

音波を利用した海底での歪測定に関する基礎的考察[†]

長屋好治*

BASIC STUDY ON A SEA FLOOR STRAIN MEASUREMENT USING ACOUSTIC TECHNIQUES[†]

Yoshiharu NAGAYA*

Abstract

Strains on the sea floor by the crustal deformation can be detected with an accuracy of 10^{-5} by the method of acoustic ranging. This accuracy is attained by determining arrival times of acoustic signals with high resolution using a pulse compression technique as well as by the correction of sound velocity variations by the measurement of water temperature, salinity and pressure with accuracies of 0.003°C , 0.01% and $1 \text{ mH}_2\text{O}$ respectively. Temperature anomaly with an amplitude of 0.1°C and a horizontal scale of 100m brings an error of cm. The fluctuation of observations by local temperature disturbance, however, can be separated by long term observation.

1. はじめに

VLBIやSLRに代表される宇宙技術の発展は、地殻変動の研究に新たな観測の窓を開けることになった。プレート運動の実測（例えば、Sasaki, 1990）とともに、プレートの非定常な運動様式の解明（Heki and Foulger, 1993）へと研究が進んでいる。日本列島に200を越えるGPS連続観測点を配置し、広域的な地殻変動を常時監視することによって地震予知に迫ろうとする事業も開始された（今給黎, 1994）。

これら宇宙技術の利用は陸上に限られており、電波の減衰が激しい海水によってシールドされた海底での地殻変動の研究は大きく立ち後れている。中央海嶺における海底拡大、トランスフォーム断層の運動、海溝における沈み込みと付加体の形成といった動的な場が海底には存在する。これらの動きを直接検出することができれば、地殻変動の研究はさらに

大きく発展すると期待される。

海底で実現可能な地殻変動の観測手法としては傾斜測定と歪測定が考えられる（Kanazawa, 1989）。坂田・他（1981）および坂田・島田（1984）は、振動子を利用した傾斜計を開発して相模湾で試験観測を行っており、観測機器と海底面とのカップリングをいかによくするかが課題であると報告している。一方、Spiess（1980, 1985）、浅田他（1991）およびFujimoto *et al.*（1991）は音波の伝搬時間から歪を測定する手法を提案している。浅田・他（1991）は伝搬波形についてデジタル処理を行うことによって計測分解能とS/Nの向上を図っている。

陸上を含め一般に地殻変動の観測では観測機器と地面とのカップリングが重要な問題となる。特に、振子型の傾斜測定や歪ゲージ式の歪測定の場合、基線長が短いことからカップリングの善し悪しは測定結果に重大な影響を与える。陸上では観測機器をコンクリートで岩盤に固定する方法が一般に行われて

[†] Accepted 16th March 1995

* 海洋研究室 Marine Research Laboratory

おり、海底でも ODP によって作られた海底掘削坑を利用して機器を固定することによりカップリングの向上を図ることができる (Kanazawa, 1989) が、作業は容易ではない。

音波を利用した距離計測においても、観測機器と海底とのカップリングが悪いと機器が傾斜することによって伝搬距離が変化し誤差をもたらす。しかし、基線を長く設定することによって影響を小さくすることができる。また、音波の送受信局を海底に多数展開することによって比較的容易にネットワーク観測が可能になることも、音波による距離計測の利点である。

本研究では、浅田・他 (1991) に従い伝搬波形を信号処理することによって高い距離分解能を実現し歪を測定する手法について基礎的な検討を行うとともに、音波を使うときの最大の問題である水温変化にともなう音速変化の影響について考察する。

2. 手法の検討

(1) 計測条件と精度

音波による距離計測で得られる歪測定の精度について考える。2点間の距離の変化は伝搬時間の変化とともに音速の変化によっても表れる。距離、音速および伝搬時間をそれぞれ L , c , t とすると、それぞれの微小な変化について次の関係が成り立つ。

$$\frac{\Delta L}{L} = \frac{\Delta t}{t} + \frac{\Delta c}{c} \quad (1)$$

これは時間分解能を上げて音速度の補正が正確にできなければ、歪測定の精度が上がらないことを示す。海水中の音速は水温 T 、塩分 S および水圧 D の関数であるから、(1)式は

$$\frac{\Delta L}{L} = \frac{\Delta t}{t} + \frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial T} \Delta T + \frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial S} \Delta S + \frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial D} \Delta D \quad (2)$$

