

ドロマイト化作用と貯留岩性状

松 田 博 貴*

Dolomitization and Reservoir Characteristics

Hiroki MATSUDA*

Abstract

Dolomite (dolostone) is a common carbonate rock in the geological records and is also a very important carbonate reservoir rock, which stock about 40 % of global oil reserves. Most of the dolomites in the geological record are considered to be of replacement origin, although some were precipitated directly from pore-fluids. A variety of dolomitization models in different diagenetic environments are currently proposed for interpreting ancient dolomites: (1) evaporative dolomitization including sabkha and seepage-reflux models, (2) mixed-water dolomitization, (3) marine dolomitization, (4) burial dolomitization, (5) hydrothermal dolomitization. The dolomites formed by each dolomitization model have different geological, petrographical, mineralogical and geochemical features. Based on these features, we can, therefore, identify dolomitization models and diagenetic environments of ancient dolomites.

A dolomite reservoir is often of as good quality as a limestone reservoir. Dolomitization affects carbonate reservoir characteristics, such as porosity and permeability, and, as a result, reservoir characteristics are significantly changed from those of primary carbonate rocks. The important factors associated with dolomitization and controlling the characteristics of carbonate reservoir rocks are: (1) increasing crystal size (2) decreasing porosity due to a net addition of dolomite, (3) developing moldic pores, (4) increasing resistance to compaction, and (5) increasing fractures. Dolomitization and diagenetic history of individual carbonate reservoirs differ from each other and result in the complexity of reservoir characteristics. It is, therefore, indispensable to understand the processes that formed each dolomite reservoir.

Key words : dolomite, dolomitization, carbonate reservoir rocks, porosity, permeability

キーワード : ドロマイト, ドロマイト化作用, 炭酸塩岩貯留岩, 孔隙率, 浸透率

I. はじめに

ドロマイト(苦灰岩)は、石灰岩とともに炭酸塩岩を構成する代表的な岩石であり、長い地球史を通じて広く地球上で形成されてきた。また全世界の石油埋蔵量の約4割を胚胎する炭酸塩岩貯留岩の大部分はドロマイトを伴い、中東の巨大油田の多くも、石灰岩とドロマイトからなる炭酸塩

岩を貯留岩としている(図1)。

炭酸塩岩は、その大部分が造礁サンゴや厚菌二枚貝などの生物骨格の遺骸や化学的な沈殿物からなり、多くの場合、ほとんど運搬されることなくその場に堆積する。そのため、堆積時の環境の推定や地球表層環境の変遷を解明するのに有用である。一方、炭酸塩岩は、地表環境で容易に溶解・沈殿する炭酸塩鉱物からなるため、堆積直後から

* 熊本大学大学院自然科学研究科地球環境科学講座

* Department of Earth and Environments, Graduate School of Science and Technology, Kumamoto University

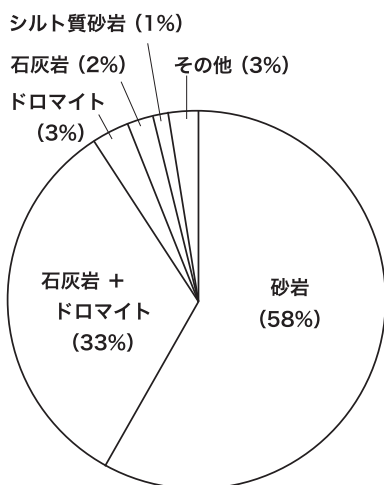


図 1 世界の巨大油田の貯留岩タイプ.

Fig. 1 Reservoir types of the world's giant oil fields.

さまざまな続成作用を被る。この炭酸塩岩に特徴的な続成作用は、初生炭酸塩堆積物の鉱物組成や堆積組織を大きく変化させ、炭酸塩岩貯留岩の形成やその性状に大きな影響を与えている。

代表的な炭酸塩岩の一つであるドロマイトの成因については、これまで長年にわたり多くの研究者によって研究されてきた。それは、現在、石灰岩と比較してドロマイトの生成がごく限られた地域にしか認められないのに対し、地質時代の炭酸塩岩には多くのドロマイトが存在することにある。地質時代を通じてのドロマイト頻度の不均一性は、近年では地球規模での地球表層環境変動と関連があると考えられ、ドロマイトの頻度は温室期に高く、氷室期には低くなることが指摘されている（例えば、Given and Wilkinson, 1987; Sun, 1994; 図 2）。もう一つのドロマイト研究を推し進めた大きな原動力は、貯留岩としての資源的価値であり、石油の探鉱・開発における貯留岩分布予測とその性状の解明の必要性にほかならない。ドロマイトの多くは、堆積後、続成作用の一つであるドロマイト化作用により二次的に形成される。そのため、その分布は続成環境に支配され、また貯留岩性状も同じ炭酸塩岩であっても石灰岩

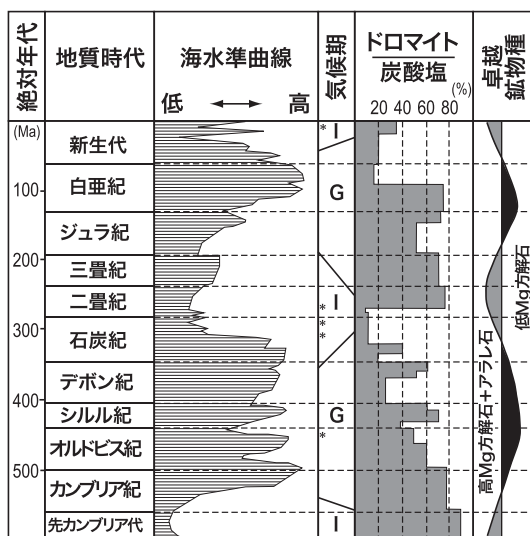


図 2 6 億年前以降の海水準・気候期・炭酸塩岩中に占めるドロマイトの量比、ならびに海水中での無機沈澱炭酸塩鉱物種の関係（狩野ほか、1995 を一部修正）。

Fig. 2 Relationships among sea-level changes, climatic periods, relative frequency of dolomites to carbonates, and mineralogy of marine carbonate precipitates from 600 Ma to the present (modified after Kano *et al.*, 1995).

