

地下の応力を測る

小出 仁 (鉱床部)

1. なぜ応力を測るか

地下で岩石が破壊する時に発生する振動が地震であると考えられている。つまり地震の予知とは地下の岩石が何時何処でどの程度の規模で破壊するかを予測することである(小出1975)。ところで物体はそれが支えきれないような大きい応力が加わった時に破壊する。実際の破壊現象は複雑で 応力の大きさだけでなく 応力が加わっている時間や履歴・変形速度・温度等々も影響するが もっとも直接的で大きなファクターは応力の大きさである。

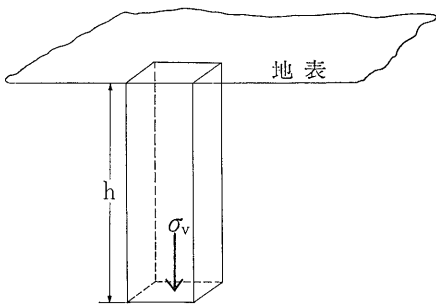
ところで応力とは何か と改めて聞くのもおかしいくらい 応力は何処でも存在しているが その正体は意外に捉えどころがない。物体の表面をある力で押せば その物体が動かないためには 押している力と同じ力で押し返していなければならない。この物体内部で 押し返している力を内力と呼ぶ。物体中に仮定の断面を考えて その断面の単位面積あたりに働いている内力を応力と呼んでいる。応力には押しあう内力による圧縮応力と 反対に引きあう内力による引張り応力とがある。圧縮応力だけしか働かない場合 圧縮応力を簡単に圧力と呼ぶことがある。ところで地球上にある物には重力が働いているから それが下に落ちないためには下から支える力がなければならない。たとえば 人間が立っていれば 足にはそれより上の体重と同じだけの内力が働いている。この力は床に伝わり さらに地面に伝わる。地下にある水平面を考えると その上に載っている岩石や家や人間等の全部の重さがその水平面に加わっている。家や人間の重さは岩石に比べて取るに足りな

いから 極く浅い地表付近を除けば 地下の水平面に加わる垂直の力はその上の岩石の重さにほぼ等しいはずである(第1図)。応力は単位面積あたりの内力であるから 水平面に垂直な すなわち鉛直方向の応力(σ_v)はその水平面の地表からの深さ(h)に 岩石の平均密度(ρ)と平均重力加速度(g)をかけたもの(「上載岩圧」あるいは「累積荷重」と呼ぶ)に等しいはずである。すなわち

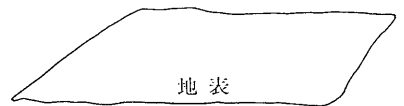
$$\sigma_v = \rho gh \quad \dots\dots\dots(1)$$

十分に広い範囲を平均すればこの式は常になり立つはずであるが 特定の地点では 必ずしもなりたない。なぜかという 例え すぐ傍の地表に高い山があると その重さが直下だけでなく側方の岩石にもかかったり 断層や岩石の不均質があるために応力分布が乱されたり 後述のような地かく運動による造構応力や残留応力があるためである。

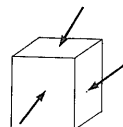
地下では応力は鉛直方向からだけでなく側方からもかかっている。第2図のような六面体で囲まれた岩体を仮に地下に考えてみよう。このサイコロ型の岩体の各面にまわりの岩体から力が加わっている。この力は面に垂直にかかるとはかぎらず 普通 図のように斜めの力が加わる。つまり面に垂直に押す力と面に平行なずれの力が働く。サイコロが十分に小さければ 図ではかくれている反対側の面には同じ大きさの逆向きの力が働いていると考えてよい。したがって 地下の岩体の応力は 3つの面にかかる3つの垂直応力と3つのずれ



第1図
上載する岩柱の重さと
鉛直応力 σ_v との関係



第2図
地下の岩塊に加わる応
力の表示



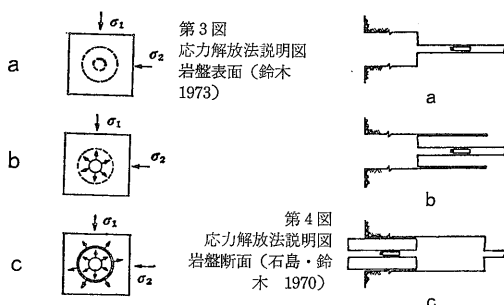
(剪断) 応力によって表わされる。しかしサイコロの向きを適当に変えると力がすべて面に直角にかかってくるような方向が必ずある。そうすると応力状態は3つの垂直応力だけで表わすことができる。これを主応力と呼び、普通は主応力とその方向(つまりサイコロの向き)で応力状態を表わす。

実際の地下の応力状態(地かく応力・地圧・岩圧・現場応力などと呼ばれる。)がどのような状態になっているかについては昔からいろいろ議論があった。しかし疑問の余地のないように見える鉛直方向の応力も実際には予想とは異なるくらいであるから結局は実際に測定してみないと解らないということになる。

