

琉球諸島周辺におけるメタンを主成分とする 地殻内部流体の分布と地質背景との関連性

土岐 知弘*

(2012年11月1日受付, 2013年4月27日受理)

Distribution of crustal fluids mainly composed by methane around the Ryukyu Islands and its relationship with geological settings

Tomohiro TOKI*

* Department of Chemistry, Biology and Marine Science,
Faculty of Science, University of the Ryukyus
1 Senbaru, Nishihara, Okinawa 903-0213, Japan

In this paper I provide an overview of previous studies of crustal fluids around the Ryukyu Islands and a summary of the interpreted origin and implications of the methane present in those fluids. The chemical compositions of crustal fluids around the Ryukyu Islands fall into two groups: one group with methane contents as high as 80%, and another with methane contents of about 60%. Methane in crustal fluids can originate either from basement rocks or from organic-rich layers overlying basement rocks. If the basement rocks of the Ryukyu Islands are the source rock of the methane in crustal fluids, there might be huge accumulations of natural gas around the Ryukyu Islands, requiring information about the areal extent and depth of such accumulations to quantify possible gas resources. On the other hand, organic-rich layers overlying basement can be also the origin of the methane in hydrothermal fluids in the southern Okinawa Trough. Thus, understanding the distribution of crustal fluids on land can lead to a better understanding of the distribution of crustal fluids below the nearby deep sea floor. Increasing our knowledge of the origin and distribution of crustal fluids will improve our understanding of mass flux in the Earth's crust.

Key words: Crustal fluid, Methane, Ryukyu Islands, Source rock

1. イントロダクション

本総説では、天然ガスや間隙水、地下水、冷湧水、温泉、海底熱水、石油、マグマなど、地下や海底下といった地殻内に分布している地殻内部流体のうち、メタンを主成分とする温泉付随ガスや海底温泉からの噴出ガス、海底湧水域における湧出ガスを取り扱う。中でも琉球諸島周辺には天然ガスが多く分布しているにも関わらず、その系統的な地球化学的解釈はなされて

いない。そこで、本総説ではこれら天然ガスの特徴を概観する。なお、深海底における海底熱水系に関する総論は、川口・土岐 (2010) に詳しいので、そちらを参照されたい。

メタンは大気中には ppm オーダーでしか含まれない微量成分の一つであるが、還元的な地殻内部に分布している流体中などには豊富に存在する。こういった還元環境下に存在するメタンは大気への供給源の一つであり、大気中のメタンは赤外線を吸収し、水蒸気、二酸化炭素について三番目に強力な温暖化ガスとして働くことが知られている (Lelieveld *et al.*, 1993)。したがって、地球全体のメタンの収支を調べることは、

* 琉球大学理学部海洋自然科学科
〒903-0213 沖縄県中頭郡西原町千原一番地

今後の地球環境変動を予測する上で大変重要である (Chappellaz *et al.*, 1993)。一方で、地域社会にとって地殻内部に濃集しているメタンは、天然ガスとしての貴重な県内資源の一つである。特に、石油や石炭といった主要なエネルギー資源を持たない日本にとっては、多様なエネルギー資源をバランスよく組み合わせた安定供給が社会的に重要である。また、天然ガスの分布は十分に把握しておかなければ、重大な事故につながる危険もはらんでいる。たとえば、千葉県や東京都においても、地下の天然ガスが建造物に充満した結果、爆発事故につながっているケースが近年でも報道されている (共同通信, 2004; 朝日新聞, 2007)。2012年5月に新潟県南魚沼市のトンネル内で発生した爆発においても、天然ガスの影響が指摘されている (日本経済新聞, 2012)。戦後直後の沖縄においても、掘削中の井戸で火災事故が起きている (兼島, 1959)。こういった事故を未然に防ぐためにも、地下の天然ガスの分布を把握することは極めて重要なことである。

琉球諸島周辺にも、メタンを主体とするガスの湧出が、いくつかの場所で見つかっており、その分布を調べることは重要である。そのためには、これらの湧出ガスについて、地球化学的には起源や相互の関係などを明らかにする必要がある。しかし、琉球諸島周辺の地殻からの湧出ガスの同位体組成に関しては、ほとんど調べられてきていない。沖縄本島南部には、新潟や秋田、千葉、宮崎に匹敵する規模の水溶性ガス田があることが、国内はおろか、県内ですらあまり知られていない。本稿ではこれまでの琉球諸島周辺の地殻内部流体の研究成果についてまとめ、概観することを通して、その起源やそれらの研究がもたらす知見の意義についてまとめた。

2. テクトニックセッティングと地質背景

2.1 テクトニックセッティング

琉球諸島は、日本の南西に位置する長さ約600 kmの160島からなる列島である (Fig. 1a)。北部は沖縄本島を含む沖縄諸島、中部には宮古諸島、南部には石垣島や西表島が属する八重山諸島といった島々からなる (Fig. 1b)。これらの島々は、東シナ海と琉球海溝に挟まれた海域に、凸面を太平洋側に向けて弧を描いて連なっている。この弧は、北部で太平洋側に非火山性の島弧が、大陸側に火山性の島弧が位置する二重弧になっているが、南部では非火山性の島弧だけが海上に見られている (小西, 1965)。火山性の島弧は、北

方へはトカラ列島 (小宝島、薩摩硫黄島など) を経て、桜島、霧島、阿蘇山へと連なる。南方へは中新世及び鮮新世に火山活動のあった粟国島及び久米島まで火山島が見られるが、それより南では海上には火山島としては見当たらない。ただし、その延長と考えられる場所に、深海底で活動している海底熱水が複数個見つかっており (渡辺, 1999; 松本ほか, 2001; 藤倉ほか, 2001)、島弧の火山活動であると考えられている (渡辺, 2000)。

2.2 地質背景

琉球諸島の地質背景は、沖縄本島内においても、本部半島、沖縄本島北部及び沖縄本島南部の三つの地域に大別され、それぞれ独自の地質背景を有する (小西, 1965; Hanzawa, 1935; MacNeil, 1960)。本稿では、天然ガスの分布と関連した沖縄本島 (本部半島、沖縄本島北部及び沖縄本島南部) 及び八重山諸島の地質背景について、以下に概要を示す。併せて、沖縄本島南部と八重山諸島の間を補完する情報として、これまでに行われた沖縄本島南西沖及び宮古島東方沖の海底掘削の結果を示した。

2.2.1 本部半島 本部半島の付け根から仏像構造線に対比される名護断層を隔てて北側 (本部半島側) には琉球諸島の最も古い基盤の一つである本部層群が見られる (Fig. 1c; Konishi, 1963)。本部層群は、白亜紀前期の付加体と考えられており、本州の秩父帯南縁の三宝山ユニットに対比されている (高見ほか, 1999)。本部層群よりも上位には、更新世の仲尾次砂層、サンゴ礁からなる古宇利島層、石灰岩層からなる琉球層群及び完新世の海岸・河川成堆積物が不整合で堆積している (山本ほか, 2003; 山本ほか, 2005)。

2.2.2 沖縄本島北部 名護断層を隔てて本島側には、本州の四万十帯に対比される国頭層群が分布している (Fig. 1c; Konishi, 1963)。国頭層群は、砂岩、石灰岩、緑色岩を含む黒色頁岩や千枚岩などの変成岩からなる名護層と、石炭層を挟み千枚岩、粘板岩、礫質砂岩を含んだ浅海性の砂岩からなる嘉陽層で構成されている (橋本ほか, 1976)。嘉陽層からは化石が産出していることから、始新世の地層であると考えられているが、名護層からは今までのところ化石が得られていないことから年代は不詳とされている (Konishi, 1963)。しかし、嘉陽層によって整合に覆われていることから、白亜紀～暁新世を中心に形成された可能性が高い (Konishi, 1963)。国頭層群よりも上位には、非石灰質の堆積物からなる国頭礫層が分布しており、

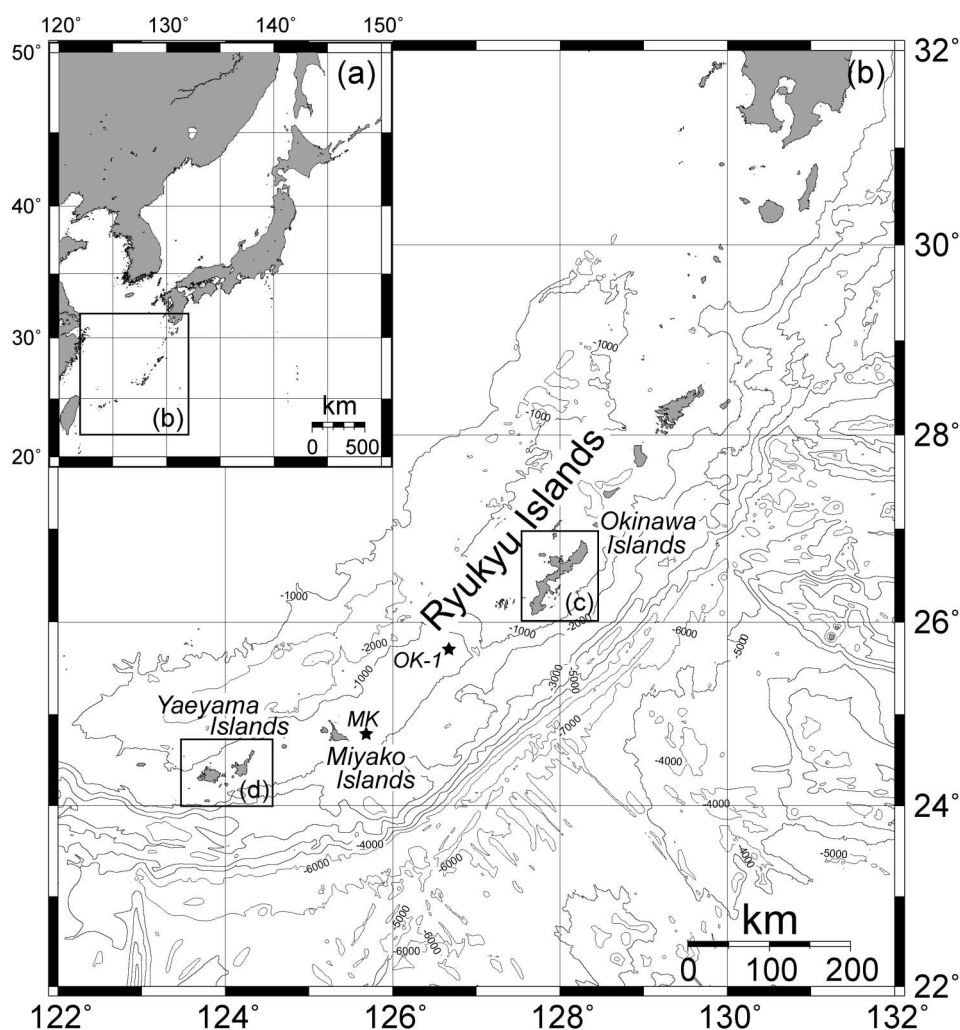


Fig. 1a Map of the Japan Islands. The box shows the position of Fig. 1b.

