

О. Г. ШУЛЯТИН (ВНИИОкеангеология), В. С. СЕМЕНОВ (ИГГД РАН),
А. Б. ФОРД (Геологическая служба США),
Е. В. КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ (МГУ),
В. М. МИХАЙЛОВ (ВНИИОкеангеология), С. В. СЕМЕНОВ (ИГГД РАН)

Расслоенная интрузия Дюфек (Антарктида)

Рассматриваются существующие представления о строении, геохимических особенностях и условиях формирования расслоенной интрузии Дюфек (Антарктида, горы Пенсакола), а также результаты сравнительного анализа расслоенного массива и расслоенного комплекса Бушвелд (Юж. Африка). Пространственная, геохимическая и возрастная близость интрузии Дюфек к широко распространенным в Антарктиде толеитовым магматитам группы Феррар (дайки, силлы, вулканиты) определяет остроту вопроса о единстве или различии их материнских магм, формирование которых связывается с мегаплюмом. В юрский период в Антарктиде была сформирована типичная триада, представленная вулканитами, роями даек долеритов, силлами и расслоенными интрузиями. Магматические события на рубеже 180 млн лет предшествовали расколу суперконтинента Гондвана, что делает изучение этих процессов важными для понимания истории его развития.

Ключевые слова: Антарктида, расслоенная интрузия Дюфек, породы, минералы, возраст, геохимические особенности.

O. G. SHULYATIN (VNIIOkeangeologia), V. S. SEMENOV (IGGD RAS),
A. B. FORD (Geological Survey USA),
E. V. KOPTEV-DVORNIKOV (Moscow State University),
V. M. MIKHAYLOV (VNIIOkeangeologia), S. V. SEMENOV (IGGD RAS)

Dufek stratified intrusion (Antarctica)

The authors consider the current ideas of the structure, geochemical features and conditions of the formation of the Dufek stratified intrusion (Antarctica, Pensacola mountains), as well as the results of a comparative analysis of this stratified massif with the stratified Bushveld Complex (South Africa). The spatial, geochemical and age closeness of the Dufek intrusion with the widespread in the Antractic tholeiitic magmatic rocks of the Ferrar group (dykes, sills, volcanites) determines the sharpness of the question of the integrity or diversity of their parent magmas, their formation being associated with the megaplume. In the Jurassic Period, a typical triad was formed in Antarctic; it was presented by volcanites, swarms of dolerite dykes, sills and stratified intrusions. Magmatic events at the turn of 180 M preceded the split of the supercontinent Gondwana, which makes the study of these processes important for understanding the history of the supercontinent.

Keywords: Antarctica, stratified intrusion Dufek, rocks, minerals, age, geochemical features.

Строение интрузии Дюфек (общие представления).

Интрузия Дюфек (рис. 1–3) была открыта в горах Пенсакола в декабре 1957 г. [2, 13, 14]. Породы интрузии обнажены в горном массиве Дюфек и хр. Форрестал. Первые геолого-петрологические описания, сделанные Аугенбахом и Уолкером [25], показали сходство интрузии Дюфек с другими стратиформными мафическими интрузиями. Наибольший вклад в изучение этого расслоенного комплекса внес А. Форд, изучавший интрузию на протяжении многих лет [13–18].

Интрузия Дюфек прорывает девонские песчаники Довер. «Горячий» контакт с песчаниками Довер зафиксирован на юго-западе хр. Форрестал на горе Лехнер (рис. 3, а). Плоскость контакта погружается под углом 45° в юго-восточном направлении (150°). Мощность закалочной зоны в интрузиве достигает 6 м.

Породы массива Дюфек образуют пологозалегающую моноклинал с падением слоистости под углом 5–10° в юго-восточном направлении под фирновое поле Салли и массив хр. Форрестал.

Мощность видимой части разреза интрузива не менее 3,5 км.

Сводный разрез интрузии Дюфек составлен на базе частных разрезов, большинство из них достаточно уверенно коррелируется в пределах горного массива Дюфек благодаря нескольким опорным маркирующим горизонтам (рис. 3, б, в; 2, 4). Упомянутые маркирующие горизонты отсутствуют в хр. Форрестал. Это объясняется тем, что геологические разрезы в этих горных районах представляют разные уровни единой интрузии, причем разрез массива Дюфек является нижней частью, а в хр. Форрестал обнажена верхняя часть единого разреза.

Субгоризонтальная слоистость в обнажениях интрузии объясняется переслаиванием кумулятивных габброноритов, габбро, анортозитов, титано-магнетитовых габброноритов, габбро-анортозитов и пироксенитов. Мощность слоев в интрузии от нескольких сантиметров до десятков метров. Несколько ярко выраженных слоев кумулятивных пироксенитов в горном массиве Дюфек

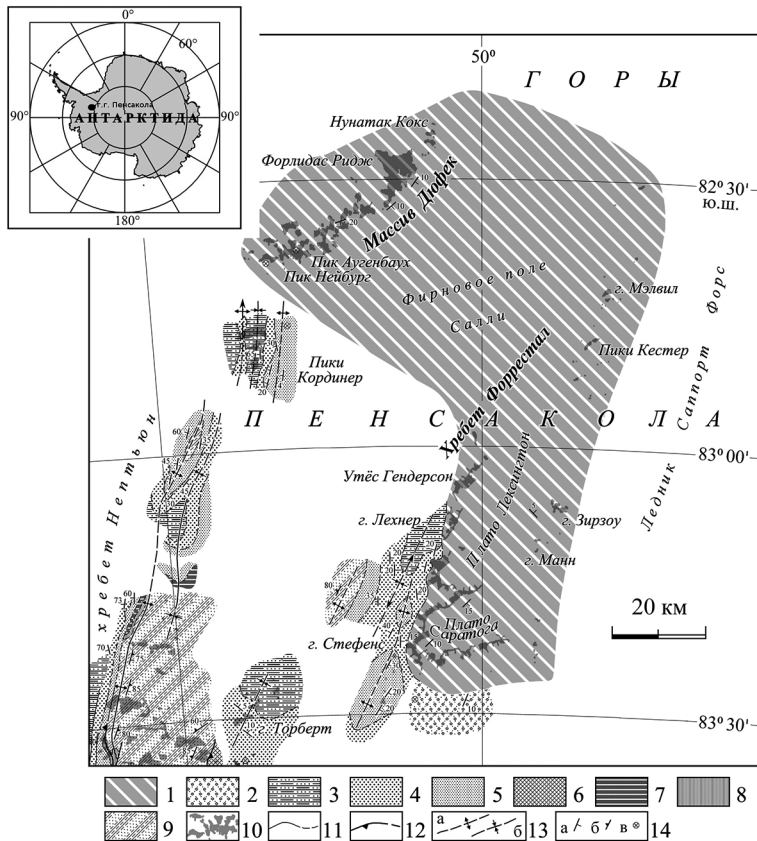


Рис. 1. Схематическая геологическая карта гор Пенсакола (Schmidt, Ford, 1969)

1 – габбро интрузии Дюфек (мезозой); 2 – алевролиты и глинистые сланцы (палеозой); 3 – тиллиты Гейл; 4 – песчаники Довер; 5 – песчаники группы Нептьюн (Хейсер, Элбоу и Эллиот); 6 – биотитовые граниты; 7 – осадочно-вулканогенные породы Винс и Гамбакорта; 8 – известняки Нельсон; 9 – зеленосланцевая серия Патаксент – песчаники, алевролиты и глинистые сланцы (докембрий); 10 – коренные выходы; 11 – геологические границы; 12 – тектонические контакты; 13 – шарниры антиклиналей (а), синклиналей (б); 14 – элементы залегания слоистости и/или кливажа: наклонное (а, б), горизонтальное (в). На врезке показано местоположение гор Пенсакола

прослеживается по простиранию на десятки километров (рис. 3, б). Слои имеют разное строение. Для одних типично постепенное изменение пропорций минералов кумулуса от основания слоя к его верхней части (рис. 3, в), для других типично однородное строение, что выражается в сохранении пропорций минералов кумулуса по всей мощности слоя. Выявлены и косослоистые структуры. В хр. Форрестал в вертикальном разрезе фиксируются слои, сложенные магнетитом. В верхней части геологического разреза в хр. Форрестал закартированы «мегабрекчии», сложенные анортозитами (рис. 3, з). Между 1400 и 1500 м вертикального геологического разреза хребта отмечено высокое содержание апатита (его количество достигает 5 об. %), это согласуется здесь с резким повышением P_2O_5 и отвечает «сэндвич-горизонту». Геологический разрез завершается частично эродированной пачкой гранофилов.

Погружение слоистости в юго-восточном направлении от массива Дюфек под фирновое поле Салли к хр. Форрестал дало основание предположить [15], что под ледниковым полем скрыт разрез пород интрузии, занимающий промежуточное положение между обнаженными разрезами массива Дюфек и хр. Форрестал. Мощность этой части разреза, выпавшей из рассмотрения в связи с перерывом в обнаженности, оценивается по-разному. Так, А. Форд [16] рассчитал мощность «выпавшей» разреза равной 3 км. Однако из диаграммы железистости, приведенной этим автором, следует другой вывод, касающийся мощности предполагаемого скрытого разреза. В массиве Дюфек на 1,5 км мощности охарактеризованного разреза приходится увеличение железистости пород на 20 %. В хр. Форрестал на 1,4 км мощности пород, охарактеризованной химическими анализами, железистость увеличивается на 16 %.

Таким образом, мощность скрытой средней части разреза (разрез фирнового поля по А. Форду) вряд ли составляет больше 1 км, так как в этой части разреза железистость пород увеличивается всего на 10 %. На рис. 4 отражено наше представление о строении интрузии с учетом закрытой снежником части вертикального разреза.

