

エネルギー生産によって生じるCO₂や吸着性物質の 海域における輸送過程に関する研究

仲敷, 憲和

<https://doi.org/10.11501/3123114>

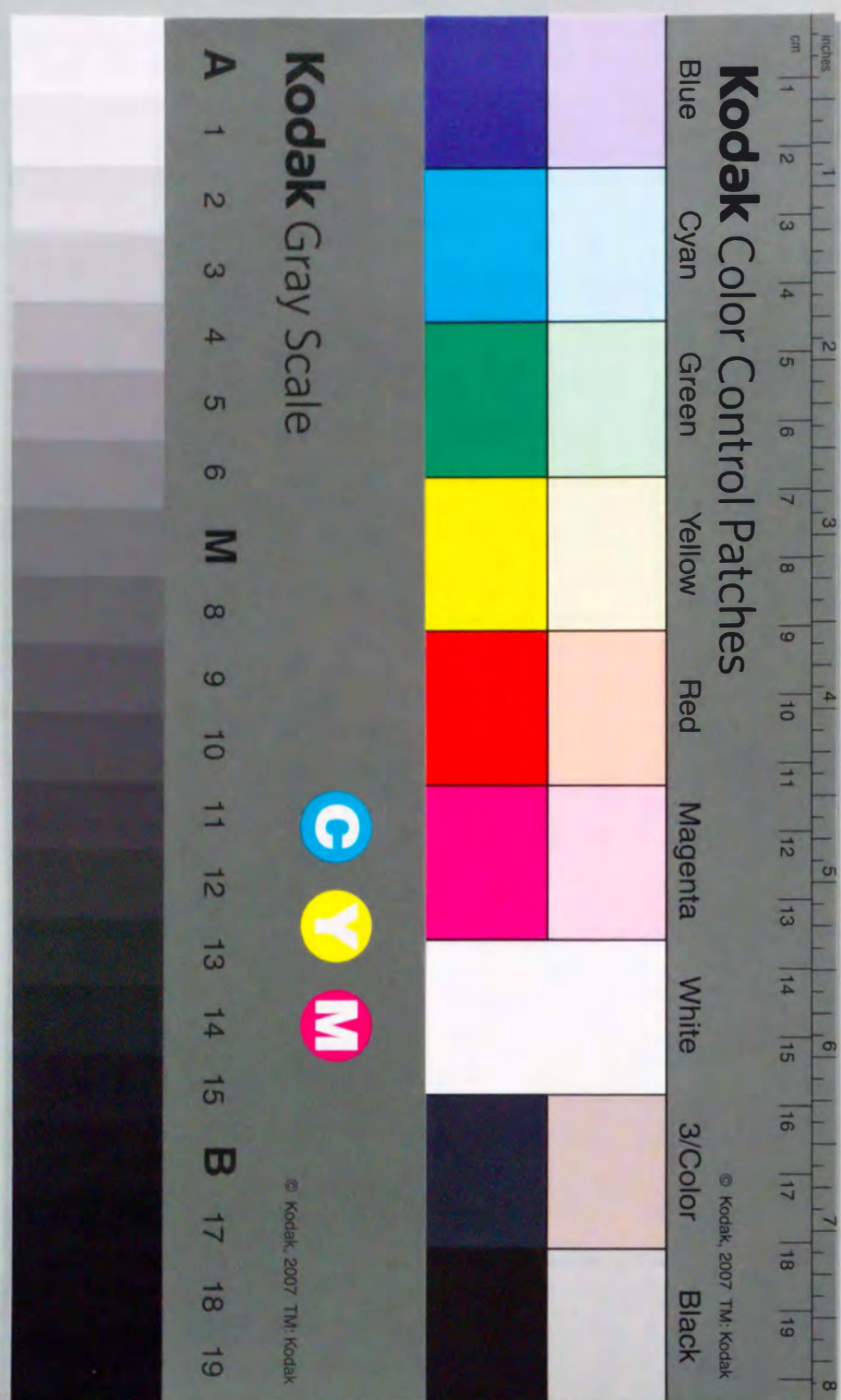
出版情報 : 九州大学, 1996, 博士 (工学), 論文博士
バージョン :
権利関係 :



エネルギー生産によって生じるCO₂や吸着性物質の
海域における輸送過程に関する研究

平成8年11月

仲 敷 憲 和



①

エネルギー生産によって生じるCO₂や吸着性物質の
海域における輸送過程に関する研究

平成8年11月

仲 敷 憲 和

目次

第1章 序論	1
1-1 研究の背景と目的	1
1-2 海洋中での物質の輸送・拡散に関する従来の研究	2
1-2-1 地球規模の拡散現象	2
1-2-2 沿岸域における拡散現象	3
1-3 本研究の概要	4
第2章 外洋におけるCO ₂ の拡散現象.....	7
2-1 まえがき	7
2-2 CO ₂ の海洋貯留に伴う拡散	7
2-2-1 CO ₂ の海洋貯留の概念	7
2-2-2 CO ₂ の海洋貯留の方法	10
2-3 海洋中でのCO ₂ の物性	15
2-3-1 高圧下でのCO ₂ の物性の観測	15
2-3-2 CO ₂ が溶解した海水の密度の測定	19
2-3-3 CO ₂ の炭酸塩堆積物の反応	19
2-4 ドライアイスを用いた海洋中でのCO ₂ の挙動の観測	24
2-4-1 観測方法	24
2-4-2 観測結果とその考察	24
2-4-3 ドライアイスの自由落下による海洋貯留	34
2-4-4 結果のまとめ	35
2-5 深海底でのCO ₂ の拡散	36
2-5-1 モデルの概要	36

2-5-2	CO ₂ と海底堆積物の中和反応	42
2-5-3	計算結果とその考察	45
2-6	全球規模の輸送・拡散現象の検討	47
2-6-1	海洋大循環モデルの概要	47
2-6-2	計算結果とその考察	69
2-7	海洋大循環モデルの地域的な輸送・拡散現象への適用 (Nesting Modelの開発)	80
2-7-1	ネスティングモデルの概要	80
2-7-2	計算結果とその考察	86
2-8	中層希釈されたCO ₂ の貯留効果の検討	87
2-8-1	粒子追跡計算の概要	87
2-8-2	計算結果とその考察	90
2-9	まとめ	100
第3章	沿岸域における物質の拡散現象	102
3-1	まえがき	102
3-2	懸濁粒子の輸送と吸着性物質の拡散現象	102
3-2-1	モデルの概要	102
3-2-2	懸濁粒子の輸送モデル	110
3-2-3	吸着性物質と懸濁粒子の相互作用	113
3-2-4	感度解析 計算結果とその考察	115
3-3	まとめ	129
第4章	結論	132
謝辞		135
参考文献		136

第1章 序論

1-1 研究の背景と目的

現在、人類の産業活動や社会活動は周囲環境にさまざまな影響を与えている。身近な例として、沿岸域に例えば工場や発電所等を立地する場合、これらの臨海施設から周囲海域に放出される排液や物質は、沿岸流や海流等によって移流・拡散されて周囲環境に直接影響を与えるのみならず、場合によっては海域の水質を変化させたり漁業資源等に影響を与える場合もある。このように、沿岸域での海洋環境問題は我々の生活と密接に関係しているため、臨海施設を立地する場合には、その周囲環境に対する影響を極力小さくしなければならず、事前に国や地方自治体によりアセスメントが実施されている。また、石油などの流失事故による海洋汚染は発生頻度は多くはないが、その影響範囲の広さや影響期間の長さの故に、生態系など周囲環境に与える影響は大きい。したがって、その影響を評価することは重要である。さらに、近年、CO₂等の温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化が深刻な問題になってきている。温暖化に伴う気温の上昇や海水面の上昇、降雨量の変化、台風の大型化等が懸念されており、その対策として植物等によるCO₂の固定や、CO₂を回収して地中や海洋中に貯留する方法等が考えられている。例えば、CO₂を回収して人為的に海洋中に注入する場合は周囲海洋環境への影響が懸念されるが、その影響を評価するためには全球規模の範囲や数百年程度の期間を対象とする検討が必要となる。これらの対策の実施に際しては、その効果と環境への影響を十分に評価し、将来に対して悔いが残らないような最適な対策を選択する必要がある。

このように海洋における環境問題には、沿岸域における臨海施設の建設から地球温暖化対策等の全球規模の問題まで、さまざまな時間スケール・空間スケールの問題が含まれている。これらの問題に対してその影響を精度良く評価するには、対象とする現象の時・空間スケールに適した予測手法を用いて評価することが重要である。また、海洋中に放出された物質の中には、沿岸流や海流等によって移流・拡散されるだけでなく、他の物質に吸着したり化学反応を起こしたりしながら輸送されるものもある。例えば、殺虫剤やPCBなどの有機毒性物質や重金属、放射性核種等は海水中の懸濁物質や海底土に吸着するため、長期にわたる周囲環境への影響が懸念される。これらの物質による環境影響をより正確に評価するには、その化学的な特性や吸着する底質等の輸送も含めて予測を行うことが重要である。また、海洋に放出された物質の環境影響問題においては、海域の流動や乱れ等による物質輸送の物理過程や底質への吸着等の化学過程のほかに、生態系に対する影響を考慮して総合的に評価することが必要である。しかしながら、海

洋における生態系についてはこれまでも種々の研究がなされてはいるが、現象が複雑でありまた場所に対する依存性が強い、その一般的な評価手法やモデル化はまだ確立されていないのが実状である。このため本研究では、海洋環境問題において放出された物質の影響を評価する上で基礎となる、海洋中での輸送・拡散を予測する手法について検討を行った。

1-2 海洋中での物質の輸送・拡散に関する従来の研究

全球規模の輸送・拡散現象ならびに、沿岸域での化学反応や懸濁粒子・海底土等との相互作用まで含むような複雑な輸送・拡散現象は、従来より工学的にはあまり取り扱われていない分野であった。近年、人間活動が周囲環境に与える影響はますます大きくなるとともに、広域化・長期化し、また複雑化している。特に地球規模の環境問題や影響が長期間にわたるような環境問題の中には、周囲環境への影響が出始めてからではもう対策が困難で取り返しのつかないような問題もあり、事前にその影響を十分に検討・評価した上で最適な方法を選択することが重要である。これらの広域的かつ長期的な環境問題に対しては、実際にその影響を実験・実測等で測定することが困難な現象が多く、数値シミュレーション手法による予測が今後ますます重要になってくるものと思われる。

1-2-1 地球規模の拡散現象

地球規模の海洋環境問題は、現状での海洋の流動や諸特性が十分に把握されていないこと、また問題が将来にわたって長期的に発生するため実際に現象を測定することが不可能であることなどの理由により、その予測は数値モデルによる計算に頼らざるをえない。このような地球規模の海洋環境問題としては、低レベル放射性廃棄物の海洋投棄に関する環境影響評価や、核燃料再処理施設からの排液の環境影響評価等の事例がある。従来このような広域的かつ長期間の物質の輸送・拡散問題に対しては、全球の海洋流動に関する知見も少なくまた計算機の記憶容量や計算速度等に制約があったため、多くの場合、海洋を数十個程度のboxに分割しbox間の交換量を推定して長期的な物質の輸送を評価するboxモデルが適用されてきた（例えば、Clark, et al. (1981)）。しかしながら、近年の海洋観測技術、特に高精度流速計の開発やこれらの測定器の長期的な係留技術の発達に伴い、海洋中の流動が直接測定できるようになってきた。また現在米国を中心として、海洋中層（水深約1000m）に中立フロートを投入・追跡し、海洋の流動をlagrange的に測定する計画も進行中である（Davis (1995)）。このような海洋科学の発展に加えて、近年の電子計算機の大容量化・高速化に伴い、従来計算が困難であった地球規模の長期的な輸送・拡散現象の数値シミュレーションが可能となってきている。

広域での環境問題を考える時に重要となる海洋循環モデルは、従来より海洋物理学の分野で検討されてきており、代表的なものとしては1960年代より開発されているNOAA/GFDLのMOM（Bryan-Coxモデル、例えば、Bryan, et al. (1965)）等がある。これらのモデルについても計算機の高速化に伴い、実用的な空間分解能（ $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 程度）で長期間計算が出来るようになってきた。しかしながらこれらのモデルでは、計算時間を短縮するために海面に蓋をするrigid-lidの仮定や流速を計算する際のmode-split等種々の仮定を用いているため複雑な地形条件の場合や計算領域に自由境界がある場合などについては適用が困難である。また、気候や気象（例えば、天気予報など）の分野では、全球モデル（global model）をより細かい計算メッシュの地域モデル（regional model）や局所モデル（local model）に接続（nesting）して同時に計算を行い、全球規模の現象のうちのある特定の場所での現象をより精度良く検討する計算手法が用いられるようになっており、これらの手法の海洋環境問題への適用が期待されている。海洋は大気と異なり陸地境界が存在するため、このような詳細な計算メッシュを用いる場合には、複雑な地形条件や自由境界に柔軟に対応できるモデルが必要となってくる。さらに、近年のリモートセンシング技術の発達に伴い、全球規模のデータ（海水温度、海上風、海面高度など）の取得も可能となってきている。将来的には、これらのデータを全球規模の海洋循環モデルと同化（data assimilation）させて、リアルタイムに近い形で流速を計算する方法等の検討が必要である。

