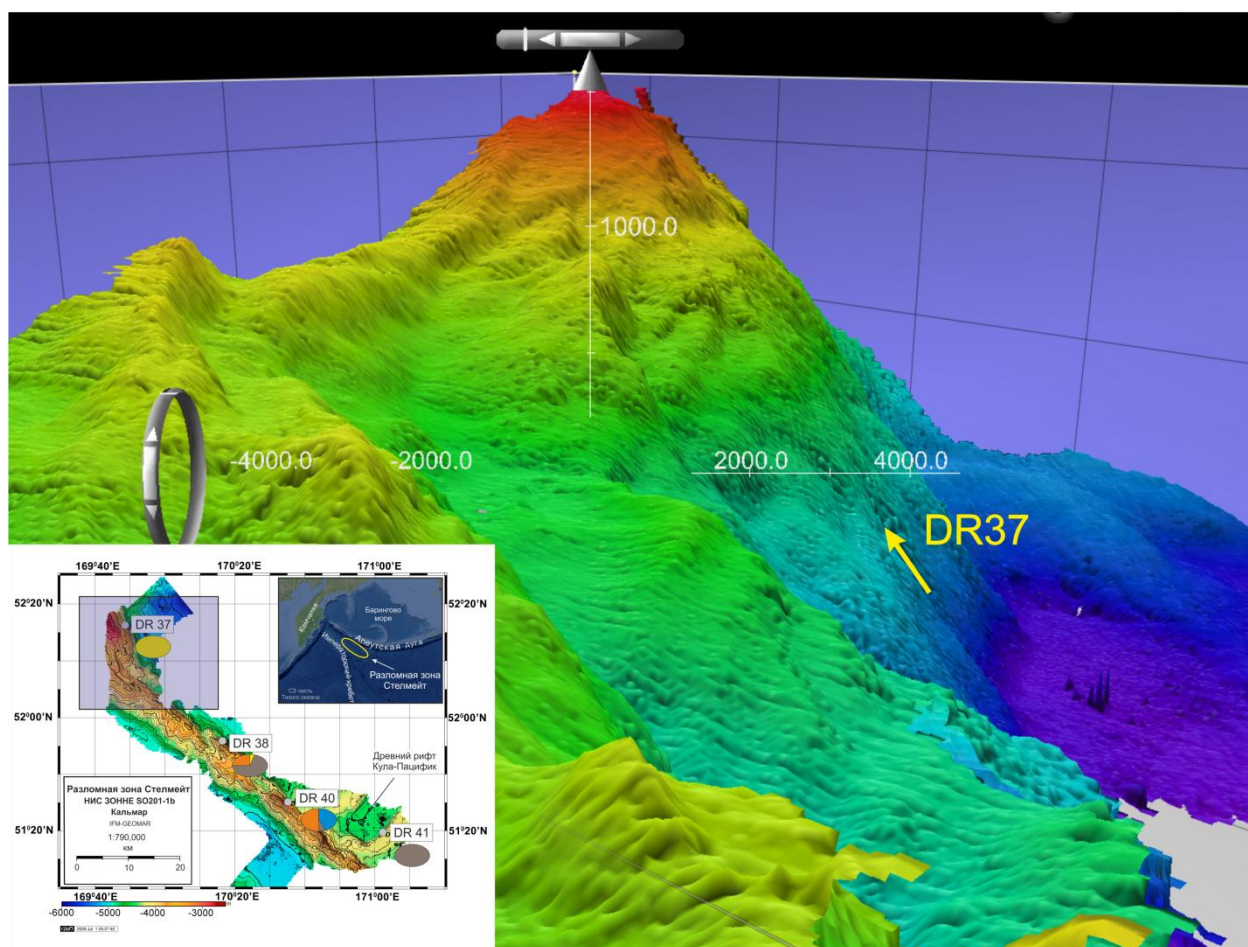


Рис. 3. Батиметрическая карта северо-западного окончания хребта Стелмейт.

одноименный поперечный хребет (рис. 2).

Объектом исследования данной работы стали породы хребта Стелмейт. Драгирование на хребте Стелмейт проводилось в 2009 году в ходе рейса SO201-1b НИС

«Зонне» в рамках российско-германского проекта KALMAR. Результаты проведенной в рейсе многолучевой батиметрической съемки подтверждают выводы более ранних работ (Lonsdale, 1988) и позволяют уверенно относить это поднятие к поперечным хребтам (“Transverse Ridge”) (рис. 3).



Рис. 4. Разрез океанической литосферы. Породы, собранные на станциях драгирования DR7, DR37, DR38, DR40, DR41 вдоль хребта Стелмейт описывают полный разрез литосферы.

представляющие полный разрез океанической литосферы канонического (Пенроузского) типа и включающие мантийные перидотиты (DR37), базальты, долериты (DR38), габбро, долериты, базальты (DR40), базальты (Dr41) и габбро, долериты, базальты и диориты (DR7) (рис. 4) (Sonne, 2009). На станции DR 37 на

По своей морфологии хребет Стелмейт аналогичен поперечным хребтам, простирающимся параллельно смежным трансформным разломам в современных океанических бассейнах и образованным в результате тектонического поднятия океанической литосферы вдоль трансформного разлома (Bonatti, 1978; Bonatti, Hamlyn, 1978; Saunders *и др.*, 1980; Bonatti, Michael, 1989; Bonatti *и др.*, 2005) (рис. 1).

В результате проведенных работ вдоль простирания хребта Стелмейт на пяти станциях было проведено драгирование, в результате которого были подняты породы,

восточном склоне северо-западного окончания хребта Стелмейт в диапазоне глубин 4600 - 3000 м. были подняты в различной степени измененные перидотиты (рис. 3).

Северо-западный сегмент хребта Стелмейт имеет сложное тектоническое строение и, возможно, включает литосферный блок верхнемелового возраста, согласно интерпретации, сделанной в работе (Lonsdale, 1988). Среди многочисленных обломков пород станции DR37 была отобрана коллекция из 13 представительных образцов, включающая аполерцолитовые серпентиниты (9 образцов) и сильно измененные аподунитовые окварцованные серпентиниты (4 образца).

2.4 Обоснование поставленных задач в диссертационной работе

Природа океанического фундамента в северо-западной части Тихого океана до сих пор остается практически неизученной и является белым пятном в существующих представлениях о геологической истории бассейна Тихого океана. К настоящему времени, какие либо геохимические данные о породах, слагающих хребет Стелмейт, отсутствуют. Геохимическое изучение отобранной коллекции дает уникальную возможность получить данные об условиях формирования океанической коры, слагающей в настоящее время северо-западную часть Тихого океана. Получение первых изотопно-геохимических данных позволит также оценить возраст хребта Стелмейт и определить возможную генетическую связь мантийных пород этого хребта с плитой Кула.

Работа направлена на детальную реконструкцию главных этапов формирования мантийных перидотитов разломной зоны Стелмейт северо-западной части Тихого океана и создания единой модели формирования хребта Стелмейт.

3. Методы исследования

3.1 Аналитические методы

3.1.1 Петрографические методы

Породы были детально исследованы в прозрачно-полированных шлифах под микроскопом Olympus BX51 в институте Геохимии и Аналитической химии им В.И. Вернадского РАН.

3.1.2 Методы валового анализа

Химический анализ валового состава породы был проведен в образцах, прошедшую предварительную подготовку. Образцы были раздроблены, фракция 1-5 mm была промыта деионизированной водой и истерта до размерности 200 меш в керамическом истирателе.

3.1.1.1 Рентгено-флуоресцентный анализ (XRF)

Содержание главных элементов был получены методом рентгенофлуоресцентного анализа в аналитической лаборатории ACME-Labs (Ванкувер, Канада). Для проведения анализа порошки пород сплавлялись с $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7/\text{LiBO}_2$. Аналитический фон для всех элементов составлял менее 0.01 мас. %. Результаты измерения стандартных образцов показали правильность анализов 0.02 отн. % и воспроизводимость данных 0.01 отн. % .

3.1.1.2 ICP-MS

Определение содержания рассеянных элементов в породах был проведен в Институте Наук о Земле при Университете им. Христиана-Альбрехта (г. Киль, ФРГ) методом индукционно-связанной плазмы (ИСП-МС, Inductively coupled plasma mass-spectrometry, ICP-MS). Анализы были выполнены при помощи квадрупольного спектрометра индукционно-связанной плазмы Agilent 7500с с отсутствием газа в октопольной реакционной ячейке. Подробная методика описана в работе (Garbe-Schönberg, 1993).

3.1.2 Методы локального анализа

3.1.2.1 Электронный микрозондовый анализ

Изученные в работе реликты первичных минералов анализировались в прозрачно-полированных шлифах и в односторонне полированных препаратах, приготовленных из отобранных под микроскопом мономинеральных фракций размерностью 0.25-1 мм и смонтированных в «шашки» из эпоксидной смолы диаметром 25 мм. Состав породообразующих минералов изучался в Центре изучения океана им. Гельмгольца (GEOMAR, г. Киль, ФРГ) на электронном микроанализаторе JEOL JXA 8200, оборудованном 5-ю спектрометрами с дисперсией по длинам волн, в том числе спектрометрами высокочувствительного Н-типа для высокоточного анализа микроэлементов. Минералы анализировались при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе зонда 20 нА для пироксенов и 50 нА для шпинели. Для точечного анализа минералов электронный пучок фокусировался до 1 микрона. Для анализа клино- и ортопироксенов, содержащих продукты низкотемпературного распада твердого раствора (рис. 5), использовался расфокусированный до 50 микрон электронный пучок, что позволило оценивать валовый состав пироксенов.

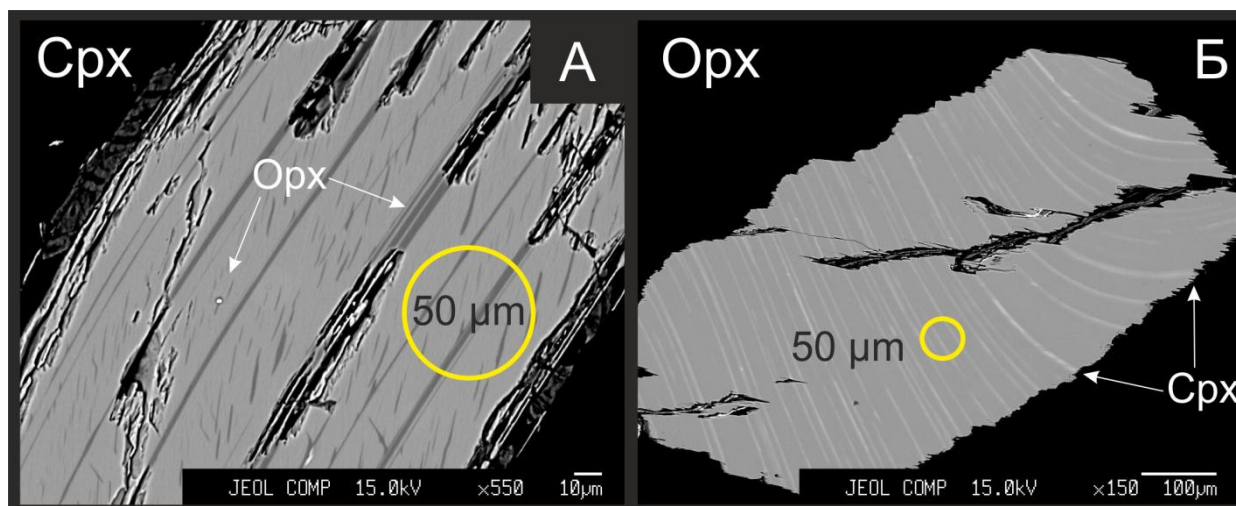


Рис. 5. Фотографии зерен клинопироксена и ортопироксена в отраженных электронах.

Для калибровки использовались природные стандарты из коллекции Смитсоновского Института (Jarosewich *и др.*, 1980). Для контроля качества анализа в начале и в конце каждой аналитической сессии, а также после каждых 50 анализов,

проводился анализ пироксена (USNM 12214 Kakanue Augite), хромита (USNM 117075) и ильменита (USNM 96189) (Jarosewich *и др.*, 1980). Для получения электронных изображений использовался режим сканирования отраженных электронов (режим так называемого «COMPO Image») при токе 20 нА.

3.1.2.2 Метод индукционно-связанной плазмы с лазерной абляцией

Измерение содержания рассеянных элементов в пироксенах изучаемых образцов проводился в Институте Наук о Земле при Университете им. Христиана-Альбрехта (г. Киль, ФРГ) методом индукционно-связанной плазмы с лазерной абляцией. Для анализа использовались эксимерный лазер COMPeXPro™ в системе GeolasPro фирмы Coherent, совмещенный с оптическим микроскопом Olympus, и квадрупольный спектрометр индукционно-связанной плазмы Agilent 7500с. Для анализа зерна пироксенов заливались эпоксидной смолой (EpoThin фирмы Buehler) в плексиглазовый диск. Для первичной калибровки анализировались стекла NIST612, BCR-2G, GOR- 132, KL-2G и BM90-21 (Jochum *и др.*, 2009).

Все образцы и стандарты анализировались по аналогичной процедуре, которая включала измерение фона в течение 20 сек и анализ образца в течение 60 сек. Диаметр лазерного пучка составлял 50 микрон, энергия 10 J/cm², частота импульсов 10 Hz. В качестве референсного изотопа использовался ³⁰Si. Отношение ThO⁺/Th⁺ во время анализов составляло менее 0.5%.

Концентрации элементов рассчитывались по формуле:

$$C_i = I_i / I_{30Si} * C_{SiO_2} * K,$$

где I_i и I_{30Si} - интенсивности ионного тока изотопа i и ^{30}Si , C_{SiO_2} концентрация оксида кремния в образце, K – калибровочный коэффициент.

$K = (C_i^{std} / C_{SiO_2}^{std}) / (I_i^{std} / I_{30Si}^{std})$, рассчитывался по данным измерения стекла BCR-2G.

3.1.2.2.1 КОРРЕКТИРОВКА АНАЛИЗА

Полученные данные в ходе анализа зерен пироксена на содержание рассеянных элементов обрабатывались в программе Glitter. В ходе измерения рассеянных элементов методом индукционно-связанной плазмы с лазерной абляцией были обнаружены всплески высоких концентраций элементов (Ba, Zn, Cu, Sr, Rb) (рис 6), вследствие попадания небольшого количества вторичного материала в область прохождения луча.

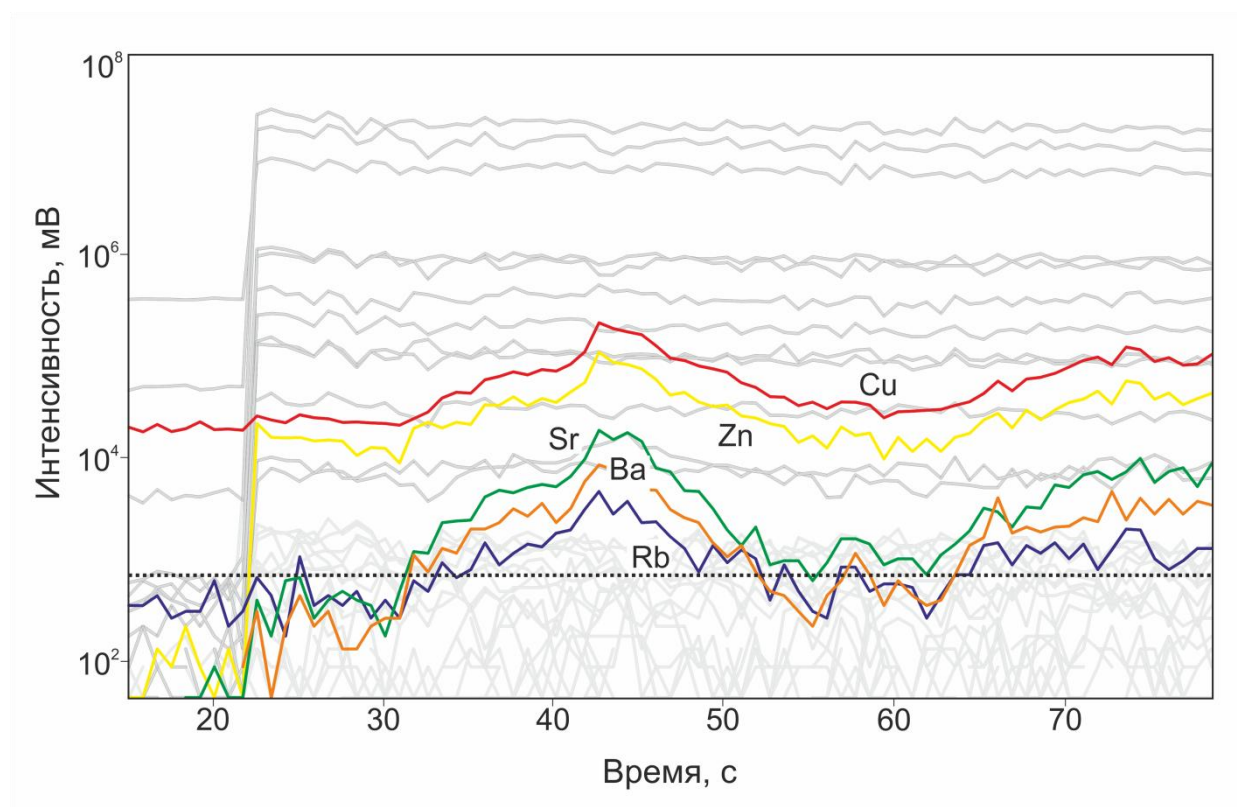


Рис. 6. Пики интенсивности элементов при измерении рассеянных элементов в клинопироксенах методом индукционно-связанной плазмы с лазерной абляцией.

Изучаемые породы хребта Стелмейт претерпевали сильные вторичные изменения на дне океана. Вторичный материал, преимущественно серпентинитового состава концентрировался вокруг зерен и, судя по всему, вдоль спайности минерала. При прохождении луча лазера перпендикулярно спайности захватывался вторичный материал и наблюдались скачки в спектрах интенсивности некоторых элементов. Для

решения этой проблемы и получения истинного состава первичных минералов в программе Glitter подобные участки не учитывались при пересчете на конечную концентрацию элементов.

3.1.3 Методы изотопной геохимии

3.1.3.1 ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ КИСЛОРОДА

Изотопный анализ кислорода проведен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН методом фторирования с применением лазерного нагрева (Sharp, 1990). Отобранные фракции минералов (масса 1-2 мг) нагревались с помощью CO₂-лазера в атмосфере пентафторида брома. Выделенный кислород очищался от примесей продуктов реакции и подавался в систему двойного напуска масс-спектрометра DELTAplus (Finnigann). Измерения проводились относительно рабочего эталона, калиброванного в шкале VSMOW. Правильность изотопного анализа контролировалась путем измерений изотопного состава кислорода международных стандартов граната UWG-2 ($\delta^{18}\text{O}=5.80\text{ ‰}$ (Valley *и др.*, 1995)) и кварца NBS-28 ($\delta^{18}\text{O}=9.58\text{ ‰}$) в пределах каждой измерительной серии. Воспроизводимость величин $\delta^{18}\text{O}$, полученных данным методом составляет $\pm 0.1\text{ ‰}$ (1 σ).

3.1.3.2 ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ Rb-Sr и Sm-Nd СИСТЕМ

Анализ изотопного состава Sr, Nd и Pb в исследуемых образцах был проведен в научном центре морских исследований Гельмгольц (ГЕОМАР) в г. Киль (ФРГ). Все образцы были сначала промыты в 2N HCl при температуре 70C° в течение 60 минут, а потом трижды в 18.2MΩ воде. Разложение образцов и выделение элементов Sr-Nd-Pb методом элюентной хроматографии проходило по стандартной процедуре, описанной в (Hoernle *и др.*, 2008).

Определение изотопного состава проводилось на твердофазном масс-спектрометре Triton (Sr-Nd) и MAT262 RPQ²⁺ TIMS (Pb) в статическом мультиколлекторном режиме. Изотопные отношения Sr и Nd нормализованы с учетом $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, соответственно. Ошибки измерения представлены в виде -2σ , аналитическая ошибка $-(2\sigma/\sqrt{n})$. Sr-Nd стандарты

измерялись в ходе измерения образцов (3-5 раз для каждого стандарта) и сравнивались с предыдущими значениями, полученными в этой лаборатории. Подобный способ измерения стандартов позволяет получить наилучший результат и контроль качества измерения. Измерения стандартов показали NBS987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710250 \pm 0.000009$ (26 измерений) и La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511850 \pm 0.000006$ (29 измерений). Изотопные отношения Pb были дважды нормированы методом двойного изотопного разбавления (Hoernle *и др.*, 2011). Полученные данные были скорректированы на значения NBS981 (107 измерений, полученные за 2009-2011 гг.) для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9420 \pm 0.0029$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4999 \pm 0.0027$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7257 \pm 0.0071$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.91488 \pm 0.00005$ и $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.16773 \pm 0.00009$.

3.1.3.3 Rb-Sr ДАТИРОВАНИЕ

Анализ изотопного состава Rb и Sr был проведен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН. К точно отмеренной навеске растертого материала добавлялся смешанный трассер ^{84}Sr - ^{85}Rb . После этого проба разлагалась в смеси кислот HF+HNO₃ в соотношении 5:1. Выделение Rb и Sr проводилось на хроматографических колонках методом элюэнтной хроматографии (Kostitsyn *и др.*, 1995). Измерение изотопного состава проводилось на твердофазном масс-спектрометре Triton TL. Измерение Rb проходило в двухленточном режиме, а Sr – в одноленточном с добавлением танталового эмиттера. Погрешность определения величины отношения стронция $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - 1%. Для контроля качества измерения был использован стандарт SRM-987.

3.2 Моделирование

3.2.1 Плавление источника

С целью установления параметров мантийного плавления было проведено геохимическое моделирование составов шпинели (Cr#, Ti) и клинопироксенов (REE, Ti) изученных лерцолитов.

Клинопироксен. Использовалась модель критического немодального плавления исходной четырех фазовой ассоциации оливин-клинопироксен-ортопироксен-шпинель

для низкобарных условий и оливин-клинопироксен-ортопироксен-гранат для высокобарных условий (Shaw, 1970; Johnson *и др.*, 1990; Sobolev, Shimizu, 1993; Sobolev *и др.*, 1996; Zou, Zindler, 1996; Zou, 1998; Zou, 2000; Hellebrand *и др.*, 2001; Liu *и др.*, 2008), Существенное обеднение перидотитов несовместимыми элементами достигается при плавлении по фракционному механизму или механизмам, близким к фракционному (критическое, динамическое) (Maaloe, Scheie, 1982; Johnson, Dick, 1992; Соболев, Шимизу, 1992; Sobolev, Shimizu, 1993; Batanova *и др.*, 1995; Tsameryan, Sobolev, 1996; Sobolev, 1997; Dick *и др.*, 2010). Химический состав модельного мантийного источника принимался соответствующим деплетированной мантии (DDM), (Salters, Stracke, 2004a), а его минеральный состав и реакция плавления были взяты из работы (Zou, 1998; Brunelli *и др.*, 2006) (см. приложение, табл. 12).

В расчетах была использована единая формула для фракционного и критического плавления (Hellebrand *и др.*, 2002a; Brunelli *и др.*, 2006).

$$C_{res} = C_0 \frac{1}{1-X} \left\{ 1 - \frac{X[P + \Phi(1-P)]}{D + \Phi(1-P)} \right\}^{1/[\Phi+(1-\Phi)P]}$$

C_{res} – концентрация элемента в рестите (рестит + остаточный расплав);

C_0 – концентрация элемента в источнике;

P, D – валовые коэффициенты распределения элемента между кристаллическим веществом и расплавом: $D_0 = \sum k d^{i/l} * X_{0,i}$, где $X_{0,i}$ - мода плавления фазы i в расплаве, $P = \sum k d^{i/l} * p^i$, где p^i – мода плавления фазы i ;

Φ – отношение массы расплава к массе кристаллического вещества;

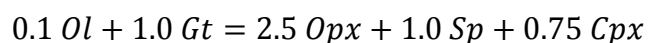
$$X = \frac{F - \Phi}{1 - \Phi}$$

где F – степень плавления.

Если пренебречь остаточной пористостью ($\Phi = 0$) уравнение описывает фракционное немодальное плавление по (Shaw, 1970). В этом случае расплав был полностью отделен от источника ($X = F$).

В моделировании использовались коэффициенты распределения редкоземельных элементов клинопироксен/расплав из работ (Blundy *и др.*, 1998; Suhr *и др.*, 1998; Zou, 1998; Zou, 2000; Brunelli *и др.*, 2006). В моделировании при различных фациях глубинности учитывались разные наборы коэффициентов (Johnson *и др.*, 1990; Hellebrand *и др.*, 2002a; Brunelli *и др.*, 2006) (см. приложение, таблица12), так как коэффициенты распределения минерал/расплав сильно зависят от давления и температуры. В пределах одной фации глубинности влиянием температуры и давлением пренебрегалось, коэффициенты были приняты постоянными.

Моды плавления в источнике и моды плавления были взяты из работ (Johnson *и др.*, 1990). Были построены модельные тренды рестита, равновесного с расплавом, образованного в шпинелевой и грантовой фациях глубинности. Реакция перехода из гранатовой в шпинелевую фацию была описана (Johnson et al 1990):



Шпинель. Степень частичного плавления мантийных шпинелевых перидотитов может быть оценена по величине хромистости шпинели (Dick, Bullen, 1984; Hellebrand *и др.*, 2002a; Hellebrand *и др.*, 2002b). Состав модельного мантийного источника принимался соответствующим деплетированной мантии (DDM, (Salters, Stracke, 2004b)), степень плавления источника была рассчитана по формуле из (Hellebrand *и др.*, 2002a):

$$F = 10 * \ln (Cr\#Sp) + 24$$

где F – степень плавления, Cr# Sp – хромистость шпинели.

3.2.2 Влияние плавления рестита в гранатовой фации на хромистость шпинели.

Существующие модели оценки степени плавления мантийных перидотитов (F_{sp}) основаны на составе шпинели мантийных перидотитов (Hellebrand et al. 2002).

$$F_{sp} = 10 * \ln (Cr\#Sp) + 24 \quad \{1\},$$

Эти модели не учитывают возможность начала плавления перидотитов в условиях гранатовой фации (Brunelli *и др.*, 2006; Hoernle *и др.*, 2008). В данной работе была предпринята попытка оценки эффекта плавления в гранатовой фации на хромистость ликвидусной шпинели после перехода из гранатовой в шпинелевую фации глубинности при адиабатическом подъеме мантийного вещества.

Для оценки изменения содержания Al_2O_3 в мантийных реститах при различных степенях плавления в гранатовой фации глубинности были использованы экспериментальные данные из работы К. Херцберга (Herzberg, 2004). В интервале степеней плавления 0-12% эти данные описываются уравнением:

$$\text{Al}_2\text{O}_3 = -24.341 \cdot F_{ga}^2 - 0.5475 \cdot F_{ga} + 4.205 \quad \{2\}$$

где F_{ga} - степень плавления перидотита в гранатовой фации, Al_2O_3 - содержания Al_2O_3 в рестите (в мас.%).

Для оценки хромистости шпинели ($\text{Cr}\#\text{Sp}$) от состава перидотита в шпинелевой фации были использованы данные по валовому составу шпинелевых перидотитов и составу шпинели в них (Niu, Hekinian, 1997b; Baker, Beckett, 1999). Уравнение имеет вид:

$$\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.3193 \cdot \text{Cr}\#\text{Sp}^{-1.033} \quad \{3\}$$

Комбинируя уравнения {2} и {3} можно оценить хромистость шпинели в мантийном перидотите после различных степеней плавления в гранатовой фации в момент перехода из гранатовой в шпинелевую фации глубинности.

$$\text{Cr}\#\text{Sp} = (-76.234 \cdot F_{ga}^2 - 1.7147 \cdot F_{ga} + 13.1694)^{-0.968} \quad \{4\}$$

Дальнейшее изменение $\text{Cr}\#\text{Sp}$ при плавлении в шпинелевой фации описывается уравнением {1} (Hellebrand et al. 2002).

Согласно полученным данным плавление в гранатовой фации оказывает небольшое влияние на хромистость шпинели (0.6 мол% на 10% плавления). В связи с этим оценки степени плавления перидотитов по уравнениям из работы (Hellebrand et al.

2002) приводят к сильной недооценке общей степени плавления, если оно начиналось в гранатовой фации. В этой работе оценка общих степеней плавления проводилась на основе анализа систематики сосуществующих шпинели и клинопироксена, позволяющей получить информацию о ранних стадиях плавления в гранатовой фации.

Таблица 1. Содержания Al_2O_3 мас% в ликвидусной шпинели и хромистости шпинели при плавлении рестита в шпинелевой и гранатовой фациях.

Плавление рестита	Хромистость шпинели Cr#Sp	Содержания Al_2O_3 в рестите, мас%
Шпинелевая фация	0.107	3.98
Гранатовая фация	0.123*	3.91

* - Полученные данные

3.2.2 Оценки физико-химических параметров кристаллизации методами численного моделирования

Методом численного моделирования при помощи программного пакета Petrolog 3 (Danyushevsky, Plechov, 2011) был воспроизведен первичный расплав для базальта гайота Детройт. В программе Petrolog-III реализована пошаговая схема моделирования кристаллизации. На каждом единичном шаге кристаллизации из расплава вычитается тот минерал, у которого псевдоликвидусная температура максимальна. Такой алгоритм моделирования кристаллизации позволяет использовать независимо друг от друга модели описывающие равновесие каждого минерала с расплавом (Danyushevsky, Plechov, 2011). В программе заложена возможность использования наборов коэффициентов распределения рассеянных элементов на основе сложных моделей распределения например, (Kinzler *и др.*, 1990; Beattie, 1993).

Для расчета были использованы составы стекла и пикритов Детройта. Путем расчета прямой и обратной задачи был получен состав первичного расплава. В результате, по разности содержания алюминия был получен корректировочный

коэффициент, на который была произведена нормировка содержания редких элементов стекла Детройт.

3.2.3 Моделирование низкотемпературных изменений

Моделирование низкотемпературных изменений проводилось с помощью термодинамического расчета с учетом кинетики растворения минералов, разработанного в (Zolotov, Mironenko, 2007). Эта методика реализована в программном комплексе GEOCHEQ (Мироненко *и др.*, 2008). Низкотемпературное преобразование (выветривание) серпентинитов имитировалось прохождением большого количества волн водного раствора через один и тот же объем породы. Этот раствор в одном из рассмотренных сценариев соответствовал по составу атмосферным осадкам, в другом - морской воде. Продолжительность единичного взаимодействия составляла 0.05 года. Всего через модельный блок серпентинита было пропущено около 2 млн. волн водного раствора. Отношение вода-порода оценивалось для субаэрального сценария по соотношению масс выпадающих атмосферных осадков и породы, подвергающейся выветриванию; для подводного - исходя из проницаемости породы. Взаимодействие в системе порода-раствор осуществлялось при температуре 15°C и давлении 1 бар. Удельная площадь поверхности серпентинита была принята 1 м²/г (подобные значения этого параметра приводятся в (Josef *и др.*, 2007). Для вторичных минералов в расчетах использовалась удельная площадь поверхности кварца 0.02 м²/г (Worley, 1994).

При обоих сценариях моделирования (субаэральный и подводный) учитывались кинетико-термодинамические параметры для следующих минеральных фаз: аморфный кремнезем, арагонит, гематит, гетит, гриналит, дафнит, доломит, иллит, железистый тальк, кальцит, калиевый монтмориллонит, кальциевый монтмориллонит, клинохлор, магнезит, натриевый монтмориллонит, нонтронит (железистый монтмориллонит), сидерит, тальк, хризотил. При сценарии взаимодействия серпентинита с морской водой для расчетов были также доступны пирит и пирротин.

Исходный состав серпентинита, использованный в расчетах, соответствовал составу обр. DR 37-14. Эта порода состоит из 70% серпентина, 15% ортопироксена, 7% клинопироксена, 5% шпинели и 3% оливина. Выбор состава этой породы, а не

серпентинизированного дунита (в качестве исходного) мотивирован следующими причинами: 1) невозможностью оценить объемные соотношения породообразующих минералов в протолите окварцованных аподунитов; 2) вероятные различия, существовавшие в валовом составе протолита аполерцолитовых серпентинитов и аподунитовых пород, не могут повлиять на характер главных трендов моделируемых сценариев выветривания. Следует также заметить, что приведенная выше оценка параметров химического состава протолита аподунитовых пород, как уже была отмечено, весьма приближительна. При моделировании использовались следующие составы исходных минералов: серпентин – $Mg_{2.5}Fe_{0.5}Si_2H_4O_9$, ортопироксен – $Mg_{1.69}Ca_{0.05}Na_{0.01}Fe_{0.18}Al_{0.17}Si_{1.91}O_6$, клинопироксен – $Mg_{0.89}Ca_{0.585}K_{0.07}Na_{0.55}Fe_{0.08}Al_{0.21}Si_{1.91}O_6$, шпинель – $Mg_{0.89}Fe_{0.425}Al_{1.79}O_4$, оливин – $Mg_{1.8}Fe_{0.2}SiO_4$. В описанной модели в подводном сценарии с серпентинитом взаимодействовала стандартная морская вода с $pH = 7.8$. Для субаэрального сценария состав дождевой воды задан чистой водой с содержанием растворенного CO_2 , соответствующего давлению CO_2 в атмосфере ($4 \cdot 10^{-4}$ бар) и значением $pH = 5.5$. В обоих случаях модельная система была открыта в отношении CO_2 .

Выводы

1. В работе было использовано несколько аналитических методов. Для анализа пород был применен рентгено-флуоресцентный анализ (XRF). Анализ минералов производился при помощи электронного микрозондового анализа (главные элементы), методом индукционно-связанной плазмы (ICP-MS) и индукционно-связанной плазмы с лазерной установкой (элементы-примеси). В работе были использованы наиболее современные и эффективные методы для детальной геохимической характеристики пород и минералов.
2. Проведенный анализ клино- и ортопироксенов на электронном микроанализаторе при помощи расфокусированного до 50 микрон электронный пучок позволил получить истинный состав первичных пироксенов.
3. Повторная корректировка данных по содержанию рассеянных элементов в пироксенах, полученных методом индукционно-связанной плазмы с лазерной абляцией, позволила учесть захват вторичного материала и получить состав первичных минералов.
4. Для оценки абсолютного возраста хребта Стелмейт и условий метаморфизма был проведен анализ изотопного состава в породах и минералах Rb-Sr и Sm-Nd систем.
5. Для оценки условий формирования окварцованных дунитов был получен изотопный состав кислорода в породах и главных породообразующих минералов.
6. С целью установления параметров мантийного плавления перидотита использовалась модель критического немодального плавления рестита (Shaw, 1970; Johnson *и др.*, 1990; Sobolev, Shimizu, 1993; Zou, 1997; Zou, 1998; Zou, 2000).
7. Проведенные расчеты по оценке влияния хромистости шпинели в гранатовой фации плавления рестита показали, что эффект плавления рестита в гранатовой фации оказывает небольшое влияние на хромистость шпинели (около 2% на 10% плавления).

8. Для определения условий метаморфизма был применен метод термодинамического моделирования с учетом кинетики растворения минералов в программном комплексе GEOCHEQ.

4. Петрография и минералогия пород

4.1 Особенности петрографии пород

Изученная коллекция включала 13 образцов, представленных сильно измененными перидотитами. По петрографическим признакам протолита изученные породы относятся к двум группам: лерцолиты и дуниты (см. Приложение). Лерцолиты в значительной степени серпентинизированы. Дуниты серпентинизированы и окварцованы. Ассоциация первичных минералов в изученных породах представлена оливином, ортопироксеном, клинопироксеном и шпинелью, в различной степени замещенных вторичными минералами. В дунитах обнаружен кварц (до 80%), замещающий серпентин с четко выраженной характерно петельчатой структурой.

4.1.1 Шпинелевые лерцолиты

Аполерцолитовые серпентиниты представлены желтовато-зеленой породой. Текстура породы неоднородная, структура аполерцолитовых серпентинитов петельчатая (рис 7). Ортопироксен встречается в виде крупных зерен от 0.6 до 3 мм. и распространен в породе на 10%. Зерна ксеноморфные, по многим зернам развиваются баститовые псевдоморфозы серпентина. Замещение происходит из центра зерна к периферии.

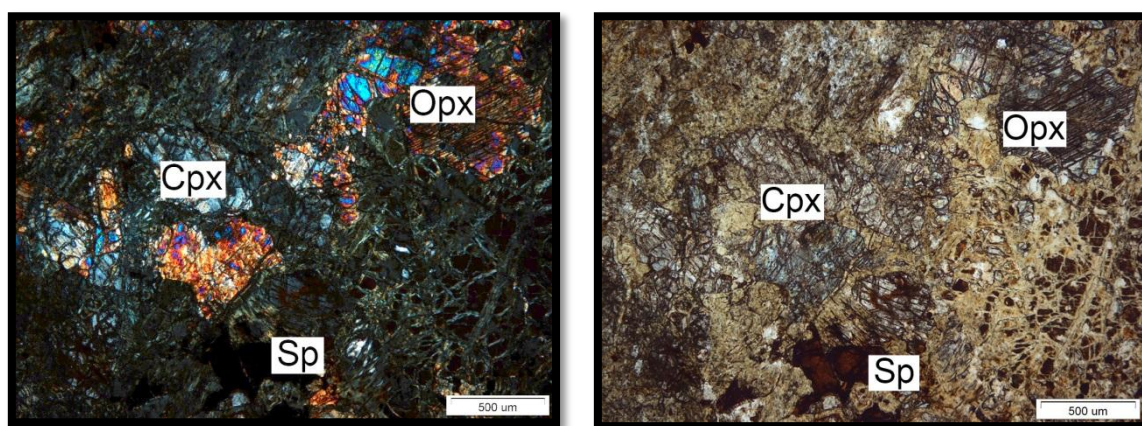


Рис. 7. Микроскопическая фотография шлифа А. в скрещенных николях. Б. в параллельных николях.

Клинопироксен в аполерцолитовых серпентинитах встречается в виде зерен размерностью до 0.1 мм (в редких случаях до 0.4 мм) и составляют до 10-15 % породы (рис. 7). Зерна распределены по породе неравномерно и наиболее обильны вокруг крупных зерен ортопироксена. Зерна ксеноморфные, иногда встречаются гипидиоморфные. Некоторые зерна клинопироксена замещаются кальциевым амфиболом, образующим гомоосевые псевдоморфозы. При наложении деформаций псевдоморфный характер замещения постепенно затухивается. При этом образуются тонкие пластинки кальциевого амфибола.

Тонкие ламелли клинопироксена (толщиной до 1 микрона), продукты распада твердого раствора, также присутствуют в ортопироксене. В шлифе обнаружены нацело замещенные серпентином зерна оливина. Реликты зерен оливина достигают размером от 0.2 мм. до 0.4 мм. В породе наблюдается много рудного минерала до 3-4 %, представленного четкими крупными зернами шпинели. Образцы практически нацело

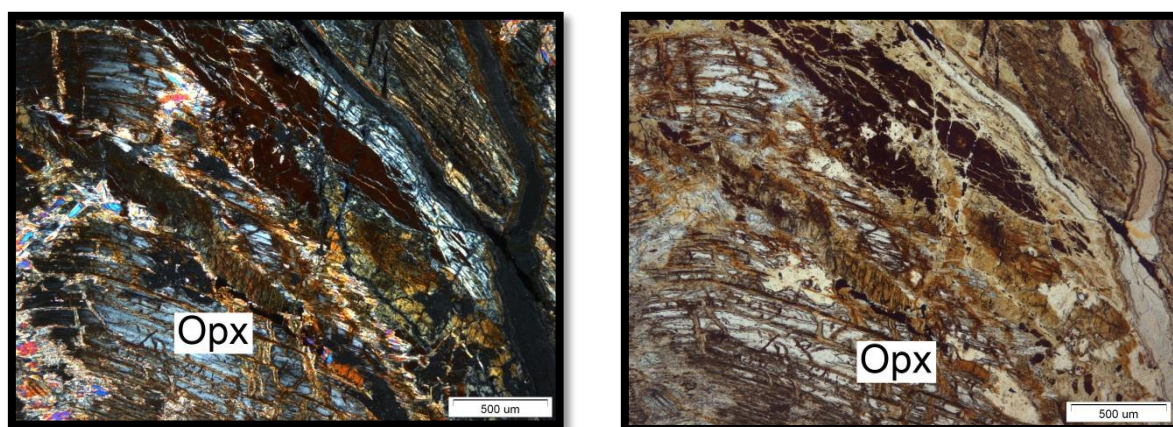


Рис. 8. Микроскопическая фотография шлифа образца DR37-15. А. в скрещенных николях. Б. в параллельных николях.

замещены серпентином, до 80-100%. Серпентин представлен петельчатым хризотилом.

В образце DR37-15 (рис.8) наблюдаются признаки синтектонической перекристаллизации. Этот перидотит обладает полосчатой текстурой. В шлифе отчетливо прослеживаются следы твердо-пластичных деформаций при стрессовых нагрузках, обусловленные изгибанием отдельных слоев ортопироксена.

В некоторых образцах аполерцолитовых серпентинитов обнаружен кварц или аморфный кремнезем (около 1-2%).

4.1.2 Дуниты

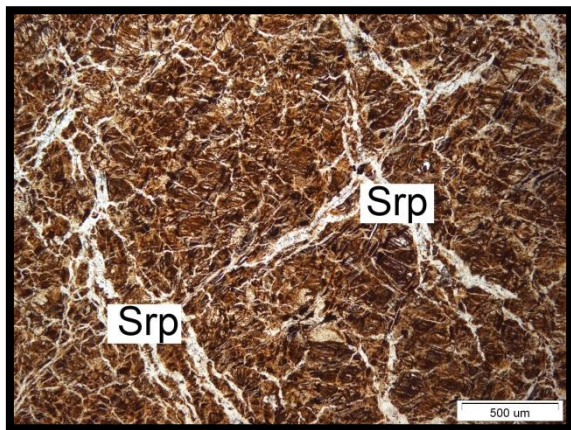


Рис. 9. Микроскопическая фотография прожилков серпентина в образце DR37-3 в параллельных николях.

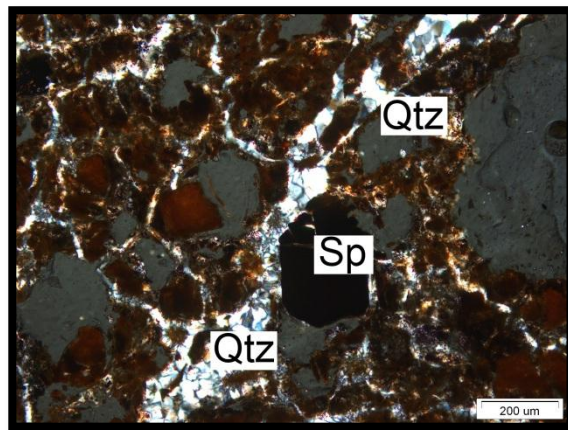


Рис. 10. Микроскопическая фотография зерен шпинели и следы низкотемпературного замещения в образце DR37-1 в скрещенных николях.

Сильно измененные аподунитовые окварцованные серпентиниты выглядят как светло рыжие породы без макроскопически различимых первичных фаз. Эти породы обладают типичной для аподунитовых серпентинитов петельчатой структурой (рис.9) и сложены преимущественно кварцем и подчиненными хлоритом, серпентином и гидроокислами железа; присутствуют также реликты первичной красно-бурой шпинели.

Клинопироксен в аподунитовых серпентинитах встречается крайне редко и не был обнаружен в шлифах. Проанализированные пироксены представляют собой единичные гомогенные фрагменты кристаллов без следов распада твердого раствора зерна, отобранные из дробленной фракции породы размерностью 0.25-0.5 мм.

В аподунитовых серпентинитах широко проявлены специфические низкотемпературные изменения (рис.9, 10). Все силикатные фазы замещены кварцем и аморфным кремнеземом (рис.11). Аподунитовые окварцованные серпентиниты

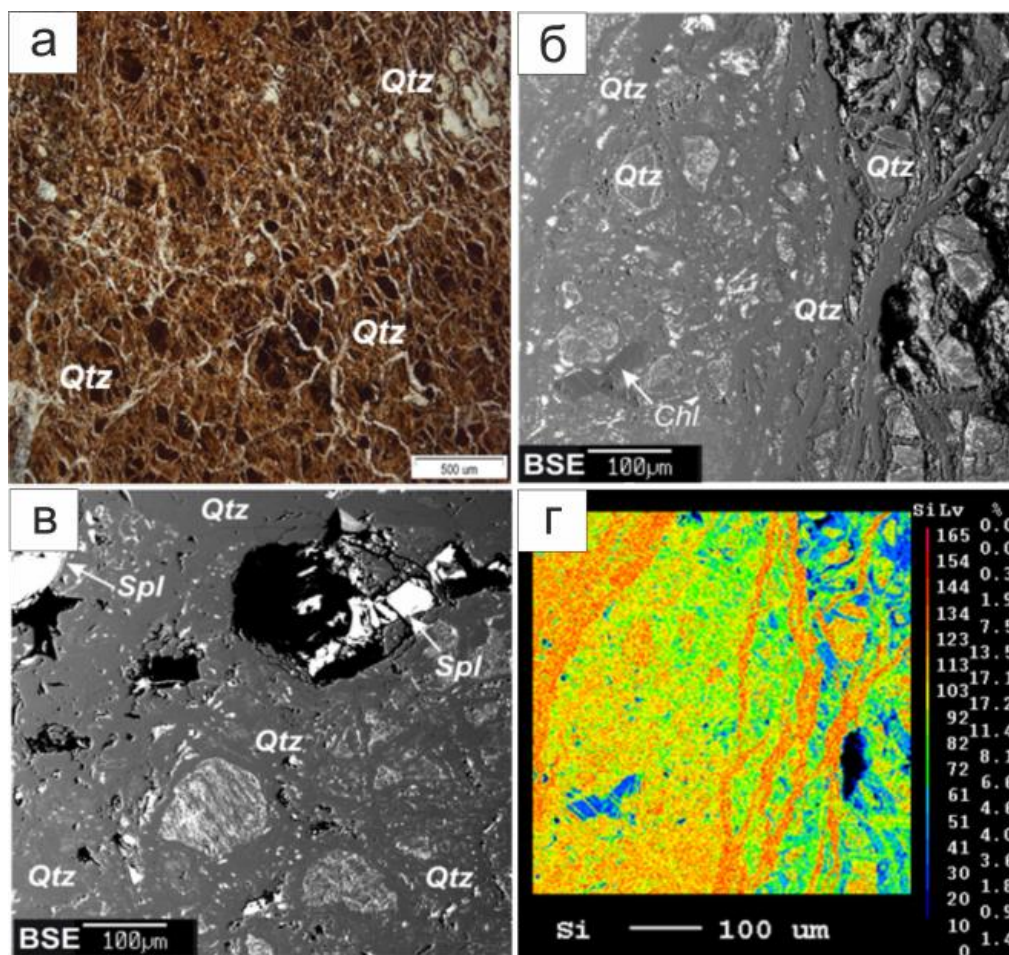


Рис. 11. Текстурные особенности окварцованных дунитов разломной зоны Стелмейт. (а). Фрагмент образца DR37-2. Бывшие ядра оливина замещены микрокристаллическим агрегатом кварца с примесью оксидов железа. (б), (в) и (г) Фрагмент образца DR37-4 в переходной зоне от брекчеевидной (правая часть) к массивной (левая часть) текстуре. б, в - Изображение в отраженных электронах; г - распределение содержания Si. Бывшие ядра оливина и жилы, секущие породу, представлены микрокристаллическим или аморфным кварцем. Матрица представлена агрегатом кварца с примесью оксидов магния и железа.

характеризуются значительно большей степенью замещения первичных минералов (до 70-90%), чем аполерцолитовые серпентиниты.

Практически полное окварцевание аподунитов резко отличает эти породы от известных продуктов гидротермального преобразования и низкотемпературного (придонного) выветривания перидотитов океанической коры (Силантьев *и др.*, 2009).

4.2 Геохимия и минералогия пород

4.2.1 Петрохимия и геохимия перидотитов разломной зоны Стелмейт

Породы хребта Стелмейт, собранные на станции DR37, представлены серпентинизированными лерцолитами и окварцованными дунитами. Составы главных элементов пород хребта Стелмейт приведены в таблице 2 и на рисунке 12.

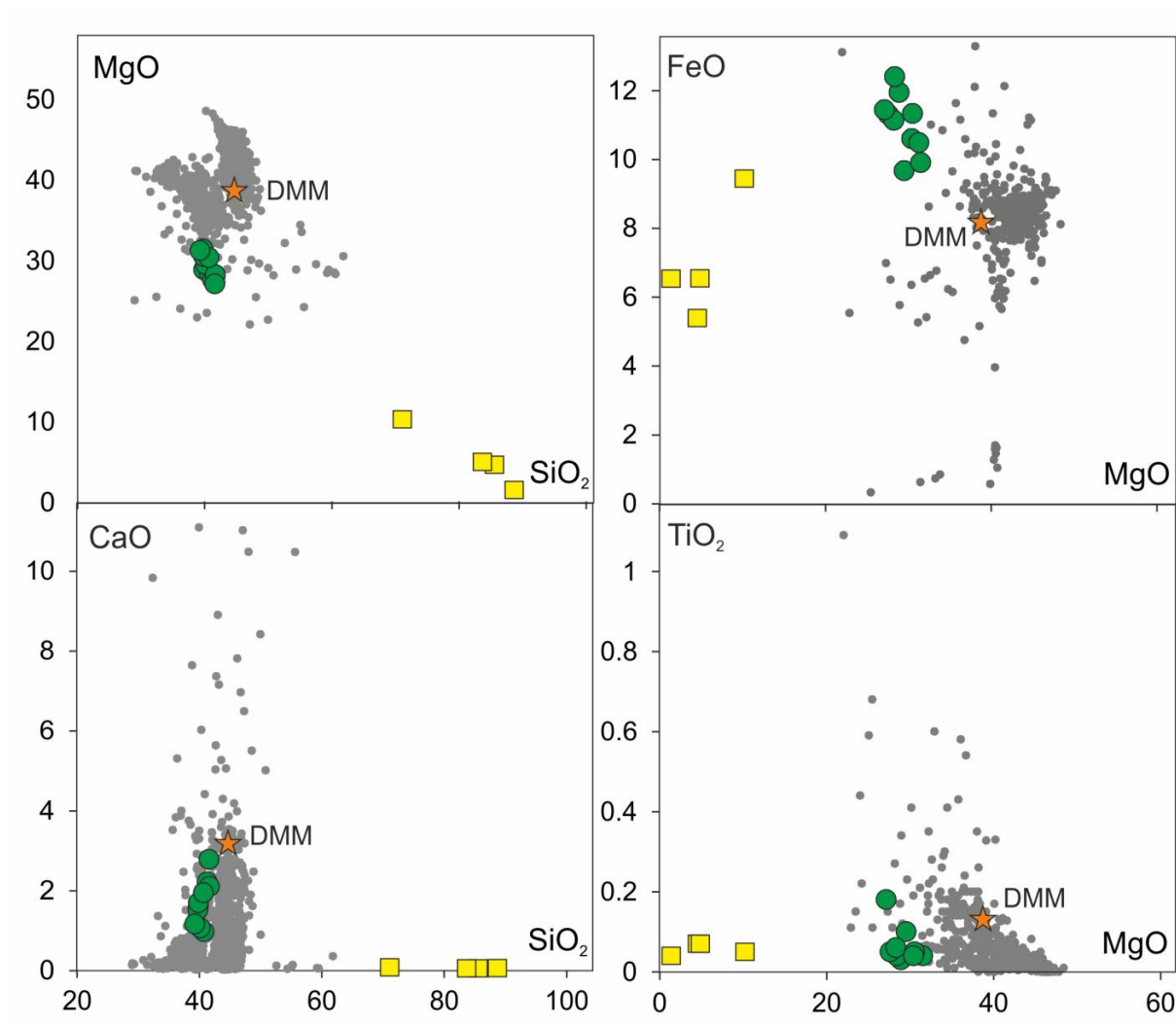


Рис. 12. Вариации содержания главных элементов в перидотитах хребта Стелмейт. Желтые квадраты – окварцованные аподунитовые породы, зеленые кружки – аполерцолитовые серпентиниты, серые кружки – поле абиссальных перидотитов COX, DMM – состав деплетированной мантии.

Окварцованные дуниты представляют отдельную группу, резко отличающуюся от типичных абиссальных перидотитов. Породы характеризуются существенно более

высоким содержанием SiO_2 (71.1 – 88.7 мас.%), низким MgO (1.39-10.24 мас.%), CaO (0.03-0.06 мас.%), чем серпентинизированные лерцолиты. В образце DR37-2 наблюдаются экстремально высокие содержания кремнезема и, в то же время, наиболее низкие содержания MgO (SiO_2 – 88.70 мас.%, MgO – 1.39 мас.%). Пониженные содержания MgO могли бы свидетельствовать о карбонатизации породы, но, в этом случае, было бы сложно объяснить столь высокие концентрации кремнезема. В работе (Силантьев *и др.*, 2012а) была проведена грубая оценка состава протолита окварцованных серпентинитов и было выявлено, что геохимические данные

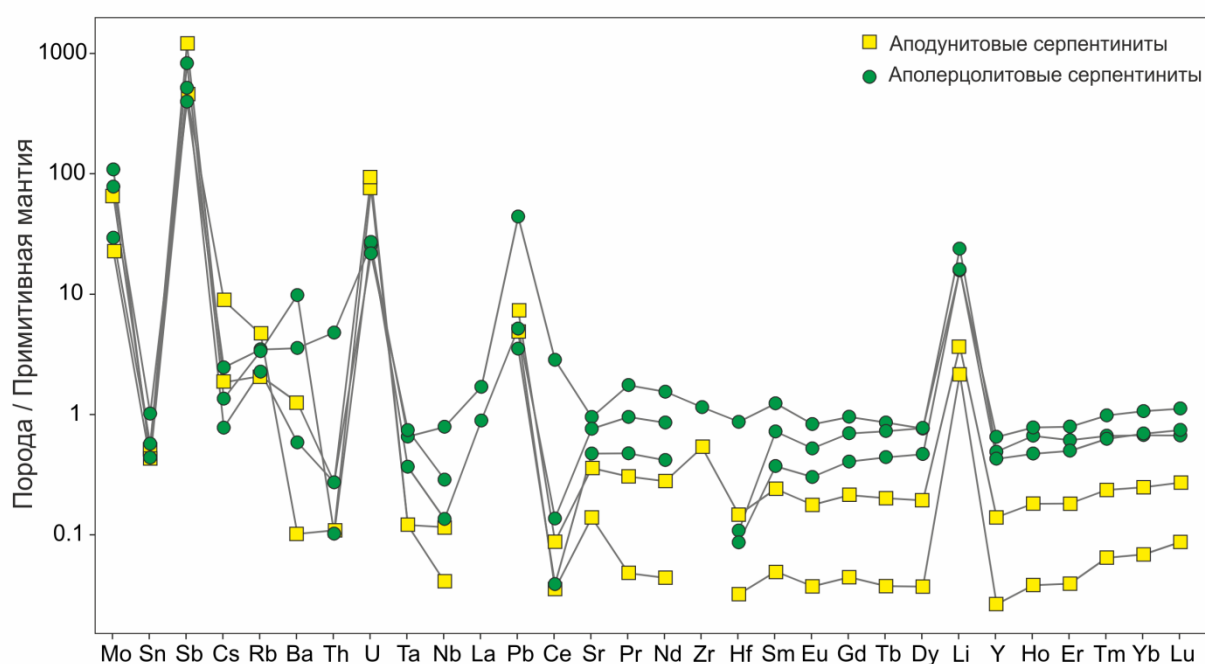


Рис. 13. Характер распределения редких элементов в перидотитах хребта Стелмейт, нормированных на примитивную мантию (McDonough and Sun 1995).

