

地中圧入における二酸化炭素の分布域と
飽和度の推定に関する研究

東 宏幸

目次

要旨	i
英文要旨(Summary)	v
第 1 章 緒論	1
1.1 二酸化炭素地中貯留の概要	1
1.2 本研究の目的	4
1.3 本論文の構成	5
第 2 章 海外 CCS プロジェクトにおけるモニタリングについて	7
2.1 各プロジェクトに適用されてきたモニタリング技術	7
2.2 各プロジェクトにおける弾性波を用いたモニタリング	10
(1)Sleipner	10
(2)Weyburn	13
(3)Frio	18
2.3 2章のまとめ	22
第 3 章 弾性波速度と CO ₂ 飽和度の関係の導出	23
3.1 ロックフィジックスモデル	23
(1)コンタクトセメントモデル	24
(2)ソフトサンドモデル	25
(3)スティッフサンドモデル	30
(4)コンスタントセメントモデル	30
3.2 Gassmann の式 (間隙流体が 1 流体)	32
3.3 間隙内流体が複数の場合	33
(1)均質飽和	34
(2)部分飽和	35
(3)Brie の関係式	36
3.4 修正部分飽和モデルの提案	37
3.5 部分飽和のサイズについて	42

(1)部分飽和の限界サイズ	42
(2)限界サイズの求め方	43
第4章 長岡プロジェクトの検層結果への適用	46
4.1 長岡プロジェクトの概要	46
(1)実証試験の概要と目的	46
(2)試験地点の概要	47
(3)坑井の配置と調査の概要	48
(4)貯留層の主な特徴	49
(5)二酸化炭素圧入状況	50
(6)モニタリングの概要	50
4.2 モニタリングに用いた物理検層の概要	53
(1)物理検層の方法	53
(2)物理検層結果	54
4.3 弾性波速度からの CO ₂ 飽和度の推定	55
(1)使用した検層データ	55
(2)CO ₂ 飽和度と P 波速度の関係	58
(3)モデル化による理論曲線との比較	59
(4)小深度区間への修正部分飽和モデルの適用	64
4.4 長岡サイトでの部分飽和のサイズ	71
(1)長岡サイトでの部分飽和の限界サイズ	71
(2)まとめと検討	72
4.5 4章のまとめ	74
第5章 長岡プロジェクトにおける弾性波トモグラフィの適用	76
5.1 測定方法と解析の概要	76
(1)起振点と受振点の配置	76
(2)データ取得方法	77
(3)トモグラフィ実施のタイミング	79
(4)データ解析方法	79
5.2 弾性波トモグラフィ結果	82
(1)CO ₂ 圧入前の弾性波速度の分布	82

(2)CO ₂ 圧入による弾性波速度の変化	83
(3)速度低下領域の信憑性の確認	86
(4)速度低下領域を制限した解析	89
(5)波線の広がりを考慮したトモグラフィ解析	91
5.3 5章のまとめと課題	93
第6章 まとめ	95
謝辞	98
参考文献	99

要旨

本論文では、地下に圧入された二酸化炭素に対する弾性波を用いたモニタリングに焦点をあて、まず、世界の主要な CCS (Carbon dioxide Capture and Storage) プロジェクトでの弾性波を用いたモニタリングについて述べ、次に定量的モニタリングを目指して、正確な弾性波速度と地下の二酸化炭素飽和度の関係を明らかにして、長岡プロジェクトに適用した結果を述べる。最後に二酸化炭素の分布域を把握するために長岡プロジェクトに適用した弾性波トモグラフィについて述べる。

世界の主要なプロジェクトでは弾性波を用いたモニタリングは必ず実施されており、その重要性を再確認できた。ただし、モニタリングの目的は、大半は地下の二酸化炭素の分布範囲を求めることであり、二酸化炭素の量まで推定しているのは研究的に数例やられている程度であることもわかった。

岩石の弾性波速度は Gassmann の式 (Gassmann, 1951) で示されるように、岩石の骨格の弾性係数と間隙流体の弾性係数および孔隙率で決まる。しかしながら、間隙流体が水だけでなく、水と CO₂ などのガス状物質の混合である場合、その混合状態が問題になる。

混合状態があらゆる間隙内で同じ CO₂ 飽和度となる均質飽和 (Uniform saturation) の場合は、前述の Gassmann の式を用いて、間隙内流体の弾性係数を水と CO₂ の混合物の有効弾性係数に置き換えることで、CO₂ 飽和度と弾性波速度の関係を求めることができる (Wood, 1995)。これは Gassmann-Wood の方法と呼ばれている。

一方、間隙内に CO₂ が部分的に分布する部分飽和 (Patchy saturation) の場合は先ほどの Gassmann-Wood の式ではその関係を求めることができない。部分飽和は部分的に CO₂ が浸入し、その部分だけが CO₂ と水が置換している状態である。この場合は間隙流体が水だけの部分と部分的に CO₂ が置換した部分の弾性的な混合によって全体の弾性係数を計算する。混合のやり方は Hill の式 (Hill, 1963) を用いる。部分ごとの弾性係数は Gassmann の式で求めるため、この方法は Gassmann-Hill の方法と呼ばれている。

均質飽和と部分飽和では同じ CO_2 飽和度でも弾性波速度は大きく異なる事が知られている (Mavko et al., 2009)。そのため、弾性波速度から CO_2 飽和度を求めるためには間隙内の CO_2 と水の混合状態 (飽和状態)、均質飽和か、部分飽和か、を知ることが必要になる。

長岡プロジェクトはわが国初の帯水層への CO_2 圧入を行なったパイロットプロジェクトである (たとえば、Sato et al., 2010)。ここでは圧入のための坑井以外にその近傍に 3 本の観測井が掘削されて各種モニタリングが実施された。 CO_2 のブレイクスルー、その後の挙動変化を観測井での物理検層によって捉えることができた。また、坑井間弾性波トモグラフィによって地下の CO_2 の分布範囲をとらえることができた。

その中の音波検層と中性子検層の結果を用いて、 CO_2 飽和度と弾性波速度の関係を考察した。その結果、 CO_2 は岩石の中に、均質飽和以外の状態で分布していることがわかった。検層結果から計算した CO_2 飽和度と弾性波速度のクロスプロットではこれまでの通常の部分飽和と均質飽和の理論曲線の中間にデータが存在しており、既存の理論では説明が不可能であった。中間のデータを説明するものとして Brie の式 (Brie et al., 1995) が知られている。しかし、これは経験的なパラメータを導入して式と実験データを一致させようとする経験式であり、その物理的な意味は明瞭でない。

私はこの中間データを説明するために、部分飽和状態において CO_2 が置換している部分は 100% CO_2 と水は置換せず、水は残留しているという部分飽和の考えを提案した。この考えは、有限の置換できる CO_2 の量が存在することを予想している。その量を臨界ガス飽和度 (Critical gas saturation) と名づけた。さらにこのような部分飽和のモデルを修正部分飽和 (Modified Patchy Saturation) と名づけた。この考えは水、ガスの二相流移行シミュレーションの分野でよく使われる不動水飽和率の考えと対応するものである (たとえば、大熊、2008)。シミュレーションの分野では、間隙は毛管圧のために完全に水とガスが置換できず、動かない水が存在するとして、その量を不動水飽和度という名前で、計算に必要なパラメータとして取り扱っている。

このモデルにより、Brie の経験式のような物理的な意味の明瞭でない経験

的パラメータによるフィッティングと異なり、臨界ガス飽和度という物理的意味をもつモデルを提出できた。

長岡での物理検層データに修正部分飽和モデルを適用し、均質飽和と通常の部分飽和の中間に存在するデータの説明を行なうことができた。さらに検層データを詳細に見ることによって貯留層を深度方向に細区分し、それぞれのデータに修正部分飽和モデルを適用した。そのときの臨界ガス飽和度はCO₂圧入前に実施した核磁気共鳴(NMR)検層結果から求めたものを用いた。核磁気共鳴検層は間隙の大きさの分布をとらえることができ、そこからCO₂が置換できる量を推定できる。物理検層データはそのようにして描いた修正部分飽和モデルの曲線と調和的であり、このモデルの妥当性を確認できた。

部分飽和モデルを適用するには部分飽和のサイズの問題を検討しておく必要がある。部分飽和として観測できるか否かは部分飽和のサイズと用いる弾性波の波長との関係で決まる。弾性波の波長に比べて部分飽和のサイズがあまりに小さいと均質飽和として観測される。すなわち、用いる弾性波の波長に応じた部分飽和として観測される、最小サイズが存在することになる。この値は、貯留層の拡散係数と、弾性波の波長から計算できる(Mavko et al., 2009)。

また、その最少サイズは、部分飽和する条件から、当然個々の間隙より十分に大きいことが必要である。長岡では、音波検層の波長と貯留層のパラメータを用いて計算した部分飽和の最小サイズは別に測定された薄片顕微鏡写真(Xue et al., 2006)に示される個々の間隙サイズより十分大きく、部分飽和として観測されうることを示すことができた。さらに同じ長岡のデータを用いた他の研究(Caspari et al., 2011)の数値シミュレーションから求めた部分飽和のサイズとも調和的であった。

CCSにおけるモニタリングでは地下の二酸化炭素の分布範囲を求めることは同じく重要である。長岡プロジェクトでは圧入井を取り囲むように観測井を掘削し、地中に圧入された二酸化炭素の分布域を把握するために弾性波トモグラフィを実施した。方式は初動走時トモグラフィ法である(Saito et al., 2006)。震源は機械式のOWS震源を用いた(Yokota et al., 2000)。解析ではキーとなるイタレーションのアルゴリズムとして改良型同時反復再構成法

(Modified-SIRT) を用いた。結果として、弾性波速度の低下領域として、CO₂ の分布範囲を画像化することができた。

モニタリングの最終的な目標は分布範囲とその飽和度の把握である。そのためには、物理検層により求めた正確な弾性波速度と二酸化炭素飽和度の関係を、トモグラフィのような分布範囲を取得可能な物理探査手法に適用することが必要である。

その観点から、弾性波トモグラフィで得られた弾性波速度値について検討を行った。その結果、弾性波速度低下量の絶対値は物理検層結果に比べて小さかった。ひとつの理由として、インバージョン解析によって生ずる偽像の影響が考えられた。そこで、制限付きのイタレーションを目指して、圧入前後で走時の遅れが観測されない波線をプロットし、それが通過しない空白域を二酸化炭素の分布範囲と考えて、その領域を同定した。そして、イタレーション時の速度修正はその領域だけという処理を行なった。その結果、予想通り速度低下量は大きくなった。しかし、物理検層結果の値とはまだ差があった。これはレイトモグラフィの速度修正アルゴリズムの限界とも言える。

Spetzlerらは同じデータを用いて波線の広がりを考慮するトモグラフィ解析を行った(2008)。解析結果は速度低下が最大のところで25%を示している。これは検層結果とほぼ同じ値であり、修正部分飽和モデルでCO₂飽和度を計算すると40から50%程度になる。しかし、CO₂の分布範囲を示す速度低下領域はレイトモグラフィに比べて不明瞭であった。

Summary

This paper focuses on the seismic monitoring techniques for CO₂ sequestration projects. At first, I review the seismic monitoring techniques used in the worldwide CCS projects. Next, aiming quantitative monitoring, I provide a precise relationship between CO₂ saturation and seismic velocity, and applied the relationship to well log data in Nagaoka project. At last, I present a result of seismic tomography to detect CO₂ distribution area in Nagaoka project.

The monitoring techniques using seismic methods have been used in the most of the CCS projects in the world. The seismic methods are recognized as an important technique for the CO₂ monitoring. However, the objective of those monitoring is almost to detect underground CO₂ distribution area. The evaluation of the amount of underground CO₂ was carried out in only several cases and those were almost trials for a research.

As shown by Gassmann's equation (Gassmann, 1951), seismic velocity is determined by the bulk modulus of the dry rock, pore fluid and porosity. However, when different types of pore fluid such as water and gas exist in the pore space, the mixing state becomes a serious issue to compute seismic velocity of the rock.

In the case of the uniform saturation that means CO₂ saturation in all pore space is the same, Gassmann's equation is available with replacing the bulk modulus of single pore fluid with the effective bulk modulus of mixed pore fluids (Wood, 1995). This method is called Gassmann-Wood's method.

On the other hand, in the case of patchy saturation, seismic velocity of rock cannot be computed with Gassmann-Woods equation. Patchy saturation means that CO₂ invade partially into the rock, and replace partially water with CO₂ in the rock. In this saturation state,

the effective bulk modulus of the rock can be computed by Hill's equation (Hill, 1963). This method is called Gassmann-Hill's method because each part of the saturated rock is calculated by Gassmann's equation.

It is known that two distribution states such as uniform and patchy saturation make a significant difference on the seismic velocity even if the CO₂ saturation is same (Mavko et al., 2009). Hence it is important to find CO₂ saturation state, whether uniform saturation or patchy saturation in order to compute CO₂ saturation from seismic velocity.

Nagaoka project is a first experiment to inject CO₂ into a deep saline aquifer in Japan (e.g. Sato et al., 2010). In this site three observation wells were drilled for the monitoring. By using these wells, the breakthrough and the behavior of CO₂ were observed with geophysical well logging. And the distribution area of the injected CO₂ was observed by a time-lapse cross well seismic tomography.

I researched the quantitative relationship between CO₂ saturation and seismic velocity by using the results of sonic log and neutron log in Nagaoka project. As a result, I found that underground CO₂ saturation distribution was not uniform. The data calculated from sonic log and neutron log were fallen between the uniform saturation curve and usual patchy saturation curve. These data cannot be explained with existing theories. Brie's equation is known as a way of the explanation of these intermediate data (Brie et al., 1995). However, this equation is only empirical solution which gives the matching between data and the equation using empirical parameters. This equation has not clear physical meanings.

I proposed a new idea regarding with the patchy saturation. In this saturation model, the water does not replace 100% with CO₂ and still exist as residual water in the patchy saturated part. This idea implies an existence of maximum containable amount of CO₂ in the pore space. I named the value critical gas saturation. And I also named this idea

modified patchy saturation. This concept, critical gas saturation, corresponds to irreducible water saturation, which is used in numerical 2-phase flow simulation (e.g. Ohkuma, 2008). In the field of the simulation, it is well known as a necessary parameter, which means that CO₂ cannot replace with water fully in pore space due to the capillary pressure. I was able to propose new idea of having physical meanings such as critical gas saturation unlike Brie's equation using empirical parameters.

I was able to explain Nagaoka's well log data fallen between the uniform saturation curve and the usual patchy saturation curve by using the modified patchy saturation model. Furthermore, for more detailed analysis, I divided the reservoir into three zones. And I applied the modified patchy saturation model to the data in three zones individually. I used critical gas saturation value calculated by NMR log. Replaceable pore volume is estimated with pore size distribution, which is given by NMR. The well log data corresponded to the modified patchy saturation curves using the critical gas saturation computed from NMR log.

It is necessary to consider the partially saturated size for applying the patchy saturation. Whether we observe patchy saturation or not is determined by the relationship between the size and the seismic wavelength. If the patch size is too small compared with seismic wavelength, it is observed as uniform saturation. Thus, a minimum size to discriminate the uniform and patchy saturation must exist for each wavelength. This value can be computed from the diffusion coefficient of the reservoir and seismic wavelength (Mavko et al., 2009).

It is necessary that the minimum size is much larger than an individual pore in the rock. I confirmed that the minimum patchy size calculated with the reservoir parameters of Nagaoka and sonic wave length was much larger than the individual pore size observed by a thin section of reservoir rock. Furthermore it was of the same order in the

size as the numerical simulation in other research using the same data (Caspari et al., 2011).

In the CCS monitoring, it is also important to obtain underground CO₂ distribution area. In Nagaoka project, the cross well tomography was conducted to obtain underground CO₂ distribution area using observation wells drilled around injection well. The type of tomography is travel time tomography (ray tomography) using the first arrival time (Saito et al., 2006). The source was OWS which is mechanical source (Yokota et al., 2000). Modified SIRT was used as the iteration algorithm which is a key of analysis. The image of underground CO₂ distribution area could be obtained as the decreased area of seismic velocity.

The final goal of geophysical monitoring in CO₂ sequestration projects is to observe both CO₂ distribution area and the CO₂ saturation in the area. Hence it is necessary to be able to apply the precise relationship between seismic velocity and CO₂ saturation with using well log data, to the data observed with geophysical exploration method which can obtain the distribution area, such as cross well tomography.

From its point of view, I focused on the value of seismic velocity observed with the cross well tomography in Nagaoka project. As a result, compared with well log data, the amount of decrease in seismic velocity was small. The influence of the artifact generated in the inversion analysis was considered. Hence, aiming for an iteration analysis with regional limitations, I first picked up the ray-paths which were not observed the time-delay before-after CO₂ injection, and then, identified the zone where those ray-paths did not pass through as a distribution area of CO₂. And I conducted the iteration only for the area where the time-delay was observed. As a result, the amount of velocity decrease becomes larger as expected. But yet, the difference between the velocity decrease derived from the tomography and that

derived from well logging still remained. It should be the limitation resulting from algorithm of velocity correction when iteration of the ray tomography.

Spetzler et al. (2008) conducted an analysis using Nagaoka's data by other method that the ray has width. They acquired the results that the maximum decrease of the velocity was 25%. This is almost similar to the result of geophysical loggings. And by applying the modified patchy theory to this value, from 40 to 50% can be computed as a CO₂ saturation. However, in this analysis, the velocity decreasing area that means CO₂ distribution area was not clear boundaries compared to the ray tomography.

第 1 章 緒論

1-1 二酸化炭素地中貯留の概要

空気中の二酸化炭素による温室効果（Green house effect）がもたらす地球の温暖化はここ数年、増進していることが報告されている。その対策として、さまざまな二酸化炭素放出を抑制する施策が進められている。一方、二酸化炭素を分離回収し、地下に貯蔵するいわゆる CCS（Carbon dioxide Capture and Storage）は即効性のある二酸化炭素削減技術として、また、他の削減方法が十分機能するまでの橋渡し技術（Bridged Technology）として、多くの期待が寄せられている（IPCC、2006）。

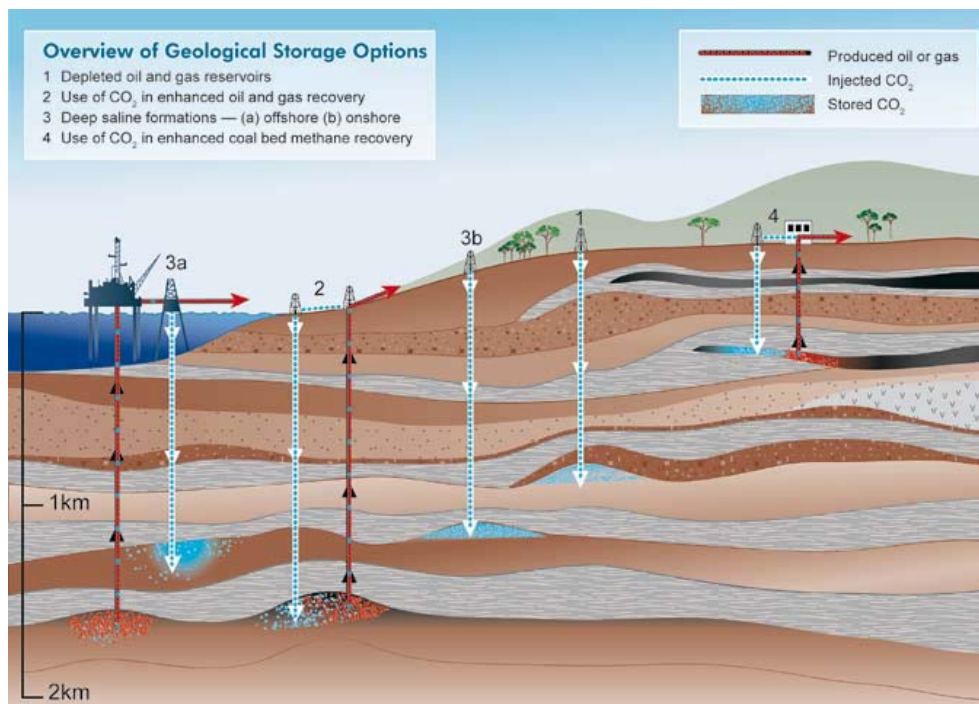


図 1-1 二酸化炭素地中貯留の模式図（IPCC、2006）

安全で低コストの CCS を目指して、これまで、分離回収（Capture）部分と合わせて貯留（Storage）部分に関しても、地下への二酸化炭素圧入実験や室内試験など多くの研究がなされてきた。その貯留部分の重要な研究分野

として、圧入後の地下での二酸化炭素の挙動を監視するモニタリング分野がある。圧入後の二酸化炭素の挙動は安全な CCS を達成するためには必要不可欠であると考えられている。

モニタリングは段階的に実施されることが予想され、二酸化炭素の存否を知る「検出」から、範囲を調べる「場所同定」へとすすみ、最後は圧入された地下の二酸化炭素の量を推定する定量的なモニタリングへと進んでいくことが考えられる。

モニタリングの手法としては、弾性波を用いたもの（4D 反射法地震探査、VSP、音波検層、弾性波トモグラフィなど）が多くの実績を持ち、期待されている。Chadwick et al. (2010) は Sleipner の 4D サイスマティックの結果を用いて範囲を同定し、さらに定量的に二酸化炭素の量を求める試みを行なっている。

CCS(Carbon Dioxide Capture and Storage)は二酸化炭素の大量排出源から二酸化炭素を分離回収し、パイプラインや船などにより輸送し、貯留する技術である。排出源としては石炭、石油による火力発電所や石油精製プラント、製鉄所、化学工場などがある。

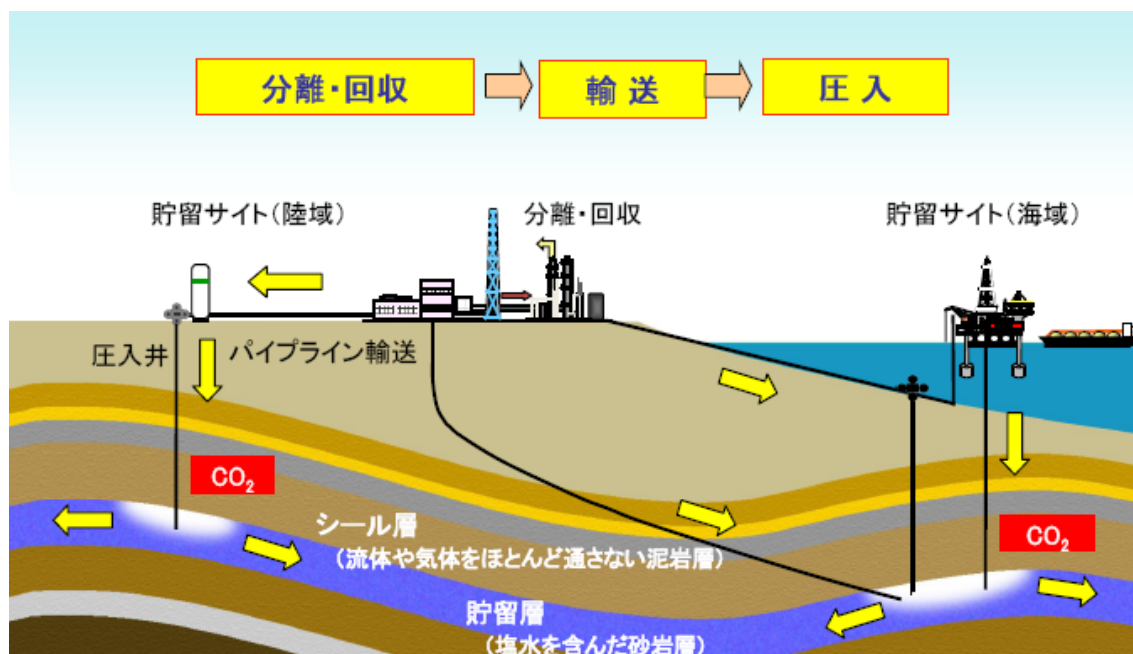


図 1-2 CCS の模式図 (村井、2011)

貯留の方法は目的から 2 つに大別される。ひとつは石油の増進回収を目的として CO₂ を圧入する方法で EOR (Enhancement Oil Recovery) と呼ばれている。もうひとつは地下深部の塩水層に貯留する方法で帯水層貯留と呼ばれている。

貯留対象場所は、EOR は稼動している油田が対象であるが、そうでない場合は過去に天然ガスを産出していた廃ガス田と水で満たされた帯水層に区分される。廃ガス田は過去にガスが実際にあった場所なので、健全な遮蔽層が存在することが保証されている。一方、帯水層は遮蔽層の健全性が担保されてはいない。

モニタリングにおいては、排ガス田貯留は不飽和部分に二酸化炭素を入れるので、物理探査（弾性波速度や電気比抵抗など）によるモニタリングは難しいことが予想される。それに対して、帯水層貯留では水で飽和している場所に二酸化炭素を入れるので、弾性波速度、比抵抗を含むさまざまな物性が大きく変化することが予想されてモニタリングは容易になることが予想される。わが国近傍では、廃ガス田は帯水層に比べて非常に少ないことが報告されている (RITE、2007)。

1-2 本研究の目的

本研究の目的は、弾性波を用いた CCS における地下の二酸化炭素の分布域の把握と定量化に必要な技術開発である。

二酸化炭素地中貯留の技術は石油・ガス開発の技術、とくに石油増進回収 (EOR) 技術を基礎にしている。しかし、二酸化炭素地中貯留技術は我が国では新しい技術であり、その導入に当たっては社会的受容性を十分に勘案しておくことが必要である。とくにわが国は廃ガス田などガスの貯留では”実績”のあるサイトが少なく、塩水による帯水層と呼ばれるサイトが使用される公算が高い。事前に入念な安全性に関する調査が実施されることが予想されるが、そこでは、廃ガス田と異なり、過去にガスを貯留していた”実績”はない。また我が国は地質的には変動帯に位置しており、複雑な地質構造と脆弱な地層を持っている。

そのような状況下で、長期にわたって二酸化炭素を安全に地中に貯留しておくことが求められる。そのためには地下の二酸化炭素の挙動をモニタリングして行くことが必要かつ重要になる。

圧入後のモニタリングではそのレベルに応じて段階が存在する。すなわち初期の段階では **Detection** (検出：存在するか否か)、次の段階では **Location** (位置同定：どこに存在するか)、そして最終段階では **Quantification** (定量化：どれくらい存在するか) と進んでいくことが予想される。

圧入後のモニタリングでは、広範囲を低コストで適用可能な物理探査手法が適用される。そのうち、弾性波を用いたものはこれまでの地中貯留プロジェクトにおいてもっともよく用いられており、さらに、わが国においても今後の実証プロジェクトなど地中貯留プロジェクトにおいて、もっとも期待されている手法である (経済産業省 CCS 研究会、2009)。弾性波を用いた探査手法としては反射法地震探査、VSP、弾性波トモグラフィ、音波検層などがある。

本論文ではモニタリングの最終段階としての **Quantification** (定量化) を目指して、最も多用されている弾性波を用いた手法の適用を想定して、弾性

波速度の低下領域から地中の二酸化炭素の分布域を求め、弾性波速度から地中の二酸化炭素飽和度を求めることを目的としている。

モニタリングとして地下に圧入された二酸化炭素の分布範囲に加えて、その量を正確に求めることができれば、地上で把握している実際の圧入した二酸化炭素の量と比較でき、有力なモニタリングの検証となる。さらに CDM (Clean Development Mechanism) においても、削減量の取引時に、貯留された二酸化炭素の量としての認定は、地下にある二酸化炭素の量をもっとも信頼される。

1-3 本論文の構成

本論文では最初に緒論において、地球温暖化対策として、CCS の必要性などについて述べる。次に弾性波を用いたモニタリングがこれまで世界中でどのくらい実施されてきたかを見るために、世界の CCS の主要プロジェクトにおける弾性波を用いたモニタリングについて述べる。

次に弾性波によって地中の CO₂ の量を定量的に求めるために、弾性波速度と CO₂ 飽和度の関係を理論的な方面から述べる。ロックフィジックスによって岩石をモデル化する方法について述べて、間隙内の流体によって、岩石全体の弾性係数がどのように変化するかを記述する Gassmann の式を説明したあと、複数の間隙内流体の場合、飽和状態の違いによって岩石の弾性係数が変化することを述べる。その後、実データを説明するために新しい考えである修正部分飽和 (Modified Patchy Saturation) モデルの提案を行う。部分飽和を扱う場合は、弾性波の波長との関係からサイズの問題が存在する。それについて述べる。

次に、長岡プロジェクトについて、その概要を示したあと、物理検層結果に修正部分飽和モデルを適用する。また、長岡サイトにおける部分飽和のサイズの問題を検討する。

最後に、弾性波による CO₂ 分布域の把握を行った長岡プロジェクトでの弾性波トモグラフィについて述べる。ここでは地中の二酸化炭素の分布域を弾性波速度の低下域として求める。

最後にまとめと今後の課題について記す。

図 1.3.1 に上記のことを図示する。

緒論		(地球温暖化対策としてのCCSの位置づけ)
↓		
世界の主要なCCSプロジェクトにおける弾性波によるモニタリングの現状		(CCSモニタリングの弾性波利用状況)
↓		
弾性波速度とCO ₂ 飽和の理論的關係の導出		(実データ適用前の理論準備)
	ロックフィジックスモデル	(流体置換のもとになる岩石骨格のモデル化)
	Gassmannの式と複数の間隙流体の取扱い	(Gassmannの式と複数の流体時、飽和状態による違い)
	修正部分飽和モデルの提案	(臨界ガス飽和度の導入による新しい部分飽和モデルの提案)
	部分飽和サイズの検討	(ある波長で観測される部分飽和サイズの検討)
↓		
長岡プロジェクトへの修正部分飽和モデルの適用		(前章で準備した理論の実データへの適用)
	長岡プロジェクトの概要	(坑井配置や地質状況など)
	物理検層結果への修正部分飽和モデルの適用	(実データへの新しい理論の適用)
	長岡サイトでの部分飽和サイズの検討	(前章で準備したサイズ理論の長岡への適用)
↓		
長岡プロジェクトへの弾性波トモグラフィの適用		(CO ₂ の分布域把握手法の適用)
↓		
まとめと検討		

図 1.3.1 本論文の構成

第2章海外のCCSプロジェクトにおけるモニタリングについて

本章では海外の主要な CCS プロジェクトにおいて、弾性波を用いた手法がこれまで、どのように CO₂ 地中貯留について適用されてきたかをレビューする。

これまでの主要な CO₂ 地中プロジェクトにおいて弾性波を用いたモニタリングは必ず実施されており、モニタリング手法のなかでも中心的役割を示していることがわかる。

2-1 各プロジェクトに適用されてきたモニタリング技術

海外の CCS 主要プロジェクトを商業ベースと研究ベースに分け、貯留層の条件とモニタリング技術の適用状況を、表 2.1.1 にまとめた。商業ベースプロジェクトでは、モニタリングが計画実施されている 5 地点、研究ベースのプロジェクトでは、モニタリング技術の適用性の研究が実施されている 5 地点の計 10 地点である。表中、黄色で塗ったカラムが実施済みであり、青色のものはこの時点で計画中のものである。弾性波を用いたもの、4D、2D 反射法地震探査、クロスウェル（Cross-Well、表中 CW と略述）トモグラフィ、VSP は各プロジェクトで採用されている。

また、それらのプロジェクトで適用されているモニタリング技術を一覧表として、表 2.1.2 に示す。同表には、モニタリングに利用されている探査手法ごとに、測定場所が地表（陸上か海上）かボーリング孔内か、の区別、具体的な探査手法、調査で把握可能な情報ならびにこれまでの適用結果をもとに評価した適用性について記載した。弾性波を用いたものは最初のカラムの地震探査（能動的探査）に示されている。モニタリング手法として適用性が高いことが分かる。

さらに、表 2.1.3 には、現在までの各モニタリング技術の適用の現状をまとめた。

表 2.1.1 主要 CCS プロジェクトとモニタリングの現状

名称	国	貯留層の種類 操業開始(年)	貯留層の条件						地下(貯留層)のモニタリング										地表(付近)のモニタリング							
			地表条件	深度 (m)	層厚 (net pay) (m)	地質	浸透率 (mD)	間隙率 (%)	注入 CO ₂ 量 (Mt/年)	注入 CO ₂ 総 量(Mt) (計画を 含む)	地震探査法				地震探査以外/孔内測定						海底地形等	地表傾斜	リモートセンシング	地球化学的調査	生物学的調査	
											4D反射法	2D反射法	VSP CWL モグラフィ	受動 微小 地震	電気/ 電磁	重力	検層	孔内 流体	地表/ 海上	海底						
商業ベース	In salah	アルジェリア 枯渇ガス層 2004	陸	1850~1950	20	亀裂性砂岩	10	13~20	1.2	2.5 (at 2008)																
	Sleipner	ノルウェー 帯水層 1996	海	1012	250 (90)	砂岩	1000~3000	30~40	1	1.1 (at 2009)																
	Snehvit	ノルウェー 帯水層 2002	海	2550	60 (50)	砂岩	450	13	0.7	23																
	Weyburn	カナダ 枯渇油田 2000	陸	1450	16~28	石灰岩 苦灰岩	50 10	10 29	10000 t/d	12 (at 2008)																
	Gorgon	オーストラリア 帯水層 2008	海陸	2500	200-500	砂岩	20-30	20	3.4	120																
研究ベース	長岡	日本 帯水層 2000	陸	1100	60 (12)	砂岩	(平均) 7	23	40t/d	0.0104																
	Frio	米国 帯水層 2004	陸	1500	24 (7)	砂岩	2.5	24	160t/d	0.0016																
	Ketzin (CO ₂ SINK)	ドイツ 帯水層 2008	陸	630~710	80	砂岩	0.02~5000	5~35	0.01~0.03	0.6																
	Otway	オーストラリア 枯渇油ガス田 2005	陸	2000		砂岩				0.1		-														
	Lost Hills	米国 枯渇油田 2000	陸	490~560		珪藻質砂岩	0.1~20		125M m ³ /d			-														
	Aneth	米国 枯渇油田 2007	陸	1700	60 (12)	炭酸塩岩	~10	5~30	0.136			-														