Fig. 1b Map of the Ryukyu Islands. The box shows the position of Fig. 1c and 1d, respectively, together with the positions of the drilled sites, MITI MIYAKOJIMA OKI (MK) and OKINAWA OKI (OK-1).

琉球層群と同時代の鮮新世～更新世に形成されたと考えられている (Hanzawa, 1935; Furukawa, 1979)。

2.2.3 沖縄本島南部 沖縄本島南部の基盤は、名護層であると考えられている (福田ほか, 1970; 加藤ほか, 2012)。この基盤の深さは、重力データから北西から南東及び南に向かって深くなり、首里では1,100 m前後、奥武島付近では2,100 m、荒崎海岸では2,300～2,400 mと推定されている (Fig. 1c; 福田ほか, 1970)。また、実際に行われた掘削により、那覇市内においては943 m、南城においては1,972 mで名護層に到達している (福田ほか, 1970; 加藤ほか, 2012)。名護層よりも上位には、有機物の豊富な島尻層群が堆積している (Hanzawa, 1935)。島尻層群

は、中新世後期～更新世前期にかけて、沖縄本島南部から八重山諸島にわたる広範囲の地域が沈降水没して形成されたと考えられている (Natori, 1976)。有孔虫群集の違いにより、下位から豊見城層、与那原層、新里層と呼ばれている (LeRoy, 1964)。このうち、豊見城層中に含まれる小緑砂岩が南部水溶性ガス田の貯留層と考えられている (福田ほか, 1967)。これらの上位には琉球層群が分布しており、更新世以降再び沈水して堆積したサンゴ礁及びその周辺に形成される炭酸塩堆積物、また同時期に沿岸で形成される海成及び陸成の碎屑岩で構成されている (Hanzawa, 1935; MacNeil, 1960)。

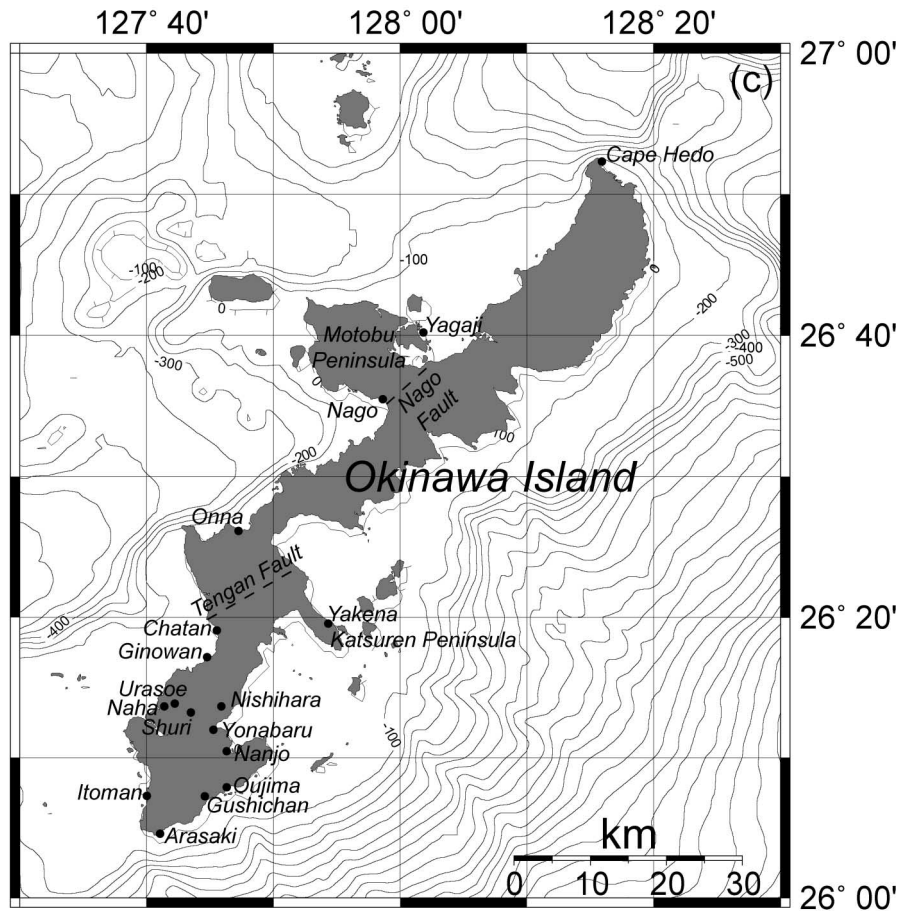


Fig. 1c Map of Okinawa Island. The name of a place described in the text is known.

2.2.4 八重山諸島 八重山諸島の地質背景は、中川ほか（1982）に詳しい。基盤としては八重山変成岩類が分布している（木崎・高安，1976）。八重山変成岩類はジュラ紀の付加体と考えられている富崎層と本州の三郡変成岩に対比される三畳紀～ジュラ紀の変成岩であるトムル層で構成されている（磯崎・西村，1989）。その上位には、堆積岩からなる宮良川層と、凝灰岩、凝灰角礫岩及び溶岩などからなる野底層が分布しており、始新世の火山活動によるものであると考えられている（中川ほか，1982）。その上位には、中新世前期～中期にかけて砂泥互層で形成された浅海性の八重山層群が堆積し、石炭層を夾在させている（Hanzawa, 1935）。さらに上位には、琉球層群に相当する更新世の大浜層が分布している（中川ほか，1982）。また、石垣島北西部於茂登岳には、富崎層を貫く形で中新世（21 Ma）の花崗岩が貫入している（河野・植田，1966）。

2.2.5 宮古島東方沖 宮古島東方沖は、琉球諸島周辺の海底において最も厚い堆積層が推定されている海域である（相場・関谷，1979）。1981～1982年にかけて、宮古島東方沖24 km、水深286 mの地点において、基礎試錐「宮古島沖」が掘削された（Fig. 1bのMK; 円谷・佐藤，1985）。ここでは、海底下286～520 mは更新世の琉球層群であり、520～2,880 mまで鮮新世後期から前期にわたる島尻層群が分布していた。その下には中新世前期の八重山層群が接しており、その間、中新世の中期～後期に相当する約1,000万年に昇る堆積欠如が報告されている（円谷・佐藤，1985）。こういった堆積欠如は、西太平洋に広く観測されているものであり、この時期に琉球弧は高山帯になっていたと考えられている（石和田，1981）。

2.2.6 沖縄本島南西沖 1972～1977年にかけて琉球諸島周辺において帝国石油（株）が地震波探査による海底構造調査を行っている（円谷・佐藤，1985）。

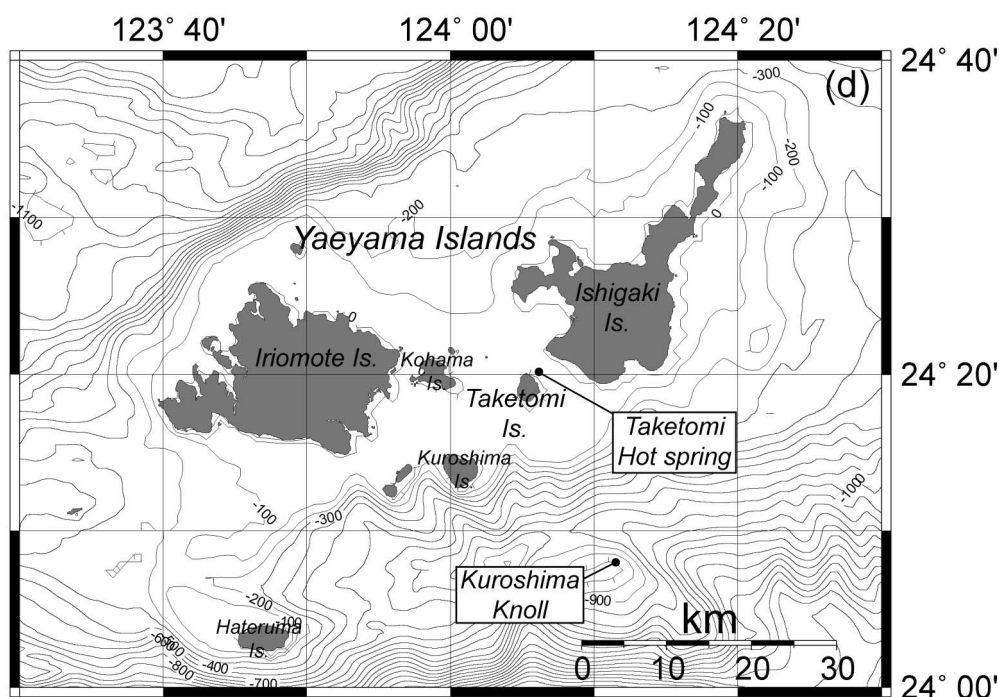


Fig. 1d Map around Ishigaki Island and Iriomote Island showing the position of Taketomi submarine hot spring and Kuroshima Knoll.

1976年には、沖縄本島の南西沖の水深216 mの海底を海底下3,043 mまで帝石沖縄沖一号井を掘削している (Fig. 1b の OK-1; 石和田, 1981)。このときは、海底下2,970 mにおいて基盤の千枚岩に到達し、その上位はほとんど島尻層群であったことが示されている (石和田, 1981)。また、そのときの千枚岩の変成年代は38 m.y. で、四万十累帯に対比されることが明らかとなっている (相場・関谷, 1979)。八重山諸島には見られた八重山層群は宮古島東方沖を境に北側には分布しない。八重山層群の供給源は、台湾の東方に存在していた“華東古陸地”と考えられている (小原・松本, 1964; Liew and Lin, 1974; 相場・関谷, 1979; 円谷・佐藤, 1985)。

3. メタン放出地点の分布と胚胎層

琉球諸島周辺においてこれまでに知られているメタンガスの放出地点の分布を、北から順に地質学的な環境と合わせて以下に示していく (Fig. 1c; Table 1)。

3.1 沖縄本島北部屋我地島沿岸の湧出ガス

本島北部に位置する屋我地島沿岸には、ガスの湧出が報告されている (Fig. 1c; 山城ほか, 2006)。ガスの成分は、メタンが主成分で60%近く含まれており、他に窒素が30%前後、二酸化炭素及び酸素はそれぞれ

数%含まれていることが示されている (Table 1; 山城ほか, 2006; 土岐ほか, 2012)。湧出孔は、屋我地島の東側数百 m 沖合に位置するウフ島と呼ばれる小島の東側数10 m 内に49ヵ所見つかっており、その他周辺にある12個の小島にはまったく観測されていない (山城ほか, 2006)。水深数 m の海底の石灰岩の割目から間欠的に気泡が湧出しており、湧出量は毎分23.5~60.0 cm³、平均30.7 cm³/分という値が報告されている (Table 1; 山城ほか, 2006)。

3.2 名護付近で湧出しているガス

名護市内のオリオンビール(株)7号井は、1960年頃までは天然ガスを産出していたことが報告されている (福田ほか, 1969)。ガスの組成はメタンが88%であり、それ以外は主に窒素とアルゴンであることが示されている (本島・牧野, 1965)。井戸は、地下46 m から23.7°Cの地下水をくみ上げていたと報告されている (本島・牧野, 1965)。また、ガスの産出量は、一日当たり0.16 m³であったという (本島・牧野, 1965)。

3.3 恩納村山田温泉付近で見られたガス

現在は湧出が止まっている恩納村山田温泉のガス組成も、第四次調査報告書には報告されている (福田ほか, 1969)。1965年にはメタン93%であったが、1966

Table 1 Chemical and isotopic compositions of crustal fluids around the Ryukyu Islands in the previous studies.