Значительная часть интрузии Дюфек (рис. 1) скрыта от прямого наблюдения. Для оценки ее параметров и соотношения отдельных обнаженных её частей привлекались данные геофизических исследований, на базе которых существуют два модельных представления о масштабах интрузива.

Первая модель, предполагает следующие параметры интрузива [3]: мощность вертикального разреза не более 7 км, а площадь выхода около 22 000–23 000 км². Общая мощность интрузива (порядка 7 км) подтверждена подбором разреза магнитоактивной толщи. Решение прямой задачи магниторазведки проведено с учетом измеренных значений магнитной восприимчивости, возрастающей в разрезе интрузии снизу вверх. Значения эффективной намагниченности, использованные при построении модели разреза, рассчитаны исходя из возможного процентного содержания магнетита в различных слоях стратиформной интрузии – от 500×10^{-6} в нижней части разреза до 4000×10^{-6} ед. СГС в верхней части (5–7 % магнетита). Эти предположения согласуются с петрографическими и петрохимическими данными.

Сходных представлений придерживаются и авторы [5]. Суммарная мощность интрузива, по их мнению, может достигать 6,2–8,8 км. Гравиметрические данные позволяют им прибавить к площади выхода интрузива еще 10 000 км². Таким образом, общая площадь интрузива может достигать 34 000 км². Кроме того, магнитометрические

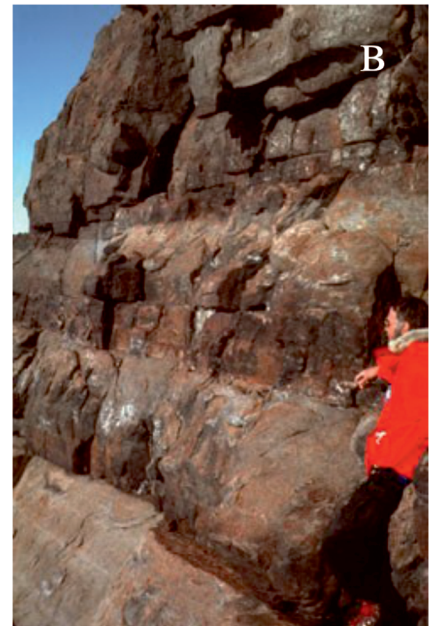
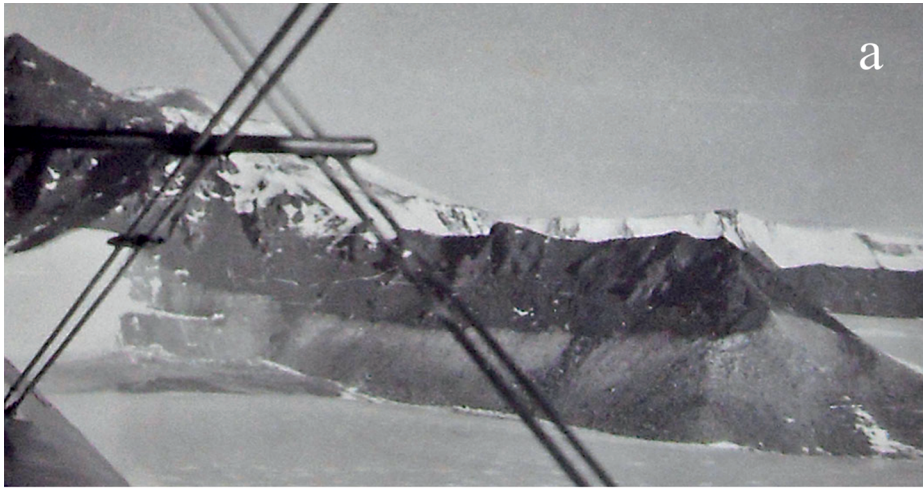


Рис. 3. «Горячий» контакт с песчаниками Довер на юго-западе хр. Форрестал на горе Лехнер (а): темное – расслоенный интрузив, светлое – песчаники Довер; скальные выходы гор Дюфек (б), на переднем плане пик Аугенбаух. Ближе к вершинам скал фиксируется пачка переслаивания кумулятивных пироксенитов Фрост (темные полосы) и анортозитов; постепенное изменение количества минералов кумулуса в слоях габброидов (в)

как кумулятивные фазы появляются приблизительно в 200 м ниже вершины разреза через горный массив Дюфек. Количество этих минералов от 2 до 12 об. % возрастает в породах хр. Форрестал, где встречены прослои, сложенные только минералами-окислами (рис. 3, в). Кроме того, в габброидах отмечаются в незначительном количестве кварц и калиевый полевой шпат, где они являются второстепенными посткумуляусными минералами. В гранофирах же, завершающих разрез слоистой толщи, они – главные породообразующие минералы. Амфибол и биотит, иногда отмечаемые в верхних частях разреза, очевидно, образовались при вторичных изменениях.

Группа Форрестал разделена на четыре комплекса [3, 16] снизу вверх (рис. 2, 4):

- комплекс анортозитов Уолкер. Основание толщи не обнажено. Видимая мощность разреза 230 м;
- комплекс габбро Аугенбаух. Породы комплекса составляют большую часть разреза массива Дюфек. В нижней и верхней частях разреза комплекса зафиксированы ксенолиты мелкозернистых

пород метаосадочного (?) и магматогенного происхождения. Общая мощность комплекса 1600 м. В зоне габбро Аугенбаух выделены четыре подзоны. Две из них – слои кумулятивных пироксенитов – подзона пироксенитов Нейбург и пироксенит-габброноритовая подзона Фрост. Пироксениты же – опорные маркирующие горизонты. Две другие пачки представлены анортозитами;

– комплекс габбро Саратога в хр. Форрестал. На основании корреляции частных разрезов общая мощность слоистых пород, вскрытых на хр. Форрестал, оценивается в 1400 м. В пределах группы выделяется ряд подзон с ксенолитами, в основном кварцсодержащими лейкократовыми габброноритами, реже с анортозитом и гранофиром;

– комплекс гранофиров Лексингтон (хр. Форрестал) с ксенолитами мелкозернистых меланократовых пород. Породы комплекса обнажены на северной оконечности горы Саратога (плато Саратога) и на уступах гор Лексингтон, где наблюдаемая мощность этих пород достигает 238 м. Предполагается, что еще примерно 60 м находится под

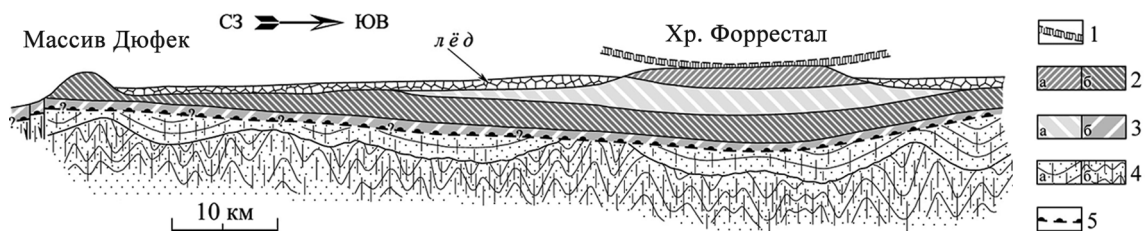


Рис. 4. Схема строения расслоенного интрузива Дюфек (реконструкция)

1 — гранофиры; 2 — габбро Саратога (а) и габбро Аугенбаух (б); 3 — скрытый разрез под снежной толщей Салли (а) и ниже габбро Аугенбаух (б); 4 — метапесчаники (а), кристаллическое основание (?) (б); 5 — краевая группа с зоной закалки

перекрывающим ледником и общая мощность пород около 300 м.

Фрагментарная обнажённость расслоенного массива не позволяет рассчитать его средневзвешенный химический состав. Тем не менее существует способ оценить хотя бы тип магмы. Ранее [3] на материале карельских расслоенных интрузивов было показано, что каждый тип базитовых магм характеризуется своим типоморфным набором кумулатов, отражающим порядок кристаллизации этих магм. Например, типоморфными для толеитовых магм являются оливин-плаггиоклазовые кумулаты (троктолиты) и оливин-плаггиоклаз-авгитовые кумулаты (оливиновые габбро), а для марианит-бонинитовых магм — ортопироксен-плаггиоклазовые (нориты) и ортопироксен-плаггиоклаз-авгитовые (габбронориты) кумулаты. Иными словами, при кристаллизации толеитовых магм второй после оливина цветной минерал на ликвидусе — авгит, а при кристаллизации магм бонинит-марианитового ряда — ортопироксен. В то же время в верхних частях разрезов, как «толеитовых», так и «бонинит-марианитовых» расслоенных интрузивов, могут присутствовать габбронориты, кумулятивный низкокальциевый пироксен в которых представлен пижонитом (инвертированным).

В нашем случае породы группы *Саратога* формируют минеральный ряд, представленный кумулатами *авгит + бронзит + плаггиоклаз* → *авгит + инвертированный пижонит + плаггиоклаз* → *ферроавгит + инвертированный пижонит + плаггиоклаз* → *ферроавгит + плаггиоклаз*. Исходя из приведенных доводов, можно предположить, что магма бонинит-марианитового ряда могла быть родительской для интрузива Дюфек. Это предположение, однако, не исключает участия в формировании интрузии дополнительных порций магм, возможно, толеитового состава.