■ : 実施 □ : 計画

表 2.1.2 利用実績のあるモニタリング技術

手法	測定場所	調査手法	把握可能な情報	適用性(O:実績有, X:課題)
地震探査 (能動的探査)	地表 (海上・海底)	・3D/4D反射法地震探査 ・(繰り返し)2D地震探査 ・3C/4D反射法地震探査	・地質構造 ・貯留層・キャップロック等の構造(分布、層厚等) ・CO ₂ の分布範囲、飽和度(可能な場合)	○:陸上、海上(海底)で適用可能 ×:(現状海底でのOBC/OBN探査実績なし) ×:(国内の場合、陸上、海上とも障害物が課題) ○:調査深度は数1000mまで可能 ○:CO ₂ の検出実績 ・Sleipner:2800t ・Weyburn:2500-7500t ×:間隙水に溶解したCO ₂ の検知不可
	孔内	・(繰り返し)VSP/3DVSP ・(繰り返し)トモグラフィ	・孔周辺の速度分布 ・孔周辺の地質構造 ・孔周辺のCO ₂ の分布範囲・飽和度(可能な場合) ・孔間の速度分布 ・CO ₂ の分布範囲、飽和度(可能な場合)	○:陸上、海上(海底)で適用可 ○:調査深度は数1000mまで可能 ×:探査範囲が狭い ○:陸上、海上(海底)で適用可 ○:調査深度は数1000mまで可能 ○:孔間距離は数100m程度まで ○:CO ₂ の検出実績(長岡では数1000t)
地震探査 (受動的探査)	地表 (海底)	・(繰り返し)微動探査・観測	・地層のS波速度分布 ・地層の強度分布(可能な場合)	×:低周波振動がないと探査深度が限られる ×:探査実績なし
	地表/孔内	・微小地震(AE)観測	・微小破壊の分布、進展方向 ・CO ₂ フロントの位置 ・地殻応力	○:地表+孔中、特に孔中観測点を増やすと精度向上
電気/電磁探査	地表 (海底)	・(繰り返し)電気探査 ・(繰り返し)電磁探査	・CO ₂ の分布範囲、飽和度(可能な場合)	×:分解能が低い ○:地震探査との併用が重要
	孔内	・(繰り返し)トモグラフィ	・孔間のCO ₂ の分布範囲、飽和度(可能な場合)	○:CO ₂ 検出実績あり ○:弾性波との併用が有効(飽和度等の推定)
重力探査	地表 (海底)	・(繰り返し)重力探査	・地下の密度分布 ・CO ₂ の分布範囲(可能な場合)	×:モニタリング手法としての有効性未評価 ×:油ガス貯留層とCO ₂ 貯留層の位置関係が重要
検層	孔内	・(繰り返し)検層	・孔付近の物性変化 ・CO ₂ の分布範囲(可能な場合)	○:音波検層と電気検層の併用が重要(飽和度の推定)
孔内流体	孔内	・流体組成 ・温度・圧力	・孔内流体組成変化 ・孔内流体温度・圧力	○:温度・圧力測定はルーティン。
海底地形等	海底	・(繰り返し)海底地形、測位 (測深、サイドスキャンソナー)	・海底変動 ・CO ₂ の分布範囲(可能な場合)	○:海底変形、CO ₂ の漏洩等の検知の可能性あり
地表傾斜	地表	・(繰り返し)地表傾斜測定	・地表変動 ・CO ₂ の分布範囲(可能な場合)	○:リモートセンシングデータ解析の校正データとして有効
リモートセンシング	地表	・(繰り返し)地表変位推定 ・(繰り返し)植生・土壌等推定	・地表変位 ・CO ₂ の分布範囲(可能な場合) ・地層の変形特性(可能な場合) ・CO ₂ の漏洩による植生変化(可能な場合)	○:In Salahで上下変位の検出実績:数mm/年 ×:陸上のみ ×:陸上のみ
	地表/孔内	・(繰り返し)地下水分析	・地下水位 ・水質変化	○:地表ガス測定との併用が重要
地球化学的調査	地表	・(繰り返し)土壌ガス測定	・土壌ガス成分	○:ルーティン的に実施されるも、漏洩検知実績なし
	地表	・(繰り返し)地表ガス測定	・地表へのCO ₂ の漏洩	○:ルーティン的に実施されるも、漏洩検知実績なし
生物学的調査	地表	・(繰り返し)植生分布調査	・生物、植生の変化	○:試験的適用中

表 2.1.3 モニタリング技術の適用の現状

モニタリング手法	実施サイト	検知実績	適用実績のまとめ
3D反射法地震探査			
陸上	Weyburn	◎	<ul style="list-style-type: none"> ・現状最も広く利用されている。CO2飽和度評価まで進展。 ・海上ではストリーマ法、海底OBC/OBNの実績なし(Snohvitで計画) ・CO2の検知実績(Sleipner: 2800t, Weyburn: 2500-7500t)
	In Salah	○	
	Ketzin	○	
	Otway	△	
	長岡	△	
	Sleipner	◎	
海上(ストリーマ)	Sleipner	◎	
海上(ストリーマ+OBC)	Snohvit	—	
ボーリング孔を利用した地震探査			
トモグラフィ	長岡	◎	<ul style="list-style-type: none"> ・孔間トモグラフィに検知実績(長岡, Frio) ・VSPの利用実績あり、評価には至らず
	Frio	○	
	Ketzin	△	
	Lost Hills	△	
VSP	Weyburn	△	
	Otway	△	
	Aneth	○	
受動的地震探査/微小地震観測			
微小地震観測	Weyburn	○	<ul style="list-style-type: none"> ・注入誘発微小地震によるモニタリングの可能性は確認
	Otway	△	
	Aneth	○	
電気(SPを含む)/電磁探査			
地表/海底	Sleipner	?	<ul style="list-style-type: none"> ・孔間トモグラフィに検知実績(Ketzin, Lost Hills) ・地表+ボーリング孔測定で3D探査(Ketzin) ・海底電磁(Sleipnerで試験探査、評価に至らず)
	Aneth	△	
トモグラフィ	Ketzin	○	
	Lost Hills	○	
重力探査			
	Sleipner	△	<ul style="list-style-type: none"> ・Sleipnerで試験探査。モニタリングに利用可能かどうか未評価
検層			
	長岡	◎	<ul style="list-style-type: none"> ・挙動モニタリング、飽和度推定等の実績(長岡, Frio)
	Frio	◎	
リモートセンシング			
	In Salah	◎	<ul style="list-style-type: none"> ・In Salahで検知実績(数mm/年の上下変位)
その他			
地形	Sleipner	△	<ul style="list-style-type: none"> ・海底地形をサイドスキャンソナー等で探査するも、評価に至らず ・地球化学的、生物学的調査、孔内流体測定等はルーチン的に実施
	全地点	—	

記号: ◎: 検知、○: 検知と評価、△: 評価困難、? 不明

2-2 各プロジェクトにおける弾性波を用いたモニタリング

ここでは実際に弾性波を用いモニタリング手法が適用された例について主なプロジェクトについて詳述する。

(1) Sleipner

北海の大規模天然ガス生産地であるスライプナーにおいて、天然ガスに含まれる高濃度の CO₂ をアミン法によって分離・回収し、北海海底下約 800～1000m にある、ウトシラ塩水帯水層に貯留する。商業ベースで、海上プラットフォームで実施された初の大規模地中貯留プロジェクトである。貯留された CO₂ は約 100 万トン/年である。

表 2.2.1 Sleipner プロジェクトの概要

プロジェクト名称	スライプナープロジェクト(Sleipner Project)
プロジェクトのフェーズ	商業プロジェクト
実施国	欧州 / ノルウェー
実施場所	ノルウェー王国 スタヴァンゲル沖合 約 240km
事業主体	スタットオイル社(Statoil)
事業の共同実施者	Esso Norge(エッソノルゲ社)、Norsk Hydro(ノルスクハイドロ社)、TotalFinaElf Exploration Norge(トータルフィナエルフ探査 ノルゲ社)
CO ₂ 貯留の種類	帯水層への貯留
プロジェクト期間	1996 年に操業開始(～現在に至る)
プロジェクト資金	35 億ユーロ(CO ₂ 処理関連設備のみ)
データ更新日	2007/9/18

スライプナー周辺のウトシラ砂岩層は、海底下 800m～1100m にある層厚 250m の多孔質（孔隙率 30-40%）で透水性の高い（透水係数 1-3D）、弱固結した砂層である。注入点付近の砂岩層中には泥岩が 6-7m の薄層として広がっている。キャップロックは鮮新世の Nordland 層の頁岩で、層厚 200-300

mである (Arts、2008)。

Sleipner で実施または計画されているモニタリング項目を表 2.4 に示す。

表 2.2.2 Sleipner におけるモニタリング項目

モニタリング項目		実施・計画の有無	
地下 (貯留層) のモニタリング	地震探査法	4D 反射法 地表/海上	実施
		4D 反射法 海底	
		2D 反射法	実施
		VSP、CW トモグラフィ	
		受動/微小地震	
	地震探査以外/孔内測定	電気/電磁	実施
		重力	実施
		検層	
		孔内流体	
	地表 (付近) のモニタリング	海底地形等	実施
地表傾斜			
リモートセンシング			
地球化学的調査			
生物学的調査		実施	

弾性波を用いたモニタリング実施例として 4D 反射法地震探査について以下に記述する。

CO₂ プリュームの形状変化把握のため、繰返し 3D 反射法地震探査によるデータ取得が、1994 (ベースライン)、1999、2001、2002、2004、2006 と 2008 年に行なわれた。CO₂ プリュームは強振幅の反射波として現れ、それを通して貯留層内での CO₂ の拡がりがとらえられた (図 2.2.1)。

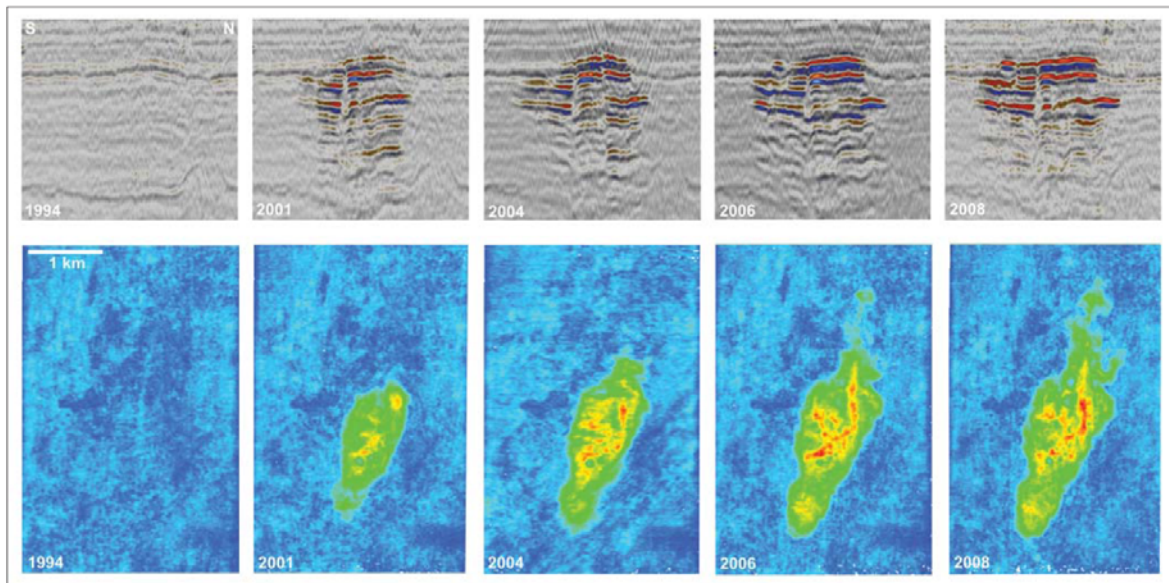


Figure 1. Time-lapse seismic images of the Sleipner CO₂ plume. NS inline through the plume (top); plan view of total reflection amplitude in the plume (bottom).

図 2.2.1 4 D 反射法地震探査結果 (Chadwick et al., 2010)

さらに進んだ解析として、反射法地震探査結果をもとに、貯留層内の CO₂ の飽和度の推定や挙動のモデリングも行われている。

反射法地震探査の結果から音響インピーダンスに変換して CO₂ 飽和度を求めた結果、圧入した総量の 85%であった。この値は、二相流移行シミュレーションの結果、10%程度の CO₂ は溶解することが分かっているので、概略、整合する結果であるとしている (Chadwick et al., 2010)。

CO₂ 挙動のモデリングでは、図 2.2.2 のように反射法地震探査結果の 3 D ボリュームから 2 D 平面図を切り出し、その結果を用いて、貯留層内物性を求めている(図 2.2.3)。すなわち、反射法地震探査の結果を再現できるように、浸透率の値と異方性を変化させてもっとも再現できたケース時の値を貯留層物性として同定する (Chadwick., 2010)。図 2.2.3 からは、浸透率に異方性を与えて、さらに CO₂ の流動性を高めたケースがよく再現していることがわかる。

Layer spreading - observations

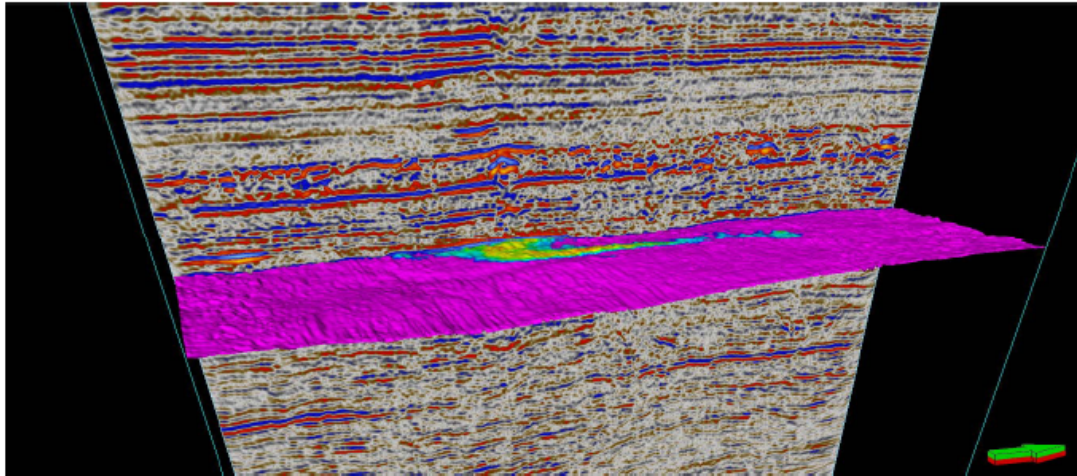


図 2.2.2 反射法地震探査結果-平面展開図 (Chadwick、2010)

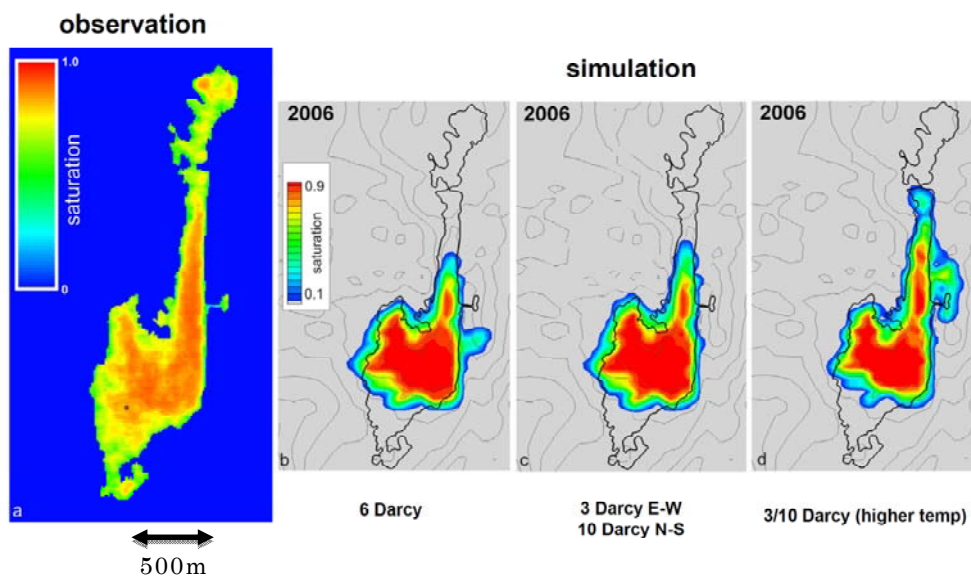


図 2.2.3 反射法結果をもとにしたヒストリーマッチング結果
(Chadwick、2010)

(2)Weyburn

Weyburn は石油を採取しているサイトで、ここでの CO₂ 圧入の目的は地球温暖化対策とともに石油増進回収(Enhancement Oil Recovery:EOR)である。

Weyburn の貯留層は、深度 1450m 程度に、Mississippian Charles 累層の Midale 層の炭酸塩岩で 30m 以下の薄層である。Midale 層は下部が石灰岩の Vuggy 層、上部が苦灰岩の Marly 層からなり、その上位は硬石膏からなるキャップロックがある。貯留層内のフラクチャーは、広域水平主応力に平行な NE-SW 方向に卓越している。従って、水平坑井は、フラクチャーに平行な方向に掘削されている。

表 2.2.3 Weyburn プロジェクトの概要

プロジェクト名称	ワイバーン(Weyburn)EOR Urosevic プロジェクト
プロジェクトのフェーズ	商業プロジェクト
実施国	北米 / カナダ
実施場所	カナダ サスカチュワン州 ワイバーン
事業主体	カナダ政府、サスカチュワン州政府、(オペレーション)エンカナ
事業の共同実施者	ダコタ・ガシフィケーション社
CO ₂ 貯留の種類	石油回収増進 (EOR) のための貯留
プロジェクト期間	2000 年 9 月 ~ (商業ベースでの操業)
プロジェクト資金	1 億 USD (パイプラインのコスト)
データ更新日	2007/9/18

Weyburn で実施または計画されているモニタリング項目を、表 2.2.4 に示す。

表 2.2.4 モニタリング項目

モニタリング項目		実施・計画の有無	
地下（貯留層）のモニタリング	地震探査法	4D 反射法 地表/海上	実施
		4D 反射法 海底	—
		2D 反射法	
		VSP、CW トモグラフィ	実施
		受動/微小地震	実施
	地震探査以外／孔内測定	電気/電磁	
		重力	
		検層	
		孔内流体	実施
地表（付近）のモニタリング	海底地形等	—	
	地表傾斜		
	リモートセンシング		
	地球化学的調査	実施	
	生物学的調査		

弾性波を用いたモニタリング実施例として、4D 反射法地震探査と VSP、クロスウェルトモグラフィについて以下に詳述する。

(a) 4D 反射法地震探査

ここでは、CO₂モニタリングのための繰返し 3 次元 3 成分反射法地震探査が、1999（ベースライン）、2001、2002、2004、2007 年に実施された。その結果の平面図を示したものが図 2.2.4 および図 2.2.5 である。貯留層からの反射波の振幅の低下（図 2.2.4）および走時の遅れ（図 2.2.5）が CO₂注入量の増加（時間）とともに拡大していることが確認された。拡大範囲や走時

遅れは CO₂ の注入量とも整合的であることが確認された (White、 2009)。

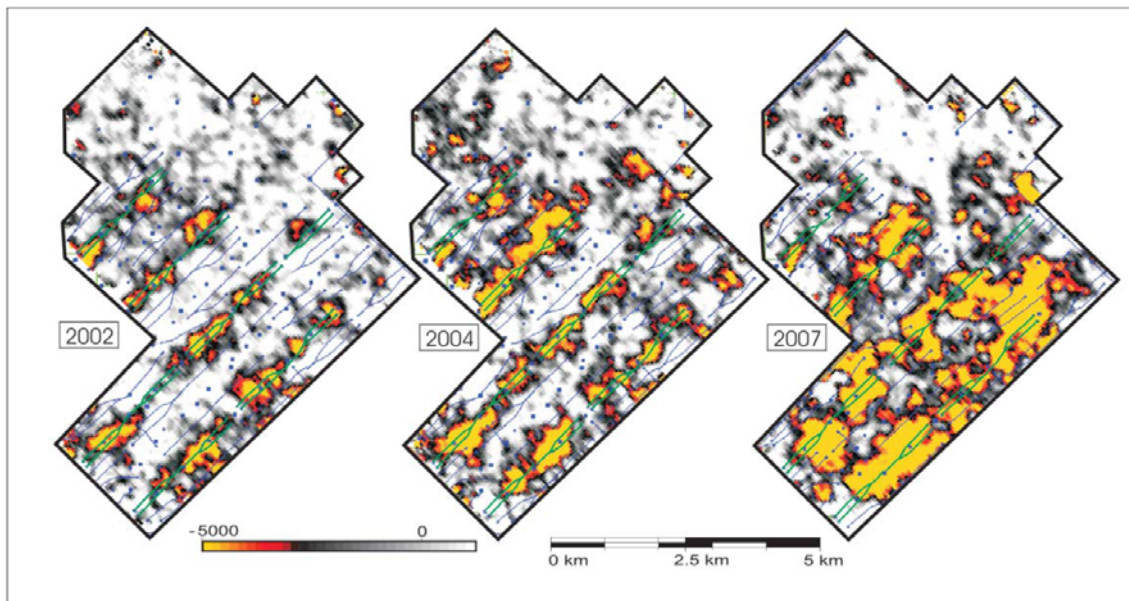


図 2.2.4 繰り返し 3D 反射法地震探査結果 (貯留層の反射波の振幅変化) (White、 2009)

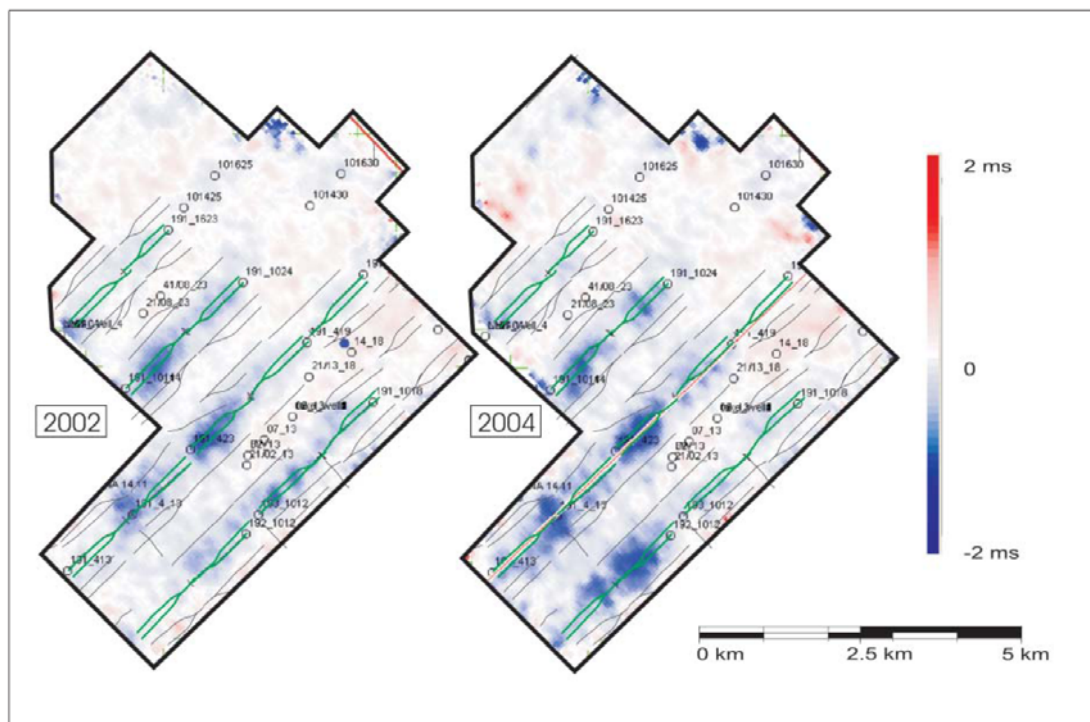


Figure 6. Time-lapse traveltime difference maps determined for a subreservoir horizon representing traveltime anomalies associated with propagation through the reservoir.

図 2.2.5 繰り返し 3D 反射法地震探査結果 (貯留層の反射波の走時変化) (White、 2009)

(b)VSP、CW トモグラフィ

Weyburn サイトでは、異方性の把握を目的に、3D 9 CVSP 探査実験が行われた。実験は、注入開始後の 2000 年と 2001 年に、9C 3D 反射法地震探査と同時に実施された。図 2.2.6 に地表震源 (1363 点) と受振を行ったボーリング孔の位置を示す。受振器は、12 レベルの 3C 孔内受振器が貯留層直上 (1232.8m–1397.8m、15m 間隔) に設置された。異方性を考慮した解析を行うことにより、貯留層からの反射波の波列がそろい、より精度よくイメージできることが示された (図 2.2.7) (Bellefleur et al., 2004)。

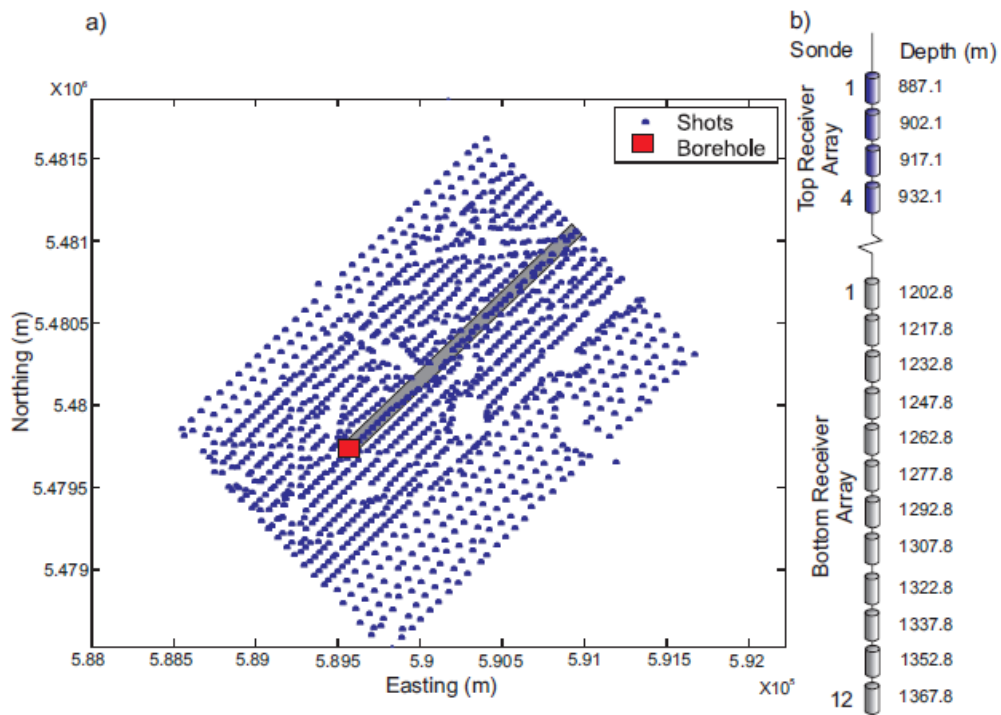


図 2.2.6 震源配置図

(Bellefleur et al., 2004)

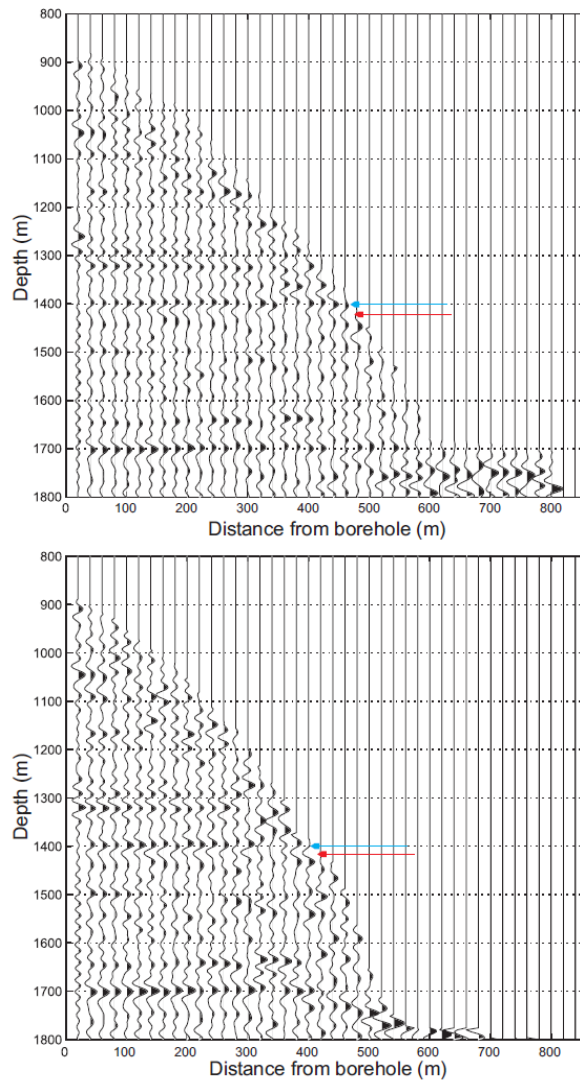


図 2.2.7 VSPCDP 変換後の VSP 断面

上：異方性解析、下：等方性解析

矢印：貯留層位置

(Bellefleur et al., 2004)

(3)Frio

Frio は、塩水帯水層における CO_2 貯留について、最適な状態を決定するための基準および米国における塩水帯水層のデータベースを策定するためのパイロットプロジェクトである。

表 2.2.5 Frio プロジェクトの概要

プロジェクト名称	フリオ(Frio)CO ₂ 地中貯留パイロットプロジェクト
プロジェクトのフェーズ	調査プロジェクト
実施国	北米 / アメリカ
実施場所	米国 テキサス州
事業主体	米国エネルギー省
事業の共同実施者	テキサス大学オースチン校経済地質学事務局
CO ₂ 貯留の種類	帯水層への貯留
プロジェクト期間	-
プロジェクト資金	-
データ更新日	2007/9/18

Frio で実施されたモニタリング項目を、表 2.2.6 に示す。また図 2.2.8 に模式図を示す。

表 2.2.6 モニタリング項目

モニタリング項目		実施・計画の有無	
地下（貯留層）のモニタリング	地震探査法	4D 反射法 地表/海上	
		4D 反射法 海底	—
		2D 反射法	
		VSP、CW トモグラフィ	実施
		受動/微小地震	
	地震探査以外／孔内測定	電気/電磁	実施
		重力	
		検層	実施
孔内流体		実施	
地表（付近）のモニタリング	海底地形等	—	
	地表傾斜		

	リモートセンシング	
	地球化学的調査	実施
	生物学的調査	

Monitoring at Frio Pilot

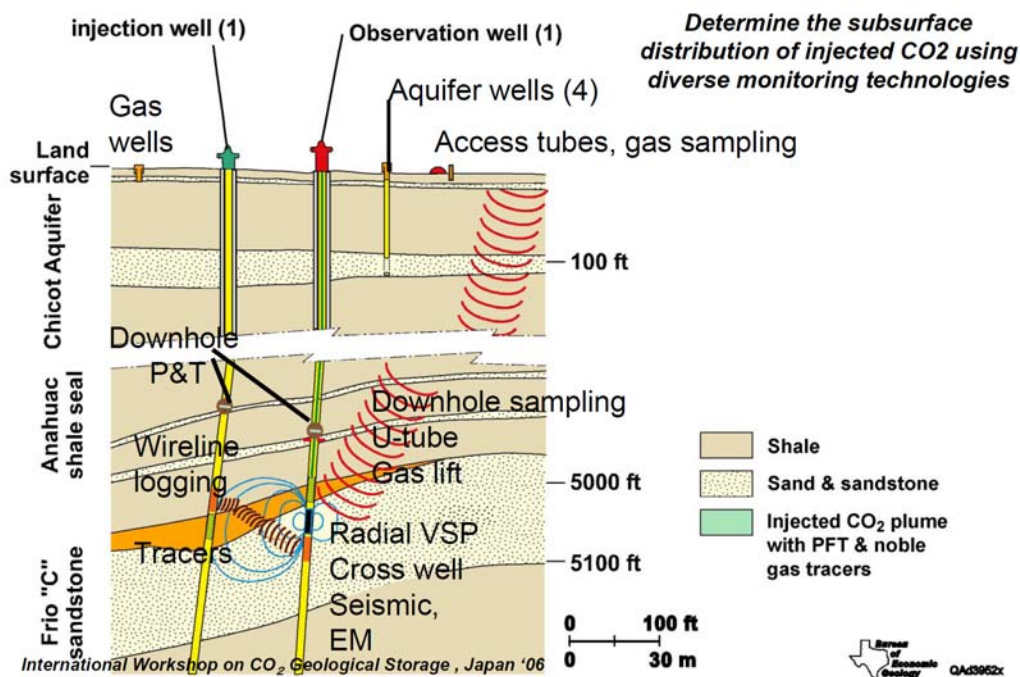


図 2.2.8 Frio プロジェクトモニタリング模式図 (Hovorka、2006)