と展開される。 ΔT , ΔS , ΔD の測定精度によって歪測定の精度が制限されることになる。海洋学では CTD センサーを使って水温、塩分、水圧 (水深) を精密に測定する努力がなされており、現状で得られる精度はそれぞれ $3 \times 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}$, $1 \times 10^{-3} \text{ } \text{‰}$, 1 m である (SCOR Working Group 51, 1988)。Table 1 に Urick (1983) に示される音速の変化率とともに、 ΔT , ΔS , ΔD が上記の誤差を有する場合の歪測定の精度を示す。水温と塩分による音速の変化については 10^{-6} 程度の精度を得ることができるが、水圧に関しては 10^{-5} が限界である。このことから水温、塩分、水圧を直接計測して音速補正をする限り、 10^{-5} を越える精度を得ることは現状では不可能であることがわかる。基線長が 100 m ならば 1 mm , 10 km で 10 cm の変動が検出の限界となる。

Table 1 に示された音速の変化率は水温、塩分、水圧によって変化する。水深 3000 m の海底で基線長を 1 km としたときに各測定に求められる精度を Table

Table 1. Approximate coefficients of sound velocity (after Urick, 1983) and accuracies of the strain measurement.

variation with	coefficient	coefficient	$\frac{\Delta c}{c}$
temperature (near $21 \text{ } ^\circ\text{C}$)	$\frac{\partial c}{\partial T}$ $0.8 \text{ m/sec/}^\circ\text{C}$	$\frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial T}$ $5.5 \times 10^{-4} / ^\circ\text{C}$	$\frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial T} \Delta T$ 2×10^{-6}
salinity	$\frac{\partial c}{\partial S}$ $1.2 \text{ m/sec/} \text{‰}$	$\frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial S}$ $8 \times 10^{-4} / \text{‰}$	$\frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial S} \Delta S$ 8×10^{-7}
depth	$\frac{\partial c}{\partial D}$ 0.016 m/sec/m	$\frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial D}$ $1.1 \times 10^{-5} / \text{m}$	$\frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial D} \Delta D$ 1×10^{-5}

Table 2. Accuracies required for the measurements of travel time, water temperature, salinity and water pressure to realize the strain measurement with an accuracy of 10^{-5} on the sea floor at the depth of 3000 m.

	accuracy
time	$6\mu\text{sec}$
temperature	0.003°C
salinity	0.01%
depth	1 m

2に示す。ここでは次式(Mackenzie, 1981)を使い、水温および塩分をそれぞれ 1°C 、 35% として音速の変化率を計算している。

$$\begin{aligned}
 c &= 1448.96 + 4.591T - 5.304 \times 10^{-2}T^2 \\
 &+ 2.374 \times 10^{-4}T^3 + 1.340(S-35) \\
 &+ 1.630 \times 10^{-2}D + 1.675 \times 10^{-7}D^2 \\
 &- 1.025 \times 10^{-2}T(S-35) \\
 &- 7.139 \times 10^{-13}TD^3 \\
 c &: \text{音速 (m/sec)} \\
 T &: \text{水温 } (^\circ\text{C}) \quad 0 \leq T \leq 30 \\
 S &: \text{塩分 } (\%) \quad 30 \leq S \leq 40 \\
 D &: \text{水深 (m)} \quad 0 \leq D \leq 8000 \quad (3)
 \end{aligned}$$

(2) 時計の同期

海底の2点間を信号ケーブルで結ぶことができるなら1台の時計で伝搬時間を計測することができる。しかし、基線長を数100m以上に設定する場合、ケーブルを伴った機器を海底に設置することは容易ではない。

これに対して、2点に設置する機器それぞれに予め同期をとった時計を備えて、一定の時間間隔で送信を行えば、受信時刻を測定することによって伝搬時間を求めることができ、ケーブルで結ぶ必要はなくなる。この場合2台の時計の同期のずれは伝搬時間の計測に誤差を与える。しかし、双方向で伝搬時間を計測し両者を平均することによって誤差を小さくすることができる。以下にこれを示す。

A, B両点で音波の送信と同時に音波の受信を行

う。A点から音波が発信される時刻を T_A 、B点から発信される時刻を T_B とすると、A点で計測される伝搬時間 t_A とB点で計測される伝搬時間 t_B は、真の伝搬時間 T を用いて次式で表される。

$$\begin{aligned}
 t_A &= \left(1 + \frac{\Delta f_A}{f_A}\right) (T_B + T - T_A) \\
 t_B &= \left(1 + \frac{\Delta f_B}{f_B}\right) (T_A + T - T_B) \quad (4)
 \end{aligned}$$

