

X Рабочее совещание Russian Ridge'2017

Санкт-Петербург
1–2 июня 2017 года

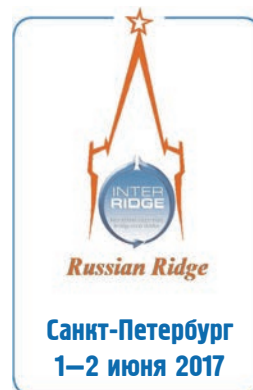
Тема совещания:

**Срединно-океанические хребты:
новые данные о геологическом
строении, рудоносности и экологии
гидротермальных систем**



X Russian Ridge Workshop
1–2 June, 2017
St. Petersburg, VNIIOkeangeologia

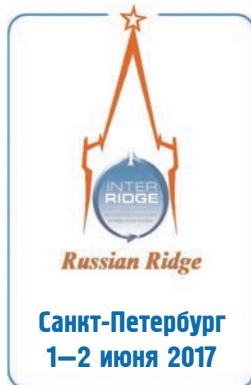
Программа совещания



1 июня

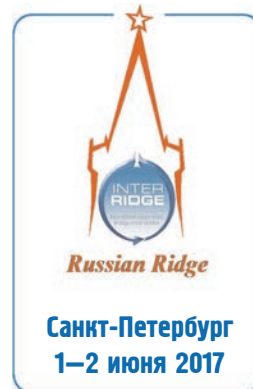
Конференц-зал ВНИИОкеангеология

- 9:30 Каминский В. Д. (ВНИИОкеангеология)
Приветствие
- 9:30—9:50 Черкашёв Г. А. (ВНИИОкеангеология)
Вступительная лекция
- 9:50—10:10 Силантьев С. А. (ГЕОХИ РАН) **Отчет национального корреспондента России в InterRidge**
- 10:10—10:30 Силантьев С. А., Кубракова И. В., Тютюнник О. А. (ГЕОХИ РАН)
Геохимия сидерофильных и халькофильных элементов в абиссальных перидотитах как отражение взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов в срединно-океанических хребтах
- 10:30—10:50 Базылев Б. А., Бычкова Я. В. (ГЕОХИ РАН, МГУ) **Оценки содержания захваченного расплава и его состава в дунитах Срединно-Атлантического хребта**
- 10:50—11:10 **Кофе**
- 11:10—11:30 Перцев А. Н., Жиличева О. М. (ИГЕМ РАН) **Химическая неоднородность циркона в породах внутренних океанических комплексов**
- 11:30—11:50 Шишкина Т. А., Портнягин М. В., Мигдисова Н. А., Суцневская Н. М. (ГЕОХИ РАН) **Систематика халькофильных элементов в толеитах различных сегментов района тройного сочленения Буве (Южная Атлантика)**
- 11:50—12:10 Суцневская Н. М., Меланхолина Е. Н., Беляцкий Б. В. (ГЕОХИ РАН, ГИН РАН, ВСЕГЕИ) **Роль мезозойского плюма Тристан в возникновении, эволюции и геохимической специфике подводных поднятий Южной Атлантики**
- 12:10—12:30 Мигдисова Н. А., Буйкин А. И., Шишкина Т. А. (ГЕОХИ РАН) **Гетерогенность первичных расплавов района тройного сочленения Буве по результатам исследований летучих компонентов**