弾性波を使ったモニタリング実施例として VSP、クロスウェルトモグラフィについて以下に詳述する。

Frio で実施した CW トモグラフィでは、CO₂ の圧入にともなって、モデル計算よりも明瞭な V_p の速度低下がみられた。一方、 V_s は注入地点付近のみに速度低下がみられ、周辺の貯留槽にはほとんど変化が見られなかった (Lumley、2010) (図 2.2.9)。岩石孔隙内の流体が変化しても岩石の剛性率は変化しないことが知られている。したがって V_s はほとんど変化しない。注入点付近では圧入によって岩石の骨格が変化して剛性率が小さくなった可能性が示唆される。

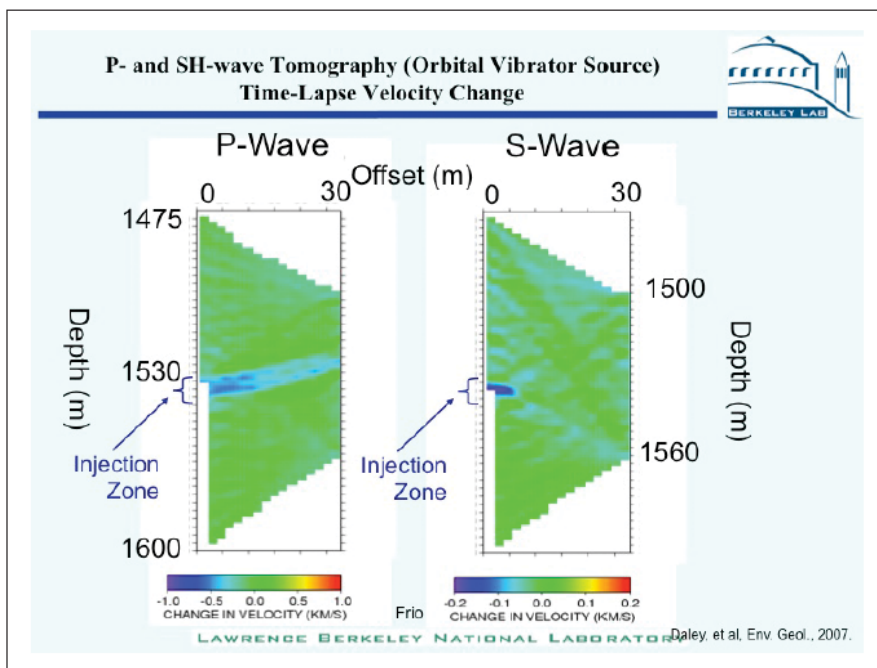


図 2.2.9 CW トモグラフィ結果 (V_p , V_s) (Lumley、2010)

Frio II (第 2 回目の注入)では、CASSM(Continuous Active Source Seismic Monitoring)による CW モニタリング試験を、 CO_2 圧入前から圧入終了まで 2 週間にわたり実施した。これは、一方のボーリング孔に振源、もう一方のボーリング孔にハイドロフォン受振器を設置し、地震波形の時間変化を測定する方法である。その結果、 CO_2 プリュームの拡散過程がとらえられた (Freifeld、2009) (図 2.2.10)。

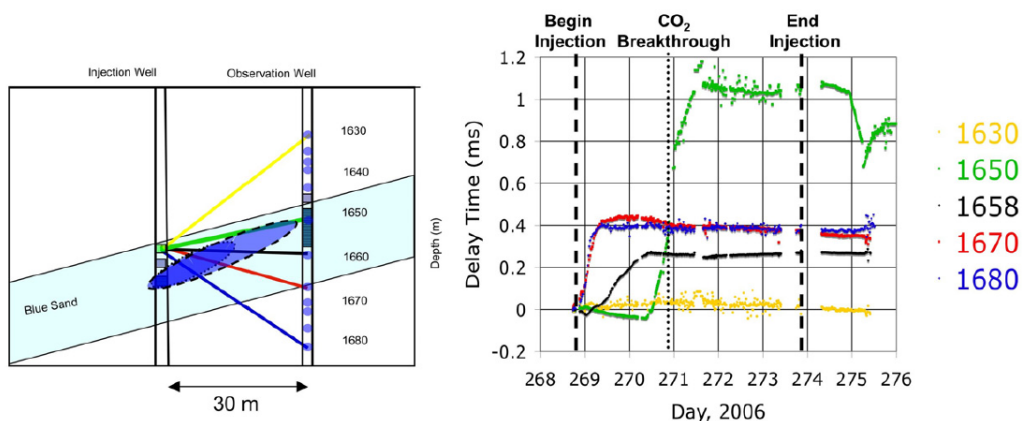


図 2.2.10 CASSM によるモニタリング結果 (Freifeld、2009)

(左：注入 1 日後と 2 日後の推定 CO₂ 分布範囲、右：観測井での走時遅れ)

2-3 2 章のまとめ

2 章では、本論文のテーマである CO₂ 地中貯留における弾性波によるモニタリングが世界のプロジェクトでどのように使われているかを概観した。

すべてのモニタリング手法のなかで、弾性波はもっともよく使われている。具体的な手法としては、地表、海上からの反射法地震探査、ボーリング孔を用いた VSP、物理検層、また複数坑井を用いた弾性波トモグラフィが実施されている。これまで弾性波は石油、天然ガス探査の分野で多くの実績と信頼性があり、またターゲットである CO₂ は天然ガスと同じガス状物質であることからこれまでの理論が適用できることも各プロジェクトで多用されている原因と考えられる。

ただし、各プロジェクトでの弾性波によるモニタリングの目的は CO₂ 分布範囲の把握にとどまっていることが多い。Sleipner では試み的に反射法地震探査結果から反射振幅に対するインバージョンを行い、音響インピーダンスに変換し、CO₂ 飽和度を算出している。その結果は知られている圧入量の総和より 85% 少ない結果となった。CO₂ の水への溶解の影響が考えられるとしている。

以上のような状況から、弾性波速度によるモニタリングを CO₂ 地中貯留のモニタリングとしてさらに進展させるために、弾性波速度から CO₂ 飽和度を精度よく求める手法の開発が望まれている。

本論文ではこの課題解決のために、これまでの石油・ガス探査の手法を踏まえて、CO₂ 貯留特有の事情を考慮して、新しいモデルを提案する。

第3章 弾性波速度と CO₂ 飽和度の関係の導出

本章では CO₂ 飽和度の変化によって弾性波速度がどのように変化するか、その導出において、修正部分飽和という概念による手法の提案を行う。通常、間隙内流体が変化する岩石全体の弾性係数は Gassmann の式を用いて導かれる。しかし、複数の異なる弾性係数をもつ間隙流体が存在する場合、その分布状態の仕方によっては Gassmann の式がそのまま適用できない。均質に存在する場合と部分的に存在する場合では、弾性係数の求め方が異なる。これまでその手法は確立されていたが、本章ではこれまでにない新しい考え方である修正部分飽和モデルを提案している。

Gassmann の式では岩石全体の弾性係数が粒子の弾性係数、骨格の弾性係数、間隙内流体の弾性係数と孔隙率によって決まる。

Gassmann の式適用のため、まず対象となる岩石の骨格の弾性係数を求める必要がある。骨格の弾性係数はコアを用いた室内試験によって求めることも可能であるが、原位置物性である物理検層を用いて、ロックフィジックスモデルを適用する方法もある。本論文では後者の方法を用いた。

本章では、まずロックフィジックスモデルについて述べ、次に Gassmann の式について述べ、間隙内流体が複数の場合の分布状態の違い（均質、部分飽和）について詳述する。最後に部分飽和を考える場合に重要な、弾性波の波長との関係で決まる部分飽和そのもののサイズの問題について述べる。

3-1 ロックフィジックス モデル

二酸化炭素飽和度と弾性波速度の関係を求めるためには、Gassmann の式によって間隙流体を変化させたときの岩石全体の弾性係数を知ることが必要である。

Gassmann の式の適用にあたっては、骨格の弾性係数、すなわち間隙が真空の時の体積弾性率 K_{dry} を知る必要がある。そのために、ロックフィジックスモデルの適用を行う。ロックフィジックスモデルは数々あるが、ここでは二酸化炭素の貯留を想定し、さらに長岡での適用を考えて、堆積岩の砂岩を想定した代表的モデルについて示す。

ロックフィジックスモデルは孔隙率と体積弾性率の関係で規定されることが多い。二酸化炭素の貯留層となるような砂岩層では、モデルとしては以下の4種類が考えられる。図 3.1.1 にモデルの概念図を示す。コンタクトセメントモデルは粒子の周りにセメンテーションが発達して、粒子同士の接触が増大していくことによって孔隙率は減少する。ソフトサンド/スティッフサンドモデルは粒子間に小さい粒子が詰まっていくことによって孔隙率は減っていく。ソフトとスティッフの違いは岩石の弾性係数を計算する際の用いる式による(後述)。コンスタントセメントモデルではある程度、粒子の廻りにセメンテーションが発達し孔隙率が減少した後、さらに粒子間に小さな粒子が詰まっていく過程によって孔隙率が減少する。

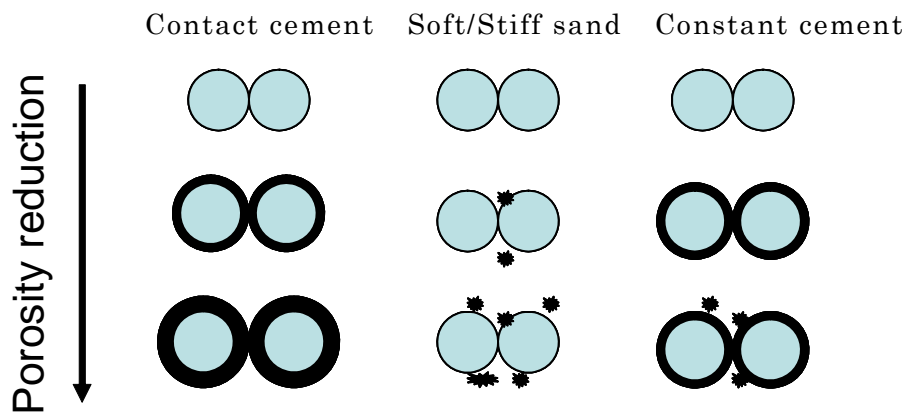


図 3.1.1 ロックフィジックス モデルの概念図

以下に各モデルについて弾性係数（体積弾性率、剛性率）をどのように求めるか、詳細に示す。

(1) コンタクトセメントモデル

このモデルは粒子が接触することで岩石全体の硬さを決定しているため、粒子の接触数や接触面での外力に対する変位（Normal and tangential displacement）によって岩石全体の体積弾性率（ K_{eff} ）と剛性率（ μ_{eff} ）は計

算できる。

$$K_{eff} = \left[\frac{C^2(1-\phi)^2\mu^2}{18\pi^2(1-\nu)^2} P \right]^{1/3} \quad (3.1.1)$$

$$\mu_{eff} = \frac{5-4\nu}{5(2-\nu)} \left[\frac{3C^2(1-\phi)^2\mu^2}{2\pi^2(1-\nu)^2} P \right]^{1/3} \quad (3.1.2)$$

ただし、

C : 粒子の接触数、 ϕ : 孔隙率、 μ : 粒子の剛性率、 ν : 粒子のポアソン比、
 P : 拘束圧、を示す。

これは Hertz-Mindrin モデルとも呼ばれている。(Mavko et al., 2009)

(2) ソフトサンドモデル

このモデルは粒子のあいだに小さな粒子が詰まっていくことによって孔隙率が減少し、硬さが増す。

この場合の岩石全体の体積弾性率と剛性率は岩石を構成する粒子の体積弾性率、剛性率 K_s, G_s と臨界孔隙率 ϕ_0 の時の体積弾性率、剛性率 K_{hm}, G_{hm} の混合で決定されると考える。

孔隙率 0 の状態、状態 1 は構成する粒子が隙間なく詰まっている状態なので弾性係数は構成粒子である鉱物の弾性係数となる。砂粒子、粘土鉱物、その割合によって状態 1 の弾性係数は決まる。一方、孔隙率 ϕ_0 の状態 2 の弾性係数は Hertz-Mindlin のモデルで計算できる。 ϕ_0 は臨界孔隙率 (Critical porosity) と呼ばれ、これ以上、孔隙率が大きくなると固体状態を維持できなくなる状態である。すなわちサスペンドな状態となり、液体状になる手前の孔隙率である。この状態の弾性係数は粒子の接触で決まる。

混合は Hashin-Shtrikman の下限式で行なう。Hashin-Shtrikman の式は弾性係数の異なる複数の物質の有効弾性係数を求めるときに用いる。今回の場合は複数の物質は水と構成粒子の 2 種類となる。

複数の物質の有効弾性係数を求めようとする、その分布状態が不明であるため、範囲で示すことになる。たとえば、最も単純なモデルとして有名な Voigt モデルと Reuss モデルがある。図 3.1.2 に示すように 2 種類の物質が弾性波の進行方向 (加圧方向) に対してどのように配置しているかによって

有効媒質の弾性係数の求め方が異なる。図 3.1.3 に両モデルの有効媒質モデルによる弾性係数を縦軸に、横軸に媒質 2 の割合を示す。Voigt モデルはやや直線的に変化し、Reuss モデルは下に凸の曲線に変化している。実際の物質ではこのような配置は不明であることが多く、その場合この 2 つの曲線はとりうる有効弾性係数の最大と最少を示し、境界を示している。

Hashin-Shtrikman モデルはこの境界が狭いことと、Voigt、Reuss モデルと異なりモデルが等方的であることが特徴で、多用されている。

図 3.1.4 のようにこのモデルは球殻状 (Shell) をしており、媒質 1、媒質 2 のうち硬い方が外殻にある場合は上限式で、逆に硬い方が内殻にある場合は下限式で有効媒質の弾性係数は計算できる。

$$K^{HS\pm} = K_1 + \frac{f_2}{(K_2 - K_1)^{-1} + f_1 \left(K_1 + \frac{4}{3} \mu_1 \right)^{-1}} \quad (3.1.3)$$

$$\mu^{HS\pm} = \mu_1 + \frac{f_2}{(\mu_2 - \mu_1)^{-1} + \frac{2f_1(K_1 + 2\mu_1)}{5\mu_1 \left(K_1 + \frac{4}{3} \mu_1 \right)}} \quad (3.1.4)$$

ここで、 K_1, K_2 : 媒質 1, 2 の体積弾性率, μ_1, μ_2 : 媒質 1, 2 の剛性率, f_1, f_2 : 媒質 1, 2 の体積分率を示す。 $K^{HS\pm}, \mu^{HS\pm}$ はそれぞれ Hashin-Shtrikman で計算した有効媒質の体積弾性率、剛性率を示す。また添え字+が上限式、-が下限式を示す。上限式は添え字 1 の媒質が硬いとき、下限式は添え字 2 の媒質が軟らかいときを表わす。

Voigtモデル

混合体の各媒質においてひずみが等しいとする

Reussモデル

混合体の各媒質において応力が等しいとする

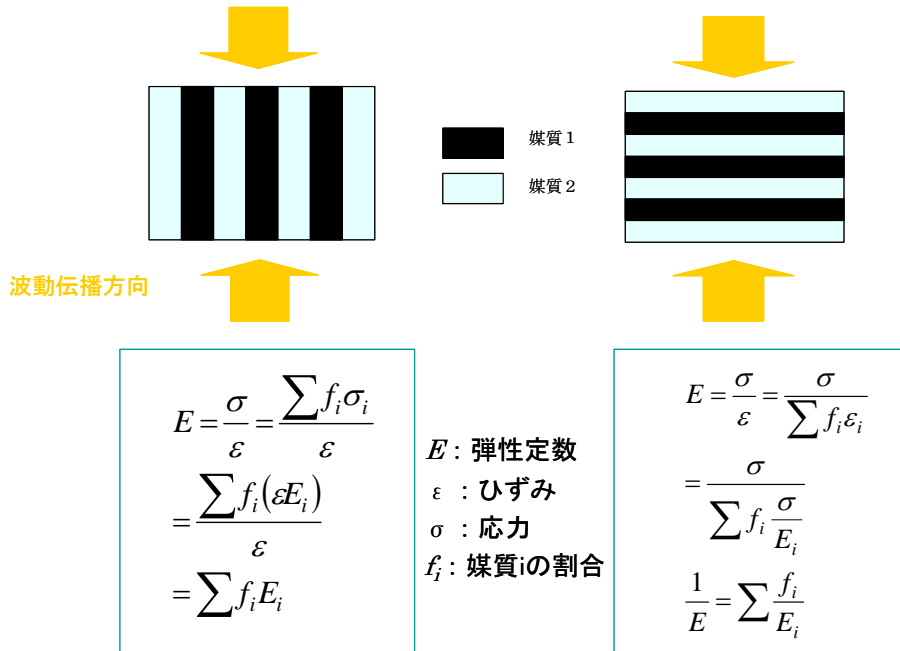


図 3.1.2 有効媒質モデル、Voigt、Reuss モデル

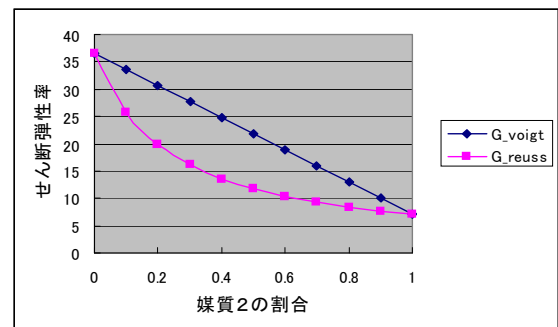
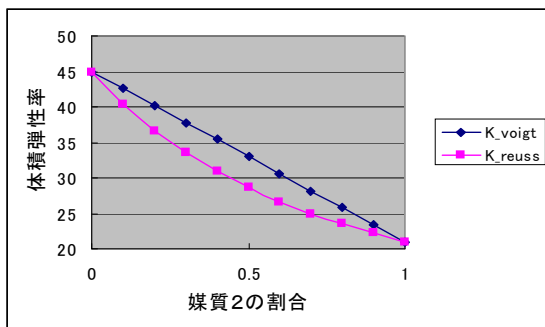


図 3.1.3 Voigt、Reuss モデルの有効媒質の弾性係数

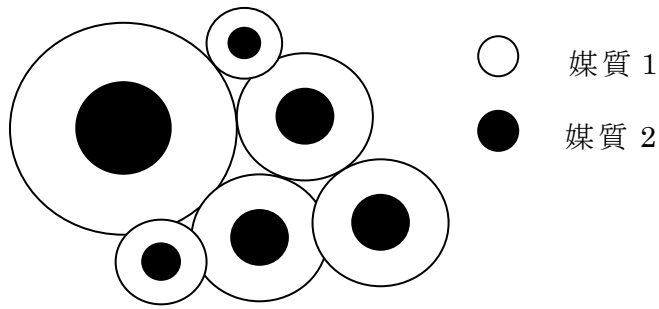


図 3.1.4 Hashin-Shtrikman モデルの模式図

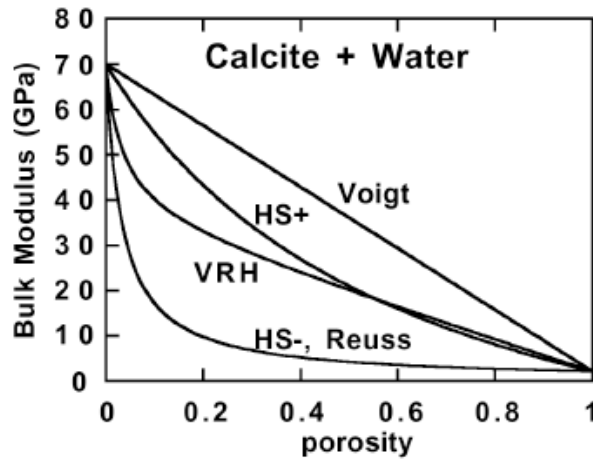


図 3.1.5 Calcite と水の有効媒質による体積弾性率
 ここで、HS+、HS-は Hashin-Shtrikman の上限、下限を示す。
 VRH は Voigt と Reuss の平均値を示す。

ソフトサンドモデルは下限式で状態 1 と状態 2 を混合する。すなわち、図 3.1.4 の球殻モデルにおいて、外側が軟いとするモデルである。2 つのエンドメンバー（孔隙率が 0 と 1.0 に対応する両端点）は硬い方である状態 1 は構成粒子そのもの(石英鉱物や粘土鉱物)の弾性係数、軟らかい方である状態 2 は臨界孔隙率 ϕ_0 の状態の弾性係数となる。横軸を孔隙率としたソフトサンドモデルの模式図を図 3.1.6 に示す。

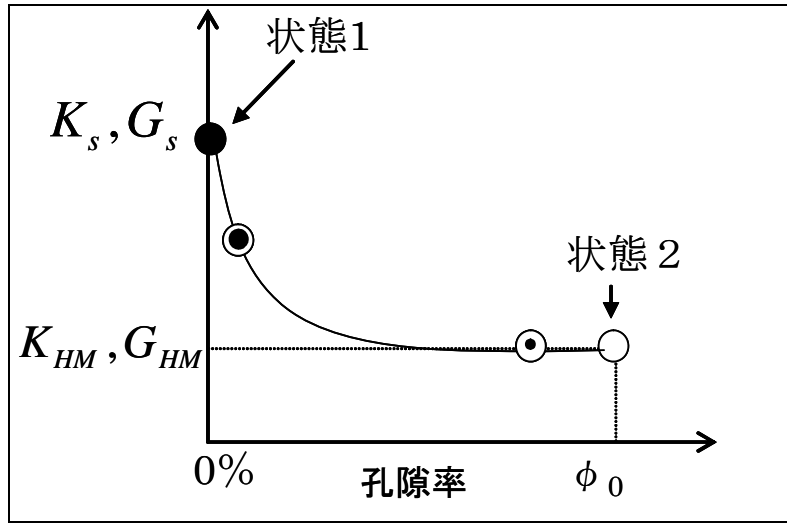


図 3.1.6 ソフトサンドモデルの模式図

状態 2 の臨界孔隙率のときの弾性係数は粒子の接触によって計算できるので Hertz-Mindrin の式を用いる。

$$K_{HM} = \left[\frac{C^2 (1-\phi)^2 \mu^2}{18\pi^2 (1-\nu)^2} P \right]^{1/3} \quad (3.1.1 \text{ 再})$$

$$G_{HM} = \frac{5-4\nu}{5(2-\nu)} \left[\frac{3C^2 (1-\phi)^2 \mu^2}{2\pi^2 (1-\nu)^2} P \right]^{1/3} \quad (3.1.2 \text{ 再})$$

ただし、

C : 粒子の接触数、 ϕ : 孔隙率、 μ : 粒子の剛性率、 ν : 粒子のポアソン比、 P : 拘束圧を示す。

以上、2つのエンドメンバーの硬い方は構成粒子そのものの弾性係数、軟らかい方は臨界孔隙率のときの弾性係数として、途中の孔隙率のときの弾性係数は両者を Hashin-Shtrikman の下限式で混合すると結局、以下のような式になる。

$$K_{Soft} = \left[\frac{\phi/\phi_c}{K_{HM} + \frac{4}{3}G_{HM}} + \frac{1-\phi/\phi_c}{K + \frac{4}{3}G_{HM}} \right]^{-1} - \frac{4}{3}G_{HM}, \quad (3.1.5)$$

$$G_{Soft} = \left[\frac{\phi/\phi_c}{G_{HM} + z_{HM}} + \frac{1-\phi/\phi_c}{G + z_{HM}} \right]^{-1} - z_{HM}, z_{HM} = \frac{G_{HM}}{6} \left(\frac{9K_{HM} + 8G_{HM}}{K_{HM} + 2G_{HM}} \right).$$

(3) スティッフサンドモデル

このモデルではソフトサンドモデルと同じエンドメンバー（硬い方は構成粒子の弾性係数、軟らかい方は臨界孔隙率のときの弾性係数）を用いて Hashin-Shtrikman の上限式を用いて有効媒質の弾性係数を計算する。すなわち、図 3.1.4 の Hashin-Shtrikman の球殻モデルにおいて外殻を硬いとす
るモデルである。この場合、以下の式で示すことができる。孔隙率と弾性係数の関係はほぼ直線の形状をとる。

$$\begin{aligned} K_{Stiff} &= \left[\frac{\phi/\phi_c}{K_{HM} + \frac{4}{3}G} + \frac{1-\phi/\phi_c}{K + \frac{4}{3}G} \right]^{-1} - \frac{4}{3}G, \\ G_{Stiff} &= \left[\frac{\phi/\phi_c}{G_{HM} + z} + \frac{1-\phi/\phi_c}{G + z} \right]^{-1} - z, z = \frac{G}{6} \left(\frac{9K + 8G}{K + 2G} \right). \end{aligned} \quad (3.1.6)$$

(4) コンスタントセメントモデル

このモデルはコンタクトセメントモデルと同じように粒子の周りにセメンテーションが発達するが、ある程度の量になるとセメンテーションは進行せずに、ソフト/スティッフサンドモデルのように粒子間に粒子が増えることによって孔隙率が現象していくモデルである。

すなわち、ソフト/スティッフサンドモデルの軟らかい方のエンドメンバーをセメンテーションが発達した粒子の弾性係数を用いる。硬い方のエンドメンバーはソフト/スティッフサンドモデルと同じ構成粒子の弾性係数である。混合はソフトサンドモデルと同じく Hashin-shtrikman の下限式を用いる。この場合、以下の式で計算できる。

$$\begin{aligned} K_{Const} &= \left[\frac{\phi/\phi_c}{K_{Cem} + \frac{4}{3}G_{Cem}} + \frac{1-\phi/\phi_c}{K + \frac{4}{3}G_{Cem}} \right]^{-1} - \frac{4}{3}G_{Cem}, \\ G_{Const} &= \left[\frac{\phi/\phi_c}{G_{Cem} + z_{Cem}} + \frac{1-\phi/\phi_c}{G + z_{Cem}} \right]^{-1} - z_{Cem}, z_{Cem} = \frac{G_{Cem}}{6} \left(\frac{9K_{Cem} + 8G_{Cem}}{K_{Cem} + 2G_{Cem}} \right) \end{aligned} \quad (3.1.7)$$

問題はセメンテーションの発達した粒子の K_{cem} と G_{cem} の決め方であるが、簡単な方法として、セメンテーションが発達していない粒子の弾性係数を用いて Hertz-Mindrin 式で計算する。このとき、Hertz-Mindrin モデルのパラ

メータのひとつである接触数を大きくする(たとえば 15、21 など)方法もある。通常は、接触数は粒子と粒子のコンタクト数であるので、4、6、9 などが用いられている。

以上、4つのモデルによる孔隙率と V_p の関係を模式的に表わすと図 3.1.7 のようになる。

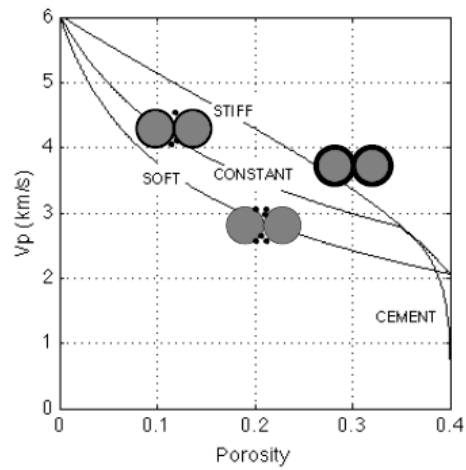


図 3.1.7 4つのモデルによる孔隙率と P 波速度の関係の模式図

3-2 Gassmann の式（間隙流体が 1 流体）

Gassmann の式は岩石全体の弾性係数が間隙内物質の弾性係数によってどのように変化するかを示すことができる。

具体的には、「岩石全体の弾性係数」は「構成鉱物粒子の体積弾性率」と、「間隙内が真空のときのいわゆる骨格の体積弾性率」と、「間隙内物質の体積弾性率」および「孔隙率」の相互関係で決まる。具体的には岩石全体の体積弾性率は以下の(3.2.1)式で表される (Gassmann, 1953, Mavko et al, 1998)。なお、(3.2.2)式に示すように岩石全体の剛性率は間隙内物質が流体のときには変化しない。

$$\frac{K_{sat}}{K_s - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_s - K_{dry}} + \frac{K_{fluid}}{\phi(K_s - K_{fluid})} \quad (3.2.1)$$

ただし、

K_{sat} : 流体で飽和したときの岩石全体の体積弾性率、

K_{dry} : 骨格の体積弾性率、 K_s : 構成鉱物粒子の体積弾性率、

K_{fluid} : 間隙内物質の体積弾性率、 ϕ : 孔隙率

$$\mu_{sat} = \mu_{dry} \quad (3.2.2)$$

ただし、

μ_{sat} : 流体で飽和したときの岩石全体の剛性率、

μ_{dry} : 骨格の岩石全体の剛性率

なお、弾性波速度 (v_p, v_s) は体積弾性率・剛性率と(3.2.5)式で表される密度を用いて、(3.2.3)式と(3.2.4)式で計算できる。

$$V_p = \sqrt{(K_{sat} + (4/3)\mu_{sat}) / \rho} \quad (3.2.3)$$

$$V_s = \sqrt{\mu_{sat} / \rho} \quad (3.2.4)$$

$$\rho = \rho_s(1 - \phi) + \rho_{fluid}\phi \quad (3.2.5)$$

ただし、 ρ : 岩石全体の密度、 ρ_s : 構成鉱物粒子の密度、 ρ_{fluid} : 間隙流体の密度

図 3.2-1 に Gassmann の式の模式図を示す。間隙内流体が 1 流体の場合は

岩石の体積弾性率は骨格の体積弾性率と流体の体積弾性率と孔隙率から求めることができる。

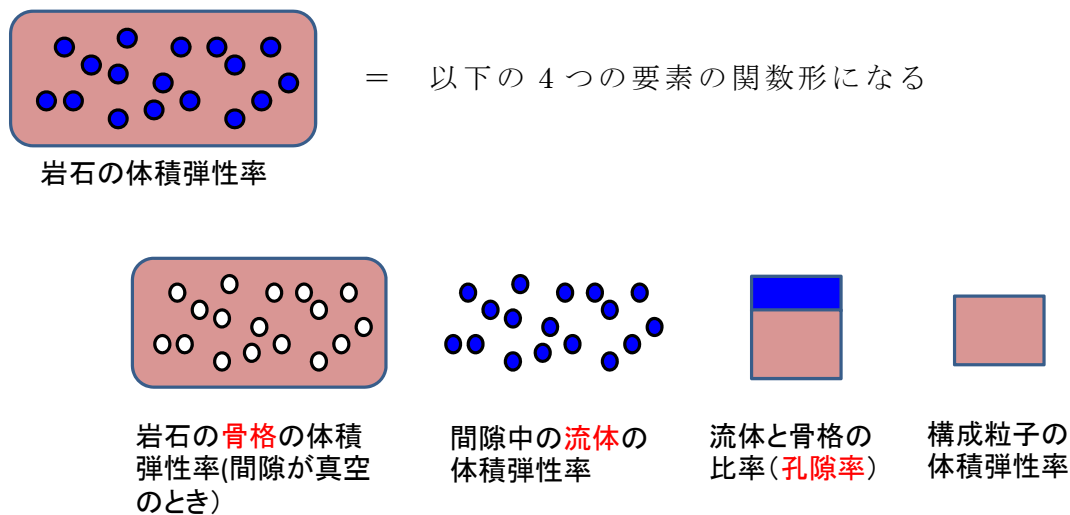


図 3.2-1 Gassmann の式の模式図

Gassmann の式の適用にあたってはひとつ注意が必要である。それは弾性波の周波数が高い領域ではこの関係式が成り立たないことである。周波数が高くなると岩石の骨格と間隙内流体が同じ周期で振動しなくなる。言い換えると弾性波によって励起された間隙内の間隙水圧は場所によって変化し、岩石全体で平衡にならない。その状態は Biot の式 (Biot、1956) で記述される。臨界周波数は岩石の骨格と流体がスリップし始める周波数といえるので、岩石の浸透率と流体の粘性によって決まる。一例を挙げると浸透率が 1 Darcy で流体の粘性が 1 cP のときはその周波数は約 10^5 Hz である (Mavko et al、2009)。この周波数以上でこのような流体を含むこのような岩石に対しては Gassmann の式は適用できない。多くの岩石はもっと浸透率は小さいので、その周波数はさらに高くなる。

3-3 間隙内流体が複数の場合

3.1 では間隙内流体が 1 種類の場合を扱ってきたが、この章では複数の場合を扱う。石油・ガス田地域では間隙内流体が油とガスと水など複数である場合は予想されうる。CO₂ 地中貯留における間隙流体は CO₂ と水であるので

2 種類である。間隙内に複数の流体をもつ岩石の弾性係数はその分布状態によって異なることが知られている。たとえば、間隙内に水とガスがある場合、その割合が一緒でも以下に述べる均質飽和と部分飽和では後者の方が弾性係数は大きくなる。

(1)均質飽和

均質飽和(Uniform Saturation)の状態とは、各間隙内で、複数の流体の混合割合（飽和度）が同じ場合である。この場合、3.1章の Gassmann の式内の間隙内物質の弾性係数を変化させるだけで 3.1.1 式の関係がそのままなりたつ。

均質飽和状態でガスと水と油が混合している間隙内流体の体積弾性率は以下の式で示すことができる。複数の間隙内流体をあたかもひとつの流体のように取り扱うことができることから有効流体モデル (Effective fluid model) とも呼ばれる。また、Gassmann-Woods の式とも呼ばれている。

$$K_{fl} = \left(\frac{S_{gas}}{K_{gas}} + \frac{S_w}{K_w} + \frac{S_{oil}}{K_{oil}} \right)^{-1} \quad (3.3.1)$$