このような全球規模での海洋流動に関する海洋科学的な知見の蓄積や、大型計算機の高速化に基づいて、本研究では、ネスティング手法等にも柔軟に対応できるように、全球レベルでの海洋流動を計算する手法を新たに検討するとともに、地球規模の環境問題の一例として、地球温暖化抑制対策の一つであるCO₂の海洋貯留技術について、その長期的な有効性や影響に関する検討を行った。現在、CO₂の海洋貯留方法については種々の提案がなされている。例えば、陸上よりパイプラインで気体または液体CO₂を注入する方法（例えば、Adams, et al. (1991)、Kajishima, et al. (1995)）や、液体CO₂を海洋中層に散布・拡散させる方法（Nakashiki, et al. (1991)）、液体CO₂を深海底に貯留する方法（大隅ら(1992)）等が提案されている。いずれの場合においても、その効果や環境影響は広域的・長期的なものであり、全球規模の評価が必要である。温暖化に関しては気温や海水面の上昇などの予測値に幅があり不確定な要素が多いが、CO₂の海洋貯留を含めた種々の技術について、その効果と環境影響を十分に検討した上で最適な対策を考えることが重要である。

1-2-2 沿岸域における拡散現象

電子計算機の発達に伴い、従来計算が困難であった複雑な輸送・拡散現象の計算、特に他の物質との相互作用（化学反応、吸・脱着作用等）や生物過程を含んだ計算も行わ

れるようになってきた。例えば、沿岸域では生物過程等を考慮した水質モデル（例えば、EPA (1987)）が開発され、沿岸域の環境問題に適用されるようになってきている。沿岸域に放出される物質の中には重金属やPCB等の有機物質、放射性核種のように懸濁粒子や海底土に吸着・蓄積するものがあることが知られている。これらの物質については海水中に溶存している物質の拡散に加えて、懸濁粒子へ吸着している物質の拡散も評価する必要がある。さらに懸濁粒子への吸・脱着等の化学的な現象や懸濁粒子の堆積または巻き上げの現象も考慮しなければならない。これらの物質の沿岸域での輸送・拡散現象は海底土への蓄積も含む複雑な現象であり、個々の過程については多くの検討がなされているが、海水中での溶存物質や粒子吸着物質と海底土中の溶存物質や吸着物質の間の相互作用に関する総合的な研究や実測、また長期的な底質の移動の実測はほとんどなされていないのが実状である。したがって現状では、これらの物質の長期的な環境への影響を評価するためには、数値シミュレーションによる予測手法が有力となる。このような吸着性物質を対象とした計算例は、河川（river）での有機殺虫剤の輸送・拡散を対象とした研究（Ohnishiら (1981)）や河口域（estuary）での放射性核種の輸送・拡散に関する研究（Ohnishiら (1985)）があるが、波浪の影響の大きい沿岸域での研究はまだあまり事例がない。

1-3 本研究の概要

本研究の主な内容は、次の2つに大別される。

- (1) 全球規模の輸送・拡散問題の一例として、温暖化抑制対策の1つであるCO₂の海洋貯留問題について検討する。新しい概念に基づいて海洋循環を計算するモデルを開発するとともに、深海底でのCO₂の物性や化学反応等も考慮した数値モデルを開発する。
- (2) 沿岸域での粒子吸着性物質の輸送・拡散現象を予測するため、沿岸流や懸濁粒子の輸送、海底土中の物質の拡散、物質の化学反応等まで含めた数値モデルを開発する。さらに粒子吸着性物質の拡散の例として、このモデルを沿岸域での放射性核種の拡散に適用しモデルの感度解析を行う。

本論文は、以下の4章より構成されている。

第1章では、広域での拡散問題や沿岸域での拡散問題を取り扱う場合の問題点ならびに従来の研究の概要を示す。

第2章では、全球規模の輸送・拡散問題の一例として、温暖化抑制策の1つであるCO₂の海洋貯留問題について検討する。

2-2では、現在検討が行われているCO₂海洋貯留の各方法について、技術的な問題点や周囲環境への影響等の概要を述べる。

2-3では、深海でのCO₂の基本的な物性について検討を行う。CO₂は一般に良く知られた気体であり、その物性に関しては常温での検討は多くなされているが、深海のような低温・高圧条件下における検討はなされていない。このため海洋中のCO₂の輸送・拡散現象を検討する上で基礎となる深海でのCO₂の物性について、高圧実験装置を用いて検討を行う。深海でのCO₂の相変化や海水との相対密度差など基本的な特性を観測するとともに、CO₂が海水中に溶解した場合の海水の密度や海水中のCO₂と海底土（炭酸塩堆積物）との反応について検討する。

2-4では、実際に少量のCO₂をドライアイス状態で海洋中に持ち込み、その挙動を観測する。CO₂を海洋中に拡散・希釈させる方法の一つとして、海洋中にドライアイスが自由落下させる方法が考えられている。この方法の効果や周囲環境への影響を検討するため、海洋実験結果に基づいて、溶解しながら沈降するドライアイスの質量と沈降速度の変化を同時に予測する数値モデルを開発する。

2-5では、深海底にCO₂を貯留した場合の輸送・拡散現象について検討する。深海底に貯留された液体CO₂の周辺では、CO₂の溶解による海水の密度の増加やCO₂と炭酸塩堆積物との間に中和反応が起こる。本研究では、これらの効果を含めた数値モデルを開発して、深海底に貯留されたCO₂の挙動について検討を行う。

2-6では、CO₂を海洋中層に希釈・拡散させる場合の効果や影響について検討を行う。この場合は注入されたCO₂の初期濃度は低下するため、深海底に貯留した場合に較べて、環境への影響は比較的小さいものと考えられるが、大気からの隔離期間が問題となる。本研究では、全球規模の長期的なCO₂の輸送・拡散問題を検討するために海洋循環モデルを開発する。このモデルでは、地域的なモデルへも対応できるようにネスティング手法への応用など種々の工夫がなされている。

2-7では、全球モデルと地域モデルを接続（ネスティング）して、海洋の流動を地域的により詳細に計算する手法を開発しその適用性を検討する。本研究では、最も簡単なone way nestingを用いているが、広く海洋流動の計算に適用できるため種々の物質の輸送・拡散問題を考える場合に有効である。

2-8では、CO₂の海洋中層貯留の効果を検討するために、GFDLタイプの診断モデルを用いて海洋流動場のシミュレーションを行い、注入されたCO₂を含む水塊の長期的な移動を計算する。年間平均流動場、季節別流動場および年周期流動場を用いて粒子追跡計算を行い、広域的・長期的な輸送問題について検討を行う。

第3章では、沿岸域での粒子吸着性物質の輸送・拡散を予測するために、沿岸流や懸濁粒子の輸送、物質の化学反応を含めた数値モデルを開発する。

3-2では、沿岸域に放出される吸着性物質の輸送・拡散を計算するため、海水中に溶存している物質の移流・拡散を計算するモデルのほかに、懸濁粒子の濃度や海底土の移動を計算するサブモデル、懸濁粒子や海底土と海水中に溶存している物質の相互作用を計算するサブモデル、海底土中の物質の拡散を計算するサブモデルを導入する。さらに開発されたモデルを沿岸域での放射性核種の拡散問題に適用してモデルの感度解析を行い、底質の移動や吸・脱着作用等の各拡散過程の効果について検討を行う。

第4章では、各章で得られた結果を総括して本論文の結論とした。

第2章 外洋におけるCO₂の拡散現象

2-1 まえがき

近年、大気中の二酸化炭素（CO₂）濃度の増加による地球温暖化が問題となってきている。温暖化の予測に関し、気温上昇、水面上昇などの全球平均値はかなりの程度まで把握されつつある。

大気中のCO₂の濃度増加を短期間に抑制する方法の1つとして、発電所排ガス中よりCO₂を回収し、海洋に貯留する方法が考えられている。海洋は、人為起源のCO₂の約半分を吸収しており、また将来にわたってCO₂を吸収するものと思われる。CO₂の海洋貯留は、このような海洋の持つ大きなCO₂吸収能力を、人為的に短期間の内に加速して使用することに相当する。しかしながら、地球温暖化対策として有効なほど大量のCO₂を海洋中に貯留する場合には、それに伴う周囲環境への影響は無視できない。

本章では、周囲環境に与える影響を評価する上で基礎となる海洋中でのCO₂の物理的な輸送・拡散過程について検討を行う。海洋中、特に中層や深海（低温・高圧条件下）におけるCO₂の挙動については不明確な点が多いため、まず最初に高圧水槽を用いて基礎的な物性を把握した。また、CO₂の海洋貯留は数100年程度の効果を期待して検討されているため、その影響は全球に及ぶことが予想される。本章では、このような全球規模、長期間の輸送・拡散過程に対しても評価が行えるように、海洋循環モデルを用いて検討を行った。

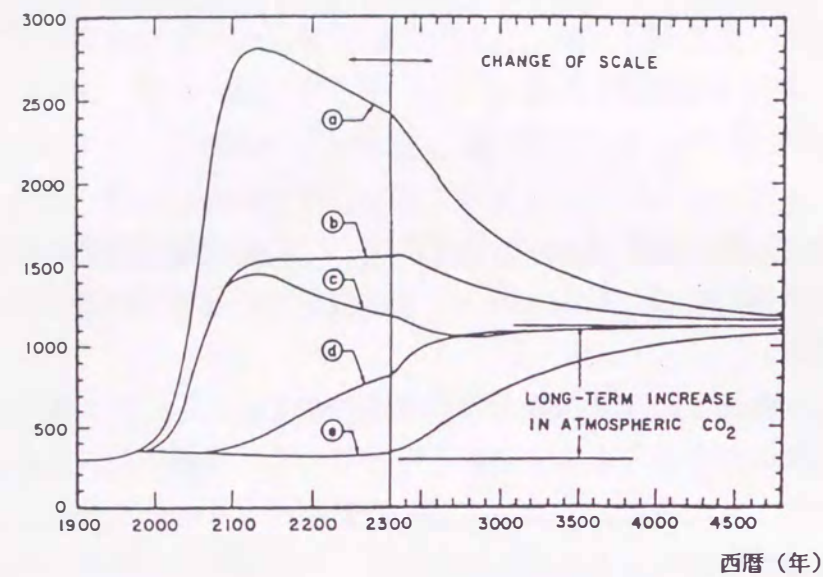
2-2 CO₂の海洋貯留に伴う拡散

2-2-1 CO₂の海洋貯留の概念

化石燃料の使用にともなう大気へのCO₂の放出は膨大な量であり、例えば100万kw/hrクラスの石炭火力発電所から放出されるCO₂は、1日に約2万ton程度になる。発電所排ガス中よりCO₂を回収する技術については、化学吸収法、物理吸着法、膜分離法などが検討されており、コスト面を除けば、技術的には可能な段階に達している。また回収したCO₂を大気より隔離する方法としては、その容量の多さより、海洋および地中が貯留対象域として考えられている。

Marchetti (1977)は、回収されたCO₂をジブラルタル海峡に投入し、地中海より流出する高密度の北太西洋中層水に溶解させるという概念を提案した。Stainberg (1985)は、米

大気中のCO₂濃度 (ppm)



- (a) 100%を大気放出
- (b) 50%を1500m深に注入、50%を大気放出
- (c) 50%を大洋底(4000m深)に注入、50%を大気放出
- (d) 100%を1500m深に注入
- (e) 100%を大洋底(4000m深)に注入

図-2.2.1 海洋貯留の効果 (Hoffert, M.I. et al. (1979))

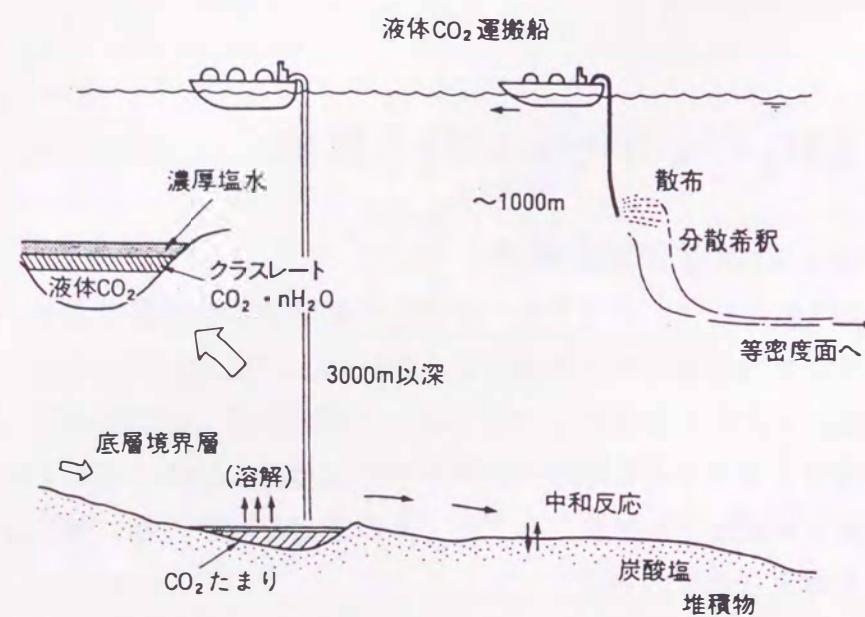


図-2.2.2 海洋貯留の概念 (大隅ら(1992))