ここで、 f_A と f_B はA点、B点の時計に使われる基準発振子の設計上の周波数を、 Δf_A と Δf_B はそれぞれの誤差を表す。平均をとると

$$\begin{aligned}
 \frac{t_A + t_B}{2} &= T \left\{ 1 + \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta f_A}{f_A} + \frac{\Delta f_B}{f_B} \right] + \right. \\
 &\quad \left. \frac{T_B - T_A}{T} \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta f_A}{f_A} - \frac{\Delta f_B}{f_B} \right] \right\} \quad (5)
 \end{aligned}$$

となる。右辺第2項の $\frac{1}{2} \left[\frac{\Delta f_A}{f_A} + \frac{\Delta f_B}{f_B} \right]$ および第3項の $\frac{1}{2} \left[\frac{\Delta f_A}{f_A} - \frac{\Delta f_B}{f_B} \right]$ は時計の刻みの誤差を、また、第3項の $T_B - T_A$ は同期誤差を表す。同期誤差が伝搬時間 T より小さければ、時計の誤差の範囲で伝搬時間の計測ができることがわかる。ここで 10^{-5} 以上の精度を持つ時計が必要となるが、水晶発振子を使って簡単に作ることができる。ただし同期誤差は時間とともに増加するため、放置すれば $T_A - T_B < T$ の条件が満たされなくなる。同期誤差の累積によって一方向の伝搬時間の計測値は一様に増加もしくは減少する。そこで、海底で最初に計測される伝搬時間を初期値として、その後順次得られる計測値と初期値との差が予め設定した範囲を超えたら、時計を一定時間進めるもしくは遅らせる操作を行うことによって、時計の同期誤差を抑えることができる。

(3) 周波数と伝搬損失

海水中を伝搬する音波は、球面拡散に加えて粘性による吸収および MgSO_4 に代表される溶存塩による吸収によって減衰する。これらによる伝搬損失 TL (dB) は

$$\text{TL} = 20 \log r + \alpha r \quad (6)$$

で表される。ここで r は音源からの距離 (m) を示す。 α は吸収係数と呼ばれ、周波数 f (kHz) の関数

として次式で近似される (Urlick, 1983)。

$$\alpha = \frac{0.1f^2}{1+f^2} + \frac{40f^2}{4100+f^2} + 2.75 \times 10^{-4} f^2 + 0.003 \quad (\text{dB/kiloyard}) \quad (7)$$

(6)式と(7)式に従って周波数10kHzから50kHzの音波について距離に対する伝搬損失を計算した結果が Fig. 1 である。これによると信号の周波数が10kHzの場合は伝搬距離が10kmでも減衰は100dB以下であるが、周波数が50kHzでは2kmの伝搬距離で減衰が100dBに達する。

海中の音響ノイズは、水深1000mを越える海中では10kHzから50kHzの周波数帯で60dB (re: 1 μ Pa) 以下である (Urlick, 1983)。したがって伝搬距離が2km以下の場合、50kHzの信号を使っても、音原音圧を160dB以上にすることによってノイズレベルより高い信号を受信することができる。しかし、伝搬距離が10kmとなると、20kHz以上の信号に対しては減衰が著しく、次項で述べるパルス圧縮によってS/Nを上げて良好な信号を得ることは難しい。伝搬距離を10kmに設定する場合は信号の周波数を20kHzよりも低くする必要がある。

(4) パルス圧縮

受信時刻の計測において時間分解能とS/Nを上げるために、レーダ技術分野でパルス圧縮と呼ばれる手法を用いる。これはパルスレーダの探知距離を増大しかつ距離分解能を上げることを目的として開発された手法であり、原理としてレーダの探知距離

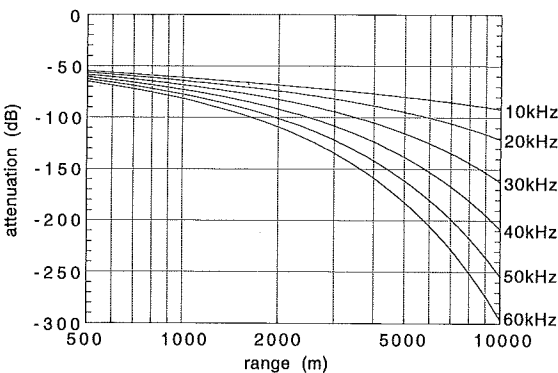


Fig. 1. Transmission loss of underwater sound.

