原 著 論 文

いわゆるグリーンタフ貯留岩の地質学的・岩石学的諸問題*

島 津 光 夫**

（昭和57年7月3日 受理）

Geological and Petrological Problems on the So-called Green Tuff Reservoirs

By

Mitsuo SHIMAZU

Abstract: The deep-gas field in the Sekihara-Katagai area recently discovered is situated 10 kilometers southwest of the Nagaoka City. The reservoirs of the gas field are rhyolites of the Nanatani Formation of middle Miocene. Lower formations than the Nanatani Formation are not clear as these have not yet been drilled. The Teradomari and Shiiya Formations of upper Miocene and the Nishiyama, Haizume and Uonuma Formations of Pliocene-Pleistocene overlie the Nanatani Formation, and the first three are mainly composed of several kinds of andesites in this field. These andesites are more strongly altered in compared with those occurred in the Higashiyama anticline area.

The Nanatani Formation is composed of mudstones and green tuff, which is basalt, andesite and rhyolites. Rhyolites are the thickest member and from petrographical characters are classified into the following four types: rhyolite A, B, C, and D. Rhyolite A contains hyaloclastites and pyroclastics and rhyolite B, C, and D are lava. Rhyolite C is perlitic and rhyolite B and D are characterized by needle-like plagioclase in groundmass. SiO_2 and K_2O contents (calculated as H_2O free) of rhyolite B and C are 66-77 and 0.16-2.9 weight per cent respectively and the latter is much smaller than those of fresh rhyolites.

Good reservoirs are rhyolite B, C and D, whose pores are not primary ones such as cooling cracks and joints of rhyolite bodies, but are secondary pores formed by hydrothermal alteration. Under hydrothermal condition, leaching of K and Fe in glass of rhyolite and recrystallization of quartz and albite from glass have taken place. Secondary pores are druse (vug) and channel coated by quartz, and micropores between crystal grains of quartz and/or albite.

Although many problems remained unsolved, relation between formation of rhyolite reservoirs and primary migration of oil, gas and water are inferred as follows: (1) formation of elongated volcanic piles by products of submarine eruption of rhyolites and deposition of mudstones (source rock) around the piles, (2) generation of hydrocarbon with compaction of mudstone and abnormal increasing of temperature in related to volcanism, (3) primary lateral migration of oil, gas and water into secondary pores of rhyolite B and C and enclosure of them beneath impermeable rock (cap rock), which was transformed from rhyolite A by argillization.

1. ま え が き

1957年の見附油田の発見以来グリーンタフ貯留岩が注目されてきたが、さらに1968年には吉井ガス田、1969年には東柏崎ガス田が発見され、ますますその重要性が認識

されるに至った。しかし、その後のグリーンタフ貯留岩を目標にした深部探鉱は種々の困難を伴い、ようやく1976年新関原1号井で油・ガス徴を確認、関原一片貝地区での探鉱活動の端緒をつくった。それ以来この地区では多数の試掘井が開坑され、次第に大型ガス田賦存の可能性が強まっている。

見附、吉井、東柏崎油・ガス田の探鉱・開発時にはグ

* 昭和57年6月15日、第47回石油技術協会定時総会特別講演にて講演

** 新潟大学 理学部

リントフ貯留岩の基礎的研究は必ずしも十分でなかった。そのため、帝国石油(株)はその経験を反省し、新ガス田の有効な開発と今後の油・ガス田探鉱のための基礎資料を得るため、現在基礎的な研究を続けている。

著者もその研究の一部を分担し、数 100 箇のカットニングス、コアを調べてきた。この小論では、いわゆるグリンタフ貯留岩の岩石学的性質と孔隙の性格、グリンタフ貯留岩となった火山岩の活動の場、貯留岩の形成と油・ガスの一次移動についての考察を述べる。多くのご批判を頂くとともに、この小論が今後の探鉱のためいささかでも役に立てば幸いである。

2. 関原一片貝地区の地下地質と火山岩類

本地区の地下地質は、最近、小草・菊地 (1982)、猪間・赤堀 (1982) により報告されたので、ここでは小草・菊地 (1982) の層序に従い、火山岩類を主にして述べる。

本地区では現在までのところ、基盤は確認されていない。吉井・東柏崎ガス田では基盤として花崗岩、蛇紋岩(含かんらん石単斜輝石岩)が確認されている。また、その上位に新第三系下部と思われる砂岩、頁岩が重なっているが、本地区ではそこまで掘りこんでいない。

本地区の層序は、下位から七谷層、寺泊層、椎谷層、西山層、灰爪層、魚沼層群であるが、東西両側で著しく層相を異にし、西側は碎屑岩を主とするが、東側は火山岩類が卓越している(小草・菊地, 1982 の図 3 参照)。