ただし

K_{fl} : 有効流体の体積弾性率、 K_{gas} : ガスの体積弾性率、 K_w : 水の体積弾性率、 K_{oil} : 油の体積弾性率、 s_{gas} : ガスの飽和度、 s_w : 水の飽和度、 s_{oil} : 油の飽和度

ここでの飽和度は体積 100 分率で表している。

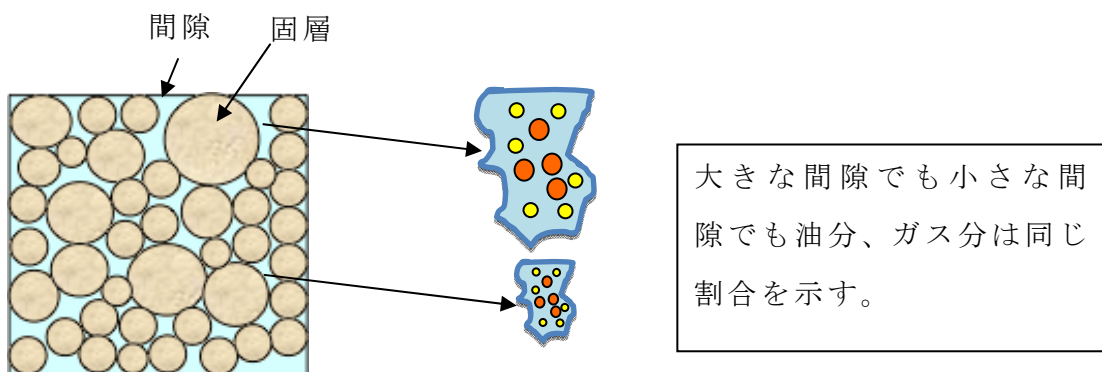


図 3.3.1 均質飽和の模式図

(2)部分飽和

部分飽和とは複数の流体の分布状態が偏っていて、一部の間隙を完全に1種類の流体が占めている状態である。たとえば、流体が水とCO₂であれば、ある部分の間隙は完全にCO₂で置換しているが、残りの部分の間隙流体は水のままの状態のことである。CO₂地中貯留のように急速に圧入する場合は部分飽和になる可能性が高いと考えられる。

この場合、全体の体積弾性率 K_{eff} は以下の式で表わされる。Hill (1963) の式と呼ばれる。また、それぞれの部分は Gassmann の式で計算できるので、Gassmann-Hill の式とも呼ばれている。

$$K_{eff} = \left(\frac{S_w}{K_w + \frac{4}{3}\mu} + \frac{S_{co_2}}{K_{co_2} + \frac{4}{3}\mu} \right)^{-1} - \frac{4}{3}\mu \quad (3.3.2)$$

ただし、

s_w : 水の飽和度、 s_{co_2} : CO₂ の飽和度、 K_w : 水で飽和した岩石の体積弾性率、
 K_{co_2} : CO₂ で飽和した岩石の体積弾性率、 μ : 岩石の剛性率

間隙内流体が変化しても剛性率は変化しないので、部分飽和状態のCO₂で飽和した部分と水で飽和した部分の剛性率は同じになる。したがって岩石全体の剛性率はCO₂のあるなしで変化しない。変化するのはP波速度に関係したP波弾性率の部分である。3.3.2式はP波弾性率を用いて下記の様に表わすことができる。

$$M_{eff} = \left(\frac{S_w}{M_w} + \frac{S_{co_2}}{M_{co_2}} \right)^{-1} \quad (3.3.3)$$

ここで、P波弾性率 M は下記の式で定義される物理量とする。

$$M = \rho V_p^2 \quad (3.3.4)$$

ただし

ρ : 密度、 V_p : P波速度

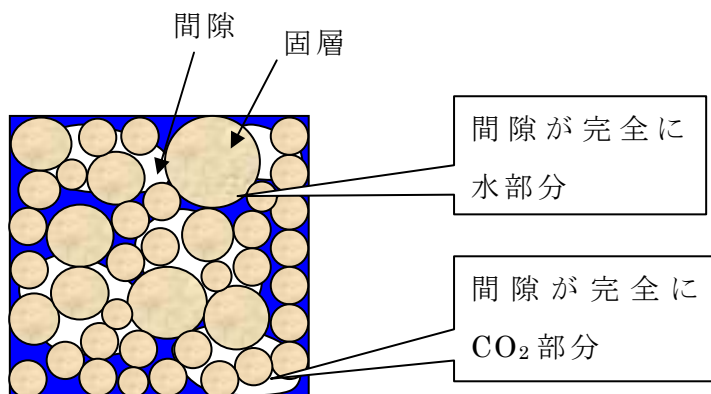


図 3.3.2 部分飽和の模式図

(3) Brie の関係式

均質飽和状態と部分飽和状態のそれぞれについて模式的に CO_2 飽和度と弾性波速度の関係を示すと、図 3.2.3 のようになる。 CO_2 飽和度がわずかに増えたときに、部分飽和の場合緩やかに弾性波速度は低下するが、均質飽和は急激に低下するのが特徴的である。

Brie et al. (1995) は水とガスの 2 流体の有効流体モデルにおいて、その計算式を、経験的パラメータを用いて下記の式で表わした。

$$K_{Brie} = (K_{water} - K_{gas})(1 - S_{gas})^e + K_{gas} \quad (3.3.5)$$

ただし、

K_{Brie} : 有効流体の体積弾性率、 K_{water} : 水の体積弾性率、 K_{gas} : ガスの体積弾性率、 S_{gas} : ガスの飽和度、 e : 経験的パラメータ

この式は、2 流体が岩石中にどのように分布しているか不明であるため、経験的パラメータを用いて、中間の値を与えている。

図 3.3.3 に CO_2 飽和度と弾性波速度の関係の模式図を示す。

$e = 1$ のときは算術平均となり、 S_{gas} と P 波速度の関係は部分飽和状態に近くなる。一方、 e が大きくなると均質飽和状態に近づいた曲線となる。ただし、 e は物理的意味がなく、経験的に決められる。

Brie の式は Gassmann の式による有効流体理論において、間隙中の 2 種類の流体の混合状態が不明であるため、パラメータによって調整しているも

のとも言える。

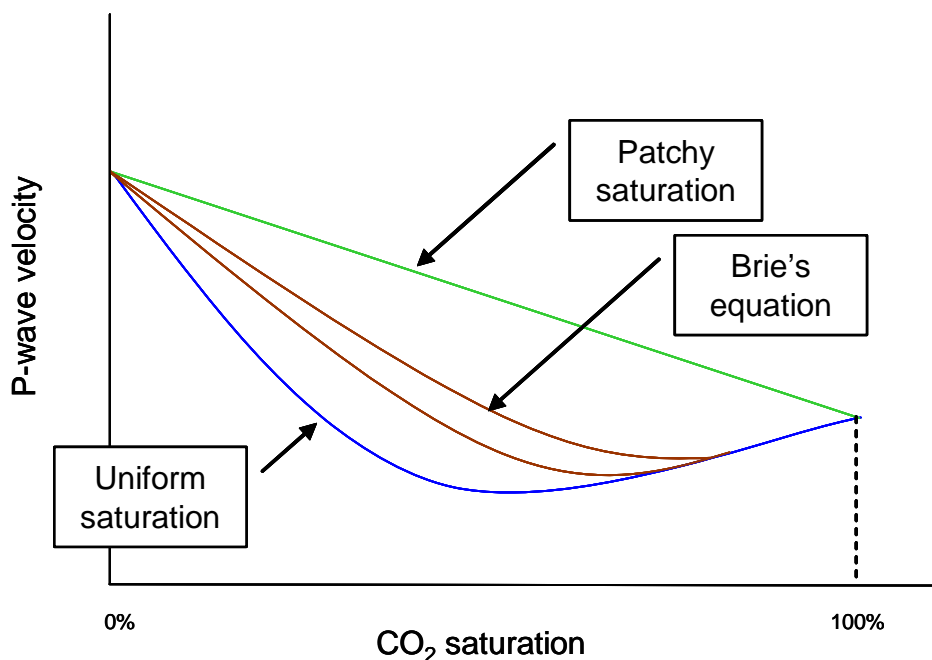


図 3.3.3 飽和状態による P 波速度と二酸化炭素飽和度の関係

3-4 修正部分飽和モデルの提案

実際のデータは均質飽和と部分飽和の間に来る場合も多く、物理的意味をもったモデルとして修正部分飽和 (Modified Patchy saturation) モデルを提案する。Brie の式は中間の飽和状態を表現するために経験的パラメータを導入したが、修正部分飽和モデルを用いることで、この現象に対する物理的解釈が明確となる。

部分飽和は、間隙内の流体をガスと水に限れば、3.3(2)章で見たように岩石の一部が完全にガスで飽和していて、そのほかの部分は完全に水で飽和している状態である (図 3.3.2 参照)。その 2 つの部分の混合により、ガス飽和度と体積弾性率の関係を求めることができる。したがって、ガスが水と置換してガス飽和度が増加する場合、最大値は 100%になる。

しかし、間隙の中の水とガスの置換の程度は岩石の構造や間隙内の流体に依存し、ガスは水と完全に置換できないことが知られている。ガスが侵入し、

水を追い出す場合（Drainage 時）ガスでは置換できない水が残存し、その量は二相流の移行シミュレーションの分野では、不動水飽和度という名前で知られている。

これは小さな間隙に入り込んだ水や、連結性の悪い間隙の中に取り込まれた水がガスによって完全に置換されないことを示している。

図 3.4.1 に二酸化炭素と水による二相流の移行シミュレーションで用いられる岩石の相対浸透率を表す曲線の例を示す。



図 3.4.1 二相流移行シミュレーションに用いられる相対浸透率曲線の例

この図の岩石では、不動水飽和度は約 0.3 である。すなわち間隙全体の約 30%の部分に存在する水は二酸化炭素と置換できないで、そのまま残留する。

これまでの部分飽和理論（Patchy saturation theory）では水 100%の部分とガス飽和度 100%の混合として扱ってきたが、上記のことから、ガス飽和度は 100%まで水とは置換できない。

したがって、ここで、ガス飽和度が最大となるのは 100%ではなく（ $1 - \text{不動水飽和度}$ ）となる修正部分飽和モデル（Modified Patchy saturation model）を提案する。さらに（ $1 - \text{不動水飽和度}$ ）は臨界ガス飽和度と名付け、その模式図を図 3.4.2 に示す。これに伴い、飽和度に応じて体積弾性率を求める(3.3.3) 式の修正が必要となる。

この臨界ガス飽和度という考えは、岩石を有効媒質としてモデル化するとき、岩石の構成粒子と水をエンドメンバーとする混合によっていたものを、Nurらは水100%ではなく、臨界孔隙率を固体として維持できる最大の孔隙率として定義し、エンドメンバーとした考えを参考にしている (Nur et al.,1995)、(図 3.4.3 参照)。

ここで提案した修正部分飽和モデルでは、臨界ガス飽和度の部分と水100%の部分のエンドメンバーとした混合により、ガス飽和度と P 波弾性率の関係を導く。具体的には以下の式により実現できる。

$$M_{eff} = \left(\frac{S_w}{M_w} + \frac{S_{sgas}}{M_{sgas}} \right)^{-1} \quad (3.4.1)$$

ここで M_{eff} は岩石全体の P 波弾性率、 M_w は水の P 波弾性率、 M_{sgas} は臨界ガス飽和度状態の P 波弾性率、 s_w は水の飽和度 (全間隙中の水の体積分率)、 s_{sgas} は臨界ガス飽和度で飽和している全間隙中の体積分率を示す。今、臨界ガス飽和度を s_{Cgas} とすると、全体のガス飽和度は次式で示される。

$$S_{gas} = S_{sgas} \times S_{Cgas} \quad (3.4.2)$$

修正部分飽和モデルでは Brie の式と同様に、これまでの部分飽和と均質飽和の間にその曲線は描かれる。図 3.4.4 に修正部分飽和モデルの P 波速度と CO₂ 飽和度の関係の模式図を示す。

Brie の式と異なり、修正部分飽和モデルの物理的意味は、部分飽和モデルのエンドメンバーを 100%ガス飽和度から臨界ガス飽和度という物理的意味を持つものに変更しているということである。それは、ガスは完全に間隙中の水を置換できないという事実に基づいている。

ここで定義した臨界ガス飽和度は岩石によって異なるが、これまで二相流の移行シミュレーションのために室内岩石試験などによって、不動水飽和度という名前で測定されてきている。逆に室内岩石試験により P 波速度の変化が測定されれば、修正部分飽和モデルで定義される臨界ガス飽和度が推定でき、そこから不動水飽和度を決定することができる。

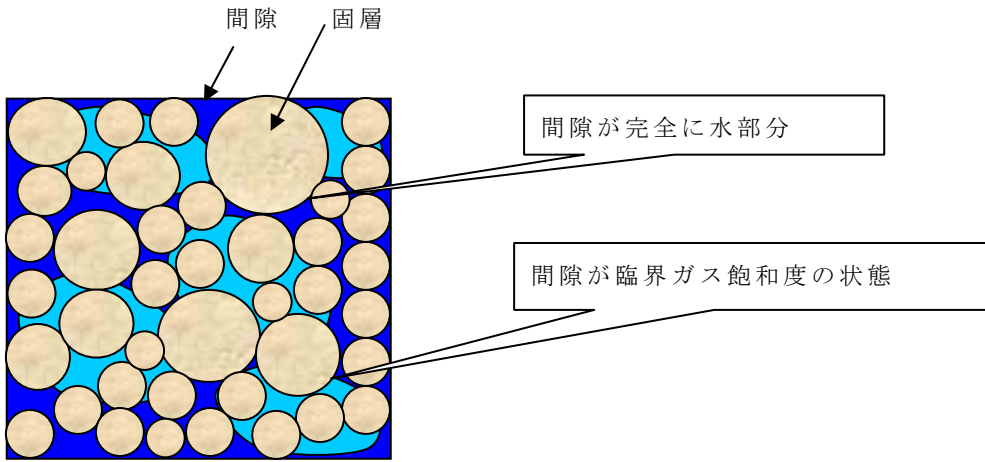


図 3.4.2 修正部分飽和モデルの模式図

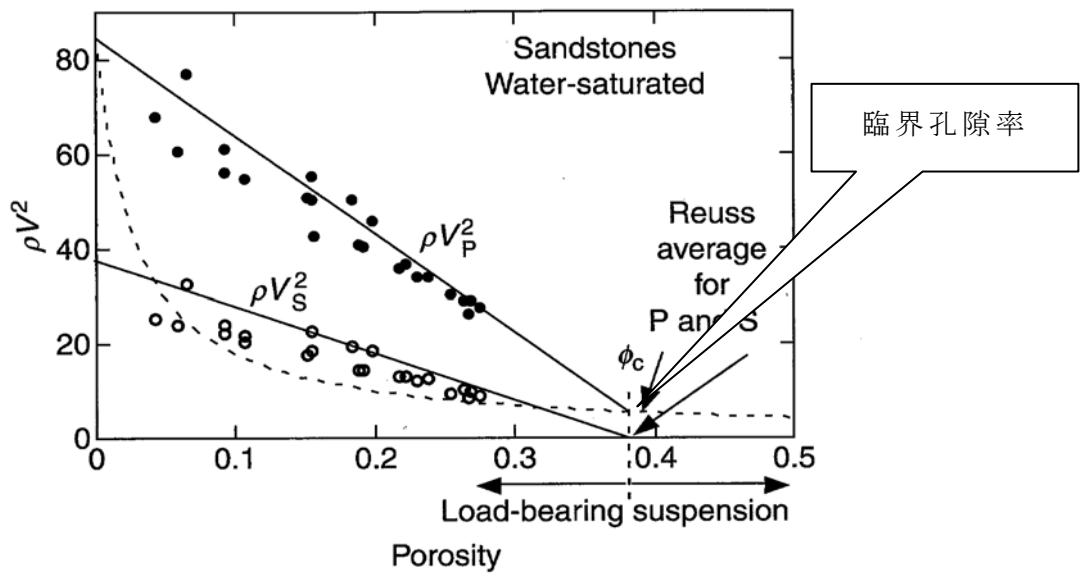


図 3.4.3 臨界孔隙率 (Mavko et al., 2009)

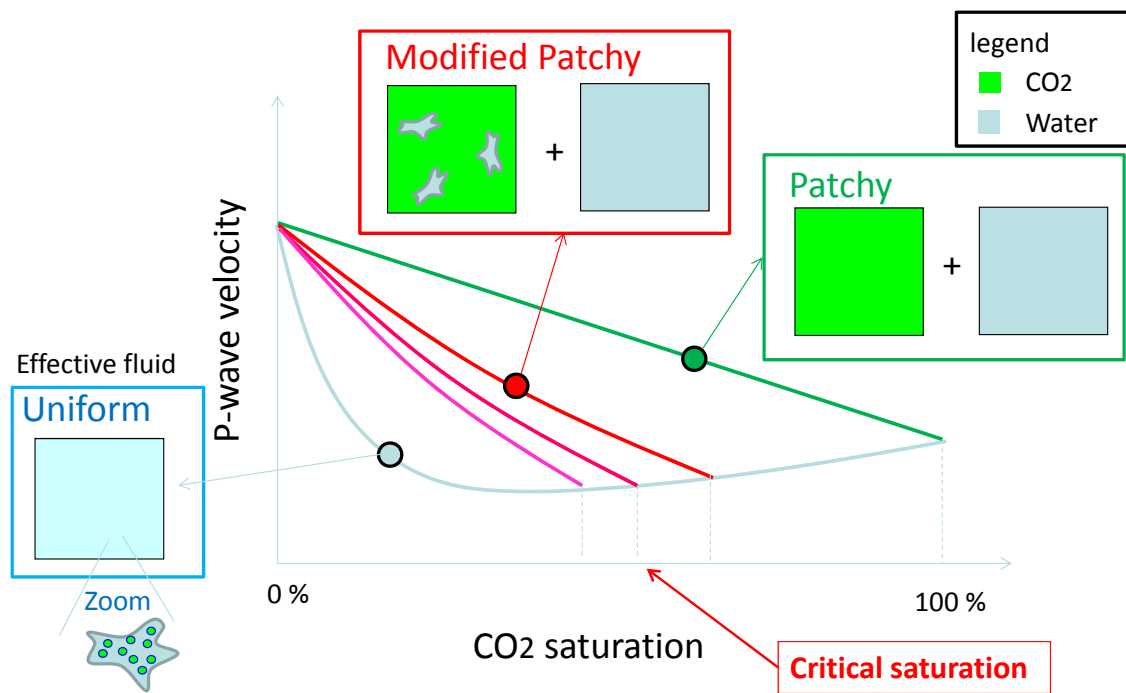


図 3.4.4 修正部分飽和モデルにおける P 波速度と CO₂ 飽和度の関係模式図

3-5 部分飽和のサイズについて

間隙中の CO_2 を部分飽和として観測するには用いる弾性波の波長との関係を考慮しておく必要がある。部分飽和のときの CO_2 の集合体の大きさ（今後、部分飽和サイズと書く）が非常に小さければ、用いる弾性波の波長によっては均質飽和として観測される。また、弾性波の波長が部分飽和サイズに比して十分に大きければ、同じように均質飽和として観測される。

本章では、用いる弾性波の周波数から、部分飽和として観測可能な最小のサイズを求める方法を間隙水圧の拡散現象の観点から考察する。

(1) 部分飽和の限界サイズ

まず、均質状態の場合の Gassmann の式と有効流体モデルについて考えると、3.2 章で述べたように Gassmann の式を間隙のある物質に適用する場合、間隙内流体の圧力が適用範囲の中で一定でなければならない。すなわち、有効流体モデルが適用可能な範囲は弾性波によって励起される間隙水圧が平衡状態になる範囲である。弾性波による励起圧力が十分拡散したあとに弾性波振動がおきれば、間隙水圧が平衡状態下で弾性波伝播が起こっていることになる。その場合、有効流体モデルが成立して、間隙流体の体積弾性率は流体各成分の調和平均で計算でき、Gassmann の式が適用可能である（図 3.5.1 参照）。

ある距離までの圧力の拡散は緩和時間で決まり、それと最小弾性波振動時間（1 周期）が一致する、その距離を限界サイズとよぶ (Mavco et al., 2009)。限界サイズより小さいところでは間隙水圧は平衡であり、有効流体モデルがなりたつ。しかし、大きいところではもはや Gassmann の式はなりたたずに、限界サイズ以下の有効流体モデルで計算できる部分の混合によって岩石全体の弾性係数を計算しなければならない。この状態が部分飽和である。

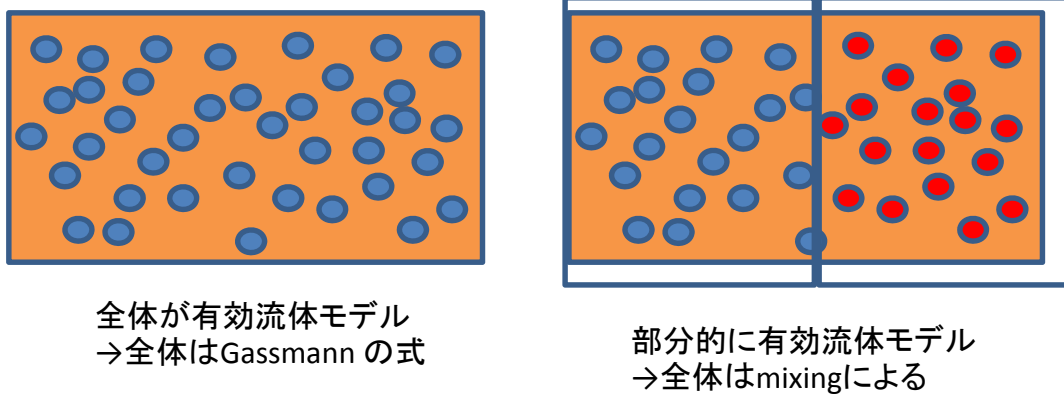


図 3.5.1 均質飽和と部分飽和の模式図

(1) 限界サイズの求め方

以下に具体的に限界サイズを求める方法について述べる。

間隙水圧の伝播は岩石中の拡散方程式(3.5.1)によって決まる。拡散方程式は圧力が入力されたときに、間隙水圧が岩石中をどれくらいの速さで伝わるかを表している。

$$\frac{1}{D} \frac{\partial P}{\partial t} = \nabla^2 P \quad (3.5.1)$$

$$D = \frac{\kappa}{\eta \phi (\beta_{fl} + \beta_{pv})}$$

ここで $D, P, \kappa, \eta, \phi, \beta_{fl}, \beta_{pv}$ はそれぞれ、拡散係数、圧力、浸透率、粘性係数、孔隙率、流体の圧縮係数、間隙の圧縮係数を示す。

なお、ここで間隙の圧縮係数 β_{pv} は以下の式で書くことができる (Mavko et al., 1998)。

$$\beta_{pv} = \frac{1}{K_{pv}} = \frac{1}{\phi} \left(\frac{1}{K_{dry}} - \frac{1}{K_o} \right) \quad (3.5.2)$$

K_{pv} 、 ϕ 、 K_{dry} 、 K_o はそれぞれ、間隙の体積弾性率、孔隙率、骨格の体積弾性率、構成粒子の体積弾性率を示す。骨格及び構成粒子の体積弾性率は非常に大きいために間隙の圧縮係数 β_{pv} は、間隙流体の圧縮係数 β_{fl} に比べて非常に小さい。

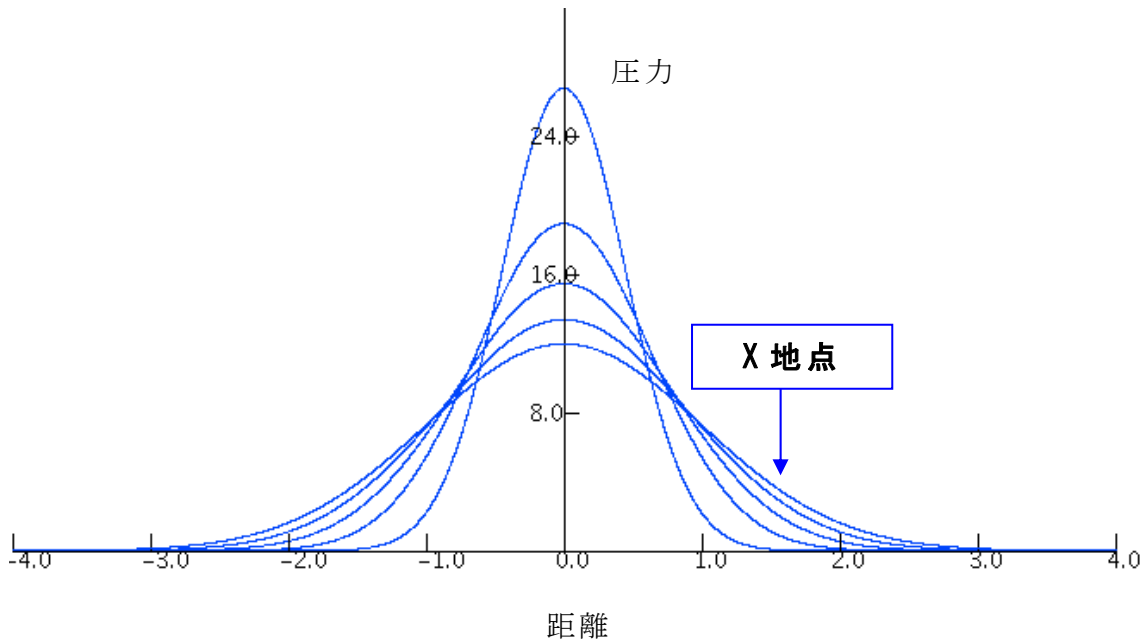


図 3.5.2 拡散方程式の解(圧力～距離)

拡散方程式の解を図示すると図 3.5.2 のようになる。距離 0 の地点に圧力が加わったときに、それが時間とともに拡散していく様子を示している。今、図中の X 地点を考える。そこでの圧力の時間変化は、最初はゼロで、その後急速に立ち上がり、ピークを過ぎると徐々に下がっていく。そのピークになる時間を拡散方程式の解では緩和時間 τ と呼んでいる(図 3.5.3 参照)。

拡散方程式を一次元で解くと以下の式となる。

$$P(x,t) = \frac{P_0}{\sqrt{4\pi Dt}} e^{-x^2/4Dt} = \frac{P_0}{\sqrt{4\pi Dt}} e^{-\tau/t} \quad (3.5.3)$$

緩和時間は式(3.5.3)を微分してゼロとなる時間として求まる (図 3.5.2)。

x 地点での緩和時間 τ_d は以下の式(7)で表される。

$$\tau_d = \frac{x_0^2}{4D} \quad (3.5.4)$$

図 3.5.3 に拡散方程式の解をグラフにして示す。圧力がピークとなる時間が緩和時間 τ となる。

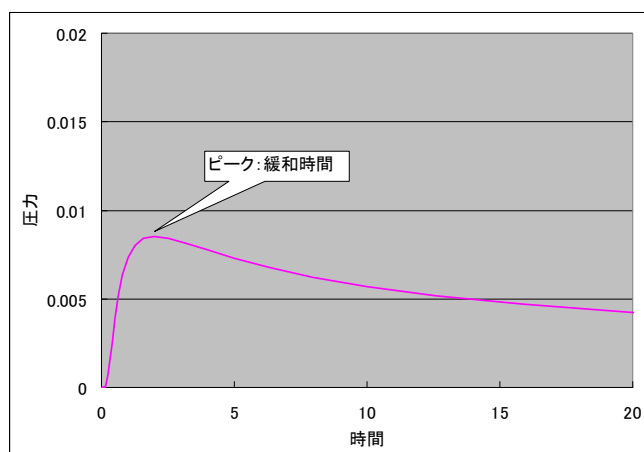


図 3.5.3 X 地点の拡散方程式の解（圧力～時間）

間隙水圧が平衡になる時間と弾性波が振動する時間の大小で均質飽和状態となるか部分飽和状態となるかが決まる。緩和時間の過ぎたあと（ほぼ一定の間隙水圧状態で）弾性波が振動すれば均質飽和となり、その前に振動すれば部分飽和となる。

弾性波の最小振動時間として一周期を考える。周波数を f とすると周期 τ_s は以下の式(3.5.5)で書ける。

$$\tau_s = \frac{1}{f} \quad (3.5.5)$$

式(3.5.4)の間隙水圧拡散時間と式(3.5.5)の周期を比較して、部分飽和になるのは以下の場合となる。

$$\tau_d \geq \tau_s \quad (3.5.6)$$

また、等号の時間が限界時間となる。今、ある地点 x_0 での緩和時間を計算しているので、式(3.5.6)の等号が成り立つときの地点が部分飽和の限界サイズとなる。以下の式で示すことができる。

式(3.5.4)、(3.5.5)、(3.5.6)から限界サイズ x_0 は、

$$x_0 \geq \sqrt{\frac{4D}{f}} \quad (3.5.7)$$

となる。式(3.5.7)より用いる弾性波の周波数と部分飽和の最小サイズの関係が分かる。

第4章 長岡プロジェクトの検層結果への適用

本章ではまず、わが国初の二酸化炭素圧入実証試験であった新潟県長岡市でのプロジェクトの概要について記し、次にここでの検層結果に対して第3章で提案した修正部分飽和モデルを適用した結果について述べる。また、地中の二酸化炭素の分布範囲を求めるために実施した弾性波トモグラフィについては章を改めて、第5章で述べる。

4-1 長岡プロジェクトの概要

(1)実証試験の概要と目的

長岡プロジェクトは CCS の研究を目的としたわが国初の二酸化炭素圧入実証試験プロジェクトである。2003年7月7日に圧入を開始し約550日間にわたって圧入が行なわれた。総圧入量は約10,400トンである。圧入レートは1日あたり20トンから40トンである。他の海外のプロジェクトである Sleipner、Weyburn、Insalah などの総圧入量に比べれば小規模なプロジェクトといえる。

一方、長岡ではモニタリングの実証を重要視して、圧入坑井を取り囲むように観測井を3坑井掘削した。それらの観測井を用いて、弾性波トモグラフィ、物理検層、坑井内テストなどが行なわれた。

プロジェクトの目的は以下の通りである（棚瀬他、2008）。

- ・わが国の地下深部塩水層において、二酸化炭素の地中貯留が可能であることを示す。
- ・圧入した二酸化炭素の挙動を観測することによってその貯留メカニズムを知る。
- ・既存技術（石油・天然ガス分野等）の二酸化炭素地中貯留への適用性を検討する。
- ・これらにより、将来のより大規模な圧入のための経験を得る。

図 4.1.1 に地上設備の写真を示す。二酸化炭素は液化した状態で搬入され、タンクに一旦貯留されたあと、加温加圧されて、液体と気体の中間状態である超臨界状態で地下に圧入された。写真は、後方が貯留用タンク、その隣が加温加圧装置で、手前が圧入坑井を示している。



図 4.1.1 長岡プロジェクトの地上設備

(2)試験地点の概要

試験地点は新潟県長岡市の南西部に位置している南長岡ガス田地域の中にある。構成する地層の層序、岩層は以下の通りである。

魚沼層：前期～中期更新世

灰爪層：前期更新世

西山層：前期鮮新世～前期更新世

西山層は青緑色～灰色の塊状泥岩からなり、黄褐色砂岩や白色火山灰の薄層を挟む。灰爪層は細～中粒砂岩、砂質シルト岩、砂岩・泥岩互層からなり、石灰質の砂岩を伴う。魚沼層は下位から砂岩層、砂岩・泥岩・礫岩層、礫岩・砂岩・シルト岩互層に区分されているが岩相の指交関係が認められる。

圧入のための新規坑井掘削の地点選定にあたっては、既存坑井の検層デー

タ、既往弾性波探査などを参考にした。二酸化炭素の貯留層として、深度約1100mに分布する地下深部塩水層（灰爪層の砂岩卓越部）を、キャップロック層として貯留層上位の同じく灰爪層の泥岩卓越部とした。なお、南長岡ガス田では西山層下位の寺泊層以深が天然ガス産出層となっており、新規掘削地点近傍では深度4700m以深が探鉱対象となっている。



図 4.1.2 長岡プロジェクトの地点と地層構成

(3)坑井の配置と調査の概要

長岡プロジェクトでは各種モニタリングのために、観測坑井を3坑井掘削した。圧入坑井はIW-1、観測坑井はOB-2、OB-3、OB-4と名づけられた。地表の坑口は近接しているが、傾斜ボーリングを行うことで、貯留層深度近傍ではモニタリングに必要な距離が取られている。

図4.1.3に地表からの概略の坑跡図を示す。また、図4.1.4に貯留層TOPにおける平面図を示す。

なお、坑井はほとんどが鉄ケーシングで装着されているが、1部は電磁誘導を用いた比抵抗検層を可能にするため、グラスファイバーによるケーシングが設置されている。具体的には、観測孔OB-2坑(945-1210m)、OB-3坑(1045-1145m)、OB-4坑(925-1155m)に設置されている。

