

プレート沈み込み帯への掘削計画JUDGE

(6) JUDGE坑井で予想される掘削環境

倉本真一* 浦辺徹郎** 木口 努*** 塚原弘昭****

KURAMOTO Shin-ichi, URABE Tetsuro, KIGUCHI Tsutomu and TSUKAHARA Hiroaki (1997) : JUDGE Project: A Continental Scientific Drilling into Subduction Zone; (6) Scientific Drilling Hole Assessments in JUDGE Project. *Bull. Geol. Surv. Japan*, p.176-185, 6figs.

Abstract: To accomplish the scientific purposes of the JUDGE drilling, geological and geophysical conditions of the hole are estimated and discussed. The general stratigraphy of JUDGE hole is estimated from the forearc crustal structure of Izu-Bonin arc and from the onland geology of Boso region. Fluid flow in accretionary prisms is reviewed and we pointed out the possibility of over pressured fluid in the JUDGE hole that may obstruct the drilling. Bottom hole temperature is roughly estimated for the purpose of technological goal as 400 °C in maximum. Feasible estimation could be in a range of 200 -400 °C. However, there is no data of temperature just on the hole. Stress condition in drilled holes is reviewed in general. Borehole breakouts are concerned, but it is extremely hard to estimate before drilling because of the regional complexity of geological structure. Then pilot holes are highly recommended to take significant and fundamental data such as temperature gradient and stress in JUDGE hole. Moreover, on-line monitoring tools while drilling are crucial to conduct scientific and safety drilling.

JUDGE計画における科学掘削を成功に導く鍵は、科学と技術の調和的競争である。本特集号(3)に述べられているJUDGE計画の科学的目的を達成するためには、本掘削が開始されるまでに技術目標を明確にしておかなければならない。つまり科学的目的に基づいたJUDGE坑井を掘削する場合、どういった岩石、流体、温度状況、圧力状況が見られるのかを予想しておくことは掘削の成功、あるいは掘削の安全に必要な不可欠なことである。本章ではJUDGE坑井の地層及び岩石の予測、流体の予測、地温の予測、および坑内応力の予測を行い、今後の技術目標の設定に資する。

JUDGE計画の掘削地点の最終選定は、科学的メリットと社会的ニーズの調和の上でなされるであろう。現在までにその調整は100%完了したとは言えないが、重要掘削候補地点の一つとして房総半島南端が挙げられている(本特集号(4)参照)。以下にその地点を掘削した場合を仮定して、考えられる掘削環境を予測し、またその問題点を指摘する。

6.1 地層及び岩石の予測

房総半島南端におけるプレートの配置は陸の北米プレ

ートの下にフィリピン海プレートが沈み込み、更にその下に太平洋プレートが沈み込むというものである(第6-1図)。房総半島沖にはそれらのプレート同士がひしめき合う海溝・海溝・海溝型のプレート三重会合点が存在している。したがってJUDGE計画は上盤プレートである北米プレートを掘り進み、フィリピン海プレートまで達する掘削である。相模トラフから沈み込んだフィリピン海プレートの上面までの深さは、房総半島南端で約10kmとされている(Ishida, 1992; 第6-1図)。また房総半島南部は新生代の付加体から成ることが明らかになっており、しかもその付加している堆積物(堆積岩)は伊豆・小笠原弧の前弧堆積物であることがわかっている(例えば、斎藤, 1995)。

一般的に海溝より海側の大洋底に堆積する堆積物の平均組成は陸源物質(火山灰を含む)が76%、生物の遺骸起源の炭酸塩が15%、および生物の遺骸起源の珪質(オパール)堆積物が9%であるが、実際に沈み込む堆積物は海溝部で陸側から供給される堆積物のため、陸源物質が95%を占めると考えられる(Scholl *et al.*, 1994)。これは世界の平均値であるが、相模トラフに沈み込んでいるのは伊豆・小笠原弧の前弧域であり、前弧堆積盆には島弧の火

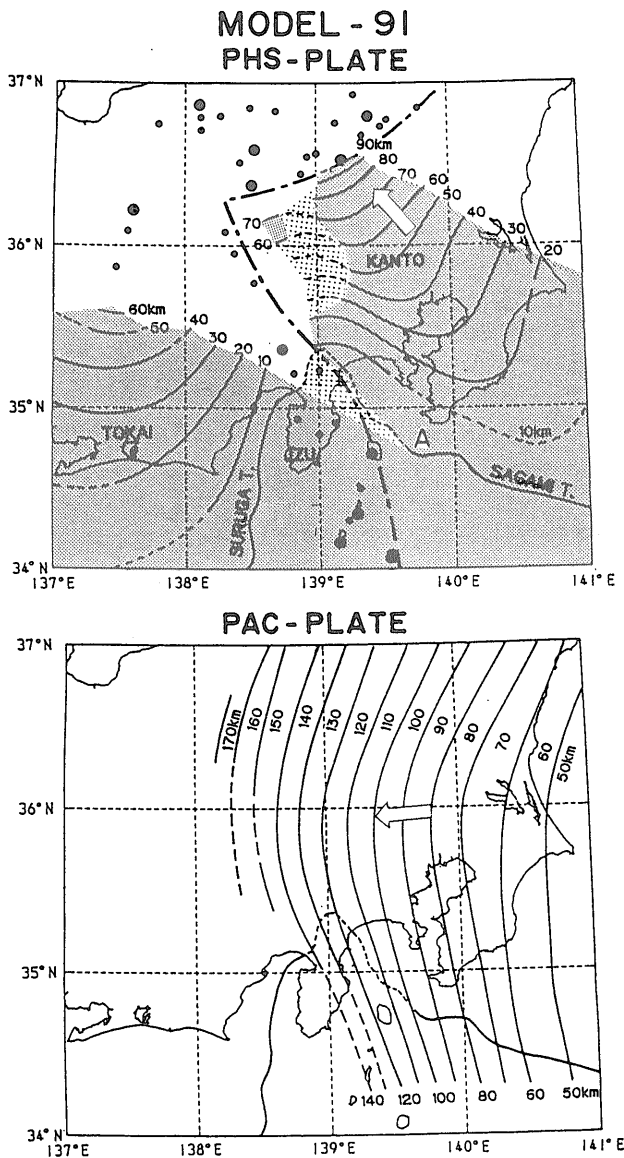
*海洋地質部 (Marine Geology Department, GSJ)

**首席研究官 (Chief Senior Researcher, GSJ)

***地殻物理部 (Geophysics Department, GSJ)

****信州大学 (Shinshyu University; 1-1 Asahi 3 chome, Matsumoto-shi, Nagano-ken, 309 Japan)

Keyword : terrigenous deposit, accretionary prism, pore water, dehydration reaction, temperature gradient, Curie point depth, deviatoric stress, rupture criterion 陸源物質, 付加体, 間隙水, 脱水機構, 地温勾配, キュリ一点深度, 偏差応力, 破壊強度



第6-1図 関東地域に沈み込んでいるフィリピン海プレート上面(上図)と太平洋プレート上面(下図)の等深度線図 (Ishida, 1992).

fig. 6-1 Depth contour maps of the upper boundary of the Philippine Sea plate and Pacific plate slabs (Ishida, 1992).

