タイ沖ガス田における炭酸ガス起源の地質学的予察

佐々木 詔 雄*

(昭和61年1月18日受付, 61年3月18日受理)

Geological Studies on Origin of Carbon Dioxide in Platong Field, Gulf of Thailand

By

Akio SASAKI

Abstract: In this paper, the distribution of carbon dioxide in natural gases recovered from the Platong gas field and its origin are discussed on the basis of geological evidences.

Carbon dioxide content in gases of this field is average 15% and partly more than 40%.

Gas bearing Tertiary sediments are dominated by gas-prone woody-coaly organic matters. Main east-dipping faults in the western flank of this structure cut basement complex. Gas reservoirs containing rich carbon dioxide, more than 40%, are locally distributed in the northwestern part of this field. The spatial spread is clearly oblique to stratigraphic markers and is like "conical mass". This mass is characterized by high density shale more than 2.70gm/cc and very low Cl⁻ content in formation water.

The above marked features suggest that carbon dioxide has been generated from woody-coaly kerogen in sediments during thermal diagenesis, and also has been supplied from "magmatic origin" through the faults, and/or formed by oxidation of hydrocarbons through contact with mineralized waters, which have ascended into Tertiary sediments along fractures and fault zones.

1. はじめに

天然ガスは、メタン・エタン・プロパンなどの各種炭

化水素のほかに不燃性ガスの炭酸ガス、窒素、硫化水素を含み、極く微量に水素、アルゴン、ヘリウム、キセノンなどの存在が認められている。ほとんどの天然ガスは

表 1 東南アジア地域の油・ガス田における天然ガスの組成

Country	Indonesia			Malaysia		Thailand	
Area	North Sumatra		Natuna	Sarawak	East Malaysia	Gulf of Thailand	
Field	Arun	NSB-A	D Alpha-L (AL)	E-11	Udang	Erawan	Satun
Total Hydrocarbon	85.13%	66.30%	NA	91.5%	NA	NA	90.49%
C ₁	71.89	62.37	NA	86.2	85-98	60-70	74.10
C ₂	5.64	2.56	NA	2.4	NA	9-10	9.70
C ₃	2.57	0.68	NA	1.3	NA	4-6	3.77
C ₄ ⁺	5.03	0.69	NA	1.6	NA	6-7	2.92
Total Non-hydrocarbon	14.87	33.87	NA	8.5	NA	NA	9.51
CO ₂	14.51	31.10	67-82	NA	1	10-20	9.00
Reservoir	Miocene Carbonate	Miocene Carbonate	Miocene Carbonate	Miocene Carbonate	Miocene Carbonate	Miocene Carbonate	Miocene Carbonate
Structure	Reef	Reef	Reef	Reef	Anticline	Anticline	Anticline
Refereances	Bramon, 1974	Mundt, 1982	Sangree, 1981	Scherer, 1980	Crossey et al., 1982	世界の大油田 1985	佐々木, 1985

NA: Not Available

* 三井石油開発株式会社

図1 東南アジア地域における主要ガス田と第三系堆積盆地の分布

含有量の多少にかかわらず炭酸ガスを含む、アメリカ西部、メキシコ、カナダ、東南アジアなどの一部のガス田では比較的炭酸ガス含有量の高い天然ガスが報告されている (DOBBIN, 1968; 加藤, 1976)。

東南アジア地域における幾つかの油・ガス田の天然ガス組成を見ると、炭酸ガスの含有量は構造ごとに異なり、数%から82%の値を示す(表1)。ナツナ島東部の D-Alpha L (AL), AV, South Plaus, Lemadang 構造やサラワク沖合の V1, K5, L3 構造などにおいて、炭酸ガスの多い天然ガス層に逢着したといわれている(図1)。特に ESSO の D-Alpha L の天然ガスは、ガス層厚 5,250 feet, ガス賦存面積 285 km² に及ぶ上部中新統～最下部鮮新統の礁石灰岩に胚胎するが、67-82%の炭酸ガスを含んでいる (SANGREE, 1981)。マレーシア東部沖合にある Semangkok 油田の随伴ガスは、約27%の炭酸ガスを含む (WAN and SOONG, 1984)。また、

