

第

章

8

貯留層評価技術



我孫子研究所	高レベル廃棄物処分研究プロジェクト 兼	地圏環境部	上席研究員	木方 建造
我孫子研究所		地圏環境部	上席研究員	海江田秀志
我孫子研究所		流体科学部	上席研究員	江口 謙
我孫子研究所	高レベル廃棄物処分研究プロジェクト 兼	材料構造部	主任研究員	山本 武志
我孫子研究所		地圏環境部	主任研究員	伊藤 久敏
我孫子研究所		地盤耐震部	上席研究員	佐々木俊二
我孫子研究所		地圏環境部	主任研究員	末永 弘
我孫子研究所		地圏環境部	上席研究員	鈴木 浩一
我孫子研究所		地圏環境部	上席研究員	新 孝一
我孫子研究所		地圏環境部OB		本島 勲

8 - 1	地化学調査	62
8 - 2	トレーサテスト	67
8 - 3	地圧測定	72
8 - 4	透水性評価	74
8 - 5	シミュレーション	77
8 - 6	AE計測	78
8 - 7	流電・自然電位計測	80

木方 建造 (26 ページに掲載)

海江田秀志 (8 ページに掲載)



江口 謙 (1987 年入所)

これまで高速増殖炉の熱流動現象の評価、空気抵抗が小さい新型送電線の研究、熱流動解析コードの開発などに携わってきた。HDR 関係では主に貯留層内の地下水流動解析を担当した。現在は、これまで開発してきた熱流動解析コードを一般の乱流問題に汎用的に適用できるように高度化するとともに、洋上風力発電装置の考案などにも着手している。

伊藤 久敏 (8 ページに掲載)

佐々木俊二 (26 ページに掲載)

末永 弘 (54 ページに掲載)



山本 武志 (1993 年入所)

HDR の研究では坑内温度分布、注入水および回収水の流量温度等各種データの取得を行ない、それらを基に貯留層モデルの構築および熱水回収シミュレーションを行なった。その後フライアッシュ(石炭灰)とセメントおよび骨材との間で生じる各種反応の評価、そして地下環境下で長期間使用するコンクリートの耐久性評価の研究に従事している。

鈴木 浩一 (38 ページに掲載)

本島 勲 (32 ページに掲載)



新 孝一 (1983 年入所)

岩盤の破壊の力学や岩盤物性の計測と評価手法の研究に従事してきた。また、従来型の地下利用である揚水発電所調査設計や、将来技術である HDR 開発などにおける岩盤の評価に携わる。特に、岩盤応力の評価をその手法の開発とともにやってきた。現在では高レベル放射性廃棄物の地下処分に関する岩盤の長期の特性の解明などに取り組んでいる。

8 - 1 地化学調査

8-1-1 目的

水圧破碎や循環時に注入水や戻り水、生産水を採取、分析する地化学調査により、貯留層内での流体の挙動を評価すると共に、貯留層の規模評価を行うことにより、造成された貯留層の特性を地化学的な観点から評価する。

8-1-2 方法・原理

水圧破碎および抽熱・循環実験に際して地下に注入された水は、大きくは以下の二つの過程を経ることにより化学的に変化し、戻り水や生産水として地上に湧出すると想定できる(図8-1-1)。

【地層水や間隙水との混合】：高温岩体の貯留層の母岩は、比較的割れ目のない塊状な岩盤であるものの、割れ目や岩石の空隙の中には、地下水がマグマからの供給や高温高圧下での岩石との反応により化学的には高濃度になって、熱水(地層水や間隙水など)として地下に賦存する。一方、実験に用いる注入水は、河川水であることが一般的であり、化学的には低濃度である。化学的に低濃度である注入水は、地下貯留層内において高濃度の熱水と混合することにより、化学成分濃度が一般的には上昇し、地表に湧出する。

【水 - 岩石反応】：地下に注入された水は、高温の岩盤と接触することにより熱を抽出する。この岩盤との接触面、すなわち割れ目は母岩を構成する造岩鉱物や、

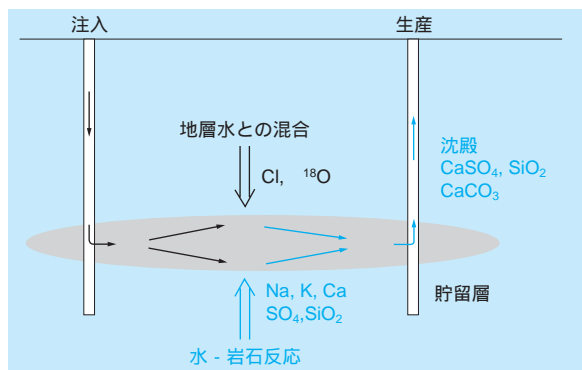


図8-1-1 地下貯留層内での流体の挙動モデル

割れ目に充填された熱水鉱物等から構成される。注入された水は、地下の高温、高圧条件において水 - 岩石反応により、主として岩石から各種の化学成分が注入水に溶出し、その結果として化学的に高濃度になる。

地下に圧入された注入水は、主として上述の二つの過程を経て、さらに条件によっては、地表に湧出する際に温度、圧力の低下に伴うスケール⁵の沈殿という過程を経て地表に湧出する。この様に、地表に湧出した流体は地下での種々の過程に関する情報を含んでいる。

以上のような観点から1991年、1992年の水圧破碎試験、1993、1994、1995年の循環試験時に地下貯留層内での流体の挙動を理解し、貯留層の規模評価のためのデータを取得する目的で流体の採取、分析による地化学調査を実施した。また、スケール対策の一環としてスケールモニタリングを1994、1995年に実施した。

8-1-3 水圧破碎時の地化学調査

1991、1992年にそれぞれ注入井の深度約1000mおよび700mで水圧破碎により人工貯留層が造成された。水圧破碎時の注入水および破碎後の戻り水を採取、分析することにより、貯留層内での水圧破碎時の流体の挙動を以下のように推定した⁽¹⁾。

(1) 戻り水の化学成分濃度の経時変化は、地下の人工貯留層内での二つの現象を示唆している。すなわち非反応性成分であり、地下に普遍的に存在すると考えられる塩素(Cl)を指標にすると、時間とともにCl濃度が上昇しているため、地下で注入水と地層水(既存の地下の熱水)が混合していることが想定できる。一方反応性成分であり、割れ目に熱水鉱物として充填している石膏や硬石膏の構成元素であるカルシウム(Ca)およびSO₄を指標にすると、時間とともにこれらの成分の濃度が上がっているため、地下では割れ目沿いの熱水鉱物と注入水が反応していることも想定できる(図8-1-2)。

⁵ スケール：熱水中に溶け込んでいる成分が不溶性となって配管などに析出・沈殿・付着したもの。

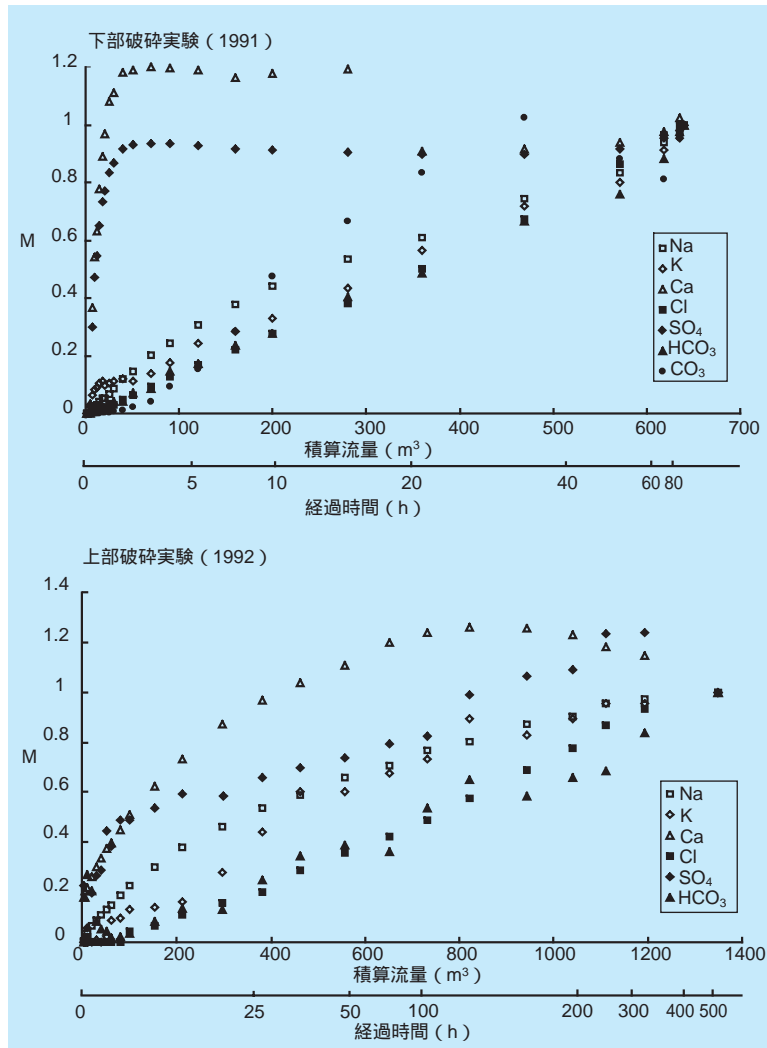


図8-1-2 水圧破砕時の標準化した化学成分の挙動

- (2) 最終の戻り水のCl濃度は下部貯留層で63ppm、上部貯留層では8.8ppmであり、下部が上部に比べて1オーダー高い値を示している。このことから、下部においてはCl濃度の高い地層水をより多く混合していると想定できる。
- (3) 下部貯留層の戻り水のCaとSO₄は両者共に初期にその濃度が急激に上昇するという特徴的な挙動を示しているのに対し、上部のそれにはこのような顕著な挙動が認められない(図8-1-2)。このことは、下部貯留層造成時には上部に比べて、注入水と石膏や硬石膏との反応が顕著であったことを示唆している。
- (4) 水圧破砕により上部貯留層は東西に、下部貯留層はほぼ南北に伸展しており、ボーリングコアで認められ

た天然の割れ目は、上部、下部区間共に伸展方向の割れ目が卓越すること⁶、下部のコアの多くは硬石膏を狭在することから、水圧破砕による亀裂は天然の割れ目に沿って伸展していると想定できる。