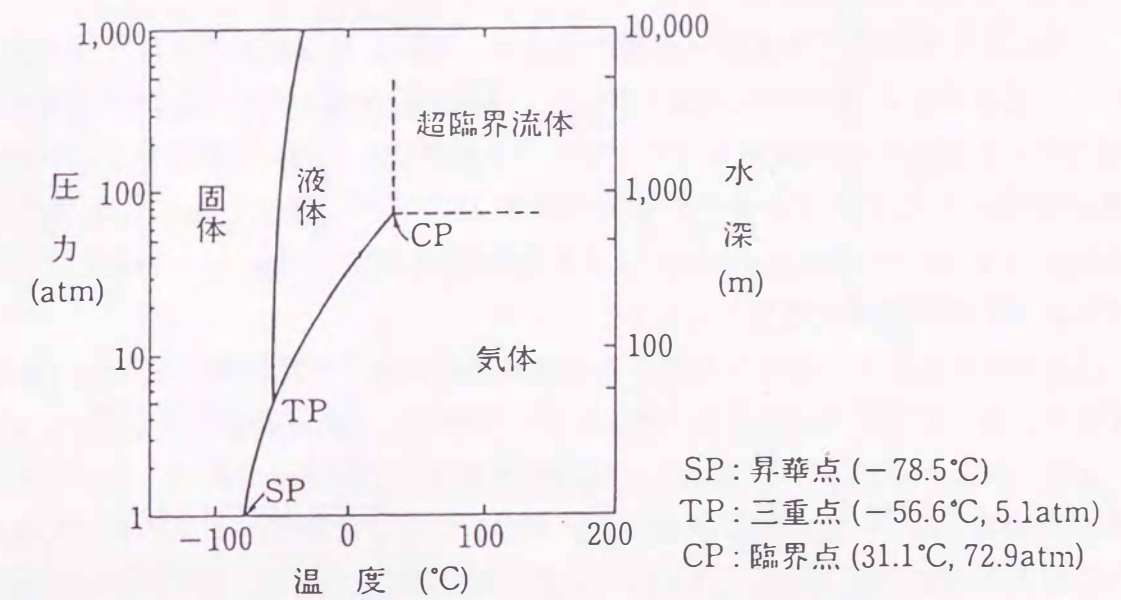


図-2.2.3 CO₂の相変化図

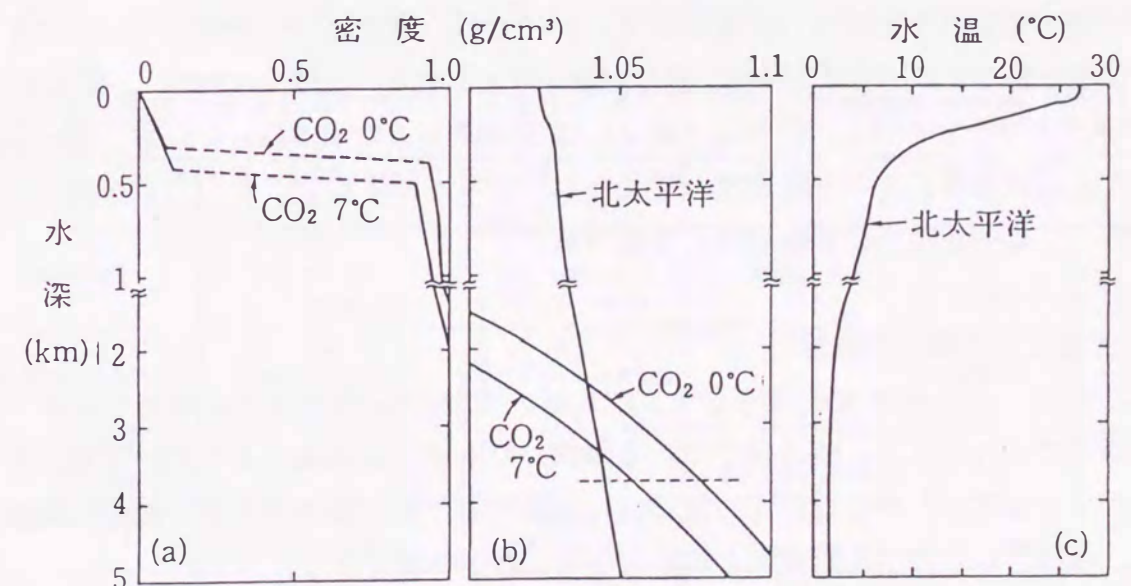


図-2.2.4 海水密度の鉛直分布と液体CO₂の密度

国沿岸域において、回収したCO₂をパイプラインを用いて海洋中に注入した場合のコストを計算し、その可能性を示した。

気体CO₂を海水中に吹き込み溶解させると、CO₂を含む海水の密度は周囲海水より大きくなり沈降する（Ohsumi, et al. (1992)）。Haugan, et al. (1992)は、この性質を利用して陸上から水深数100mの地点までパイプラインを敷設してCO₂を吹き込み、大陸斜面上を重力密度流として流下させる方法を提案した。また、陸上からの注入方式として、Adams, et al. (1995)はmixing vesselによる希釈方式、Kajishima, et al. (1995)は、エアリフトによる希釈方式を提案している。

CO₂を海洋貯留した場合の大気からの隔離効果に関しては、Hoffert, et al. (1979)の検討がある。図-2.2.1に、鉛直1次元モデルを用いて検討した海洋貯留効果を示す。図中のケースaは、CO₂を100%大気に放出した場合の大気中のCO₂濃度であり、ケースeは100%海洋（水深4000m）に放出した場合の大気中のCO₂濃度である。大気中のCO₂濃度は長期的には同じ値に漸近するが、数100年程度の短期間については海洋貯留の効果が認められる。

2-2-2 CO₂の海洋貯留の方法

陸上よりパイプラインシステムを用いてCO₂を海洋中に注入する場合には、放出点の水深が数100mと浅く、また固定点からの放出であるため、放出点近傍のCO₂濃度が高くなる領域では、生物活動や漁業資源に対する影響が考えられる。

CO₂の海水への溶解に伴う環境への影響を小さくする方法としては、環境影響を出来るだけ狭い範囲にとどめる（貯留型隔離）、または、放出点での希釈倍率を大きくして初期濃度を低くする（溶解型隔離）等の対策が考えられる（大隅ら(1992)）。図-2.2.2に、各貯留方式の概念を示す。貯留型隔離としては深海底での液体CO₂の貯留、溶解型貯留の例としては液体CO₂の中層放流が考えられている。以下に、これらの方法の技術的な問題点と、周囲環境への影響について述べる。

(1) 液体CO₂の深海底貯留

図-2.2.3に、CO₂の相変化図を示す。CO₂は、水深500m程度までは気体であるが、それ以深では液体となる。浅海域では、液体CO₂の密度は周囲海水より軽いいため、すぐに浮上してしまう。しかしながら、液体CO₂は海水よりも圧縮率が大きいため、深海では逆に、液体CO₂の方が周囲海水より重くなることが予想される。

図-2.2.4に、北太平洋での平均的な海水密度の鉛直分布と、計算された液体CO₂の密度を示す。水深3000m以深の深海では、液体CO₂の方が周囲海水より重いことが分かる。したがって、CO₂を水深3000m以深の凹地に注入すれば、深海底に液体CO₂溜りが形成され、その表面からCO₂は徐々に海水中に溶解していくことになる。また、大西洋や一

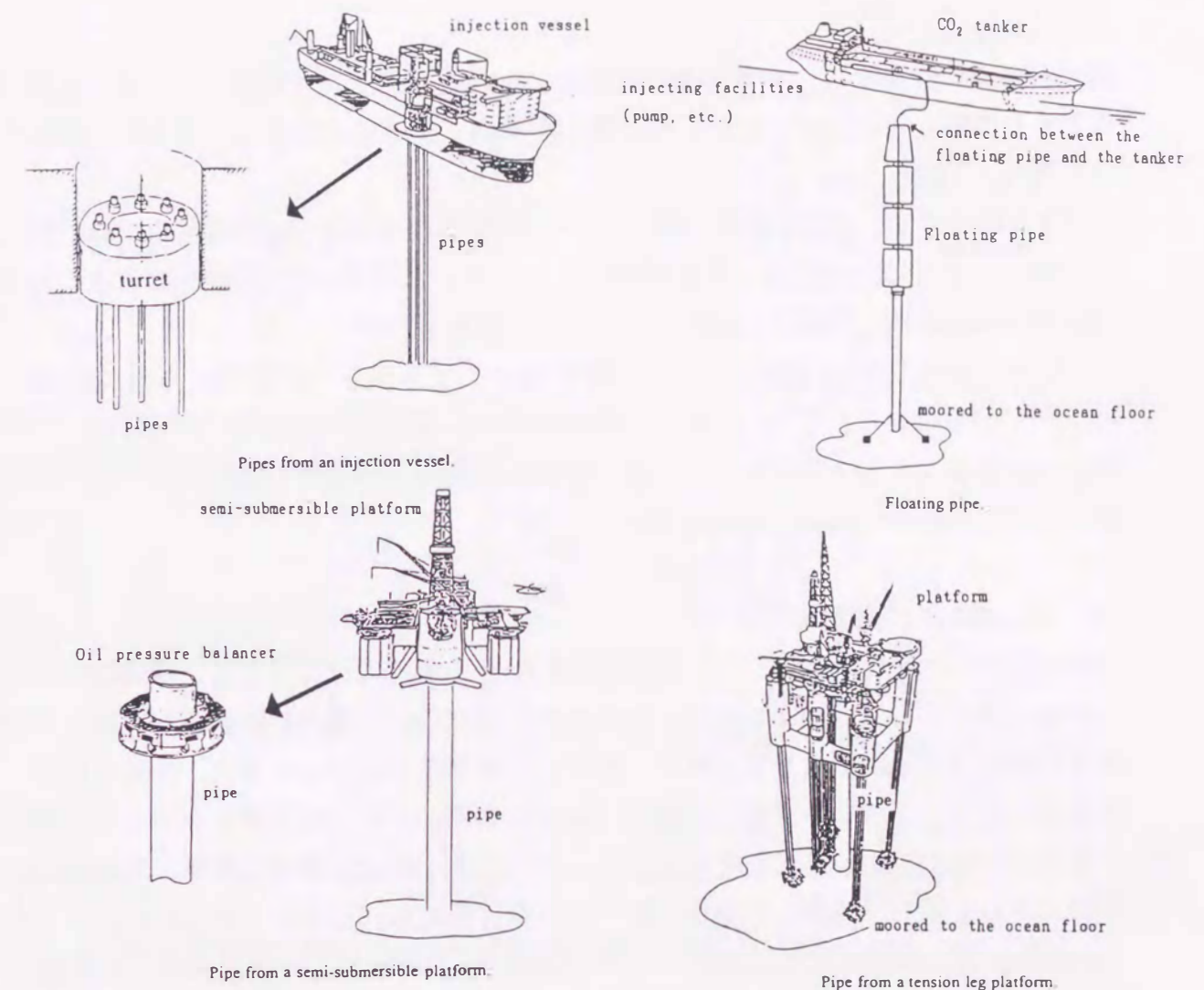


図-2.2.5 深海底貯留におけるパイプライン方式の概念 (Nakashiki, et al. (1995))

表-2.2.1 深海底貯留におけるパイプライン方式の特徴 (Nakashiki, et al. (1995))

項目	方式	放流船 +放流パイプ	半潜水プラットフォーム +放流パイプ	フローティング パイプ	係留プラットフォーム +放流パイプ
設備建造費	△	CO ₂ タンカー +放流船	△	○	▲
荒天回避のための移動性	△	放流パイプの揚収	△	◎	▲
放流パイプの監視	◎		◎	○	◎
放流パイプの形態	○	釣り下げ方式	○	△	▲
放流パイプの操作性	○	荒天時には避難	○	△	○
技術的課題	△	複数パイプの操作性	○	○	▲
総合評価	△		○	◎	▲

記号： ◎（優） → ○（良） → △（可） → ▲（難）

部の太平洋の海底には、生物起源の炭酸塩 (CaCO_3) が多量に堆積している。液体 CO_2 溜りから溶解した CO_2 は、これらの炭酸塩堆積物と反応して中和されるものと思われる(大隅ら、(1992))。