タイ湾(シャム湾)の B(TP) 構造やユニオングループ注1によって開発されたタイ沖ガス田の炭酸ガス含有量は、それぞれ平均 32% と 15% である (ACHALABHUTI, 1981)。

一方、ナツナ島西部の Udang 油田, Tembang, Bawal 構造やサラワク沖合のガス田群 F6, E8, F23, E11/F13, M3 構造の天然ガスは、炭化水素を主成分とし、わずかに数%の炭酸ガスを含むのみである (SCHERER, 1980; CROSSEY ら, 1982)。

これらの天然ガス中に存在する炭酸ガスの成因や集積に関する地質学的考察(例えば, HOLMQUEST, 1965)は、炭化水素の生成・移動・集積の研究に比べて、著しく少ない。東南アジア地域では, SANGREE (1981) が D-Alpha L 構造の炭酸ガス起源を深部の火成活動に由

注1 Unocal Thailand Inc., 三井石油開発および東南アジア石油開発

来するものに対して、EYLES and MAY (1984) は礁石灰岩層の下位に発達する中部中新統の Arang 層がその根源岩であろうと述べた。日本においても新潟平野のグリーンタフ層準の深層ガスに炭酸ガスが多いことが明らかとなり、その起源をどう考えるか興味ある問題となっている (坂田ら, 1985)。

小論では、タイ湾で開発された Platong ガス田における炭酸ガス含有量の水平的、垂直的变化や地質層序との関連性を求め、この地域に認められる幾つかの地質的諸現象を基に、炭酸ガスの成因と集積の仮説モデルを推定した。

2. Platong ガス田の地質概要

現在、タイ湾のほぼ中央部に Platong, Erawan, Satun と Baanpot の4つのガス田があり、日産約3.6億 feet³ の天然ガスと約 16,000bbl のコンデンセートを生産している (図2)。これらのガス田は Pattani Trough と呼ばれる第三系堆積盆地の西部に位置し、南北方向に雁行する背斜群で第三紀初期から更新世に至る断裂運動と緩やかな褶曲運動によって形成された。これらの構造の両翼部は、多数の正断層によって切れ、それらの断層の一部は明らかに基盤を切り、また海底付近まで達している。

タイ湾における第三系の地質層序は、WOOLLANDS and HAW (1976) や ACHALABHUTI (1981) によって堆積輪廻と花粉層序を基に、現世から中新世後期に至る上部層、中新世中～前期の中部層および漸新世の下部層に区分されている。しかし、検討地域の第三系には詳細な年代層序や地層対比に有効な微化石がほとんど産出し

ないため、特徴的な検層曲線から得られた鍵層 (Marker M1～M4) を基準に地層対比を行い、便宜的に5層準に区分した。佐々木 (1985) の層序区分と比較すると、Ⅰ層は上部層、Ⅱ層は中部層の雑色頁岩相、Ⅲ～Ⅴ層は中部層の灰色頁岩相と下部層にほぼ相当する。

本ガス田の天然ガスは、深度 4,000～9,000 feet 間に発達する中部層と下部層の砂岩に賦存し、背斜・断層・層位型封塞鉱床およびそれらの複合型封塞鉱床と考えられている。石英粒に富む細～中粒砂岩は、良好な貯留岩であるがやや連続性に乏しく、層厚 40 feet 以内のものが卓越する (藤原ら, 1986)。

3. 炭酸ガスの含有量とその分布

Platong ガス田において、多数のガス層から採取された天然ガス中の炭酸ガス含有量は、一般に深度とともに増加する傾向にあり、深度 5,000 feet で約5%注2、9,000 feet で約30%、平均10-20%の値を示す (図3)。しかし、6,000 feet 以深の層準には炭酸ガスの含有量が約40～76%に達するものもあり、深度に対してやや不規則な分布をしている。

図4に地質層序と炭酸ガスの含有量の関係を図示する。それぞれのガス層の層序的位置は、各層準 (Ⅰ～Ⅴ層) の層厚と鍵層 (M1～M4) から各ガス層までの層厚との比を求め、標準地質柱状図に内挿した。地質層序に対する炭酸ガス含有量の変化は、深度分布と同様に下位層に向かって次第に大きくなる傾向を示す。一方、40～76%の炭酸ガスを含むガス層はⅣ層とⅤ層に認められる