とは大きく異なるものとなる。したがってドロマイト化作用の検討は、ドロマイトを伴う炭酸塩岩貯留岩ではきわめて重要である。

本稿では、まずドロマイトと代表的なドロマイト化作用のモデルについて触れた後、ドロマイト化作用に伴う貯留岩性状の変化について解説することとする。

II. ドロマイトとは

ドロマイトという用語は、鉱物にも岩石にも用いられる。鉱物のドロマイト（苦灰石）は、三方晶系の炭酸塩鉱物で、理想化学式は $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ である。比重は 2.85、硬度は 3.5 であり、結晶格子中では Ca^{2+} と Mg^{2+} がそれぞれ別の層を作り、規則的に互層する。陽イオンの互層構造が不完全で、理想化学式に対して、過剰に CaCO_3 が含まれている無秩序ドロマイトを、特にプロトド

ロマイトと呼ぶ。

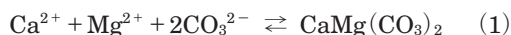
一方、鉱物ドロマイトからなる炭酸塩岩をドロマイトあるいは苦灰岩 (dolostone) といい、鉱石・鉱床の場合には、一般に岩石もドロマイトと呼称される。なお本稿では、鉱物・岩石いずれに対してもドロマイトを用いることとする。岩石のドロマイトは、鉱物のドロマイトのほかに、少量の方解石 (calcite; CaCO_3) やアラレ石 (aragonite; CaCO_3) を伴うことが多い。

地質時代のドロマイトは、石コウ (gypsum; $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) やハライト (halite, 岩塩; NaCl) などの蒸発鉱物を伴うことが多く、海水から直接沈澱した蒸発岩の一種と考えられがちであるが、顕生代のドロマイトの大部分は、造礁サンゴ、石灰藻、あるいは二枚貝などの海棲生物遺骸を含む。このことから、一部のドロマイトは初生的に高塩分の海水から直接沈澱したものの、大部分のドロマイトは、石灰質堆積物として堆積したものが、続成過程でドロマイトに交代された (ドロマイト化作用) と推定される。ドロマイト化作用については、これまで数多くのモデルが提唱されており、それらは堆積直後から地下深部に埋没した後までのさまざまな続成段階を想定しており、ドロマイト化のための溶液も、高塩水、海水、淡水、地層水あるいは熱水などの多様な溶液が考えられている。

III. ドロマイトの形成条件

1) ドロマイト生成の熱力学

ドロマイトの生成は、



—沈澱反応 (ドロマイトセメント)



—交代反応 (ドロマイト化作用)

と表現されるが、いずれにおいても、常温常圧下の天然に近い環境では、ドロマイトを実験的に生成することが困難であるため、正確な平衡定数は求められていない。

ある溶液に対し、鉱物が過飽和であるか、それとも不飽和であるかは、飽和係数 SI ($\text{SI} = \log$

($K_{\text{IAP}}/K_{\text{DOL}}$); K_{IAP} = 溶液のイオン活量積) によって表され、SI 値が正であれば過飽和、負であれば不飽和である。ドロマイトの場合、平均海水において $K_{\text{IAP}} = 10^{-15.0}$ であり、ドロマイトの天然系での沈澱反応の平衡定数 (K_{DOL}) は、 $K_{\text{DOL}} = 10^{-17.15 \sim -18.06}$ ($T = 25^\circ\text{C}$) と推定されているので、ドロマイトは海水中で過飽和であり、その過飽和度は方解石よりも大きい。しかし平均的な組成を持った海水において、現在、ドロマイトが直接沈澱している事実は知られていない。これは、反応速度論的要因 (kinetic factors) が存在するためである。

2) ドロマイトの反応速度論

ドロマイト化作用を支配する反応速度論的要因として、(1) 溶液の $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比、(2) pH、(3) アルカリ度、(4) 塩分 (イオン強度)、(5) 温度、(6) 核生成と核結晶の存在 (核結晶の種類—方解石かアラレ石か)、(7) 結晶成長速度、(8) 反応抑制物の存在、(9) 反応促進物の存在、などが挙げられ、これらのうち、塩分、溶液の $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比、反応抑制物としての SO_4^{2-} の存在が、ドロマイト化作用の重要な支配要因として指摘されている (Budd, 1997)。これは、現世ドロマイトの大部分が、海水よりも高い $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比を持った高塩分水により生成されていることによる。また溶液中の SO_4^{2-} は、 Mg^{2+} と錯イオンを形成するため、ごく少量の SO_4^{2-} の存在が、ドロマイト化作用の進行を強く妨げることが知られている (Baker and Kastner, 1981)。

3) 天然におけるドロマイトの安定領域

上述のさまざまな支配要因を包含して、天然環境におけるドロマイト-方解石の安定領域を示したものが図3である (Folk and Land, 1975)。蒸発環境下の地表水は、高塩分・高 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比の溶液であり、このような溶液に対しドロマイトが安定相であることがわかる。平均海水は、塩分 35、 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比は 3 : 1 であり、一部ドロマイト領域を含んでおり、また淡水の帯水層もその一部は、ドロマイトの安定領域となっている。

ドロマイトは、結晶内で Ca^{2+} と Mg^{2+} との層が規則的に互層しているため、理想的なドロマイ

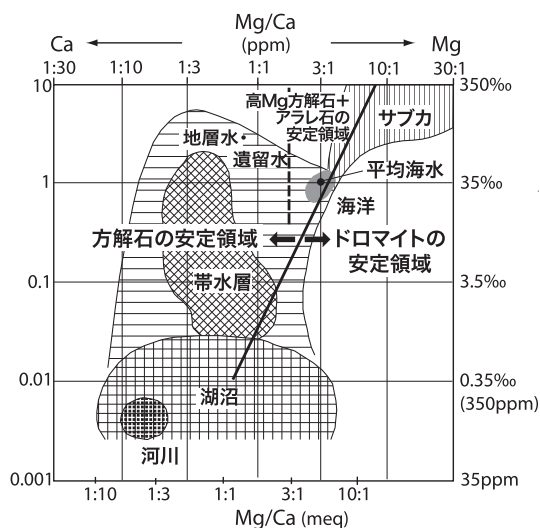


図3 天然環境での各環境水の塩分とMg/Ca比，ならびにそれらと方解石，ドロマイト，ならびに高Mg方解石+アラレ石の安定領域の関係 (Folk and Land, 1975 を一部修正)。

Fig. 3 Precipitation fields of calcite, dolomite and high-Mg calcite + aragonite in terms in salinity and Mg/Ca ratio of natural environments (modified after Folk and Land, 1975).