Распределение породообразующих химических элементов вдоль вертикального разреза интрузива, условия кристаллизации пород, особенности химизма породообразующих минералов, сведения о рудной минерализации. Доказательством того, что расслоенные толщи горного массива Дюфек и хр. Форрестал — части единой интрузии, является изменение химического состава пород по вертикальному разрезу интрузива и связанное с ним закономерное изменение минерального состава кумулуса в породах и химического состава самих минералов.

Породы. Данные, характеризующие эволюцию состава пород расслоенной серии (рис. 5), представлены в виде функции изменения железистости пород в зависимости от положения пробы (химического анализа) в разрезе интрузива.

Очевидно увеличение железистости пород вверх по разрезу расслоенного массива, что характерно для интрузивов такого типа (например, расслоенный интрузив Бушвельд).

Закономерное изменение железистости пород дает основание для вывода: расслоенные серии пород, обнажающиеся в горном массиве Дюфек и хр. Форрестал, представляют собой единую интрузию, причем разрез хр. Форрестал — верхняя часть интрузии. На это также указывает распределение в породах фосфора, количество которого становится выше ксенолитовой подзоны и свидетельствует о наличии «сэндвич-горизонта», формирующегося на завершающей стадии кристаллизации интрузива.

Условия кристаллизации пород. В нашем распоряжении, кроме данных, полученных из литературных источников, имеется также серия авторских химических анализов пород из обнаженной части разреза массива Дюфек (табл. 1) — зоны габбро Аугенбаух и зоны эндоконтакта с песчаниками Довер. Оценены условия формирования пород расслоенной серии в этой части вертикального разреза интрузива.

Использовался метод геохимической термометрии [1], который состоит в построении траекторий равновесной кристаллизации пары расплавов. Метод основан на предположении, что если различные по составу породы когда-либо находились в термодинамическом равновесии с одним и тем же интеркумулятивным расплавом, то при моделировании их равновесной кристаллизации обязательно выявится значение РТ параметров, при которых составы остаточных расплавов этих пород будут идентичны, а кривые равновесной кристаллизации пересекутся. Сравнительный анализ составов модельных расплавов при одних и тех же значениях температур позволяет найти области сгущения и пересечения эволюционных линий. Численное моделирование проводилось с помощью программного комплекса COMAGMAT-3.0. Успешное применение геохимической термометрии связано с котектической природой исходных магм, особенно в тех случаях, когда магмы представляли собой смеси нескольких кристаллов и жидкости. Наиболее благоприятный результат получается тогда, когда расчетные траектории эволюции остаточного расплава образуют пересечение. Неопределенности оценки температуры магмы составляют при этом 5–10 °С.

Приемлемые результаты расчетов с отчетливыми пересечениями получены для ряда пар пород при давлении ниже 7,0 кбар и температуре порядка 1140–1180 °С (табл. 1, рис. 6). В то же время по данным термометрии (пироксеновый геотермометр) получена температура кристаллизации

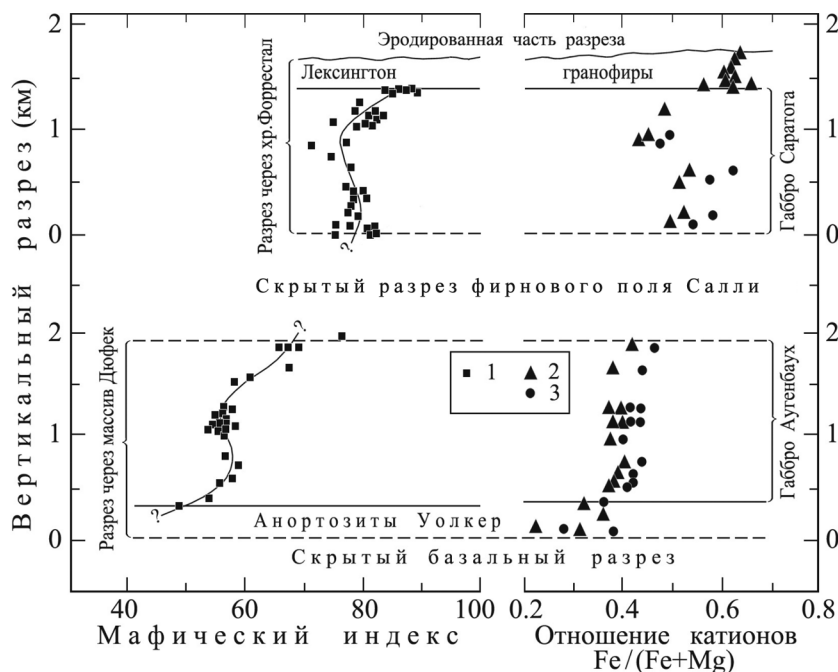


Рис. 5. Изменение химического состава пород и пироксенов (по данным Ford, 1970; Himmelberg, Ford, 1976)

1 – мафический индекс; 2 – отношение катионов в ромбических пироксенах; 3 – в моноклинных пироксенах

~ 1140 °C [20]. Такая температура, судя по данным геохимической термометрии для обр. 316Н–316М, могла быть реализована при давлении порядка 3,5 кбар (рис. 6). Следует отметить, что ниже этого давления при моделировании равновесного плавления кривые кристаллизации не пересекаются. Для обр. 316д–316б, залегающего на 100 м выше в вертикальном разрезе интрузива, отчетливые пересечения наблюдаются в пределах 4,0–5,0 кбар. Поэтому $P \sim 3,5\text{--}5,0$ кбар и температуры, полученные тем же методом, могут отвечать условиям формирования пород в этой части вертикального разреза интрузива. Температуры кристаллизации (равновесия), полученные с помощью изотопов кислорода [21] для расслоенного интрузива (pl-руг пара), варьируют в пределах 750–1320 °C. Высокие значения температур (порядка 1300 °C) получены для $\Delta^{18}\text{O}_{\text{pl-руг}} < 0,0$ (хр. Форрестал). Они связываются с субсоллюдными изменениями при воздействии водного флюида и поэтому не отвечают температурам кристаллизации пары минералов (pl-руг). Кроме того, для серии образцов получены $T \sim 1200$ °C. Для единственной пары минералов (pl-руг) из пород горного массива Дюфек (верхняя расслоенная зона) получены температуры 1100 и 750 °C. Другая пара минералов (pl-mag) дала значения температур для расслоенного интрузива 800–1320 °C.

Следует отметить, что низкие температуры свидетельствуют о нарушенном равновесии $\Delta^{18}\text{O}$ в исследованных парах минералов [20]. В то же время температура в интервале 1200–1300 °C кажется завышенной и, по данным геохимической термометрии, могла существовать в условиях давлений значительно выше 7 кбар.

Минералы. С целью построения модели формирования интрузива исследован характер эволюции составов в породообразующих плагиоклазах и пироксенах кумулуса в кумулатах и гранофирах разреза интрузива. Изучено около 30 образцов [16].

Плагиоклаз. Содержание анортита в плагиоклазах варьирует в широком диапазоне (An_{79-49}). Большинство зерен зональные: центральные части зерен на 1–2,5 % более анортитовые, чем краевые

зоны. Иногда разница в составах достигает 6,5 % и больше. Зональность могла быть сформирована как на кумулюсной, так и на посткумулюсной стадиях роста минералов. Содержание анортита в плагиоклазах имеет тенденцию уменьшаться вверх по разрезу интрузива (рис. 7). Значительные отклонения от этого общего тренда, характеризующиеся обратным наклоном тренда изменения составов плагиоклаза в зависимости от высоты залегания в разрезе, наблюдаются в пироксенитах Нейбург и Фрост (зона габбро Аугенбаух), а также на участке разреза между 20 и 100 и 750 и 860 м выше основания зоны габбро Саратога, и связываются с циклическим строением разреза.

Пироксены (рис. 5, 7). Наблюдается следующий порядок кристаллизации пироксенов в доступной для изучения части разреза интрузива (снизу вверх): *авгит + бронзит* → *авгит + инвертированный пижонит* → *ферроавгит + инвертированный пижонит* → *ферроавгит*. Такая последовательность кристаллизации минералов согласуется с изменением железистости минералов в интрузиве. Богатые кальцием пироксены принадлежат к авгит-ферроавгитовым сериям. Бедный кальцием пироксен принадлежит к сериям бронзита – инвертированного пижонита. Он прослеживается только в зоне, расположенной на 200 м ниже гранофирового слоя. Кроме кумулятивных пироксенов, некоторые породы содержат посткумулятивный зеленый кальцитовый авгит и феррогиперстен. Отклонения от общего тренда эволюции составов пироксенов связаны с циклическим строением вертикального разреза интрузива, что объясняется [13, 14] конвективным перемешиванием магмы.

Таким образом, если пироксеновые тренды показывают легкое или полное отсутствие обогащения железом в разрезе мощностью до 1 км (разрез через габбро Аугенбаух, перекрывающего пироксениты Нейбург), то содержание анортита в плагиоклазе за некоторым исключением заметно уменьшается.

Отметим данные, представленные в [19]. Замечено резкое изменение составов пироксенов и плагиоклазов в толще мощностью порядка 500 м:

Mg# (Mg/Mg + Fe + Mn) от 74 до 56 (для Орх) и An# от An₈₃ до An₆₁ (в Pl). Изменение на 22 An# в интервале 500 м, по данным [19], сравнимо с таким изменением составов минералов в интервале 3–4 км в интрузиях Бушвельд и Стиллуотер. Такое значительное изменение составов минералов связывается [19] с предположением, что эти кумулаты формировались из относительно не крупных порций новых магм (?).

