

КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДВОДНОЙ ГОРЫ В ОСНОВАНИИ СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТА ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

© 2018 О.В. Левченко¹, Р.А. Ананьев¹, И.А. Веклич¹, А.Н. Иваненко¹,
Ю.Г. Маринова¹, Н.Н. Турко²

¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, 117997

²Геологический институт РАН, Москва, 119017

e-mail: olevses@mail.ru

Комплексными исследованиями (эхолотирование, сейсмопрофилирование, магнитометрия) в 42 рейсе НИС «Академик Борис Петров» (2017 г.) была исследована подводная гора в основании западного склона древнего северного сегмента Восточно-Индийского хребта в районе 0.5° с.ш. В результате выполненных исследований выявлены особенности морфологии, разломной тектоники и глубинного строения этой вулканической постройки. Восточно-Индийский хребет образован магматизмом плюма Кергелен на 50° ю.ш. в зоне гигантского меридионального разлома. Исследованная подводная гора образовалась намного севернее в результате двухэтапного магматизма в поперечном разломе ЮЗ-СВ простирания, что определило ее линейную форму. Сначала на первом этапе (68.5 млн лет назад) на 42° ю.ш. образовалась ее основная западная часть, а позже (50 млн лет назад) на 28° ю.ш. — восточная. Интервал времени между формированием основного массива Восточно-Индийского хребта и этапами последующего магматизма, образовавшего западную и восточную вершины горы, составляет около 9.5 и 28 млн лет соответственно.

Ключевые слова: Восточно-Индийский хребет, подводная гора, батиметрия, магнитное поле, аномалия.

ВВЕДЕНИЕ

Батиметрическими исследованиями в Мировом океане выявлено большое количество подводных гор, подавляющее количество которых образовалось на границах литосферных плит, где сосредоточено более 95% вулканической активности. Однако часть подводных гор образовалась вдали от этих границ. Для объяснения внутриплитного вулканизма потребовались механизмы и структуры, отличные от определяющих тектонику литосферных плит (спрединг, субдукция, трансформные разломы). Предположили, что внутриплитные подводные горы являются поверхностным следом «горячего» мантийного плюма, и поэтому они могут рассматриваться как окна в глубину Земли, помогающие объяснить различные глубинные процессы в литосфере (Koppers, Watts, 2010). Важнейшую информацию о составе и возрасте слагающих океанские структуры пород и в глобальном плане о химических и физических свойствах океанской литосферы получают в результате анализа поднятых при

драгировании и бурении образцов. Однако для внутриплитных подводных гор в Мировом океане подобные данные весьма ограничены. Поэтому для их изучения широко применяются различные геофизические методы.

В Индийском океане выявлено множество подводных гор разного возраста, образование которых нельзя объяснить единым механизмом (Iyer et al., 2012). Центральной структурой его восточной части является Восточно-Индийский хребет (ВИХ) (или Хребет 90 градуса в иностранной литературе), сформировавшийся согласно современной гипотезе «следа горячей точки» в результате дрейфа Индийской плиты над мантийным плюмом Кергелен (Krishna et al., 1999; 2012; Royer et al., 1991). Об этом по результатам 7 скважин глубоководного бурения свидетельствует закономерное увеличение возраста базальтов вдоль простирания хребта с юга на север от примерно 40 до 80 миллионов лет (Von der Borch et al., 1974; Weissel et al., 1991). В существующих эволюционных моделях по вопросу природы ВИХ, в целом есть некоторые расхождения за

исключением его древнего северного сегмента, образование которого единодушно связывают с внутриплитным вулканизмом в Индийской плите вдали от спредингового хребта (Royer et al., 1991; Krishna et al., 1999; 2012; Tiwari et al., 2003).

На основном массивном теле хребта по всему его простиранию отмечено множество подводных гор, в том числе к северу от экватора (Евсюков, 2003). Съёмки многолучевым эхолотом выявили их детальную морфологию в разных сегментах ВИХ (Левченко и др., 2014; Kopf et al., 2001; Sager et al., 2013). Вывод об относительно молодом возрасте двух подводных гор в южном сегменте ВИХ в районе 17° ю.ш., где они предположительно на 6 млн лет моложе прилегающих участков хребта, был сделан на основании геофизических данных исходя из геометрии рефлекторов на сейсмических профилях (Kopf et al., 2001). Попытки драгирования некоторых подводных гор в северном сегменте на своде ВИХ в рейсе KNOXRR НИС «Роджер Ревелл» в 2007 г. оказались неудачными (Левченко и др., 2010). Лишь на одном вулкане в нижней части западного склона ВИХ на 10° ю.ш. в 58 рейсе НИС «Витязь» в 1976 г. были драгированы базальты, которые по геохимическим признакам отличаются от типичных океанических толеитов и имеют возраст ~8 млн лет (Кашинцев, Левченко, 2009). Таким образом, в 160 милях севернее скв. 214, где абсолютный возраст базальтов определен в диапазоне 52.9–59.0 млн лет — поздний палеоцен–ранний эоцен (Royer et al., 1991), возможно существовал молодой, позднемиоценовый вулканизм, что, следуя этим авторам, нельзя объяснить в рамках модели образования ВИХ горячей точкой Кергелен и вообще с позиций плюмовой теории.

Представления о строении и природе ВИХ во многом основаны на результатах, полученных в регулярных рейсах Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН) в 70–80 гг. прошлого столетия (Геология..., 1981; Кашинцев, 2001). Зимой 2017 г. после длительного перерыва в 42 рейсе НИС «Академик Борис Петров» были возобновлены геолого-геофизические работы ИО РАН в Индийском океане. Одной из задач рейса было исследование подводных гор на Восточно-Индийском хребте. Одна из них была исследована на полигоне в районе 0.5° с.ш. и 88.8° в.д. (рис. 1а, 1б). Полигон расположен в северном сегменте ВИХ, морфологически представляющем собой серию эшелонированных массивов, предположительно тектонических блоков, на которые он разбит разломами ЮЗ–СВ простирания (Левченко и др., 2014). Комплекс исследований включал батиметрическую съёмку с судовым многолучевым эхолотом ATLAS HYDROSWEEP DS-2, высокоразрешающее сейсмоакустическое профилирование

с судовым параметрическим профилографом ATLAS PARASOUND DS-2 и гидромагнитную съёмку с магнитометром MPMG-4, являющимся оригинальной разработкой Лаборатории геофизических полей ИО РАН. Съёмка на полигоне проводилась на скорости 9 узлов одновременно тремя приборами (многолучевой эхолот, профилограф и магнитометр) на 7 профилях общей протяженностью около 120 км (рис. 1в). Цель данной статьи по геофизическим признакам предположить время и механизм формирования исследованной подводной горы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Батиметрия. Подводная гора находится в нижней части западного склона ВИХ, на глубине >4500 м. Ее относительная высота ~1400 м, минимальная отметка 3093 м (рис. 2а). Цоколь горы по изобате 4500 м имеет почти прямоугольную форму размером примерно 17×15 км. Его более длинные стороны имеют ЮЗ–СВ простирание (азимут ~53°), а более короткие — ЮВ–СЗ (азимут ~307°). Выше крутые склоны горы продолжают до глубины ~3300 м., где они резко выполаживаются. Вершинная выположенная поверхность горы с глубинами <3300 м размерами 7×4 км имеет овальную форму ЮЗ–СВ простирания (азимут ~53°). Однако два гребня ЮЮЗ–ССВ простирания (азимут ~25°) высотой 150–200 м создают более сложный двухвершинный рельеф этой выположенной поверхности (рис. 2б). Эти ЮЮЗ–ССВ простирания наблюдаются и глубже в виде отрогов в нижних частях склонов.

Общую форму горы, ее выположенную вершину и другие особенности рельефа хорошо иллюстрируют сейсмопрофили, пересекающие подводную гору (рис. 3). Морфология ее склонов достаточно сложная и неоднородная. Слабо расчлененная поверхность ее крутого (углы наклона от 20° до 30–34°) северо-западного склона имеет относительно простой рельеф (рис. 2в). Похожий рельеф характерен и для большей части других склонов подводной горы с углами наклона 18–25°. Исключение представляет юго-восточный склон горы, который характеризуется довольно сложным рельефом. Его выразительным элементом является четкая ступень прямоугольной формы, имеющей те же простирания, что и цоколь самой подводной горы. В верхней части на глубинах 3500–3550 м размеры ступени примерно 1.5×2 км, в ее центре здесь наблюдается небольшой конический холм. Восточный и западный склоны ступени имеют примерно такую же крутизну, что и другие склоны горы (до 20°), тогда как ее юго-западный склон более пологий с углами наклона <10°. На глубинах 3800–3900 м размеры ступени увеличиваются до 3×6 км. Здесь она отделяется

