# 第2章 体積歪計観測とデータ解析

## 2.1 テストフィールドにおける試験観測

## 2.1.1 序言

内陸直下の地震の前兆を捕捉するためには、断層破砕帯のような特異地域における地盤の動きを 観測することが有効である、というのがこの特別研究における当初の考え方である。この考え方に 基き、南部フォッサマグナ入山断層沿いの静岡県由比町(図2-1-1)において、1987年1月から付近 一帯の地震観測と共に2台の埋込式体積歪計(以後体積歪計または歪計と略記)による地殻変動の 試験観測を行った。1989年2月までの観測期間中に地震に関連する歪変化が観測されたのは、1987 年12月の千葉県東方沖地震のような比較的遠方の地震の際のコサイスミックな変化だけであり、由 比周辺の地震活動に関連する歪変化は見つかっていない。この観測での特徴は、地震活動とは直接 関連がないものの、ステップ状の歪変化が顕著に見られたことである。気象庁の伊豆大島や御前崎 の観測点等の体積歪計でも、地震時以外に歪ステップが観測されており、地震や火山等の活動との 関連性について議論される場合がある(例えば、沢田他、1984;二瓶他、1987)。しかし2.2節で述 べるように、歪ステップには発生の仕方に規則性が見られず、発生場所が遠いのか近いのか不明で



図2-1-1 由比観測点周辺の広域的地学環境。観測点は南部フォッサマグナの入山断層沿いに位置する。

ある上に,原因も人為的なものか自然発生的なものかも不明といってよいものが多い。このような 歪ステップの発生を地震や火山の活動と直ちに関連づけて議論することには非常に問題が多いとい わなければならない。歪ステップについては,まず実態を根本的に明らかにする必要があり,その ためには観測条件を整えた上で系統的な調査を行っていくことが必要である。

本特別研究では, 歪変化とともに気圧, 雨量, 水位などの環境要素の観測を同時に行ったため, 歪ステップの発生挙動をこれらの環境要素の変化と比較することができ, そのうえ2台の体積歪計 による観測で, 発生場所や規模など種々の側面から見ることができた。以下では, 由比観測地点の 体積歪計の設置直後からの歪変化について述べると共に, 室内実験の結果と照らしあわせながら歪 ステップの発生の物理的意味を考える。

2.1.2 観測の方法

(i) 体積歪計設置場所の選定

この歪観測の一つの特徴は、従来体積歪計が比較的地盤の良い場所を選んで設置されているのに 対して、図2-1-2に示すように南部フォッサマグナの断層系の中の破砕帯という特殊な場所に設置さ れたことにある。このような場所では軟弱な地層の中にステンレス鋼製の地中変換部(後述)が埋 設されることによって観測孔周辺に応力の集中を生じやすく(吉川, 1987), 安定した歪変化を捉



図2-1-2 由比観測点周辺の地学環境。体積歪計の設置地点は浜石岳層群(西側)と蒲原礫層(東側)に挟 まれた入山断層の破砕帯にある。 えるのには不向きであると見られる。しかしながら、断層はそれを挟む地殻ブロック相互の運動を 敏感に反映することや、地下深部と直接つながりをもつ可能性が考えられるため、地震の前兆現象 を捉えるのに都合がよいという見方をすることもできる。実際、前兆現象はそうした断層破砕帯で 観測されやすいという報告も多い。この観測のもう一つの特徴は、2台の歪計による並行観測であ る。前述のように、体積歪計の示す変化には歪ステップのように発生場所や原因の不明なものが含 まれている。このため、観測される歪変化が局所的な現象であるか否かを判断する手段として、2 台の体積歪計を約30mと近接した場所に設置することにした。図2-2-2に示すように、観測点の付近 には、由比川に沿って南北に走る入山断層(左ずれ)を境として、西側には新第3紀層の浜石岳累 層が広く分布し、東側には第4紀の蒲原礫層が分布する。観測点は由比町東室野の河川敷用地内に 設けられ、観測孔は2本とも断層破砕帯内の浜石岳層群の分布域に掘られた。表2-1-1に地質柱状図 を示したが、2本の観測井から採取されたコアサンブルには泥岩質砂岩が多く組成は似通っている ものの、礫岩の混入率や帯水層の深度などに差異が認められる。

## (ii) 観測井戸の設営

観測井戸の設営にはいわゆるフルホールセメンティングの方法をとった。すなわち,まず所定の 深度(約50m)まで口径約150mmの孔井を掘削した後,孔壁の崩落防止と表層水の侵入防止のため, 保護パイプ(ケーシングパイプ)を挿入し,孔壁と保護パイプとの間隙にセメントミルクを流し込 んで固定するというものである。今回は地下水観測を行うため,保護パイプの途中に取水管を設け た。そのため保護パイプには次のような工夫を施した。まず取水管の深度より深いところまで保護 パイプの外側にセメントミルクを流し込んで固める。予め保護パイプの外側には取水管上下からの 泥水の侵入を防止するため,膨潤ゴム(水を吸い込むと体積が膨張するゴム)を取水管の上下2箇 所に巻き付けておく。取水管を連結した後,保護パイプを地表まで連結し,最後にセメントミルク を孔壁とパイプの間隙に注入する。結果として取水管の部分はセメントミルクを排除したことにな る。なお取水管は帯水層の深度を考慮し,No.1の井戸は40-43mに,No.2の井戸は31-34mの区間 にそれぞれ設けた。

## (iii) 体積歪計地中変換部の設置

この観測に用いられた体積歪計は、明石製作所のABSM-2型で、地上増幅部が一体形であるこ とや地中変換部にセントラライザーが付いたこと等を除いて、従来より気象庁で使用されているも のと同型式(例えば、末廣、1983)である。地中変換部の設置については気象庁の南関東地域の観 測地点への設置の際に用いられた方法(二瓶他、1987)に従った。図2-1-3に地中変換部の設置状況 を示す。設置作業のおおまかな工程は次のようなものになる。保護パイプ外周部のセメントミルク が固結の後、地中変換部設置部分にあたる孔底部の掘削・洗浄を行う。その後、一定量のモルタル

# 表2-1-1(a) No.1の観測井の地質柱状図

標 尺 m	深度 m	柱状図	地質図	記  排							
-	4 50	0 0 0	盛土	玉石混じり土砂							
5	9 00	۲ م ۲ م ۲ م ۲ م	泥岩 (断層破 砕帯)	泥岩勝ちの砂岩・泥岩互層 全体に弱粘土化破砕帯 泥岩:黒灰色軟質							
10	0.00		砂岩	8.60-9.10m ノンコア (泥質砂岩~砂質泥岩) 他は灰質の棒状コア							
15				15.70-16.00m <i>φ</i> 2-5cm角礫状コア							
	17.70		泥岩・砂 岩不規則	16.90-17.70m φ1-5cm岩片状コア 17.70-21.10m スランプ層 泥岩は角礫状に 別離							
20	21. 10		互間 砂岩	21.10mに85°のスペリ面 21.00-21.25m φ1-3mmの小岩片に砕ける							
25				21.80-22.00m 岩片状コア 23.10-23.50m φ3-5cmの岩片 この付近全体に泥質岩と砂質岩が混合							
30	- · · ·										
35	34.00	~~~~		32. 80m~70 00 m型 32. 90-33. 00m φ1-5mm岩片状 34. 00-34. 35m 断層破砕帯 35. 25-35. 75m 粘土化带							
40	37.30 37.70 39.90		- 泥岩 砂岩 - 泥岩	38.80mに65。層理発递 38.90-39.10m φ1-5mmの岩片 39.90-40.00m φ1-5mmの岩片							
	41.00			39.90-41.00m 全体にやや破砕し再固結							
45	42.50		泥岩	暗灰色,砂混じり泥岩							
	47.65		砂岩 泥岩	泥質砂岩 47.65-48.15m φ0.5-2cm岩片							
50	51.50		砂岩	48.15m以深 棒状コア							
L	L		L								

- 68 -

## 気象研究所技術報告 第32号 1994

# 表2-1-1(b) No.2の観測井の地質柱状図

<u> </u>		i	<u> </u>	
標		÷.		
尺	深度	柱状図	地質名	記事
m	m			$\frac{1}{2} \sum_{i=1}^{n} \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{n} \frac{1}$
			<i>Б</i> ₩	王子時にも上が
}		0.0	in L-	上田にしり上の
ł		• 0		
	4.50	<u>, , , , , , , , , , , , , , , , , , , </u>		
5			砂岩	軟質の泥質砂岩, 一部シルト岩砂岩互層
	7.20		Y64 14.1	全体に Ø 3-4cm角礫に砕けて再固結し
1	1.30-		ГКА	92 年4天
			砂岩	7.20-7.30m め1-5mm小磁岩
10				9.00-10.00m 5-10cm間隔のスベリ面
				面に沿い砕け易い
	12 20	·	i Barton Katalogi	
	13.30		1 - 1 - 1 - 1	13.30m付近70 暦理 泥岩砂岩碑岩の五窗
15			1 A.	「「「「「「「」」」「「」」「「」」「」」「」」「「」」「」」「」」「」」「」
	17.50			全体に軟弱であるが著しい破砕なし
	10 65		泥岩	棒状コア
20	19.05	• • • • •	确是	19.05町40 町間スペリ団 よ1-10mm現在広山港県在泥港鉱雄浜の瑞
	4.1		*** 10	単1 10mm4 C女田石照 C 化石寧和極の味 悲質は中均砂質
1				
		· · · · · ·		
25	24.75		74514	24.75m付近 礫岩から粗粒砂岩に漸移
25	26.50		11975	26 50m17次 浪歩の化輝化雨転歩
			泥岩	
20	20.00		76614	
30	31 46		「「「「「」」「「」」「「」」「」」「「」」」	30.00m 65 スペリ団 31 46-31 05m 747かれ 古河政策部署
	31.95 -	~~~~~		51.40 51.55篇 波叶仁,中议真和松
	32.75	~~~~~~	破砕帯	32.75-33.55m 粘土化,砂状化,脆弱化
	33. 55		泥岩	一部礫岩海層挟在
35	35.20-		礫岩	
1	35.50		7小地	36 75_36 00m 7维持
			12/13	39,00-42,00m 破岩と泥岩の仏礁北万岡
40				
		•		41.30-41.60m 70 礫岩層 42.05-43.20m 海道1 たままた 日本い
				44,00-44,10m 密遊した割れ日多い   44,00-44,10m 密遊した割れ日多い
1				
45				45.00-45.20m 密着した割れ目多い
			1 - N	45.90-46.10m φ5-7cmの岩片
	48.80			48 80m 70°-80°の桁系
			泥岩	
50	50.00			and the second second second second second second
ļ		· ·		
<u> </u>	·····		·	

- 69 -



 図2-1-3 2台の体積歪計地中変換部の観測井内の設置方法。取水口 (Strainer)は観測井のコアサンプルと地質柱状図,ならび に温度・電気検層の結果に基づく帯水層の深度(No.1は41-45m, No.2は31-35m)に設けられた。

12 87 184 St. 5. 197 M

セメントをベーラーと称する容器を用いて孔底から流し込み裸孔部分を完全に埋める。そして地中 変換部を降下させ、モルタルセメントの中に沈め着底させて工程を終了する。地中変換部の上下両 端には、本体の外径よりやや大きいステンレス鋼製の4枚の板(セントラライザー)が取り付けら れているので、容器と孔壁の間隔が等しく保たれ、地中変換部全体が大きく傾くこともなく固定さ れる。