- (5) 戻り水のCl濃度の比較、さらに戻り水流量測定の結果からは、下部貯留層では注入水がより多く逸散していると想定される。下部貯留層は周辺にその存在が推定される破砕帯に繋がっている可能性が高い。

8-1-4 循環試験時の地化学調査

⁶ 上部については、図7-2-2に示すように東西方向の割れ目が必ずしも卓越する訳ではないが規模の大きな割れ目は東西方向が卓越する(近藤、1994)。

各循環試験時の溶存成分の経時的な挙動をまとめると以下の通りである。

- (1) 各成分とも循環初期は坑内水(河川水によって置換)の影響により低濃度であるがその後急激に上昇する。急激な上昇は高濃度の地層水との混合に起因すると考えられる。
 - (2) 混合の指標となるClは各年度共に、急激な増加の後、徐々にその濃度が減少する。
 - (3) 地下における水 - 岩石反応の指標となるNa、Kは急激な増加の後、その値をほぼ維持している。
 - (4) CaはNaやKとは異なった挙動を示す。このことは、Caの起源となる鉱物が主として割れ目に限定して充填した硬石膏や方解石であること、さらにスケールの形成に参与することに関係していると想定される。
- これら成分のうち、ここでは水 - 岩石反応により付加されたNaおよびKを評価する目的でNa-Cl (図8-1-3)

およびK-Cl (図8-1-4) の関係について考察する。

1993および1994年度のNa-Clプロットは共に左端の数点(注入水濃度を示す)を除けばほぼ直線で回帰できる。また右側のプロットは循環初期のもので徐々に左に移行する。すなわちこれらプロットの挙動は右端の端成分(地層水)と左端の端成分(注入水)の混合によって説明できる。この直線の傾きは一方の端成分である地層水のNa:Cl比を示しており、さらにy切片は地下貯留層における岩石 - 水反応によって付加されたNa量を示している。各実験の直線のy切片は、1993年が225ppm、1994年が218ppmとほぼ同様の値を示す。

K-Clの関係についてもNa-Clとほぼ同様の結果が得られた。実験時の直線のy切片は1993年が18.3ppm、1994年が19.2ppmであった。

なお、1995年度は、Cl濃度が低く、明瞭な相関が認められないため、検討から除外した。

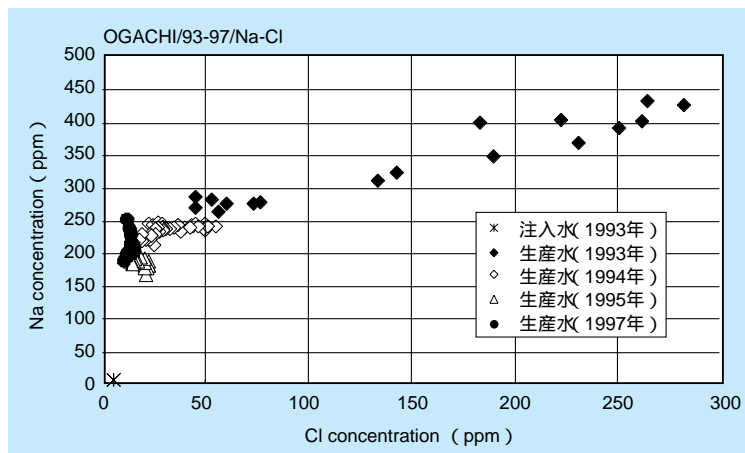


図8-1-3 Na-Clクロスプロット

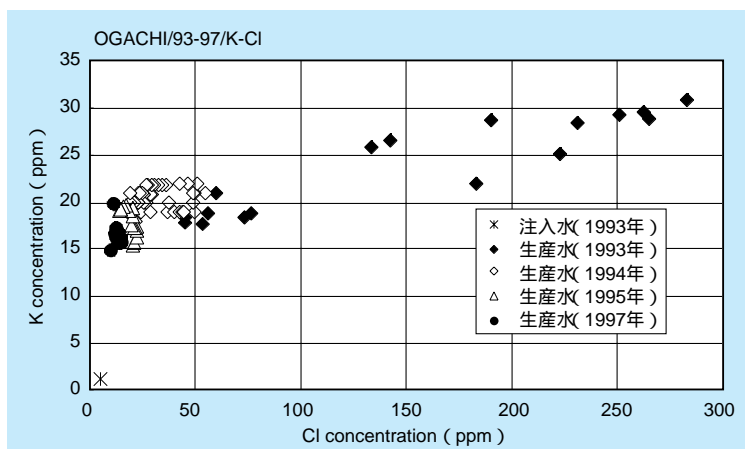


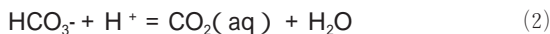
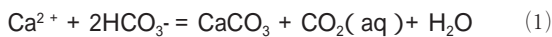
図8-1-4 K-Clクロスプロット

8-1-5 スケールモニタリング

在来地熱の流体と比較して、高温岩体発電の生産熱水中の全溶存成分量は小さいため、スケールの付着の可能性は小さいと考えられていた。しかしながら、1994年の循環試験中に地表配管内にスケールの付着が認められ、これが炭酸カルシウム (CaCO₃) と判明した。ここでは、雄勝地点におけるスケールの付着状況を明らかにするためのモニタリング結果について報告する。

1. 炭酸塩スケールの概要

炭酸カルシウムのスケールは以下に示す(1)の反応により形成され、これは水中での方解石の溶解と逆の反応である。また熱水の圧力低下により生じる沸騰に伴うCO₂ロスにより熱水中のpHが増加する ((2)式)。



元々方解石の飽和に近い状態の熱水にとって、沸騰した場合、CO₂の分圧の減少に伴いpHが増加し、これは過飽和な状態をもたらす、炭酸塩カルシウムの沈殿を促進させる。

2. スケールモニタリング結果

雄勝地点の地表配管の方解石スケール付着状況を理解するため生産水のpH、Ca、全CO₂、Na、SO₄、Clの挙動について検討した (図8-1-5)。

坑口温度は生産流量が25m³前後で100℃に到達し、沸騰によるCO₂ロスにより、生産水のpHが上昇する。Caは河川水の値である0.2mMから最大2mMまで上昇し、その後100m³で減少し始め、1000m³前後で注入水の値に戻る。

全CO₂は生産開始後8m³までの間に0から14mMまで急激に上昇する。10m³から20m³の間に6mMまで減少し70m³までは一定の値を保ち、その後1000m³前後にかけて約4mMまで減少する。この全CO₂の2回目の減少はCaの減少とその時間が一致している。Caが河川水の値に戻った後も、全CO₂は約4.2mMの一定した量が付加されている。

以上から、方解石スケールの沈殿は生産流量で100から1000m³、経過時間で100から500時間の間に生じ、その後地下からCaの供給がなくなったと想定された。

この結果を受け、1995年はスケールの付着について検討するため、熱水の沸騰 (フラッシュ) 前後でCaのモニタリングを実施した (図8-1-6)。

(1) 地化学モニタリングの結果から、Caは生産流量4m³ (坑井体積) で急激に増加し、約20m³で2.5mMの値

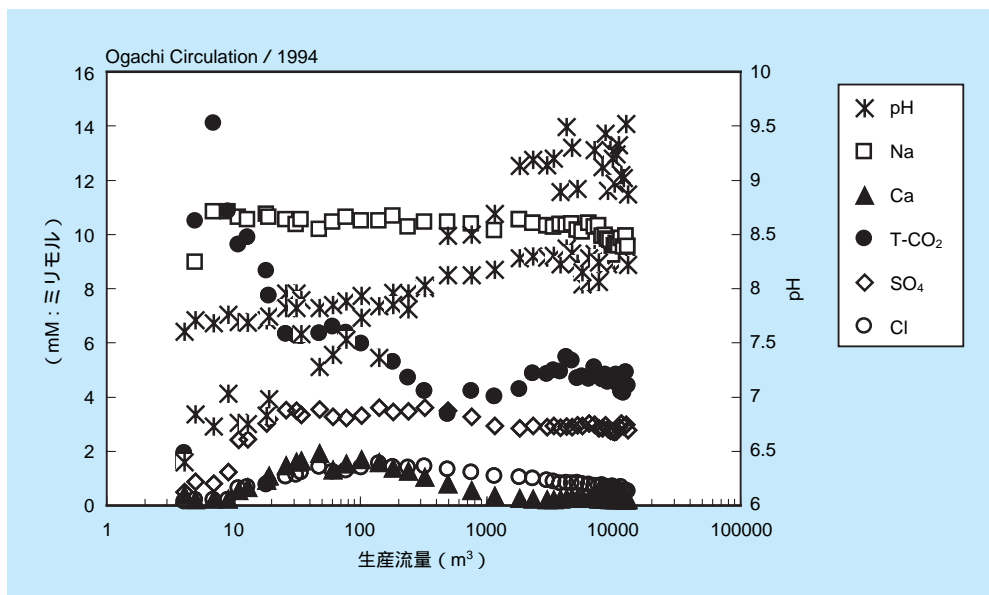


図8-1-5 生産水の化学成分挙動 (1994年循環)

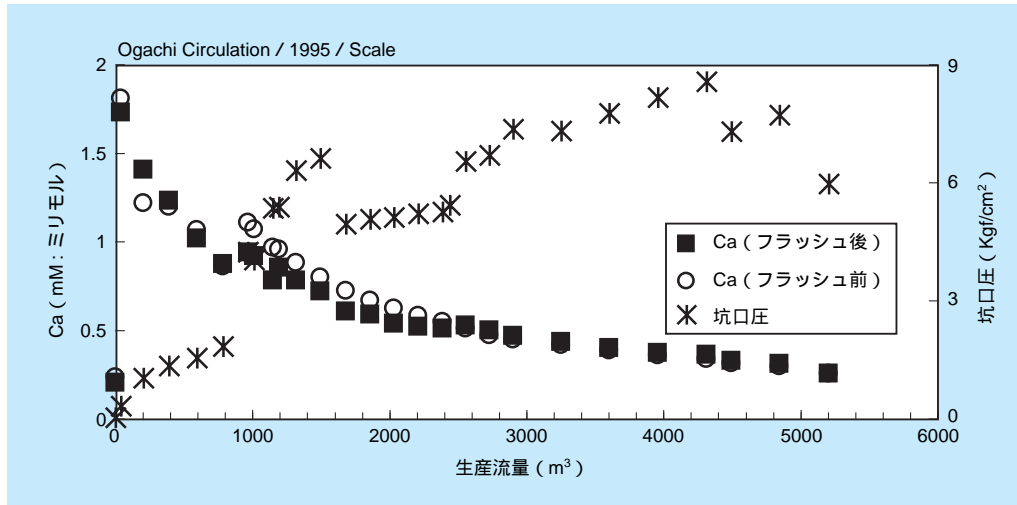


図8-1-6 生産水のスケールモニタリング (1995年循環)