山活動に伴う火山性の堆積物が多いので、さらに陸源物質の割合は大きくなると考えられる。したがってJUDGE坑井で予想される付加体堆積物のほとんどは現在三浦半島や房総半島に露出している砂岩、泥岩、火山灰層とそれほど変わらないものである可能性が高い。それ以外に伊豆・小笠原弧に特徴的な前弧の岩石として海洋地殻が変質してできる蛇紋岩ダイアピルの存在とボニナイト(別名、無人岩: マグネシウムに富む安山岩)の存在が挙げられる。これらも付加体の中に取り込まれている可能性があり、周囲の岩石に対して特異な物性を示すパッチとし

て存在していると考えられる。これらが比較的浅部の付加体構成物と考えられる。

それよりも深部については、伊豆・小笠原弧における大規模な地殻構造探査の結果によって、深度10km以深でもおおよその弾性波速度構造と地質の対応がなされている (Suyehiro *et al.*, 1996) ことから、伊豆・小笠原弧の海洋性島弧地殻(トータル岩、花崗閃緑岩、はんれい岩、角閃岩)が取り込まれている可能性がある。齊藤(1995)は伊豆・小笠原弧の海洋性島弧地殻のうち上部地殻と下部地殻の境界付近がフィリピン海プレートの上面になっていると考え、それより上部のものが付加していると考えている。房総半島南端の地下でアンダープレATINGが起きているかどうかは不明であるが、異なる物性を示す岩石が断層を境界に接していることは恐らく確かであり、掘削には困難な要因として働くかもしれない。また地質構造も単純であるはずがなく、地層の繰り返しや逆転などが容易に想像できる。しかしながら海域から陸域にかけての音波探査記録がないことから詳細な地質構造は不明である。弾性波による反射法音波探査の実施が早急に望まれる。

6.2 流体の予測

JUDGE坑井でどのような流体が得られるのかを推定することは現時点では極めて難しい。だから掘削をして調べたいというのが正直なところである。実際、JUDGE坑井で得られる流体の組成と量が判明すると、沈み込み帯における流体の流れへの理解は飛躍的に進歩すると期待される。我々の知っている沈み込み帯の流体は基本的に2種類しかない。デコルマ面が海底下0.5km程度に存在する付加体前縁部で行われた海洋掘削により得られた間隙水と、沈み込み面が100kmより深くなった所で島弧マグマの発生を引き金を引いたと考えられる“水”である。つまり、ほんの入り口のところと最後の部分を知っているだけで、その間の広い区間については何が起きているのか推定する手段を持っていない。しかしながら本特集号(3)で述べられたように、流体の起源、移動過程、岩石との反応、地震発生との関係など流体が付加体における1つの重要なキーワードであることは深く認識されている。よって以下にこれまでに分かっている流体の性質をまとめ、JUDGE計画における流体の予測への第1歩とする。

1) 付加体浅部の流体の性質

付加体から流体が搾り出されていることの最も明瞭な証拠は、海溝の陸側斜面に見られる2枚貝、チューブワーム、カニ、ナマコなどの生物コロニーである。日本周辺でも、南海トラフで発見されたシロウリガイのコロニー (Le Pichon *et al.*, 1987) を初め、数多くの同種のコロニーが発見されている。これらの生物群集は、海底に浸出した低温の流体中のメタンや硫化水素などの還元型無機成分を利用する独立栄養化学合成細菌に依存した生態系で、海嶺における高温の海底熱水系と同様、海洋全体に

与える影響が注目されている。

ところで付加体浅部の流体は、プレートとともに沈み込む堆積物の脱水によりもたらされるものと、沈み込むプレートそのもの、つまり火山性の海洋地殻からもたらされるものが混ざっていると考えられる。付加体を持つ沈み込み帯に見られる前者の流体は、特徴的に海水より約20-50%塩濃度が薄い。この理由についてはさまざまな説が提出されたが、現在では後者のスラブ(沈み込んだプレート)起源の流体の影響を考える人が多い。このスラブ起源の流体は小笠原やマリアナ海溝のように付加体を持たない沈み込み帯の掘削により初めて見つかったものである。例えばマリアナ前弧域におけるそのような流体は塩濃度が低く、メタン、炭酸イオン、硫化水素、硫酸イオン、ナトリウム、カリウム、ルビジウム、ホウ素イオンに富み、リチウム、マグネシウム、カルシウム、バリウム、ストロンチウム、ケイ素イオンに乏しいという特色を持っている (Mottl, 1992)。この流体が上昇し、付加体の堆積物と反応したとき、どのように組成を変えるかはよく分かっていないが、少なくとも付加体中の低塩濃度の流体の一つの原因はこれであろう。

2) 付加体深部の流体の性質

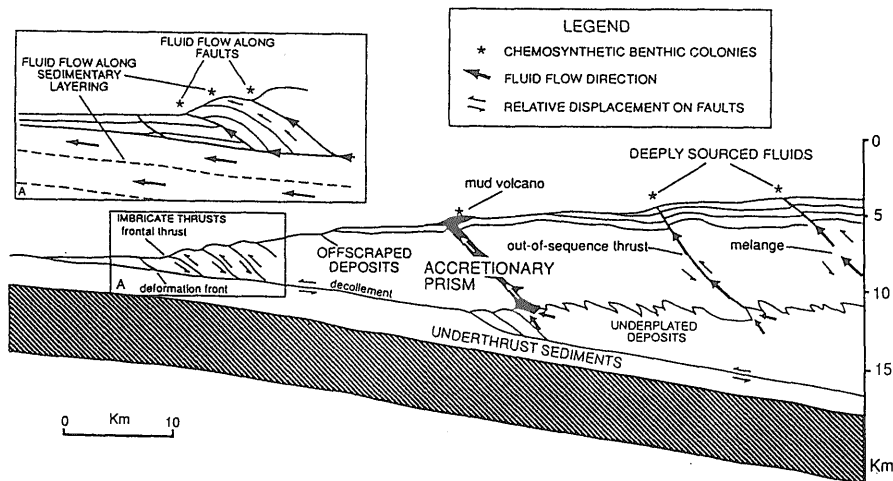
沈み込むスラブとその上の堆積物は、温度と圧力の上昇にともない、脱水、含水鉱物の分解などにより、連続的に水溶液を放出し続けると考えられる。例えば、堆積物中の主要な粘土鉱物であるスメクタイトは数十°Cから150°Cまでの間に雲母粘土鉱物の一種であるイライトに再結晶し、層間水を放出する。一部の炭化水素もメタンに熱分解するとき水を放出する。さらに粘土鉱物は250°C~300°C付近で無水鉱物に分解することが多く、ここでも水の発生が見込まれる。ただし、これらの脱水反応は段階