深海底貯留では、その影響範囲は狭いが、貯留された液体 CO_2 溜り付近では、 CO_2 濃度が高くなるため周囲環境への影響が懸念される。このため本研究では、2-5において深海底における CO_2 の輸送・拡散過程について検討を行う。

CO_2 の深海への輸送方法としては、種々のパイプライン方式が考えられている(図-2.2.5)。表-2.2.1に、各方式における特徴を示す。操作性や経済性、開発に際しての技術的な課題等より総合的にその成立性を検討した結果、現時点では係留パイプ方式が有利と考えられる(Nakashiki, et al (1995))。

(2) 液体 CO_2 の中層放流

放出の際の希釈を大きくして、初期濃度を小さくする方法としては、液体 CO_2 を中層に希釈放流する方法が考えられる。放出された液体 CO_2 は速やかに海水に溶解し、 CO_2 を含む海水は周囲海水より重くなり、沈降して等密度面に沿って輸送・拡散されるものと考えられる。適切な放流方式を選択すれば、初期の希釈は十分に大きくなり、環境への影響は比較的小さいものと考えられる。特に、放出管を広範囲に曳航した場合には、固定点から定常的に放出した場合に較べて影響は軽減されるものと考えられる。

中層放流方式の場合には、放流水深が1000mから2000m程度と浅いため、環境影響の他に貯留効果についても検討が必要である。 CO_2 を中層に放流した場合には、その影響範囲の大きさや期間の長さから、全球を対象とした輸送・拡散モデルが必要となる。この項目については、2-6で述べる。

CO_2 の中層放流方法としては、種々のパイプライン方式が考えられている(図-2.2.6)。表-2.2.2に、各方式における特徴を示す。特に、周囲海水への環境影響を考慮しなければならない場合には、放出点を移動することができて初期希釈が大きい中層散布方式が有効と考えられる(図-2.2.7、Nakashiki, et al (1995))。

また、コスト的には成立性が低いが、 CO_2 を海洋中に溶解させる方法としてドライアイスを自由落下させる方法も考えられる。この方法については、2-4で述べる。

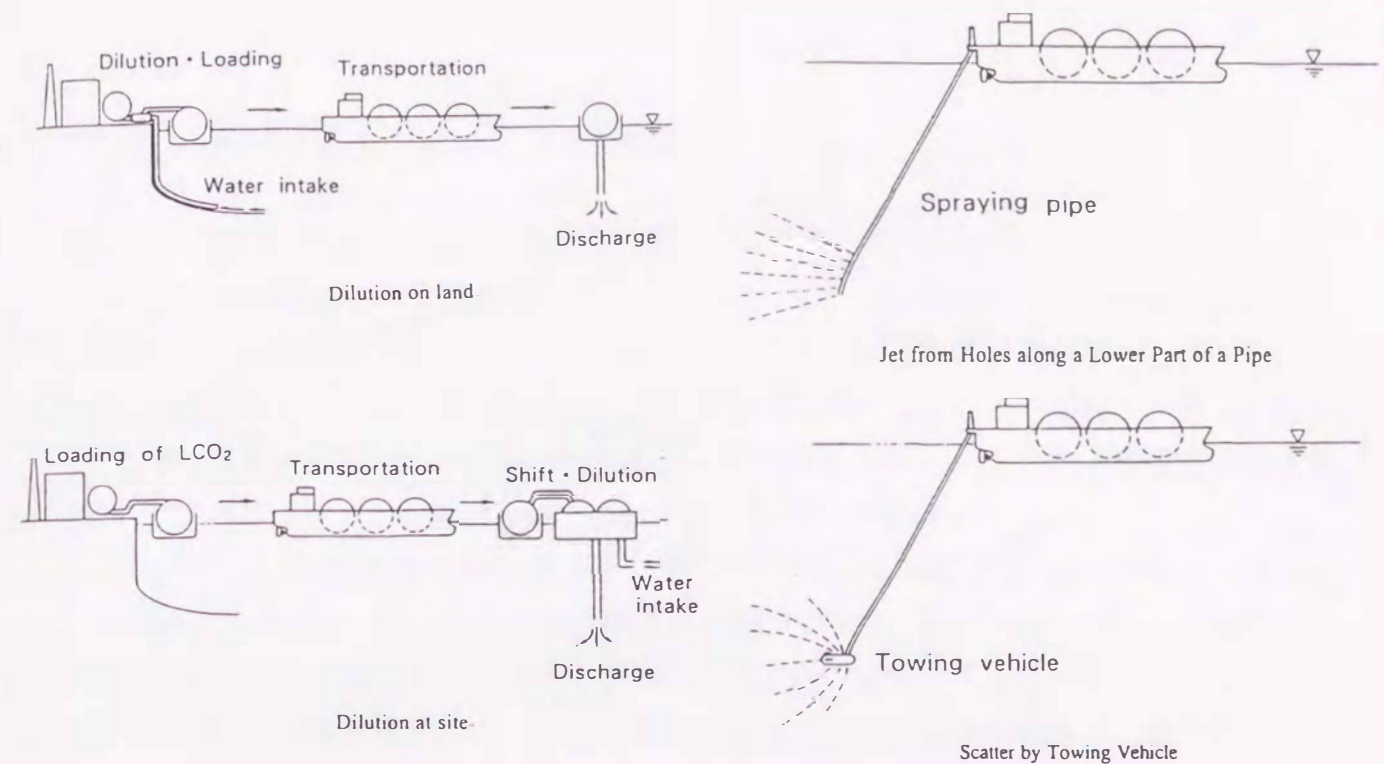


図-2.2.6 中層放流のためのパイプライン方式の概念 (Nakashiki, et al.(1995))

表-2.2.2 中層放流のためのパイプライン方式の特徴 (Nakashiki, et al.(1995))

方式 項目	希釈後放流			液体 CO_2 散布	
	陸上における希釈	洋上における希釈	投入管部分での希釈	投入管細孔から散布	曳航体から散布
輸送時の CO_2 の 温度・圧力条件	○ 常温 0.6MPa	△ -55℃ 0.6MPa	△ -55℃ 0.6MPa	△ -55℃ 0.6MPa	△ -55℃ 0.6MPa
輸送量 (陸上→海上)	▲ 膨大	○ CO_2 のみ	○ CO_2 のみ	○ CO_2 のみ	○ CO_2 のみ
液化エネルギー	◎ 不要	△ 要	△ 要	△ 要	△ 要
取水エネルギー	△ 膨大	△ 膨大	○ 位置により一部不要	◎ 不要	◎ 不要
希釈エネルギー	△ 要	△ 要	○ 小	◎ 不要	◎ 不要
放流エネルギー	△ 膨大	△ 膨大	○ 小	○ 小	○ 小
希釈	放流前	△ 数10倍程度	▲ 数倍程度		
	放流後	△ 固定点より放出	△ 固定点より放出	◎ 放流船の移動+管長	○ 放流船の移動
希釈作業の課題	○ 海水への気体溶解	△ 水和物の生成防止	△ 深海遠隔操作	○ 均一散布	△ 深海遠隔操作
取水による 環境影響	▲ 大	△ 深度による	○ 比較的小	◎ 無	◎ 無
放流による 環境影響	○ 初期希釈による	○ 初期希釈による	○ 初期希釈による	△ 散布直後	△ 散布直後
総合評価	▲	△	▲	◎	○

記号： ◎ (優) → ○ (良) → △ (可) → ▲ (難)

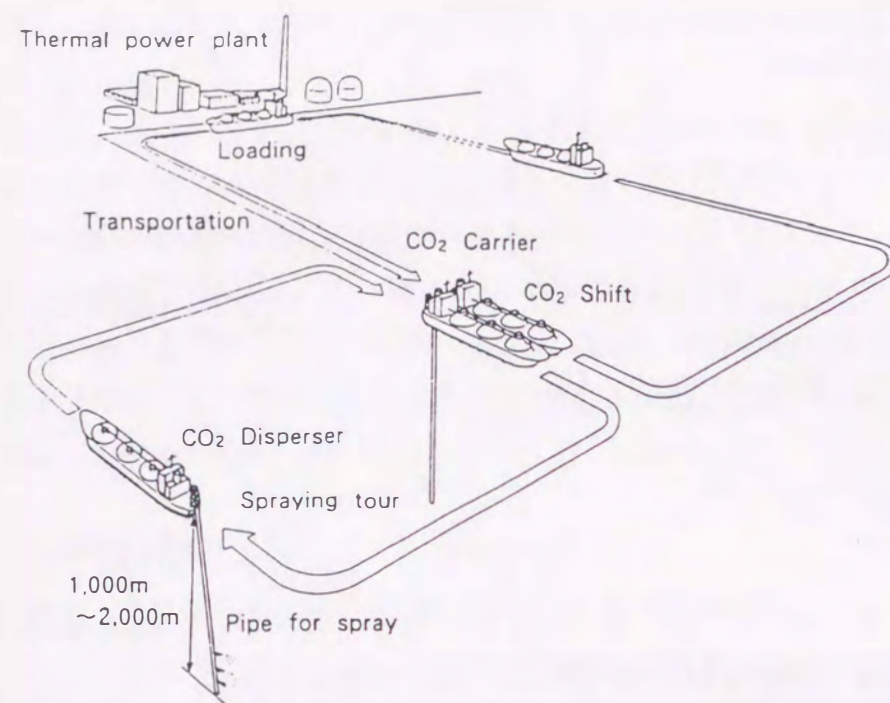


図-2.2.7 中層散布方式の概念 Nakashiki, et al.(1995))

2-3 海洋中でのCO₂の物性

2-3-1 高圧下でのCO₂の物性の観測

CO₂の海洋貯留に伴う環境影響を考慮する場合には、まず深海でのCO₂の物性を正しく把握することが重要である。CO₂の物性については、常温での検討は多くなされているが、深海のような低温・高圧条件下における検討はほとんどないのが実状である。本論文では、海洋中でのCO₂の輸送・拡散過程を検討するにあたって、まず高圧実験装置を用いて深海でのCO₂の挙動について検討した(大隅、仲敷(1990))。

図-2.3.1に、実験装置の概要を示す。測定部分である高圧セルの内容積は、28.3ml (20mmφ×90mm)であり、内部の様子が観測できるように、高さが異なる観察窓が3カ所設置されている。また、海水と液体CO₂が十分に接触して反応できるように、高圧セル内部に攪拌棒を設置した。圧力は50kg/cm²から500kg/cm²の範囲で、また高圧セルの温度はウォーター・バスを用いて0℃から20℃まで変化させた。

図-2.2.3に示したCO₂の相変化図より、CO₂は水深500m以深では液体となり、海水温度が10℃以下の場合には、CO₂と水の水和物(クラスレート)が生成されることが予想される。また、図-2.2.4の密度計算結果より、水深3000m以深では液体CO₂の密度は海水より重くなることが予想される。

写真-2.3.1から2.3.4に、高圧下で観測されたCO₂の挙動を示す(科学朝日(1990))。写真-2.3.1では、高圧セル内の条件は50kg/cm²、11℃であり、CO₂は液体になるが密度は水より軽い状態である。写真中央より上部は液体CO₂、下部は水である。水温を11℃に保ちながら加圧していき、圧力が300kg/cm²以上になると液体CO₂は水より重くなり、水中を液滴となって沈降していく(写真-2.3.2)。写真-2.3.3は、390kg/cm²、11℃でのCO₂の様子を示す。液体CO₂は周囲水より重く、高圧セル底面に沈んでいる様子が良く分かる。さらに、圧力を390kg/cm²に保ちながら深海底での水温条件(2℃程度)までセルを冷却すると、液体CO₂の表面には薄い膜状の物質が形成される(写真-2.3.4)。この物質は、CO₂と水の水和物でクラスレート・ハイドレート(包接水和物)と呼ばれるものであり、CO₂1分子の周囲にn個のH₂O分子が籠状に結合したものである(例えば、Uchida (1995))。



クラスレート・ハイドレートの密度は、約1.11g/cm³であり、水深3000mでは周囲海水や液体CO₂より重いことが知られている。

実際の海洋においても、潜水調査船「しんかい2000」によって沖縄トラフ中央部の背弧海盆にある伊背名海穴(水深約1500m)で、海底熱水活動に伴う液体CO₂やクラスレー