七谷層は泥岩とグリンタフ(各種火山岩類)からなるが、グリンタフについては後述する。寺泊層は黒色頁岩を主として、砂質凝灰岩(S-タフ)および中〜細粒砂岩からなるが、長岡側には厚い安山岩類が発達している。普通輝石安山岩、黒雲母-普通輝石安山岩、黒雲母-角閃石安山岩などで、東山背斜の鋸山付近の安山岩(普通輝石-角閃石安山岩)に似ているが、坑井では岩相変化が著しいこと、変質が進んでいることなど大きく異なっている。

椎谷層と西山層も大部分安山岩類で、砂岩を伴っている。安山岩類は普通輝石-角閃石輝石安山岩、普通輝石-角閃石安山岩、普通輝石-黒雲母安山岩で、寺泊層のものと類似している。東山背斜では、大部分角閃石-普通輝石安山岩、かんらん石-角閃石輝石-普通輝石安山岩であるので、それよりは酸性のものが多く、やはり変質は地表より進んでいる。

西山層の安山岩も同様で、地表のものとも似ている。灰爪層は灰色シルト岩を主とし、砂岩を挟んでいる。安山岩を伴うが、西山層のものと変らない。以上のように寺泊層から西山層にわたる安山岩類の岩質は類似してお

り、碎屑岩を挟まない場合、とくにカットニングスでは各層を区分するのが困難な場合が多い。

3. 七谷層の坑井地質と流紋岩類

ここで記述する七谷層の坑井地質は、新関原 3 号から北片貝 SK 1 号までの南北、8 本の坑井を調べたものである(図 1)。図 2 に南(左)から北(右)に坑井地質層序を並べたが、これは南北縦断面図に相当する。

七谷層は下部から、玄武岩、安山岩、流紋岩類、泥岩の順に重なっている。一部にドレライト(岩床?)を挟在する。流紋岩類は熔岩および火砕岩で、熔岩が圧倒的に多く、種々の岩相を示す。

玄武岩は下部の厚い熔岩と、中部および上部に挟在する薄い熔岩〜ハイアロクラスタイトからなる。下部の玄武岩は新親沢 1 号と北深沢 1 号に、薄い玄武岩は多くの坑井で認められ、一つの鍵層となっている。枕状熔岩〜ハイアロクラスタイトと思われる。岩石学的性質は次の通りである。大部分、黒色無斑晶質玄武岩で、鏡下では拍子木状斜長石と微粒の普通輝石、緑泥石(あるいはサポーナイト)化したガラスからなる。ヴェリオリイト質組織を示す部分がある。アルバイト化、方解石化をうけ、杏仁も粘土鉱物、方解石、石英などにうめられている。

安山岩は北深沢 1 号の最下部の玄武岩の上に重なる緑

図 1 坑井位置図

図 2 関原一片貝地区グリーンタフの岩相区分

黒色ち密な岩石で、黒色または白色のパッチを持っている。いわゆる粗面岩質安山岩の一種である。岩石学的性質は次の通りである。無斑晶のものが多く、鏡下では粗面岩質組織を示す。針状の斜長石とガラスを交代した緑泥石からなり、微粒の石英が散点している。白色パッチはアルバイトと絹雲母の集合で、黒色斑点は杏仁をみたした緑泥石である。

流紋岩類は岩質により次の6つに区分されるが、変質を受けているものが大部分で、厳密に区分ができない場合がある。

流紋岩 A: ハイアロクラスタイト、軽石凝灰岩などで青緑色を示す。

流紋岩 C: 真珠岩組織を示す。灰緑色～淡紅灰色の岩石。

流紋岩 B: 斜長石斑晶を持ち、石基は針状斜長石とガラス。灰褐色の岩石。

流紋岩 B': B に似るがそれより暗色 (より塩基性か)。

流紋岩 D: B の中で球顆組織の発達した岩石。

流紋岩 F: 斜長石斑晶を持つが、リソイダイト質。

流紋岩 B, B', D の肉眼的区別は難しい。漸移するものと思われる。流紋岩 C, B が最も多い。流紋岩 A の一部を除き、すべて熔岩である。

本地区の坑井にみられる岩石の変質は流紋岩と玄武岩、安山岩で異なる。流紋岩には普遍的に珪化、方解石化、アルバイト化、絹雲母化がみられるが、その他上部

にはサポーナイト～サポーナイトと緑泥石の混合層、下部には緑泥石が生じている。珪化は一般に深くなると著しくなる。緑泥石の出現する点を結ぶと図 7 のように、北部でやや浅くなる。

玄武岩、安山岩には上部ではサポーナイト～混合層、方解石、アルバイトを生じているが、流紋岩とはほぼ同じ付近から緑泥石を生じている。北深沢 1 号は他の坑井と異なり、濁沸石、パンペリー石、ぶどう石および緑れん石を生じている。ぶどう石、アクチノ閃石は新親沢 1 号の玄武岩の一部に産するが、北深沢 1 号では 4,600m 以深に様に産している。