的に起こるうえ、いったん発生した水が、より低温の所を上昇する過程で再び水と反応を起こすなど、複雑な過程を経るものと考えられている。

スイス中央アルプスの変成岩地帯で、変成度の進行に伴う流体組成の変化が、鉱物中にトラップされた流体包有物の研究から明らかにされている (Frey *et al.*, 1980)。これによると、流体包有物の主成分は低温低圧側から高温高圧側にかけて、高重合度炭化水素 (250°C以下)、メタン (250~300°C, 1.5~2.0kbar)、水 (300~500°C, 2~5kbar)、二酸化炭素 (500°C, 5kbar以上)と変化している。つまり高温になるにつれ、見掛け上より酸化成分が卓越するようになる。もしこのトレンドがJUDGE坑井にも適用できるなら、掘削上最大の問題となる硫化水素(本特集号(7)参照)の量比は付加体浅部に比べ低くなると推定される。さらに付け加えるなら、JUDGE坑井の場合、地熱掘削で問題となる塩化水素などの酸性の火山性ガスの発生は考えられない。詳しい理由については省略するが、高温高圧下での岩石・水反応の実験結果から、塩化水素はマグマ溜まり上部のような高温条件でなければ生成しないからである。

3) マグマに見られる沈み込み帯の流体の影響

世界中の沈み込み帯に供給される流体の量は年間 $2.6 \times 10^6 \text{ km}^3$ に達すると計算されている (Moore and Vrolijk, 1992)。これは全海水が5億年で入れ替わる量である。この大量の流体の大部分は付加体浅部における脱水により海水中に戻るが、一定量の流体は含水鉱物中の構造水となってマグマ発生の深度まで達し、そこで含水鉱物の分解により放出され、岩石の融点を下げることによりマグマを発生させる。このマグマが固結してできた島弧火山岩中の鉛、アルカリ土類元素、ベリリウムなどの



第6-2図 付加体中における水の動きを示す模式図 (Moore and Vrolijk, 1992)。

fig.6-2 Schematic cross section of an accretionary prism and features controlling fluid emplacement and expulsion (Moore and Vrolijk, 1992)。

同位体比を調べることにより、沈み込み帯での流体の寄与があったことが分かっている。詳しくは幾つも良い解説が出ているのでそれに譲るとして、火山ガス中の窒素が沈み込んだ堆積物中の有機物起源である (Kita *et al.*, 1993; 北, 1995) という事実は驚くべきことと言える。揮発性物質である窒素がこの深度まで保持されているのなら、同様に水、炭素、イオウなど他の揮発性物質もマントル中に大量に持ち込まれていると考えられるからである。

4) 付加体中の流体の動き

本特集号(3)で述べたように、付加体浅部ではデコルマ面における流体の量と移動速度が大きいと考えられる。これは付加体中での堆積物粒間の浸透率が $10^{-20}\text{m}^2 \sim 10^{-13}\text{m}^2$ 程度であるのに対し、割れ目による浸透率が 10^{-12}m^2 を越えると推定されるからである (Moore and Vrolijk, 1992)。実際、付加体表面で測定した地殻熱流量の値も、流体が断層沿いに流れているいわゆるchannelized flowであるという仮定を支持する。これは泥質な堆積物からなるバルバドス付加体の場合に顕著で、オレゴン沖や南海トラフの付加体のように砂質の堆積物が多い所では断層に沿った流体の流れではなく、堆積物を拡散する系が考えられている (本特集号(3)参照)。JUDGE坑井の様に付加体の脱水と固結が進んだ部分では、さらに断層に沿った流体の流れが卓越することが考えられる (第6-2図)。

つまりJUDGE坑井ではスラスト沿いに存在する高圧の流体に遭遇する可能性があるので注意が必要である。一方岩石の間隙をぬって上昇する水の速度は極めて遅く $0.03\text{-}30\text{mm/year}$ と推定されている (本特集号(3)参照) ので、本特集号(7)で問題となる高圧流体の発生帯の下に、逸水域が存在する可能性がある。このような掘削を困難とする状況を克服する一つの手段として、ドイツのKTB計画で成功したのものがある。これは掘削泥水中のガス成分をガスクロマトグラフィ法で常時モニターし、断層付近でそれから染み出してくる成分が増加することを利用して、破碎帯を伴う断層の位置をあらかじめ予想したというものである。この方法は現在ではルーチン化して行われるようになっており、更に工学と理学の密接な連携によりその精度を上げ、JUDGE坑井に有効に活用していくことが必要であろう。

6.3 地温の予測

JUDGE計画での掘削や計測・サンプリングなどの全体計画を策定する中で、高温環境への対策が重要な課題の1つである。10kmに達するJUDGE坑井はこれまで日本で掘削されたどの坑井よりも深いため、坑井内が高温になることは容易に予想される。掘削には電子部品を含むMWD (Measurement While Drilling) 装置が使用され、また坑内計測に用いる検層機器等には集積度の高い電子部品が大量に使用されるため、これら機器の高温対策の開発目標が必要である。KTBの例では、浅部調査井から

得られた地温勾配は $2.95^\circ\text{C}/100\text{m}$ となり、地域選定段階で予想した値 ($2.2^\circ\text{C}/100\text{m}$) よりも大きくなったことから、掘削深度の見直しが行われた。さらに、深部においてはMWDの耐熱温度を超える地温となったため、MWDの使用を中止し、坑井傾斜が増加するという問題も生じた。このように、地温が掘削や計測の計画に与える影響は大きい。したがって、全体計画を策定する段階で地温の推定は最重要課題と言える。