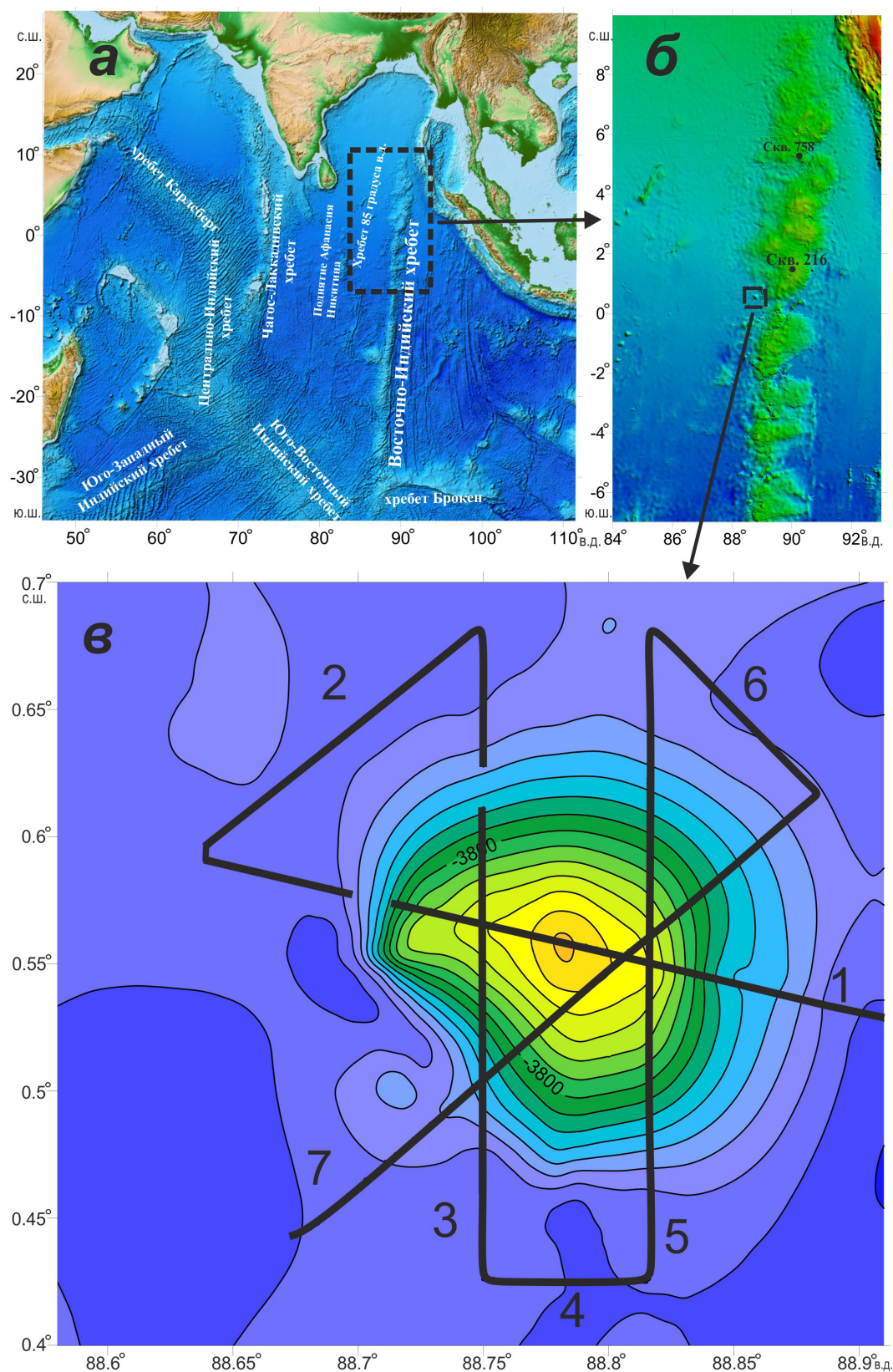


Рис. 1. Схема района исследований: главные морфоструктуры Индийского океана (а), основа карта GEBCO (2014); эшелонированная морфология северного сегмента Восточно-Индийского хребта (б); рельеф подводной горы с галсами геофизической съемки 42 рейса судна «Академик Борис Петров» (в). Цифрами обозначены профили съемки.

Fig. 1. Map of the study area: overview map of the Indian Ocean based satellite altimetry (GEBCO 2014) (a); the echelon morphology of the northern segment of the Ninety East Ridge (NER) (b); seamount relief with galses of geophysical survey of the 42nd cruise of RV «Academic Boris Petrov» (c). The numerals mark the survey profiles.

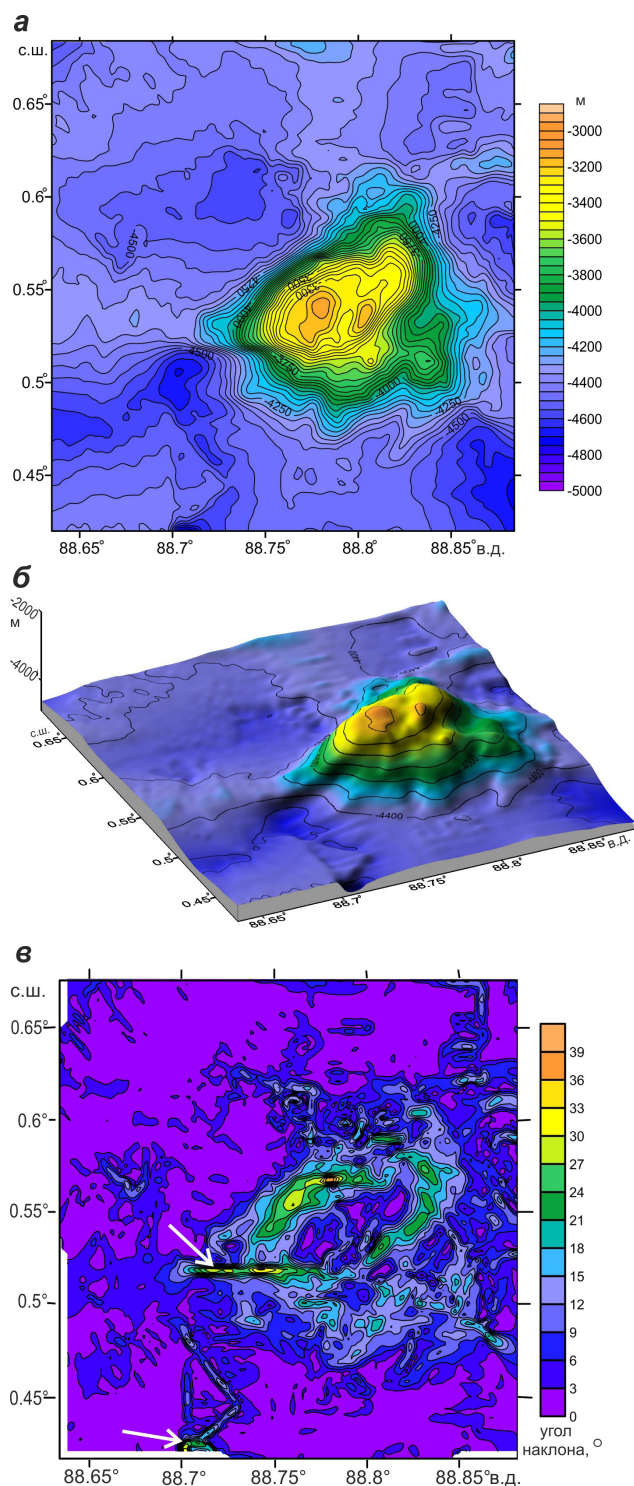


Рис. 2. Рельеф дна района работ: батиметрическая карта (а); объемное изображение исследуемой горы (б); карта углов наклона (в). Белыми стрелками указаны артефакты на краевых лучах.

Fig. 2. Bottom relief of the study area: bathymetric map (a); 3D image of the seamount (б); slope angle map (в). White arrows denote artifacts on the edge beams.

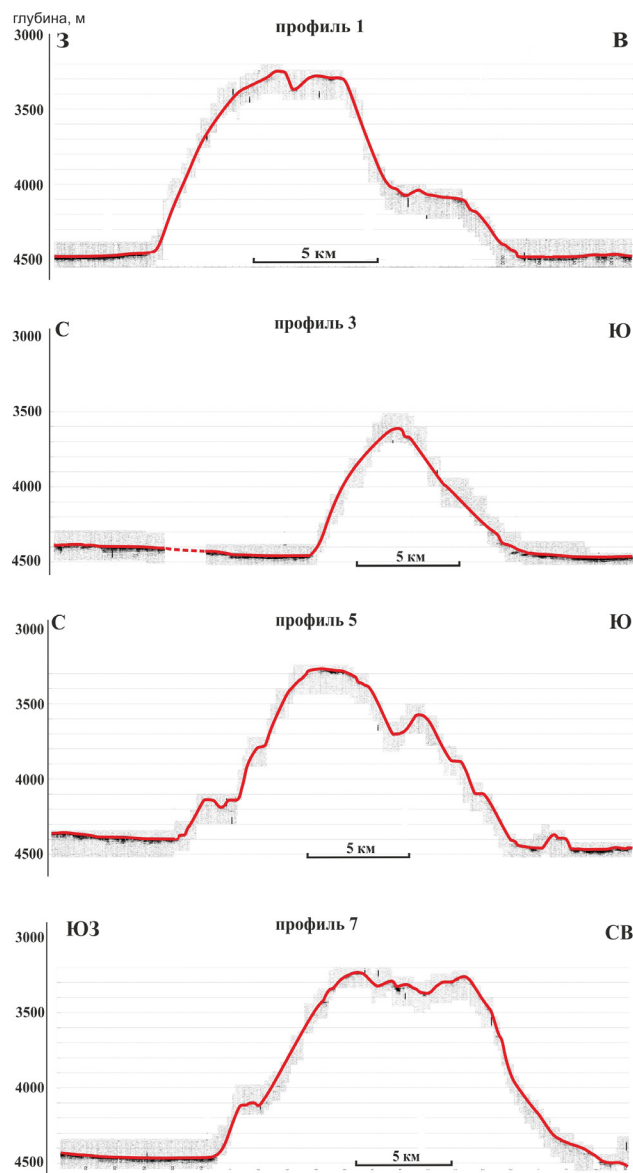


Рис. 3. Сейсмоакустические профили через подводную гору. Местоположение профилей показано на рис. 1в.

Fig. 3. Seismo-acoustic profiles across the seamount. The location of the profiles is shown in Fig. 1в.

широкой ложбиной ЮЮЗ–ССВ простирается от большого конического холма высотой свыше 150 м. Эта гора была выбрана по маршруту судна на карте GEBCO (GEBCO, 2014). Выполненная батиметрическая съемка существенно уточнила ее морфологию (рис. 1в, 2а).