Рудная минерализация, элементы платиновой группы (ЭПГ). В породах интрузии обнаружены такие рудные минералы, как магнетит, борнит, ильменит, халькопирит и пирит [9]. Количество минералов сульфидов не превышает нескольких процентов. Наиболее высокое содержание минералов сульфидов (до 10 об. %) отмечено в лейкократовых габброидах хр. Форрестал [3]. Сульфиды обычно концентрируются в магнетитовых габбро или на контакте с тонкими слоями магнетитовых пород. Содержание меди в породах достигает 2000 ppm (хр. Форрестал) и не превышает 10–40 ppm в породах массива Дюфек. Этот химический элемент, в отличие от железа, титана и ванадия, имеет низкую корреляцию с положением в разрезе интрузива.

В образцах интрузии Дюфек проанализированы ЭПГ (Ir, Ru, Rh, Pt, Pd), что позволило оценить характер их фракционирования для построения общей модели эволюции магмы в процессе дифференциации [19]. Анализировались габбро, анортозиты, пироксениты и магнетитовые породы, принадлежащие к обоим горным массивам, из которых разрез хр. Форрестал является по составу слагающих его пород более «рудноносным» со значительным содержанием магнетита в тонких слоях и прослойках.

Самые значимые количества ЭПГ обнаружены в габбро с высоким содержанием магнетита и «магнетитовых» породах. Так, образцы из пород массива Дюфек имеют суммарное содержание ЭПГ от 5 до 38 ppb, содержание ЭПГ в образцах из пород разреза хр. Форрестал от 10 до 792 ppb. В количественном отношении среди ЭПГ преобладает платина. Содержание Ir в большинстве образцов ниже или близко к пределам определения, что указывает на явные признаки фракционирования между отдельными ЭПГ.

Низкое содержание ЭПГ в породах массива Дюфек по сравнению с ЭПГ в породах хр. Форрестал согласуется с представлением, что разрез массива Дюфек — это нижняя часть разреза расслоенного комплекса. Магма в этой части разреза менее дифференцирована, поэтому недостаточно обогатилась железом для кристаллизации оксидов и одновременно не обогащалась Pt в отличие от разреза хр. Форрестал. Более того, исследование пироксеновых кумулатов (наиболее основных из исследуемых пород интрузии Дюфек), имеющих довольно низкие концентрации Ir, подтверждает предположение о существовании базальных, необнаженных серий, которые должны содержать кумулаты ультраосновного состава — наиболее ранние фазы кристаллизации.

Изотопно-геохронологические исследования. Возраст интрузии Дюфек [21–23] определялся для анортозитов Уолкер (Walker) — самого нижнего обнаженного слоя интрузива и для гранофилов Лексингтон (Lexington), завершающих разрез интрузива. Для оценки возраста анортозитов использовались две фракции бадделеита (U-Pb).

Получено $182,1 \pm 0,8$ млн лет. Возраст гранофилов (U-Pb, $183,9 \pm 0,3$ млн лет) определялся по трем фракциям циркона.

Для оценки возраста интрузива авторы [24] использовали Rb-Sr (whole-rock), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и K-Ar методы. Получены две группы цифр:

– $183,9 \pm 7,1$ млн лет (Rb-Sr изохрона) для гранофилов. Он хорошо согласуется с возрастом, полученным U-Pb методом [22]. Для других частей разреза этим же методом был получен возраст $178,4 \pm 8,9$ – $182,0 \pm 17$ млн лет. Для плагиоклазов из пород интрузии $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изохронный возраст $182,1 \pm 2,4$ и $182,9 \pm 2,5$ млн лет;

– три изохроны для габброидов хр. Форрестал дали возраст от $176,1 \pm 5,6$ до $169,3 \pm 7,3$ млн лет. В пределах погрешности эти данные совпадают с цифрами, полученными K-Ar методом (среднее значение $171,6 \pm 4,3$ млн лет). Предполагается, что на этом рубеже произошел повторный прогрев пород интрузива (8–17 млн лет после его становления) в период феррарского магматического импульса на рубеже $176,6 \pm 1,8$ млн лет [12].

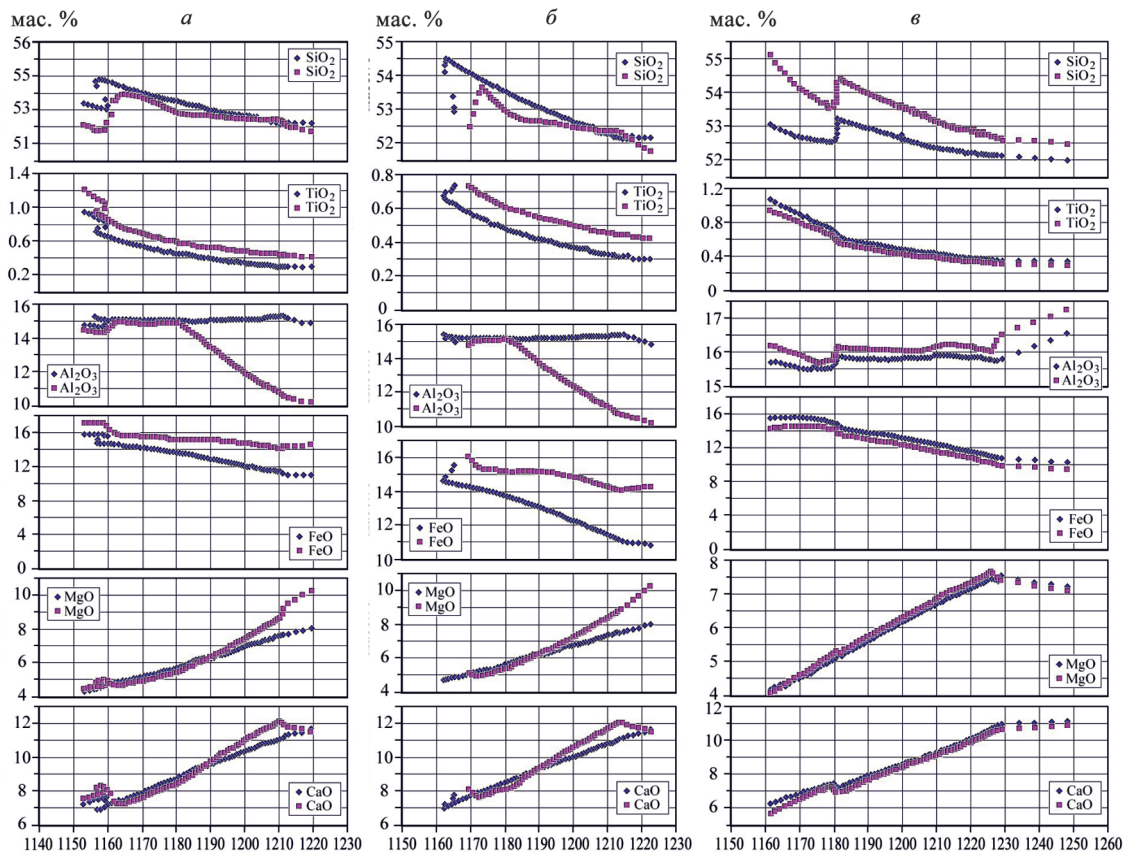
Изотопы стронция. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для пород разрезов горного массива Дюфек и хр. Форрестал рассчитывалось для возраста 174 млн лет (рис. 8). В зависимости от положения в разрезе распределение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,7083 до 0,713 имеет свои особенности [20]. Так, между нижними и верхними габбро разреза горного массива Дюфек и выше зоны на 1 км (верхняя расслоенная зона в горном массиве Дюфек) фиксируется слабая вариация $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (~ 0,709). Выше примерно 200 м нижней зоны с включениями (разрез хр. Форрестал) и около 1000 м ниже кровли интрузива наклон $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,711 до 0,709. В этих же интервалах разреза интрузии Дюфек (рис. 6) фиксируется обратный наклон тренда Fe/(Fe + Mg). Случаи с незначительными вариациями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ относительно генерального тренда связываются с циклическим и объясняются конвективным перемешиванием магмы.

Обратный наклон трендов состава минералов кумулуса (рис. 7) свидетельствует о внедрении новой порции магмы на поздней стадии кристаллизации интрузива. Четко проявленный наклон $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в разрезе хр. Форрестал начинается сразу выше нижней зоны включений и также связывается с дополнительным внедрением новой магмы на этом уровне интрузии. На рис. 8 показаны вариации значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ минералов и пород с разных высотных отметок разрезов горного массива Дюфек и хр. Форрестал. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пироксенах из пород горного массива Дюфек и самой нижней расслоенной зоны хр. Форрестал свидетельствует о значительно меньшей радиогенной составляющей в пироксенах, чем во вмещающих их породах и сосуществующих с ними плагиоклазе и апатите. Из представленных данных следует, что пироксены кристаллизовались в магме по крайней мере с такими же низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7076) и затем осаждались в местах своей настоящей локализации. Незначительные различия в значениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ между минералами и вмещающими их породами в целом сохраняются выше нижней расслоенной зоны в хр. Форрестал. Только в некоторых случаях пироксен имеет более «радиогенное» значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Несмотря на аккумуляцию минералов при «магматических» температурах некоторые минералы изотопно неравновесны.

