

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОДОРОДА И УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ В ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЕ ТОНГА

А.И. Обжиров, И.К. Пуцин, Е.В. Коровицкая

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская 43, г. Владивосток, 690041; e-mail: obzhirov@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 28 сентября 2009 г.

В работе представлены результаты газогеохимических исследований, выполненных в экспедиции Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева на НИС “КАЛЛИСТО” в южной части островодужной системы Тонга. Исследовался состав газов (кислород, азот, углекислый газ, водород, метан, этан, этилен), растворенных в придонном слое воды и содержащихся в верхнем слое донных осадков. Установлены высокие содержания углеводородов и водорода во всех морфоструктурах, входящих в островодужную систему Тонга, независимо от состава и возраста пород в них. Выявлена приуроченность повышенного содержания газов к разломам, в том числе – к сквозным, выходящим на океанический склон желоба Тонга. По мнению авторов, газы в исследованном районе имеют, вероятно, глубинный (подкоровый) источник.

Ключевые слова: газогеохимическое опробование, метан, этан, этилен, водород, островодужная система Тонга.

ВВЕДЕНИЕ

Открытие нескольких проявлений нефти на островах архипелага Тонга инициировали здесь интенсивные геологические исследования в 80-х годах прошлого столетия [17]. Было организовано бурение нефтепоисковых скважин на островах, а также сейсмопрофилирование всей островодужной системы Тонга, которое сопровождалось опробованием пород морского дна. Несколько особое положение среди этих исследований занимает газогидрохимическое опробование, проведенное нами в южном окончании системы, севернее ее стыка с внутриплитным хребтом Луисвилл, который здесь трассирует разломную зону Элтаннин [2]. В настоящей статье авторами предпринята попытка выявить связи между газогеохимическими полями в придонной воде и донных осадках и некоторыми особенностями геологического строения региона.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ РАЙОНА

Островодужная система Тонга состоит из вулканической передовой (первой) дуги – хребта Тонга, задуговой впадины Лау и тыловой (третьей) дуги – хребта Лау. Вдоль основания западного склона дуги Тонга расположена цепочка плейстоцен-голоценовых вулканов, образующих вулканическую (вторую)

дугу Тофуа. Хребты Тонга и Тофуа разделены узкой линейной впадиной, почти полностью заполненной осадками (рис.). Все перечисленные морфоструктуры принадлежат Австралийской литосферной плите, которая, в рассматриваемом регионе, отделяется от Тихоокеанской плиты желобом Тонга.

Мощность коры под хребтом Тонга по сейсмическим данным составляет 16–18 км, под хребтом Лау – 14–15 км, во впадине Лау мощность коры снижается до 8–10 км [17]. Все перечисленные морфоструктуры имеют кору океанического типа. Фокальная зона под хребтом Тонга тонкая (60–80 км), погружается на запад под углом 40–45°. Магнитное поле мозаичное, обусловленное неровностями существенно вулканогенного рельефа дна. Короткие разнонаправленные линейные магнитные аномалии приурочены к разломам, которые контролируют расположение вулканических построек. Спутниковые измерения гравитационного поля показали линейно вытянутый гравитационный максимум (до 230 мГл), приуроченный к хребту Тонга. Параллельно максимуму над желобом Тонга прослеживается гравитационный минимум (до 200 мГл), причем большая часть минимума располагается над островным склоном. Для всей тектонической системы Тонга характерен высо-