本地区の地下の変質は全体として粘土鉱物、方解石、アルバイト、石英の組み合わせで、熱水変質的であるが、一部は濁沸石—ぶどう石—パンペリー石—緑れん石の組み合わせで、沸石相の濁沸石亜相とぶどう石—パンペリー石相の中間の温度条件で、水蒸気や炭酸ガスの圧力の低い環境で変質したことを示している。後者は熱を供給した貫入岩体がより深部に存在することを暗示している。

流紋岩 B, C の 6 箇の試料の化学分析を行った (表 1)。全 H_2O 量は 1.37–7.35 wt.% まで変化するので、 H_2O を除き 100% に再計算した値で特徴を調べた。流紋岩 B は SiO_2 71–77、流紋岩 C は 66–74 で、流紋岩 B の方が多い。その他の成分では K_2O が一般に少なく、全 FeO 、 Na_2O はやや多い。津川地域の地表の弱変質の真珠岩

表 1 流紋岩の化学成分

Chemical compositions of rhyolites						
	1	2	3	4	B	C
SiO ₂	73.85	68.26	61.40	73.08	75.15	68.49
TiO ₂	0.90	1.86	0.29	0.36	0.32	0.31
Al ₂ O ₃	12.43	11.80	14.14	11.84	10.36	15.24
Fe ₂ O ₃	3.54	6.38	7.94	5.21	0.33	1.14
FeO					2.32	2.76
MnO	0.09	0.14	0.24	0.13	-	-
MgO	0.41	1.43	1.74	0.86	0.59	0.95
CaO	0.72	0.76	0.30	0.34	2.00	1.65
Na ₂ O	6.29	3.93	3.83	5.61	5.03	6.75
K ₂ O	0.16	1.20	2.69	0.16	0.44	0.82
P ₂ O ₅	0.24	0.29	0.05	0.05	-	-
H ₂ O ⁺	0.16	0.19	0.18	0.17	2.88	2.28
H ₂ O ⁻	1.21	3.76	7.17	2.21		
Total	100.00	100.00	100.00	100.02	99.42	100.39
Q	34.11	36.13	22.04	35.67	38.66	19.49
C	1.18	3.34	4.51	1.95	-	0.25
Or	0.94	7.09	15.89	0.94	2.60	4.85
Ab	53.23	33.26	32.41	47.47	42.56	57.12
An	1.99	1.88	1.14	1.34	4.39	0.19
Wo	-	-	-	-	2.31	-
En	1.02	3.56	4.33	2.14	1.47	2.37
Fs	2.35	3.82	8.15	5.07	3.46	3.62
Mt	1.54	2.77	3.45	2.26	0.47	1.65
Il	1.71	3.55	0.55	0.68	0.61	0.59
Ap	0.56	0.67	0.12	0.12	-	-
An %	4	5	3	3	9	0

1: rhyolite B (Kitafukazawa 4621 m), 2: rhyolite B (Asahihara 4325 m),
 3: rhyolite C (Asahihara 4327 m), 4: rhyolite C (Asahihara 4465 m),
 B: rhyolite B (Shin-Oyasawa 4378 m), C: rhyolite C (Asahihara 4467).

1, 2, 3, 4……蛍光 X 線分析, 原子吸光分析

(分析者 古屋一彦)

B, C ………湿式分析 (分析者 周藤賢治)

(阿部・島津, 1974) の K₂O 量, 4.07, 6.41 wt.% に比べて, 流紋岩 C の 0.16, 0.84, 2.90 という値ははるかに低い。このような化学成分の特徴は原岩の違いではなく, 変質による成分変化と考えられる。

これはノルム値をプロットした Q-Or-Pl 図 (図 3) でも認められ, 津川一会津区の流紋岩類より Or の乏しい領域にプロットされる。STRECKEISEN (1967) の分類では, 2 個は dacite, 他の 4 個は quartz andesite に分類される。

4. 津川一会津区のグリンタフと地下地質

新潟県下のグリンタフは, 津川一会津区 (島津, 1973) の西部のもので, 一部を除いて西黒沢階 (七谷階) のものである。県下の標準層序では津川層, 七谷層に相当するものであるが, 両層の区分は必ずしも厳密なものでない。周縁相は別にして, 七谷階の中で, 泥岩の顕著な部分の下位のグリンタフを主とする部分が一般に津川層あるいはその相当層とされている。

図 3 Q-Or-Pl 図

黒丸：関原一片貝地区の流紋岩

点線域：津川一会津区の流紋岩の成分範囲

津川地区では津川層, 栗瀬層に区分される。津川層は, 大部分, デイサイト～流紋岩質熔岩およびその火砕岩からなる。栗瀬層は泥岩を主とし, 厚い玄武岩質火砕岩 (一部ハイアロクラスタイト) を 3～4 枚挟在するほか, うすい白色のデイサイト質凝灰岩を数枚挟在している。津川地区のこれらの地層と新潟堆積盆地のそれとの直接の関係は明らかでない。