подтверждают первично «дунитовую» природу протолита этих пород.

Аполерцолитовые серпентиниты находятся в области составов абиссальных перидотитов COX. Однако геохимические признаки начальной стадии окварцевания проявлены также и в этих породах, о чем свидетельствует отрицательная корреляция между содержаниями SiO_2 и MgO и отклонение составов аполерцолитовых серпентинитов в область несколько более низких содержаний MgO , по сравнению с

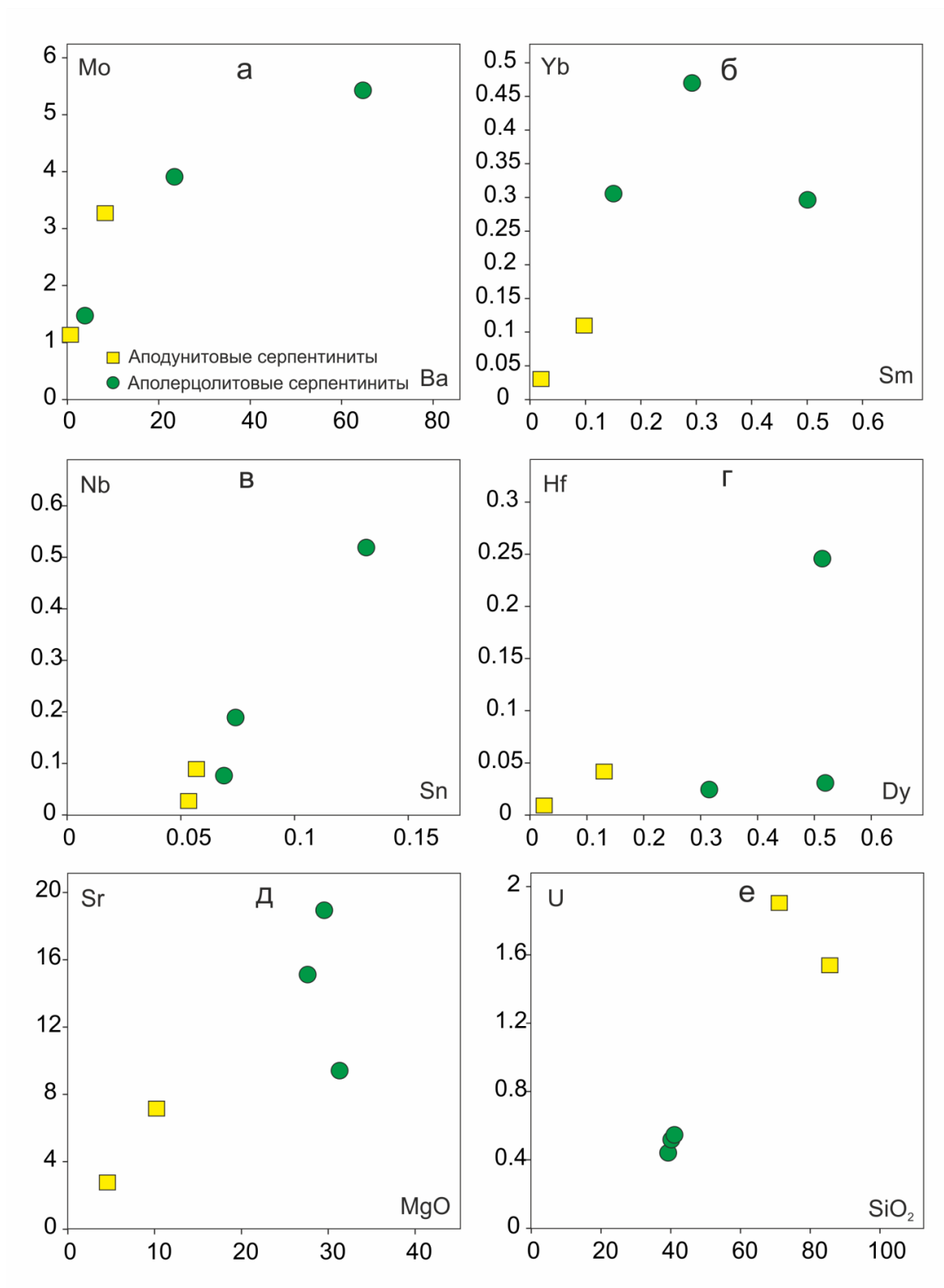


Рис. 14. Вариации содержания главных и редких элементов в перидотитах хребта Стелмейт. Желтые квадраты – окварцованные аподунитовые породы, зеленые кружки - аполерцолитовые серпентиниты.

перидотитами САХ (Силантьев *и др.*, 2012а). В аполерцолитовых серпентинитах наблюдаются пониженные содержания FeO (9.67-12.4 мас.%) и слегка повышенные содержания TiO₂, Na₂O и CaO (TiO₂ = 0.03 – 0.18 мас.%, Na₂O = 0.26 – 0.49 мас.%, CaO = 0.96 – 2.78 мас.%) относительно поля составов абиссальных перидотитов.

4.2.2 Геохимия

Наиболее представительные серпентиниты (3 аполерцолитовых и 2 аподунитовых) были охарактеризованы по содержанию элементов-примесей. Спектры содержания редких элементов аполерцолитовые серпентинитов (табл. 3, рис. 13), нормированных на примитивную мантию, обладают явно выраженными максимумами по Mo, Sb, U, Pb, Li и относительными минимумами по Ce и Hf.

Картина распределения редких элементов в серпентинитах показывает одинаковое поведение элементов-примесей с небольшим закономерным обогащением для большинства элементов. Однако образец DR37-8 отличается более высокими содержаниями Ba, Th, Ce и Hf. Окварцованный аподунит DR37-4 характеризуется сильно обедненным спектром всех элементов, кроме Mo, Sb, U, Li. Спектры содержания РЗЭ, нормированные на хондрит (рис 15), имеют плоскую форму с

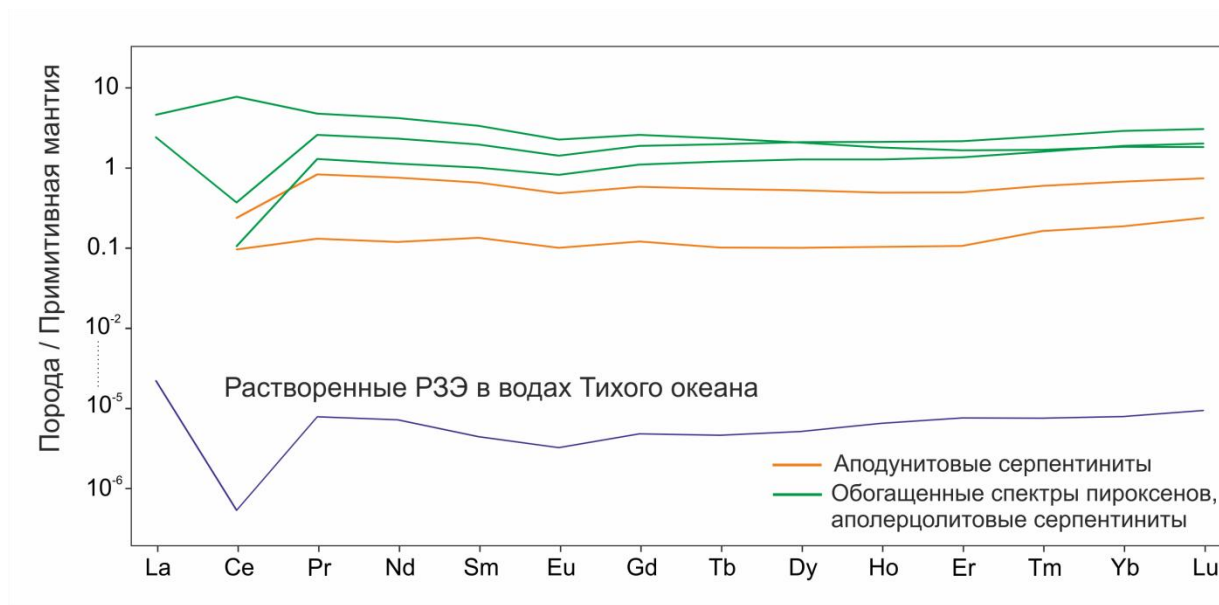


Рис. 15. Распределение редких элементов в ортопироксенах в перидотитах Стелмейт, нормированные на хондрит.

выраженным минимумом по Се, отражающим взаимодействие пород с морской водой. Содержания РЗЭ коррелируют с увеличением содержаний Nb и Ta. При увеличении SiO_2 в породах наблюдается увеличение содержания U и понижение концентраций Sc, Co, Ni, Sr и РЗЭ.

На рисунке 14 показаны некоторые вариационные диаграммы элементов-примесей в аполерцолитовых серпентинитах и окварцованных дунитах. Выделяются хорошие корреляции Nb с Sn и РЗЭ и отсутствуют корреляции с более несовместимыми элементами (Sc, Mo, Ba). В изученных образцах наблюдается увеличение концентрации урана с ростом содержания кремнезема. Четкая корреляция, проявленная между стронцием и MgO, может быть обусловлена десерпентинизацией перидотитов и постепенным замещением серпентина кварцем.

4.2.3 Изотопный состав Sr, Nd и Pb

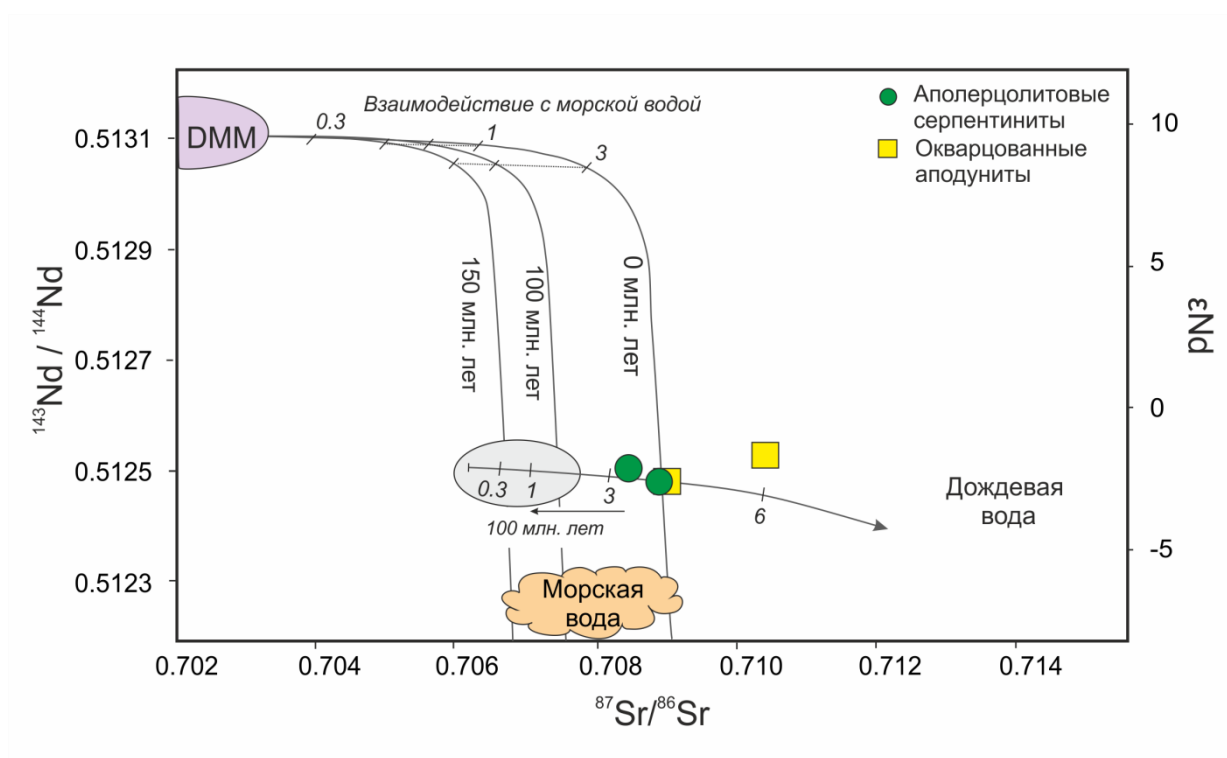


Рис. 16. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в перидотитах РЗ Стелмейт. Серое поле характеризует составы перидотитов, нормированных на возраст. Линиями показаны линии смешения деплетированной мантии, морской воды в разное время и метеорной воды.

Две группы перидотитов разломной зоны Стелмейт (аполерцолитовые серпентиниты и окварцованные дуниты) были проанализированы на изотопный состав Sr, Nd и Pb. Аполерцолитовые серпентиниты (DR37-9, DR37-14) и окварцованные дуниты (DR37-3, DR37-4) имеют близкие изотопные отношения Nd (рис. 16) в узком диапазоне значений ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512504\text{--}0.512554$; $\epsilon\text{Nd} = -2 \text{--} -3$) (табл. 11).

Поправка на возраст, определенный ранее (Lonsdale, 1988), составляет 0.1 – 0.2 ϵNd и попадает в предел ошибки измерения. По изотопным отношениям Sr породы обеих групп имеют повышенные относительно мантийных значения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.708428\text{--}0.710365$) и близки к отношению в морской воде (современное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70923$) (рис. 16). На рисунке также отмечены линии смешения деплетированной мантии ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70263$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51313$) и морской воды в нынешнее время ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70923$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512504$), 100 млн. лет назад ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70750$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51241$) и 150 млн. лет назад ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70670$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51242$). Полученные отношения показывают очень высокие отношения вода/порода, сильно выше 1.

На графике также нанесен тренд смешения серпентинизированного лерцолита DR37-14, нормированного на 100 млн. лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70784$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512529$) с не морской водой с изотопным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ выше 0.71200. Полученный тренд может охарактеризовать изотопные отношения стронция в окварцованном дуните DR37-3.

Измеренные изотопные отношения Pb близки для трех измеренных образцов (DR37-3, DR37-4 и DR37-9) и резко отличаются от аполерцолитового серпентинита (DR37-14). Основная группа пород имеет сильно радиогенные изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 21.02\text{--}22.33$ и умеренные значения изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.65\text{--}15.72$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.11\text{--}38.56$ (рис. 17, 18). Образец DR37-14 имеет аномально высокие отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39.99$ и умеренные значения по $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.40$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.99$ (табл.11). На рисунке 17 и 18 стрелками показаны расчеты модельного возраста перидотитов Стелмейт и полем область составов базальтов плиты Кула.

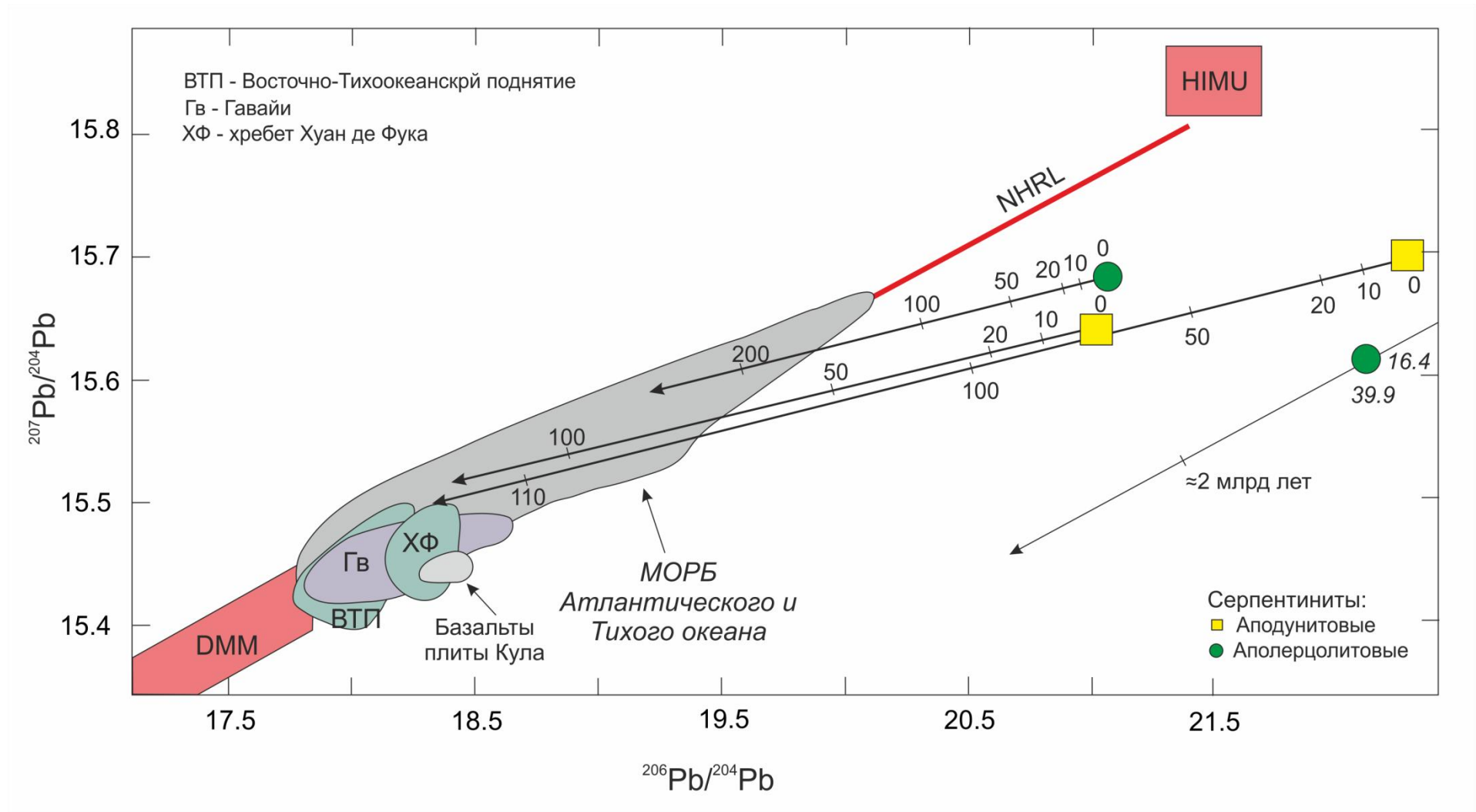


Рис. 17. Поведение изотопных отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в перидотитах Стелмейт. Серым цветом обозначено поле средних составов МОРБ, фиолетовым – поля районов Тихого океана, зеленым – поля районов Атлантического океана (Hart, 1984; Vidal *и др.*, 1984; Hamelin, Allegre, 1985; Wilson, 1989).

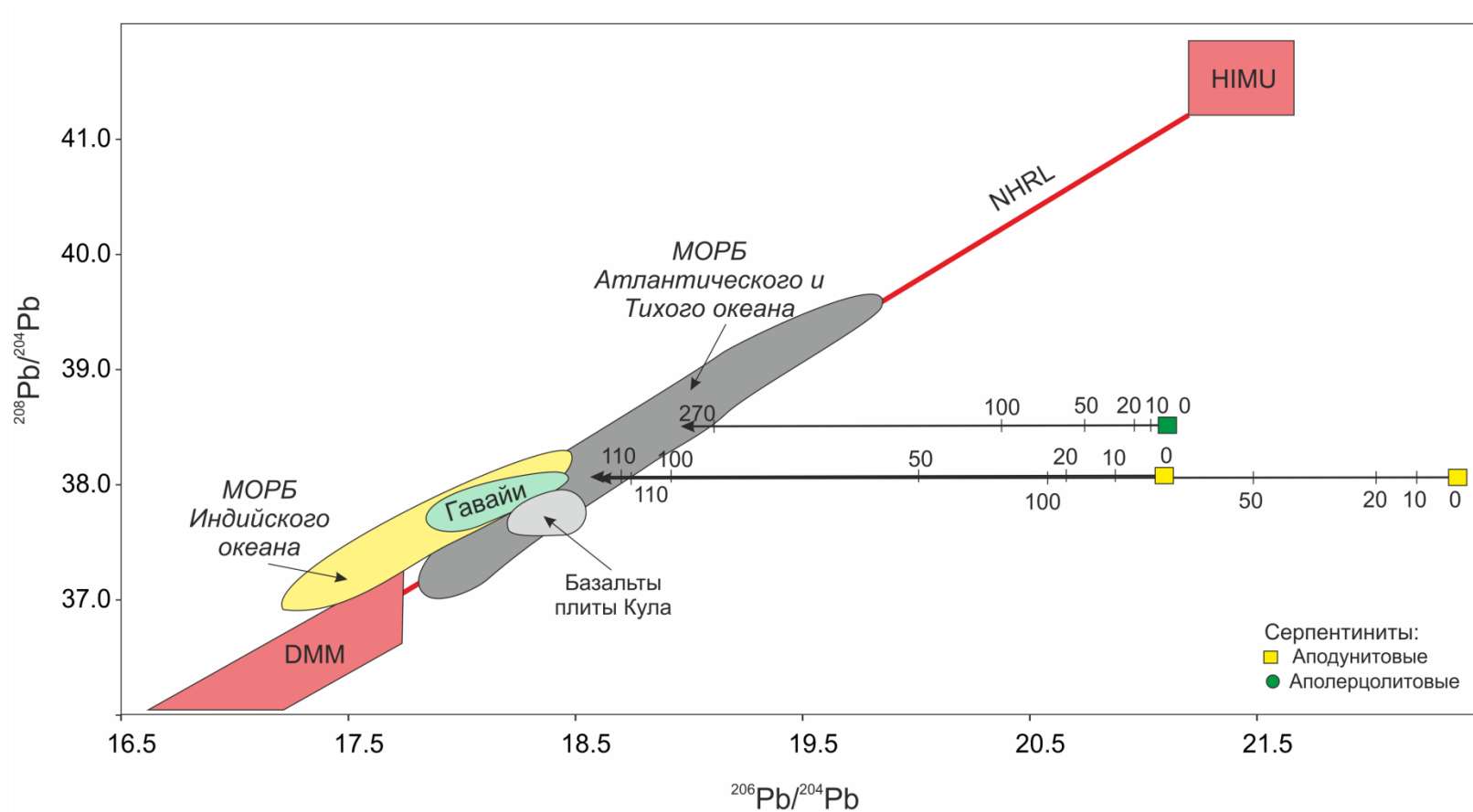


Рис. 18. Поведение изотопных отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в перидотитах Стелмейт. Серым цветом обозначено поле средних составов МОРБ Атлантического и Тихого океанов, желтым – МОРБ Индийского океана, зеленым – поле составов Гавайев, серым – поле составов базальтов Кула (Hart, 1984; Vidal *и др.*, 1984; Hamelin, Allegre, 1985; Wilson, 1989).

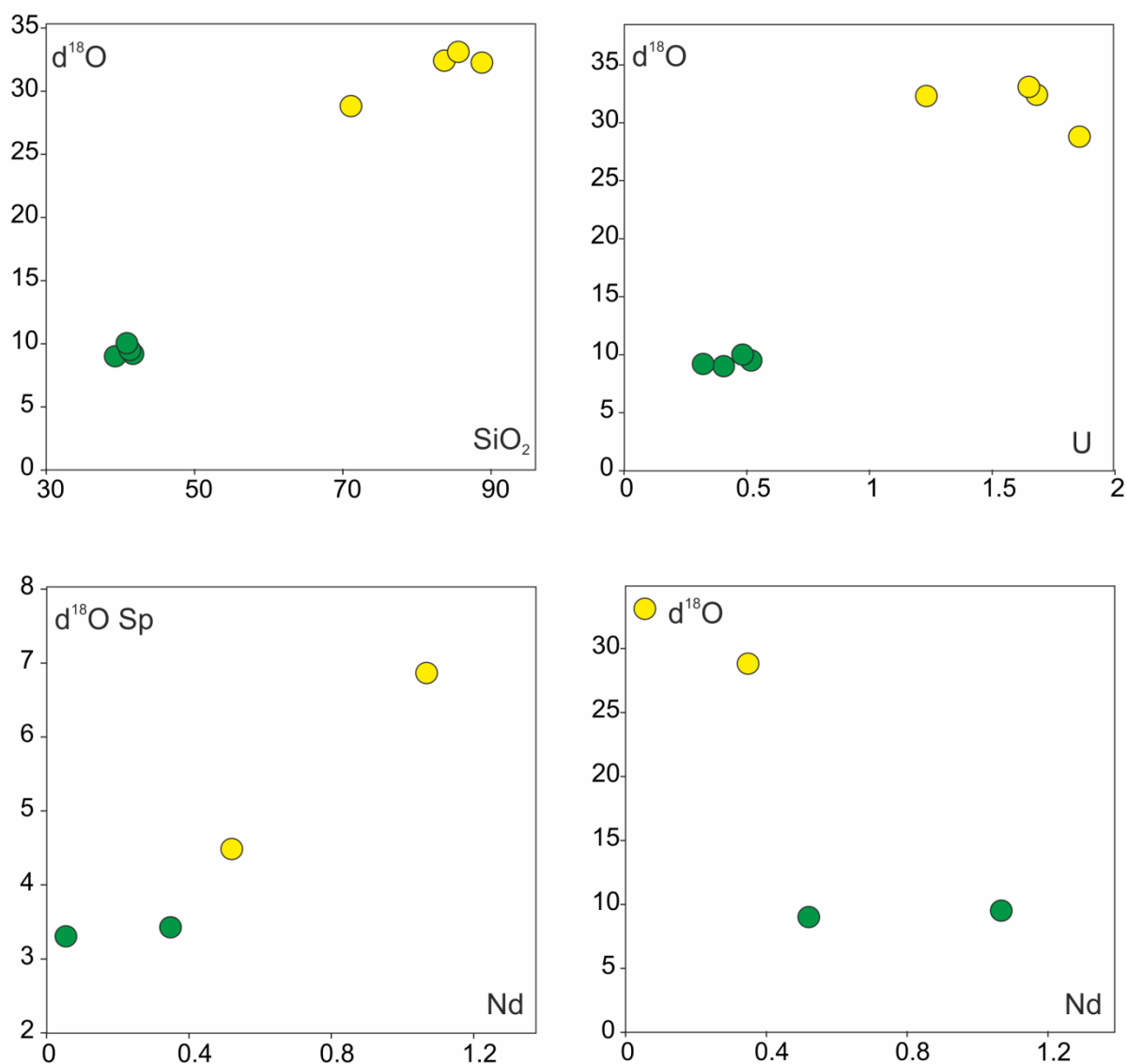


Рис. 19. Вариации содержания главных, редких элементов с изотопным составом кислорода.

4.2.4 Изотопный состав кислорода

Изотопное отношение кислорода было померено для валового состава 4-х аполерцолитовых серпентинитов и 4-х окварцованных дунитов. Аполерцолитовые серпентиниты характеризуются высокими значениями $d^{18}\text{O}$ (9.0 – 10.0 ‰), сильно превышающими типичные мантийные значения (5 – 5.5 ‰) (табл. 9). Окварцованные аподуниты характеризуются очень высокими значениями $d^{18}\text{O}$ (28.8 – 33.1 ‰) и свидетельствуют об обогащении образцов относительно SMOW (стандартная средне

океаническая вода). Наблюдается закономерное увеличение содержания кремнезема, урана в породах и изотопным составом кислорода $d^{18}\text{O}$ вала породы (рис. 19). Изотопные отношения стронция в породе имеет умеренную положительную корреляцию с изотопным составом кислорода $d^{18}\text{O}$ вала породы.

Неодим в изученных образцах характеризуется строго отрицательную корреляцию с составом кислорода $d^{18}\text{O}$ в породе. Значения $d^{18}\text{O}$ в серпентинитах варьируют от 0 до +10 ‰ (Agrinier, Cannat, 1997; Pope *и др.*, 2012), в осадках варьирует от +5 до +25 ‰, а в морских известняках наблюдаются более тяжелый кислород от +28 до 30 ‰ (Фор, 1989). Полученные изотопные характеристики кислорода в изученных серпентинитах превышают типичные значения $d^{18}\text{O}$ для океанических серпентинитов и близки по значениям к осадкам.

4.3 Минералогия

4.3.1 Первичные минералы. Главные элементы

Ассоциация первичных минералов в изученных породах представлена ортопироксеном, клинопироксеном, шпинелью, в различной степени замещенных вторичными минералами. Для простоты обсуждения реконструкции магматической эволюции в тексте эти породы будут именоваться по петрографическому типу протолита.

Клинопироксен из лерцолитов имеет умеренномагнетиальный ($\text{Mg\#}=91.7-92.4$, где $\text{Mg\#}=100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) и хромистый ($\text{Cr\#}=0.12-0.16$, $\text{Cr\#}=\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$) состав, отвечающий клинопироксенам из умеренно деплетированных перидотитов COX ($\text{Na}_2\text{O}=0.19-0.41$ мас. %, $\text{TiO}_2=0.06-0.15$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3=3.59-5.48$ мас. %, $\text{Cr}_2\text{O}_3=0.82-1.18$ мас. %, $\text{NiO}=0.06-0.09$ мас. %) (рис. 20, табл. 4). Клинопироксен из окварцованного аподунита DR37-3 резко отличается по составу от пироксена в лерцолитах более высокой магнетиальностью ($\text{Mg\#}=93.7$) и более высоким содержанием Na, Ti и Cr ($\text{Na}_2\text{O}=0.85$ мас. %, $\text{TiO}_2=0.23$ мас. %, $\text{Cr}_2\text{O}_3=1.32$ мас. %) и низким содержанием Al и Ni ($\text{Al}_2\text{O}_3=4.65$ мас. %, $\text{NiO}=0.06$ мас. %) (рис. 20, табл. 4).

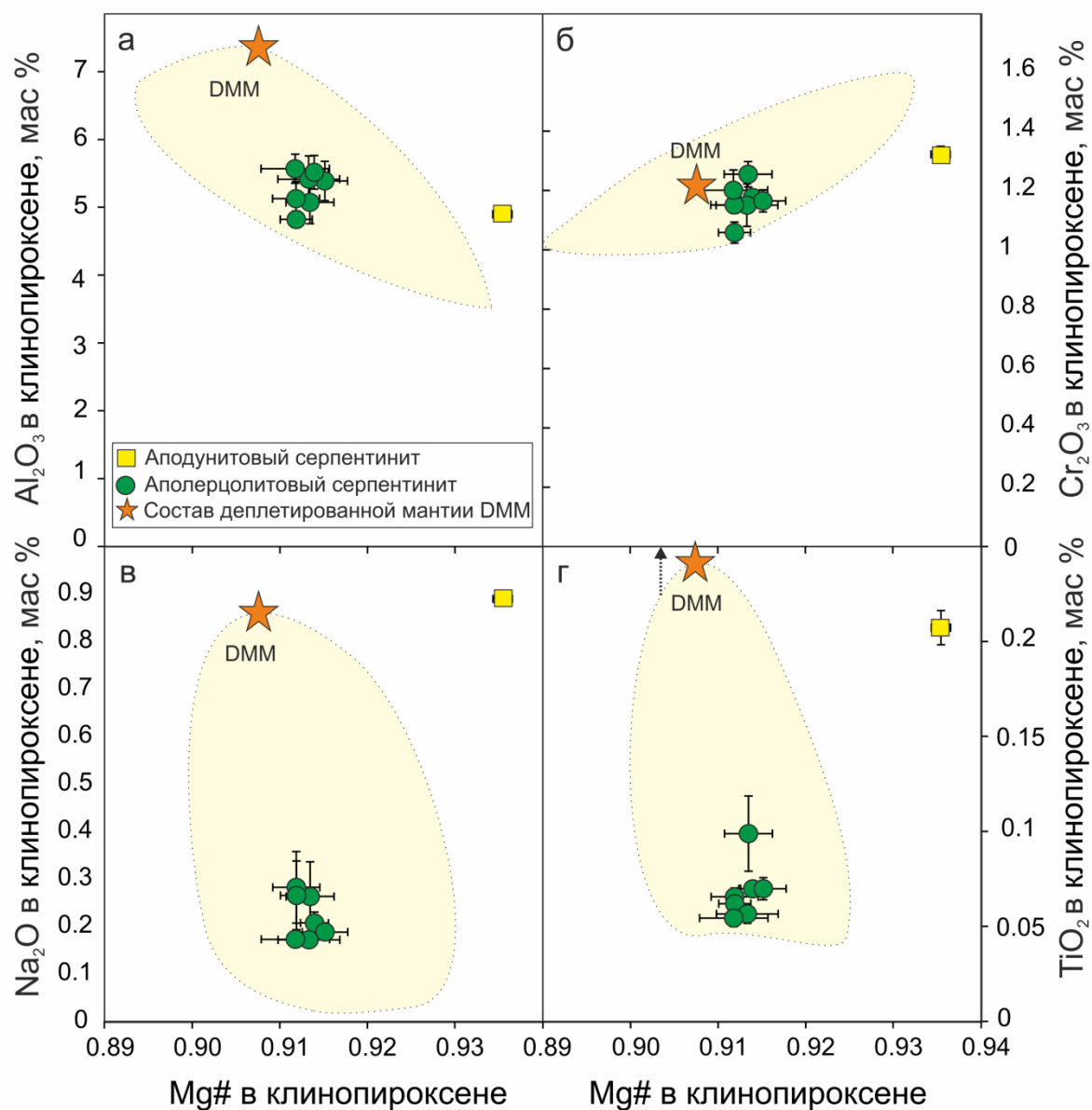


Рис. 20. Вариации содержания главных элементов в клинопироксенах перидотитов хребта Стелмейт. Желтые квадраты – окварцованные аподунитовые породы, зеленые кружки - аполерцолитовые серпентиниты, рыжее поле – поле абиссальных перидотитов COX (PETDB, 2003), DMM – состав деплетированной мантии.

Клинопироксен из образца лерцолита DR37-6 (рис. 20) имеет промежуточный состав между клинопироксенами из лерцолитов и дунитов ($Mg\#=92.4$, $Na_2O=0.21$ мас. %, $TiO_2 = 0.14$ мас. %, $Cr_2O_3=0.82$ мас. %, $NiO=0.08$ мас. %). Ламелли клинопироксена в ортопироксене образуют узкие прожилки микронного размера (рис. 5), что не позволило изучить их состав.

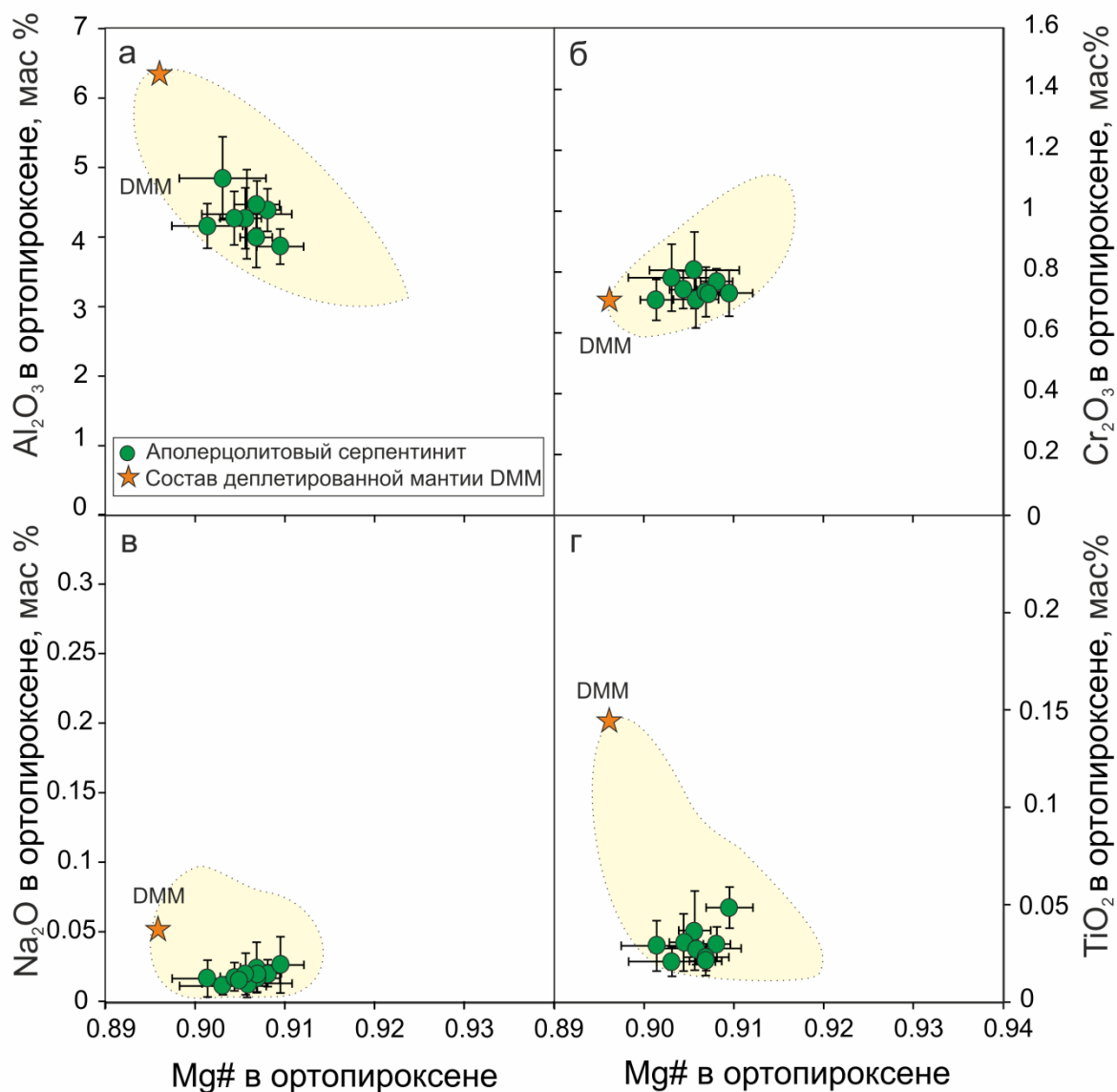


Рис. 21. Вариации содержания главных элементов в ортопироксенах перидотитов хребта Стелмейт. Желтые квадраты – окварцованные аподунитовые породы, зеленые кружки - аполерцолитовые серпентиниты, рыжее поле – поле абиссальных перидотитов COX (PETDB, 2003), DMM – состав деплетированной мантии.

Ортопироксен был проанализирован во всех образцах лерцолитов хребта Стелмейт. Полученные составы ортопироксенов варьируют в узком интервале

(Mg#=90.3-90.9, Cr#=0.10-0.12, TiO₂=0.02-0.05 мас. %, Na₂O=0.01-0.025 мас. %, Al₂O₃=3.86-4.85 мас. %, Cr₂O₃=0.61-0.81 мас. %, NiO=0.12-0.17 мас. %) (табл. 5, рис.21).

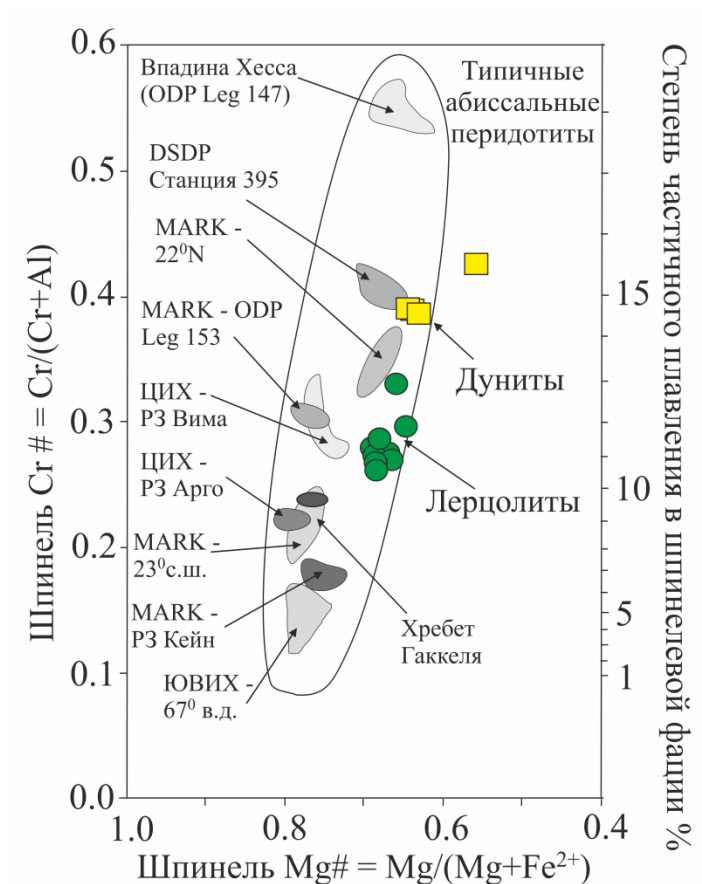


Рис. 22. Вариации содержания хромистости шпинели $Cr\# = Cr/(Al+Cr)$ и магнезиальности шпинели $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ в перидотитах разломной зоны Стелмейт. Поля составов перидотитов различных сегментов СОХ (Юго-Восточный Индийский хребет (ЮВИХ), Центральноеиндийский хребет (ЦИХ), Срединно-Атлантический хребет в районе разломной зоны Кейн (MARK)) взяты из работы (Hellebrand, et al. 2002).

(Mg#=0.65 – 0.69) шпинель с низкими содержаниями Ti (TiO₂ =0.04 – 0.09 мас. %) и Fe³⁺ (Fe³⁺# = 0.021 – 0.029). Шпинель из аподунитов имеет более хромистый (Cr#=0.39 – 0.43), титанистый (TiO₂=0.19 – 0.28 мас. %) и окисленный состав (Fe³⁺# =0.027 – 0.043).

Концентрации Cr и Al в ортопироксене из лерцолитов хребта Стелмейт соответствуют составам ортопироксена из умеренно деплетированных перидотитов Срединно-Атлантического хребта и отличаются от ортопироксена из перидотитов Восточно-Тихоокеанского поднятия повышенным содержанием Al (Al₂O₃=2.1-2.9 мас. %) (рис. 23) (Hellebrand *и др.*, 2002b; Brunelli *и др.*, 2006).

Шпинель из перидотитов разломной зоны Стелмейт характеризуется широкими вариациями состава (табл. 6, рис. 22). Для лерцолитов характерна умереннохромистая (Cr#=0.27 – 0.33) и умеренномагнезиальная

Состав шпинели образца DR37-6 является промежуточным между шпинелями из лерцолитов и аподунитов ($\text{Cr\#} = 0.33$, $\text{Fe}^{3+}\# = 0.022$, $\text{TiO}_2 = 0.09$ мас. %). В изученных

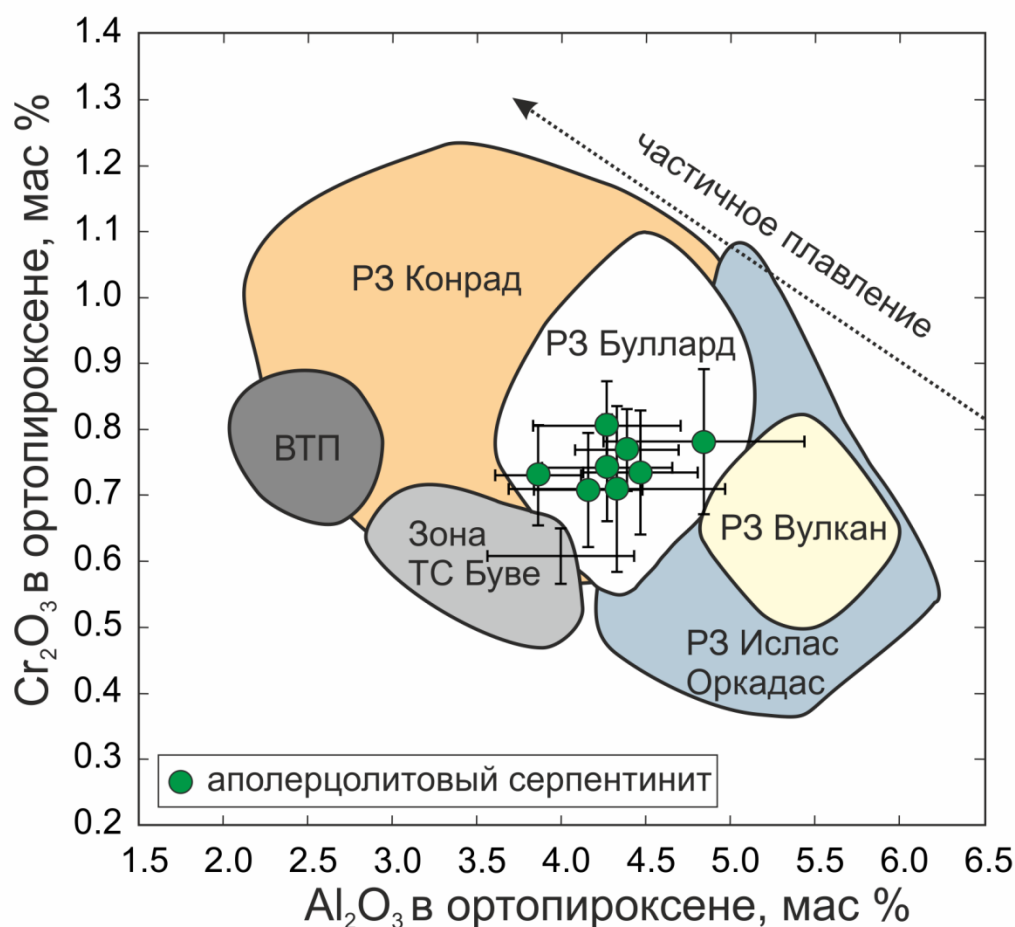


Рис. 23. Систематика содержаний Al и Cr в ортопироксене из перидотитов разломной зоны Стелмейт. Содержание средних составов ортопироксенов аполерцолитовых серпентинитов разломной зоны Стелмейт. Характеристические поля взяты из работы (Hellebrand, Snow, 2003).

породах состав шпинели отчетливо коррелирует с составом клинопироксена (рис. 24). Возрастаение $\text{Cr\#}$ и содержания TiO_2 в шпинели в ряду от лерцолитов к дунитам сопровождается также повышением содержания TiO_2 и Na_2O в клинопироксене.

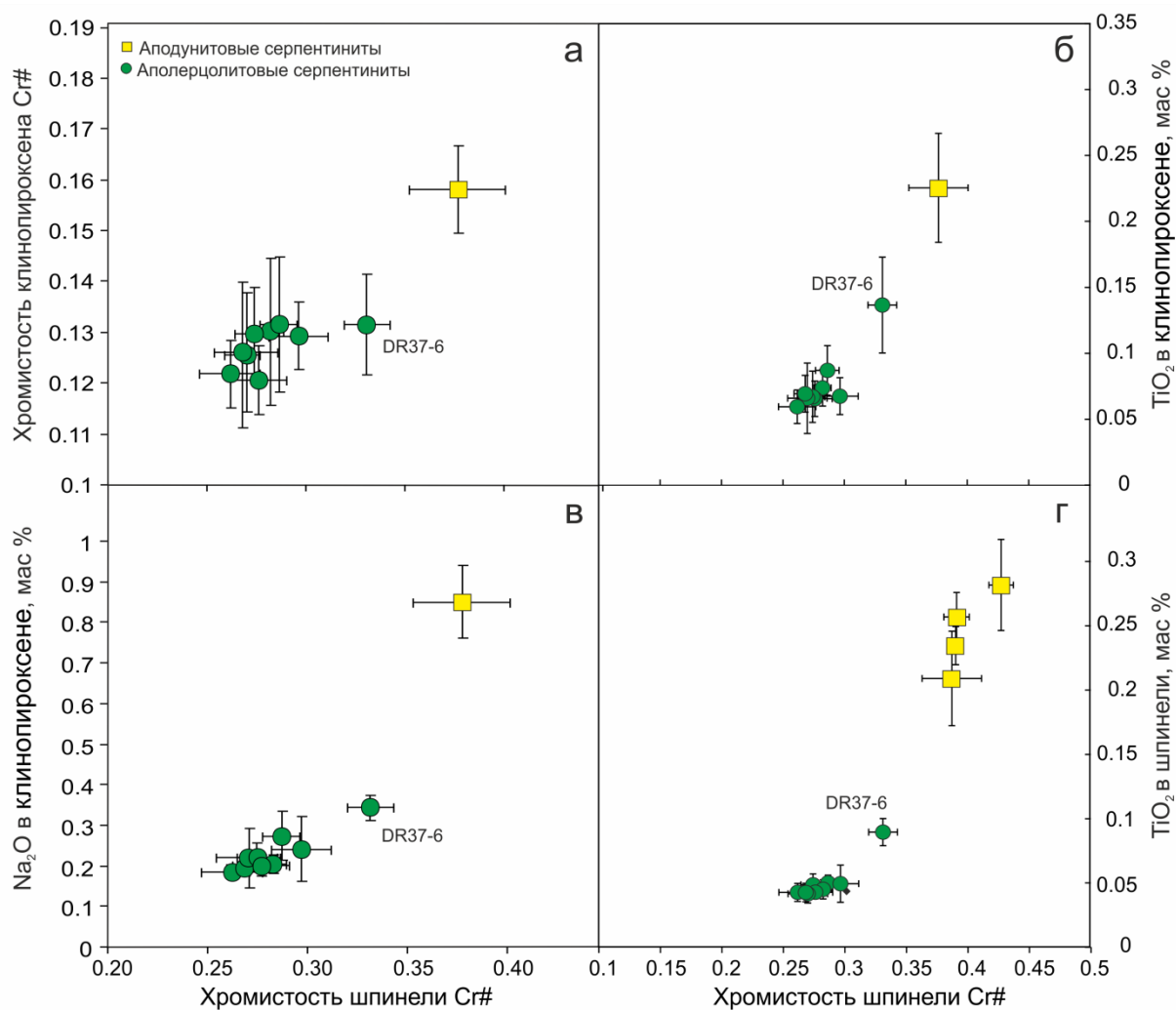


Рис. 24. Вариации содержания (а) $Cr\# = Cr/Al+Cr$ в клинопироксене и $Cr\# = Cr/Al+Cr$ в шпинели, (б) TiO_2 в клинопироксене и $Cr\# = Cr/Al+Cr$ в шпинели, (в) Na_2O в клинопироксене и $Cr\# = Cr/Al+Cr$ в шпинели, (г) TiO_2 в шпинели и $Cr\# = Cr/Al+Cr$ в шпинели, в перидотитах хребта Стелмейт. Желтые квадраты – окварцованные аподунитовые породы, зеленые кружки - аполерцолитовые серпентиниты

4.3.2 Первичные минералы. Элементы-примеси

Во всех лерцолитах и в одном образце дунита DR37-3 были проанализированы элементы-примеси в клинопироксенах и ортопироксенах (V, Cr, Ni, Cu, Zn, Rb, Ba, Sr, Y, Zr, Ta, Nb, РЗЭ (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), Hf, Th, U). Общий диапазон измеренных концентраций, нормированных на примитивную мантию, представлен на рисунке (рис. 25, табл. 7). Клинопироксен дунита DR37-3 отличается по составу от клинопироксенов лерцолитов более высоким содержанием несовместимых элементов (La – Lu) и относительными максимумами по Sr и Hf.

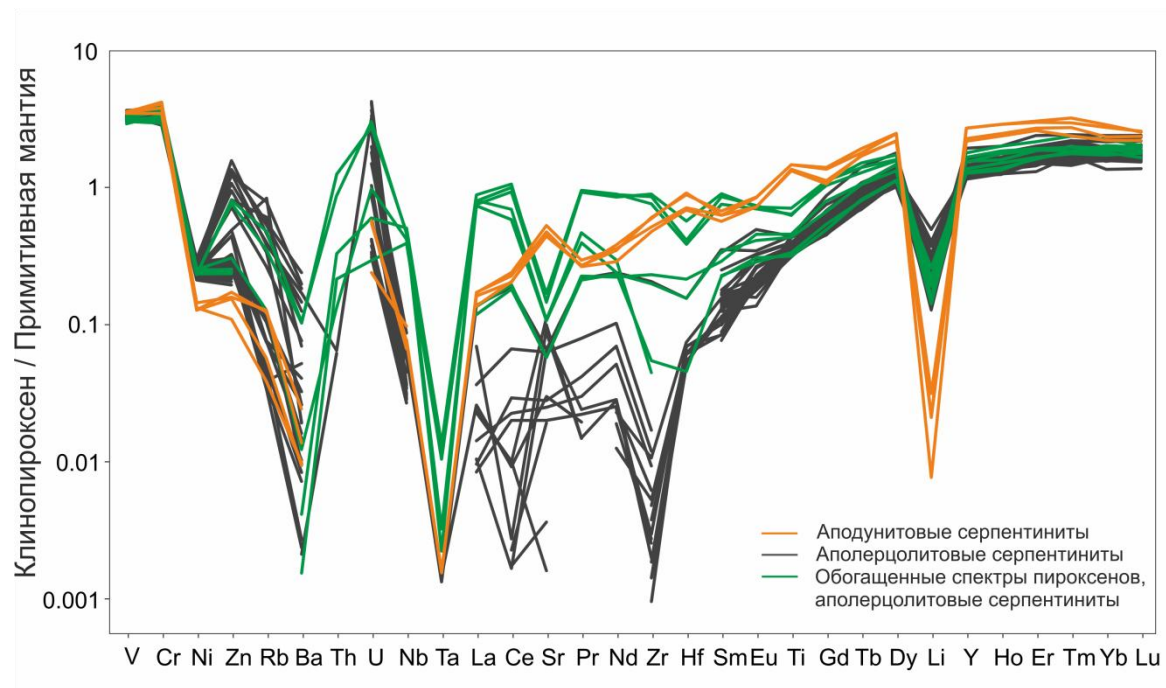


Рис. 25. Распределение редких элементов в клинопироксенах, нормированные на примитивную мантию.