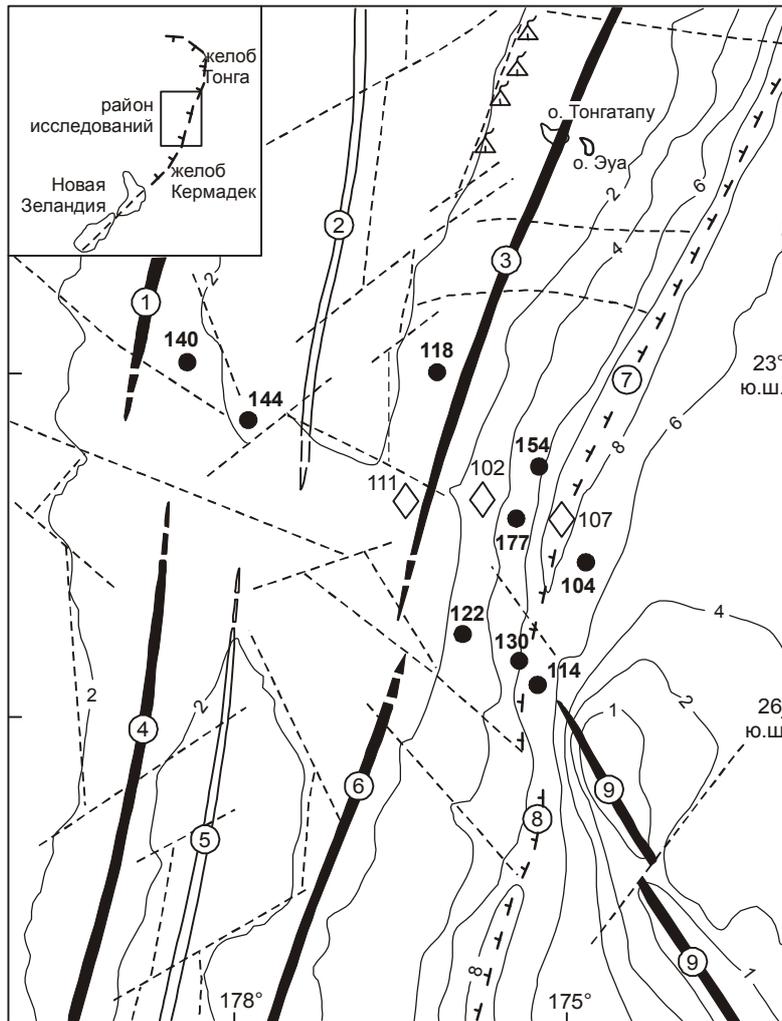


Рис. Структурная схема с распределением повышенных концентраций углеводородов и водорода в придонной воде в районе желоба Тонга–Кермадек (составлена на основе работ [2, 7, 15, 16]).

1 – оси важнейших морфоструктур, цифры в кружках: 1 – хребет Лау, 2 – впадина Лау, 3 – хребет Тонга, 4 – хребет Колвилл, 5 – впадина Хавр, 6 – хребет Кермадек, 7 – желоб Тонга, 8 – желоб Кермадек, 9 – хребет Луисвилл; 2 – основные разломы; 3 – четвертичные вулканы (хребет Тофуа); 4 – станции, на которых установлены повышенные содержания водорода; 5 – станции, на которых установлены повышенные содержания углеводородов. Изолинии – глубина в км.

кий тепловой поток – 20–80 мВт/м² на хребтах Тонга и Лау и до 140 мВт/м² во впадине Лау [4].

Сведения о геологическом строении системы Тонга слагаются из результатов исследований на островах, результатов бурения в рамках программы JOIDES и драгирования пород подводных склонов. Там, где проводилось драгирование основания островного склона желоба Тонга, подняты полнокристаллические породы офиолитовой ассоциации. Наиболее полный разрез этой ассоциации обнаружен нами в северном замыкании системы Тонга [13]. Здесь в основании разреза залегают сильно серпентинизированные гарцбургиты и, реже, лерцолиты, сменяющиеся выше габброида-

ми с небольшим количеством лерцолитов и ортопироксенитов. Разрез завершается комплексом параллельных даек диабазов, мелкокристаллических габброидов, плагиогранитов и плагиогранит-порфиоров. Общая вертикальная мощность разреза около 2500 м. Описанная тектоническая пластина перекрывается второй пластиной (мощностью около 2000 м), которая по составу и строению совершенно аналогична нижней. В районе контакта пластин установлена зона интенсивного дробления пород, представленных обломками серпентинизированных перидотитов, сильно измененных габброидов, диабазов и базальтов. Разрез верхней пластины венчается пиллоу-базальтами. Ксеноли-

ты пород ультраосновного состава отмечаются в лавах во всех морфоструктурах системы Тонга.

В раннем эоцене, а по некоторым данным [11] в доэоценовое время в пределах хребта Тонга начался интенсивный вулканизм [15, 16]. Наиболее детально породы этого этапа изучены на о. Эуа, где установлены островодужные толеиты, реже здесь же отмечаются андезибазальты, андезиты, дациты и риолиты. Эффузивы пронизаны дайками диабазов и микрогаббро. Магматическая деятельность в пределах хребта Тонга проявлялась вплоть до раннего миоцена. Вулканы, образующие дугу Тофуа, сложены андезибазальтами. Реже отмечаются андезиты, дациты и риолиты [6].