Site	Sample ID	Depth m	Rate m ³ /day	Temp. °C	CH ₄ %	N ₂ %	CO ₂ %	O ₂ %	H ₂ ppm	He ppm	C ₂ H ₆ ppm	C ₃ H ₈ ppm	³ He/ ⁴ He R/R _a	⁴ He/ ²⁰ Ne	N ₂ /O ₂	C ₁ /(C ₂ +C ₃)	δD _{SMOW} ‰	δ ¹³ C _{CH₄} ‰VPDB	δ ¹³ C _{C₂H₆} ‰VPDB	δ ¹³ C _{C₃H₈} ‰VPDB	Reference		
Yagaji	2	2	0.04	—	57.4–60.1	33.7–36.5	0.08–0.19	4.09–4.22	—	—	—	—	—	—	8	—	—	—	—	—	—	Yamashiro et al. (2006)	
	2	—	—	—	61.3–64.5	27.8–36.5	1.04–1.19	0.78–2.51	31	65–71	75–101	0.3–0.5	0.28–0.32	101–165	15–36	6,320–8,140	–146	–143	–42.4	–40.0	–26.9	–21.6	Toki et al. (2012)
Nago	Agarie	46	0.2	23.7	88.0	11.6	0.27	0.10	0	40	300	0	—	—	—	2,930	—	—	—	—	—	Motojima and Makino (1965)	
Onna	Yamada	—	—	23.8	91.4–93.0	6.3–8.2	0.25–0.38	0.15–0.30	0	40–100	—	—	—	—	21–55	—	—	—	—	—	—	Fukuta et al. (1969)	
Chatan	Chula-U	1,400	—	42.1	0.1–86.5	9.9–79.5	0.14–0.60	0.40–20.3	—	—	600	—	—	—	4–25	1,520	—	—	—	—	—	Kato et al. (2012)	
Ginowan	Enagic Aroma	1,300	—	40.1	54.5	36.9	0.40	8.23	—	—	100	0	—	—	4	4,460	—	—	—	—	—	Kato et al. (2012)	
Urasoe	Xyltus	1,560	3,000	56.0	87.6	11.3	0.31	0.84	—	—	200	—	—	—	13	5,610	—	—	—	—	—	Kato et al. (2012)	
Yonashiro	Yakana	291	0.0	25.5	96.9	2.3	0.61	0.15	tr.	tr.	200	0	—	—	—	4,850	—	—	—	—	—	Motojima and Makino (1965)	
Nishihara	Onaha	330	—	—	84.5	10.2	1.30	1.40	—	—	—	—	—	—	7	—	—	—	—	—	—	Kaneshima (1959)	
Yonashiro	Yonashiro	288	0.0	25.4	96.6	0.9	0.39	0.03	250	0	1,100	0	—	—	—	897	—	—	—	—	—	Motojima and Makino (1965)	
Yonabaru	Ueyonabaru 1	146	0.6	—	53.9	40.6	3.17	0.02	0	20	tr.	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Motojima and Makino (1965)	
Yonabaru 2	Ueyonabaru 2	128	>0	23.6	93.4	5.4	1.14	0.02	40	20	200	0	—	—	—	4,670	—	—	—	—	—	Motojima and Makino (1965)	
Yonabaru	Yonabaru	180	—	—	86.4	12.8	0.30	0.50	—	—	—	—	—	—	26	—	—	—	—	—	—	Kaneshima (1959)	
Yonabaru	Yonabaru	—	—	—	88.7	10.8	—	—	—	—	—	—	—	—	22	—	—	—	—	—	—	—	
Sashiki	Baten port	—	—	—	91.3	7.9	0.30	0.50	—	—	—	—	—	—	16	—	—	—	—	—	—	Kaneshima (1959)	
Baten	Baten	183	>0	—	96.9	1.1	0.04	tr.	0	0	800	100	—	—	—	1,100	—	—	—	—	—	Motojima and Makino (1965)	
Chinen	Chinen Cape	337	0.0	25.4	96.0	3.7	0.07	0.36	20	0	900	200	—	—	—	872	—	—	—	—	—	Motojima and Makino (1965)	
Haabaru	Tsukazan	>275	0.0	—	96.0	3.4	0.58	0.04	0	tr.	400	0	—	—	—	2,400	—	—	—	—	—	Motojima and Makino (1965)	
Naha	Miebashi	568	—	—	91.7	8.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Kaneshima (1959)	
Naha	Miebashi	182	1.7	27.8	20.8	69.8	1.03	8.34	0	0	100	0	—	—	—	411	—	—	—	—	—	Motojima and Makino (1965)	
Naha	Kokusai Street	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,080	—	—	—	—	—	—	
Naha	No.1 Well 1	150	2.2	27.8	87.3	11.9	0.17	0.67	300	—	—	—	—	—	18	—	—	—	—	—	—	Fukuta et al. (1970)	
Naha	No.1 Well 2	405–435	59.9	30.0	90.4	7.2	0.25	2.16	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	
Naha	No.1 Well 1	150	2.2	27.8	87.3	11.9	0.17	0.67	0	0	0	0	—	—	18	—	—	—	—	—	—	Motojima et al. (1970)	
Naha	No.1 Well 2	405–435	59.9	30.0	95.9	3.6	0.09	0.18	190	0	0	0	—	—	21	—	—	—	—	—	—	—	
Naha	No.2 Well 1	832–943	900	44.0	89.5	9.7	0.24	0.48	190	280	—	—	—	—	20	—	—	—	—	—	—	Fukuta et al. (1970)	
Naha	No.2 Well 2	832–943	900	44.0	87.1	11.7	0.23	0.87	180	260	—	—	—	—	13	—	—	—	—	—	—	—	
Naha	LO/SIR	800	1,000	40.9	88.3	10.3	0.49	0.87	—	—	200	—	—	—	12	6,070	—	—	—	—	—	Kato et al. (2012)	
Nanjo	R1	1,510	330–466	55.9	94.7–95.8	3.1–3.9	0.55–0.59	0.46–0.73	—	—	500	100	—	—	5–7	1,730–1,750	—	—	—	—	—	Kato et al. (2012)	
Gushichan	R1	1,709	1,080	47.0	96.9	2.1	0.36	0.34	0	27	510	180	—	—	6	1,400	—	—	—	—	—	Fukuta and Nagata (1970); Kaneko et al. (2006)	
Itoman	No.3 Well 1	—	—	—	96.4	3.0	0.22	0.37	310	0	850	40	—	—	8	1,080	—	—	—	—	—	Nagata et al. (1973)	
Itoman	No.3 Well 2	—	—	—	94.9	4.1	0.35	0.69	0	0	920	30	—	—	6	999	—	—	—	—	—	—	
Itoman	No.3 Well 3	680	—	—	96.3	1.3	0.22	0.23	0	0	1,450	100	—	—	6	630	—	—	—	—	—	—	
Itoman	No.3 Well 4	—	—	—	96.3	3.0	0.33	0.37	0	0	980	40	—	—	8	940	—	—	—	—	—	—	
Itoman	No.3 Well 5	—	—	—	99.3	8.3	1.15	1.27	0	0	740	40	—	—	7	1,140	—	—	—	—	—	—	
Itoman		1,203	—	42.0	99.7	0.2	0.03	0.003	4	19	<0.01	N.D.	0.05	340	77	—	—	—	—	—	—	Sano and Wakita (1985); Urabe et al. (1985); Wakita et al. (1990)	
Taketomi		22	—	—	70.9–74.6	24.4–25.8	0.24	0.22–0.40	N.D.	330–400	N.D.	N.D.	—	—	61–113	—	—	—	—	—	—	Fukuta et al. (1969)	
Taketomi		22	—	37.5	92.4–95.7	25.5–30.2	1.00–2.00	1.60–6.60	230–310	120–130	—	—	—	—	6–16	—	—	—	—	—	—	Kaneshima et al. (1983)	
Taketomi		22	0.8–0.12	40–54	70–80	20–30	—	—	100–200	200	—	—	—	—	100–300	3–10	3,000–5,000	—	—	—	—	Omori et al. (1991)	
Taketomi		22	—	47–54	60–70	20	1–2	2–7	100–200	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Omori et al. (1993)	
Taketomi		22	—	41–52	68.2–69.5	28.1–30.1	0.45–1.86	0.70–1.27	80–150	—	—	—	—	—	23–41	—	—	—	—	—	—	Hirayama et al. (2007)	
Kuroshima		635–637	—	—	101–105	N.D.	0.005–0.008	N.D.	21–640	10–13	279–317	11–31	0.44–0.45	15–533	—	3,190–3,440	—	—	—	—	—	—	Tsunogai et al. (2010)

tr.: Not quantified

N.D.: Not detected

Italic: N₂ + Ar

年にはメタン91%しかなく、年々活動を弱めていることがすでに指摘されていた（福田ほか，1969）。付随する温泉水は硫化水素臭を発し、泉温は23.8°Cしかない（福田ほか，1969）。

3.4 北谷町内の温泉

北谷町内の温泉“ちゅらーゆ”では、2004年以来1,400 mの基盤まで掘削して42.1°Cの温泉を汲み上げている（加藤ほか，2012）。分布しているガスは、メタンが86.5%，その炭素同位体比は−40.3%であることが報告されている（加藤ほか，2012）。

3.5 宜野湾市内の温泉

宜野湾市内のJA天然温泉アロマ（現・エナジック天然温泉アロマ）では、1997年以来地下1,300 mの名護層から40.1°Cの温泉をくみ上げている（金子ほか，2006；加藤ほか，2012）。付随するガスの組成は、メタン54.5%，窒素36.9%，酸素8.2%と天然ガスとしての純度は低く、メタンの炭素同位体比は−36.3%である（加藤ほか，2012）。