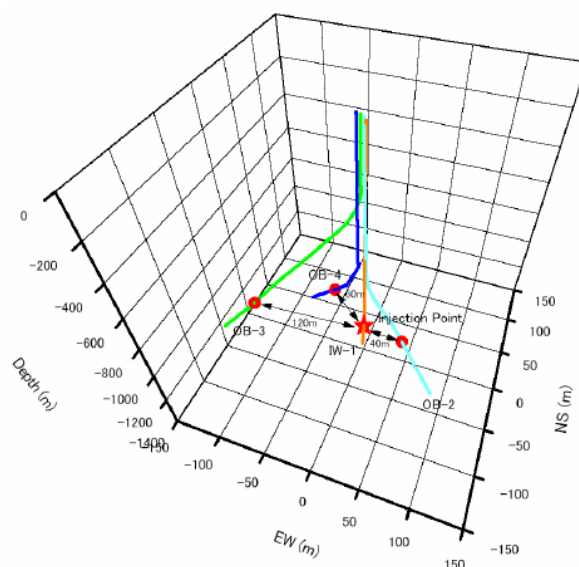


図 4.1.3 地表からの概略坑跡図

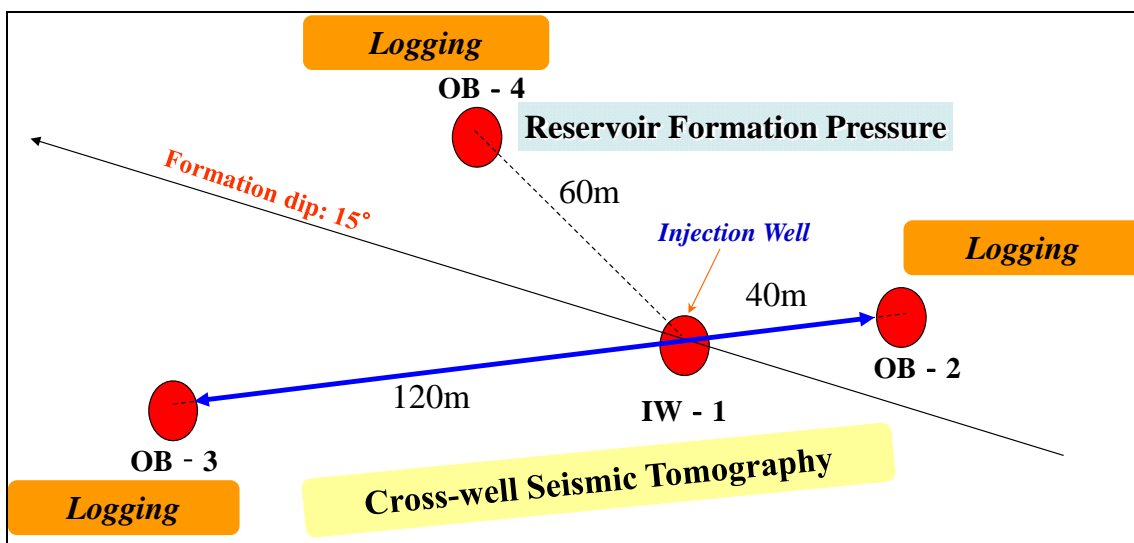


図 4.1.4 貯留層 TOP の坑井平面配置図

(4)貯留層の主な特徴

貯留層の主な特徴を以下に示す。

- 深さ：約 1100m
- 圧入層（Zone2 と名付けられた）の厚さ：約 12m
- 坑底温度：48℃
- 坑底圧力：11MPa

- 貯留槽の浸透率：約 10mD
- 貯留槽の孔隙率：約 25%

(5)二酸化炭素圧入状況

圧入は 2003 年 7 月から開始された。圧入レートは当初 40 トン/日であったが、坑底の圧力値を検討して 20 トン/日に落とし、その後、再び 40 トン/日に戻した。圧入した総量は 10、400 トンであった。図 4.1.5 に圧入レート、累積圧入量の日変化を示す。

(6)モニタリングの概要

モニタリングは坑井内における温度、圧力、弾性波トモグラフィ、物理検層（比抵抗、二酸化炭素飽和度、弾性波速度）、地層流体サンプリング、微動観測が行なわれた。表 4.1.1 にそれぞれの内容について示す。また、前述の図 4.1.4 の貯留槽トップの平面図にも記載してある。

表 4.1.1 長岡プロジェクトにおけるモニタリング項目

項目	頻度	モニタリング位置	期間
温度, 圧力	連続	IW1,OB-4	2003年6月から
弾性波トモグラフィ	8回	OB-2とOB-3の間	2003年2月から
物理検層	圧入中は約2週間ごと	OB-2,OB-3,OB-4	2003年6月から
インダクション(比抵抗)			
中性子(二酸化炭素飽和度) 音波(弾性波速度)			
地層流体サンプリング,分析	1回	OB-2	2005年12月
微動観測	連続	敷地内地表	2003年2月から

温度、圧力計測は圧入対象である貯留層 Zone-2 の温度、圧力を連続的に測定した。圧入井 IW-1 では深度 1072m、観測井 OB-4 では 1090m にそれぞれ、センサーを設置した。

弾性波トモグラフィは観測井 OB-2 と OB-3 の間で二酸化炭素圧入前にベースライン測定として第 1 回目の測定を行い、その後、圧入中、圧入終了後

も測定を行ない、合計 7 回の測定を実施している。二酸化炭素が圧入されることにより、地層の弾性波速度が小さくなることが予想される。弾性波速度の低速度区間をトモグラフィにより検出することで二酸化炭素の地層中の分布範囲をとらえることができる。

物理検層は観測井 OB-2、OB-3、OB-4 において音波検層、比抵抗検層、中性子検層を実施した。2003 年度は 2 週間から 2.5 か月の間隔で、2004 年度は約 1 ヶ月の間隔で測定を行い、圧入終了後の 2005 年度は 4 回の測定を行った。圧入後の長期挙動のモニタリングのためにその後も実施している。現時点で 37 回実施されている。

地層流体サンプリング、分析は観測井における物理検層によって圧入後の二酸化炭素の到達が示されている深度において、実際に二酸化炭素の存在を直接確認することを目的として 2005 年 12 月に実施し、その存在を確認することができた。

微動観測は敷地の境界付近に地震計を設置し、圧入前後での自然地震の発生の頻度の変化を取得する目的で実施した。その結果、顕著な変化は観測されなかった。

図 4.1.5 にこのプロジェクトでのモニタリングのタイミングについて示す。圧入を開始した 2007 年 7 月 7 日を基準とした経過日数で示している。同時に圧入レートと圧入量の変化についても示す。

4-2 モニタリングに用いた物理検層の概要

物理検層は圧入前に地質状況の調査の一環として複数の種目が行われたが、CO₂ 圧入後の挙動モニタリングとして実施されたものは比抵抗（インダクション式）検層、音波検層、中性子検層の3種類である。

(1) 物理検層の方法

上記3種類の検層手法について、主な仕様を述べる。

・比抵抗検層

方式：デュアルインダクション（2つの送受信距離をもつ）

探査深度：Deep、62インチ、Medium、31インチ

測定範囲：0.2～2000 Ω m

比抵抗は地層の電流の流れにくさを表す。二酸化炭素は不導体であるため、比抵抗を測定することで二酸化炭素の分布範囲や量を把握できる。

また二酸化炭素は水に溶解すると比抵抗が小さくなることが知られている。そのため、溶解の程度を把握できる可能性がある。

インダクション方式の比抵抗検層機は直接地層に電流を流さず、電磁誘導を利用した方法で比抵抗を測定する。そのため、FRPなどの不導体のケーシング内から、測定が可能である。

・音波検層

方式：低周波ダイポール（高周波のP波と低周波のSが測定可能）

発信周波数：Monopole（P波）15 k Hz

Dipole(S波) 1.5 k Hz

発受信間隔：Monopole 11、12、13、14 feet

Dipole 11、12、13、14 feet

音波検層では弾性波速度を測定する。間隙中に存在する超臨界状態である二酸化炭素は水に比べて弾性波速度が小さい。そのことを利用して弾性波速度の低下域と低下量から二酸化炭素の分布域と量を把握できる。

・中性子検層

主な仕様を以下に示す。

方式：2 ディテクタ

センサ間隔：Near 10 インチ He3 プロポーショナルディテクタ

Far 25 インチ He3 プロポーショナルディテクタ

中性子線源： $^{241}\text{Am}\cdot\text{Be}$ 111GBq

中性子検層は線源より地層に中性子を放射し、そのエネルギーが減少したものを検出することによって、地層中の水素原子の量を求める。水素原子の量は水分中にもっとも多いので、水分量を検出していることになり、そのため孔隙率検層とも呼ばれる。二酸化炭素と水が置換すれば、水分量が減るため、二酸化炭素飽和度を測定できる。

・ ガンマ線検層

ガンマ線検層は岩石から放射されるガンマ線をツール中の検出器でとらえる。ガンマ線は本地域のような堆積岩地域では粘土鉱物の多い区間で大きなカウント数となる。

(2) 物理検層結果

物理検層結果を図 4.2.1 に示す。

図中、左からインダクション検層による比抵抗、自然放射能検層によるガンマ線、中性子検層による孔隙率、音波検層による P 波速度、S 波速度を示す。

検層記録は黒線が二酸化炭素到達前のもので、赤線が到達後（ブレイクスルー後）の記録を示す。二酸化炭素が圧入された区間は図中、**Zone2** と書かれた深度区間である。

二酸化炭素到達前後の比較では、比抵抗は増加し、ガンマ線は変化しなかった。中性子による孔隙率は大きく減少し、P 波速度も減少がみられなかった。S 波速度は変化が明らかでない。これらの現象は二酸化炭素が地層中の間隙水と置換したことによっておこる現象を示している。

すなわち、二酸化炭素は比抵抗が高く弾性波速度が遅い。中性子は置換によって水素原子の減少、つまり水分量の減少が測定されている。

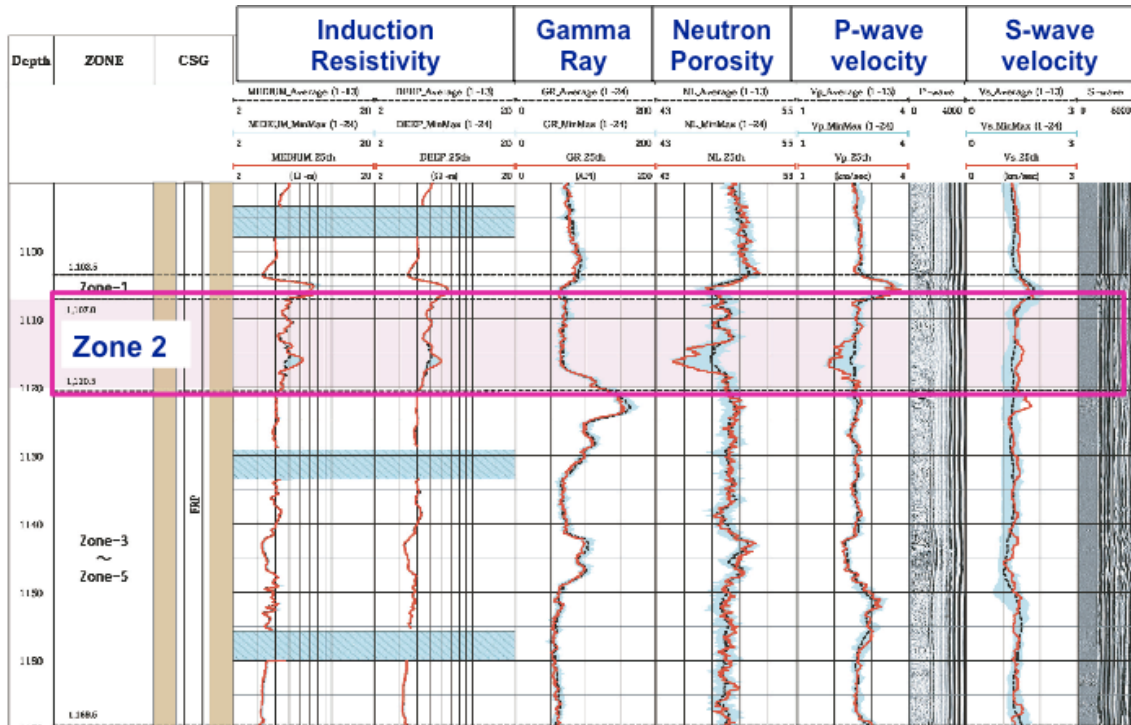


図 4.2.1 物理検層結果

4-3 弾性波速度からの CO₂ 飽和度の推定

モニタリングに用いた物理検層結果のうち、中性子検層と音波検層の結果を用いて、弾性波速度による二酸化炭素飽和度の推定を行う。

(1) 使用した検層データ

今回利用した検層データは、CO₂ 圧入後、最初に変化が観測された観測井 OB-2 孔の音波検層、中性子検層のデータである。OB-2 孔には、13 回目～14 回目の測定の間 CO₂ が観測孔に到達している。

OB-2 孔で繰り返し測定した 1～26 回目の音波検層結果と中性子検層結果を図 4.3.1 と図 4.3.2 にそれぞれ示す。図中の枠線は圧入区間の Zone-2 を示す（おおよそ深度 1107～1120m）。

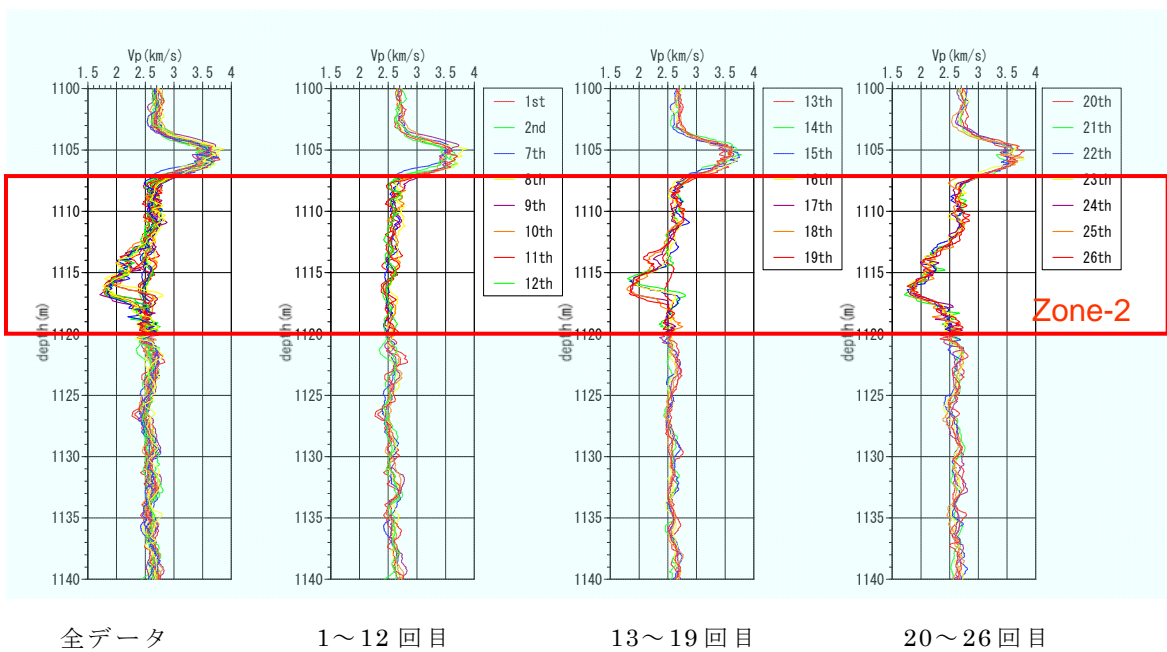


図 4.3.1 音波検層結果（1回目から26回目）

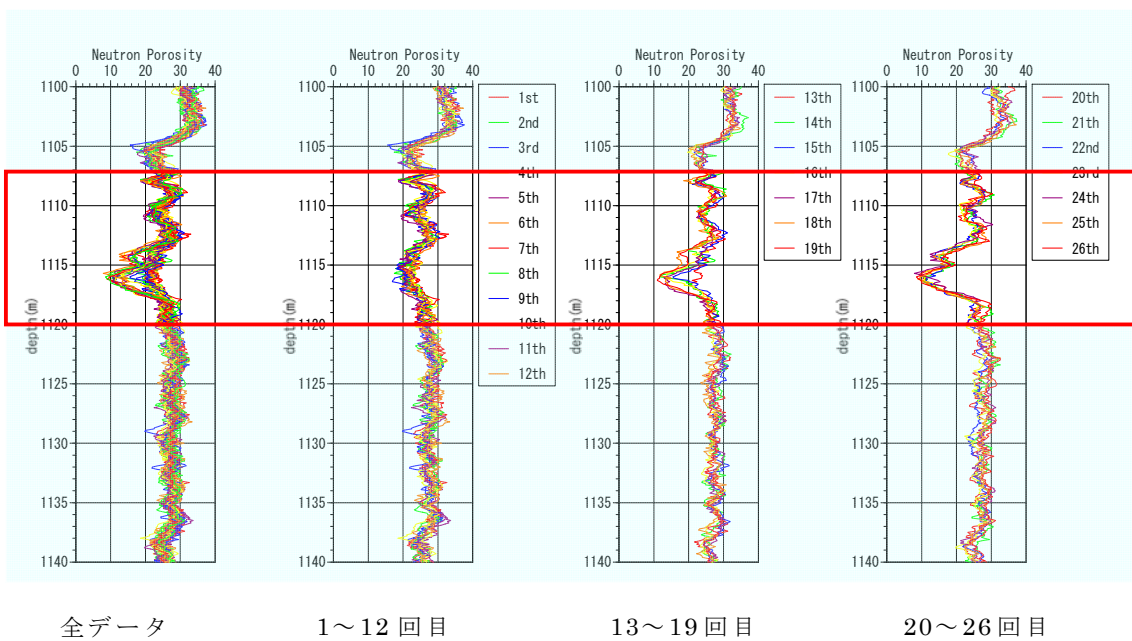


図 4.3.2 中性子検層結果（1回目から26回目）

音波検層による弾性波速度と中性子検層による孔隙率の対比を行うために
 図 4.3.3 に並べて表示する。

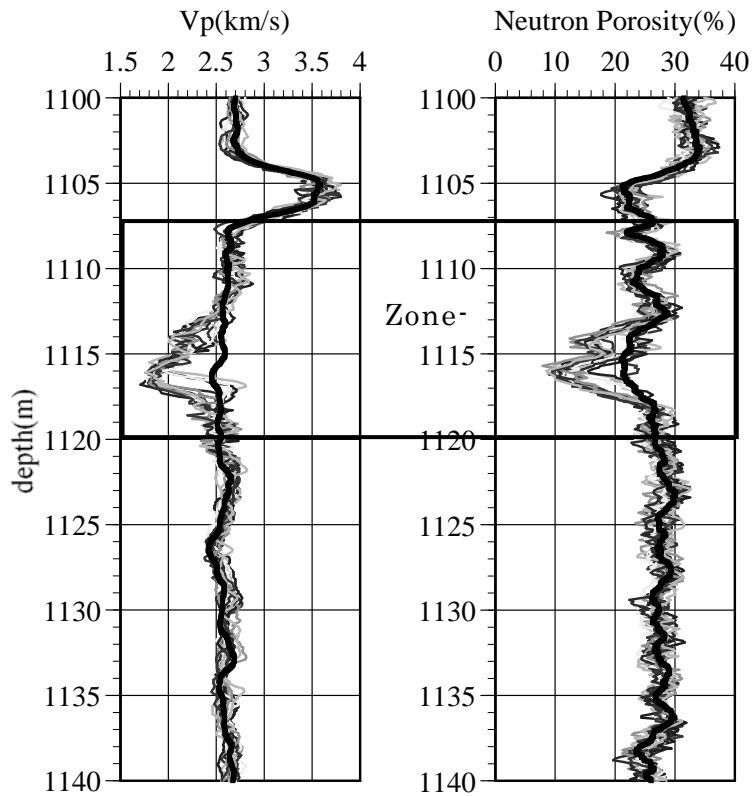


図 4.3.3 音波検層と中性子検層結果の対比図

前図らと同様に、図中の枠線は Zone-2 を示す。グラフ内の太い実線はブレイクスルー前の 1 から 13 回目を平均したものである。

Zone-2 の区間で、P 波速度の低下、中性子間隙率の低下が見られる。Zone-2 以外の深度においても測定結果には多少の変化が見られるが、これは測定回ごとのばらつきと考えられる。

弾性波速度と CO₂ 飽和度の関係を検討するために、中性子検層の結果から CO₂ 飽和度を計算した。ベースラインの中性子間隙率を ϕ_b 、圧入後の中性子間隙率を ϕ_m とおく。中性子検層が水分量を測定していると考え、元の間隙に CO₂ が入り込んでいくことで中性子間隙率は減少し、その減少の割合が CO₂ 飽和度と考えられる。そこで、以下の 4.3.1 式を用いて CO₂ 飽和度 S_g の経時変化を求めた。なお、ここでは 1 ~ 12 回目の測定結果の平均値をベースラインの値とした。得られた CO₂ 飽和度を図 4.3.4 に示す。

$$S_g = \frac{\phi_b - \phi_m}{\phi_b} \quad (4.3.1)$$

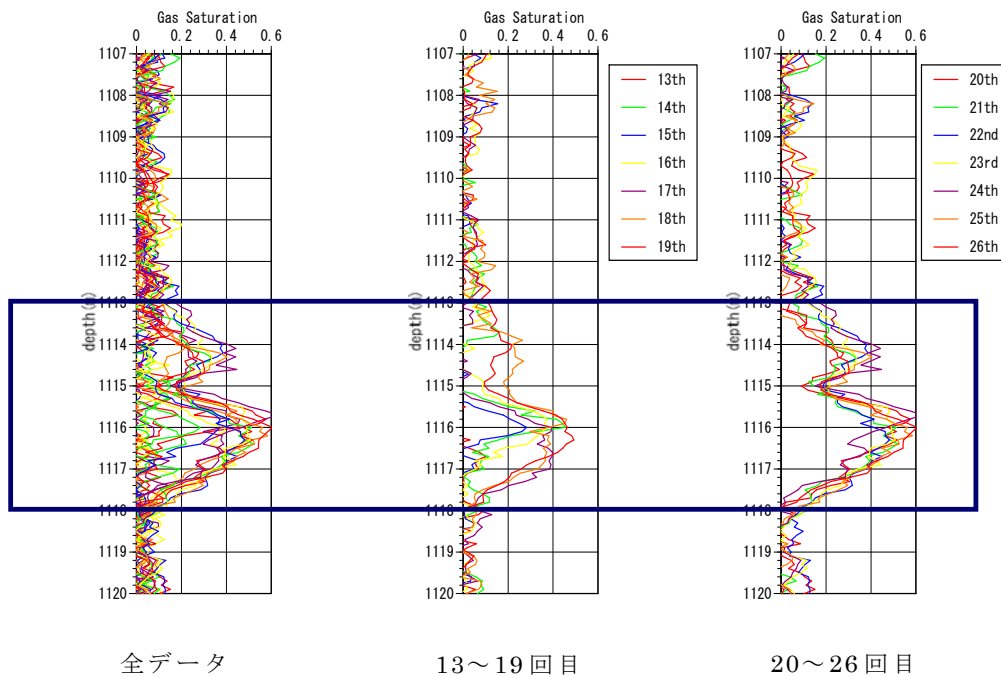


図 4.3.4 中性子検層から求めた CO₂ 飽和度

(2) CO₂ 飽和度と P 波速度の関係

音波検層結果から求めた P 波速度と中性子検層結果から求めた CO₂ 飽和度の値を用いて、CO₂ 飽和度と弾性波速度の関係を求める。この関係を正確に求めるためには、飽和度の広い範囲のデータが必要である。そのため、対象とする深度区間を 1113m～1118m とし、その全データに対して、クロスプロットを行った。

ただし、採用した検層の回数はブレークスルー後の全データではなく、ブレークスルー後時間が経過し、安定した飽和度が得られる 20 回目～26 回目とした。図 4.3.5 にその結果を示す。

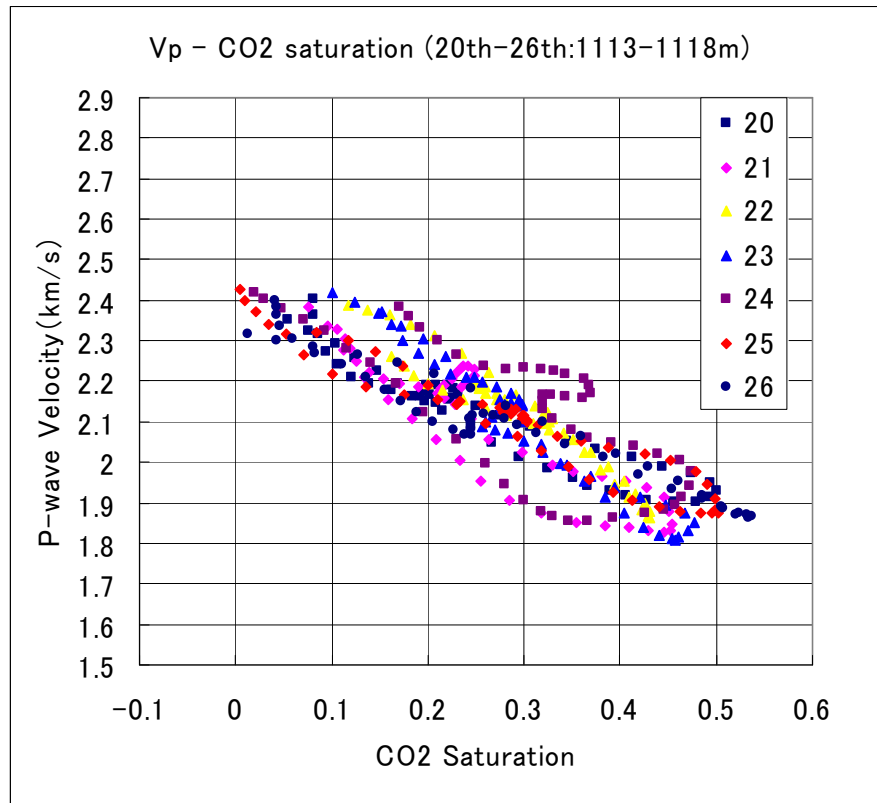


図 4.3.5 CO₂飽和度と弾性波速度の関係
(20～26回目、深度区間 1113～1118m)

図 4.3.5 は、CO₂ 飽和度の増加に伴って、徐々に弾性波速度が減少していく様子を示している。間隙の中の水と置換した CO₂ が弾性波速度の低下を引き起こしていることがわかる。また、CO₂ 飽和度が 0.5 程度より大きなものは数点しか存在せず、CO₂ 飽和度に上限が存在するように見える。3.3 章で示した修正部分飽和 (Modified Patchy Saturation) モデルにおける臨界ガス飽和度の存在を予想させる。

(3)モデル化による理論曲線との比較

3.3 章で述べたように CO₂ 飽和度と弾性波の速度の関係をミクロな視点から考察するためには岩石のモデル化が必要である。具体的には Gassmann の式を適用する際に乾燥骨格の体積弾性率 K_{dry} を求める必要がある。

3.1 章に示すように、CO₂ の貯留対象層のような比較的大きな間隙をもつ

砂岩に対するモデルは 4 種類（コンタクトセメント、 コンスタントセメント、 ソフトサンド、スティッフサンド）程度が考えられる。貯留対象層である灰爪層は P 波速度が 2.5km/s 程度と小さく、また堆積時代が第四紀と新しいこともあり、砂粒子をとりまくセメンテーションがあまり発達していないことが予想された。そのため、ここではソフトサンドモデルを採用した。下記にソフトサンドモデルの模式図を示す。

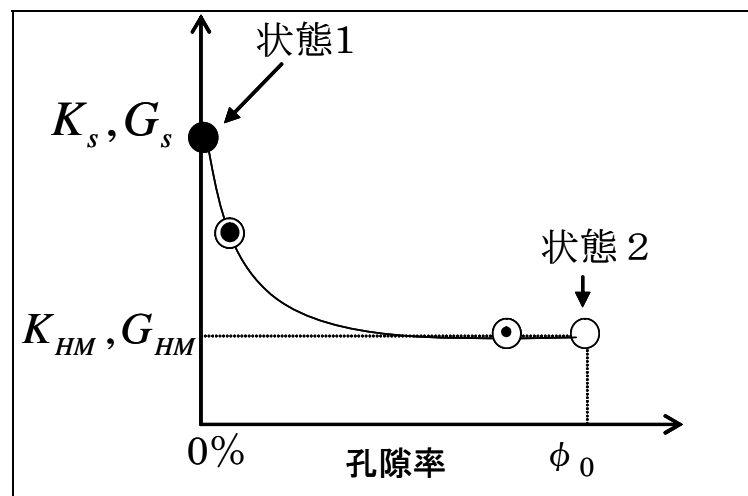


図 3.1.6 ソフトサンドモデルの模式図(再掲)

ソフトサンドモデルは硬い状態（状態 1：構成鉱物の弾性係数）と軟らかい状態（状態 2：臨界孔隙率（固体として維持できなくなる孔隙率））のときの弾性係数を Hashin-Strikman の下限式で混合することによって、岩石全体の弾性係数と孔隙率の関係を与える。

状態 1 の構成鉱物粒子の体積弾性率と剛性率は、当地域の地質が純粋な砂岩ではなく泥質な部分が存在することも考慮して粒子を石英と粘土の混合体とし、石英と粘土の割合が等しいと仮定して Hill の平均式（4.3.2 式）を用いて計算した。この式は二つの粒子の体積弾性率と剛性率をそれぞれ、調和平均したものと算術平均したものをたして 2 で割ったものである。石英、粘土それぞれの弾性定数は Mavko et al. (1998) より、石英 ($K = 36.6$ 、 $G = 45.0$)、粘土は ($K = 21.0$ 、 $G = 7.0$) とした（単位はいずれも GPa）。

$$K_s = \frac{1}{2} \left[\sum f_i K_i + \left(\sum f_i K_i^{-1} \right)^{-1} \right]$$

$$\mu_s = \frac{1}{2} \left[\sum f_i \mu_i + \left(\sum f_i \mu_i^{-1} \right)^{-1} \right]$$
(4.3.2)

ここで、 f_i : 固体中の鉱物の体積分率、 K_i, μ_i : 各鉱物の体積弾性率、剛性率
 状態 2 の弾性係数は 3.1 章で述べたように Hertz-Mindlin の式で計算する。
 計算に必要なパラメータは有効応力 (Effective Pressure)、配位数
 (Coordination number)、臨界孔隙率 (Critical Porosity) である。有効応
 力は貯留層の深度をもとに、配位数は粒子の接触数であるが、データとの整
 合性をみて決定した。臨界孔隙率は Zone2 の中の最大の孔隙率の値とデータ
 との整合性をみて決定した。

表 4.3.1 にモデルの計算に用いた定数一覧を示す。

有効応力は 0.01GPa, 配位数は 9、臨界孔隙率は 0.5 とした。鉱物粒子の体
 積弾性係数は Hill の平均式での計算結果である。また K_{HM} と G_{HM} は
 Hertz-Mindlin の式で計算した結果である。そのほかのパラメータ、たとえ
 ば、水の密度、水の体積弾性率などは一般的な値を使っている。

表 4.3.1 モデルの計算に用いた定数の一覧

Effective Pressure P (GPa)	0.01
Coordination number n	9
Critical porosity Φ_0	0.5
Grain bulk modulus K_s (GPa)	27.74
Grain shear modulus G_s (GPa)	19.06
K_{HM} (GPa)	0.88
G_{HM} (GPa)	1.22
Grain density (g/cm^3)	2.507
Water density (g/cm^3)	1.00
CO ₂ density (g/cm^3)	0.623
Water bulk modulus (GPa)	2.5
CO ₂ bulk modulus (GPa)	0.0465
Average porosity Φ	0.25
Critical gas saturation S_{gc}	0.5

これらのパラメータを用いて計算したソフトサンドモデルの理論曲線（Gassmann の式で水で飽和させたもの）と圧入前の実データをオーバーレイしたものを図 4.3.6 に示す。良い一致を示していると言える。

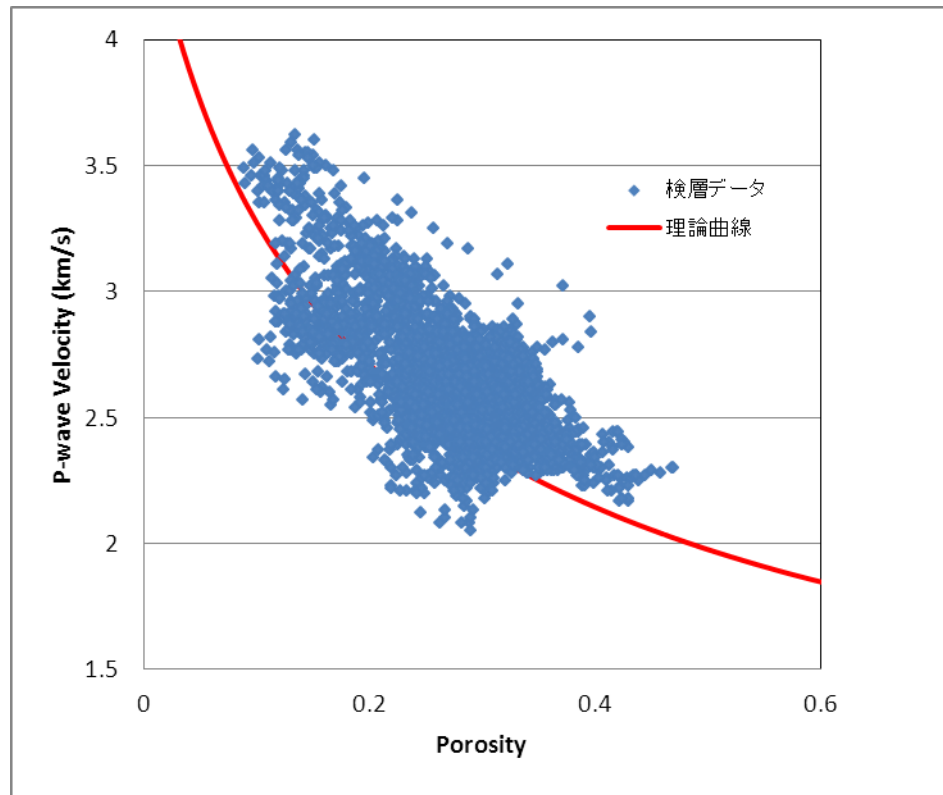


図 4.3.6 ソフトサンドモデルの計算曲線と検層結果（900-1280m）

ソフトサンドモデルを岩石物理モデルとして採用し、岩石の骨格の弾性定数を求め、3.3章で示した各飽和状態について P 波速度と CO₂ 飽和度の理論曲線を求めた。各飽和状態とは、均質飽和（Uniform）、臨界ガス飽和度（ここでは 0.5 とした）による修正部分飽和（Modified Patchy）、不均質飽和の上限（Patchy-Voigt）、Brie の経験式（ $e=2,3$ ）である。その上に 18 回から 26 回目までの深度区間 1113~1118m のクロスプロットデータをオーバーレイした。図 4.3.7 に示す。