油田層序との連続的關係がよく追跡できるのは五十嵐川上流である。五十嵐川上流では津川層相当層は大谷川層とよばれ, その上に七谷層, 寺泊層, 椎谷層が重なり, さらにその上位には一部不整合で西山層が重なっている。大谷川層は大部分デイサイト～流紋岩質火砕岩および熔岩で, うすい泥岩と玄武岩ハイアロクラスタイトを挟在している。七谷層は泥岩と淡緑色のデイサイト～流紋岩質火砕岩および同質熔岩からなるが, この地区では泥岩の方が量が少ない。寺泊層も泥岩とデイサイト質火砕岩からなり, 一部に玄武岩ハイアロクラスタイトを挟在する。椎谷層はデイサイト質火砕岩および熔岩ドームからなる。

入広瀬一小出地区では津川層相当層は穴沢層とよばれ, その上に七谷層に相当する西名層, 寺泊層に相当する貫木層が重なる。貫木層の上には不整合に西山層または魚沼層群が重なっている。穴沢層は古生層を不整合に覆い, 下部には植物化石を含む砂礫岩が発達するが, その上部はデイサイト～流紋岩質の火砕岩～熔岩で, うすい玄武岩ハイアロクラスタイトを挟在し, 大谷川層と変らない。西名層は東方では穴沢層に整合に, 西方では古生層にアバット不整合の關係で重なるが, 泥岩と淡灰緑色の真珠岩類からなる。貫木層は砂質シルト岩～シルト

岩からなる。

上述の山地側の津川層，七谷層のグリンタフと新潟平野および丘陵の地下のグリンタフとの関係については多くの人により議論されてきた（池辺ほか，1969；島津，1973；茅原，1974b）。それらが時代的には同時期のものであることについては一致しているが，層序関係については多少の食い違いがみられる。茅原（1974b）は平野地下のグリンタフは山地側の津川層上部および七谷層のグリンタフに相当するもので，津川層下部に相当するものは地下には存在しないと述べている。

筆者もほぼ同様な考えであるが，真珠岩に注目してこの問題を検討してみたい。上述のように関

原一片貝地区の地下の酸性火山岩中には流紋岩Cとして区分した真珠岩が厚く発達している。真珠岩類は，ボーリング資料（通産省，1978）を加えた断面図（図4）に示されるように，津川地区では津川層の上部を構成して広く分布し，その上に栗瀬層の泥岩が重なるが，境界部には海緑石を産する。五十嵐川上流では，大谷川層の上部に重なる海緑石を含む泥質岩（これより上部を七谷層と区分）の上位に厚い真珠岩が重なっている。真珠岩は大谷川層最上部にも挟んでいる。

入広瀬一小出地区では真珠岩類は西名層の主体となっている。鏡下では流紋岩Cは西名層の真珠岩に最も良く類似している。なお，津川，五十嵐川上流の真珠岩には鉄へデン輝石，鉄普通輝石の斑晶を含むものがあるが，坑井のものには認められない（SHIMAZU and TAKANO, 1977）。

以上の関係からも関原一片貝地区などの真珠岩を含むグリンタフは津川層上部～七谷層のものと考えられる。しかし，以下の議論では丘陵，平野地下のグリンタフは七谷層のグリンタフとして便宜上記述する。

問題は関原一片貝地区の七谷層のグリンタフの厚さと，その下位にどのような地層がくるかということである。吉井一東柏崎ガス田では七谷層は層厚530mで，グリンタフは380m（SK-4（茅原，1974a））である。その下位には相川層あるいは城内層に相当する火山岩類および砂岩（約70m）が基盤の花崗岩の上に重なっている。茨目1号では七谷層のグリンタフは330m±で，下位には基盤の蛇紋岩の上に重なる砂岩がくる。

図4 津川層・七谷層境界部付近断面図

1: 古生層粘板岩, 2: 津川層下部砂岩～砂質凝灰岩, 3: 津川層中・上部酸性火砕岩, 4: 流紋岩熔岩, 5: 真珠岩類, 6: 七谷層酸性火砕岩, 7: 泥岩. 上図は五十嵐川上流, 下図は津川南方

関原一片貝地区で現在まで確認された七谷層のグリンタフの厚さは新親沢1号で最大900m以上である。下部200mは玄武岩で，流紋岩類だけでも700m以上の厚さが推定される。

上述の地表および地下の関係からは，関原一片貝地区のグリンタフは1,000m近い厚さを持ち，その下位には厚い津川層中，下部層（1,000m以上の層厚）のグリンタフはなく，吉井一東柏崎ガス田の場合と同様に，直接基盤の上ののるか，うすい相川層相当層の上ののるかといずれかと推定される。

次に空間的に七谷層のグリンタフの分布（活動の場）をみてみたい。山地側では五十嵐川上流，入広瀬一小出地区，楕形山塊に分布するが，新潟堆積盆地に様に分布するのではなく，限定された地域に厚く発達している（図5）。分布の方向は現在の背斜軸にほぼ平行で，NNE-SSW方向を示している。図5は茅原（1974b）を参考にし，最近の資料もつけ加えたが，七谷層に限定したので分布範囲が狭くなっている。主な地域は吉井一東柏崎ガス田および西山背斜の下，関原一片貝地区，見附一本成寺油ガス田，地表の弥彦地域，北方の紫雲寺ガス田などである。茅原（1974b），片平（1974）の図には蒲原平野の地下にも広く七谷層のグリンタフの分布が画かれているが，これらの多くは寺泊層の可能性もある。東新潟（NS-6）と基礎試錐大淵では七谷層のグリンタフは極めてうすい酸性火砕岩である。