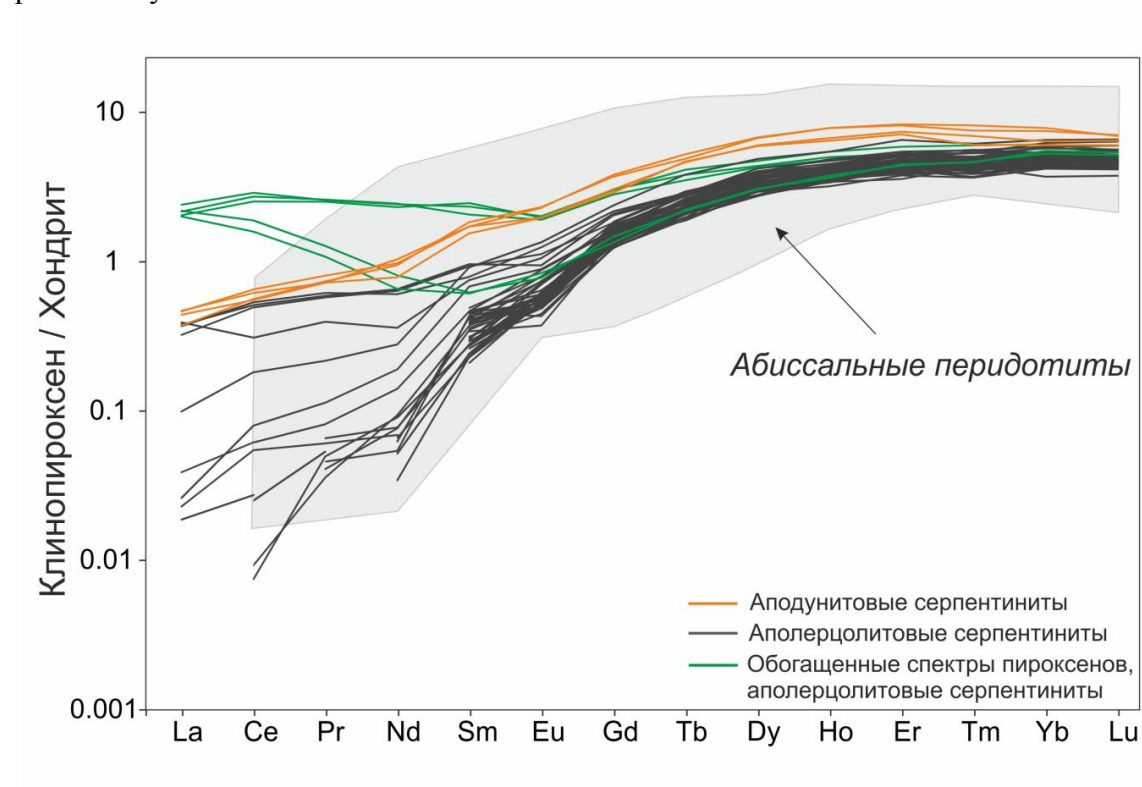


Рис. 26. Распределение редкоземельных элементов в клинопироксенах перидотитов Стелмейт, нормированные на хондрит.

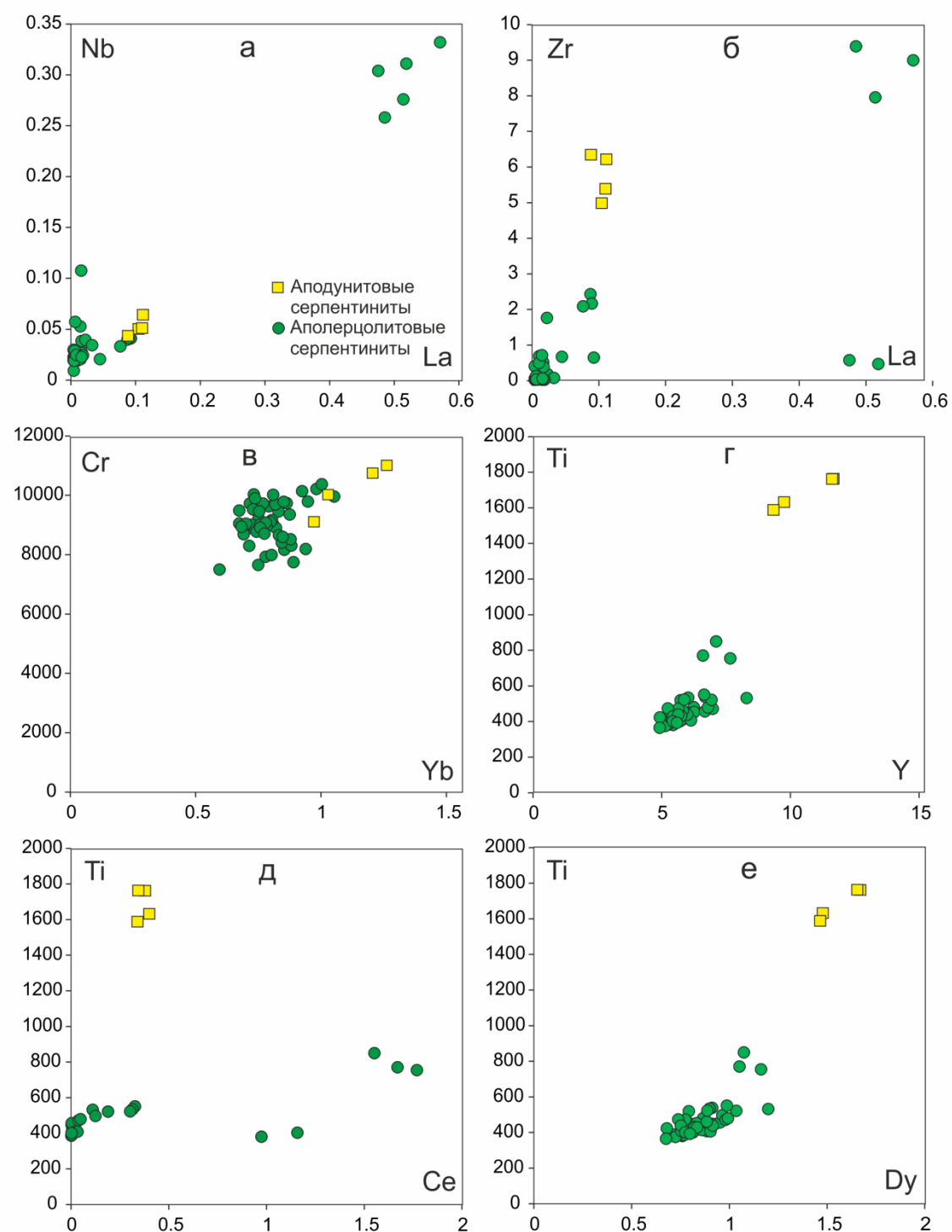


Рис. 27. Вариации содержания главных и редких элементов в клинопироксенах перидотитов Стелмейт.

Клинопироксены лерцолитов характеризуются широкой вариацией составов преимущественно в центральной части спектра. Спектры составов пироксенов лерцолитов закономерно изменяются от более деплетированных к обогащенным несовместимыми элементами. Поведение несовместимых элементов (Rb, Ba, Sr, Zr, Cu, Li и U) не отражает природу первичного клинопироксена и связано с вторичными изменениями, которое будет обсуждаться в разделе « 4.3.3 Вторичные минералы».

В целом, можно выделить две группы клинопироксенов по степени обогащенности: деплетированную ($(Zr/Yb)_n = 0.001 - 0.039$, $Zr_n = 0.001 - 0.068$) и обогащенную ($(Zr/Yb)_n = 0.115 - 0.474$, $Zr_n = 0.168 - 0.893$). Проанализированные составы клинопироксенов лерцолитов сильно отличаются от клинопироксенов дунитов ($(Zr/Yb)_n = 0.207 - 0.221$, $Zr_n = 0.475 - 0.604$).

Спектры содержания РЗЭ (нормализованные к составу хондрита, рис 26) в клинопироксенах лерцолитов сильно различаются, имеют как плоскую ($(Sm/Yb)_n = 0.045 - 0.111$, $(La/Sm)_n = 0.038 - 0.157$), так и резко выраженную U-образную форму ($(Sm/Yb)_n = 0.125 - 0.477$, $(La/Sm)_n = 0.346 - 3.518$). Составы клинопироксенов, проанализированных в дуните DR37-3 ($(Sm/Yb)_n = 0.219 - 0.269$, $(La/Sm)_n = 0.202 - 0.285$), отличаются от клинопироксенов лерцолитов более высоким содержанием ТРЗЭ (Gd – Lu).

Титан хорошо коррелирует с ТРЗЭ, Dy, Yb. В целом, Zr характеризуется четкими корреляциями с Hf, Sm и ТРЗЭ и слабее выраженными – с ЛРЗЭ (рис. 26). Отчетливо выделяется группа составов клинопироксена с высокими содержаниями La и Nb на диаграммах с неявно выраженной корреляцией этих элементов среди других клинопироксенов.

Примечательно, что наблюдаемые отклонения по составам характерны для пироксенов, проанализированных в образцах DR37-9, DR37-14, DR37-15, в которых были также обнаружены зерна пироксенов обедненного состава. Составы клинопироксенов в дунитах сильно отличаются от составов клинопироксенов в лерцолитах и преимущественно образуют узкий спектр вариаций на диаграммах.

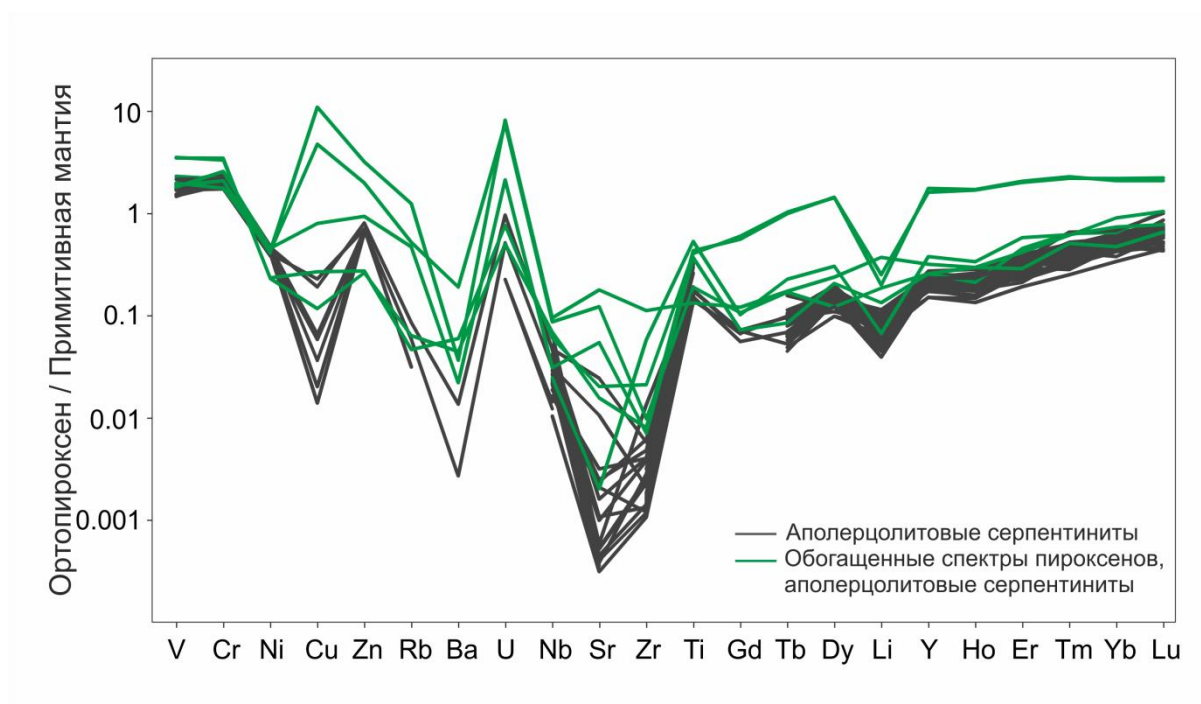


Рис. 28. Распределения редких элементов в ортопироксенах перидотитов Стелмейт, нормированные на примитивную мантию.

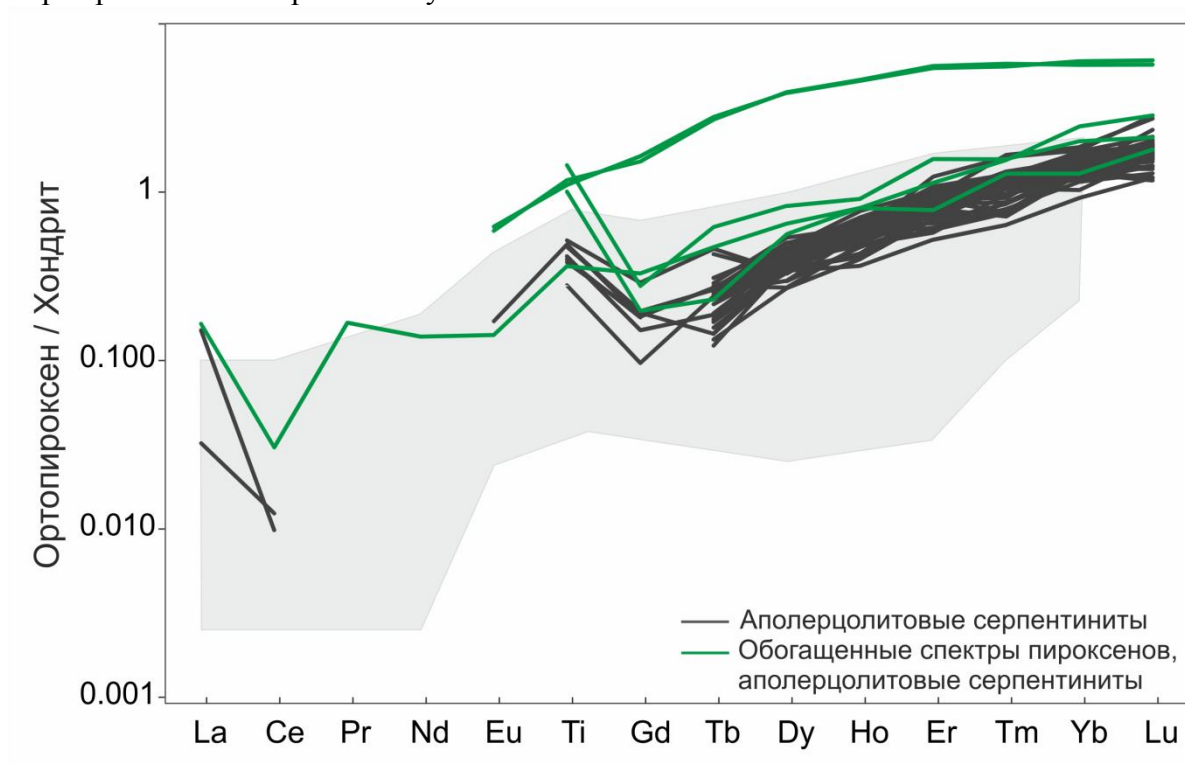


Рис. 29. Распределение редкоземельных элементов в ортопироксенах в перидотитах Стелмейт, нормированные на хондрит.

Ортопироксен, представленный в лерцолитах, имеет преимущественно узкий спектр вариаций ($Yb_n = 0.34 - 0.89$, $Dy_n = 0.09 - 0.3$, нормированные на примитивную мантию) (табл. 8, рис. 28). Среди всех проанализированных составов ортопироксенов выделяются несколько образцов (DR37-5, DR37-6, DR37-14, DR37-15), в которых аналогично клинопироксенам были померены несколько составов зерен, отличающиеся от остальных. Преимущественно, ортопироксен, представленный в лерцолитах, имеет узкий спектр вариаций ($Yb_n = 0.34 - 0.89$, $Dy_n = 0.09 - 0.3$, нормированные на примитивную мантию). В перечисленных образцах были померены ортопироксены, обогащенные ТРЗЭ ($Yb_n = 2.08 - 2.18$, $Dy_n = 1.41 - 1.43$).

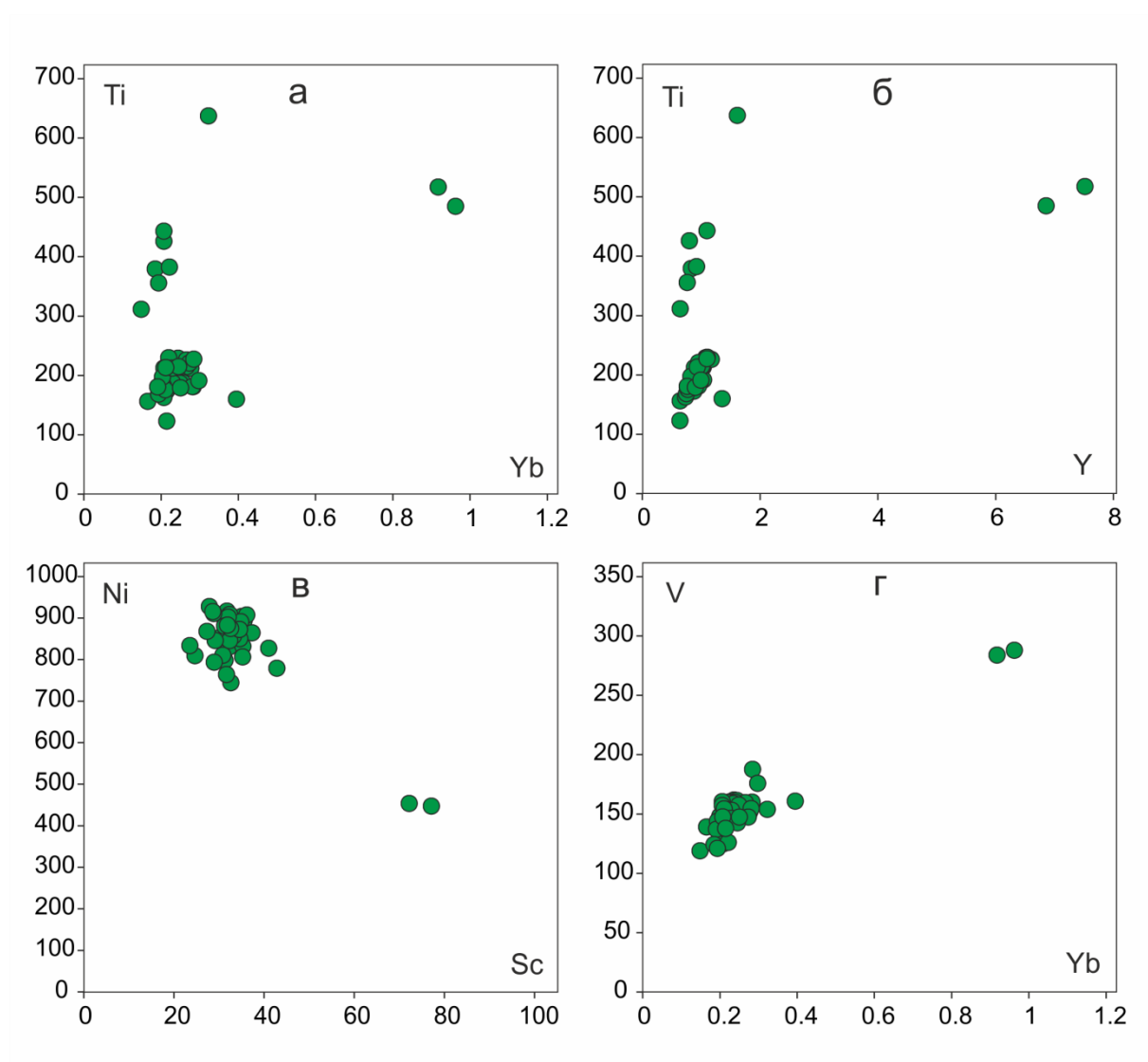


Рис. 30 Вариации содержания главных и редких элементов в ортопироксенах перидотитов Стелмейт.

На рисунке 29 показаны спектры распределения редкоземельных элементов в ортопироксенах, нормированных на хондрит. Составы ортопироксенов формируют узкий спектр вариации составов и попадают в область составов абиссальных перидотитов. Подобный узкий интервал показывают составы ортопироксенов на вариационной диаграмме (рис 30) за исключением некоторых элементов (Cr, Ti) перечисленных выше образцов (DR37-5, DR37-6, DR37-14, DR37-15). Среди элементов-примесей в ортопироксенах отмечаются слабopоложительные корреляции титана с Yb и Y, V с Yb. В целом, ортопироксены из изученных пород обнаруживают однородный характер распределения главных элементов и элементов-примесей.

4.3.3 Вторичные минералы

Большая часть образцов перидотитов из изученной коллекции состоит из серпентинитов, развитых по шпинелевым лерцолитам. Эти породы довольно широко варьируют по структурным признакам: в них отмечаются разновидности как с петельчатой, так и с характерной баститовой структурами. Структурное разнообразие этих серпентинитов определяется преимущественно минералогией исходных пород. Среди перидотитов этой группы встречены также породы, несущие резко выраженные признаки синтектонической перекристаллизации (обр. DR37-15). Эти перидотиты

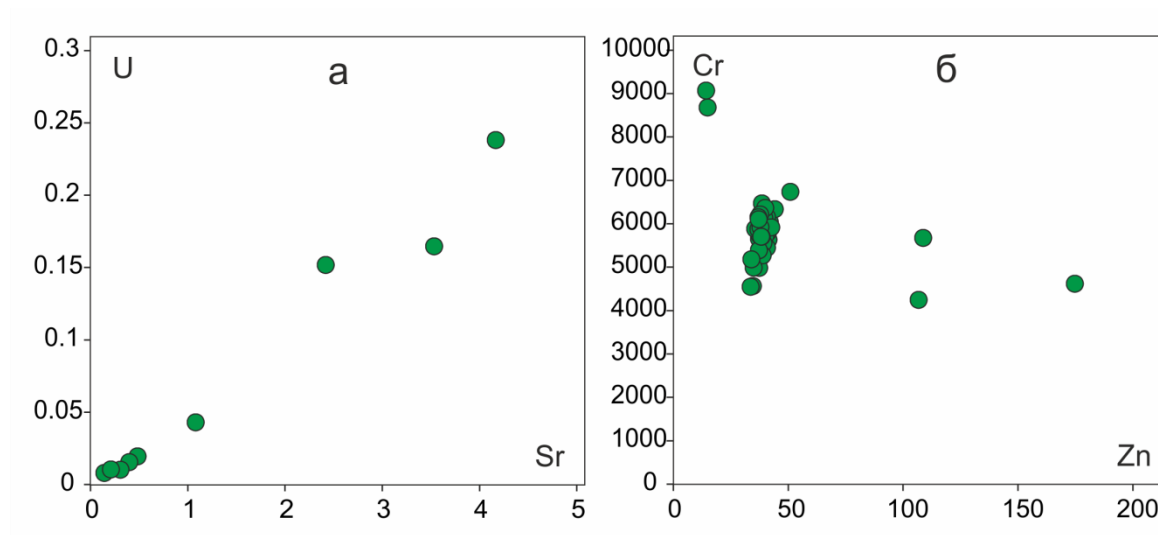


Рис. 31. Вариации содержания главных и редких элементов в ортопироксенах перидотитов Стелмейт.

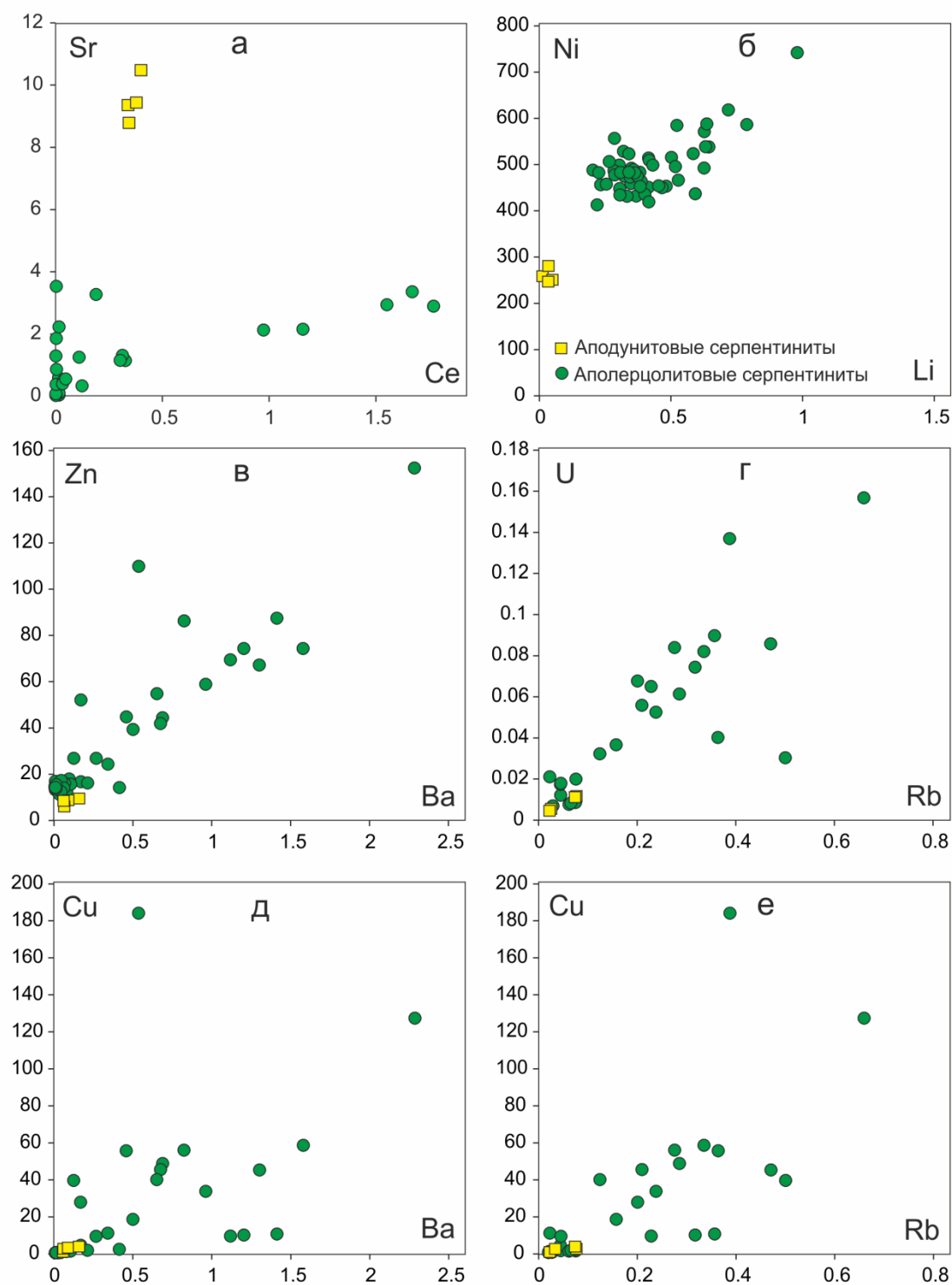


Рис. 32. Вариации содержания главных и редких элементов в клинопироксенах перидотитов Стелмейт.

обладают полосчатой текстурой; в шлифах отчетливо прослеживается изгибание отдельных слоев, сложенных тремолитом и подчиненным тальком.

Состав вторичных минералов из серпентинитов хребта Стелмейт приведен в таблице 12. Хлорит в аподунитовых породах представлен клинохлором и характеризуется высоким содержанием хрома. Вероятно, эта особенность состава хлорита преимущественно связана с его образованием при перекристаллизации первичной шпинели. Данные о высоком содержании хрома в хлоритах из серпентинитов Срединно-Атлантического хребта (САХ) приводятся во многих работах, посвященных внутренним океаническим комплексам САХ (Базылев, 1997; Силантьев *и др.*, 2011). Серпентин в аполерцолитовых серпентинитах разлома Стелмейт, по параметрам состава соответствует серпентинам перидотитов внутренних океанических комплексов САХ (Силантьев *и др.*, 2011) и характеризуется переменным содержанием Al_2O_3 (0.34 - 2.3 мас % и 0.95 - 3.3 мас. % в двух различных образцах) и положительной корреляцией между содержаниями железа и хлора. Находка клиноцоизита в образце полосчатого серпентинита, испытавшем тектоническое воздействие (DR37-15) возможно служит признаком присутствия в этой породе плагиоклаза. Сфен, встреченный в образце DR37-8, не типичен для океанических серпентинитов. Однако эта фаза обычно наблюдается в ассоциирующих с абиссальными перидотитами жильных габброидах, где он замещает ильменит или титаномagnetит (Силантьев *и др.*, 2011). Возможно, в аполерцолитовых серпентинитах разлома Стелмейт имеются маломощные жилки габброидного материала, присутствие которого затушено серпентинизацией. Среди вторичных минералов в аполерцолитовых серпентинитах была обнаружена также смешаннослойная фаза, заместившая ортопироксен и представленная смесью талька и хлорита (табл. 12). Ранее, фаза такого состава была описана в метаперидотитах разломной зоны Хэйс (Центральная Атлантика) (Базылев, 1997). В цитируемой работе температура образования в перидотитах ассоциации тремолит + хлорит + тальк оценена в 450° - 500°C. Таким образом, в аполерцолитовых серпентинитах разломной зоны Стелмейт сохранились признаки относительно высокотемпературного внутрикорового океанического метаморфизма. Следует подчеркнуть, что в некоторых образцах аполерцолитовых серпентинитов обнаружен кварц (или аморфный кремнезем), содержание которого сильно уступает окварцованным аподунитовым серпентинитам.

Спектры распределения элементов-примесей в клинопироксенах, показанные на рисунке 25, характеризуются относительным минимумом по Li и относительным максимумом по Zn, U и Sr. Наблюдаются четкие корреляции U с Rb, Zn с Ba, Cu с Ba и Cu с Rb (рис. 32). Для ортопироксенов (рис. 28) характерны относительные минимумы по Cu, Ba и Li и максимумы по U. Для образцов (DR37-5, DR37-6, DR37-14, DR37-15) наблюдается повышенные содержания Cu, Zn, Rb, Ba, U, и Sr. Наблюдаются хорошие корреляции U с Sr. На вариационной диаграмме (рис. 31) можно проследить закономерное увеличение хрома и цинка.

Подобное поведение несовместимых элементов в пироксенах можно объяснить захватом вторичного материала в область прохождения луча лазера в ходе измерения рассеянных элементов методом индукционно-связанной плазмы с лазерной абляцией (рис. 6).

В двух образцах окварцованных дунитов (DR37-3, DR37-4) было проанализировано изотопное отношение dO^{18} в кварце (26.2 – 28.7 ‰) (Silantiev *и др.*, 2012). Результаты расчета температуры (программного комплекса GEOCHEQ и термометров вода-кварц), равновесной с изотопным составом приповерхностной воды и кварца показали диапазон 4 – 15 C° (см. Приложение таблица 10) (Silantiev *и др.*, 2012).

Выводы

1. Ассоциация перидотитов хребта Стелмейт представлена аполерцолитовыми серпентинитами и окварцованными аподунитовыми серпентинитами.
2. Приведенные выше данные по петрохимии и геохимии валовых пород указывают на то, что аполерцолитовые серпентиниты, драгированные в разломной зоне Стелмейт, несомненно, испытали метаморфическое перерождение в условиях океанической коры. Окварцованные серпентиниты не имеют минералогических и геохимических аналогов среди абиссальных перидотитов.
3. Анализ сосуществующих реликтов первичных мантийных минералов в породах позволил установить генезис этих пород. Состав минералов исследуемых аполерцолитовых перидотитов хорошо согласуется с полями состава фаз в реститогенных перидотитах COX (Dick, Bullen, 1984). Содержания главных и рассеянных элементов в клинопироксенах лерцолитов говорят о первичности минерала в породе. Концентрации редких элементов в клинопироксенах сильно выше, чем в других парагенетических минералах, что позволит смоделировать и предположить характер плавления рестита в районе хребта Стелмейт. Сильно деплетированные спектры содержания ЛРЗЭ, скорее всего, говорят о высоких степенях плавления рестита. Для того чтобы установить более детально механизм плавления и оценить состав мантийного источника проведено петролого-геохимическое моделирование процесса частичного плавления и описано в главе 5.
4. Составы первичных минералов из аполерцолитовых серпентинитов и окварцованных дунитов образуют единые тренды, что подразумевает тесную генетическую связь между этими породами. Однако положительные корреляции между Cr# шпинели и Na, Ti в клинопироксене не могут быть объяснены прогрессивным истощением мантийного источника от лерцолитов до дунитов в результате частичного плавления. Поэтому составы первичной шпинели и пироксена в аподунитах и в некоторых образцах аполерцолитов, сильно отклоняющиеся от составов остальной группы,

нуждаются в альтернативном объяснении. Возможная модель образования протолита исследуемых окварцованных аподунитов обсуждается в главе 5.

5. Таким образом, учитывая современное положение окварцованных аподунитов на глубоководном склоне подводного хребта в зоне океанического трансформного разлома, реконструкция условий низкотемпературных изменений, которые привели к окварцеванию перидотитов, приобретает принципиальное значение в контексте восстановления общей картины тектонической эволюции северо-западного сегмента крупного палеотрансформа Кула-Пацифик. Попытки воспроизвести условия низкотемпературного метаморфизма пород хребта Стелмейт и возможные варианты образования окварцованных пород будут обсуждаться в главе 6.

5. Магматическая эволюция шпинелевых перидотитов разломной зоны Стелмейт

5.1 Оценка скорости спрединга палеорифта Кула-Пацифик по геохимическим данным

В работе (Базылев, Силантьев, 2000b) были проведены оценки вариации

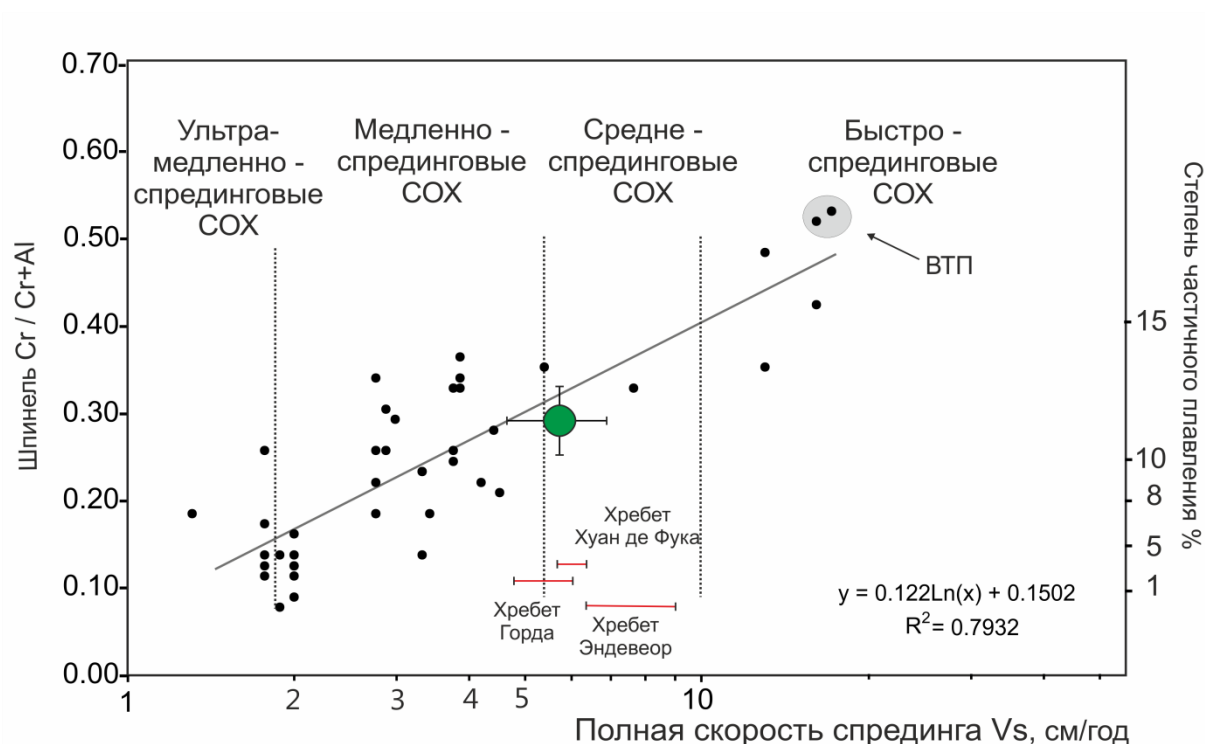


Рис. 33. Корреляция средней хромистости шпинели и полной скорости спрединга (V_s). Белым кружком отмечен средний состав шпинели из аплерцолитовых серпентинитов разломной зоны Стелмейт. Используются значения хромистости и степеней частичного плавления из (Базылев, Силантьев, 2000a).

хромистости шпинели и степени частичного плавления в зависимости от скорости спрединга. В обстановке медленно-спрединговых хребтов (с полной скоростью спрединга до 5.5 см/год) хромистость первичных шпинелидов в мантийных перидотитах варьирует в пределах 0.11-0.45, а в обстановке быстро-спрединговых хребтов (с полной скоростью спрединга выше 10 см/год) - в пределах 0.35-0.55. Шпинелевые лерцолиты разломной зоны Стелмейт характеризуются умеренной

хромистостью шпинелида ($Cr\# = 0.26-0.33$) и соответствуют составам шпинели из перидотитов медленно-спрединговых хребтов (рис. 33). Используя корреляцию из работы (Базылев, Силантьев, 2000b), можно оценить полную скорость спрединга при образовании перидотитов хребта Стелмейт, которая составляет 4-5 см/год.

Полученные скорости спрединга по геохимическим данным хорошо соответствуют результатам палеомагнитных наблюдений (Lonsdale, 1988), на основании которых полная скорость спрединга древнего хребта Кула-Пацифик была оценена в 6.5 см/год (около 2 см/год, а в западном направлении, около 4.5 см/год в восточном). Оцененная на основании геохимических и палеомагнитных данных скорость спрединга палеорифта Кула-Пацифик значительно медленнее, по сравнению с быстро-спрединговыми рифтами современного Тихого океана (Базылев, Силантьев, 2000b).

Современные хребты Хуан де Фука, Горда и Эндевор (рис. 33) располагаются в северо-восточной части Тихого океана. Они характеризуются вариациями полной скорости спрединга от 3.5 до 9 см/год и относятся к медленно и умеренно-скоростным СОХ. Полученные в работе геохимические данные по составу перидотитов и палеомагнитные данные (Lonsdale, 1988) указывают на вероятное сходство в условиях спрединга при формирования перидотитов хребта Стелмейт и в спрединговых рифтах северо-восточной части Тихого океана в настоящее время. В отличие от хребтов северо-восточной части Пацифики, Восточно-Тихоокеанское поднятие является высокоскоростным центром спрединга, что отражает асимметрию Тихого океана в отношении скоростей спрединга в настоящее время и вероятно в прошлом.

5.2 Петролого-геохимическое моделирование поведения петрогенных элементов

С целью определения условий мантийного плавления и состава расплава, равновесного с мантийным реститом, было проведено геохимическое моделирование поведения петрогенных и редкоземельных элементов в шпинели и наиболее деплетированных клинопироксенах лерцолитов. Среди кристаллических фаз, равновесных с мантийными расплавами, клинопироксен характеризуется самыми

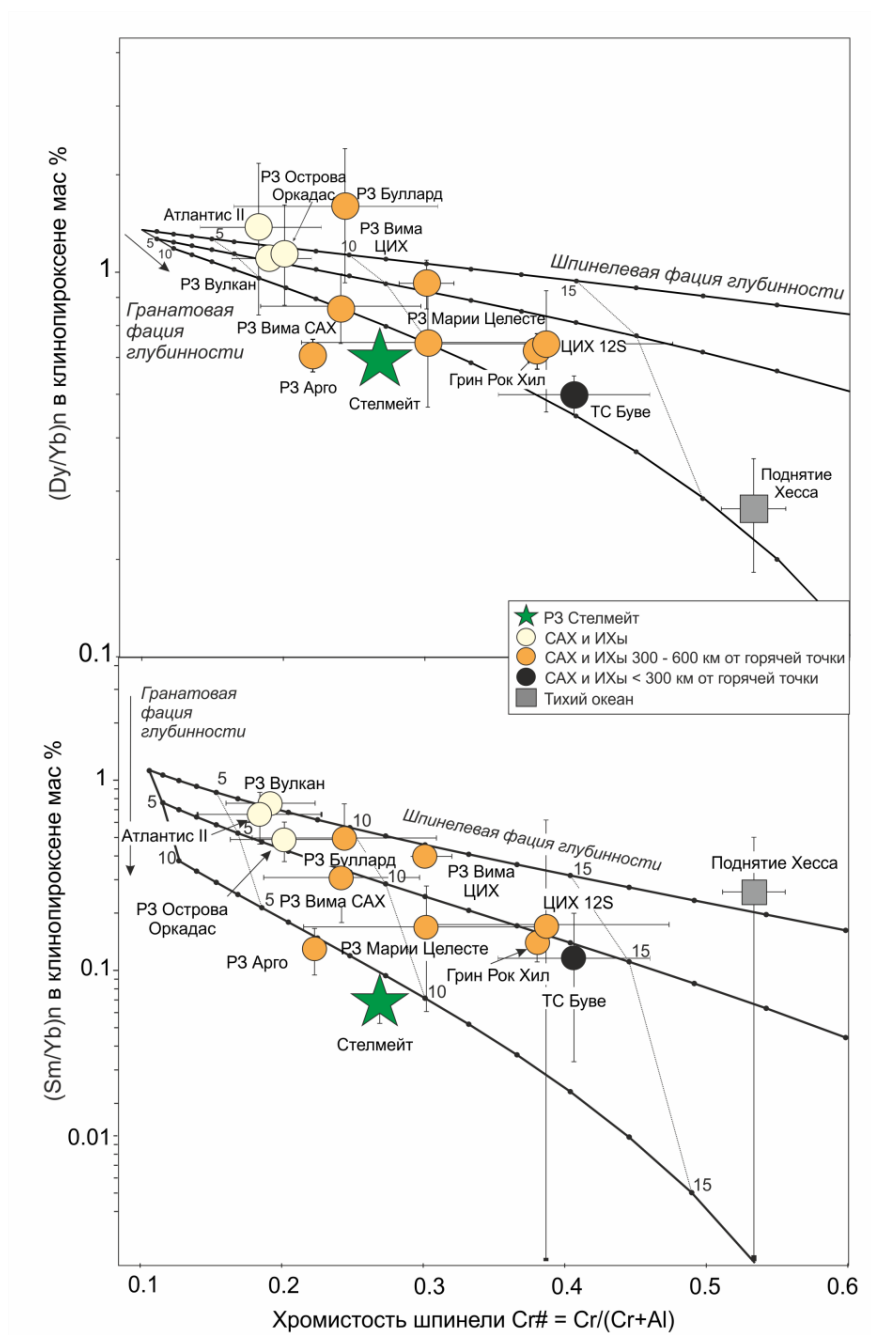


Рис. 34. Средние составы шпинели и клинопироксенов лерцолитов Стелмейт содержания отношения $(Dy/Yb)_n$ и $(Sm/Yb)_n$ относительно хромистости ($Cr\#$) сосуществующей шпинели. Средние поля составов перидотитов различных сегментов СОХ, цветом показана их близость к горячей точке. Черные – хребты, располагающиеся вблизи горячих точек, рыжие – хребты, располагающиеся на расстоянии 300 – 600 км и светло-коричневые – хребты, на которые не оказывают влияния горячие точки. На рисунках нанесены модельные тренды рестита, образованного путем критического плавления: в шпинелевой фации глубинности и в гранатовой фации глубинности. Модельные тренды описывают многостадийное плавление: 5% и 10% плавления в гранатовой фации глубинности с последующим плавлением в шпинелевой фации глубинности.

высокими концентрациями несовместимых элементов и, тем самым, в наибольшей степени отражает степени плавления.

Вариации отношений $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ и $(\text{Dy}/\text{Yb})_n$ в клинопироксенах лерцолитов характеризуют степень деплетированности рестита наиболее несовместимыми элементами и позволяют судить о степени частичного плавления рестита, а также, описывают поведение редкоземельных элементов в целом.

В работе Хелебранта с коллегами (Hellebrand *и др.*, 2002a) была представлена

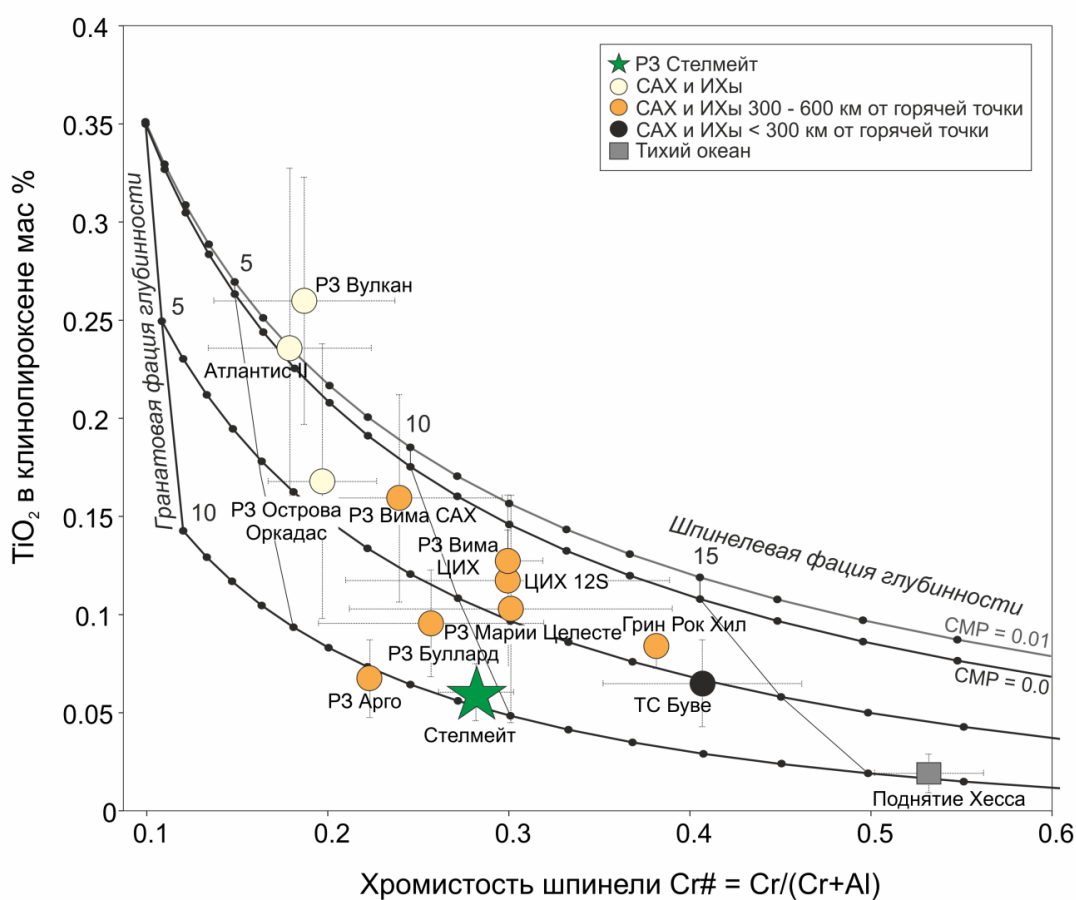


Рис. 35. Средние составы шпинели и клинопироксенов лерцолитов Стелмейт содержания титана относительно хромистости ($\text{Cr}\#$) сосуществующей шпинели. Условные обозначения аналогичны рисунку 34.

эмпирически установленная зависимость между степенью плавления мантийного источника и параметрами состава сосуществующих клинопироксена и шпинели в

рестите: концентрации тяжелых редкоземельных элементов (Dy, Er, Yb) в клинопироксене и хромистости сосуществующей шпинели. Таким образом, была выявлена эмпирическая зависимость хромистости шпинели в мантийных реститах от степени фракционного плавления. Состав мантийного источника в выявленной зависимости был принят за состав деплетированной мантии (Salters, Stracke, 2004b). В связи с этим, степень плавления мантийного источника, ответственного за образование лерцолитов разломной зоны Стелмейт, была рассчитана по формуле из (Hellebrand и др., 2002a):

$$F = 10 * \ln (Cr\#Sp) + 24 ,$$

где F – степень плавления, Cr# Sp – хромистость шпинели.

Поведение хромистости шпинели в ходе плавления в гранатовой фации было

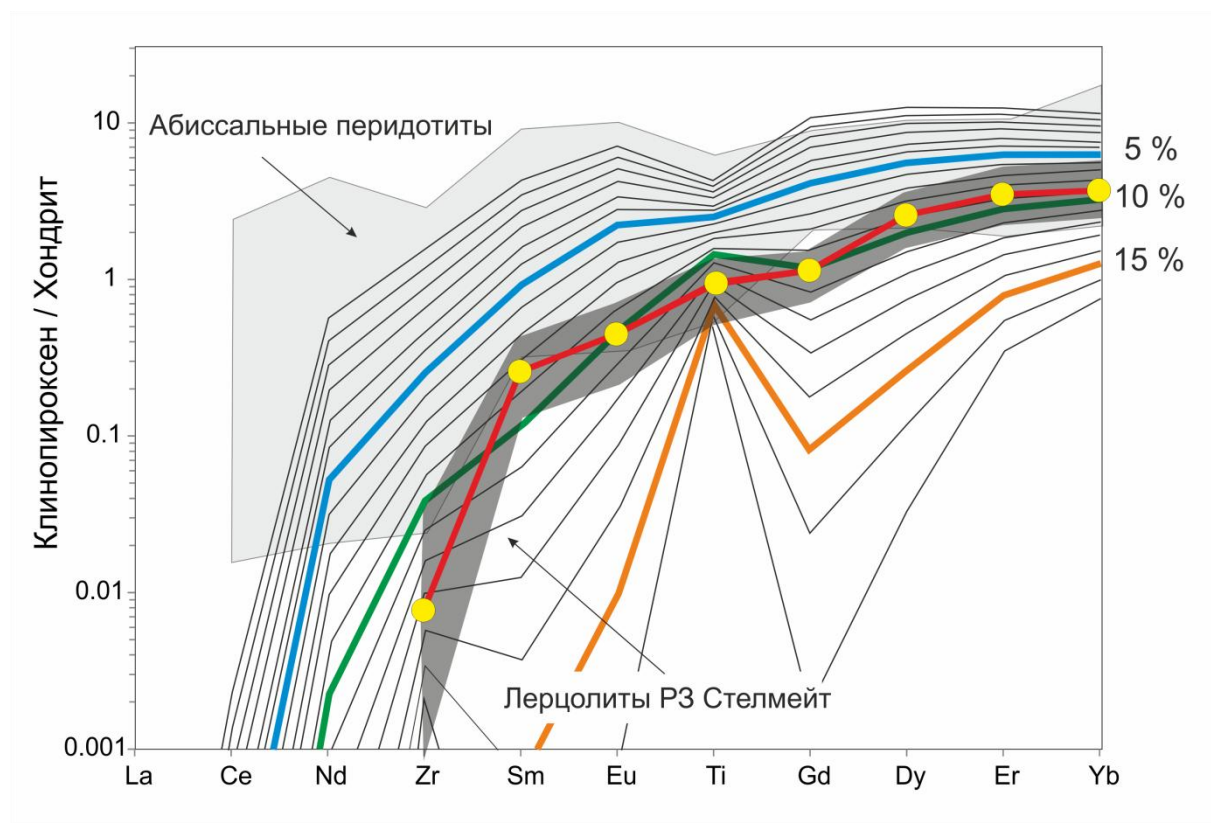


Рис. 36. Распределение содержаний РЗЭ в клинопироксенах (средние составы – красный спектр, общий спектр – темно-серое поле), нормализованных к хондриту (McDonough and Sun 1995). Модельные линии описывают фракционное плавление после 10% плавления в гранатовой фации и последующего плавления в шпинелевой. Цифрами обозначены последующие степени плавления в шпинелевой фации.

построено по принципу, описанному в главе 3. Средние составы отношений $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ и $(\text{Dy}/\text{Yb})_n$ относительно хромистости ($\text{Cr}\#$) сосуществующей шпинели показаны на рисунке 34, соответственно.

Ассоциация шпинели с $\text{Cr}\# = 0.26 - 0.30$, $\text{Mg}\# = 0.65 - 0.69$ и клинопироксена с низкими содержаниями $\text{TiO}_2 = 0.05 - 0.07$ мас.%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3.59 - 5.48$ и ортопироксена с $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3.86 - 4.85$ (рис. 35, 37) и низкими $(\text{Dy}/\text{Yb})_n = 0.62 - 0.77$ и $(\text{Sm}/\text{Yb})_n = 0.04 - 0.09$ (рис. 34) не могут быть объяснены плавлением в шпинелевой фации ни при каких степенях плавления или вариациях степени проницаемости (количества критического расплава) рестита (Sobolev, Shimizu, 1993; Sobolev *и др.*, 1994; Sobolev *и др.*, 1996).

Эти составы могут быть объяснены моделью двухстадийного критического плавления (рис. 35), при котором 10% плавления происходит в гранатовой фации и последующие 7-10 % плавления - в шпинелевой фации. По оцененным параметрам образования лерцолиты хребта Стелмейт близки к реститогенным перидотитам Срединно-Атлантического хребта и из разломных зон Арго, Мария Целеста и Баллард - Центрально-Индийский хребет (ЦИХ) (рис. 34), для которых предполагается значительное влияние горячих точек.

Перидотиты Восточно-Тихоокеанского поднятия образованы в результате существенно более высоких степеней мантийного плавления (Dick, Natland, 1996; Edwards, Malpas, 1996).