トの形成には，ゆっくりとした結晶成長と規則的配列を妨害するイオンの少ない希薄溶液が必要である。蒸発環境の高塩水は，過飽和度が高いため核を形成しやすく，また塩分上昇により炭酸塩鉱物と石コウが沈殿するため， Ca^{2+} の減少と SO_4^{2-} の除去が起こる。その結果， SO_4^{2-} 濃度が低く，かつ高 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比の溶液が生成される。このような高塩水中の結晶作用は成長速度が速いため，規則的配列に乏しい，Caに富んだ細粒のドロマイト（プロトドロマイト）が成長する。一方，平均的な海水やさらに希薄な淡水では，溶液中に不純物が少ないために結晶成長に対する妨害が少ない反面，塩分が低いため核生成がされにくい。その結果，ゆっくりとした結晶成長により，規則的配列を持つ理想化学式に近いドロマイト結晶が形成される。ただし結晶成長のために長期間にわたる同一環境の保持が必要である。

IV. ドロマイト化作用のモデル

1) ドロマイト化作用の要件

地質時代のドロマイトは，蒸発鉱物を伴うごく一部のものを除いて大部分がドロマイト化作用によって形成されたものと考えられている。これまでドロマイト化作用を説明するさまざまなモデルが提唱されてきている（図4）が，大量の石灰岩をドロマイト化するには，

- (1) ドロマイト化作用に適した溶液を生成する地質学的・地球化学的環境
- (2) 大量の石灰岩を交代しうる大量の Mg^{2+} の存在
- (3) 大量の Mg^{2+} をドロマイト化作用が起きている場所へ連続的に供給する機構
- (4) 上記の3つの要件が，長期間維持される地質学的セッティング

の4つの要件が不可欠である。

これまでに提案されているドロマイト化作用のモデルは，その時期と場所（深度）により，続成過程初期の地表付近や海底面近くを想定するモデルと続成過程後期の深部埋没環境を想定するモデル，との2つに大別される。前者には，蒸発性ドロマイト化作用（図4A, B），混合水（混合水帯）ドロマイト化作用（図4C, D），海水ドロマイト化作用（図4E）などが，また後者には，埋没ドロマイト化作用（図4F）や熱水ドロマイト化作用が含まれる。さらに近年では，有機物に富む堆積物中でのドロマイト生成や，微生物の関与によるドロマイト生成が注目されつつある（Vasconcelos and McKenzie, 1997）。

2) 蒸発性ドロマイト化作用 (Evaporative dolomitization)

ドロマイト化作用のモデルの中で最も代表的なもので，ドロマイト化溶液として蒸発作用による高塩分水を想定するモデルである。

2-1) サブカモデル (Sabkha model) (図4A)

サブカは，乾燥気候下のペルシャ湾岸に広がる，起伏に乏しくきわめて緩い傾斜（1:2500）を持った低平な海岸平野を指す。サブカは平均高潮位より上位に位置するため，通常海水に覆われ

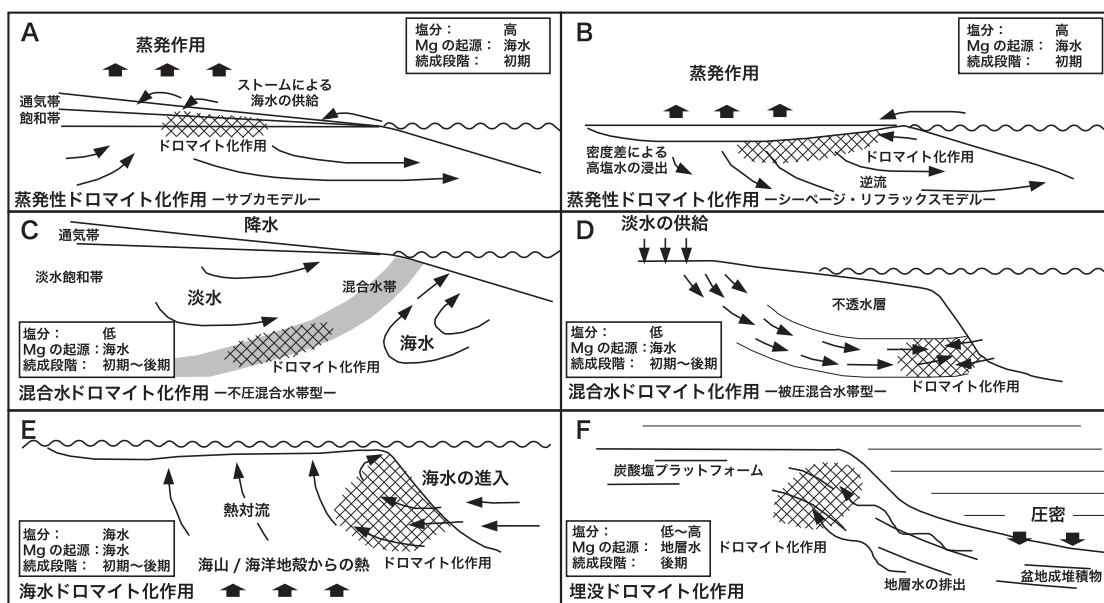


図 4 代表的ドロマイタイト化作用のモデル (Tucker and Wright, 1990 を一部改編).

Fig. 4 Models of dolomitization (modified after Tucker and Wright, 1990).