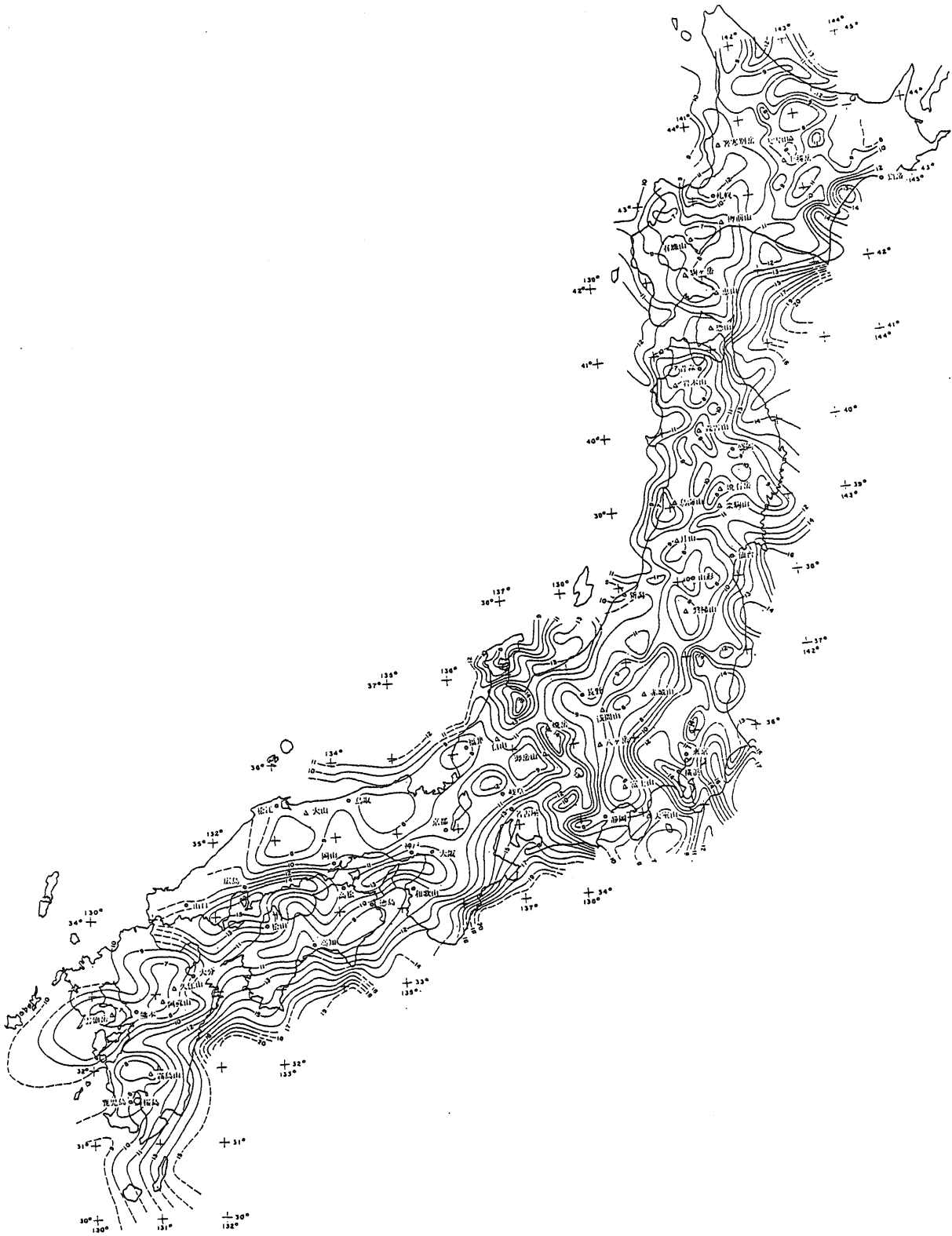
しかし、一方で地温を精度よく推定することは現在のところ困難である。一般に、陸上部の平均的な地温勾配は約 $3^\circ\text{C}/100\text{m}$ と言われるが、日本のような島弧では地温勾配や熱伝導率の非一様性が強く、地域によって地温勾配が大きく変化すると考えられる。また、地温が流体流動の影響を受ける場合には、深度に対する温度曲線が直線でなくなり、温度勾配を一意に求めることは困難になる。地温調査は坑井を掘削して検層等によって行われるが、このような坑井データがない地域における地温の予測は特に困難である。

JUDGE計画の掘削候補地点である房総半島南端近傍には、地温予測のための坑井データがない。すなわち、実測値から直接、掘削候補地点の深部地温を推定することはできないため、ここでは、キュリー点調査の結果を用いて掘削候補地点の深度10kmの地温推定を試みる。

1) キュリー点調査

岩石に含まれる磁性鉱物は、高温状態になると、磁性を失い常磁性に変わる。この岩石が磁性を失う温度をキュリー点と呼ぶ。つまり、地殻中の岩石は、キュリー点に達する深度を境として、キュリー点より低い温度である浅部では強磁性を、高温である深部では常磁性を示す。キュリー点調査法とは、空中磁気データから岩石が発生する磁気異常を解析し、地温がキュリー点に達する深度を求める方法である。一般に岩石のキュリー点は 600°C 以下であるが、含有する強磁性鉱物の種類によってその値は変化する。例えば、日本における磁気異常の大きな原因はチタン磁鉄鉱を含む火成岩であると考えられるが、チタン磁鉄鉱はチタンの含有率が大きくなるとキュリー点が低くなる (Nagata, 1961; O'Reilly and Readman, 1971)。キュリー点調査は、地下深部の熱環境に対する唯一の物理探査法であり、広域的な傾向を把握するために用いられる。

日本全国のキュリー点調査は、新エネルギー・産業技術総合開発機構 (NEDO) により全国地熱資源総合調査の一環として全国の熱分布を求めることを目的に行なわれた。この調査から得られた全国のキュリー点等深度線図を第6-3図に示す。このキュリー点等深度線図の広域的傾向は、地質学或いは地球物理学データとほぼ整合すると考えられる。例えば、キュリー点深度が相対的に浅い地域は、ほぼ第四紀の火山帯あるいは地熱地域とよく一致していると言える (Okubo *et al.*, 1989)。



第6-3図 全国のキュリー一点等深度線図 (大久保, 1984).

fig. 6-3 Curie depth contour map of Japan (after Okubo, 1984).