Морфоструктурный анализ построенной батиметрической карты подводной горы (рис. 2а), в рельефе дна которой прослеживается несколько четких морфологических трендов, по-видимому, тектонической природы, позволяет выявить

основные разломы (рис. 4б). Прямоугольные формы подводной горы позволяют предположить, что на формирование ее современной морфологии повлияли также тектонические факторы, а именно существовавшие зоны разломов. Наиболее четким являются тренды ЮЗ–СВ простираения, которые проявляются в рельефе подводной горы и прилегающего участка ВХ. Они согласуются с простираением

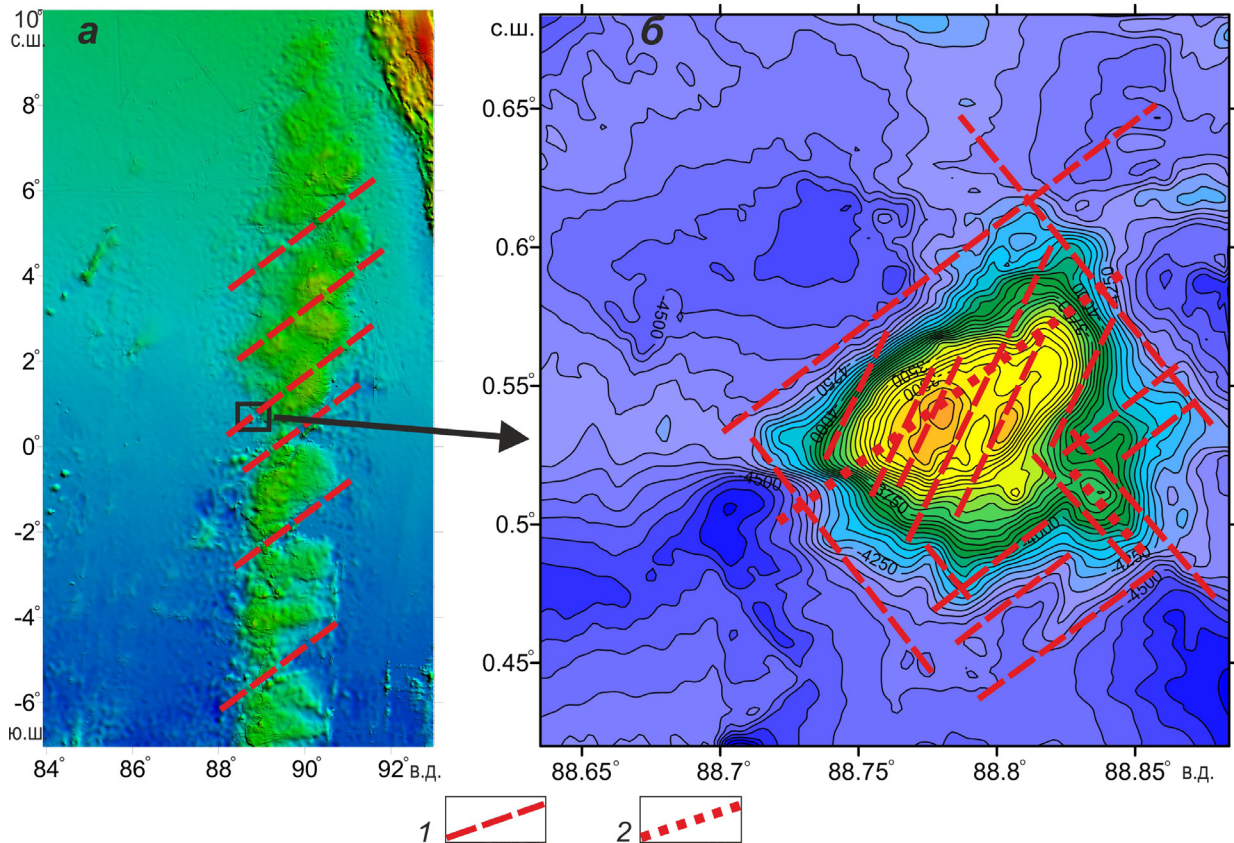


Рис. 4. Предполагаемые тектонические нарушения: на северном сегменте ВИХ (Левченко и др., 2014) (а); на полигоне (б): 1 — выделенные по геоморфологическим признакам; 2 — магмогенерирующие (?) разломы.

Fig. 4. Supposed tectonic faults in the northern part of NER (Levchenko, et al., 2014) (а); on the study area (б): 1 — determined by geomorphological features; 2 — magma-generating(?) faults.

структур, определяющих специфическую эшелонированную морфологию северного сегмента хребта (Левченко и др., 2014). Природа и время образования этих разломов ЮЗ–СВ простирания на ВИХ, которые возможно продолжают в прилегающие котловины, остаются до настоящего времени дискуссионными и в данной статье нами не обсуждаются. Другим отчетливым морфологическим трендом являются ортогональные ЮВ–СЗ простирания, которые прослеживаются в рельефе цоколя горы и более глубоких участков полигона. Несколько отличные тренды ЮЮЗ–ССВ простирания наблюдаются в рельефе верхней части подводной горы, с которыми связаны небольшие гряды на ее своде. Разломы ЮЗ–СВ и ЮВ–СЗ простирания в северном сегменте ВИХ ранее были выявлены на полигонах детальной съемки рейсов НИС «Морской геофизик» и «Пегас» (1982, 1983 гг.) (Попов, 1986) и «Роджер Ревелл» (2007 г.) (Левченко и др., 2014; Sager et al., 2013). Оба эти тренда четко прослеживаются в северном сегменте ВИХ на карте GEBCO (рис. 4а).

Образование основного массива исследованной подводной горы, по-видимому, связано с магматизмом по разлому ЮЗ–СВ простирания,

а небольшого блока с высоким холмом у ее юго-восточного подножия по разлому ЮВ–СЗ простирания. Две небольшие гряды на своде горы, вероятно, связаны с проявлениями магматической деятельности по разломам ЮЮЗ–ССВ простирания. Простирание выделяемых разломов не совпадает с меридиональным (трансформные разломы) и широтным (сбросы в палеоспрединговом центре) простиранием разломных структур спрединговой природы в восточной части Индийского океана (Krishna et al., 2012; Royer et al., 1991), т.е. они, имеют иные природу и время образования (по-видимому, более позднее). На основании геоморфологического анализа редких эхолотных профилей допускалось некоторое влияние разломной тектоники на формирование современного рельефа дна участка ВИХ (Евсюков, 2003), расположенного непосредственно севернее полигона. О вулканической природе хребта и его формировании в результате массивного излияния базальтов в мелководных/субаэральных условиях уверенно свидетельствуют результаты петрологических, литологических и биостратиграфических исследований керна скважин глубоководного бурения (Coffin, 1992; Von der Borch et al., 1974; Weissel

et al., 1991). Однако это не исключает, более молодой последующей стадии вулканизма, которая частично могла контролироваться разломной тектоникой.

Плоские вершинные поверхности подводных гор на своде ВИХ для участка, расположенного непосредственно севернее полигона, объясняют возможной эрозионной деятельностью в субаэральных условиях (Евсюков, 2003). Выположенную вершину исследованной нами горы с подобным фактором связать нельзя; она лежит намного глубже, чем могла бы погрузиться за 60–70 млн лет от поверхности океана и по теоретическому, и по фактическому графикам погружения асейсмичных хребтов, включая ВИХ (Coffin, 1992). По-видимому, ее морфология с относительно выположенной вершиной обусловлена эндогенными факторами, связанными с особенностями вулканизма ВИХ и, возможно, выравниванием в результате пелагического осадконакопления и последующим перераспределением осадков локальными экзогенными факторами.

Сейсмопрофилирование. Выполненные на полигоне сейсмоакустические профили дают дополнительную информацию о морфологии подводной горы, а их сеймостратиграфический анализ — о позднечетвертичной истории региона. На четырёх сейсмоакустических профилях, пересекающих подводную гору не видны отражающие границы внутри осадочного покрова на вершине и склонах горы (рис. 3). Такие рефлексоры прослеживаются далее от ее подножия на участках с относительно ровным дном на глубине несколько десятков метров под ним (рис. 5–7). На северо-западе полигона, где глу-

бина проникновения превышает 100 м, выделяется более 10 отражающих границ. Некоторые из них (названные А, Б и В) можно протрассировать внутри слабослоистой верхней части осадочного разреза на большей части полигона (рис. 5). Верхний рефлексор «А» на глубине 2–3 м ниже дна прослеживается на всех сейсмических профилях. Эта непрерывная высокоамплитудная, относительно гладкая граница практически конформно повторяет рельеф поверхности дна. Средняя граница «Б» на глубине 7–9 м более слабая и прерывистая, она прослеживается в участках с наибольшей видимой мощностью осадков. Нижняя граница «В» на глубине 11–15 м выделяется местами, чаще это серия сближенных прерывистых высокоамплитудных отражений, ниже которых на большей части полигона слоистость в видимой части осадочного покрова на полученных сейсмоакустических разрезах не прослеживается.