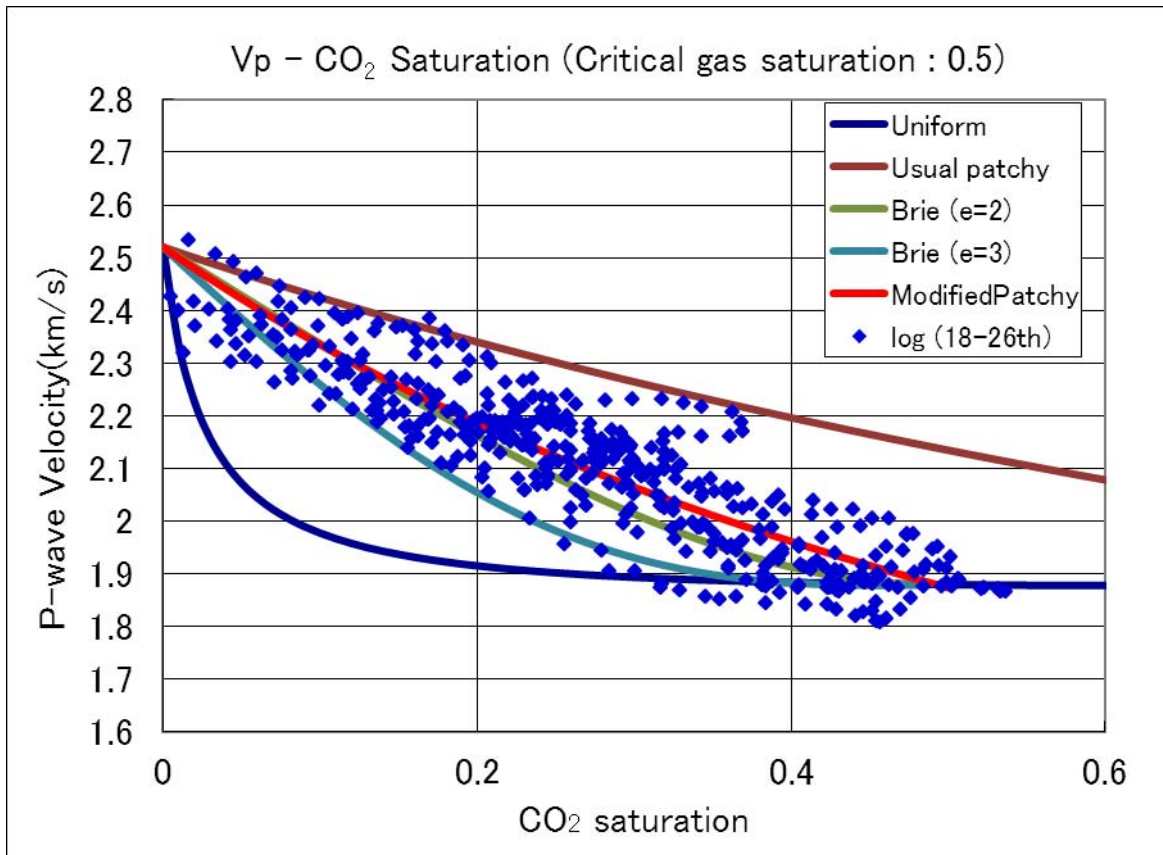


図 4.3.7 CO₂ 飽和度と P 波速度の関係
(各理論曲線と検層結果のオーバーレイ)

図 4.3.7 より、Brie の式、修正部分飽和モデルがよく実測データを説明していることがわかる。

CO₂ 飽和度が大きい部分 0.4 以上については、検層データほどの理論曲線でも説明が可能である。しかし、CO₂ 飽和度が小さい部分については、検層データは均質飽和の曲線と明瞭に一致していない。

直感的にも、二酸化炭素は急速に圧力をかけて、注入されるため、不均質に、また部分的に飽和が高まっていくという理解と一致する。長い時間をかけて濃集する天然ガスと異なるところである。

なお、ここでは臨界ガス飽和度 0.5 と設定しているが、その妥当性について考察する。3.3 章でも述べたように、ここでの臨界ガス飽和度は CO₂ 移動のための二相流数値シミュレーションにおける不動水飽和度の考えと同じである。長岡のプロジェクトで行われた数値シミュレーションでは、不動水飽

和度として、42.9～66.5%と推定している（財団法人地球環境産業技術研究機構、2004）。不動水飽和度と臨界ガス飽和度の関係は（臨界ガス飽和度＝100%－不動水飽和度）なので、臨界ガス飽和度が33.5%～57.1%がシミュレーションで設定された値である。したがって、今回仮定した値は、坑底圧力、ブレイクスルータイミングのヒストリーマッチングにより二酸化炭素の挙動をよくシミュレートした数値シミュレーションの設定値の間に入っており妥当な値といえる。

(4)小深度区間への修正部分飽和モデルの適用

Brie の式はパラメータ e を変化させることにより、均質飽和と通常の部分飽和（臨界ガス飽和度 100%）の中間に存在するデータを説明可能である。しかし、経験式であるため、その物理的な意味ははっきりしない。

3.4 章で述べたように、Brie の式の代わりに中間データを説明する方法として、修正部分飽和モデルを適用し、臨界ガス飽和度を変化させる方法を用いる。Brie の式と異なり、物理的な意味を持たせることができる。すなわち、最大置換できる CO₂ の量（言い換えれば 1・不動水飽和度）を変化させることにより、中間のデータを説明可能である。

通常の部分飽和の理論曲線は臨界ガス飽和度が 100% である。また Uniform のカーブは下に凸の曲線状を示す。そして Modified patchy のカーブはその中間に位置する。臨界ガス飽和度を変化させることによって、中間地帯に物理的イメージの明確な曲線を描くことができる。

これまで、貯留対象層を平均化して一層として取り扱ってきたが、修正部分飽和モデルの適用性をもっとよくみるために、貯留対象層を 3 深度区間に分ける。Sato et al. (2010) は貯留対象層を詳細に検討すると複数の区間に分けることができるとしている。

図 4.3.8 に解析対象の深度区間を区間分けした結果を示す。P 波速度分布と CO₂ 飽和度の分布形状、さらに FMI（孔壁の比抵抗的イメージ）の結果から 3 深度区間（Upper、Middle、Bottom）に分けることとした。

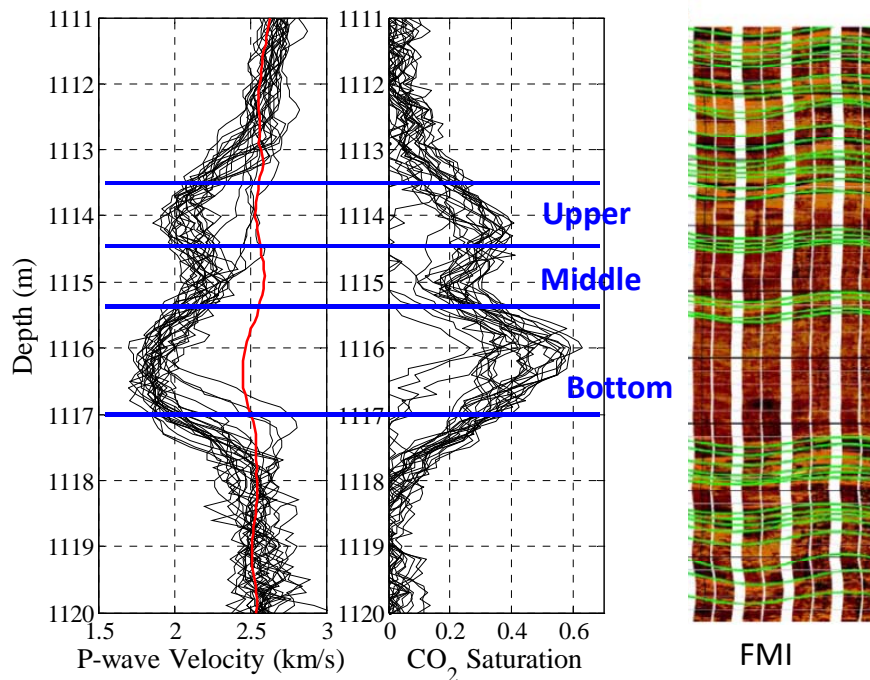


図 4.3.8 解析対象の深度区間の細分化

このサイトでは CO₂ の圧入前にオープンホールで核磁気共鳴（NMR）検層が実施されていた。核磁気共鳴検層は間隙のサイズの分布を取得することができる。その原理を図 4.3.9 に示す。外部磁場によって揃えられた水素原子の原子核の磁化は間隙内の表面に衝突しながら次第にその方向がランダムになり、岩石全体の磁化は失われていく。

その時間は間隙が大きければ大きいほど時間は長くなり、逆に小さければ時間は短くなる。厳密には間隙の形状も関係しており、その時間は間隙の比表面積 (S/V) に関係している。

図 4.3.10 に核磁気共鳴検層の測定結果模式図を示す。横軸が減衰のための時間、縦軸がその頻度を示す。すなわち、横軸は間隙の大きさ、縦軸はその量を示していることになる。

知られているように間隙の大きさの分布は浸透率に影響を与える。自由に動ける、つまり浸透率に寄与する間隙の大きさの総和を FFV (Free fluid volume)、動けない間隙の大きさを BFV (Bounded fluid volume) と呼び、砂岩ではその境界の時間を 33msec と経験的に決めている（物理探査学会、

1998)

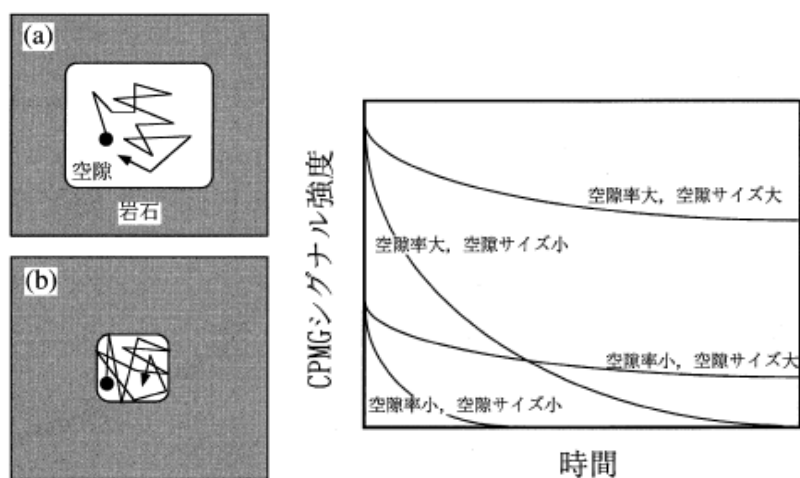


図 4.3.9 核磁気共鳴 (NMR) 検層の原理 (中島 2002 より)

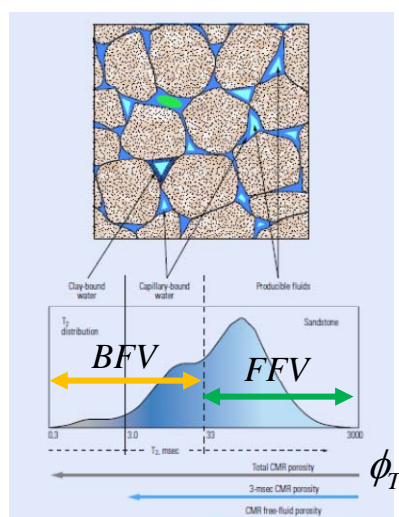


図 4.3.10 核磁気共鳴 (NMR) 検層の測定結果模式図

FFV と臨界ガス飽和度の関係を考えると、最大置換できる量が臨界ガス飽和度であるから、以下の式が導ける

$$S_{gc} = FFV / \phi_T \quad (4.3.3)$$

ここで S_{gc} : 臨界ガス飽和度、 FFV : Free fluid volume、 ϕ_T : 全孔隙率を示す。

ちなみに不動水飽和率は以下の式で記述できる。

$$S_{wt} = BFV / \phi_T \quad (4.3.4)$$

ここで S_{wt} : 臨界ガス飽和度、 BFV : Bounded fluid volume、 ϕ_T : 全孔隙率を

示す。

今、実際に測定された **FFV** を用いて臨界ガス飽和度を計算した結果を図 4.3.11 に示す。各ゾーンでの平均値を図中に示す。

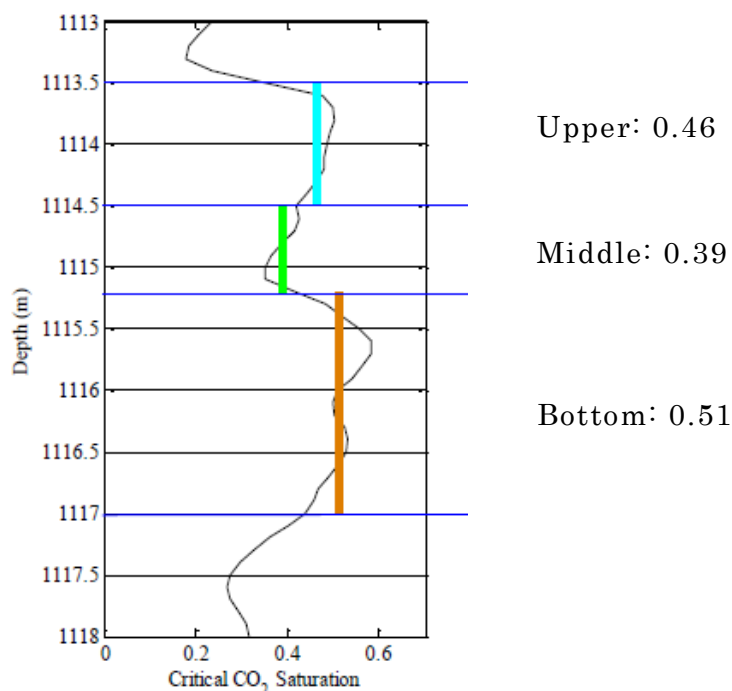


図 4.3.11 NMR 検層の **FFV** から計算された臨界ガス飽和度

Upper ゾーンの平均値は 0.46、以下、**Middle** ゾーンは 0.39、**Bottom** ゾーンは 0.51 を示す。

一方、図 4.3.12 に各回の中性子検層から得られる **CO₂** 飽和度を重ね書きした結果を **NMR** 検層の **FFV** から導いた結果の横に示す。重ね書きした複数の線の包絡線はその深度での最大飽和度を示しており、臨界ガス飽和度とも考えることができる。その最大値は 0.6 を示している。図からわかるように包絡線は **NMR** 検層の **FFV** から求めたものと同様の傾向にある。以上のことからこの考えは信頼性の高い手法といえる。

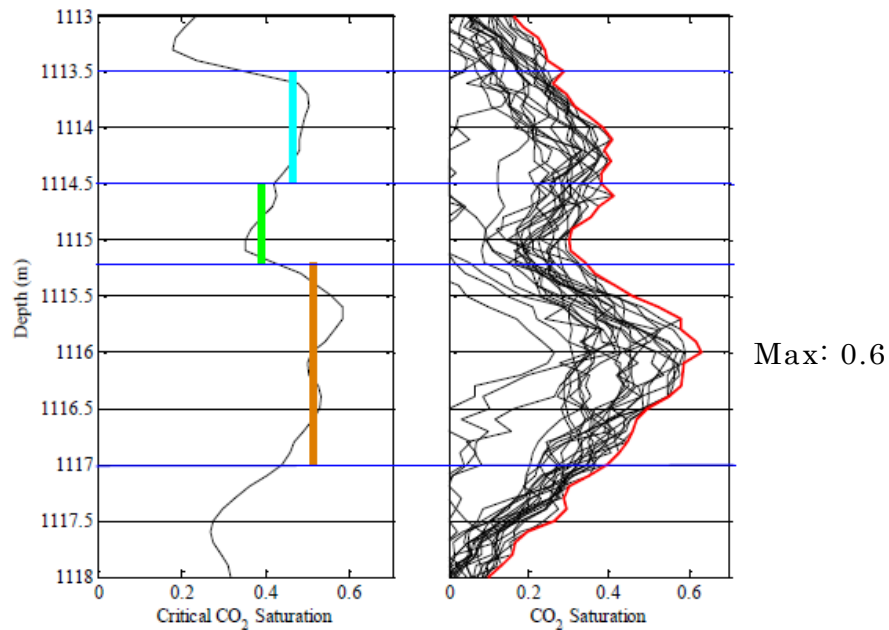


図 4.3.12 中性子検層から推定した臨界ガス飽和度(右図)

NMR 検層の FFV から求めた臨界ガス飽和度の値を用いてそれぞれの区間で Modified Patchy saturation の曲線を引き、その上に検層結果をオーバーレイした。同時に図中に、臨界ガス飽和度を中性子検層の包絡線から求めたものの最大値 0.6 による Modified Patchy saturation の曲線も引いた。

図 4.3.13 から図 4.3.15 に、各ゾーンの Modified Patchy saturation 曲線と検層結果を示す。検層結果は各回の値を平均化している。カラーは検層の回数を表す。臨界ガス飽和度は NMR 検層の FFV から求めた各ゾーンの値と中性子検層の包絡線から求めた最大値 0.6 をすべてのゾーンで用いた。

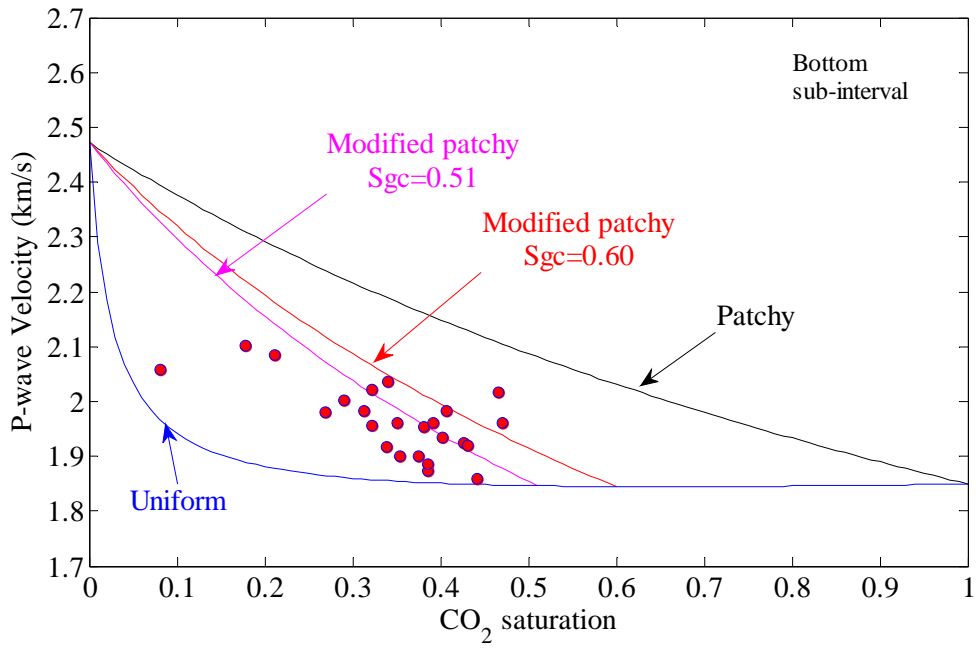


図 4.3.13 Bottom ゾーンにおける各理論曲線と検層結果

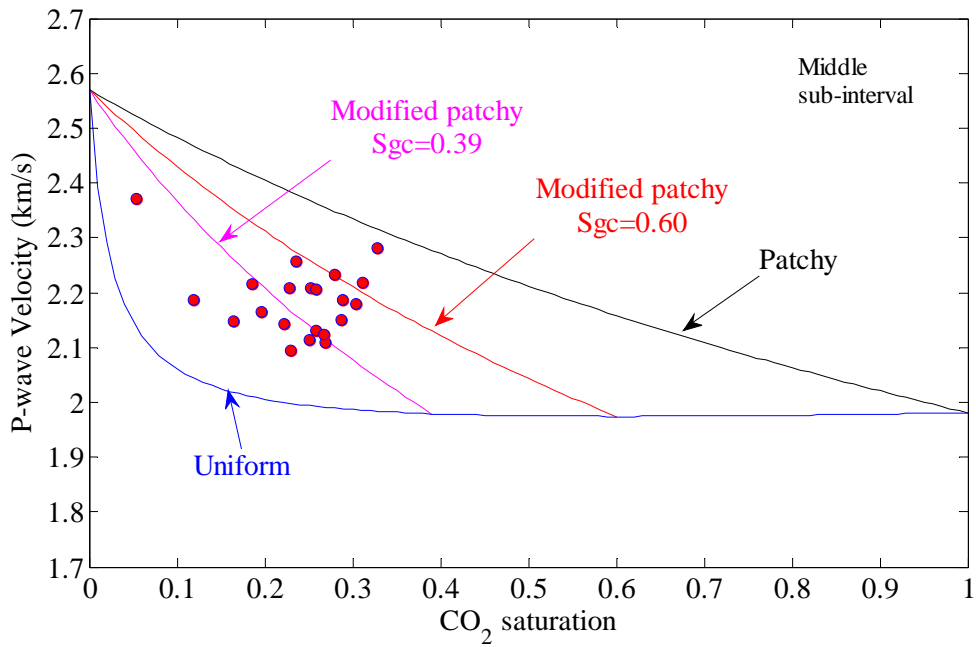


図 4.3.14 Middle ゾーンにおける各理論曲線と検層結果

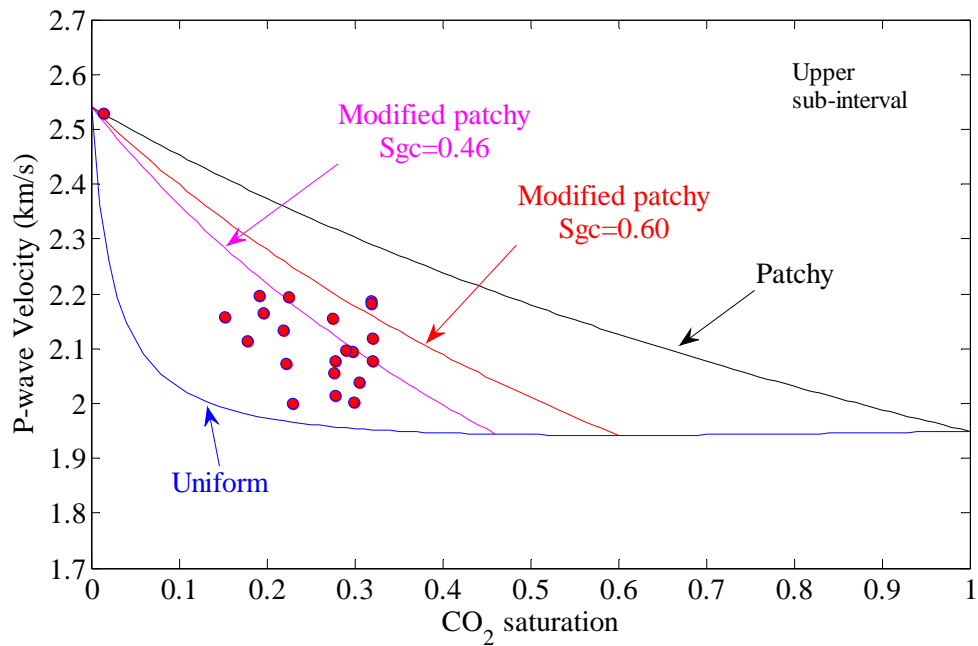


図 4.3.15 Upper ゾーンにおける各理論曲線と検層結果

これらの図からわかるように修正部分飽和モデルが実際の検層データを良く説明している。臨界ガス飽和度は核磁気共鳴検層から求めた理論曲線が検層データとよく合っている。

以上のことから修正部分飽和モデルは二酸化炭素圧入時の P 波速度と CO_2 飽和度の関係を、臨界ガス飽和度という概念を用いて明瞭な物理的イメージのもとに導けることがわかった。

4-4 長岡サイトでの部分飽和のサイズ

4-3 章で示したように、長岡サイトでは二酸化炭素は部分飽和(Patchy saturation)状態にあると考えられる(正確には修正部分飽和モデル)。

本章では、3.5 章で述べた部分飽和のサイズを求める方法を用いて、部分飽和が観測されていると予想される長岡サイトに適用した結果について示す。

(1) 長岡サイトでの部分飽和の限界サイズ

拡散係数 D は式(3.5.1)より浸透率、粘性係数、孔隙率、流体の圧縮係数、間隙の圧縮係数で決まる。

$$\frac{1}{D} \frac{\partial P}{\partial t} = \nabla^2 P$$
$$D = \frac{\kappa}{\eta \phi (\beta_f + \beta_{pv})} \quad (3.5.1 \text{ 再掲})$$

ここで $D, P, \kappa, \eta, \phi, \beta_f, \beta_{pv}$ はそれぞれ、拡散係数、圧力、浸透率、粘性係数、孔隙率、流体の圧縮係数、間隙の圧縮係数を示す。

拡散係数を求めるために必要な粘性係数は複数の間隙流体の中の最も粘性の高いものである。今、間隙流体は水と CO_2 なのでここでは水の粘性係数を用いる。また 3.5 章で述べたように、流体の圧縮係数は間隙の圧縮係数に比較して大きいと考えられるので、流体の圧縮係数だけを考える。

長岡の貯留層の浸透率、孔隙率をそれぞれ、既往の文献(たとえば、大熊(2008))から 10 ミリダルシー (mD)、25% とした。流体の物性は水のものを用いて、体積弾性率、粘性係数をそれぞれ 2.5GPa、1 mPa·s とした。用いた弾性波の周波数は音波検層の周波数の 20kHz とした。まとめて表 4.4.1 に示す。

表 4.4.1 拡散係数に用いた諸物性値

κ (浸透率 mD)	10
K_f (流体体積弾性率 Pa)	2.50E+09
η (流体粘性係数 Pa*s)	1.00E-03
f (周波数 Hz)	20000
Φ (孔隙率)	0.250

$$x_0 \geq \sqrt{\frac{4D}{f}} \quad (3.5.7 \text{ 再掲})$$

ここで、周波数は f

これらの値を用いて式(3.5.6)で計算した最小の部分飽和のサイズは 7.9mm となった。

(2)まとめと検討

当然、部分飽和において CO_2 の置換は複数の間隙にまたがって起こることが想定される。つまり置換は個々の間隙サイズよりも十分大きい範囲で起こることが予想される(図 3.2.2 参照、再掲)。

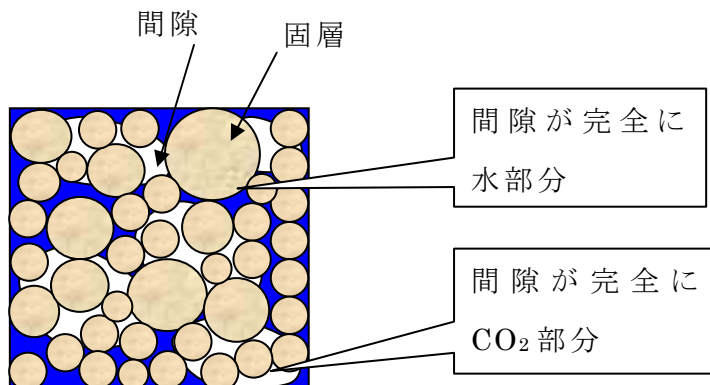


図 3.3.2 (再掲) 部分飽和の模式図

長岡サイトの貯留層の岩石薄片顕微鏡写真を図 4.4.3 に示す。間隙はブルーレジンにより着色されている。今回の計算結果 7.9mm と薄片の顕微鏡写真の比較では、部分飽和の最小サイズは個々の間隙より十分大きく、長岡サイトの貯留層では音波検層の周波数で部分飽和を観測できることを示している。

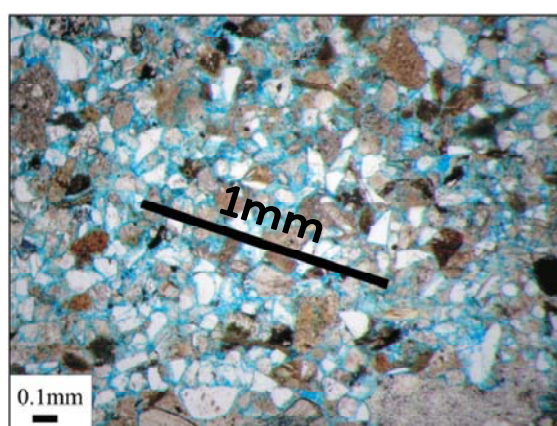


図 4.4.3 長岡の貯留層の薄片顕微鏡写真 (Xue et al.,2006)

Caspari et al. (2011) は同じ長岡サイトのデータを用いて、ランダムに任意のサイズの不均質部分を配置する CRM (Continuous Random media) モデルを用いた数値シミュレーションによって部分飽和のサイズを求めている。長岡のデータを説明できる、得られた結果は 1mm から 5mm 程度であり、われわれの今回の結果と同じオーダーである。

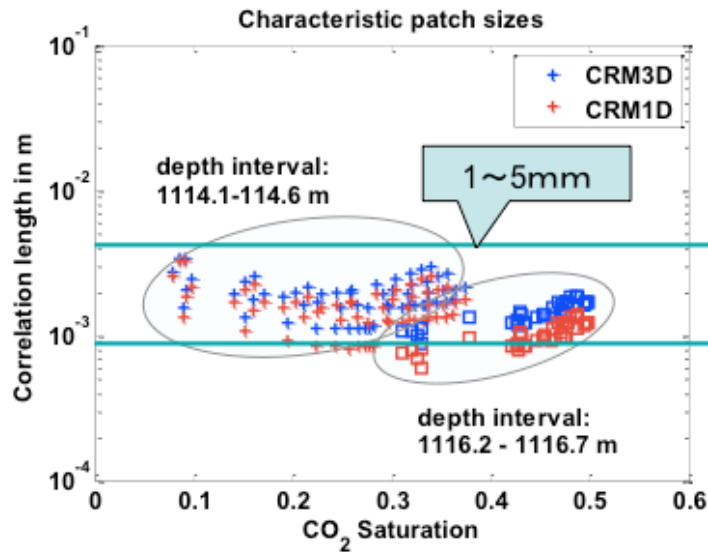


図 4.4.4 数値シミュレーションによる最小部分飽和サイズ

(Caspari et al., (2011))

4-5 4章のまとめ

圧入対象の貯留層の深度区間に対して、CO₂の到達が確認された観測孔での音波検層と中性子検層のデータを解析した。まず、貯留層の岩石を岩石物理学モデルによりモデル化し、複数の飽和状態について理論曲線を求めて測定結果と比較した。その結果、飽和状態は均質飽和以外の飽和状態にあることがわかった。

今回の結果により、CO₂地中貯留においては、CO₂は流動性の高い超臨界状態で地中に急速に圧入されるため、地質学的時間をかけてゆっくりと飽和していく天然ガス貯留層などとは異なり、不均質に部分的にCO₂が置換していくという直感とよくあった結果が得られたといえる。

長岡での物理検層データは通常の部分飽和と均質飽和の中間に存在していた。この現象は、これまでは Brie の経験式により説明されてきた。しかし、それは物理的意味が明瞭でなく、経験的パラメータにより説明可能なものであった。本研究ではあらたに臨界ガス飽和度という概念を導入し、修正部分飽和(Modified Patchy saturation)モデルを提案した。それによって、中間に存在するデータは明瞭な物理的概念をともなって説明可能になった。

適用にあたっては、用いる弾性波の周波数によって部分飽和として観測可能かどうかチェックすることが必要である。弾性波の波長によって、観測可能な最少の部分飽和のサイズが存在する。今回、長岡の貯留層のパラメータをもちいて、サイズを計算した。その値は、岩石の顕微鏡写真の結果から検討して妥当な値であった。さらに同じ長岡のデータを用いた別の研究の値とも同程度であった。

第 5 章 長岡プロジェクトにおける弾性波トモグラフィの適用

4.2 章で述べたように観測井を利用したモニタリングとして物理検層が繰り返し実施された。物理検層の第一の目標は、圧入井から圧入された CO₂ が観測井に到達（ブレイクスルー）したことを、各種物理量の変化として捉えることである。しかしながら、この方法では、CO₂ が圧入井のごく近傍に到達しなければ検出することができない。長岡プロジェクトでは、事前の調査やシミュレーションスタディにより、実施期間中のある時期に CO₂ が観測井に到達すると推定して計画されたものの、CO₂ が観測井に到達しなかったり到達が遅れたりした場合、検層によるモニタリングだけでは不十分であると考えられた。そこで、圧入井を挟む 2 本の観測井を使用して、坑井間の CO₂ の挙動をモニタリングする手法として、弾性波トモグラフィが計画された。