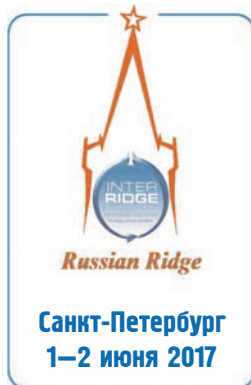


- 12:30—14:00 **Обед**
- 14:00—14:20 *Соколов С. Ю., Силантьев С. А.* (ГИН РАН, ГЕОХИ РАН) **Анализ характера распределения геохимических параметров перидотитов САХ вдоль его оси и положения подошвы сейсмотомографической аномалии**
- 14:20—14:40 *Буйкин А. И., Силантьев С. А., Нопп J., Trieloff M.* (ГЕОХИ РАН, Гейдельбергский университет, Германия) **Благородные газы и главные летучие в закалочных корках базальтов Срединно-Атлантического хребта в районе 20°—22°30' с. ш.**
- 14:40—15:00 *Грязнова А. С., Силантьев С. А., Бельтенёв В. Е.* (ГЕОХИ РАН, МГУ, ПМГРЭ) **Петрография и петрохимия пород фундамента САХ на 17°30'—17°35' с. ш., собранных в 37-м рейсе НИС «Профессор Логачёв»**
- 15:00—15:20 *Краснова Е. А., Силантьев С. А., Портнягин М. В., Ермаков Я. Ю., Вернер Р., Хёрнле К.* (ГЕОХИ РАН, МГУ, GEOMAR) **Природа ультраосновных ксенолитов впадины Ингенстрем, северо-запад Тихого океана: вещество мантийного клина или древней литосферы Тихоокеанской плиты?**
- 15:20—15:40 **Кофе**
- 15:40—16:00 *Шарков Е. В.* (ИГЕМ РАН) **Сходства и различия нижней коры океанов и задуговых морей: свидетельства по впадине Маркова (Срединно-Атлантический хребет) и Войкарской офиолитовой ассоциации (Полярный Урал)**
- 16:00—16:20 *Леднева Г. В., Базылев Б. А., Кузьмин Д. В.* (ГИН РАН, ГЕОХИ РАН, ИГМ СО РАН) **Расслоенный дунит-троктолит-габбровый комплекс офиолитов Куюльского террейна (Корякское нагорье, Россия): сопоставление с плутоническими породами центров океанического и задугового спрединга**
- 16:20—16:40 *Пискарев А. Л., Павлов С. П., Савин В. А., Элькина Д. В.* (ВНИИ-Океангеология) **Строение хребта Гаккеля в зоне перехода от Евразийского бассейна к континентальному склону моря Лаптевых**
- 16:40—17:00 *Артемяева Д. Е., Гусев Е. А., Виноградов В. А.* (ВНИИОкеангеология) **Новые данные о строении рифтовой долины и рифтовых гор прилаптевоморской части хребта Гаккеля**
- 17:00—17:20 *Сухих Е. А., Капустина М. В.* (ГИН РАН, АО ИО РАН) **Деформационные процессы в осадочном чехле трансформного разлома Вернадского (7°44' N) в области примыкания к оси САХ (по данным акустического профилирования в 33-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов», АО ИО РАН, 2016)**
- 17:20 *Фирстова А. В.* (ВНИИОкеангеология) **Информационное сообщение об изучении первого глубоководного сульфидного месторождения Сольвара-1 (по материалам сотрудничества с компанией Nautilus Minerals)**

2 июня
Конференц-зал ВНИИОкеангеология



- 9:30—9:50 *Бельтенёв В. Е.* (ПМГРЭ) **Работы ПМГРЭ и ВНИИОкеангеология на ГПС в приэкваториальной зоне САХ (1985—2016): обзор основных результатов**
- 9:50—10:10 *Андреев С. И., Бабаева С. Ф., Казакова В. Е., Романова Л. Н.* (ВНИИОкеангеология) **Особенности геолого-тектонического строения и рудогенеза в пределах РРР-ГПС (САХ)**
- 10:10—10:30 *Бабаева С. Ф., Кондратенко А. В., Андреев С. И., Добрецова И. Г., Суханова А. А.* (ВНИИОкеангеология, ПМГРЭ, Горный университет) **Влияние изменчивости вещественного состава и физических свойств на оценку ресурсного потенциала океанических сульфидных руд**
- 10:30—10:50 *Габлина И. Ф.* (ГИН РАН) **Морфогенетические типы сульфидных руд в Российском разведочном районе САХ**
- 10:50—11:10 **Кофе**
- 11:10—11:30 *Добрецова И. Д.* (ПМГРЭ) **Результаты, полученные в рейсе № 2 ОС «Янтарь» в пределах Российского разведочного района 17°—18° с. ш. (САХ)**
- 11:30—11:50 *Ампиева Е. Е., Иванов В. Н., Бельтенёв В. Е., Крупская В. В., Ковальчук Е. В., Чернов М. С., Булыгина Л. Г.* (ИГЕМ РАН, ПМГРЭ, МГУ) **Железистые корки гидротермальных сульфидных полей северной части Срединно-Атлантического хребта**
- 11:50—12:10 *Мурзина Р. Р., Перцев А. Н.* (ИГЕМ РАН) **Мантйные перидотиты, тектонически вскрытые в Срединно-Атлантическом хребте в широтном интервале 17°—17°10' с. ш.**
- 12:10—12:30 *Сколотнев С. Г.* (ГИН РАН) **Тектонические условия формирования магматического комплекса горы Пейве в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта (Центральная Атлантика)**
- 12:30—14:00 **Обед**
- 14:00—14:20 *Дубинин Е. П., Грохольский А. Л., Агранов Г. Д.* (МГУ) **Влияние термических аномалий на структурообразующие деформации Юго-Восточного Индийского хребта (по результатам физического моделирования)**
- 14:20—14:40 *Сергеева В. М., Агранов Г. Д., Лейченко Г. Л., Дубинин Е. П., Грохольский А. Л.* (ВНИИОкеангеология, МГУ, СПбГУ) **Ранний этап океанического раскрытия между Австралией и Антарктидой и формирование рельефа дна в условиях ультрамедленного спрединга**