が瞬間的な送信電力ではなく平均電力に依存すること、また、距離分解能が送信波形の時間幅ではなく帯域幅に依存する性質を利用している (電気情報通信学会, 1984)。代表的なパルス圧縮の方法として、直線周波数変調方式 (FSK) と符号変調方式 (PSK) があり、どちらも送信波形と受信波形の相関波形を作ることによって信号のパルス幅を短くするとともに信号振幅を大きくしている。

直線周波数変調方式では、時間経過とともに周波数がリニアに変化する波形を送信信号として使う。これは chirp 波形とも呼ばれ次式で表される。

$$s(t) = \cos(\omega_0 t + \frac{1}{2} \mu t^2) \quad |t| \leq \frac{1}{2} T$$

$$= 0 \quad |t| > \frac{1}{2} T \quad (8)$$

ここで、 ω_0 は中心角周波数、 T は信号の時間幅を表す。 μ は周波数変調幅 Δf を用いて $\mu = 2\pi\Delta f / T$ によって定義される。

$s(t)$ の自己相関を計算すると、

$$g(\tau) = \sqrt{\frac{2\mu}{\pi}} \cos \omega_0 \tau \frac{\sin \left\{ \frac{\mu\tau}{2} T \left(1 - \frac{|\tau|}{T} \right) \right\}}{\mu\tau} \quad (9)$$

となり (Cook and Bernfeld, 1967)、 μ を Δf で書き直して

$$g(\tau) = \sqrt{T\Delta f} \cos \omega_0 \tau \frac{\sin \pi \Delta f \tau}{\pi \Delta f \tau} \quad |\tau| \ll T \quad (10)$$

を得る。 $\frac{\sin \pi \Delta f \tau}{\pi \Delta f \tau}$ は $g(\tau)$ の包絡線を表し、 $\tau=0$ で最大、 $\tau=0$ を挟んで両側に減少し、 $\tau = \frac{1}{\Delta f}$ で $g(\tau)=0$ となる。 $\tau \geq \left| \frac{1}{\Delta f} \right|$ では $g(\tau)$ の振幅が小さいため、 $\tau \leq \left| \frac{1}{\Delta f} \right|$ の範囲にパルスが圧縮されることになる。振幅は $\sqrt{T\Delta f}$ 倍に増大する。

一方符号変調方式では、周波数 f_0 の正弦波を予め決められた2進符号に従って位相を180°反転させた波形を送信信号として使う。2進符号には符号理論で巡回符号の一つに分類されるM系列符号がよく使われる (今井, 1990)。符号の長さはM系列符号の次数で決まり、 m 次のM系列符号の長さは $2^m - 1$ である。符号は m 段のシフトレジスタを使った簡単なア

ルゴリズムによって生成される (今井, 1990)。Fig. 2 に 5 次の M 系列符号を生成するシフトレジスタ回路の例を示す。Fig. 3 は Fig. 2(a) で生成される 5 次の M 系列符号である。ただし, Fig. 3 では 0 を -1 に置き換えている。

M 系列符号を繰り返し並べた系列は周期 $2^m - 1$ の周期系列となり M 系列と呼ばれる。M 系列は見かけ上ランダムな性質を示す。つまり, a_i を 1 と -1 からなる m 次の M 系列としたとき, 次式

$$\varphi(j) = \sum_{i=0}^{L-1} a_i a_{i+j} \quad L = 2^m - 1 \quad (11)$$

に従って相関を計算すると

$$\begin{aligned} \varphi(j) &= L & (j=0, L) \\ &= -1 & (j=1, 2, \dots, L-1) \end{aligned} \quad (12)$$

となり, 符号が一致したときのみ高い相関を示す。Fig. 4 は Fig. 3 で示された 5 次の M 系列符号の自己相関である。サイドローブが表れている理由は, (11) 式の a_i として M 系列そのものではなく,

$$a_i = 0 \quad (i < 0, i \geq L-1) \quad (13)$$

として, 1 周期の M 系列について自己相関を計算しているためである。Fig. 4 から $L (=2^5 - 1 = 31)$ の時間幅を持つ信号が時間幅 2 の三角波に圧縮されることがわかる。つまり, 符号長 L の M 系列符号で位