(iv) 歪計測の方法

体積歪計の地中変換部は,直径114mm長さ約3m肉厚3mmのステンレス鋼製の薄肉円筒容器であ る。地殻歪の測定には,周囲の岩盤の歪によって生じた円筒容器の変形を内部のシリコンオイルの 上下変位に変換し,さらにその変位量をシリコンオイル上部隔壁の隘路を通じ,ベローズにより拡 大検出するという方法をとっている (Sacks et al., 1971)。 ただしベローズの伸縮量には弾性限界 があるため,変位量がある一定の値を越えると,上部隔壁のもう一つの通路のバルブが自動的に開 かれベローズ内外の圧力差を解放する機構が備わっている。結局体積歪計で直接測定される量は, 周囲の岩盤の歪変化に応じた地中変換部容器の容積変化量であることになる。ここで仮に周囲で温 度変化が生ずれば、測定量にシリコンオイルの膨張・収縮の影響が付け加わる。温度変化は地中変 換部設置直後のモルタルセメント硬化中に顕著に現れると考えられる。地中変換部が設置の際どの ような挙動をするかを調べるため、今回の観測では地中変換部の着底後速やかに地上増幅部とのケ ーブルの結線を行い、モルタルの固結前からの歪変化を観測した。

(v) 環境要素の計測

体積歪計で観測される歪変化には、気圧変化、降雨、地下水などの影響が含まれることが知られ ており、真の歪変化を捉えるためには、歪変化と同時に、少なくともこれらの環境要素の変化を知 る必要がある。このため、今回の観測では1987年11月から、気圧、降水量、および観測井内の水位 と水温の計測を同時に行った。これらの計測器と体積歪計の配置を図2-1-4に示す。また、観測機器 の仕様については表2-1-2に示した。

以上の歪及び環境要素の観測データはすべて分解能12ビットで10秒間もしくは1分間毎の値がディジタル収録された。観測当初から1987年11月までは由比観測点で収録を行ったが、それ以後は1989年2月まで静岡地方気象台へ専用回線による伝送を行いそこで収録した(機動観測の項を参照)。





- 71 -

表2-1-2 環境要素観測用センサー仕様

センサー	型名*	測定範囲	アナロク電圧出ナ	) 精度	分解能	測定方式**
気圧計	QP202AGA851	860-1055mb	0-10V	±0.5mb	0.1mb	振動式
水位計	QWP-5-103D	0-10m	0-10V	± l cm	1 mm	水晶式
水温計	MES-5588	0-40°C	0-10V	±0.1℃	0.001°C	水晶式
雨量計	QW-821A	0-100mm	0-10V	± 2mm	0.1mm	貯留型重量測定式

★ 明星電気社製

\*\* 復調器(QWP-841)に接続

## 2.1.3 長周期(LP)成分に見られる歪変化

(i) 体積歪計設置直後の変化

体積歪計地中変換部の設置から約1カ月間に観測された歪変化を図2-1-5に示す。体積歪計の地上 増幅部では、分解能を向上させるため周期が数十秒程度から無限大までの帯域の長周期(LP)成分 と、周期数秒から数時間までの短周期(SP)成分とに分けて出力される。ここではまずLP成分を見 ていく。図2-1-5によると、No.1,No.2共に、設置直後は10<sup>-4</sup>以上の収縮を示し、その数時間後に 反転し膨張を示したことがわかる。この観測の当初は地中変換部内の温度計測を行っていなかった 為、設置直後の温度変化に付いては不明であるが、小田原における2層式体積歪計の地中変換部設 置の際の歪と温度の観測結果(吉川他、1989)によると、設置直後の温度の上昇・低下はLP成分の 収縮・膨張の動きに対応する。前述のように、シリコンオイルの熱膨張があればベローズが上昇し 歪変化としてはあたかも収縮が生じたように見られる。モルタルは初期の数時間は未固結であり、 地中変換部を周囲から圧縮するほどの高い応力を生じることはないので、ここで観測された収縮は、 おもにモルタルの発熱によって生じたシリコンオイルの熱膨張による見かけのものであるというこ とができる。数時間程度で歪変化が見かけ上膨張に転じることも、反応終了後に温度が低下するた めに生じたと見られる。

(ii) 体積歪計設置後1か月から1か年の間の変化

図2-1-6に体積歪計の地中変換部設置から約1カ月後の1987年2月から同年12月までの期間におけ る,LP成分(No.1とNo.2),気圧,SP成分(No.1とNo.2),および降水量のそれぞれの変化を 示した。LP成分を見ると,No.1とNo.2が共に膨張を示しており,特に4月頃までの急激な変化と それ以降の定常的な変化が対照的である。初期の急激な膨張については,次のような設置効果が原 因と考えられる。すなわち,1つは前述のモルタルセメントの冷却に伴うシリコンオイルの収縮に よる見かけの膨張,もう1つは掘削直後に生じた観測孔周辺の応力集中やモルタル内部の初期応力

- 72 -



図2-1-5 2台の体積歪計設置直後に観測された歪変化。短周期(SP)成分にみられる-2×10<sup>-6</sup>の変化 はバルブ開口(本文参照のこと)によるもの。Iは観測開始時のバルブ閉鎖を示す。Aは人為的 擾乱。

(Sacks *et al.*, 1971)の緩和である。これに対してその後の定常的な膨張については,初期の変化 とは異なり,外部要因により生じていると見られるが,この原因については後述するように,かな り局所的な応力の変化——例えば体積歪計近傍の岩盤の応力変化などが考えられる。

(iii) 気圧応答

観測開始後約半年間を経過し長期的な変動がほぼ定常化すると、気圧変化に対する歪の変化も明瞭に観測されるようになった。そのため1987年4月から7月までの4カ月間のデータをもとに2本の体積歪計出力の気圧に対する応答を調査した(小泉他,1988)。この場合,歪のデータはLP成分



87 2 1D OH - 87 12 31D 23H : DT= 1HOUR

図2-1-6 体積歪計設置後1ヶ月から約1ヶ年(1987.2.1-12.31)の観測結果。上から順に、1、2番目が 体積歪計No.1とNo.2の長周期(LP)成分、3番目が気圧、4、5番目がNo.1とNo.2短周 期(SP)成分、6番目が気象庁清水観測点の降水量。

の出力に30時間から80時間のバンドパスフィルターを通した。しかし歪ステップの発生により気圧 との相関が悪くなる期間もあるため、気圧と歪の相関係数が0.95-1.0の範囲にある場合に限って求 めたところ、気圧係数 (気圧変化に対する歪変化の割合)の平均値は、No.1で1.9(±0.7)×10<sup>-8</sup>/ mb、No.2で2.5(±1.4)×10<sup>-8</sup>/mbとなった。これらの値は、図2-1-7で示すように東海・南関東地

- 74 -



図2-1-7 気圧係数の頻度分布。(1)と(2)は、それぞれ1号井と2号井についての値。その他のデータは 気象庁の31箇所の体積歪計によるもの(桧皮ほか、1983)。 Qualityは前章の分類による。ヤン グ率はモデル計算による推定値。

域31箇所の体積歪計について得られているものと比べるとやや大きい部類に属する。古屋・桧皮(1983) や吉川(1987)により示されているように周辺媒質の軟弱な観測点ほど気圧に対する歪の変化の割 合が大きくなる。もともとこの観測地点は孔井深度が50mと浅く、しかも断層破砕帯の中にあるため、 この気圧係数の値の大きさは付近の比較的軟弱な地盤強度を反映したものとみられる。

(iv) 地下水の変動との関連

図2-1-8は、1987年11月以降約1年間にわたり、歪観測と並行して2本の体積歪計と同じ井戸で観 測した水位と水温の変化を示す。この図によると、まずNo.1の井戸では水位に殆ど変化がないこと が判る。これは観測開始直後から水が孔口から溢れ出しているためで、以後一貫して水位が孔口よ り下降することが無かったことが判る。これとは対照的に、No.2の井戸では5mm程度の緩慢な変 動が生じていた。この間気圧に対する応答は見られないので、いわゆる被圧地下水の変動を反映す るものではないと見られる。詳細にみると、水位の急増する時点は降雨量の多い時期と一致するが、 必ずしもすべての降雨の際に水位の増加が見られるわけではないので、付近の由比川の流水量のよ うな間接的な水の動きを反映している可能性が高い。

次に同図において水温の変動について見てみると、No.1の井戸では、日変化を除いて大きな変動 が見られないのに対し、No.2の方は、年間に0.02℃程度の変動を示しており、両方の井戸とも水位 の変動の大小と対応しているように見える。歪の長期的なトレンドは、No.1よりNo.2の方が膨張 の傾向が強く、やや動きが大きいが、地下水との関連は明瞭ではない。一方、No.2の井戸では、1988 年の初頭から春期にかけてスパイク状の変化を頻繁に繰り返しておりNo.1とは際だった違いを示す。 このスパイク状の水温変化は、次項で述べる歪ステップとは発生時期や現象の継続時間が異なり、

- 75 -



図2-1-8 体積歪計設置後1年から約1ヶ年(1987.11.5-1988.11.30)の観測結果
 上から順に、1番目から4番目までがそれぞれNo.1の観測井の歪LP成分, 歪SP成分, 水温,
 水位を、5番目から8番目がそれぞれNo.2の観測井の歪LP成分, 歪SP成分, 水温, 水位を,
 そして9番目,10番目はそれぞれ由比観測点の気圧と降水量を示す。

水位や降雨などとの関連も明瞭ではないため,原因は不明である。このように長期的にも短期的に も,水位と水温の変化を通してみた地下水の動きと歪変化との間には直接的な関連は認められない。

## 2.1.4 短周期(SP)成分に見られる歪変化(歪ステップ)

図2-1-6のSP成分に顕著に現れている通り、この歪観測では10<sup>-8</sup>-10<sup>-7</sup>程度の収縮のセンスのパル ス状の変化が頻繁に見られた。時間軸を拡大して、2日分ずつ3つの時期に付いて示したのが図2-1-9である。歪計設置当初(正確には埋設から10時間程度経過した後)から激しくパルス状の変化が 見られるようになり、やがてこの図に示すように発生頻度が徐々に減少していく様子が見られた。 このパルス状の変化とはLP成分でみるとほとんどの場合階段状の変化であり、これらを歪ステップ と称している。以下に歪ステップの発生状況について特徴を記す。

(i) 形状

歪ステップの形状は一口に云えば階段状の変化であるが,詳細にみると継続時間,振幅(ステッ プ量),発生形式(単発か連発か)などに違いがある。図2-1-10に典型的なパターンを示す。この 図でタイプCは、タイプAもしくはタイプBのものが続発した場合に見られるものである。図2-1-9に 示すように,体積歪計設置直後には発生頻度が多いため,このタイプのものが多い。一方,タイプ AとBの違いは、変化の仕方が速いか遅いか,または特徴的な周期が短いか長いかの違いである。こ のような単発形の歪ステップについて、1987年4月から1988年12月までの期間に発生したもので緩 和時間を調べた結果を図2-1-11に示す。これはタイプAのものとタイプBのものがどの様な割合で発 生しているかを見るために、現象の立ち上がりから終了までの緩和時間毎の頻度分布を示すもので