ないが、季節風や暴風により海水がしばしば内陸に流入する。流入した海水は、蒸発作用により、その塩分は平均海水の数倍から 10 倍に達し、アラレ石・高 Mg 方解石などの炭酸塩鉱物、石コウ・硬石コウなどの硫酸塩鉱物、あるいは岩塩などが沈澱する。これらの鉱物の沈澱により生成された SO_4^{2-} に乏しく高 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比を有する高塩分水（ドロマイタイト化溶液）が、地表面下 2～3 m に存在する、主に細粒アラゴ石泥や藻源マットからなる潮間帯堆積物の上部をドロマイタイト化する (Bush, 1973)。

2-2) シーページ・リフラックスモデル

(Seepage-reflux model) (図 4B)

海岸域にバリアー島によって海から隔離された塩湖や礁湖が存在すると、湖水は蒸発作用により塩分が高くなるとともに、石コウの沈澱により SO_4^{2-} に乏しい高 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比の高塩分水が形成される。この高塩分水の比重は下位の堆積物中の間隙水よりも大きいため、下方へと流出 (reflux) し、海へ還流する。この高塩分水の流出を補う形で、塩湖へは海水がバリアー中を浸出 (seepage)

してくる。この高塩分水と海水の循環により、塩湖の表層堆積物の下位に分布する潮下帯-潮間帯炭酸塩堆積物をドロマイタイト化するのが、本モデルのメカニズムである (Deffeyes *et al.*, 1965)。地質時代の陸棚成炭酸塩堆積物のドロマイタイト化作用には、しばしば本モデルが適用されている (例えば、北米ジュラ系 Smackover 層; Moore *et al.*, 1988)。

3) 混合水ドロマイタイト化作用 (Mixed-water dolomitization) (図 4C, D)

海水と淡水との混合水帯でドロマイタイト化作用が起こるとするモデル (例えば、Land, 1973a, b; Badiozamani, 1973) である。1960 年代後半、蒸発環境を示す証拠をまったく伴わないドロマイタイト岩体が多数存在することが明らかになるとともに、混合水帯における炭酸塩鉱物の地球化学的検討が進み、これらを説明するモデルとして、混合水ドロマイタイト化作用が適用されるようになった (Ward and Halley, 1985)。

海水は、方解石・ドロマイタイト両者に対し過飽和であり、ドロマイタイトの方が過飽和度は大きい。ま

た淡水では、ドロマイトは不飽和、方解石は一般には不飽和、炭酸塩岩地域では過飽和であることが多い。海水と淡水が混合すると、ある混合率の範囲で方解石の飽和係数は、端成分の海水や淡水よりも低下する。一方、淡水に海水がわずかに混入しただけで、混合水はドロマイトには過飽和になる（図 5）。このため混合率がある範囲の混合水（図 5 では、海水を 10 ～ 40% 程度含む混合水）では、方解石に関して不飽和、ドロマイトに関しては過飽和となり、ドロマイト化作用が進行すると考えられる。

ドロマイト化作用に適した混合水帯は、海岸域の塩淡境界付近に存在する（図 4C）が、地域によりその厚さや形態はさまざまである。またフロリダ半島などでは、巨大な被圧帯水層が存在し、その先端は海岸線から 100 km 近く沖合にまで達し、そこで混合水帯を形成している（図 4D; Kouchou, 1967）。

4) 海水ドロマイト化作用（Marine dolomitization）（図 4E）

1980 年代以降、深海掘削計画などの学術ボーリングの進展により、炭酸塩プラットフォームや大洋島から、海水により生成されたと考えられるドロマイトが数多く報告（例えば, Aharon *et al.*, 1991; Wheeler *et al.*, 1999）されるようになり、近年では、海水によるドロマイト化作用は最も重要なドロマイト作用のモデルの一つとなっている。

海洋では、水深が深くなるにつれ、水温の低下と圧力の増加により炭酸塩鉱物の飽和度は低下し、溶解するようになる。低緯度域の太平洋では、方解石は水深 1,000 m 程度で溶解してしまうが、ドロマイトは、同一水深でも過飽和である。そのため、海山・海台上に累重する炭酸塩堆積物（炭酸塩シーケンス）中に、方解石に不飽和、ドロマイトに過飽和な低温の海水が流入すると、初生石灰質堆積物はドロマイト化されることになる（例えば、エニウェートク環礁: Saller, 1984; アリソン海山: Flood, 1998）。これらの例では、方解石が溶解する深度以深に位置する、大洋島を構成する炭酸塩シーケンスの下部がドロマイト化

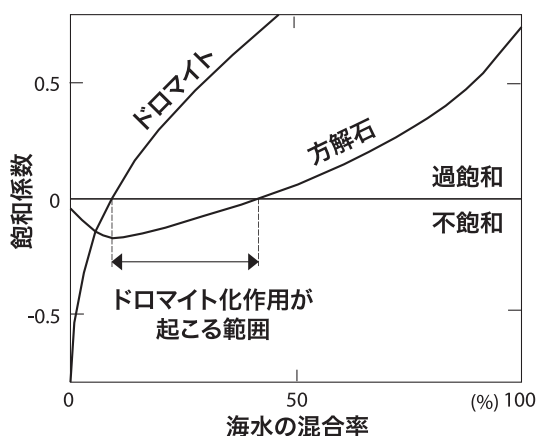


図 5 海水と淡水の混合水における方解石とドロマイトの飽和係数 (Hardie, 1987 を一部修正). 方解石に不飽和, ドロマイトに過飽和な範囲でドロマイト化作用が進行する。

Fig. 5 Saturation index curves for dolomite and calcite in mixed water of meteoric water and seawater (modified after Hardie, 1987). Dolomitization is considered to take place in waters supersaturated with dolomite but undersaturated with calcite.