Химический и нормативный составы пород

Номер пробы	D222-2	D374	D374b	D374H	D375i	D316H	D316M	D316L	D316k	D316i	D316z
Высота, м	0	54	70	73	254	384	414	462	482	489	494
SiO ₂	52,28	52,02	51,09	53,20	51,49	51,99	52,16	51,69	52,13	53,28	51,80
TiO ₂	0,55	0,40	0,61	0,48	0,49	0,34	0,30	0,37	0,40	0,24	0,52
Al ₂ O ₃	15,90	17,41	18,52	25,98	17,22	16,54	17,12	18,55	16,68	26,91	5,07
FeO*	11,79	10,40	9,31	4,55	9,32	10,04	9,79	9,86	10,31	2,45	18,65
MnO	0,24	0,18	0,18	0,03	0,17	0,18	0,19	0,17	0,18	0,03	0,40
MgO	6,91	6,78	6,34	0,55	6,94	7,13	7,03	6,13	7,05	0,91	13,92
CaO	9,62	10,11	10,89	10,87	11,58	11,14	10,81	10,37	10,53	11,84	8,69
Na ₂ O	2,17	2,33	2,60	3,47	2,41	2,33	2,38	2,57	2,43	3,69	0,76
K ₂ O	0,46	0,30	0,39	0,77	0,33	0,25	0,18	0,26	0,25	0,58	0,14
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,07	0,11	0,06	0,06	0,04	0,03	0,03	0,07	0,05
Pl	59,6	63,6	67,8	89,8	63,1	60,9	62,4	67,4	61,8	91,7	21,0
Cpx	12,1	10,8	12,5	0,6	17,1	16,5	14,0	10,1	14,2	2,6	28,2
Orx	26,9	25,0	14,1	6,3	15,4	20,6	22,8	20,1	22,2	3,7	47,8
Ol	0,0	0,0	5,0	0,0	3,7	1,6	0,5	2,0	1,3	0,0	2,3
Ilm	0,7	0,5	0,7	0,5	0,6	0,4	0,4	0,4	0,5	0,3	0,7
Qtz	1	0	0	3	0	0	0	0	0	2	0
f	0,49	0,47	0,46	0,82	0,43	0,45	0,44	0,48	0,46	0,60	0,43
An	0,59	0,61	0,60	0,60	0,60	0,60	0,61	0,61	0,59	0,60	0,56

Примечание. Химические анализы приведены к 100 % сухого остатка. Pl – плагиоклаз, Cpx – клинопироксен, Орх – ортопироксен, Ol – FeO* – суммарное железо, пересчитанное на FeO. Химический анализ D222-2 – норит из зоны закалки (гора Лехнер).



вертикального разреза интрузива Дюфек (D)

	D319g	D316e	D316d	D316B	D316b	D316a	D373	D372	D371	D370	D221	D220
	495	497	500	501	505	506	516	522	528	550		
	51,58	51,33	52,17	51,74	52,08	52,32	51,78	51,70	51,33	51,11	48,69	52,02
	0,55	0,55	0,31	0,43	0,37	0,24	0,31	0,31	0,38	0,60	0,13	0,33
	3,07	4,33	14,86	10,18	11,78	19,28	18,24	16,68	19,63	17,82	26,57	5,79
	20,68	20,93	10,61	13,98	12,79	8,37	8,85	9,57	8,06	9,52	3,83	18,04
	0,43	0,43	0,24	0,31	0,29	0,18	0,18	0,19	0,14	0,17	0,09	0,42
	15,22	14,89	8,02	10,27	9,94	5,76	6,35	6,90	5,29	6,17	3,59	15,08
	7,82	6,64	11,53	11,48	11,04	10,88	11,49	11,96	12,27	11,74	15,31	7,23
	0,44	0,66	2,02	1,35	1,51	2,71	2,52	2,43	2,57	2,45	1,51	0,83
	0,14	0,15	0,20	0,20	0,15	0,22	0,22	0,20	0,28	0,32	0,25	0,20
	0,06	0,08	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,09	0,04	0,05
	13,1	18,5	54,8	39,0	44,1	69,4	65,9	61,3	69,8	65,0	82,4	23,9
	28,5	21,3	20,6	29,0	23,9	10,8	14,7	19,5	14,9	16,6	8,1	20,6
	54,8	55,3	23,9	29,7	31,5	19,3	16,8	15,2	12,3	13,9	9,3	51,4
	2,8	4,2	0,4	1,7	0,0	0,3	2,2	3,5	2,6	3,8	0,1	3,6
	0,7	0,7	0,4	0,5	0,5	0,3	0,4	0,4	0,4	0,7	0,1	0,4
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	0,44	0,45	0,43	0,44	0,42	0,45	0,44	0,44	0,47	0,47	0,38	0,41
	0,55	0,55	0,62	0,61	0,63	0,61	0,61	0,60	0,63	0,61	0,81	0,57

оливин, Птм – ильменит, Qtz – кварц; $f = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$; $\text{An} = (\text{Al} - \text{Na} - \text{K})/(\text{Al} + \text{Na} + \text{K})$. Содержания оксидов в мас. %, минералов – в об. %.

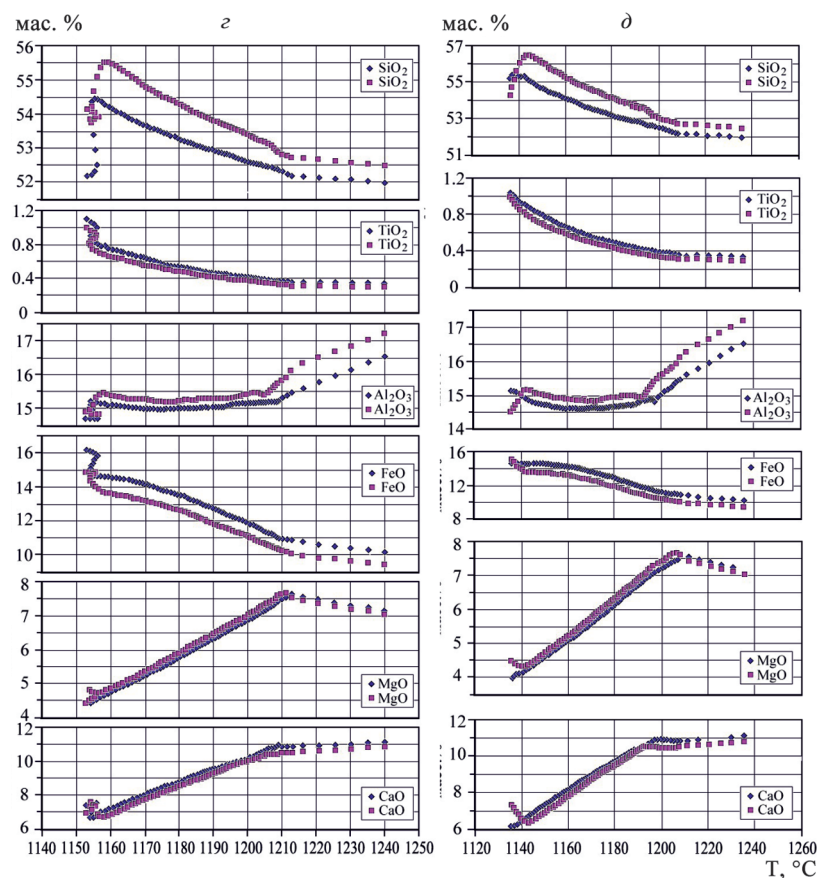


Рис. 6. Данные геохимической термометрии (табл. 1)

QFM – буфер. Для обр. 316D-316B: а – P = 4,6, б – 5,0 кбар. Для обр. 316H-316M: в – P = 6,5, г – 4,8, д – 3,5 кбар

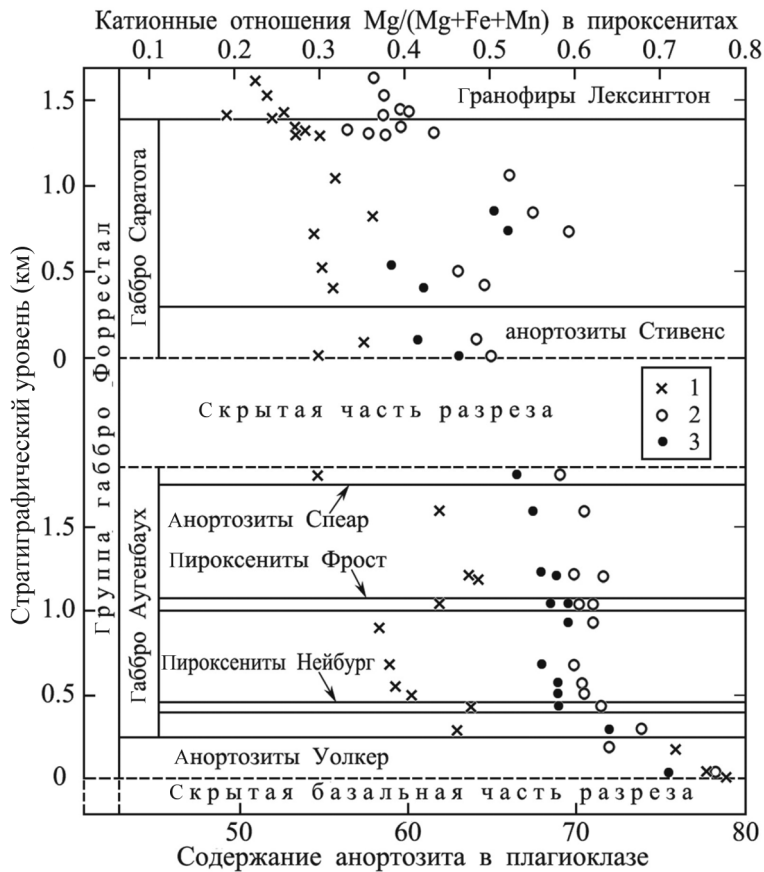


Рис. 7. Изменение состава плагиоклазов и пироксенов в зависимости от положения в разрезе интрузива по [14]

1 – плагиоклаз, 2 – богатые кальцием и 3 – бедные кальцием пироксены

Некоторые соображения, касающиеся строения интрузии Дюфек. В пироксенитах Нейбург и Фрост (зона габбро Аугенбах), а также на участках 20–100 и 750–860 м выше основания зоны габбро Саратога отмечается увеличение анортитовой молекулы в плагиоклазе вверх по разрезу. С чем это связано?