3.6 浦添市内の温泉

浦添市内のスポーツクラブ“ジスタス”では、2005年以来地下1,560 mの名護層まで掘削して56°Cの温泉を汲み上げている（金子ほか，2006）。また、温泉に付随するガスの組成は、メタン87.6%，窒素11.3%であり、メタンの炭素同位体比は−41.0%である（加藤ほか，2012）。放散されるガスは、一日当たり3,000 m³に上る。

3.7 屋慶名における井戸

琉球諸島における天然ガスの分布を最初に紹介した兼島（1959）によると、当時勝連半島屋慶名の風呂屋で100 mほどの井戸を掘削中にガスが噴出し、ローソクの火が引火した事故が起き、天然ガスの存在が広く知られるようになったと報告されている（兼島，1959）。1960年から1969年にかけて、日本政府の当時の琉球政府（1952～1972年）への産業支援として、地質調査所（現・産業総合技術研究所）を中心に本格的な天然ガスの調査が行われている（e.g., 本島・牧野，1965）。このうち、一次調査の報告書において、屋慶名の地下291 mから産する天然ガスのガス組成が報告されている（本島・牧野，1965）。これによると、メタン97%という純度の高い天然ガスが得られている。しかし、付随する地下水の温度は25.5°Cしかなく、産出量は定量できないほど少なかったという（Table 1; 本島・牧野，1965）。

3.8 西原，与那原，佐敷，知念，南風原及び那覇

における天然ガス井

これらの地域にある天然ガス井は、屋慶名の事故以来天然ガスの存在が広く知られるようになった1950年代に沖縄本島南部を中心に掘られたものである（Fig. 1c; Table 1; 兼島，1959）。地下150～600 mほど掘られ、ガス組成はメタン84～91%であった（Table 1; 兼島，1959; 本島・牧野，1965）。ただし、これらの井戸は温泉として使用していたにすぎず、掘削技術も伴っていなかったために、ガスの噴出はいずれも数ヵ月程度で停止してしまうものばかりであったという（兼島，1959）。

3.9 那覇市内における那覇一号井

1966年に実施された第三次沖縄天然ガス調査において、那覇市内国場で最大435 mまでの那覇一号井（琉政-1とも呼ばれる）が掘削されている（牧野・福田，1970）。このとき、185～263 mの区間において、貯留層と推定されていた那覇層（現在は豊見城層と呼ばれている）中の小録砂岩を掘り抜いている（福田ほか，1967）。産出試験の結果、150 mにおいてメタン87.3%のガスが、最深部435 mにおいてメタン95.9%のガスが分布していることが明らかとなっている（本島ほか，1970）。ガスの産出量は、150 mで2.2 m³/日、435 mでは58.9 m³/日であった（本島ほか，1970）。

3.10 那覇市内における那覇二号井

1968～1970年には第五次沖縄天然ガス調査として、那覇市奥武山付近において最大深度978 mまで那覇二号井（琉政-2）が掘削された（福田ほか，1970）。このとき、832～943 mの区間において、天然ガスが自噴したことが報告されている（福田ほか，1970）。ガスの組成はメタンが87～90%であり、ガスの噴出量は900 m³/日であったと報告されている（福田ほか，1970）。

3.11 那覇市内の温泉

那覇市内ロワジールホテルでは、2002年以来、地下800 mの名護層から40.9°Cの温泉をくみ上げている。また、温泉に付随して放散されるガスの組成は、メタン88.3%，窒素10.3%であり、メタンの炭素同位体比は−39.0%である（加藤ほか，2012）。ガスの放散量は、一日当たり1,000 m³に上る。

3.12 南城 R1

2009年、南城市佐敷ユインチホテル南城（元沖縄厚生年金休暇センター）において、最大到達深度2,119 m（抗底温度70.1°C）まで掘削された。地下1,972 m

では名護層に達している（加藤ほか，2012）。温泉に付随して自噴するガスの組成は，メタンが95～96%であり，その炭素同位体比は -50.6% である（加藤ほか，2012）。一日当たりのガスの噴出量は，330～466 m³である。

3.13 具志頭 R1

1976年に，天然ガス採掘を目的として商業的に旧具志頭村（現南城市）において最大深度1,710 mの井戸が掘削された（福田・永田，1977）。この井戸は，島尻層群豊見城層仕上げであり，分布するガスの組成はメタン96.9%である（福田，1977）。

3.14 糸満における天然ガス井

1970年に糸満市北方において，天然ガス三号井が最大深度1,010 mまで掘削された（永田ほか，1973）。このときは，基盤には到達しておらず，島尻層群内だけを掘削している（永田ほか，1973）。永田ほか（1973）には，数カ所の深度における坑口遊離ガスの組成が示されている（Table 1; 永田ほか，1973）。この他，糸満市内の深度1,203 mの島尻層群から採取したガスについての報告があり，ガスの組成は99.7%メタン，その炭素同位体比は -75.8% である（Sano and Wakita, 1985; Urabe *et al.*, 1985; Wakita *et al.*, 1990）。また，ガスは42°Cの地下水が付随していたと報告されている（Urabe *et al.*, 1985）。

3.15 石垣島沖合竹富海底温泉の噴出ガス

竹富海底温泉は，石垣島の沖合に位置する竹富島の東方500 mの水深22 mの海底に位置している（Fig. 1d）。ガスの主成分はメタン（68.2～74.6%）であるが，沖縄本島南部の天然ガスと決定的に違うことは硫化水素臭（162～188 μ M）がするという点である（Table 1; 饒平名ほか，1968; 福田ほか，1969; 兼島ほか，1983; Hirayama *et al.*, 2007）。また，噴出孔で計測された水温は最高64°Cであり，周辺海水の水温25.0°Cと比べると有意に高い（Table 1; 大森ほか，1993）。メタンの炭素同位体比は $-35\sim-33\%$ 程度である（大森ほか，1993）。ガスの噴出量は，5～10分（平均7分）間隔で2～3 L噴出する孔が二カ所あるという（大森ほか，1991）。噴出口は，直径約20 m，深さ約7 mのすり鉢状の凹地の中央部に位置している（大森ほか，1991）。海底面は，現世のサンゴの死骸で覆われている（Oomori, 1987）。

3.16 石垣島沖合黒島海丘の湧出ガス

石垣島の沖合約26 kmの水深630 mの海底には，

黒島海丘において冷湧水域が見つかっている（Fig. 1d; 松本ほか，1998）。黒島海丘の海底には，化学合成生物群集やメタンがほぼ100%という気泡の湧出が観測されている（松本ほか，1998; 町山ほか，2001; Tsunogai *et al.*, 2010）。海底面は，島尻層群相当の泥質岩や炭酸塩で覆われている（松本ほか，1998）。湧出しているガス中のメタンの炭素同位体比は $-41\sim-40\%$ である（Tsunogai *et al.*, 2010）。

4. ガス組成の比較・グループ化及び地質背景との関連性

4.1 ガス組成の比較及びグループ化

本稿で収集したTable 1のデータを，メタン，窒素，酸素を用いた三角ダイアグラムにプロットした（Fig. 2）。これによると，琉球諸島周辺の地殻内部流体は，メタン濃度が60～70%程度を示す屋我地，宜野湾及び竹富のガスと，メタン濃度が80%以上を示すそれ以外のガスの二つのグループに大別できる（Fig. 2）。Fig. 2には大気の組成及び大気と平衡の海水のガス組成（ASW: Air Saturated Seawater）もプロットしたが，大別したいずれのグループのガスも，それぞれ大気あるいは大気と平衡の海水と混合して湧出していることが示唆される（Fig. 2）。メタン濃度が60～70%程度含まれている屋我地，宜野湾及び竹富のガスは，メタン以外のほとんどを窒素が占めている（Table 1）。琉球諸島周辺の地殻内部流体には，メタン主体型とメタン—窒素混合型の二種類が存在していると言える。それぞれのガスについて，周辺の地質背景との関連性をまとめた。

4.2 メタン濃度が60～70%程度を示すガスと地質背景との関連性

4.2.1 屋我地島沿岸の湧出ガスと地質背景との関連性 土岐ほか（2012）では，湧出ガスの化学組成，炭化水素の炭素・水素同位体比及びヘリウム同位体比を調べ（Table 1），ガスの起源が地下3 km付近に分布している海洋性起源の有機物の熱分解によって生成したガスであると推定している（土岐ほか，2012）。周囲の地質環境から見て，根源岩となった有機物は，本部半島の基盤に相当するペルム紀～白亜紀の石灰岩からなる本部層群に含まれると推定している（土岐ほか，2012）。

4.2.2 竹富海底温泉の噴出ガスと地質背景との関連性 化学組成や水温などの観測値から，沖縄本島のいずれのガスとも異なり，火山性のガスである可能性

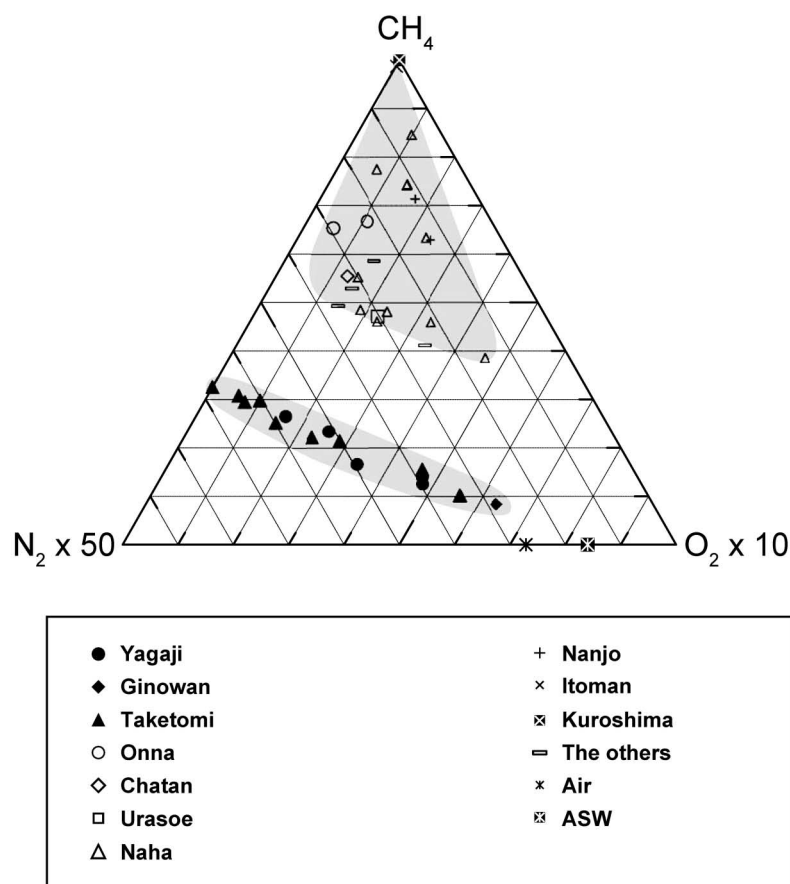


Fig. 2 Relative CH_4 , N_2 , and O_2 contents in seeping gases around the Ryukyu Islands, together with those of air and air saturated seawater (ASW).