され、海水は基盤の海底地殻（海底火山）を熱源とする熱対流によりシーケンス中を循環すると推定されている。

一方、大洋島や炭酸塩プラットフォームには、炭酸塩シーケンスの上部や複数の層準にドロマイトが存在する場合がある（例えば、リトルバハマバンク: Vahrenkamp and Swart, 1994; ニウエ島: Wheeler *et al.*, 1999; 北大東島: Suzuki *et al.*, 2006）。これら、種々の証拠から海水によるドロマイト化作用を想定せざるを得ないような場合には、上記のドロマイト化作用のモデルを適用することは難しい。このような浅海域での海水ドロマイト化作用に対する地球化学モデルは、現時点では提示されていないが、炭酸塩シーケンス内の海水の循環がドロマイト化作用の大きな規制要因であるという指摘 (Budd, 1997; Hashimoto and Matsuda, 2004) がなされている。

5) 埋没ドロマイト化作用 (Burial dolomitization) (図 4F)

埋没ドロマイト化作用は、続成過程後期の埋没に伴い、盆地成堆積物から Mg^{2+} に富む間隙水が排出することによって、隣接する陸棚成炭酸塩岩や炭酸塩ビルドアップがドロマイト化するモデルである。後期続成過程での代表的なモデルとして、北米大陸北部に発達する古生代ドロマイト貯留岩などに適用されている (例えば, Mattes and Mountjoy, 1980; Gawthorpe, 1987)。

高温下では、ドロマイトは間隙水中の Mg^{2+}/Ca^{2+} 比がより小さい条件で安定であり、また水和 Mg イオンの比率の減少や反応速度の増加などのドロマイト化作用に適した条件が整う (Hardie, 1987)。さらに長期間の安定した地質条件もまた、大規模なドロマイト化の進行を促進させる。 Mg^{2+} の起源としては、蒸発環境由来の高塩分遺留水、地層水、あるいは粘土鉱物の相転移、高 Mg 方解石の溶解・相転移により供給される Mg^{2+} が想定される。またドロマイト化溶液の供給メカニズムとしては、下方・側方への移動は流体力学的流れが、上方・側方への移動は圧密流あるいは地熱による熱対流が考えられており、流体は浸透率の高い地層、あるいは断層やフラクチャーに沿って移動する。

6) 熱水ドロマイト化作用 (Hydrothermal dolomitization)

熱水ドロマイト化作用は、地下深部における火成活動や構造運動に伴う熱水溶液によるドロマイト化作用であり、ドロマイトに含まれる流体包有物の均質化温度が、検討層準の最大埋没深度と堆積盆地の地温勾配から推定される最大履歴温度よりも高温であることにより、埋没ドロマイト化作用と区別される。1990 年代以降、北米北部堆積盆地の古生界ドロマイト貯留岩を中心に、最も続成作用後期のドロマイト化作用として報告がなされるようになった (例えば, White and Al-Aasm, 1997; Braithwaite and Rizzi, 1997)。埋没ドロマイト化作用とドロマイトの特徴は似ているが、熱水ドロマイト化作用では、ドロマイト化溶液が断層やフラクチャーなどの割れ目に沿って地下深

部から移動するため、割れ目に沿った部分のドロマイト化作用と割れ目を充填する粗粒ドロマイト結晶として産し、その分布はしばしばブルーム状をなす。またミシシッピ・バレー型の鉱床を伴うことが多い。

V. ドロマイト貯留岩とその性状

1) ドロマイト貯留岩

先に述べたように、炭酸塩岩貯留岩は全世界の石油埋蔵量の約 40% を占め、その多くはドロマイトを伴い、炭酸塩岩貯留岩の 1/3 はドロマイト貯留岩である。このドロマイト貯留岩を炭酸塩シーケンスの層序、堆積相、構造などを基に分類すると (Sun, 1995), (1) 潮上帯から潮下帯の汀線近傍に堆積した炭酸塩を主体とするドロマイト貯留岩, (2) 蒸発性干潟あるいは礁湖を伴う潮下帯炭酸塩を主体とするドロマイト貯留岩, (3) 盆地成蒸発岩を伴う潮下帯炭酸塩を主体とするドロマイト貯留岩, ならびに (4) 蒸発岩を伴わないドロマイト貯留岩, の 4 つのタイプに分類される。大部分のドロマイト貯留岩は, (1) ~ (3) の蒸発岩を伴う初期続成過程で形成されたドロマイト岩体であり、その約半数はドロマイト化作用後、カルスト作用、破断作用あるいは埋没溶解などの続成作用を被っている。一方、残りのドロマイト貯留岩は、蒸発岩を伴わず、地形的高まりや不整合、陸棚縁におけるビルドアップ、あるいは断層やフラクチャーなどに関係する。

2) ドロマイト貯留岩の孔隙タイプ

ドロマイト貯留岩には、ドロマイト化作用に起因したり、ドロマイトの持つ物理・化学的特性により、石灰岩貯留岩とは異なる特有の孔隙が存在する。代表的なものとしては結晶間孔隙が挙げられ、これはドロマイト化作用に伴い、初生細粒堆積物が粗粒ドロマイト結晶に交代されることにより形成され、通常、初生堆積組織は完全に破壊される。また初生堆積物中の造礁サンゴや二枚貝片などの生物遺骸粒子や不安定ドロマイトの結晶の選択的溶解によるモールド孔隙・バグ孔隙も、多くのドロマイト貯留岩において普遍的に認められ