Эти рефлексоры маркируют геологические границы слоев осадков с разными физическими свойствами осадков, прежде всего плотности, обычно вследствие изменения их литологии. Для литолого-стратиграфической интерпретации сейсмопрофилей использовались результаты глубоководного океанического бурения. В ближайшей скв. 216 (01°27.73' с.ш., 90°12.48' в.д.) образцы из верхней части разреза не отбирались (Von der Borch et al., 1974), поэтому нами при литолого-стратиграфической интерпретации сейсмоакустических профилей использованы данные пробуренной в ~550 км севернее полигона скв. 758 (05°23.04' с.ш., 90°21.66' в.д.) (рис. 1б). В ней верхняя часть разреза представляет собой толщу фораминиферо-кокколитовых илов

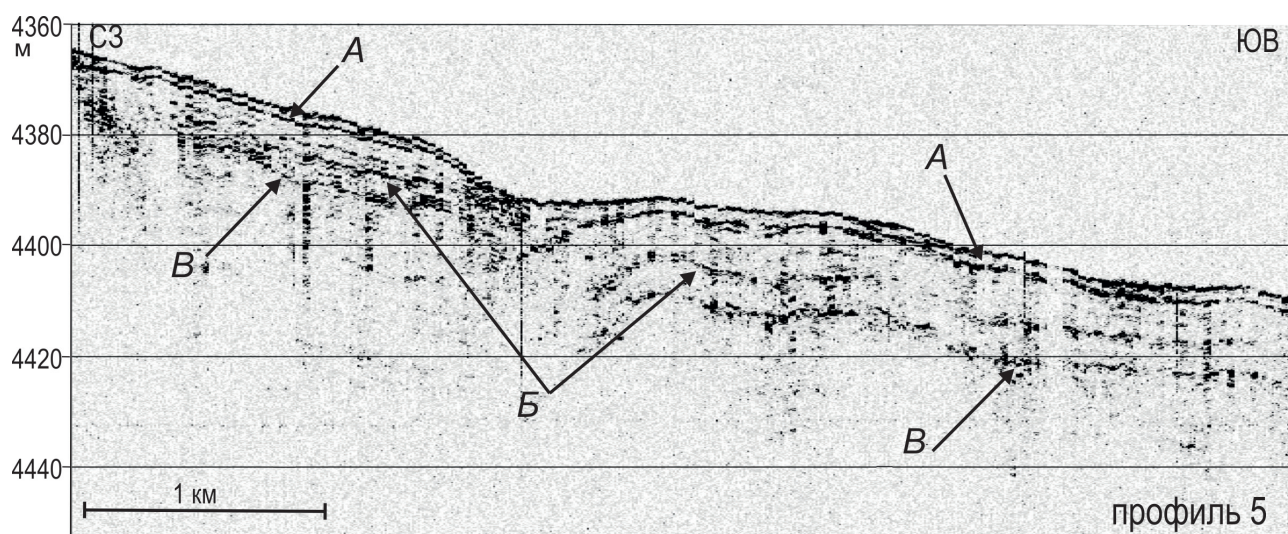


Рис. 5. Рефлексоры А, Б и В в верхней части осадочного разреза, маркирующие пепловые прослои извержений вулкана Тоба на о. Суматра. Положение профиля 5 показано на рис. 1б.

Fig. 5. Reflectors A, B and C in the upper part of the sedimentary section, marking ashes from Toba Volcano's eruptions on Sumatra Island. The position of the profile 5 is shown in Fig. 1b

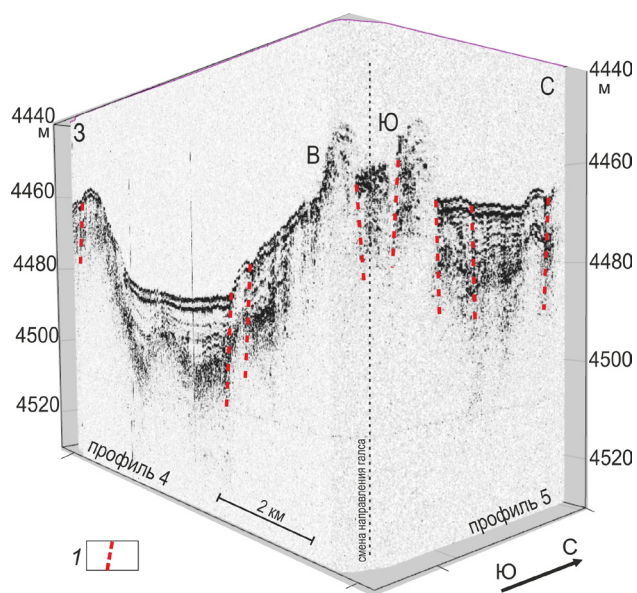


Рис. 6. Разломные структуры в верхней части осадочного разреза, выходящие на поверхность дна (?): 1 — предполагаемые разломы. Положение фрагментов профилей показано на рис. 1в.

Fig. 6. The fault structures in the upper part of the cross section defined in the bottom surface (?): 1 — possible faults. The location of the profile's fragments is shown in Fig. 1в.

с прослоями вулканического пепла разной мощности (Weissel et al., 1991). На глубине 2 м здесь выделен первый пепловый прослой мощностью до 10 см, в котором отмечается резкое изменение физических свойств: уменьшение содержания CaCO_3 и главное увеличение плотности относительно выше- и нижележащих слоев, т.е. создается необходимый для образования отражений скачок акустического импеданса. С большой вероятностью сильный рефlector «А» на сейсмическом разрезе коррелируется с этим пепловым прослоем. Второй пепловый прослой мощностью до 23 см выделен в разрезе скважины на глубине 8 м. В этом интервале также отмечается изменение физических свойства: уменьшение содержания CaCO_3 и небольшое увеличение плотности. Рефlector «Б» также отражает появление в осадочном разрезе пеплового горизонта. Третий пепловый прослой мощностью 13 см, выделенный в разрезе скважины на глубине 11 м, также характеризуется изменением физических свойства: уменьшением содержания CaCO_3 и незначительным увеличением плотности. Отражающая граница «В» на сейсмическом разрезе соответствует этому пепловому прослою

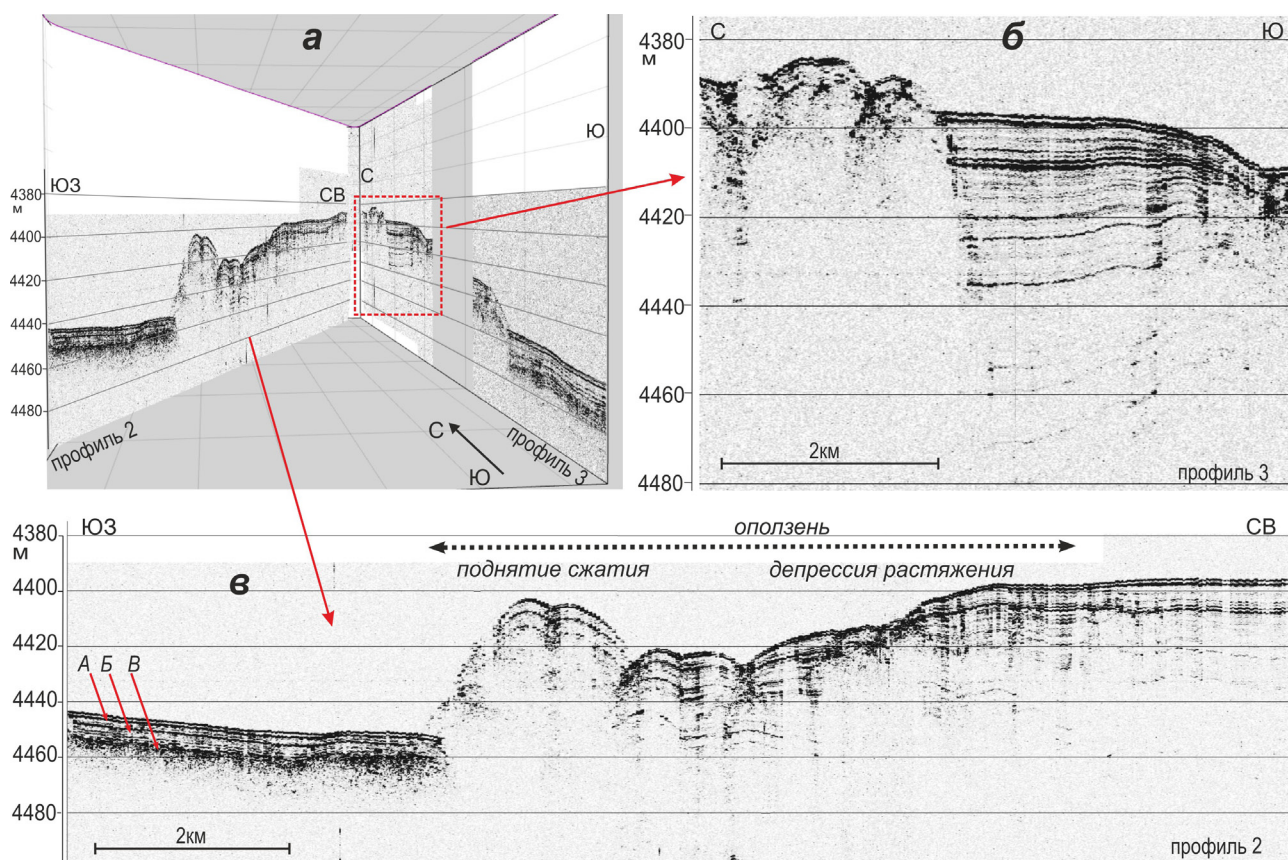


Рис. 7. Фрагменты сейсмоакустических профилей 2 и 3 через оползневое тело на севере полигона. Положение профилей показано на рис. 1в. Рефлекторы А, Б и В на рис. 7в маркируют пепловые прослои извержений вулкана Тоба.

Fig. 7. Fragments of seismic reflection profiles 2 and 3 through landslide in the north of the polygon. The location of the profiles is shown in Fig. 1в. Reflectors A, B and C in Fig. 7в mark ash interlayers of Toba Volcano's eruptions.

в геологическом разрезе. Таким образом, наблюдается высокая степень корреляции данных сейсмопрофилирования и бурения — сейсмических отражающих границ с литологией верхней части осадочного разреза.