を示した後徐々に減少する。

- (2) フラッシュ前後のCaモニタリングの結果から、生産流量が1000から2500m³の間はフラッシュ前のCa濃度がフラッシュ後のそれに比べて高く、その後はほぼ同じであることが読み取れ、1000から2500m³の間、

炭酸カルシウムスケールの沈殿が生じたと想定できる。

- (3) 1000m³以前はフラッシュ前後のCa濃度の関係は一樣でない。この期間は坑口圧が低く、坑井内でフラッシュしていたことが観測されており、坑井内でスケールが沈殿している可能性が考えられる。

8 - 2 トレーサテスト

8-2-1 はじめに

高温岩体発電の実用化に向けて解明すべき課題の1つとして、人工的に造成された貯留層の特性、特に規模評価があげられる。注入井から生産井に至る流体の通過する空隙の総体積、さらに流体が接する岩体の表面積は、貯留層からの抽熱量や貯留層の余寿命を予想するうえで重要な指標である。人工貯留層の体積を評価する目的で、循環時にトレーサ⁷テストを実施した。

ここでは、各循環試験時に実施したトレーサテストの結果について述べると共に、上下部2層の貯留層を介して得られたトレーサ応答カーブを数値解析により個々の貯留層に対応する応答カーブに分離し、それぞれの応答カーブの統計学的な解析から得られた貯留層の規模特性

とその経時変化について解説する。

8-2-2 トレーサテストによる貯留層評価の原理

流体の空間的、時間的な挙動を調べる目的で、トレーサを用いた調査が実施されている。例えば、降水、貯水、かんがい水の浸透、伏流水の挙動、地下水の経路、地下での滞留時間さらに流量を求める目的でトレーサによる調査が実施されている。また、反応炉などの容器の中での流体の挙動を評価するためにもトレーサが利用されている。

人工貯留層内での流体の流れの評価には、Danckwerts (1953)⁽²⁾が考案した、反応炉などの容器の中での流れを評価する方法としての滞留時間分布 (Residence Time Distribution : 以下RTDと呼ぶ) という概念を参考にした。このRTDカーブ (図8-2-1) を用いて、以下のよう

7 トレーサ：流体の流動経路を明らかにするために、その流体中に投入する物質。

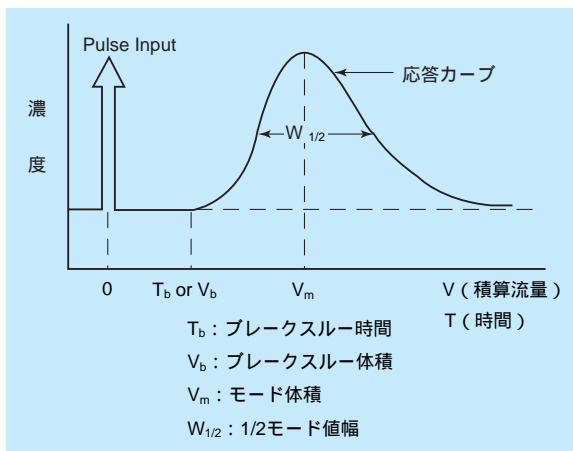


図8-2-1 トレーサ応答カーブによる貯留層特性評価法

な方法で貯留層の各種特性を評価した⁽³⁾⁽⁴⁾。

[モード体積：V_m]

RTDカーブが最大値を示す際の積算流量値。貯留層を介した流れの中で、モード体積は入り口から出口に向かって流体が最も優勢に流れる比較的透水性の高い場の総体積としてとらえることができる。

[1/2モード値幅（半値幅）：W_{1/2}]

RTDカーブのピークすなわちモード値の半分の高さにおけるカーブの幅。主な流路を通る流体の分散を計測するパラメーターとして用いる。この値自身は不確かであり、物理的な固有の意味合いを持たないものの、違うシステムの相対的な分散や同じシステムの分散の経時変化を評価する手法として利用できる。

[ブレークスルー時間（体積）：T_b（V_b）]

トレーサが投入されてから、応答カーブが立ち上がるまでの時間（積算流量）。トレーサ物質が投入されてからフ

ィードポイント⁸に初めて到達するまでの時間もしくは積算流量で、貯留層内での最短パスに関する情報が得られる。

8-2-3 トレーサテストの実施概要

雄勝地点における循環実験時のトレーサテストに用いるトレーサ物質は、①可溶性物質で、流体の流動に追従する、②岩石や鉱物に吸着しない、③熱に反応しない、④取扱が容易である、⑤環境に対して安全である、⑥値段が安価である、⑦低濃度でも分析が可能である、ことなどを考慮して、ナトリウムフルオレセイン（NaFl）およびヨウ化カリウム（KI）を選択した。

トレーサは各循環実験時に、注入圧力、流量および生産流量がほぼ安定した時点で、注入井にパルスインプットとして投入した（表8-2-1）。トレーサ投入後、生産水を採取、分析した。現地において採取された水試料の分析は、実験室において実施した。分析項目および分析方法は以下の様である。

NaFl：分光蛍光光度計（励起波長：491nm、吸光波長：513nm）を用いた吸光光度分析法

I（ヨウ素）：イオンクロマトグラフィー法

8-2-4 トレーサテスト結果

各循環実験時の貯留層体積を評価する目的で、表8-2-1に示した実験時にトレーサテストを実施した。各回の

8 フィードポイント：孔井内への流体の流入が認められる位置。坑井内での水みち箇所に対応し、地熱井では貯留層とのつながりを意味する。

表8-2-1 トレーサ投入の諸元

年度	実験名	トレーサ物質	重量	投入方法	投入時期 (実験開始後)	トレーサテスト時		
						注力圧力 (Mpa)	注力流量 (l/min)	生産流量 (l/min)
1993	22日間 循環実験	KI	20kg	パルス インプット	11日目	19	1200	39
1994	5ヶ月循環実験 (その1)	NaFl	150g	パルス インプット	60日目	16	750	60
1994	5ヶ月循環実験 (その2)	NaFl	400g	パルス インプット	135日目	16	750	63
1995	1ヶ月 循環実験	NaFl KI	500g 40kg	パルス インプット	12日目	6.5	500	125
1997	10日間 循環実験	NaFl KI	500g 40kg	パルス インプット	2日目	13	500	75

トレーサテストによって得られた応答カーブを図8-2-2に示す。

トレーサテストを行った循環実験は、全て上下2層の貯留層を介して実施しており、このためトレーサの応答カーブはこれら2層の貯留層の特性を表していると考えられる。実際に、1994年のトレーサテストの応答カーブは二つのモードを有し、これは上・下部貯留層に対応するものと容易に推察できる。このため、以降に実施する上・下部貯留層の特性評価を行うために、得られたトレーサ応答カーブを福田ほか(1992)⁽⁵⁾を参考にして、数値解析により各貯留層に対応する応答カーブへの分離を試みた(図8-2-3)。

8-2-5 貯留層の特性評価

ここでは各トレーサテストによって得られた応答カーブ(図8-2-2)さらに数値解析によって分離した上・下部貯留層に対応する応答カーブ(図8-2-3)を用いて、テスト実施時の貯留層の各特性について評価する(表8-2-2)。

1) ブレークスルー時間

トレーサ投入から各応答カーブの濃度の立ち上がり時

間より推定される各フィードポイントにおけるトレーサ要素の最初の到達時間をブレークスルー時間と認識した。上部貯留層の1994年1回目、2回目および1995年の各ブレークスルー時間は94、100、170分、下部貯留層のそれは各々517、816、124分と読み取れる。同様に応答カーブの濃度立ち上がり時間から推定できる、各フィードポイントに最初のトレーサ要素が到達するまでに流れた流体の総量(ブレークスルー体積)は、上部貯留層で0.8、0.9、2.1m³、下部貯留層で26.4、43.7、14.0m³と読み取れる。

ブレークスルー時間、体積ともに上部貯留層に比べて下部貯留層が総じて大きな値を示す。これらの値の経時変化については、上部貯留層ではわずかながら増加の傾向にあるが、下部貯留層では1995年度に急激に減少する。

2) モード体積

上部貯留層の1994年1回目、2回目、1995年のモード体積はそれぞれ8.4、11.7、6.6m³、下部貯留層のそれはそれぞれ289、236、117m³と読み取れる。下部貯留層のモード体積が上部貯留層のそれに比べておよそ20倍大きな値を示す。これらの経時変化は上部貯留層ではほぼ同じ値を示すが、若干増加の傾向を示す。これに対し下部貯留層では減少の傾向が認められ、特に1995年に