図2-1-9 体積歪計設置直後の歪ステップの観測例。左上の数字は設置後の経過時間(週)。



図2-1-10 歪ステップの形状別分類



図2-1-11 歪ステップの緩和時間別頻度分布。緩和時間 はSP成分でみた歪ステップの立上りからの継 続時間であり,振幅により規格化されている。

- 78 -

あるが、両者の明瞭な境界はなく連続的な分布をしていることがわかる。この図で緩和時間の長い 方を見ると、No.1、No.2の体積歪計で、数の減り方に同様の傾向が見られる。これに対し緩和時 間の短い方では、No.1のほうが相対的に多く、短時間の現象が多いことを示している。

立ち上がり時間についてもこのような傾向がみられる。立ち上がり時間とはSP出力でみた場合の, 現象の開始からピークに達するまでの時間(1分値)である。図2-1-12は歪ステップの立ち上がり 時間毎の頻度分布を示したが,これによると,No.1では1-2分,No.2では3-4分のものが最も多く, やはりNo.1の方が速い現象が多い。

以上のような違いが生じるのは、体積歪計の特性が異なるためなのか、あるいは歪ステップその ものが異なるためなのか、という問題が生ずる。これに関連して、図2-1-13に示す千葉県東方沖の 地震の際の歪ステップを見ると、No.1とNo.2では変化の仕方に明瞭な違いがあることが判る。こ れによれば、同じ入力に対してNo.1の方がNo.2よりも振幅が大きくしかも立ち上がりが鋭い、い いかえれば、No.1の方が感度が大きく、速い現象によく追随することがわかる。したがって、体積 歪計の特性が異なることが歪ステップの形状の違う原因とみられる。2台の体積歪計の電気・機械 特性は全く同等であるので、違うのは周辺の地盤の力学的特性および体積歪計地中変換部と周辺地 盤とのカップリングということになる。

なお、降雨に対応する歪変化はいくつか観測されているが、この場合には図2-1-14に示すように、





図2-1-12 歪ステップの立上り時間別頻度分布。 立上り時間は歪ステップの立上りか らSP成分でのピーク時刻までの時間 (1分値)。

図2-1-13 地震時の歪ステップの記録(1分値)。 1987 年12月17日の千葉県東方沖地震(M6.7)の際 のもの。

#### 気象研究所技術報告 第32号 1994



図2-1-14 降雨時の歪変化の記録例。上から順に、No.1とNo.2の歪LP成分、気圧、降水量(1分値)、
 No.1とNo.2の観測井の水温,No.1とNo.2の観測井の水位をそれぞれ示す。5月29日22時前後の降雨の際、2台の体積歪計でほぼ同振幅の縮み変化が見られる。

2本の歪計で同時に縮みの変化を示し、降雨強度の変化に対応する形状を示すので、上述の歪ステ ップとは一般的に変化の仕方が異なる。また、上述のような地盤の違いの影響が出る地震時の歪ス テップや気圧応答とは異なり、降雨に対する応答が2台の歪計でだいたい同振幅になることも興味 深い特徴として挙げられる。 (ii) 現象の規模

図2-1-9から明らかなようにNo.1とNo.2の歪ステップの発生に同時のものは殆ど見られない。2 台同時に(数分間以内に)歪ステップが観測された例は非常に少なく,両方の歪計で観測された歪 ステップ総数の1パーセント以下にとどまる。この事実は,ほとんどの歪ステップの発生源の寸法 が大きくても2台の歪計の間隔程度の大きさであることを示している。

次に, 歪ステップの大きさに代表的なものがあるかどうかを見るため, SP成分の出力で振幅別の 頻度分布を調べてみた。この結果, 図2-1-15で示したように, 振幅の大きいものほど頻度が少なく なり, 単調に減少する傾向があることがわかった。この傾向は地震や岩石の微小破壊の際に発生す るアコースティックエミッション (AE) で見られるような石本-飯田の関係式 (1939)

$$n(a)da = ka^{-m} da, \qquad (1)$$

(ここでn(a)daは振幅がaからa+daの範囲にあるイベントの個数.kおよびmは定数)に従う。つまり歪ステップも地震や岩石のAEと同様,一種の破壊もしくはそれに類する現象を反映している可能性がある。

さらにmの値には時間の経過と共に減少する傾向が見られる(吉川他,1989)。この傾向について は今後の推移を見てさらに検討を加える必要があるが,かりに事実とすれば,前震や主破壊前のm値 の低下(例えば,Mogi,1962)とは意味が異なり,媒質と地中変換部が一体となって安定化していく 過程を反映していると思われる。一方小振幅の方では,若干の折れ曲がりが見られるが,この屈曲 点はSP成分のノイズレベル:1~2×10<sup>-8</sup>と比べると有意に大きく,観測上の原因によるものとは 考えにくい。しかし,この原因については現在のところ不明である。



図2-1-15 由比の体積歪計における歪ステップの振幅別頻度分布(積算
 値)。 白丸と黒丸はそれぞれ体積歪計No.1とNo.2のもの。

(iii) 発生頻度の時間的変化

歪ステップの発生回数の時間変化について1987年2月から1988年12月の期間でみると、図2-1-16 で示すように、初期には頻繁に発生していたが、その後急速に減少し、やがて散発的な発生様式に 変わっていったことがわかる。ここで図2-1-17のように、横軸をそれぞれの体積歪計の設置日を基 点とする時間、縦軸をそれぞれの時点での歪ステップの発生回数として、両対数スケールで表すと、 No.1とNo.2の体積歪計に付いて共に、発生回数は直線的に減少する傾向を示す。このとき時刻に おける歪ステップの発生頻度n(t)は、地震の余震回数の時間的変化でみられる改良大森公式(宇津、 1957など)と同様に、

$$n(t) = A/(t+c)^{-p},$$
 (2)

(A, c, およびpは, いずれも定数)で表現される。また, 2 台の歪計についてこれらの直線の勾配 が殆ど等しいことは, それらの周辺の環境がきわめて似かよった力学的条件のもとにあることを示 している。しかし, 前述の通り, 歪ステップの形状はNo.1とNo.2では多少の違いがあり, 周辺の 地盤の違いが影響を及ぼしているとみられる。それにも拘らずここで殆ど等しいp値が得られたこと は, この値が体積歪計の感度と同程度に敏感には媒質の違いを反映しないことを示すと見られる。

なお、図2-1-16の下には同期間の付近の地震の発生回数を示したが、歪ステップの発生との関連



図2-1-16 由比の体積歪計における歪ステップの旬別発生回数。
 1 番下に由比周辺(北緯35.0-35.5度:東経138-139
 度)の深さ100km以浅の地震(M>3)の発生回数を示す。



図2-1-17 由比の体積歪計における歪ステップの発生頻度と各体積歪計設置時を 起点とする経過時間との関係

は見られない。

## 2.1.5 室内実験による検討

由比の体積歪計で観測される歪ステップはこれまで発生原因が不明であり,自然発生的なものか あるいは人為的要因によるものかさえ明確にされていなかったが,今回の調査の結果,電気的ノイ ズや機械的な原因を含め人為的要因の可能性は非常に低く,自然発生的であることがわかった。設 置当初から発生した歪ステップについて解析を行った結果を改めて記すと,このステップには,

①現象の空間的なスケールが局所的である,

②振幅別頻度分布が石本-飯田の式に従う、

③発生頻度の減少傾向が余震現象と同様に改良大森公式にしたがう、

などの性質があることが判った。これらの性質は、総じて歪ステップが局所的なスケールでの破壊 現象に関連することを示すと考えられる。

このような歪ステップの特性の意味について考察するため,体積歪計の室内モデル実験の結果(吉 川・小泉,1988)を次に示す。この実験で用いられた加圧装置と一部の測定装置を図2-1-18に示し た。箱型の容器(30cm×30cm×30cm)に種々の材料を詰め、中に歪センサーを埋め込み、外側か ら加圧板を介して水平力を加えることによって媒質を圧縮し、歪センサーの出力を測定するという ものである。歪センサーは、図2-1-19の右に示すように、半導体歪ゲージを真鍮製の円筒容器の内



図2-1-18 室内実験用加圧装置と測定装置の一部。歪センサーは, 直径25mm,長さ50mmの真鍮性円筒容器の内側に半導体 の歪ゲージを貼付けたもの。変位センサーは加圧板の水 平変位量を測定する。





図2-1-19 気象庁型体積歪計の地中変換部と実験用歪センサーの内部構造。

側面に90°もしくは120°間隔に貼りつけたものを使用した。実際の体積歪計は、図2-1-19の左側に示 すように、変換部容器全体の変形量を反映するのに対し、実験用の歪センサーは金属容器の局所的 な歪を反映し易い。しかしながら、いずれの方式で測定しても周囲の応力場の変化を反映するとい う点では本質的に同等であるといえる。

実験用歪センサーで観測される歪変化と歪ステップについて見てみると、長期的なトレンドに対 して歪ステップの方はそれを解消するセンスを示すことが多い。外力が加わった場合の歪ステップ の発生の仕方の違いを調べた結果を図2-1-20に示す。この図に示すように、歪ステップの発生回数 は砂よりも砂利のような粒径の不均一な材料の方が明らかに多い。さらに、鉛直応力と水平応力の 高い方が歪ステップの発生は顕著になる。砂利に歪センサーを埋め込んだ場合の歪ステップの振幅 別頻度分布は、図2-1-21に示す通り、石本-飯田の関係(①式)に従う。

以上のように実際の体積歪計と実験用歪センサーで同様の振幅別頻度分布が得られたことは,双 方の歪ステップに共通の物理的背景があることを示唆する。室内実験では,歪ステップの発生が周 囲の応力レベルの増加と共に活発化するが,これは媒質の構成粒子と歪センサー容器との間もしく



図2-1-20 室内実験における歪ステップ発生パターンの媒質の違いと応力レベルの違いの効果。横軸は加 圧板の変位量(時間軸に比例), 縦軸は単位時間当りの歪変化量。Sand(砂)は粒径5mm以 下, Gravel(砂利)は粒径10mm以下。



図2-1-21 室内実験における歪ステップの振幅別頻度分布(積算値)。 媒質は砂利。

はセンサー付近の粒子間で急激なすべりによる歪の解放が起こりやすくなるためと考えられる。実際の体積歪計では、周囲の岩盤との間にモルタルが介在するので地中変換部容器と岩盤が直接接す ることはないものの、地中変換部の設置から半日以内には歪ステップが発生を開始していることか ら見て、岩盤との境界付近でモルタルの固結に伴う微小破壊が発生している可能性がある。この由 比観測点周辺は断層破砕帯の中にあって構造的にかなり不均質である。このような破砕帯の構成地 盤とモルタルとの相互作用によって、微小破壊が発生する可能性は一層高くなると考えられる。

さきのLP成分の変化の様子から明らかなように、掘削直後の観測孔周辺は応力集中が生じている 上、モルタルの初期応力も存在することから、設置に伴う初期応力が歪ステップ発生の原動力であ るとするのがまず合理的であろう。歪ステップの発生回数の減少が何を意味するかということにつ いては、室内実験において歪ステップの発生が応力レベルの増減を反映することが見いだされたこ とから、初期応力の緩和を示している可能性が高い。一定応力下でも、微小破壊の発生頻度が時間 と共に減少する "遅れ破壊" (Mogi, 1962) が起こる場合があり、歪ステップの発生頻度の減少が 直ちに全体的な応力の低下を示すわけではない。しかし、遅れ破壊が生じていたとしても局所的な 応力の解放は起こるので、体積歪計周辺の限られた範囲で応力レベルの低下が生じていると見るこ とはできよう。

