

## 第2章 澄川地熱地域の概要

### 2.1 緒言

澄川地熱地域は、東北奥羽脊梁山脈の中の八幡平火山地帯に位置し、周辺には活火山や、活発な噴気・温泉活動が認められる。また、近隣には大沼、松川及び葛根田地熱発電所が稼働している。澄川地熱発電所は、1994年11月より試運転を開始し、その翌年の1995年3月1日から認可出力50MWeとして営業運転を開始した。

本章では、地熱地域の概要、発電所の運転状況、並びに貯留層特性について纏める。

### 2.2 澄川地熱地域の概要

本地域の坑井位置図並びに概念モデル(南北断面)をそれぞれ図2.1及び図2.2に示す。澄川地域の地熱系の特徴は、窪田(1985)、坂井ほか(1993)、番場・窪田(1997)等により報告されており、ここではそれらを要約するとともに、その後のデータを補足する。

- ・ 熱源は、八幡平-焼山の東西系火山列の地下深部に潜在すると推定され、南部へ向かって温度は上昇する。熱源付近では流体の上昇流が、北方の低温領域では下降流が発生し、全体として一つの対流系が形成されている。
- ・ 貯留層は、大局的には飽和熱水の静水柱圧力勾配を示し熱水卓越型の特徴をもつが、浅部では蒸気層の存在が確認されている。この蒸気層は、湖沼堆積物及びその下位のモンモリロナイト変質帯から構成されるキャップロックにより地表への流出が抑制されており、南部の高温領域に向かってその厚さは厚くなる。
- ・ 地熱流体は断層系をとおして流動していることが、コア観察並びに坑内調査から推定される。第三系(西黒沢階~台島階)のデイサイト質火砕岩類、黒色頁岩、変質安山岩及びこれらに貫入する第三紀花崗閃緑岩類で逸泥が発生しており、大局的に南部で透水性は高く、北部で低いという傾向が認められる。しかしながら、その中の特定の層準への偏在、或いは、ある断層に規制された断層系存在に関しては、現時点では明らかではない。
- ・ 地熱流体は、水素・酸素同位体及び非凝縮性ガスデータから天水起源であるが、一部の坑井からはマグマ起源も確認されている。天水の浸透は、北部の低温領域で起こっており、これは変質鉱物の分布から、北部域では変質鉱物の形成時期より現在

は温度が低下しており、低温域ではシーリングの影響により透水性が低くなっていると解釈される。一方、南部の標高 0mASL より浅部では酸性ゾーンが存在し、Cl-SO<sub>4</sub>型熱水で特徴づけられる流体性状をもつ。

- ・ 貯留層温度は、最も南部に位置する坑井（SA-2 坑）で最高温度 317 を記録した。南部に位置する坑井の温度プロファイルは、上昇流型の沸騰曲線に近い曲線を描くが、最北部（SN-8R 坑）では伝導型に近いプロファイルとなり、南北方向の温度勾配は著しい（100 / 1200m）。また、SB-1 坑、SC-1 坑及び SC-3 坑の深部で温度が低下する領域が存在し、そこでは周辺より低温の流体の流動が示唆される。

### 2.3 澄川地熱発電所の運転履歴

前述の地熱系の特性に基づき、1) 蒸気を効率的に生産するため南側の高温域に生産井を配置し、より北側の低温域を還元ゾーンに設定する、2) 坑井間の干渉を抑えるため生産井間及び還元井間の距離を充分確保する、3) 還元熱水が生産井に還流するまでに岩盤から熱の供給を充分得られるように生産ゾーンと還元ゾーンを明瞭に分けるという開発指針（坂井ほか、1993）により現在運転が行われている。また、前述の浅部酸性ゾーンを回避して、標高 0mASL（深度 1,100m 以深）より深部から蒸気生産が行われている。なお、澄川地域では発電所で発生する蒸気凝縮水も全量地下還元されている。蒸気復水は 40 と低いいため生産ゾーンからできるだけ遠方に還元されている。

各生産井の噴出特性の特徴は、総噴出流量が坑井毎に変化に富むこと（3~ 100kg/s 以上）、比エンタルピーが高い坑井（SA-1 坑、SA-2 坑、SA-3 坑、SA-4 坑）と低い坑井（S-4 坑、SB-1 坑、SC-1 坑、SC-2 坑、SC-3 坑）に明瞭に分かれることの二点が挙げられる（図 2.3）。比エンタルピーが高い坑井の場合、ほとんど蒸気単相に近い噴出特性をもつ。