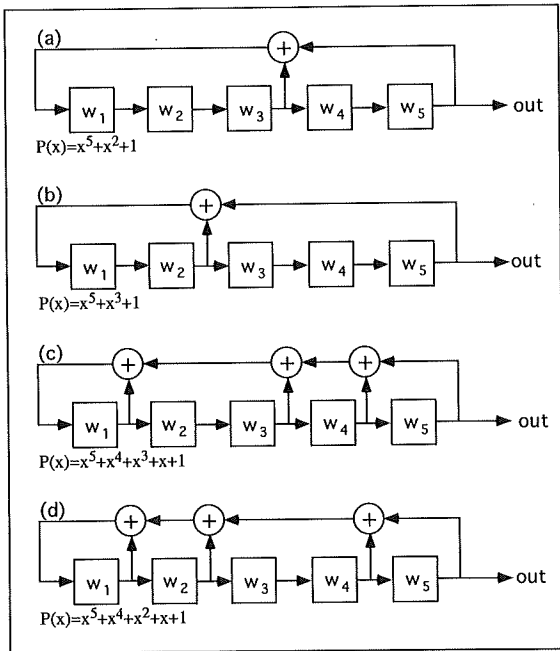


Fig. 2. Four examples of feedback shift register circuits generating M-sequence codes of fifth order together with primitive polynomials to determine the topologies of the circuits. M-sequence codes generated by a circuit are identical even though any binary sequence except for all zeros is given to (w_1, w_2, \dots, w_5) as initial values. Plus on the circuits indicates exclusive OR.

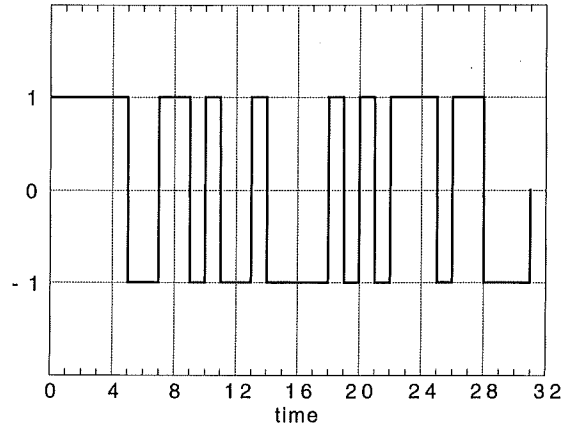


Fig. 3. The M-sequence code generated by the shift register circuit of Fig. 2(a).

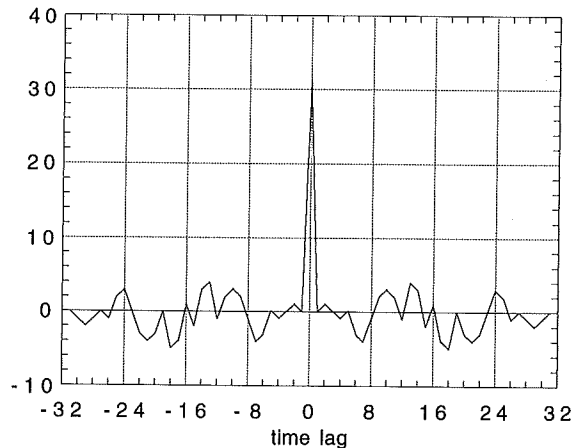


Fig. 4. Autocorrelation of the M-sequence code shown on Fig. 3.

相変調された波形は相関計算によって、パルス幅は $2/L$ 倍に縮小する。また、振幅は \sqrt{L} 倍に増大する。信号の時間幅を T 、2進符号の1ビットの時間幅を $1/f_c$ 、すなわちボーレートを f_c とすると $T=L/f_c$ の関係が成り立つから、パルス幅が $2/f_c$ に縮小し、振幅は $\sqrt{Tf_c}$ に増大すると書くこともできる。

M系列のパワースペクトルを計算すると、

$$\phi(\omega) = \frac{\sin^2(\omega/2f_c)}{(\omega/2f_c)^2} \quad (14)$$

を包絡線とするラインスペクトルになる (森田, 1984)。 $|\omega| \geq 2\pi f_c$ における $\phi(\omega)$ は、 $|\omega| \leq 2\pi f_c$ における $\phi(\omega)$ に比較して無視できるほど十分小さい。このため f_0 の正弦波をボーレート f_c のM系列で位相変調

した信号は、

$$f_0 - f_c < f < f_0 + f_c \quad (15)$$

の範囲で強い振幅スペクトルを示す。Fig. 5 (a)は40 kHzの正弦波を10kbpsのM系列符号で位相変調した信号のパワースペクトルである。30kHzから50kHzの範囲で強いパワーを示している。一方、Fig. 5 (b)は中心周波数が40kHzでスイープ幅が20kHzのchirp波のパワースペクトルである。やはり30kHzから50kHzの範囲で強いパワーを持ち、矩形に近い周波数特性を示している。