## 2.1.6 まとめ

由比テストフィールドの断層破砕帯で、30mという至近距離で2台の体積歪計による連続観測を実施し、地下水観測と並行して歪変化を調べた。歪の長期的傾向としては初期の数カ月間急速な伸び を示した後ほぼ直線的なトレンドが見られるようになったが、この観測では当初より歪ステップが 顕著に発生する状況が続いた。観測開始後1年間を経て低レベルの活動に変わってきたが,この歪 ステップは発生の仕方が2台の歪計で殆ど独立であるのに拘らず,振幅別頻度分布が石本-飯田の 式に従う,発生頻度の減少傾向が改良大森公式に従う等,共に破壊現象に特有の性質を示す。地下 水位や水温の変化など周囲の環境と歪ステップとの間では関連性が見られなかった。室内実験では, 実際のものと類似の歪ステップの挙動が見られ,応力レベルの増大時に歪ステップの発生頻度が増 加することが確認されている。このため実際の体積歪計で見られる歪ステップの埋設初期の発生は, 体積歪計設置直後の孔井周辺に生じた初期応力によって引き起こされた現象であると見られる。歪 ステップの減少傾向については,体積歪計周辺の応力緩和を反映していると考えられる。

以上の結果が他の観測点でもあてはまるかどうかは今後の検討課題であるが、この歪観測により、 少なくとも由比で観測されていた歪ステップが、局所的な破壊を反映する現象である可能性が示さ れたということができる。 (吉川澄夫)

#### 参考文献

- 古屋逸夫・桧皮久義,1983:気圧変化及びレーリー波入射に対する埋込式体積歪計の応答。験震時報,48, 1-6.
- 石本巳四雄・飯田汲事,1939:微動計による地震観測(1)地震動の大きさ,空間的分布.震研彙報,17,447-478.
- 小泉岳司・吉川澄夫・高山寛美・古屋逸夫・松本英照・吉田明夫・勝又 護,1988:静岡県由比町に設置し た体積歪計による試験観測(第2報)2つの体積歪計の気圧応答.地震学会講演予稿集,No.1,239.
- Mogi, K., 1962 : Magnitude-Frequency Relation for Elastic shocks Accompanying Fractures of Various Materials and Some Related Problems in Earthquakes (2nd Paper). Bull. Earthq. Res. Inst. 40, 831-853.
- 二瓶信一・上垣内 修・佐藤 馨, 1987: 埋込式体積 歪計による 観測(1)1976年~1986年の観測経過. 験震 時報, 50, 65-68.
- Sacks, I. S., S. Suyehiro, D. W. Evertson, and Y. Yamagishi, 1971 : Sacks-Evertson Strainmeter, Its Installation in Japan and Some Preliminary Results Concerning Strain Steps. *Pap. Met. Geophys.*, 22, 195-208.
- 沢田可洋・福井敬一・佐藤 馨・二瓶信一・福留篤男, 1984: 1983年三宅島噴火前後に伊豆大島の体積歪計 で観測された特異な現象、火山, 29, 三宅島噴火特集号,S141-S152.

末廣重二,1978:地殻変動の連続観測.「地震予知の方法」,東京大学出版会,117-145.

宇津徳治、1957: 地震のマグニチュードと地震の起こり方. 地震2, 10, 35-45.

- Utsu, T., 1970: Aftershocks and Earthquake Statistics (2)—Further Investigation of Aftershocks and Other Sequences Based on a New Classification of Earthquake Sequences. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser (VII), 4, 197-266.
- 吉川澄夫,1987:ボアホール式体積歪計と周辺媒質の相互作用――媒質の弾性定数の推定―. 気象研究所 研究報告,38,187-202.

吉川澄夫・小泉岳司, 1988:室内実験における埋込式体積歪計の動的挙動――第2報鉛直応力の効果について. 地震学会講演予稿集, No.1, 238.

吉川澄夫・小泉岳司・古屋逸夫・勝又 護・二瓶信一・佐藤 馨, 1989:2層式体積歪計による地殻変動連 続観測――温度変化に対する応答について.地震学会講演予稿集, No.1, 157.

## 2.2 東海南関東地域の埋込式体積歪計による観測データの解析

## 2.2.1 序言

気象庁では、1970年代後半から東海・南関東地域の約30地点で、ボアホール式体積歪計(Sacks and Evertson, 1968; Sacks *et al.*, 1971)による地殻歪の連続観測を行っている。これまでの観測 で地震波(Furuya, 1985)・気圧(檜皮他, 1983)・潮汐(福留, 1983)等に対する体積歪計のレ スポンスが明らかにされているが、その一方、原因不明のステップが現われる観測点や、永年変化 量が地殻の限界歪(5-10×10<sup>-5</sup>)を越えてもなお増加を続けている観測点があり、これらの変化が広 域の地殻変動に関連する現象であるかどうか、その物理的解釈が困難になる場合も少なくない。ま た、このような現象を解釈する以前に、地殻中の観測孔に設置した円筒容器の変形量から真の地殻 歪が得られるかどうかという原理的な問題がある。つまり、このような体積歪計の挙動が広範囲な 地殻活動を反映しているかどうかを明らかにするためには、まず原理的な問題として一様な応力場 中のボアホール内に設置された体積歪計と周辺媒質の力学的相互作用を明らかにし、広域的な地殻 歪との関係を調べる必要がある。

一方で上記の問題の他に熱擾乱や地下水の移動等,体積歪計周辺の局地的な現象の効果について も解明を進めていく必要がある。実際,地下水温や孔底温度に対する相関が各観測点で見出されて いる(檜皮他,1683:古屋他,1986:澤田他,1984)ほか,地下水位の変化と体積歪計の対応(吉 田他,1983:小泉他,1986)や,降水に対する体積歪計のレスポンス(二瓶・檜皮,1983)がそれ ぞれの観測点で得られているが,それらの挙動は観測点によって異なっており,いずれも個々の観 測点周辺の局地的な現象を反映している可能性がある。従って,観測される歪の中からこれらの現 象による影響を取り除き,広域応力場の変動に基づく歪変化を見出す為,種々の外力に対する体積 歪計のレスポンスを評価しておくことが重要である。

以上の観点から本論では、静的な圧縮力下の体積歪計の挙動に対して、主に媒質の弾性的性質に よる効果を調べ、ボアホール内体積歪計容器と周辺媒質との相互作用を明らかにする。体積歪計の 外力に対するレスポンスはこれまで2次元問題として扱われていた(古屋,1982:坂田,1983; Gladwin and Hart, 1985)が、特に鉛直方向の長さが有限な歪計容器周辺の応力分布を調べる為には、3次 元的な取り扱いが不可欠である。そこで本論文では、3次元軸対称モデルに対して有限要素法(例 えば、ツィエンキーヴィッツ:吉識・山田監訳、1985)を適用することによってこの問題を検討し た。更に、この方法により求めた各種の外力に対する歪計のレスポンスを観測結果と比較すること により、実際の観測孔周辺の媒質の弾性的性質について評価を試みる。

## 2.2.2 方法

計算モデルは、薄肉円筒容器、歪計容器固定用の膨張セメントモルタル(以後、モルタル)に相



図2-2-1 有限要素解析に使用した体積歪計のモデル(3次元軸対称)

当する層,及び周辺媒質から構成される。図2-2-1に計算に使用したモデルの各部の寸法を示した。 このような3次元軸対称モデルについて有限要素法を適用することにより,深さ方向の応力分布を 調べることが可能になるばかりでなく,水平・垂直2方向について,それぞれ境界力と物体力を作 用させることが可能なので,造構応力,気圧,熱応力等各種の外力に対するレスポンスを計算する ことができる。なお,ここでは媒質の弾性率については種々変える一方,円筒容器とモルタル層の 弾性率の値は,それぞれ実際のステンレス製歪計容器とモルタルの値(例えば,坂田,1983)を参 考に,以下の値を設定した:

円筒容器: ヤング率  $(E_s) = 2 \times 10^6$ bar

ポアソン比 (vs) =0.30

モルタル:ヤング率  $(E_s) = 2 \times 10^5$ bar

ポアソン比 ( $\nu_c$ ) =0.35。

## 2.2.3 体積歪計の相対歪感度と圧力係数

媒質中の歪は、外力の大きさが一定でも弾性率の値によって変化する。それでは媒質中に円筒型 の歪計容器を埋設した場合に、その変形量が媒質の歪とどのような関係にあるかということが問題 となる。体積歪計の外力に対する応答の測り方として、ここでは相対歪感度と圧力係数を用いる。 相対歪感度は歪計容器の外力に対する変形から算出した体積歪を十分遠方における媒質中の体積歪 に対する割合で示した値であり,圧力係数は任意の外力の変化に対する歪計容器の体積歪変化量で ある。すなわち,

相対歪感度(S)=
$$\frac{(\Delta V/V)_{\text{vesssl}}}{(\Delta V/V)_{\text{medium}}}$$

圧力係数 (PC)  $\frac{(\Delta V/V)_{\text{vesssl}}}{(\Delta P)_{\text{medium}}}$ 

(ここで、 $(\Delta V/V)_{vesssl} \geq (\Delta V/V)_{medium}$ は、歪計容器及び媒質の体積歪量を、また、 $(\Delta P)_{medium}$ は、 外力の変化量を、それぞれ示す)、 という形式で表現される。





図2-2-2(b) 有限要素解析の荷重・境界条件。垂直 圧縮の場合(外周の水平方向は固定)。 (i) 水平外力の場合

図2-2-3は、図2-2-2(a)に示す境界条件の下で、要素モデル側面から一様な水平圧縮力を加えた場合の媒質の弾性率と体積歪計の相対歪感度との関係を示す。同じ条件下での媒質の弾性率と圧力係数との関係を図2-2-4に示す。表2-2-1(a)に相対歪感度と圧力係数の計算値を示す。同時に参考の為、2次元弾性論の式(坂田, 1983)により得られる相対歪感度の値を載せた。

図2-2-3によると、相対歪感度は媒質のヤング率が大きくなると増加するが、それが歪計容器のヤング率より大きくなるとあまり変化しなくなることがわかる。媒質のヤング率がさらに大きくなると、相対歪感度は単に無限媒質中の円孔における面積歪の増幅率に大体比例するようになる。媒質のヤング率が十分に大きい場合、相対歪感度は、 $K(1-\nu_0) / (1-2\nu_0)$ 、(ただし、 $\nu_0$ は媒質のポアソン比、K~3.0)と表される(坂田、1983)。この式により与えられる相対歪感度の値は、3次元モデルにおける計算値と比べてポアソン比が大きくなるとやや低めの値を取るが、 $\nu_0=0$ の場合には殆ど一致する。一方、図2-2-4によると、圧力係数、すなわち単位外力あたりの体積歪計の変形量は、媒質のヤング率が大きい場合には小さく、45°の直線に平行に変化する様子が見られ、媒質のヤング率に比例していることがわかる。