図2 タイ湾のガス田および構造位置図

図3 Platong ガス田における炭酸ガス含有量の深度分布

注2 モル百分率

図4 Platong ガス田の炭酸ガス含有量と地質層序の関係

が、炭酸ガスの少ないガス層(図4の破線内)と混在する。この混在現象はある特定の層準や岩相が直接的に炭酸ガスの濃集に関与したものではなく、むしろ他の地質要因によるものと考えられる。

Ⅳ・Ⅴ層における炭酸ガス含有量の水平的分布(図5)を見ると、40%以上の炭酸ガスを含むガス層は、Platong 構造の北西部に限定され、北北西—南南東方向に細長く延びている。そして、東部および南部に向かって炭酸ガスの含有量は急激に減少している。

この炭酸ガス含有量の水平的・垂直的变化を検討するため、各坑井における炭酸ガスの含有量を図6に示した。本ガス田北西部の坑井 Well 5~Well 9 には炭酸ガスを多く含むガス層がⅣ・Ⅴ層に集中して分布している。特に、坑井 Well 6 では炭酸ガスに富むガス層が層序的に最も若いⅣ層上部まで及んでいる。この高含有量の層準は、北西部から東部および南部に向かって下位層へ移動し、東部の Well 1~4 や南部の Well 12~14 では29%以内の平均的値となり、側方に変化している。また、炭酸ガス含有量の垂直変化は、炭酸ガスの多い坑井において顕著で、Well 11 ではⅤ層上部の炭酸ガス含有量が50%であるのに対して、Ⅳ層最下部のそれはわずかに16%と少ない。

図5 Ⅳ・Ⅴ層における炭酸ガス含有量の水平分布

図6 各坑井における炭酸ガス含有量の水平および垂直分布

図7 IV・V層における炭酸ガス含有量と断層ブロックの関係

このように、本ガス田北西部のIV・V層に賦存する炭酸ガスを多量に含むガス層は、南北方向に伸長なドーム状分布を示し、明らかに地質層序と斜交する特異な分布形態をしている。

藤原(1985)などによって記述されているように、Platong ガス田を含むタイ湾の集油構造は、南北方向の正断層によって地層が構造の軸部(Graben Center)に向かって階段状に落ち込み、ブロック化され、しばしば断層封塞型鉱床を形成している。そのため、各ガス層がどの断層ブロックにあるかその空間的位置を考慮して、同一断層ブロック内における炭酸ガス含有量の変化を検討した(図7)。

V層において、断層ブロック-Xを掘削した坑井は、Well 6, 7, 12と13である。その内、Well 6のS-1ガス層(以下、S-1層)Well 7のS-2層およびWell 12のS-3層は、図6で示されるごとく、V層最上部に発達する砂岩層で層序的にはほぼ同一時代のものとみなされる。しかし、そこに含まれる炭酸ガスは、S-1層で76%、S-2層で57%、S-2層の南約800mにあるS-3層では26%と減少している。また、IV層において、断層ブロック-YにあるS-4層とS-5層、および断層ブロック-ZにあるS-6層とS-7層は若干層位的に上下関係にあるものの、炭酸ガスの含有量は北部から南部へそれぞれ52%→25%、46%→21%と減少している。

以上のように、炭酸ガスに富むガス層は必ずしも特定の断層ブロックに限定されているのではなく、一つの地理的な拡がりをしている。そして、注目される事実は次章で記述されるように、炭酸ガス含有量の大きいガス層

が構造軸部(Graben Center)より西翼部、すなわち、東傾斜の断層区域に分布していることである。この分布現象は炭酸ガスの起源やその移動・集積機構を推察する上で重要な意味を持つものと考えられる。

4. 炭酸ガスの成因

加藤(1976)が紹介しているように、天然ガス中の炭酸ガスの起源は多様であり、それぞれのガス田における火成活動、地熱活動、構造運動、炭酸塩岩、堆積岩中のケロジェンタイプと熟成度、地層水の性状などの地質現象と密接に関連している。その起源に関する諸説を列挙すると、大きく無機成因説と有機成因説に区分される(FARMER, 1965; TISSOT and WELTE, 1978)。