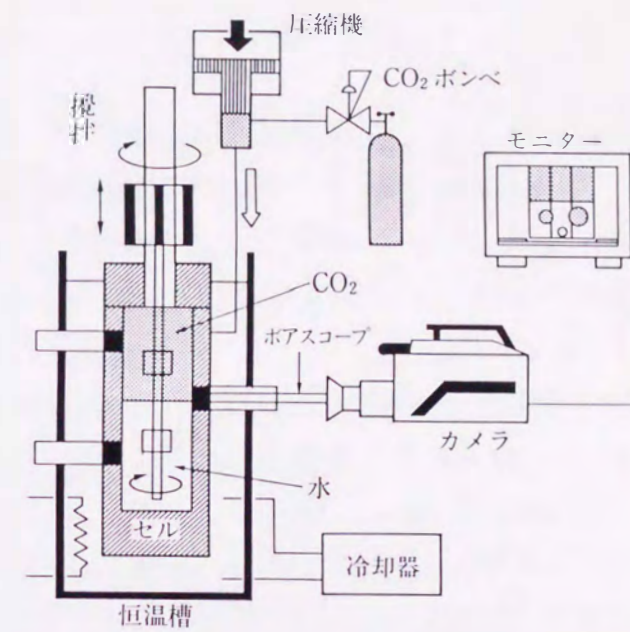


図-2.3.1 高圧実験装置の概要 (可視化実験) (大隅・仲敷(1990))



写真-2.3.1 液体CO₂の密度変化
(科学朝日, 1990)
(圧力 50 kg/cm²、水温 11 °C)



写真-2.3.3 液体CO₂の密度変化
(科学朝日, 1990)
(圧力 390 kg/cm²、水温 11 °C)

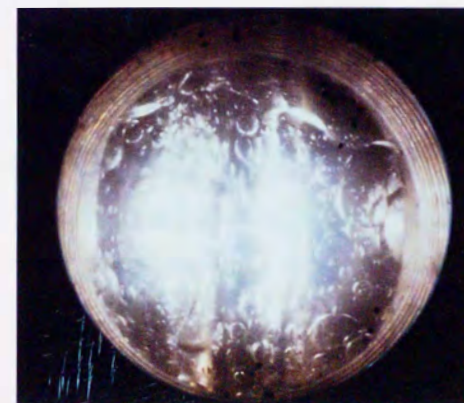


写真-2.3.2 液体CO₂の密度変化
(科学朝日, 1990)
(圧力 300 kg/cm²、水温 11 °C)



写真-2.3.4 液体CO₂の密度変化
(科学朝日, 1990)
(圧力 390 kg/cm²、水温 2 °C)

ト・ハイドレートが観測されている (Sakai (1990))。

2-3-2 CO₂が溶解した海水の密度の測定

深海底または海洋中層に貯留されたCO₂は、海水中に溶解する。CO₂が溶解した海水は周囲海水より重くなり、重力密度流として輸送・拡散されることが予想される。本節では、従来測定が行われていなかった低温・高圧条件下でCO₂が溶解した水の密度について測定を行う (大隅ら (1992))。

図-2.3.2に、高圧条件下におけるCO₂の水に対する溶解度 (Wiebe and Gaddy, (1940))を示す。この測定では、所定の圧力・温度条件下で平衡状態にある液層の一部を毛细管で取り出してCO₂の溶解度を測定している。このため、深海のように固層 (クラスレート) が存在する条件 (低温・高圧) 下では、測定は行われてはいない。したがって本研究では、実際に低温・高圧条件の下でCO₂が溶解した水の密度の測定を行った。

図-2.3.3に実験装置の概略を示す。実験を行った高圧セルは、2-3-1で用いたものと同じである。CO₂の溶解した水の採取装置は磁力を利用したものであり、密閉容器外部よりピストンを操作することができる。採取した液層の密度測定には、高圧用の振動式液体密度計 (Anton Paar社、DMA48およびDMA512) を用いた。また測定部には、外部恒温槽から恒温水を循環させて測定中の温度を一定に保つようにした。

純水を実験装置内に満たし、3.0 °Cの恒温に保たれていることを確認した後に、350kg/cm²まで加圧し少量の液体CO₂を高圧セル内に注入し攪拌した。内部観察窓より液体CO₂の状態を観察しながら、水溶液のみを採取し振動式密度計に導入して密度を測定した。また、測定試料の一部を大気圧まで解放して、溶存している気体CO₂の体積をガスビュレットを用いて測定した。

図-2.3.4に、CO₂の溶解に伴う水の密度増加 (3.0 °C、350kg/cm²) を示す。CO₂が溶解した水の密度は、CO₂濃度に比例して増加することがわかる (Ohsumi, et al. (1992))。CO₂を海洋中に注入した場合には、注入点近傍ではCO₂濃度が高いため、CO₂を含む海水は密度流として輸送・拡散されることが予想される。特に、CO₂の深海底での輸送・拡散現象においては、CO₂濃度が高いこと、周囲水流動の流速や乱れが小さいこと、などから密度流的な挙動の影響が大きいものと推測される。

2-3-3 CO₂と炭酸塩堆積物の反応

CO₂を海洋中に貯留する場合には、CO₂の溶解に伴う海水のpHの低下 (酸性化) が生じるものと思われる。しかしながら、暖かい海では海底に通常に存在する炭酸塩堆積物 (炭酸カルシウムなど) がCO₂と反応して中和することが考えられる。海水中にCO₂が溶け込むと生じる反応は以下のように示される (大隅ら (1992))。

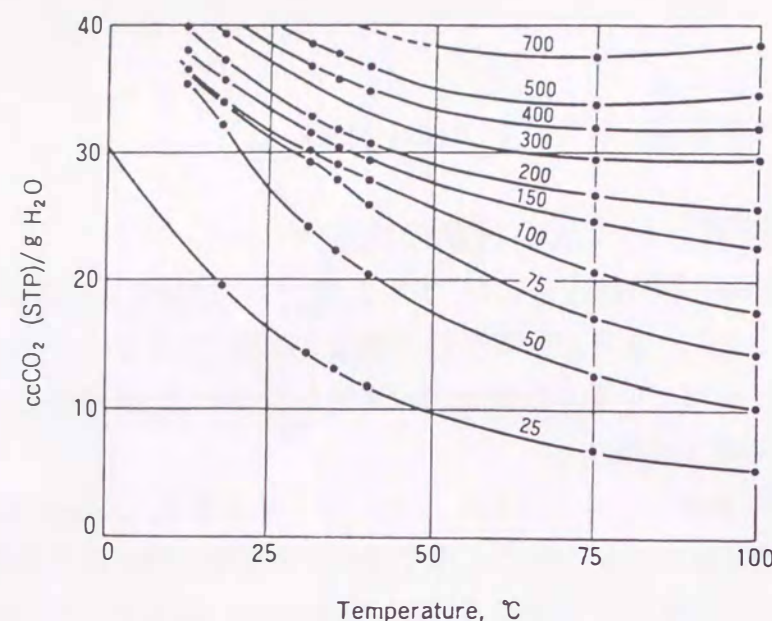


図-2.3.2 水に対するCO₂の溶解度 (Wiebe, R. et al. (1940))

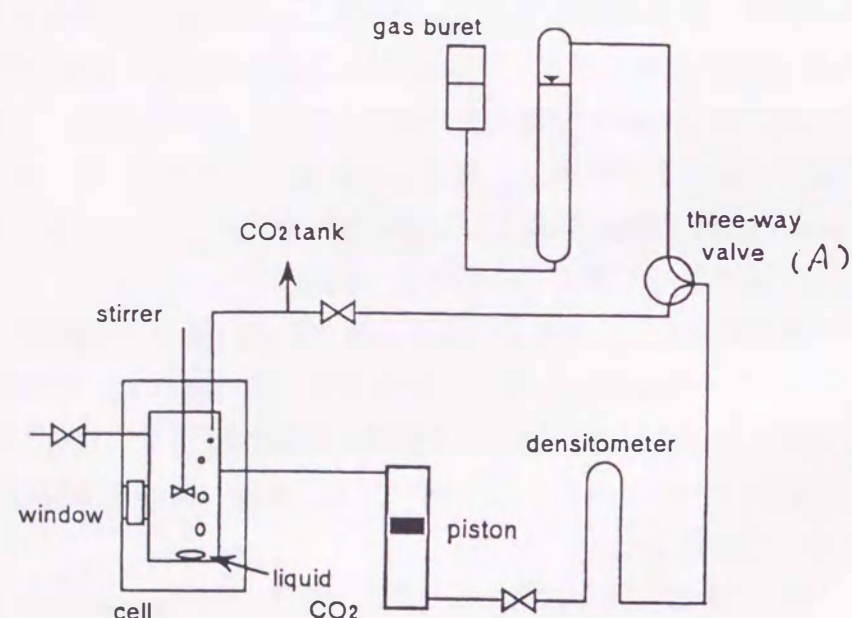


図-2.3.3 高圧実験装置の概要 (密度測定) (Ohsumi, et al. (1992))

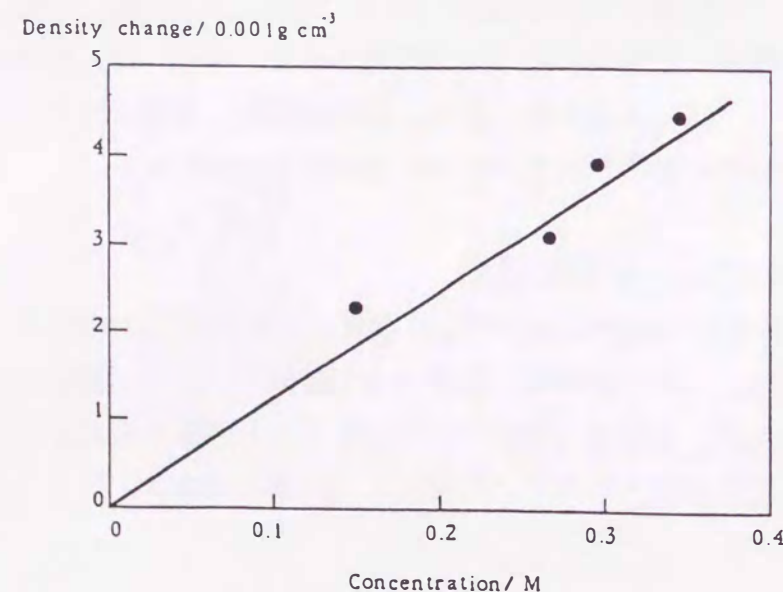


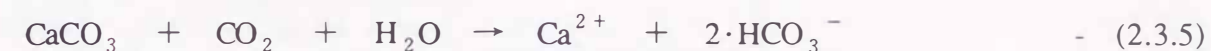
図-2.3.4 CO₂の溶解にともなう水の密度増加 (圧力 350 kg/cm²、水温 3 °C)

- 20 -

(Ohsumi, et al. (1992))



周辺に炭酸カルシウムがある場合には、式(2.3.3)で生じたH⁺はこれと反応して、海水中のH⁺濃度は低下する (pHが上昇する) ことになる。この反応は、以下のように示される。



本研究では、実際に海底堆積物、底層水および液体CO₂を高圧装置を用いて反応させ、上記の反応について検討を行った (下島ら (1991))。実験に用いた堆積物および底層水は、白鳳丸 (東京大学海洋研究所所属) のKH-90-3航海で採集されたものである。図-2.3.5に、実験装置の概略を示す。実験に用いた試料は、炭酸塩堆積物 (calcareous clay) と赤粘土堆積物 (red clay) である。

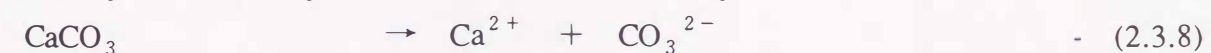
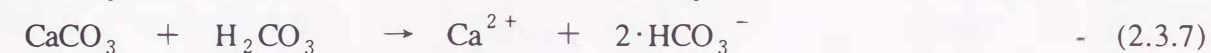
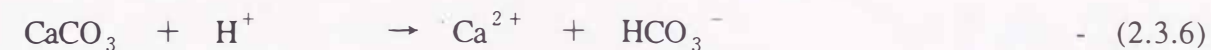
赤粘土堆積物 : 14° 30.40N、16° 40.95W (水深5275m)

炭酸塩堆積物 : 00° 01.99S、160° 00.87E (水深2881m)

実験は、それぞれの試料に対し2つの高圧セルを用意して、1つは液体CO₂を注入し、もう一方には注入せずに加圧した。

図-2.3.6および2.3.7に、セル内での圧力の経時変化と40日後の海水中的カルシウム濃度を示す。炭酸塩堆積物+液体CO₂のセルでは、加圧後1日以内に急激に圧力が低下しているのに対して、赤粘土堆積物では圧力の低下は見られなかった。また、40日後の海水中的カルシウム濃度より、炭酸塩堆積物+液体CO₂のセルでは式 (2.3.5) の反応が大きかったことが分かる。図-2.3.8に、炭酸塩堆積物+液体CO₂のセル内の海水中的カルシウム濃度の経時変化を示す。加圧後1日の内に急激に増加している。これは、図-2.3.6における圧力低下現象と良く一致している。