図2-2-3 水平圧縮時に媒質の弾性率を変えた場合の 体積歪計の歪感度。E<sub>0</sub>, E<sub>5</sub>は, それぞれ媒 質と体積歪計円筒容器のヤング率。v<sub>0</sub>は, 媒質のポアソン比。

図2-2-4 水平圧縮時の種々の媒質の弾性率に対する 体積歪計の圧力係数。E<sub>0</sub>, E<sub>s</sub>は, それぞれ 媒質と体積歪計円筒容器のヤング率。v<sub>0</sub>は, 媒質のポアソン比。

表2-2-1(a) 水平圧縮時の体積歪計の歪感度(S)と圧力係数(PC)

E <sub>o</sub> /E <sub>s</sub>	ν.	S (3dim)*	S (2dim)**	PC (10 <sup>-8</sup> /mb)	E <sub>o</sub> /E <sub>s</sub>	v.	S (3dim)	S (2dim)	PC (10 <sup>-8</sup> /mb)	E <sub>o</sub> /E <sub>s</sub>	ν.	S (3dim)	S (2dim)	PC (10 <sup>-8</sup> /mb)	E <sub>o</sub> /E <sub>s</sub>	ν。	S (3dim)	S (2dim)	PC (10 <sup>-8</sup> /mb)	E./E.	ν。	S (3dim)	S (2dim)	PC (10 <sup>-8</sup> /mb)
10.000 8.000 6.000 4.000 2.000 0.600 0.600 0.400 0.200 0.000 0.000 0.000 0.000 0.040 0.020	0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0	(3dim) <sup>-</sup> 2.9675 2.9584 2.9432 2.9137 2.8284 2.6003 2.4892 2.2939 1.8588 1.3494 1.1871 0.9892 0.7419 0.4241 0.9286	(2d im)	(10 <sup>-0</sup> /mb) 0.0297 0.0370 0.0491 0.0728 0.1414 0.2672 0.3250 0.4149 0.5735 0.5735 0.5735 0.5735 0.5735 0.5735 0.5294 1.3494 1.4839 1.6486 1.8547 2.1207 2.2856	10.000 8.000 6.000 4.000 2.000 0.600 0.600 0.400 0.200 0.000 0.060 0.060 0.040 0.040	0.1 0.1 0.1 0.1 0.1 0.1 0.1 0.1 0.1 0.1	(3d i m) 3. 5324 3. 5201 3. 4612 3. 3488 3. 1448 3. 0522 2. 9093 2. 6604 2. 1172 1. 4997 1. 3071 1. 0746 0. 7883 0. 4267 0. 2078	(2dim) 3. 3310 3. 2953 3. 1928 3. 0057 2. 9202 2. 7879 2. 5564 2. 0465 1. 4629 1. 2804 1. 0599 0. 7884 0. 2385 0. 1935 0. 1472	(10 <sup>-6</sup> /mb) 0.0283 0.0352 0.0467 0.0692 0.1339 0.2516 0.3052 0.3879 0.5321 0.8469 1.1997 1.3071 1.4328 1.5764 1.5764 1.6624	10.000 8.000 6.000 1.000 0.600 0.600 0.400 0.200 0.100 0.080 0.060 0.040 0.040 0.020	0. 2 0. 2 0. 2 0. 2 0. 2 0. 2 0. 2 0. 2	(3dim) 4. 4720 4. 4720 4. 4720 4. 4720 4. 4720 4. 2163 3. 9355 3. 8087 3. 6148 3. 2796 2. 5621 1. 7684 1. 5255 1. 2352 0. 8817 0. 4821 0. 1800 0. 18000 0. 1800 0. 18000 0. 18000 0	(2dim) 3. 9401 3. 8942 3. 7627 3. 5248 3. 4167 3. 2507 2. 3406 1. 6484 1. 4360 1. 1822 0. 8734 0. 2607 0. 2607 0. 2113 0. 1606	(10 <sup>-*</sup> /mb) 0.0268 0.0334 0.0443 0.0456 0.2361 0.2857 0.3614 0.4919 0.7686 1.0611 1.1441 1.2352 1.3255 1.3255 1.3263 1.0801	10.000 8.000 6.000 2.000 1.000 0.800 0.600 0.400 0.200 0.100 0.080 0.060 0.040 0.040 0.020	0.3 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3	(3dim) 6. 3426 6. 3167 6. 2728 6. 1881 5. 9466 5. 5157 5. 3231 5. 0292 4. 5265 3. 4689 2. 3284 1. 9851 1. 5785 1. 0885 0. 4870 0. 1331	(2dim) 5.1612 5.0963 4.9110 4.5780 4.4279 4.1985 3.8043 2.9682 2.0618 1.7887 1.4653 1.0761 0.5989 0.3174 0.2570 0.9015 1.4570	(10 <sup>-8</sup> /mb) 0.0254 0.0316 0.0418 0.0619 0.1189 0.2206 0.2661 0.3522 0.4526 0.6938 0.9314 0.9926 1.0523 1.0884 0.9740 0.5322	10.000 8.000 6.000 2.000 1.000 0.800 0.600 0.400 0.400 0.100 0.080 0.060 0.040 0.040 0.020	0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4	(3dim) 11. 8890 11. 8380 11. 7500 11. 5760 11. 5760 11. 0830 10. 2170 9. 8342 9. 2468 8. 2537 6. 2039 4. 0391 3. 3970 2. 6417 1. 7400 0. 6424 0. 0047	(2dim) 8.8305 8.7112 8.3707 7.7670 7.4962 7.0845 6.3833 4.9218 3.3766 2.9178 2.3795 1.7382 0.9611 0.5074 0.3115	(10 <sup>-6</sup> /mb) 0.0238 0.0296 0.0392 0.0579 0.1108 0.2459 0.3082 0.4129 0.6203 0.8079 0.8493 0.8699 0.6424 0.094
0.000	0.0	0. 2286 0. 1857 0. 1415 0. 0959 0. 0487 0. 0245	0. 1434 0. 0971 0. 0493 0. 0249 0. 0199 0. 0150	2. 2856 2. 3216 2. 3589 2. 3974 2. 4354 2. 4478	0.010 0.008 0.006 0.004 0.002 0.001	0.1 0.1 0.1 0.1 0.1 0.1	0. 2078 0. 1602 0. 1114 0. 0613 0. 0110 -0. 0125	0. 1472 0. 0996 0. 0505 0. 0255 0. 0204 0. 0153	1. 6624 1. 6024 1. 4853 1. 2265 0. 4385 -1. 0028	0.008 0.006 0.004 0.002 0.001	0.2 0.2 0.2 0.2 0.2 0.2 0.2	0. 1235 0. 0659 0. 0072 -0. 0500 -0. 0718	0. 1085 0. 0550 0. 0277 0. 0222 0. 0167	1. 0801 0. 9263 0. 6585 0. 1076 -1. 4985 -4. 3086	0.008 0.006 0.004 0.002 0.001	0.3 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3	0. 1331 0. 0569 -0. 0197 -0. 0967 -0. 1684 -0. 1881	0. 1351 0. 1317 0. 0667 0. 0335 0. 0269 0. 0202	0. 5322 0. 2846 -0. 1316 -0. 9669 -3. 3672 -7. 5229	0.010 0.008 0.006 0.004 0.002 0.001	0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4	-0. 1309 -0. 2677 -0. 4042 -0. 5217 -0. 5339	0. 3114 0. 2100 0. 1062 0. 0534 0. 0428 0. 0321	-0. 3271 -0. 8925 -2. 0209 -5. 2161 -10. 6770

\* 3次元有限要素法による計算値

\*\* 2次元弾性論による計算値(坂田, 1983)

- 93 -

気象研究所技術報告 第32号 1994

表2-2-1(b) 垂直圧縮時の体積歪計の歪感度と圧力係数

E <sub>o</sub> /E <sub>s</sub>	ν.	S	PC(x10 <sup>-8</sup> /mb)	E./E.	ν.	S	PC(x10 <sup>-8</sup> /mb)	E <sub>o</sub> /E <sub>s</sub>	ν。	S	PC(x10 <sup>-8</sup> /mb)	Eo/Es	ν.	S	PC(x10 <sup>-8</sup> /mb)	E./Es	ν。	S	PC(x10 <sup>-8</sup> /mb)
10.000	0.0	1. 3537	0.0068	10.000	0.1	1.7220	0.0084	10.000	0.2	2. 3323	0.0105	10.000	0.3	3. 5474	0.0132	10.000	0.4	7.1454	0.0167
8.000	0.0	1.3508	0.0084	8.000	0.1	1.7174	0.0105	8.000	0.2	2. 3256	0.0131	8.000	0.3	3.5347	0.0164	8,000	0.4	7.1166	0. 0208
6.000	0. O	1.3457	0.0112	6.000	0.1	1.7097	0.0139	6.000	0.2	2.3138	0.0174	6.000	0.3	3.5139	0.0218	6.000	0.4	7.0678	0.0275
4.000	0.0	1.3356	0.0167	4.000	0.1	1.6944	0. 0207	4.000	0.2	2.2906	0.0258	4.000	0.3	3.4738	0.0323	4.000	0.4	6.9748	0. 0407
2.000	0. O	1.3074	0.0327	2.000	0.1	1.6527	0. 0404	2.000	0.2	2. 2243	0.0500	2.000	0.3	3. 3585	0.0624	2.000	0.4	6.7159	0.0783
1.000,	0.0	1.2551	0.0628	1.000	0.1	1.5750	0.0770	1.000	0.2	2.1031	0.0946	1.000	0.3	3.1510	0.1170	1.000	0.4	6.2498	0.1458
0.800	0.0	1.2312	0.0770	0.800	0.1	1. 5397	0.0941	0.800	0.2	2.0489	0.1153	0.800	0.3	3.0579	0.1420	0.800	0.4	6.0420	0.1762
0.600	0.0	1. 1944	0.0996	0.600	0.1	1. 4855	0.1211	0.600	0.2	1.9653	0.1474	0.600	0.3	2.9164	0.1806	0.600	0.4	5.7271	0. 2227
0.400	0.0	1.1289	0.1411	0.400	0.1	1.3906	0.1700	0.400	0.2	1.8219	0.2050	0.400	0.3	2.6741	0. 2483	0.400	0.4	5.1931	0.3030
0.200	0. 0	0. 9832	0. 2458	0.200	0.1	1. 1840	0. 2894	0.200	0.2	1.5134	0.3405	0.200	0.3	2.1643	0. 4020	0.200	0.4	4. 0889	0.4771
0.100	0.0	0.8129	0.4064	0.100	0.1	0. 9491	0. 4640	0.100	0.2	1.1726	0. 5276	0.100	0.3	1.6142	0. 5995	0.100	0.4	2. 9238	0.6821
0.080	Ø. O	0.7581	0. 4739	0.080	0.1	0.8753	0.5349	0.080	0.2	1.0677	0.6006	0.080	0.3	1.4484	0.6724	0.080	0.4	2.5772	0.7516
0.060	0.0	0.6916	0. 5765	0.060	0.1	0.7868	0.6412	0.060	0.2	0.9427	0.7071	0.060	0.3	1.2518	0.7749	0.060	0.4	2. 1701	0.8438
0.040	0.0	0.6088	0.7612	0.040	0.1	0.6775	0.8283	0.040	0.2	0.7908	0.8899	0.040	0.3	1.0153	0.9430	0.040	0.4	1.6833	0.9819
0. 020	0.0	0.5021	1.2554	0.020	0.1	0. 5393	1.3185	0.020	0.2	0.6008	1.3521	0.020	0.3	0.7235	1.3438	0.020	0.4	1.0912	1.2732
0.010	0.0	0. 4344	2. 1721	0.010	0.1	0. 4531	2. 2152	0.010	0.2	0.4854	2, 1841	0.010	0.3	0.5494	2.0407	0.010	0.4	0.7412	1.7295
0.008	0.0	0. 4187	2.6170	0.008	0.1	0. 4346	2.6557	0.008	0.2	0.4603	2. 5888	0.008	0.3	0.5114	2. 3742	0.008	0.4	0.6662	1.9430
0.006	0.0	0.4027	3.3560	0.006	0.1	0.4138	3. 3720	0.006	0.2	0.4327	3. 2451	0.006	0.3	0.4717	2.9195	0.006	0.4	0.5874	2.2838
0.004	0.0	0. 3838	4. 7980	0.004	0.1	0.3913	4, 7834	0.004	0.2	0.4027	4. 5309	0.004	0.3	0. 4281	3. 9756	0.004	0.4	0.5048	2.9443
0.002	0.0	0. 3562	8.9086	0.002	0.1	0. 3577	8.7474	0.002	0.2	0.3627	8, 1646	0.002	0.3	0.3738	6.9437	0.002	0.4	0. 4087	4. 7684
0.001	0.0	0. 3243	16. 2210	0.001	0.1	0. 3214	15.7160	0.001	0.2	0.3212	14. 4560	0.001	0.3	0. 3230	12.0000	0.001	0.4	0. 3372	7.8682