2) キュリー一点調査から推定した掘削候補地点の深度10kmの地温

キュリー一点調査は広域的な調査方法であることから、特定地点の地温を推定することには必ずしも適していないが、ここでは、以下のような検討を行い掘削候補地点の深度10kmの地温を推定した。掘削候補地点のキュリー一点深度は第6-3図のキュリー一点等深度線図によって、10~11kmと求められる。したがって、キュリー一点が得られれば、深度10kmの地温は推定できることになる。

キュリー一点は、岩石に含まれる強磁性鉱物の種類によって変化し、一意に決定することは容易ではない。Okubo *et al.* (1989)は、第6-3図から得られるキュリー一点深度と全国の坑井から求められた地温勾配のデータを用いてキュリー一点の評価を行っている。それによると、日本列島の背弧側において、坑井データから得られた地温勾配とキュリー一点深度の積から求められた平均キュリー一点は約450°Cである。Byerly and Stolt (1977)は珪長質深成岩のキュリー一点は400~550°Cの範囲にあると推定しており、背弧側の磁気異常の主な原因は花崗岩などの珪長質岩であると考え、Okubo *et al.* (1989)が求めたキュリー一点の値は妥当であると言える。前弧側の磁気異常の主な原因と考えられる玄武岩類は背弧側の花崗岩類に比べると、チタンの含有率が大きくなりキュリー一点は低くなる。したがって、ここでは、掘削候補地点がある前弧側でのキュリー一点を背弧側のキュリー一点よりもやや低い400~450°C程度と見積もることとする。以上の仮定により、掘削候補地点のキュリー一点深度を10~11km、キュリー一点を400~450°Cとすることから、掘削候補地点の深度10kmの地温を約400°Cと推定できる。

3) 推定した地温の信頼性

キュリー一点調査結果から推定した地温の信頼性について考察するため、キュリー一点調査における解析上の精度に関する問題点について述べ、また、坑井の実測値から推定される地温について検討する。

キュリー一点深度を求める解析においては、広範囲のデータを統計的に処理し、数十km四方の磁気データから平均的なキュリー一点深度を求めている。このため、局所的な異常値が検出されないことが考えられる。解析モデルとして、深度方向に岩石の磁化率が一定であるモデルが一般に用いられているが、これは深度方向に磁化率が変化する実際の地殻構造に対応していない。また、岩相が変化することによる磁化率変化の深度をキュリー一点深度としてとらえている可能性がある。さらに、Okubo *et al.* (1989)はプレートの沈み込み等によって温度構造が急激に変化する場合、キュリー一点深度が浅く求められる傾向にあることをモデル計算によって示している。キュリー一点深度については、精度の点で以上の問題点がある。キュリー一点についても先に説明したように、磁性鉱物のキュリー一点がその種類によって大きく変化するため、一意にキュリー一点を決定することは容易ではないという問題点がある。現段階では、キュリー一点深度に達する坑井デ

ータがないために、キュリー一点深度やキュリー一点の定量的評価は困難であることから、これらの値は広域的傾向を示すにとどまると考えられる。

次に坑井データから推定される地温について検討する。房総半島における坑井から得られた温度情報は限られている。Uyeda and Horai (1963)によって茂原の2000m級ガス井の地温勾配が報告されているだけであり、その値は約2°C/100mである。茂原は掘削候補地点から北東に約80km離れている。この他に、全国の坑井データを用いて広域温度構造が推定されている。Okubo *et al.* (1989)は日本列島の前弧側の30の坑井データから求められた地温勾配の平均値を2°C/100mと求めている。また、大久保 (1993)や矢野ほか (1994)は、全国の坑井データを用いて日本列島の温度勾配図を求め、地下浅部(約2,000m以浅)の広域温度構造を推定している。両者の温度勾配図から掘削候補地点の地温勾配は約2°C/100mと推定される。Bodri *et al.* (1989)は、関東地方の地殻熱流量図からいくつかの断面における深部温度構造を求めており、この温度構造図から掘削候補地点から約50km南の深度10kmの地温は200°C程度と推定される。このように、坑井データから推定される掘削候補地点の地温勾配は約2°C/100m程度であり、この地温勾配が深度10kmまで続くとすれば、地温は約200°Cとなる。

キュリー一点調査から推定した掘削候補地点の地温と坑井データから推定される地温には大きな違いがある。キュリー一点調査については、上述したようにキュリー一点深度とその温度の精度には限界があり、また坑井データについては温度構造の非一様性が考えられる日本列島において、掘削候補地点から離れた浅部データから深部地温を推定することや、限られた測定点から求められた温度勾配図により測定値のない特定地点の深部までの温度勾配を推定することにどの程度の意味があるか疑問な部分もある。つまり両者から得られた地温の比較は、それぞれの方法から推定される地温の精度や推定するための条件などを考慮し、慎重に行う必要があると考える。現時点では2つの方法によって得られた地温の違いの説明は困難である。ただし、第6-3図のキュリー一点等深度図において、茂原地域のキュリー一点深度は約16-17kmと掘削候補地点に比べて深くなっていることから、茂原地域で低い地温勾配を示すことを説明できるかもしれない。

以上の考察により深さ10kmの坑底での温度は200~400°Cと考えられるが、プレートの沈み込みによる温度構造の変化がどの程度キュリー一点深度に影響を与えているか不明であるため、プレートの沈み込みによりキュリー一点深度を浅く見積もっている可能性がある (Okubo *et al.*, 1989)。したがって400°Cという予測は恐らく最大値を示していることになるであろう。また伊豆・小笠原弧の前弧域の平均地殻熱流量はおおよそ20mW/m²程度で (Anderson, 1980)、この値から10km下の温度を推定しても200°C前後とするのが妥当であろう。したがってこの値がJUDGE坑井での坑底温度とすると房総半島の坑井データから求めた値に近い。現状では

JUDGE坑井での深度10kmにおける温度は200~400°Cという大変幅の広い推定しか観測データからは言えない。しかし本特集号では技術開発項目等の検討を行うにあたり、キュリー点調査から推定した掘削候補地点の深度10kmの地温を、第一次近似として約400°Cと提案し、主に技術的な検討に用いる。

4) パイロットホール掘削による地温計測の必要性

本小論では掘削及び坑内計測機器の開発等の全体計画作成のために必要となる地温を予測することを目的とし、キュリー点調査の結果を用いて掘削候補地点(房総半島南端)の深度10kmの地温を約400°Cと推定した。この温度は、日本の陸上の平均的な地温勾配(約3°C/100m)から推定される値よりも大きい。