5.1 測定方法と解析の概要

(1) 起振点と受振点の配置

起振点は OB-2 孔の深度 900m～1,212m に 4m 間隔で配置した。受振点は OB-3 孔の深度 900m～1,228m に 4m 間隔で配置した。起振点と受振点を配置した区間の坑跡図を図 5.1.1 に示す。図からわかるとおり 2 本の坑井は鉛直ではなく、また同一平面からも若干ずれている。しかしながら、そのずれは CO₂ 圧入深度付近の坑井間距離（約 160m）に比べれば十分小さいので、同一平面上にあると仮定してもよいと考えた。そこで本研究では、起振点と受振点を鉛直断面に投影して解析を行うこととした。また速度構造は、二次元（断面と直交する方向には速度が一定）と仮定した。

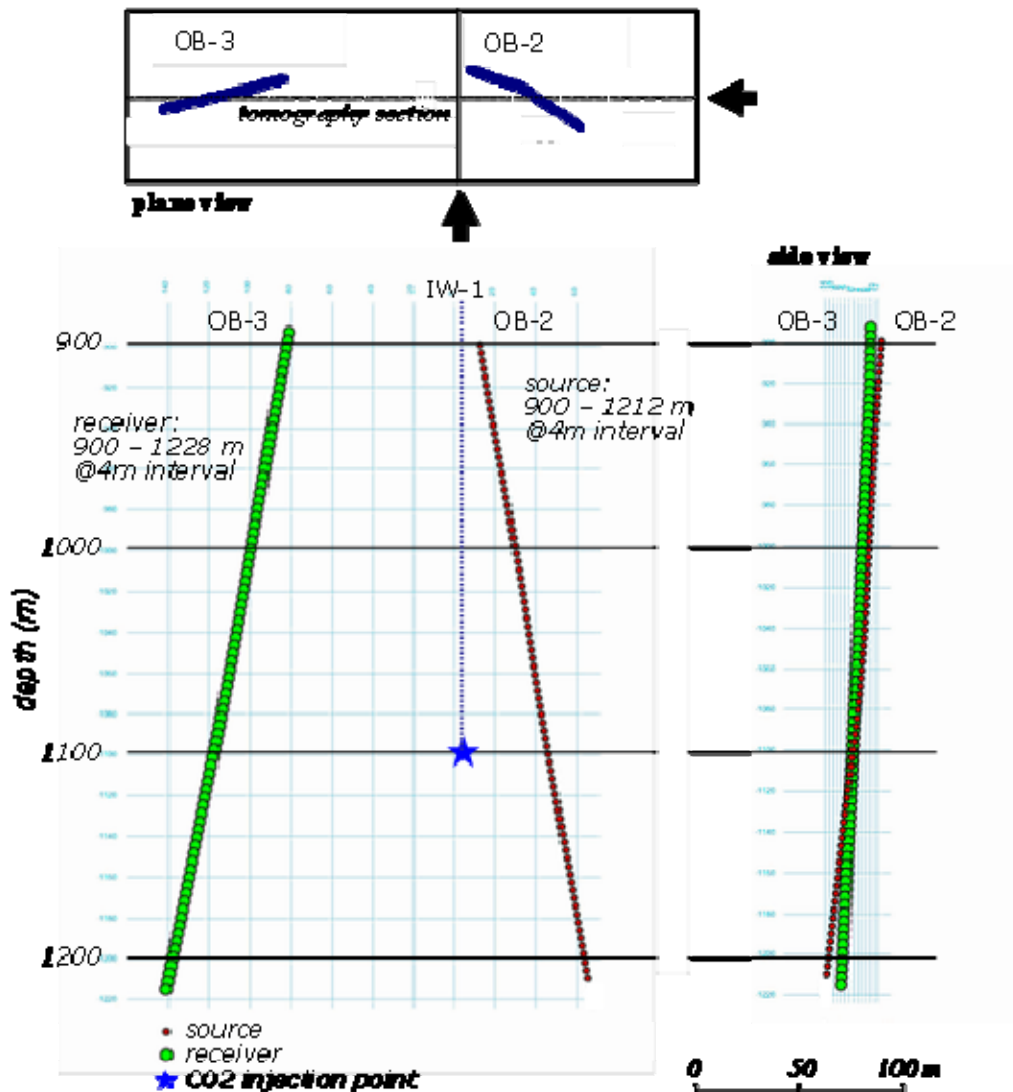


図5.1.1 起振点と受振点を配置した区間の坑跡図

(2)データ取得方法

弾性波の起振には、OWS振源を用いた。OWSの模式図を図5.1.2に示す。この振源は、ゾンデ先端の金属製積層円盤を坑内水中に置き、その上端をゾンデに内蔵されたハンマーで軸方向に打撃するものである。ハンマーは電気モーターで巻き上げられたバネの解放によって加速され、積層円盤上端のアンビルを打撃する仕組みになっている。坑内水中に露出した積層円盤は、ハンマー打撃によって圧縮の力を受け、瞬間的に円盤間の坑内水の圧力が高まり、これが孔壁に伝わり弾性波となって地盤中に伝播するものである。

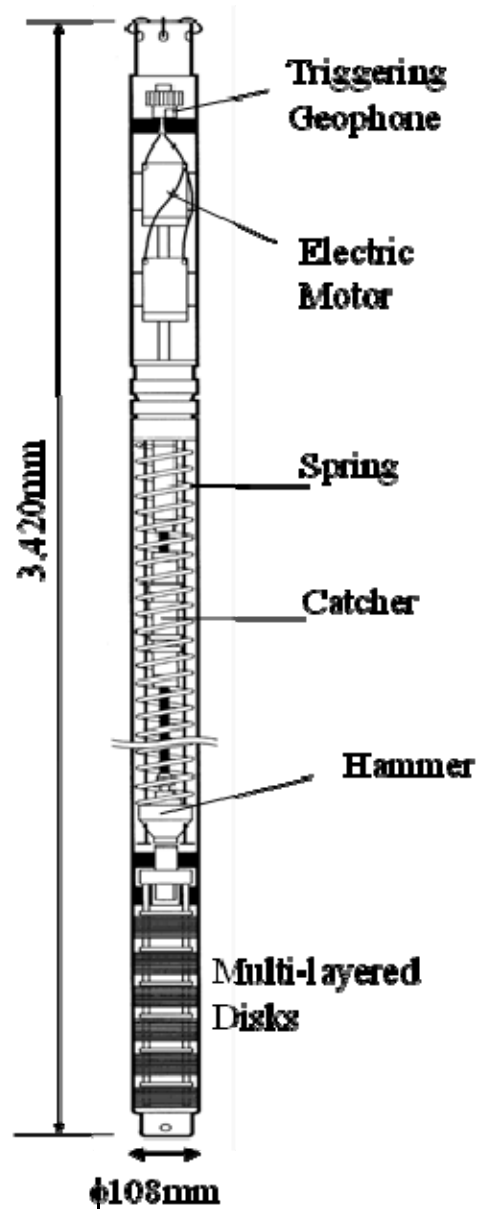


図5.1.2 OWS震源の模式図

受振には、24連のハイドロフォンアレイケーブルを使用した。データ収録は、OYO Geospace社製DAS-1を使用し、A/D変換のサンプリング間隔は125 μ secとした。測定方法としては、まずハイドロフォンを所定の深度に降下させ、これに対して全深度の起振点での測定を行った後、ハイドロフォン深度を移動させた。1回のハイドロフォンの展開で92mの深度範囲をカバーすることができるので、全受振深度範囲をカバーするために4展開の測定を行った。

(3) トモグラフィ実施のタイミング

弾性波トモグラフィは、これまでに表5.1.1に示す6回実施した。CO₂圧入前には1回、ベースライン測定（BLS）を実施した。CO₂圧入途中には、CO₂圧入量約3、200t、約6、200t、約8、900tの各段階でモニタリング測定（MS1～MS3）を実施した。CO₂圧入は、圧入量約10、400tで終了したが、モニタリング測定は、その直後（MS4）および9ヵ月後（MS5）にもそれぞれ実施した。

表5.1.1 弾性波トモグラフィ実施のタイミング

Baseline Survey	BLS	before injection	Feb. 2003
		injection started	Jul. 2003
Monitoring Surveys	MS1	3,200 t-CO ₂	Jan. 2004
	MS2	6,200 t-CO ₂	Jul. 2004
	MS3	8,900 t-CO ₂	Nov. 2004
		injection ended	Jan. 2005
	MS4	10,400 t-CO ₂	Jan. 2005
	MS5	9 months after injection ended	Oct. 2005

(4) データ解析方法

適用した方法は、上記の坑井間弾性波観測波形の初動走時から坑井間二次元断面内の弾性波P波速度分布を求める初動走時トモグラフィと呼ばれる手法である。初動走時トモグラフィでは、観測データ（初動走時）が波線経路沿いのスローネス（速度の逆数）の積分値であるため、波線経路がわかっているならばインバージョンによって速度分布を求めることは容易であるが、その波線経路が求めるべき速度分布に依存するので、非線形の問題となってしまう。そこで、初期モデルを設定し、これに対する理論走時と観測走時の残差を小さくするようモデルの修正を繰り返すという計算法をとらざるを得ない。解析は大きく3つのステップに分けて考えることができる。すなわち、(a)初動走時の読み取り、(b)初期モデルの設定、(c)速度分布モデルの再構成の3ステップである。以下、それぞれについて説明する。

(a)初動走時の読み取り

読み取りは、すべて目視によって行った。各起振データから読み取った初動走時を連ねて走時曲線を作成し、坑井間弾性波データの初動走時曲線が満たすべき条件に合うよう、初動走時の読み直しを繰り返した。CO₂圧入前のベースライン測定時（BLS）の走時曲線を図5.1.3に示す。

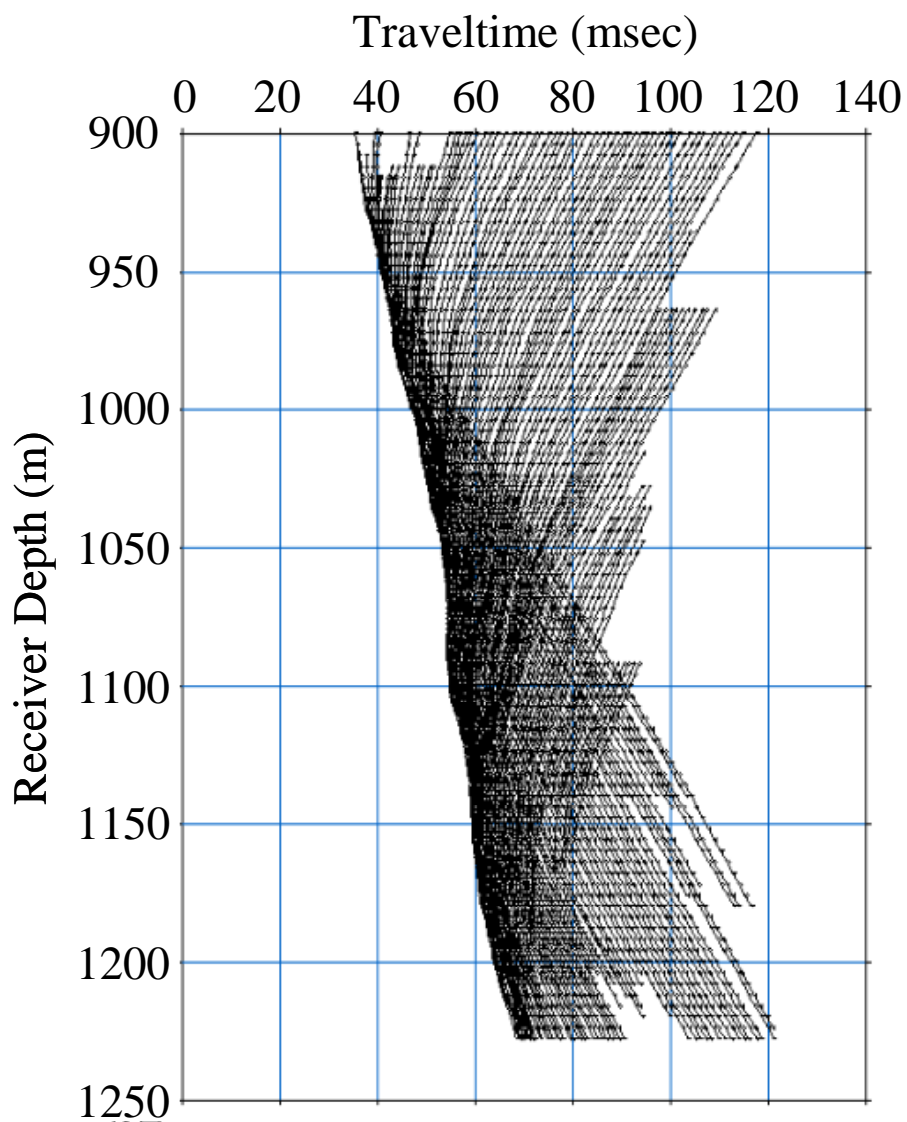


図5.1.3 圧入前のベースライン測定時（BLS）の走時曲線

(b)初期モデルの設定

速度分布モデルは、断面を小さな四辺形セルに分割し、各セルに一定の速度値を与えることによって表現した。解析セルの横方向の長さは、坑井間距離の1/20～1/25程度が有効な最小サイズであり、それ以上小さなセルにしても、かえって偽像の原因になる。そこで本断面においては、CO₂圧入層付近の坑井間距離約160mの1/20として、セルの横方向の長さを8mとした。深度方向の長さ（セルの高さ）は、起振点や受振点の配置間隔と同じ4mとした。

ベースライン測定データ解析のための初期モデルは、初動走時データを用い波線を直線と仮定した逆投影法（BPT; Back Projection Technique）によって設定した。BPTによる各セルのスローネス（速度の逆数）は次式で定義される。

$$S_j^{BPT} = \sum_{i=1}^N (T_i^O l_{ij} / L_i) / \sum_{i=1}^N l_{ij} \quad (5.1.1)$$

ここに、 S_j^{BPT} はj番目のセルのスローネス、 T_i^O はi番目のデータの観測走時、 l_{ij} はi番目のデータの波線がj番目のセルを透過する長さ、 L_i はi番目のデータの全波線長である。

なお、モニタリング測定データの解析時には、ベースライン測定の再構成結果（速度トモグラム）を初期モデルとした。これは、圧入されたCO₂の分布領域が対象断面のごく一部分と予想され、したがって圧入によって速度変化が起こる領域は対象断面全体から見れば狭いと考えられるので、ベースラインの速度分布からの変化はわずかであると考えたためである。

(c)速度分布モデルの再構成

上記の初期モデルに対して、まず初動となる波の走時と伝播経路を計算する。これにはHuygensの原理に基づく波線計算法¹⁰⁾を用いた。この計算走時と観測走時の残差を求め、走時残差が小さくなるように速度モデルを修正した。修正アルゴリズムとしては、改良型同時反復再構成法（Modified-SIRT; Simultaneous Iterative Reconstruction Technique）¹¹⁾を用いた。本アルゴリズムによる各セルのスローネス修正量は次式で表される。

$$\Delta S_j = \sum_{i=1}^N (T_i^{O-C} l_{ij} S_j / T_i^C) / \sum_{i=1}^N l_{ij} \quad (5.1.2)$$

ここに、 S_j は j 番目のセルの修正前のスローネス、 ΔS_j は j 番目のセルのスローネス修正量、 T^c_i は i 番目のデータの計算走時、 T^o_i は i 番目のデータの走時残差、 l_{ij} は i 番目のデータの波線が j 番目のセルを透過する長さをそれぞれ示す。速度モデルの修正は、スローネス S_j に上式で求めた ΔS_j を加算することによって行う。

なお、ベースライン測定データの解析では、上記理論波線計算とモデル修正を20回繰り返した。また、モニタリング測定データの解析では、繰り返し回数は10回で収束と判断した。収束の判定には、次式から算出されるRMS走時残差を用いた。

$$E_{RMS} = \sqrt{\sum_{i=1}^N (T_i^o - T_i^c)^2 / N} \quad (5.1.3)$$

残差の有意な減少が見られなくなった時点で収束と判定するが、モニタリング測定のデータ解析においては、繰り返し回数をそろえた。

5.2 弾性波トモグラフィ結果

(1)CO₂ 圧入前の弾性波速度の分布

上記の方法で再構成したCO₂ 圧入前 (BLS) の速度分布断面図 (速度トモグラム) を図 5.2.1 に示す。図の表示方法は、解析に用いた四辺形セルを、そのセルの速度値に応じた色で塗りつぶしたものである。暖色系が高速度を、寒色系が低速度を示す。トモグラムの両端の坑井沿いには、音波検層によるP 波速度プロファイルと、それを 4m (トモグラフィ解析時のひとつのセルの高さと同じ) ごとに平均してトモグラムと同一のカラー区分で表示した柱状図を示す。両者は大局的には一致している。

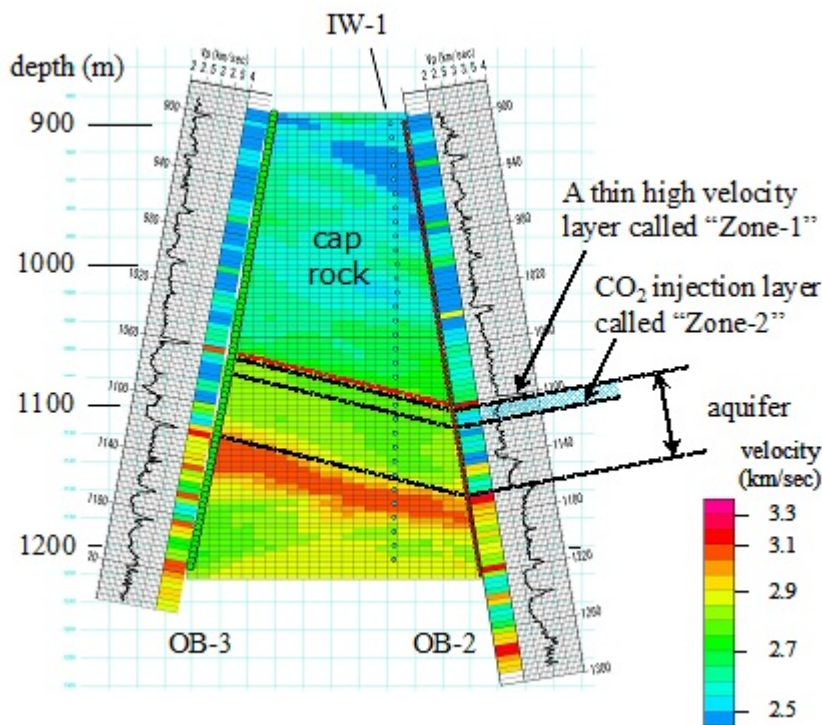


図 5.2.1 CO₂ 圧入前 (BLS) の速度分布断面図

ただし、音波検層で明瞭に捉えられている Zone-1 と呼ばれる薄層（高速度層）はトモグラフィでは検出されていない。これはトモグラフィの分解能の限界というよりも、下記に示すような理由と考えられる。

弾性波波動は光や電磁波などと異なり、ある程度大きな波長を有しており、波動の伝播に際しては波長に応じたある有限の領域を伝播する。そのため伝播する弾性波波動のエネルギーのうち、薄層のみを伝播するエネルギーが少なく分配されるためと考えられる。

そのため、坑井間距離が長いこの断面では、初動となる波動が十分なエネルギーを持って到達できなかったものと考えられる。

(2)CO₂ 圧入による弾性波速度の変化

残る 5 回のモニタリング測定 velocity トモグラムを図 5.2.2 に示す。図の表示方法は、前述のベースライン測定結果と同様である。音波検層も複数回実施されているが、ここに示したのは、図 5.2.1 と同じ、ベースライン時の速度プロファイルである。

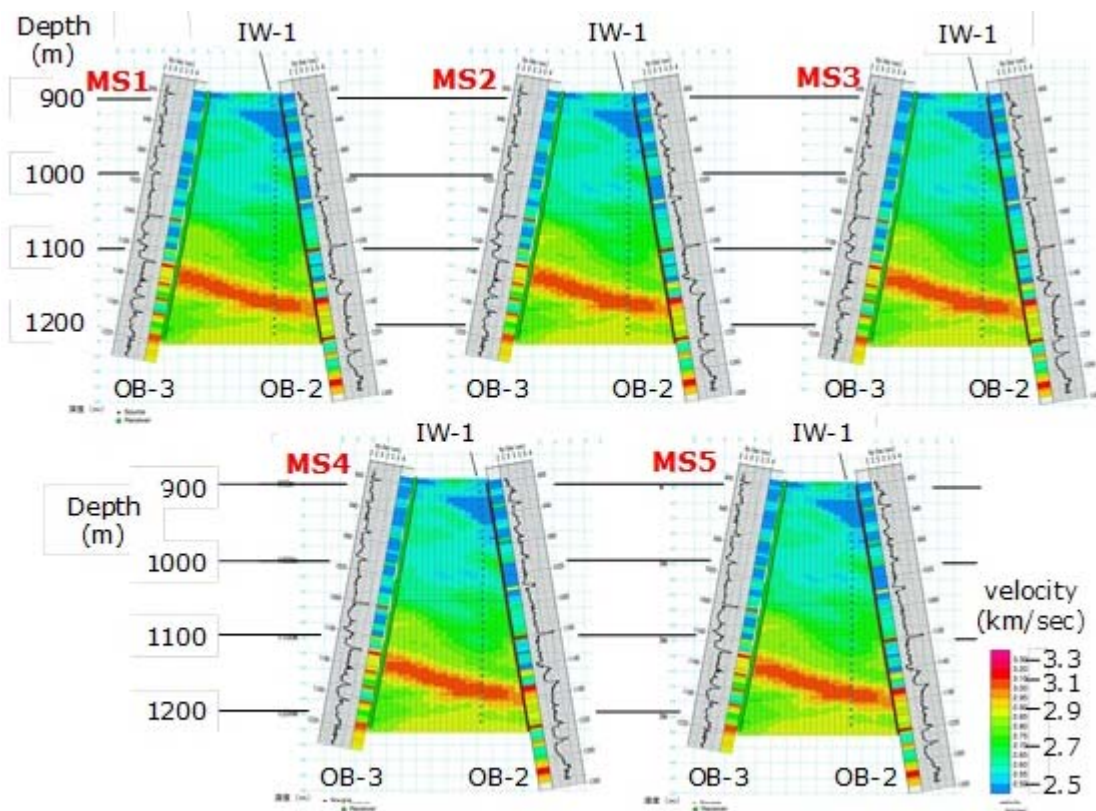


図 5.2.2 各段階での弾性波トモグラフィの結果

図 5.2.1 のベースライン測定結果と見比べると、帯水層内上部の CO₂ 圧入地点付近で速度が若干変化したように見える。この速度変化を明瞭にするため、各モニタリング時の速度をベースライン測定時からの変化率で表すこととした。速度変化率 $V_{difference}$ は次式で定義した。

$$V_{difference}(\%) = \frac{(V_{MS} - V_{BLS})}{V_{BLS}} \times 100, \quad (5.2.1)$$

ここに、 V_{BLS} はベースライン測定時の速度、 V_{MS} はモニタリング測定時の同一セルの速度を示す。

図 5.2.3 に 5 回のモニタリング測定の結果を示す。図を見ると、すべての結果において、圧入位置を中心に速度低下域が見られる。

MS1 測定は、Table.1 に示したとおり 2004 年 1 月に実施したが、同年 2 月 12 日に実施された検層では、CO₂ が観測井に到達したことを示す変化は

まだ見られていなかった。つまり CO₂ が観測井に到達する以前に弾性波トモグラフィが CO₂ の分布を捉えていたことになる。

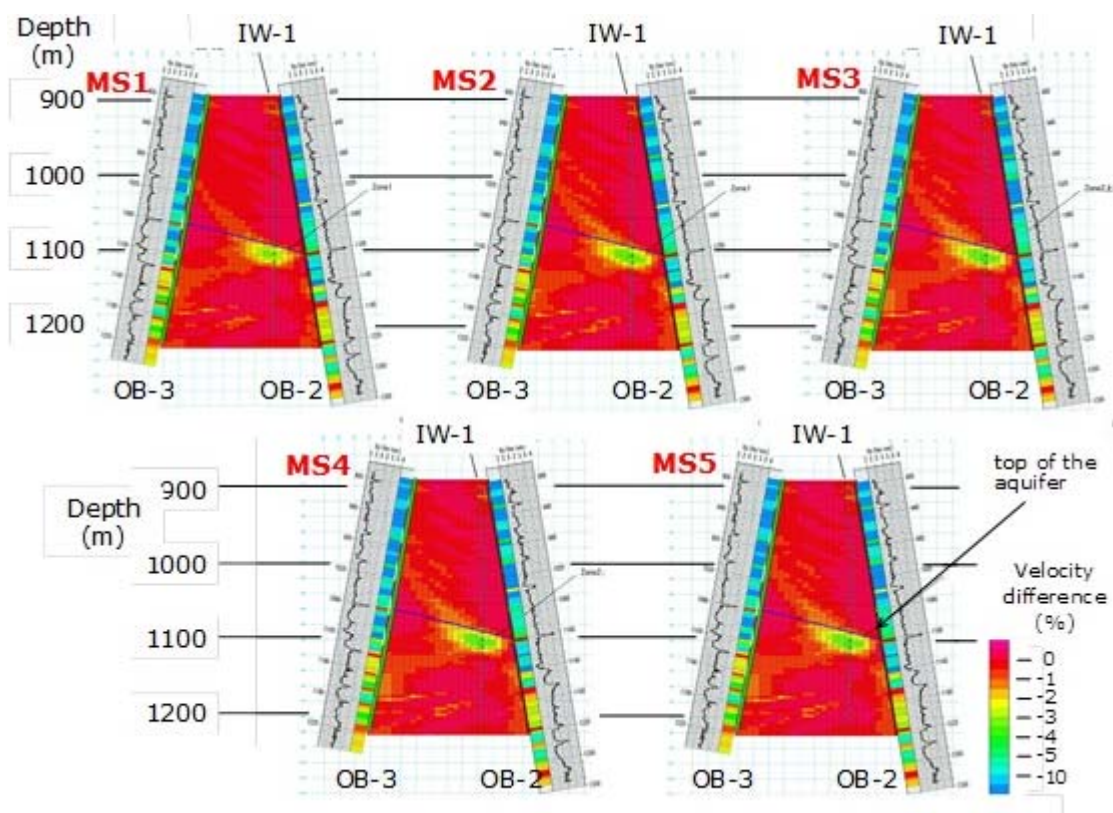


図 5.2.3 モニタリング測定の世界変化率トモグラム

MS2 では、速度低下域がやや広がり、とくに断面の左上方へ広がったことが分かる。これは地層のアップディップ方向への拡大傾向であり、速度低下域が圧入された CO₂ の挙動を捉えているとすれば、自然な動きと考えられる。

MS3 では MS2 と比べて大きな変化は見られなくなった。また、後に詳しく述べるが、MS3 以降 MS5 までは速度変化がまったく観測されなかった。

速度低下率としては、MS1 で最大 3.0%、MS2 以降は最大約 3.5%であった。速度低下率が最大値を示すのは、CO₂ 圧入地点付近であり、距離が離れるにしたがって低下率は小さくなる。OB-2 号井の音波検層による P 波速度は、CO₂ の到達後、最大 20%強の低下率を示しているが、これに対応する MS2 以降の弾性波トモグラフィでは、OB-2 号井付近の速度値はほとんど低下していない。これは、検層で速度低下が見られる深度範囲はせいぜい 2m 程度

と非常に薄いため、セル高さを 4m とする規模のトモグラフィでは速度低下を検出できなかったためと思われる。

ところで、CO₂ 圧入位置を中心とした楕円状の速度低下域は、CO₂ の圧入によって弾性波速度が低下したと考えられるが、この低下域から左上方および左下方に伸びる帯状の速度低下域が見られる。これらは CO₂ 圧入対象層の外に伸びていることから、CO₂ の存在による速度低下だとすると、CO₂ が他の地層にも漏洩していることになる。この速度低下域の原因究明のため、筆者らは数値実験による検討を行った (Saito et al., 2006)。それによれば、この帯状の速度低下域は、本実験のジオメトリによって見かけ上現れた「偽像」であることがわかっている。

(3) 速度低下領域の信憑性に関する検討

ここではまず、弾性波トモグラフィによって速度低下が見られた領域が、実際にその速度低下域が存在することによって走時が遅れたために再構成されたものであることを確認する。逆に、トモグラフィ解析による偽像として現れた見かけ上の速度低下域は、その領域を透過する波線を持つデータに走時遅れが観測されないはずなので、そのことを確認する。

図 5.2.4 (a)~(e)には、5 つの起振点からの波形記録を示す。各図の左端の図は、波形を示した起振点と受振点の組み合わせの波線経路を MS5 速度変化率トモグラムに重ねて表示したものである。

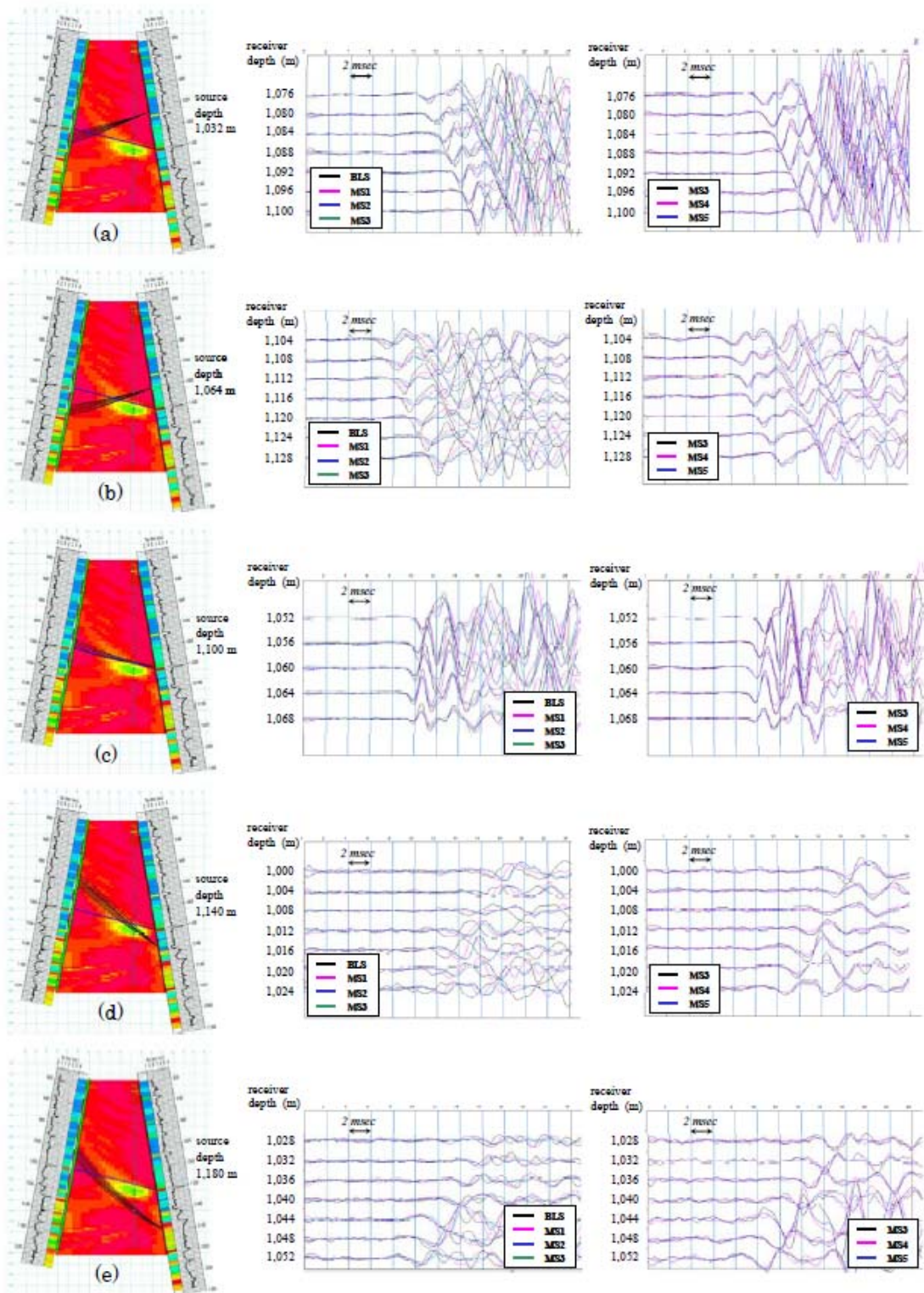


図 5.2.4 5つの起振点からの波形記録

なおこれらの波線は、MS5 速度トモグラムに対して、前述のホイヘンスの原理にもとづく初動波線計算法によって求めた波線経路である。中央と右端の図は、BLS 測定～MS5 測定で取得した同一受振深度の波形記録を重ねてプロットしたものである。トレースが多くなるため、BLS～MS3 と MS3～MS5 の 2 つの図に分けて示した。

図 5.2.4(a)は、起振点深度 1032m、受振点深度 1076～1100m の波形記録である。すべての受振深度の波形記録に初動走時の変化は見られない。したがって、波線の一部が透過する速度がやや低下している領域は、真の速度低下域ではなく偽像であると考えられる。