地下の応力の正確な値を測定することはきわめて困難である。地面の変位や傾きを測定することは昔から行なわれてきた。多数の地点の変位の測定を行なうとどれだけ地面が変形したか知ることができる。変形に岩石の弾性係数を掛けると応力がどれだけ変化したかを知ることができる。応力の増加が大きければ破壊すなわち地震が起きる危険性が大きくなるわけである。変位や傾動の測定は従来から地震予知の中心と見られている。しかし測定以前に地下には既に応力がかかっているから普通に地面の変形だけを測っても応力の絶対値を知ることはできない。破壊する危険がある応力が蓄積しているかどうかを知るためにはぜひ応力の絶対値を知る必要がある。地かく内の応力の絶対値すなわち絶対応力の測定にはいろいろの方法が考えられている。現場での実際の応力の測定という点を強調して現場応力測定と称する。現場応力の測定にはどうしても人工的な応力の乱れを免がれないが地かく内の自然の応力を推定する根拠としても用いることができる。

2. 応力解放法

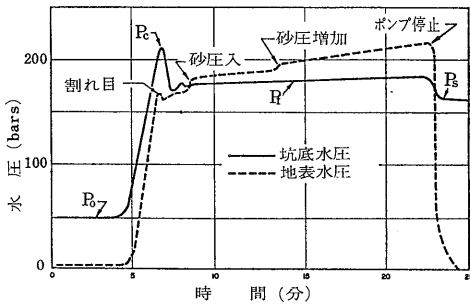
絶対応力を測定する方法としてまず応力解放法が考えられる。普通に変形を測定しても絶対応力を知ることはできないが応力が全く作用していない状態からの変形を測定できれば応力の絶対値を求めることができる。自然の状態では応力ゼロの状態は実現されないが岩塊を地面から切り離してやれば人工的に周囲から地圧が作用していない状態が作れる。切り出す前と切り出した後の間の岩塊の変形を測定すると切り出す前にどれだけの応力がまわりの岩石から加えられていたかが分る。これが応力解放法の原理である。変形の測定方法と岩塊の切り出し方でいろいろな方法が考えられ実行されている。岩盤の表面はゆるみや風化や応力分布の乱れがあるのでなるべく深い所の応力を測定する必要がある。



そのため第3図と第4図に示したようにボーリングを利用することが多い。応力が加わっている岩盤に最初にボーリング孔をあける。次になるべく同心円状に最初のボーリング孔より大きい口径のボーリングをする(オーバーコアリングと呼ばれる)。そうすると最初のボーリング孔が中心にあいた円筒状の岩塊が取れる。この時初めて岩盤中に穿孔した時と比較して岩塊を取り出した時にボーリング孔の形がどう変化しているかを測定すると岩盤中がかかっていた応力が計算できる。ボーリング孔の形の変化を知るためには孔径の変化を測る方法、孔底の変形を測る方法、孔壁の変形を測る方法さらに光弾性物質や一種の応力計を装入する方法などがあり様々の複雑精巧な装置が考案されている。応力解放法についての詳細は鈴木(1973)を参照されたい。応力解放法は測定自体はきわめて精度がよくなっている。しかしオーバーコアリングの可能な孔径と深度によって測定範囲と深さが制約されている。最新技術でも測定可能な深さは岩盤面から最大30~40mである。そのため通常は地下深部に達している鉱山の坑内やトンネルを利用して測定される。元来この方法は鉱山において鉱柱の破壊や坑道の崩落・山ハネ等の危険を予知し防止するために実用化されてきた。現在では地下発電所やダム・トンネル等の大土木工事の際にも測定が行なわれている。このように工学的な目的により測定されているので地震予知など地質学的地球物理学的目的から広域応力場を推定するために必ずしも適当ではない。しかし測定結果は他の方法で調べられた応力と方向については一致している場合が多く広域的応力場を推定するために有用であることを示している。オーバーコアリングをしない場合にはずっと深くまで測定できるがこの場合には絶対応力の測定はできず応力の増減を検出するだけである。

3. 応力補償法

例えばその一種のフラットジャッキ法では岩盤中に



第5図 水圧破碎法による水圧入の際の応力の変化 (Kehle, 1964).
 鎖線は地表での水圧測定値。実線は 坑井底での真の水圧。 P_0 は水圧入前の岩盤の初生間隙水圧。 P_1 は割れ目形成圧。 P_2 は流入圧。 P_3 は瞬間閉塞水圧。

なるべく深くスリットを入れる。スリットの両側の岩盤は地圧によってスリットの方へ押されて変位する。この時に両側の岩盤がスリットの入る前の位置に戻るまでスリットにジャッキで圧力を加える。前の位置に戻るに必要な圧力は地圧と同じはずである。この方法は岩盤の弾性係数を測定する必要がないが岩盤表面から比較的浅い所しか測定できないのであまり用いられていない。

4. 水圧破碎法

枯渇しかけた油井から石油を抽出するために昔から用いられていたが応力の測定方法としては最近アメリカで特に盛んになってきた。応力解放法に比べて測定精度自体は悪いがずっと深部までの応力の測定ができる。深度10,000mまで測定した例がある (HAIMSON, 1975)。