無機成因説

- (1) 炭酸塩岩の変成
- (2) マグマ性ガスの上方移動
- (3) 地層水からの遊離

有機成因説

- (4) 有機物の微生物分解
- (5) タイプⅢケロジェンの熱分解
- (6) 石油・可燃性ガスの熱的変質
- (7) 鉱化溶液による炭化水素の酸化

Platong ガス田の炭酸ガスが上記のいずれに起因する可能性が大きいのか幾つかの地質学的特徴から推察する。

4.1 炭酸塩岩の接触変成

炭酸ガスが天然ガスの主成分をなす場合、その起源の多くは、炭酸塩岩が火成岩の進入によって熱分解された結果生成したものであり(LEVORSON, 1954 など)、炭酸塩岩の変成が炭酸ガス発生の主要原因であると考えるのが最も合理的である(加藤, 1976)。

Platong ガス田周辺の3次元反射地震記録と多数の試探掘井や生産井の坑井資料から判断すると、本地域には第三系を貫く火成岩体は、これまでにまったく認められていない。さらに、古期堆積岩、変成岩や白亜紀末期の花崗岩類を不整合に覆う第三系は、主に泥岩砂岩層から成り、わずかに数feetのドロマイトや石灰岩の薄層を挟むのみである。ただ、堆積盆地の深部に厚い炭酸塩岩が発達する可能性も残されているが、本地域に第三紀の火成活動が認められないことから火成岩の進入に伴う炭酸塩岩の接触変成による炭酸ガスの生成は、ほとんど無視してもさしつかえないであろう。

4.2 断層による無機生成ガスの上方移動

堆積岩中で生成された有機生成ガスや地下深部にある無機生成ガスは、断層、破碎帯、フラクチャなどの断裂系を通して上方移動する。

すでに述べたように、タイ湾のガス田構造に発達する

図8 東西地質断面図と炭酸ガス含有量の側方変化

多数の断層は、白亜紀末期以後の断裂運動によって形成され、天然ガスやコンデンセートの移動・集積に深く関与している。

図8は3次元反射地震記録断面と坑井資料を基に作成した Platong ガス田の東西地質断面である。本構造の西翼部に位置する坑井 Well 6 は、41～76%の炭酸ガスを含み数条の東傾斜の正断層が通っている。一方、坑井 Well 4 は構造の軸部にあり、多くの東または西傾斜の正断層に切られているが、炭酸ガスの含有量は16～23%と少ない。断層の形状を比較すると、Well 6 を通る東傾斜の断層が基盤を切るのに対して、Well 4 周辺の断層はいずれも第三系中で消滅している。これらの断層の差異は炭酸ガスの量を規制していると推定される。基盤を切る断層区域（本構造西部）に炭酸ガスの濃集帯が集中する現象は、地下深部に存在する無機生成ガス（マグマ性ガス）がこれらの断層に沿って上方移動したという可能性を示す。

基盤を切る断層が炭酸ガスの上方移動の役割を果たしていることは十分に考えられることであるが、図7に示すごとく、同一断層ブロック内で炭酸ガスの含有量が急変する事実をどのように解釈するかが問題として残される。菊川・佐々木（1985）によると、タイ湾のガス田に発達する断層はそれぞれ成長・消滅の時期や運動量が違い、さらに同一断層においても主要な活動時期と運動量が場所によって異なる複雑な動きをしているという。こ

の断層の動きと炭酸ガス含有量との関係を求めることによって、相対的な無機生成ガスの上方移動量が推定できるかもしれない。

4.3 地層水からの遊離

地層水の化学的・物理的性質は、水の起源、続成作用、風化作用、天水・海水の浸入や火成活動などの数多くの因子に支配されている。地層水の溶解無機成分の種類と濃度は、堆積環境による水の起源と続成作用を反映している。

有機物の微生物分解や熱分解などによって生成された炭酸ガスは、地層水中に炭酸水素イオン (HCO_3^-) として溶解し、その溶解度は圧力・温度の増加につれて増大する。