#### 気象研究所技術報告 第32号 1994

再び図2-2-3において、媒質のヤング率が小さくなる際の相対歪感度の変化を見てみると、この場 合には全般的に減少の傾向を示すことがわかる。この傾向も2次元弾性論による計算結果と一致す るが、3次元モデルによる計算の結果では、この減少傾向が更に強くなり、やがて極性の反転が起 こる。後述するように、これは媒質の鉛直方向の変形の増大を反映するものである。また、これに 伴って圧力係数は更に特徴的な変化を示す。図2-2-4によれば、媒質のポアソン比が0の場合には、 その変化はヤング率の減少とともに増加の後比較的平坦になるのに対し、ポアソン比が大きい場合 には、圧力係数すなわち体積歪計の歪量も減少に転じ、やがて極性が反転する。このようにヤング 率が小さくポアソン比が大きい場合には、一般に媒質がかなり軟弱な物質であることを意味する。 従って、軟弱な媒質中に体積歪計が置かれた場合には、水平の外力に対して歪感度が小さくなるこ とや逆のセンスの歪変化が現れることがある為、同一の自然現象に対しても、観測点によって異な る応答を示すことが起こり得る。

(ii) 垂直外力の場合

図2-2-5に要素モデル上面から一様な垂直圧縮力を加えた場合(図2-2-2(b))の体積歪計の相対歪 感度と媒質の弾性率との関係を示す。また、同じく媒質の弾性率と圧力係数との関係を図2-2-6に示 す。この場合は、実際の大気圧を地表から与えた状態に相当するので、圧力係数は気圧係数と同一 のものを意味する。相対歪感度と圧力係数の計算値を表2-2-1(b)に示す。相対歪感度(図2-2-5)に ついては、水平な外力の場合と同様に、媒質のヤング率に対し正の相関を示すことがわかる。すな わち、媒質のヤング率が大きければ、相対歪感度も大きく、逆にそれが小さければ相対歪感度も小 さい。但し、この場合には水平外力の場合よりも媒質のヤング率の違いに対する相対歪感度の変化 は小さい。一方、圧力係数については、図2-2-6に示すように、概ねポアソン比が大きいほどそれが 大きくなる傾向があることや、媒質のヤング率が低くても極性が変わらず単調に大きくなる傾向を



図2-2-5 垂直圧縮時の種々の媒質の弾性率に対する体積歪計の歪感度。E, Esは, それぞれ媒質と体積歪 計円筒容器のヤング率。いは, 媒質のポアソン比。



図2-2-6 垂直圧縮時の種々の媒質の弾性率に対する体積歪計の圧力係数。E<sub>0</sub>, E<sub>6</sub>は, それぞれ媒質と体 積歪計円筒容器のヤング率。いは, 媒質のポアソン比。

示すこと等、水平外力の場合と比べてかなり特性が異なることがわかる。

(iii) 間隙圧の場合

間隙圧を一般の形で表すのは困難であるが、図2-2-7の挿絵のように歪計の周囲を取り囲む形で圧 力源を分布させた場合について考えてみる。この場合遠方における歪を定義することができないの で、圧力係数すなわち間隙圧の変化に対する歪変化を調べた。図2-2-7は、圧力係数の歪計周辺の媒 質の弾性率に対する関係を示す。この図によれば、特定の値よりもヤング率が低い場合、歪変化の 極性が逆になることが判る。つまり、例えば間隙圧が増加した場合、ヤング率が大きければ歪計に は収縮のセンスの変化が観測されるが、この値が低いと鉛直方向の伸びの影響が優るようになるた め、膨張のセンスになる。このようなモデルが実際の媒質にあてはまるかどうか不明であるが、こ の例は地殻内の間隙圧の変化が同じでも媒質の弾性率が異なれば、歪変化の極性が観測点によって 異なったり変化量が小さかったりする場合も起こりうることを示す。

(iv) 熱応力の場合

実際の歪計の容器にはシリコンオイル(熱膨張率~10<sup>-3</sup>/℃)が計測媒体に使用されており,周囲



図2-2-7 間隙圧発生時の種々の媒質の弾性率に対する体積歪計の圧力係数。E<sub>0</sub>, E<sub>2</sub>は, それぞれ媒質と 体積歪計円筒容器のヤング率。v<sub>0</sub>は, 媒質のポアソン比。外周の水平方向は固定, 上下変位は無 拘束。



図2-2-8 媒質内の一様な熱応力発生時の種々の媒質の弾性率に対する体積歪計の歪変化率。E<sub>0</sub>, E<sub>2</sub>は, それぞれ媒質と体積歪計円筒容器のヤング率。外周の水平方向は固定,上下変位は無拘束。

気象研究所技術報告 第32号 1994

に温度変化が起これば、まずシリコンオイルの体積変化の効果が大きく現れると考えられている。 しかし周囲の媒質の熱変化で生じる熱応力によってどの程度の歪変化が期待されるかということは、 種々の外力の影響を考慮する上で試算しておく必要がある。また、熱応力と弾性率との関係につい ても把握しておく必要がある。このため周辺の媒質全体に温度変化が一様に生じたと仮定した場合 の熱応力による歪変化を計算した。この結果を示すのが図2-2-8である。この図によると、弾性率の 大きい方が歪変化が小さくなる傾向があることは、上の3つの場合と同様であるが、これらと比べ て弾性率による違いは少ない。また、1m℃の変化に対する歪変化のオーダーは10<sup>-8</sup>~10<sup>-7</sup>であり、 シリコンオイルの体積変化量(~10<sup>-6</sup>)に比べると1/100から1/10の程度である。

## 2.2.4 体積歪計容器周辺の応力場

日本列島の地殻浅部(500m以浅)では、テクトニック起源の水平圧縮力が卓越する(例えば、田 中・斉藤、1980)。 従って体積歪計周辺の応力場に最も大きく影響を及ぼすのは水平圧縮力と考え ても差し支えないであろう。以下ではこのような応力場に置かれた体積歪計周辺の応力分布を調べ る。なおモルタル層の初期応力の効果については、ここでは考慮しない。

図2-2-9は、図2-2-2(a)の境界条件の下で一定の水平圧縮力を加え、周辺媒質のヤング率を3段階 に変えた場合の応力場の鉛直断面図を示したものである。この図によると、媒質のヤング率が大き い値をとるに従って周囲の応力状態は次第に一様な応力場へと変っていき、応力集中がより緩和さ れていくことがわかる。逆に、媒質のヤング率が低い場合には、容器の上下両端部で応力集中が顕 著に現れる。この場合、ステンレス製の歪計容器の破損が起こることは実際上考えにくいので、応 力集中の効果がまず問題となるのは歪計容器周囲のモルタル部分である。図2-2-10(a)と10(b)にモ ルタル内部の鉛直線に沿う応力場の変化を動径成分(*a*)と鉛直成分(*a*)についてそれぞれ示す。 図2-2-10(a)によると、動径方向の応力は媒質のヤング率が低くなるに従って増加し、媒質と歪計容 器のヤング率の比が0.01になると容器の上端部(下端部も同様)付近で外力の2倍程度の応力集中 が生ずることが認められる。

一方,図2-2-10(b)によると,媒質と歪計容器のヤング率の比が1或いは0.1であれば,鉛直方向 に生ずる応力は外力の10-20%程度の大きさの圧縮応力であるのに対し,その比が数%以下になると のは外力の数倍程度の大きさの引張応力になることがわかる。

前節で媒質のヤング率が低下すると、体積歪計の水平外力に対する相対歪感度が低下し、やがて 極性の反転をもたらすことを示した。上述の応力分布を考慮すれば、媒質のヤング率が低い場合周 囲からの圧縮に対し媒質が鉛直方向に伸びようとするため、歪計容器周囲のモルタル部分に鉛直の 引張り応力が生じ、その結果歪計容器の収縮が妨げられると考えれば、相対歪感度の変化は説明さ れる。また、媒質のポアソン比が大きくなるとこの引張り応力は助長されるので、歪感度の低下と 極性の逆転はポアソン比が大きい場合の方が顕著になる事も説明される。



図2-2-9 水平圧縮時に体積歪計円筒容器周辺に発生する応力場。 $E_0$ ,  $E_s$ は、それぞれ媒質と体積歪計円 筒容器のヤング率。a) $E_0/E_s = 1$ , b) $E_0/E_s = 0.1$ , c) $E_0/E_s = 0.01$ 。ポアソン比は0.3。

東海・南関東地域の観測点における体積歪計の埋設深度50-300mでの現場応力の測定値は,最大水 平圧縮応力で,50-200barの大きさになる(塚原他,1978;田中・斎藤,1980)。新たなボーリング 孔内に設置直後の体積歪計に対して広域の絶対応力が直接働くかどうかは問題であるが,体積歪計 はモルタルによってあるレベルの圧縮応力を伴った状態で周辺媒質と一体化されるので,設置初期 の段階から広域応力のかなりの部分が加わると考えられる。さらに,軟弱な媒質であれば孔壁の変 形量が大きくなるため,掘削によって生じた自由表面の効果はいち早く消され外力の加わり方が速 まることが想定される。そこで,ヤング率の大きさが容器の100分の1程度であるような軟弱な媒質 に対して,この大きさの応力(50-200bar)が直接体積歪計の周囲に加わる場合を考えてみる。上述 の計算結果によれば,この様な場合にはモルタル部分に実に250-1000barもの引張応力が鉛直方向に 発生し,また容器上下両端付近には100-400barの水平圧縮力が生ずることになる。一方地殻応力の 鉛直成分は,ほぼ上載岩圧に等しく,体積歪計の埋設深度では15-60 bar程度であるから,上述の水 平圧縮力の効果を打ち消す程大きくない。これらの発生応力に対し,通常のセメントモルタルの引 張強度はせいぜい100bar程度にすぎず,また圧縮強度でも500bar前後までである。従って媒質が極