На рисунке 36 показаны спектры распределения редкоземельных элементов в наиболее деплетированных клинопироксенах лерцолитов Стелмейт. Спектры составов изученных пироксенов отвечают полю типичных абиссальных перидотитов (Johnson *и др.*, 1990), но отличаются значительным обеднением наиболее несовместимых элементов (La-Nd). Были рассчитаны модельные тренды состава рестита после 10 % плавления в гранатовой фации и дальнейшего плавления в шпинелевой фации. Измеренные составы клинопироксенов из лерцолитов РЗ Стелмейт характеризуются высокими степенями плавления рестита и объясняются моделью двухстадийного критического при 10% плавления в гранатовой фации и последующего 7-10 % плавления в шпинелевой фации.

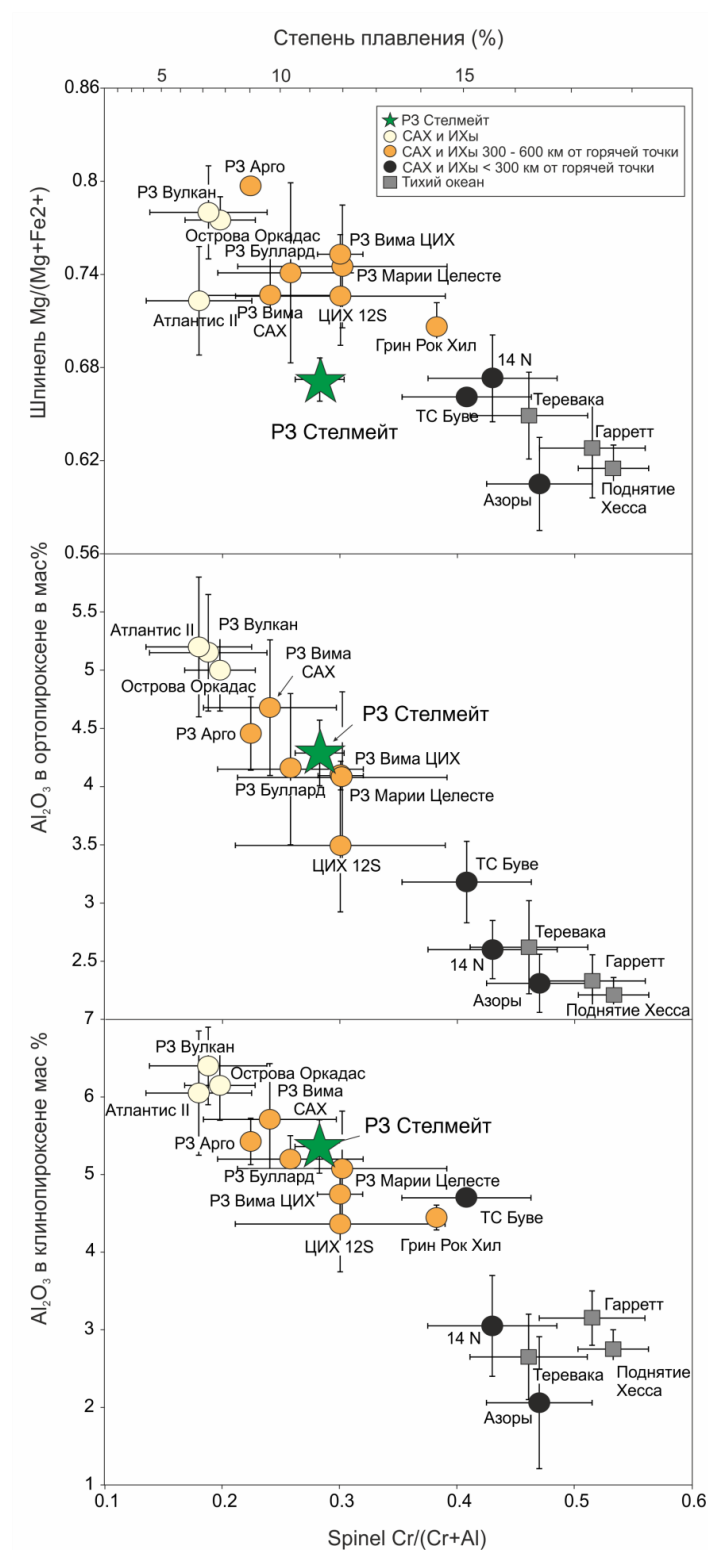


Рис. 37. Средние составы шпинели и клинопироксенов лерцолитов Стелмейт содержания алюминия в пироксенах, магнезиальности шпинели ($Mg\#$) относительно хромистости ($Cr\#$) сосуществующей шпинели. Условные обозначения см. рис. 34.

5.3 Влияние Гавайского плюма на условия частичного плавления перидотитов разломной зоны Стелмейт

Изучение перидотитов и комплементарных им базальтов в работе (Dick, Bullen, 1984; Dick, Fisher, 1984; Michael, Bonatti, 1985a; Michael, Bonatti, 1985b; Sobolev *и др.*, 1992; Niu, Hekinian, 1997a; Niu *и др.*, 1997; Silantyev *и др.*, 2008a) выявило четкую зависимость степени и вероятно глубины плавления рестита от расположения хребта относительно горячих точек. Повышение степени плавления рестита объясняется либо близостью к горячей точке, либо высокой скоростью спрединга (Sobolev, Shimizu, 1994; Niu, Hekinian, 1997b). Составы шпинели и клинопироксена в перидотитах хребта

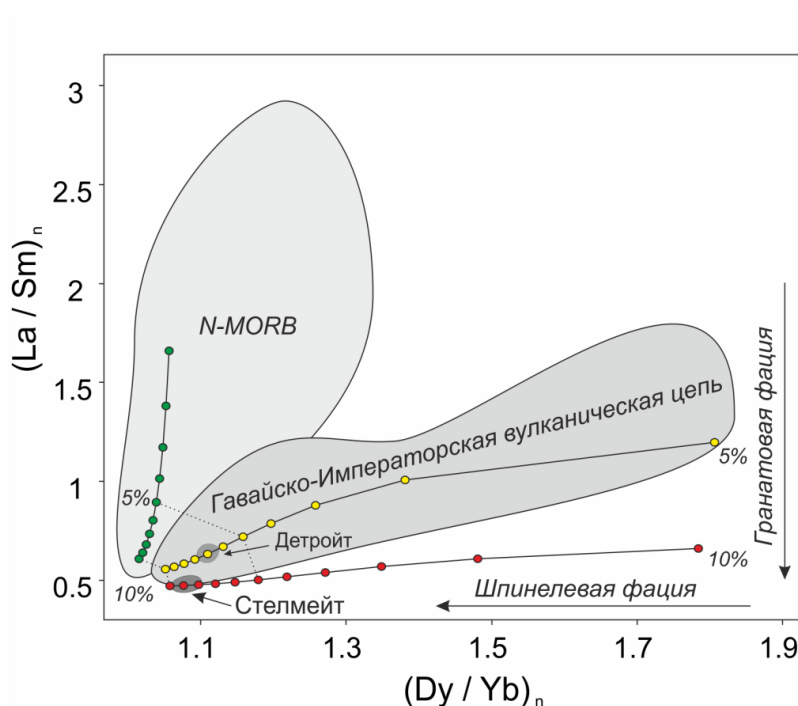


Рис. 38. Средний состав родительского расплава для стекол Детройт. Нанесены поля составов типичных MORB и стекол Гавайско-императорской цепи (PETDB, 2003). Показаны модельные тренды подобные рисункам 33-35.

подводной горы Детройт с возрастом около 100 млн. лет, относящейся к Гавайской-Императорской вулканической цепи. В связи с этим мы предполагаем, что близость Гавайского плюма могла оказывать влияние на условия мантийного плавления изученных перидотитов.

Стелмейт располагаются в области составов перидотитов, испытывавших влияние горячих точек и имеющих признаки глубинного плавления в гранатовой фации (рис. 34, 35, 36). Разломная зона Стелмейт располагается в непосредственной близости (около 300 км к северо-востоку) от следа Гавайской горячей точки,

Для проверки возможной генетической связи базальтов горы Детройт и перидотитов хребта Стелмейт было проведено сравнение составов первичных магм базальтов Детройта и интегральных расплавов, полученных в результате плавления перидотитов Стелмейт.

Для определения генетической связи базальтовых стекол Детройт и перидотитов хребта Стелмейт был воспроизведен состав первичного расплава, ответственный за образование базальтов по методике, описанной выше. На рисунке 38 показан рассчитанный средний состав родительского расплава для стекол Детройт и поля составов типичных MORB и стекол Гавайско-императорской цепи. Состав редкоземельных элементов показывает, что базальты Детройт являются продуктами высоких степеней плавления мантии, как это было детально описано ранее (Shaw *и др.*, 1980; Regelous *и др.*, 2003; Doubrovine, Tarduno, 2004; Huang *и др.*, 2005; Kerr *и др.*, 2005). Модельные тренды на рисунке 38 обозначают характер и степени плавления. Поле составов Стелмейт характеризуется низкими отношениями $(La/Sm)_n - (Dy/Yb)_n$ и высокими степенями плавления мантии. Полученные составы имеют большое сходство и отражают высокие степени плавления мантии, начинавшееся в условиях гранатовой фации глубинности. Это может служить дополнительным свидетельством в пользу возможной генетической связи Гавайского верхнемелового магматизма и перидотитов Стелмейт.

5.4 Реконструкция природы перколирующих расплавов

Рассчитанные модельные тренды фракционного плавления для клинопироксенов лерцолитов не могут описать U-образные спектры клинопироксенов лерцолитов и вариации составов клинопироксенов дунитов (рис 26, 39). Высокие содержания Na, Ti в пироксенах, Cr[#] шпинели и повышенные содержания ЛРЗЭ в пироксенах дунитов могут быть результатом магматического взаимодействия в ходе инфильтрации рестита расплавом (Elthon, 1992; Kelemen *и др.*, 1992; Kelemen *и др.*, 1997; Seyler, Bonatti, 1997; Kelemen *и др.*, 2000; Hellebrand *и др.*, 2002b). В этой модели учитывается состав первичного рестита и состав просачивающего расплава (Kelemen *и др.*, 1995; Kelemen *и др.*, 1997; Kelemen *и др.*, 2000). Были использованы формулы для расчета модельных трендов рефertilизации из работы (Hellebrand *и др.*, 2002a), состав лерцолита

Стелмейт был принят за состав рестита. Подробное описание методики и расчет состава дунита приведен в главе 3. Составы использованных параметров приведены в таблице 13.

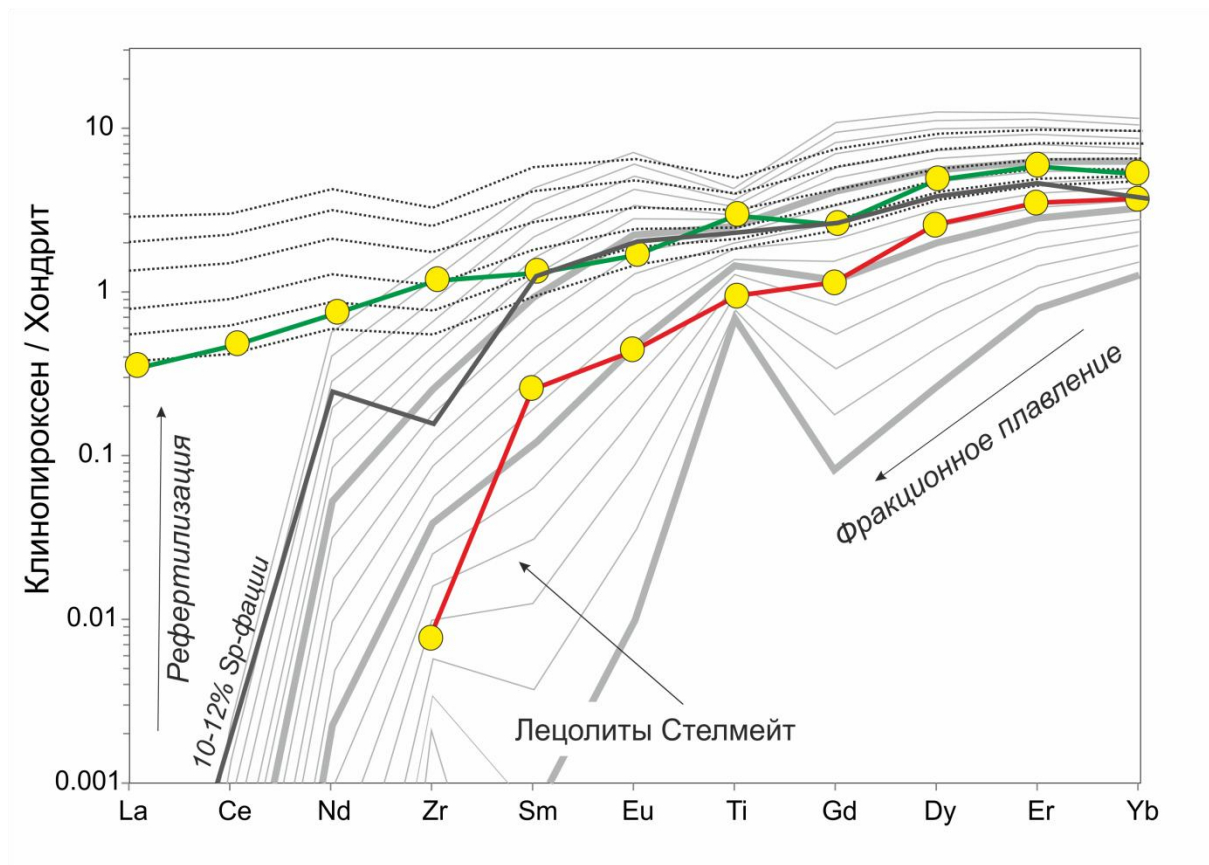


Рис. 39. Распределения содержания РЗЭ в клинопироксенах дунитах. Зеленый спектр – средние составы клинопироксенов в дунитах, красный – в лецолитах. Пунктирные линии - модельные линии, обозначающие характер поведения РЗЭ при инфильтрации рестита расплавом. Серыми линиями показаны модельные спектры при фракционном плавлении (см. рис 36). Черный спектр обозначает состав просачивающегося расплава (после отделения от рестита в ходе 10-12% плавления в шпинелевой фации).

Составы клинопироксенов дунитов воспроизводятся модельным составом, полученным при взаимодействии лецолита Стелмейт и малоглубинного расплава отделившегося от малоглубинный деплетированной мантии, после 10-12% плавления (рис 39).

Таким образом, на этом этапе происходило низкобарическое взаимодействие лецолитов с магматическим расплавом, обогащенными натрием, титаном и ЛРЗЭ,

что привело к образованию реакционных дунитов. Этот процесс мог приводить к растворению пироксена в лерцолитах и к формированию сети дунитовых каналов, маркирующих пути транспорта расплава к поверхности. В результате, изученные дуниты следует рассматривать как магматические породы, имеющие реакционное происхождение и подвергшиеся флюидно-магматической рефertilлизации при инфильтрации через них расплава.

Выводы

1. Анализ сосуществующих реликтов первичных минералов в ультрасновных породах хребта Стелмейт позволил установить генезис этих пород и оценить скорость спрединга палеорифта Кула-Пацифик.
2. Полученные в работе данные по составу перидотитов и палеомагнитные данные (Lonsdale, 1988) являются очевидным свидетельством существования медленно/умеренно-спрединговых рифтов в бассейне Тихого океана в прошлом. Это указывает на то, что геодинамика рифтовых зон Тихого океана значительно изменилась за последние 43 млн. лет (возраст отмирания палеорифта Кула-Пацифик).
3. Установленные вариации составов главных элементов сосуществующих клинопироксена и шпинели и РЗЭ в клинопироксенах в лерцолитах могут быть обусловлены двухстадийным процессом образования изученных пород.
4. Перидотиты РЗ Стелмейт являются реститами 17-20% близфракционного плавления мантийного перидотита. Плавление начиналось в гранатовой фации на глубинах более 100 км (около 10%) плавления и продолжалось в шпинелевой фации (7-10%).
5. Необычно высокие по сравнению с абиссальными перидотитами нормальных сегментов СОХ оцененные степени плавления в гранатовой фации свидетельствуют об аномально высокой потенциальной температуре мантийного источника. Учитывая нахождение РЗ Стелмейт вблизи Императорского хребта, предполагается, что плавление перидотитов, выведенных ныне на поверхность оканического дня в РЗ Стелмейт, происходило около 100 млн. лет под влиянием Гавайского мантийного плюма.
6. Возможной моделью образования дунитов разломной зоны Стелмейт, может быть низкобарическое взаимодействие лерцолитов с магматическими расплавом, обогащенными натрием и титаном. Этот процесс мог приводить к растворению пироксена в лерцолитах, возникновению реакционной инфильтрационной неустойчивости (рефертилизации) и к формированию сети дунитовых каналов, маркирующих пути транспорта расплава к

поверхности. Таким образом, мы интерпретируем изученные дуниты как магматические породы, имеющие реакционное происхождение и подвергшиеся флюидно-магматической рефertilлизации при инфильтрации через них расплава. Возможно, этот процесс отразился на образцах DR37-6 и DR37-14, в которых часть зерен клинопироксенов имеют U-образную форму спектров содержания РЗЭ (рис. 26), и обогащены ЛРЗЭ. Таким образом, ассоциация лерцолитов и дунитов, драгированная на хребте Стелмейт, может быть интерпретирована, как фрагмент литосферной океанической мантии, состоящей из реститогенных лерцолитов и расположенных в них дунитовых каналов, вдоль которых осуществлялся транспорт магматических расплавов.

6. Метаморфическая эволюция ультраосновных пород разломной зоны Стелмейт

6.1 Океанический метаморфизм

Изученные абиссальные перидотиты разломной зоны Стелмейт несут явные геохимические и минералогические признаки средне и низкотемпературного метаморфизма, что проявлено в наличии в них таких метаморфических минералов как тальк, серпентин, хлорит и в характерном поведении валового состава пород рядом главных-, микроэлементов и изотопных отношениях элементов (Prinz *и др.*, 1976; Bonatti *и др.*, 1984; Michael, Bonatti, 1985a; Dosso *и др.*, 1988; Dick, 1989). Присутствующая в этих породах фаза тальк-хлоритового состава была описана в метаперидотитах разломной зоны Хэйс (Центральная Атлантика) (Базылев, 1997). В цитируемой работе температура образования в перидотитах ассоциации тремолит + хлорит + тальк оценена в 450° - 500°C. Таким образом, в аполерцолитовых серпентинитах разломной зоны Стелмейт сохранились признаки относительно высокотемпературного внутрикорового океанического метаморфизма.

В работе (Силантьев *и др.*, 2009) расчетными методами для широкого диапазона температур внутри разреза океанической коры были выделены пять характерных минеральных фаций гидротермально измененных перидотитов медленно-спрединговых СОХ: 1) арагонит-гетит-сапонитовая (20° – 65°C); 2) хризотил-гематит-пиритовая (65°– 130°C); 3) хризотил-магнетит-пирротиновая (130° – 260°C); 4) антигорит-тремолит-магнетит-пирротиновая (260° – 410°C); и 5) тальк-тремолит-оливин-магнетит-пирротиновая (410° – 480°C). Обнаруженные вторичные минералы в аполерцолитовых серпентинитах разлома Стелмейт (тремолит, тальк, сфен, клиноцоизит, хлорит и серпентин) соответствуют всему спектру минеральных типов гидротермально преобразованных перидотитов океанической коры и по условиям своего образования отвечают регрессивному тренду океанического метаморфизма (Силантьев *и др.*, 2012b).

Среднетемпературный этап метаморфизма перидотитов хребта Стелмейт протекал в нижних горизонтах разреза океанической коры и предшествовал серпентинизации и низкотемпературному изменению изученных пород. Изученные образцы перидотитов коллекции практически нацело серпентинизированы на заключительном этапе метаморфизма. Эти породы довольно широко варьируют по структурным признакам: в них отмечаются разновидности как с петельчатой, так и с характерной баститовой структурами. Очевидно, структурное разнообразие этих серпентинитов определяется преимущественно минералогией исходных пород.

Со средним и низкотемпературным метаморфизмом, вероятно, связано характерное, как для перидотитов Стелмейт, так и абиссальных перидотитов в целом изменение содержания Sr, U, Sb, Ce, MgO и SiO₂ в породе и свидетельствует о начальном этапе взаимодействия протолита пород с флюидами – производными морской воды (Hebert *и др.*, 1990; Dick, Kelemen, 1992; Kerrick, Connolly, 2001; Froitzheim *и др.*, 2003; Lewis, Byrne, 2003). Результаты расчетного моделирования (Силантьев *и др.*, 2009) показали, что валовый химический состав перидотитов испытывает наибольшее изменение в условиях 20 – 40°C, выражающееся главным образом, в привносе кальция и выносе магния. Для этого же уровня глубинности характерен слабый привнос в породу FeO и SiO₂. Расчетные данные в работе (Силантьев *и др.*, 2009) показали также, что при более высоких температурах и давлениях валовый состав перидотита не обнаруживает значимых изменений.

Среднетемпературный метаморфизм океанических перидотитов практически не влияет на составы пород, как было отмечено в работе (Базылев, 1997; Силантьев *и др.*, 2009). Обогащение ураном, литием, сурьмой, ураном и барием скорее связано с низкотемпературным метаморфизмом, в ходе которого происходит развитие петельчатого серпентина по оливину и бастита по пироксенам. Высокие значения d¹⁸O в лерцолитах связаны с низкотемпературным метаморфизмом и, преимущественно, с последующим процессом окварцевания. Одним из наиболее надежных индикаторов степени низкотемпературного изменения ультраосновных пород океанического фундамента служит величина изотопного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и уровень содержания в этих породах стронция (Bonatti, 1976; Bonatti *и др.*, 1984; Andersen, Sundvoll, 1995; Силантьев, 2003). Характерный сдвиг точек изотопных составов перидотитов в сторону

резкого возрастания $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отражают взаимодействие пород с просачивающимся морским флюидом (Basu, 1978; Briquet, Lancelot, 1983; Snow *и др.*, 1994; Rampone *и др.*, 1996). Как показано на рисунке 16, аномально высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, приближающиеся к типичным составам морских карбонатов и морской воды, могут быть связаны с низкотемпературным метаморфизмом при отношениях морская вода/порода существенно выше 1 (Basu, Tatsumoto, 1980).

Высокие отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ можно объяснить привнесением урана из морской воды (рис. 17, 18) (Castillo, Batiza, 1989; Asmerom, Edwards, 1995; Castillo *и др.*, 2000). В связи с тем, что ^{238}U является самым распространенным изотопом, а конечный член радиогенного распада является ^{206}Pb , на изотопном отношении $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ сильнее всего отражается привнос урана в образец. На рисунках 17, 18 показан модельный возраст, полученный для дунитов составляет ≈ 100 млн. лет, для лерцолита – ≈ 200 млн. лет. Полученное расхождение в возрасте можно объяснить различными U/Pb и U/Th отношениями, зависящие от истории метаморфизма (Miyashiro, 1969; Hamelin *и др.*, 1984; Castillo, Batiza, 1989).

В главе 4 было подчеркнуто, что обогащенность аподунитовых пород кварцем резко отличает их от известных продуктов преобразования перидотитов океанической коры. Свойственное этим породам очень высокое содержания SiO_2 совершенно не типично для продуктов метаморфизма и низкотемпературного выветривания перидотитового субстрата COX (Силантьев *и др.*, 2009).

Образование окварцеванных серпентинитов разломной зоны Стелмейт остается пока загадкой. Можно предположить, располагая данными в работах (Bonatti, 1978; Bonatti *и др.*, 2005): 1) окварцевание серпентинитов происходило при низкой температуре и явилось следствием выветривания этих пород в приповерхностных условиях; 2) серпентинизированные аполерцолиты взаимодействовали с гидротермальным флюидом, приводящим к образованию кварца.

Для определения условий и процессов, способствовавших окварцеванию перидотитов разломной зоны Стелмейт, был применен метод термодинамического

моделирования с учетом кинетики растворения минералов, реализованный в программном комплексе GEOCHEQ.

6.2 Моделирование

Приведенные выше данные указывают на то, что аполерцолитовые серпентиниты, драгированные в разломной зоне Стелмейт, несомненно, испытали метаморфическое перерождение в широком температурном диапазоне в условиях океанической коры. С другой стороны, окварцованные серпентиниты не имеют минералогических и геохимических аналогов среди абиссальных перидотитов. Следовательно, десерпентинизация и окварцевание этих пород отражают более сложную эволюцию океанического субстрата, чем наблюдаемая в составе всех известных в настоящее время абиссальных перидотитов.

Необычная особенность изученных пород, особенно пород группы дунитового протолита, является практически полное замещение силикатных минералов кварцем и повышение валового содержания SiO_2 до 88 %. Выветривание, способствовавшее окварцеванию пород могло проходить в одной из контрастных по физико-химическим параметрам обстановках: подводной или субаэральной. Для того чтобы определить какая из двух сред, способствовала окварцеванию перидотитов хребта Стелмейт в настоящей работе был применен метод численного моделирования, подробно описанный в работе (Zolotov, Mironenko, 2007; МIRONЕНКО *и др.*, 2008).

6.2.1 Моделирование выветривания серпентинита в условиях океанического дна

В сценарии подводного выветривания при моделировании установлена следующая последовательность растворения «первичных» минералов в серпентините: ортопироксен (реликтовый) (550 модельных лет) — оливин (реликтовый) (1550) — клинопироксен (реликтовый) (1600) — шпинель (реликтовая) (3000) — серпентин (29000) (рис. 40). Среди вторичных минералов на начальном этапе выветривания (≤ 3 тыс. модельных лет) доминирует тальк или девейлит ($\text{Mg}_4\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ - смесь кристаллического серпентина и талька или серпентина и стивенсита). После

растворения первичного (относительно продуктов выветривания) серпентина начинают доминировать карбонатные фазы. В интервале длительности взаимодействия морской воды с серпентинитом до 25 тыс. лет в подводной коре выветривания ультраосновного состава велико содержание нонтронита, однако он исчезает среди продуктов выветривания после полного растворения серпентина в породе. На финальной стадии подводного выветривания (100 тыс. модельных лет) среди его продуктов присутствуют карбонаты (доломит - магнезит) (73 об. %), тальк (девейлит) (21 об. %), гетит (3 об. %), натровый монтмориллонит (2 об. %) и иллит (1 об. %) (рис. 40). В ходе подводного выветривания общий объем породы монотонно возрастает, увеличиваясь относительно исходного почти в 2 раза (табл. 14).

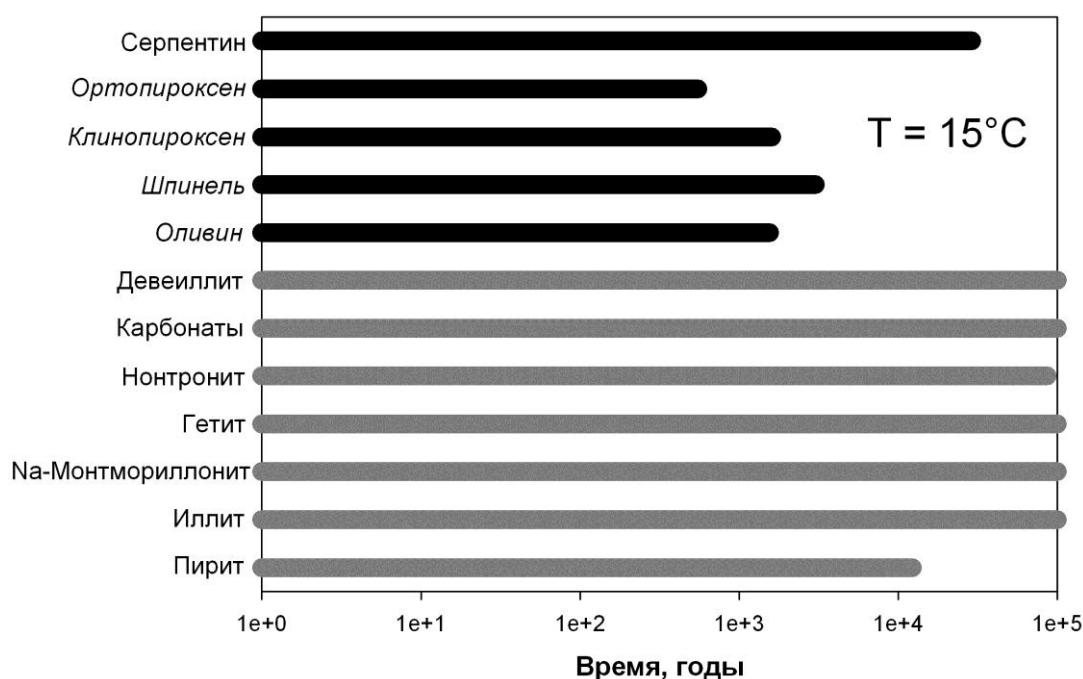


Рис. 40. Эволюция минерального состава серпентинита при подводном выветривании. Черные полосы - первичные (относительно продуктов выветривания) минералы; серые линии - продукты выветривания.

Изменение валового состава исходного серпентинита характеризуется на первом этапе выветривания (≤ 250 модельных лет) несущественным выносом магния (на 1.5 мас. %) в результате растворения первичных силикатов и их замещения тальком (девейлитом) (таб. 14). Затем этот процесс сменяется накоплением магния, сопутствующим образованию карбонатов, и его валовое содержание в породе существенно возрастает за счет поступления из морской воды. На протяжении всего

процесса промывания серпентинита морской водой массовая доля кремнезема, железа и глинозема в породе существенно сокращается. Тем не менее, значимого выноса или привноса этих элементов не отмечается, что объясняется накоплением в коре выветривания карбонатов, приводящем к резкому увеличению объема породы и пропорциональному уменьшению плотности.

При моделировании был рассмотрен также ряд сценариев гипотетического взаимодействия «горячей» морской воды с серпентинитовым субстратом при температурах 50°C, 100°C и 200°C. Отмечены следующие изменения минерального и химического состава формирующихся при этом высокотемпературных кор выветривания. При 50°C среди продуктов выветривания возрастает содержание карбонатов, в подчиненном количестве появляются цеолиты. При 100°C доля цеолитов среди вторичных минералов существенно снижается, а при 200°C их образование вовсе не отмечено. С ростом температуры возрастает доля серпентина в породе. Глинистые минералы не формируются ни при одном из высокотемпературных сценариев выветривания. При 200°C на заключительных стадиях взаимодействия серпентинита с «горячей» морской водой отмечено образование очень незначительного количества аморфного кремнезема, что однако может являться артефактом численного моделирования. Изменение валового состава высокотемпературных кор выветривания характеризуется постепенным уменьшением содержания магния и увеличением содержания кремнезема с ростом температуры: при 50°C MgO = 50 мас. % (в пересчете на сухое вещество итоговой коры выветривания), SiO₂ = 22.4 мас. %; при 100°C MgO = 41.5 мас. %, SiO₂ = 48.7 мас. %; при 200°C MgO = 41 мас. %, SiO₂ = 51.1 мас. %.

Таким образом, как следует из результатов моделирования, индикаторным минералогическим признаком подводного выветривания серпентинитов может рассматриваться интенсивная карбонатизация этих пород, вызывающая уменьшение относительного валового содержания кремнезема в породе. Очевидно, что наблюдаемые тренды изменения состава перидотита при подводном выветривании или гидротермальном преобразовании не могут объяснить состав окварцованных аподунитовых серпентинитов разломной зоны Стелмейт.

6.2.2 Моделирование выветривания серпентинита в субэральных условиях

В этом сценарии выветривания при растворении «первичных» минералов прослеживается следующая последовательность их исчезновения в породе: ортопироксен (1000 модельных лет) — оливин (2000) — клинопироксен (2400) — шпинель (4500) — серпентин (10500) (рис. 41). Несмотря на малое содержание в породе, шпинель сохраняется в коре выветривания дольше всех первичных минералов перидотита. Серпентин также характеризуется минимальной скоростью растворения.

Среди вторичных минералов на начальном этапе выветривания (≤ 10 тыс. модельных лет) доминирует девейлит, который при моделировании имитируется смесью серпентина и талька. После растворения «первичных» минералов серпентинита девейлит замещается аморфным кремнеземом. На финальной стадии выветривания серпентинита (100000 модельных лет) новообразованные фазы представлены аморфным кремнеземом (72 об. %), гетитом (13 об. %), нонтронитом (12 об. %), иллитом (2 об. %) и натриевым монтмориллонитом (1 об. %) (рис. 41). В ходе

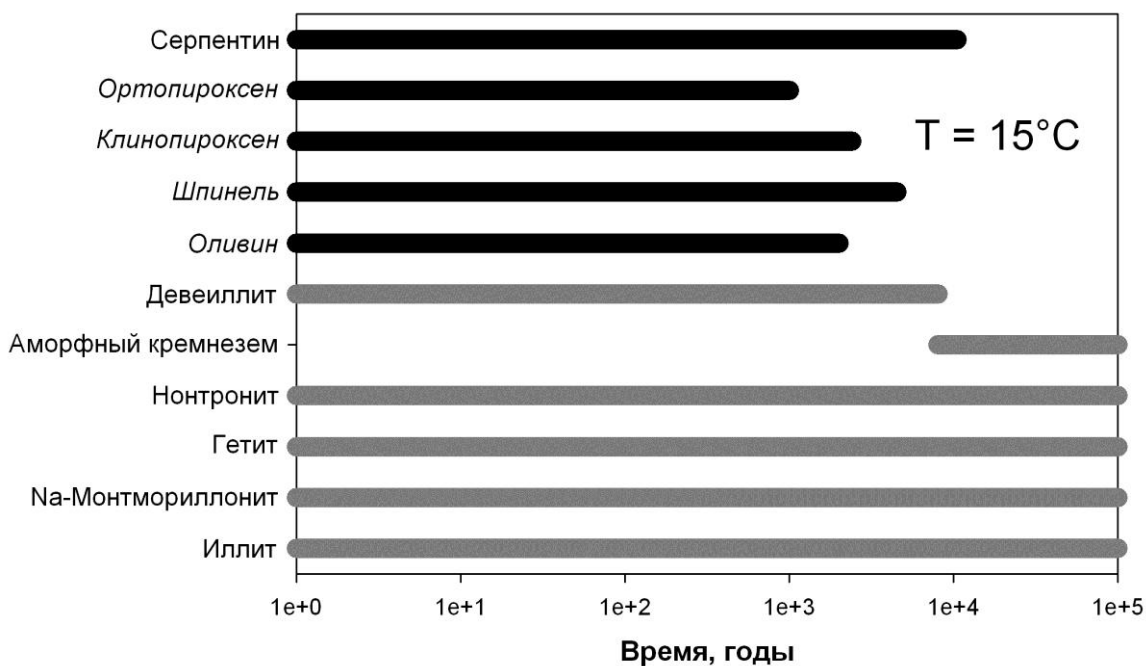


Рис. 41. Эволюция минерального состава серпентинита при субэральном выветривании. Черные полосы - первичные (относительно продуктов выветривания) минералы; серые линии - продукты выветривания.

субаэрального выветривания общий объем породы монотонно уменьшается, достигая 51 об. % от исходного через 100 тыс. модельных лет (табл. 15).

Изменение валового состава серпентинита при субаэральном выветривании характеризуется существенным выносом MgO и CaO (табл. 15). Растворение железомagneзиальных силикатов в серпентините при его субаэральном выветривании приводит к интенсивному окварцеванию исходной породы, приводящему в модельной системе к образованию коры выветривания с содержанием SiO₂ около 73 мас.%, при MgO = 0.58 мас. % (табл. 15, рис.42).

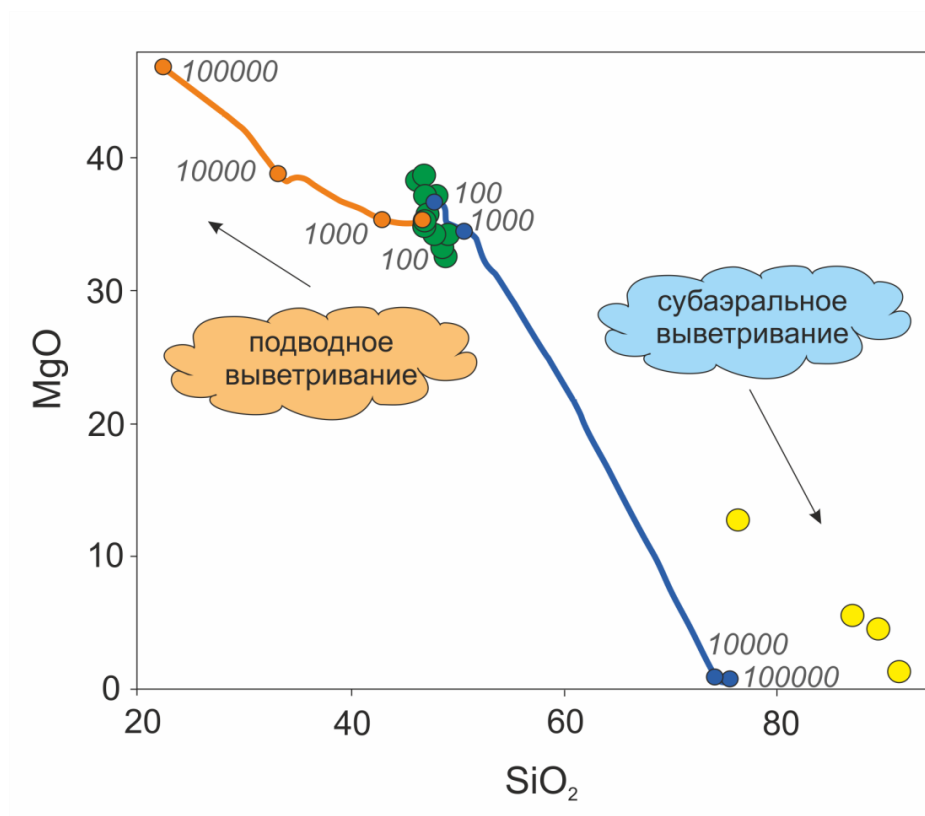


Рис. 42. Главные геохимические тренды, полученные при моделировании процесса подводного и субаэрального выветривания серпентинитов хребта Стелмейт. Точками обозначена длительность взаимодействия породы с морской или метеорной водой. Составы пород пересчитаны на безводные (к 100%).

Результаты проведенного моделирования позволяют прийти к выводу, что низкотемпературное выветривание серпентинитов в подводной и субаэральной обстановках характеризуются резко различными геохимическими трендами и

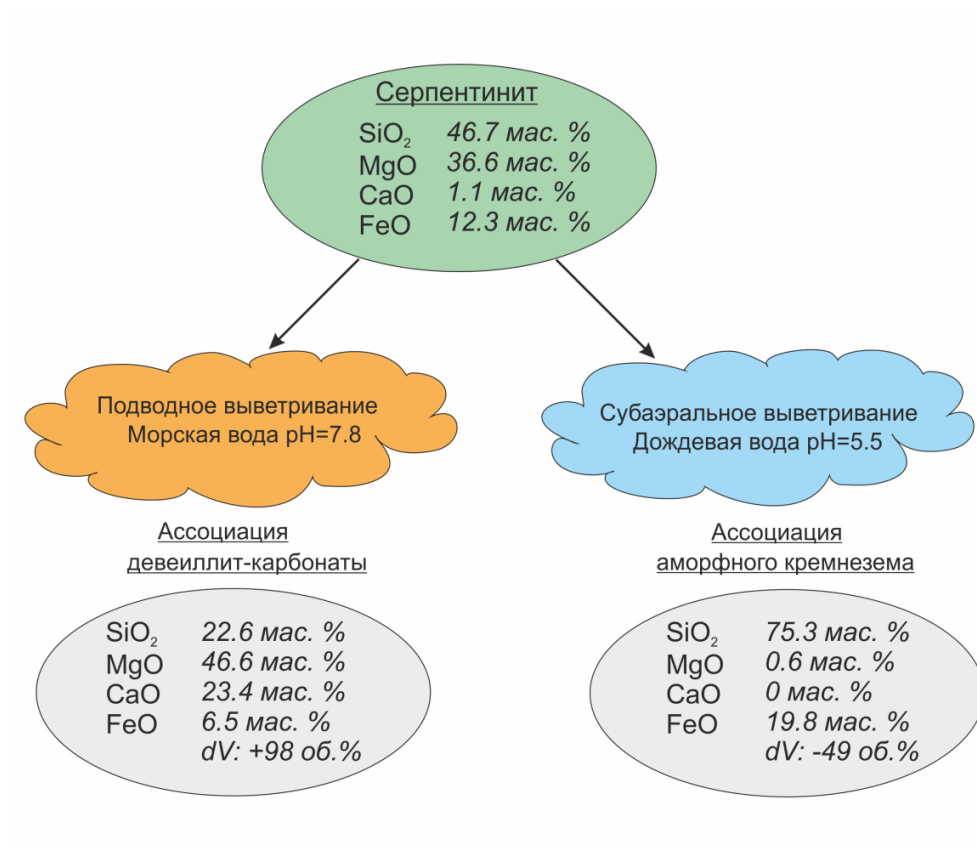


Рис. 43. Схема изменений, связанных с выветриванием серпентинита в подводной и субаэриальной обстановках, полученных по данным термодинамического моделирования в программном комплексе GEOCHEQ. Состав породы пересчитан на безводный (к 100%).

минералогическими особенностями в силу различий в кислотности морской и дождевой воды (рис. 42, 43).

Моделирование также показало, что индикаторным минералогическим признаком подводного выветривания серпентинитов может рассматриваться интенсивная карбонатизация этих пород, вызывающая уменьшение относительного валового содержания кремнезема в породе.

Выводы

1. Представленные эмпирические и расчетные данные свидетельствуют о том, что окварцевание серпентинитов хребта Стелмейт вряд ли могло происходить при условиях, соответствующих их современному глубоководному залеганию. Установленные следы окварцевания серпентинизированных лерцолитов указывают на то, что эти породы, также подвергались выветриванию вне условий океанического дна.
2. Различная степень окварцевания, свойственная изученным породам (высокая – в аподунитовых серпентинитах, незначительная – в аполерцолитовых серпентинитах), может быть интерпретирована как следствие различного положения в разрезе указанных пород. Возможно, аподунитовые окварцованные серпентиниты были окварцованы в наибольшей степени потому, что находились в верхней, самой доступной для инфильтрации пресных вод части перидотитового разреза, оказавшегося выше уровня моря. При интерпретации результатов проведенного исследования, неизбежно возникает вопрос: насколько реализуема в терминах тектоники современных океанических бассейнов ситуация, возможно имевшая место в ходе эволюции ультраосновного субстрата хребта Стелмейт?
3. Подобные случаи были описаны ранее. Хребет Вима, по (Bonatti, 1978; Bonatti, Hamlyn, 1978; Kastens *и др.*, 1998; Bonatti *и др.*, 2003), представляет собой пластину океанической литосферы, испытавшую вертикальное перемещение к поверхности океанического дна. На вершинах двух отдельных блоков этого фрагментированного хребта были обнаружены мелководные карбонатные отложения, образованные в приповерхностных (относительно уровня моря) условиях (Kastens *и др.*, 1998). Современная глубина океана в этом районе составляет 470 – 450 м. Скорость подъема блока мантийных перидотитов в разломной зоне Вима оценивается от 2 до 4 мм/год (Bonatti, 1978). Согласно данным о возрасте карбонатных образований на перидотитах (3–4 млн. лет), отобранных в основании поперечного хребта Вима на различном удалении от оси САХ, хребет

испытал подъем как единая структура внутри трансформной зоны Вима (Macdonald *и др.*, 1986; Bonatti *и др.*, 2005). Согласно мнению авторов цитируемой работы, в результате этого подъема протяженная часть поперечного хребта (длиной около 50 км) находилась над уровнем моря и подверглась субаэральной эрозии. Подобные карбонатные отложения были обнаружены в пределах хребта Романш. Поперечный хребет Романш расположен в северном борту одноименного трансформного разлома в экваториальной Атлантике (Bonatti *и др.*, 1996; Gasperini *и др.*, 1997). Ряд отдельных блоков, слагающих этот поперечный хребет, находились в течение раннего-среднего Миоцена над уровнем моря и перекрыты в настоящее время мелководными карбонатными осадками, отложившимися на опускающемся океаническом фундаменте при субаэральной эрозии (Gasperini *и др.*, 1997). В настоящее время вершины этих опустившихся блоков поперечного хребта Романш находятся на глубине моря 1000 метров. Судя по данным сейсмопрофилирования и литологического изучения, опускание океанического ложа в этом районе гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта началось в нижнем Миоцене. Хребет Вима, по (Bonatti, 1978; Kastens *и др.*, 1998), представляет собой пластину океанической литосферы, испытавшую вертикальное перемещение к поверхности океанического дна. На вершинах двух отдельных блоков этого фрагментированного хребта были обнаружены мелководные карбонатные отложения, образованные в приповерхностных (относительно уровня моря) условиях (Kastens *и др.*, 1998). Современная глубина океана в этом районе составляет 470 – 450 м. Скорость подъема блока мантийных перидотитов в разломной зоне Вима оценивается от 2 до 4 мм/год (Bonatti, 1978).

4. Минералогическое и геохимическое изучение окварцованных перидотитов резко отличает изученные породы от известных продуктов гидротермального изменения и низкотемпературного выветривания перидотитов океанического дна. Результаты предпринятого расчетного моделирования и анализ опубликованных данных, позволяют предполагать, что геохимические и минералогические эффекты, наблюдаемые в окварцованных аподунитах разломной зоны Стелмейт, являются следствием

низкотемпературной десерпентинизации перидотитов в субаэральных условиях. Следует подчеркнуть, что в некоторых образцах аполерцолитовых серпентинитов обнаружен кварц (или аморфный кремнезем), содержание которого сильно уступает установленному в аподунитовых породах.

5. Полученные данные по изотопному отношению кислорода в породах в целом и в кварце свидетельствуют об резком обогащении образцов относительно SMOW (стандартная средне океаническая вода) и равновесии с пресной водой. Наблюдаемые корреляции кислорода, кремнезема и урана свидетельствуют о четкой взаимосвязи кислорода со вторичными изменениями.
6. Тем самым, данные по изотопному составу кислорода подтверждают идею, что выветривание изученных перидотитов не могло происходить при условиях, соответствующих их современному подводному залеганию на глубинах около 4000 м.
7. Существующие геофизические и геологические данные указывают на то, что характерной чертой тектонической эволюции поперечных хребтов, связанных с крупными трансформными зонами Мирового океана, являются их разнонаправленные вертикальные движения, происходящие в широком диапазоне амплитуд. Из этого также следует, что субаэральное выветривание перидотитов поперечного хребта Стелмейт может быть следствием этих вертикальных движений. Возможно также, что в случае трансформного разлома Стелмейт эти вертикальные движения были инициированы тектоническим взбросом блока океанической литосферы мелового возраста вдоль трансформного разлома Кула-Пацифик (Lonsdale, 1988).
8. Возможность крупноамплитудных вертикальных движений блоков океанической коры северо-западной части Тихого требует дальнейшего изучения геологического строения рассматриваемой акватории Тихого океана.

7. Изотопная геохимия

7.1 Оценки вероятного возраста изученных пород и хребта Стелмейт

По данным П. Лонсдэйла (Lonsdale, 1988) спрединг в рифтовой зоне Кула-Пацифик прекратился 43 млн. лет назад в результате общей реорганизации тектоники Тихого океана в это время, коррелирующей с изменением простирания Гавайско-Императорского хребта (Clague, Dalrymple, 1987). Этот возраст минимальный для пород слагающих хребет Стелмейт. Максимальный возраст хребта Стелмейт можно, вероятно, определить на границе нижнемелового и верхнемелового периода – 110 млн. лет. Поскольку на южном фланге хребта и примыкающей океанической плите отсутствуют магнитные аномалии, что указывает на ее вероятное формирование в период спокойного магнитного поля (85-110 млн.лет). Также интересно отметить, что согласно некоторым реконструкциям (Clague, Dalrymple, 1987) Гавайская горячая точка находилась и, возможно, зародилась под рифтом Кула-Пацифик около 100 млн. лет назад.

Изученные в работе перидотиты находятся в тектоническом блоке, причлененном к плите Кула вдоль протяженного разлома Кула-Пацифик, фрагмент которого ныне представлен хребтом Стелмейт (Lonsdale, 1988). Учитывая вероятное образование вблизи Гавайской горячей точки, возраст этих пород может составлять около 100 млн. Эта оценка согласуется с модельными возрастными среднетемпературного метаморфизма, полученными по данным изотопного состава Sr и Pb в породах.

С целью получения информации о возрасте пород, слагающих восточную часть хребта Стелмейт, нами было проведено Rb-Sr датирование диорита, драгированного на станции DR7. Для изотопного датирования был выбран образец DR7-12, состоящий из 75% плагиоклаза, 13% биотита, 6% амфибола, 4% пироксена, 1% эпидота и до 1 % рудного минерала. Для анализа были взяты: вал породы, плагиоклаз и биотит. Преимущество выбранных минералов заключается в различном Rb/Sr отношении, тем самым, полученные результаты анализов в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ не образуют

узкое поле. Дополнительным фактором для выбора этих минералов послужила низкая степень вторичных изменений.

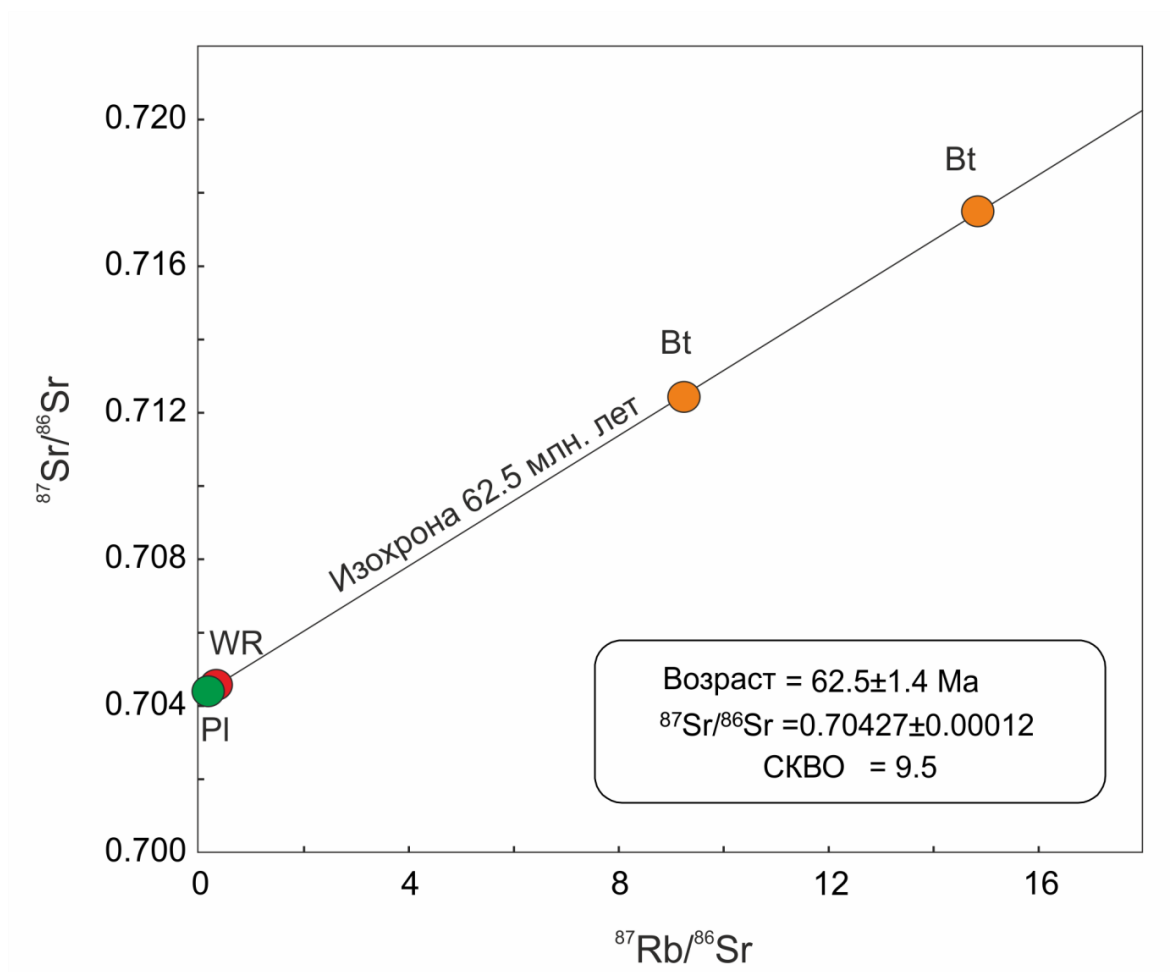


Рис. 44. Rb-Sr диаграмма для 4 проб диорита хребта Стелмейт DR7-12. WR – валовая порода, Pl – плагиоклаз, Bt – биотит.

Начальное изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позволило установить петрогенетическую связь выбранных минералов (см. таблицу 16). Плагиоклаз и биотит показали близкие значения к валовому изотопному отношению породы. Отсутствие полной сходимости начального изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ мономинеральной и валовой пробы связано с наложенными процессами вторичных изменений, отражающиеся на изотопном отношении стронция в вале породы. Отсюда делается вывод, что минералы находятся в одном петрогенезесе и полученные данные пригодны для датировки породы.

Изохрона, полученная по результатам изотопного анализа 4х проб (вал породы, плагиоклаз и две разноразмерные фракции биотита), отвечает возрасту 62.5 ± 1.4 млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70427 \pm 0.00012$, средний квадрат взвешенных отклонений СКВО=9.5 (рис. 44).

Выводы

1. Полученные данные являются первым определением возраста пород фундамента СЗ Пацифики и указывают на его образование на границе мел-палеогенового периода в районе станции DR7 на хребте Стелмейт. Эти данные находятся в соответствии с современной тектонической интерпретацией происхождения хребта Стелмейт (Lonsdale, 1988) и подтверждают вероятное омоложение пород этого хребта с запада на восток вдоль палео границы плит Пацифик и Кула. В этом случае минимальная амплитуда левостороннего сдвига вдоль хребта Стелмейт составляет около 200 км.
2. В дальнейших исследованиях предполагается получить более детальную возрастную характеристику, используя различные методы датировки, что позволит более детально аттестовать и воспроизвести эволюцию северо-западной части Тихого океана.

8. Модель образования мантийных пород хребта Стелмейт в северо-западной части Тихого океана

Ассоциация перидотитов хребта Стелмейт, драгированных в 2009 году в ходе рейса SO201-1b KALMAR НИС «Зонне», представлена аполерцолитовыми серпентинитами и аподунитовыми окварцованными серпентинитами. Проведенное петролого-геохимическое исследование перидотитов хребта Стелмейт, основанное на изучении составов первичных минералов и пород позволяет установить их генезис и предложить геодинамическую модель образования литосферы хребта Стелмейт северо-западной части Тихого океана (рис. 45).