FSKとPSKについて帯域幅、パルス幅、振幅の比較をTable 3に示す。FSKにしるPSKにしる帯域幅が広いほど圧縮後のパルス幅は短くなり時間分

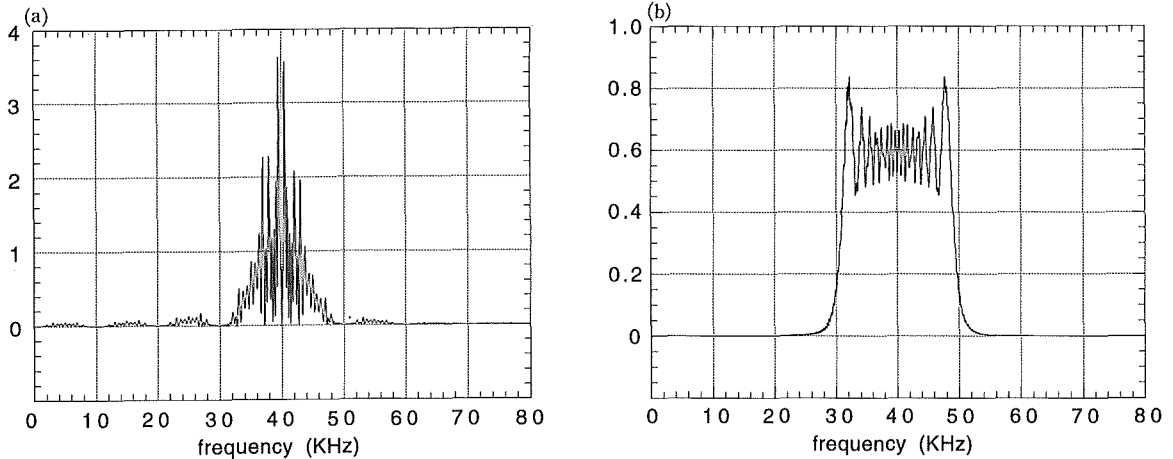


Fig. 5. Power spectra of a PSK signal to which a sine wave of 40kHz is modulated with the M-sequence code of the fifth order at the baud rate of 10kbps (a) and of a chirp signal linearly swept from 30kHz to 50kHz (b).

Table 3. Comparison of the effect of pulse compression between Frequency Shift Keying (FSK) and Phase Shift Keying (PSK).

	pulse length	sweep width of chirp signal	baud rate of M-sequence code	length of compressed pulse	maximam amplitude of compressed pulse	band width
F S K	T	Δf	/	$\frac{2}{\Delta f}$	$\sqrt{T \Delta f}$	Δf
P S K	T	/		f_c	$\frac{2}{f_c}$	$\sqrt{T f_c}$

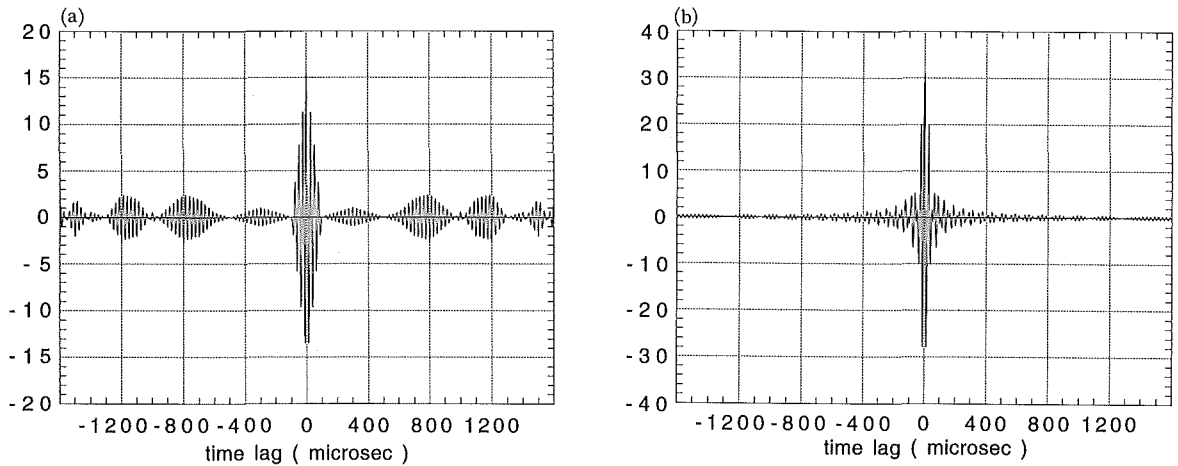


Fig. 6. Autocorrelations of a PSK signal to which a 40kHz sine wave is modulated with the M-sequence code of the fifth order at 10kbps (a) and of a chirp signal with a center frequency of 40kHz and a band-width of 20kHz (b).