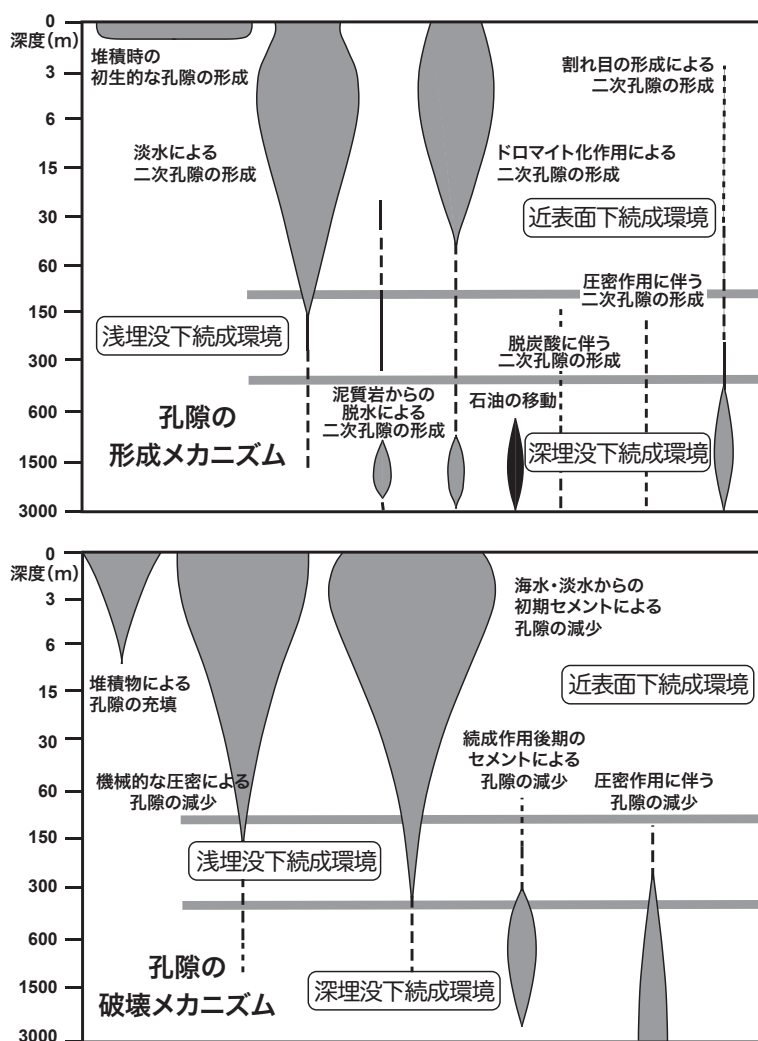


図 6 炭酸塩岩貯留岩における孔隙の形成と破壊のメカニズム (Scoffin, 1987 を改編).

Fig. 6 Schematic illustration of the relationships among depth, diagenetic environments, and major porosity-forming and porosity-destroying processes in carbonate reservoirs (modified after Scoffin, 1987).

る。またこれらの孔隙は、随伴する蒸発鉱物の溶解により形成されることもあり、これが大規模に起こると、角レキ状孔隙に発達することもある。さらにドロマイトは、石灰岩と比較して破断作用を受けやすく、その結果、フラクチャー孔隙が発達する。

3) ドロマイト化作用に伴う貯留岩性状の変化

炭酸塩岩貯留岩では、堆積直後から始まる続成作用により、二次孔隙やフラクチャーの形成による孔隙率の増加、あるいはセメントの形成や圧密作用による孔隙率の減少が起こり、これらに伴い浸透率の改善と劣化が進行する (図 6)。ドロマ

イト化作用も、この貯留岩性状の変化に大きく関与するが、石灰岩貯留岩とは異なるドロマイイト貯留岩特有の性状変化が認められる。

3-1) 相転移に伴う孔隙率の増加

ドロマイイトの生成には、先にも述べたように、ドロマイイト化作用と沈澱反応（ドロマイイトセメントの形成）の2つの反応が端成分として想定される。ドロマイイト化作用が閉鎖系で進行した場合には、初生堆積物を構成する方解石やアラゴナイトよりもドロマイイトの方がモル体積が小さいために、方解石がドロマイイトへと相転移にする際には、13%の体積が減少（すなわち13%の孔隙率増加）する。しかし通常は、ドロマイイト化作用は開放系で進行し、大量のドロマイイト化溶液が関与するため、 Mg^{2+} だけでなく CO_3^{2-} も供給される。その結果、初生堆積物の交代だけでなく、孔隙にはドロマイイトセメントが生成され、孔隙率は減少する（overdolomitization; Lucia and Major, 1994）。一般に、鮮新-更新統ドロマイイトでは、石灰岩よりドロマイイトの方が孔隙率が低い場合が多く（例えば、蘭領アンチル諸島では石灰岩:平均25%, ドロマイイト:平均11%）、それに対し古生界ドロマイイトでは、通常、石灰岩よりもドロマイイトの方が多孔質となる。この傾向は時代の経過とともにより顕著になる（Lucia, 1999）。

3-2) 結晶粒径の増加による浸透率の改善

初生炭酸塩堆積物が細粒な場合、ドロマイイト化作用によって形成されるドロマイイト結晶（数～200 μm ）の方が初生堆積物の粒径（20 μm 以下）と比較して大きい。そのため、細粒炭酸塩堆積物のドロマイイト化作用では、結晶径の増加と孔隙径の増大が起こり、岩石中における流体の流動特性の改善と浸透率の改善が起こる（Lucia, 1999）。しかし、ある程度、孔隙径が増大し、流動特性が良くなると Mg^{2+} や CO_3^{2-} の供給量も増大するため、孔隙にセメントの形成が起こり、孔隙径と孔隙の減少が進行する。

一方、砂サイズの粒子に富む初生炭酸塩堆積物では、初生粒子の方がドロマイイト結晶よりも粒径が大きいために、孔隙特性に与える影響は小さい。しかし粒子間に石灰泥の基質を伴う堆積物の

場合、基質のドロマイイト化により貯留岩性状は大きく変化する。

3-3) 方解石の選択的溶解による孔隙率の増加

ドロマイイトと方解石・アラゴナイトでは、ドロマイイトの方が溶解度が小さい。そのためドロマイイト化作用後まで生物骨格粒子や基質が方解石として残存すると、方解石に対して未飽和な間隙水との反応により、この方解石が選択的に溶解する。粒子の溶出痕は、そのままモールド孔隙として保存され、孔隙率が増加する。ただし、このようなモールド孔隙は孤立しているために他の孔隙と導通に乏しく、また溶出したイオンは、既存ドロマイイト結晶上での新たな結晶成長に使用されるため、結晶間孔隙と孔隙径の減少を引き起こす。その結果、孔隙率に大きな影響を与えず、逆に浸透率の低下を招く場合もある。

3-4) 埋没に伴う孔隙率変化

ドロマイイト化作用を被った炭酸塩堆積物は、一般に当初は石灰岩よりも孔隙率が低い。しかし、時間の経過とともに堆積物が埋没していくと、両者の孔隙率は次第に近接し、地下深部に達するとドロマイイトの孔隙率の方が石灰岩の孔隙率よりも大きくなる（図7; Allan and Wiggins, 1993）。これはドロマイイトと方解石とは、圧密作用に対しドロマイイトの方が化学的に安定であるために圧力溶解などの圧密作用を受けにくく、生成時の高い孔隙率を保存しやすいことによる。