14:40—15:00 *Артамонов А. В., Добролюбова К. О., Турко Н. Н., Абрамова А. С.* (ГИН РАН) **Соотношение спрединговых и внутриплитных тектоно-магматических структур на океаническом дне в центральной части Индийского океана**

15:00—15:20 *Добролюбова К. О., Соколов С. Ю., Абрамова А. С.* (ГИН РАН) **Эволюция клиновидных спрединговых бассейнов, формирующихся на океанической литосфере, по данным аномально-го магнитного поля**

15:20—15:40 **Кофе**

15:40—16:00 *Веричев С.* (AllSeas, Голландия) **Yme decommissioning: a first single-lift topsides removal project done by Pioneering Spirit**

16:00—16:20 *Судариков С. М.* (Горный университет, ВНИИОкеангеология) **Состав гидротермальных взвесей в зонах разгрузки «черных курильщиков» как индикатор условий формирования рудоносных растворов**

16:20—16:40 *Ермакова Л. А., Черкашёв Г. А.* (ВНИИОкеангеология) **Международно-правовое регулирование охраны окружающей среды при освоении океанских сульфидных руд: тенденции и перспективы**

16:40—17:00 *Гебрук А. В.* (ИО РАН) **Проблемы охраны окружающей среды при добыче глубоководных полиметаллических сульфидных руд**

17:00—17:20 *Крылова Е. М.* (ИО РАН) **Двустворчатые моллюски плиокардиины (*Bivalvia: Vesicomidae: Pliocardinae*) — индикаторы углеводородных и гидротермальных выходов**

17:20 *Галкин С. В.* **Демонстрация видеофильма (массив Вулканологов и вулкан Пийпа)**

Ужин

Постерная сессия

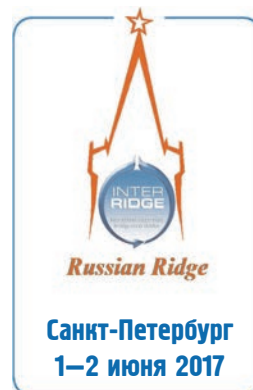
Ткачева Д. А., Суцеская Н. М., Лейченко Г. Л., Беляцкий Б. В., Brekke H., Черкашёв Г. А. (ВНИИОкеангеология, ГЕОХИ РАН, Институт наук о Земле СПбГУ, ВСЕГЕИ, Norwegian Petroleum Directorate) **Геохимические особенности и происхождение базальтов хребта Шака (Южная Атлантика)**

Петухов С., Колчина Н., Селезнев А., Попова Е., Фирстова А. (ВНИИОкеангеология) **Возможности оценки минеральных ресурсов ГПС на основе моделирования рудных тел (Micromine) и метода «Анализ диапазона ресурса» (Oracle Crystal Ball) (на примере рудного поля Победа-1)**

Галкин С. В., Виноградов Г. М., Михайлик П. Е., Ивин В. В., Гебрук А. В. (ИО РАН, ДВГИ ДВО РАН, ННЦМБ ДВО РАН) **Гидротермальная активность и донная фауна вулкана Пийпа**

Шулятин О. Г., Кременецкий А. А., Трухалев А. И. (ВНИИОкеангеология, ИМГРЭ) **О геологической предыстории Срединно-Атлантического хребта и области Центрально-Арктических поднятий Северного Ледовитого океана по изотопно-геохронологическим и геологическим данным**