本ガス田の HCO_3^- 濃度は、約 1,000～5,000 mg/l で、地層水の主要な陰イオン成分をなす。日本の油田・ガス田水の HCO_3^- 濃度（石油鉱業便覧, 1983）が、塩素イオン (Cl^-) 濃度と比べて相対的に著しく少ないのに対し、本ガス田のそれはほぼ同程度含まれている。そして、一般に地層の圧力・温度の減少や天水の浸入による酸化バクテリア作用や酸素の供給によって、 HCO_3^- 濃度の高い地層水から炭酸ガスが遊離・発生することが知られているが、天然ガス中の炭酸ガス含有量と地層水の溶解無機成分の濃度、特に HCO_3^- との相関性は、Platong ガス田の地層水の分析値が少ないため明らかでない。

しかしながら、炭酸ガスの多いガス層や高密度泥質岩

中の砂岩層から採取された地層水は、 Cl^- 濃度が約 300 ppm と低く、同一層準の地層水の 1/10 で淡水に近い。この低 Cl^- 濃度の地層水は、本構造の北西部に限定され、高含有量の炭酸ガス賦存層準とよく対応する。地層水の塩分濃度は、天水の浸入、堆積岩の続成過程で粘土鉱物の層間水の脱水やマグマから供給された水などによって低下する。

Platong ガス田で認められた低塩分濃度の地層水がいかなる地質現象による希釈かを解明するための十分なデータは得られていないが、仮りに天水の浸入による地層水の希釈を考えた場合、低塩分濃度の地層水が不整合面より数 1,000 feet 下位の深部層準のみに存在すること、および砂岩の不連続性から判断して、その可能性はほとんどないであろう。また、堆積環境、岩相や圧密過程の類似性および特異な局所的分布と高炭酸ガス賦存層準との対応性から見ると、粘土鉱物の層間水による希釈と考えるよりも、むしろ、地下深部から供給された水溶液によって地層水の塩分濃度が局所的に薄められたものかもしれない。もし、この特異な地層水と炭酸ガス賦存状況の関係が明確になれば、炭酸ガスの起源を推定する上で重要な情報となるであろう。

4.4 タイプⅢケロジェンの熱分解

前章では特に Platong ガス田に認められる高含有量炭酸ガスの分布状況について述べたが、Pattani Trough の試探掘井および開発井から採取されたほとんどの天然ガス中には数%~20%程度の炭酸ガスが含まれ、堆積盆地の規模で広域的に存在する。この炭酸ガスの広域分布は、その根源が堆積盆地内に普遍的にあることを示す。

多くの文献 (TISSOT and WELTE, 1978 など) で論じられているように、タイプⅢケロジェンは堆積物の埋没続成過程で熱的変質を受け乾性ガスに富む炭化水素と炭酸ガスを生成する。

Pattani Trough における第三系の有機物は、主に陸源性で少量の腐泥質と草本質ケロジェンを含む木部質・石炭質ケロジェン (タイプⅢケロジェン) から成り、不整合以深のⅡ~Ⅴ層では熟成度指標の $T_{\max}$, TAI, ビトリナイト反射率とも熟成帯 ($R_o=0.5\sim1.3\%$) を示す。この地化学データによれば、本地域に賦存する天然ガスや原油は、熟成帯にあるタイプⅢケロジェンの熱分解によって生成されたと考えられる。すなわち、堆積盆地の規模で普遍的に存在する炭酸ガスの多くは、成因説(4)の微生物により生化学的に生成されたものでなく、堆積後の埋没続成過程で受けた有機物、特にタイプⅢケロジェンの熱分解で炭化水素とともに生成され、貯留砂岩へ移動・集積したものと考えられる。