解能が向上する。また、帯域幅と信号の時間幅の積に比例して振幅が増大し S/N が向上する。帯域幅が同一であれば、FSK によるパルス圧縮の効果は PSK の 2 倍である。Fig. 6 の (a), (b) は Fig. 5 と同じ位相変調波と chirp 波の自己相関を示す。どちらも 30kHz から 40kHz の帯域で強いパワーを持つが、chirp 波の自己相関はより鋭いパルスとなり、パルス圧縮の効果が高いことがわかる。

PSK, FSK のどちらを用いてパルス圧縮をしても数 μsec よりも高い時間分解能で振幅が最大となる時刻を特定することができる。

(5) 機器の傾斜

機器を海底の安定した岩盤の上に設置できるとは限らない。未固結の堆積層の上に設置する場合、自重で機器が傾斜する可能性がある。送受波器の海底からの高さを 2 m とすると、 0.6° の傾きによって 2 点間の距離が 1 cm 変化する。 0.1° の分解能をもつ傾斜計を機器に取り付けて傾斜量を計測することによってこれを補正する。ただし、海底設置時に基線方向と傾斜計の方向との関係を潜水艇等を使って調べる必要がある。

3. 考察

(1) 局所的な水温変動

基線の両端で水温、塩分、水圧を計測することによって、基線全体を含むスケールの水温、塩分、水圧の変化については検出が可能であり、これにともなう音速場の変化は補正することができる。しかし、基線長よりも短い局所的な音速場の変化は検出できない。一般に水温は塩分に比較して変化が大きく、水温の局所的な変化（温度異常）によって音速場が局所的に変化する可能性がある。

どの程度の空間スケールの温度異常が 10^{-5} の歪測定に影響するかを基線長を 1 km として評価してみた。水深 3000 m の海底付近で、水温 1°C 、塩分 35‰ で均一な海水中において、基線の中に幅 w (m) の温度異常が発生した場合の走時を SEIS 83 (Červený and Pšenčík, 1983) を使って計算した。温度異常としては、Fig. 7 (a) に示すように中間点で t_a ($^\circ\text{C}$) の大きさを持ち、水平方向にリニアに減少し、幅 w の両端で周囲の水温 1°C に一致する水平分布を与えた。一方、鉛直方向には温度変化がないとした。 t_a が 0.1°C 、 0.2°C 、 0.01°C の場合について、また、 w が 100 m、200 m、1000 m の場合について計算した結

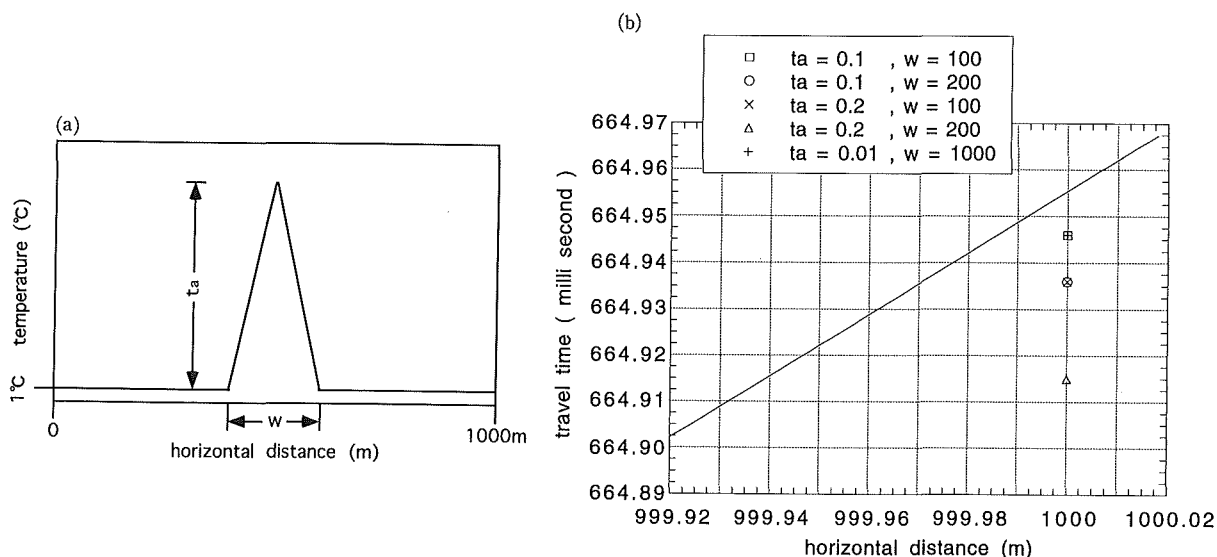


Fig. 7. (a) Horizontal distribution of the temperature anomaly which is given to calculate the velocity field. (b) Simulated travel times of acoustic signals propagating the distance of 1000m through the sea water with temperature anomaly of which distribution is given on (a). Solid line shows travel times in the sea water with no anomaly.