が指摘されている（兼島ほか，1983）。噴出ガス中のメタンの炭素同位体比やヘリウム同位体比からも，マグマの関与が示唆されている（Table 1; 大森ほか，1991; 大森ほか，1993）。また，メタンの炭素同位体比と炭化水素同士の存在比（ $\text{C}_1/(\text{C}_2 + \text{C}_3)$ ）から，メタンの起源はマグマと有機物の熱分解起源の混合であると考えられている（Table 1; 大森ほか，1993）。熱分解の根源岩については，中生代から古生代の黒色の含有機質岩であろうと推定されている（福田ほか，1969）。福田ほか（1970）においては，八重山諸島付近の基盤である八重山変成岩類の中でも富崎層内の粘板岩を根源岩の有力候補に挙げている（福田ほか，1970）。この他，八重山諸島に広く分布している八重山層群中の石炭との関連も指摘されている（兼島ほか，1983）。しかし，竹富島周辺には，八重山層群及び島尻層群の分布は示されていない（相場・関谷，1979）。相場・関谷（1979）によると，竹富島周辺は

基盤がむき出しの海域と考えられている。実際の掘削調査においても，竹富海底温泉の直下は，表層5 mが現世の石灰岩であり，その下10 mまでは変質した琉球石灰岩であることが確認されている（Oomori，1987）。しかし，その下位層に当たる八重山層群及び島尻層群の分布は確認できていない（Oomori，1987; 河名・菅，2000）。中川ほか（1982）がまとめた石垣島と西表島の陸上地質にも，竹富島周辺には基盤の上に野底層，大浜層，現世のサンゴがあるだけで島尻及び八重山層群は分布していない。ただし，八重山層群であれば小浜島，西表島及び与那国島には存在しており（Fig. 1d; 中川ほか，1982），島尻層群であれば多良間島及び波照間島には露出している（Fig. 1d; 中川，1983）。したがって，竹富海底温泉の海底下における八重山層群及び島尻層群の存在も否定はできない。以上のことから，竹富海底温泉の噴出ガスの根源岩は，ジュラ紀の富崎層を含む八重山変成岩類，ある

いは中新世の八重山層群に含まれる有機物である可能性がある。

4.3 メタン濃度が80%以上を示すガスと地質背景との関連性

4.3.1 南部水溶性ガス田におけるガスと地質背景との関連性 那覇二号井の943 mにおいて、基盤である四万十層群相当層に到達している。基盤は、泥質砂岩と黒色片岩の互層からなり、変成以前の名護層に類似しているという（福田ほか，1970）。貯留層としては、豊見城層中の小録砂岩と考えられ（影山ほか，1970）、起源としては豊見城層中あるいは基盤岩中の有機物が有力であると考えられている（福田ほか，1967; 牧野・樋口，1967）。島尻層群中の含有有機炭素の平均は0.45%であり、この値は同様の水溶性ガス田を有する南関東や宮崎の根源岩よりも高いが、新潟の値よりも低い（牧野ほか，1970）。一方、地下832～943 mに分布する豊見城層と基盤からなる砂礫層には、有機炭素が1.8～2.0%と群を抜いて高く含まれていることが示されている（福田ほか，1970）。これら豊見城層を含む島尻層群、あるいは基盤に相当する名護層がガスの起源の有力候補とされているが、特定には至っていない（本島・牧野，1965）。

南城 R 1は名護層仕上げであるが、自噴するメタンの起源は微生物起源と熱分解起源の混合であることが示されている（加藤ほか，2012）。微生物起源のガスは豊見城層内に分布しており、熱分解起源のガスは豊見城層にわずかに、名護層内には大量に分布していることが示されている（加藤ほか，2012）。豊見城層内の熱分解起源ガスは低熟成度のガスであり、現場の根源岩分析と熟成度が一致していたことから、豊見城層内の有機物がガスの起源であると推定されている（加藤ほか，2012）。名護層内のガスは熟成度0.9～1.0% Roであったが、名護層の熟成度は5% Roと過熟成であったことから、名護層内の熱分解ガスの起源は不明としている（加藤ほか，2012）。

4.3.2 石垣島沖合黒島海丘における湧出ガスと地質背景との関連性 Tsunogai *et al.* (2010) は、黒島海丘の海底から湧出するガスの化学組成及び同位体組成を詳細に調べ、ガス組成はほぼ100%メタンであること、炭素同位体比は-40‰前後であること、メタンの濃度とエタンとプロパンの合計した濃度に対する比が3,000あまりであること、ヘリウム同位体比が0.45 R₀前後であることを示した（Table 1）。これらのデータから、メタンの起源が有機物の熱分解起源で

あり、ガス中のヘリウムの起源としてマントル起源のヘリウムの寄与が見られると解釈している（Tsunogai *et al.*, 2010）。これらの結果を基に、有機物源としては島尻層群の下位にあると考えられる八重山層群であろうと推定している。また、熱分解させるための熱源としては石垣島に見られる21 Maの花崗岩質貫入岩や西表島に見られる火山性碎屑物に関連した中新世の火山活動の関与を指摘している（Tsunogai *et al.*, 2010）。ただし、黒島海丘が存在する場所には、島尻層群及び八重山層群は合わせても数100 m程度にすぎないという分布が推定されていることにも留意すべきであろう（相場・関谷，1979）。一方で、黒島海丘の南方に位置する八重山海盆には、約2 km ずつ計4 km ほどの島尻層群及び八重山層群の累重が推定されている（相場・関谷，1979）。黒島海丘の湧出ガスは、八重山海盆など層厚の十分ある場所で生成した後、移動・集積した可能性が考えられる。黒島海丘が丘状をなしていることも、ガスが集積する一因に挙げられる。ガスが長距離移動してきたことは、炭化水素の存在比やヘリウム同位体比からも指摘されている（Tsunogai *et al.*, 2010）。

4.4 琉球諸島周辺のメタンの根源岩

ここまで示してきたように、琉球諸島周辺の地殻内部流体中のメタンの根源岩には、琉球諸島の基盤岩に相当する本部層群及び八重山変成岩類、沖縄本島南部の基盤とされる名護層、さらに基盤の上位層に当たる有機物の豊富な島尻層群及び八重山層群が挙げられる（Table 2）。ここで、根源岩の年代という観点で見ると、メタン主体型のグループの方が、メタン—窒素混合型に比べて、比較的新しい地層中の有機物を起源としている傾向がある（Table 2）。このことは、日本中の天然ガスを成因と形成年代によって八つのグループに分けた米谷（1985）においても指摘されており、形成年代の古いガスの方が窒素含有率が高い傾向があるという。Urabe *et al.* (1985) が調べた全国の天然ガスでは、窒素主体、二酸化炭素主体、混合体など、七つの種類に分類分けをしている（Urabe *et al.*, 1985）。当時、ガス組成からガスの起源を検討した論文の一つであるが、濃度だけの議論には限界があると言える。この中で、メタン主体の天然ガスは南関東と沖縄本島南部が挙げられており、堆積物で覆われた環境にあることから、メタンは地殻表層の堆積物が起源であるとしている（Urabe *et al.*, 1985）。天然ガス中の窒素の起源については、ヘリウム濃度と正の相関を

Table 2 Source rock of hydrocarbons in crustal fluids around the Ryukyu Islands in the previous studies.

Site	Source Rock	Reference
Yagaji	Motobu group	Toki et al. (2012)
Taketomi	Yaeyama group / Yaeyama alteration	Fukuta et al. (1970); Kaneshima et al. (1983)
Naha No.2	Shimajiri group / Nago formation	Fukuta et al. (1970)
Nanjo R1	Shimajiri group / Nago formation	Kato et al. (2012)
Kuroshima	Yaeyama group	Tsunogai et al. (2010)

示していることや、希ガスとの存在比が大気の寄与だけでは説明できないことなどから、沈み込んだ堆積物に含まれている窒素も影響している可能性が指摘されている (Urabe *et al.*, 1985)。天然ガス中の窒素については、Liu *et al.* (2012) でも中国の内陸盆地の天然ガスについて調べている。新生代や中生代の地層を起源とする天然ガスと比較すると、古生代の地層を起源とする天然ガス中の窒素が多い傾向が示されている (Liu *et al.*, 2012)。その原因は明らかにされていないが、窒素とヘリウムの相関がよいことから、深部地殻あるいは上部マントルといった深部にある窒素の供給源の可能性が指摘されている (Liu *et al.*, 2012)。これらのことから、竹富海底温泉の噴出ガス及び屋我地島の沿岸湧出ガスには深部ガスの影響がある可能性も考えられる。

深部起源のメタンとしては、蛇紋岩化反応に伴うメタン生成という可能性も挙げられる。実際に、琉球弧周辺に蛇紋岩の存在も推定されている (Katayama *et al.*, 2009)。たとえば、同様の島弧—背弧系であるマリアナ弧には、島弧の屈曲点に形成された火山や (Fryer and Hussong, 1982)、前弧側に形成された蛇紋岩海山も見つかっている (Fryer and Fryer, 1987)。蛇紋岩海山から湧出する流体中には、水素が多く含まれることが知られており (Wheat *et al.*, 2010)、さらに豊富な水素が関与した無機的なメタン生成が起きることが大西洋中央海嶺の熱水において指摘されている (Charlou *et al.*, 2002)。こういったメタンについては、特徴的な水素同位体比を取ることや、重い炭化水素の炭素同位体比の傾向が熱分解ガスとは異なることが示されている (Proskurowski *et al.*, 2008)。屋我地島沿岸、南城 R1 及び黒島海丘における重い炭化水素の炭素同位体比の傾向は、炭素数が増

えるにしたがって高い値を示していることから、熱分解起源の炭化水素の傾向であると言える (Table 1)。しかし、窒素が30%近く含まれている竹富海底温泉の噴出ガスの重い炭化水素の炭素同位体比は、いまだに公表されていない。こういった各種同位体データに関する集積が、琉球諸島周辺の地殻内部流体に関する研究の今後の課題の一つであると言えるだろう。Table 1に示されているように、炭化水素の水素同位体比及び重い炭化水素の炭素同位体比データ、さらにはヘリウム同位体比及びヘリウム・ネオン比といった希ガスデータといったものは著しく欠如していることが見て取れる。同位体研究に関して言えば、琉球諸島周辺の地殻内部流体の研究はいまだ緒に就いたばかりといった段階にあると言える。