炭酸塩-水系での溶解反応は、以下のように示される (大隅ら (1992))。



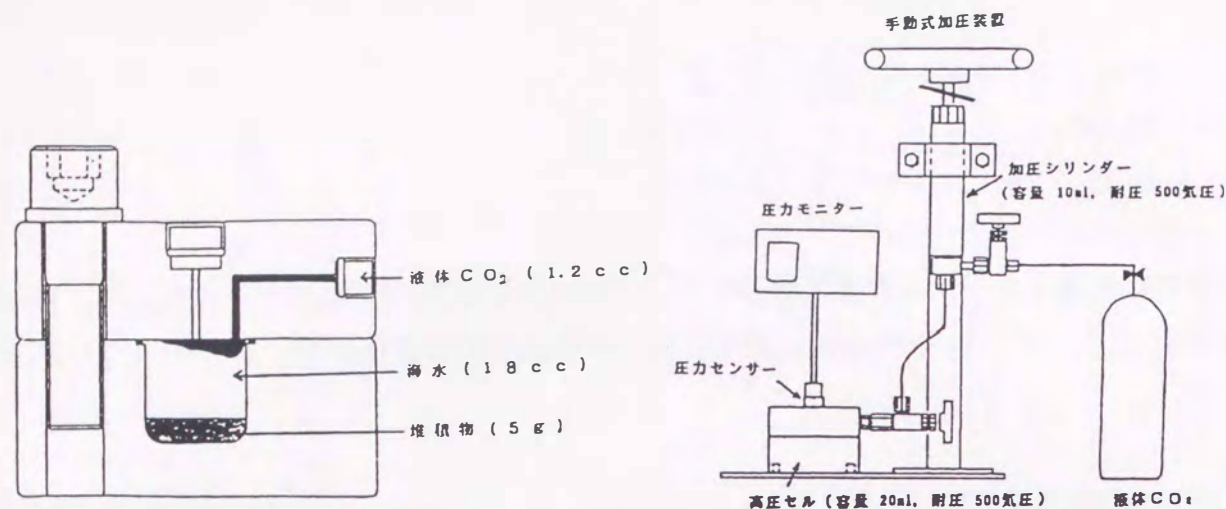


図-2.3.5 CO₂-堆積物反応実験装置の概略 (大隅ら(1992))

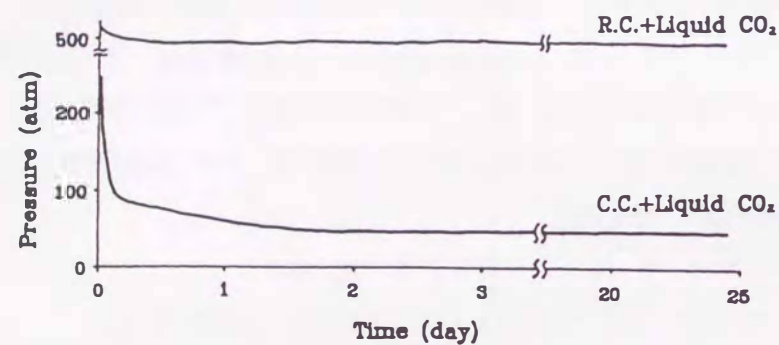


図-2.3.6 高圧セル内での圧力変化 (大隅ら(1992))

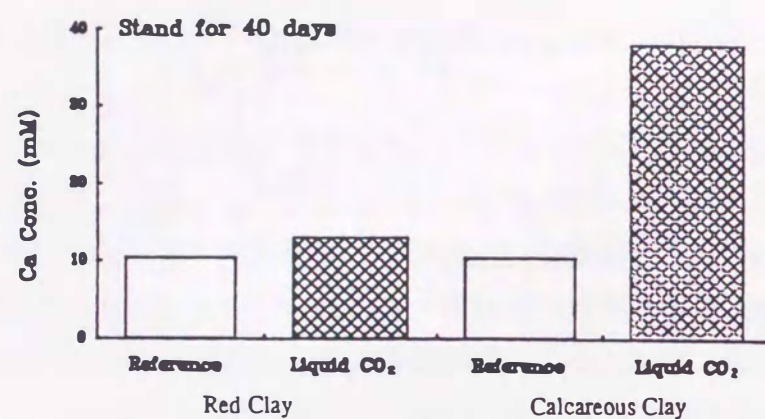


図-2.3.7 海水中のカルシウム濃度 (40日後) (大隅ら(1992))

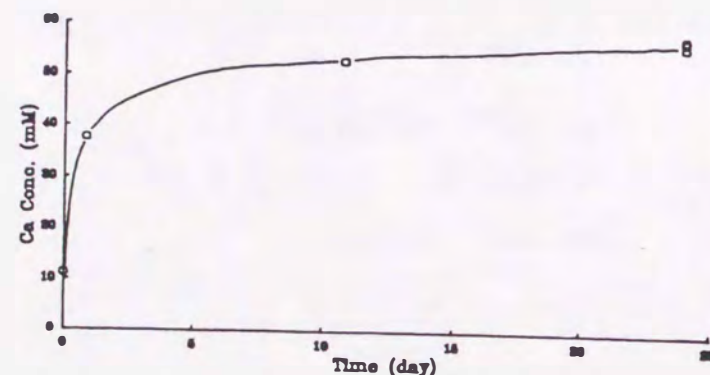


図-2.3.8 海水中のカルシウム濃度の経時変化 (大隅ら(1992))

これらの反応は平行して起こるが、系全体としての溶解速度 γ_d は次式で示される。

$$\gamma_d = k_1 a_{H^+} + a_{H_2CO_3} + k_3 \quad (2.3.9)$$

ここで、 a は添字で示される化学種の活動度である。既往の研究結果より、反応速度定数および活動度を以下のように仮定する。

$$\begin{aligned} \log(k_1) &= -5.1 \\ \log(k_2) &= -7.5 \\ \log(k_3) &= -10.2 \\ a_{H^+} &= 10^{-3} \\ a_{H_2CO_3} &= 10^0 \end{aligned}$$

これらの値を用いると、反応速度は、

$$\gamma_d = 8 \times 10^{-8} \text{ mole} \cdot \text{cm}^{-2} / \text{s}$$

となる。高圧セル内の反応面積は約 7cm^2 であり、1時間当たりのカルシウムの溶出量は 2mmole と計算される。図-2.3.8より、加圧後1日のカルシウムの増加量は、約 27mmole であり、上述の推定はほぼ妥当なものと考えられる。

以上のように、海底に炭酸塩堆積物がある場合には、海水中的 CO_2 は比較的短時間のうちにこれらの堆積物と反応すると考えられる。海洋中の CO_2 の輸送・拡散過程を評価する場合には、これらの反応も考慮して検討する必要がある。

2-4 ドライアイスを用いた海洋中でのCO₂の挙動の観測

前節では、高圧実験装置を用いて、深海でのCO₂の基本的な物性について検討を行った。本節では、実際の海洋におけるCO₂の挙動を調べるため、深海カメラを用いて深海中のドライアイス（固体CO₂）の挙動を観測するとともに、海洋貯留方法の1つであるドライアイスの自由落下について検討を行う（Nakashiki, et al. (1991)）。

2-4-1 観測方法

ドライアイスの沈降・溶解実験は、1990年9月27日に、開洋丸（211ton、沿海生物研究所）を用いて行った。実験を行った場所は、太平洋の駿河湾沖、34° 34' N、138° 32' Eの地点である。図-2.4.1に、実験を行った海域を示す。当該海域での、水温、塩分の鉛直分布は、CTD（Conductivity-Temperature-Depth meter）を用いて測定した。図-2.4.2に、水温、塩分の鉛直分布を示す。

図-2.4.3に、ドライアイスの溶解実験の概略を示す。海洋中でのドライアイスの溶解の程度は、深海カメラを用いて撮影した写真により評価した。ドライアイス（立方体、25cm角）2個と深海カメラシステムを、長さ180cm、幅100cm、高さ60cmのステンレス製のフレームに取り付けて、一定速度で海洋中を降下させ、写真撮影を行った。降下するドライアイスの深度は、フレームに取り付けたCTDにより測定した。フレームの降下速度は、0.56cm/sまたは0.65cm/sで一定とし、測定は3回行った。

図-2.4.4に、ドライアイスの沈降実験の概略を示す。海洋中でのドライアイスの沈降速度は、X-BT（Expendable Bathythermograph）を用いて測定した。はじめに、降下速度の分かっているX-BTプローブにより、当該海域の水温鉛直分布を測定しておく。次に、重錘を取り外して降下速度を十分に遅くして、ドライアイスと同様に落下するようにしたX-BTプローブをドライアイスに取り付け自由落下させた。ドライアイスの溶解に伴う水温低下の影響を避けるため、X-BTプローブは、長さ3mのロープでドライアイスに固定した。ドライアイスの沈降速度は、あらかじめ降下速度の分かっているX-BTが水温躍層面を通過する時間と、ドライアイスに取り付けたX-BTが水温躍層面を通過する時間との比較より算定した。

2-4-2 観測結果とその考察

(1) 海洋でのCO₂の相状態

温度が上昇すると、低圧下ではドライアイスは気化するが高圧下では液化する事が予想される。図-2.4.5に、実験海域での水温の鉛直分布とCO₂の相図を示す。相図より、海洋中ではドライアイスより溶解したCO₂は40気圧以下（水深400m以浅）では気化し、40



図-2.4.1 実験海域の概要
(Nakashiki, et al. (1991))

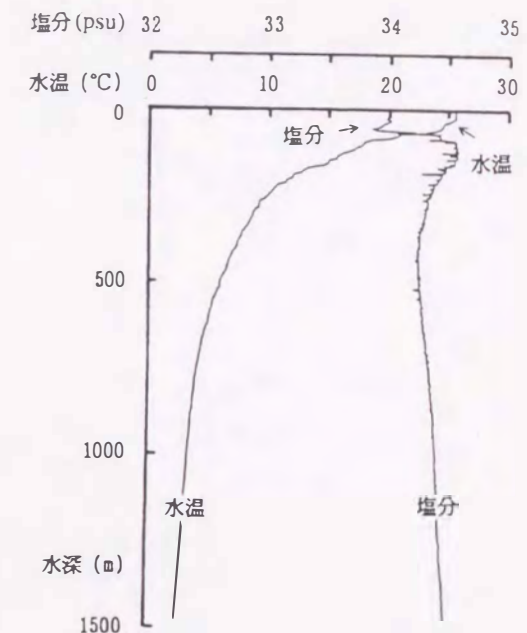


図-2.4.2 実験海域の
水温・塩分の鉛直分布
(Nakashiki, et al. (1991))

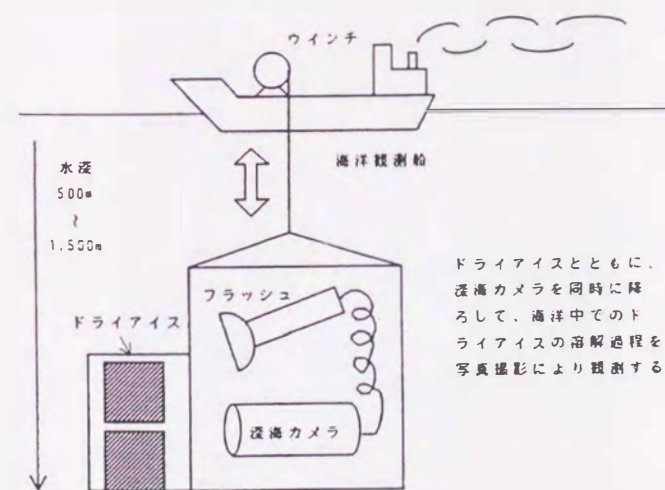


図-2.4.3 ドライアイス溶解実験の概略
(Nakashiki, et al. (1991))

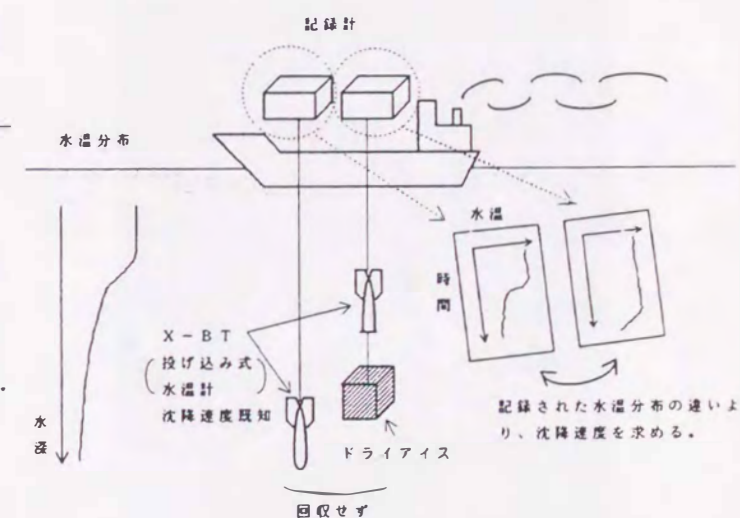


図-2.4.4 ドライアイス沈降実験の概略
(Nakashiki, et al. (1991))