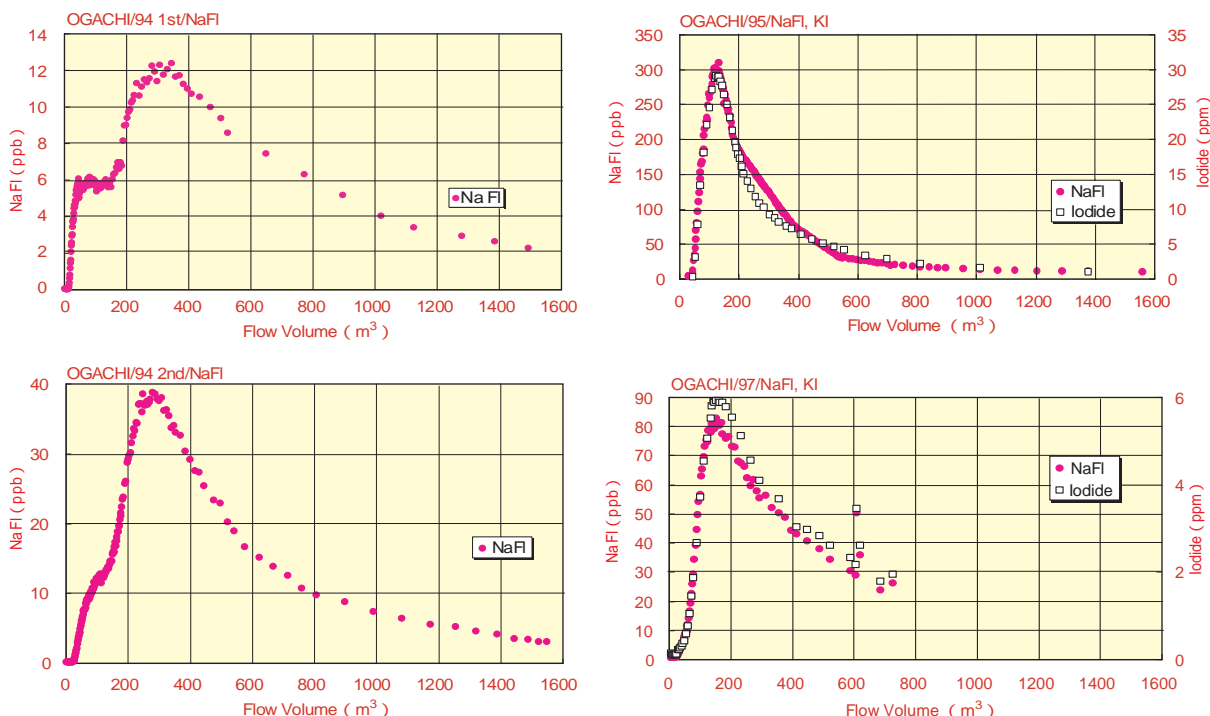


図8-2-2 トレーサテストにより得られた応答カーブ(左上:1994年1回目、左下1994年2回目、右上:1995年、右下:1997年)

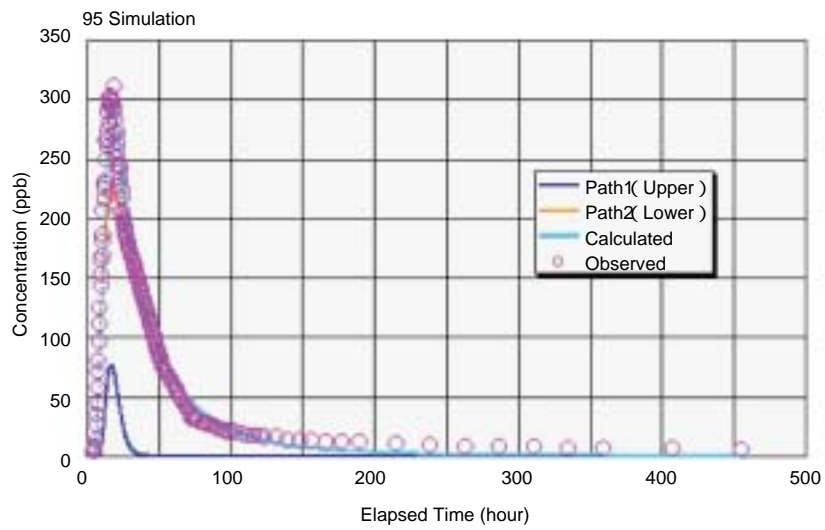
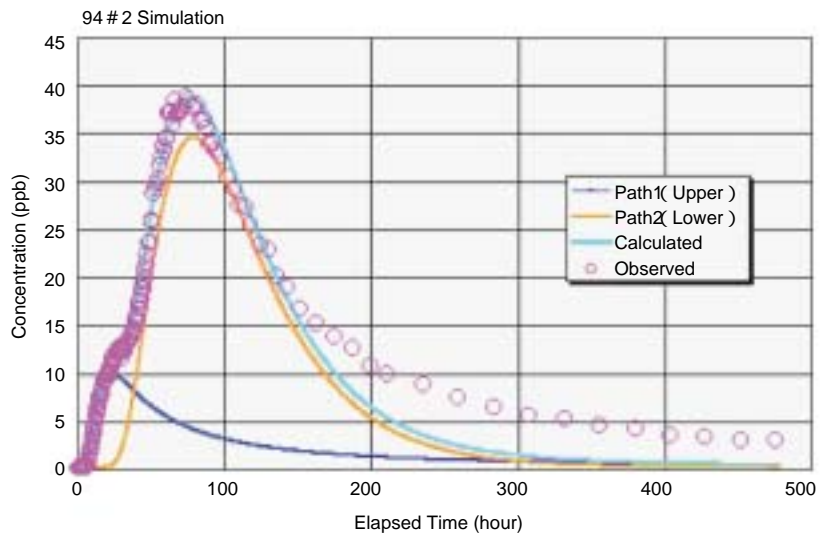
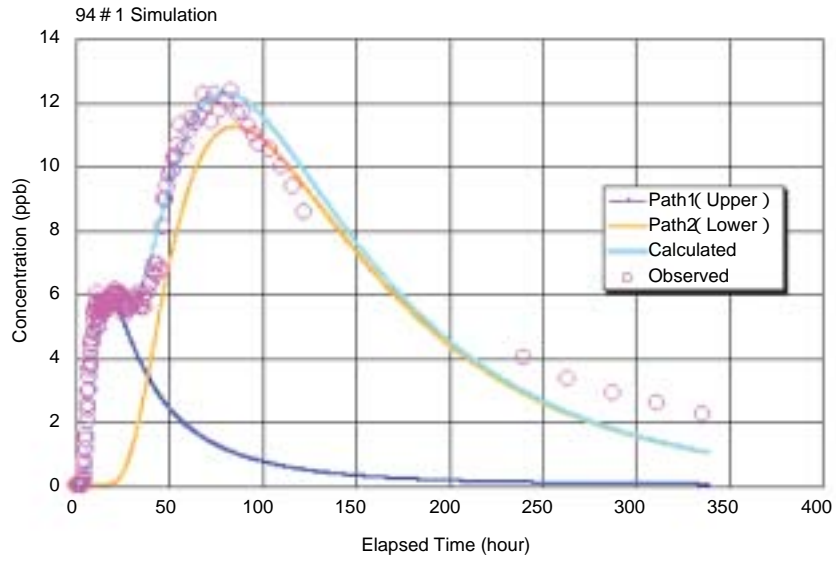


図8-2-3 最良推定モデルによる計算濃度
(上：1994年1回目、中：1994年2回目、下：1995年)

表8-2-2 トレーサテストにより求められた雄勝貯留層特性一覧

評価項目	実験年次	テスト名	上部貯留層	下部貯留層	上・下部貯留層
ブレークスルー時間： Tb (min)	1994	1st test	94	517	-
		2nd test	100	816	-
	1995		170	124	-
ブレークスルー体積： Vb (m ³)	1994	1st test	-	-	-
		2nd test	0.8	26.4	-
	1995		0.9	43.7	-
モード体積： Vm (m ³)	1994	1st test	8.4	289	-
		2nd test	11.7	236	-
	1995		6.6	117	(135)
1/2モード値幅： W1/2 (m ³)	1994	1st test	18	407	-
		2nd test	32	288	-
	1995		35	177	(183)
	1997		-	-	(324)

急激に減少する。

1995年と1997年の結果について上・下部貯留層を合わせた応答カーブでモード体積を評価した場合、1995年135m³、1997年138m³と読み取れる。1995年の結果からはこの値は下部貯留層のモード体積に強く影響されていること、1995年から1997年にかけては貯留層全体としてのモード体積に変化はないことが明らかになった。

3) 1/2モード値幅(半値幅)

上部貯留層の1994年1回目、2回目、1995年の1/2モード値幅はそれぞれ18、32、35m³、下部貯留層のそれはそれぞれ407、288、177m³と読み取れる。下部貯留層は経時的に減少の傾向が認められる。上・下部貯留層一括で検討した場合、1995年は183m³、1997年は324m³とそれまでの減少傾向とは逆に増加している。

8-2-6 まとめ

雄勝高温岩体発電実験場で行われた抽熱循環実験時に貯留層の特性を評価する目的でトレーサテストを実施した。トレーサテストは1994年に2回、1995年に1回、1997年に1回実施した。得られたトレーサの応答カーブを数値解析により上部・下部貯留層の二つのパスに対応した応答カーブに分離し貯留層の特性を評価した。

① 2本のパスを仮定した数値解析は、応答カーブの立

ち上がりや、モードの高さ、その時間等について概ねよい一致を見た。

- ② 貯留層の最も優勢な流れ場の体積を示すモード体積は、上部貯留層がおおよそ7～12m³であるのに対し、下部貯留層は1994年の1回目では289m³、2回目236m³、1995年では117m³と減少傾向にあり、下部貯留層内で徐々に流路の短絡が生じていることが明らかになった。1995年および1997年の上・下部合わせたモード体積は135m³、138m³とほぼ同様な値を示し変化がない。
- ③ 実験開始から1994年にかけては循環試験をすることにより徐々にではあるが流路の短絡が生じ、その後1995年の下部貯留層の改善により急激に流路の短絡が生じたものと推察できる。これに対し、1995年から1997年にかけてはモード体積に変化はない。
- ④ 分散の定性的な評価の指標となる1/2モード値幅は1994～1995年にかけては上・下部をあわせると徐々に減少の傾向にあり、総じて分散が小さくなることを示しているのに対し、1997年は逆に増加する。モード体積が変化しないにも関わらず、1/2モード値幅が増加する原因としては、1997年循環実験前の各種実験の影響と考えられる。すなわち、上部と下部を分離して実験を実施するために注入井下部区間に投入したサンドプラグの割れ目への挟在、下部区間への大量の水の圧入による下部貯留層での沈殿鉱物の生成等の可能性が考えられる。

8-3 地圧測定

高温岩体発電の開発において地圧を知ることが以下の二つの観点から重要となる。すなわち、まず第一に水圧破碎によって造成される貯留層の形状・方向に影響を与えると考えられること、第二に熱抽出の媒体となる亀裂内を流れる地下水の流動に対して、亀裂を閉じようとする地圧が影響を与えると考えられること、である。

そこで、どのようにして地圧を測定するのか、その一般的な方法や雄勝の研究で解明されたことについて述べる。

8-3-1 地圧とは

地圧は地盤や岩盤の内部に作用している圧力である。流体の圧力と異なる点は、方向によって異なる圧力が作用することである。地圧を完全に表現するには、直交する3つの方向に作用するそれぞれの圧力を知る必要がある。