Северо-восточная часть Индийского океана южнее Индостана характеризуется высокой тектонической активностью, проявляющейся в интенсивных складчато-разрывных деформациях коры и самой высокой океанской внутриплитной сейсмичностью (Казьмин, Левченко, 1987). Эта зона интенсивной внутриплитной деформации захватывает также северный сегмент Восточно-Индийского хребта (Sager et al., 2013). Здесь продолжались сильные афтершоковые события двух мегаземлетрясений с магнитудой около 9 в прилегающей котловине Вартон (Satriano et al., 2012). Полагают, что высокая сейсмичность ВИХ может быть связана с разломами, продолжающимися вплоть до поверхности дна (Левченко и др., 2014; Sager et al., 2010, 2013). На наших сейсмоакустических профилях в районе подводной горы в самой верхней части осадочной толщи (до 100 м) можно видеть некоторые признаки молодой, возможно современной неотектонической разломной активности (рис. 6). Полученные данные не позволяют трассировать эти разломы с небольшой амплитудой смещения и определить их простирание. Однако ранее в северной части ВИХ выделены молодые разломы вплоть до современного северо-западного простирания (Левченко и др., 2014; Sager et al., 2013).

Другим свидетельством современной тектонической активности на сейсмопрофиле являются акустически непрозрачные зоны с хаотической внутренней структурой осадков

и неровным дном (рис. 7), которые мы интерпретируем как оползневые осадочные тела. Визуально наблюдаемая картина хорошо согласуется с классическими оползневыми структурами на склоне морских поднятий «депрессия растяжения» (tensional depression) и «поднятия сжатия» (compressional elevations) (Lewis, 1971). На первый взгляд, вертикальная граница, на которой резко обрываются рефлекторы, может показаться крутым разломом (рис. 7б). Однако это обусловлено сильным искажением масштаба записи ($M_g/M_v \approx 30$). На трансформированном к более реалистичному виду профиле, который в работе не приводится, эта граница довольно пологая, характерная для края оползня.

Магнитная съемка. Многочисленными исследованиями подводных гор/вулканов установлено, что они проявляются в аномальном магнитном поле (АМП) локальными аномалиями амплитудой до 3000 нТл и с горизонтальными градиентами >200 нТл/км (Городницкий, 1985; Иваненко, 1993). Отмечается отчетливая корреляция магнитных аномалий подводных вулканов с их современным рельефом. Эти локальные аномалии представляют собой суперпозицию магнитного эффекта от самой вулканической постройки и ее глубинных корней (Деменицкая и др., 1978). В областях проявления современного подводного вулканизма горные породы сильно дифференцированы по величине естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости (Деменицкая и др., 1978).

Над изученной подводной горой наблюдается интенсивная (>540 нТл) знакопеременная магнитная аномалия, вытянутая с ЮЗ на СВ (рис. 8а). Зона наибольших градиентов АМП

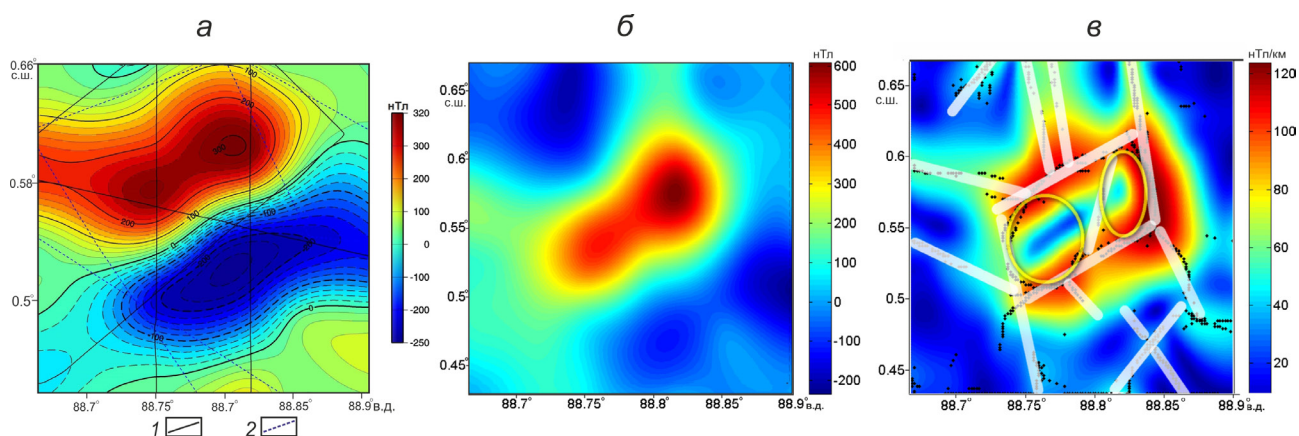


Рис. 8. АМП Земли на полигоне: измеренное (а); приведенное к полюсу (б). Локальные максимумы аналитического сигнала, приведенного к полюсу АМП (в) и их интерпретация: белым цветом показаны линейные границы (разломы?), желтым — изометричные структуры. 1 — галсы 42 рейса НИС «Академик Борис Петров»; 2 — галсы GEODAS.

Fig 8. Total magnetic anomaly (TMA) at the polygon: the measured TMA (a); reduced to the pole (b). Local maxima of the analytical signal, reduced to the TMA pole (c) and their interpretation: white colour denotes linear boundaries (faults?), yellow colour denotes isometric structures. profiles. 1 — galses of the 42nd cruise of RV «Academic Boris Petrov», 2 — GEODAS galses.

приурочена к вершине горы. Эта градиентная зона СВ простирания (азимут 60° – 65°) разделяет довольно гладкие положительную и отрицательную части аномалии. Ее положительная ветвь находится над северным склоном горы и продолжается в прилегающую глубоководную котловину. Она имеет два локальных максимума примерно одинаковой амплитуды $+305$ и $+280$ нТл, что свидетельствует о возможной неоднородности намагниченности горы. Отрицательная ветвь аномалии с одним минимумом ~ -240 нТл расположена над южным склоном горы и также в прилегающей глубоководной котловине. Важно отметить, что в плане основная часть магнитной аномалии (по модулю >150 нТл, т.е. около 0.5 максимальной амплитуды) охватывает площадь намного обширнее, чем основание горы по батиметрической отметке 4500 м. Это может свидетельствовать о том, что в данном участке ВИХ магнитное поле отражает не только собственно рельеф океанского дна, но и более глубинные источники. Кроме того, область максимальных амплитуд АМП находится севернее горы, что характерно для нормально намагниченных объектов Южного полушария.

Интерпретация магнитных аномалий над горой выполнена в трехмерном варианте и включает в себя анализ морфологии АМП и его градиентов с целью выделения структурных границ и особенностей пространственного распределения источников аномалии. При этом ключевым вопросом для этого объекта, расположенного практически на экваторе, являлось определение направления его намагниченности, поскольку для корректного анализа морфологии АМП и его градиентов требуется приведение аномалии к полюсу. Решение этой задачи выполнялось последовательным применением методов площадного анализа АМП — методом магнитных моментов Хельбига (Helbig, 1962) и методом интерактивного подбора геометрии эквивалентного источника с расчетом среднего вектора намагниченности по методу наименьших квадратов. Оба эти независимых способа дали близкие по наклонению результаты: -48° и -45° , но довольно различные по склонению — -67° и -25° соответственно. Такое различие объясняется более сильным влиянием на метод магнитных моментов того обстоятельства, что карта АМП, по которой велись расчеты, в силу ограниченности площади съемки, не полностью характеризует аномалию и ее выход на фоновые значения. Поэтому для редукции к полюсу использовались результаты интерактивного подбора. После определения среднего направления намагниченности горы была выполнена редукция аномалии к полюсу (рис. 8б). Для редуцированного поля выполнялись спектральный площадной анализ, расчет

вертикального градиента и частотная фильтрация с целью оценки глубин до источников аномалии и разделения полей (Иваненко, 1993). В результате выполненного интерактивного моделирования был подобран эквивалентный по полю источник, воспроизводящий характеристики и структуру аномального магнитного поля (рис. 10а). Чтобы определить место и время образования подводной горы решалась линейная обратная задача относительно среднего вектора намагниченности объекта (палеомагнитная задача о направлении намагниченности горы) (Иваненко, 1993). Следует отметить, что анализ морфологии поля и подбор моделей проводился с одновременным использованием данных о поле и его градиентах, что существенно повысило устойчивость интерпретации.

Определение средней глубины до верхней кромки и центра магнитных масс (рис. 9) показало, что основной интервал глубин, в котором располагаются источники аномалии, составляет 3.5–7.3 км от уровня моря. По результатам интерактивного моделирования оптимальная глубина нижней кромки оценивалась еще ниже — примерно 8 км, что составляет в среднем 3.5 км ниже поверхности дна у подножия горы по изобате 4500 м. Этот факт свидетельствует о наличии у исследованной горы более глубоких корней и указывает на ее вулканическую природу.

Модель эквивалентного источника магнитной аномалии над горой, построенная с учетом данных анализа морфоструктуры редуцированного к полюсу АМП и спектрального анализа представляет собой два почти изометричных в плане объекта размером 8–9 км и залегающих в диапазоне глубин от 3.9 до 8 км ниже уровня моря, намагниченных однородно и почти

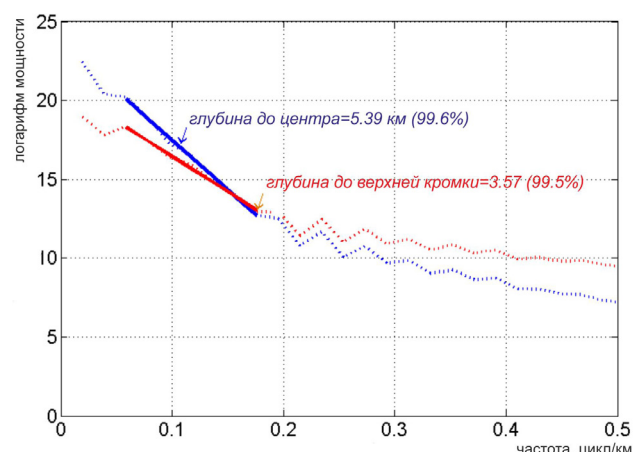


Рис. 9. Расчет средней глубины верхней кромки и центра магнитных масс по радиально осредненному спектру, редуцированного к полюсу АМП.