Во впадине Лау, образовавшейся в процессе задугового спрединга [18], резко преобладают толеиты, аналогичные срединно-океаническим. И только в северной части впадины отмечены субщелочные базальты. Начало раскрытия впадины Лау – ранний плиоцен [9, 11].

Хребет Лау сложен породами известково-щелочной серии (лавы, лавобрекчии и туфы базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов), радиометрический возраст которых колеблется от 9.3 до 2.7 млн лет. Реже отмечаются вулканы, сложенные субщелочными базальтами с возрастом 2.2–1.0 млн лет [19].

В составе осадочного чехла хребта Тонга преобладают вулканокластические песчаники, часто с известковистым цементом. Иногда отмечаются мергели и витротуфы, а также песчаники, алевролиты и аргиллиты в турбидитовом переслаивании. Известняки также характерны для всего разреза, но количество их в верхней части покрова возрастает, в этом же направлении происходит смена фораминиферных известняков рифогенными, располагающимися преимущественно в пригребневой части хребта. Мощность покрова осадков в пригребневой части хребта колеблется в пределах 1000–2000 м. В западном направлении мощность чехла устойчиво возрастает до 3000 м, а в грабенах и полуграбенах – до 4000 м. В противоположном направлении, т.е. в сторону желоба Тонга, мощность покрова уменьшается до 500 м. Начиная с глубины приблизительно 4 км, его мощность измеряется первыми сотнями метров. В интервале глубин 6–10 км осадки образуют заметные скопления (200–500 м) только в грабенах. На остальной части склона они отсутствуют или образуют тонкие покровы мощностью несколько десятков метров [10]. Возраст осадочных толщ (эоцен–плейстоцен) определяется по комплексам микрофауны из образцов, поднятых драгами [5]. В скважине 841, располо-

женной на восточном склоне хребта Тонга, установлены доэоценовые осадки [11].

Большая часть дна впадины Лау лишена осадков, что обусловлено ее сравнительной молодостью (плиоцен–голоцен) и отсутствием вблизи значительных областей сноса. Вдоль обоих бортов впадины установлены осадочные шлейфы мощностью первые сотни метров. И только южное окончание впадины заполнено вулканокластическими осадками мощностью немногим более 400 м [18].

Осадочный покров на хребте Лау изучен только в его верхней части, где он представлен рифогенными известняками позднемиоценового–голоценового возраста [19]. Вместе с тем, на западном склоне хребта непрерывным сейсмическим профилированием фиксируется слоистая толща мощностью до 1.5 км. Многие исследователи [6, 19] считают, что эти осадки имеют доплиоценовый возраст и образовались здесь еще до возникновения впадины Лау, разделившей хребты Тонга и Лау.

Большинство разломов (сбросов), установленных на хребтах Тонга и Лау, имеют СЗ и ЗСЗ простирание, реже отмечаются разломы ВСВ и субширотного простирания [10, 19]. В разломной тектонике системы Тонга важнейшую роль играет зона разлома Элтанин. В восточной части эта зона служила проводником для излияний глубинных магм, при этом слившиеся вулканические постройки образовали хребет Луисвилл. Субдукция хребта Луисвилл (разлома Элтанин) обусловила: во-первых, ЗСЗ простирание многих разломов островодужной системы Тонга; во-вторых, их глубинность; в-третьих, их сквозной характер на границе Тихоокеанской и Австралийской литосферных плит. На продольном профиле хребта Тонга отчетливо выделяются несколько горстообразных поднятий, где глубина уменьшается до десятков–первых сотен метров. Наиболее крупные из них располагаются в центральной части хребта (архипелаг Тонга) и в южной части хребта, где он “подпирается” субдуцирующим хребтом Луисвилл. Во впадине Лау разломы трассируются короткими разнонаправленными цепочками вулканических построек. Здесь же сбросами ограничены мелкие “переуглубления”, заполненные осадками мощностью до 300 м. В средней части впадины Лау предполагается ось спрединга. Однако положение этой оси разными исследователями определяется различно, что связано с множеством вариантов интерпретации магнитного поля впадины [8, 12, 18]. Нам представляется наиболее вероятной модель диффузно-го спрединга впадины Лау.

Таблица. Результаты газогеохимического опробования.