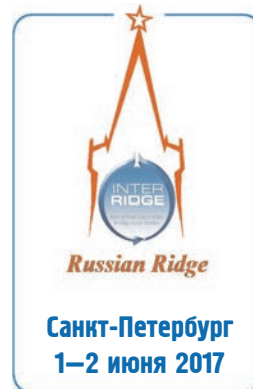
Трухалев А. И., Шулятин О. Г. (ВНИИОкеангеология) **История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана — свидетельства в пользу концепции расширяющейся земли**



СООТНОШЕНИЕ СПРЕДИНГОВЫХ И ВНУТРИПЛИТНЫХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СТРУКТУР НА ОКЕАНИЧЕСКОМ ДНЕ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Артамонов А. В., Добролюбова К. О., Турко Н. Н., Абрамова А. С.

ГИН РАН, Москва



Центральная часть Индийского океана представляет собой крайне сложный в морфологическом, тектоническом, геохимическом и геофизическом плане участок океанского дна. Здесь в районе $25^{\circ}30'$ ю. ш. и 70° в. д. расположено тройное сочленение Родригес (ТСР), где к Центрально-Индийскому хребту (ЦИХ) и Юго-Восточному Индийскому хребту (ЮВИХ) почти под прямым углом подходит ось спрединга Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ). К западу от ТСР между структурами ЦИХ и ЮЗИХ расположена Мадагаскарская котловина, ограниченная с северо-запада разломной зоной Маврикий, серией банок, относящихся к структурам Маскаренского хребта, и вулканическими островами Реюньон и Маврикий. С севера котловина граничит с субширотным хребтом Родригес (рис. 1а).

Абиссальные котловины относятся к еще очень слабо изученным структурным элементам дна океана. В ходе морских экспедиций они чаще всего исследуются лишь попутно. В 29-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (2012—2013 гг.) в Индийском океане сотрудниками Геологического института РАН была проведена съемка многолучевым эхолотом на проходных маршрутах между островом Маврикий и структурами ЮЗИХ. Субпараллельные галсы были спланированы со смещением порядка 5 миль, что позволило получить сплошную съемку части дна Мадагаскарской котловины в полосе шириной около 60 км и длиной около 580 км (рис. 1б). В пределах отснятого полигона выделяется несколько геоморфологических провинций.

В юго-восточной части полигона, на фланге ЮЗИХ, отмечено большое количество изолированных вулканических построек. Выявлены мелкие (1—2 км в диаметре) вулканы, более крупные постройки и кальдеры. Средняя глубина дна здесь составляет около 4500—4900 м, а высота отдельных построек превышает 2000 м. Северо-западнее расположена зона эшелонированных вытянутых блоковых поднятий и депрессий ЮЗ-СВ простирания, отделенная глубокой (свыше 5800 м) депрессией, которая, вероятно, является продолжением зоны разлома Мелвилл. Описанная зона отделена на СЗ широкой депрессией субширотного простирания от следующей зоны, в которой рельеф резко меняется. Узкие гряды СЗ-ЮВ простирания, группируясь, формируют вытянутые возвышенности, ориентация которых совпадает с направлением структурных линий на предыдущем участке. Средняя высота гряд составляет 300—400 м, при длине 25—30 км и ширине 3—5 км. Между возвышенностями расположены вытянутые в том же направлении депрессии. Средние глубины составляют 4700—

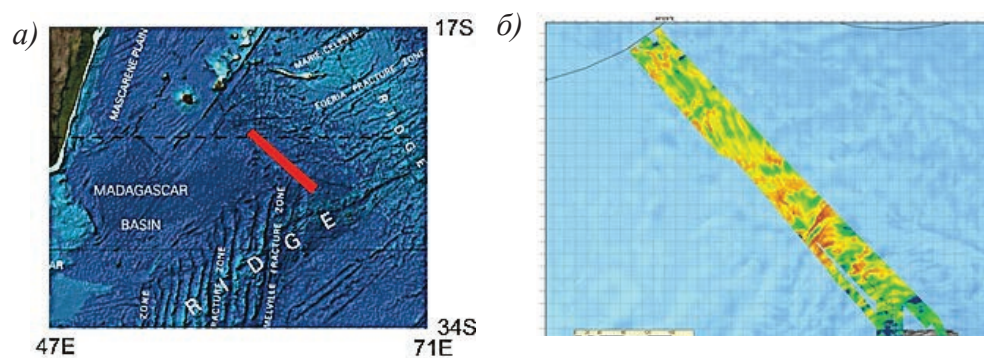
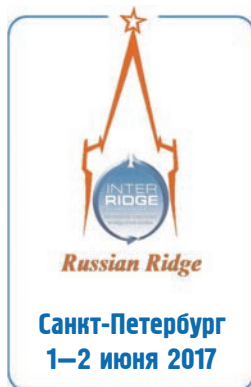