運転開始以降から現在（2001 年 1 月）までの総生産流量、各生産井の噴出流量により加重平均された比エンタルピーの経年変化を図 2.4 に示す。運転開始時には生産井 6 本、分離熱水用還元井 6 本、蒸気復水用還元井 3 本であった（脇田ほか、1999）が、7 年の蒸気生産の間に、生産及び還元能力に変動が起こり、生産井 SA-2 坑の生産停止（スケール問題のため）、待機生産井 SB-1 坑の生産開始、生産井 SA-3 坑、SC-3 坑及び還元井 SD-4 坑の補充が行われた。

総生産流量は、1996 年中期の待機生産井 SB-1 坑の併入、1998 年の SC-1 坑の改修

工事により適宜増大が図られ、大局的に 250～290kg/s の範囲で緩やかな低下傾向が認められた。その後 2000 年後半の補充生産井 SC-3 坑の併入により、250kg/s から 330kg/s へと急激に増加し現在に至る。

総生産流量に対する比エンタルピーは、運転開始の約半年間は増加傾向を示し、その後 1997 年の前半までは比エンタルピーは約 1500kJ/kg で安定した。SA-3 坑が併入された 1997 年後半より比エンタルピーは緩やかな低下が認められ、SC-3 坑併入の 2000 年後半以降から現在まで約 1300kJ/kg で再び安定しつつある。

発電電力は、運転開始から 1997 年前半まで概ね 50MWe のフル出力を維持していた。その後総エンタルピーの低下とともに発電電力は低下し、1998 年前半には約 42MWe まで低下した。SC-1 坑の掃坑工事の結果、一時出力は 47MWe まで回復したが、その後も低下が認められた。1999 年後半以降出力の低下速度はやや緩慢となったが、2000 年 9 月の時点で、出力は 35MWe まで落ち込んだ。2000 年 10 月に、SC-3 坑の補充により出力は 44MWe まで回復した。

## 2.4 澄川貯留層の特性

### (1) 貯留構造

#### 地質層序と地質構造

八幡平火山地帯の広域地質構造は、南北に並走する隆起 - 沈降帯により特徴付けられる(図 2.5)。この南北系のトレンドの断層は、温泉の分布と整合する。澄川地熱地域は、その一つの構造区である花輪沈降帯の中にあり(与良ほか, 1977)、地域南方には、森吉山 - 秋田焼山 - 八幡平 - 茶臼岳という東西系の火山列が古い地質構造帯を直交する。澄川地熱地域は、花輪盆地から田沢湖へ伸びる花輪沈降帯の西縁、並びに秋田焼山の北東斜面に位置する。

本地域の模式柱状図を図 2.6 に、標高 0mASL の地質図を図 2.7 にそれぞれ示す。坑井地質として代表的な層序について上位より以下に示す。

焼山火山噴出物である第四紀火山岩類(L層)は、安山岩溶岩並びに同質火砕岩からなり、それぞれ厚さ数 10～数 100m のフローユニットをなし、数層連続する。焼山に近い南部では層厚は 400m と厚く、北方へ向かって薄くなる。

L層の下位には、砂岩、泥岩、礫岩、細粒凝灰岩からなる湖沼堆積物(K層)が分布する。層厚は、200m 以下で L層同様に北方へ向かって薄くなる。最上部には、しばし

ば厚さ 10~20m の未固結軟泥が夾在する。K 層は、玉川溶結凝灰岩類の上部層に属する石仮戸沢層（鮮新世~更新世）に対比される。また、同層は、固結度がよくないことから、塑性変形はし易いが開口割れ目は形成され難いので、地熱流体の地表への流出を妨げるキャップロックの役割を果たすに適した物性を有していると考えられる。

第三系は、K 層の下位のデイサイト質凝灰岩層（F 層）、黒色頁岩層（E 層）及びデイサイト質凝灰岩層（C 層）、及び変質安山岩層（B 層）からなり、それぞれ、銭川温泉層（女川階）、トロコ層（西黒沢階）、並びに高石沢層（台島階）に対比される。E 層は、北方ほど厚く、南方ほど薄く、しばしば C 層と互層関係で出現する。また、E 層、C 層及び B 層は一部指交関係にあると考えられる。