Fig 9. Calculation of the average depth of the upper edge and of the magnetic masses center from the radially averaged 10 spectrum, reduced to the pole.

одинаково: 4.15 и 4.4 А/м, соответственно (рис. 10). Единственное существенное отличие этих модельных тел, являющихся, по-видимому, эквивалентными по полю отображениями внутренних массивных магнитных структур в объеме горы, состоит в их разных направлениях намагниченности. «юго-западное» тело I имеет наклонение вектора намагниченности -61° , что соответствует палеошироте образования его (термоостаточной) намагниченности 42° ю.ш., а «северо-восточное» тело II — 44.5° , что соответствует палеошироте образования 26° ю.ш. Из этого следует, что оба объекта образовались намного севернее предполагаемого положения в районе 50° ю.ш. горячей точки Кергелен, «ответственной» за происхождение ВИХ (Royer et al., 1991). Погрешность определения палеошироты в наших расчетах по имеющимся данным мы оцениваем в $2-3^\circ$.

Средняя скорость роста всего вулканического ВИХ была 118 км/млн лет (Krishna et al., 2012), т.е. $\sim 1^\circ$ /млн лет. По расчетам для двух ближайших к нашему полигону скважин на его северном сегменте — 216 DSDP (возраст базальтов 78 млн лет) и 758 ODP (82 млн лет) (Royer et al., 1991), смещенных по широте на $\sim 4.7^\circ$, эта скорость получается несколько меньше $\sim 0.85^\circ$ /млн лет. Оба выделенных магнитоактивных объекта образовались севернее, т.е. позже прилегающих струк-

тур основного хребта ВИХ, формировавшегося плюмом Кергелен на 50° ю.ш. «Юго-западный» источник аномалий образовался на 8° севернее, т.е. через ~ 9.5 млн лет после этого, а «северо-восточный» — на 24° севернее, через ~ 28 млн лет. Если возраст базальтов ВИХ в ближайшей скв. 216 в районе экватора составляет 78 млн лет, тогда время их образования составляет примерно 68.5 и 50 млн лет назад, соответственно.

Столь значимые различия палеоширот образования выделенных сегментов горы приводят к выводу о двухэтапном цикле формирования этой структуры. Вначале, по нашему мнению, после образования основного вулканического массива хребта здесь на следующей фазе вторичных излияний образовалась более древняя западная часть подводной горы. Затем, при последующем этапе магматической активности она расширилась в восточном направлении. При этом источник магм, судя по близким значениям оценок величины остаточной намагниченности, оставался один и тот же. В результате возник линейный (соотношение сторон $\sim 3:1$) единый объект северо-восточного простирания, по-видимому образованный магматизмом в зоне одного из разломов того же простирания, ранее выявленных разными исследователями в северном сегменте ВИХ из анализа его морфологии (Геология ..., 1981; Левченко и др., 2014; Sager et al., 2013).

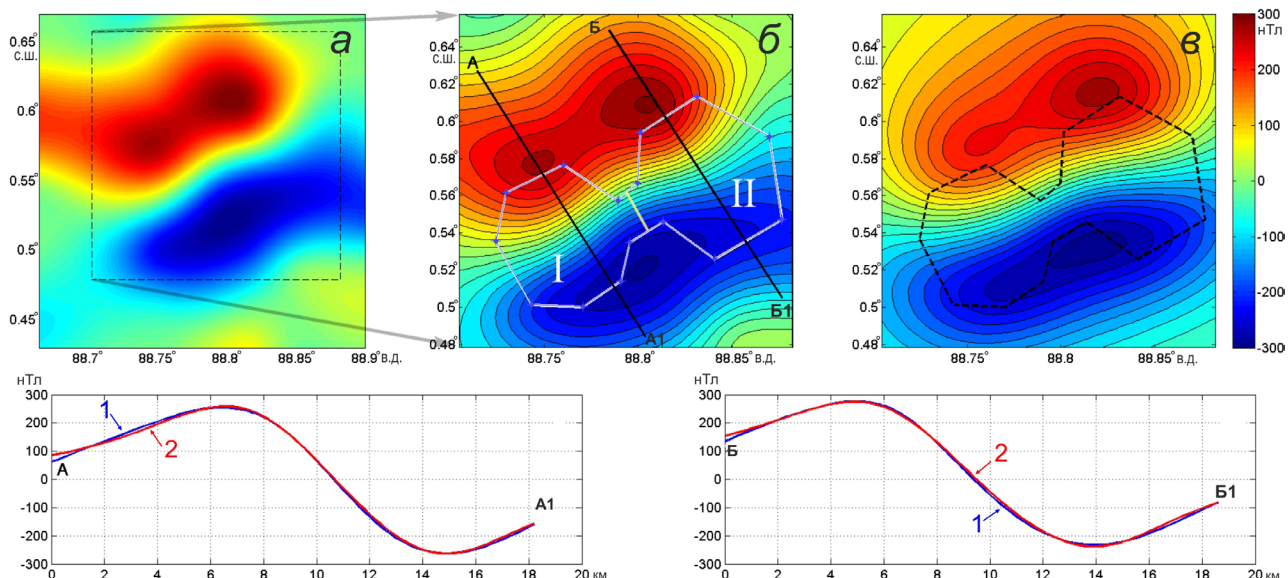


Рис. 10. Модель эквивалентного источника магнитных аномалий: карта АМП на полигоне и ее фрагмент, использовавшийся при подборе моделей (а); карта АМП, использовавшегося при подборе моделей (исходное поле), положение в плане модельных тел I и II, положение демо-профилей А-А1 и Б-Б1 (б); карта АМП, создаваемого подобранными моделями I и II (в). 1 — исходное АМП на демо-профилях А-А1, Б-Б1; 2 — модельное АМП на демо-профилях А-А1, Б-Б1

Fig 10. The model of an equivalent source of magnetic anomaly. TMA map on the polygon and its fragment, used in the selection of models (a); TMA map used in the selection of models (the origin field), the position in the plan of the model bodies I and II, the position of the demo profiles A-A1 and B-B1 (b); TMA map created by the selected models I and II (c). 1 — the origin field on the demo profiles A-A1 and B-B1; 2 — model TMA on the demo profiles A-A1 and B-B1.

Анализ морфоструктуры аналитического сигнала приведенной к полюсу магнитной аномалии (рис. 8б) дает основания предположить, что к юго-западному и северо-восточному краям основного магнитоактивного источника примыкают структурные линеаменты, ортогональные его простирацию, возможно — ограничивающие разломы. В морфоструктуре аналитического сигнала есть признаки наличия двух центров в глубинной структуре объекта, приуроченных к его флангам, что подтверждает результаты моделирования.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате комплексных исследований, выполненных в 42 рейсе НИС «Академик Борис Петров», была исследована подводная гора в основании западного склона древнего северного сегмента ВИХ. На основании полученных данных для этого участка хребта составлены карта рельефа дна, впервые построенная по данным промера, выполненного с помощью многолучевого эхолота, и карта АМП. В результате выполненной батиметрической съемки существенно уточнена морфология подводной горы. Установлено, что в рельефе дна здесь прослеживается несколько четких морфологических трендов ЮЗ–СВ, ЮВ–СЗ и ЮЮЗ–ССВ простираения, вероятно, маркирующих разломные нарушения. Эти результаты согласуются с существующими представлениями о тектонике северного сегмента ВИХ и дополняют их новыми деталями. Они позволили сделать предположения о роли тектонического фактора в формировании подводной горы и возможном времени сформировавшегося ее вулканизма.

Принципиально новым является предположение о двух этапах связанной с разломами

магматической активности: на первом образовалась юго-западная часть горы, а позже — северо-восточная. Тогда же, по-видимому, образовались и две небольшие вулканические постройки на ее вершине. Подобный двухэтапный вулканизм в этом регионе был установлен для соседнего большого внутриплитного поднятия Афанасия Никитина по данным определения абсолютного возраста драгированных там базальтов (рис. 1а). Вначале примерно 80–73 млн лет назад образовалось само основное плато и позже через 6–13 млн лет одноименная подводная гора высотой 1200 м на нем (Krishna et al., 2014).

В северо-восточной части Индийского океана в четвертичных осадках широко распространены следы вулканической активности Индонезийской островной дуги. Продукты вулканической деятельности (пепел, тефра, лапилли) в виде прослоев мощностью 5–40 см обнаружены во многих скважинах глубоководного бурения (Von der Borch et al., 1974; Weissel et al., 1991). С помощью тефрохронологии, геохимического и минералогического анализа определено, что пепловые прослои в верхней части осадочного разреза являются результатом четырех стадий извержения вулкана Тоба на о. Суматра (Ninkovich, 1979). Его последнее извержение (75 тыс. л.н.), когда вулканический пепел засыпал территорию площадью ~4 млн км² вплоть до восточного побережья Африки, было одним из крупнейших за последние 25 млн лет. Сейсмостратиграфический анализ выполненных нами профилей с детальной стратиграфической привязкой со скважиной глубоководного бурения рефлекторов в верхней части осадочного разреза выявил повсеместное распространение в пределах исследуемого полигона трех пепловых прослоев, связанных с извержениями вулкана Тоба на о. Суматра в позднечетвертичное время.