Рис. 1. Фрагмент Генеральной батиметрической карты океанов (GEBCO) с обозначением полигона, на котором была выполнена сплошная батиметрическая съемка (а); батиметрическая карта полигона (б)

5200 м. Глубина отдельных впадин превышает 5500 м. На северо-западном краю исследованного полигона на фоне глубин около 4900—5000 м отмечен грядово-блоковый рельеф СЗ-ЮВ простирания. Отдельные блоки возвышаются на 1500 м.

На батиметрической карте ГЕБКО хорошо видно широкое распространение разломных зон в пространстве котловины. Они фиксируются и в пределах полосы детальной батиметрической съемки. Наблюдаются как продолжения трансформных разломов ЦИХ и ЮЗИХ, так и разломы иных направлений. Есть основания предполагать, что образование хребта Родригес связано с вулканической активностью вдоль разлома субширотного простирания. Формирование хребта Родригес проходило в интервале от 8 до 11 млн лет назад. При этом систематическая возрастная прогрессия вулканизма вдоль хребта отсутствует [3]. На восточном его краю находится вулканический остров Родригес, сложенный оливиновыми базальтами возрастом 1,58—1,30 млн лет [3]. Эти факты достаточно трудно встраиваются в положения простой модели «горячих точек», которая обычно используется для объяснения образования внутриплитных океанических поднятий.

Именно эта гипотеза в настоящее время чаще всего применяется для объяснения механизма формирования островов Реюньон и Маврикий, также расположенных в данном районе, и сопряженного с ними Маскаренского хребта [3]. Остров Маврикий сложен вулканическими породами трех разновозрастных серий. Наиболее древние вулканы имеют возраст 7—8 млн лет. Возраст пород двух поздних вулканических стадий — 2—3,5 и 0,1—1 млн лет [3]. Подобная длительность вулканизма отличает остров Маврикий от островов Родригес и Реюньон. Остров Реюньон находится в 170 км от острова Маврикий. Вулканическая активность на нем продолжается последние 2 млн лет по настоящее время [3].

Если в отношении этих островов имеющиеся данные в целом укладываются в постулаты плюмовой модели, то особенности строения и магматизма Маскаренского хребта могут быть интерпретированы по-разному [2]. Одним из возможных вариантов интерпретации наблюдаемых фактов может быть связь вулканизма с разломными зонами [1].

Острова Маврикий и Реюньон, а также южная часть Маскаренского хребта расположены в пределах полосы океанского дна шириной ~350 км, ограниченной разломными зонами Вилшоу и Маврикий. Общее ЮЗ-СВ

простираение южной части Маскаренского хребта близко к простираению этих параллельных разломов. Разломная зона Маврикий вплотную при-мыкает к юго-восточной границе Маскаренского хребта. Эти структуры представляют собой, по-видимому, трансформные разломы более древней спрединговой системы, признаки которой фиксируются в пределах Мадагаскарской и Маскаренской котловин.

Таким образом, в пределах рассматриваемого района фиксируется широкое развитие разнообразных разломных зон, что отражает сложную кинематику движения плит, а также особенности его глубинного строения. Есть основания предполагать здесь причинно-следственную связь между разломами и образованием отдельных внутриплитных поднятий.

Работа выполнена в рамках темы «Опасные геологические процессы в Мировом океане: связь с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии и новейшими движениями в океане».