堆積盆地の深部 (過熟成帯) で石油やメタンが熱的変

質を受けて、炭酸ガスの発生 (成因説 6) が起きる可能性もあるが、現時点では明確でない。

3章で記述した地質層序に対する炭酸ガス含有量の変化 (図4の破線内) は、ケロジェンの熱分解説に基づけば、次のように解釈できる。主に赤褐色~雑色泥岩から成るⅡ層は、Ⅲ層以深の層準に比べて有機物の量が極めて少ない。そのため、Ⅱ層の炭酸ガスの発生量は少ない。それに対して、Ⅲ・Ⅳ層は多くの有機物を含むため、Ⅱ層より多くの炭酸ガスを発生する。もし、炭酸ガス発生量が地層水の溶解量より大きければ、遊離した炭酸ガスは貯留砂岩層へ移動し、相対的に天然ガス中の炭酸ガス含有量を大きくする。さらに、Ⅴ層の有機物は、量的に多くかつ石炭質ケロジェンが卓越するため、木部質ケロジェンの多いⅢ・Ⅳ層よりもより多くの炭酸ガスを発生する。このように、堆積岩中の有機物量とタイプの差は、天然ガス中の炭酸ガス含有量を規制する。

4.5 地熱・鉱化溶液

現世の火山・地熱地帯における滲出ガス中の炭酸ガス量は極めて多く、火山性ガスの主要産物である。

火山地帯のないタイ国においても、非火山性の温泉・地熱地帯がタイ北部のチェンマイ周辺やマレー半島に知られている。これらの地熱地帯は、花崗岩地域の断層、破碎帯や割れ目といった断裂系に沿って分布し、周辺の地層は温泉変質作用を受けている (高島・河田, 1981)。地熱地帯と鉱化溶液および炭酸ガスの間には密接な関係があると考えられる。

地質断面図 (図8) で明らかなように、Platong 構造における基盤 (たぶん花崗岩体) は、東向きに正断層によってその東側が急激に陥没している。この基盤の構造形態がチェンマイ周辺の温泉・地熱地帯の基盤構造に類似することから、Platong ガス田の基盤付近にも潜在的な地熱活動の可能性が推定される。もし、地熱活動の場が局部的にあったと仮定すれば、基盤内に発達する断層、破碎帯やフラクチャを通して、鉱化溶液やマグマ性ガス等が地下深部から上昇してきたであろう。そして、鉱化溶液が堆積層中に胚胎する炭化水素と接触すれば、炭酸ガスは炭化水素の酸化によって形成される (FARMER, 1965)。

Platong 構造において、上記の見解を具体的かつ直接的に証明する十分なデータは得られていないが、鉱化溶液による炭化水素の酸化説を暗示する二・三の特徴的な地質現象が認められる。

図9に深度に対する泥質岩の密度分布 (pshale) と炭酸ガスの含有量との関係を示した。なお、泥質岩の密度は密度検層 (FDC) から求めた。炭酸ガスの含有量が29%以下の坑井 (Well 2, 12, 13) における泥質岩の密度

図9 泥質岩の密度と炭酸ガス含有量の相関性

(注: Well 2, 6, 11 以外の坑井は傾斜井のため, 垂直深度でなく, 掘進深度で表現している。)

図10 V層における泥質岩の特性

は, 最大値 2.65~2.69 gm/cc であるのに対して, 35%以上の炭酸ガスを含む坑井 (Well 5, 6, 8, 9, 11) では, 2.70 gm/cc を超す高密度の泥質岩が卓越し, 時に 2.75 gm/cc に及ぶ異常値も認められる。Ⅳ層の泥質岩密度を比較すると, 炭酸ガス含有量の小さい坑井 Well 2, 11~13 では 2.60~2.68 gm/cc であるが, 炭酸ガス含有量の大きい坑井 Well 5~9 では 2.70~2.74 gm/cc と大きく, 著しく硬化している。この 2.70 gm/cc 以上の高密度泥質岩は, Well 8 と Well 9 でⅣ層上部にまで及び, 明らかに地質層序と斜交する。

泥質岩の密度 (Bulk Density) と中性子孔隙率 (CNL, Neutron Index) の関係からⅤ層の泥質岩の差異を求め

ると, 炭酸ガスの多いガス層が賦存する泥質岩は, 炭酸ガス含有量の小さい泥質岩より密度で平均 0.05~0.07 gm/cc 大きく, 中性子孔隙率で平均 3~5% 小さく, 全体的に左下へ移動している (図10)。この特異な高密度泥質岩は, 本ガス田の北西部に分布し, 炭酸ガスに富むガス層の賦存する区域と一致する。