同様に七谷層の玄武岩の分布をみると，津川地区の栗瀬層のものと，弥彦のものだけである。津川層上部のも

図5 地表および坑井のグリーンタフ分布図

T: 津川層酸性火山岩類, N: 七谷層の酸性火山岩類。破線は地質ブロックの境界。

のは穴沢層中のものと只見地区の大塩層中のものである。寺泊層の間瀬、小木、護摩堂山の玄武岩に比べて七谷層、津川層上部の玄武岩の地表の分布は限定されている。それに対し、地下での分布は吉井—東柏崎ガス田、関原一片貝地区、見附油田など流紋岩類に挟在、あるいはその下部に密接に伴って産している。確認された範囲で厚さ最大 400m である。なお、北深沢 1 号には玄武岩と流紋岩の間にいわゆる粗面岩質安山岩が産する。同様のものは安田 SK-3 から報告されている（茅原，1974a）。上述のような流紋岩の下部に厚い玄武岩が発達すること、また粗面岩質安山岩を伴うことは、地表の山地側ではみられない平野側での特徴である。

平野側の地下で七谷層のグリーンタフ中に流紋岩類の熔岩が厚く発達し、分布の長軸に対し幅がせまいことは、それらが噴出の中心に近く、一種の熔岩ドームをつくっていることを示している。そして NNE-SSW 方向の基盤の断裂に沿って噴出したことを示すもので、その後の隆起・上昇で、ホルスト状の高まりをつくっているものと考えられる。

そして、その分布からは、山地側の津川—会津区で津川期（七谷期の前半）に激しい火山活動のあった地域の西側（平野側）では火山活動がなかったか弱く、活動のなかった地域の西側では激しい活動があったようにみうけられる。すなわち、NW-SE 方向の線で区切られたいくつかのブロックが推定され、七谷期の後半の火山活動の場合は、北から紫雲寺ガス田、弥彦—見附、吉井・東柏崎—関原・片貝を含むブロックに当たっている。このことは七谷期の前半から後半に活動の場が大きく北西側に移動したことを示している。そして基盤の断裂にそつ活

動は、七谷期の後半の堆積盆地の沈降の原因とも結果ともなっていると思われる。噴出の形式も火砕岩が少なく熔岩（ドーム）が多くなっていることは、深度を増した海底（水深 1,500m 前後）での噴出のため発泡が少なかったためかもしれない。

もちろん、以上は現時点での一つのまとめで、今後の資料の蓄積で修正する必要があるかもしれないが、探鉱の一つの手がかりになればと思い、あえて予測を含めて述べた。

5. 火山岩貯留岩と油・ガスの 1 次移動

地下の七谷層のグリーンタフがシンクロナイズハイ（火山岩パイル）をなし、油・ガス集積の好条件を作ったことは上述の産状から推定される。つぎに火山岩の貯留岩としての評価を試み、火山岩の孔隙とその地質学的環境から油・ガスの 1 次移動について若干の考察を試みたい。

5.1 火山岩の貯留岩としての評価

関原一片貝地区では、現在までのところ、グリーンタフ貯留岩として流紋岩熔岩が適し、さらにいくつかに区分した流紋岩の中では、流紋岩 C, B が最も適し、流紋岩 A, 安山岩、玄武岩は適さない。孔隙率、滲透率など定量的データは持ちあわせていないので、岩石学的手法による定性的評価であるが、このような評価は物理検層ともよく対応しているようである。

片平(1974)、片平・鶴飼(1976)は火山岩の急冷・破砕による割れ目と堆積後の造構運動による破砕、あるいはそれによる初生割れ目の拡大が火山岩中の孔隙の主要なものと考えた。彼らの研究した見附、吉井油・ガス田のような火山岩の厚くない場合はそうかもしれない。しかし、関原一片貝地区では噴出時の初生孔隙は変質と圧密により消失しており、主要な孔隙は変質時あるいはそれ以後に生じたものと考えられる。結論的には関原一片貝地区では七谷層グリーンタフの貯留岩としての性質は初生的なものではなく、変質により形成された 2 次的なものと考えられる。そして同様な変質条件におかれた場合は酸性か塩基性かの岩質、火砕岩か熔岩かの産状が 2 次孔隙の形成を支配したように思われる。それを具体的に示すと次のようになる。