測定方法は比較的簡単であって地下深部に達するボーリング孔内で応力を測定する深さの所だけライニングを取り除き水が貫入しうるようにしておきボーリング孔内に水をポンプで圧入する。水圧をだんだん上げていくと第5図の P_0 で地下の孔壁に割れ目が生じる。そうすると水が流入しやすくなり圧力が一時低下するがさらに水圧を上げていくとさらに破壊が進行しさらに水の流入量が増す。流速と水圧が定常状態 (P_f) になった後水の流入を止めた時点の水圧 (第5図の P_3) が割れ目を開口させておくために必要な最低の水圧で岩盤の最小圧縮応力 (σ_3) に等しい。但し地下での真の水圧を求めるには地表で測定した水圧に水柱の重さを加えなければならない。最大圧縮応力の計算はこれ程簡単ではないが不透水性岩盤では次の式から求められる (HUBBERT and WILLIS, 1957; HAIMSON and FAIRHURST, 1970; RALEIGH et al, 1972)。

$$P_c = T + 3\sigma_3 - \sigma_1 - P_0 \quad \dots\dots\dots(2)$$

ここで T は岩盤の引張り強度 σ_1 は最大圧縮応力 P_0 は水圧入前の岩盤の間隙水圧である。

5. X線応力測定法

金属材料では盛んに用いられている方法であるが岩石については FRIEDMAN (1972) によって開発された。X線回折によって結晶格子の面間隔を測定する。圧縮応力がかかっていると面間隔が応力のない状態に比べて縮み引張応力では逆に伸びる。面間隔の縮みや伸びから応力を推定できる。岩石では通常石英の {3254} 面の面間隔を用いる。石英は通常岩石には多量に含まれ変質しにくい堅硬な鉱物で特に精度よく測定しやすいためである。X線回折装置を地下に持ち込むことは困難だから岩石を掘り出してきて実験室内で測定する。したがって他の方法のような現場応力は測定できない。しかし岩石中には残留応力が存在する。残留応力とは過去の造構応力や温度の影響が解放されずに岩石中に残っているものである。まったく均質的で弾性的な材料では理論的には残留応力はないはずだが岩石は一般にきわめて不均質なのでかなりの残留応力が存在している。過去の造構応力とはいっても測定してみると現在の造構応力と方向では一致していることが多い。最大の利点はX線回折装置があれば他には特別な装置は何もいらずまた地表近くの岩石でもあまり風化されていなければ残留応力は保存されていることが多いのできわめて安価に応力測定ができることである。特に地質学的な研究には有望である。しかし堆積岩と火成岩では残留応力の意味も多少異なるし残留応力の保存機構や分布についてもっと詳細な理論づけが必要である。X線による残留応力の測定は私共も試みているが日本の岩石にもかなりの残留応力が存在していることが確かめられている。

6. その他の応力測定法

応力によって変化する物理量を利用して間接的に応力を測定する方法がいろいろ考えられている。現在地下の応力を測定するために利用の可能性が考えられているのは地震波速度・透水性・電気抵抗・帯磁率である (NUR, 1974)。直接的な応力測定法に比べ精度はあまり期待できないが広域的に深部での応力を知ることができるので地震予知に利用できる可能性は大きい。また地震波の解折から断層のすべりによる応力低下を知ることができる。しかしこれは応力変化であって応力の絶対値ではない。

表 Rangely 背斜 No.1 地点における応力測定値 (FRIEDMAN, 1972)

測定方法 (深さ)	測定機関	主応力の方向			応力の大きさ (bars)			
		σ_1	σ_2	σ_3	σ_1	σ_2	σ_3	$\sigma_1 - \sigma_3$
二次元測定								
1. U.S.M.B. ボアホール法 (≈60cm)	U. S. G. S. メンロパーク	N63°E	—	N27°W	5	—	3	2
2. C.S.I.R. ドアストッパー型 (60cm)	U. S. G. S. メンロパーク	N89°E	—	N 1°W	17	—	-14	31
3. 光弾性ロゼット	Centre for Tectonophysics*	N80°E	—	N10°W	31	—	-35	66
		N75°E	—	N15°W	18	—	2	16
		N63°E	—	N27°W	30	—	21	9
		N88°E	—	N 2°W	- 8	—	-18	10
		N80°E	—	N10°W	- 2	—	-19	17
		N84°E	—	N 6°W	7	—	-12	19
		N69°E	—	N21°W	20	—	- 2	22
		N73°E	—	N17°W	17	—	- 8	25
4. 抵抗線ロゼット	Center for Tectonophysics	N83°E	—	N 7°W	21	—	5	16
		N73°E	—	N17°W	25	—	11	14
		N63°E	—	N27°W	13	—	1	12
		N88°E	—	N 2°W	28	—	13	15
三次元測定								
5. 剛性インクルージョン (366cm)	U. S. G. S. デンバー	N41°E 落し3°	N51°W 落し24°	S 41°E 落し66°	2	1	- 8	10
6. X線回折 (≈66cm)	Center for Tectonophysics	N70°E 水 平	N16°E 落し37°	N26°W 落し54°	200	30	-150	350