3-5) 苦灰岩の変形様式と浸透率

ドロマイイトと石灰岩とでは、応力に対して変形様式に相違があり、石灰岩では応力に対し流動を伴う塑性変形の様式を示すのに対し、ドロマイイトではフラクチャーなどの発達を伴う脆性破壊の様式を示す（例えば、Purser *et al.*, 1994）。その結果、ドロマイイトに発達するフラクチャーは、流体の通路となり浸透率を飛躍的に改善することになる。一方、これらは、周辺の孔隙にセメントを形成する流体の通路としても機能するため、フラクチャーは、事例により貯留岩性状の改善・劣化の双方の働きをする可能性がある。

4) 炭酸塩岩貯留岩の探鉱開発における留意点

上述のように、炭酸塩岩貯留岩では、ドロマイ

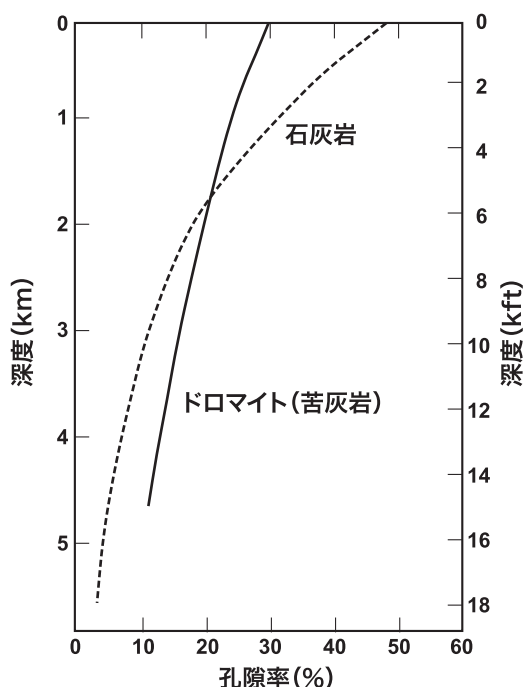


図 7 石灰岩とドロマイトの埋没に伴う孔隙率の変化 (Allan and Wiggins, 1993 を一部改編)。

Fig. 7 Relationships between average porosity and depth for limestones and dolomites of the South Florida basin (modified after Allan and Wiggins, 1993).

ト化作用は孔隙率・浸透率分布に大きな影響を与える。すなわち結晶粒径の増大，ドロマイトセメントによる孔隙率の減少，モールド孔隙の発達，圧密に対する抵抗力の増加ならびにフラクチャーの発達が，貯留岩性状を左右する。また対象油ガス田ごとに，あるいは同一油ガス田でも場所によって続成作用の履歴は異なるので，ドロマイトの形成時期やドロマイト化作用のモデルも異なる場合がある。その結果，ドロマイトを伴う炭酸塩岩貯留岩の孔隙率・浸透率分布はきわめて複雑なものとなる。したがって，炭酸塩岩貯留岩の探鉱・開発にあたっては，堆積時の堆積環境を解析することが重要であると同時に，構成岩石が石灰岩であるかドロマイトであるかによって，孔隙タイプや貯留岩性状が異なることを常に意識しつつ，対象油ガス田が経てきた堆積後の続成作用の

履歴，特に，どのようなドロマイト化作用によってドロマイト貯留岩が形成されたのか，を検討することが重要である。

VI. おわりに

本稿では，ドロマイト化作用とそれに伴う貯留岩性状の変化について，その概要を示した。過去100年以上にわたり，天然に産するドロマイトの成因については数多くの研究がなされ，さまざまな地質学的セッティングやドロマイトの鉱物学的・地球化学的特徴に適合したモデルが提唱されてきた。しかし，その成因については，依然として多くの不明点が残されており，特に海水ドロマイト化作用については，そのメカニズムの地球化学的裏付けと分布を規制する要因について早急に明らかにする必要がある。

各ドロマイト化作用のモデルでは，ドロマイト化される領域や形成されるドロマイト結晶や組織が異なる。そのため，ドロマイト化作用に伴う貯留岩性状の変化も多様である。一方，ドロマイトの地質学的・堆積岩石学的・鉱物学的・地球化学的・同位体化学的特徴を基に，どのようなドロマイト化作用が進行したのか，を推定することも可能である。またドロマイト結晶の特徴や，ドロマイト化作用に関連した組織と他の続成組織との前後関係を明らかにすることにより，続成過程のどの段階で，どのような初生堆積物がドロマイト化作用を受け，現在に至っているかという，貯留岩の続成履歴を明らかにすることができる。この履歴とドロマイト形成メカニズムを考慮することにより，孔隙率・浸透率などの貯留岩性状を，より高精度に予測することができるようになる。

今後，石油の探鉱・開発では，より複雑なプロスペクトの探鉱，より効率的な開発・生産計画の策定が予想される。また中東地域に見られる蒸発岩を伴うドロマイト貯留岩だけでなく，種々の続成環境で形成されたドロマイトを含む炭酸塩岩貯留岩での探鉱・開発の機会が増加すると予測される。これらを進めるためには，今後，ドロマイト化作用の十分な理解と検討が，ますます求められることになるであろう。

謝 辞

本稿の執筆機会を与えて頂いた東京地学協会笠原順三編集委員長、ならびに東京地学協会編集委員会の皆様に感謝いたします。また投稿原稿に対して有益なご指摘をくださった(株)地球科学総合研究所柳本裕氏に、この場を借りて深謝いたします。