- 99 -

### 気象研究所技術報告 第32号 1994



図2-2-10 水平圧縮時の体積歪計円筒容器周辺のモルタル内に発生する応力分布と媒質のヤング率による 応力変化。σ<sub>r</sub>ωは無限遠での水平応力。(a)動径成分(σ<sub>r</sub>)。(b)鉛直成分(σ<sub>z</sub>)。

度に軟弱でしかも大きな力が水平に加わる場合には、歪計容器周囲のモルタル部分に鉛直方向の引 張応力が発生することにより亀裂が生じたり、歪計容器上下両端付近で広域応力レベルをかなり上 回る水平圧縮応力が生じたりする可能性もあるということがわかる。

以上のようなことが原因で仮にモルタル内部に亀裂が発生しているとすると,周辺の応力の変化 に伴って破壊面に沿う微細なスケールでのスリップが生じ,不連続な歪変化を生じさせる事も起こ りうる。また,媒質が軟弱であれば水の移動もまた起こり易くなるので,そうした場所では地下水 の移動に伴って間隙水圧や温度の変化が起こる結果,パルスもしくはステップ状の歪変化が観測さ れるとしても不思議ではない。

従って, 媒質のヤング率が低い場合には,体積 
歪計の広域応力場に対する相対 
歪感度が低くなる とともに,周囲に直接的にも間接的にも不規則変化が起こる可能性が大きくなり, 
歪計の出力が広 域的な地殻応力の効果よりも観測 
孔周辺の局所的変化を反映する可能性が高いということができる。

## 2.2.5 媒質の弾性率の推定

体積 金計の 歪感度 や体積 金計周辺の 応力状態が 媒質の 弾性的性質によって影響を受けるとすれば、 実際の 媒質の 弾性率がどの 程度の 大きさであるかということが 問題になる。そのため本節では、 媒 質の 弾性率をパラメータにして 求めた 各種の 感度を 実際の体積 金計の 感度と比較する。この 結果、 実際の 媒質の 弾性率について、その 値がどの 程度の 範囲にあるかということについて 推定を試みる。

## (i) 水平歪感度と気圧係数の相関関係

水平圧縮力に対する相対歪感度,すなわち水平歪感度に対応する歪変化量を自然界で単独に観測 することは困難である為,ここではこれに代る量としてFuruya (1985)によって求められた地震の レーリー波に対する感度を使用する。垂直圧縮力に対する圧力係数の実測値については,檜皮他(1983) による気圧係数の実測値をそのまま対応させる。表2-2-2にレーリー波感度と気圧係数の実測値を示 す。古屋・檜皮 (1983)の指摘する様に,実際の体積歪計においてはレーリー波感度が大きい場所 では気圧係数が低く,逆にレーリー波感度が小さい場所では気圧係数が高い。

図2-2-11(a)に、モデル計算において媒質のヤング率とポアソン比を変えた場合の、水平歪感度に 対する気圧係数の関係を示す。この図によれば、媒質のヤング率の大きい場合に水平歪感度が高く 気圧係数が低くなるのに対し,媒質のヤング率が小さくなると水平歪感度が低く気圧係数が高くな る傾向が明瞭に認められ、上述の観測事実と調和する。更にこの計算曲線について特徴的なことは、 媒質のヤング率が極端に大きい場合(E<sub>0</sub>/E<sub>0</sub>>1)には水平歪感度が殆ど不変になるのに対し、それ が極端に小さい場合(E<sub>0</sub>/E<sub>s</sub><10<sup>-2</sup>)には気圧係数が余り変化しなくなることである。そこで,図2-2-11(b)の黒丸で示される実測値の分布について見てみると,水平歪感度は2桁程度の範囲でしかも 一様に分布している為、ヤング率の比(E<sub>0</sub>/E<sub>s</sub>)で10<sup>-2</sup>から1までの間で計算曲線と最も良く適合す ることがわかる。この範囲の媒質のヤング率に対しては、気圧係数の実測値の分布と計算曲線が相 対的な広がりが一致するばかりでなく、絶対値についてもほぼ同程度の値をとることは注目に値す る (注:表2-2-1(b)及び表2-2-2の気圧係数の値も参考)。 このことは, 個々の観測点における体積 歪計の設置深度や設置方法に多少の差異があってもその事は気圧係数の値に大きく影響しないこと を示していると見られる。また、それと同時に、このような一致は、体積歪計の挙動が弾性体媒質 との相互作用によって支配されるという見方によって、実際の物理的状況がかなり忠実に表わされ ることを示している。一方、水平歪感度については計算値と実測値が一致しないことは、レーリー 波による力の加わり方が軸対称な水平圧縮応力場とは異なることによると考えられる。しかしなが ら、少なくとも媒質のヤング率が上述の範囲内にある限りは,このような外力の違いによって観測 点間の水平歪感度の大小関係が変ることはないものと見てよいであろう。2-2-3節で、水平圧縮、垂 直圧縮,いずれのモードの外力に対しても相対歪感度が媒質のヤング率に対し正の相関を示したこ とによっても、これは明らかである。

潅	見測点	水平歪感度 (レーリー波感度)	気圧係数	クラス
			× 10 <sup>-8</sup> /	'nb
1	I RAKO	2.2	0.59	A
2	MIKKABI	0.73	1.12	В
3	OMAEZAKI	0.51	1.18	В
4	SHIZUOKA	0.49	1.17	В
5	I ROZAK I	0.30	0.60	A
6	AJIRO	0.17	1.43	В
7	YOKOSUKA	0.060	1.77	С
8	TATEYAMA	0.033	1.21	С
9	KATSUURA	0.19	1.04	В
10	CHOSHI	0.18	0.11	A
11	GAMAGORI	0.36	0.42	A
12	TENRYU	0.26	0.83	A
13	KAWANE	0.49	0.67	A
14	FUJIEDA	0.28	0.51	A
15	SHIMIZU	0.20	0.99	В
16	FUJI	0.073	1.33	В
17	TOI	0.11	0.70	A
18	HIGASHIIZU	0.15	0.62	A
19	YUGAWARA	0.22	0.49	Α
20	HADANO	0.032	1.43	C
21	MIURA	0.059	1.26	В
22	YOKOHAMA	0.020	1.86	С
23	HINO	0.022	1.86	С
24	KAMOGAWA	0.067	0.76	В
25	FUTTU	0.025	1.92	С
26	OTAKI	0.022	1.54	С
27	NAGARA	0.011	1.91	С
28	YOKAICHIBA	0.012	2.04	C
29	OSHIMA	0.025	1.07	C
30	HAMAOKA	0.055	1.33	В
31	HAIBARA	0.15	0.95	В

## 表2-2-2 気象庁体積歪計の水平歪感度と気圧係数

(水平歪感度 : 古屋,1985) (気圧係数 : 檜皮ほか,1983)



図2-2-11(a) 水平歪感度と気圧係数との相関図。 E, Eは, それぞれ媒質と体積歪計円筒容器のヤング率。 いは媒質のポアソン比。計算値。



図2-2-11(b) 水平歪感度と気圧係数との相関図,実測値と適合する計算曲線 (観測点番号は表2-2-2を参照)。

ところでレーリー波感度の値には、体積歪計の伝送系の周波数特性の違いによる誤差(但,1986 年1月以降は改良済み)や歪変換部の機械フィルターの器差による誤差等が含まれており(二瓶・ 佐藤,私信), これらの量がどの程度の大きさになるかについては評価が難しい。この問題につい ては今後の検討を要するが,図2-2-11(b)のように実測値と計算値とを適合させることが結果として 可能であったことは、実測値に含まれる誤差の大きさについてある程度の目安を与えるものと考え られる。

(ii) 媒質の弾性率と体積歪計の挙動

計算値と実測値とを適合させた結果によると各観測点の周辺媒質の弾性定数として推定される値 は、実測値の誤差やばらつきを考慮するとポアソン比については範囲を特定することはできないが、 上述の様にヤング率については歪計容器に対する比率でおよそ0.01から1近くまでの範囲の値が対 応すると見られる。従って、ある場合には前節で示したように媒質が軟弱である為にモルタル内部 に亀裂が発生する可能性があることになる。図2-2-11(b)ではポアソン比による違いについては無視 し、とりあえずヤング率の値の大きい順に、ほぼ等しい割合で、A、B、C3クラスに分類した(表 2-2-2)。

以上の方法によって分類された観測点の配置を図2-2-12に示す。これによると、南関東地域の観 測点は殆どBもしくはCクラスに属するのに対し、東海地域の観測点は全てAもしくはBクラスに属 することがわかる。次に、表2-2-3の観測孔の掘削時に得られている体積歪計埋設深度付近のコアサ ンプルの記載(気象庁地震予知情報課資料より抜粋)を見てみると、Aクラスの観測点では、花崗閃 緑岩、安山岩、粘板岩等硬質の岩石が多く、しかもコアの性質も良好なものが多いのに対し、Cクラ スの観測点では泥岩等の軟質の岩石や固結細砂のような脆弱なものが多いことがわかる。また、Bク ラスの観測点には硬軟両方の性質のものが混在しており、これらの観測点がまさに中間的な分類に 属することに対応している。

一方,体積歪変化の記録も以上の分類によって良く特徴付けられる。図2-2-13(a)~13(c)は, Aク ラスからCクラスの3つに分類した観測点における歪変化(日平均値)の1982年1月以降最近までの 記録を示すもので,それぞれ気圧補正を施した上,トレンドを直線的に除去したものである。これ によると,Cクラスの観測点では,長柄・館山で極端に急激で大きな変化(但し,館山は1979年12月 以降機器不調),日野・横浜・秦野で降水によると見られる季節変化,八日市場・富津・大島でパル ス・ステップ状の変化,をそれぞれ示し,極めて多様な変化の仕方が見られるのに対し,Aクラスの 観測点では,東伊豆・湯河原の2地点を除いて概して平坦な挙動を示し,総じて両クラスの観測点 は全く対照的な特徴を示す。一方,Bクラスの観測点では,勝浦・鴨川・御前崎・浜岡・榛原の5点 が比較的緩慢な変化を示すのに対し,清水・静岡・富士・三ケ日が降水によると見られる季節変化 を,網代と三浦がやや不規則な変化をそれぞれ示し,AクラスとCクラスの中間的な挙動を示す。

- 104 -



図2-2-12 媒質のヤング率によって分類される体積歪計観測点の分布。本文参照。

(iii) 歪の経年変化に対する解釈

東海・南関東地域で観測されている歪の平均的な経年変化量は表2-2-4(a)に示すように、多くの 観測点で地殻の限界歪の値:  $5 \times 10^{-5}$  (力武, 1976)や測地測量で与えられている水平歪の値:  $2 \times 10^{-7}$  (佐藤, 1978)と比べて桁違いに大きな値を示すため、これまで問題とされていた。そこで(ii) 節で推定される観測点の媒質の弾性率の値をもとに歪変化を応力変化に換算することによって歪の 経年変化量の大きさを見直してみる。体積歪計で観測される歪変化量を $\Delta \varepsilon_{obs}$ とすると、応力変化量  $\Delta pld$ ,