応力の負値は引張り応力を示す

* Center for Tectonophysics は Texas A & M University 付属の岩石力学・構造物理学専門の研究所

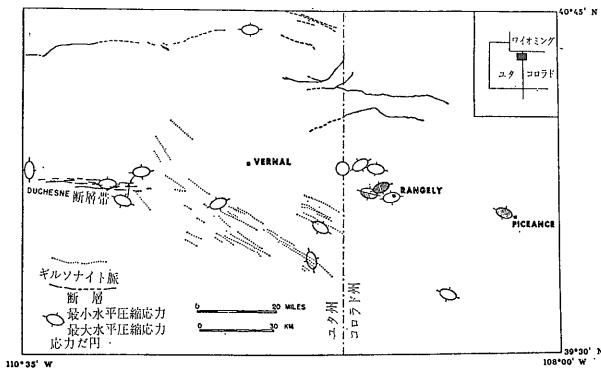
地震の発震機構から応力の方向を知ることができる。実際にこの方法で日本での応力方向の分布 (ICHIKAWA, 1971) や世界での分布 (SYKES and SBAR, 1973) も求められている。応力方向のみを知る手段としてはもっとも多く利用されており非常に深部の情報も得られる。しかし地震の起きる所のみしか測定できないことと応力の絶対値がわからないことが難点である。地質学的に断層・岩脈・しゅう曲や岩石中の鉱物の方向性等から古応力方向を求めることもできる。また相平衡関係や双晶等の変形の名残りや力学的特性等から応力の大きさの推定ができる場合がある。しかし応力の絶対値を正確に知ることは一般に困難である。

7. 地下の応力状態

以上にざっと述べたように地下の応力の測定法はいろいろ考えられ また実行されてきた。表は米国コロラド州西北部の Rangely 背斜地区で 各種の手法を用いて応力を測定した例で 応力の大きさは測定によって変化が大きい。表中で1~5までは各種の応力解放法によるデータで 6はX線応力測定法である。X線回折による応力測定値がとびぬけて大きい。残留応力は過去の大きな応力値を保存している。当然予想される結果である。他の測定値はかなり浅所での測定なので

目に見えない岩盤のゆるみによって小さな値が出ているおそれがある。しかし 剛性インクルージョン法による測定例1つを除くと 最大圧縮応力 (σ_1) の方向はほぼ N70°E 前後で一致している。応力解放法では引張り応力が観測されることは少ないが Rangely では小さいながら引張り応力が観測されていることが注目される。X線応力測定法では しばしば高い引張りの残留応力が検出されることが特長である (FRIEDMAN, 1972)。

第6図は Rangely 背斜の付近の応力の水平成分の分布図である。Rangely 付近で応力解放法で測定された応力方向と発震機構によるデータはよく一致している。水圧破砕法による応力方向はややずれるが 測定精度を考えると ほぼ一致しているといつてよい。全体として ほぼ東西の最大圧縮と南北の最小圧縮の組み合わせが卓越し 図中に見られる正断層の方向から推定される応力方向と矛盾しない。ギルソナイト脈の方向とは一点だけ合っているが 他の2点は合っていない。水の圧入により 断層のずれを人為的に起して 地震を制御する実験が Rangely で行なわれている。断層をずらせるのに必要だった間隙水圧は 応力測定値から計算して予想された間隙水圧の理論値から10%以内の誤差しかなかった (HAIMSON, 1975)。



第6図 Rangely (米国コロラド州) 付近の水平応力成分の方向の分布 (RALEIGH, 1974). だ円の長軸が最大水平圧縮軸の方向 短軸が最小水平圧縮軸方向を示す. 白ぬきのだ円は応力解放法 ハッチの入っただ円は 水圧破砕法 半分ハッチの入っただ円は 発震機構による. 実線は大きな断層 点線はギルソナイト脈 (天然アスファルトの一種で 引張り割れ目中に脈状に入っている).

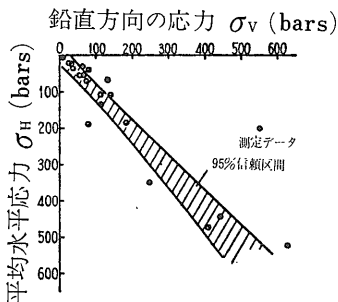
鈴木ら (1967) は 応力解放法による信頼できる19の 応力測定値から 次の関係を見出した (第7図).

$$\sigma_V = 3 + 0.33 h \quad \dots\dots\dots(3)$$

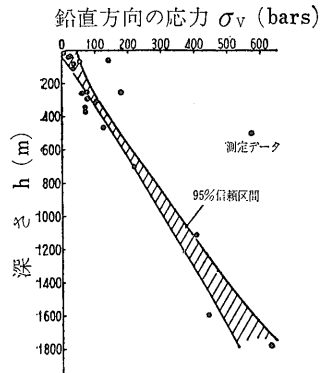
σ_V は鉛直応力 (bars) h は深さ (m) である. 地殻上部の岩石の密度は 2.7g/cm^2 程度なので 理論的には

$$\sigma_V = 0.27 h \quad \dots\dots\dots(4)$$

になるはずだが 両式の差は小さいので 鉛直応力はほぼ上載岩圧と同程度であることがわかる. もちろん測定値には相当バラツキがあり理論値どおりでない例も多い. 鈴木ら (1967) は さらに平均水平応力 $\sigma_H = (\sigma_{H1} + \sigma_{H2})/2$ (但し σ_{H1} は水平面内の最大応力 σ_{H2} は水平面内の最小応力) と鉛直応力 σ_V とを比較し 平