C 層と B 層に接触して第三紀花崗閃緑岩が認められる。同岩体は、第三系に熱変成作用を及ぼしているのが確認され、その出現深度は、西部ほど浅く、東部へ向かって深くなり、広域的な沈降構造と調和する。

本地域で確認並びに推定された断層構造は、NNE 系とそれと交差する NW 系が発達する。前者は、基盤構造をなす大構造であり、西方から東方へと階段上に落下し、重力探査の結果と整合する（駒澤ほか、1987）。これに対し、後者は、第三系に約数 100m の落差を及ぼす小規模な構造となる。

### 断裂系

水垣（1996）は、日本の地熱地域（6 地域）の断裂系を解析し、断裂形成機構として地質及び地質構造に基づき、1)断層 2)褶曲 3)貫入岩 4)噴火 5)岩相の要因に結びついていることを報告した。様々な地質現象に伴って地層は応力を受け、これにより断裂系が形成される。上記 1)~4)は、その地質現象を示すものである。また、同じ応力を受けても地層それ自体の物性によって断裂系発達の程度に差が生じるため上記 5)も断裂形成機構として重要な要素となる。

澄川地域の断裂系の分布についてもこれらと関連づけて議論する必要があるが、断層、花崗閃緑岩の貫入に伴うもの等推定されるが、現在までにその議論は充分に行われていない。窪田（1985）は、逸泥の頻度を半定量的に議論するために逸泥指数（C.L.I：逸泥回数を掘進長で割ったもの）を定義し、坑井毎に求め大沼 澄川地域でそのマッピングを試みた。その結果、地域南部で相対的に C.L.I は高く、北部で低い。これは、南部の高温域ほど地熱活動が活発でありそれに伴い割れ目系が発達しているため、一方、低

温域ではシリカ等の鉱物が沈殿して割れ目系を閉塞するためと考えられた。その後澄川地域で多くの坑井が掘削されたが、前述のとおりそれらの坑井の逸泥頻度は窪田（1985）の解析結果と整合する。

一方、地質構造発達の過程をモデル化し、三次元弾塑性有限要素法を用いて、この過程で形成される地層の変位、歪、応力及び断裂系について数値計算の試みが八幡平地域でなされている（安藤ほか、1985）。その解析事例を図 2.8 に、また、概要を以下に示す。

- a) 本地域の地質構造の発達過程は、基盤の昇降運動によって説明が可能である。すなわち、西黒沢期（C/E 層堆積期）において花輪断層を境とする基盤の傾動運動による南北方向に伸びる堆積盆の形成と、女川期～船川期（F 層）にかける基盤のブロック化とブロック間の差別的昇降運動による堆積盆の分化と移動、さらに船川期以降から第四紀にかけての南北方向に軸を有する褶曲構造の発達過程を経ている。
- b) このような基盤の運動像から、仮想基盤変位法による数値解析の結果、抽出された高歪域は南北方向と北西 - 南東方向が卓越し、主応力の配置から推定される断裂系は、歪方向と一致する。
- c) 数値解析が示す断裂系の方向や発達する位置は 既知の断層構造と良い一致を示し、大沼地域と澄川地域での高歪部と高温域はともに整合する。しかし、熊沢川地域での高歪部は熱的には劣勢部にあたり、これらの高歪部は、天水のリチャージを増進する役割を果たしているものと考えられる。

## (2) 熱構造

### 地層平衡温度

澄川生産井の地層平衡温度を図 2.9 に示す。地域南部の温度プロファイルは、概ね沸騰曲線（BPD カーブ）に一致する。他方、地域北側の温度プロファイル（例えば SN-8R）は、深度に伴い直線的に上昇する所謂熱伝導型の温度分布を示す。南側にある A 基地の坑井（S-4 坑、SA-1 坑、SA-2 坑、SA-3 坑、SA-4 坑）では、-500mASL（垂直深度約 1600m）付近で 300 に達する。最高温度は、最も南部に位置する SA-2 坑の坑底で 317 を記録した。各坑井の地層平衡温度に基づき作成した平面的な等地温線は、東西系火山列と平行となる。こうした温度分布は、地域の南方で地熱流体の上昇流があり、地域北方で地表水の下流があることを示唆している。

いくつかの坑井（SB-1坑，SB-2坑，SC-1坑，SC-2坑，SC-3坑，SD-1坑）では，深部において温度インバージョンが認められる。この低温ゾーンは，約 220～250 の範囲にあり，周辺より 20～50 低くなっている。SB-1坑及びSC-1坑の温度インバージョンゾーンは，深度区間はともに約 200mと短く，急激な温度変化が認められる。一方，SC-2坑，SC-3坑及びSD-1坑では，低温ゾーンの区間は 500m以上と長く，地層平衡温度というよりはむしろ坑内流動が生じているものと考えられる。この低温ゾーンの拡がり，相互の連続性，流入 - 流出の経路については不明であるが，平面的には A 基地の蒸気優勢な噴出特性をもつ坑井の外側に認められる。これは，地域南西方からの 300 以上の高温流体のリチャージとは別に，地域南東方或いは西方から 250 以下の低温流体のリチャージがあるものと考えられる。蒸気生産に伴いこの低温ゾーンがどのように関与してくるか，今後その挙動に注意する必要がある。

#### 変質鉱物の分布

変質鉱物及び流体包有物均質化温度による澄川地域の熱履歴の検討は，番場・窪田（1997）により報告された。以下にその概要を纏める。

変質鉱物は，粉末 X 線回折及び顕微鏡観察により同定された。図 2.10 に SA-1 坑の変質分布及び流体包有物均質化温度を地層平衡温度と併せて示す。SA-1 坑では，地層平衡温度，流体包有物均質化温度，並びに沸騰曲線はともに一致する。これは，流体包有物均質化温度を測定した脈石（石英）が生成された当時から現在（運転開始前）まで温度が安定であることを意味している。

特徴的な変質鉱物の出現に基づき変質分帯を以下のように区分した（図 2.11）。

- 帯： -クリストバル石
- 帯： スメクタイト
- 帯： 緑泥石
- 帯： ワイラケ沸石
- 帯： 緑簾石
- 帯： アクチノ閃石
- 帯： 黒雲母

上記の変質分帯のうち，帯で特徴的な黒雲母は，本地域では第三紀花崗閃緑岩の近傍に限って出現が確認されており，地熱変質というよりはむしろ同貫入岩に伴う接触変

成作用の産物と考えられる。これに対して、帯から帯で特徴づけられる変質鉱物は、花崗閃緑岩の出現に関わらず、地域全域にわたって普遍的に出現する変質鉱物であり、地熱変質により形成されたと考えられる。

前述の深部での低温ゾーンは、帯に属する高温で安定な変質鉱物中に帯、帯及び帯で安定な鉱物(スメクタイト、混合層鉱物)が共存し、変質鉱物と実測温度は互いに整合する。これに対し、地域北部においては、変質分帯のアイソグラッドは、等地温線と斜交し、変質鉱物生成後に温度低下が起ったことが示唆される。

### (3) 水理構造

#### 貯留層圧力の分布

澄川坑井のフィードポイントにおける静止状態での圧力測定結果と標高の関係を図 2.12 に示す。同図の実線は、+794mASL に水位をもつ熱水の静水柱圧力曲線を示す。ほとんどの測定データは、この曲線上或いはその近傍に打点される。キャップロック以深(標高約 650mASL 以深)では、圧力分布は均一であり、これは貯留層の深部で水平方向の透水性が高いことを示唆する(Pritchett et al., 1989)。標高 900mASL 以浅のデータは、キャップロック以浅の浅層地下水層の圧力を示しており、これらはキャップロック以深の静水柱圧力曲線から大きくはずれている。これは、キャップロックが有効に作用し、両者の間には水理的連続性は乏しいことを示している。標高 400~700mASL の圧力は約 3MPa を指し、これはキャップロック下の蒸気卓越状態に相当する。温度・圧力分布から判断し、蒸気層の厚さは、南方の火山列に向かって厚くなると考えられる。

生産開始後に測定された SC-3 坑、SD-4 坑及び KY-1 坑の圧力を図 2.12 に併せて示す。SC-3 坑は 2000 年 10 月、及び SD-4 坑は 2000 年 9 月に実測された。KY-1 坑は圧力の連続観測を実施しており、定検時に SA-1 坑を除くすべての坑井が全閉された際のデータ(1996 年 9 月及び 1998 年 9 月)を示した。生産開始後の圧力は、いずれも前述の静水柱圧力曲線より低い方へ推移している。これより生産開始に伴って生じる圧力低下は、約 1.0~1.5MPa(/5 年半)であることが判明した。この圧力低下量は森地域(小原, 1988) や八丁原地域(鶴田, 2001) に比べて高い。

#### 透水性構造

澄川坑井で採取されたボーリングコア試料から測定されたマトリックスの浸透率は、

10<sup>-16</sup>m<sup>2</sup> 以下であり、多量の流体を噴出させるには小さすぎる。これに対し、逸泥を生じた近傍のボーリングコア試料には晶洞のような開口性フラクチャーが認められ、こうしたフラクチャーを通して地熱流体は流動することが推察される（窪田，1985）。

地層の透水性の程度を把握するために注水試験を行い、これにより注水指数と浸透率層厚積を求める。図 2.13 には、注水指数の大きさの程度を円としてフィードポイントの位置に示した。地域南東部で最も高く、北西に向かって低くなる傾向を示し、透水性の程度には特徴的な分布特性があることがわかる。北西端にある SE-1 坑及び SE-2 坑については、掘削直後逸泥は殆どなく注水試験では定量的な値が得られていない。

圧力干渉試験は、能動井と観測井をペアとして、能動井で噴気或いは還元（注水）を行った際に観測井で圧力の連続観測を行い、坑井間の水理的繋がりを調べたり、貯留層パラメータ（透水量係数、貯留係数）を解析するものである。ここでは、得られたパラメータである浸透率層厚積（kh）について整理を行った。図 2.14 には、運転開始前に実施された圧力干渉試験により解析された kh の値を示す。圧力応答があった各能動井と観測井のペアを矢印で結んで示す。kh は、S-4 坑と KY-1 坑間で顕著に高く（14.5darcy・m）、SB-1 坑と KY-1 坑間で顕著に低い（0.11darcy・m）。その他の B,D,E 基地でのペアは概ね 2.0-5.0darcy・m と類似の値を示す。S-4 坑については、噴気試験時及び連続注水試験時の両者において解析され、ともに 15darcy・m 付近の値が得られており信頼性があるデータと考えられる。一方、注水試験の結果からは、SE-1 坑及び SE-2 坑は透水性が低いと結論付けられた。しかし、圧力干渉試験の解析結果からは、B-D 基地間の透水性と同じかそれ以上の値が解析された。これは還元エリアとして悲観すべきものではないことを意味する。

一方、SC-1 坑については多くの坑井と圧力応答が確認されていない。18darcy・m という値は、圧力干渉試験ではなく、噴気試験時のビルドアップテストから得られた値である。この値は、澄川地域の中で最も高く、本坑井周辺で高透水性の領域が分布していることが示唆される。

## 流体流動

### a) トレーサテスト

地化学モニタリングから還元された熱水及び冷却排水の多くが生産井から再噴出していることが推定された。この検証並びにより定量的な調査を目的にトレーサテストが

1999年5月に実施された。最も多量の熱水を還元している還元井 SD-4坑へは KBr を、最も多量の冷却排水を還元している還元井 SE-2坑へは KI をそれぞれ同時に投入した。この結果は、熊谷ほか(2000)で報告されている。

各生産井の再湧出状況を図 2.15 に示す。各坑井で程度の差はあるもののほとんどの坑井でトレーサの再湧出が確認された。特記事項を以下に纏める。

- ・ 蒸気優勢な坑井より熱水を多く伴う坑井の方が、リターンは多い。これは還元井からの距離というよりは、二相領域の発達による圧力伝播が弱まること、並びに熱水流量が少ないため見かけ上再湧出量も少なくなる(還元流体が再噴出するまでに沸騰が起り蒸気が熱水より相対的に優先して流れる)ことによると考えられる。
- ・ SB-1 坑及び S-4 坑では再湧出までの時間が両坑井とも4日と短い。しかも、SE-2 SB-1 の直線距離は、SE-2 S-4 の直線距離の約半分であるにも関わらず、SE-2 坑へ投入したトレーサは、同じ日に SB-1 坑と S-4 坑から再噴出した。
- ・ SC-1 坑では SD-4 坑からのリターンが多かったのに対し、その近傍に位置する SC-2 坑ではほとんどリターンが認められなかった。

以上の知見は、本地域の貯留層は、異方性に卓越したフラクチャー特性をもつことを示唆している。

#### b) Cl 濃度とエンタルピー - の関係

貯留層の地熱流体の Cl 濃度とエンタルピーの関係は、貯留層内沸騰や浅層熱水との希釈を推定する上で有益な手法となる(Henley et al., 1984)。図 2.16 には、生産開始前の澄川坑井の貯留層流体中の Cl 濃度と比エンタルピーの関係を示す(Ariki et al., 2000)。殆どの坑井は、蒸気の付加及びその分離ライン、或いは希釈ラインの近傍に位置する。これは、両者のラインが交わる点(Cl 濃度 280mg/kg, エンタルピー 1,300kJ/kg)が澄川貯留層の起源熱水と想定され、SC-1 坑流体がこれに相当すると考えられる。S-2 坑、S-4 坑、SA-1 坑、SB-4 坑、及び SC-2 坑は蒸気付加ラインに、SM-2 坑は蒸気分離ラインに、また、S-3 坑及び SB-1 坑は希釈ラインに沿って分布する。一方、S-2 坑(酸性熱水)は、これらの分布域から Cl 濃度が高い方へ大きく外れる。酸性熱水は、多くの中性熱水と起源が異なることが示唆される。

生産開始後 S-4 坑及び SC-1 坑では Cl 濃度 - エンタルピーに関し、経年変化に特徴が認められる。両坑井に対し、生産開始前と生産開始後の Cl 濃度(熱水) - シリカ温

度の推移を図 2.17 に示す。S-4 坑について、1984 年から 1986 年は同坑井のみの単独噴気試験を行っており、分離熱水は S-2 坑へ還元された。噴気開始時には、300℃、Cl 濃度は 500mg/kg 付近にあるが、時間経過に伴い浅層熱水（低 Cl 濃度、低温度）へ向かうトレンドを示す。しかしながら、1987 年以降の一斉噴気試験の時には、時間経過のトレンドは一転して浅層熱水との希釈ではなく還元熱水の影響を示唆するトレンドへ変化した。生産開始後もこの傾向を辿り、より温度は低下し Cl 濃度は高くなっている。こうした経緯より、S-4 坑は透水性が高いことが解析されたものの、高エンタルピーな流体のリチャージよりもむしろ低エンタルピー或いは還元熱水の影響を大きく受ける特徴を持つ坑井と判断された。

一方、SC-1 坑は運転開始前は狭い領域に集中し時間経過に伴う変化はないが、生産開始以降は S-4 坑と同様に還元熱水の還流を示す変化が認められる。こうした生産開始後の変化については、一つには SD-3 坑及び SD-4 坑の還元井の追加による新たなフラクチャーネットワークからの流動が始まったことに基づくと考えられる。

### c) 地熱ガスの特性

地熱流体に含まれる非凝縮性ガスは、気相 - 液相間の分配係数が高く、貯留層内での沸騰過程により選択的に気相に濃集する性質をもつ。沸騰過程における地熱流体中のガス成分の濃度変化については、Henley et al.(1984)で解説されている。ここでは、多段階沸騰過程でのモデルに基づき、熱水並びに蒸気のそれぞれのガス濃度変化を解析した。

図 2.18 には、300℃で、1000mgCO<sub>2</sub>/kgH<sub>2</sub>O、CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S 比が 10 というガス組成をもつ液単相の熱水を仮定し、これが 10℃ステップで多段階沸騰した時の各温度での液相と気相のそれぞれにおける CO<sub>2</sub>濃度と CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S 比を示した。これに澄川生産井の噴出流体の分布を併せて示した。各坑井とも液相及び気相のそれぞれの曲線に囲まれた範囲に分布し、単一の起源熱水が貯留層内を流動する過程で沸騰が起こり、それぞれ CO<sub>2</sub>及び H<sub>2</sub>S 濃度に多様性が生じていることが推定される。エクセスエンタルピーの特性をもつ生産井（SA-1 坑、SA-2 坑、SA-3 坑、及び SA-4 坑）では、気相の曲線上或いはその近傍に、また、ノーマルエンタルピーの特性をもつ生産井（S-4 坑、SB-1 坑、及び SC-1 坑）では液相の曲線付近に分布し、噴気特性とガス特性はよく一致する。SC-2 坑では、両者の中間的な性質をもつ。このようなガス濃度の変化は、生産開始後の流体流動に伴う貯留層内沸騰過程の推定に重要な手掛かりを与えるものとなる。