ЛИТЕРАТУРА

1. Артамонов А. В., Золотарев Б. П. Тектоника и магматизм внутриплитных океанических поднятий и гипотеза «горячих точек» // Геотектоника. 2008. № 1. С. 77—96.
2. Пилипенко А. И. Строение асейсмичных хребтов в зоне Маскаренско-Австралийского геотраверза (Индийский океан) // Геотектоника. 1994. № 6. С. 42—53.
3. Duncan R. A. The volcanic record of the Reunion hotspot. In Duncan R. A., Beckman J., Peterson L. C. et al. // Proc. ODP, Sci. Results., 115: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. P. 3—10.





INTERRELATION BETWEEN SEAFLOOR SPREADING STRUCTURES AND INTRAPLATE TECTONO-MAGMATIC STRUCTURES IN THE CENTRAL INDIAN OCEAN

Artamonov A. V., Dobrolyubova K. O., Turko N. N., Abramova A. S.

GIN RAS, Moscow

The central Indian Ocean seafloor is an extremely complex area in the morphological, tectonic, geochemical and geophysical sense. The Rodriguez Triple Junction (RTJ) located 25°30' S 70° E corresponds to junction area of the three spreading ridges: the Southwest Indian Ridge (SWIR) which joints at almost the right angle the Central Indian ridge (CIR) and the South-East Indian Ridge (SEIR). Between the structures of CIR and SWIR, to the west of RTJ is located Madagascar Basin. The basin is bounded from the northwest by the Mauritius Fracture Zone, by the series of rises of Mascarene Plateau, and volcanic islands (Reunion and Mauritius). To the north the Madagascar Basin is bounded by the sublatitudinal Rodriguez Ridge (Fig. 1A).

Abyssal basins belong to the very poorly studied structural elements of the ocean floor. During marine expeditions they are mostly surveyed on the way. During the 29th expedition of the R/V “Akademik Nikolaj Strakhov”(2012—2013) in the Indian Ocean (Geological Institute of the Russian Academy of Sciences) transit multibeam survey was carried out between the Mauritius Island and the SWIR structures. Sub-parallel lines were surveyed with the offset of about 5 miles, resulting in continuous survey of part of the seafloor within Madagascar Basin 60 km wide and about 580 km long (Fig. 1B). Within the surveyed polygon several geomorphological provinces are distinguished.

In the southeastern part of the surveyed area, on the flank of the SWIR, a large number of isolated volcanic structures were observed. Several small (1—2 km in diameter), medium volcanoes, and calderas have been identified. The average ocean depth here is about 4500—4900 m, and the height of individual volcanic structures is more than 2000 m. A zone of echeloned elongated rises and depressions oriented SW-NE is located to the northwest, separated by a deep depression (over 5800 m deep), which is probably continuation of the Melville Fracture Zone. The described zone is separated on the NW by a wide sublatitudinal depression from the next zone, where the character of the seafloor changes abruptly. The narrow NW-SE oriented ridges form elongated heights, the orientation of which coincides with the direction of the structural lines in the previous zone. The average height of the ridges is 300—400 m, with a length of 25—30 km and width of 3—5 km. The heights are separated by depressions of the same orientation. The average depth is 4700—5200 m. The depth of the individual depressions is more than 5500 m. The ridge-block relief of the NW-SE orientation was recorded at the NW edge of the survey area with a depth of about 4900—5000 m. Individual blocks rise up to 1500 m.