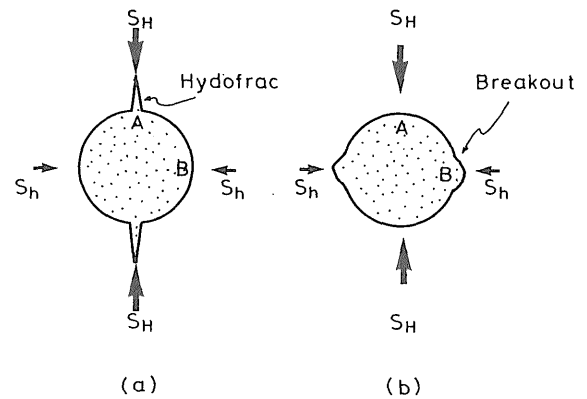
本来、地温の予測は既知の地質構造や熱構造を基に温度構造モデルを作成し、観測データとの整合性を図るなどの解析等を行った研究を経て行われるものであるが、現在そこまでの研究が進められていない。今回推定した深度10kmの地温は、掘削候補地点に最も近い茂原の坑井及び全国の浅部坑井のデータから求められる地温勾配と大きくかけ離れる問題点もある。また、広域調査法であるキュリー点調査法から特定地点の地温を推定することやキュリー点(温度)が一意に求められないことなどの問題点から、今回推定した地温の値に疑問があるとする見方もできる。しかし、これが現状での地温推定である。温度条件の推定は計画を遂行していく上で、非常に大きな制約条件を投げかけることになるので、計画のなるべく速い時期に掘削候補地点での実測が切に望まれる。

ここで推定した深度10km, 約400°Cの値は、掘削及び計測技術の開発の目標値となるであろう。しかし、JUDGE計画の全体計画を作成するための第一段階の推定値である。掘削候補地点の地温を推定する最も確かな方法は、掘削候補地点近傍にパイロットホールを掘削し、実際に地温を計測することである。深度10kmの坑井の地温を推定するためにはパイロットホールもより深い深度まで掘削し、深部までの地温を正確に計測する必要がある。掘削や計測等の機器開発を効率良く行い、掘削及び計測を成功させるためには、地温をより正確に予測することが必要である。したがって、全体計画の早い時期に掘削候補地点においてパイロットホールを掘削し、掘削地点の温度勾配を求め、10kmの坑底温度を予測することが何よりも重要である。

6.4 応力の予測

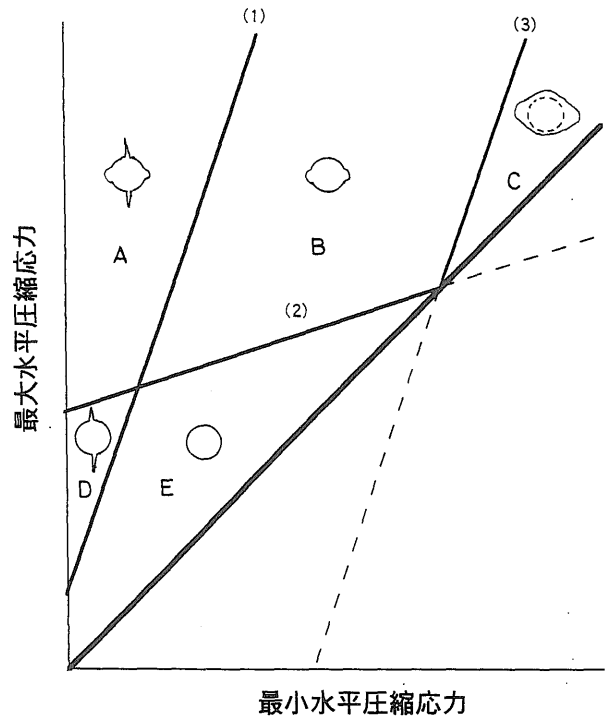
1) 地下深部の地殻応力状態が掘削におよぼす影響

地下深部の岩盤は、それより上に載っている岩石の重量によって鉛直方向に圧縮されている。また、地殻変動によって鉛直方向以外の成分を持つ応力も付加されている。地殻変動により長い年月の間に応力は変動するが、その偏差応力(応力値の方向による違い)が大きくなると、岩盤のクリープや破壊が発生し偏差応力が下がる。そのため、岩盤内の偏差応力は限度以上の大きな値にはなら



第6-4図 水圧破砕(a)とブレイクアウト(b)が発生したボーリング坑の水平断面図。

fig. 6-4 Horizontal cross sections of boreholes, (a) hydraulic fractures and (b) borehole breakouts.



第6-5図 地殻応力と水圧破砕およびブレイクアウト。
(1) $S_H - 3S_h = T_t - P_m$, (2) $3S_H - S_h = T + 2P_m$, (3) $3S_h - S_H = T + 2P_m$.

fig. 6-5 Hydraulic fractures and borehole breakouts under various crustal stress condition.
(1) $S_H - 3S_h = T_t - P_m$, (2) $3S_H - S_h = T + 2P_m$, (3) $3S_h - S_H = T + 2P_m$.

ない。このように、岩盤には常に等方的応力状態に近づこうとする作用が働いており、地殻変動による偏差応力増加作用とのかねあいで、現在の岩盤中の偏差応力の値は決められている。以上のことからわかるように、ある深度の岩盤中の応力(地殻応力)は、第一近似としては、(1)等方的で、(2)その値は、上に載っている岩石の重量に相当する圧力(上載岩圧)に等しい、と考えてよい。

深くなるにしたがい、岩盤中の上載岩圧は高くなる。上述のように、地殻応力の水平成分もこれとほぼ等しい大きさで深さとともに増加する。これは、ある限度を越えるとボーリング坑を横から押しつぶしてしまうことになる。この限界圧力は、岩盤の圧縮強度と、つぶれるのを坑内から押し返す坑内水の圧力(掘削泥水圧力)に左右される。岩石を線形弾性体また単純な破壊理論を仮定すると、絶対値はかなり実測値と異なるが、それぞれのパラメータの坑井破壊に与える傾向はよく表せる単純な弾性破壊式が導かれる。つまり応力の水平成分が等方的な場合、押しつぶされるときは条件は次のように表せる(塚原, 1990)。

$$S > P_m + T/2 \dots\dots\dots(1)$$

ここで、Sは地殻応力の水平成分(ボーリング坑の掘削によって乱される前の地殻応力の水平成分)、 P_m は掘削泥水圧、Tはその深度(原位置)での岩盤の圧縮強度である。