文 献

- Aharon, P., Socki, R.A. and Chan, L. (1991): Dolomitization of atolls by sea water convective flow: Test of a hypothesis at Niue, South Pacific. *Journal of Geology*, **95**, 187–203.
- Allan, J.R. and Wiggins, W.D. (1993): *Dolomite Reservoirs. Geochemical Techniques for Evaluating Origin and Distribution. AAPG Continuing Education Course Note Series*, **36**, 129p.
- Badiozamani, K. (1973): The dorag dolomitization model—Application to the Middle Ordovician of Wisconsin. *Journal of Sedimentary Petrology*, **43**, 965–984.
- Baker, P.A. and Kastner, M. (1981): Constraints on the formation of sedimentary dolomite. *Science*, **213**, 214–216.
- Braithwaite, C.J.R. and Rizzi, G. (1997): The geometry and petrogenesis of hydrothermal dolomites at Navan, Ireland. *Sedimentology*, **44**, 421–440.
- Budd, D.A. (1997): Cenozoic dolomites of carbonate islands: Their attributes and origin. *Earth-Science Reviews*, **42**, 1–47.
- Bush, P.R. (1973): Some aspects of the diagenetic history of the sabkha in Abu Dhabi, Persian Gulf. in *The Persian Gulf—Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea* edited by Purser, B.H., Springer-Verlag, Berlin, 393–407.
- Deffeyes, K.S., Lucia, F.J. and Weyl, P.K. (1965): Dolomitization of recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antills. in *Dolomitization and Limestone Diagenesis* edited by Pray, L.C. and Murray, R.C., *SEPM Special Publication*, **13**, 71–88.
- Flood, P.G. (1998): Origin of white sucrosic dolomite within shallow-water limestones, ODP Hole 866A, Resolution Guyot, Mid-Pacific Mountains: Strontium isotopic evidence for the role of sea water in dolomitization. in *Reefs and Carbonate Platforms in the Pacific and Indian Oceans* edited by Camoin, G.F. and Davies, P.J., *IAS Special Publication*, **25**, 137–144.
- Folk, R.L. and Land, L.S. (1975): Mg/Ca ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite. *AAPG Bulletin*, **59**, 60–68.
- Gawthorpe, R.L. (1987): Burial dolomitization and porosity development in a mixed carbonate-calcitic sequence: An example from the Bowland Basin, northern England. *Sedimentology*, **34**, 533–558.
- Given, R.K. and Wilkinson, B.H. (1987): Dolomite abundance and stratigraphic age: Constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**, 1068–1078.
- Hardie, L.A. (1987): Perspectives on dolomitization: A critical view of some current views. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**, 166–183.
- Hashimoto, N. and Matsuda, H. (2004): Dolomitization of the Daito Formation in Minami-Daito-jima Island, southern Japan. *Abstracts 32th International Geological Congress, Part I, Florence*, 830.
- 狩野彰宏・次重克敏・藤代典子 (1995): 気候期と炭酸塩プラットフォームの特徴. 地質学雑誌, **101**, 866–877.
- Kohout, F.A. (1967): Groundwater flow and the geothermal regime of the Floridan plateau. *Transactions of Gulf Coast Association of Geological Society*, **17**, 339–354.
- Land, L.S. (1973a): Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, North Jamaica. *Sedimentology*, **20**, 411–424.
- Land, L.S. (1973b): Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water, North Jamaica. *Bulletin of Marine Geology*, **23**, 64–92.
- Lucia, F.J. (1999): *Carbonate Reservoir Characterization*. Springer-Verlag, Berlin, 226p.
- Lucia, F.J. and Major, R.P. (1994): Porosity evolution through hypersaline reflux dolomitization. in *Dolomites: A Volume in Honour of Dolomieu* edited by Purser, B., Tucker, M.E. and Zenger, D.H., *IAS Special Publication*, **21**, 325–344.
- Mattes, B.W. and Mountjoy, E.W. (1980): Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette Buildup Jasper National Park, Alberta. in *Concepts and Models of Dolomitization* edited by Zenger, D.H., Dunham, J.B. and Ethington, R.L., *SEPM Special Publication*, **28**, 259–297.
- Moore, C.H., Chowdhury, A. and Chan, L. (1988): Upper Jurassic platform dolomitization, Northwestern Gulf of Mexico: A tale of two waters. in *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones* edited by Shukla, V. and Baker, P.A., *SEPM Special Publication*, **43**, 175–190.
- Purser, B.H., Brown, A. and Aissaoui, D.M. (1994): Nature, origins and evolution of porosity in dolomites. in *Dolomites: A Volume in Honour of Dolomieu* edited by Purser, B., Tucker, M.E. and Zenger, D.H., *IAS Special Publication*, **21**, 283–308.
- Saller, A.H. (1984): Petrologic and geochemical constraints on the origin of subsurface dolomite, Enewetak Atoll: An example of dolomitization by normal seawater. *Geology*, **12**, 217–220.
- Scoffin, T.P. (1987): *An Introduction to Carbonate Sediments and Rocks*. Blackie, Glasgow, 274p.

- Sun, S.Q. (1994): A reappraisal of dolomite abundance and occurrence in the Phanerozoic. *Journal of Sedimentary Research*, **A64**, 396–404.
- Sun, S.Q. (1995): Dolomite reservoirs: Porosity evolution and reservoir characteristics. *AAPG Bulletin*, **79**, 186–204.
- Suzuki, Y., Iryu, Y., Inagaki, S., Yamada, T., Aizawa, S. and Budd, D.A. (2006): Origin of atoll dolomites distinguished by geochemistry and crystal chemistry: Kita-daito-jima, northern Philippine Sea. *Sedimentary Geology*, **183**, 181–202.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482p.
- Vahrenkamp, V.C. and Swart, P.K. (1994): Late Cenozoic dolomites of the bahamas: Metastable analogues for the genesis of ancient platform dolomites. in *Dolomites: A Volume in Honour of Dolomieu* edited by Purser, B., Tucker, M.E. and Zenger, D.H., *IAS Special Publication*, **21**, 133–154.
- Vasconcelos, C. and McKenzie, J.A. (1997): Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 378–390.
- Ward, W.C. and Halley, R.B. (1985): Dolomitization in a mixing zone of near-seawater composition, late Pleistocene, northern Yucatan Peninsula. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**, 407–420.
- Wheeler, C.W., Aharon, P. and Ferrell, R.E. (1999): Successions of Late Cenozoic platform dolomites distinguished by texture, geochemistry, and crystal chemistry: Niue, South Pacific. *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 239–255.
- White, T. and Al-Aasm, I.S. (1997): Hydrothermal dolomitization of the Mississippian Upper Debolt Formation, Sikanni gas field, northeastern British Columbia, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **45**, 297–316.