- 1) 玄武岩熔岩(枕状熔岩を含む)、火砕岩（ハイアロクラスタイトを含む）は初生的な急冷構造や杏仁は粘土化（サポーナイトあるいは緑泥石）によりうめられ、また火山ガラスも容易に粘土化し、2 次孔隙がなく不適。安山岩の場合もほぼ同様である。
- 2) 流紋岩質火砕岩および発泡した岩片よりなるハイアロクラスタイトは変質により粘土化（セラドナイ

図 6 流紋岩 C の走査電顕写真

スケールはバーで示す。

バーの長さ 11,000 ミクロン; 2, 3100 ミクロン; 4, 5, 610 ミクロン

ト、絹雲母化)し、さらに圧密をうけ、初生的な孔隙は完全に消失し、2次孔隙も形成されず、不適。

3) 流紋岩熔岩は熱水変質により初生的孔隙(自破砕構造、球顆組織、節理など)は消失したが、粘土化は著しくなく、珪化、アルバイト化をうけた。すなわち、熱水*によるガラスのKの溶脱、CO₂の供給下での方解石の晶出とそれの溶脱、ガラスの再結晶による石英、アルバイト結晶の晶出。その結果、微細な空隙(晶洞、結晶粒間空隙など)を全体に生じた。

流紋岩Cはとくに珪化が著しく、肉眼的にみえるバグ、チャンネル(多くの場合晶洞)を生じている。極端な場合は幅数mmの脈状の割れ目となり、壁は石英で覆われ、方鉛鉱の自形結晶も生じていることがあって、熱水性鉱脈中の晶洞を連想させる。

流紋岩の2次孔隙をさらに走査電子顕微鏡で詳しく観察すると、微細な孔隙(幅0.05~0.1mm)は高倍率では再結晶した20ミクロン程度の扁平柱状の石英、長石の結晶のつくる晶洞であることがわかる。微孔隙は数10ミクロン以下のものが大部分であるが、岩石全体が海綿状になっており、水、油・ガスが十分浸透し得たものと考えられる。これは採取されたコアの中心まで泥水がしみこんでいることによっても裏付けされる。

コアをみた限りでは初生的な割れ目は残っていなかったが、変質初期に熱水の通路となったかもしれない。また、粘土化の著しい流紋岩Aや玄武岩は造構運動を受けた際粘性変形をしたものと考えられるが、珪化岩は堅く、脆性変形を受け、破碎割れ目を生じた可能性がある。

5.2 古地温

ケロジンの熟成、石油化の温度を知るため、地下の温度、被熱時間の推定が重要になってきている。関原一片貝地区での抗底温度は最高170°C前後で、地下増温率は3.6°C/100mとなり、乗富(1975)、田中・佐藤(1977)の2.3~3.3°C/100mより高い。しかし、知る必要のあるのは現在の地温でなく、石油生成時のそれである。そのため、ビトリニット反射率や粘土鉱物・沸石類の変換が盛んに研究されている。関原一片貝地区の変質鉱物は北深沢1号を除き、大部分絹雲母、緑泥石、アルバイト、石英、方解石である。この組み合わせからは120°~130°C前後の温度と推定される(青柳・浅川, 1977)。北深沢1号の4,600m以深の濁沸石—ぶどう石—パンペリー石の組み合わせは地熱井などの経験から150°C以上で、より

高かったと推定される。石油化に直接関係のあるのは根源岩(七谷層の泥岩)の古地温で、貯留岩の2次孔隙形成に関係のある珪化変質の温度は間接的な意味しかもたないと思われる。しかし、埋没深度が浅いにもかかわらず石油化が進行したのは火山岩の影響と思われるのでこの温度もそれなりの意味をもっていると考え、流紋岩Cのバグを作る石英を用いて液体包有物の充填温度の測定を行った。包有物も少なく必ずしも十分なデータではないが、充填温度は138°~167°Cという値が得られた。なお、流体包有物は、(液体+気体)、(気体)、(液体)など種々のものがあり、液体が気体に富む溶液であったと推定される。気体はH₂Oを主とするが、一部にCO₂を含むものもある。

5.3 火山岩貯留岩と油・ガスの1次移動

石油の生成と第1次移動については近年多くの人によって議論されている(田口, 1982; 相場, 1979; 藤田, 1982)。そして、続成作用前期移動説(河井, 1977)が多くの人に支持されているようにみうけられる。泥質岩から炭化水素が形成され、移動する過程については何らここで議論する材料も知識ももちあわせていない。

ここでは受入れ側の火山岩貯留岩(とくに関原一片貝地区)、の上述の性格から炭化水素形成と第1次移動に関して一つのモデルを提案してみたい。火山岩貯留岩への1次移動の研究は少なく、片平(1974)*、片平・鶴飼(1976)があるだけである。なお、この地区の縦断面図は図7に示したが、図8は横断面をモデル化したものである。

(a) 流紋岩類の海底噴出による火山岩パイルの形成

水冷による自破砕状熔岩、ハイアロクラスタイトの形成。パイルのまわりに泥岩の堆積。火山活動に伴う全般的地温の上昇。

(b) 1次移動の始まりと熱水変質

泥岩の累積、圧密の進行と地温の上昇による炭化水素の生成。初生孔隙を通しての側方への1次移動の始まり。熱水変質の始まり、進行による流紋岩体内での成分移動、再結晶による2次孔隙の形成。