#### d) Sr 同位体比

近年 Sr 同位体比の性質を利用して、地下水や温泉の流動経路を推定する報告がなされている（例えば、中野，1993；佐藤・中野，1994）。ここでは、澄川地熱系での流体流動の解析を試みた。

澄川生産井 SC-1 坑と SC-2 坑の岩石並びに熱水の Sr 同位体比を、坑井地質と併せて図 2.19 に示す。岩石の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比は、最も若い第四紀火山岩類で 0.7041 以下の低い値を示し、第三系中では黒色頁岩（E 層）が 0.7051 以上と高い値を示す。SC-1 坑及び SC-2 坑の岩石はこれをよく反映している。一方、噴出熱水の Sr 同位体比（生産開始当初の値）は、SC-1 坑及び SC-2 坑何れも複数存在するフィードポイント周辺の岩石の Sr 同位体比の平均的な値を示す。従って、生産開始前の貯留層流体は、流体が存在する周辺の岩石と Sr に関し同位体平衡が成り立っていると考えられる。

生産開始後の SC-1 坑及び SC-2 坑熱水の Sr 同位体比の経年変化を図 2.20 に示す。SC-1 坑及び SC-2 坑は、同じ生産基地内にある坑井で、お互いフィードポイントの水平距離は約 300m と近い。Sr 同位体比は、このように SC-1 坑では経年的に増加、SC-2 坑では逆に低下の傾向が認められる。両坑井の生産流体は一つのセパレータを通して合流し、還元基地へ輸送され還元される。還元熱水の Sr 同位体比は、流量と Sr 濃度から加重平均した値として、図中に示される両者の中間的なトレンドを通る。このような生産流体の Sr 同位体比の変化は、還元熱水の還流あるいは流動経路の変化に伴って生じているものと推定され、還元流体の還流のほか、周辺或いは浅部からのリチャージの推定を行う上で有力な情報を提供する。

## 2.5 結言

本章では、澄川地熱地域の紹介として、地熱系の概要、地熱発電所の運転履歴、並びに貯留層特性について解説した。結言として以下のように要約される。

本地域は、八幡平火山地帯に位置し、南北に並走する花輪沈降帯と、東西系の八幡平 - 焼山の火山列の交差部にあたっている。熱源は、同火山列の地下深部と想定され、熱源付近では上昇流が、北方の低温域では下降流が発生し、全体として一つの対流系が形成されている。

貯留層は、浅部に蒸気層を伴う熱水卓越型貯留層の特性をもち、蒸気層は湖沼堆積物

やモンモリロナイト変質帯からなるキャップロックにより地表への流出が抑制されている。地熱流体は、断裂系を通して流動しており、第三系（西黒沢階～台島階）のデイサイト質凝灰岩、黒色頁岩、変質安山岩等や、これらに貫入する第三紀花崗閃緑岩が貯留岩となる。

地熱発電所は、1995年3月より認可出力50MWeとして、生産井6本、還元井9本で運転を開始した。運転開始2年後までは定格の出力を維持していたが、その後出力低下が認められ、1998年9月までに42MWeまで低下した。減衰が顕著なSC-1坑でスケール除去の改修工事が実施され、出力は47MWeまで回復した。しかしながら、減衰は止まらず2000年9月には出力は35MWeまで落ち込んだ。その後生産井SC-3坑の補充により、再び出力は44MWeまで回復した。総生産流量は、大局的に横ばいであるが、比エンタルピーは経年的に低下傾向を示す。

貯留層管理の一環として実施された噴出特性調査、地化学モニタリング、トレーサテスト、検層（坑内調査）等により、減衰の主要因は、坑内スケールのほかに、還元流体の早期還流による生産領域周辺の貯留層温度の低下が示唆された。貯留層内の流体流動の挙動の推定には、流体地化学（熱水成分、ガス成分、同位体）が重要な役割を果たすことがモニタリングを通じて明らかとなった。