図 5.2.4(b)は、起振点深度 1064m、受振点深度 1104～1128m の波形記録である。波形記録の初動付近を見ると、BLS に対して、MS1、MS2、MS3 と、順次走時が遅れていることがわかる。これらのデータの波線は CO₂ 圧入対象層中の速度低下域の左上端部をかすめるように透過しているが、この部分で実際に速度低下が起こっており、したがって波形記録で確認できる程度に走時の遅れが観測されたものと考えられることができる。

図 5.2.4(c)は、起振点深度 1100m、受振点深度 1052～1068m の波形記録である。これらのデータの波線は、CO₂ 圧入対象層直上のキャップロック中を透過している。速度低下率トモグラムのこの部分には速度低下域が見られるが、ここに示した波形記録には走時の遅れは見られないことから、この速度低下域は偽像であると考えられる。

図 5.2.4(d)は、起振点深度 1140m、受振点深度 1000～1024m の波形記録である。波形記録は若干 S/N 比が悪いものの、BLS に対して MS1、MS2 と走時が遅れていく様子が見て取れる。一方、MS2 以降は MS5 まで走時の遅れが観測されない。したがって、これらの波線が透過する領域では、CO₂ 圧入量 6、200t の MS2 時点までは速度低下が進んだが、それ以降は速度が変化していないといえる。

図 5.2.4(e)は、起振点深度 1180m、受振点深度 1028～1052m の波形記録である。この記録も S/N 比が悪いが、BLS と MS1 の走時差はほとんどなく、

MS1 と MS2 の間で走時遅れが生じ、MS2 から MS5 までは走時の変化がないと見ることができる。すなわち、これらの波線が透過する領域では、CO₂ 圧入開始から 3,200t 圧入時の MS1 までは速度低下が起こらず、その後 CO₂ がこの領域に到達して MS2 時点までに速度低下が起きたものと考えられる。

以上のように、全てのデータについて走時の遅れが観測されたか否かをチェックし、走時遅れが観測されなかったデータの波線経路のみを図示すると、図 5.2.5 のようになる。すなわち、ここに図示された波線を持つデータは走時遅れが観測されていないので、これらの波線が透過する領域は、速度変化がないと解釈できる。したがって、この断面図上で波線の空白域となっている領域が、速度低下域と概ね一致するはずである。そこで次に述べるような速度低下領域を制限した解析を試み、解析精度の向上を図った。

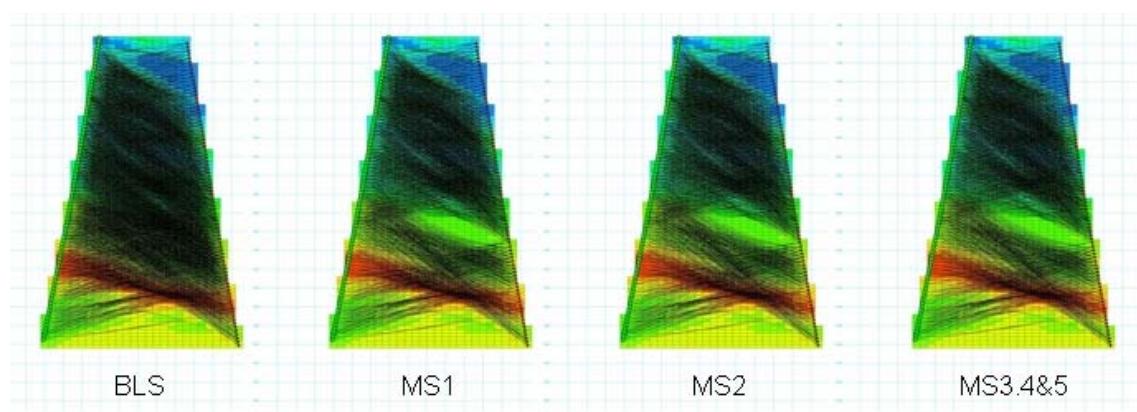


図 5.2.5 走時遅れが観測されなかったデータの波線経路

(4) 速度低下領域を制限した解析

弾性波トモグラフィによって検出された CO₂ 圧入に伴う弾性波速度の低下率は、最大でも 3.5%程度と、音波検層やコアサンプルの速度測定結果に比べてはるかに小さい値であった。その主な原因は、偽像の発生にあると思われる。実際の速度低下域を透過して遅れた走時差が、インバージョンによって同一領域に配分されれば、正しい速度低下量が求められるが、低速度の偽像の発生により、偽像部分に走時差が配分されるため、本来の速度低下域の速度低下量が小さくなってしまふ。より真に近い速度低下量を求めるために

は偽像の軽減が不可欠である。

この解決法のひとつとして、速度低下が起こる領域を制限する解析が考えられる。たとえば横田ほか（Yokota et al., 2003）は、流体圧入による石油増進回収（EOR）のモニタリングを目的とした坑井間弾性波トモグラフィにおいて、速度変化は油層内でのみ起こるという仮定を導入して解析を行うことにより、油層内での圧入流体の挙動を精度良く再構成できることを示している。

前項に述べたとおり、走時の遅れが観測されなかったデータの波線経路を断面に記入すると、速度低下域が空白域となる。実際には、速度低下域をわずかに透過した波線の走時はほとんど変化がなく、走時遅れが観測されたと判断されない場合もあるため、この空白域よりもやや広い範囲内で速度低下が起こったと考えるのが妥当であろう。そこで、速度低下域を図 5.2.6 のように仮定し、この範囲内だけで速度が低下するという制限をつけて解析を行った。

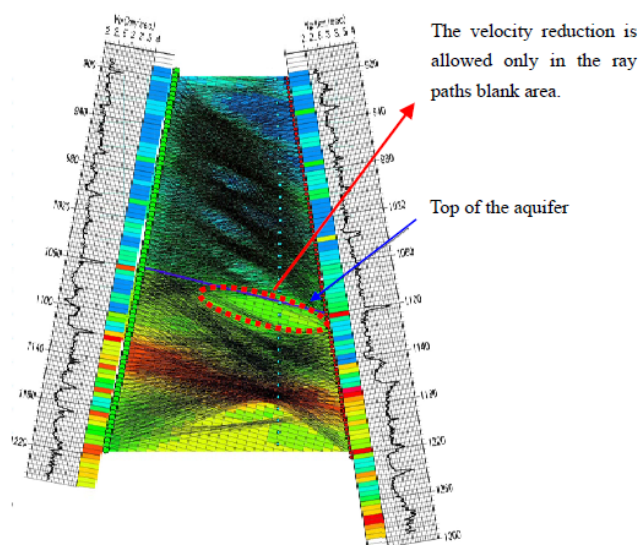


図 5.2.6 走時遅れがなかった波線経路による空白域

この制限以外は、前述の再構成アルゴリズムと同様の解析を行った。結果を速度変化率トモグラムとして図 5.2.7 に示す。制限なしの場合には、CO₂ 圧入層の速度低下域から左上方向に伸びる偽像が再構成されてしまったが、制限付き解析では、それらの偽像が発生した部分では速度が変化しないと

で解析しているため、偽像は当然現われない。偽像の速度低下によって解消されていた走時残差が、すべて制限した速度低下域内に配分された結果、各モニタリングステージにおける速度低下率の最大値は、MS1 では 11.3%、MS2 以降では 13.4%となった。

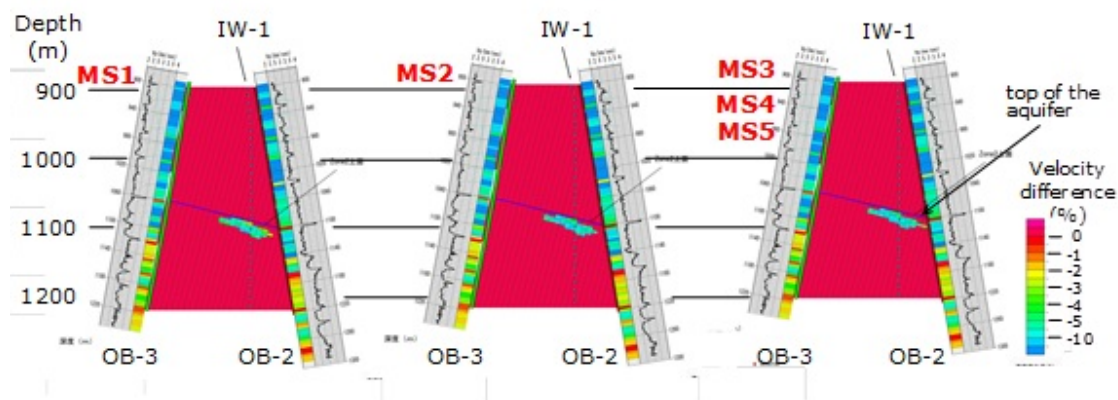


図 5.2.7 速度変化を空白域に制限したトモグラフィ解析結果

(5) 波線の広がり を考慮したトモグラフィ解析

Spetzler らは同じ長岡のデータを用いて、初動が光のように伝わりとするレイトモグラフィの解析に対して、波がある広がり（フレネルボリューム）を持って伝わりとする解析（Finite frequency 法、バナナドーナツ法；図 5.2.8）によってレイトモグラフィの解析を行っている（Spetzler et al., 2008）。

この方法は、レイトモグラフィと異なり、速度低下領域内である程度の速度低下が起きても、波線は広がりをもっているために領域を通過することができ、速度修正を繰り返すことができる。

図 5.2.9 に解析結果を示す。速度低下量は 25%程度が得られた。この値は音波検層の結果と整合的である。

これに対し、修正部分飽和モデルを適用すると、最大 40 から 50%の CO₂ 飽和度を得ることができる。

レイトモグラフィでは速度変化領域を制限しても最大 14.3%の速度低下であった。

しかしながら、この解析方法はレイトモグラフィに比べて、分布範囲把握に関しては不明瞭な結果となっている。

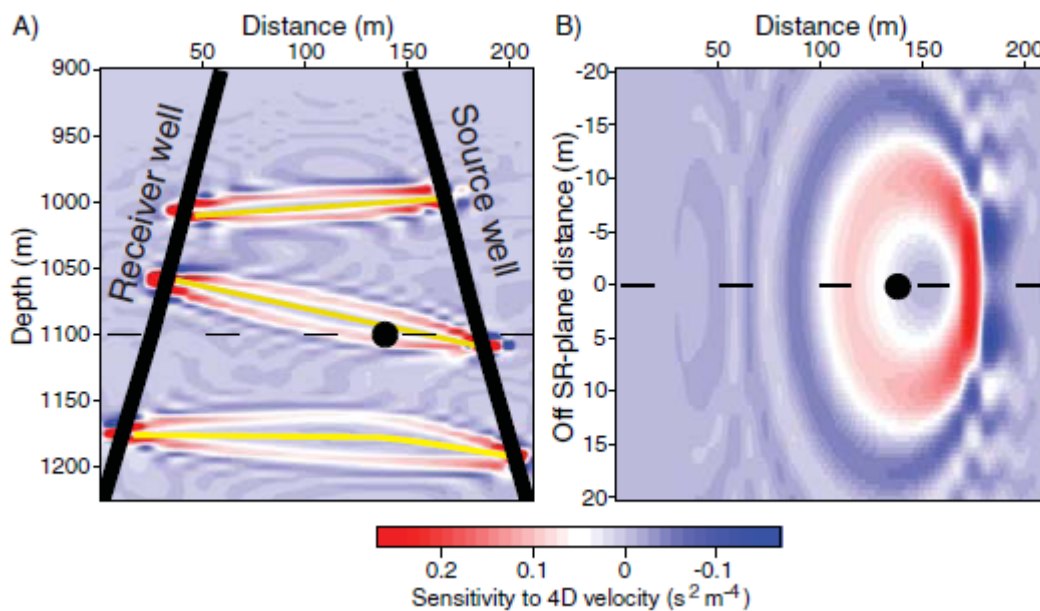


図 5.2.8 波の広がり考慮するトモグラフィ解析方法

(Spetzler et al., 2008)

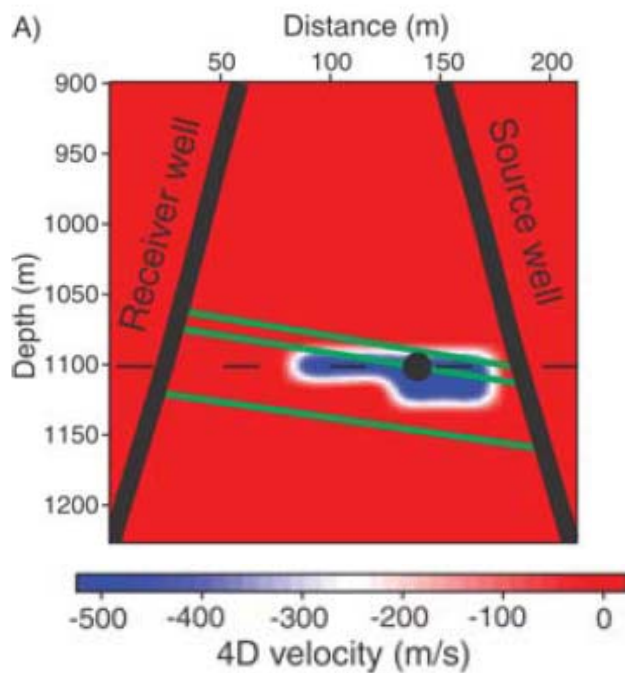


図 5.2.9 Spetzler らによるトモグラフィ解析結果

(Spetzler et al., 2008)

5.3 5章のまとめと課題

CO₂の圧入量の増大に伴って、速度低下域の拡大と速度低下量の増大が見られたが、そのどちらもCO₂を8,900t圧入したMS3時点までの変化であり、それ以降MS5まで変化が見られなかった。

走時トモグラフィではセル内速度を観測走時に合うように修正していくことになるが、同時に伝播経路（以下パスと略記）も変化する。パスがセルを通過することによってセルの速度が修正される。そのため、繰り返し計算において、パスが通過している間は修正されるが、パスが通過しなくなるとそのセルの速度は固定されたままとなる。

CO₂の分布領域は、周辺に比べて低速度領域となる。圧入量の増大にともなって速度低下量が大きくなると、初動走時をとらえるトモグラフィでは周辺を通るパスのものが初動として観測されることになるため、CO₂の分布領域をパスが通過しなくなり、速度が修正されなくなる。このことが、圧入量が増えた段階でCO₂分布領域の弾性波速度が変化しなくなった理由と考えられる。

圧入終了後のCO₂プルームの移動の状況把握に坑井間弾性波トモグラフィは期待されている。しかしながら、3章(4)で述べたようにCO₂飽和度と弾性波速度の関係はヒステリシスの現象を有している。すなわちCO₂圧入時（Drainage状態）は比較的CO₂飽和度の変化に弾性波速度は敏感であるが、圧入後の水の侵入時（Imbibition状態）では、CO₂飽和度が増えようとも弾性波速度の変化は小さい。そのため、圧入終了後のCO₂プルームの移動を弾性波速度でとらえることは圧入時に比べて難しいと考えられる。この事情は当然、音波検層でも同じである。

観測井における検層結果と比較すると、弾性波トモグラフィによる観測井近傍の速度低下率は小さく解析されている。これは、この節の冒頭で述べたように、初動走時トモグラフィではある程度速度が低下すると、速度低下領域をパスが通過しなくなり、速度が修正されなくなるためである。

Spetzlerらによる解析は、ある程度の速度低下が起こると波線が通過しなくなり速度修正がなされなくなるという初動走時トモグラフィの欠点を、波

線に広がりを与えるということで補っている。すなわち、波線に広がりがあるために速度低下領域の低下量がある程度大きくなり、波線中心が速度低下領域の周辺を伝播しても波線の広がり周辺の領域を通過して速度修正をし続けるためである。

この解析では、最大の速度低下が **25%** という検層結果と同程度の値が得られた。修正部分飽和モデルによるとこの値は **CO₂ 飽和度が 40 から 50%** となる。しかし、初動走時トモグラフィの解析結果に比べて波線の広がりを考慮するこの解析では領域の明瞭さは欠けるものになっている。

第 6 章 まとめ

本論文では、弾性波速度によって地中に貯留された二酸化炭素の分布範囲と飽和度を知ることが目的として、以下の事項について研究を行った。

最初に、世界の主要な CCS プロジェクトで弾性波速度を用いたモニタリングがどのように適用されているかを調べた。その結果、ほとんどすべてのプロジェクトで、弾性波に関連したモニタリングは実施されていた。これは石油ガス探査での手法に関する知見がそのまま使えることに加えて、これまで培ってきた結果に対する信頼性がその理由であると考えられる。

しかしながら石油ガス探査と異なる、圧入した二酸化炭素特有の問題として、地中での分布状態が天然ガスに比べて、より不均質に（部分的に）なることが予想された。弾性波速度によって二酸化炭素飽和度（量）を求めようとする場合、地下での分布状態が大きなポイントになる。これを明確にするために、岩石をマイクロな部分から理解しようとするロックフィジックスの成果を用いて、均質飽和、部分飽和と異なる分布状態に対して定量的に弾性波速度の変化を求めた。

実際の長岡のデータに適用するとこれまでの理論にない均質飽和と部分飽和の間にデータが分布していることがわかった。

このデータの分布を説明するために、新しい考え方である修正部分飽和モデルを提案した。通常の部分飽和では、飽和部分は 100% CO₂ になっている。しかし、数値シミュレーションの分野で不動水飽和率（Irreducible water saturation）という考えもあるように、岩石のすべての間隙は CO₂ と置換できないと考えるのが自然である。部分飽和の飽和部分に 100% 以下の CO₂ 飽和度を与えて、部分飽和モデルを書き直し、それを修正部分飽和モデルと名付けた。また飽和部分の 100% 以下の CO₂ 飽和度は臨界ガス飽和度と名付けた。

図 6.1 に上記の模式図を示す。

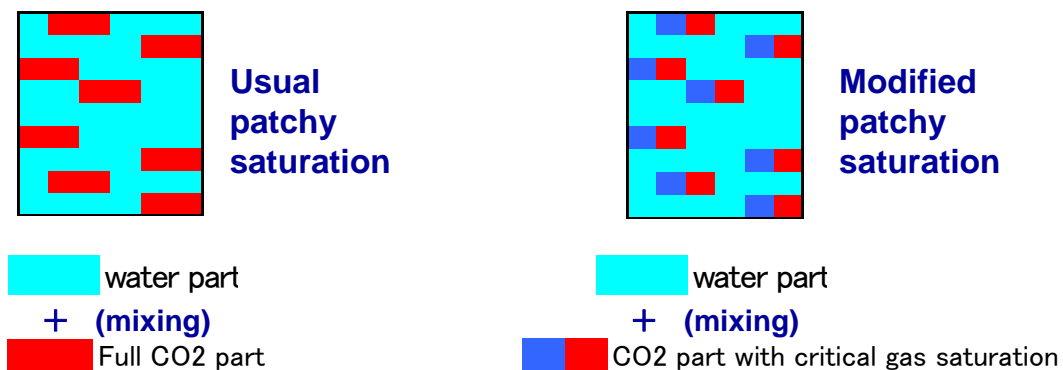


図 6.1 通常の部分飽和と修正部分飽和モデルの模式図

また、詳細な検討として、圧入対象層を 3 区間に分割して修正部分飽和モデルの適用を行った。核磁気共鳴 (NMR) 検層から得られる FFV (Free fluid volume) を用いて臨界ガス飽和度の値を計算することができる。その値を用いた修正部分飽和モデルの曲線は、物理検層データを説明することができた。

長岡プロジェクトにおいて、弾性波トモグラフィによって地中の CO₂ の分布範囲を求めた。用いた解析手法は初動走時トモグラフィである。分布範囲を速度低下範囲として明瞭にとらえることができた。しかし、速度低下の絶対値は音波検層のものより小さかった。それは、走時トモグラフィの原理的問題で、ある程度速度が低下すると弾性波のレイパスはそのセルを通過しなくなり、速度が修正されなくなるためである。波線の広がりを考慮する解析によって速度低下の絶対値が大きくなり、音波検層と同程度の 25% が得られた。この結果は修正部分飽和モデルでは 40-50% の CO₂ 飽和度となる。ただし、CO₂ の分布範囲という観点からは領域が不明瞭で初動走時トモグラフィには劣っている。

地下に貯留された CO₂ のモニタリングの最終的な目標は分布範囲の把握とその量の決定である。

本研究では地下の CO₂ の量を弾性波速度から求める方法を精密化した。

この方法を、今度は分布範囲を把握する手法に展開していくことが望まれる。その手法は弾性波トモグラフィであったり、VSP であったり、反射法地震探査であると考えられる。量と範囲を同時に求めるためには、正確な範囲と同時に正確な弾性波速度を求めることが必要である。ただし、範囲を把握

できる手法は検層手法に比べて、当然のことながら、正確な弾性波速度を求めることはあまり得意としていない。トモグラフィについてはその理由を上述したが、VSPや反射法地震探査など、反射波を使う手法は音響インピーダンス（弾性波速度×密度）に変換することが必要である。それは反射波振幅に対するインバージョンによってなされるが、現在、その精度は高いものであるとは言えない。このインバージョンの精度を上げていくことが今後必要になると考えられる。

本研究では弾性波によるモニタリングに焦点をしばって実施したが、もうひとつの重要な物理探査物性である電気比抵抗によるモニタリングもCO₂の地下貯留には必要である。CO₂は時間がたつと水への溶解が起こり炭酸水となるため、そこでは低い比抵抗が観測されるはずである。その変化は弾性波速度のそれよりも大きいと考えられるので、手法として有力である。ただし、弾性波に比べて比抵抗は分解能の点で劣っているため、分布範囲の把握に適用する際はある程度大きな量のCO₂及び溶解量が必要になると考えられる。

将来的には弾性波速度と同じように比抵抗も均質飽和、部分飽和などミクロな観点からその量を理解できるようになることが望まれる。

謝辞

本研究を実施するにあたり、ご指導いただいた京都大学大学院工学研究科都市社会工学専攻松岡俊文教授に感謝いたします。多くの学会、研究会での発表の機会を与えて下さり、ともすれば、滞りがちになる研究の進展を促していただきました。また、この論文をまとめるにあたり、多くのご指導、ご助言をいただきました。さらに、研究室の山田泰広准教授、辻健助教(現在は九州大学准教授)にも社会人博士課程在学中には大変お世話になりました。ここに感謝の意を表します。

公益財団法人地球環境産業技術研究機構の薛自求博士に感謝いたします。長岡のデータの使用をこころよく許可くださり、多くの議論をしていただきました。

応用地質株式会社の吉岡正氏と平松晋一氏に感謝いたします。吉岡氏は社会人博士課程に入学を勧めていただき、平松氏はその後の仕事と本研究の両立に協力いただきました。

現在、スタンフォード大学に留学中で応用地質株式会社の小西千里氏に感謝いたします。この論文の核となっている部分は彼との共同作業から生まれたものです。また、スタンフォード大学からの最新の情報、基礎的事項に関する情報を送っていただき、この論文をまとめるのに大変役立てることができました。

応用地質株式会社の斎藤秀樹博士に感謝いたします。この論文の弾性波トモグラフィの部分は彼の研究に負うところが大きいです。

ご理解を賜り、本研究をすすめさせていただいた応用地質株式会社、公益財団法人地球環境産業技術研究機構に感謝いたします。

最後に研究の期間を通じて、バックアップしてもらった妻の祥子に感謝します。

2012年8月 東 宏幸

参考文献

- Arts, R., Chadwick, A., Eiken, O., Thibeau, S., Nooner, S. (2008):
Ten year Experience of monitoring CO₂ injection in the Utsira
Sand at Sleipner, offshore Norway. First Break - Archive -
Special Topic -January 26: 65-72.
- Avesh, P., Mukerji, T., Mavko, G. (2005): Quantitative Seismic
Interpretation, Cambridge University Press .19-24
- Azuma, H., Konishi, C., Nobuoka, D., Xue, Z., Watanabe, T. (2010):
Quantitative CO₂ saturation estimation from time lapse sonic logs
by consideration of uniform and patchy saturation, International
Conference on Greenhouse Gas Technologies (GHGT10)
- Azuma, H, Konishi, C., Xue, Z. (2012): Introduction and application of the
modified patchy saturation for evaluating CO₂ saturation by
seismic velocity, International Conference on Greenhouse Gas
Technologies (GHGT11)
- 東 宏幸, 斎藤秀樹, 薛自求, 吉村司(2009) : 繰り返し弾性波トモグラフィによ
る地中二酸化炭素分布の可視化, 地盤工学会誌, 57, 5, 4-7
- 東 宏幸, 小西千里, 信岡大, 薛自求, 渡辺二郎 : (2007) : 検層結果を用いた CO₂
飽和度の推定, 物理探査学会第 117 回学術講演会論文集 271-274
- 東 宏幸, 小西千里, 薛自求 (2011): 部分飽和する CO₂ の分布サイズについて,
物理探査学会第 125 回学術講演会講演集 167-170
- Bellefleur, G., White, D., Davis, T. (2004): P-wave imaging using 3D-VSP
data in VTI media, Weyburn Field, Saskatchewan Canada. SEG
Expanded Abstracts 23, 1, 2521-2524
- Biot, A., (1956): Theory of propagation of elastic waves in a fluid
saturated porous solid. Low frequency range and higher frequency
range, J, Acoust. Soc. Am., 28, 168-191

- Brie, A., Pampuri, F., Marsala, A.F., Meazza, O., (1995): Shear sonic interpretation in gas-bearing sands, SPE, 30595, 701-710
- 物理探査学会 (1998) : 物理探査ハンドブック,667-668
- Caspari, E., Muller, T.M., Gurevich, B. (2011): Time-lapse sonic logs reveal patchy CO₂ saturation in-situ, Geophysics. Res. Lett., 38, LI330
- Chadwick,A., Williams,G.,Delepine, N, Clochad, V., Labat,K.,Sturton,S., Buddensiek,M., Dillen,M., Nickel,M., Lima, A.,L. (2010): Quantitative analysis of time-lapse seismic monitoring data at the Sleipner CO₂ storage operation, The Leading Edge, 29,170-177
- Chadwick, A. (2010): Sleipner: a research laboratory, In Academic Research Strategy Meeting for UK Geologic Storage and Monitoring of CO₂ Edinburgh – 7 July 2010. <http://www.geos.ed.ac.uk/ccs/Meetings/storage-7july2010/Sleipner.pdf>.
- Domenico, S.N. (1976): Effect of brine-gas mixture on velocity in an unconsolidated sand reservoir, Geophysics, 41, 882-894
- Eiken, O. (2004): Review of geophysical monitoring results from the SACS project, presented at IEA Monitoring and Verification Workshop (Santa Cruz, November, 2004)
- Freifeld, B., Daley, T., Hovorka, S., Henniges, J., Underschultz, J., Sharma,S, (2009): Recent advances in well-based monitoring of CO₂ Sequestration, Energy Procedia 1, no. 1, 2277-2284.
- Gassmann, F.(1951):Uber die elastizitat poroser medien, Vier, Nature Gesellschaft,96,1-23
- Harris, J., Nolen-Hoeksema, R., Langan, R., Schaack, M., Lazaratos, S., Rector III, J.(1995): High-resolution crosswell imaging of a west Texas carbonate reservoir, Part I – Project summary and interpretation, Geophysics, 60, 667–681.
- Hill, R., (1963) : Elastic Properties of reinforced solids: some theoretical principles, J. Mech. Phys. Solids, 11,357-372

- Hoversten, G., Gritto, R., Washbourne, J., Daley, T. (2003): Pressure and fluid saturation prediction in a multicomponent reservoir using combined seismic and electromagnetic imaging, *Geophysics*, 68, 1580–1591.
- Hovorka, S. (2006): Update on the Frio Brine Pilot: 15 months after Injection presented at the International Workshop on CO₂ Geological Storage, Japan '06, February, RITE.
- IPCC(2006) : Carbon Dioxide Capture and Storage, Cambridge University Press
- 経済産業省, CCS 研究会 (2009) : CCS 実証事業の安全な実施にあたって
- Knight, R., Dvorkin, J., Nur, A. (1998): Acoustic signatures of partial saturation, *Geophysics*, 63, 132-138
- Knight, R., Nolen-Heksema, R (1990): A laboratory study of the dependence of elastic wave velocities on pore-scale fluid distribution, *Geophysics. Res. Lett.*, 17, 1529-1532,
- Konishi, C., Azuma, H., Nobuoka, D., Xue, Z., Watanabe, J. (2009): CO₂ saturation estimation from p-wave velocity changes by considering patchy saturation. SEG Summer Research Workshop, 3
- 小西千里, 東宏幸, 信岡大, 薛自求, 渡辺二郎, (2007) : 長岡 CO₂ 地中貯留プロジェクトにおける CO₂ 飽和度の推定について, 第 117 回物理探査学会学術講演会論文集 275-278
- Lumley, D., Sherlock, D., Daley, T., Huang, L., Lianjie, D. Verliac, M., White, D. (2010): Highlights of the 2009 SEG Summer Research Workshop on CO₂ Sequestration, *The Leading Edge* 29, 136-145.
- Mavko, G. Mukerji, T. (1998): Bounds on low-frequency seismic velocities in partially saturated rocks, *Geophysics*, 63, 918- 924.
- Mavko, G., Mukerji, T., and Dvorkin, J. (2009): *Rock Physics Handbook*, 2nd Edition, Cambridge University Press .391-393
- 村井重夫 (2011) : CO₂ 地中貯留技術開発の世界動向と RITE の取り組み, 革

新的環境シンポジウム講演資料

- 中島善人 (2002) : NMR 物理探査の原理,物理探査,55,2,105-126
- Nur, A., Mavco, G., Dvorkin, J., Galmudi, D. (1998): Critical porosity: A key to relating physical properties to porosity in rocks, *The Leading Edge*,17,357-362
- 大熊 宏 (2008) : 地下深部塩水層における二酸化炭素地中貯留のシミュレーション技術および長岡圧入実証試験への適用,資源素材学会誌,124,87-94
- Saito, H.(1992): Characteristics of the first arrival travel time curves obtained by cross hole seismic measurements, *Proc. 86th SEGJ Conference* , 88-93
- Saito, H.(1989): Travel times and ray paths of first arrival seismic waves, Computation method based on Huygens' principle, *59th Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysicists, Expanded Abstracts*, 244-247.
- Saito, H., Nobuoka, D., Azuma, H., Xue, Z., Tanase, D. (2006): Time-lapse crosswell seismic tomography for monitoring injected CO₂ in an onshore aquifer, Nagaoka, Japan, *Butsuri-Tansa (Geophysical Exploration)*, 59, 30-36.
- 斎藤秀樹, 信岡大, 東宏幸, 棚瀬大爾, 薛自求 (2008) : 長岡実証実験サイトにおける二酸化炭素圧入実験の坑井間弾性波トモグラフィによるモニタリング, *Journal of MMIJ*,124,78-86
- Sanny, T., Sassa, K. (1994): Reduction of the effect of the near surface low velocity layer in tomographic imaging, *Proc. 90th SEGJ Conference*, 84-88
- Sato,K., Mito,S., Horie,T., Okuma,H., Saito,H., Watanabe J., Yoshimura,T. (2010): Monitoring and simulation studies for assessing macro- and meso-scale migration of CO₂ sequestered in an onshore aquifer: Experiences from the Nagaoka pilot site, Japan, *International journal of Greenhouse Gas Control* 5,

125-137

- Society of Exploration Geophysicists of Japan (1998): Butsuri-Tansa Handbook, chapter 15 Geotomography, 749-820
- Spetzler, J., Xue Z., Saito, H., Nisizawa, O., (2008): Case story: time-lapse seismic cross well monitoring of CO₂ injected in an onshore sandstone aquifer, Geophysical Journal International, 172, 214-225
- 棚瀬大爾, 薛自求, 嘉納康二, (2008): 長岡における二酸化炭素圧入実証試験, Journal of MMJ, 124, 50-60
- 地球環境産業技術研究機構 (2006): 平成 19 年度二酸化炭素地中貯留技術研究開発成果報告書, 761-1162
- Toms, J., Muller, T.M., Gurevich, B. (2007): Seismic attenuation in porous rocks with random patchy saturation, Geophysical prospecting, 55, 671-678
- Yokota, T., Ishii, Y., Shimada, S., Mizohata, S., Shoji, Y., Ohhashi, T., Ogura, K. (2000): Development of a multi-disk type borehole seismic source – Aiming at practical applications for oil field survey, Butsuri-Tansa (Geophysical Exploration), 53, 309-323
- Yokota, T., Nishida, A., Mizohata, S., Shimada, N., Muraoka, S. (2003): Tomographic inversion for time-lapse oil reservoir monitoring, Butsuri-Tansa (Geophysical Exploration), 56, 181-189.
- Xue, Z., Tanase, D., Watanabe, J., (2006): Estimation of CO₂ saturation from time-lapse CO₂ logging in an onshore aquifer, Nagaoka, Japan, Exploration Geophysics, 59, 19-30
- Xue, Z., Ohsumi, T. (2004): Seismic wave monitoring of CO₂ migration in water-saturated porous sandstone, Butsuri-Tansa (Geophysical Exploration), 57, 25-32.
- Xue, Z., Tanase, D., Watanabe, J. (2006): Estimation of CO₂ saturation from time-lapse CO₂ well logging in an onshore aquifer, Nagaoka, Japan. Exploration Geophysics 37 (1), 19-29

- White, D. (2009): Monitoring CO₂ storage during EOR at the Weyburn Midale Field. *The Leading Edge* 28, 7,838-842.
- White, D. (2004): Seismic results from the Weyburn monitoring project, presented at IEA Monitoring and Verification Workshop (Santa Cruz, November, 2004)
- Wood, A.W.(1995) : A Text book of Sound, McMillan Co., New York,360