第8図 地かく内の鉛直応力 σ_V と平均水平応力 $\sigma_H = (\sigma_{H1} + \sigma_{H2})/2$ との関係 (鈴木・西松・石島 1967)



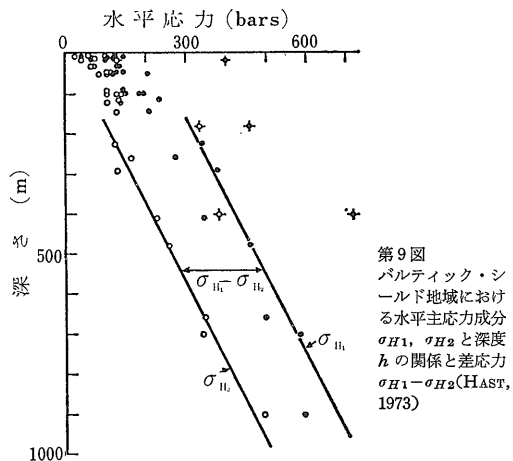
第7図 地かく内の鉛直応力 σ_V の実測値と深さ h との関係 (鈴木・西松・石島 1967)

均水平応力と鉛直応力がほぼ等しいことを見出した (第8図). すなわち 地下では応力はほぼ等方的な状態 (静岩圧状態) に近いことが分る. ANDERSON (1942) は 造構応力が働らいていないで 重力場中で十分長時間平衡に静かな状態にある時に究極的に近づく 応力状態を 標準状態と呼び 静岩圧状態であると考えた. ANDERSON の考えは正しく 地層内は一般的には静岩圧状態に近くなることが応力測定値から分る. しかし平均水平応力をもっと多数のデータによって検討すると後述のように (第10図) 多様な値をとり 必ずしも個々のケースが静岩圧状態にあるとはいえない. しかし他の標準状態の理論では 水平応力が鉛直応力より小さいとするものが多いが 実際は水平応力の方が大きいデータが多い. 標準状態は一種の理想状態なので必ずしも個々の場所では標準状態になっていないのは当然なので標準状態としてはやはり ANDERSON の静岩圧状態を考えるのが もっとも妥当であろう. 実際には後述のようにどの地域のどのような岩石が 標準状態からどの程度ずれているかが 地質学的な興味の対象になる.

地下の自然の応力には 重力の他にいわゆる造構応力がある. 造構応力には現生の造構応力と 過去の造構応力の残存である残留造構応力がある. その上に ダムやトンネル等のために 人工的な誘起応力が加わることもある. これらの原因のために通常は静岩圧状態からはずれて 非静岩圧状態になっている.

HAST (1973) はスカンジナビアの応力解放法による測定から 平均水平応力成分は深さと共に増大するが 差応力 $\sigma_{H1} - \sigma_{H2}$ (最大水平応力と最小水平応力との差) は深さによって増大せず だいたい 240 bars 程度であることを見出した (第9図). 最大剪断応力は 差応力の半分であるから 120 bars 程度になる. この値は平均だから ずっと大きい差応力が測定される所ももちろ

んある。地震の際の応力降下は通常 30~60 bars で最大でも 200 bars くらいである (NUR, 1974)。地震の際の応力降下は その時に地震域にかかっていた最大剪断応力より小さいはずである。したがって 応力解放法による剪断応力の測定値は 地震時の応力降下とほぼ適合している。問題点は 実際で求められる岩石の強度は 数100 bars よりはるかに大きいことである。しかし 巨視的に測定される強度の半分くらいの応力で岩石中にマイクロクラックが発生し このマイクロクラックの群生により 大きな破壊すなわち地震が発生することが分っている。マイクロクラックを既に生じた岩石にさらに荷重を加えると低い応力でクラックを生じる (星野 1969)。SCHOLZ and KRANZ (1974) は 花崗岩に繰り返し荷重を加えると 最初はマイクロクラックの発生に 1,100~1,500 bars の差応力が必要であったものが 18回目の荷重サイクルでは 300 bars (剪断応力では 150 bars) でマイクロクラックが発生するようになったと報告している。この実験から きわめて長時間造構応力の作用を受けていると 非常に低い差応力で地震がおきる可能性があることが分る。したがって差応力の特に大きい所では地震発生の可能な応力状態に十分達していると考えられる。



第9図
バルティック・シールド地域における水平主応力成分 σ_{H1} , σ_{H2} と深度 h の関係と差応力 $\sigma_{H1} - \sigma_{H2}$ (HAST, 1973)