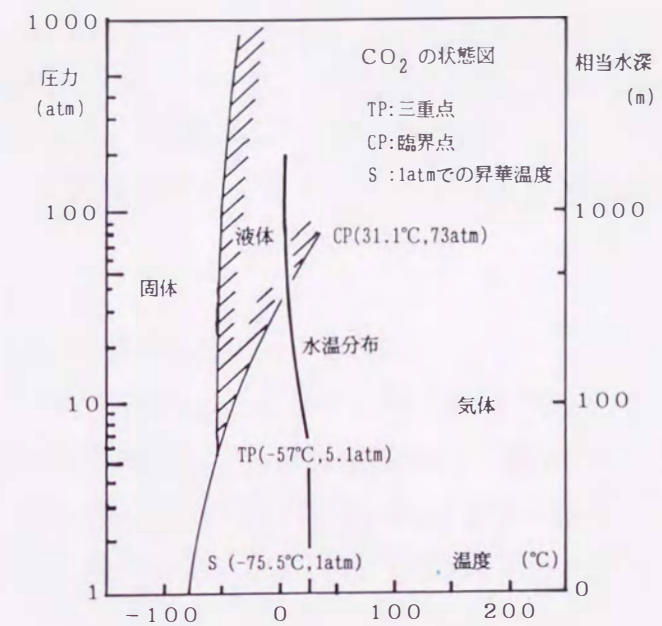


図-2.4.5 実験海域での水温鉛直分布とCO₂の相図
 (Nakashiki, et al.(1991))

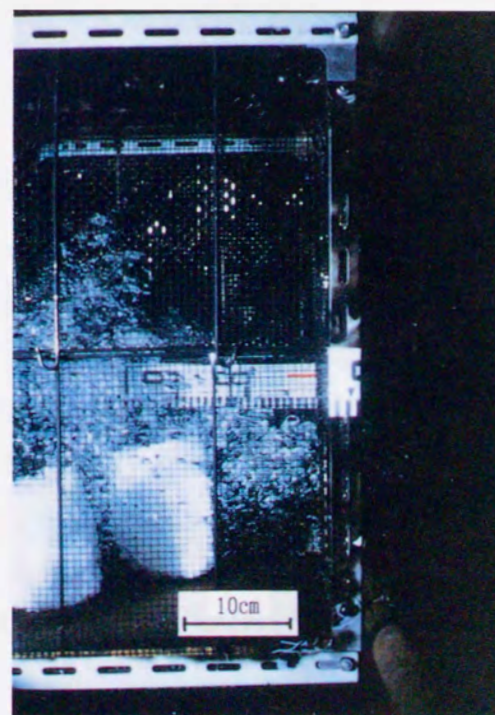


写真-2.4.1 ドライアイスの溶解
 (水深 362m、気化)
 (Nakashiki, et al.(1991))

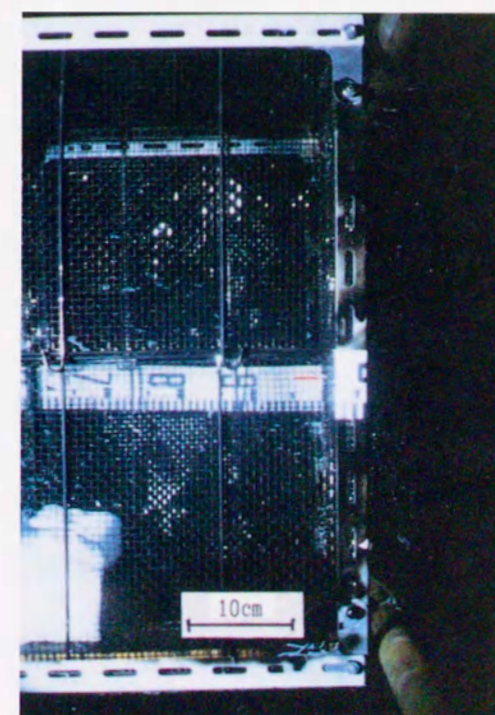


写真-2.4.2 ドライアイスの溶解
 (水深 432m、液化)
 (Nakashiki, et al.(1991))

気圧以上（400m以深）では液化することが分かる。

写真-2.4.1、2.4.2に、海洋中でのドライアイスの代表的な溶解の様子を示す。写真-2.4.1は、水深362mで撮影したものであり、写真-2.4.2は、水深432mで撮影したものである。2枚の写真を比較すると、溶解の様子が明らかに異なっている。写真-2.4.1では、ドライアイスより溶解した液滴はすぐに気化しているが、写真-2.4.2では、液体のままであると推定される。

(2) 海洋でのドライアイスの溶解速度

海洋でのドライアイスの溶解速度は、ドライアイスを一定速度で降下させ、深海カメラを用いて水深10m間隔で写真撮影して得られたドライアイスの体積変化より計算した。ドライアイスの体積変化は、写真からドライアイス立方体の一辺の長さを計測する事により求めた。単位表面積、単位時間あたりの平均的なドライアイスの溶解速度は、 $0.0023\text{g/s}\cdot\text{cm}^3$ であった。

(3) 海洋でのドライアイスの沈降速度

ドライアイスの沈降速度は、降下速度が既知のX-BTプローブで測定された水温鉛直分布と、沈降するドライアイスに取り付けられたX-BTプローブにより測定された鉛直水温分布を比較することにより求めた。

具体的には、水深50mおよび150mの水温躍層を通過する時間より計算した。水深150mでのドライアイスの沈降速度は 1.276m/s であり、気化していない立方体の沈降速度より若干遅い。

(4) ドライアイスの沈降・溶解モデル

海洋中でのドライアイスの沈降・溶解速度の推定は、 CO_2 の深海への輸送方法の一つとして考えた場合は重要である。しかしながら、海洋中でのドライアイスの挙動については、若干の理論的な検討があるだけで、まだ不明な点が多い。

本研究では、海洋中でのドライアイスの挙動を検討するために、各深度での沈降速度と溶解速度を未知量として連立させた数値モデルを用いた。モデルの妥当性は、数値計算結果と海洋での実測結果を比較することにより検討した。

海洋中でのドライアイスの沈降・溶解モデルの基礎式を、以下に示す（Nakashiki, et al. (1991)）。

・運動方程式

$$\left(M + C_M \cdot M'\right) \frac{\partial u}{\partial x} = M' \cdot g - D_r \quad - (2.4.1)$$

・溶解速度

$$\frac{\partial M}{\partial t} = -M_L \cdot S \quad (2.4.2)$$

・抵抗係数

$$D_r = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot u^2 \cdot C_D' \cdot A_D \quad (2.4.3)$$

ここに、

- A_D : ドライアイスの有効断面積 (cm^2)
- C_D' : 海洋中でのドライアイスの抵抗係数
- C_M : 仮想質量係数
- d : ドライアイスの一辺の長さ (cm)
- D_r : 海洋中でのドライアイスの抵抗 ($\text{g} \cdot \text{cm/s}$)
- g : 重力加速度 ($= 980 \text{ cm/s}^2$)
- M : ドライアイスの質量 (g)
- M' : ドライアイスの水中重量 $V \cdot (\rho' - \rho)$ (g)
- M_L : ドライアイスの溶解速度 ($\text{g/s} \cdot \text{cm}^2$)
- S : ドライアイスの表面積 (cm^2)
- t : 時間 (s)
- u : ドライアイスの沈降速度または周囲流速 (cm/s)
- V : ドライアイスの体積 (cm^3)
- ρ : 海水の密度 (計算では 1.035 g/cm^3 と仮定) (g/cm^3)
- ρ' : ドライアイスの質量 ($= 1.55 \text{ g/cm}^3$)

である。式(2.4.1)の左辺第2項は、沈降するドライアイスの加速度に起因する仮想質量である。仮想質量は、ドライアイス投入直後の加速域では重要であるが、重力と抵抗がほぼ釣り合う準定常状態に到達した後は、その値は小さいため、本計算では無視している。また、ドライアイスは100気圧で製造しているため、本計算では非圧縮性で、その密度は一定と仮定した。

ドライアイスから気体または液体への溶解速度 M_L (単位時間、単位面積あたりの質量減少量 $\text{g/s} \cdot \text{cm}^2$) は、水温、圧力、周囲流体の交換速度 (すなわち、ドライアイスの沈降速度) やその他化学的な特性 (塩分等) に依存する。このうち、周囲流体の交換速度の影響が大きいことから、本計算では、溶解速度は以下のように周囲流速のみの関数と仮定した。

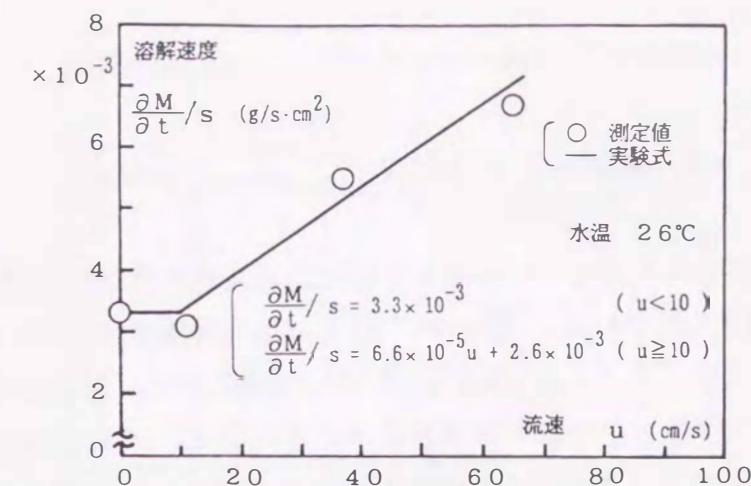


図-2.4.6 ドライアイスの溶解速度 (26℃、1気圧、室内実験) (Nakashiki, et al.(1991))

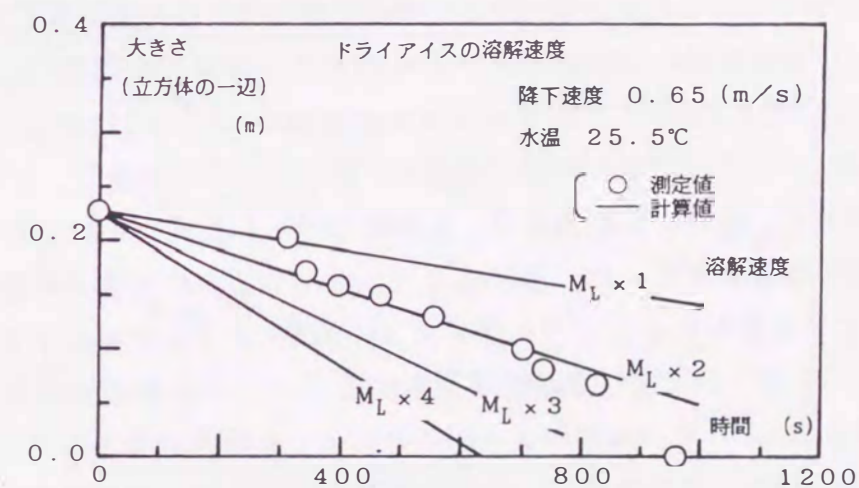


図-2.4.7 ドライアイスの溶解速度 (降下速度、0.56m/s) (Nakashiki, et al.(1991))

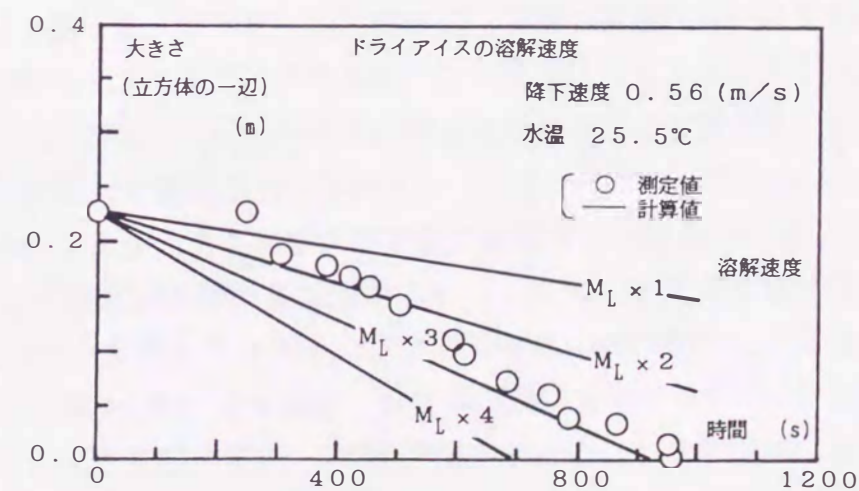


図-2.4.8 ドライアイスの溶解速度 (降下速度、0.65m/s) (Nakashiki, et al.(1991))

$$M_L = \begin{cases} 3.3 \times 10^{-3} & (u < 10 \text{ cm/s}) \\ 6.6 \times 10^{-5} \cdot u + 2.6 \times 10^{-3} & (u \geq 10 \text{ cm/s}) \end{cases} \quad (2.4.4)$$