Одно из объяснений увеличения основности плагиоклаза вверх по разрезу может быть связано с динамикой конвектирующей магмы. Возможна реализация следующего процесса [2, 6, 10]: более плотная, чем нижележащая магма-суспензия, состоящая из минералов и расплава, в виде струй периодически «срывается» вниз, растекаясь в толще, где достигает нулевой плавучести. Новые по времени формирования суспензии с более кислым плагиоклазом могут оказаться плотнее предыдущих и «поднырнуть» под слои менее плотных суспензий. В результате кумулаты с менее основным плагиоклазом в разрезе интрузива будут ниже кумулатов с основным плагиоклазом. Этим можно объяснить обратный наклон плагиоклазового тренда (plagioclase-trend reversals). Случай, когда плагиоклазовый тренд не параллелен пироксеновому тренду (pyroxene-trend reversals), может свидетельствовать о совмещении неравновесных минералов в силу разной скорости их оседания из магмы, находящейся на разной стадии фракционирования.

Предложенный вариант «эпизодического осаднения» плагиоклаза вполне согласуется

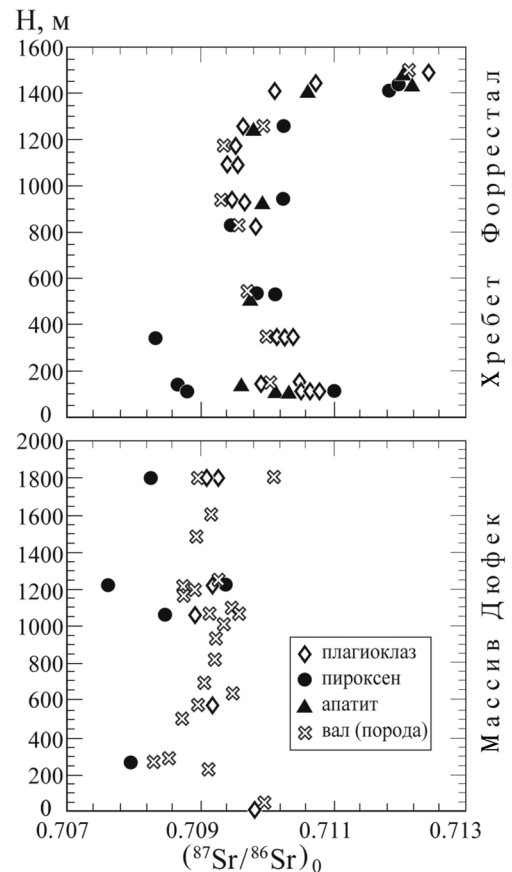


Рис. 8. Вариации первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в плагиоклазе, пироксене и вмещающих породах в зависимости от положения в разрезах горного массива Дюфек и хр. Форрестал

с представлениями о прерывистой конвекции [7], которая, с одной стороны, может привести к инверсии состава минералов (например, состава плагиоклазов), а с другой – не требует для объяснения указанного явления внедрений дополнительных порций магмы.

По мнению [19], смена в породах трех кумулятивных фаз (габбронориты) на две (пироксениты), а также рост основности плагиоклазов вверх по разрезу от анортозитов Уолкер и до габбро Аугенбах, рост магнезиальности ($\text{Mg}\#$) пироксенов свидетельствуют об их кристаллизации из порций магмы разного состава. Авторы [19] на основании приведенных данных, учитывая наличие ксенолитов (комплекс габбро Аугенбах), предполагают, что нижняя обнаженная 500-метровая зона сформирована за счет не менее трех отдельных событий (внедрений магмы). В то же время А. Форд [11] не отрицает возможного внедрения новой порции магмы, отвечающей по составу ферробазальтам, только на стадии кристаллизации габбро Саратога. Результат внедрения дополнительной порции магмы [16] в этой части интрузива – рост основности плагиоклаза вверх по разрезу, параллельное пироксеновому тренду (магнезиальности), циклическое изменение составов минералов, вариации изотопного состава стронция.

Последнее предположение не противоречит выводу о том, что первичная (родительская)

магма, учитывая, что для интрузии Дюфек типоморфны ортопироксен-плаггиоклазовые (нориты) и ортопироксен-плаггиоклаз-авгитовые (габбронориты) кумулаты, по составу отвечала магме марианит-бонинитового ряда. Признаки, указывающие на возможное участие в формировании интрузива новых магм, наиболее отчетливо проявлены в породах хр. Форрестал.

Сравнение с расслоенным комплексом Бушвелд (рис. 2). В расслоенном комплексе Бушвелд вверх от его основания определено пять зон, но нижняя зона развита не везде. *Краевая зона* состоит из микроноритов, пироксенитов и габброноритов. Обычно породы зоны содержат кварц и биотит, и таким образом, несмотря на свою относительную мелкозернистость, они не обладают подходящим составом, чтобы рассматривать их в качестве первичной магмы для главной расслоенной серии пород. *Нижняя зона* состоит из кумулятивных пород с преобладающим ортопироксеном и подчиненным количеством оливина. *Нижняя Критическая* и *Верхняя Критическая* зоны сложены пироксенитами, хромититами, анортозитами, норитами, гарцбургитами и дунитами. Самая нижняя часть *Главной зоны* состоит из пород, богатых ортопироксеном и плаггиоклазом. Центральная и верхняя части содержат еще и клинопироксен. *Верхняя зона* также содержит магнетит с последующим появлением оливина и апатита. Мощность вертикального разреза интрузива от 7 до 9 км.

В табл. 2 приведены оценки составов магм, за счет которых, по мнению разных авторов, формировались разные части вертикального разреза расслоенного массива Бушвелд. Однако из всех вариантов только состав, предложенный для Нижней зоны

с ~ 1000 ppm Cr и (~ 12 % MgO), по мнению [8], удовлетворительно отвечает данным состава ортопироксена. Результатом кристаллизации более магнезиальной магмы должны быть пироксены со слишком высоким mg#. Содержание Cr в ортопироксенах предполагает, что магма сходного состава внедрена повторно (с этим внедрением связывают формирование Нижней и Верхней Критических зон). Оценки масс баланса содержания Cr в Верхней Критической зоне и в нижней части Главной зоны, по мнению [8], опровергают предположение о смешении добавленной и остаточной магм. Новая порция магмы была плотнее, чем остаточная, и скорее «подтекала» под остаточную магму и вытесняла (замещала) ее, чем смешивалась с ней. По этой причине остаточная магма из Верхней Критической зоны была удалена (выдавлена) из камеры во вмещающие породы, возможно, в виде силлов.

Таким образом, тип магм с приблизительно 12 % MgO, 1000 ppm Cr и 180 ppm Sr, по мнению [8], может объяснить генезис Нижней и Критических зон. В то же время, по мнению того же автора, Главная и Верхняя зоны были сформированы за счет магмы дополнительного внедрения, отвечающие по химическому составу ферробазальтам (с 6 % MgO, 111 ppm Cr and 350 ppm Sr [8]) или кварцнормативному, обогащенному железом толеиту.

Именно эти зоны (Главная и Верхняя) представляют для нас наибольший интерес, так как только верхняя часть разреза расслоенного массива Дюфек доступна для прямого изучения и сравнения с другими интрузивами.

Первое, что нужно отметить, — это сопоставимые размеры интрузивов, мощность их вертикальных разрезов, которая оценивается не менее чем

Таблица 2

Оценки магматических составов предполагаемых родительских магм для различных частей разреза расслоенного массива Бушвелд, предложенные разными авторами [8]

Типы магм	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	50,55	55,7	50,28	55,28	56,07	48,50	50,70	51,72	49,9	50,8	49,4	56,74	51,58	49,72
TiO ₂	0,66	0,36	0,82	0,40	0,34	0,75	0,41	0,19	0,68	0,39	0,9	0,36	0,46	0,81
Al ₂ O ₃	15,23	12,74	15,50	10,42	11,47	16,49	16,03	16,79	16,2	16,1	19,3	13,06	16,04	15,67
FeO (Т)	11,01	8,79	12,53	9,97	9,53	12,41	9,14	7,09	11,98	8,90	9,65	9,34	9,70	11,75
MnO	0,23	0,09	0,19	0,20	0,18	0,19	0,17	0,15	0,2	0,16	0,15	0,18	0,19	0,19
MgO	8,30	12,44	5,88	15,25	12,96	7,57	9,21	7,94	6,94	8,26	6,6	9,06	7,57	6,08
CaO	11,30	6,96	10,84	6,25	6,68	11,15	11,14	11,84	11,6	11,5	9,7	6,89	10,95	10,83
Na ₂ O	2,24	2,02	2,87	1,70	1,68	2,17	2,52	2,31	2,15	2,32	2,6	1,89	1,85	2,94
K ₂ O	0,19	1,03	0,27	1,01	0,80	0,14	0,23	0,24	0,15	0,2	0,36	1,12	0,34	0,25
P ₂ O ₅	0,12	0,09	0,08	0,07	0,18	0,08	0,02	0,09	0,05					
Cr	67	970	208	1351	1240	226	205	547	1,34	268	67	486	459	111
Sr	195	311	195	158	359	324	329	242	335	350				
Ni	292	105	476	295	93	162	126	169	135	77				
Zr	70	115	82	77	34	20	26	98	31	31				
Ba	439	245												
Rb	37	6	39	30	3	7	4	43	11	4				

Жирным шрифтом выделены 2, 4, 5 и 11 типы магм, которые, по мнению [8], могут объяснить генезис Нижней, Критической, Главной и Верхней зон.