Корреляция рефлекторов на сейсмическом разрезе с пепловыми прослоями в осадочном разрезе скв. 758 (по данным Нинковича (Ninkovich, 1979))

Correlation of reflectors on a seismic section with ash interlayers in the cross section of Site 758 (according to Ninkovich et al., 1979)

Отражающая граница	Глубина (м) рефлектора ниже дна	Глубина (м) пеплового прослоя	Мощность (см) пеплового прослоя	Плотность (г/см ³)	Содержание СаСО ₃ (%)	Возраст (млн лет)	Этап извержения Тоба
А	2–3	2	10	1.48–1.69	61.8–50.7	0.075–0.069	поздний
Б	7–9	8	23	1.53–1.58	66.3–54.4	0.513–0.538	промежуточный
В	11–15	11	13	1.53–1.58	65.6–47.3	0.731–0.75	ранний

По тефрохронологическим данным (Ninkovich, 1979) установлена связь пепловых прослоев в разрезе скв. 758 (рис. 1б) с извержениями вулкана Тоба и определено время их образования (таблица). В методическом отношении хорошая корреляция отражающих границ «А», «Б» и «В» на сейсмическом разрезе (рис. 5) с тремя верхними пепловыми прослоями в этой скважине дают надежный инструмент для литолого-стратиграфической интерпретации сейсмических разрезов и идентификации прослоев вулканических пеплов в самой верхней части осадочного чехла в северо-восточной части Индийского океана.

Также полученные сейсмоакустические данные существенно дополнили представления о высокой неотектонической, вплоть до современной, активности в северной части ВИХ. Они подтвердили существование разломов в самой верхней части осадочного покрова вплоть до поверхности дна, с которыми, как предположили (Левченко и др., 2014; Sager et al., 2010, 2013), возможно, связана высокая региональная внутриплитная сейсмичность. Еще одним дополнительным свидетельством современной тектонической активности, может быть обнаружение осадочного тела с хаотической внутренней структурой, которое, по-видимому, имеет оползневую природу.

Самые важные новые данные получены о магнитном поле, которое на ВИХ пока еще недостаточно детально изучено. В результате магнитной съемки над подводной горой зарегистрирована интенсивная магнитная аномалия, которая по площади намного больше основания горы. Установлено, что источником этой аномалии является глубокий линейный геологический объект ЮЗ–СВ простирания, расположенный глубоко под базальтовым слоем океанической коры. По-видимому, глубокие корни подводной горы связаны с проявлением магматической деятельности в зоне одного из разломов такого простирания, ранее выявленных в северном сегменте ВИХ по морфологическим признакам (Левченко и др., 2014; Sager et al., 2013). Необходимо объяснить, почему две выявленные положительные локальные магнитные аномалии на микрополигоне не совсем точно совпадают с грядками в рельефе дна на вершине подводной горы. По-видимому, восходящий поток магмы имел латеральное горизонтальное отклонение. Из глубинного источника, который создает эти аномалии, магма мигрировала вверх по уже существовавшим в теле хребта ослабленным трещиноватым зонам, которые могли быть несколько в стороне от него. Схожая обстановка ранее отмечалась при образовании относительно молодых вулканов южнее на своде ВИХ в ходе горизонтального течения магм (Korff et al., 2001).

Рассчитанные палеошироты образования источников аномалий лежат в диапазоне 26°–42° ю.ш., что намного севернее положения горячей точки Кергелен, «ответственной» за происхождение ВИХ хребта.

Результаты интерактивного моделирования эквивалентного источника магнитных аномалий уточнили наши предварительные предположения, сделанные на основании геоморфологического анализа, о двухэтапном формировании подводной горы. В отличие от предположения формирования сначала большой горы и позже двух гряд на ее своде, согласно этим результатам единая морфологически подводная гора состоит из двух разновозрастных фрагментов образовавшихся примерно 68.5 (основная западная часть) и 50 (примкнувшая позже восточная часть) млн л.н., соответственно на 9.5 и 28 млн лет позже основного массива ВИХ.

Возраст основной части подводной горы (68.5 млн л.н.) практически совпадает с временем поздней стадии вулканизма (67 млн л.н.) на соседнем внутриплитном поднятии Афанасия Никитина (Krishna et al., 2014). Подобно образованию ВИХ магматизмом горячей точки Кергелен, поднятие Афанасия Никитина сформировано магматизмом горячей точки Конрад 80–73 млн лет назад вблизи системы спредингового Индо-Антарктического хребта, а позже примерно через 6–13 млн после формирования основного плато на его северной части в ходе продолжающейся магматической активности были надстроены две подводные горы. В работе (Krishna et al., 2014) сделаны предположения о том, что источником этого вторичного вулканизма являлся остаточный магматический очаг, сохранявшийся внутри поднятия Афанасия Никитина, магмы которого излились на фланге или вблизи спредингового хребта 67 млн л.н. и что возможно эта поздняя стадия вулканизма на поднятии Афанасия Никитина связана с началом формирования к северу от него большого внутриплитного хребта 85 градуса восточной долготы (85°E Ridge). По-видимому, в этот период в восточной части Индийского океана произошла геодинамическая перестройка, сопровождавшаяся существенными изменениями поля напряжения и тектонического режима.

Механизм формирования исследованной нами подводной горы может быть идентичным предложенному ранее для объяснения природы двух относительно молодых вулканов южнее на своде центрального сегмента ВИХ в районе 17° ю.ш., образовавшихся на 6 млн лет позже основной конструктивной фазы хребта (Korff et al., 2001). Цитируемые авторы связали последнюю стадию вулканизма с релаксацией напряжений растяжения в ослабленных линеаментах

СВ–ЮЗ простираения и подъемом магмы вдоль образовавшихся небольших структур пулл-апарт. Эти напряжения могли создавать региональная тектоника и/или источник тепла под хребтом, обусловленный аномальным режимом горячей точки. Они полагали, что ослабленные линеаменты СВ–ЮЗ и СЗ–ЮВ простираения, косо ориентированные относительно главных региональных меридиональных тектонических структур, могли образоваться при левосторонних сдвигах вдоль гигантских разломов типа «Разломной зоны 90 градуса» (Левченко и др., 2014). Выделенные по результатам съемки на полигоне тектонические нарушения хорошо согласуются с этими направлениями.

Мы отмечали, что реальные скорости погружения океанской литосферы ВИХ не допускают возможности существования в его основании на таких глубинах подобной исследованной нами подводной горы с выровненной мелководной эрозией поверхностью. Погружение тектонического блока, по ограничивающим его разломам, также представляется маловероятным. Скорее всего, выровненная вершина этой подводной горы не является эрозионной поверхностью, а отображает интегральный эффект двухэтапного магматизма, как было нами предположено в результате анализа полученных данных магнитной съемки. Согласно их интерпретации, по-видимому, вначале на первом этапе магматизма образовалась западная часть горы, а позже на втором этапе ее восточная часть, непосредственно примыкая к более древнему вулкану. На построенной батиметрической карте две этих разновозрастных вулканических постройки выглядят как единая подводная гора с выположенной вершиной (рис. 2а). Однако ее объемное изображение показывает неровный рельеф дна на своде (рис. 2б). Ложбина на вершине горы (рис. 3, профили 1, 7), по-видимому, маркирует границу между этими разновозрастными вулканами.

ВЫВОДЫ

1. Результаты комплексных исследований, выполненных в 42 рейсе НИС «Академик Борис Петров» предполагают достаточно продолжительную магматическую активность в северном сегменте ВИХ на протяжении почти 30 млн лет.

2. Исследованная подводная гора на широте 0.5° с.ш. и вулкан позднемиоценового возраста, находящийся южнее на широте 10° ю.ш. (Кашинцев, Левченко, 2009), расположены в непосредственной близости от одного из гигантских меридиональных разломов, определяющих разломную структуру ВИХ (Royce et al., 1991). Вероятно, механизм образования двух этих вулканических построек в чем-то один и тот

же, хотя время образования существенно различается — 68.5–50 и 8 млн лет, соответственно.

3. Морфология исследованной подводной горы предполагает, что она образовалась в результате излияний магмы в разломе ЮЗ–СВ простираения после формирования основного массива ВИХ в зоне гигантского меридионального разлома (Кашинцев, 2001), по-видимому, Предположительно эти разломы ЮЗ–СВ простираения являются структурами второго порядка, которые, по-видимому, образовались в зоне древнего меридионального трансформного разлома (Сушевская и др., 2016), когда по нему происходили сдвиговые деформации при релаксации избыточного регионального компрессионного напряжения с вектором СЗ–ЮВ в теле Индо-Австралийской литосферной плиты из-за континентальной коллизии на ее северной границе. Эти сдвиги могли создать необходимые для этого локальные разломные зоны растяжения, по которым и происходил подъем магматического материала.

4. Исследованная подводная гора, по-видимому, состоит из двух разновозрастных фрагментов, образовавшихся примерно 68.5 и 50 млн л.н., соответственно через 9.5 и 28 млн лет после основного массива ВИХ. На первом этапе образовалась основная западная часть подводной горы. Затем при исследуемом этапе магматической активности вулканическая постройка расширилась в восточном направлении.

В заключение отметим, как и другие исследователи (Krishna et al., 2014; Kopf et al., 2001), что вопрос о вторичном магматизме или его последней стадии на ВИХ остается открытым. Для ответа на него необходимы драгировки подводных гор в его пределах. Исследованную гору предлагается назвать горой Кашинцева в память известного морского геолога Георгия Леонидовича Кашинцева, внесшего значительный вклад в изучение этого региона.

Авторы выражают благодарность коллегам-участникам геофизических исследований в 42-ом рейсе НИС «Академик Борис Петров», капитану С.Ю. Андрееву и экипажу судна, а также Н.М. Сушевской, Е.П. Дубинину и А.А. Пейве за ценные замечания при обсуждении полученных результатов.

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 0149-2018-0032) при частичной поддержке РФФИ (проект № 16-35-60023 мол_а_дк).

Список литературы [Reference]

Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана / Под ред. П.Л. Безрукова, Ю.П. Непрочнова. М.: Наука, 1981. 256 с. [Geology and Geophysics of the Bottom

- of Eastern Part of the Indian Ocean, Ed. by P.L. Bezrukov and Yu. P. Neprochnov. Moscow: Nauka, 1981. 256 p. (in Russian)].
- Городницкий А.М.* Строение океанской литосферы и формирование подводных гор. М.: Наука. 1985. 166 с. [*Gorodnitsky A.M.* Structure of the oceanic lithosphere and seamount formation. Moscow: Nauka, 1985. 166 p. (in Russian)].
- Деменицкая Р.М., Городницкий А.М., Каминский В.Д., Литвинов Э.М.* Подводные горы (Проблемы геофизического изучения). Л.: Недра. 1978. 163 с. [*Demenitskaya R.M., Gorodnitsky A.M., Kaminsky V.D., Litvinov E.M.* Underwater mountains (Problems of geophysical study). Leningrad: Nedra, 1978. 163 p. (in Russian)].
- Евсюков Ю.Д.* Морфология Восточно-Индийского хребта к северу от экватора // *Океанология*. 2003. Т. 43. № 2. С. 286–291. [*Evsyukov Yu.D.* Morphology of the Ninetyeast Ridge north of the equator // *Oceanology*. 2003. V. 43. Iss. 2. P. 270–275.].
- Иваненко А.Н.* Моделирование магнитного поля подводных гор // *Магнитное поле океана / Под ред. Городницкого А.М.* М. Наука. 1993. С. 68–88. [*Ivanenko A.N.* Modeling of the magnetic field of seamounts // *Magnetic field of the ocean / Ed. by Gorodnitsky A.M.* Moscow: Nauka, 1993. P. 68–88. (in Russian)].
- Казьмин В.Г., Левченко О.В.* Современные деформации индоокеанской литосферы // *Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность*. М.: Наука, 1987. С. 159–175. [*Kazmin V.G., Levchenko O.V.* Modern deformations of the Indian Ocean lithosphere // *Modern tectonic activity of the Earth and seismicity*. Moscow: Nauka, 1987. P. 159–175. (in Russian)].
- Кашинцев Г.Л.* Аспекты магматизма Восточно-Индийского хребта // *Океанология*. 2001. Т. 41. № 3. С. 431–436. [*Kashintsev G.L.* Aspects of magmatism of the Ninetyeast Ridge // *Oceanology*. 2001. V. 41. Iss. 3. P. 413–418].
- Кашинцев Г.Л., Левченко О.В.* Миоценовый вулканизм Восточно-Индийского хребта // *ДАН*. 2009. Т. 428. № 1. С. 65–69. [*Kashintsev G.L., Levchenko O.V.* Miocene volcanism of the Ninetyeast Ridge // *Doklady Earth Sciences*. 2009. V. 428. Iss. 1. P. 1054–1057].
- Левченко О.В., Сэгер В.В., Фрей Ф.А. и др.* Новые геолого-геофизические данные о строении Восточно-Индийского хребта // *ДАН*. 2010. Т. 434. № 1. С. 120–125. [*Levchenko O.V., Sager W.W., Frey F.A. et al.* New geological-geophysical data on the structure of the Ninetyeast Ridge. // *Doklady Earth Sciences*. 2010. V. 434. Iss. 1. P. 1208–1213. <https://doi.org/10.1134/S1028334X1009014X>].
- Левченко О.В., Сборщиков И.М., Маринова Ю.Г.* Тектоника хребта Девяностого градуса // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 2. С. 252–266. <https://doi.org/10.7868/S0030157414020142>. [*Levchenko O.V., Sborshchikov I.M., Marinova Y.G.* Tectonics of the NinetyEast Ridge // *Oceanology*. 2014. V. 54. Iss. 2. P. 231–244. <https://doi.org/10.1134/S0001437014020143>].
- Попов А.А.* Сейсмические модели и строение земной коры северо-востока Индийского океана. Дисс. канд. геол.-мин. наук Южно-Сахалинск. 1986. 195 с. [*Popov A.A.* Seismic models and the structure of the Earth's crust of the northeast of the Indian Ocean. PhD Thesis. Yuzhno-Sakhalinsk. 1986. 195 p. (in Russian)].
- Сушевская Н.М., Левченко О.В., Дубинин Е.П., Беляцкий Б.В.* Восточно-Индийский хребет – магматизм и геодинамика // *Геохимия*. 2016. № 3. С. 1–22. <https://doi.org/10.7868/S0016752516030067> [*Sushchevskaya N.M., Levchenko O.V., Dubinin E.P., Belyatsky B.V.* Ninetyeast Ridge: magmatism and geodynamics // *Geochemistry International*. 2016. V. 54. Iss. 3. P. 237–256. <https://doi.org/10.1134/S001670291603006X>].
- Coffin M.F.* Emplacement and subsidence of Indian Ocean Plateaus and submarine ridges, synthesis of results from scientific drilling in the Indian Ocean. Geophys. In: Monograph 70, Amer. Geophys. Union. 1992. P. 115–125.
- GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans). The GEBCO_2014 Grid, version 20150318, <http://www.gebco.net>.
- Helbig K.* Some integrals of magnetic anomalies and their relationship to the parameters of disturbing body // *Zeitschrift fur Geophysik*. 1962. V. 29. P. 83–97.
- Iyer S.D., Das P., Kalangutkar N.G.* Seamounts – windows of opportunities and the Indian scenario // *Current Science*. 2012. V. 102. № 10. P. 1382–1391.
- Kopf A., Klaeschen D., Weinrebe W. et al.* Geophysical evidence for late stage magmatism at the central Ninetyeast ridge, Eastern Indian Ocean // *Marine Geophysical Research*. 2001. V. 22. P. 225–234. <https://doi.org/10.1023/A:1012297315620>.
- Koppers A.A.P., Watts A.B.* Intraplate seamounts as a window into deep earth processes // *Oceanography*. 2010. V. 23. № 1. P. 42–57. <http://doi: 10.5670/oceanog.2010.61> Source: DOAJ.
- Krishna K.S., Abraham H., Sager W.W. et al.* Tectonics of the Ninetyeast Ridge derived from spreading records in adjacent ocean basins and age constraints of the ridge // *J. Geoph. Res.* 2012. V. 117. B04101, <https://doi.org/10.1029/2011JB008805>.
- Krishna K.S., Bull J.M., Ishizuka O., Scrutton R.A. et al.* Growth of the Afanasy Nikitin seamount and its relationship with the 85°E Ridge, northeastern Indian Ocean // *The Journal of Earth System*

- Science. 2014. V. 123. № 1. P. 33–47. <http://doi.org/10.1007/s12040-013-0392-x>.
- Krishna K.S., Gopala Rao D., Subba Raju L.V. et al. Paleocene on spreading-axis hotspot volcanism along the Ninetyeast Ridge: An interaction between the Kerguelen hotspot and the Wharton spreading center // *Proceedings of the Indian Academy of Science*. 1999. V. 108. № 4. P. 255–267. <http://doi.org/10.1029/2011JB008805>.
- Lewis K.W. Slumping on a continental slope inclined at 1°–4° // *Sedimentology*. 1971. V. 16. P. 97–110. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1971.tb00221.x>.
- Ninkovich D. Distribution, age and chemical composition of tephra layers in deep-sea sediments of western Indonesia. // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1979. V. 5. P. 67–86. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(79\)90033-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(79)90033-7).
- Royer J.-Y., Peirce J.W., Weissel J.K. Tectonic constraints on the hot-spot formation of Ninetyeast Ridge. *Proc. ODP Sci. Res.* 121. 1991. P. 763–776.
- Sager W.W., Bull J.M., Krishna K.S. Active faulting on the Ninetyeast Ridge and its relation to deformation of the Indo-Australian plate // *J. Geoph. Res.* 2013. V. 118. P. 13755–13782. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50319>.
- Sager W.W., Paul C.F., Krishna K.S. et al. Large fault fabric of the Ninetyeast Ridge implies near spreading ridge formation // *Geophysical Research Letters*. 2010. V. 37. L17304. <https://doi.org/10.1029/2010GL044347>.
- Satriano C., Kiraly E., Pascal Bernard P., Vilotte J.-P. The 2012 Mw 8.6 Sumatra earthquake: Evidence of westward sequential seismic ruptures associated to the reactivation of a N-S ocean fabric // *Geophysical Research Letters*. 2012. V. 39. L15302. doi:10.1029/2012GL052387.
- Tiwari V.M., Diament M., Singh S.C. Analysis of satellite and bathymetry data over Ninetyeast Ridge: variation in the compensation mechanism and implication for emplacement process // *J. Geoph. Res.* 2003. V. 108. B2.2109. <https://doi.org/10.1029/2000JB000047>.
- Von der Borch C.C., Christopher C., Sclater J.G. et al. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Volume 22. Washington D.C. US Government Printing Office. 1974. 890 p.
- Weissel J., Peirce J., Taylor E. et al. *Proc. ODP Sci. Results: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1991. V. 121. 990 p.

COMPLEX INVESTIGATION OF THE SEAMOUNT AT THE BOTTOM OF THE NORTHERN PART OF THE NINETY EAST RIDGE

O.V. Levchenko¹, R.A. Ananiev¹, I.A. Veklich¹, A.N. Ivanenko¹, Yu.G. Marinova¹, N.N. Turko²

¹*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Russia, 117997*
Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Russia, 119017

During the 42nd cruise of RV Academic Boris Petrov (2017), the authors carried out complex investigation (multibeam echosounding, seismic profiling, magnetometry) of the seamount at the bottom of the western slope of the ancient northern Ninety East Ridge near 0.5°N, which resulted in indication of the bottom relief details, fault tectonics and deep structure of this volcanic edifice. The Ninety East Ridge was formed by the magmatic plume Kerguelen at 50°S near giant N-S fracture zone. The studied linear seamount seems to be formed to the north as a result of two-stage magmatism in the transversal SW-NE fault. The main western part of the volcanic edifice was formed in the first stage 68.5 Ma at 42°S and the eastern one — in the second stage 50 Ma at 28°S. The time interval between the formation of the main massif of the Ninety East Ridge and the subsequent stages of magmatism, that formed the western and eastern peaks of the mountain, is about 9.5 and 28 million years, respectively.

Keywords: Ninety East ridge, seamount, bathymetry, magnetic field, anomaly.