№ станции	Координаты: долгота З, широта Ю	Глубина опробования (м)	Морфоструктура	Содержание (нл/л)			
				CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	H ₂
102	175°38.7', 24°07.0'	20	Островной склон желоба Тонга	20.00	0.00	5.00	3.00
		820		25.00	0.00	0.00	6.00
		1950		33.00	0.00	0.00	4.00
		4140		31.00	0.00	0.00	4.00
104	174°47.4', 24°37.6'	20	Океанический склон желоба Тонга	21.00	0.00	0.00	0.00
		5880		36.00	9.00	32.00	0.00
107	174°54.6', 24°22.3'	7220	Днище желоба Тонга	31.00	0.00	0.00	6.00
111	176°10.5', 24°07.2'	25	Пригребневая часть хребта Тонга	21.00	0.00	0.00	4.00
		655		31.00	0.00	0.00	6.00
114	175°03.2', 25°44.7'	4940	Океанический склон желоба Тонга	31.00	0.00	0.00	0.00
118	176°04.4', 23°03.5'	2540	Пригребневая часть хребта Тонга	45.00	32.00	58.00	0.00
122	175°51.5', 25°11.4'	3680	Островной склон желоба Тонга	33.00	0.00	0.00	0.00
130	175°13.5', 25°31.1'	7000	Днище желоба Тонга	29.00	2.00	10.00	0.00
140	178°25.6', 23°01.4'	1395	Восточный склон хребта Лау	35.00	0.00	0.00	0.00
144	177°47.5', 23°31.3'	2575	Впадина Лау	35.00	0.00	0.00	0.00
154	175°05.2', 23°51.8'	3080	Островной склон желоба Тонга	31.00	0.00	0.00	0.00
177	175°25.6', 24°19.8'	5760	Островной склон желоба Тонга	29.00	0.00	0.00	0.00

Примечание. В таблице жирным шрифтом выделены повышенные содержания газов. Анализ выполнялся на газовом хроматографе ЛХМ-80.

ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Газогеохимическое опробование (рис.) охватило все морфоструктуры, составляющие островодужную систему Тонга (хребты Лау и Тонга и разделяющую их впадину Лау). Несколько станций опробования располагаются в районе осевой части желоба Тонга и его океанического склона, т.е. уже в пределах Тихоокеанской литосферной плиты.

Пробы воды отбирались батометрами БМ-48. Придонная вода отбиралась с помощью устройства, которое закрывало батометр при касании грузом-«разведчиком» дна в 1–2 м от поверхности последнего. На дегазационной установке из 0.5 л воды извлекался газ, который затем анализировался на хроматографе ЛХМ-80. На пламенно-ионизационном детекторе измерялись концентрации углеводородов, на катарометре определялись: кислород, азот, углекислый газ, водород. Донные осадки отбирались гравитационными трубками и черпаками. Газ из осадков извлекался на специальной приставке к дегазационной установке и также анализировался на хроматографе ЛХМ-80. В качестве газа-носителя использовался гелий. Точность определения концентраций газов контролировалась использованием в качестве эталона аттестованных газовых смесей известных концентраций, изготовленных в институте ВНИИГеоинформсистем, г. Москва.

Разница в концентрациях повторных анализов газа не превышала 1–2 относительных процентов.

Отметим, что в придонной воде Тихого океана на глубинах 4000–5000 м восточнее желоба Тонга концентрация метана не превышает 5–7 нл/л, а тяжелые углеводородные газы и водород практически отсутствуют [2]. Такие концентрации газов принимаются фоновыми. В колонках воды на 3-х станциях: 111-й (приосевая часть хребта Тонга), 102-й (островной склон желоба) и 107-й (днище желоба) зафиксированы повышенные концентрации водорода 3–6 нл/л. Особо выделяется станция 102, где водород установлен по всей толще воды – от 20 до 4120 м, а также в донных осадках. На этой же станции на разных глубинах в повышенных количествах присутствуют метан и этилен (табл.). Если отсутствует подток водорода из недр, то в воде его содержание находится почти на нулевой концентрации. Аномальные концентрации водорода, обнаруженные в воде в этом регионе, превышают фоновые концентрации в 5–10 раз и характеризуют наличие его подтока из пород дна по разломам.