もし, 暗灰~暗褐色泥岩から成るⅣ・Ⅴ層の粘土鉱物組成がカオリナイト, イライト, モンモリロナイトによって構成されているとすれば, それぞれの粒子密度は 2.60~2.68 gm/cc, 2.64~2.69 gm/cc, 2.2~2.7 gm/cc であり (RIEKE and CHILINGARIAN, 1974), 泥質岩の密度が 2.7 gm/cc を超えることはほとんどない。カッテングスで黄鉄鉱の存在が報告されているように, この高密度泥質岩には粒子密度の大きい粘土鉱物 (例えば緑泥石 2.79 gm/cc) や重鉱物が多量に含まれていると推定される。北西部の極く限られた区域に認められる密度の大きいこれらの鉱物は, 泥質岩の堆積時に濃集されたと考えるよりも, むしろ他の地質的要因によって堆積後に二次的に晶出したと考える方が合理的である。

このように, 高密度泥質岩や低濃度地層水の分布層準と区域が炭酸ガス含有量の大きいガス層の賦存層準と分布区域に対応することは興味深い現象である。これらの相関性は, 共通の地質的要因によって形成されたことを示す。FARMER (1965) の鉱化溶液説に従えば, 地下深部から断裂系に沿って上昇してきた鉱化溶液は, 泥質岩の特性変化, 地層水の希薄化と炭化水素の酸化に関与し, 多量の炭酸ガスを発生させたと解釈される。

5. 仮説モデル

前章で記述した Platong ガス田における地質的諸現象を基に推定される炭酸ガスの成因とその濃集機構のモデ

図11 Platong ガス田における炭酸ガスの起源（仮説モデル）

ルは、次の3つに要約される(図11)。

- (1) タイプⅢケロジェンの熱分解
- (2) 地下深部の無機生成ガスの上方移動
- (3) 鉱化溶液による炭化水素の酸化

可燃性ガスに随伴する若干の炭酸ガスは、堆積物の埋没続成下で受ける有機物、特にタイプⅢケロジェンの熱分解によって、炭化水素とともに生成され、貯留岩に移動・集積したと考えるのが最も合理である(モデルC)。しかし、炭酸ガスが天然ガスの主成分をなす Platong ガス田北西部の異常帯の場合、有機物の熱分解説に加えて次の炭酸ガス成因説を考える必要がある。

その一つは、マグマ性の無機成因ガス中に含まれる炭酸ガスが基盤を切る断層に沿って上方移動し、貯留岩に濃集したモデルAである。天然ガス中の希ガス組成や炭酸ガスの炭素同位体組成の分析を行っていないため、本構造北西部の高含有量炭酸ガスがマグマ性起源であると断定できない。しかしながらタイ湾で掘削されたある坑井における炭酸ガスの炭素同位体組成は、有機物の熱的変成によって生成されたものと明らかに異なり、火成活動や地下深部から供給された炭酸ガスであるといわれている。

もう一つのモデルは、前章で述べたようにさまざまな規模の割れ目、断層や破碎帯を通路として、地下深部より上昇して来た鉱化溶液が貯留岩中に集積していた炭化水素と反応し、炭酸ガスを形成したとする考えである

(モデルB)。

いずれにしても、Platong ガス田の天然ガス中に含まれる炭酸ガスの起源は、上記のケロジェン分解説、マグマ性ガスの上方移動説および鉱化溶液説が有力であるが、あくまで間接的な地質現象に基づく考察である。今後の課題として、メタン、エタン、炭酸ガスの炭素同位体組成や He, Ne, Ar, Xe などの希ガス成分、泥質岩の粘土鉱物・重鉱物データを加えた総合的検討を行い、炭酸ガスの起源を明確にする必要がある。

謝 辞

本研究に際して、資料検討の機会を与えられ、その結果の公表を許可された三井石油開発(株)常務取締役石原寿夫氏と同社常務取締役坂本 紘氏、並びに東南アジア石油開発(株)取締役牧野登喜男氏に衷心より謝意を示す。また、有益な助言を賜わった三井石油開発(株)探鉱部長会田英夫氏と整図・タイプをして頂いた同社の梶原順子氏に感謝する。

文 献

- ACHALABHUTI Charan, 1981: Natural Gas Deposits of Gulf of Thailand, In M.T. HALBOUTY, ed; *Energy Resources of the Pacific Region*, 155-166, A.A.P.G.
- BRAMON, B., 1974: LNG Projects in Indonesia, *Proceedings Indonesian Petro. Asso., 3rd. annual*

- convention, 265-279.
- COSSEY, S.P.J., W.T. VALENTA, F. PAYOT and T.T. HO, 1982: Seismic Hydrocarbon Indicators in the South China Sea: Geological and Geophysical Aspects, *Proceedings Indonesian Petro Asso., 11th annual convention*, 335-355.
- DOBBIN, C.E., 1968: Geology of Natural Gases Rich in Helium, Nitrogen, Carbon Dioxide, and Hydrogen Sulfide, In B.W. BEEBE, ed; *Natural Gases of North America*, AAPG Memoir 9, 1957-1969. A.A.P.G.
- EYLES, D.R. and J.A. MAY, 1984: Porosity Mapping using Seismic Interval Velocities, Natuna L-structure, *Proceedings Indonesian Petro. Asso., 13th annual convention*, 301-316.
- FARMER, R.E., 1965: Genesis of Subsurface Carbon Dioxide, In. A. YOUNG and J.E. GALLEY, ed; *Fluids in Subsurface Environments*, AAPG Memoir 4, 378-385. A.A.P.G.
- 藤原昌史, 1985: タイ沖ガス田の断層トラップについて (要旨), 石技誌, 50(4), 262.
- 藤原昌史・前田純二・安原 清, 1986: 三次元反射地震探査法による含ガス砂岩層の解析, 石技誌, 51(1), 67-75.
- HOLMQUEST, H.J., 1965: Deep Pays in Delaware and Val Verde Basins. In. A. YOUNG and J.E. GALLEY, ed; *Fluids in Subsurface Environments*, AAPG Memoir 4, 257-279. A.A.P.G.
- 加藤正和, 1976: 天然ガス中の炭酸ガスの起源, 石油の開発, 9(2), 31-39.
- 加藤正和ら編集, 1984: ガイドブック, 世界の大油田, タイ, 92-96, 技報堂出版(株).
- 菊川 透・佐々木詔雄, 1985: 三次元反射地震探査の地質的応用(要旨), 石技誌, 50(4), 268.
- LEVORSEN, A.I., 1954: *Geology of Petroleum*. W.H. Freeman and Company.
- MUNDT, P.A., 1982: Miocene Reefs, Offshore North Sumatra, *Offshore South East Asia 82 Conference, Exploration III, Geology section*, 1-11.
- RIEKE, H.H. III and G.V. CHILINGARIAN, 1974: Compaction of Argillaceous Sediments, *Developments in Sedimentology-16*, Elsevier Scientific Publishing Co.
- 坂田 将・高橋 誠・星野一男, 1985: 深部火山岩天然ガスの成因に関する地球化学的考察(要旨), 石技誌, 50(4), 272.
- SANGREE, J.B., 1981: Use of Seismic Stratigraphy in Carbonate Rocks, Natuna D-Alpha Block Example, *Proceedings Indonesian Petro. Asso., 10th annual convention*, 135-152.
- 佐々木詔雄, 1985: タイにおける石油開発の現状“非産油国から石油自給国へ”, 石油の開発と備蓄, 18(2), 20-76.
- SCHERER, F.C., 1980: Exploration in East Malaysia over the past Decade, Giant Oil and Gas Fields of the Decade: 1968-1978, AAPG Memoir 30, 423-440.
- 石油技術協会編, 1983: 石油鉱業便覧, 34-36.
- 高島 勲・河田清雄, 1981: タイ国の地熱エネルギー資源, 地質ニュース, (325), 16-29.
- TISSOT, B.P. and D.H. WELTE, 1978: *Petroleum Formation and Occurrence*, Springer-Verlag.
- WOOLLANDS, M.A. and D. HAW, 1976: Tertiary stratigraphy and sedimentation in the Gulf of Thailand, *Offshore South East Conference*, 1-7.
- WAN, C.C. and J.L. SOONG, 1984: Facilities Planning for the Semangkok Field-Offshore Peninsular Malaysia, *5th Offshore South East Asia Conference, Section 5, Production*, 65-84.