Установленные вариации составов сосуществующих клинопироксена и шпинели в лерцолитах и дунитах могут быть обусловлены двухэтапным процессом образования изученных пород. На первом этапе были образованы лерцолиты. Представленные расчеты свидетельствуют о том, что изученные лерцолиты могут быть объяснены двухстадийным близфракционным плавлением деплетированного мантийного источника близкого к DMM с суммарной степенью плавления 17-20 %. Плавление начиналось в гранатовой фации на глубинах более 100 км (около 10% плавления и продолжалось в шпинелевой фации (7-10%). Необычно высокие по сравнению с абиссальными перидотитами нормальных сегментов СОХ оцененные степени плавления в гранатовой фации свидетельствуют об аномально высокой потенциальной температуре мантийного источника. Учитывая расположение хребта Стелмейт вблизи северо-западного (средне-мелового) окончания Гавайско-Императорской вулканической цепи, нельзя исключать, что плавление мантийного источника, родительского для перидотитов Стелмейта, произошло около 100 млн. лет назад под влиянием Гавайского плюма.

На позднем магматическом этапе происходило реакционное взаимодействие лерцолитов с просачивающимися более глубинными расплавами, что приводило к образованию рефракторных дунитов, обедненных большинством несовместимых микроэлементов по сравнению с лерцолитами. Таким образом, ассоциация лерцолитов

и дунитов, драгированная на хребте Стелмейт, интерпретируется как фрагмент литосферной океанической мантии, состоящей из реститогенных лерцолитов и дунитов реакционного происхождения, вдоль которых осуществлялся транспорт магматических расплавов.

В дальнейшем, изученные лерцолиты и дуниты, по мере их подъема во внутрикоровых условиях, подвергались метаморфизму, приведшему к практически полному замещению первичных минералов серпентином. На заключительном этапе вещественной эволюции серпентинитов, эти породы испытали низкотемпературное выветривание в субаэральной обстановке, проявившееся в их окварцевании (силификации), проявленном в различной степени в изученных аполерцолитовых и аподунитовых серпентинитах.

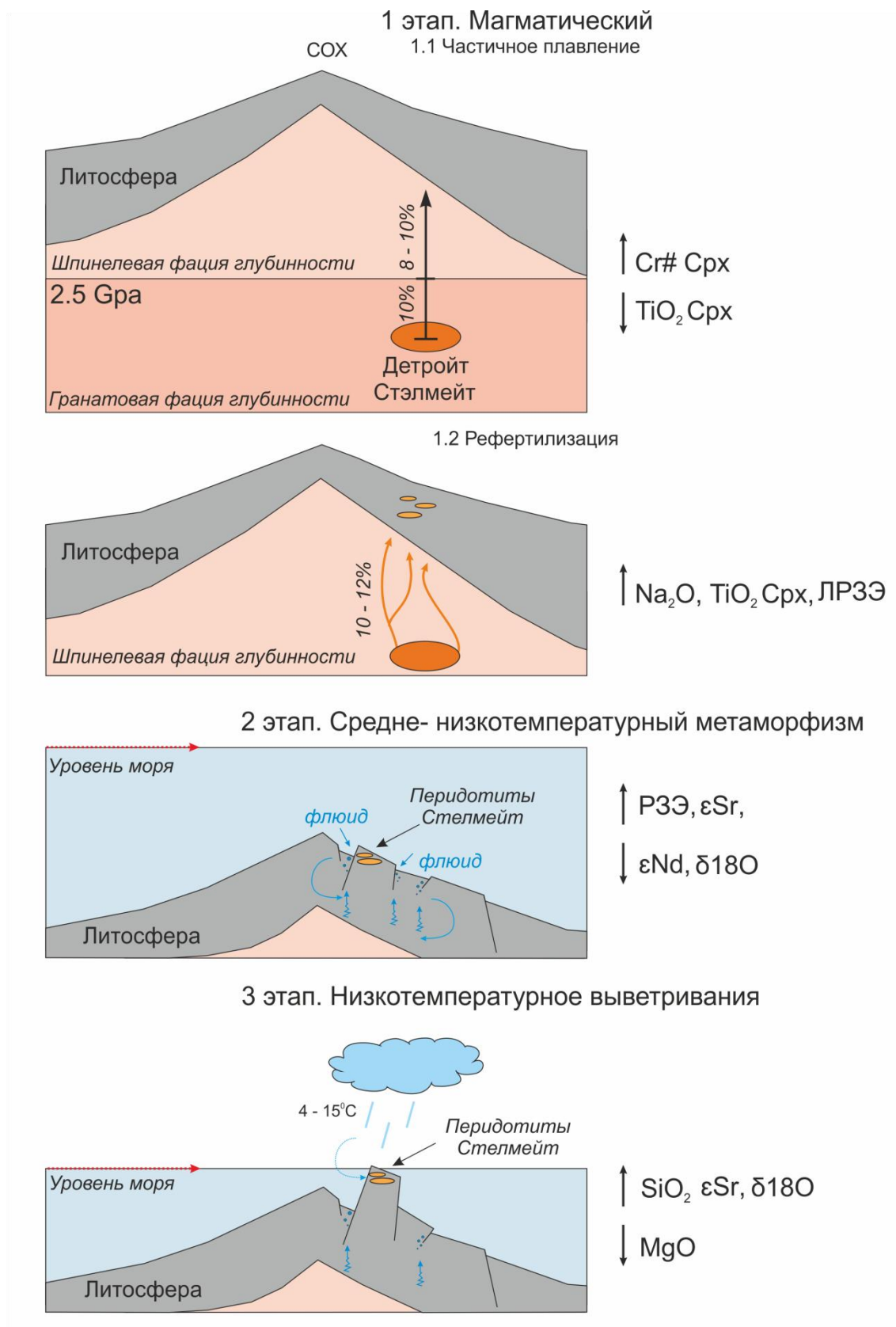


Рис. 45. Общая модель образования мантийных пород хребта Стелмейт в северо-западной части Тихого океана.

Защищаемые положения

1. Ассоциация лерцолитов и дунитов хребта Стелмейт представляет дезинтегрированный фрагмент метаморфизованной литосферной океанической мантии, состоящей из реститогенных лерцолитов и дунитов реакционного происхождения.
2. Лерцолиты являются продуктами 17-20% околофракционного плавления в гранатовой и шпинелевой фациях глубинности под влиянием близрасположенной горячей точки, наиболее вероятно Гавайского мантийного плюма.
3. Метаморфическое преобразование и выветривание перидотитов происходило в результате средне и низкотемпературного океанического метаморфизма при отношениях вода/порода существенно выше 1.
4. 4. Геохимические данные и результаты моделирования указывают на то, что окварцевание серпентинитов хребта Стелмейт происходило в субэвральской обстановке и свидетельствуют о крупно-амплитудном вертикальном перемещении блоков литосферы.
5. Диориты восточной части хребта Стелмейт имеют возраст 62.5 ± 1.4 млн, что подтверждает формирование пород фундамента этого района Тихого океана в мел-палеогеновое время.

Благодарности

Автор выражает благодарность научным руководителям М. В. Портнягину и С. А. Силантьеву за руководство работой, создание условий для ее проведения, постоянную поддержку и внимание. Особую благодарность автор выражает Б.А. Базылеву, Ю.А. Костицыну, А.А. Арискину за помощь и ценные комментарии к проведенному исследованию. Автор искренне признателен коллегам по лаборатории геохимии магматических и метаморфических пород за дружескую и творческую атмосферу.

Автор выражает особую благодарность Е.О. Дубининой за анализ изотопного состава кислорода и Ф. Хауфу за высококачественные определения изотопных отношений Sr, Nd и Pb. Неоценимую помощь в проведении исследований оказали М. Тёнер, Д. Гарбе-Шёнберг, У. Вестернштроер и С. Хауфф, обеспечившие безотказную работу аналитического оборудования в ГЕОМАР и Университете г. Киль. Автор выражает признательность капитану, научному коллективу и команде рейса SO201-1b НИС «Зонне» за их участие в получении коллекции образцов, положенной в основу диссертации.

Работа была выполнена в рамках российско-немецкого проекта KALMAR и грантов РФФИ №09-05-00008а, №. 12-05-00002а, №. 12-05-31107. Рейс НИС «Зонне» SO201-1b и аналитические работы в г. Киль были проведены при поддержке Министерства образования и науки ФРГ (BMBF).

Список литературы

- 1 Agrinier, P., Cannat, M. (1997). Oxygen-Isotope constraints on serpentinization processes in ultramafic rocks from the Mid-Atlantic Ridge (23°N). *Ocean Drilling Program, Scientific Results* **153**.
- 2 Alt, J. C., Teagle, D. A. H. (2003). Hydrothermal alteration of upper oceanic crust formed at a fast-spreading ridge: mineral, chemical, and isotopic evidence from ODP Site 801. *Chemical Geology* **201**, 191- 211, doi:110.1016/S0009-2541(1003)00201-00208.
- 3 Andersen, T., Sundvoll, B. (1995). Neodymium Isotope Systematics of the Mantle Beneath the Baltic Shield - Evidence for Depleted Mantle Evolution Since the Archean. *Lithos* **35**, 235-243.
- 4 Asmerom, Y., Edwards, R. L. (1995). U-series isotope evidence for the origin of continental basalts. *Earth and Planetary Science Letters* **134**, 1-7.
- 5 Baker, M. B., Beckett, J. R. (1999). The origin of abyssal peridotites: a reinterpretation of constraints based on primary bulk compositions. *Earth and Planetary Science Letters* **171**, 49-61.
- 6 Basu, A. R. (1978). Trace elements and Sr-isotopes in some mantle-derived hydrous minerals and their significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **42**, 659-668.
- 7 Basu, A. R., Tatsumoto, M. (1980). Nd-isotopes in selected mantle-derived rocks and minerals and their implications for mantle evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **75**, 43-54.
- 8 Batanova, V. G., Sobolev, A. V., Suhr, G. (1995). Observation and origin geochemical heterogeneity in the mantle peridotites: evidence from ion probe study of clinopyroxenes (Bay

of Islands, Newfoundland and Troodos, Cyprus ophiolites). *5th Zonenshain Conference on Plate Tectonics*. Moscow, 5-6.

9 Beattie, P. (1993). On the occurrence of apparent non-Henry's Law behaviour in experimental partitioning studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, 47-55.

10 Benoit, M., Ceuleneer, G., Polve, M. (1999). The remelting of hydrothermally altered peridotite at mid-ocean ridges by intruding mantle diapirs. *Nature* **402**, 514-518.

11 Blundy, J. D., Robinson, J. A. C., Wood, B. J. (1998). Heavy REE are compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus. *Earth and Planetary Science Letters* **160**, 493-504.

12 Bonatti, E. (1976). Serpentinite protrusions in the oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* **32**, 107-113.

13 Bonatti, E. (1978). Vertical tectonism in oceanic fracture zones. *Earth and Planetary Science Letters* **37**, 369-379.

14 Bonatti, E., Brunelli, D., Buck, W. R., Cipriani, A., Fabretti, P., Ferrante, V., Gasperini, L., Ligi, M. (2005). Flexural uplift of a lithospheric slab near the Vema transform (Central Atlantic): Timing and mechanisms. *Earth and Planetary Science Letters* **240**, 642-655.

15 Bonatti, E., Hamlyn, P. R. (1978). Mantle uplifted block in the Western Indian Ocean. *Science* **201**, 249-252.

16 Bonatti, E., Honnorez, J., Ferrara, G. (1971). Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial mid-Atlantic ridge. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **A268**, 385-402.

- 17 Bonatti, E., Lawrence, J. R., Morandi, N. (1984). Serpentinization of oceanic peridotites: temperature dependence of mineralogy and boron content. *Earth and Planetary Science Letters* **70**, 88-94.
- 18 Bonatti, E., Ligi, M., Brunelli, D., Cipriani, A., Fabretti, P., Ferrante, V., Gasperini, L., Ottoloni, L. (2003). Mantle thermal pulses below the Mid-Atlantic Ridge and temporal variations in the formation of oceanic lithosphere. *Nature* **423**, 499-505.
- 19 Bonatti, E., Ligi, M., Carrara, L., Gasperini, L., Turko, N., Perfiliev, S., Peyve, A., Sciuto, P. F. (1996). Diffuse impact of the Mid-atlantic Ridge with the Romanche transform: an ultracold ridge-transform intersection. *Journal of Geophysical Research* **101**, 8043-8054.
- 20 Bonatti, E., Michael, P. J. (1989). Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* **91**, 297-311.
- 21 Bonatti, E., Peyve, A., Kepezhinskas, P., Kurentsova, N., Seyler, M., Skolotnev, S., Udintsev, G. (1992). Upper mantle heterogeneity below the Mid-Atlantic Ridge, 0°-15° N. *Journal of Geophysical Research* **97**, 4461-4476.
- 22 Bougault, H., Dmitriev, L., Schilling, J. G., Sobolev, A., Joron, J. L., Needham, H. D. (1988). Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14°N. *Earth and Planetary Science Letters* **88**, 27-36.
- 23 Briquet, L., Lancelot, J. R. (1983). Sr isotopes and K, Rb, Sr balance in sediments and igneous rocks from the subducted plate of the Vanuatu (New Hebrides) active margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **47**, 191-200.
- 24 Brunelli, D., Seyler, M., Cipriani, A., Ottoloni, L., Bonatti, E. (2006). Discontinuous Melt Extraction and Weak Refertilization of Mantle Peridotites at the Vema Lithospheric Section (Mid-Atlantic Ridge)
10.1093/petrology/egi092. *J. Petrology* **47**, 745-771.

- 25 Byrne, T. (1979). Late Paleocene demise of the Kula-Pacific spreading center. *Geology* **7**, 341-344.
- 26 Cannat, M. (1993). Emplacement of mantle rocks in the seafloor at Mid-Ocean Ridges. *Journal of Geophysical Research* **98**, 4163-4172.
- 27 Cannat, M. (1996). How thick is the magmatic crust at slow spreading oceanic ridges? *Journal of Geophysical Research* **101**, 2847-2857.
- 28 Cannat, M., Bideau, D., Bougault, H. (1992). Serpentinized Peridotites and Gabbros in the Mid-Atlantic Ridge Axial Valley at 15°37'N and 16°52'N. *Earth and Planetary Science Letters* **109**, 87-106.
- 29 Castillo, P., Batiza, R. (1989). Strontium, neodymium and lead isotope constraints on near-ridge seamount production beneath the South Atlantic. *Nature* **342**, 262-265.
- 30 Castillo, P. R., Klein, E., Bender, J., Langmuir, C., Shirey, S., Batiza, R., White, W. (2000). Petrology and Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of mid-ocean ridge basalt glasses from the 11°45'N to 15°00'N segment of the East Pacific Rise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **1(11)**, 1011, doi: 10.1029/1999GC000024.
- 31 Christensen, N. I. (1970). Composition and Evolution of the Oceanic Crust. *Marine Geology* **8**, 139.
- 32 Clague, D. A., Dalrymple, G. B. (1987). The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Part 1. Geological evolution. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* **1350**, 5-55.
- 33 Danyushevsky, L. V., Plechov, P. (2011). Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, Q07021, doi:10.1029/2011GC003516

- 34 Dick, H. B. J., Bullen, T. (1984). Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **86**, 54-76.
- 35 Dick, H. J. B. (1989). Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. London: Geological Society Special Publication, 71-105.
- 36 Dick, H. J. B., Fisher, R. L. (1984). Mineralogic studies of the residues of mantle melting: abyssal and Alpine-type peridotites. In: Kornprobst, J. (ed.) *Kimberlites. II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships*. Amsterdam: Elsevier, 295-308.
- 37 Dick, H. J. B., Fisher, R. L., Bryan, W. B. (1984). Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters* **69**, 88-106.
- 38 Dick, H. J. B., Kelemen, P. B. (1992). Light rare earth element enriched clinopyroxene in harzburgite from 15°05'N on the Mid-Atlantic ridge. *AGU, Fall meeting*, 584.
- 39 Dick, H. J. B., Lissenberg, C. J., Warren, J. M. (2010). Mantle Melting, Melt Transport, and Delivery Beneath a Slow-Spreading Ridge: The Paleo-MAR from 23°15'N to 23°45'N. *J. Petrology* **51**, 425-467.
- 40 Dick, H. J. B., Natland, J. H. (1996). Late-stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise. *Proceedings of the Ocean Drilling Program* **147**, 103-134.
- 41 Dosso, L., Bougault, H., Beuzart, P., Calvez, J.-Y., Joron, J.-L. (1988). The geochemical structure of the South-East Indian Ridge. *Earth and Planetary Science Letters* **88**, 47-59.

- 42 Dosso, L., Bougault, H., Langmuir, C., Bollinger, C., Bonnier, O., Etoubleau, J. (1999). The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31–41°N). *Earth and Planetary Science Letters* **170**, 269-286.
- 43 Doubrovine, P. V., Tarduno, J. A. (2004). Late Cretaceous paleolatitude of the Hawaiian Hot Spot: New paleomagnetic data from Detroit Seamount (ODP Site 883). *Geochem. Geophys. Geosyst.* **5**, Q11L04, doi:10.1029/2004GC000745.
- 44 Duncan, R. A., Keller, R. A. (2004). Radiometric ages for basement rocks from the Emperor Seamounts, ODP Leg 197. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **5**, Q08L03, doi:10.1029/2004GC000704.
- 45 Edwards, S. J., Malpas, J. (1996). Melt-peridotite interactions in shallow mantle at the east Pacific Rise: evidence from ODP Site 895 (Hess Deep). *Mineralogical Magazine* **60**, 191-206.
- 46 Elthon, D. (1992). Chemical trends in abyssal peridotites: refertilization of depleted suboceanic mantle. *Journal of Geophysical Research* **97**, 9015-9025.
- 47 Engebretson, D. C., Cox, A., Gordon, R. X. (1984). Relative motions between oceanic plates of Pacific Basin. *Journal of Geophysical Research* **89**, 10291-10310.
- 48 Erickson, B. H., Grim, P. J. (1969). Profiles of magnetic anomalies South of Aleutian Island Arc. *Geological Society of America Bulletin* **80**, 1387 - 1390.
- 49 Frey, F. A., Huang, S., Blichert-Toft, J., Regelous, M., Boyet, M. (2005). Origin of Depleted Components in Lavas Related to the Hawaiian Hotspot: Evidence From Hf Isotope Data. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **6**, Q02L07, doi:10.1029/2004GC000757.
- 50 Froitzheim, N., Pleuger, J., Roller, S., Nagel, T. (2003). Exhumation of high- and ultrahigh-pressure metamorphic rocks by slab extraction. *Geology* **31**, 925-928.

- 51 Fullam, T. J., Supko, P. R., Boyce, R. E. (1973). Some aspects of late Cenozoic Sedimentation in the Bering Sea and North Pacific Ocean. *DSDP Initial Report* **19**, 887-896.
- 52 Garbe-Schönberg, C.-D. (1993). Simultaneous determination of 37 trace elements in 28 international rock standards by ICP-MS. *Geostandards Newsletter* **17**, 81-93.
- 53 Gasperini, L., Bonatti, E., Ligi, M., Sartori, R., Borsetti, A., Negri, A., Ferrari, A., Sokolov, S. (1997). Stratigraphic numerical modeling of a carbonate platform on the Romanche transverse ridge, equatorial Atlantic. *Marine Geology* **136**, 245-257.
- 54 Grim, P. J., Erickson, B. H. (1969). Fracture Zones and magnetic anomalies South of Aleutian Trench. *Journal of Geophysical Research* **74**, 1488 - 1494.
- 55 Grow, J. A., Atwater, T. (1970a). Mid-Tertiary tectonic transition in the Aleutian arc. *Geological Society of America Bulletin* **81**, 4637-4646.
- 56 Grow, J. A., Atwater, T. (1970b). Mid-Tertiary tectonic transition in the Aleutian arc. *GSA Bulletin* **81**, 3715-3722.
- 57 Hamelin, B., Allegre, C. J. (1985). Large scale regional units within the depleted upper mantle: Pb-Sr-Nd study of the South West Indian Ridge. *Nature* **315**, 196-199.
- 58 Hamelin, B., Dupre, B., Allegre, C. J. (1984). The lead isotope systematics of ophiolite complexes. *Earth and Planetary Science Letters* **67**, 351-366.
- 59 Hart, S. R. (1984). A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature* **309**, 753-757.

- 60 Hauri, E. H. (1996). Major-element variability in the Hawaiian mantle plume. *Nature* **382**, 415-419.
- 61 Hebert, R., Adamson, A. C., Komor, S. C. (1990). Metamorphic petrology of ODP Leg 109, Hole 670A serpentinized peridotites: serpentinization processes at a slow spreading ridge environment. In: Detrick, R., Honnorez, J., Bryan, W. B., Juteau, T., et al. (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results*, 103-115.
- 62 Hekinian, R., Bideau, D., Francheteau, J., Cheminee, J. L., Armijo, R., Lonsdale, P., Blum, N. (1993). Petrology of the East Pacific Rise crust and upper mantle exposed in Hess Deep (Eastern Equatorial Pacific). *Journal of Geophysical Research* **98**, 8069-8094.
- 63 Hellebrand, E., Snow, J. E. (2003). Deep melting and sodic metasomatism underneath the highly oblique-spreading Lena Trough (Arctic Ocean). *Earth and Planetary Science Letters* **216**, 283-299, DOI: 210.1016/S0012-1821X(1003)00508-00509.
- 64 Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B., Hofmann, A. W. (2001). Coupled major and trace elements indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature* **410**, 677-681.
- 65 Hellebrand, E., Snow, J. E., Hoppe, P., Hofmann, A. W. (2002a). Garnet-field melting and late-stage refertilisation in 'residual' abyssal peridotites from the Central Indian Ridge. *Journal of Petrology* **43**, 2305-2338.
- 66 Hellebrand, E., Snow, J. E., Mühe, R. (2002b). Mantle melting beneath Gakkel Ridge (Arctic Ocean): abyssal peridotite spinel composition. *Chemical Geology* **182**, 227-235.
- 67 Herzberg, C. (2004). Geodynamic Information in Peridotite Petrology. *J. Petrology* **45**, 2507-2530.
- 68 Hess, P. C. (1977). Structure of silicate melts. *Canadian Mineralogist* **15**, 162-178.

- 69 Hoernle, K., Abt, D. L., Fischer, K. M., Nichols, H., Hauff, F., Abers, G. A., van den Bogaard, P., Heydolph, K., Alvarado, G., Protti, M., Strauch, W. (2008). Arc-parallel flow in the mantle wedge beneath Costa Rica and Nicaragua. *Nature* **451**, 1094-1097, doi:10.1038/nature06550.
- 70 Hoernle, K., Hauff, F., Kokfelt, T. F., Haase, K., Garbe-Schönberg, D., Werner, R. (2011). On- and off-axis chemical heterogeneities along the South Atlantic Mid-Ocean-Ridge (5-11°S): Shallow or deep recycling of ocean crust and/or intraplate volcanism? *Earth and Planetary Science Letters* **306**(1-2), 86-97.
- 71 Huang, S., Regelous, M., Thordarson, T., Frey, F. A. (2005). Petrogenesis of lavas from Detroit Seamount: Geochemical differences between Emperor Chain and Hawaiian volcanoes. *Geochemistry Geophysics Geosystems* **6**, Q01L06, doi:10.1029/2004GC000756.
- 72 Jackson, E. D. (1978). Drilling confirms hot spot origins. *Geotimes* **23**, 23-26.
- 73 Jarosewich, E. J., Nelen, J. A., Norberg, J. A. (1980). Reference samples for electron microprobe analysis. *Geostandards Newsletter* **4**, 43-47.
- 74 Jochum, K. P., Wang, X., Mertz Kraus, Nohl, R., Schmidt, U., Schwager, S., Stoll, B., Qichao, B., Q, Y., U, W. (2009). Geostandards and Geoanalytical Research. *Bibliographic Rev* **34**, 407-410.
- 75 Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B. (1992). Open system melting and temporal and spatial variation of peridotite and basalts at the Atlantis II Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research* **97**, 9219-9241.
- 76 Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B., Shimizu, N. (1990). Melting in the Oceanic Upper Mantle - an Ion Microprobe Study of Diopsides in Abyssal Peridotites. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets* **95**, 2661-2678.

- 77 Josef, J. A., Fisk, M. R., Giovannoni, S. (2007). Peridotite dissolution rates in microbial enrichment cultures. *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Kelemen P.B., Kikawa E., and Miller D.J. (Eds.) **209**, 1-38.
- 78 Kastens, K., Bonatti, E., Caress, D., Carrara, G., Dauteuil, O., Frueh-Green, G., Ligi, M., Tartarotti, P. (1998). The Vema Transverse Ridge (Central Atlantic). *Marine Geophysical Researches* **20**.
- 79 Kelemen, P. B., Braun, M., Hirth, G. (2000). Spatial distribution of melt conduits in the mantle beneath oceanic spreading ridges: Observations from Ingalls and Oman ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **1**, Paper number 1999GC000012. Published July 000011, 002000.
- 80 Kelemen, P. B., Dick, H. J. B., Quick, J. E. (1992). Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature* **358**, 635-641.
- 81 Kelemen, P. B., Hirth, G., Shimizu, N., Spiegelman, M., Dick, H. J. B. (1997). A review of melt migration processes in the asthenospheric mantle beneath oceanic spreading centers. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* **A355**, 283-318.
- 82 Kelemen, P. B., Whitehead, J. A., Aharonov, E., Jordahl, K. A. (1995). Experiments on flow focusing in soluble porous media, with applications to melt extraction from the mantle. *Journal of Geophysical Research* **100**, 475-496.
- 83 Keller, R. A., Fisk, M. R., White, W. M. (2000). Isotopic evidence for Late Cretaceous plume-ridge interaction at the Hawaiian hotspot. *Nature* **405**, 673-676.
- 84 Kerr, B. C., Scholl, D. W., Klemperer, S. L. (2005). Seismic stratigraphy of Detroit Seamount, Hawaiian-Emperor seamount chain: Post-hot-spot shield-building volcanism and deposition of the Meiji drift. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **6**.

- 85 Kerrick, D. M., Connolly, J. A. D. (2001). Metamorphic devolatilization of subducted oceanic metabasalts: implications for seismicity, arc magmatism and volatile recycling. *Earth and Planetary Science Letters* **189**, 19-29.
- 86 Kimball, K. L., Spear, F. S., Dick, H. J. B. (1985). High temperature alteration of abyssal ultramafics from the Islas Orcadas Fracture Zone, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **91**, 307-320.
- 87 Kinzler, R. J., Grove, T. L., Recca, S. I. (1990). An experimental study of the effect of temperature and melt composition on the partitioning of nickel between olivine and silicate melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**, 1255-1265.
- 88 Klein, E. M., Langmuir, C. H. (1987). Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *Journal of Geophysical Research* **92**, 8089-8115.
- 89 Kostitsyn, Y. A., Kovalenko, V. I., Yarmolyuk, V. V. (1995). Rb-Sr Isotopic Dating of Ary-Bulak Ongonite Stock (East Transbaykalia). *Doklady Akademii Nauk* **343**, 381-384.
- 90 Le Roex, A. P., Dick, H. J. B., Gulen, L., Reid, A. M., Erlank, A. J. (1987). Local and regional heterogeneity in MORB from the Mid-Atlantic Ridge between 54.5° S and 51° S: evidence for geochemical enrichment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51**, 541-555.
- 91 Lewis, J. C., Byrne, T. B. (2003). History of metamorphic fluids along outcrop-scale faults in a Paleogene accretionary prism, SW Japan: Implications for prism-scale hydrology. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **4**, doi:10.1029/2002GC000359.
- 92 Liu, C.-Z., Snow, J. E., Hellebrand, E., Brugmann, G., von der Handt, A., Buchl, A., Hofmann, A. W. (2008). Ancient, highly heterogeneous mantle beneath Gakkel ridge, Arctic Ocean. *Nature* **452**, 311-316.

- 93 Lonsdale, P. (1988). Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implications. *Geological Society of America Bulletin* **100**, 733-754.
- 94 Lonsdale, P., Dieu, J., Natland, J. (1993). Posterosional Volcanism in the Cretaceous Part of the Hawaiian Hotspot Trail. *J. Geophys. Res.* **98**, 4081-4098.
- 95 Maaloe, S., Scheie, A. (1982). The permeability controlled accumulation of primary magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **81**, 350-357.
- 96 Macdonald, K. C., Castillo, D. A., Miller, S. P., Fox, P. J., Kastens, K. A., Bonatti, E. (1986). Deep-tow studies of the Vema Fracture Zone 1. Tectonics of a major slow slipping transform fault and its intersection with the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research* **91**, 3334-3354.
- 97 Melson, W. G., Thompson, G. (1971). Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **A268**, 423-441.
- 98 Michael, P. J., Bonatti, E. (1985a). Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting. *Earth and Planetary Science Letters* **73**, 91-104.
- 99 Michael, P. J., Bonatti, E. (1985b). Regional variations of peridotite composition in the North Atlantic: implications for partial melting. *Earth and Planetary Science Letters* **73**, 91-104.
- 100 Miyashiro, A. (1969). Metamorphism and its Relation to Depth. *Geophysical monograph*, 519-522.
- 101 Natland, J. H., Dick, H. J. B. (1996). Melt migration through high-level gabbroic cumulates of the East Pacific Rise at Hess deep: the origin of magma lenses and the deep crustal structure of fast-spreading ridges. *Pr. of ODP* **147**, 21-58.

- 102 Niu, Y., Hekinian, R. (1997a). Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett Transform: a case study at fast-spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters* **146**, 243-258.
- 103 Niu, Y., Hekinian, R. (1997b). Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature* **385**, 326-329.
- 104 Niu, Y., Langmuir, C. H., Kinzler, R. J. (1997). The origin of abyssal peridotites: a new perspective. *Earth and Planetary Science Letters* **152**, 251-265.
- 105 PETDB. (2003). PETDB Petrological Database of the Ocean Floor: <http://petdb.ldeo.columbia.edu/petdb>, accessed August, 2003.
- 106 Peter, G., Erickson, B. H., Grim, P. J. (1970). Magnetic structure of the Aleution Trench and northeast Pasific basin. *Journal of Geophysical Research* **90**, 191-222.
- 107 Pitman, W. C., Hayes, D. E. (1968). Seafloor spreading in the Gulf of Alaska. *Journal of Geophysical Research* **73**, 6571-6580.
- 108 Pope, E., Bird, B., Rosing, M. (2012). Isotope composition and volume of Earth's early oceans. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **109**, 4371-4376.
- 109 Portnyagin, M., Savelyev, D., Hoernle, K., Hauff, F., Garbe-Schönberg, D. (2008). Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka. *Geology* **36**, 903-906.
- 110 Press, S., Witt, G., Seck, H. A., Eonov, D., Kovalenko, V. I. (1986). Spinel peridotite xenoliths from the Tariat Depression, Mongolia. I. Major element chemistry and mineralogy of a primitive mantle xenolith suite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **50**, 2587-2599.

- 111 Prinz, M., Keil, K., Green, J. A., Reid, A. M., Bonatti, E., Honnorez, J. (1976). Mineralogy and petrology of some ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic Ridge and fracture zones. *Journal of Geophysical Research* **81**, 4087-4103.
- 112 Rampone, E., Hofmann, A. W., Piccardo, G. B., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L. (1996). Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Liguride, N. Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **123**, 61-76.
- 113 Rea, D. K., Dixon, J. M. (1983). Late Cretaceous and Paleogene tectonic evolution of the North Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* **64**, 67-73.
- 114 Regelous, M., Hofmann, A. W., Abouchami, W., Galer, S. J. G. (2003). Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian Magmatism from 85 to 42 Ma. *Journal of Petrology* **44**, 113-140.
- 115 Salters, V. J. M., Stracke, A. (2004a). Composition of the depleted mantle. *Geochemistry Geophysics Geosystems* **5**, Q05004, doi:05010.01029/02003GC000597.
- 116 Salters, V. J. M., Stracke, A. (2004b). Composition of the depleted mantle. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **5**, Q05004, doi:05010.01029/02003GC000597.
- 117 Saunders, A. D., Tarney, J., Weaver, S. D. (1980). Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters* **46**, 344-360.
- 118 Seyler, M., Bonatti, E. (1997). Regional-scale melt-rock interaction in lherzolitic mantle in the Romanche Fracture Zone, Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* **146**, 273-287.

- 119 Sharp, Z. D. (1990). A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**, 1353-1357.
- 120 Shaw, D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **34**, 237-243.
- 121 Shaw, H. R., Jackson, E. D., Bargar, K. E. (1980). Volcanic periodicity along the Hawaiian-Emperor Chain. *American Journal of Science* **280-A**, 667-708.
- 122 Silantiev, S., Krasnova, E., Portnyagin, M., Novoselov, A., Dubinina, E., Werner, R., Hauff, F. (2012). Evolution of Ultramafic Rocks of Stalemate Fracture Zone (NW Pacific): Long Way from Mantle to Daylight. *Workshop Serpentine Days*.
- 123 Silantiev, S. A., Danyushevsky, L. V., Plechova, A. A., Dosso, L., Bazylev, B. A., Bel'tenev, V. E. (2008a). Geochemical and Isotopic Signatures of Magmatic Products in the MAR Rift Valley at 12°49'–17°23' N and 29°59'–33°41' N: Evidence of Two Contrasting Sources of the Parental Melts. *Petrology* **16**, 36-62, doi:10.1134/S0869591108010037.
- 124 Silantiev, S. A., Kostitsyn, Y. A., Cherkashin, D. V., Dick, H. J. B., Kelemen, P. B., Kononkova, N. N., Kornienko, E. M. (2008b). Magmatic and Metamorphic Evolution of the Oceanic Crust in the Western Flank of the MAR Crest Zone at 15°44' N: Investigation of Cores from Sites 1275B and 1275D, JOIDES Resolution Leg 209. *Petrology* **16**, 353-375, doi:10.1134/S0869591108040036.
- 125 SIMS, K. W. W., GOLDSTEIN, S. J., BLICHERT-TOFT, J., PERFIT, M. R., KELEMEN, P., FORNARI, D. J., MICHAEL, P., MURRELL, M. T., HART, S. R., DEPAOLO, D. J., LAYNE, G., and, L. B. M. J., 7, J. B. (2002). **Chemical and isotopic constraints on the generation and transport of magma beneath the East Pacific Rise.** *Geochimica et Cosmochimica Acta* **66**, 3481-3504.
- 126 Sinton, J. M., Smaglik, S. M., Mahoney, J. J., Macdonald, K. C. (1991). Magmatic processes at superfast spreading ridges: glass compositional variations along the EPR 13° - 23°S. *Journal of Geophysical Research* **96**, 6133-6155.

- 127 Snow, J. E. (1995). Of Hess crust and layer cake. *Nature* **374**, 413-414.
- 128 Snow, J. E., Hart, S. R., Dick, H. J. B. (1994). Nd and Sr isotope evidence linking mid-ocean-ridge basalts and abyssal peridotites. *Nature* **371**, 57-60.
- 129 Sobolev, A. V., Casey, J. F., Shimizu, N., Perfit, M. R. (1994). Ultra-depleted melts included in olivine from the Siqueiros Transform Fault: evidence for near-fractional melting, contamination and mixing leading to the formation of MORB. *Earth and Planetary Science Letters* **(submit.)**.
- 130 Sobolev, A. V., Migdisov, A. A., Portnyagin, M. V. (1996). Incompatible Element Partitioning between Clinopyroxene and Basalt Liquid Revealed by the Study of Melt Inclusions in Minerals from Troodos Lavas, Cyprus. *Petrology* **4**, 326-336.
- 131 Sobolev, A. V., Shimizu, N. (1993). Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature* **363**, 151-154.
- 132 Sobolev, A. V., Shimizu, N. (1994). Superdepleted melts and ocean mantle permeability. *Transactions (Doklady) of the USSR Academy of Sciences*, 182-188.
- 133 Sobolev, A. V., Tsamirian, O. P., Dmitriev, L. V., Basilev, B. (1992). The correlation between mineralogy of basalts and associated peridotites: the data for MAR between 8-18°N. *AGU, Fall meeting*, 584.
- 134 Sobolev, S. V. (1997). Upper mantle temperatures and lithosphere-asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations. *Tectonophysics* **275**, 143-164.
- 135 Sonne. (2009). Fahrbericht. Cruise Report SO201-1b. KALMAR. **32**, 66.

- 136 Stosch, H.-G., Lugmair, G. W., Kovalenko, V. I. (1986). Spinel peridotite xenoliths from the Tariat Depression, Mongolia. II. Geochemistry and Nd and Sr isotopic composition and their implications for the evolution of the subcontinental lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **50**, 2601-2614.
- 137 Suhr, G., Seck, H. A., Shimizu, N., Gunther, D., Jenner, G. (1998). Infiltration of refractory melts into the lowermost oceanic crust: evidence from dunite- and gabbro-hosted clinopyroxenes in the Bay of Islands Ophiolite. *Contrib Mineral Petrol* **131**, 136-154.
- 138 Thompson, G., Melson, W. G. (1972). The petrology of oceanic crust across fracture zones in the Atlantic ocean: evidence of a new kind of sea floor spreading. *Journal of Geology* **80**, 526-538.
- 139 Tsameryan, O. P., Sobolev, A. V. (1996). The Evidence for Extremely Low Degree of Melting Under Mid-Atlantic Ridge at 14°N. *Journal of Conference Abstracts* **1**, 628.
- 140 Valley, J. W., Kitchen, N., Kohn, M. J., Niendorf, C. R., Spicuzza, M. J. (1995). UWG-2, a garnet standard for oxygen isotope ratios: Strategies for high precision and accuracy with laser heating. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**, 5223-5231.
- 141 Vidal, P., Chauvel, C., Brousse, R. (1984). Large mantle heterogeneity beneath French Polynesia. *Nature* **307**, 536-538.
- 142 Wilson, M. (1989). Approximate range of D values for the partitioning of trace elements between the common rock-forming minerals and liquids of basic-intermediate composition. Appendix. *Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach*. London, 417-456.
- 143 Workman, R. K., Hart, S. R. (2005). Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters* **231**, 53-72.

- 144 Worley, W. R. (1994). Dissolution kinetics and mechanisms in quartz- and granite-water systems. *PhD Dissertation. Massachusetts Institute of Technology*, 1-240.
- 145 You, c.-F., Castillo, P. R., Gieskes, J. M., Chan, L. H., Spivack, A. J. (1996). Trace element behavior in hydrothermal experiments: Implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* **140**, 41-52.
- 146 Zolotov, M. Y., Mironenko, M. V. (2007). Timing of acid weathering on Mars: A kinetic-thermodynamic assessment *Journal of Geophysical Research* **112**.
- 147 Zou, H. (1997). Inversion of partial melting through residual peridotites or clinopyroxenes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61**, 4571-4582.
- 148 Zou, H. (1998). Trace element fractionation during modal and nonmodal dynamic melting and open-system: A mathematical treatment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **62**, 1937-1945.
- 149 Zou, H. (2000). Modeling of trace element fractionation during non-modal dynamic melting with linear variations in mineral/melt distribution coefficients. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **64**, 1095-1102.
- 150 Zou, H., Zindler, A. (1996). Constraints on the degree of dynamic partial melting and source composition using concentration ratios in magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 711-717.
- 151 Аументо, Ф., Ланкаревник, Б. Д., Росс, Д. И. (1973). Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 450 с.ш.). *Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана*, 168-197.
- 152 Базылев, Б. А. (1997). Аллохимический метаморфизм мантийных перидотитов зоны трансформного разлома Хэйс в северной Атлантике. *Петрология* **5**, 362-379.

- 153 Базылев, Б. А., Силантьев, С. А. (2000a). Геодинамическая интерпретация субсолидусной перекристаллизации мантийных шпинелевых перидотитов : 1. Срединно-океанические хребты. *Петрология* **8**, 227-240.
- 154 Базылев, Б. А., Силантьев, С. А. (2000b). Геодинамическая интерпретация субсолидусных перекристаллизаций мантийных шпинелевых перидотитов: Срединно-Океанические хребты. *Петрология* **8**, 227-240.
- 155 Бонатти, Э., Гоннорец, Х., Феррара, Г. (1973). Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. *Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана*, 9-29.
- 156 Мелсон, У. Г., Томпсон, Г. (1973). Петрология пород зоны трансформного аслома и прилегающих сегментов океанического хребта. *Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана*, 30-49.
- 157 Мироненко, М. В., Мелихова, Т. Ю., Золотов, М. Ю., Акинфиев, Н. Н. (2008). GEOSNEQ_M – комплекс для термодинамического и кинетического моделирования геохимических процессов. Версия 2008 года. *Вестник Отделения наук о Земле РАН* **1**, 26.
- 158 Силантьев, С. А. (2003). Вариации геохимических и изотопных характеристик реститовых перидотитов вдоль простирания Срединно-Атлантического хребта как отражение природы мантийных источников магматизма. *Петрология* **11**, 339-362.
- 159 Силантьев, С. А., Краснова, Е. А., Каннат, М., Бортников, Н. С., Кононкова, Н. Н., Бельтнев, В. Е. (2011). Перидотит - габбро - трондьемитовая ассоциация пород Срединно-Атлантического хребта в районе 12°58'–14°45' с.ш.: Гидротермальные поля Ашадзе и Логачев. *Геохимия* **4**, 1-34.
- 160 Силантьев, С. А., Мироненко, М. В., Новоселов, А. А. (2009). Гидротермальные системы в перидотитовом субстрате медленно-спрединговых хребтов. Моделирование

фазовых превращений и баланса вещества: Нисходящая ветвь. *Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана* **14**, 154-174.

161 Силантьев, С. А., Новоселов, А. А., Краснова, Е. А., Портнягин, М. В., Хауфф, Ф., Вернер, Р. (2012a). Силификация перидотитов разлома Стэлмейт (северо-запад Тихого океана): реконструкция условий низкотемпературного выветривания и их тектоническая интерпретация. *Петрология* **20**, 1-20.

162 Силантьев, С. А., Новоселов, А. А., Краснова, Е. А., Портнягин, М. В., Хауфф, Ф., Вернер, Р. (2012b). Силификация перидотитов разлома Стэлмейт (северо-запад Тихого океана): реконструкция условий низкотемпературного выветривания и их тектоническая интерпретация. *Петрология* **20**, 1-20.

163 Соболев, А. В., Шимизу, Н. (1992). Сверхобедненные расплавы и проницаемость океанической мантии. *Доклады РАН* **326**, 354-360.

164 Фор, Г. (1989). Основы изотопной геологии. *МИР*.

Список работ по теме диссертации

Статьи:

1. Силантьев С. А., Кепке Ю., Арискин А.А., Аносова М.О., Краснова Е.А., Дубинина Е.О., Зур Г. Геохимическая природа и возраст плагиогранит/габбро-норитовая ассоциации внутреннего океанического комплекса Срединно-Атлантического хребта на 5°10' ю.ш. // Петрология, 2014, т. 22, № 2, с.
2. Силантьев С. А., Портнягин М. В., Краснова Е.А., Кузьмин Д.В., Хауфф Ф., Вернер Р. Порода фундамента Северо-Западной части Тихого океана: геохимическая и геодинамическая природа магматизма древней тихоокеанской литосферы // Геохимия, 2014, № 3, с. 1-20
3. Krasnova E., Silantiev S., Portnyagin M. First data on composition of the NW Pacific Oceanic Lithosphere exposed along the Stalemate Fracture Zone// InterRidge News, 2013, 30-36.
4. Краснова Е.А., Портнягин М.В., Силантьев С.А., Хёрнле К., Вернер Р. Двух-стадийная эволюция мантийных перидотитов разломной зоны Стелмейт (северо-западная Пацифика) // Геохимия, 2013, т. 51, № 9, с. 759–772
Krasnova, E., Portnyagin, M., Silantiev, S., Hoernle, K., Werner, R., 2013. Two-stage evolution of mantle peridotites from the Stalemate Fracture Zone, Northwestern Pacific. Geochemistry International, 51(9): 683-695, DOI: 10.1134/S0016702913080028.
5. Костицын Ю.А., Силантьев С.А., Белоусова Е.А., Бортников Н.С., Краснова Е.А., Каннат М. // Время формирования внутреннего океанического комплекса гидротермального поля Ашадзе, Срединно-Атлантический хребет, 12°58' с.ш. по результатам исследования циркона // Доклады Академии Наук. 2012. т. 447. № 4. с. 1 - 5.
6. Силантьев С. А., Новоселов А. А., Краснова Е.А., Портнягин М. В., Хауфф Ф., Вернер Р. 2011. Силификация перидотитов разлома Стэлмейт (северо-запад Тихого океана): реконструкция условий низкотемпературного выветривания и их тектоническая интерпретация, Петрология, 2012, т. 20, № 1, с. 1-20.
7. Силантьев С.А., Краснова Е.А., Каннат М., Бортников Н.С., Конокова Н.Н., Бельтнев В.Е. Перидотит-габбро-трондьемитовая ассоциация пород Срединно-

Атлантического хребта в районе 12°58' – 14°45' с.ш. : гидротермальные поля Ашадзе и Логачев. Геохимия. 2011. № 4, с. 1-34.

Тезисы:

1. Silantiev S, Koepeke J, Ariskin A., Anosova M., Krasnova E., Dubinina E., Suhr G. (2014) Plagiogranites from Oceanic Core Complex of MAR at 50°10'S: dating and possible mechanism of formation. Fall Meeting, Goldschmidt Conference, Sacramento, June 8-13,.
2. Краснова Е.А., Портнягин М.В., Силантьев С.А., Вернер Р., Хёрнле К. (2013) Мантийные источники вулканизма северо-западной части Тихого океана, разломная зона Стелмейт, международная школа по наукам о Земле, Украина, Одесса, 91-94.
3. Краснова Е.А., Портнягин М.В., Силантьев С.А., Вернер Р., Хёрнле К. (2013) Влияние Гавайского плюма на состав перидотитов разломной зоны Стелмейт (СЗ Пацифика), Russian Ridge, Санкт-Петербург.
4. Silantiev S, Krasnova E., Portnyagin M, Novoselov A, Dubinina E., Werner R, Hauff F. Evolution of Ultramafic Rocks of Stalemate Fracture Zone (NW Pacific): Long Way from Mantle to Daylight. Workshop Serpentine Days, France, September 2-6, 2012.
5. Krasnova E., Portnyagin M, Silantiev S, Werner R, Hoernle K (2012) First Geochemical Evidences for Existence of Slow-Spreading Ridges in the Pacific Ocean. Fall Meeting, AGU, San Francisco, December 3-7, 2012.
6. Краснова Е.А., Портнягин М.В., Силантьев С.А., Вернер Р., Хёрнле К. (2011) Первые данные о составе абиссальных перидотитов северо-западной части Тихого океана и их геодинамическое значение. 19 Научная конференция (школа) по морской геологии, том 1, 66.
7. Krasnova E., Portnyagin M, Silantiev S, Werner R, Hoernle K (2011) Mantle Peridotites from the Stalemate F.Z. (NW Pacific). Mineralogical Magazine 75(3):1236 (Goldschmidt Conference, Prague, August 1214-1219, 2011, Poster.
8. Portnyagin M, Hoernle K, Werner R, Hauff F, Meicher D, Yogodzinski G, Baranov B, Silantiev S, Wanke M, Krasnova E. (2011) Marine volcanological and petrological studies with R/V SONNE in the NW Pacific and Bering Sea: SO201 KALMAR cruise results. 7 th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes:

- Mitigating Risk through International Volcano, Earthquake, and Tsunami Science (JKASP-2011), 25 -30 August 2011, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia. Abstracts:150-153, Oral.
9. Krasnova E, Portnyagin M, Silantjev S, Werner R, Hoernle K (2011) First data on geochemistry of oceanic peridotites from NW Pacific and their possible contribution to volcanism in Kamchatka and Aleutian Arc. 7 th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes: Mitigating Risk through International Volcano, Earthquake, and Tsunami Science (JKASP-2011), 25 -30 August 2011, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia. Abstracts:155-158, Oral.
 10. Krasnova E, Portnyagin MV, Silantiev S, Werner R, Hauff F, Hoernle K (2011) Petrology and geochemistry of mantle rocks from the Stalemate Fracture Zone (NW Pacific) KALMAR – 2nd Bilateral Workshop on Russian-German Cooperation on Kurile-Kamchatka and the Aleutian Marginal Sea-Island Arc Systems, May 16 – 20, 2011, Trier, Germany:75-76 poster.
 11. Silantjev S, Krasnova E, Portnyagin MV, Novoselov A (2011) Silification of peridotites from the Stalemate Fracture Zone, NW Pacific: Tectonic and geochemical applications. KALMAR – 2nd Bilateral Workshop on Russian-German Cooperation on Kurile-Kamchatka and the Aleutian Marginal Sea-Island Arc Systems, May 16 – 20, 2011, Trier, Germany 109-110, poster.
 12. Portnyagin M, Hoernle K, Werner R, Hauff F, Maicher D, Yogodzinski G, Baranov B, Silantjev S, Wanke M, Krasnova E, van den Bogaard C (2011) Initial scientific results from the cruises SO201-KALMAR: volcanology and petrology Statusseminar „Meeresforschung mit FS SONNE“ 2011, 9-10 Februar 2011, Hannover, Oral.
 13. Krasnova E, Portnyagin M, Silantjev S, Hauff F, Werner R, Hoernle K (2011) Ultramafic rocks from the Stalemate Fracture Zone (NW Pacific) dredged during the cruise R/V SONNE SO201-KALMAR Leg 1b Statusseminar „Meeresforschung mit FS SONNE“ 2011, 9-10 Februar 2011, Hannover, Poster.
 14. Краснова Е.А., Портнягин М.В., Силантьев С.А., Вернер Р., Хёрнле К. (2011) Геохимия перидотитов разломной зоны Стелмэйт, СЗ Пацифика. Russian Ridge, 44-46, Oral.
 15. Краснова Е.А. , Силантьев С.А., Костицын Ю.А. (2010) Изотопный состав Стронция и неодима в породах перидотит-габбро-трондьемитовой ассоциации

Срединно-Атлантического хребта в районе 12°58' – 14°45' с.ш. : гидротермальные поля Ашадзе и Логачев., 19 симпозиум по геохимии изотопов, 182-184, Poster.

16. Силантьев С.А., Краснова Е.А., Портнягин М.В., Новоселов А.А., Дубинина Е.О, Хауфф Ф., Вернер Р. (2010) Low-temperature alteration of ultramafic rocks from Stalemate Fracture Zone (North-West Pacific): tectonic applications of origin conditions 19 Научная конференция (школа) по морской геологии, том 1, 104
17. Краснова Е.А., Силантьев С.А., Костицын Ю.А., Каннат М. (2009) Rb-Sr и Sm-Nd изотопные системы в plutonических комплексах гидротермальных полей Ашадзе и Логачев, Russian Ridge, Санкт-Петербург.

Список рисунков

1. **Рис. 1.** Карта магнитных аномалий северо-западной части Тихого океана (Lonsdale, 1988). Желтыми кругами отмечены станции драгирования образцов в ходе рейса 2009 года.
2. **Рис. 2.** Карта рельефа океанического дна и местоположения станций драгирования НИС «Зонне» в районе палео-трансформного разлома Стелмейт.
3. **Рис. 3.** Батиметрическая карта северо-западного окончания хребта Стелмейт.
4. **Рис. 4.** Разрез океанической литосферы.
5. **Рис. 5.** Фотографии зерен клинопироксена и ортопироксена в отраженных электронах.
6. **Рис. 6.** Пики интенсивности элементов при измерении рассеянных элементов в клинопироксенах методом индукционно-связанной плазмы с лазерной абляцией.
7. **Рис. 7.** Микроскопическая фотография шлифа А. в скрещенных николях. Б. в параллельных николях.
8. **Рис. 8.** Микроскопическая фотография шлифа образца DR37-15. А. в скрещенных николях. Б. в параллельных николях.
9. **Рис. 9.** Микроскопическая фотография прожилков серпентина в образце DR37-3 в параллельных николях.
10. **Рис. 10.** Микроскопическая фотография зерен шпинели и следы низкотемпературного замещения в образце DR37-1 в скрещенных николях.
11. **Рис. 11.** Тектурные особенности окварцованных дунитов разломной зоны Стелмейт.
12. **Рис. 12.** Вариации содержания главных элементов в перидотитах хребта Стелмейт.
13. **Рис. 13.** Характер распределения редких элементов в перидотитах хребта Стелмейт, нормированных на примитивную мантию.
14. **Рис. 14.** Вариации содержания главных и редких элементов в перидотитах хребта Стелмейт.
15. **Рис. 15.** Распределение редких элементов в ортопироксенах в перидотитах Стелмейт, нормированные на хондрит.

16. **Рис. 16.** Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в перидотитах РЗ Стелмейт.
17. **Рис. 17.** Поведение изотопных отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в перидотитах Стелмейт.
18. **Рис. 18.** Поведение изотопных отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в перидотитах Стелмейт.
19. **Рис. 19.** Вариации содержания главных, редких элементов с изотопным составом кислорода.
20. **Рис. 20.** Вариации содержания главных элементов в клинопироксенах перидотитов хребта Стелмейт.
21. **Рис. 21.** Вариации содержания главных элементов в ортопироксенах перидотитов хребта Стелмейт.
22. **Рис. 22.** Вариации содержания хромистости шпинели $\text{Cr}\# = \text{Cr}/\text{Al}+\text{Cr}$ и магнезиальности шпинели $\text{Mg}\# = \text{Mg}+\text{Fe}/\text{Mg}$ в перидотитах разломной зоны Стелмейт.
23. **Рис. 23.** Систематика содержаний Al и Cr в ортопироксене из перидотитов разломной зоны Стелмейт.
24. **Рис. 24.** Вариации содержания (а) $\text{Cr}\# = \text{Cr}/\text{Al}+\text{Cr}$ в клинопироксене и $\text{Cr}\# = \text{Cr}/\text{Al}+\text{Cr}$ в шпинели, (б) TiO_2 в клинопироксене и $\text{Cr}\# = \text{Cr}/\text{Al}+\text{Cr}$ в шпинели, (в) Na_2O в клинопироксене и $\text{Cr}\# = \text{Cr}/\text{Al}+\text{Cr}$ в шпинели, (г) TiO_2 в шпинели и $\text{Cr}\# = \text{Cr}/\text{Al}+\text{Cr}$ в шпинели, в перидотитах хребта Стелмейт.
25. **Рис. 25.** Распределение редких элементов в клинопироксенах, нормированные на примитивную мантию.
26. **Рис. 26.** Распределение редкоземельных элементов в клинопироксенах перидотитов Стелмейт, нормированные на хондрит.
27. **Рис. 27.** Вариации содержания главных и редких элементов в клинопироксенах перидотитов Стелмейт.
28. **Рис. 28.** Распределения редких элементов в ортопироксенах перидотитов Стелмейт, нормированные на примитивную мантию.
29. **Рис. 29.** Распределение редкоземельных элементов в ортопироксенах в перидотитах Стелмейт, нормированные на хондрит.