1 – тонкозернистый габбронорит из восточного лимба; 2 – силл из Западного Бушвелда; предположительно родительская магма для пород Нижней зоны; 3 – силл из Восточного Бушвелда; предположительно родительская магма Главной зоны; 4–14 – предлагаемый родительский состав магмы: 4, 5 – для Нижней зоны, 6 – для Критической зоны, 7 – для Верхней Критической, 8 – для Главной зоны, 9 – для нижней части разреза Критической зоны, 10 – для верхней части разреза Критической зоны, 11 – для Главной зоны, 12 – для Нижней и Критической зон, 13 – для Главной зоны, 14 – для пироксенитового маркера.

в 7 км, общая последовательность формирования кумулатов в верхних частях разрезов интрузивов: авгит + бронзит + плагиоклаз → авгит + инвертированный пижонит + плагиоклаз → ферроавгит + инвертированный пижонит + плагиоклаз → оливин (фаялит) + ферроавгит ± гиперстен, а также условия кристаллизации (давления порядка 4,0–5,0 кбар). Кроме того, Главная и Верхняя зоны массива Бушвельд соизмеримы по мощности с породами, слагающими хр. Форрестал, и составляют не менее 3500 м. Такое сходство допускает и сходную модель формирования расслоенных интрузивов Дюфек и Бушвельд.

Предполагается, что расслоенный комплекс Бушвельд сформирован за счет магм, отвечающих по составу высокомагнезиальной магме и магме ферробазальтового состава [8]. Главная и Верхняя зоны массива Бушвельд соизмеримы по мощности с породами, сложенными образованиями хр. Форрестал, и имеют одинаковый набор кумулятивных пород. Интрузив Дюфек также формировался в процессе неоднократного внедрения магм, о чем свидетельствуют данные химизма минералов и изотопные исследования (вариации стронциевых отношений). По химическому составу эти магмы могли быть близки к магмам марианит-бонинитового ряда или высокомагнезиальным андезитобазальтам, о чем свидетельствует состав кумулатов в низах изученного разреза (типоморфными для магм этого состава, как отмечалось, являются ортопироксенсодержащие кумулаты), и к магме ферробазальтового состава, сформировавшей верхи разреза интрузии (габбро Саратога), для которых типичными становятся титано-магнетитовые габбронориты, магнетитовые породы, фаялитовое габбро.

Цикличность, или ритмичность, (выделяется 9 циклов), отмеченная в Верхней зоне интрузии Бушвельд, авторы [24] связывают с изменением плотности магмы из-за кристаллизации магнетита. Они отмечают, что цикличность наблюдается для крупнейшего стратифицированного магматического слоя мощностью более 2 км, площадью не менее 65 000 км², и если при формировании Главной зоны магма характеризовалась стабильной плотностной характеристикой, то, как только начал кристаллизоваться магнетит, плотность магмы понижалась, что приводило к периодической инверсии плотности, смешению с вышележащим слоем магмы и формированию минералогических изменений, связанных с перерывами между фракционными циклами. Близкая по смыслу схема формирования пород расслоенной серии рассматривается и для некоторых частей вертикального разреза интрузии Дюфек, предполагающая «подныривание» более плотных слоев магмы под менее плотные в процессе, например, прерывистой конвекции. Однако для габбро Саратога (верхняя часть изученного разреза) цикличность объясняется внедрением дополнительных порций магмы.

Модельное представление о формировании расслоенного интрузива Дюфек в общих чертах может оказаться сходным с модельным представлением формирования расслоенного комплекса Бушвельд, касающимся по крайней мере двух вопросов: многофазности интрузий и состава магм, сформировавших расслоенные комплексы.

Выводы. 1. Интрузив Дюфек сформирован за счет магмы марианит-бонинитового ряда (высокомагнезиальными андезитобазальтами) и ферробазальтовой

по составу магмы. Породы *Главной* и *Верхней зон* (*Бушвельд*) эволюционируют от габброноритов у пироксенитового маркирующего горизонта до магнетит-ильменит-апатит-фаялитового ферродiorита у кровли мафитового комплекса. Породы *группы Саратога* формируют ряд *авгит + бронзит + плагиоклаз* → *авгит + инвертированный пижонит + плагиоклаз* → *ферроавгит + инвертированный пижонит + плагиоклаз* → *ферроавгит + плагиоклаз*. Такая последовательность кристаллизации минералов согласуется с изменением железистости пород в интрузиве. Оливин обнаружен в верхах габбро Саратога и представлен высокожелезистой разновидностью (Fa₉₅) в ассоциации с лабрадором, ферроавгитом, магнетитом и кумулятивным апатитом.

2. Породы хр. Форрестал, геологический разрез которого завершается гранофирами, представляют собой верхнюю часть многофазного расслоенного массива. Общая мощность вертикального разреза интрузии не менее 7 км.

3. Схема «эпизодического осаждения» плагиоклаза согласуется с представлениями о прерывистой конвекции, которая, с одной стороны, может привести к инверсии состава минералов (например, состава плагиоклазов), а с другой — не требует для объяснения указанного явления внедрения дополнительных порций магмы. Этот механизм мог реализоваться при формировании расслоенной серии, обнаженной в горах Дюфек. Так, между нижними и верхними габбро разреза горного массива Дюфек фиксируется слабая вариация ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (~ 0,709), что не предполагает внедрения дополнительных порций магм.

Представления о механизме формирования циклов *Верхней зоны* (*Бушвельд*) близки по смыслу к схеме формирования части пород расслоенной серии интрузии Дюфек, предполагающей «подныривание» более плотных слоев магмы под менее плотные, например при прерывистой конвекции.

4. Расчетные начальные значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr увеличиваются вверх по разрезу интрузива от 0,7083 до 0,7121 и указывают на степень «загрязнения» коровой составляющей. Наряду с реверсивностью трендов химического состава минералов, разворот начального ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения в сторону уменьшения, вероятно, отражает событие, связанное с внедрением новой магмы в часть разреза интрузива на отметке ниже кровли интрузии 1000 м (разрез хр. Форрестал). В ряде образцов начальные значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для пироксенов и/или плагиоклазов и апатита отличаются и отражают отсутствие изотопного равновесия между кумулятивными и интеркумулятивными минеральными фазами.

1. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. — М.: Наука, 2000. — 365 с.

2. Бычкова Я.В., Коптев-Дворников Е.В. Ритмическая расслоенность кивакского типа: геология, петрография, петрохимия, гипотеза формирования // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. — С. 281–302.

3. Семенов В.С., Михайлов В.М., Коптев-Дворников Е.В. и др. Расслоенные интрузии юрского периода (Антарктида) // Петрология. 2014. № 6. — С. 592–619.

4. Aughenbaugh N.B. Preliminary report on the geology of the Dufek Massif // IGY World Data Center A, Glaciology, Glaciol. Rept. — 1961. Vol. 4. — P. 155–193.