ところで、(1)式は側方からの圧縮応力に方向による違いがない場合を想定しているが、方向によって大きさに違いがある場合には、ボーリング坑のつぶれ方にも違いが現れる。第6-4図はボーリング坑の水平断面である。偏差応力の存在下でボーリング坑があげられると、その周りに応力集中が生ずる。その結果、相対的に掘削泥水圧が高い場合には、第6-4図の(a)のように引張による坑壁破壊(水圧破碎)が生じ、低い場合には圧縮による破壊(ブレイクアウト)が生じる。そこで、水圧破碎とブレイクアウトの発生する条件を定量的に考えてみる。地殻応力の最大水平圧縮応力成分を S_H 、最小水平圧縮応力成分を S_h とすると、坑壁の接線方向で最も圧縮力の大きいところは第6-5図のB点で、最も小さいのはA点である。したがって、水圧破碎がおきるとしたらその場所はA点であり、ブレイクアウトがおきるとしたらその場所はB点である。A点における接線応力は弾性論から算出できる。それによると、A点において水圧破碎がおきる条件は、

$$S_H - 3S_h > T_t - P_m \dots\dots\dots(2)$$

である。ここで、 T_t は岩盤の原位置における引張強度である。

同様に、B点におけるブレイクアウトのおきる条件は、

$$3S_H - S_h > T + 2P_m \dots\dots\dots(3)$$

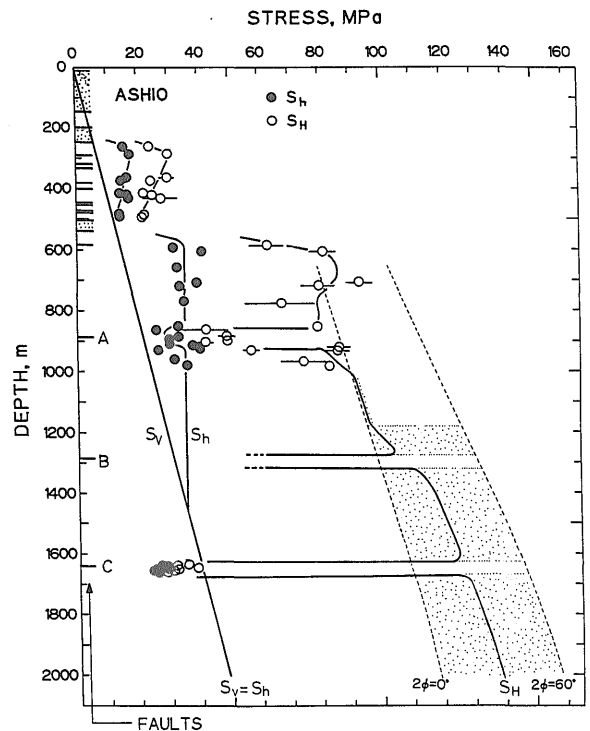
となる。さらに S_H が高く、A点でもブレイクアウトがおきる場合を考えてみる。この場合は坑壁面の全方位が崩壊する。その条件は、

$$3S_h - S_H > T + 2P_m \dots\dots\dots(4)$$

である(塚原, 1990)。なお、この式で、 $S_H = S_h = S$ としたとき(1)式が得られる。

坑壁崩壊様式と S_H 、 S_h との関係 ((2)~(4)式) を模式的

に図示すると第6-5図のようになる。地殻応力状態の変化によってこのようにボーリング坑の破壊様式とその破壊限界条件が変化する。高応力の側にCで表現された領域がある。ここではボーリング坑が周囲から崩壊し、掘削が大変困難になるので、Cの領域の下限(図中(2)と(3)の交点)が深度に換算してどの程度の値になるのかは知りたいところである。塚原(1990)によると、それは7 km程度の深度になる。その場合、破壊強度Tを下げる間隙水圧が、深くなるにしたがい増加することを考慮に入れて、 $T = (200 - D/100) \text{MPa}$ 、と仮定している。ただし、Dは深度(m)である。つまり、岩盤中の間隙水圧をその深度での水柱圧に等しいと仮定し、岩盤強度はその分だけ弱くなると仮定している。原位置における岩盤の破壊強度はもっと大きいと仮定すれば、坑壁崩壊の開始深度はも



第6-6図 断層近傍で偏差応力が激減する例 (Tsukahara, et al., 1990 による)

A, B, C: 断層, S_v : 鉛直応力, 点の領域: ブレイクアウトの観察された深度範囲, 2ϕ : ブレイクアウトのおきた巾(坑芯から見込む水平面内角度)。

fig. 6-6 An example of abrupt decrease in deviatoric stress around faults (from Tsukahara, et al., 1990). A, B, and C: Faults, S_v : vertical stress, dotted area: depths where breakout observed, and 2ϕ : width of the breakout (visual angle from the borehole center).

っと深くなる。

2) 沈み込み断層面付近の地殻応力状態・岩盤破壊強度

ボーリング掘削応力状態と破壊強度が推定できれば、第6-5図から掘削坑の破壊様式が推定でき、掘削の難しさの程度の予想がつく。現在活動中の断層の近傍では応力はどのような状態にあるのだろうか。微小地震活動の活発な震源域で地殻応力が測定された例がある。栃木県足尾町で測定されたものである(Tsukahara *et al.*, 1996)。第6-6図にその結果を示す。この図で、深度900m, 1300m, 1650m付近に断層A, B, Cがあり、この深度で最大圧縮応力 S_H が激減しているのが分かる。偏差応力が減っているのである。点をつけた深度範囲はブレイクアウトの出現した深度である。断層の近傍ではブレイクアウトがみられない。つまり、偏差応力が減少したために、第6-5図のBの領域からEの領域に応力状態が変化したためである。これは、断層面がすべり、偏差応力が解消されているためであると解釈されている(Tsukahara *et al.*, 1996)。沈み込み断層面付近でもこのような現象が起きているに違いない。偏差応力が減少することは、掘削にとっては好ましい状態変化である。

一方、強度についてはどうだろうか。沈み込み断層面近傍では多数の微小亀裂があると推定されており、破壊強度はかなり弱いのではないかと考えられる。さらに、破壊強度を弱める働きをする間隙水圧も、地下深部に沈み込んだ含水地層から放出された高压水が、この断層面を通過するとも考えられており、これも強度を弱める働きをする。これらのことは掘削にとって好ましくない現象である。この強度の予測を掘削前に行いたいわけであるが、現実には破壊は極めて局所的な物理条件によって引き起こされていると考えられており、JUDGE計画での新たな展開が期待される。

6.5 問題点

これまでの超深度掘削に比べてJUDGE計画は目的とする科学的メリットや社会的ニーズから、非常に掘削環境を推定することが難しい地点を選定している。しかしその困難を克服するために科学と技術の調和的競争が重要であると述べた。ここで今一度、掘削環境を予測するために障害となっていることをあげる。