30. **Рис. 30.** Вариации содержания главных и редких элементов в ортопироксенах перидотитов Стелмейт.
31. **Рис. 31.** Вариации содержания главных и редких элементов в ортопироксенах перидотитов Стелмейт.
32. **Рис. 32.** Вариации содержания главных и редких элементов в клинопироксенах перидотитов Стелмейт.
33. **Рис. 33.** Корреляция средней хромистости шпинели и полной скорости спрединга (V_s).
34. **Рис. 34.** Средние составы шпинели и клинопироксенов лерцолитов Стелмейт содержания отношения $(Dy/Yb)_n$ и $(Sm/Yb)_n$ относительно хромистости ($Cr\#$) сосуществующей шпинели.
35. **Рис. 35.** Средние составы шпинели и клинопироксенов лерцолитов Стелмейт содержания титатна относительно хромистости ($Cr\#$) сосуществующей шпинели.
36. **Рис. 36.** Распределение содержаний РЗЭ в клинопироксенах (средние составы – красный спектр, общий спектр – темно-серое поле), нормализованных к хондриту.
37. **Рис. 37.** Средние составы шпинели и клинопироксенов лерцолитов Стелмейт содержания алюминия в пироксенах, магнезиальности шпинели ($Mg\#$) относительно хромистости ($Cr\#$) сосуществующей шпинели.
38. **Рис. 38.** Средний состав родительского расплава для стекол Детройт.
39. **Рис. 39.** Распределения содержания РЗЭ в клинопироксенах дунитах.
40. **Рис. 40.** Эволюция минерального состава серпентинита при подводном выветривании.
41. **Рис. 41.** Эволюция минерального состава серпентинита при субаэральном выветривании.
42. **Рис. 42.** Главные геохимические тренды, полученные при моделировании процесса подводного и субаэрального выветривания серпентинитов хребта Стелмейт.
43. **Рис. 43.** Схема изменений, связанных с выветриванием серпентинита в подводной и субаэральной обстановках, полученных по данным термодинамического моделирования в программном комплексе GEOCHEQ.

44. **Рис. 44.** Rb-Sr диаграмма для 4 проб диорита хребта Стелмейт DR7-12.
45. **Рис. 45.** Общая модель образования мантийных пород хребта Стелмейт в северо-западной части Тихого океана

Список таблиц

1. **Таблица 1.** Содержания Al_2O_3 мас% в ликвидусной шпинели и хромистости шпинели при плавлении рестита в шпинелевой и гранатовой фациях.
2. **Таблица 2 к главе 4.** Содержание главных элементов в перидотитах хребта Стелмейт.
3. **Таблица 3 к главе 4.** Содержание элементов-примесей в перидотитах хребта Стелмейт.
4. **Таблица 4 к главе 4.** Средние составы клинопироксенов из аподунитовых и аполерцолитовых серпентинитов хребта Стелмейт.
5. **Таблица 5 к главе 4.** Средние составы ортопироксенов из аполерцолитовых серпентинитов хребта Стелмейт.
6. **Таблица 6 к главе 4.** Средние составы шпинели из аподунитовых и аполерцолитовых серпентинитов хребта Стелмейт.
7. **Таблица 7 к главе 4.** Содержание элементов-примесей в клинопироксенах перидотитов хребта Стелмейт. (7 частей)
8. **Таблица 8 к главе 4.** Содержание элементов-примесей в ортопироксенах перидотитов хребта Стелмейт. (6 частей)
9. **Таблица 9 к главе 4.** Изотопный состав кислорода в перидотитах хребта Стелмейт.
10. **Таблица 10 к главе 4.** Изотопный состав кислорода воды, равновесной при $t=4, 10, 20$ °C с кварцем DR37-3 и DR37-4 по разным термометрам кварц-вода (низкие T).
11. **Таблица 11 к главе 4.** Изотопные отношения Rb-Sr, Sm-Nd, Pb в перидотитах хребта Стелмейт.
12. **Таблица 12 к главе 4.** Состав вторичных пороодообразующих минералов в перидотитах хребта Стелмейт
13. **Таблица 13 к главе 3 и 5.** Петролого-геохимическое моделирование поведения редкоземельных и петрогенных элементов. Расчетные параметры. (2 части)
14. **Таблица 14 к главе 6.** Модельные составы серпентинита (обр. DR 37-14) при подводном выветривании.

15. **Таблица 15 к главе 6.** Модельные составы серпентинита (обр. DR 37-14) при субаэральном выветривании.
16. **Таблица 16 к главе 7.** Данные по изотопной геохимии Rb-Sr – системы для образца диорита DR7-12. Оценка вероятного возраста хребта Стелмейт.

Приложения

Приложение к главе 4. Петрографическое описание и фотографии шлифов изученных образцов

SO201 - 1b-DR37-1

Местоположение: Разломная зона Стелмейт. СВ часть разломной зоны, центральная часть СВ склона.

Начало драги, 51°16,66'N, 169°48,88'Е, глубина 4360м

Поднятие драги со дна, 51°16,28'N, 169°48,51'Е, глубина 3955м

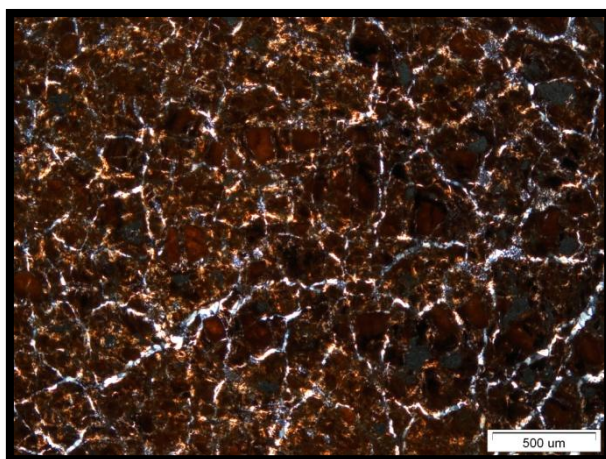
Макроскопическое описание образца:

Ультраосновная порода, представленная серпентинизированным окварцованным дунитом. Размер 29х19х13 см. Угловатый образец. Цвет основной массы от желтого до светло-коричневого.

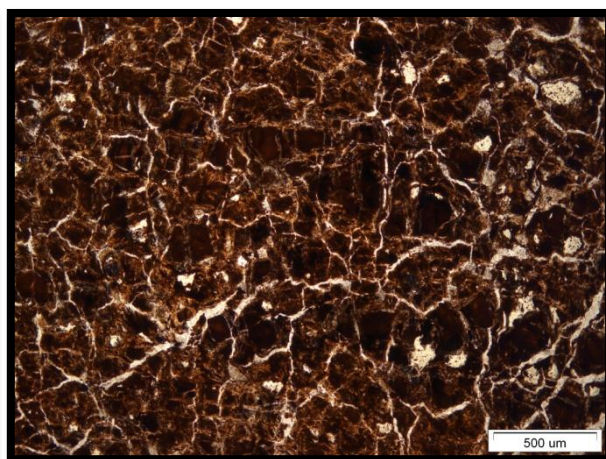


Макроскопическая фотография образца DR37-1

Микроскопическое описание образца, шлифа:



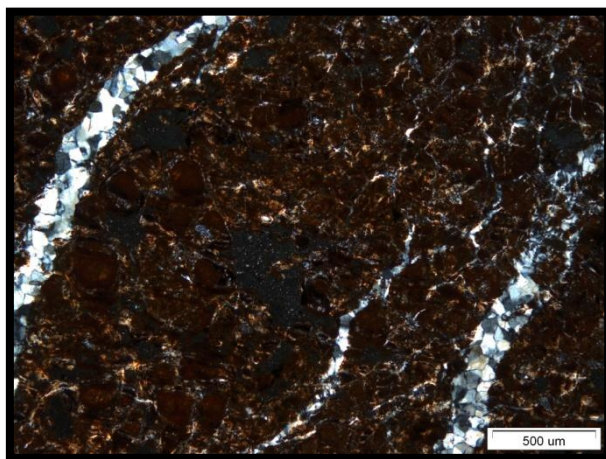
Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.



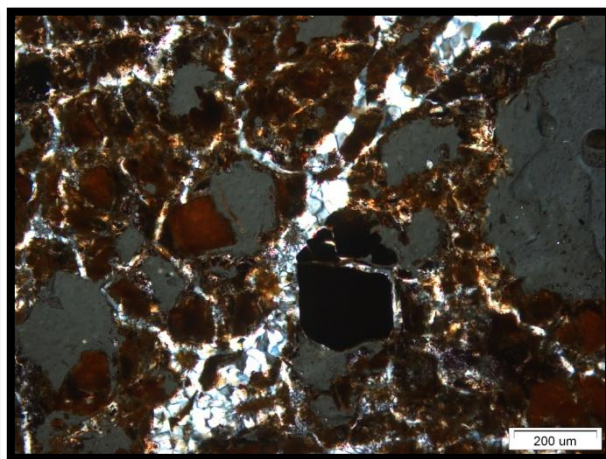
Микроскопическая фотография шлифа в параллельных николях.

Минеральный состав: кварц 80 %, серпентин 10%, клинопироксен 5 - 7%, рудный минерал 3 - 5%.

Мелкозернистая полиминеральная сильно измененная, серпентинизированная В окварцованная порода. Структура породы – петельчатая, текстура – неоднородная. Свежих зерен пироксена в шлифе не обнаружено. Вся порода серпентинизированная. Серпентин представлен петельчатым хризотилом. Впоследствии серпентин был



Микроскопическая фотография прожилков серпентина в скрещенных николях.



Микроскопическая фотография зерен шпинели в скрещенных николях.

практически нацело замещен кварцом.

Рудный минерал представлен двумя типами. Крупная шпинель, размером от 0.1 до 0.25 мм. и мелкий пылевидный рудный минерал, который неравномерно распространен в буром матриксе.

Метаморфизм и низкотемпературные вторичные изменения: порода претерпела сильные вторичные изменения с высоким содержанием Fe-Al, отраженные в буром матриксе породы.

SO201 - 1b-DR37-2

Макроскопическое описание образца:

Ультраосновная порода, представленная серпентинизированным окварцованным дунитом. Размер 19x14x9 см. Субугловатый образец. Цвет основной массы желто-коричневый.

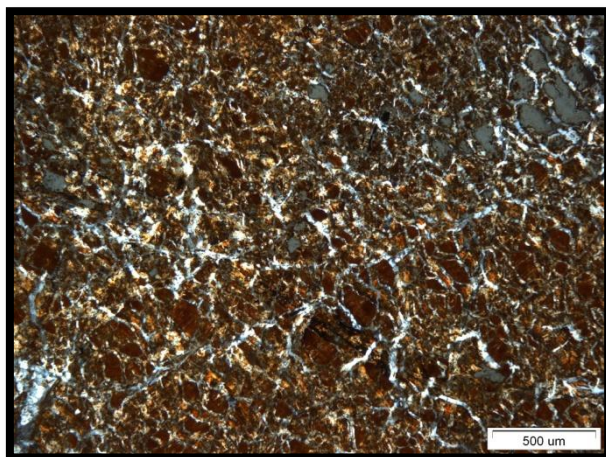


Макроскопическая фотография образца DR37-2

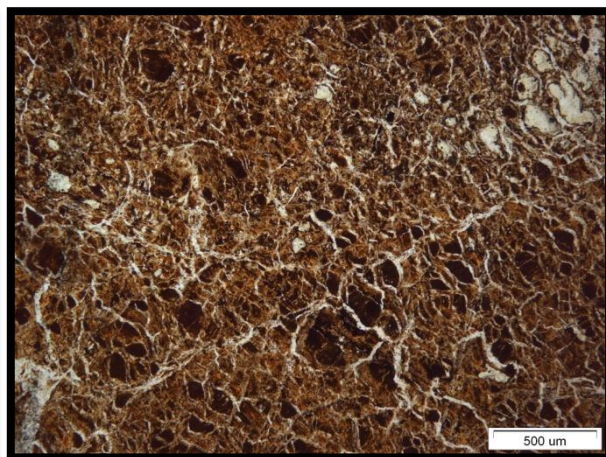
Микроскопическое описание образца, шлифа:

Минеральный состав: кварц 82%, серпентин 10%, клинопироксен 5%, рудный минерал 2-3%.

Мелкозернистая полиминеральная сильно измененная, серпентинизированная

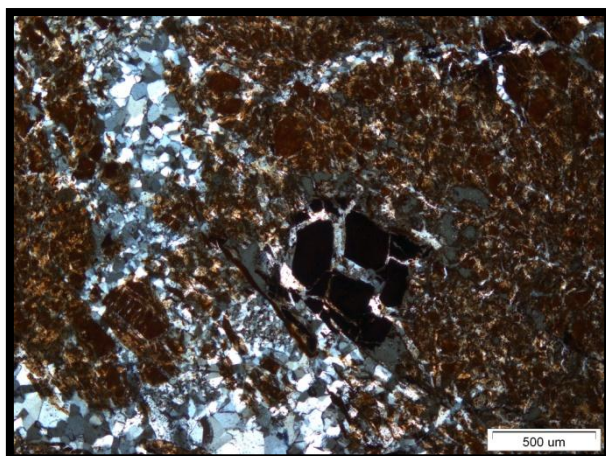


Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.



Микроскопическая фотография шлифа в параллельных николях.

порода. Структура породы – петельчатая, текстура – неоднородная. Свежих зерен пироксена в шлифе не обнаружено. Вся порода серпентинизированная. Серпентин представлен петельчатым хризотилом. В отличие от образца DR37-1 прожилки



Микроскопическая фотография прожилков серпентина в скрещенных николях.

серпентина имеют большую мощность и достигают 0.5 мм. Аналогично образцу DR37-1 серпентин замещен кварцем.

Рудный минерал представлен двумя типами. Крупная шпинель, размером от 0.1 до 0.4 мм. и мелкий пылевидный рудный минерал, который неравномерно распространен в буром матриксе.

Метаморфизм и низкотемпературные вторичные изменения: порода претерпела сильные вторичные изменения с высоким содержанием Fe-Al, отраженные в буром матриксе породы.

SO201 - 1b-DR37-3

Макроскопическое описание образца:

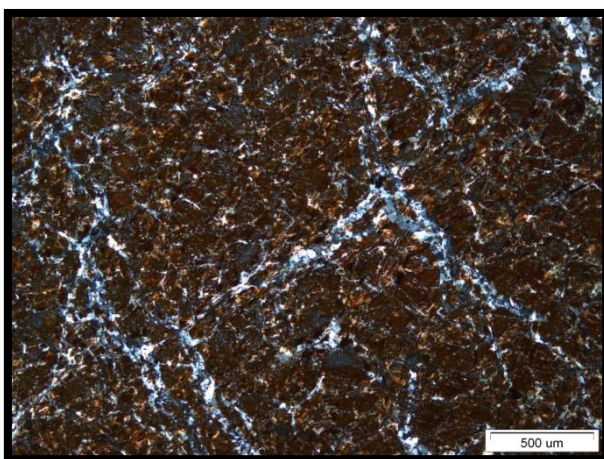
Ультраосновная порода, представленная серпентинизированным окварцованным дунитом.

Размер 9x7x8 см. Форма образца угловатая, на поверхности образца заметны следы выветривания. Цвет основной массы от желтого до коричневого.

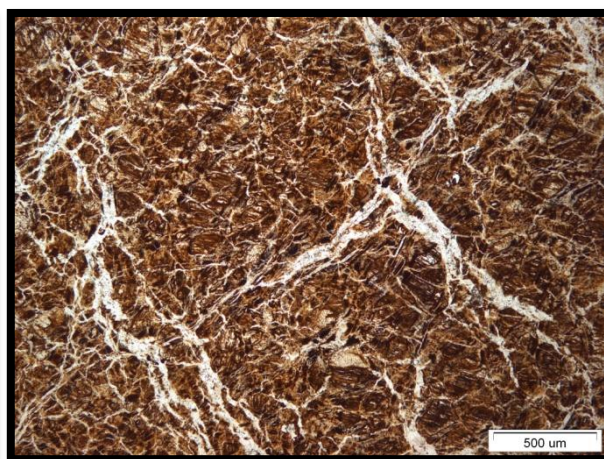


Макроскопическая фотография образца DR37-3

Микроскопическое описание образца, шлифа:



Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.

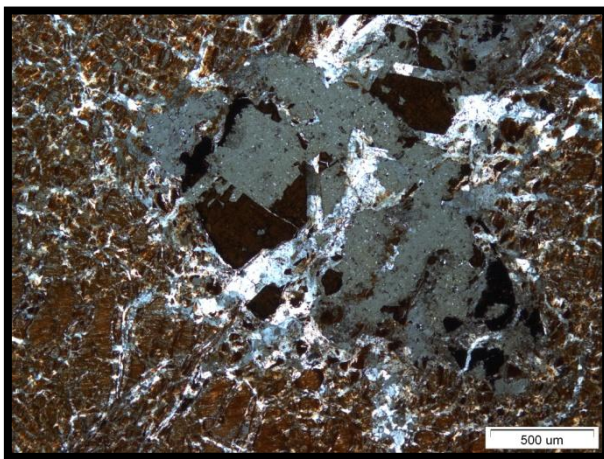


Микроскопическая фотография шлифа в параллельных николях.

Минеральный состав: кварц 80%, серпентин 10 %, клинопироксен 7%, рудный минерал 2-3%.

Мелкозернистая полиминеральная сильно измененная, серпентинизированная порода. Структура породы – петельчатая, текстура – неоднородная. Свежих зерен пироксена в шлифе не обнаружено. После изучения разно размерных фракций образца

были обнаружены свежие зерна клинопироксена, размером от 0.1 – 0.25 мм.



Микроскопическая фотография прожилков серпентина в скрещенных николях.

Вся порода сильно серпентинизированная. Серпентин представлен петельчатым хризотилом. В отличие от образца 37-2 прожилки серпентина более редкие и не имеют большой мощности до 0.3 мм. Аналогично образцам DR37-1 и DR37-2 серпентин замещен кварцем.

Подобно образцу 37-2, рудный

минерал представлен двумя типами. Крупная шпинель, размером от 0.1 до 0.4 мм. и мелкий пылевидный рудный минерал, который неравномерно распространен в буром матриксе.

Метаморфизм и низкотемпературные вторичные изменения: порода претерпела сильные вторичные изменения с высоким содержанием Fe-Al, отраженные в буром матриксе породы.

SO201 - 1b-DR37-4

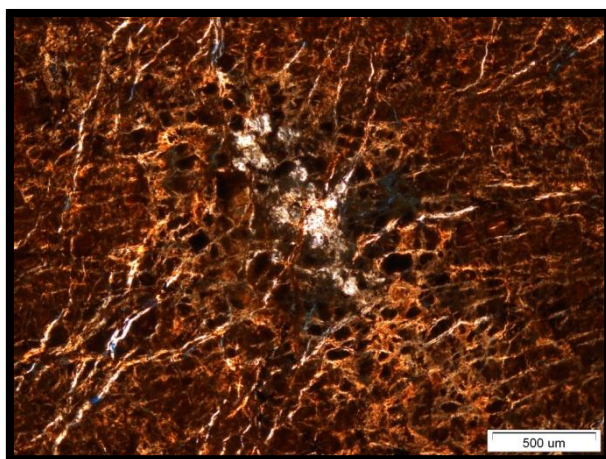
Макроскопическое описание образца:

Ультраосновная порода, представленная серпентинизированным окварцованным дунитом. Размер 13х9х7 см. Форма образца угловатая. Цвет основной массы от желтого до коричневого.

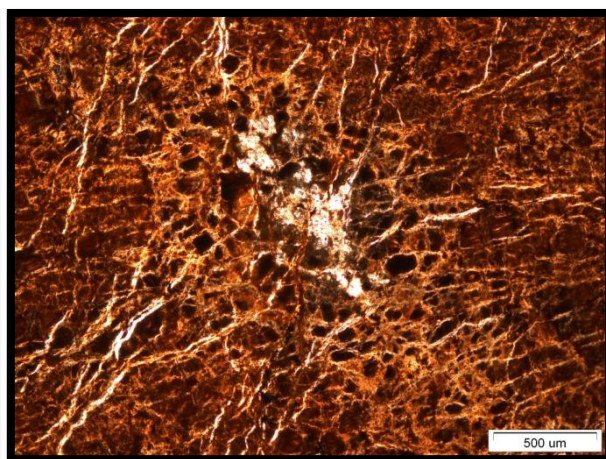


Макроскопическая фотография образца DR37-4

Микроскопическое описание образца, шлифа:



Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.

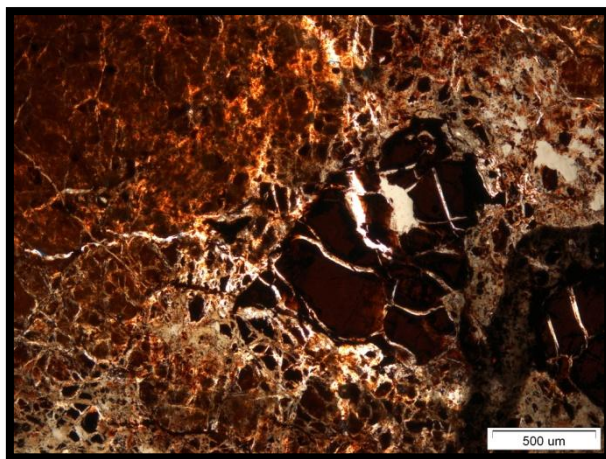


Микроскопическая фотография шлифа в параллельных николях.

Минеральный состав: кварц 75%, серпентин 15 %, клинопироксен 7%, рудный минерал 2-3%.

Мелкозернистая полиминеральная сильно измененная, серпентинизированная порода. Структура породы – петельчатая, текстура – неоднородная. Свежих зерен пироксена в шлифе не обнаружено. Вся порода сильно серпентинизированная. Серпентин представлен петельчатым хризотилом. В отличие от образца 37-2 прожилки

серпентина более редкие и не имеют большой мощности до 0.3 мм. Аналогично образцам DR37-1 и DR37-2 серпентин замещен кварцем.



Микроскопическая фотография прожилков серпентина в скрещенных николях.

Рудный минерал представлен тремя типами. Крупная шпинель, размером от 0.4 до 0.6 мм. Мелкие зерна шпинели 0.05 мм. - 0.1 мм., образующие чаще всего скопления и мелкий пылевидный рудный минерал, который неравномерно распространен

в буром матриксе.

Метаморфизм и низкотемпературные вторичные изменения: порода претерпела сильные изменения, отраженные бурым матриксом породы. В отличие от предыдущих образцов данной станции, бурый матрикс обладает более насыщенным цветом и, возможно, содержит больше примесей окислов железа.

SO201 - 1b-DR37-5

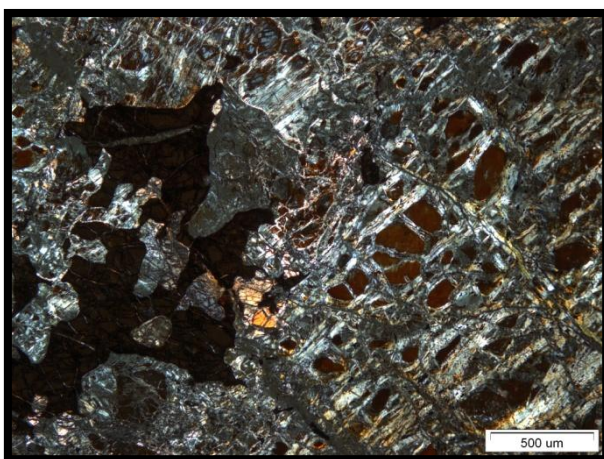
Макроскопическое описание образца:

Ультраосновная порода, представленная аполерцолитовым серпентинитом. Размер 12х9х9 см. Форма образца субугловатая. Цвет основной массы желтовато-зеленый. В породе наблюдаются тонкие Мп скопления вдоль трещи.

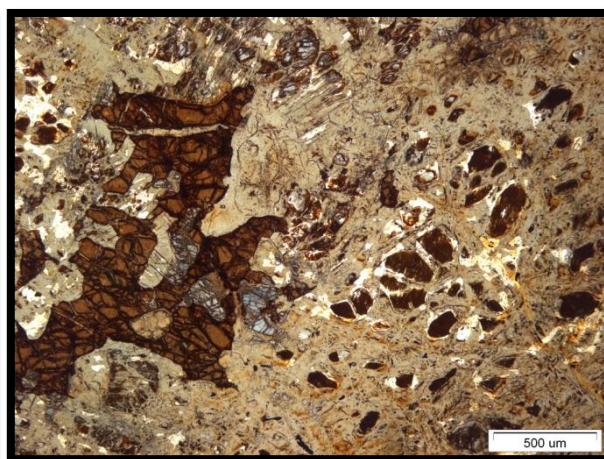


Макроскопическая фотография образца DR37-5

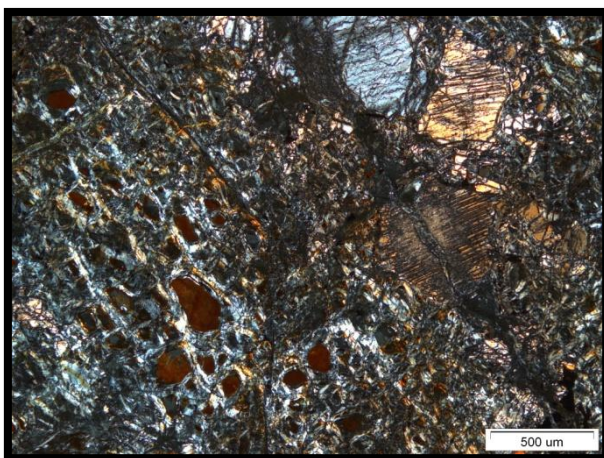
Микроскопическое описание образца, шлифа:



Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.



Микроскопическая фотография шлифа в параллельных николях.



Микроскопическая фотография прожилков серпентина в скрещенных николях.

Минеральный состав: серпентин 78 %, ортопироксен 15%, клинопироксен 5%, рудный минерал 2 %.

Мелкозернистая полиминеральная сильно измененная, серпентинизированная порода. Структура породы – петельчатая, текстура – неоднородная. В породе встречаются мелкие зерна ортопироксена до 0.1 мм. Несколько

зерен ортопироксена достигают 0.4 мм. Зерна ортопироксена ксеноморфны и обладают зональностью. Зерна деформированы и процесс замещения наблюдается из центра к периферии. По зернам ортопироксена развиваются баститовые псевдоморфозы серпентина. Края неровные, с видны следы реакционного взаимодействия. В шлифе наблюдается большое количество реликтовых зерен ортопироксена. В породе обнаружен клинопироксен. Зерна клинопироксена ксеноморфны до 0.2мм. В породе встречается небольшое количество реликтовых зерен оливина. Свежих зерен оливина не обнаружено.

Рудный минерал представлен тремя типами. Крупная шпинель, размером от 0.4 до 0.6 мм., в шлифе представлена несколькими зернами. Мелкие зерна шпинели 0.05 мм. - 0.1 мм., образующие чаще всего скопления и мелкий пылевидный рудный минерал, который неравномерно распространен в буром матриксе.

Метаморфизм и низкотемпературные вторичные изменения: Вся порода серпентинизированная. Серпентин представлен петельчатым хризотилом. Серпентин образует прожилки с небольшим заполнением вторичного минерала Al-Fe состава.

SO201 - 1b-DR37-6

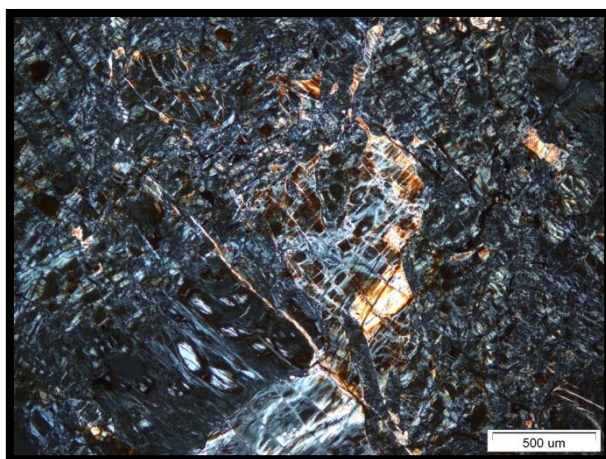
Макроскопическое описание образца:

Ультраосновная порода, представленная аплерцолитовым серпентинитом. Размер 13x8x12 см. Форма образца угловатая. Цвет основной массы от желтого до коричневого.

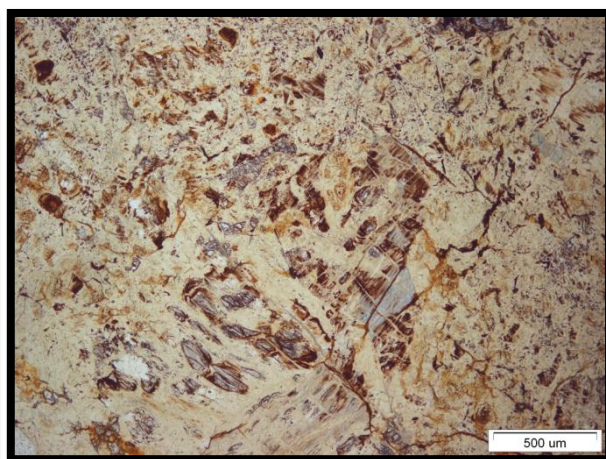


Макроскопическая фотография образца DR37-6

Микроскопическое описание образца, шлифа:



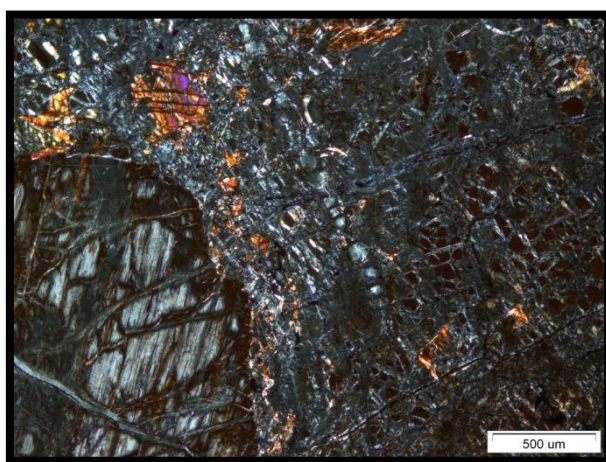
Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.



Микроскопическая фотография шлифа в параллельных николях.

Минеральный состав: серпентин 60 %, ортопироксен 20 %, клинопироксен 10 %, рудный минерал до 3%.

Полиминеральная порода. Структура петельчатая, текстура неоднородная. Ортопироксен встречается в виде крупных зерен от 0.6 до 3 мм. и распространен по породе на 20%. Зерна ксеноморфные, по многим зернам развивается серпентин. Замещение происходит из центра зерна к периферии. В шлифе встречаются цепочка



Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.

последовательности замещения пироксенов серпентином (баститовые псевдоморфозы серпентина), однако, более свежие разновидности зерен отсутствуют. Серпентин представлен петельчатым хризотилом. Клинопироксен в породе встречается в виде мелких зерен от 0.1 до 0.3 мм. и составляют 10% породы. Зерна распространены по породе неравномерно, по большей части группируются и образуют скопления

вокруг крупных зерен ортопироксена. Зерна ксеноморфные, иногда встречаются

гипидиоморфные. Серпентин практически не развивается по зернам клинопироксена. Края зерен рваные, видные следы реакционного взаимодействия. Оливин в породе свежих зерен не образует. Встречаются лишь реликты зерен, размером от 0.2 мм. до 0.4 мм. По реликтам зерен активно развивается серпентин.

В породе много *рудного минерала*. Есть четкие крупные зерна шпинели. В шлифе присутствует распыленный рудный минерал. Он составляет 3-4%.

Метаморфизм и низкотемпературные вторичные изменения: порода претерпела сильные вторичные изменения, серпентинизация.

SO201 - 1b-DR37-7

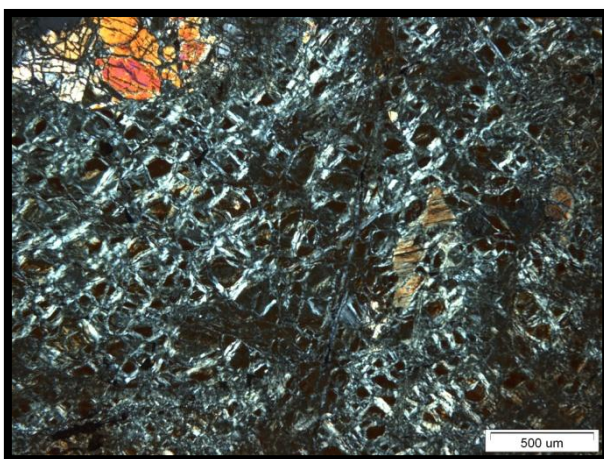
Макроскопическое описание образца:

Ультраосновная порода, представленная аполерцолитовым серпентинитом. Размер 11x13x8 см. Образец округлой формы с 4см железо-марганцевой коркой. Цвет основной массы зеленовато-желтый.

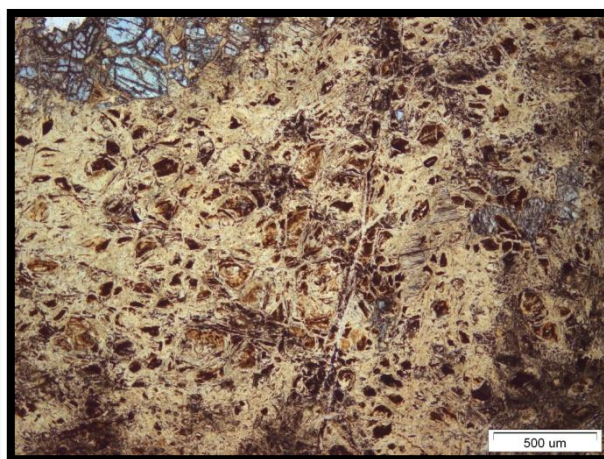


Макроскопическая фотография образца DR37-7

Микроскопическое описание образца, шлифа:



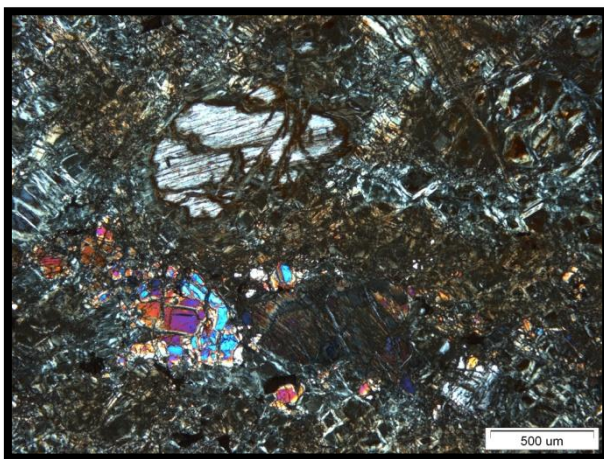
Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.



Микроскопическая фотография шлифа в параллельных николях.

Минеральный состав: серпентин 64 %, ортопироксен 20 %, клинопироксен 10 %, рудный минерал 1 %.

Полиминеральная порода. Структура петельчатая, текстура неоднородная. Ортопироксен встречается в виде крупных зерен от 0.6 до 3 мм. и распространен по породе на 20%. Зерна ксеноморфные, по многим зернам развивается серпентин.



Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.

Замещение происходит из центра зерна к периферии. По зернам ортопироксена развиваются бастиновые псевдоморфозы серпентина. Порода идентична образцу DR37-6. Клинопироксен в породе встречается в виде мелких зерен от 0.1 до 0.3 мм. и составляют 10% породы. Зерна распространены по породе неравномерно, по большей части группируются и образуют скопления вокруг крупных зерен ортопироксена.

Оливин в породе свежих зерен не образует. Встречаются лишь реликты зерен, размером от 0.2 мм. до 0.4 мм. По реликтам зерен активно развивается серпентин. Серпентин представлен петельчатым хризотилом.

В породе много *рудного минерала*. В отличие от образца DR37-6 в шлифе крупных зерен шпинелей, размером более 0.1 мм, не обнаружено. Рудный минерал представлен небольшими зернами до 0.1 мм и пылевидной разновидностью. Он составляет 1%.

Метаморфизм и низкотемпературные вторичные изменения: порода претерпела умеренные вторичные изменения, серпентинизация.

SO201 - 1b-DR37-8

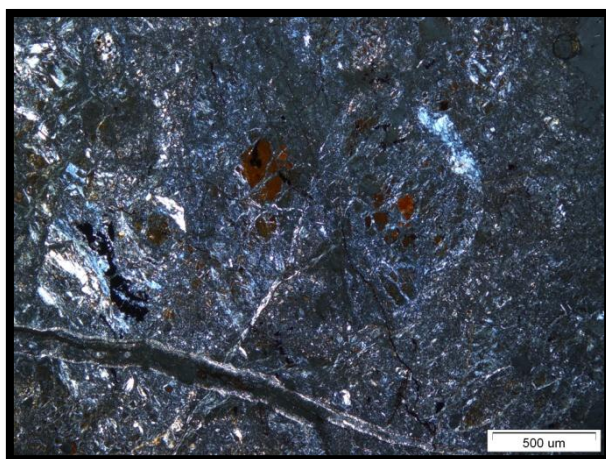
Макроскопическое описание образца:

Ультраосновная порода, представленная аполерцолитовым серпентинитом. Размер 11x7x5 см. Образец субугловатый с 4 см железо-марганцевой коркой. Цвет основной массы от желтого до коричневого.

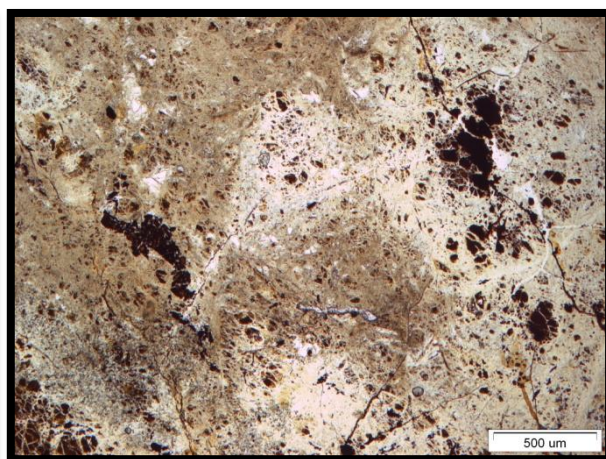


Макроскопическая фотография образца DR37-8

Микроскопическое описание образца, шлифа:



Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.



Микроскопическая фотография шлифа в параллельных николях.

Минеральный состав: серпентин 87 %, ортопироксен 10%, рудный минерал 2-3%.

Мелкозернистая полиминеральная сильно измененная, серпентинизированная порода. Структура породы – петельчатая, текстура – неоднородная. Свежих зерен пироксена в шлифе не обнаружено. Вся порода серпентинизированная. Серпентин представлен петельчатым хризотилом. Серпентин образует прожилки с постепенным заполнением пироксена. В шлифе встречено большое количество реликтов ортопироксена и оливина. Зерна нацело замещены серпентином, видны лишь очертания зерен. По кристаллографическим признакам можно четко различить зерна ортопироксена и оливина.

Рудный минерал представлен двумя типами. Крупная шпинель, размером от 0.1 до 0.4 мм. и мелкий пылевидный рудный минерал, который неравномерно распространен в буром матриксе.

Метаморфизм и низкотемпературные вторичные изменения: порода претерпела умеренные вторичные изменения, серпентинизация.

SO201 - 1b-DR37-9

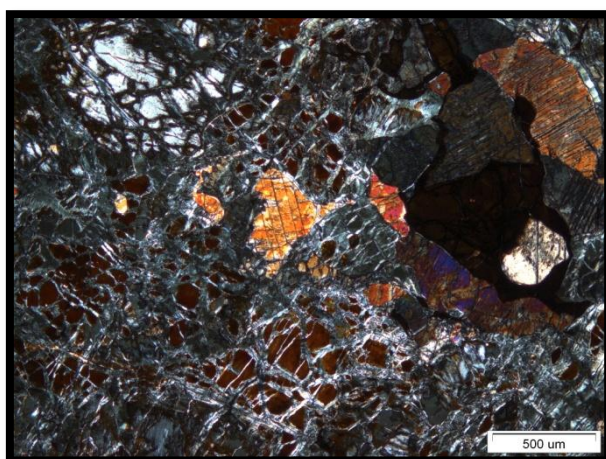
Макроскопическое описание образца:

Ультраосновная порода, представленная аполерцолитовым серпентинитом. Размер 10х9х8 см. Образец субугловатый. Цвет основной массы желто-зелено-коричневый.

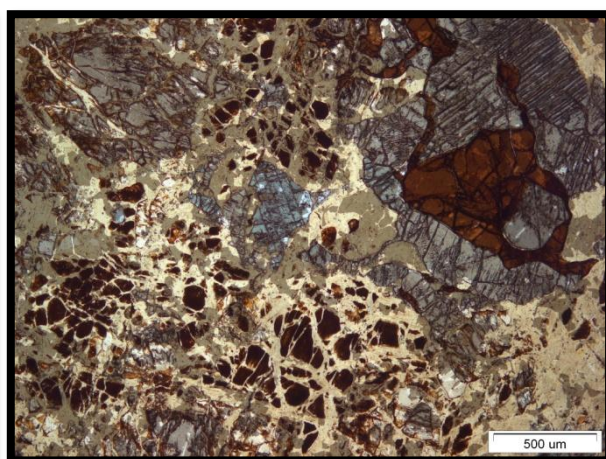


Макроскопическая фотография образца DR37-9

Микроскопическое описание образца, шлифа:



Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.



Микроскопическая фотография шлифа в параллельных николях.

Минеральный состав: серпентин 64 %, ортопироксен 20 %, клинопироксен 10%, рудный минерал 1 %.

Полиминеральная порода. Структура петельчатая, текстура неоднородная. Ортопироксен встречается в виде крупных зерен от 0.6 до 3 мм. и распространен по породе на 20%. Зерна ксеноморфные, по многим зернам развивается серпентин. Замещение происходит из центра зерна к периферии. В наиболее крупных зернах прослеживаются следы различных деформаций. По зернам ортопироксена развиваются бастиновые псевдоморфозы серпентина. Порода идентична образцам DR37-6, DR37-7. Клинопироксен в породе встречается в виде мелких зерен от 0.1 до 0.3 мм. и составляют 10% породы. Зерна распространены по породе неравномерно, по большей части группируются и образуют скопления вокруг крупных зерен ортопироксена. Свежих зерен оливина в породе не обнаружено. Встречаются лишь реликты зерен, размером от 0.2 мм. до 0.4 мм. По реликтам зерен активно развивается серпентин. Серпентин представлен петельчатым хризотилом.

В породе много *рудного минерала*. Аналогично DR37-6 и, в отличие от образца DR37-7, в шлифе много крупных зерен шпинелей, размером 0.1 мм. до 0.3 мм. Также есть рудный минерал, представленный небольшими зернами до 0.1 мм и пылевидной разновидностью. Он составляет 1%.

Метаморфизм и низкотемпературные вторичные изменения: порода претерпела сильные вторичные изменения, серпентинизация.

SO201 - 1b-DR37-10

Макроскопическое описание образца:

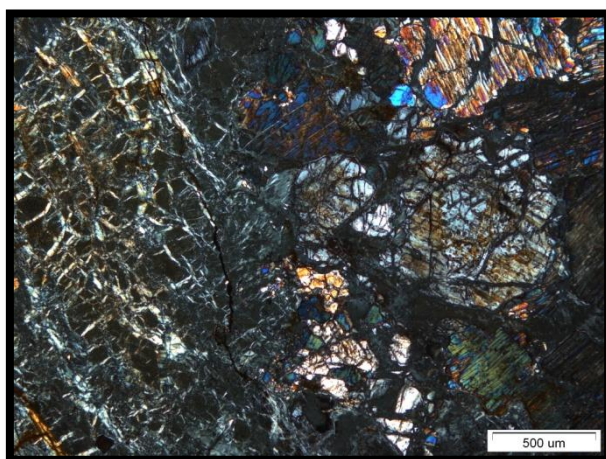
Ультраосновная порода, представленная аполерцолитовым серпентинитом. Размер 9x8x8 см. Образец субугловатый. Цвет основной массы желтовато-зеленый. Серпентин образует жилы до 3см в длину. Вдоль трещин наблюдается марганцевое заполнение.



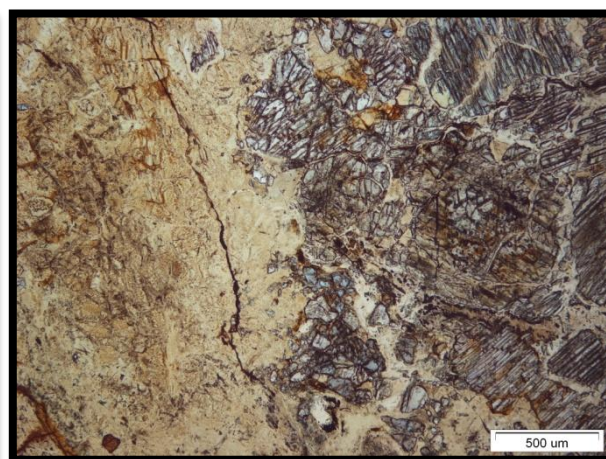
Макроскопическая фотография образца DR37-10

Микроскопическое описание образца, шлифа:

Минеральный состав: серпентин 60 %, ортопироксен 20 %, клинопироксен 10, рудный минерал до 3%.



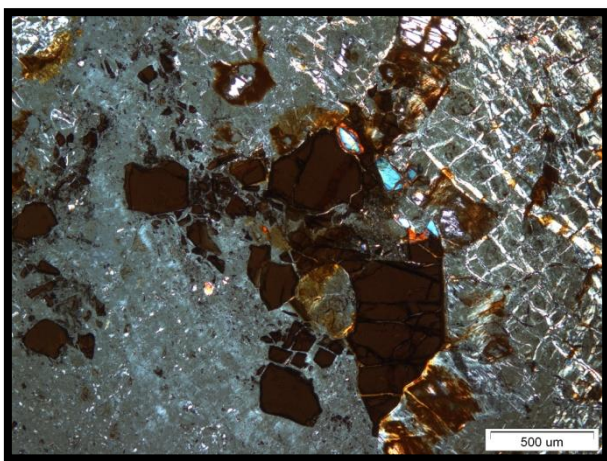
Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.



Микроскопическая фотография шлифа в параллельных николях.

Полиминеральная порода. Структура петельчатая, текстура неоднородная. Породы идентична образцу 37-6, 37-7, 37-9. Ортопироксен встречается в виде крупных зерен от 0.6 до 3 мм. и распространен по породе на 20%.

Зерна ксеноморфные, по многим зернам развивается серпентин. Замещение происходит из центра зерна к периферии. Серпентин представлен петельчатым хризотилом. По зернам ортопироксена развиваются баститовые псевдоморфозы серпентина. Клинопироксен в породе встречается в виде мелких зерен от 0.1 до 0.3 мм. и составляют 10% породы. Зерна распространены по породе неравномерно, по большей части группируются и образуют скопления вокруг крупных зерен ортопироксена. Края зерен неровные видные следы реакционного взаимодействия. Оливин в породе свежих зерен не образует. Встречаются лишь реликты зерен, размером от 0.2 мм. до 0.4 мм. По реликтам зерен активно развивается серпентин.



Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.

В породе много *рудного минерала*. Есть четкие крупные зерна шпинели. В шлифе присутствует распыленный рудный минерал. Он составляет 3-4%.

Метаморфизм и *низкотемпературные вторичные изменения*: порода претерпела сильные вторичные изменения, серпентинизация.

SO201 - 1b-DR37-11

Макроскопическое описание образца:

Ультраосновная порода, представленная аполерцолитовым серпентинитом. Размер 6х7х8 см. Образец субугловатый. Цвет основной массы желтовато-зеленый/оранжевый.

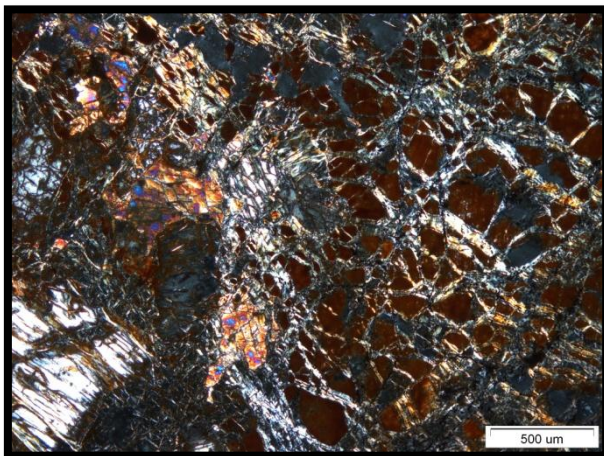


Макроскопическая фотография образца DR37-11

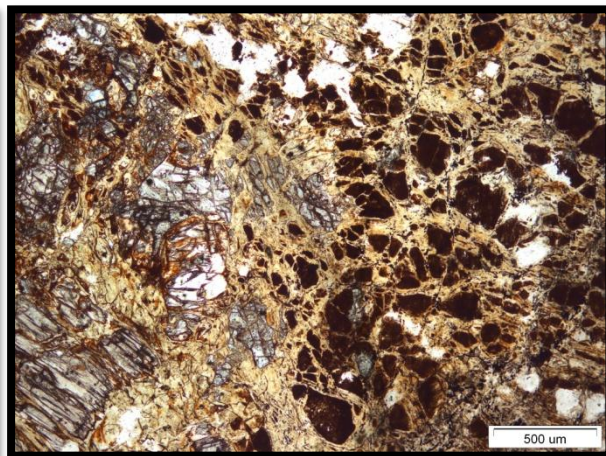
Микроскопическое описание образца, шлифа:

Минеральный состав: серпентин 68 %, ортопироксен 20 %, клинопироксен 10 %, рудный минерал до 2%.

Полиминеральная порода. Структура петельчатая, текстура неоднородная. Порода идентична образцу DR37-6, DR37-7, DR37-9, DR37-10. Ортопироксен встречается в виде крупных зерен от 0.6 до 3 мм. и распространен по породе на 20%. Зерна ксеноморфные, по многим зернам развивается серпентин. Замещение происходит из центра зерна к периферии. Серпентин представлен петельчатым хризотилом. По зернам ортопироксена развиваются баститовые псевдоморфозы серпентина. Клинопироксен в породе встречается в виде мелких зерен от 0.1 до 0.3 мм. и составляют 10% породы. Зерна распространены по породе неравномерно, по большей части группируются и образуют скопления вокруг крупных зерен ортопироксена.



Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.



Микроскопическая фотография шлифа в параллельных николях.

Края зерен рваные, видные следы реакционного взаимодействия. Оливин в породе свежих зерен не образует. Встречаются лишь реликты зерен, размером от 0.2 мм. до 0.4 мм. По реликтам зерен активно развивается серпентин. В породе видна полосчатость, образованная, возможно, в результате метаморфизма или твердопластичных деформаций при стрессовых нагрузках.

В породе много *рудного минерала*. Есть четкие крупные зерна шпинели. В шлифе присутствует распыленный рудный минерал. Он составляет 3-4%.

Метаморфизм и низкотемпературные вторичные изменения: порода претерпела сильные вторичные изменения, серпентинизация.

SO201 - 1b-DR37-12

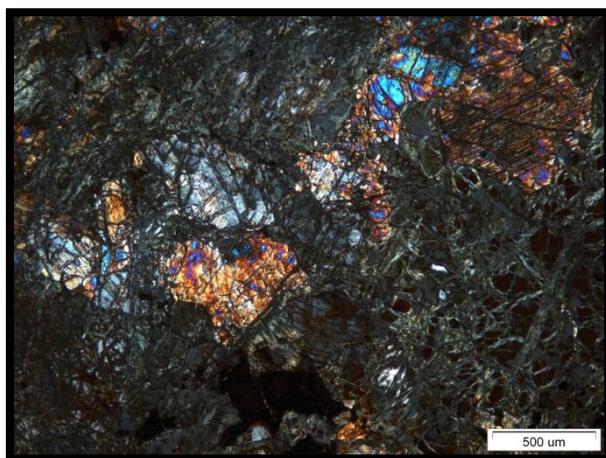
Макроскопическое описание образца:

Ультраосновная порода, представленная аплерцолитовым серпентинитом. Размер 8x6x4 см. Образец субугловатый. Цвет основной массы желтовато-зеленый/оранжевый.

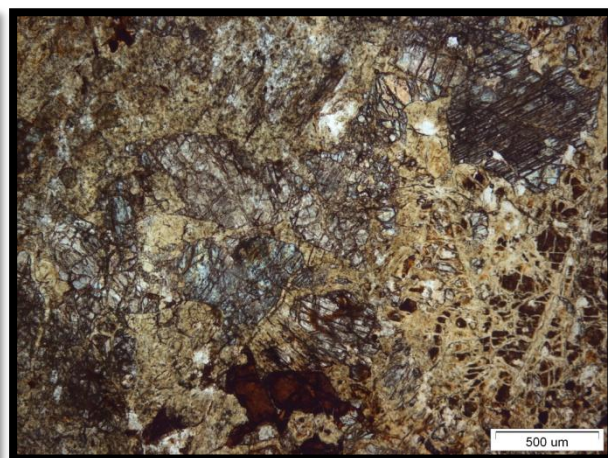


Макроскопическая фотография образца DR37-12

Микроскопическое описание образца, шлифа:



Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.



Микроскопическая фотография шлифа в параллельных николях.

Минеральный состав: серпентин 65 %, ортопироксен 20 %, клинопироксен 10 %, рудный минерал до 5%.