 $\Delta p = E_0/3 (1-2\nu_0) \cdot (\Delta \varepsilon_{obs}/C_0),$ 

と表すことができる(ここで,ポアソン比応は0.3と仮定し,ヤング率Eoは図2-2-11(b)から推定す る。また,Coは各観測点の歪感度で,図2-2-11(a)と図2-2-11(b)の対比によりレーリー波感度の7.5 倍とした)。この式から求めた応力変化量を表2-2-4(b)に示す。この表によると,特に水温変化の大 きい東伊豆や周辺の活動が盛んな伊豆大島など2,3の観測点を除いて,応力変化量はおおむね0~ 1 bar/年となることがわかる。この値は地震時の応力降下量10~100barと比べて十分に低く,また ヤング率や歪感度の推定量の誤差を考慮しても,物理的に不自然な値とはいえない。このことから 逆に歪の経年変化量の大きな値は,その地点のヤング率の低さを反映したものであるという解釈が できる。

Station	Rock	Qual	lity
Class A			
10 CHOSHI	砂岩	良	質
1 IRAKO	黒色片岩	褚	曲
11 GAMAGORI	花崗閃緑岩	硬	質
14 FUJIEDA	礫岩	良	質
12 TENRYU	粘板岩	硬	質, 亀裂多数
13 KAWANE	粘板岩	••••••• 硬	質, 亀裂多数
17 TOI	凝灰岩	良	質
5 IROZAKI	安山岩	安	定岩盤
18 HIGASHIIZU	安山岩	良	質
19 YUGAWARA	火山礫凝灰岩	良	質
Class B			
9 KATSUURA	泥岩	シ	ルト質
24 KAMOGAWA	泥岩	半	固結
3 OMAEZAKI	泥岩	半	固結
<b>30 HAMAOKA</b>	泥岩	破	砕状
31 HAIBARA	シルト岩	亀	甲状割れ目発達
15 SHIMIZU	泥岩	硬	質, 亀裂多数
4 SHIZUOKA	砂岩	堅	硬緻密
16 FUJI	角礫凝灰岩	未	固結
6 AJIRO	火山角礫、玄武岩質	硬	·質
21 MIURA	砂岩	硬	質
2 MIKKABI	粘板岩	安	定
Class C			
27 NAGARA	細粒砂岩	脆	<u>5</u> 5
8 TATEYAMA	泥岩	破	砕状
25 FUTTU	泥岩	脆	: <b>3</b> 3
26 OTAKI	泥岩	岩	片状
28 YOKAICHIBA	泥岩	良	質
23 HINO	固結細砂	脆	55
22 YOKOHAMA	泥岩	良	,質,縦亀裂の部分も有
7 YOKOSUKA	泥岩	割	れ目多い
20 HADANO	固結砂礫	田	密状
AVILLO OC			1

表2-2-3 気象庁体積歪計観測孔から採取したコアの記載



1982 IN 10 -1986 SH 60

I DT#1DAT

図2-2-13 歪の記録。媒質のヤング率によってA, B, Cの3クラスに分類。(a)Aクラス, (b)Bクラス, (c)Cクラス本文参照。

気象研究所技術報告 第32号 1994

表2-2-4 体積歪と応力の経年変化量

観測点	累積值 ×10 <sup>-6</sup>	変化率 10 <sup>-6</sup> /y	観測	刂点	累積值 ×10 <sup>-6</sup>	変化率 10 <sup>-6</sup> /y	観測点	累積値 ×10 <sup>-6</sup>	変化率 10 <sup>-6</sup> /y
銚伊蒲藤天川土石東湯 良       廊伊河 子湖郡枝竜根肥崎豆原	0 -1 -5 -28 -20 5 -15 -10 360 -40	0 0 -5 -3 1 0 72 -4	勝鴨御浜榛清静富網三三が	浦川崎岡原水岡士代浦日	-150 50 -110 -34 -45 3 -21 18 -25 -42 -60	-8 -8 -5 -8 0 -3 2 0 -6 -5	長富大八日横横秦大 多日 須 柄津喜市野浜賀野島	-12 -15 -20 -22 -10 -40 -30 -10 -23	$     \begin{array}{r}       -3 \\       -2 \\       -4 \\       -1 \\       -2 \\       -8 \\       -2 \\       -2 \\       -1 \\$

(a) 体積歪の経年変化量

\*地殻の限界歪: 5×10<sup>-5</sup> (力武,1976) \*平均歪速度 : 2×10<sup>-7</sup>/y(佐藤,1978)

(b) 応力の経年変化量

観測点	累積値 ×bar	変化率 bar/y	観	則点	累積値 ×bar	変化率 bar/y	観測点	累積値 ×bar	変化率 bar/y
銚伊蒲藤天川土石東湯良	0.0 0.0 -0.6 -2.2 -1.4 0.6 -1.8 -0.7 38. -3.9	0.0 0.0 -0.0 -0.4 -0.2 0.1 0.0 0.0 7.6 -0.4	勝鴨御浜榛清静富網三三	前川崎岡原水岡士代浦日	$\begin{array}{r} -10.7\\ 8.3\\ -2.9\\ -4.1\\ -4.1\\ 0.2\\ -0.6\\ 2.2\\ -1.3\\ -4.8\\ -1.1\end{array}$	$\begin{array}{c} -0.6\\ 0.7\\ -0.2\\ -0.6\\ -0.7\\ 0.0\\ -0.1\\ 0.2\\ -0.0\\ -0.7\\ -0.1\end{array}$	長富大八日横横寨大善多日 須 病津喜市野浜賀野島	-2.4 -1.3 -3.9 -4.0 -0.9 -4.4 -2.2 -1.4 -4.0	-0.6 -0.2 -0.8 -0.2 -0.2 -0.9 -0.1 -0.3 -2.0

## 2.2.6 まとめ

体積歪計の挙動を原理的な面から調べるため、3次元モデル計算により体積歪計と周辺媒質の相 互作用を調べた。

体積歪計容器の変形量は媒質の弾性率によって変化する為,媒質の歪を忠実に反映するものでは ない。特に水平圧縮応力場では,媒質のヤング率が低いと歪感度が小さくなり媒質の歪をあまり良 く表わさなくなる。媒質のヤング率が比較的大きい場合には周辺の応力場は一様であるが,それが 小さくなると歪計上下両端付近に応力集中が生ずるとともにモルタル部全体に引張応力が発生する。 この為,低ヤング率の媒質では体積歪計容器の収縮量が抑えられることになり,歪感度が小さくな るのである。実際の体積歪計の埋設されている深度での現場応力を考慮すると,このことは媒質の ヤング率が極端に低いとモルタル部分に引張破壊による亀裂が発生する可能性があることを意味す る。周辺媒質が軟弱であれば水の移動も生じやすいため,歪計に不規則な変化を生じさせる可能性 が大きい。従って,媒質のヤング率が低い場合には,広域的な応力場の変化による歪変化より体積 歪計周辺の局所的な歪変化を反映する可能性がある。

次に、モデル計算により求められた水平歪感度及び気圧係数を実測値と比較することにより各観 測点の媒質の弾性定数の推定を試みた。その結果、媒質のヤング率が極めて低い可能性のある観測 点が存在することが分かった。各観測点を推定された媒質のヤング率の大きい順に、A、B、Cの3 クラスに分類してみると、南関東地域の観測点は殆どBもしくはCクラスに、東海地域の観測点は全 てAもしくはBクラスに含まれる。各観測点で得られているコアサンプルの特徴はこの分類に調和的 であり、推定される弾性率の値と矛盾しない。また実際に観測されている歪変化を上記の分類に基 づいて比較してみると、BもしくはCクラスの観測点が降水による影響や不規則なパルス・ステップ 状の変化のパターンを示すことが多いのに対して、Aクラスの観測点は湯河原と東伊豆の2観測点を 除いてあまり目立った変化を示さないことが分かった。

このように 金変化が 媒質の ヤング 率の大小による分類によってある程度系統的に特徴付けられる ということは、体積 歪計の 挙動が 実際に 周辺 媒質の 弾性率によって 左右される 可能性があることを 示すものであり、 観測される体積 歪の 変動を 解釈する上で、その 観測点の 周辺の 媒質を考慮に入れ ることが 重要である 事を 意味する。

#### 参考文献

古屋逸夫, 1982:体積歪計の理論応答. 験震時報, 47, 71-76.

Furuya, I., 1985 : Characteristics of borehole strainmeter and its application to seismology. Ph. D Thesis, Univ. Tokyo.

古屋逸夫・桧皮久義,1983:気圧変化及びレーリー波入射に対する埋込式体積歪計の応答。験震時報,48, 1-6.

- Furuya, I., S. Nihei, A. Fukudome, Y. Yamagishi, H. Takahashi, K. Uechi, O. Kamigaichi, A. Takeuchi,
  H. Hikawa, and K. Sato, 1986: Analysis of Data Obtained by the JMA Borehole Volume Strainmeter
  Network. *Geophys. Mag.* 41 (4), 189-215.
- 古屋逸夫・高橋清和・二瓶信一・岩崎貴哉・島村英紀, 1986: 東海地方の地下水温と歪記録. 地震学会講演 予稿集, No. 1, 150.
- Gladwin M. T. and R. Hart, 1985: Design Parameters for Borehole Strain Instrumentation. Pure Appl. Geophys., 123, 59-80
- 桧皮久義・二瓶信一・島村英紀, 1983: 埋込式体積歪計孔内での精密地下水温観測. 地震学会講演予稿集, No.1, 244.
- 檜皮久義・佐藤 馨・二瓶信一・福留篤男・竹内 新・古屋逸夫, 1983: 埋込式体積歪計の気圧補正. 験震 時報, 47 (3-4), 1-21.
- 小泉岳司・吉田明夫・二瓶信一・高橋 博, 1986:体積歪計孔内における水位観測(2)(湯河原・横浜). 測地学会講演予稿集, No.65, 115.
- Sacks, I. S. and D. W. Evertson, 1968: A sensitive Borehole strain-rate meter. Carnegie Inst. Wash., 68, 448-455.
- Sacks, I. S., S. Suyehiro, D. W. Evertson and Y. Yamagishi, 1971: Sacks Evertson strainmeter, its installation in Japan and some preliminary results concerning strain step. *Pap. Met. Geophys.*, 22, 195-208.
- 坂田正治、1983:埋込式ひずみ計による見かけの体積ひずみ増幅率。地震2,36,262-265.
- 澤田可洋・福井敬一・佐藤 馨・二瓶信一・福留篤男, 1984: 1983年三宅島噴火前後に伊豆大島の体積歪計 で観測された特異な現象.三宅島噴火1983,火山, 29, 141-152.
- 田中 豊・斎藤敏明, 1980:応力解放法による地殻応力の測定. 月刊地球, 2(9), 630-647.
- ツィエンキーヴィッツ, O.C. (吉識雅夫・山田嘉昭監訳), 1985: 基礎工学におけるマトリックス有限要素 法. 培風館, 575p.
- 塚原弘昭・池田隆司・佐竹 洋・大竹政和・高橋 博,1978:水圧破壊法による地殻応力の測定一地表下90 mにおける地殻応力測定.国立防災科学技術センター研究速報,30,24pp.
- 吉田明夫・二瓶信一・太田金房・薄田真司, 1984:静岡と網代における体積歪観測孔内の水位変化と歪変化. 気象研究所研究報告, 35(4), 199-207.