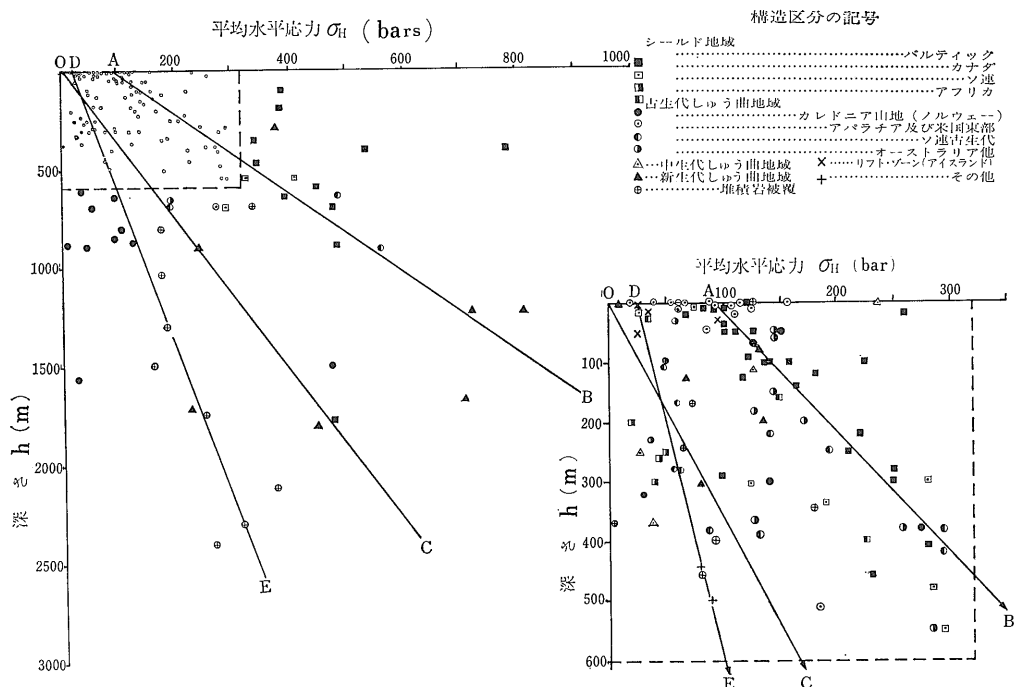
きる絶対応力の測定データを集め 平均水平応力 σ_H と深さの関係図を作成し 構造運動の地域区分との関係を示した (第10図)。第10図中で O C線は岩石の密度を $2.7g/cm^3$ とした場合の上載岩圧 (累積荷重) に平均水平応力が等しいとした場合の関係である。

$$\sigma_H = 0.27 h \quad \dots\dots\dots(5)$$

8. 地かく応力の分布

RANALLI and CHANDLER (1975) は 世界中の信頼で

世界中の応力測定の集成図であるため 点はO C線の両側に相当散らばっている。 A B線とD E線の付近に



第10図 平均水平応力 $\sigma_H = (\sigma_{H1} + \sigma_{H2})/2$ と深さとの関係と地質構造区分 (RANALLI and CHANDLER, 1975 により少し改変)

特に多数分布している。

AB線は HAST (1969) がスカンジナビア等の応力測定値にあてはまる関係として提案した線で 次式のようになる。主に先カンブリア系からなるシールド地域のデータにあてはまる。

$$\sigma_H = 93 + 0.5h \quad \dots\dots\dots(6)$$

上載岩圧より大きい平均水平応力が作用しており鉛直応力より平均水平応力の方が大きいと考えられる。平均水平応力の方が大きくても必ずしも鉛直応力が最小圧縮応力になるとは限らないので逆断層が生じるとは必ずしもいえない。しかし水平圧縮応力が卓越する状態にあることは明らかであるから簡単に水平圧縮の状態と呼ぶことにする。

DE線の方は BULIN (1971) によって卓状地の被覆堆積岩中の平均水平応力成分と深さとの関係に合う線として提案され 次式のように表わせる。

$$\sigma_H = 25 + 0.13h \quad \dots\dots\dots(7)$$

ごく浅所では上載岩圧より平均水平応力が大きい。が深部では上載岩圧より小さくなり全体として水平伸張の状態にある。

雑然としてはいるが第10図の各点の測定場所を細かく調べるとある程度の規則性が読みとれる(この論文には各測定点毎の場所は省略した。興味ある方は原論文 RANALLI and CHANDLER (1975) を参照されたい。以下に述べる解釈は著者独自の判断によるもので原論文とは相当異なるしまたさらに他の解釈も当然ありうる)。

ソ連を除くシールド地域では全てAB線付近に測定値が分布する。すなわちシールド地域では水平圧縮が卓越する。原論文ではコラ半島の測定例をソ連のシールド地域に入れていたがむしろバルティック・シールド地域に入れるべきであるので修正した。そうするとソ連主部のシールド地域の測定例はすべて水平伸張の状態にある。

古生代しゅう曲地域ではアパラチアおよび米国東部とオーストラリア等で水平圧縮が大きい。ノルウェーのカレドニア山地とフランスは水平伸張の状態にありソ連の古生代しゅう曲地域では3例のみ水平圧縮で大部分は上載岩圧とほぼ釣り合っている。