(c) 全般的な2次孔隙の形成と本格的な1次移動

ハイアロクラスタイト、玄武岩の粘土化、初生孔隙の消失によるキャップロック化。地温の全般的な上昇による石油化。岩体内部に広範囲に生じた2次孔隙を通しての油・ガス・水の側方への1次移動とキャップロックによる閉塞。

以上のモデルには今後解決しなければならないいくつかの問題を含んでいる。1つは熱水変質の時期である。おそらく寺泊層の火山岩の噴出より前、七谷期の後半と

* 猪間・赤堀(1982)は片貝地区のグリーンタフ中の水は、通常の油ガス田水に比して、SO₄、CO₂、Hgが多くIが少なく、火山地域の温泉水に近い、マグマ起源の水が保存されている可能性があるとして述べている。

* 片平(1974)は初期移動説に近い考えをとっている。

図7 関原一片貝地区の模式層序断面図およびグリンタフ上面の起伏変化

1:玄武岩, 2:安山岩, 3:流紋岩B', 4:流紋岩B, 5:流紋岩C, 6:流紋岩A, 7:七谷層泥岩, 8:ドレライト。

鎖線 ch: 緑泥石の出現線, 鎖線 l+p: 濁沸石—ぶどう石—パンペリー石組合せの出現線。E, TD: 寺泊期の始まり, E.SY: 椎谷期の始まり, E.U.: 魚沼期の始まり, Present: 現在

思われるが、もしそうだとすれば、石油化、1次移動が七谷層の泥岩堆積後早い時期に起ったことになる。泥岩が十分堆積できたかが問題となる。

さらに、大型ガス田としてのガスの集積（2次移動）の問題がある。片平（1974）はグリンタフの中で2次移動はほとんど不可能であると述べ、1次移動の重要性を強調している。一方、相場（1977）は吉井—東柏崎構造の形成を西山期と考えている。図7にいくつかの時期のグリンタフ上面の起伏の変化を示したが、椎谷期の初めにすでに差別的隆起、上昇が起っていることを示している。おそらくそれまでに、隆起に伴い、珪化岩では構造変形による何らかの割れ目を生じたこと（移動集積があった）が推定される。しかし、吉井—東柏崎ガス田などと違い、例えば朝日原1号では火山岩の上面から数100m下部に大量のガスを確認している。猪間・赤堀（1982）も地下4,800m位の深度に端面を考へ、最大

900m位のガスコラムを推定している。このような深部での大量のガスの存在は、上方への2次移動が関原一片貝地区のガス鉱床形成では重要でなかったことを示すものと思われる。

吉井—東柏崎ガス田のグリンタフ貯留岩の現在の深度（下限）は2,600mで、関原一片貝地区の4,700mとは大きな差がある。しかし、いずれの場合も早い時期の移動が考えられるので、両者の差違（孔隙のあり方）は現在の深度には関係なく、火山岩貯留岩の厚さの差、変質の度合（火山活動の規模）に起因しているものと考えられる。しかし一方、孔隙が保存されるか否かは累重した堆積岩の厚さ（≡現在の深度）と変質の性格に関係し、吉井—東柏崎ガス田では初生孔隙が、弱い粘土化変質とより小さな圧密により保存され、関原一片貝地区では2次孔隙（再結晶鉱物の結晶のつくる骨組）が圧密に堪えたものと考えられる。

図8 火山岩貯留岩形と炭化水素第1次移動を示すモデル

A: 流紋岩A, B: 流紋岩B, C: 流紋岩C.

a, b, c は本文の3つの段階, 太波線はある等温線 (約100°C)

6. ま と め

小論では現在探鉱が盛んに進められている関原一片貝地区のガス田のいわゆるグリーンタフ貯留岩の地質学的位置, 岩石学的性質を述べ, それらの貯留岩としての評価, さらに貯留岩への炭化水素の移動について考察した。その要点は次のようにまとめられる。

1. 関原一片貝地区の地下のグリーンタフは七谷期(西黒沢期)のもので, 地表地質, とくに真珠岩を手がかりとすると, 層序区分の津川層最上部から七谷層下部に相当する。
2. それらのグリーンタフは現在の背斜に平行に伸長した火山岩パイルを作った。そして平野地下では, 七谷期の前半に山地側で火山活動の著しくなかった地域の西側に, 主に活動した。
3. グリーンタフはデイサイト～流紋岩の熔岩を主と