Полиминеральная порода. Структура петельчатая, текстура неоднородная. Породы идентичны образцу DR37-6, DR37-7, DR37-9, DR37-10, DR37-11. Ортопироксен встречается в виде крупных зерен от 0.6 до 3 мм. и распространен по породе на 20%. Зерна ксеноморфные, по многим зернам развивается серпентин. Замещение происходит из центра зерна к периферии. Серпентин представлен петельчатым хризотилом. По зернам ортопироксена развиваются баститовые псевдоморфозы серпентина. Клинопироксен в породе встречается в виде мелких зерен от 0.1 до 0.3 мм. и составляют 10% породы. Зерна распространены по породе неравномерно, по большей части группируются и образуют скопления вокруг крупных зерен ортопироксена. Края зерен рваные, видны следы реакционного взаимодействия. Оливин в породе свежих зерен не образует. Встречаются лишь реликты зерен, размером от 0.2 мм. до 0.4 мм. По реликтам зерен активно развивается серпентин. В породе видна полосчатость, образованная, возможно, в результате метаморфизма или твердо пластичных деформаций при стрессовых нагрузках.

В породе очень много *рудного минерала*. Есть четкие крупные зерна шпинели. В шлифе присутствует распыленный рудный минерал. Отличие этого образца от подобных пород в данной станции драгирования состоит в большом количестве рудного минерала.

Метаморфизм и низкотемпературные вторичные изменения: порода претерпела сильные вторичные изменения, серпентинизация.

SO201 - 1b-DR37-13

Макроскопическое описание образца:

Ультраосновная порода, представленная аполерцолитовым серпентинитом. Размер 10x8x5 см. Образец субугловатый. Цвет основной массы желтовато-зеленый/оранжевый.



Макроскопическая фотография образца DR37-13

Микроскопическое описание образца, шлифа:

Минеральный состав: серпентин 65 %, ортопироксен 20 %, клинопироксен 10 %, рудный минерал до 5%.

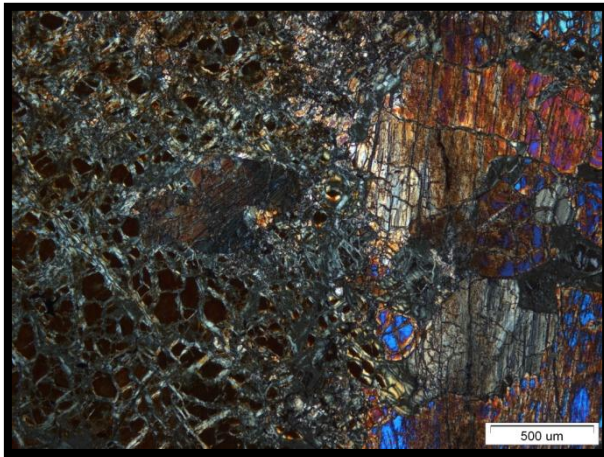
Полиминеральная порода. Структура петельчатая, текстура неоднородная. Порода полностью аналогична образцу DR37-12. Ортопироксен встречается в виде крупных зерен от 0.6 до 3 мм. и распространен по породе на 20%. Зерна ксеноморфные, по многим зернам развивается серпентин. Замещение происходит из центра зерна к периферии. Серпентин представлен петельчатым хризотилом. По зернам ортопироксена развиваются бастиновые псевдоморфозы серпентина.

Клинопироксен в породе встречается в виде мелких зерен от 0.1 до 0.3 мм. и составляют 10% породы. Зерна распространены по породе неравномерно, по большей части группируются и образуют скопления вокруг крупных зерен ортопироксена. Края зерен рваные, видны следы реакционного взаимодействия. Реликтов оливина очень мало, размер зерен 0.1 мм. - 0.2 мм. По реликтам зерен активно развивается серпентин.

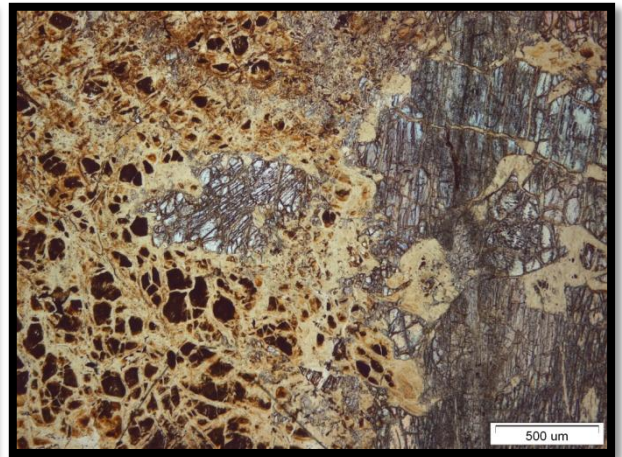
В породе видна полосчатость, образованная, возможно, в результате метаморфизма или твердо пластичных деформаций при стрессовых нагрузках.

В породе очень много *рудного минерала*. Минерал представлен как отдельными крупными зернами, так и скоплениями небольших зерен.

Метаморфизм и низкотемпературные вторичные изменения: порода претерпела сильные вторичные изменения, серпентинизация.



Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.



Микроскопическая фотография шлифа в параллельных николях.

SO201 - 1b-DR37-14

Макроскопическое описание образца:

Ультраосновная порода, представленная аполерцолитовым серпентинитом. Размер 8х9х5 см. Образец субугловатый. Цвет основной массы желтовато-зеленый/оранжевый.

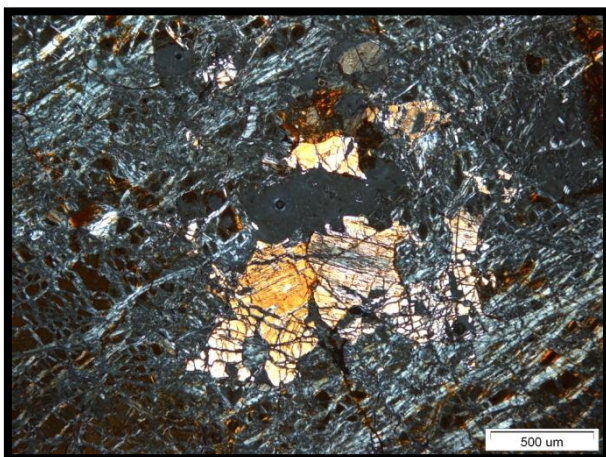


Макроскопическая фотография образца DR37-14

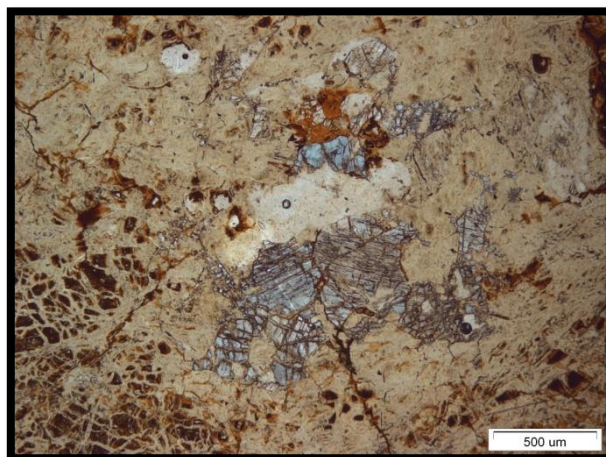
Микроскопическое описание образца, шлифа:

Минеральный состав: серпентин 75 %, ортопироксен 15 %, клинопироксен 7 %, рудный минерал до 1-2%.

Полиминеральная порода. Структура петельчатая, текстура неоднородная. Ортопироксен встречается в виде небольших зерен от 0.4 до 1 мм. и распространен по породе на 15%. Зерна ксеноморфные, по многим зернам развивается серпентин. Замещение происходит из центра зерна к периферии. Серпентин представлен петельчатым хризотилом.



**Микроскопическая фотография шлифа
в скрещенных николях.**



**Микроскопическая фотография шлифа
в параллельных николях.**

По зернам ортопироксена развиваются баститовые псевдоморфозы серпентина. Клинопироксен в породе встречается в виде мелких зерен от 0.1 до 0.2 мм. и составляют 5-7% породы. Зерна распространены по породе неравномерно, по большей части группируются и образуют скопления вокруг крупных зерен ортопироксена. Края зерен рваные, видны следы реакционного взаимодействия. Реликтов оливина очень мало, размер зерен 0.1 мм. - 0.2 мм. По реликтам зерен активно развивается серпентин. В породе видна полосчатость, образованная, возможно, в результате метаморфизма или твердо пластичных деформаций при стрессовых нагрузках.

В породе немного *рудного минерала*. Минерал представлен как отдельными крупными зернами, так и скоплениями небольших зерен.

Метаморфизм и низкотемпературные вторичные изменения: порода претерпела сильные вторичные изменения, серпентинизация.

SO201 - 1b-DR37-15

Макроскопическое описание образца:

Ультраосновная порода, представленная аполерцолитовым серпентинитом. Размер 8x7x5 см. Образец субугловатый. Цвет основной массы желтовато-зеленый/оранжевый.



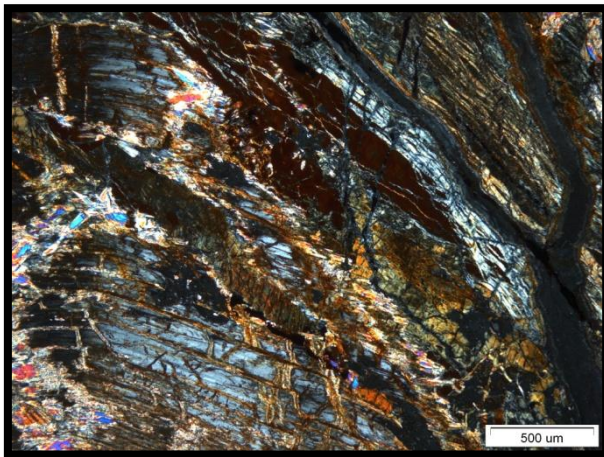
Макроскопическая фотография образца DR37-15

Микроскопическое описание образца, шлифа:

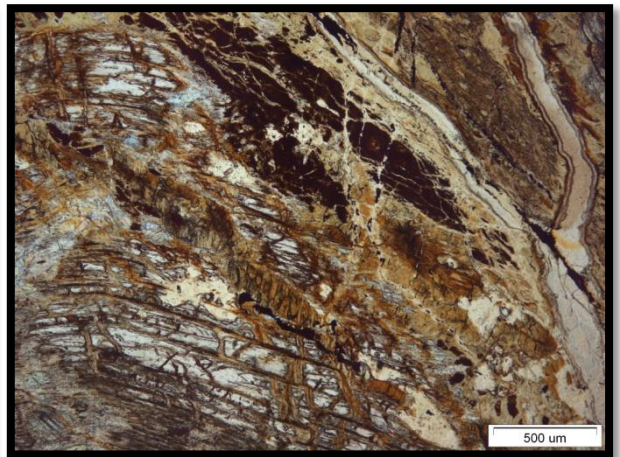
Минеральный состав: серпентин 63 %, ортопироксен 20 %, клинопироксен 15 %, рудный минерал до 1-2%.

Полиминеральная порода. Структура петельчатая, текстура неоднородная. Ортопироксен встречается в виде крупных зерен от 0.8 мм до 1.5 мм. и распространен по породе на 20%. Зерна ксеноморфные, по многим зернам развивается серпентин. По зернам ортопироксена развиваются баститовые псевдоморфозы серпентина. Серпентин представлен петельчатым хризотилом. Клинопироксен в породе встречается в виде мелких зерен от 0.1 до 0.4 мм. и составляют 15 % породы. Зерна распространены по породе неравномерно, по большей части группируются и образуют скопления вокруг крупных зерен ортопироксена.

Края зерен рваные, видные следы реакционного взаимодействия. Реликтов оливина очень мало, размер зерен 0.1 мм. -0.2 мм. По реликтам зерен активно

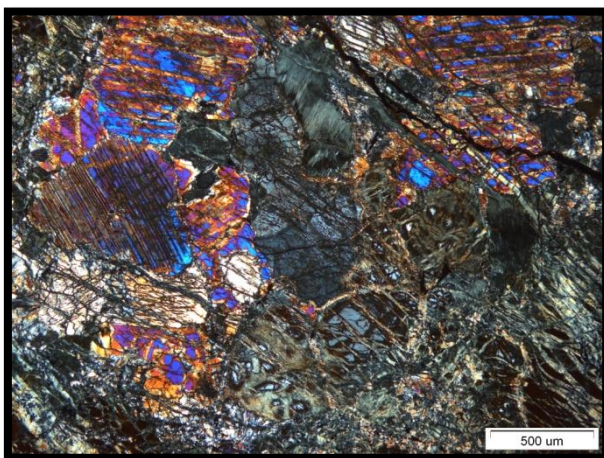


Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.



Микроскопическая фотография шлифа в параллельных николях.

развивается серпентин. В породе видны характерные следы твердо пластичных деформаций при стрессовых нагрузках.



Микроскопическая фотография шлифа в скрещенных николях.

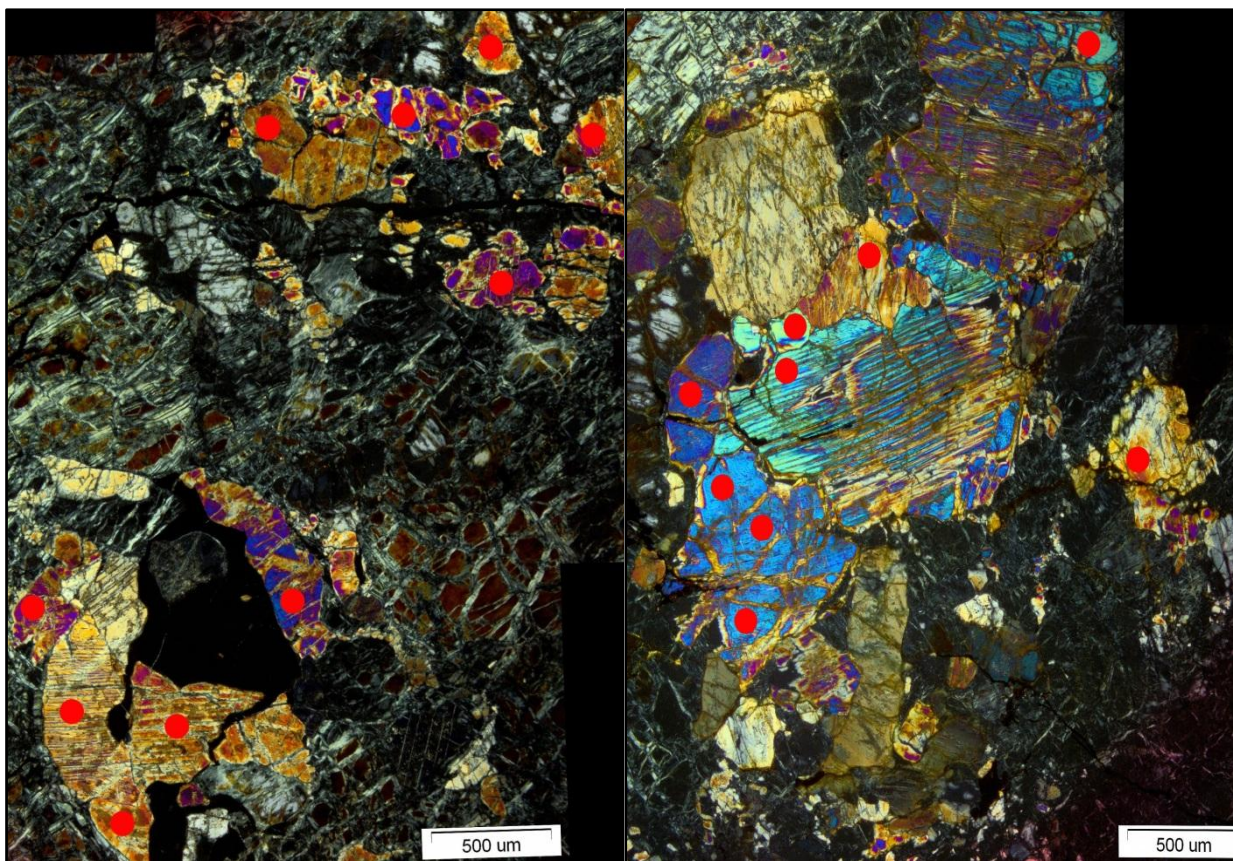
В породе немного *рудного минерала*. Минерал представлен как отдельными крупными зернами, так и скоплениями небольших зерен.

Метаморфизм и *низкотемпературные вторичные изменения*: порода претерпела сильные вторичные изменения, серпентинизация.

Приложение 2. Анализ пироксенов на электронном микроанализаторе

Микрофотографии шлифов в скрещенных николях аполерцолитовых серпентинитов станции DR37.

Фотографии сделаны в режиме отраженных электронов с помощью электронного микроскопа JEOL JXA 8200, в Центре изучения океанов им. Гельмгольца, GEOMAR, Киль, ФРГ. Красными точками отмечены поля измерения. Составы фаз приведены в таблицах 3 – 5.



DR37-9

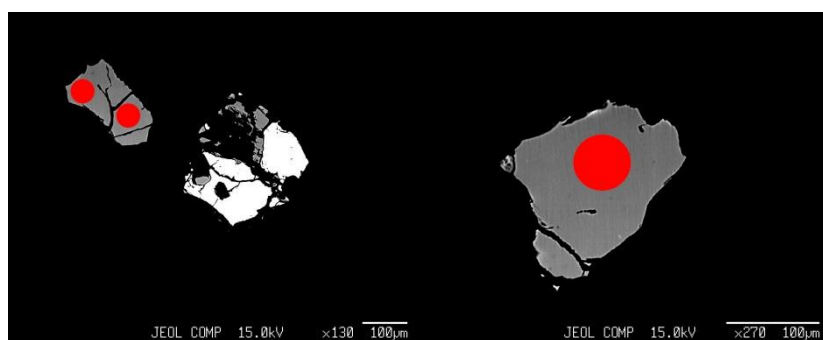
DR37-10



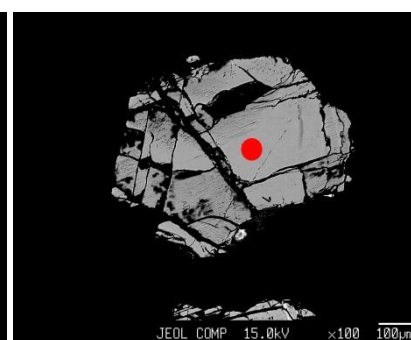
Микроскопическая фотография шлифа DR37-14 в скрещенных николях.

Зерна клинопироксенов в изученных породах станции DR37.

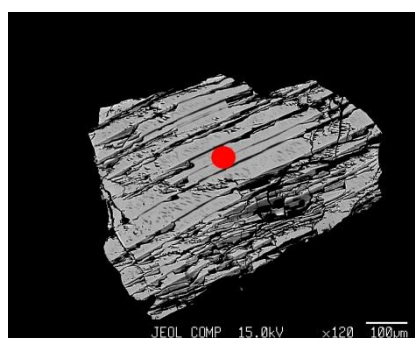
Фотографии сделаны в режиме отраженных электронов с помощью электронного микроскопа JEOL JXA 8200, в Центре изучения океанов им. Гельмгольца, GEOMAR, Киль, ФРГ. Составы фаз приведены в таблице 3.



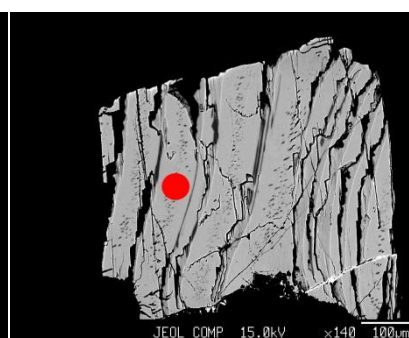
DR37-3



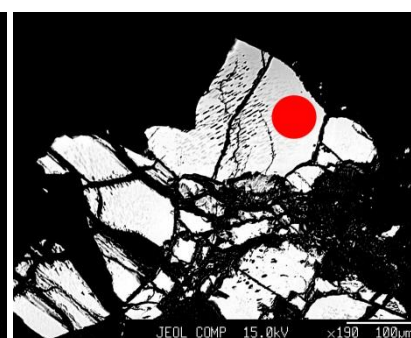
DR37-9



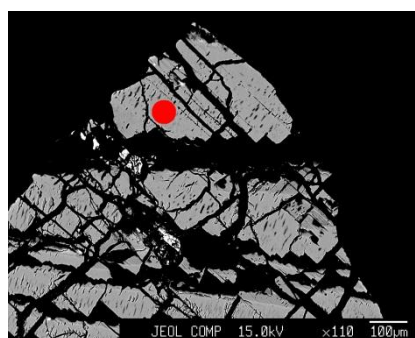
DR37-10



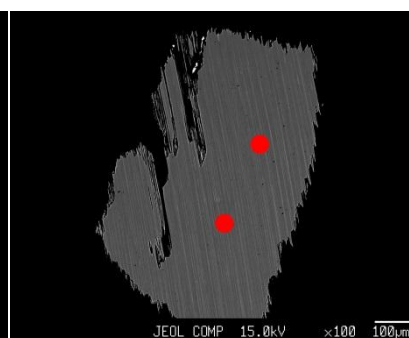
DR37-11



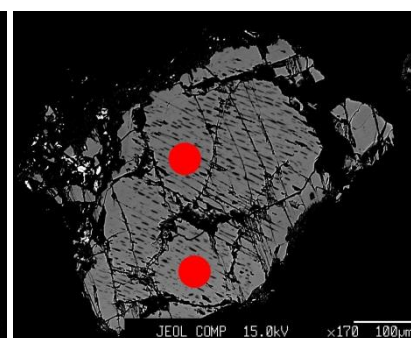
DR37-12



DR37-13



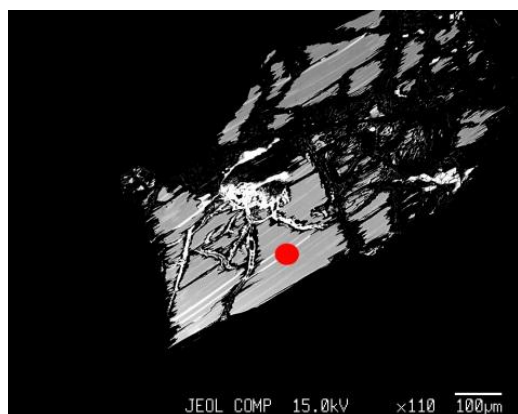
DR37-14



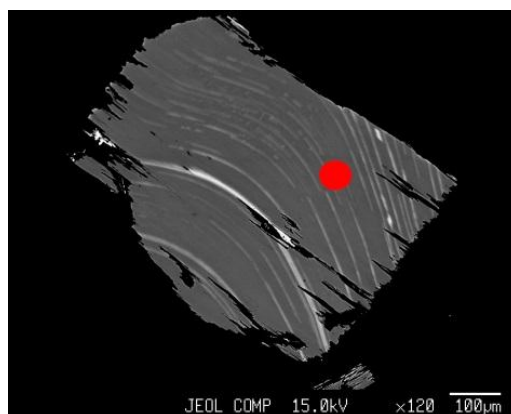
DR37-15

Зерна ортопироксенов в изученных породах станции DR37.

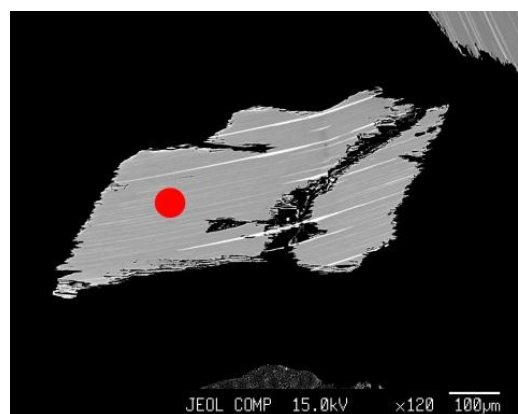
Фотографии сделаны в режиме отраженных электронов с помощью электронного микроскопа JEOL JXA 8200, в Центре изучения океанов им. Гельмгольца, GEOMAR, Киль, ФРГ. Составы фаз приведены в таблице 4.



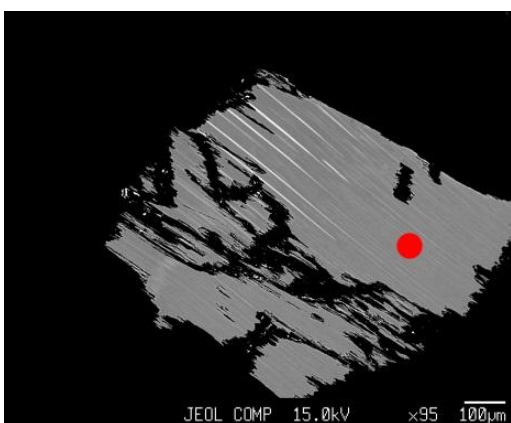
DR37-6



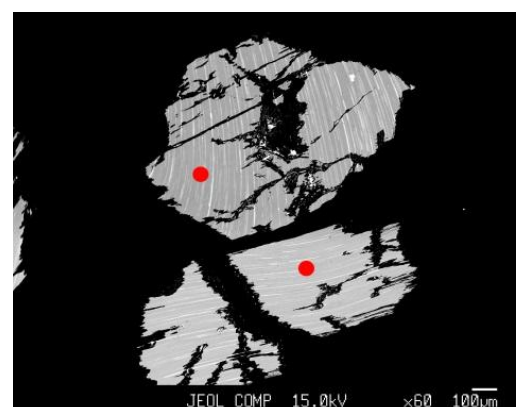
DR37-9



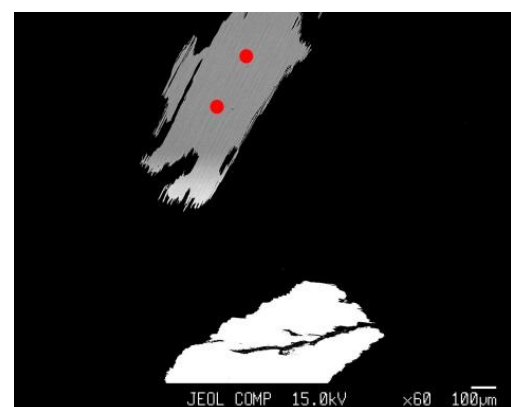
DR37-10



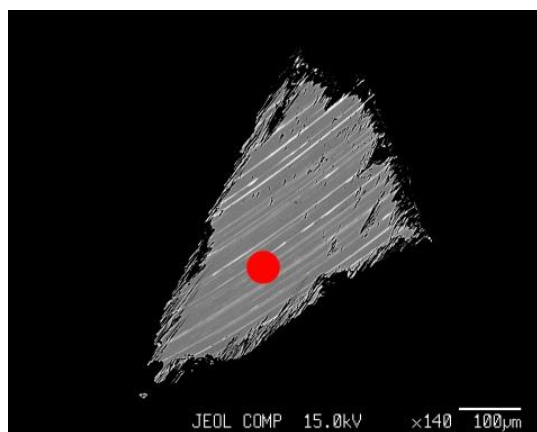
DR37-12



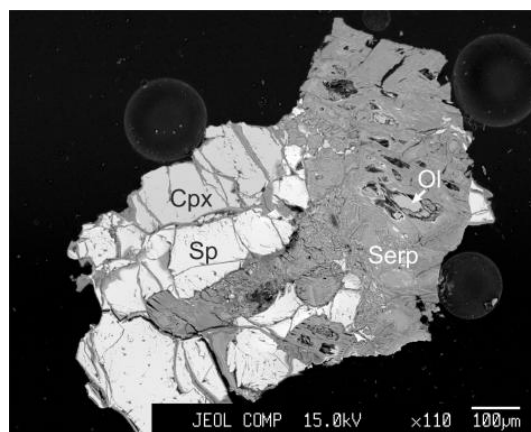
DR37-13



DR37-14



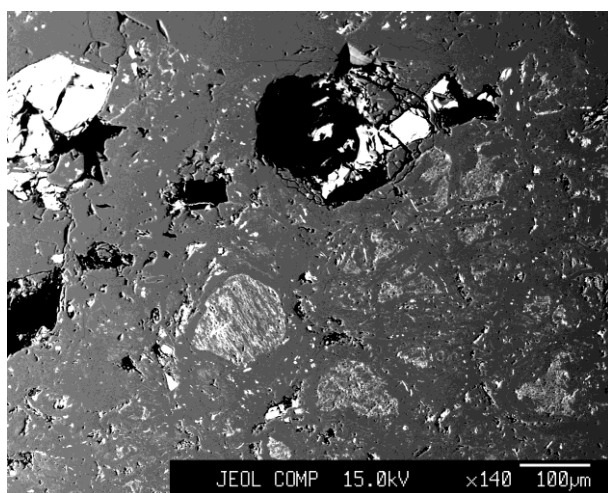
DR37-15



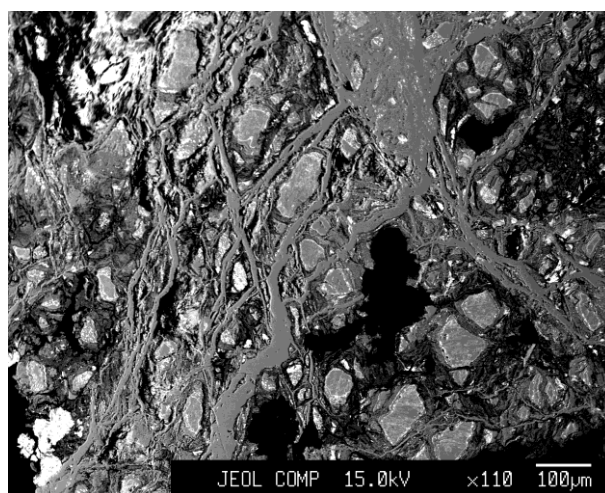
DR37-13

Микрофотография и моно-элементная карта окварцованного аподунита DR37-4.

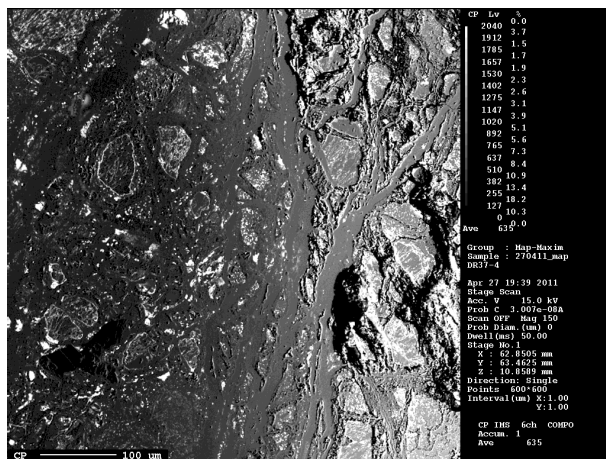
Фотографии сделаны в режиме отраженных электронов с помощью электронного микроскопа JEOL JXA 8200, в Центре изучения океанов им. Гельмгольца, GEOMAR, Киль, ФРГ.



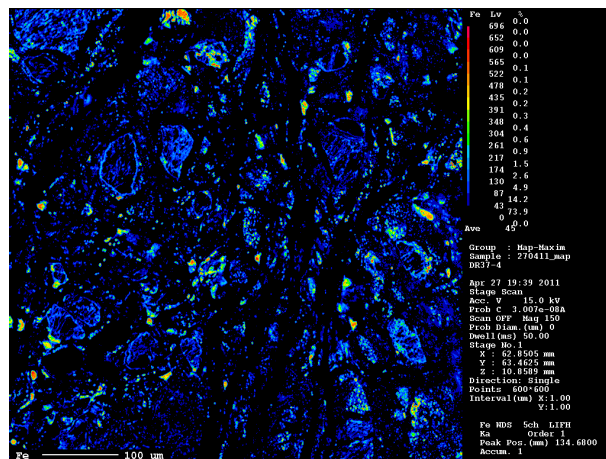
**Снимок шлифа в отраженных
электронах**



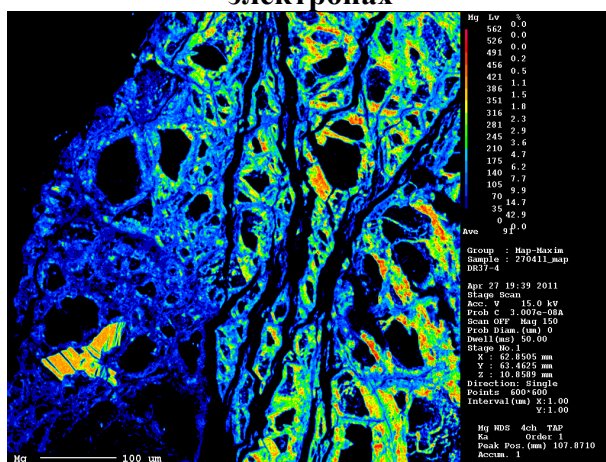
**Снимок шлифа в отраженных
электронах**



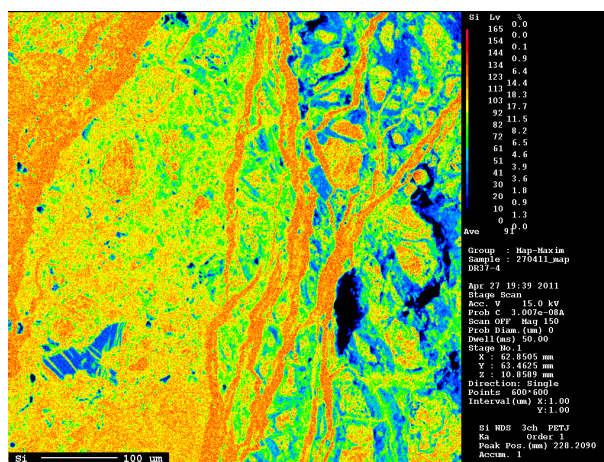
Снимок шлифа в отраженных
электронах



Моно-элементарная карта. Fe



Моно-элементарная карта. Mg



Моно-элементарная карта. Si

Приложение 3. Таблицы

Таблица 2 к главе 4. Содержание главных элементов в перидотитах хребта Стелмейт. Образцы DR37-1 по DR37-4 – представлены аподунитовыми окварцованными серпентинитами, DR37-5 по DR37-15 – аполерцолитовыми серпентинитами. Результаты показаны в массовых процентах (мас %).

	DR37-1	DR37-2	DR37-3	DR37-4	DR37-5	DR37-6	DR37-8	DR37-9	DR37-10	DR37-11	DR37-12	DR37-13	DR37-14	DR37-15	Точ-сть %	Прав-сть %
SiO₂	83.70	88.70	85.60	71.10	39.90	40.80	40.20	41.30	39.80	41.70	39.90	40.70	39.30	41.60	0.0	0.2
TiO₂	0.07	0.04	0.07	0.05	0.03	0.04	0.10	0.05	0.04	0.06	0.05	0.04	<0.01	0.18	0.1	0.1
Al₂O₃	0.20	0.19	0.13	0.48	1.91	1.78	3.26	2.36	2.09	3.25	1.83	2.02	2.07	3.26	0.1	0.3
Fe₂O₃	6.54	6.53	5.39	9.44	11.94	12.40	9.67	11.30	9.90	11.13	11.33	10.60	10.48	11.44	0.3	0.0
MnO	0.09	0.06	0.05	0.23	0.15	0.20	0.43	0.75	0.23	0.13	0.10	0.10	0.21	0.23	0.0	0.0
MgO	4.90	1.39	4.56	10.24	28.92	28.40	29.54	27.64	31.52	28.31	30.56	30.44	31.32	27.15	0.6	0.4
CaO	0.03	0.04	0.03	0.06	1.62	0.96	1.05	2.21	1.51	2.10	1.69	1.94	1.15	2.78	0.0	1.2
Na₂O	0.09	0.07	0.09	0.13	0.30	0.34	0.49	0.42	0.30	0.36	0.26	0.28	0.33	0.38	4.3	0.0
K₂O	0.07	0.06	0.08	0.07	0.12	0.14	0.17	0.15	0.10	0.16	0.10	0.11	0.11	0.14	1.7	0.0
P₂O₅	0.03	0.06	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	5.3	8.3
LOI	3.74	2.26	3.45	7.05	14.62	14.98	15.39	13.79	14.59	12.86	14.3	13.99	15.24	12.55		
SUM	99.47	99.36	99.44	98.94	99.56	100.04	100.35	100.01	100.11	100.12	100.18	100.26	100.27	99.73		

Таблица 3 к главе 4. Содержание элементов-примесей в перидотитах хребта Стелмейт. DR37-3 и DR37-4 – окварцованные аподуниты, DR37-8, DR37-9, DR37-14 – аполерцолитовые серпентиниты.

	DR37-3	DR37-4	DR37-8	DR37-9	DR37-14
Sc	3.1	4.9	12.9	17.6	13.9
V	61	113	96	130	101
Cr	852	2042	3304	3830	3093
Co	49	119	228	251	120
Ni	469	975	1770	2010	1755
Cu	29	303	229	108	169
Zn	92	233	327	436	441
Mo	1.13	3.27	3.91	5.42	1.47
Sn	0.05	0.07	0.13	0.06	0.07
Sb	2.46	6.58	2.18	4.54	2.85
Cs	0.19	0.04	0.05	0.03	0.02
Rb	2.80	1.25	2.08	2.01	1.36
Ba	0.67	8.31	23.46	64.69	3.87
Th	0.009	0.022	0.380	0.008	0.022
U	1.54	1.90	0.52	0.55	0.44
Nb	0.027	0.076	0.519	0.089	0.189
Ta	0.005	0.005	0.027	0.015	0.030
La	< 0.1	< 0.1	1.095	0.576	< 0.1
Pb	0.73	1.10	6.59	0.78	0.53
Ce	< 0.1	< 0.1	4.756	< 0.1	< 0.1
Sr	2.77	7.15	18.93	15.12	9.41
Pr	0.012	0.078	0.444	0.242	0.120
Nd	0.055	0.349	1.930	1.068	0.521
Zr	< 0.3	5.59	12.04	< 0.3	< 0.3
Hf	0.009	0.042	0.246	0.031	0.024
Sm	0.020	0.098	0.501	0.292	0.151
Eu	0.006	0.027	0.128	0.080	0.046
Gd	0.024	0.117	0.519	0.378	0.221
Tb	0.004	0.020	0.085	0.072	0.044
Dy	0.025	0.130	0.514	0.519	0.315
Li	3.44	5.89	38.08	25.16	25.58
Y	0.114	0.599	2.102	2.797	1.839
Ho	0.006	0.027	0.099	0.116	0.070
Er	0.017	0.080	0.268	0.346	0.218
Ti	0.004	0.015	0.042	0.062	0.040
Yb	0.030	0.109	0.296	0.470	0.306
Lu	0.006	0.018	0.045	0.075	0.050

Таблица 4 к главе 4. Средние составы клинопироксенов из аподунитовых (DR37-3) и аполерцолитовых (DR37-5, DR37-6, DR37-7, DR37-9, DR37-10, DR37-11, DR37-12, DR37-13, DR37-14, DR37-15) серпентинитов хребта Стелмейт. N – количество анализов, σ – стандартное отклонение. Cr# - хромистость минерала ($\text{Cr\#} = \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})$), Mg# = магнезиальность минерала ($\text{Mg\#} = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$).

Клинопиоксен	DR37-3	DR37-6	DR37-9	DR37-10	DR37-11	DR37-12	DR37-13	DR37-14	DR37-15
Образец	1	2	2	2	2	2	2	2	2
Количество анализов	4	6	4	2	3	11	13	3	3
SiO ₂	51.61	53.62	51.41	51.41	51.65	51.33	51.30	51.69	52.02
TiO ₂	0.21	0.14	0.07	0.07	0.07	0.06	0.05	0.10	0.06
Al ₂ O ₃	4.90	3.59	5.39	5.52	5.13	5.41	5.57	5.07	4.82
Cr ₂ O ₃	1.32	0.82	1.16	1.18	1.15	1.15	1.20	1.25	1.06
FeO	1.84	2.49	2.87	2.95	2.94	2.88	2.96	3.03	3.01
MnO	0.02	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07
MgO	14.99	16.90	17.36	17.57	17.08	17.03	17.12	17.95	17.49
CaO	23.33	23.31	21.00	20.54	21.16	21.43	21.16	20.10	20.94
Na ₂ O	0.89	0.35	0.19	0.21	0.28	0.17	0.17	0.26	0.27
NiO	0.06	0.08	0.10	0.10	0.07	0.10	0.11	0.11	0.11
Total	99.17	101.38	99.64	99.61	99.61	99.66	99.72	99.64	99.85
Mg#	0.94	0.92	0.92	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91
Cr#	0.15	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.13	0.14	0.13

Стандартное отклонение									
SiO ₂	0.06	0.64	0.29	0.06	0.26	0.27	0.20	0.18	0.27
TiO ₂	0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	0.04	0.67	0.29	0.25	0.25	0.34	0.21	0.32	0.12
Cr ₂ O ₃	0.03	0.19	0.04	0.01	0.03	0.07	0.07	0.04	0.04
FeO	0.04	0.24	0.28	0.23	0.18	0.16	0.27	0.19	0.13
MnO	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
MgO	0.07	0.33	1.12	0.99	0.65	0.50	0.90	0.53	0.39
CaO	0.04	0.67	1.38	1.38	0.60	0.71	1.29	0.83	0.66
Na ₂ O	0.01	0.03	0.02	0.02	0.08	0.01	0.01	0.07	0.07
NiO	0.03	0.04	0.03	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01
Total	0.11	0.34	0.18	0.19	0.13	0.15	0.20	0.09	0.13
Mg#	0.00	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr#	0.16	0.01	0.59	0.40	0.43	0.44	0.39	0.64	0.11

Таблица 5 к главе 4. Средние составы ортопироксенов из аполерцолитовых серпентинитов хребта Стелмейт. Cr# - хромистость минерала ($\text{Cr\#} = \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})$), Mg# = магнезиальность минерала ($\text{Mg\#} = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$).

Ортопироксен	DR37- 5	DR3- 6	DR37- 9	DR37- 10	DR37- 11	DR37- 12	DR37- 13	DR37- 14	DR37- 15
Количество анализов	12	29	14	19	31	28	41	42	26
SiO ₂	55.26	55.96	56.25	55.21	55.32	55.26	55.28	55.41	55.53
TiO ₂	0.02	0.05	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	4.85	3.86	4.00	4.39	4.27	4.47	4.33	4.27	4.16
Cr ₂ O ₃	0.78	0.73	0.61	0.77	0.74	0.73	0.71	0.81	0.71
FeO	6.30	5.89	6.08	5.95	6.23	6.02	6.14	6.10	6.36
MnO	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.13
MgO	32.93	33.20	33.19	32.99	33.06	32.89	33.17	32.89	32.52
CaO	1.01	1.30	1.10	1.44	1.23	1.41	1.15	1.30	1.27
Na ₂ O	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
NiO	0.17	0.17	0.12	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.14
Total	101.46	101.3 1	101.37	101.09	101.19	101.13	101.09	101.13	100.87
Mg#	0.90	0.91	0.91	0.91	0.90	0.91	0.91	0.91	0.90
Cr#	0.10	0.11	0.07	0.11	0.10	0.13	0.10	0.11	0.11

Стандартное отклонение									
SiO ₂	0.35	0.30	0.84	0.33	0.35	0.41	0.43	0.51	0.28
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	0.59	0.25	0.43	0.31	0.39	0.34	0.64	0.44	0.32
Cr ₂ O ₃	0.11	0.08	0.04	0.06	0.08	0.09	0.13	0.07	0.09
FeO	0.26	0.23	0.24	0.14	0.11	0.18	0.24	0.15	0.33
MnO	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04
MgO	0.57	0.75	1.43	0.45	0.40	0.50	0.78	0.54	0.54
CaO	0.42	0.66	0.46	0.39	0.37	0.54	0.39	0.54	0.61
Na ₂ O	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
NiO	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.03
Total	0.41	0.24	0.36	0.28	0.25	0.31	0.40	0.59	0.49
Mg#	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr#	0.01	0.01	4.87	0.00	0.01	0.17	0.01	1.17	1.01

Таблица 6 к главе 4. Средние составы шпинели из аподунитовых (DR37-1, DR37-2, DR37-3, DR37-4) и аполерцолитовых (DR37-5, DR37-6, DR37-9, DR37-10, DR37-11, DR37-12, DR37-13, DR37-14, DR37-15) серпентинитов хребта Стелмейт. Cr# - хромистость минерала ($Cr\# = Cr / (Cr + Al)$), Mg# = магнезиальность минерала ($Mg\# = Mg / (Mg + Fe)$).

Шпинель	DR37-1	DR37-2	DR37-3	DR37-4	DR37-5	DR37-6	DR37-9	DR37-10	DR37-11	DR37-12	DR37-13	DR37-14	DR37-15
Количество анализов	14	16	18	10	11	10	4	9	12	14	10	13	10
SiO ₂	0.011	0.001	0.018	0.010	0.004	0.001	0.001	0.003	0.003	0.003	0.004	0.005	0.006
TiO ₂	0.257	0.282	0.209	0.235	0.043	0.090	0.045	0.049	0.042	0.043	0.043	0.050	0.049
Al ₂ O ₃	34.305	30.894	34.416	34.220	42.768	38.920	42.475	43.029	43.143	43.601	44.094	42.203	41.009
Cr ₂ O ₃	32.778	34.274	32.364	32.601	24.275	28.684	24.885	24.207	23.744	23.801	23.269	25.213	25.735
FeO	15.510	19.141	15.837	15.884	14.675	14.869	14.035	14.014	14.969	14.072	14.085	14.339	15.776
MnO	0.141	0.165	0.133	0.136	0.120	0.132	0.118	0.123	0.119	0.118	0.111	0.122	0.128
MgO	15.649	13.527	15.197	15.632	16.805	16.074	16.883	17.053	16.559	17.194	17.022	16.906	16.108
NiO	0.248	0.195	0.247	0.254	0.327	0.261	0.305	0.296	0.330	0.338	0.343	0.332	0.284
Total	98.898	98.479	98.422	98.971	99.018	99.031	98.747	98.774	98.909	99.170	98.971	99.169	99.095
Mg#	0.642	0.558	0.631	0.637	0.671	0.658	0.682	0.684	0.663	0.685	0.683	0.678	0.645
Cr#	0.391	0.427	0.387	0.390	0.276	0.331	0.282	0.274	0.270	0.268	0.262	0.286	0.296
Стандартное отклонение													
SiO ₂	0.009	0.003	0.026	0.009	0.004	0.003	0.002	0.006	0.004	0.004	0.007	0.006	0.007
TiO ₂	0.017	0.035	0.013	0.015	0.005	0.011	0.008	0.008	0.007	0.007	0.007	0.006	0.014
Al ₂ O ₃	0.846	1.089	0.397	0.197	1.200	0.768	0.634	0.666	1.284	0.608	1.135	0.740	1.035
Cr ₂ O ₃	0.710	0.475	0.525	0.412	1.001	0.953	0.486	0.838	1.209	0.788	1.275	0.755	1.191
FeO	1.395	1.426	0.231	0.160	1.216	0.358	0.527	0.293	0.675	0.395	0.469	0.305	0.549
MnO	0.026	0.024	0.011	0.016	0.021	0.024	0.016	0.021	0.019	0.021	0.016	0.012	0.025
MgO	0.996	0.677	0.903	0.755	0.776	0.435	0.330	0.125	0.457	0.441	0.397	0.192	0.365
NiO	0.027	0.032	0.024	0.029	0.041	0.030	0.054	0.032	0.049	0.038	0.030	0.018	0.031
Total	0.318	0.392	0.686	0.405	0.195	0.315	0.166	0.114	0.243	0.368	0.419	0.118	0.223
Mg#	0.035	0.026	0.014	0.011	0.029	0.009	0.012	0.006	0.016	0.009	0.007	0.007	0.013
Cr#	0.010	0.010	0.006	0.003	0.014	0.012	0.007	0.010	0.016	0.009	0.015	0.010	0.015

Таблица 7 к главе 4. Содержание элементов-примесей в клинопироксенах перидотитов хребта Стелмейт.

Часть 1 - 7

Элемент	DR37-15			DR37-14			
Li	2.36	4.45	3.74	3.76	3.47	3.27	3.96
Sc	57.74	52.97	55.84	45.82	52.24	54.55	59.92
Ti	392	351.62	372.69	712.34	785.97	698.28	491.35
V	223.39	214.25	216.35	228.28	226.61	237.09	229.33
Cr	6121.05	6197.29	6534.28	7707.06	7565.35	8173.05	7967.9
Co	23.35	23.9	24.38	26.81	26.61	28.27	25.44
Ni	362.37	395.79	403.05	431.93	416.75	438.06	379.38
Cu	0.443	44.56	41.61	1.37	0.43	0.45	1.55
Zn	10.95	45.48	42.9	17.26	13.47	13.85	18.31
Ga	3.14	3.91	4.09	3.49	3.25	3.75	3.6
Rb	<0.0160	0.289	0.212	0.0769	<0.0165	<0.0162	0.0458
Sr	0.0224	1.489	1.509	2.35	2.059	2.025	0.878
Y	4.39	4.46	4.56	5.41	5.83	6.28	6.8
Zr	0.0184	0.456	0.373	6.33	7.47	7.16	0.142
Nb	0.045	0.26	0.266	0.236	0.2207	0.284	0.0317
Ba	<0.0037	0.468	0.459	0.055	0.0069	0.0185	0.0662
La	0.0133	0.428	0.467	0.463	0.437	0.514	0.0212
Ce	0.0151	0.872	1.037	1.495	1.389	1.584	0.0996
Pr	<0.0029	0.0873	0.103	0.2101	0.2036	0.2083	0.0175
Nd	<0.0177	0.266	0.328	0.99	0.941	0.98	0.113
Sm	0.0405	0.079	0.08	0.266	0.317	0.301	0.118
Eu	0.0229	0.0395	0.0367	0.0898	0.0927	0.0947	0.0635
Gd	0.202	0.22	0.242	0.463	0.501	0.496	0.391
Tb	0.0608	0.0656	0.0643	0.1031	0.1122	0.1214	0.1125
Dy	0.639	0.64	0.633	0.886	0.905	0.979	1.01
Ho	0.1697	0.1666	0.1731	0.22	0.23	0.25	0.25
Er	0.579	0.583	0.57	0.664	0.68	0.764	0.847
Tm	0.0909	0.0948	0.0959	0.0967	0.1025	0.1236	0.1268
Yb	0.647	0.768	0.737	0.684	0.717	0.847	0.908
Lu	0.0941	0.1108	0.1065	0.0929	0.1015	0.1144	0.1352
Hf	<0.0116	0.0104	<0.0098	0.088	0.13	0.0939	<0.0107
Ta	<0.0045	0.009	0.0062	0.0308	0.029	0.0372	<0.0034
Pb	0.134	0.0405	43.4	0.0331	0.0219	0.029	0.0385
Th	<0.0047	0.0578	0.0826	0.0088	0.0143	0.0218	<0.0041
U	<0.0041	0.0555	0.0506	0.018	0.0054	0.011	0.0109

Таблица 7 к главе 4. Содержание элементов-примесей в клинопироксенах перидотитов хребта Стелмейт.

Часть 2 - 7

Элемент	DR37-13								
Li	4.31	3.71	3.05	3.28	5.39	4.16	4.46	3.08	2.51
Sc	56.55	52.41	50.34	54.41	60.89	58.71	56.54	55.1	53.64
Ti	401.02	386.77	356.7	395.01	444.44	416.29	411.63	414.63	391.68
V	221.85	232.6	213.27	237	236.91	225	234.02	251.34	234.05
Cr	6343.17	7380.8	7118.89	7207.59	7483.09	7144.23	7123.48	8301.4	7759.45
Co	24.94	25.82	28.23	25.85	24.79	26.06	26.93	25.44	26.36
Ni	382.29	415.26	427.41	393.53	452.55	406.91	451.47	419.27	400.67
Cu	1.14	10.17	<0.240	<0.27	25.42	<0.26	16.95	4.22	0.42
Zn	12.87	24.94	13.56	12.16	53.4	13.09	40.31	17.14	12.83
Ga	2.95	3.47	3.4	3.17	3.24	3.27	3.36	3.42	3.33
Rb	<0.0157	0.0235	<0.0150	<0.0160	0.203	<0.0166	0.1593	0.045	<0.0183
Sr	0.0711	0.434	0.0142	0.077	1.029	0.0089	0.649	0.417	0.0157
Y	4.53	4.53	4.32	4.73	5.12	5.11	4.85	4.87	4.72
Zr	0.0174	0.238	0.0142	0.008	0.023	0.0118	0.0442	0.411	0.0401
Nb	0.0192	0.0203	0.0191	0.0152	0.0171	0.0194	0.0194	0.0327	0.0176
Ba	0.0551	0.233	<0.0032	0.0239	0.1161	<0.0037	0.341	0.1163	<0.0037
La	0.004	0.0073	<0.0036	<0.0038	0.0077	<0.0034	0.0043	0.0151	0.004
Ce	0.015	<0.0031	0.00204	<0.0026	<0.0030	<0.0033	<0.0034	0.0138	<0.0032
Pr	<0.0021	<0.0030	<0.0029	<0.0027	<0.0029	<0.0030	<0.0031	0.0043	<0.0031
Nd	<0.0163	<0.0150	<0.0164	<0.0141	0.021	<0.0229	0.0139	<0.022	<0.0175
Sm	0.059	0.0378	0.0313	0.0354	0.0312	0.051	0.0298	0.063	0.039
Eu	0.0302	0.0247	0.0268	0.0288	0.0295	0.0278	0.0271	0.0374	0.0341
Gd	0.229	0.22	0.248	0.247	0.271	0.267	0.278	0.298	0.226
Tb	0.0662	0.0701	0.0609	0.0783	0.0758	0.0675	0.0727	0.0867	0.0581
Dy	0.677	0.705	0.634	0.708	0.73	0.673	0.739	0.764	0.74
Ho	0.1572	0.1778	0.1651	0.188	0.196	0.193	0.1922	0.199	0.191
Er	0.554	0.589	0.518	0.602	0.632	0.696	0.627	0.668	0.612
Tm	0.0863	0.0942	0.0796	0.0965	0.103	0.1001	0.103	0.1099	0.0841
Yb	0.672	0.648	0.616	0.699	0.755	0.666	0.708	0.866	0.706
Lu	0.0899	0.0989	0.0869	0.0975	0.1044	0.0947	0.1045	0.131	0.0954
Hf	<0.0112	<0.0095	<0.0094	0.0158	<0.0122	<0.0108	0.0139	<0.0139	0.0123
Ta	<0.0031	<0.0033	<0.0036	<0.0029	<0.0041	<0.0039	<0.0044	0.0041	<0.0044
Pb	0.0155	0.0611	0.0229	0.0482	0.0302	0.171	0.122	2.64	0.071
Th	<0.0039	<0.0050	<0.0054	<0.0052	<0.0056	<0.0062	<0.0055	<0.0071	<0.0065
U	0.0061	0.019	<0.0048	0.0057	0.0613	<0.0055	0.0331	0.0157	<0.0059

Таблица 7 к главе 4. Содержание элементов-примесей в клинопироксенах перидотитов хребта Стелмейт.