Повышенные концентрации метана обнаружены в пределах всех морфоструктур, составляющих островодужную систему Тонга. Они зафиксированы на станциях: 140 (хребет Лау) – 35 нл/л, 144 (впадина Лау) – 35 нл/л, 118 (пригребневая часть хребта

Тонга) – 45 нл/л, 122, 154 и 177 (островной склон желоба) – 29–33 нл/л, 107 и 130 (днище желоба) – 29–31 нл/л, 104 и 114 (океанический склон желоба) – 31–36 нл/л. Эти концентрации превышают вышеуказанные фоновые содержания в 3–5 раз. Важно отметить, что в поверхностных слоях воды в районе желоба Тонга концентрации метана почти в 2 раза ниже, чем на больших глубинах. Это инверсионный тип распределения метана и тяжелых углеводородов в этом районе. Обычно в морях концентрации метана в верхних слоях воды выше гало- и термоклина достигают 70–80 нл/л. Затем фоновые концентрации в воде уменьшаются, например, в Охотском море до 10–20 нл/л на глубине 1000 м и глубже и 5–7 нл/л в Тихом океане, если нет подтока метана и других газов из донных осадков и пород. В районе желоба Тонга наблюдается обратное распределение метана. С глубиной концентрация метана увеличивается. Это возможно связано с региональным подтоком метана из недр. На станциях 104, 118 и 130 установлены высокие (2–32 нл/л) содержания этана, причем их увеличение всегда сопровождается повышением концентраций этилена (10–58 нл/л). Следует отметить содержание в воде достаточно высоких концентраций углекислого газа (5.2–2.6 мл/л). Они превышают обычные фоновые концентрации в 2–3 раза. Это, возможно, связано с проявлением молодого андезитового и базальтового вулканизма в районе желоба Тонга.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Приведенные данные позволяют сделать ряд важных выводов. Повышенные концентрации углеводородов на хребте Тонга приурочены к двум наиболее высоким участкам хребта, в его южной части, где установлены нами высокие содержания углеводородов в морской воде, и в центральной части, архипелаге Тонга, с известными проявлениями нефти. По существующим представлениям [16], высокий тепловой поток в рассматриваемом районе инициирует перенос рассеянных в осадках углеводородов и концентрацию их в верхней части осадочного покрова, преимущественно в рифогенных известняках плиоценового возраста. Однако этим представлениям противоречит то обстоятельство, что выявленные повышенные концентрации углеводородов распространены и за пределами хребта Тонга и не зависят от состава и мощности осадочного покрова. Не подтверждается эта точка зрения и результатами исследований содержания органического углерода в миоцен-плейстоценовых осадках хребта Тонга – менее 0.04 % [14].

Можно предположить, что углеводороды, образующие повышенные концентрации в исследованном районе, имеют в основном глубинный (подкоро-

вый) источник. Подтверждением этому является обнаруженное высокое содержание водорода и повышенные концентрации углекислого газа. Водород является хорошим индикатором поступления глубинных флюидов, в том числе из мантии, по зонам тектонически активных разломов. Кроме того, в рассматриваемом районе обнаружены ассоциации серпентинизированных гарцбургитов. Многие исследователи [1, 3] полагают, что процесс серпентинизации ультраосновных пород сопровождается генерацией метана. Так, О.Г. Сорохтин с соавторами [3] считают, что при серпентинизации перидотитов за год может образоваться $36 \cdot 10^6$ тонн метана. Более определенно судить об источниках углеводородов в районе можно будет только после более детальных газогеохимических исследований и изучения изотопного состава углерода и водорода этих газов.

Таким образом, в исследуемом районе островодужной системы Тонга обнаружены повышенные концентрации водорода, углеводородов и углекислого газа. Эти газы являются индикаторами тектонической активности этого региона в период исследований и возможного подтока abiогенных углеводородов. Это обуславливает научный интерес к пониманию геологического развития таких структур и дает возможность использования этих закономерностей для поиска углеводородов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лейн А.Ю. Курильщики поля Рейнбоу – район масштабного abiогенного синтеза метана // Природа. 2000. № 8. С. 44–53.
2. Обжиров А.И., Попова Г.В. Газовые и гидрохимические параметры водной толщи желоба Тонга // Океанология. 1986. Т. XXVI. Вып. 1. С. 78–82.
3. Сорохтин О.Г., Лейн А.Ю., Баланюк И.Г. Термодинамика океанических гидротермальных систем и abiогенная генерация метана // Океанология. 2001. Т. 41, № 6. С. 898–909.
4. Яmano М., Попова А.К., Смирнов Я.Б., Веселов О.В. Геотермические данные Тихого океана // Г.Б. Удинцев (ред.) Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана. М., СПб. МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПКО “Картография”, ГУНиО, 2003.
5. Chaproniere G.C.H. Late Neogene and Quaternary Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy and Paleobathymetry of Dredge Samples from the Southern Tonga Platform (Cruise L5-82-SP) / D.W. Scholl, T.L. Vallier (Eds.). // Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs (Tonga Region). Houston, U.S.A., 1985. P. 131–139.
6. Cunningham J.K., Anscomber K.J. Geology of Eua and Other Islands, Kingdom of Tonga / D.W. Scholl, T.L. Vallier (Eds.). // Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs (Tonga Region). Houston, U.S.A., 1985. P. 221–257.
7. Davy B.W. Gravity anomaly map, 1:4 000 000 // Southern Oceans. Sheet 1, Miscellaneous Series. Wellington, New Zealand, 1989.