し, ハイアロクラスタイト, 火砕岩を伴う。また, 玄武岩, 安山岩を伴っている。

それらはいずれも変質が著しい。デイサイト～流紋岩は岩石学的性質から, 流紋岩A, B, C, Dに大きく分けられる。流紋岩B, C, Dは熔岩で, Cは真珠岩, B, Dは石基の針状斜長石により特徴づけられる。Aはハイアロクラスタイトおよび火砕岩である。貯留岩としては流紋岩Cが優れ, B, Dがそれに次ぎ, Aおよび玄武岩, 安山岩は劣る。それらの孔隙の大部分は火山岩の急冷により生じた初生的なものでなく, 熱水変質により生じた2次的なもの(晶洞, チャンネル, 石英, 長石の結晶粒間の微孔隙など)である。

4. 流紋岩貯留岩の形成と炭化水素の1次移動の関係は次のようにモデル化される。(a)海底噴出した流紋岩が作る伸長した火山岩パイルとそのまわりへの泥岩(根原岩)の堆積, (b)泥岩の圧密と火山活動に伴う地温の異常

な上昇による炭化水素の形成、(c)流紋岩 A の粘土化による帽岩化と、流紋岩 B, C, D の 2 次孔隙への炭化水素の側方移動。

しかし、関原一片貝地区の探鉱は継続中で、今後さらに多くの情報が得られ、上のモデルは修正を迫られるかもしれない。火山岩貯留岩に胚胎するガス鉱床の規模は大きく、新潟地域の陸域では今後の重要な探鉱対象である。しかし、砂岩貯留岩と比べ一般化することが困難で、今後さらに多くの基礎的、総合的研究が必要で、小論文もその一つのたたき台になれば幸いである。

謝 辞 この研究を進めるために用いた試料は、大部分帝国石油(株)のものである。その他、この数年の間に、石油資源開発(株)、出光石油開発(株)、日本鉱業(株)、三菱ガス化学(株)、石油公団の坑井試料も調べる機会を持った。多くの資料の発表を許可して頂いた帝国石油(株)に深く感謝する。また、一部資料の発表を許可して頂いた石油資源開発(株)、三菱ガス化学(株)、石油公団に厚く感謝する。また、研究の過程で種々ご教示、ご協力を頂いた、帝国石油探鉱部、技術研究所、新潟鉱業所の関係各位、玉木貴裕、小草欽治、福島賢一の諸氏、ならびに上記各社の関係各位に対し深く感謝の意を表する。走査電顕写真は小林巖雄氏、化学分析は周藤賢治、古屋一彦氏ら、包有物充填温度測定は南部正光氏、薄片作製の一部は斉藤清二氏、図の作製は沢田ヨミ氏に御協力を頂いた。ここに厚く謝意を表わす。

文 献

- 阿部智彦・島津光夫(1974)：津川一会津区の酸性火山岩類の化学組成。鉱山地質，24巻，p. 355-365。
 相場惇一(1979)：石油の移動と集積。地学雑誌，88巻，p. 369-382。
 青柳宏一・浅川 忠(1977)：継変作用下における炭化水素の第一次移動。石技誌，42巻，p. 76-89。
 茅原一也(1974 a)：新潟地区の火山層序について。地調

報告，250号-1，p. 183-234。

——(1974 b)：新潟堆積盆地の新第三系火山層序一構造区と火山区一。石技誌，39巻，p. 201-215。

藤田嘉彦(1982)：石油の生成と一次移動。堆積盆の流体移動(杉山ほか編)，p. 5-26，東海大出版会。

池辺穰・正谷 清・片平忠美(1969)：新潟堆積盆地における“グリーンタフ”に関する考察。伊豆半島(星野・青木編)，p. 41-47，東海大出版会。

猪間明俊・赤堀芳雄(1982)：片貝ガス田深層の探鉱。石技誌，47巻，p. 99-106。

片平忠実(1974)：新潟堆積盆地のグリーンタフ中に胚胎する炭化水素鉱床。石技誌，39巻，p. 337-356。

——・鶴飼光男(1976)：新潟県の油・ガス田にみられる火砕岩貯留岩。新潟大学理学部地質研究報告，4号，p. 297-302。

河井興三(1977)：石油の移動と地層の圧密。石技誌，42巻，p. 71-75。

乗富一雄(1975)：秋田および新潟平野部における地下温度勾配と地下構造。地熱，12巻，p. 45-57。

小草欽治・菊地芳朗(1982)：関原・越路原地域の深部の探鉱について。石技誌，47巻，p. 93-98。

島津光夫(1973)：東北日本グリーンタフ地域における津川一会津区。地質学論集，9号，p. 25-38。

SHIMAZU, M. and TAKANO, A. (1977): Ca-Fe rich pyroxenes in Miocene perlites from the Tsugawa and Tadami areas, Northeast Japan. 岩鉱，72巻，p. 419-427。

STRECKEISEN, A.L. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks. *Neues. Jahrb. Mineral. Abhandl.*, vol. 107, p. 144-240。

田口一雄(1982)：石油の成因と第一次移動。堆積盆中の流体移動。(杉山ほか編)。p. 37-57，東海大出版会。

田中 隆・佐藤勝義(1977)：東北日本の油田地域における地下温度の推定。石技誌，42巻，p. 229-237。

通産省(1978)：蒲原地域広域調査報告書，90p。