5. Behrendt J.C., Henderson J.R., Laurent Meister, Rambo W.L. Geophysical investigations of the Pensacola Mountains and adjacent glacierized areas of Antarctica // U.S. Geological Survey Professional Paper. 1974. Vol. 844. — 28 p.
6. Bottinga Y., Weill D.F. Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components // Amer. J. of Sci. 1970. Vol. 269. — P. 169–182.
7. Brandeis G., Jaupart C. On the interaction between convection in cooling magma chambers // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. Vol. 77. — P. 345–361.
8. Cawthorn R. Grant. Cr and Sr: keys to parental magmas and processes in the Bushveld Complex, South Africa // Lithos. 2007. Vol. 95. — P. 381–398.
9. Drinkwater J.L., Ford A.B., Czamanske G.K. Study of sulphide mineral distribution in the Dufek intrusion // Antarctic J. of the United States. 1985. Vol. 20. No 5. — P. 50–51.
10. Irvine T.N. Density current structure and magmatic sedimentation // Carnegie Institution of Washington Yearbook. 1978. Vol. 77. P. 717–725.
11. Ferris J.K., Storey B.C., Vaughan A.P.M. et al. The Dufek and Forrester intrusions, Antarctica: a centre for Ferrar large igneous province dike emplacement // Geophys. Res. Lett. 2003. Vol. 30. No 6. — P. 81–84.
12. Fleming T.H., Heimann A., Foland K.A., Elliot D.H. 40Ar/39Ar geochronology of Ferrar Dolerite sills from the Transantarctic Mountains, Antarctica: implications for the age and origin of the Ferrar Magmatic province // Geol. Soc. of Amer. Bull. 1997. Vol. 109. — P. 533–546.
13. Ford A.B., Abel K.D., Himmelberg A.B. Petrologic studies of Dufek intrusion: Plagioclase variation. — California: U.S. Geol. Survey Menlo Park, 1991. No 94025. — P. 15–31.
14. Ford A.B., Himmelberg G.R. Geology and Crystallization of the Dufek Intrusion // The Geology of Antarctica / Ed. R.J. Tingey. — Oxford Univ. Press, 1991. — P. 175–214.
15. Ford A.B. The Dufek intrusion of Antarctica // Mineral Resources Potential of Antarctica: Antarctic Res. Series / Eds. J.F. Spletstoesser and G.A.M. Dreschhoff. — Washington, DC. 1990. Vol. 51. — P. 15–32.
16. Ford A.B. Stratigraphy of the layered gabbroic Dufek intrusion, Antarctica // USGS Bull. 1976. 1405-D. — 36 p.
17. Ford A.B. Geologic map of the Davis Valley quadrangle: USGS Antarctic Geologic Map A-10; scale 1 : 250,000. 1978.
18. Himmelberg G.R., Ford A.B. Composite inclusion of olivine gabbro and calc-silicate rock in the Dufek Intrusion, a possible fragment of a concealed contact zone. — California: U.S. Geol. Survey Menlo Park, 1983. — P. 219–243.
19. Grimes C.B., Cheadle M.J., Gee J.S. et al. The Role of Magma Replenishment in the Construction of the Lower 500 m of the Layered Mafic Dufek Intrusion, Antarctica // AGU Fall Meeting Abstracts. 2008. Vol. 13. — P. 2134.
20. Kistler R.W., White L.D., Ford A.B. Strontium and Oxygen Isotopic Data and Age for the Dufek intrusion, Antarctica // U.S. Geol. Survey Open File Report. 2000. — P. 133.
21. Minor D.R., Mukasa S.B. Zircon U-Pb and hornblende 40Ar-39Ar ages for the Dufek layered mafic intrusion, Antarctica: Implications for the age of the Ferrar large igneous province // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1997. Vol. 61. Iss. 12. — P. 2497–2504.
22. Mukasa S.D., Andronikov A.V. Nd, Sr and Pd isotopic and trace element data support a subduction origin for the Dufek layered mafic intrusion, Antarctica // Abstracts of 10th Goldschmidt Conference. Copenhagen, 1998. — P. 132.
23. Riley T.R., Knight K.B. Age of pre-break-up Gondwana magmatism: a review // Antarctic Sci. 2001. Vol. 13. — P. 99–110.
24. Tegner C., Cawthorn R.G., Kruger F.J. 2006. Cyclicity in the Main and Upper Zones of the Bushveld Complex, South Africa: Crystallization from a Zoned Magma Sheet // J. of Petrology. Vol. 47. No 11. — P. 2257–2279.
25. Walker P.T. Study of some rocks and minerals from the Dufek Massif, Antarctica // IGY World Data Center A, Glaciol. Rept. — 1961. No 4. — P. 195–213.
1. Ariskin A.A., Barmina G.S. Modelirovanie fazovykh ravnovesii pri kristallizatsii magm [Simulation of Phase Equilibria during Basaltic Magma Crystallization]. Moscow: Nauka. 2000. 365 p.
2. Bychkova Ya.V., Koptev-Dvornikov E.V. Rhythmic layering of the Kivakka type: geology, petrography, petrochemistry, and a hypothesis for its forming. *Petrologiya*. 2004. Vol. 12. No 3, pp. 244–264. (In Russian).
3. Semenov V.S., Mikhailov V.M., Koptev-Dvornikov E.V. et al. Layered Jurassic Intrusions in Antarctica. *Petrologiya*. 2014. Vol. 22. No 6, pp. 547–573. (In Russian).
4. Aughenbaugh, N.B. 1961: Preliminary report on the geology of the Dufek Massif. *IGY World Data Center A, Glaciology Rept*, vol. 4, 155–193.
5. Behrendt, J.C., Henderson, J.R., Laurent Meister, Rambo, W.L. 1974: Geophysical investigations of the Pensacola Mountains and adjacent glacierized areas of Antarctica. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, vol. 844, 28.
6. Bottinga, Y., Weill, D.F. 1970: Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. *American Journal of Science*, vol. 269, 169–182.
7. Brandeis, G., Jaupart, C. 1986: On the interaction between convection in cooling magma chambers. *Earth Planetary Science Letters*, vol. 77, 345–361.
8. Cawthorn, R. Grant. 2007: Cr and Sr: keys to parental magmas and processes in the Bushveld Complex, South Africa. *Lithos*, vol. 95, 381–398.
9. Drinkwater, J.L., Ford, A.B., Czamanske, G.K. 1985: Study of sulphide mineral distribution in the Dufek intrusion. *Antarctic Journal of the United States*, vol. 20, 5, 50–51.
10. Irvine, T.N. 1978: Density current structure and magmatic sedimentation. *Carnegie Institution of Washington Yearbook*, vol. 77, 717–725.
11. Ferris, J.K., Storey, B.C., Vaughan, A.P.M. et al. 2003: The Dufek and Forrester intrusions, Antarctica: a centre for Ferrar large igneous province dike emplacement. *Geophysical Research Letters*, vol. 30, 6, 81–84.
12. Fleming, T.H., Heimann, A., Foland, K.A., Elliot, D.H. 1997: 40Ar/39Ar geochronology of Ferrar Dolerite sills from the Transantarctic Mountains, Antarctica: implications for the age and origin of the Ferrar Magmatic province. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 109, 533–546.
13. Ford, A.B., Abel, K.D., Himmelberg, A.B. 1991: Petrologic studies of Dufek intrusion: Plagioclase variation. *California: U.S. Geol. Survey Menlo Park*, 94025, 15–31.
14. Ford, A.B., Himmelberg, G.R. 1991: Geology and Crystallization of the Dufek Intrusion In Tingey, R.J. (ed.): *The Geology of Antarctica*. Oxford Univ. Press, 175–214.
15. Ford, A.B. 1990: The Dufek intrusion of Antarctica In Spletstoesser, J.F. and M. Dreschhoff, G.A. (eds.): *Mineral Resources Potential of Antarctica: Antarctic Res. Series Washington, DC*, vol. 51, 15–32.
16. Ford, A.B. 1976: Stratigraphy of the layered gabbroic Dufek intrusion, Antarctica. *USGS Bulletin*. 1405-D. 36.
17. Ford, A.B. et al. 1978: Geologic map of the Davis Valley quadrangle: USGS Antarctic Geologic Map A-10; scale 1 : 250,000.
18. Himmelberg, G.R., Ford, A.B. 1983: Composite inclusion of olivine gabbro and calc-silicate rock in the Dufek Intrusion, a possible fragment of a concealed contact zone. *U.S. Geological Survey Menlo Park, California*, 219–243.
19. Grimes, C.B., Cheadle, M.J., Gee, J.S. et al. 2008: The Role of Magma Replenishment in the Construction of the Lower 500 m of the Layered Mafic Dufek Intrusion, Antarctica. *American Geophysical Union Fall Meeting Abstracts*, vol. 13, 2134.
20. Kistler, R.W., White, L.D., Ford, A.B. 2000: Strontium and Oxygen Isotopic Data and Age for the Dufek intrusion, Antarctica. *U.S. Geological Survey Open File Report*, 133.
21. Minor, D.R., Mukasa, S.B. 1997: Zircon U-Pb and hornblende 40Ar-39Ar ages for the Dufek layered mafic intrusion, Antarctica: Implications for the age of the Ferrar large igneous province. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 61, 2497–2504.

22. Mukasa, S.D., Andronikov, A.V. 1998: Nd, Sr and Pd isotopic and trace element data support a subduction origin for the Dufek layered mafic intrusion, Antarctica. *Abstracts of 10th Goldschmidt Conference. Copenhagen*, 132.

23. Riley, T.R., Knight, K.B. 2001: Age of pre-break-up Gondwana magmatism: a review. *Antarctic Science*, vol. 13, 99–110.

24. Tegner, C., Cawthorn, R.G., Kruger, F.J. 2006: Cyclicity in the Main and Upper Zones of the Bushveld Complex, South Africa: Crystallization from a Zoned Magma Sheet. *Journal of Petrology*, vol. 47, 11, 2257–2279.

25. Walker, P.T. 1961: Study of some rocks and minerals from the Dufek Massif, Antarctica. *IGY World Data Center A, Glaciology Report*, vol. 4, 195–213.

Шулятин Олег Германович – канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ВНИИОкеангеология¹. <Oleg.shul@mail.ru>
Семенов Владимир Сергеевич – канд. геол.-минер. наук, ст. науч. сотрудник, ИГГД РАН². <svs77@rambler.ru>

Форд Артур Б. – доктор естественных наук, пенсионер (Геологическая служба США). Ravenswood, Menlo Park, California, 94025, USA. <ABFord@aol.com>

Коптев-Дворников Евгений Владимирович – канд. геол.-минер. наук, ст. науч. сотрудник, МГУ. Ленинские горы, д. 1, Москва, ГСП-1, геологический факультет, 119991, Россия. <ekoptev@geol.msu.ru>

Михайлов Вячеслав Михайлович – вед. инженер, ВНИИОкеангеология. <slava.mvm@yandex.ru>

Семенов Сергей Владимирович – канд. геол.-минер. наук, науч. сотрудник. ИГГД РАН². <svs77@rambler.ru>

Shulyatin Oleg Germanovich – PhD, Leading Researcher employee, VNIIOkeangeologia¹. <Oleg.shul@mail.ru>

Semenov Vladimir Sergeevich – PhD, Senior Scientific, IGGD RAS². <svs77@rambler.ru>

Ford Artur B. – Retired (Geological Survey USA), PhD, Ravenswood, Menlo Park, California, 94025, USA. <ABFord@aol.com>

Koptev-Dvornikov Evgenii Vladimirovich – PhD, Senior Scientific, Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, 1 Leninskiye Gory, Moscow, GSP-1, 119991, Russia. <ekoptev@geol.msu.ru>

Mihaylov Vyacheslav Michailovich – Lead Engineer, VNIIOkeangeologia¹. <slava.mvm@yandex.ru>

Semenov Sergei Vladimirovich – PhD, Research Associate, IGGD RAS². <svs77@rambler.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. акад. И. С. Грамберга (ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга). Английский пр., д. 1, Санкт-Петербург, 190121, Россия.

All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean named after Igor Gramberg (VNIIOkeangeologia named after I. S. Gramberg), 1 Angliyskiy avenue, St. Petersburg, 190121, Russia.

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия.

Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences (IPGG RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia.