

УДК 550.3823

## МАГНЕТИЗМ ДНА В ОБЛАСТИ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА БУВЕ (ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2001 г. В. И. Трухин<sup>1</sup>, А. А. Шрейдер<sup>2</sup>, В. И. Багин<sup>3</sup>, А. А. Булычев<sup>4</sup>,  
Д. А. Гилюд<sup>4</sup>, В. А. Жилиева<sup>1</sup>, Д. В. Александров<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Физический факультет МГУ, г. Москва

\* Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

<sup>3</sup> Институт физики Земли РАН, г. Москва

<sup>4</sup> Геологический факультет МГУ, г. Москва

Поступила в редакцию 22.11.2000 г.

Представлены результаты комплексных исследований аномального магнитного поля и магнитных свойств пород дна области трансформного разлома Буве. В результате трехмерного моделирования установлено наличие нелинейных областей намагниченности дна с нелинейным простираем в области трансформного разлома Буве. С целью установления природы обнаруженных закономерностей было проведено изучение магнитных свойств базальтов. Оно выявило различие в поведении коэрцитивности образцов из разлома и прилегающих зон после их термообработки при температурах, превышающих их точки Кюри. Базальты из разлома обнаружили спад коэрцитивности после их термообработки, а из прилегающих областей ее рост. Специальными экспериментами установлена причина этих различий.

*Ключевые слова:* аномалия, намагниченность, базальты, геодинамика.

### ВВЕДЕНИЕ

Тройственное сочленение Антарктической, Африканской и Южно-Американской литосферных плит Буве является одной из важнейших тектонических особенностей дна южной части Атлантического океана [Mc Kenzie, Morgan, 1969; Johnson et al., 1973; Sclater et al., 1976 и др.]. Образующимися сочленения являются Срединно-Атлантический, Американско-Антарктический и Западно-Индийский срединно-океанические хребты.

Западно-Индийский хребет имеет ширину 150 км и возвышается над дном прилегающих котловин на 3 и более км. Два его северных звена, срединно-океанические хребты Буве и Шписс смещены по трансформному разлому Буве. Разлом Буве простирается под углом 45° (здесь и далее по отношению к направлению на север) и имеет длину своей активной части 170 км. Разлом является наиболее значительным в северной части Западно-Индийского хребта и непосредственно входит в ансамбль структур зоны тройственного сочленения.

Отечественные и зарубежные исследователи отмечали [Пейве и др., 1994; 1995; Peuve et al., 1994; Ligi et al., 1997; Мазарович и др., 1995; и др.], что в геолого-геофизическом отношении район изучен слабо. Первые же результаты проведенных в 1994-1996 гг. работ показали, что точка тройственного сочленения Буве характеризуется существенной кинематической нестабильностью по крайней мере в последний миллион лет [Бо-

натти и др., 1997; Булычев и др., 1997; Трухин и др., 1998; 1999; 2000]. В них отмечалось, что анализ структуры трансформного разлома Буве позволит ближе подойти к обоснованной интерпретации особенностей геодинамики тройственного сочленения. Изучению этого вопроса и посвящена настоящая работа.

### РЕЛЬЕФ И НАМАГНИЧЕННОСТЬ ДНА

Трансформный разлом Буве представляет собою обширную депрессию в рельефе дна шириной 20 км, простирающуюся генерально под углом 45° и имеющую относительную глубину 1-2 км (рис. 1). Дно желоба лежит на глубинах 4-5 км, исключая одну аномальную область на 2.5° в.д., где глубины не превышают 3.5 км. Активная часть разлома четко прослеживается до контакта его с хребтом Буве на северо-востоке и хребтом Шписс на юго-западе. В области пассивных следов разлома наряду с удлиненными формами широким распространением пользуются и изометрические структуры рельефа дна.

Трансформный разлом Буве в магнитном поле характеризуется отрицательными и положительными (особенно в районе 2.5° в.д.) аномалиями величиной до 100 нТл, различающимися конфигурацией и размерами (рис. 2). Некоторые из них переходят со склонов желоба на его дно. Характерной чертой является отсутствие четких линей-

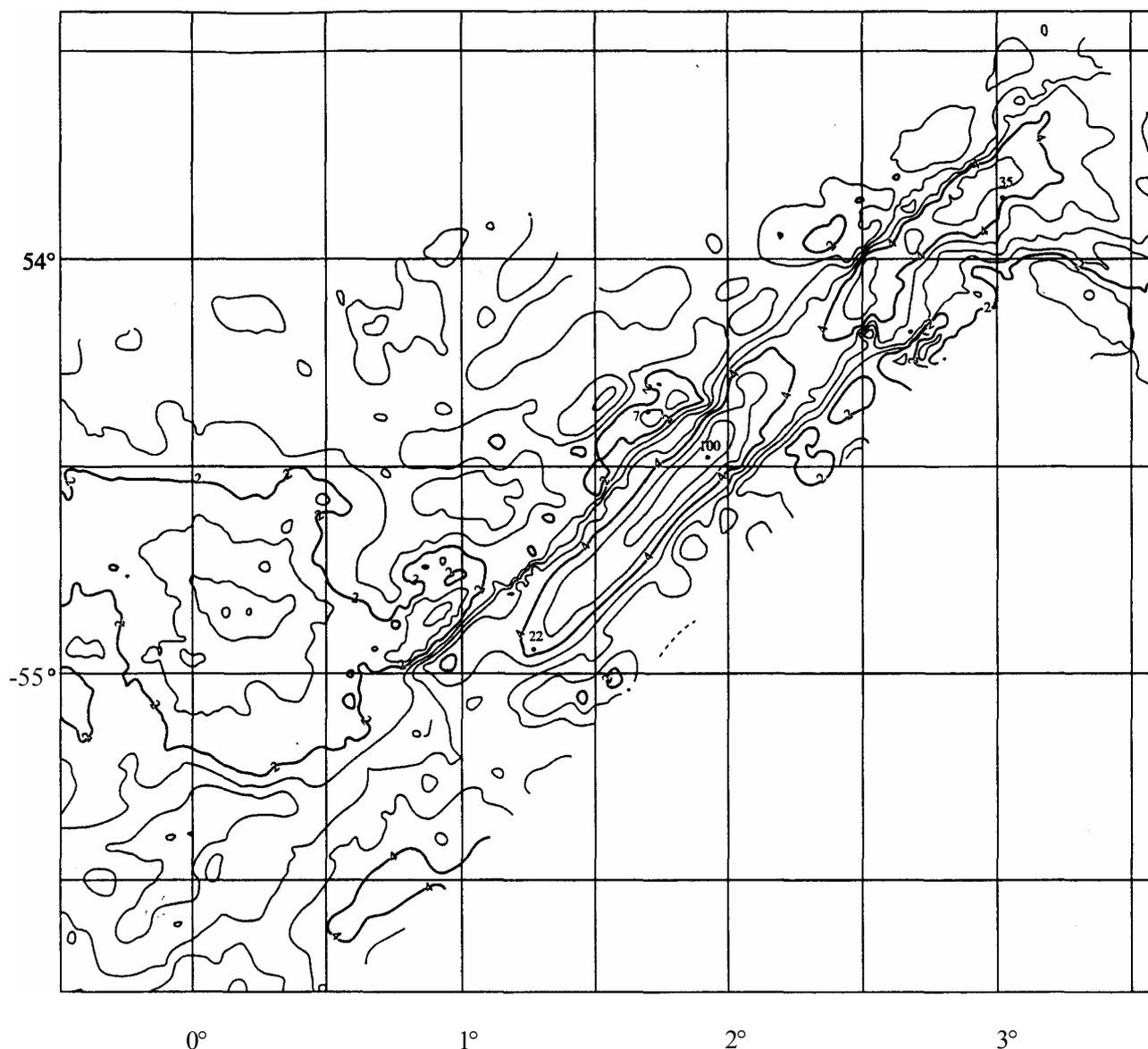


Рис. 1. Карта рельефа дна: изобаты рельефа дна в м, станции драгирования пород.

ных особенностей в аномальном магнитном поле, как это и свойственно другим трансформным нарушениям Мирового океана. Именно это определяет невозможность применения двумерных методов интерпретации. Отметим, что именно двумерные расчеты являются часто основным инструментом интерпретации аномального магнитного поля трансформных разломов океана. Например, в работе [Валяшко и др., 1993] интерпретация нелинейных магнитных аномалий в области трансформного разлома Курчатова проводится двумерными методами.

Наличие данных об аномальном магнитном поле, рельефе дна и акустического фундамента [Трухин и др., 1998; 2000] позволяет получить сведения о магнитной неоднородности дна изучаемого полигона в рамках концепции тектоники лито-

сферных плит. Для такого рода расчетов мощность магнитоактивного слоя океана была принята равной 0.5 км [Sclater et al., 1976 и др.]. Верхняя граница слоя совпадает с поверхностью акустического фундамента или с поверхностью дна, если осадочный слой незначителен по мощности. Параметры современного магнитного поля Земли для района полигона были взяты по полю DGRF эпохи съемки (наклонение  $63^\circ$ , склонение  $25^\circ$ ), наклонение вектора намагниченности ( $70^\circ$ ) вычислялось в рамках аппроксимации главного магнитного поля Земли полем осесимметричного диполя.

Трансформный разлом Буве характеризуется отрицательными и положительными значениями намагниченности, величиной до 2-3 А/м (рис. 3), различающимися конфигурацией и размерами. Некоторые из них (особенно это видно в районе

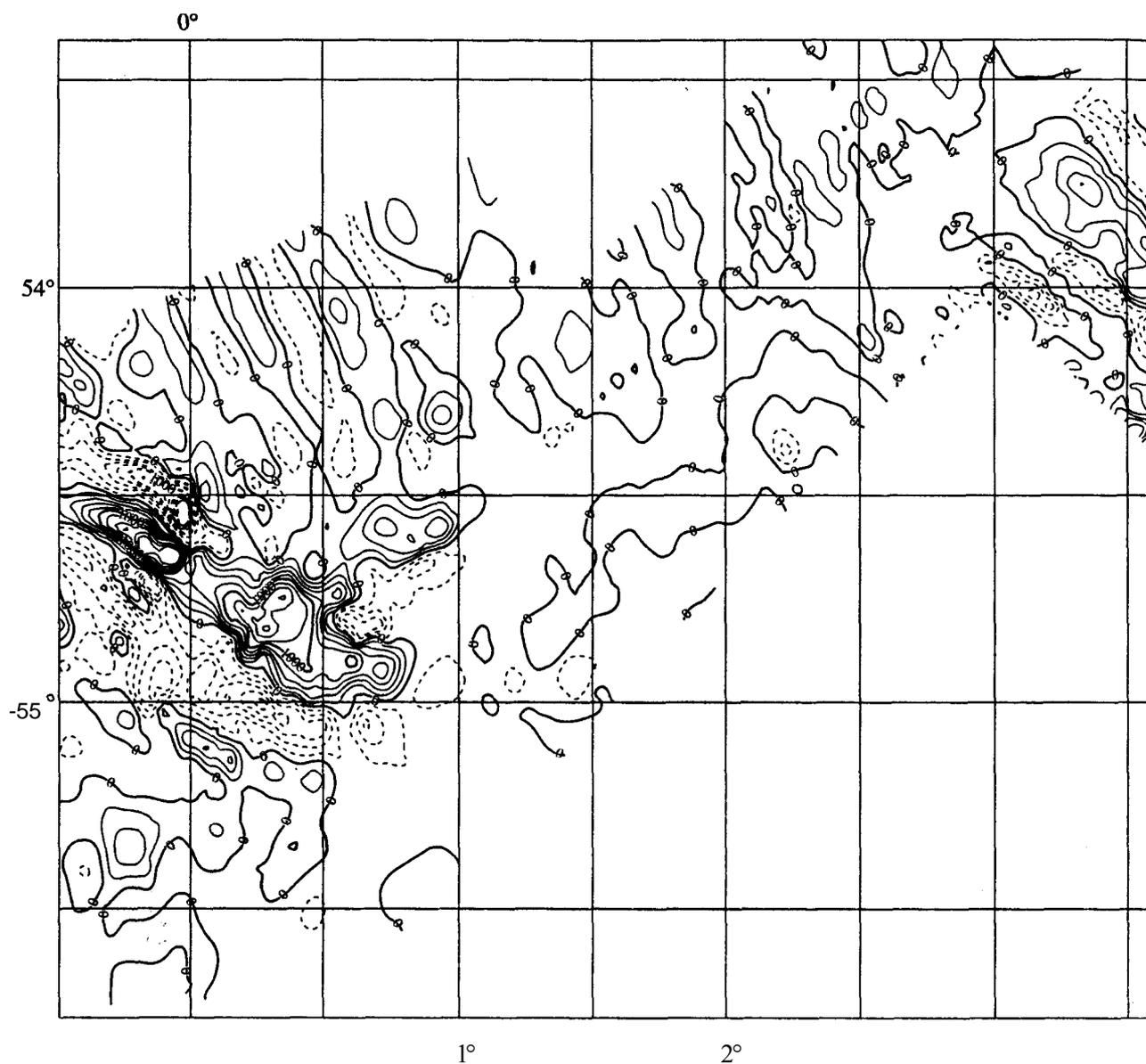


Рис. 2. Карта аномального магнитного поля. Изодинамы в нТл.

2.5° в.д.) переходят со склонов желоба на его дно. В указанном районе 2.5° в.д. выделяется непродолжительная направленная под углом 135° прямо намагниченная (интенсивностью до 6-8 А/м) область дна, которая как бы с правосторонним смещением продолжается в северном направлении за пределы участка наблюдений.

### ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Идентификации линейных магнитных аномалий в области точки тройственного сочленения Буве проводились рядом авторов. Наиболее обоснованными фактическим материалом следует признать идентификации, изложенные в статьях [Sclater et al., 1976; Бонатти и др., 1997]. В первой статье идентификации были основаны на ограни-

ченном числе региональных профилей, а в другой - на данных детальных исследований в ограниченном районе. В настоящей работе при идентификации аномалий в районе исследований нами были учтены все доступные результаты и опыт идентификации палеомагнитных аномалий в южной Атлантике [Sclater et al., 1976; Weiland et al., 1995; Weiland, Macdonald, 1996; Булычев и др., 1997 и др.], накопленные к настоящему времени мировой магнитной съемкой. Это позволило в отдельных случаях рассмотреть альтернативные идентификации в работе [Булычев и др., 1997].

Идентификация палеомагнитных аномалий происходила на основании визуального сравнения наблюдаемых и теоретических магнитных аномалий в модели разрастания дна океана. Параметры расчетов приведены в предыдущем разделе.

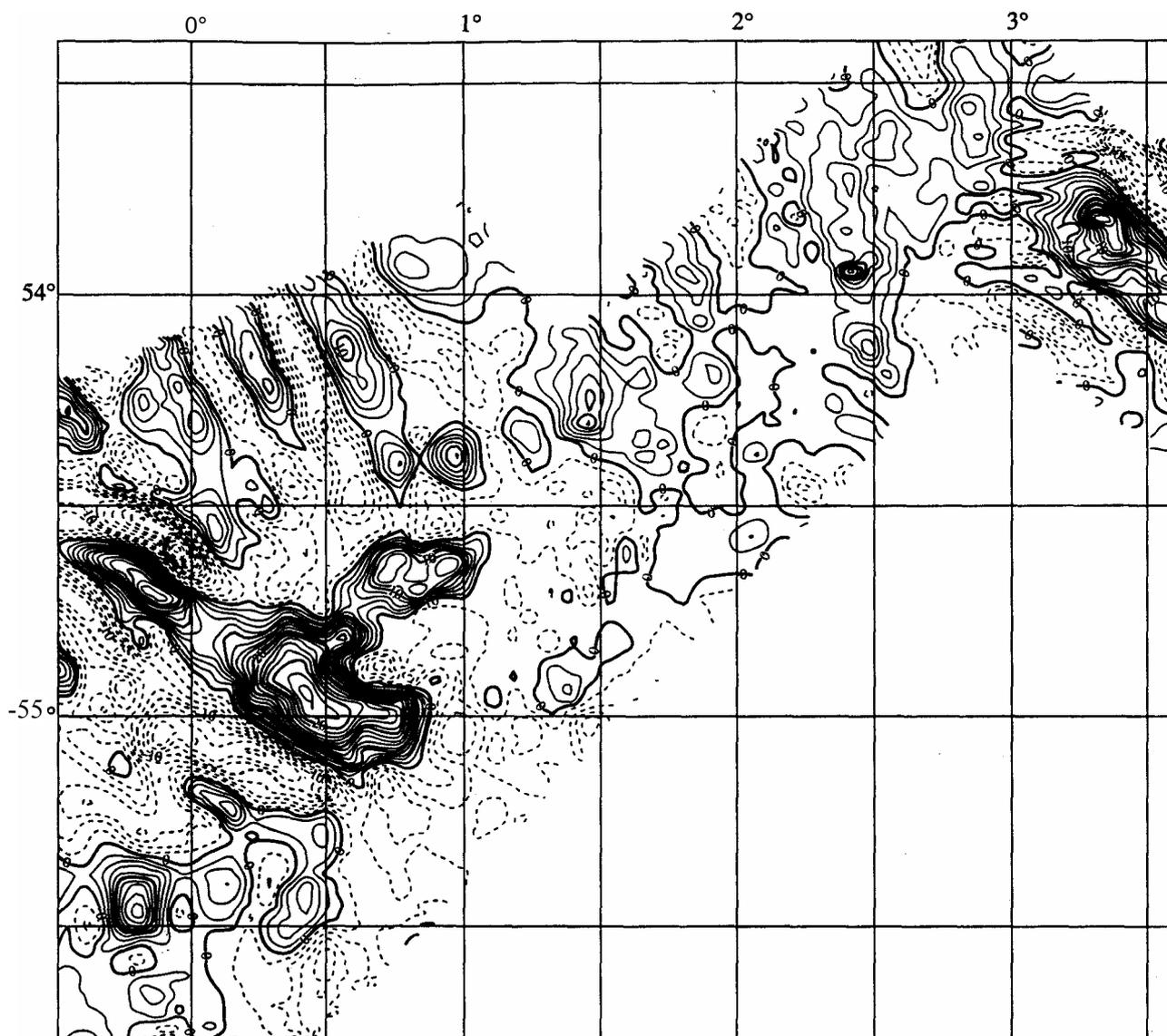


Рис. 3. Карта распределения намагниченности (в А/м) инверсионного магнитоактивного слоя мощностью 0.5 км.

*Северный борт разлома Буве.* Согласно проведенной идентификации, интенсивная положительная аномалия над центральной частью структуры хребта Шписс является осевой палеомагнитной аномалией С1 (рис. 4). По ней осевая зона может быть продолжена на север несмотря на серьезные изменения в морфологии хребта. Идентификация палеоаномалий в значительной мере затруднена близостью к трансформному разлому Буве, а также ограниченным числом профилей наблюдений. Все же удается выделить симметрично расположенные (относительно осевой аномалии) палеомагнитные аномалии С2А. К востоку от осевой аномалии на расстоянии около 150 км выделяется палеоосевая аномалия С2Аг и симметрично расположенные относительно нее палеомагнитные аномалии С3А, С4, С4А (рис. 4). На се-

вере хребта палеомагнитных аномалий древнее С1г идентифицировать не удается.

*Хребет Буве.* Согласно проведенной идентификации (рис. 4) интенсивная положительная аномалия над центральной частью структуры хребта является осевой палеомагнитной аномалией С1. По ней осевая зона может быть продолжена на северо-запад и юго-восток до разломов Буве и Мошеш. С восточной стороны от осевой аномалии на удалении около 13 (на севере), 25 (в центре) и 15 км (на юге) выделяется положительная аномалия, идентифицируемая как С2А. С западной стороны аномалия С2А находится на расстоянии в 3 (на севере) и 13 км (в центре). Идентификация остальных аномалий, примыкающих с юга к трансформному разлому Буве, затруднена ограниченным количеством материала.

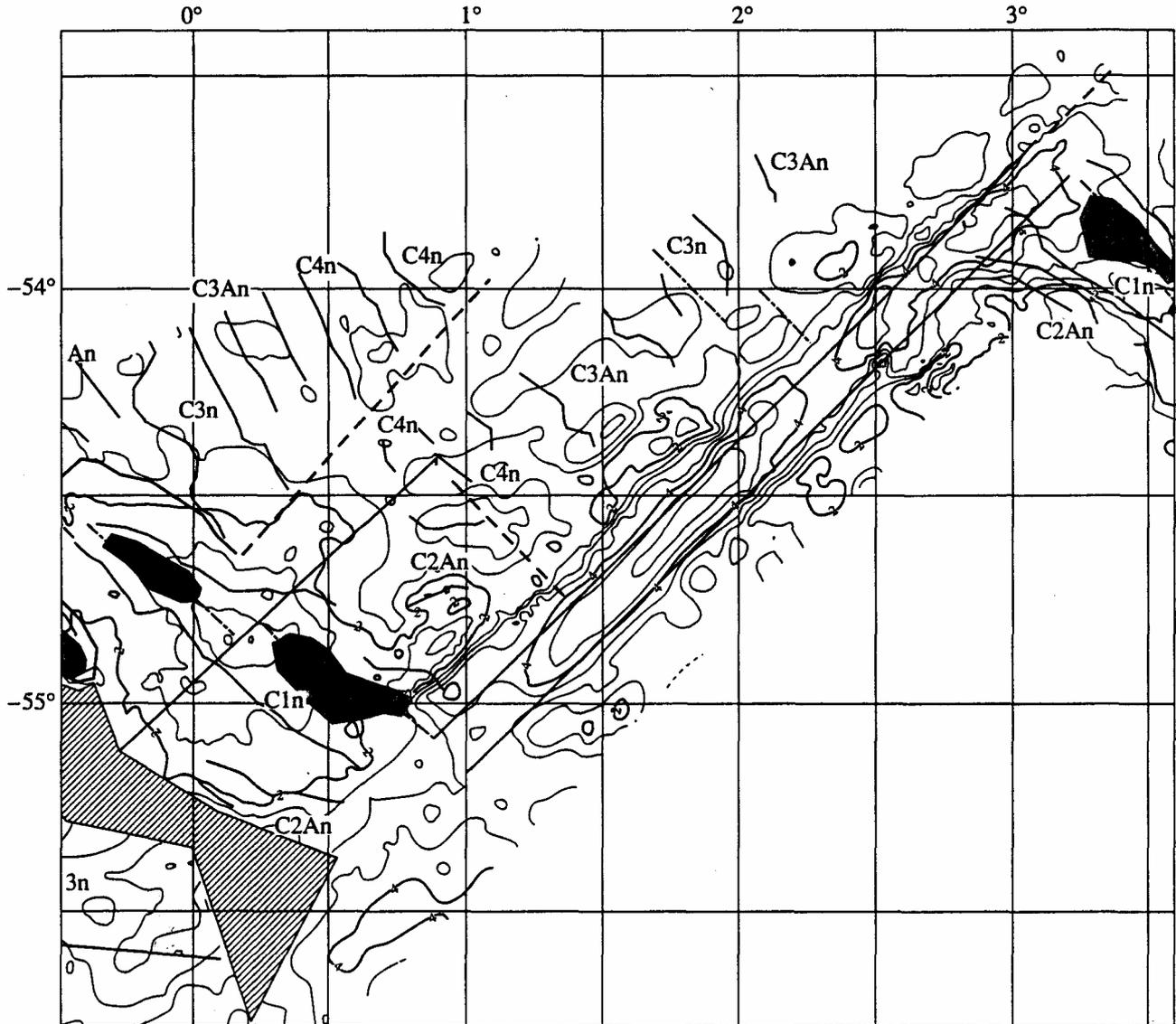


Рис. 4. Хронология и тектоника дна. Номенклатура хрон дана в соответствии с [Шрейдер, 1998]. Показаны: хроны в терминах шкалы палеомагнитных аномалий; конструктивные границы литосферных плит (хрон 0); границы литосферных плит; линии смены режима спрединга; трансформные разломы; эпоха прямой магнитной полярности (брюнес, неовулканическая зона); границы блоков различной намагниченности по модели; намагниченность в А/м в соответствии с [Трухин и др., 1998, 1999, 2000].

## МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА БАЗАЛЬТОВ

Результаты измерений магнитных параметров базальтов представлены в таблице. На рис. 5 приведены характерные кривые  $I_s(T)$  термомагнитного анализа образцов.

К сожалению, коллекция драгированных образцов из разлома Буве очень скудная. Собственно к разлому относятся лишь образцы из драг S18-7 и S18-10. Драга S18-35 находится на северо-востоке от разлома и относится, скорее, к хребту Буве, а драга G96-22 расположена на юго-западе от разлома Буве. В связи с этим, имеет смысл рассмат-

ривать магнитные свойства между группами образцов этих базальтов.

Сравнение величин естественной остаточной намагниченности  $I_n$ , изученной по образцам базальтов, и  $I_{np}$ , вычисленной по магнитным аномалиям, показало, что  $I_n > I_{np}$ , и только у образцов из драги S18-35 эти значения близки (таблица). Образцы собственно из разлома Буве (драги 7, 10) имеют фактор  $Q_n$  ниже, чем у образцов из прилегающих областей (таблица). Однако, все базальты характеризуются довольно высокой коэрцитивностью  $H_{cr}$  (50–60 мТл), но в основном низкими величинами отношений  $R_s = I_{rs}/I_s$ , определяющих характер доменной структуры зерен титаномагне-

Магнитные характеристики образцов

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ драги (количество образцов)	$\langle x_0 \rangle \times 10^5$ СИ	$\langle I_n \rangle$ , А/м	$\langle I_{np} \rangle$ , А/м	$\langle Q_n \rangle$	$H_{cr}$ , мТл	$\langle I_s \rangle$ , А/м	$R_s$	$T_C$ , °С	$I_{sT}/I_{s0}$	$H_{crT}/H_{cr0}$
S18-7(4)	$\frac{1741.3}{1.3-4118.0}$	$\frac{7.7}{0.7-26.6}$	2.0	$\frac{12.6}{1.3-32.9}$	55	$\frac{2187}{33-6300}$	$\frac{0.074}{0.003-0.210}$	500	1.8	0.8
S18-10(4)	$\frac{1268.9}{33.6-4753.0}$	$\frac{2.7}{0.5-9.0}$	0.5	$\frac{9.7}{3.7-25.0}$	50	$\frac{2949}{208-8000}$	$\frac{0.117}{0.009-0.190}$	520	3.6 1.9	0.7
S18-35(13)	$\frac{123.0}{53.0-205.0}$	$\frac{1.5}{0.5-3.8}$	2.0	$\frac{30.5}{6.1-46.6}$	60	$\frac{214}{188-240}$	$\frac{0.010}{0.003-0.017}$	-	1.2	1.4
G96-22(2)	$\frac{13627}{7550-25700}$	$\frac{10.6}{8.0-15.8}$	0.2	$\frac{28.3}{7.8-52.0}$	57	145	0.290	320	1.7	1.1

Примечание. В столбцах 2, 3, 5, 7, 8 в числителе – средние значения величин для всех измеренных образцов из каждой драги, в знаменателе – наименьшие и наибольшие значения.  $R_s = I_{s0}/I_s$ ;  $I_{s0}$  и  $I_{sT}$  – намагниченности насыщения до нагрева и после нагрева до  $T_{max}$ , измеренные при  $T_0$ ;  $H_{cr}$  и  $H_{crT}$  – остаточные коэрцитивные силы до нагрева и после нагрева до  $T_{max}$ , измеренные при  $T_0$ .

титов (ТМ) и их величину. По-видимому, это связано с наличием парамагнитной компоненты в составе  $I_s$ . На наличие парамагнитной (суперпарамагнитной) части указывает “хвост” на кривых  $I_s(T)$ . У таких образцов отношение намагниченности насыщения  $I_{sT}$ , измеренной при 700°С, к намагниченности насыщения до нагрева  $I_{s0}$  составляет 20–30% (рис. 5). При повторных нагревах парамагнитная часть сохраняет свою величину.

Относительно фазового состава ферромагнитной фракции базальтов можно заметить, что титаномагнетиты гетерофазно окислены, их точки Кюри более 300°С (~320–520°С). Однако, нагрев базальтов в лаборатории до 600–700°С на воздухе приводил к увеличению намагниченности насыщения  $I_s$  (таблица) ( $I_{sT}/I_{s0} = 1.2-3.6$ ), что указывает на дальнейшее окисление титаномагнетитов. Поведение коэрцитивности базальтов из разлома и прилегающих областей различно. Коэрцитивность базальтов из разлома после нагрева образцов понижалась, а из прилегающих областей, наоборот, повышалась (таблица). По-видимому, это связано с проявлением двух процессов при нагревании образцов на воздухе. С одной стороны, при окислении происходит дробление зерен титаномагнетита в результате распада титаномагнетита на магнетит и ламмели ильменита, что приводит к повышению  $H_{cr}$ . С другой стороны, воздействие напряжений in situ в зоне разлома приводило к повышению  $H_{cr}$ , а при последующем нагреве образцов до 700°С происходил их отжиг, что приводило к понижению  $H_{cr}$ .

Действительно, соотношение между коэрцитивностью  $H_{cr}$  базальтов из тройственной точки Буве и точкой Кюри  $T_C$  обнаруживает тенденцию роста  $H_{cr}$  с возрастанием  $T_C$  (рис. 6), т. е. коэрци-

тивность растет с повышением степени окисления титаномагнетита. Такая тенденция прослеживается для базальтов из южной части Средне-Атлантического хребта (САХ) и хребта Буве. Для базальтов из хребта Шписс и прилегающих областей такая тенденция прослеживается слабо. Высококоэрцитивные образцы их коллекции хребта Шписс имеют высокие величины  $R_s$ , что указывает на преобладание в спектре размеров зерен титаномагнетитов однодоменных зерен. После нагрева образцов хребта Шписс до 600–700°С наблюдалось увеличение их коэрцитивности, но в разной степени ( $H_{crT}/H_{cr0} = 1.2-2.8$ ) [Трухин и др., 2000]. Наименьшее увеличение замечено у образцов из драги G96-17 ( $H_{crT}/H_{cr0} = 1.2$ ), которая расположена вблизи разлома Буве и G96-12 из центральной части хребта Шписс ( $H_{crT}/H_{cr0} = 1.3$ ). Понижение коэрцитивности после нагрева наблюдалось у образца G96-21 из южной части хребта Шписс – области с повышенными напряжениями in situ.

Кроме того, был проведен специальный эксперимент, основанный на результатах работы [Трухин, Максимочкин, 1999], который подтвердил факт влияния давлений, имевших место в природе, на коэрцитивность базальтов. В упомянутой работе было показано, что воздействие давления в лаборатории на образцы океанских базальтов приводит к изменению магнитных параметров образцов только в тех случаях, когда давление лабораторное превышает давление на базальты in situ. Измерения изменений  $H_{cr}$  и  $H_c$  под воздействием поэтапно увеличивающегося давления до 400 МПа проводились на образцах океанских базальтов из разлома Романш (Центральная Атлантика). Были выбраны образцы, имеющие близ-

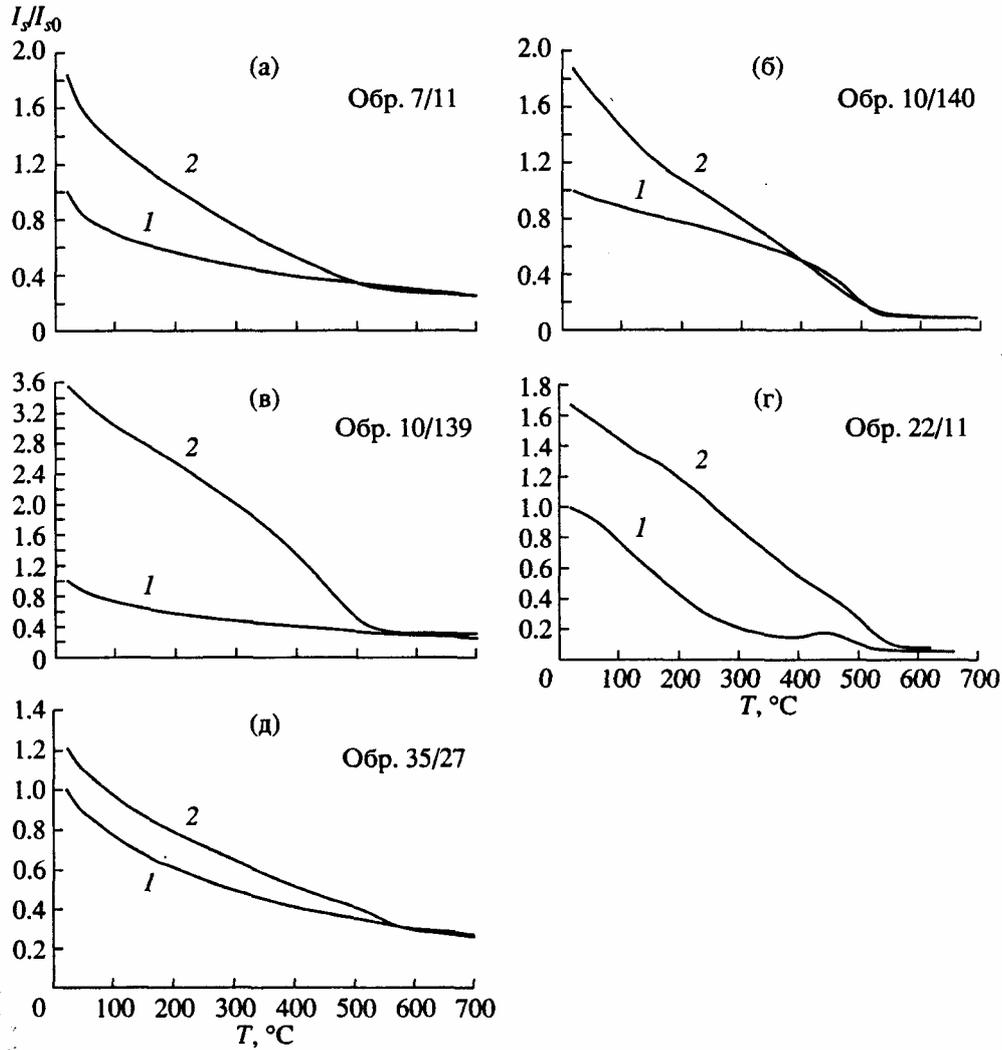


Рис. 5. Кривые  $I_{rs}(T)$  термомагнитного анализа: 1 – кривая первого нагрева, 2 – кривая второго нагрева: а – обр. из драги 7; б, в – обр. из драги 10; г – обр. из драги 22; д – обр. из драги 35.

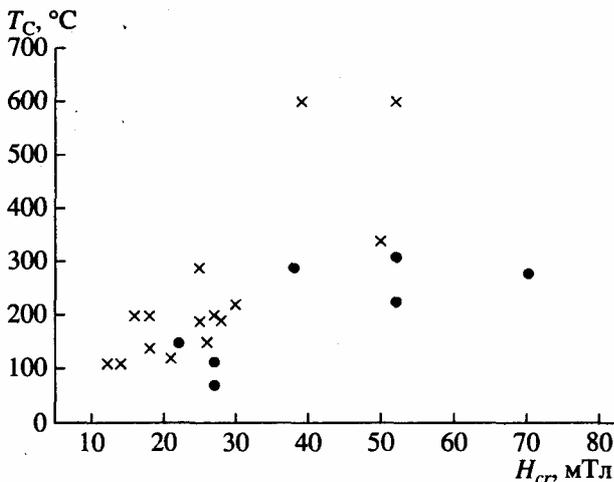
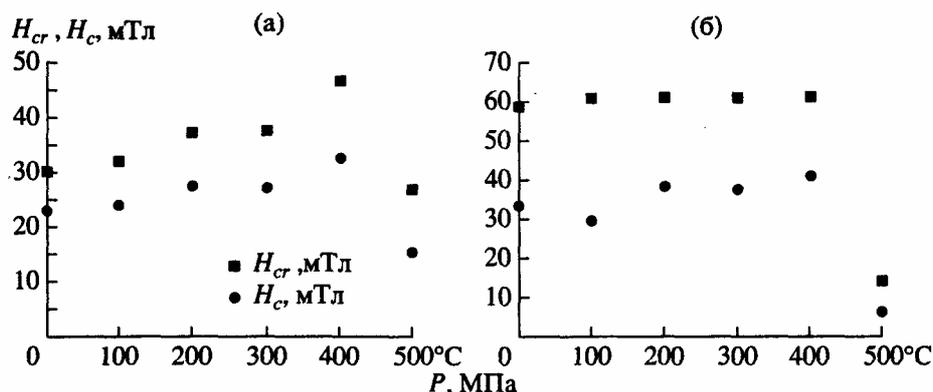


Рис. 6. Соотношение между коэрцитивностью  $H_{cr}$  и температурой Кюри  $T_c$ . • – образцы из хребта Буве, x – образцы из южной части Срединно-Атлантического хребта (САХ).

кие точки Кюри  $T_c$  (280 и  $290^{\circ}\text{C}$ ) и, следовательно, мало различающиеся по фазовому составу ферромагнитной фракции, а также близкие величины отношений  $I_{rs}/I_s$  (0.37 и 0.35), характеризующие тип доменной структуры, но существенно различающиеся по значениям коэрцитивности  $H_c$  и  $H_{cr}$ .

Оказалось, что образец № 2912, обладающий более высокой коэрцитивностью  $H_c$  и  $H_{cr}$  (34.6 и 60.4 мТл соответственно), не обнаружил значительного роста коэрцитивности (менее 1%). В то время как у образца № 3417 с меньшей коэрцитивностью (21.6 и 29.8 мТл) был обнаружен рост коэрцитивности  $H_c$  (до 32.5 мТл) и  $H_{cr}$  (до 43 мТл). Отжиг образцов при  $500^{\circ}\text{C}$  приводил к падению коэрцитивности у обоих образцов (рис. 7а, 7б).

Из этого эксперимента следует, что исходное давление (in situ) было больше лабораторного для образца, обладающего более высокой коэр-



**Рис. 7.** Изменение параметров коэрцитивности  $H_c$  и  $H_{cr}$  базальтов после поэтапного наложения квазигидростатических давлений до 400 МПа при  $T_0$ . Последние точки соответствуют значениям  $H_c$  и  $H_{cr}$  после отжига базальтов при 500 и 560°C на воздухе.

а – образец № 3417 ( $H_c = 21.6$  мТл,  $H_{cr} = 29.8$  мТл); б – образец № 2912 ( $H_c = 34.6$  мТл,  $H_{cr} = 60.4$  мТл).

цитивностью  $H_c$  и  $H_{cr}$  (34.6 и 60.4 мТл). По-видимому, это даст возможность выявлять образцы, испытавшие напряжения в природных условиях.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характерной чертой аномального магнитного поля в области трансформного разлома Буве является отсутствие четких линейных особенностей в аномальном магнитном поле, как это и свойственно другим трансформным нарушениям Мирового океана. Нелинейность особенностей аномального магнитного поля в области трансформных разломов скорее всего обусловлена взаимным влиянием двух линейных процессов: спрединга океанского дна и горизонтальных сдвигающих движений коры. Следствием первого процесса является формирование линейных участков инверсионного магнитоактивного слоя и связанных с ним линейных магнитных аномалий. Следствием второго процесса является формирование линейных тектонических нарушений дна со своим аномальным магнитным полем. Взаимное наложение тех и других магнитных аномалий имеет своим результатом формирование специфического аномального магнитного поля, в общем случае не обладающего линейной конфигурацией.

Пониженные значения намагниченности могут быть связаны с глубоким вскрытием литосферы по разлому и разрывом инверсионного магнитоактивного слоя, сложенного в основном базальтами слоя 2а [например, Шрейдер, 1992, и др.], что могло повлечь за собой сильное изменение пород. О значительной глубине разрыва свидетельствуют находки перидотитов верхней мантии в разломе Буве [Пейве, Бонатти, 1999; Пуцаровский, Скоттнев, 1999].

Исследование магнитных свойств базальтов показало, что величина естественной остаточной намагниченности  $I_n$ , измеренная по образцам, превышает значение  $I_{np}$ , вычисленное по магнитным аномалиям. Это скорее всего обусловлено нарушением магнитоактивного слоя в зоне трансформного разлома. Коэрцитивность базальтов высокая, в спектре размеров зерен большую долю составляют суперпарамагнитные частицы. Базальты окислены гетерофазно. Образцы из разлома существенно отличаются от базальтов из прилегающих областей по поведению их коэрцитивности после нагрева до температур, превышающих  $T_C$ , для гетерофазноокисленных титаномагнетитов или температур инверсии  $T_i$ , при которых титаномагнетит разрушается с выделением ламелл ильменита. У образцов из разлома  $H_{cr}$  понижается, а у базальтов из прилегающих областей – растет. Снижение  $H_{cr}$  у образцов из разлома, по-видимому, обусловлено влиянием на магнитное состояние образцов повышенных напряжений *in situ*. При нагреве образцов происходит их частичный ожиг, что приводит к снижению  $H_{cr}$  после нагрева.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в результате трехмерного моделирования аномального магнитного поля установлено наличие нелинейных областей намагниченности дна с нелинейным простираем в области трансформного разлома Буве. Именно это определяет необходимость применения трехмерных методов интерпретации. Трансформный разлом Буве характеризуется отрицательными и положительными (в районе 2.5° в.д.) значениями намагниченности, величиной до 2–3 А/м, различающимися конфигурацией и размерами. Некоторые из них переходят со склонов желоба на его дно.

Переход между активными и пассивными участками трансформного разлома фиксируется в рельефе дна и характере его намагниченности. Ось хребта прото Шписс заложилась во время хрона С4R на северном борту разлома Буве с возможным продолжением на его дно, а во время хрона С2AR ось совершила прыжок на запад на расстояние более 70 км, заняв свое современное положение.

Установлено различие между величинами  $I_{пр}$ , полученными в результате расчета по магнитным аномалиям, и  $I_n$ , измеренным по образцам. Изученные образцы характеризуются высокой коэрцитивностью и высокими точками Кюри, что отражает их сильное изменение. Термообработка образцов из разлома и прилегающих областей выявила различное поведение их коэрцитивности. Это обусловлено различным влиянием на базальты давлений *in situ*, что подтверждено специальными экспериментами по воздействию на образцы квазигидростатического давления в лаборатории.

Эти данные дают основание надеяться, что по поведению коэрцитивности образцов после нагрева до температур, превышающих величины их точек Кюри  $T_C$  для гетерофазноокисленных титаномагнетитов или точек инверсии  $T_i$ , для титаномагнетитов, можно будет выявлять области с повышенными напряжениями *in situ*. Наиболее вероятно наличие таких областей из зон разломов и областей сочленения зон разломов со срединно-океаническими хребтами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по грантам № 99-05-64024 и № 00-05-64769.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бонатти Э., Булычев А.Л., Гилод Д.А. и др. Детальные геомагнитные исследования точки тройственного сочленения литосферных плит Буве // Океанология. 1997. № 6. С. 897-909.
- Булычев А.А., Гилод Д.А., Куликов Е.Ю., Шрейдер А.А. Методика определения намагниченности в слое // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 5. С. 36-40.
- Булычев А.Л., Гасперини Л., Гилод Д.А. и др. Спрединг восточной части Африкано-Антарктического хребта по данным детальных геомагнитных исследований в районе острова Буве // Океанология. 1998. № 3. С. 445-452.
- Валяшко Г.М., Городницкий А.М., Лукьянов С.В. Геомагнитное изучение трансформных разломов. Магнитное поле океанов. М.: Наука. 1993. С. 201-230.
- Мазарович А.О., Пейве А.А., Зителлини Н. и др. Морфоструктура района острова Буве // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 3. С. 354-357.
- Пейве А.А., Бонатти Э. Периодиты разломных зон Буве и Конрад (Южная Атлантика) // Докл. РАН. 1999. Т. 367. № 6. С. 788-791.
- Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С. и др. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 5. С. 645-648.
- Пейве А.А., Перфильев А.С., Пуцаровский Ю.М. и др. Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (Тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. № 1. С. 40-57.
- Пуцаровский Ю.М., Скоттнев С.Г. Тройное сочленение Буве (Южная Атлантика) - уникальный тектонический узел в структуре океанского дна // Докл. РАН. 1999. Т. 368. № 1. С. 74-78.
- Трухин В.И., Багин В.И., Вагина О.Л. и др. Магнетизм дна океана на юге Срединно-Атлантического хребта // Физика Земли. 1998. № 4. С. 33-46.
- Трухин В.И., Багин В.И., Вагина О.Л. и др. Магнетизм срединно-океанического хребта Буве (Южная Атлантика) // Физика Земли. 1999. № 1. С. 3-18.
- Трухин В.И., Багин В.И., Булычев А.А. и др. Магнетизм срединно-океанического хребта Шписс (Южная Атлантика) // Физика Земли. 2000. № 2. С. 68-82.
- Трухин В.И., Максимочкин В.И. Изменения намагниченности горных пород в океанской коре, обусловленные ростом давления и температуры // Физика Земли. 1999. № 11. С. 3-14.
- Шрейдер А.А. Магнетизм океанской литосферы и линейные палеомагнитные аномалии // Физика Земли. 1992. № 6. С. 59-70.
- Johnson G.L., Hey R.M., Lowrie A. Marine Geology in the Environs of Bouvet Island and the South-Atlantic triple Junction // Marine Geophys. Res. 1973. № 2. P. 23-36.
- Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G. et al. Death and transfiguration of triple junction in the south Atlantic // Science. 1997. V. 276. P. 243-246.
- McKenzie D.P., Morgan W.J. Evolution of triple junctions // Nature. 1969. V. 224. P. 125-133.
- Peyve A., Efimov V., Erofeev S. et al. Cruise Report Strakhov-18, Bouvet Triple Junction February-May 1994. Jji:IX Italian Antarctic Expedition Roma. 1994. P. 46-53.
- Slater L., Bowin C., Hey R., Tapscott C. The Bouvet Triple Junction // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. № 11. P. 1857-1869.
- Wetland C., Macdonald K. Ridge segmentation and magnetic structure of the Southern Mid-Atlantic ridge 26° S and 31-35° S: implications for magmatic processes at slow spreading centres // J. Geophys. Res. 1996. № B4. P. 8055-8073.
- Wetland C., Wilson D., Macdonald K. High resolution plate reconstruction of the southern Mid-Atlantic ridge // Marine Geophys. Res. 1995. V. 17. P. 143-166.