地圧の発生する要因は、まず第一に地盤や岩盤の自重による鉛直方向の圧力、そして海洋プレートの沈み込みの際に生じる水平方向の圧力が挙げられる。従って、プレートの寸法に匹敵する程度の広域的には地圧の方向性はプレート運動の方向性と一致すると考えられる。地圧に影響を与える他の要因として、地質構造や残留応力なども挙げられ、これらが影響してある地域の実際の地圧状態が実現している。

8-3-2 地圧の測定方法

上述のような地圧を測定する方法としては、さまざまな原理のものが提案・開発されてきている。図8-3-1にはそれらを能動的方法、受動的方法、その他に分けて示す。能動的方法とは地圧を測定するために行なわれる試験法であり、受動的方法とは地圧に起因する地震や岩の破壊現象があったときにその現象から地圧を知ろうとする方法である。また、その他の方法とは地圧に関する有用な情報を提供するが単独では地圧を知ることができないものである。図に挙げた方法のうち、能動的方法である応力解放法は、用いる計器の耐熱性や耐圧性の限界から地熱地帯の深部では現在のところ適用することができない。また水圧破碎法も天然の割れ目が多い場合や高温の場合には適用が困難となる。このようなことから、地熱地帯で深部岩盤の地圧を求めようとする場合には、ボーリングコアを用いる方法、地震波の情報をを用いる方法、地圧に起因する破壊現象を用いる方法、が地圧を知るための主な情報源となる。

図中に示した方法のうち、雄勝地点で用いた幾つかの方法の原理を模式的に示したものが図8-3-2①～③である。①の室内AE法では、岩石などに応力を加えていくと地圧を越えてからAEが発生するカイザー効果を基本的な原理とし、様々な方向の試料で試験を行うことによって地圧

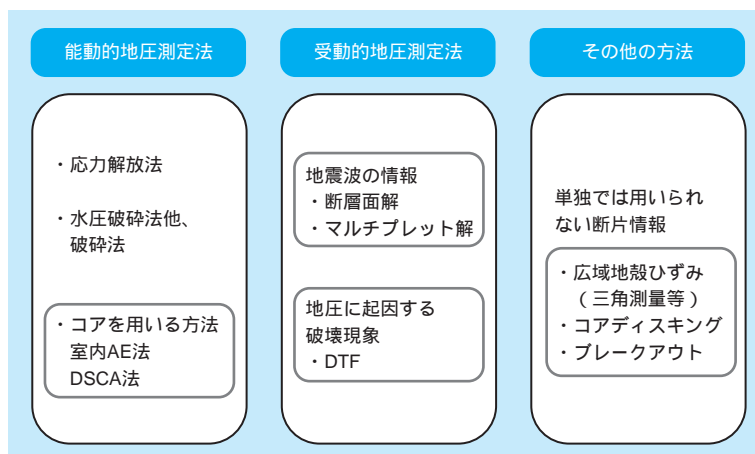


図 8-3-1 地圧測定法の種類

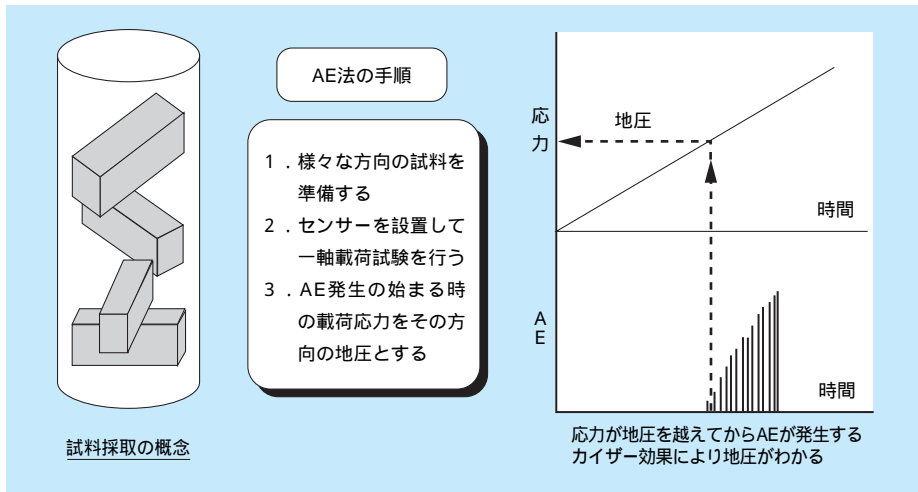


図 8-3-2 室内AE法の概念

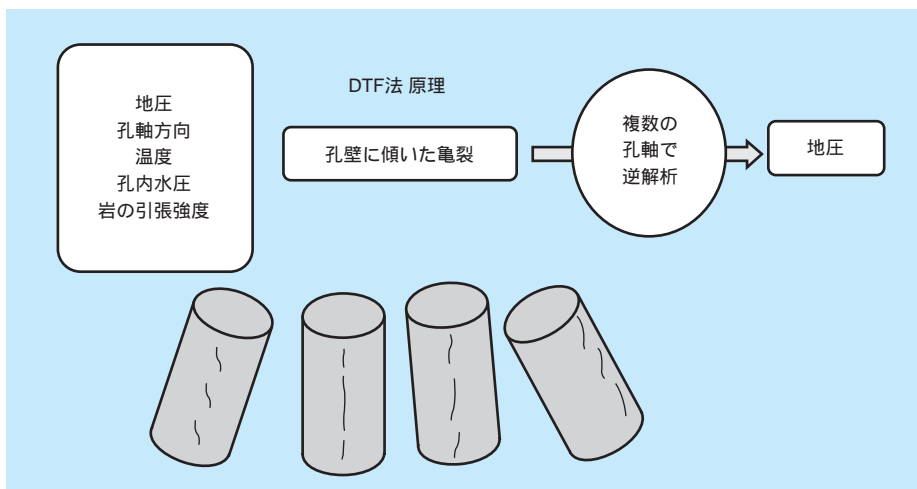


図 8-3-2② DTF法の概念

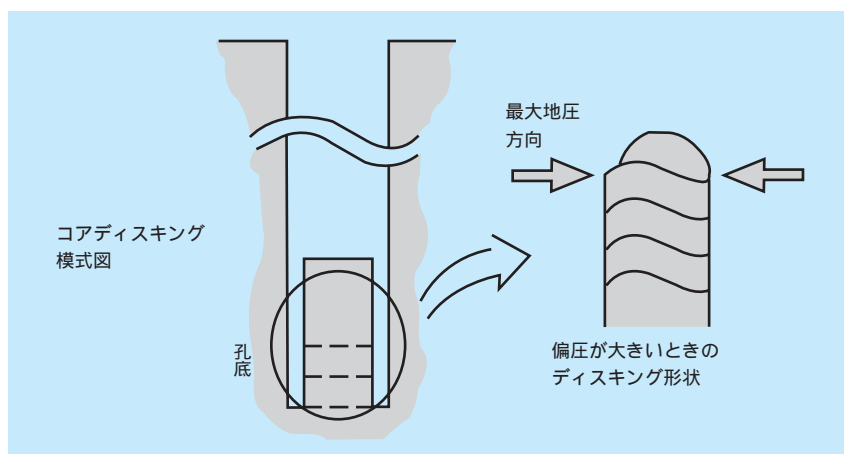


図 8-3-2③ コアディスクング法の概念

を測定する。②のDTF (Drilling-induced Tensile Fracture) 法では、掘削時の水圧、温度分布、地圧の作用により孔壁に生じる引張破壊亀裂の方向と傾きから地圧を求める。③のコアディスクキングは、水平地圧が大きい場合にコアが円盤状に割れる現象であり、孔軸に垂直な最大圧縮地圧方向に軸を持つようなポテトチップス状の形状になることから地圧方向については確かな情報を与える。地圧方向の確かな情報としては、他にボアホールブレイクアウト⁹などの地圧に起因する破壊現象がある⁽⁶⁾⁽⁷⁾。

8-3-3 雄勝の研究で解明されたこと

雄勝地点での地圧測定により、以下の結果が得られた。

- 1) 雄勝の位置する東北地方は、広域的にはおよそ東西方向の応力が作用していると考えられている。雄勝実験場付近の南部ではこれと一致する方向性が見られた。一方、北部では北東 - 南西の方向性が見られた。また、中央部では水圧破碎亀裂の伸展方向の違いから深度によって地圧方向の異なる可能性も示唆された (図 8-3-3)。地圧の大きさは、水平面内最大地圧が鉛直方向の 1.5 ~ 2 倍程度であった。
- 2) 熱履歴を受けていたことのために適用性に疑問のあったコアを用いる方法も、他の方法と整合的な良好な結果を与えた。すなわち、230 程度の熱履歴を受けた花崗岩でもコアを用いる方法により適切に地圧を測定できることがわかった。

9 ボアホールブレイクアウト：坑井の掘削により生じる応力集中のために生じる坑壁の破壊現象で、ほぼ DTF と直交する方向に生じる。

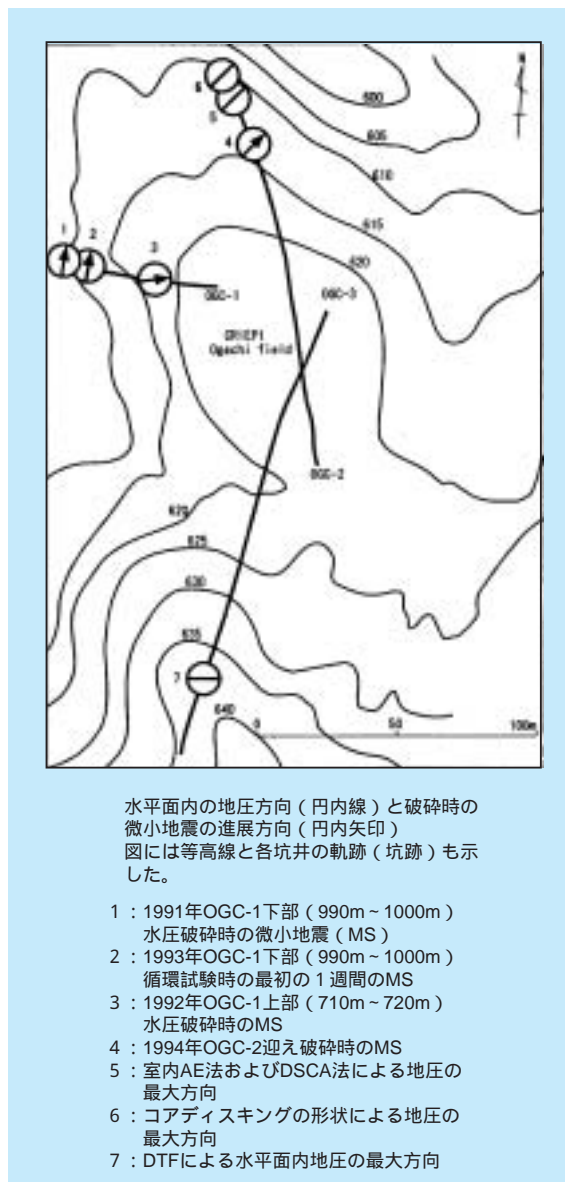


図8-3-3 雄勝地点で得られた地圧測定結果

8 - 4 透水性評価

8-4-1 はじめに

貯留層を評価する技術のうち、その貯留層がどの程度水を通しやすいか (透水性) また、どの程度水を蓄えることができるか (貯留性) を評価するものとして、注水試験がある。ここでは、OGC-1、2、3の各坑井に対し

で行った注水試験の測定データを用いて、実験場の貯留層における透水性・貯留性を評価した結果について紹介する。

8-4-1 注水試験

注水試験とは、坑口から水を注入し、坑口における水

圧、流量を測定することにより、この坑井の周辺における水の通りやすさを表す物性値である透水係数を求めるものである。また、水を注入している坑井とは別の坑井の口における水圧、流量を測定することで、両者の間の透水係数、および貯留層の保水性を表す物性値である間隙率を求めることができる。

図8-4-1に示したものはOGC-2より注水を行った時の、OGC-1～OGC-3での水圧・流量変化を表す。これらの測定データを用いて、以下の方法により透水係数・間隙率を求めた。

(1) 単一坑井周辺の透水係数

坑井周辺の透水係数を算出する方法を以下に示す。ある坑井に流量 Q (m^3/sec) で注水を行い、定常状態における坑口圧力が P (Pa) であったとき、試験区間 L (m) 全体の透水係数 k (m/sec) は次式により算出される。

$$k = \frac{Q \cdot 1n \frac{L}{r}}{2\pi \left(\frac{P}{\rho g} + H \right) L} \quad (1)$$

ここで、 r (m) は坑径、 ρ (kg/m^3) は水の密度、 g (m/sec^2) は重力加速度、 H (m) は坑口から試験区間中点までの水頭を表す。

(2) 複数坑井間の透水係数・間隙率

ある坑井において流量 Q (m^3/sec) で注水している場合、距離 R (m) だけ離れた坑井における時間 t (sec) 経過後の水位 h (m) は次式で表現される。

$$h = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{2.25Tt}{R^2 S} \quad (2)$$

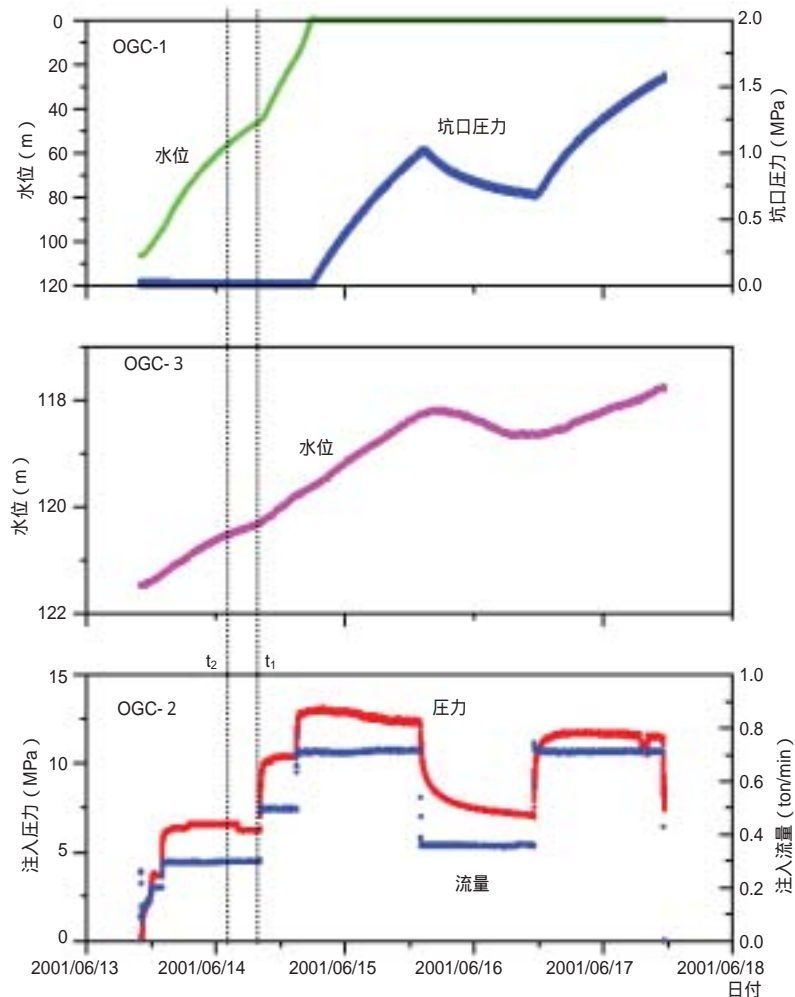


図8-4-1 OGC-2への水の圧入時(透水試験2)におけるOGC-1、3の水位および坑口圧力の変化

ここで、 T (m^2/sec) は透水量係数、 S (-) は貯留係数である。水位と経過時間の関係から、時刻-水位データの内2点を用いると、式(2)は以下のように簡略化できる(図8-4-2)。

$$h_1 - h_2 = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{t_1}{t_2} \quad (3)$$

時刻 t_1 、 t_2 における水位 h_1 、 h_2 から、透水量係数 T を算出する。

次に算出された透水量係数を式(2)に代入し、時刻 t_1 における水位 h_1 を用いて貯留係数 S を算出する。貯留係数は貯留層の層圧 k (m)、岩盤の圧縮率 β_{rock} (m^2/N)、間隙率、水の圧縮率 β_{water} (m^2/N) を用いて以下のように表現される。

$$S = b \cdot \rho g (\beta_{rock} + \phi \beta_{water}) \quad (4)$$

ここで層圧が試験区間と対応するように定めることにより、岩盤の間隙率が算出される。透水量係数は、透水量係数と層圧を用いて以下より算出される。

$$k = \frac{T}{b} \quad (5)$$

8-4-3 透水性・貯留性評価

注水試験により評価された OGC-1 ~ OGC-3 の各坑井

周辺および坑井間の透水量係数・間隙率をまとめて図8-4-3に示す。これによると、OGC-1とOGC-3の坑井近傍は透水量係数がほぼ同程度で $0.6 \sim 1 \times 10^{-7} m/sec$ であるのに対し、OGC-2はほぼ1オーダー小さい値となっている。

各坑井間の透水量係数は、OGC-1とOGC-2の間がやや小さく ($10^{-7} m/sec$ オーダー)、その他は1オーダー程度大きいことが明らかとなった。また、間隙率は概ね数~十数パーセントとなった⁽⁸⁾。

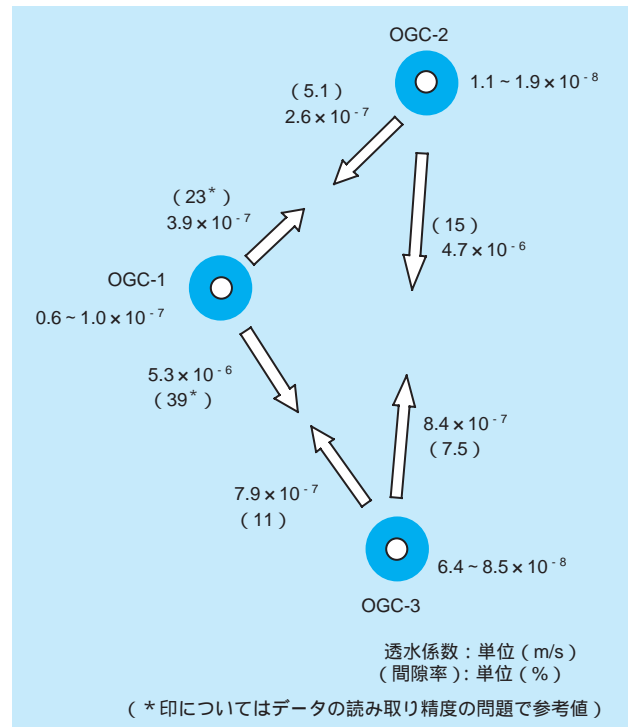


図8-4-3 坑井間透水試験による各坑井周辺および各坑井間の透水量係数および間隙率の分布

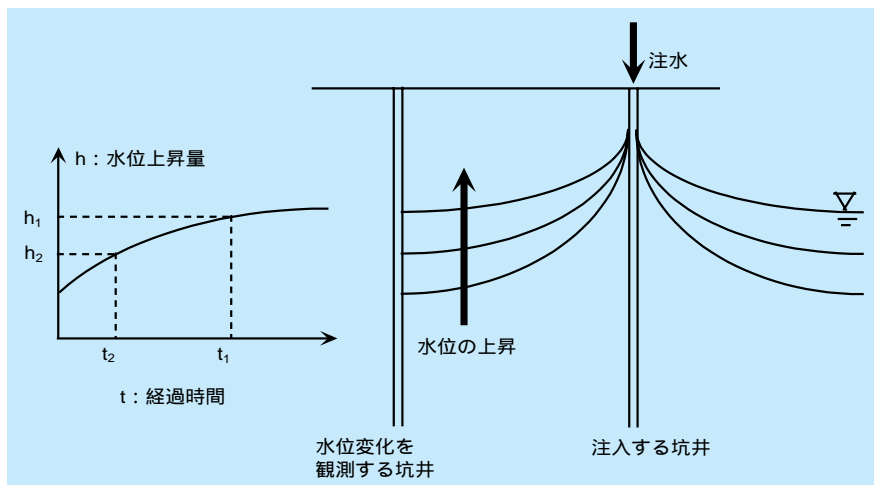


図8-4-2 複数坑井間の透水量係数を算出する概念図

8-5 シミュレーション

8-5-1 はじめに

当所では、高温岩体発電における貯留層の熱水流動に関する定量的な評価を目的として、解析コード GEOTH3Dを開発した⁽⁹⁾⁽¹⁰⁾。ここでは、開発されたシミュレーションコードの概要、シミュレーションに用いたモデル、およびシミュレーションを適用した結果について述べる。

8-5-2 シミュレーションコード GEOTH 3D の概要

GEOTH3Dは、岩盤内における流体の流動を、質量保存、運動量保存、エネルギー保存の各法則に基づいて有限差分法により解く解析コードである。初期のコードは、貯留層内の状態が熱水と蒸気の2相として計算するものであったが、実際的高温岩体試験場では、世界的にも、貯留層内の温度・圧力条件から考えると熱水の単相のみであると考えられることから、貯留層内を熱水のみ状態として計算するように改良を行った⁽¹¹⁾。また、解析を行う上で必要となる、解析する領域の周囲に関する条件（境界条件）について、当初は坑井内における流量で与えていたものを、圧力で与えるように修正した。これにより、計算時間が短縮され、収束性が向上した⁽¹¹⁾。この、GEOTH3Dを用いて、雄勝実験場における、水が通る場所（器）である岩盤の透水性（＝水の通りやすさ）・貯留性（＝保水性）に関するモデルを構築し、熱水の流動を評価した。

8-5-3 モデルの構築

従来、地熱貯留層の器となるモデルは、比抵抗分布や

弾性波速度分布などの物理探査結果、地質構造、坑井調査結果に基づき構築されてきた。しかしながらこれらの結果から得られるモデルの規模としては、物理探査からは数十mオーダー、坑井調査からは数十cmオーダーであるのに対して、実際シミュレーションで用いるメッシュの大きさは数m～十m程度と、現実的な評価が難しかった。このことから、貯留層造成や循環実験などにおいて多数観測されているAEを利用して、貯留層のモデルを、解析を行うメッシュサイズに合わせて構築した⁽¹⁰⁾。これは、AEの震源が多い箇所では透水性が高いことに基づいて、AEの震源分布に対応させて透水係数・間隙率を割り当てるものである。このAEの震源分布により構築されたモデルを図8-5-1(1)に示す。

新坑井であるOGC-3が掘削された後、深度1150m付近にAEの震源となっていない大きな水みちが発見され、従来のモデル（図8-5-1(1)）では、坑井間の注水試験（8-4 透水性評価を参照）をうまく再現できないことが判明した。そこで、当該深度に透水性の大きい割れ目を想定し、モデルを更新した（図8-5-1(2)）⁽¹²⁾。

8-5-4 シミュレーション適用結果

更新したモデル（図8-5-1(2)）を用いた、坑井間の注水試験のシミュレーション結果を図8-5-2に示す。この図から、シミュレーションによって実際の注水試験時に貯留層内で起こった現象をよく再現していることが分かる。したがって、貯留層のモデルを適切に評価し、シミュレーションを行うことにより、貯留層内の熱水流動が再現できる手法を確立したものと考える。また、この手法を用いることにより、貯留層をどのように造成したときに、どの程度の回収率改善が見込まれるかを予想することが可能となる。

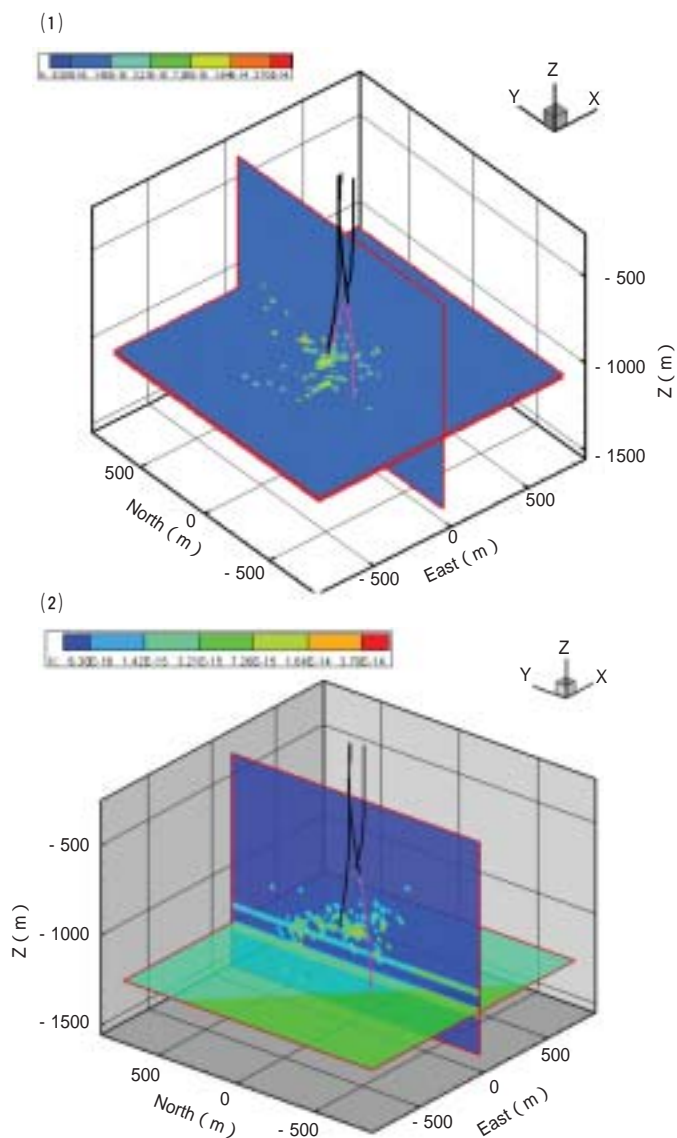


図8-5-1 透水係数分布モデルの例
(1)改良前、(2)改良後

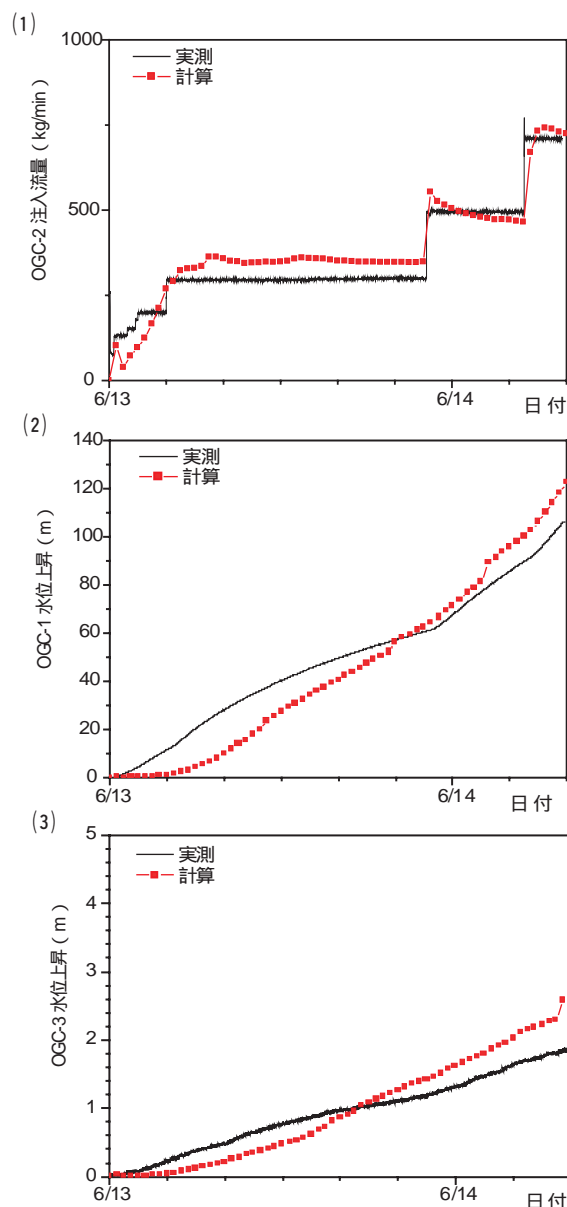


図8-5-2 改良モデルによるシミュレーション結果
(1)OGC-2への水の注入流量、(2)OGC-1
の水位変化、(3)OGC-3の水位変化

8 - 6 AE 計測

(1) 概 要

人工的に造成した貯留層をめがけて生産井を掘削するため、貯留層の位置や広がりやを推定する方法としてAEの観測を行っている。AEは貯留層となる岩盤内の亀裂の伸展に伴って発生する弾性波で、高感度の地震計を用いて観測される。

雄勝地点では注入井から半径500～800mの範囲の9箇所（深度50mに8箇所、深度480mに1箇所）に地震

計を設置し、貯留層造成や循環実験などの実験中およびその前後にAEの計測を行った。地震計からの信号は、各観測点の地表においてプレアンプにより100倍増幅し、6芯シールドケーブルで実験地内の計測室に伝送した。計測室ではフィルター付きメインアンプでさらに100倍増幅し、またバンドパスフィルターにより30～1kHzの周波数の弾性波を収録した。その後、サンプリング周波数2kHzでA/D変換し、パソコンによる波形の確認、

各観測点へのP波初動の到達時間差の読み取り、および震源位置の計算を行った。また、バックアップ用にアナログデータレコーダにも収録するとともに、4チャンネル分の信号についてはペンレコーダに連続出力している⁽¹³⁾。

(2) 観測結果

観測されたAEの頻度は、1段目・2段目貯留層の造成時には1時間あたり20～30個であり、1993年の循環実験においてもほぼ同様な頻度で観測された。しかし、1994年の循環実験では頻度が少なくなり1日あたりに20～30個となり、1995年度の循環実験では1ヶ月間でわずかに10個程度であった。また、AEの波形の振幅を用いた地震学的マグニチュードは高々-1で、ほとんどがそれ以下であった。