式(2.4.4)は、周囲流速を0から60cm/sまで変化させて行った室内実験より求めた溶解速度である。実験は、長さ3.0m、幅0.3m、深さ0.6mの循環水路を用いて行った。水路は十分に大きく、ドライアイスの溶解に起因する水温の低下の影響は無視できる。流水中のドライアイスの質量と立方体の体積を測ることにより、溶解速度を計算した。

図-2.4.6に、水温26℃、1気圧での淡水中のドライアイスの溶解速度を示す。また、この条件下では、ドライアイスより溶解したCO₂は気化している。

海洋中でのドライアイスの溶解速度や、抵抗係数については未知の点が多い。本研究では、室内実験より得られた溶解速度と、海洋実験で得られた測定値を比較・検討する。

式(2.4.1)～(2.4.4)を用いて計算したドライアイスの体積の経時変化と、海洋中での実測値を図-2.4.7、2.4.8に示す。図中の実線は計算値であり、○は測定値を示す。計算では、周囲流速は、ドライアイスの降下速度と一致するものと仮定し、それぞれ0.56cm/s、0.65cm/sで与えた。また、溶解速度は、実験室で得られた式(2.4.4)で示される値を、1～4倍の範囲で増幅させて用いた。溶解速度は、水温や圧力の変化の影響を受けるため、水深に依存すると思われる。ドライアイスより溶解したCO₂が気化する領域と液化する領域とでは、液化する領域の方が溶解速度が若干大きくなる傾向にある。これは液体CO₂の方が気体CO₂より熱伝導率が大いことによるものと考えられる。しかしながら、その差は小さいため、本計算では、溶解速度は一定と仮定した。海洋中での溶解速度は水深とともに増加し、その値は、実験室で得られた値の2～3倍であることが分かった。これは、以下のような理由によると思われる。(1)水深の増加に伴う周囲圧力の上昇の影響、(2)海流や乱れによって周囲流体の交換が促進されることの影響、(3)観測船の動揺にともなう測定フレームの動揺の影響、この動揺は、ワイヤー長が長くなる(水深が深くなる)につれて大きくなる。したがって、海洋でのドライアイスの溶解を精度良く評価するためには、より精密な現地実験が必要であろう。

式(2.4.1)～(2.4.4)を用いて計算したドライアイスの沈降速度と、海洋中での実測値を図-2.4.9に示す。図中の実線は、実験室で得られた溶解速度の値を2～3倍の範囲で増加させた場合の計算結果を示す。また、○は、水温躍層が明確な水深50m、150mで測定した沈降速度を示す。水深400m以浅の海洋では、ドライアイスより溶解したCO₂は気化する。したがって、ドライアイスの抵抗係数は、気化が無い場合に較べて大きくなることが予想される。本計算では、立方体の抵抗係数の1.1倍の値を用いた。計算結果は測定値と良く一致しており、この抵抗係数の値は妥当と思われる。

海洋中での立方体のドライアイスの挙動は、式(2.4.1)～(2.4.4)を用いて計算すること

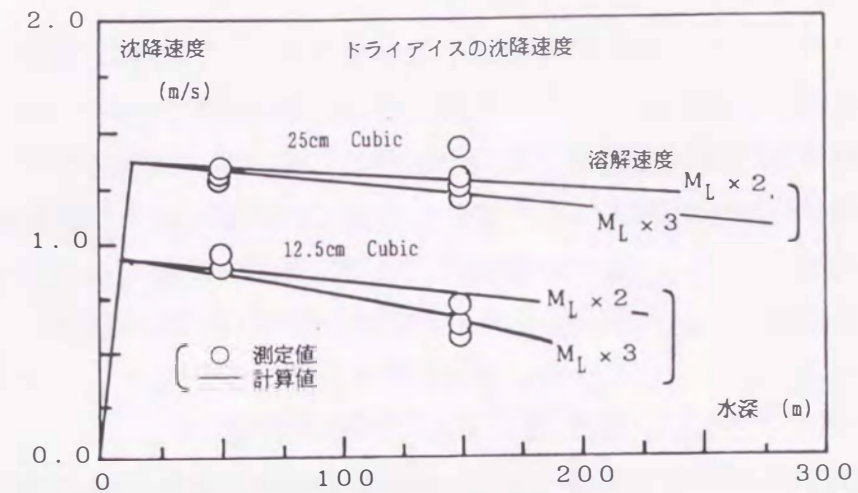


図-2.4.9 ドライアイスの沈降速度 (Nakashiki, et al.(1991))

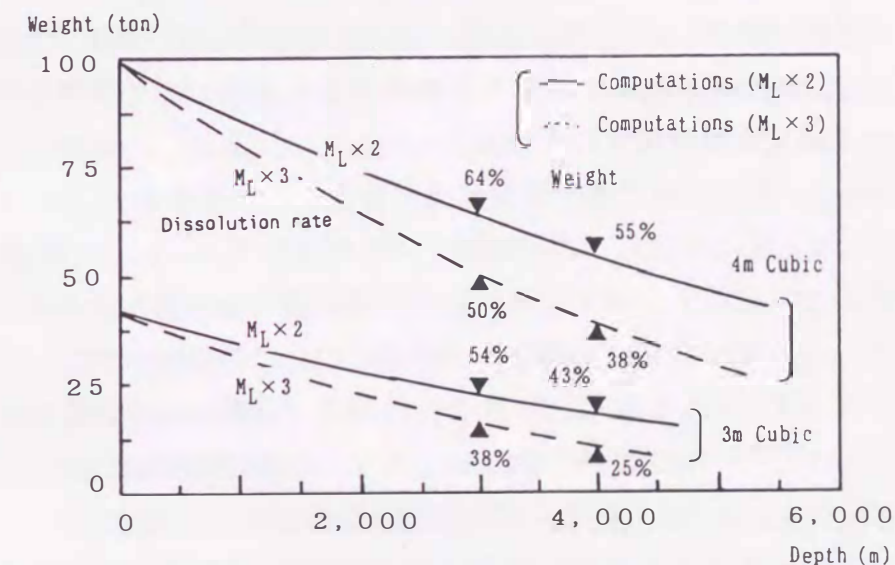


図-2.4.10 計算されたドライアイスの重量 (Nakashiki, et al.(1991))

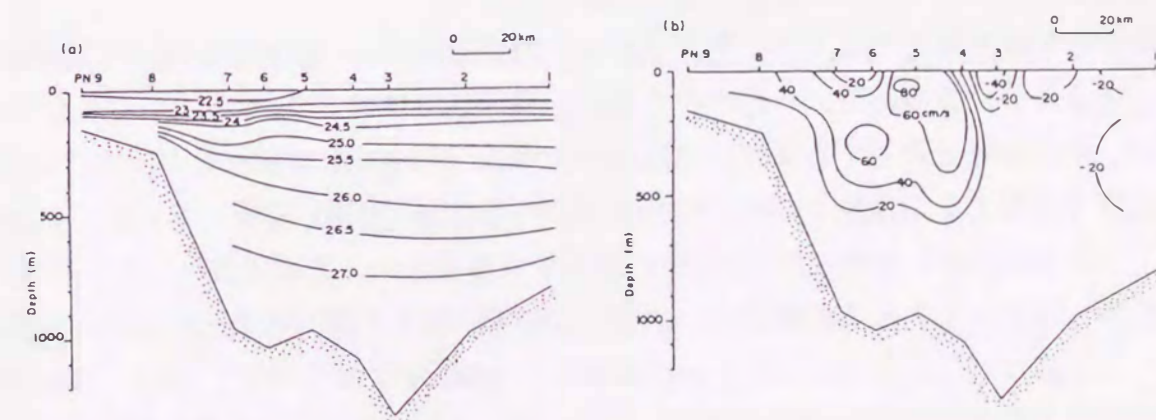


図-2.4.11 黒潮断面での密度と地衡流の分布 (Kaneko, et al.(1990))

ができる。一例として、海洋中を沈降するドライアイスの溶解を計算してみる。計算より求めた各水深でのドライアイスの重量を図-2.4.10に示す。上述の測定結果より、計算に用いた溶解速度の値は実験室の値の2~3倍とした。水深3000mでは、ドライアイスより溶解した液体CO₂は周囲流体より重くなることが予想される。計算結果より、一辺の長さが3mのドライアイスが海洋中を沈降すると、水深3000mでは初期の重量の46%が溶解せずに残り、また、4m角のドライアイスでは水深3000mで57%残ることが予想される。

2-4-3 ドライアイスの自由落下による海洋貯留

海水中へのCO₂の溶解は、海洋中にCO₂を貯留する有効な方法の一つと考えられる。しかしながら、CO₂が溶解した海水は、pHが低下することがよく知られている。このような海水のpH低下による生態系への影響を未然に防ぐためには、海洋に投入するCO₂を速やかに希釈する必要がある。海洋中でのpHの自然変動は約0.25であり、この範囲内に収めるためには、CO₂が平衡状態まで溶解した海水では約20万倍まで希釈することが必要である。このような膨大な希釈海水の候補の一つとして、“黒潮”の流量が考えられる。

金子ら(1990)は、東シナ海で黒潮断面流速を測定しその流量を27.2Sv (1 Sv = 1×10⁶ m³/s)と推定した。図-2.4.11に、黒潮断面での密度分布 ($\sigma = (\rho - 1.000) \times 1,000 \text{ kg/m}^3$) および地衡流の分布を示す。海洋では、水温躍層以浅の海水は海流や乱れによりよく混合されており、このような海水に溶解された過剰なCO₂は短期間の内に大気に戻ると予想される。したがって、CO₂を溶解・貯留できるのは、黒潮の水温躍層以深の領域と考えられる。図-2.4.11より、水温躍層は約100mであり、黒潮は幅55kmで水深600mまで広がっていることが分かる。また水温躍層以深の黒潮の流量は11Svと推定される。したがって、希釈倍率を20万倍とすると、年間17億トンのCO₂を希釈できることとなる。パイプライン等の固定施設を用いた場合には、CO₂を黒潮に均一に希釈・混合させることは難しいが、例えば、移動する船よりドライアイスを投入して溶解させると、黒潮にCO₂を均一に溶解させることも可能であると思われる。

海洋中を自由落下するドライアイスの溶解は、式(2.4.1)~(2.4.4)を用いて計算することができる。計算の結果、一辺の長さが25cm角の立方体のドライアイス(24kg)の場合では、水温躍層を通過するまでに初期重量の30%(7kg)が溶解するが、残りは水温躍層以下で溶解すると推定される。従って黒潮へのCO₂の溶解・貯留のためには、25cm角のドライアイスを、毎秒3,235個均一に投入すれば良いこととなる。

黒潮へのドライアイスの溶解は、大気中のCO₂の増加を抑制する方法として有効である。しかしながら、ドライアイスを作るためには費用がかかること、また、25cm角のドライアイスでは、30%のCO₂が短期間に大気に戻ってしまう等の問題点も残されている。

2-4-4 結果のまとめ

海洋中でのドライアイスの溶解速度を、深海カメラシステムを用いて観測した。また、ドライアイスの沈降速度を、X-BTを用いて観測した。

測定された海洋中での溶解速度は、実験室で得られた溶解速度の2~3倍程度大きいことが分かった。これは、水深の増加に伴う圧力増加や、海流、乱れの影響によるものと思われる。また、観測船の動揺に伴う観測フレームの動揺によって溶解速度が大きくなっている可能性もあり、より正確な溶解速度を求めるためには、さらに高精度の実験が必要と思われる。

鉛直方向の運動方程式と溶解速度式を連立させて、各水深でのドライアイスの沈降速度と溶解速度を計算するモデルを検討した。モデルによる計算結果と、実測値は良く一致しており、モデルは妥当であると考えられる。

海洋へのCO₂の希釈・貯留の概念として、黒潮へのドライアイスの投入・溶解を検討した。この方法は、大気中のCO₂の増加を抑制する方法として効果的であると思われる。

<記号一覧>

A_D	:	ドライアイスの有効断面積	(cm ²)
C_D'	:	海洋中でのドライアイスの抵抗係数	
C_M	:	仮想質量係数	
d	:	ドライアイスの一辺の長さ	(cm)
D_r	:	海洋中でのドライアイスの抵抗	(g·cm/s)
g	:	重力加速度	(= 980 cm/s ²)
M	:	ドライアイスの質量	(g)
M'	:	ドライアイスの水中重量	$V \cdot (\rho' - \rho)$ (g)
M_L	:	ドライアイスの溶解速度	(g/s·cm ²)
S	:	ドライアイスの表面積	(cm ²)
t	:	時間	(t)
u	:	ドライアイスの沈降速度または周囲流速	(cm/s)
V	:	ドライアイスの体積	(cm ³)
ρ	:	海水の密度	(計算では 1.035 g/cm ³ と仮定) (g/cm ³)
ρ'	:	ドライアイスの質量	(= 1.55 g/cm ³)