Часть 3 - 7

Элемент		DR37-13					DR37-12		
Li	3.44	3.07	3.66	5.61	10.52	6.73	2.86	4	4.49
Sc	49.56	50.14	51.18	51.74	46.65	49.49	48.47	51.4	56.17
Ti	352.9	357.18	370.05	383.25	358.85	373.84	346.78	380.19	413.82
V	225.02	232.96	231.61	236.38	231.27	227.29	217.55	221.1	226.03
Cr	7778.58	8026.17	7918.91	7333.91	7240.92	7621.78	7208.65	7101.66	8015.18
Co	30.65	32.73	29.33	26.01	26.17	25.24	29.71	27.51	28.41
Ni	464.19	488.98	459.37	513.56	651.81	501.43	444.56	417.2	447.19
Cu	0.69	<0.31	1.34	36.64	116.33	53.56	<0.32	1.33	1.07
Zn	17.17	17.26	15.96	56.13	156.17	76.16	15.31	16.46	17.64
Ga	3.26	3.62	3.44	3.53	3.35	3.44	3.54	3.49	3.48
Rb	0.0278	<0.0203	0.0627	0.126	0.667	0.339	<0.0178	0.0288	0.0215
Sr	0.0415	0.0103	0.256	0.604	2.47	1.149	0.0074	0.0745	0.0506
Y	4.29	4.21	4.67	4.61	4.14	4.37	4.21	4.41	5.03
Zr	0.0458	0.0254	0.322	0.303	1.401	0.545	0.0148	0.0166	0.0181
Nb	0.0147	0.0208	0.0253	0.0226	0.0338	0.0206	0.0211	0.0192	0.0161
Ba	0.0121	0.0064	0.0723	0.443	1.551	1.072	<0.0050	0.0459	0.0322
La	<0.0042	<0.0046	0.0039	0.0157	0.0202	0.0099	<0.0036	<0.0027	<0.0034
Ce	<0.0031	<0.0047	<0.0032	0.0051	0.0041	<0.0027	<0.0039	<0.0032	0.0026
Pr	<0.0030	<0.00198	<0.0035	0.0029	0.004	<0.0032	<0.0030	<0.00281	<0.0024
Nd	<0.01	<0.0174	<0.0231	0.038	0.0367	<0.0210	<0.0257	<0.0193	<0.0098
Sm	0.036	0.027	0.035	0.048	0.0355	0.048	<0.0234	0.0493	0.031
Eu	0.0268	0.026	0.0268	0.0349	0.0248	0.0272	0.0228	0.0236	0.0255
Gd	0.211	0.241	0.249	0.25	0.211	0.231	0.234	0.231	0.304
Tb	0.0651	0.0656	0.0658	0.0767	0.0619	0.0687	0.0555	0.0631	0.087
Dy	0.58	0.648	0.687	0.724	0.607	0.637	0.61	0.637	0.781
Ho	0.168	0.1619	0.182	0.199	0.1465	0.1656	0.162	0.1644	0.185
Er	0.51	0.546	0.591	0.554	0.489	0.52	0.532	0.545	0.601
Tm	0.0925	0.0872	0.1003	0.0963	0.0751	0.0906	0.0758	0.0793	0.1137
Yb	0.618	0.632	0.636	0.694	0.582	0.629	0.625	0.597	0.698
Lu	0.0921	0.0906	0.1053	0.0922	0.0853	0.0902	0.0878	0.0929	0.1008
Hf	<0.0113	<0.0110	<0.0118	<0.0153	<0.0118	<0.0150	<0.0106	<0.0118	<0.0125
Ta	<0.0037	<0.0027	<0.0037	<0.0035	<0.0041	<0.0050	<0.0035	<0.0045	<0.0036
Pb	0.0536	0.097	0.0878	0.06	0.0636	0.0411	0.0734	0.0261	0.141
Th	<0.0048	<0.0067	0.0065	<0.0048	<0.0054	<0.0064	<0.0057	<0.0057	<0.0045
U	<0.0059	<0.01	0.0069	0.0292	0.142	0.0743	<0.0042	0.006	<0.0051

Таблица 7 к главе 4. Содержание элементов-примесей в клинопироксенах перидотитов хребта Стелмейт.

Часть 4 – 7

Элемент	DR37-12								
Li	6.92	6.72	3.85	4.12	6.78	5.18	5.01	4.87	3.58
Sc	57.95	56.41	59.54	64.96	53.81	59.57	63.24	57.9	54.35
Ti	419.15	417.69	422.49	459.3	376	405.3	497.74	426.59	390.74
V	229.62	215.38	240.33	248.12	223.72	235.73	258.02	252.6	235.37
Cr	6647.64	6393.58	7792.01	8115.31	7284.95	6922.63	7827.07	7567.98	6001.17
Co	36.94	22.72	27.1	28.54	42.3	26.54	24.96	25.09	24.73
Ni	472.5	432.26	429.38	397.41	473.05	397.8	395.03	398.81	378.77
Cu	41.4	30.87	8.68	2.2	51.17	<0.34	1.93	2.15	<0.33
Zn	68.85	60.36	27.51	14.49	88.45	13.23	14.29	14.34	11.57
Ga	3.05	2.95	3.57	3.5	3.43	3.21	3.53	3.4	2.86
Rb	0.476	0.241	0.0462	<0.0210	0.279	<0.0183	0.0298	0.076	<0.0180
Sr	1.298	1.222	0.267	0.231	1.561	0.0192	0.232	0.31	0.0416
Y	5.13	4.74	5.47	5.64	5.03	4.91	5.48	4.77	4.04
Zr	0.53	0.394	0.089	0.0592	0.569	0.0119	0.0195	0.0183	0.0305
Nb	0.0174	0.0163	0.016	0.0293	0.0175	0.0169	0.0151	0.0165	0.0078
Ba	0.884	0.653	0.182	0.282	0.56	0.0161	0.0374	0.0428	0.0235
La	0.0405	0.0095	<0.0039	0.0298	0.0136	<0.0041	<0.0048	0.0039	0.0043
Ce	0.0041	<0.0041	0.0034	0.1121	0.015	<0.0053	<0.0034	<0.0040	<0.0034
Pr	<0.0030	0.00327	<0.0033	0.0037	<0.0024	<0.0034	<0.0038	<0.0049	<0.0027
Nd	<0.0186	<0.0216	0.0253	0.0219	<0.0240	<0.0164	<0.0239	<0.033	<0.0186
Sm	0.0588	0.0524	0.055	0.056	0.05	0.046	0.038	0.06	0.044
Eu	0.0248	0.0269	0.0263	0.0345	0.0273	0.0273	0.0229	0.0285	0.0176
Gd	0.26	0.263	0.284	0.246	0.294	0.251	0.254	0.25	0.233
Tb	0.0778	0.0718	0.0807	0.0671	0.0743	0.0771	0.0777	0.0755	0.0617
Dy	0.747	0.701	0.803	0.812	0.761	0.771	0.768	0.745	0.573
Ho	0.196	0.1697	0.199	0.2	0.194	0.182	0.203	0.183	0.157
Er	0.685	0.592	0.679	0.668	0.625	0.639	0.682	0.582	0.463
Tm	0.1019	0.099	0.1151	0.1091	0.1032	0.0958	0.1096	0.0936	0.0888
Yb	0.761	0.693	0.745	0.798	0.689	0.718	0.735	0.65	0.514
Lu	0.1108	0.0967	0.1148	0.1159	0.1156	0.1016	0.1114	0.0942	0.0773
Hf	<0.0143	<0.0109	0.017	<0.0127	<0.0120	0.0116	<0.0161	<0.0164	<0.0120
Ta	<0.0034	<0.0036	<0.0035	<0.0054	<0.0040	<0.0050	<0.0058	<0.0045	<0.0032
Pb	0.0309	0.0256	0.0362	0.114	0.0401	0.056	0.227	0.407	<0.0173
Th	<0.0055	<0.0046	<0.0056	<0.0040	<0.0064	<0.0063	<0.0068	<0.0081	<0.0053
U	0.0777	0.0475	0.0162	0.0202	0.076	<0.0049	0.0062	0.0077	<0.0051

Таблица 7 к главе 4. Содержание элементов-примесей в клинопироксенах перидотитов хребта Стелмейт.

Часть 5 – 7

Элемент		DR37-11				DR37-10		DR37-9	
Li	4.47	3.9	3.32	3.66	3.29	5.55	5.67	8.46	6.83
Sc	62.71	57	48.09	53.91	59.94	49.94	46.42	47.59	49.61
Ti	480.39	435.57	377.58	398.85	443.34	436.93	437.48	395.95	405.85
V	234.67	254.86	228.83	234.64	249.05	225.87	214.98	220.4	224.02
Cr	6726.4	7836.43	7211.14	7156.59	6815.96	7234.6	6952.35	7022.89	6640.33
Co	24.03	28.66	28.78	28.57	26.01	29.15	26.52	23.28	24.89
Ni	367.89	423.4	424.06	424.58	381.22	435.39	409.27	514.99	516.31
Cu	0.54	<0.34	<0.33	<0.32	0.66	0.59	1.73	9.28	8.78
Zn	12.62	15.1	14.17	14.44	14.07	15.86	16.56	76.19	71.13
Ga	2.97	3.98	3.73	3.72	3.3	3.34	3.21	3.28	3.14
Rb	<0.0180	<0.0180	<0.0182	0.0385	<0.0189	0.0204	0.0668	0.321	0.231
Sr	0.048	0.348	0.279	0.0209	0.389	0.0283	0.1472	1.387	1.183
Y	4.7	5.72	4.52	4.72	5.57	4.63	4.29	4.46	4.62
Zr	0.0315	0.0781	0.0516	0.0717	0.1	0.0155	0.0248	0.0167	0.0213
Nb	0.0124	0.0214	0.0161	0.018	0.0246	0.0194	0.021	0.0206	0.0193
Ba	0.0308	0.0046	<0.0042	0.0049	0.0095	0.0106	0.1451	0.817	0.759
La	<0.0037	0.0083	0.0049	<0.0035	0.0056	<0.0035	0.0077	0.017	0.015
Ce	<0.0026	0.0338	0.03	<0.00269	0.0438	<0.0026	<0.0027	<0.0032	<0.0030
Pr	<0.0032	0.0066	0.0049	0.00256	0.0092	<0.0026	<0.0030	0.0033	0.0053
Nd	<0.0152	0.057	0.028	<0.0185	0.077	<0.0172	0.0269	0.031	0.0314
Sm	<0.025	0.06	<0.026	0.0337	0.088	0.04	0.0295	0.045	0.036
Eu	0.0236	0.0414	0.0291	0.024	0.042	0.0288	0.0248	0.0256	0.0331
Gd	0.252	0.264	0.215	0.215	0.27	0.285	0.228	0.253	0.258
Tb	0.0675	0.0834	0.0693	0.0691	0.0853	0.0685	0.0639	0.0672	0.0668
Dy	0.668	0.826	0.635	0.693	0.836	0.653	0.622	0.703	0.633
Ho	0.176	0.223	0.158	0.18	0.207	0.179	0.1551	0.165	0.172
Er	0.593	0.708	0.553	0.591	0.684	0.558	0.538	0.576	0.549
Tm	0.096	0.1146	0.0824	0.0986	0.1018	0.0965	0.0842	0.0891	0.0852
Yb	0.728	0.818	0.653	0.676	0.758	0.605	0.597	0.641	0.616
Lu	0.0998	0.1231	0.0972	0.0959	0.1069	0.0932	0.0865	0.0971	0.0926
Hf	0.012	<0.0128	<0.0145	<0.0143	<0.0158	0.0141	0.016	<0.0121	<0.0119
Ta	<0.0048	<0.0042	<0.0039	<0.0043	<0.0035	<0.0041	<0.0044	<0.0053	<0.0034
Pb	0.0284	<0.0157	<0.0155	1.576	0.912	0.391	0.0191	1.088	<0.0172
Th	<0.0051	<0.0048	<0.0062	<0.0047	0.0041	<0.0054	<0.0054	<0.0063	0.0043
U	<0.0048	<0.0056	<0.0048	<0.0048	<0.0053	<0.0032	0.0075	0.0673	0.0589

Таблица 7 к главе 4. Содержание элементов-примесей в клинопироксенах перидотитов хребта Стелмейт. **Часть 6 – 7**

Элемент	DR37-9				DR37-5		
Li	6.28	2.74	2.19	2.43	6.36	4.63	7.71
Sc	56.02	52.2	50.44	49.01	51.44	53.14	47.89
Ti	482.4	509.67	493.92	482.91	370.44	363.02	337.28
V	214.3	219.41	210.54	205.46	228.8	216.49	223.25
Cr	6553.31	6879.48	7262.94	7130.63	6965.33	7157.67	7592.32
Co	21.48	26.36	29.1	28.23	21.42	27.49	27.02
Ni	459.67	401.67	428.5	423.8	383.64	437.89	542.89
Cu	9.77	<0.32	<0.30	<0.30	50.83	36.16	168.13
Zn	89.63	13.27	14.63	14.29	45.86	27.5	112.65
Ga	2.9	3.24	3.37	3.19	3.45	3.44	3.57
Rb	0.361	<0.0180	<0.0160	<0.0147	0.368	0.506	0.392
Sr	2.29	0.8	0.919	0.804	0.903	0.616	1.661
Y	5.68	5.45	4.94	4.81	4.45	4.58	4.03
Zr	0.514	1.93	1.72	1.66	0.0263	<0.0182	0.0464
Nb	0.0349	0.034	0.0354	0.0282	0.0488	0.0386	0.0919
Ba	0.959	<0.0049	0.0069	<0.0042	0.312	0.086	0.365
La	0.0836	0.0789	0.0807	0.0689	0.0061	<0.0102	0.0144
Ce	0.1703	0.293	0.281	0.271	0.0025	<0.0104	<0.0035
Pr	0.032	0.0498	0.0478	0.0466	<0.0033	<0.0074	<0.0033
Nd	0.146	0.246	0.265	0.258	<0.0199	<0.037	<0.0184
Sm	0.097	0.102	0.124	0.12	0.047	0.058	0.038
Eu	0.0498	0.0586	0.0444	0.0528	0.024	0.0203	0.0211
Gd	0.344	0.357	0.336	0.299	0.203	0.204	0.206
Tb	0.084	0.0851	0.0809	0.0844	0.0645	0.0564	0.0584
Dy	0.872	0.832	0.757	0.748	0.652	0.673	0.57
Ho	0.216	0.198	0.193	0.188	0.166	0.163	0.163
Er	0.684	0.655	0.617	0.587	0.574	0.547	0.5
Tm	0.1035	0.1037	0.0966	0.0922	0.0863	0.0909	0.0809
Yb	0.81	0.731	0.673	0.654	0.668	0.589	0.582
Lu	0.1119	0.1028	0.0983	0.1001	0.0896	0.0935	0.0921
Hf	<0.0132	0.049	0.0355	0.0355	<0.0165	<0.031	0.0126
Ta	0.0045	<0.0049	0.0037	<0.0048	<0.0038	<0.0128	<0.0041
Pb	<0.0170	<0.0152	0.046	5.93	0.159	<0.049	0.0302
Th	<0.0043	<0.0064	<0.0052	<0.0042	<0.0066	<0.0123	<0.0065
U	0.0813	<0.0049	<0.0034	<0.0037	0.0364	0.0274	0.124

Таблица 7 к главе 4. Содержание элементов-примесей в клинопироксенах перидотитов хребта Стелмейт.

Часть 7 -7

Элемент	DR37-3			
Li	0.372	0.132	0.54	0.361
Sc	106.5	104.3	109.8	99.22
Ti	1631.99	1631.3	1470.52	1510.48
V	252.9	249.72	245.27	249.59
Cr	8604.21	8813.54	7289.41	8022.9
Co	15.11	14.88	14.88	14.43
Ni	246.57	227.14	220.18	217.81
Cu	2.9	0.91	3.55	2.39
Zn	8.93	6.15	9.72	8.69
Ga	3.44	3.67	3.08	3.4
Rb	0.0768	0.0232	0.0748	0.0343
Sr	6.15	6.61	6.55	7.34
Y	9.53	9.52	7.65	7.99
Zr	5.05	4.95	3.97	4.29
Nb	0.0375	0.0549	0.043	0.0436
Ba	0.0615	0.0441	0.1087	0.042
La	0.0795	0.1002	0.0941	0.0992
Ce	0.308	0.339	0.304	0.358
Pr	0.0597	0.0585	0.0584	0.065
Nd	0.384	0.421	0.319	0.395
Sm	0.237	0.221	0.199	0.221
Eu	0.109	0.1081	0.0926	0.0927
Gd	0.609	0.627	0.476	0.502
Tb	0.144	0.154	0.138	0.136
Dy	1.393	1.406	1.233	1.244
Ho	0.36	0.36	0.296	0.308
Er	1.06	1.079	0.922	0.961
Tm	0.155	0.168	0.1245	0.1427
Yb	1.04	1.089	0.838	0.887
Lu	0.145	0.143	0.124	0.133
Hf	0.202	0.208	0.156	0.162
Ta	<0.0048	<0.0045	0.0043	0.0044
Pb	0.108	0.101	0.0592	0.0216
Th	<0.0056	<0.0041	<0.0059	<0.0049
U	0.0105	0.0044	0.0101	<0.0045

Таблица 8 к главе 4. Содержание элементов-примесей в ортопироксенах перидотитов хребта Стелмейт.

Часть 1 – 6

Элемент	DR37-15					DR37-14			
Li	0.81	5.99	1.03	0.76	0.63	1.23	1.36	1.85	1.70
Sc	30.57	27.72	28.03	29.97	28.28	27.30	26.92	27.11	27.28
Ti	158.54	139.91	136.92	160.99	152.50	184.24	186.63	186.43	182.24
V	130.59	131.10	113.38	130.73	127.41	130.97	131.97	131.61	129.22
Cr	4747	3495	3458	4266	4574	4616	4607	4799	4664
Co	57	44	50	57	56	56	57	57	58
Ni	742	690	618	721	713	719	738	731	761
Cu	<0.33	281.89	<0.33	<0.36	<0.37	<0.253	<0.217	<0.249	<0.265
Zn	40.62	169.47	33.59	40.23	40.77	37.89	38.88	38.01	38.66
Ga	3.18	5.05	2.46	3.07	3.22	2.96	3.03	3.35	3.25
Rb	<0.0155	0.7070	<0.0173	<0.0169	<0.0178	<0.0171	<0.0153	<0.0159	<0.0187
Sr	<0.0051	2.3400	<0.0047	0.0275	0.0141	0.0050	0.0070	0.0053	0.0059
Y	0.6240	1.0500	0.4980	0.6470	0.6630	0.7430	0.7270	0.8030	0.7660
Zr	0.0089	0.8780	<0.0087	0.0094	0.0105	0.0223	0.0201	0.0093	0.0112
Nb	0.0146	0.0504	0.0120	0.0087	0.0210	0.0142	0.0221	0.0172	0.0178
Ba	0.0054	0.1537	<0.0044	<0.0033	0.0054	<0.0034	<0.0031	<0.0029	<0.0036
La	<0.0036	0.0333	<0.0042	<0.0030	<0.0049	<0.0032	0.0027	<0.0033	<0.00240
Ce	<0.0031	0.0158	<0.0030	<0.0040	<0.0038	0.0060	<0.0030	0.0036	<0.0043
Pr	<0.0028	0.0128	<0.00239	<0.0032	<0.0030	<0.00253	<0.00205	<0.00248	<0.00271
Nd	<0.0180	0.0530	<0.0149	<0.0158	<0.0197	<0.0176	<0.0150	<0.0171	<0.0149
Sm	<0.0234	<0.028	<0.0171	<0.0292	<0.0251	<0.0127	<0.0155	<0.0177	<0.0193
Eu	<0.0072	0.0063	<0.0072	<0.0073	<0.0053	<0.0066	<0.0062	<0.0054	<0.0065
Gd	<0.0217	0.0510	<0.0225	<0.0248	<0.0214	<0.026	0.0253	0.0298	0.0304
Tb	0.0034	0.0131	0.0037	0.0049	0.0040	0.0080	0.0047	0.0040	0.0073
Dy	0.0720	0.1270	0.0525	0.0744	0.0697	0.1050	0.0692	0.0795	0.0692
Ho	0.0214	0.0348	0.0173	0.0219	0.0245	0.0268	0.0247	0.0265	0.0284
Er	0.0901	0.1390	0.0854	0.0886	0.1040	0.1021	0.1121	0.1210	0.1114
Tm	0.0226	0.0300	0.0204	0.0215	0.0169	0.0237	0.0190	0.0202	0.0221
Yb	0.2310	0.3220	0.1350	0.1840	0.1750	0.1980	0.1930	0.1990	0.1980
Lu	0.0309	0.0554	0.0320	0.0363	0.0381	0.0357	0.0342	0.0394	0.0346
Hf	<0.0117	<0.0107	<0.0137	<0.0129	<0.0166	0.0067	<0.0106	<0.0102	<0.01
Ta	<0.0037	<0.0040	<0.0038	<0.0036	<0.0057	<0.0027	<0.0033	<0.0036	<0.0030
Pb	0.0543	0.0780	0.0276	0.0232	0.0303	0.0614	0.0561	0.0561	0.0351
Th	<0.0051	<0.0063	<0.0053	<0.0068	<0.0065	<0.0044	<0.0038	<0.0041	<0.0041
U	<0.0050	0.1410	<0.0057	<0.0036	<0.0040	<0.0040	<0.0047	<0.0035	<0.0043

Таблица 8 к главе 4. Содержание элементов-примесей в ортопироксенах перидотитов хребта Стелмейт.

Часть 2 – 6

Элемент	DR37-14								DR37-13
Li	1.69	1.48	1.66	1.44	1.45	1.08	1.43	1.34	1.04
Sc	30.32	29.86	28.74	28.28	28.04	26.91	28.33	27.88	30.11
Ti	200.47	197.74	201.04	183.09	185.84	557.57	185.37	188.11	170.05
V	121.77	130.15	130.27	120.44	120.73	125.51	123.68	125.02	130.28
Cr	4144	4585	4590	4398	4333	4122	4692	4838	4795
Co	54	56	55	56	55	54	56	56	56
Ni	691	721	714	725	709	663	742	739	751
Cu	<0.37	<0.33	<0.36	<0.38	<0.38	<0.33	<0.36	<0.34	4.91
Zn	38.23	37.76	38.41	40.05	38.93	39.51	38.58	38.18	42.81
Ga	3.02	3.10	3.05	3.18	3.02	2.81	3.26	3.14	3.06
Rb	<0.0201	<0.0170	<0.0173	<0.0198	<0.0209	<0.0177	<0.0187	<0.0170	0.0486
Sr	0.0047	<0.0047	0.0077	<0.0057	<0.0050	0.0265	<0.0055	<0.0056	0.3200
Y	0.8330	0.9060	0.8550	0.7470	0.6840	1.2500	0.7890	0.7330	0.7810
Zr	<0.0097	0.1050	0.1060	0.0115	0.0113	0.4570	0.0249	0.0195	0.0454
Nb	0.0155	0.0337	0.0271	0.0088	0.0127	0.0130	0.0175	0.0179	0.0249
Ba	<0.0047	<0.0048	<0.0045	<0.0054	<0.0048	<0.0039	<0.0044	<0.0045	0.0572
La	<0.0050	0.0065	<0.0040	<0.0044	<0.0041	<0.0035	<0.0033	<0.0037	0.0066
Ce	<0.0025	0.0064	0.0056	<0.0035	<0.0032	<0.0040	<0.0044	0.0035	<0.0040
Pr	<0.00247	<0.00250	<0.0040	<0.0033	<0.0040	<0.0032	<0.0033	<0.00245	<0.0030
Nd	<0.0166	<0.0201	<0.0243	<0.0265	<0.0164	<0.0206	<0.0195	0.0111	<0.0276
Sm	<0.0217	<0.0232	<0.0192	<0.0234	<0.0232	0.0337	<0.0236	<0.0240	<0.0268
Eu	<0.0072	<0.01	<0.0059	<0.0076	<0.0066	<0.0070	<0.0061	<0.0057	<0.0062
Gd	<0.0241	<0.0233	<0.0262	<0.0257	<0.0257	0.0430	<0.029	<0.0250	<0.0245
Tb	<0.0048	0.0065	0.0074	0.0064	0.0047	0.0172	0.0070	0.0074	<0.0049
Dy	0.0709	0.0910	0.0972	0.0831	0.0760	0.1620	0.0840	0.0695	0.0890
Ho	0.0283	0.0333	0.0283	0.0213	0.0254	0.0395	0.0290	0.0229	0.0284
Er	0.1320	0.1240	0.1230	0.1047	0.0945	0.1930	0.1140	0.1190	0.1100
Tm	0.0247	0.0245	0.0229	0.0206	0.0222	0.0304	0.0243	0.0210	0.0251
Yb	0.1990	0.2170	0.1790	0.1780	0.1690	0.2630	0.2260	0.2170	0.1960
Lu	0.0338	0.0344	0.0456	0.0397	0.0330	0.0411	0.0367	0.0342	0.0340
Hf	<0.0116	<0.0113	<0.0109	<0.0152	0.0099	0.0203	<0.0146	<0.0131	<0.0132
Ta	<0.0038	<0.0046	<0.0049	<0.0050	<0.0052	<0.0043	<0.0044	<0.0037	0.0034
Pb	0.4910	0.0402	0.0354	74.9900	13.2900	0.0200	0.8560	0.0195	0.0820
Th	<0.0057	<0.0049	<0.0044	<0.0055	<0.0057	<0.0052	<0.0053	<0.0052	<0.0064
U	<0.0064	<0.0045	<0.0054	<0.0067	<0.0055	<0.0049	<0.0053	<0.0057	0.0167

Таблица 8 к главе 4. Содержание элементов-примесей в ортопироксенах перидотитов хребта Стелмейт.

Часть 3 – 6

Элемент	DR37-13				DR37-12				
Li	0.85	1.04	1.33	0.95	1.14	1.20	1.02	1.46	1.26
Sc	27.81	27.53	26.31	29.18	29.60	32.07	31.07	29.89	26.53
Ti	156.98	151.13	142.49	160.24	157.18	167.58	164.32	167.21	147.45
V	124.88	120.84	116.42	129.47	124.89	126.93	125.08	130.85	117.40
Cr	4658	3972	4085	4495	4469	4328	4644	4896	3771
Co	57	54	55	57	56	55	57	56	53
Ni	754	705	711	732	734	718	753	740	673
Cu	<0.40	<0.38	<0.32	<0.36	<0.35	<0.35	<0.36	<0.39	<0.37
Zn	39.56	37.31	36.22	37.84	37.84	37.11	38.34	37.44	36.22
Ga	3.08	2.72	2.78	2.98	2.97	2.97	2.98	3.32	2.50
Rb	<0.0205	<0.0185	<0.0153	<0.0173	<0.0172	<0.0176	<0.0185	0.0179	<0.0187
Sr	<0.0049	<0.0055	0.0041	0.0042	<0.0042	<0.0042	<0.0041	<0.0043	<0.0051
Y	0.7170	0.6800	0.5690	0.7430	0.6370	0.8050	0.7510	0.7600	0.5810
Zr	0.0122	0.0113	0.0084	<0.0084	0.0127	0.0090	0.0117	<0.0083	0.0096
Nb	0.0151	0.0115	0.0055	0.0113	0.0097	0.0060	0.0076	0.0119	0.0107
Ba	<0.0042	<0.0040	<0.0034	<0.0035	<0.0029	<0.0046	<0.0034	<0.0053	<0.0040
La	<0.0045	<0.0047	<0.0039	<0.0039	<0.0030	<0.0042	<0.0038	<0.0040	<0.0036
Ce	<0.0042	<0.0040	<0.0036	<0.0033	<0.0033	<0.00212	<0.0035	<0.0037	<0.0038
Pr	<0.0034	<0.0037	<0.00190	<0.00264	0.0017	<0.0037	0.0036	<0.0043	<0.00268
Nd	<0.0172	<0.0169	<0.0174	<0.0175	<0.0185	<0.0166	<0.0196	<0.0161	<0.0189
Sm	<0.0269	<0.0255	<0.0209	<0.0178	<0.0213	<0.0245	<0.0237	<0.0215	<0.0242
Eu	<0.0077	<0.0084	<0.0064	<0.0057	<0.0043	<0.0051	<0.0064	<0.0061	<0.0075
Gd	<0.029	<0.0245	<0.0177	0.0235	<0.0262	<0.0255	<0.0269	<0.027	0.0289
Tb	0.0074	0.0048	<0.0042	0.0052	0.0048	0.0069	0.0076	0.0069	<0.0054
Dy	0.0980	0.0700	0.0664	0.0812	0.0741	0.0706	0.0846	0.0810	0.0525
Ho	0.0248	0.0252	0.0187	0.0282	0.0257	0.0265	0.0217	0.0247	0.0210
Er	0.1080	0.0928	0.0978	0.1130	0.0956	0.1210	0.1110	0.1080	0.0704
Tm	0.0220	0.0207	0.0139	0.0232	0.0208	0.0204	0.0179	0.0205	0.0189
Yb	0.1750	0.1630	0.1690	0.1920	0.2050	0.2030	0.2100	0.1680	0.1580
Lu	0.0373	0.0322	0.0332	0.0367	0.0362	0.0365	0.0357	0.0337	0.0276
Hf	<0.0146	<0.0126	0.0095	<0.0127	<0.0139	<0.0145	<0.0122	<0.0184	<0.0167
Ta	<0.0042	<0.0038	<0.0049	<0.0046	<0.0038	<0.0038	0.0031	<0.0045	<0.0038
Pb	0.0318	<0.0199	<0.0157	<0.0191	<0.0175	0.0719	0.1310	0.0402	<0.0195
Th	<0.0073	<0.0066	<0.0048	<0.0055	<0.0037	<0.0061	<0.0050	<0.0071	<0.0036
U	<0.0055	<0.0074	<0.0048	<0.0035	<0.0046	<0.0056	0.0039	<0.0065	<0.0038

Таблица 8 к главе 4. Содержание элементов-примесей в ортопироксенах перидотитов хребта Стелмейт.

Часть 4 – 6

Элемент	DR37-11					DR37-10				
Li	1.30	1.57	1.31	1.24	1.56	1.57	1.55	1.29	1.34	1.59
Sc	29.73	27.50	28.52	27.79	23.93	25.02	26.84	29.63	29.70	27.96
Ti	163.28	163.70	158.47	159.85	153.93	172.64	185.97	193.22	187.93	186.67
V	128.58	124.93	126.12	128.12	125.90	113.50	119.49	120.19	116.35	112.96
Cr	4206	4477	3991	4343	4817	4080	4704	4454	4317	4445
Co	55	57	55	55	59	55	55	56	55	55
Ni	706	749	711	703	771	702	731	725	725	727
Cu	<0.38	6.07	<0.38	<0.36	<0.41	<0.37	<0.37	<0.38	<0.36	<0.36
Zn	38.08	41.36	37.78	36.40	38.86	36.12	36.68	34.55	37.28	35.91
Ga	2.97	3.19	2.93	3.04	3.02	2.55	2.77	2.95	2.84	2.74
Rb	<0.0187	0.2220	<0.0183	<0.0190	<0.0211	<0.0169	<0.0184	<0.0190	<0.0184	<0.0179
Sr	<0.0041	0.1950	<0.0052	<0.0063	<0.0050	<0.0063	<0.0041	0.0068	<0.0044	<0.0050
Y	0.7620	0.6910	0.7390	0.6920	0.6010	0.6370	0.7750	0.7380	0.7840	0.7230
Zr	0.0145	0.6240	<0.0099	0.0141	0.0114	0.0100	0.0133	0.0179	<0.0085	0.0113
Nb	0.0065	0.0201	0.0103	0.0087	<0.0065	0.0111	0.0055	0.0352	0.0101	0.0109
Ba	<0.0049	0.0085	<0.0045	<0.0046	<0.0044	<0.0038	<0.0038	0.0049	<0.0040	<0.0035
La	<0.0048	<0.0054	0.0028	<0.0032	<0.0040	<0.0035	<0.0045	<0.0045	<0.0041	<0.0028
Ce	<0.0028	<0.0046	<0.0036	<0.0032	<0.0043	<0.0035	<0.0040	<0.0032	<0.0044	<0.00240
Pr	<0.0030	<0.0029	<0.0041	<0.0028	<0.0029	<0.0041	<0.00255	<0.0032	<0.00241	<0.00254
Nd	<0.0199	<0.0152	<0.0143	<0.0177	<0.0208	<0.0192	<0.0147	<0.0218	<0.0197	<0.0239
Sm	<0.0241	<0.0271	<0.0195	<0.0204	<0.032	<0.0233	<0.0184	<0.0291	<0.0161	<0.0155
Eu	<0.0062	<0.0083	<0.0056	<0.0077	<0.0060	<0.0066	<0.0068	<0.0083	0.0076	<0.0073
Gd	<0.0231	<0.032	<0.0196	<0.0227	0.0280	<0.0200	<0.0261	<0.0243	0.0282	<0.0270
Tb	0.0053	0.0077	0.0077	0.0119	<0.0044	0.0064	0.0086	0.0071	0.0075	0.0049
Dy	0.0802	0.0530	0.0733	0.0641	0.0580	0.0697	0.0910	0.0840	0.0900	0.0890
Ho	0.0256	0.0210	0.0225	0.0251	0.0204	0.0248	0.0294	0.0268	0.0306	0.0234
Er	0.1120	0.1040	0.0960	0.1000	0.0822	0.1100	0.1270	0.1110	0.1220	0.1010
Tm	0.0257	0.0223	0.0229	0.0211	0.0165	0.0148	0.0216	0.0239	0.0219	0.0210
Yb	0.2030	0.1880	0.2290	0.1680	0.1720	0.1660	0.1870	0.2230	0.2000	0.1730
Lu	0.0318	0.0295	0.0415	0.0306	0.0279	0.0333	0.0323	0.0372	0.0372	0.0345
Hf	<0.0166	<0.0155	<0.0140	<0.0117	<0.0152	<0.0107	<0.0112	<0.0144	<0.0125	<0.0159
Ta	<0.0048	<0.0056	<0.0062	<0.0048	<0.0050	<0.0034	<0.0058	<0.0043	<0.0049	<0.0036
Pb	<0.0181	0.6250	0.1270	0.0429	0.0229	<0.0175	<0.0178	<0.0175	0.1110	0.0385
Th	<0.0063	<0.0068	<0.0041	<0.0054	<0.0049	<0.0053	<0.0071	<0.0063	<0.0049	<0.0057
U	0.0039	<0.0055	<0.0050	<0.0060	<0.0061	<0.0062	<0.0061	<0.0058	<0.0054	<0.0055

Таблица 8 к главе 4. Содержание элементов-примесей в ортопироксенах перидотитов хребта Стелмейт.

Часть 5 – 6

Элемент	DR37-9	DR37-6						DR37-5	
Li	1.12	1.21	2.16	1.35	1.34	1.04	1.24	4.05	3.20
Sc	27.18	23.47	27.36	24.75	24.59	24.85	22.39	62.02	66.24
Ti	158.09	372.92	387.68	331.77	334.82	311.30	288.43	424.26	452.66
V	111.80	101.63	120.39	101.31	102.87	98.73	102.58	234.88	231.52
Cr	3444	4485	5098	4653	4619	3778	4528	6569	6864
Co	51	54	53	56	56	52	54	24	23
Ni	635	721	734	756	760	659	711	377	372
Cu	<0.33	0.52	20.53	0.94	1.69	0.36	1.59	6.92	3.02
Zn	32.69	36.85	49.47	35.99	36.02	33.90	38.22	14.51	13.92
Ga	2.27	2.59	2.59	2.53	2.67	2.20	2.45	3.12	2.97
Rb	<0.0167	<0.0183	0.2680	<0.0169	<0.0185	<0.0174	<0.0135	0.0265	0.0363
Sr	<0.0045	0.0210	0.7160	0.0310	0.0326	0.0130	0.0439	0.2650	0.2050
Y	0.5890	0.6200	0.8500	0.6450	0.7150	0.5900	0.5280	5.3100	5.8200
Zr	0.0104	0.0319	0.0556	0.0484	0.0377	0.0300	0.0334	0.1660	0.0630
Nb	0.0104	0.0246	0.0164	0.0122	0.0125	0.0116	0.0105	0.0318	0.0366
Ba	<0.0033	<0.0042	0.0928	<0.0045	<0.0044	<0.0036	0.0095	0.2510	0.1870
La	<0.0045	<0.0036	<0.0044	<0.0046	<0.0038	<0.0041	<0.00252	0.0057	0.0043
Ce	<0.0032	<0.0027	0.0034	<0.0043	<0.0040	<0.0031	<0.0027	<0.0031	<0.0038
Pr	<0.0031	<0.0037	<0.0030	<0.0031	<0.0035	<0.00277	<0.0026	<0.0033	<0.0033
Nd	<0.0217	<0.0176	<0.0178	<0.0193	<0.0206	<0.0182	<0.0125	<0.0176	<0.0186
Sm	<0.0268	<0.0259	<0.0218	<0.0223	<0.0200	<0.0240	<0.0185	0.0510	0.0270
Eu	<0.0061	<0.0061	<0.0058	<0.0037	<0.0071	<0.0080	<0.0043	0.0277	0.0262
Gd	<0.0185	<0.0280	0.0306	<0.0225	<0.028	<0.0242	<0.0191	0.2530	0.2360
Tb	<0.0036	0.0060	0.0064	0.0071	0.0070	0.0049	0.0046	0.0776	0.0750
Dy	0.0654	0.0720	0.1100	0.0583	0.0820	0.0684	0.0708	0.7600	0.7670
Ho	0.0239	0.0267	0.0348	0.0242	0.0273	0.0178	0.0167	0.1980	0.2010
Er	0.0930	0.0887	0.0960	0.0754	0.0800	0.0933	0.0676	0.6690	0.6870
Tm	0.0217	0.0152	0.0250	0.0154	0.0149	0.0202	0.0131	0.1083	0.1124
Yb	0.1560	0.1690	0.1690	0.1510	0.1810	0.1580	0.1280	0.7850	0.7480
Lu	0.0314	0.0228	0.0348	0.0251	0.0267	0.0304	0.0250	0.1180	0.1110
Hf	<0.0091	0.0127	0.0208	<0.0135	<0.0123	<0.0127	<0.0107	0.0118	<0.0137
Ta	<0.0039	<0.0047	0.0034	<0.0051	<0.0065	<0.0029	<0.0038	<0.0043	<0.0057
Pb	0.1890	0.0287	0.0337	0.1260	<0.0172	<0.0152	0.0425	0.3520	0.4270
Th	<0.0049	<0.0060	<0.0044	<0.0083	<0.0068	<0.0047	<0.0033	<0.0072	<0.0078
U	<0.0060	<0.0051	0.0368	<0.0057	<0.0048	<0.0040	<0.0052	0.0132	0.0087

Таблица 8 к главе 4. Содержание элементов-примесей в ортопироксенах перидотитов хребта Стелмейт.

Часть 6 – 6

Элемент	DR37-5			
Li	3.00	6.29	0.85	0.72
Sc	35.26	20.22	30.28	36.80
Ti	198.86	107.65	156.63	167.40
V	152.97	112.48	120.29	143.40
Cr	4295	3215	3920	4317
Co	48	44	52	51
Ni	687	693	670	647
Cu	122.18	201.19	4.85	5.87
Zn	105.44	103.52	33.00	37.09
Ga	2.75	2.52	2.54	2.81
Rb	0.2970	0.2030	<0.0167	0.0333
Sr	1.6030	2.7600	0.0942	0.1390
Y	0.8500	0.4950	0.6990	0.7700
Zr	0.0770	0.0130	<0.0069	0.0166
Nb	0.0461	0.0017	0.0166	0.0166
Ba	0.7990	0.0549	0.0086	0.0114
La	0.0305	0.0063	<0.0029	<0.0030
Ce	0.0051		<0.0042	<0.0023
Pr	<0.0035		<0.0029	<0.0032
Nd	<0.023		<0.02	<0.0149
Sm	<0.025	0.0350	<0.0197	<0.022
Eu	<0.0082	0.0001	<0.0056	<0.0051
Gd	0.0450	0.0150	<0.0176	<0.016
Tb	0.0128	0.0067	<0.0035	0.0052
Dy	0.0650	0.0760	0.0690	0.0650
Ho	0.0248	0.0209	0.0183	0.0273
Er	0.1510	0.0730	0.0960	0.1150
Tm	0.0313	0.0146	0.0215	0.0323
Yb	0.2320	0.1750	0.2040	0.2430
Lu	0.0554	0.0238	0.0383	0.0531
Hf	<0.0167		<0.0126	<0.0096
Ta	<0.0042	0.0074	<0.0037	<0.0038
Pb	0.2050	0.0610	0.0400	0.0520
Th	<0.0063	0.0061	<0.0059	<0.0059
U	0.1300	0.2040	0.0068	0.0089

Таблица 9 к главе 4. Изотопный состав кислорода в перидотитах хребта Стелмейт.

Померенные изотопные отношения кислорода в вале породы ($\delta^{18}\text{O}$ вал), в кварце ($\delta^{18}\text{O}$ Qrz) и шпинели ($\delta^{18}\text{O}$ Sp) в перидотитах Стелмейт.

Образец	DR37-1	DR37-2	DR37-3	DR37-4	DR37-6	DR37-9	DR37-11	DR37-14
$\delta^{18}\text{O}$ вал	32.4	32.3	33.1	28.8	10.0	9.5	9.2	9.0
$\delta^{18}\text{O}$ Qrz			28.7	26.2				
$\delta^{18}\text{O}$ Sp			3.3	3.4		6.9		4.5

Таблица 10 к главе 4. Изотопный состав кислорода воды, равновесной при $t=4, 10, 20\text{ }^{\circ}\text{C}$ с кварцем DR37-3 и DR37-4 по разным термометрам кварц-вода (низкие T). В таблице приведены расчетные температуры, соответствующим расчетным значениям изотопного состава воды.

	$T, ^{\circ}\text{C}$	Кварц	$\delta^{18}\text{O}$ Qrz		$T, ^{\circ}\text{C}$	
			Kawabe, 1978	Brandriss, 1998	Kawabe, 1978	Brandriss, 1998
DR37-3	4	28.7	-8.5	-6.52	7.4	10.3
DR37-4	4	26.2	-11	-9.02	3.8	6.6
DR37-3	10	28.7	-6.7	-5.3	10.0	12.0
DR37-4	10	26.2	-9.2	-7.8	6.4	8.4
DR37-3	20	28.7	-4	-3.46	13.9	14.7
DR37-4	20	26.2	-6.5	-5.96	10.3	11.1

Таблица 11 к главе 4. Изотопные отношения Rb-Sr, Sm-Nd, Pb в перидотитах хребта Стелмейт. DR37-3 и DR37-4 – окварцованные дуниты, DR37-9 и DR37-14 – аполерцолитовые серпентиниты. В таблице приведены начальные изотопные отношения ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$) в каждой изотопной системе, при нормировке на 100 млн. лет.

Образец	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 σ	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 σ	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵNd	$(\epsilon\text{Nd})_i$
SO201-1b_DR37-3	0.71037	0.000003	0.70620	0.51255	0.000012	0.51241	-2	-2
SO201-1b_DR37-4	0.70896	0.000003	0.70824	0.51251	0.000003	0.51239	-3	-2
SO201-1b_DR37-9	0.70887	0.000002	0.70833	0.51250	0.000004	0.51240	-3	-2
SO201-1b_DR37-14	0.70843	0.000003	0.70784	0.51253	0.000008	0.51242	-2	-2

Образец	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$
SO201-1b_DR37-3	21.02449	0.00112	18.84403	15.65379	0.00092	15.53920	38.11326	0.00251	38.07578
SO201-1b_DR37-4	22.32585	0.00276	20.50118	15.72123	0.00212	15.61356	38.13148	0.00548	38.05742
SO201-1b_DR37-9	21.03949	0.00185	20.29874	15.69564	0.00142	15.64797	38.55807	0.00364	38.51284
SO201-1b_DR37-14	39.90814	0.02080	38.91091	16.35441	0.00870	16.35127	37.84589	0.02062	37.97943

Таблица 12 к главе 4. Состав вторичных породообразующих минералов в перидотитах хребта Стелмейт.

Образец		Фаза	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	NiO	Cl	Сумма
DR37-1	1	Chl	31.86	0.06	15.69	2.99	0.02	33.58	0.00	0.02	0.01	2.10	0.02		86.36
DR37-1	1	Chl	32.62	0.03	15.42	2.98	0.00	34.22	0.01	0.01	0.01	2.32	0.02		87.64
DR37-5	2	Ta+Chl	53.36	0.01	2.02	2.64	0.00	28.16	0.12	0.29	0.04	0.70	0.02	0.02	87.39
DR37-5	2	Serp	49.42	0.02	3.28	4.58	0.02	31.05	0.15	0.24	0.06	0.80		0.04	89.66
DR37-5	2	Serp	38.40	0.01	0.95	10.26	0.11	30.72	0.18	0.08	0.06	0.08	0.01	0.48	81.33
DR37-5	2	Tr	56.65	0.05	2.69	1.82	0.07	23.03	13.26	0.30	0.02	0.41	0.18		98.49
DR37-8	2	Sph	30.89	35.14	0.29	0.69	0.02	0.02	29.14	0.00	0.01	0.00	0.07		96.27
DR37-9	2	Serp	40.58	0.01	0.34	6.51	0.03	35.26	0.08	0.18	0.06	0.07		0.17	83.30
DR37-9	2	Tr	51.11	0.07	4.21	3.05	0.12	20.29	12.25	0.59	0.03	2.10	0.04	0.04	93.91
DR37-9	2	Serp	39.07	0.01	2.30	6.85	0.16	37.43	0.33	0.04	0.00	0.77		0.24	87.19
DR37-14	2	Tr	55.45	0.05	3.84	4.25	0.08	25.87	10.28	0.11	0.01	0.95	0.15		101.05
DR37-14	2	Tr	55.05	0.08	3.96	3.99	0.12	25.49	10.94	0.14	0.00	0.89	0.06		100.72
DR37-15	2	Tr	55.32	0.04	3.23	1.91	0.00	21.90	13.54	0.54	0.02	0.87	0.14		97.50
DR37-15	2	Tr	55.12	0.05	3.90	2.01	0.00	21.81	13.44	0.67	0.02	0.95	0.20		98.16
DR37-15	2	Tr	53.00	0.10	5.85	2.30	0.05	21.09	13.33	1.09	0.04	1.00	0.19		98.04
DR37-15	2	Tr	55.54	0.02	3.13	1.79	0.06	22.40	13.27	0.64	0.01	0.43	0.13		97.43
DR37-15	2	Tr	58.23	0.04	0.79	2.72	0.08	22.87	13.00	0.21	0.01	0.00	0.08		98.03
DR37-15	2	Tr	57.50	0.03	0.68	2.66	0.12	22.86	12.88	0.18	0.01	0.06	0.15		97.13
DR37-15	2	Tr	52.30	0.54	6.06	2.43	0.06	21.02	13.45	1.10	0.05	0.69	0.16		97.86
DR37-15	2	Tr	58.52	0.06	0.74	2.44	0.09	23.07	13.00	0.17	0.01	0.02	0.15		98.27
DR37-15	2	Tr	52.23	0.38	5.39	2.38	0.03	21.63	13.22	1.10	0.01	0.77	0.09		97.52
DR37-15	2	Tr	57.96	0.11	1.07	1.54	0.00	23.59	13.23	0.23	0.01	0.28	0.11		98.14
DR37-15	2	Zo	38.44	0.11	28.32	8.54	0.01	2.15	21.64	0.02	0.01	0.04	0.04		99.31

Примечание: 1 - аподунитовые серпентиниты, 2- серпентинизированные лерцолиты; Chl- хлорит, Ta+Chl - смешаннослойная фаза,

Serp - серпентин, Tr - тремолит, Sph - сфен, Zo - цоизит

Таблица 13 к главе 5. Петролого-геохимическое моделирование поведения редкоземельных и петрогенных элементов.
Расчетные параметры 1-2.

							Коэффициенты Grt-f		Коэффициенты Sp-f	
	Ol	Opx	Cpx ¹ (Sp)	Cpx ² (Grt)	Sp	Grt	Di ² (Grt)	Pi ² (Grt)	Di ¹ (Sp)	Pi ¹ (Sp)
La	0.000007	0.0025	0.06	0.09	0.0006	0.0035	0.01254	0.09441	0.00573	0.04097
Ce	0.00001	0.005	0.1	0.16	0.0006	0.008	0.02258	0.16793	0.00985	0.06847
Nd	0.00007	0.01	0.2	0.36	0.0006	0.05	0.05344	0.38160	0.01969	0.13686
Zr	0.004	0.024	0.12	0.27	0.07	0.4	0.07842	0.32310	0.02584	0.09458
Sm	0.001	0.02	0.3	0.67	0.001	0.22	0.11167	0.72394	0.03192	0.20665
Eu	0.001	0.03	0.37	0.8	0.001	0.45	0.15137	0.88384	0.04136	0.25635
Ti	0.015	0.1	0.35	0.71	0.15	0.16	0.13625	0.74470	0.08479	0.27810
Gd	0.0025	0.04	0.405	0.95	0.0015	1.225	0.24358	1.12475	0.04877	0.28257
Dy	0.004	0.05	0.44	1.1	0.002	2	0.33578	1.36566	0.05619	0.30878
Er	0.009	0.07	0.43	1.44	0.003	3.5	0.52203	1.88406	0.06566	0.30749
Yb	0.014	0.09	0.41	1.43	0.005	5	0.66278	2.03496	0.07443	0.29961

Гранатовая фация			
Стартовые моды плавления		Моды плавления	
Ol	0.57	OL	0.04
Opx	0.21	Opx	-0.19
Cpx	0.13	Cpx	1.05
Sp		Sp	
Grt	0.09	Grt	0.11

Шпинелевая фация			
Стартовые моды плавления		Моды плавления	
OL	0.45	OL	-0.06
Opx	0.39	Opx	0.28
Cpx	0.08	Cpx	0.67
Sp	0.07	Sp	0.11
Grt		Grt	

Минералы – оливин (Ol), ортопироксен (Opx), клинопироксен (Cpx), шпинель (Sp), гранат (Grt). В таблице приведены начальные (стартовые) моды плавления и соотношение минералов в ходе плавления (моды плавления) для каждой фации глубинности.

Таблица 13 к главе 5. Петролого-геохимическое моделирование поведения редкоземельных и петрогенных элементов.

Расчетные параметры 2-2.

	DM	Grt 0.1*	Детройт	Ref
La	0.192	0.007	6.23	2.57
Ce	0.55	0.035	6.93	2.88
Nd	0.581	0.095	9.16	4.09
Zr	5.082	2.100	10.49	3.96
Sm	0.239	0.080	9.88	5.19
Eu	0.096	0.042	8.81	5.48
Ti	716	322	9.82	4.79
Gd	0.358	0.221	11.01	5.79
Dy	0.505	0.355	10.41	6.58
Er	0.348	0.273	10.66	6.76
Yb	0.365	0.307	9.38	6.77

В качестве источника использовался состав деплетированной мантии – (DM) по ((Workman, Hart, 2005)). В качестве состава источника для моделирования в шпинелевой фации указан состав деплетированной мантии после 10% плавления в гранатовой фации – (Grt 0.1*). Состав расплава, ответственный за образование вулканических пород Детройт – (Детройт). Состав просачивающегося расплава – (Ref).

Таблица 14 к главе 6. Модельные составы серпентинита (обр. DR 37-14) при подводном выветривании.

Компонент	Исходный состав	250 лет	2250 лет	14 тыс. лет	100 тыс. лет
SiO₂	40.66	38.85	29.24	19.92	14.11
Al₂O₃	1.56	2.93	2.07	0.68	0.48
FeO	9.99	9.76	7.58	5.70	4.03
K₂O	0.09	0.08	0.05	0.05	0.03
CaO	0.83	3.01	8.40	12.40	14.60
MgO	32.11	29.61	27.47	28.36	29.07
Na₂O	0.52	0.15	0.05	0.06	0.04
H₂O	14.24	8.53	4.40	2.21	1.57
CO₂	0	7.10	20.74	30.63	36.07
V/V_{начальн.} *100%	100	111	151	140	198

Таблица 15 к главе 6. Модельные составы серпентинита (обр. DR 37-14) при субэральном выветривании.

Компонент	Исходный состав	100 лет	8 тыс. лет	100 тыс. лет
SiO₂	40.66	42.07	50.00	72.93
Al₂O₃	1.56	2.44	2.70	3.98
FeO	9.99	11.09	11.32	19.18
K₂O	0.09	0.09	0.11	0.13
CaO	0.83	0.51	0	0
MgO	32.11	32.83	27.96	0.58
Na₂O	0.52	0.27	0.03	0.03
H₂O	14.24	10.70	7.89	3.17
V/V_{начальн.} *100%	100	100.08	76.35	51.46

Таблица 16 к главе 7. Данные по изотопной геохимии Rb-Sr – системы для образца диорита DR7-12. Оценка вероятного возраста хребта Стелмейт.

	Rb	Sr	87Rb/86Sr	± 2s	87Sr/86Sr	± 2s	88Sr, V	(87Sr/86Sr)₀	T
Bt-1	98	31	9.23990	0.092399	0.71243	0.000007	8.664	0.70423	
Bt-2	116	23	14.84125	0.148413	0.71749	0.000029	1.160	0.70432	
Pl	23	380	0.17494	0.001749	0.70440	0.000011	4.337	0.70424	62.4
Вал	31	266	0.33515	0.003351	0.70460	0.000011	4.366	0.70430	61.9

Для определения возраста использовались навески монофракции минералов: биотит –Bt-1 и Bt-2, плагиоклаз – Pl и валовый состав породы. $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_0$ – рассчитанное начальное изотопное отношение, T – почитанный возраст хребта Стелмейт.