5. 今後の研究の展望

5.1 琉球諸島の基盤が根源岩となることの意義

琉球諸島の基盤が根源岩となりうるとすれば、琉球諸島全域が膨大な量の天然ガスを胚胎している可能性が出てくる。例えば、沖縄本島の面積1,200 km²の全域に対して、その基盤の層厚は最低3 km 以上と考えられていることから (Yamamoto *et al.*, 2006)、根源岩の体積は $3.6 \times 10^{12} \text{ m}^3$ である。このうち、那覇二号井最深部で見られたように孔隙率が10%しかないとしても (福田ほか, 1970)、平均70%の含有率のメタンが含まれていたとして約 $2.52 \times 10^{11} \text{ m}^3$ のメタンが胚胎している計算となる。これは、日本の約5,200万世帯で使用される天然ガスのおよそ10年分に相当する。加藤ほか (2012) で示した沖縄本島南部における賦存量 $9.28 \times 10^9 \text{ m}^3$ の可能性を沖縄本島全域に広げた場合を考えているので、基盤の広がりや厚さなどまだ不確定な部分が多い。この点については、地殻内部

流体中の窒素ガスの窒素同位体比を用いた深度に関する情報が大きな制約条件を与えられる可能性がある。窒素ガスの窒素同位体比は、有機物を熱分解した温度領域を見積もられることができると考えられている (e.g., Zhu *et al.*, 2000)。得られた温度領域と、その地点における地温勾配を合わせれば、根源岩の深さの範囲についての情報が得られると考えられる。今後、琉球諸島周辺の地殻内部流体についても、窒素同位体比を用いた熱分解の温度領域の推定が行われれば、根源岩の深度について制限を与えることができるであろう。

一方、根源岩の上位の層にどれだけの天然ガスが貯留しているかを規定しているのは、基盤から貯留層への供給路の有無や貯留層の上部の層の保持能力と考えることができる。保持能力が高ければ、集積した結果、資源価値も上がるだろう。しかし、保持能力が低ければ、通路を通じて貯留層から地表や海底へと湧出してくると考えられる。湧出ガスの分布は、資源探査の意義もさることながら、家屋に貯まれば重大な事故につながる可能性も含んでいることから、十分に把握しておく必要がある。実際に、兼島 (1959) で報告されている屋慶名の井戸での事故も、知らずにいけば大惨事につながっていたであろう (兼島, 1959)。たとえば、かつて第四次沖縄天然ガス調査の際には湧出が確認されていた恩納村山田温泉も、名護断層の延長線上に位置していることから (Fig. 1c)、現在は断層上の別の場所に出ている可能性もある。したがって、地質構造を踏まえて、十分調査をする必要がある。調査や報告は比較的資源としての価値の高い場所に限って公表されることもあるが、地球環境や災害防止の観点からも広く調査を続ける必要がある。

5.2 島尻層群及び八重山層群がメタンの起源となることの意義

島尻層群及び八重山層群がメタンの起源となる可能性は、周辺海底で湧出しているメタンの起源を推定する上でも大きな意味がある。これらの層は、南部沖縄トラフの表層にも分布している。Lee *et al.* (1980) によると、南部沖縄トラフの表層1.3 km ほどは島尻層群が覆っており、その下2.1 km を八重山層群が埋めている様子が示されている (Lee *et al.*, 1980)。その下は、海洋地殻玄武岩が3.2 km、大陸地殻が7.0 km で埋まっており (Lee *et al.*, 1980)、南部沖縄トラフに位置する海底熱水系は、こういった玄武岩が上位の堆積層を貫いて噴き出した火山活動で形成されたもの

であると考えられる。上昇過程の間に分化作用などで流紋岩として噴出することもあり (Shinjo and Kato, 2000)、実際に鳩間海丘では丘体から流紋岩やデイサイトが採取されている (JAMSTEC, 2013)。こういった火山活動が熱源となって海底熱水活動を支えていると考えられる。これらの海底熱水中には有機物が熱分解して形成されたメタンが少なからず寄与しており (川口・土岐, 2010)、周囲の地質環境を考えると、海底熱水中の熱分解性メタンの起源となりうるのは島尻層群あるいは八重山層群である可能性が最も高い。これまでのところ、これらの地層には陸源性の有機物が含まれており、地熱だけでは未熟成であると考えられている (円谷・佐藤, 1985; 加藤ほか, 2012)。しかし、海底熱水系では、十分な熱供給の下に熟成された熱分解性メタンを生成している可能性は十分考えられる。

本稿でまとめたメタンの炭素同位体比と炭化水素同士の存在比の関係を Fig. 3 に示した。この図は、川口・土岐 (2010) を若干修正したものである。川口・土岐 (2010) では、微生物のメタンの同位体比について、非常に詳しく議論されている。一方、有機物の熱分解起源のメタンの同位体比については、有機物の炭素同位体比を $-30 \sim -20\%$ としているが、亜熱帯性気候を持つ沖縄周辺であればサトウキビを含む C4 植物の影響を考慮する必要があると考えられる (Sage, 2001)。C4 植物の炭素同位体比は $-19 \sim -6\%$ (平均 -13% 程度) であることが知られている (Deines, 1980)。陸源性の中で大半を占める C3 植物の炭素同位体比は $-34 \sim -24\%$ (平均 -27% 程度) といった値を取り、C3 及び C4 いずれのサイクルも行う CAM 植物と呼ばれている藻類やコケは $-23 \sim -12\%$ といった値を取ることが知られている (Deines, 1980)。また、海洋性起源の有機物は緯度によっても異なり、中緯度域では $-22 \sim -19\%$ (平均 -20% 前後) の値を取ることが報告されている (O'Leary, 1981)。陸源性の有機物を多く含む沖縄周辺の堆積物であれば、有機物の炭素同位体比の範囲は $-34 \sim -6\%$ 程度を考慮する必要があると考えられる。さらに、これらの有機物を根源岩として熱分解によって生成するガスの炭素同位体比は、未熟成であればより低い値を取り、熟成が進むほど根源岩に近い値を取ることが知られている (Berner and Faber, 1996)。したがって、有機物の熱分解性ガスの炭素同位体比は、 $-40 \sim -6\%$ 程度を考える必要がある。こ

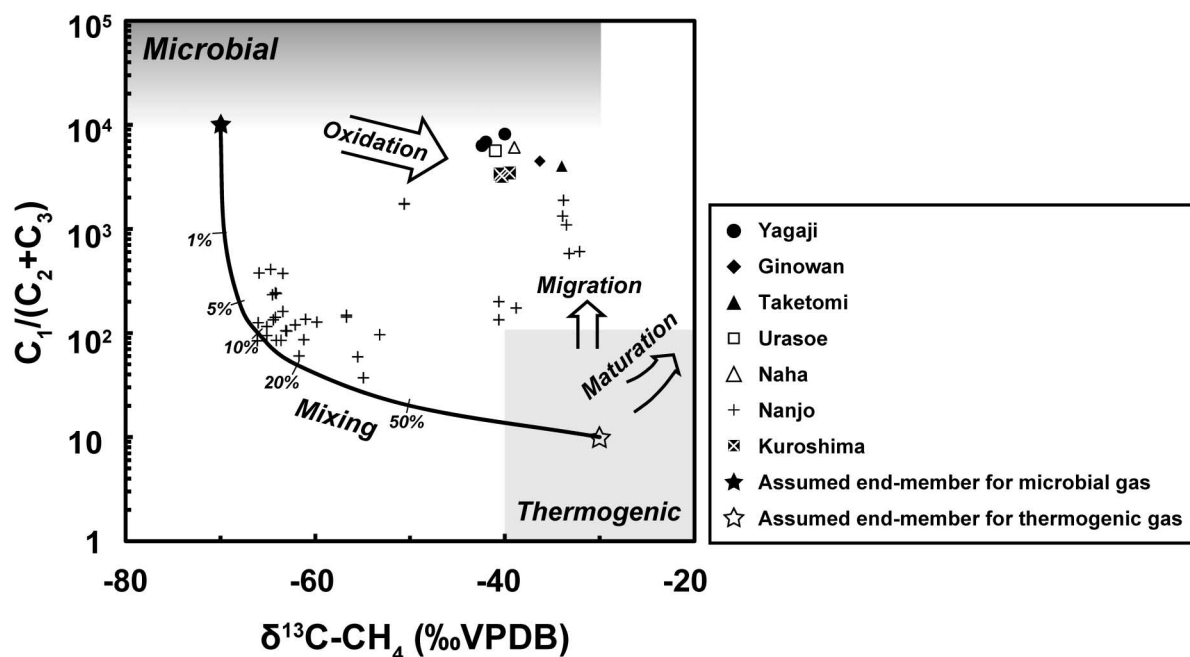


Fig. 3 Relation between the carbon isotope ratio of methane, and ratio of $C_1/(C_2 + C_3)$ concentration in crustal fluids around the Ryukyu Islands in the previous studies as shown in Table 1. The mixing curve was calculated from the most fitting end-members along with mixing ratios. The microbial end-member is assumed by $\delta^{13}C_{CH_4} = -70\text{‰}$ and $C_1/(C_2 + C_3) = 10^4$, and the thermogenic end-member is assumed by $\delta^{13}C_{CH_4} = -30\text{‰}$ and $C_1/(C_2 + C_3) = 10$.