図8-6-1に、これまで雄勝地点で観測されたAEの震源分布を示す。図の青丸は1段目(下段)の貯留層造成時に観測されたAEの震源で、注入井から北側に約800m、南側に約200mで、深さ方向には深度800m～1,200mの範囲に分布しており、この方向に亀裂が伸展したものと推定された。図の赤丸は2段目(上段)の貯留層造成時に観測されたAEの震源分布で、注入井から東側へ約800m広がっており、深さ方向には1段目同様であるが、平面的な伸展方向は1段目とは異なる方向であることが認められる。図の緑丸は1993年の循環実験におけるAEの震源分布である。これによると、循環実験開始直後のAEの震源は1段目亀裂の伸展方向(北側)と同様で、水の多くは1段目亀裂へ流れ込んだものと推定された。しかし、その後の震源は1段目貯留層の範囲よりさらに西側へも広がっており、新たな亀裂がこの方向に伸展したものであると思われる。実際、この循環実験では、注入井に圧入した水のわずか2～3%しか生産井から回収されず、注入した水の多くが新たな亀裂の伸展に要されたことが推定される。図の紫丸は、1994年に循環実験における水の回収率を高めるため、生産井に対し水圧破碎を行い、その後実施した循環実験において観測されたAEの震源分布である。これによると、AEは生産井から北東方向へ分布し、この方向への新たな亀裂の伸展が予想された。この循環実験では、注入水の回収率は十数%と前回に比べ上昇した。図のオレンジ丸は、1995年に注入井を増掘した後に水圧破碎を行ったとき、そ

の後、再度生産井の水圧破碎を行ったときに観測されたAEの震源分布で、注入井の坑底近傍にAEの震源が集中し、この付近の岩盤に新たな亀裂が伸展し、透水性の改善につながっていることが予想された。これらの分布から、はじめは偏って伸展した亀裂分布が、徐々に他の方へも広がり、最終的には注入井を中心に南を除く東西方向と、北側にほぼ同程度広がっていると推定される⁽¹³⁾。

これらのAEの震源分布を用いて、貯留層内の亀裂構造の抽出を試みた。適用した方法は、Jones and Stewart (1997)⁽¹⁴⁾により開発された“Collapsing (コラプシング)”法と呼ばれる手法で、震源位置の計算誤差を基に震源位置を移動させる方法で、これにより、貯留層内に北北東及び北東に延びる直線上の構造が認められ、この方向は天然割れ目の走向と調和的であることから、貯留層内の卓越した亀裂構造と見なせることが判った⁽¹³⁾。

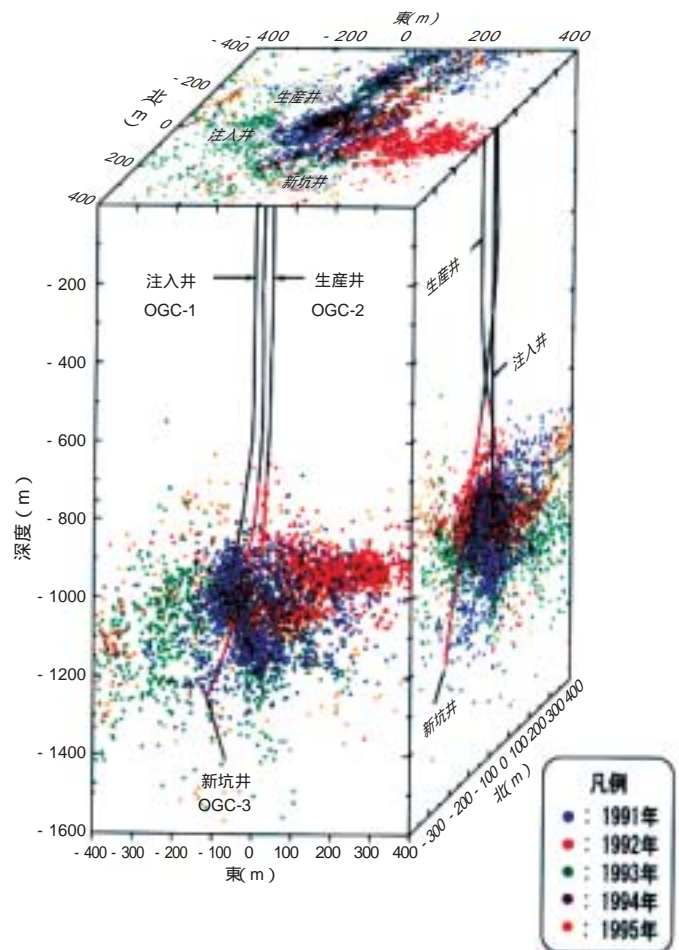


図8-6-1 雄勝地点の実験により観測されたAEの震源分布
実験の年度により凡例に示す色分けで震源位置を表示した。

8 - 7 流電・自然電位計測

(1) 概要

流電電位法は、坑井に設置したケーシングパイプを電流電極の一つとして用い、地下深部まで電流を流し、地表に多点の電位電極を設け、くり返し測定することにより地下での比抵抗構造の経時的変化を推定する方法である。

雄勝地点における流電電位法の計測には、当所が九州大学と共同で開発した計測・解析装置を用いた⁶⁾。電極配置は、注入井の深さ990mまで設置したケーシングパイプを電流電極の一つとし、他方の電流電極を注入井から東方約1,200mの地表に設け、この間に電流を流した。流した電流は16～25A(200V)で、周期20秒の休止付き交替直流である。この電流により生じる実験場周辺の電位分布の測定は、1991年度は注入井を中心に半径約100mの範囲に25m間隔の格子状に測点を約100点設け、

1992年度は半径400mの範囲に50から100m間隔で格子状に測点を設け、それぞれ電位電極を配置した。そして、注入井の西方約1kmの地表に設けた電位電極との電位差を測定した。これらの電位差および各電極の座標から各測点における見掛け比抵抗値を求め、破碎のため地下へ圧入した水による見掛け比抵抗の変化を調べた。

(2) 計測結果

1991年度における破碎実験前の見掛け比抵抗分布を基準にした破碎実験後の見掛け比抵抗分布の変化の例を図8-7-1に示す。これによると、注入井の東西約100m離れたところを中心に見掛け比抵抗の低下域が見られ、南側には見掛け比抵抗の上昇域が見られる。このことはモデルシミュレーションで検討すると、南側に比抵抗の低下した部分が浅く伸展し、北側には深く伸展したモデルによ

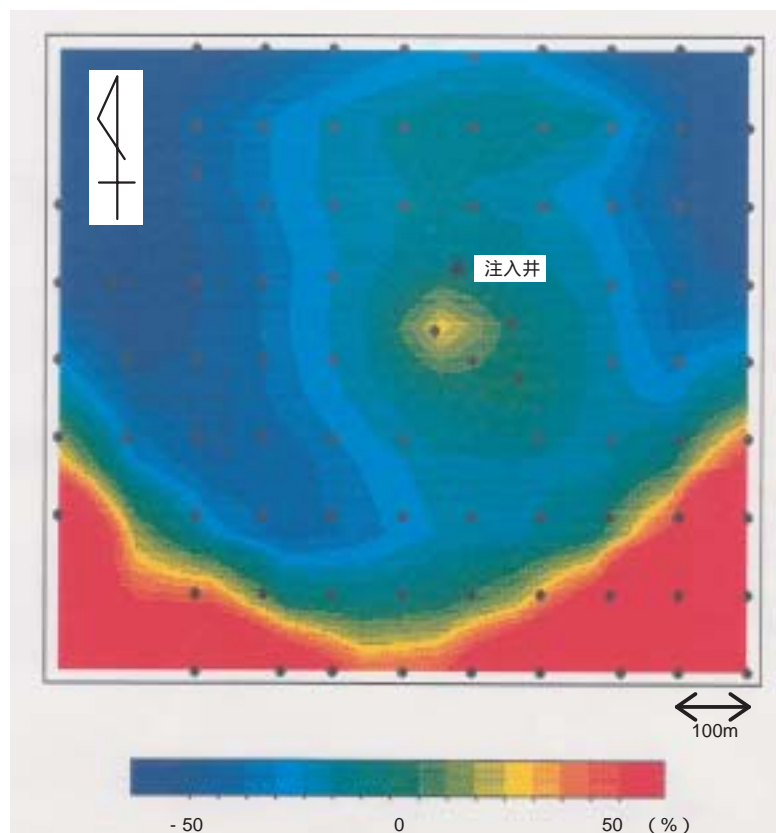


図8-7-1 流電電位法により計測された水圧破碎前後の見掛け比抵抗分布の変化図
青い領域は見掛け比抵抗が低下したところ、赤は上昇したところを示す。この解析より、低比抵抗体(水の圧入領域)は北側へ伸びたと推定される。

り説明でき、AEの観測結果による破砕面の伸展方向の推定結果と整合している¹⁶⁾。

1992年度破砕実験前は見掛比抵抗分布を基準にした破砕実験後の見掛比抵抗分布の変化では、注入井の周辺および東側に見掛比抵抗の低下域が見られ、それを南北に挟むようなかたちで見掛比抵抗の上昇域が見られた。これは、モデルシミュレーションで検討すると、注入井から東側に比抵抗の低下した部分が伸展したモデルにより説明でき、1段目同様AEの観測結果による破砕面の伸展の推定結果とも整合している¹⁶⁾。

1993年の循環実験では、実験初期に見掛比抵抗の低下域が注入井の西から北側に見られ、注入された水が1段目貯留層へ流れ込んでいることが推定された。1994年の循環実験では、見掛比抵抗の低下域が注入井の北東および南側に見られ、これらの方向に多くの水が流れていると推定された。1995年の循環実験では、循環実験

後見掛け比抵抗の低下域が南側を中心に広がり、注入井の南側に多くの水が流れ込んでいると推定された。

これらの実験で、水の流れが変わったように見えるのは、循環実験で多くの水が地下に送り込まれ、亀裂が成長していることや、生産井の刺激などにより新たな亀裂が注入井および生産井周辺で発達したためと考えられる¹⁶⁾。

また、本計測で用いた装置では、地下に電流を流さないときの電位、いわゆる自然電位の計測も可能であり、循環実験において興味ある結果が得られた。1995年の循環実験において圧入する水の流量を段階的に変化させたときの、実験場周辺での自然電位の変化では、水の圧入に伴い実験場周辺では自然電位が低下し、低下の割合の大きいところは、注入井の北東、および南から西にかけた方向であることが判った。これにより、地下に圧入された水の多くは、北東および南から西にかけた方向に流れていると推定された¹⁷⁾。