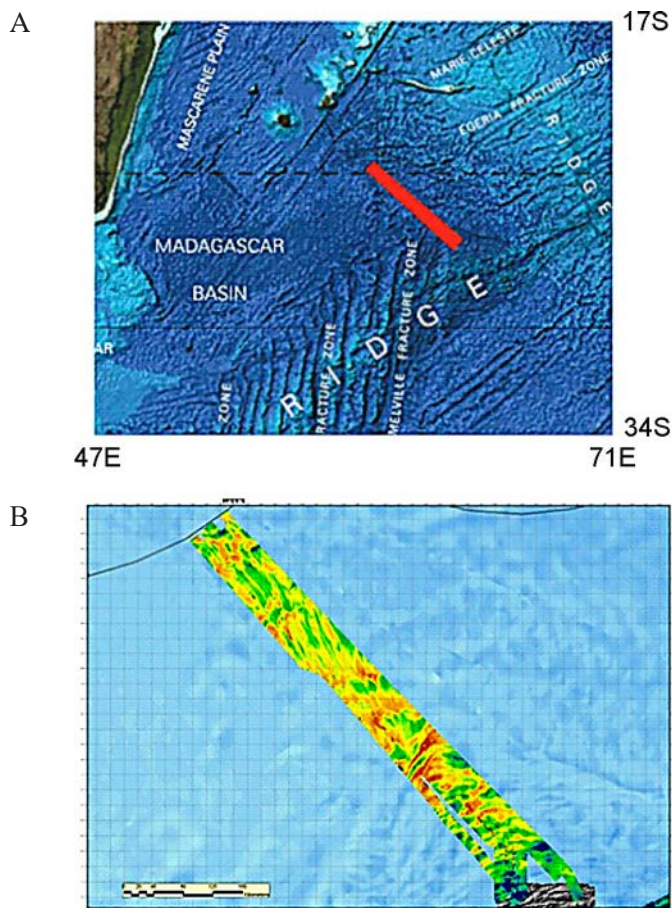
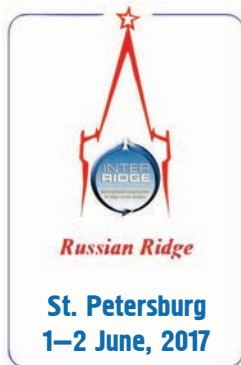


Fig. 1. (A) Fragment of the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO), red indicates the continuous multibeam survey area; (B) Bathymetric map of the surveyed area

The GEBCO map shows wide distribution of fault zones within the basin. They are observed within detailed bathymetric survey. The prolongation of the transform faults of the CIR and SWIR and faults of other directions are observed. There is a reason to suggest that the Rodriguez Ridge was formed due to volcanic activity along the sublatitudinal fracture zone. The Rodriguez Ridge was formed about 8 to 11 million years ago. There is no systematic age-related correlation of volcanism along the ridge [2]. The volcanic Rodriguez Island, located on the east most part of the ridge is composed of olivine basalts, aging 1.58—1.30 million years [2]. These facts hardly built into hotspot model postulates, which are used to explain the formation of intraplate rises.

This is the current hypothesis which is used to explain the mechanism of formation of the Reunion and Mauritius islands, as well as the associated Mascarene Plateau [2]. The Mauritius Island is composed of volcanic rocks of three different ages. The most ancient volcanic rocks are 7-8 million years old. The rocks of the two late volcanic stages are 2—3.5 and 0.1—1 million years old [2]. Such duration of volcanism distinguishes the Mauritius Island from the Rodriguez and Reunion islands. Reunion Island is located 170 km from the Mauritius Island. Volcanic activity on it continues for the last 2 million years up to the present [2].



Available data on the formation of these islands generally fits into the postulates of the plume model, on the other hand the structure and magmatism of the Mascarene Plateau can be interpreted in different ways [3]. We consider that possible interpretation of the observed facts lies in the relationship between volcanism and fracture zones [1].

The Mauritius and Reunion islands, as well as the southern part of the Mascarene Plateau, stretch for ~350 km, they are bounded by the Wilshaw and Mauritius fracture zones. The structures of the southern Mascarene Plateau and these parallel fracture zones have the same SW-NE orientation. The Mauritius Fracture Zone closely adjoins the southeastern edge of the Mascarene Plateau. Apparently these structures were transform faults of an older spreading system, the signs of which present within the Madagascar and Mascarene basins.

The studied area is distinguished by a variety of fracture zones, which reflects the complex plate kinematics, as well as characteristics of the deep geological structure. We suggest there is relationship between the fracture zoning and the formation of individual intraplate rises.

The study was done within the program “Geological hazards in the World Ocean: connection with the geodynamic state of the crust and upper mantle and neotectonic movements in the ocean”.

REFERENCES

1. Artamonov A. V., Zolotarev B. P. Tectonics and magmatism of intraplate oceanic rises and the hot-spots hypothesis // *Geotectonics*. 2008. No. 1. P. 77—96.
2. Duncan R. A. The volcanic record of the Reunion hotspot. In Duncan R. A., Beckman J., Peterson L. C., et al. // *Proc. ODP, Sci. Results.*, 115: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. P. 3—10.
3. Pilipenko A. I. Structure of aseismic ridges in the Mascarene-Australian geotraverse area (Indian Ocean) // *Geotektonics*. 1994. No. 6. P. 42—53.