これらの点を考慮すると、南城 R 1 の島尻層群に分布する熱分解性メタンの炭素同位体比は $-40 \sim -6\text{‰}$ 程度、炭化水素の存在比は 10 程度であると推定される (Fig. 3)。こういった情報は、直接的ではないけれども、南部沖縄トラフのメタンの起源に寄与している熱分解性メタンの炭素同位体比の推定に制限を与えることができる。深海底を調査する機会は限られているが、陸上の同等の地質環境を調査することによって情報を補完できれば、深海底の熱水中の化学物質の起源や循環過程の理解を促進させることができる。

こういった戦略や視点は、沖縄トラフの海底熱水だけでなく、世界中の地殻内部流体についても共通している。例えば、国内で言えば鹿児島湾の海底熱水系には地下水の影響が見られると報告されている (Ishibashi *et al.*, 2008)。佐渡島の海底に分布しているメタンハイドレートへのメタン供給については、陸上の天然ガスの影響も指摘されている (Hiruta *et al.*, 2009; 松本ほか, 2009)。相模トラフの冷湧水や南海トラフの竜洋海底谷や大峰リッジの冷湧水への天水の影響も、その一例として挙げることができる (Tsunogai *et al.*, 1996; Tsunogai *et al.*, 2002; Toki

et al., 2004)。駿河湾には陸上の油田が漏出している可能性も指摘されており、これも地殻内部流体の陸上と海底のつながりを示すものとして挙げられる (Tsunogai *et al.*, 1998; Toki *et al.*, 2006)。一方、琉球諸島周辺では、深海底の海底熱水の研究は非常に活発に行われてきているものの (e.g., 川口・土岐, 2010)、陸上の地殻内部流体に関する研究はほとんど行われてきていない。地殻は陸上から深海底へとつながっており、地殻内部を流体は流れている。深海底の地殻内部流体の挙動を化学的に解き明かすためにも、周辺の陸上における地殻内部流体の挙動を化学的に把握しておくことは大変大きな意義を持っている。今後さらに地殻内部流体を通じた知見を積み重ねることによって、より詳しい地球表層の炭素の物質循環像を描き出すことができるだろう。

6. 総 括

本稿では、これまでに報告されている琉球諸島周辺の地殻内部流体の研究成果について概観し、またその起源についてまとめると共に、それらの研究がもたらす知見の意義についてまとめた。琉球諸島周辺の地殻

内部流体のガス組成についてまとめると、メタンが80%以上含まれているグループと、メタンが60~70%しか含まれていないグループの二つに分けられることが示された。後者の残り大半を占める窒素の起源からも、今後その同位体を調べることによって深度情報などが得られるだろう。根源岩については、基盤とその上位層である有機物が豊富な層の二つが挙げられる。基盤がどれほどの広がりや深度範囲で天然ガスを胚胎しているかは、今後より正確な見積りのためにも調べる必要があるだろう。基盤の上位層である有機物が豊富な層は、宮古島以北では島尻層群、それ以南では八重山層群も含まれるが、南部沖縄トラフの海底熱水中のメタンの起源として有力な可能性があるため、陸上の地殻内部流体の情報というだけに留まらない意義を持つ。このように、深海底を調査する機会は限られているので、陸上の同等の地質環境の情報で補完することができれば、深海底の地殻内部流体中の物質循環の把握を促進できると考えられる。今後も、さらに地殻内部流体に関する情報の積み重ねによって、より詳細な地球表層の物質循環像に迫ることができるだろう。

謝 辞

本稿は、琉球大学国際サンゴ礁研究教育ハブ形成プロジェクト「—地球環境変動とサンゴ礁—島嶼系の動態—」からの研究助成を受けて書かれた。また極めて地方性の高い内容にも関わらず編集を受け持ってくださった高橋嘉夫編集長及び文章の構成及び細部に至るまで事細かな修正をしてくれた川口慎介研究員及び匿名の査読者の皆様には、この場を借りて感謝の意を表する。

引用文献

- 相場惇一・関谷英一 (1979) 南西諸島周辺海域の堆積盆地の分布と性格。石油技術協会誌, **44**, 329-340.
- 朝日新聞 (2007) 東京・渋谷の温泉施設で爆発, 3人死亡 天然ガス引火か。2007年6月20日朝刊。
- Berner, U. and Faber, E. (1996) Empirical carbon isotope/maturity relationships for gases from algal kerogens and terrigenous organic matter, based on dry, open-system pyrolysis. *Organic Geochemistry*, **24**, 947-955.
- Chappellaz, J., Blunier, T., Raynaud, D., Barnola, J. M., Schwander, J. and Stauffer, B. (1993) Synchronous changes in atmospheric CH₄ and Greenland climate between 40 and 8 kyr bp. *Nature*, **366**, 443-445.
- Charlou, J. L., Donval, J. P., Fouquet, Y., Jean-Baptiste, P. and Holm, N. (2002) Geochemistry of high H₂ and CH₄ vent fluids issuing from ultramafic rocks at the Rainbow hydrothermal field (36°14'N, MAR). *Chemical Geology*, **191**, 345-359.
- Deines, P. (1980) The isotope composition of reduced organic carbon, In: *Handbook of environmental isotope geochemistry, The terrestrial environment, Part A* (ed. P. Fritz and J. C. Fontes) 329-406, Elsevier.
- Fryer, P. and Fryer, G. J. (1987) Origins of nonvolcanic seamounts in a forearc environment, in Seamounts, Islands, and Atolls, In: *Geophysical Monograph Series* (ed. B. H. Keating) 61-69, American Geophysical Union.
- Fryer, P. and Hussong, D. M. (1982) Arc volcanism in the Mariana Trough. *Eos, Transactions AGU*, **63**, 1135.
- 藤倉克則・藤原義弘・石橋純一郎・片岡聡・小松徹史・前澤優子・牧陽之助・宮崎淳一・三宅裕志・岡本和洋・土田真二・Toth, L. G.・大越健嗣・山口寿之・山本啓之・山中寿朗・渡部元・渡部裕美・Zielinski, S.・加藤憲二 (2001) 沖縄トラフ第四与那国海丘と鳩間海丘における「しんかい2000」システムによる熱水生態系調査報告。JAMSTEC 深海研究, **19**, 141-154.
- 福田理 (1977) 沖縄の天然ガスおよび付随・関連資源。琉球列島の地質学研究, **2**, 112-132.
- 福田理・永田松三 (1977) 具志頭 R 1号井自噴す 新しいタイプのガス鉱床か。地質ニュース, **276**, 1-17.
- 福田理・井島信五郎・影山邦夫・牧野登喜男・後藤進・比留川貴・河内英幸・牧真一・本島公司・永田松三・小野寺公児・丹治耕吉・高木慎一郎・田中信一・名取博夫 (1967) 第3次沖縄天然ガス鉱床調査の記録。地質ニュース, **157**, 14-31.
- 福田理・本島公司・井島信五郎・木野義人・鈴木泰輔・小川健三・須田芳朗・清水道也・井上正文・後藤準次・牧真一・名取博夫・粕武 (1969) 第4次沖縄天然ガス資源調査・研究概要。地質調査所月報, **20**, 101-124.
- 福田理・本島公司・井島信五郎・大山桂・藤井紀之・佐藤良昭・植田芳郎・鈴木泰輔・影山邦夫・名取博夫・高木慎一郎・田中信一・小川健三・須田芳朗・岡重文・石橋嘉一・加藤完・藤貫正・川野昌樹・永田松三・比留川貴・伊藤司郎・村上正・石田正夫・村瀬正 (1970) 第5次沖縄天然ガス資源調査・研究概要。地質調査所月報, **21**, 627-672.
- Furukawa, H. (1979) Quaternary geologic history of the Ryukyu Islands. *Bulletin of Science & Engineering Division, University of the Ryukyus. Mathematics & natural sciences*, **27**, 99-161.
- Hanzawa, S. (1935) Topography and geology of the Ryukyu Islands. *Tohoku University Science Report 2nd series (Geology)*, **17**, 1-61.
- 橋本修一・吉田和郎・箕浦幸治・中川久夫 (1976) 沖縄本島北部の地質 (中間報告)。琉球列島の地質学研究, **1**, 9-20.
- Hirayama, H., Sunamura, M., Takai, K., Nunoura, T., Noguchi, T., Oida, H., Furushima, Y., Yamamoto, H., Oomori, T. and Horikoshi, K. (2007) Culture-dependent and -independent characterization of microbial communities associated with a shallow submarine hydrothermal

- system occurring within a coral reef off Taketomi Island, Japan. *Applied and Environmental Microbiology*, **73**, 7642–7656.
- Hiruta, A., Snyder, G. T., Tomaru, H. and Matsumoto, R. (2009) Geochemical constraints for the formation and dissociation of gas hydrate in an area of high methane flux, eastern margin of the Japan Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, **279**, 326–339.
- Ishibashi, J., Nakaseama, M., Seguchi, M., Yamashita, T., Doi, S., Sakamoto, T., Shimada, K., Shimada, N., Noguchi, T., Oomori, T., Kusakabe, M. and Yamanaka, T. (2008) Marine shallow-water hydrothermal activity and mineralization at the Wakamiko crater in Kagoshima bay, south Kyushu, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **173**, 84–98.
- 石和田靖章 (1981) 東シナ海の広域不整合について. 月刊海洋科学, **13**, 175–179.
- 磯崎行雄・西村祐二郎 (1989) 南琉球石垣島のジュラ紀付加コンプレックス富崎層と後期中生代のアジア東縁収束域. 地質学論集, **33**, 259–275.
- JAMSTEC (2013. 4. 11) GANSEKI. http://www.godac.jamstec.go.jp/ganseki/index_jp.html
- 影山邦夫・福田理・小野寺公児 (1970) 第3次沖縄天然ガス資源調査・研究報告 (その2) —地表地質調査・研究一. 地質調査所月報, **21**, 457–460.
- 金子信行・猪狩俊一郎・中川洋・平良直秀・石原金盛 (2006) 沖縄本島南部の温泉付随可燃性天然ガスの地球化学. 日本地質学会第113回学術大会. 日本地質学会, 高知, 2006.9.8.
- 兼島清 (1959) 琉球の天然ガス. 天然ガス, **2**.
- 兼島清・平良初男・渡久山章・小坂丈予・木村政昭 (1983) 竹富島沖の海底に湧出する温泉およびガスの地球化学的研究. 琉球大学理学部紀要, **36**, 73–80.
- Katayama, I., Hirauchi, K., Michibayashi, K. and Ando, J. (2009) Trench-parallel anisotropy produced by serpentine deformation in the hydrated mantle wedge. *Nature*, **461**, 1114–1118.
- 加藤進・本多孝安・大見謝恒慈路 (2012) 沖縄県南城 R 1 の石油地質. 石油技術協会誌, **77**, 86–95.
- 川口慎介・土岐知弘 (2010) 海底下地殻内流体系のメタンの起源. 地球化学, **44**, 137–154.
- 河名俊男・菅浩伸 (2000) 琉球列島南部の石西礁湖における完新世サンゴ礁の掘削によるボーリングコアの記載. 琉球大学教育学部紀要, **57**, 343–354.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-Ar dating (V) 西南日本の花崗岩類. 岩鉱, **56**, 191–211.
- 木崎甲子郎・高安克己 (1976) 琉球列島の成立. 海洋科学, **8**, 50–56.
- Konishi, K. (1963) Pre-Miocene basement complex of Okinawa, and the tectonic belts of the Ryukyu Islands. *Scientific Report Kanagawa University*, **8**, 569–602.
- 小西健二 (1965) 琉球列島 (南西諸島) の構造区分. 地質学雑誌, **71**, 437–457.
- 共同通信 (2004) 天然ガスの成分検出 千葉・いわし博物館爆発. 共同通信2004年8月6日9時24分.
- Lee, C. -S., Shor, G. G. Jr., Bibee, L. D., Lu, R. S. and Hilde, T. W. C. (1980) Okinawa Trough: Origin of a back-arc basin. *Marine Geology*, **35**, 219–241.
- Relieveld, J., Crutzen, P. J. and Brühl, C. (1993) Climate effects of atmospheric methane. *Chemosphere*, **26**, 739–768.
- LeRoy, L. W. (1964) Smaller foraminifera from late Tertiary of southern Okinawa. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **454-F**, 58.
- Liew, Y. C. and Lin, C. C. (1974) Heavy mineral association in the Neogene formation of the southern part of Coastal Range, East Taiwan. *Acta Geologica Taiwanica*, **17**, 23–35.
- Liu, Q., Zhijun, J., Jianfa, C., Krooss, B. M. and Qin, S. (2012) Origin of nitrogen molecules in natural gas and implications for the high risk of N₂ exploration in Tarim Basin, NW China. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **81**, 112–121.
- 町山栄章・松本剛・松本良・服部陸男・岡野眞治・岩瀬良一・戸丸仁 (2001) しんかい2000黒島海丘潜航調査 (NT 01-05 Leg 1航海) の概要. JAMSTEC 深海研究, **19**, 45–60.
- MacNeil, F. S. (1960) Tertiary and Quaternary Gastropoda of Okinawa. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **339**, 148.
- 牧真一・本島公司・饒平名光雄・石原金盛 (1970) 第3次沖縄天然ガス資源調査・研究報告 (その4) —地表面有機物調査・研究一. 地質調査所月報, **21**, 463–474.
- 牧野登喜男・樋口雄 (1967) 沖縄本島南部の天然ガス鉱床の地質学的考察. 石油技術協会誌, **32**, 50–59.
- 牧野登喜男・福田理 (1970) 第3次沖縄天然ガス資源調査・研究報告 (その5) —試験井の目的および位置選定について一. 地質調査所月報, **21**, 475–476.
- 松本剛・木村政昭・西田史郎・中村俊夫・野朋典 (1998) 八重山南岸沖の黒島海丘で発見された化学合成生物群集と海底表面の破碎について (NT 97-14次航海). JAMSTEC 深海研究, **14**, 477–491.
- 松本剛・木下正高・中村衛・Sibuet, J. -C.・李昭興・許坤樹・大森保・新城竜一・橋本結・細谷慎一・今村牧子・伊藤誠・佃薫・八木秀憲・館川恵子・加賀谷一茶・外窪周子・岡田卓也・木村政昭 (2001) 沖縄トラフ西端部における火山・熱水活動と中軸の「セグメント化」—「よこすか」・「しんかい6500」による「Lequios」航海成果速報一. JAMSTEC 深海研究, **19**, 95–107.
- 松本良・奥田義久・蛭田明宏・戸丸仁・竹内瑛一・山王梨紗・鈴木麻希・土永和博・石田泰士・石崎理・竹内里香・小松原純子・Freire, A. F.・町山栄章・青山千春・上嶋正人・引松峰男・Synder, G.・沼波秀樹・佐藤幹夫・的場保望・中川洋・角和善隆・荻原成騎・柳川勝則・砂村倫成・後藤忠則・廬海龍・小林武志 (2009) 日本海東縁, 上越海盆の高メタンフラックス域におけるメタンハイドレート成長と崩壊. 地学雑誌, **118**, 43–71.
- 本島公司・牧野登喜男 (1965) 琉球の天然ガス資源. 地質調査所月報, **16**, 193–216.
- 本島公司・井島信五郎・福田理・永田松三・比留川貴 (1970)