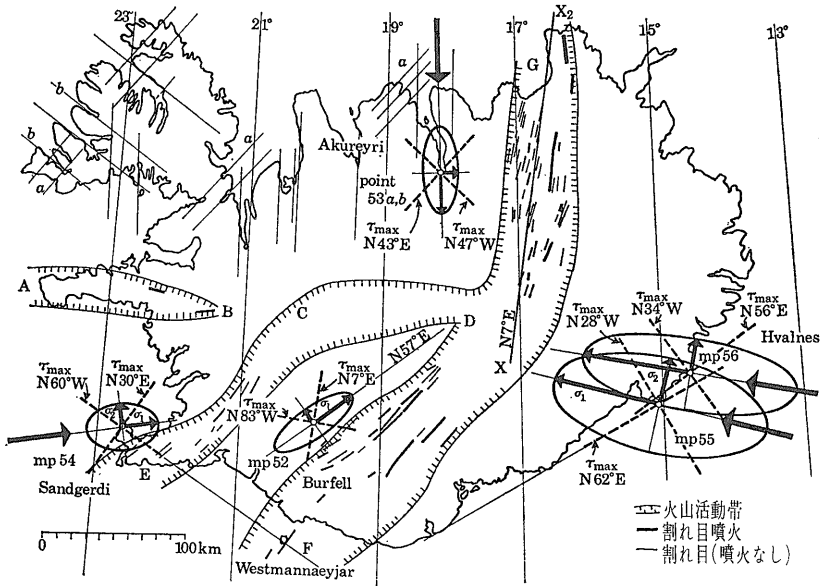
中生代しゅう曲地域ではアイダホとマラヤとブリテイツシュ・コロンビアで水平圧縮が観測されているがアイダホとマラヤでは上載岩圧に近い測定値もありネ

バダでは水平伸張である。新生代しゅう曲地域ではアルプスのモン・ブランとウズベクで水平圧縮が測定されているが多くは上載岩圧に近い。テキサスを除く未しゅう曲の被覆堆積岩地域(南アフリカの測定例が多い)と西ドイツの2例とはほぼ正確にDE線に乗っている。リフト・ゾーンはアイスランドの地表近くの5例だけでAB線近くに2点DE線近くに3点と分れている。

全体として古い造構造運動を受けた地域ほど水平圧縮状態にあり新しい造構造運動地域や未しゅう曲の地域では水平伸張になっている。ここでは簡単のため水平圧縮と水平伸張という言葉を用いたが平均水平応力の大きさによって分けたもので必ずしも実際に水平に圧縮あるいは引張られているというわけではない。地かくの上昇・沈降も相当の影響を持っている。地かくが上昇・削剝されると鉛直応力は解放されやすいが水平方向には束縛されているので水平方向の応力の解放は遅れる。したがって水平応力が鉛直応力より大きくなる。沈降地域では逆に水平応力が小さくなる。例えば著しい水平圧縮状態にあるバルティック・シールド地域に隣接するノルウェーのカレドニア山地は水平伸張の傾向にある。バルティック・シールドは氷河期におおっていた氷河が解けた後上昇を続けている。他方ノルウェーはフィヨルド等沈降地形が見られ沈降していると考えられる。

著者の考えでは間隙水圧の影響もある。水が流出し間隙水圧が低下すると岩石の体積は収縮する。このとき水平方向には拘束されているので水平方向の応力は低下する。水が流入すれば逆に水平圧縮になる。未しゅう曲の被覆堆積岩地域でテキサスのみが水平圧縮で他は水平伸張であることは水の影響が大きいと思われる。人為的な排水のために人工的に水平伸張をつくり出している可能性も大きい。岩石の弾性係数から考えて0.1%の収縮でも数10 bars~数100 barsの応力変化を伴いするので無視できないファクターであり特に鉱山での測定の際には注意する必要がある。

現在まで行なわれた応力測定のうちで地質学と地球物理学の分野にもっとも大きい衝撃を与えたものの1つはHAST (1973) によるアイスランドの応力測定である(第11図)。いわゆるプレート・テクトニクス・モデルではプレートの伸張によってアイスランドに見られるようなリフト・バレーが形成されたと考えるのが普通である。しかしHASTの応力測定では明らかに圧縮応力が検出され特にアイスランド東部の2点ではリ



第11図
アイスランドにおける応力測定 (HAST, 1973)。応力だ円は水平圧縮応力の大きさと方向を示す。測定された応力はすべて圧縮であった。

フト・バレーの軸に垂直に最大水平圧縮応力が観測されている。これは明らかにプレート・テクトニクスの従来のモデルに反する。

SYKES and SBAR (1973) も 発震機構と応力測定から プレート内には大きな水平圧縮応力が作用している

ことを指摘した。水平圧縮が鉛直方向の応力より大きいことが多いことは 第10図を見ても明らかである。著者らは最近 (KOIDE and BHATTACHARJI, 1975) マントルから高压のマグマがリフト・バレーの直下に貫入しているというモデルで リフト・バレーの形成・リッ



第12図 応力測定で実測された水平最大圧縮方向の分布図 (RANALI and CHANDLER, 1975)

ジでのプレートの成長・プレート内の水平圧縮応力が同時に説明できることを示した。

構造区分と応力の関係も水平圧縮で説明できる。古いしゅう曲地域の岩石は剛性が大きなのでプレートの圧縮力が浅所まで伝わる。若いしゅう曲地域では浅部の岩石はまだ柔軟なのでプレートの圧縮力は剛性のプレート下部で支えられ上部にあまり伝わらない。既に圧縮されていたプレート上に堆積した未しゅう曲堆積岩にはプレート圧縮力は伝わらず圧密・収縮により伸張状態になる。仮説が正しければマグマ貫入がプレート移動や地震の原動力ということになる。

第12図は RANALLI and CHANDLER (1975) によって収集された現場応力測定による応力方向の分布である。利用できるデータは少なく空所が多いのでこの図から世界的な造構造運動を論じることは困難で信頼できるデータがもっと多くなることが望まれる。データの多い所は限られているがスカンジナビアでは大西洋岸にほぼ垂直な最大水平圧縮軸が大西洋プレートの押しを示唆している。米国中東部では北東-南西方向の圧縮が目立つが大西洋岸の北東部ではほぼ南北の最大圧縮軸になる。

日本の鉱山では応力解放法による現場応力の測定が相当古くから行なわれ技術的水準は高いが公表された測定数は日本の複雑な地質構造を論じるには不十分である。長野県大町市の新高瀬川地下発電所等で東西方向の強い水平圧縮が測定されており(平松他 1974) 発電機構(ICHIKAWA, 1971)や地質構造と適合している。

9. むすび

地震予知に役立てるためには日本の各地で絶対応力の測定をし広域的応力状態を明らかにする必要がある。工学的な目的の現場応力測定のみならず地震予知や構造地質学の問題を解明する目的での応力測定も行なうべきである。現在は決定的に有効な応力測定の方法はないので各種の測定方法を併用しなければならない。地震予知のために間隙水圧の測定や地震の制御を含めた総合的応力解析を行なう必要がある。そのためには日本ではまだあまり試みられていないが大深度のボーリング孔を利用した水圧破砕法により深部の情報を得ることを中心とし応力解放法により精度の向上を計りX線による残留応力測定や発電機構によってさらに広範囲の情報を得て地質構造解析の結果と共に総合的に地かくの変形状態を明らかにして始めて地震の危険がある異常状態かどうかを知ることができるようになる。

参考文献

- ANDERSON, E. M. (1942): Dynamics of Faulting, Oliver and Boyd, Edinburgh, 206 p.
- BULIN, N. K. (1971): The present stress field in the upper parts of the crust, *Geotectonics*, 3, 133-139.
- 石島洋二・鈴木光 (1970): ポアホールを利用する岩盤応力測定に関する理論的考察 第3回岩の力学国内シンポジウム講演集 131-136.
- FRIEDMAN, M. (1972): Residual elastic strain in rocks, *Tectonophysics*, 15, 297-330.
- HAIMSON, B. C. (1975): The state of stress in the earth's crust, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13, 350-352.
- HAIMSON, B. and FAIRHURST, C. (1970): In situ stress determination, in *Rock Mechanics—theory and practice*, W. H. Somerton, ed., AIME, N. Y., 559-584.
- HAST, N. (1973): Global measurements of absolute stress, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 274, 409-419.
- 平松良雄・岡行俊・伊藤英文・田中豊 (1974): 岩盤内の地山応力と地学的に推定される地殻応力との関連について 材料 23 380-386.
- 星野一男 (1969): 地殻浅所における ductile 変形について 地震学会予稿集 p. 48
- HUBBERT, M. K. and WILLIS, D. G. (1957): Mechanics of hydraulic fracturing, *Trans. AIME*, 210, 153-166.
- ICHIKAWA, I. (1971): Reanalyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926-1968, *Geophys. Mag.*, 35, 207-274.
- KEHLE, R. O. (1964): The determination of tectonic stress through analysis of hydraulic well fracturing, *J. Geophys. Res.*, 69, 259-273.
- KOIDE, H. and BHATTACHARJI, S. (1975): Mechanistic interpretation of rift valley formation, *Science*, 189, 791-793.
- 小出 仁 (1975): 第2回破壊力学と地震源機構に関するペンローズ会議に出席して 地質ニュース 255号 p. 19-25
- NUR, A. (1974): Tectonophysics: The study of relations between deformation and forces in the earth, in *Advances in Rock Mechanics*, 1-A, National Academy of Sciences, Washington D. C., 243-317.
- RALEIGH, C. B. (1974): Crustal stress and global tectonics, in *Advances in Rock Mechanics*, 1-A, National Academy of Sciences, Washington D. C., 593-597.
- RALEIGH, C. B., HEALY, J. H. and BREDEHOEFF, J. D. (1972): Faulting and crustal stress at Rangely, Colorado, in *Flow and Fracture of Rocks*, *Geophys. Mono.* 16, A. G. U., Washington D. C., 275-284.
- RANALLI, G. and CHANDLER, T. E. (1975): The stress field in the upper crust as determined from in situ measurement, *Geologische Rundschau*, 64, 653-674.
- SCHOLZ, C. H. and KRANZ, R. (1974): Notes on dilatancy recovery, *J. Geophys. Res.* 79, 2132-2135.
- 鈴木光 (1973): 岩盤力学と計測 内田老鶴園 東京 339 p.
- SYKES, L. R. and SBAR, M. L. (1973): Intraplate earthquakes, lithospheric stresses and the driving mechanism of plate tectonics, *Nature*, 245, 298-332.