8. Eguchi T. Seismotectonics of the Fiji Plateau and Lau Basin // Tectonophysics. 1984. V. 102. P. 17–32.
9. Hawkins J.W. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. V. 28. P. 283–297.
10. Herzer R.H., Exon N. F. Structure and Basin Analyses of the Southern Tonga Forearc / D.W. Scholl, T.L. Vallier (Eds.). // Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs (Tonga Region). Houston, U.S.A., 1985. P. 55–73.
11. JOIDES. Science operator report. 1991. Leg 135. P. 2–9.
12. Pelletier B., Louat R. Seismotectonics and present-day relative plate motions in the Tonga-Lau and Kermadec-Havre region // Tectonophysics. 1989. V. 165. P. 237–250.
13. Pushchin I.K., Konovalov Y.I. Magmatic Rocks of the North Insular Slope of the Tonga Trench / A.J. Stevenson, R.H. Herzer, P.F. Balance (Eds.). // Geology and Submarine Resources of the Tonga-Lau-Fiji Region. Suva, Fiji, 1994. P. 201–217.
14. Sandstrom M.W. Organic geochemistry of dredge samples and oil seeps from the Southern Tonga Platform Tonga / A.J. Stevenson, R.H. Herzer, P.F. Balance (Eds.). // Geology and Submarine Resources of the Tonga-Lau-Fiji Region. Suva, Fiji, 1994. P. 121–129.
15. Scholl D.W., Vallier T.L., Packham G. H. Framework Geology and Resource Potential of Southern Tonga Platform and Adjacent Terranes – a Synthesis / D.W. Scholl, T.L. Vallier (Eds.). // Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs (Tonga Region). Houston, U.S.A., 1985. P. 457–488.
16. Scholl D.W., Herzer R.H. Geology and Resource Potential of the Southern Tonga- Lau Region Tonga / A.J. Stevenson, R.H. Herzer, P.F. Balance (Eds.). // Geology and Submarine Resources of the Tonga-Lau-Fiji Region. Suva, Fiji, 1994. P. 329–350.
17. Shor C.G., Kirk H.K., Menard H.W. Crustal Structure of the Melanesian Area // J. Geophys. Res. 1971. N 76. P. 6696–6701.
18. Weissel J.K. Evolution of the Lau Basin by the growth of small plates / M. Talwani, W.C. Pitman (Eds.). // Island arcs, deep sea trenches and back arc basins. Amer. Geophys. Union Marice Ewing Ser. 1977. V. 1. P. 429–436.
19. Woodhall D. Geology of the Lau Ridge / D.W. Scholl, T.L. Vallier (Eds.). // Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs (Tonga Region). Houston, U.S.A., 1985. P. 351–378.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

A.I. Obzhirov, I.K. Pushchin, E.V. Korovitskaya

Distribution of hydrogen and hydrocarbon gases in the Tonga island arc system

The paper presents results of the studies on gas geochemistry of the Tonga island arc system performed by the researchers of V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute (POI) FEB RAS aboard the Kallisto research vessel in 1982. The composition of oxygen, nitrogen, carbon dioxide, hydrogen, methane, ethane, and ethylene dissolved in bottom water layers and superficial sediments was investigated. High concentrations of hydrogen and hydrocarbon were found in the structures of the Tonga island arc system regardless their age and rock composition. Increased concentrations of the gases are associated with fractures including through ones which reach the oceanic slope of the Tonga trench. The authors suggest the gases in the studied region to be of a deep-seated (mantle) origin.

***Key words:* gas geochemical testing, methane, ethane, ethylene, hydrogen, Tonga island arc system.**