- 第3次沖縄天然ガス資源調査・研究報告（その10）—試験井による産出試験について—。地質調査所月報, **21**, 499–502.
- 永田松三・山城充真・狛武・本島公司（1973）沖縄県天然ガス3号試験井コアのガスおよび有機物の垂直分布。地質調査所月報, **24**, 339–347.
- 中川久夫・土井宣夫・白尾元理・荒木裕（1982）八重山群島石垣島・西表島の地質。東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, **84**, 1–22.
- 中川久夫（1983）琉球列島新生代地史の概要。地質学論集, **22**, 67–79.
- Natori, H. (1976) Planktonic foraminiferal biostratigraphy and datum planes in the Late Cenozoic sedimentary sequence in Okinawa-jima, Japan, In: *Progress in Micropaleontology, Special Publication of Micropaleontology Press* (ed. Y. Takayanagi and T. Saito) 214–243, American Museum of Natural History, Micropaleontology Press.
- 日本経済新聞（2012）新潟の爆発、トンネル内4人不明 ガス充満し救助難航。2012年5月25日朝刊。
- 小原浄之助・松本徳夫（1964）八重山群島西表島における八重山層群砂岩の重鉱物。九大学術探検研究会業績, **18**, 17–56.
- O'Leary, M. H. (1981) Carbon isotope fractionation in plants. *Phytochemistry*, **20**, 553–567.
- Oomori, T. (1987) Chemical compositions of submarine hot spring water and associated bottom sediments near Taketomi-jima at southern part of the Ryukyu Island arc, north-west Pacific. *The Journal of earth sciences, Nagoya University*, **35**, 325–340.
- 大森保・棚原朗・平良初男（1991）竹富島海底温泉と地震活動。月刊地球, **13**, 628–638.
- 大森保・棚原朗・平良初男・木村政昭・加藤祐三・清棲保弘（1993）地球化学的観測からみた西表島群発地震。月刊地球, **15**, 236–243.
- Proskurowski, G., Lilley, M. D., Seewald, J. S., Fruh-Green, G. L., Olson, E. J., Lupton, J. E., Sylva, S. P. and Kelley, D. S. (2008) Abiogenic hydrocarbon production at Lost City hydrothermal field. *Science*, **319**, 604–607.
- Sage, R. F. (2001) Environmental and evolutionary preconditions for the origin and diversification of the C₄ photosynthetic syndrome. *Plant Biology*, **3**, 202–213.
- Sano, Y. and Wakita, H. (1985) Geographical distribution of ³He/⁴He ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism. *Journal of Geophysical Research*, **90**, 8729–8741.
- Shinjo, R. and Kato, Y. (2000) Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin. *Lithos*, **54**, 117–137.
- 高見美智夫・竹村理佐・西村祐二郎・小島央彦（1999）中琉球弧、沖縄諸島のジュラ紀—白亜紀古世付加コンプレックスにおける海洋プレート層序の復元とユニット区分。地質学雑誌, **105**, 866–880.
- Toki, T., Tsunogai, U., Gamo, T., Kuramoto, S. and Ashi, J. (2004) Detection of low-chloride fluids beneath a cold seep field on the Nankai accretionary wedge off Kumano, south of Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **228**, 37–47.
- Toki, T., Gamo, T. and Tsunogai, U. (2006) Origins of hydrocarbons in the Sagara oil field, central Japan. *Island Arc*, **15**, 285–291.
- 土岐知弘・本田龍太郎・大嶺一希・角皆潤・小松大祐・佐野有司・高畑直人・木下正高・山城秀之（2012）沖縄本島北部屋我地島沿岸における湧出ガスの起源。地球化学, **46**, 257–274.
- 円谷博明・佐藤時幸（1985）基礎試錐「宮古島沖」。石油技術協会誌, **50**, 25–33.
- Tsunogai, U., Ishibashi, J., Wakita, H., Gamo, T., Masuzawa, T., Nakatsuka, T., Nojiri, Y. and Nakamura, T. (1996) Fresh water seepage and pore water recycling on the seafloor: Sagami Trough subduction zone, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **138**, 157–168.
- Tsunogai, U., Ishibashi, J., Wakita, H. and Gamo, T. (1998) Methane-rich plumes in the Suruga Trough (Japan) and their carbon isotopic characterization. *Earth and Planetary Science Letters*, **160**, 97–105.
- Tsunogai, U., Yoshida, N. and Gamo, T. (2002) Carbon isotopic evidence of methane oxidation through sulfate reduction in sediment beneath cold seep vents on the seafloor at Nankai Trough. *Marine Geology*, **187**, 145–160.
- Tsunogai, U., Kosaka, A., Nakayama, N., Komatsu, D. D., Konno, U., Kameyama, S., Nakagawa, F., Sumino, H., Nagao, K., Fujikura, K. and Machiyama, H. (2010) Origin and fate of deep-sea seeping methane bubbles at Kuroshima Knoll, Ryukyu forearc region, Japan. *Geochemical Journal*, **44**, 461–476.
- Urabe, A., Tominaga, T., Nakamura, Y. and Wakita, H. (1985) Chemical compositions of natural gases in Japan. *Geochemical Journal*, **19**, 11–25.
- Wakita, H., Sano, Y., Urabe, A. and Nakamura, Y. (1990) Origin of methane-rich natural gas in Japan: formation of gas fields due to large-scale submarine volcanism. *Applied Geochemistry*, **5**, 263–278.
- 渡辺一樹（1999）沖縄トラフ南部、鳩間海丘の海底熱水活動。しんかいシンポジウム, 海洋科学技術センター。
- 渡辺一樹（2000）西表島北東沖海丘群の潜航調査—西表海丘, 第1, 第2小浜海丘—。JAMSTEC 深海研究, **16**, 19–28.
- Wheat, C. G., Fryer, P., Takai, K. and Hulme, S. (2010) Spotlight 9: South Chamorro Seamount. *Oceanography*, **23**, 174–175.
- 山本和幸・井龍康文・中川洋・佐藤時幸・松田博貴（2003）沖縄本島, 本部半島基部に分布する上部新生界層序の再検討—呉我礫層・仲尾次砂層の層位学的位置について—。第四紀研究, **42**, 279–294.
- 山本和幸・井龍康文・佐藤時幸・阿部栄一（2005）沖縄本島本部半島北部に分布する琉球層群の層序。地質学雑誌, **111**,

- 527-546.
- Yamamoto, K., Iryu, Y., Sato, T., Chiyonobu, S., Sagae, K. and Abe, E. (2006) Responses of coral reefs to increased amplitude of sea-level changes at the Mid-Pleistocene Climate Transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **241**, 160-175.
- 山城秀之・多和田真樹・山岸光・多田千佳 (2006) 沖縄県名護市屋我地島済井出海岸沖，ウフ島周辺の海底から得られた気体について．名桜大学総合研究所紀要，**8**，43-46.
- 饒平名光雄・石原金盛・山城充填・平良明彦 (1968) 沖縄の天然ガス調査研究報告．工業研究指導報告，**2**，1-39.
- 米谷宏 (1985) わが国における天然ガスの地球化学的研究．地質調査所月報，**36**，19-46.
- Zhu, Y. N., Shi, B. Q. and Fang, C. B. (2000) The isotopic compositions of molecular nitrogen: implications on their origins in natural gas accumulations. *Chemical Geology*, **164**, 321-330.