1) 付加体内では地層が逆断層により容易に繰り返す(逆転している)ことがあり、それは物性的には不連続な地質体を構成すると考えられ、ある時には異常間隙圧層をもたらす可能性がある。しかしながらその詳細な地質構造は現在分からない。

2) 逆断層沿いに高压流体が存在する可能性があり、それがどの断層であるか不明。最大圧力はリソスタティック圧力(Lithostatic Pressure)を越えない(越えようと水圧破碎が起こって圧力が低下する)範囲であるが、厚い不透水層が存在する場合などは圧力勾配が大きく(Hunt, 1990)掘削には注意が必要である。

3) 地熱地帯での掘削で問題となる硫化水素など掘削装置に大きなダメージを与える流体が存在する可能性も指摘できる。しかしJUDGE坑井では地質的背景の違いからその可能性は低いであろう。

4) JUDGE坑井での坑底温度は上限値として400°Cと推定するが、掘削予定点近傍での計測データがないため、依然として温度推定には不確実性が大きい。

5) 坑井破壊強度は物性を含めた地質構造に大きく依存するため、地質の予想と同様にその定量化は難しい。などが挙げられる。

これらの問題を克服するためには本坑近くでのパイロット掘削が重要であることは本文中でも強調した。しかしながら極めて局所的な条件で起こる現象に対して、そのパイロット掘削が有効であるか疑問が指摘される。そこで新たな発想でのJUDGE計画は本坑井以外の掘削をこれまでの概念での「パイロット掘削」と位置づけるのではなく、アクティブにその坑井を利用しながら安全にかつ科学目的を達成できる為の2次坑井として利用する技術の開発が求められるのかもしれない。更に付け足せば、ある程度高温でも稼働するLWD(Logging While Drilling)やMWD(Measurement While Drilling)の開発により、手探りで掘削するのではなく、科学的見地に基づいた掘削環境がリアルタイムに科学者にフィードバックされるシステムの開発も必用かもしれない。そのことによって突発的な事故は防げるであろうし、予想した掘削環境(地層、岩石、流体、温度、圧力など)の妥当性を即時に解析し、適切な科学的処置が行えると考ええる。

文 献

- Anderson, R.N. (1980) 1980 update of heat flow in the East and Southeast Asian seas. *Geophys. Monograph Series*, **23**, 319-326.
- Byerly, P.E. and Stolt, R.H. (1977) An attempt to define the curie point isotherm in northern and central Arizona. *Geophysics*, **42**, 1394-1400.
- Bodri, B., Iizuka, S. and Hayakawa, M. (1989) Modeling of deep temperatures and heat flow in central Honshu, Japan. *J. Geodyn.*, **11**, 105-129.
- Frey, M., Bucher, K., Frank, E. and Mullis, J. (1980) Alpine metamorphism along the geotraverse Basel-Chiasso - a review. *Eclogae. Geol. Hely.*, **73**, 527-546.
- Hunt, J.M. (1990) Generation and migration of petroleum from abnormally pressured fluid compartments. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 1-12.
- Ishida, M. (1992) Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan. *J. Geophys. Res.*, 489-513.
- Kita, I., Nitta, K., Nagao, K., Taguchi, S. and

(6) JUDGE坑井で予想される掘削環境 (倉本 ほか)

- Koga, A. (1993) Difference in N_2/Ar ratio of magmatic gases from northeast and southwest Japan: New evidence for different states of plate subduction. *Geology*, **21**, 391-394.
- 北 逸郎 (1995) 別府・島原地溝下のプレートの沈み込み状態の怪—そのマグマ性 N_2/Ar 比と $^3He/^4He$ 比の意味—. *地質ニュース*, no. 488, 19-23.
- Le Pichon, X., Iiyama, T., Boulegue, J., Charvet, J., Faure, M., Kano, K., Lallemand, S., Okada, H., Rangin, C., Taira, A., Urabe, T., and Uyeda, S. (1987) Nankai Trough and Zenisu Ridge; a deep-sea submersible survey. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **83**, 285-299.
- Moore, J.C. and Vrolijk, P. (1992) Fluids in accretionary prisms. *Rev. of Geophys.*, **30**, 2, 113-135.
- Mottl, M.J. (1992) Pore waters from serpentinite seamounts in the Mariana and Izu-Bonin forearcs, Leg 125: evidence for volatiles from the subducting slab. *Proc. ODP, scientific results. Ocean Drilling Program*, **125**, 373-385.
- Nagata, T. (1961) *Rock Magnetism*. Maruzen, Tokyo, 350p.
- 大久保泰邦 (1984) 全国のキュリー点解析結果. *地質ニュース*, No. 362, 12-17.
- 大久保泰邦 (1993) 日本列島の温度勾配図. *日本地熱学会誌*, **15**, 1-21.
- Okubo, Y., Tsu, H. and Ogawa, K. (1989) Estimation of Curie point temperature and geothermal structure of island arcs of Japan. *Tectonophysics*, **159**, 279-290.
- O'Reilly, W. and Readman, P. W. (1971) The preparation and unmixing of cation deficient titanomagnetites. *Geophys.*, **37**, 321-327.
- 斎藤実篤 (1995) 南房総地域における沈み込み現象—JUDGE計画の地質学的側面—. *地質ニュース*, no. 488, 24-27.
- Scholl, D.W., Plank, T., Morris, J., von Huene, R. and Mottl, M.J. (1994) Science opportunities in ocean drilling to investigate recycling processes and material fluxes at subduction zones. *Proc. JOI/USSAC Workshop*, 72pp.
- Suyehiro, K., Takahashi, N., Ariie, Y., Yokoi, Y., Hino, R., Shinohara, M., Kanazawa, T., Hirata, N., Tokuyama, H. and Taira, A. (1996) Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc. *Science*, **272**, 390-392.
- 塚原弘昭 (1990) 深層ボーリングによる地殻応力測定—測定限界深度について—. *月刊地球*, **12**, 624-628.
- Tsukahara, H., Ikeda, R. and Omura, K. (1996) In-situ stress measurement in an earthquake focal area. *Tectonophysics.*, **262**, 281-290.
- Uyeda, S. and Horai, K. (1963) Studies of the thermal state of the earth, the eighth paper: Terrestrial heat flow measurements in Kanto and Chubu Districts, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 83-107.
- 矢野雄策・大久保泰邦・渋谷明貫 (1994) 坑井データに基づく日本列島の温度勾配分布図, *物理探査学会第91回(平成6年度秋季)学術講演会講演論文集*, 153-156.

(受付: 1997年2月8日受理: 1997年2月18日)