果を Fig. 7(b)に示す。実線は温度異常がないときの走時曲線を表す。

振幅 $+0.1^\circ\text{C}$ 、幅100mの温度異常によって1.4cmの距離の縮みに相当する伝搬時間の短縮が起こる。Fig. 7(b)に示される5つの場合から、振幅 t_a ($^\circ\text{C}$)、幅 w (m)の温度異常によって生じる誤差は、 $0.14 \times t_a \times w$ (cm) (16) によって見積もることができる。

100mスケールの温度異常が長期的に安定して存在するとは考えにくい。Meinig *et al.* (1993)は Juan de Fuca Ridge において100m間隔で6台の水温計を並べて400時間の連続観測を行っている。これによると特定の水温計だけに記録される変化はあるものの、その継続時間は長くても20時間程度であり振幅も 0.05°C を越えていない。

熱水活動の激しい海嶺域では噴出する熱水による温度擾乱が予想される。Bemis *et al.* (1993)は Juan de Fuca Ridge で有人潜水艇を使って水温分布を観測し、熱水噴出孔から噴き出す熱水によって作られる温度異常の分布を次式でモデル化している。

$$T(r, z) = k_1(z_0 + z)^{-5/3} \exp\left(-\frac{r^2}{k_2}\right) \quad (17)$$

ここで z は噴出孔からの高さ、 r は水平距離である。

これに従うと噴出孔で 350°C の熱水が噴出した場合、噴出孔から水平距離で2m以上離れると、海底からの高さが6mまでの範囲で温度異常は 0.1°C 以下になることが計算される。したがって噴出孔から2m以上離して基線を設定することによって距離測定への影響を避けることができる。

(17)式でモデル化されているのは高温の熱水が強い浮力を伴って盛んに噴出している場合であり、低温の地下水がゆっくり湧き出している場合には適用できない。海嶺域でも低温の水が湧き出している (Bemis *et al.*, 1993)し、沈み込み域でも低温湧水は観測されている (Le Pichon *et al.*, 1992)。低温の水が海底付近に滞留して距離測定に誤差を与える可能性は残る。湧水がある場所では、基線上の多点で水温を測って滞留時間を調べる必要がある。

局所的な温度擾乱は、湧水を起源とするにしろ海洋構造を起源とするにしろ、周期的な変動であるか、もしくはある平衡点へ漸近する現象である。これに

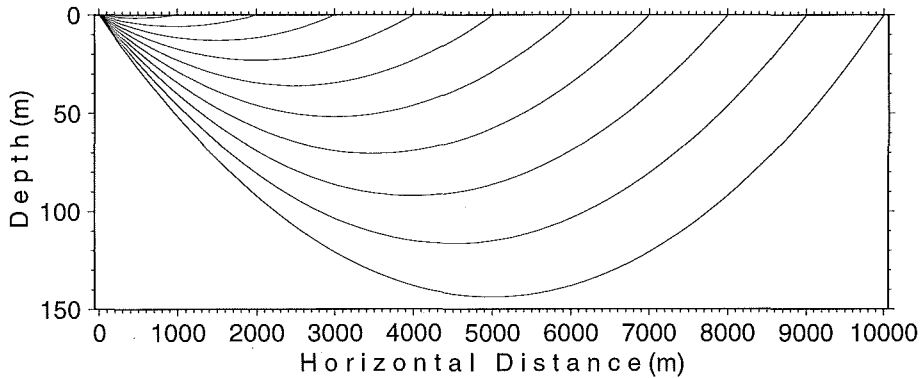


Fig. 8. Sound rays in the sea water of 1°C and 35‰ at the depth of 3000 m.

対して地殻変動は周期無限大の運動である。したがって長期にわたって測定を続けることによって地殻変動を起因とする変化を抽出できると考えられる。

(2) 地形に関する制約

一般に海水中の音速の鉛直分布は、水深700m付近を極小として海面および海底に向かって増加する傾向を示す。このため水深1000mを越える海水中で水平方向に発した音波の音線は下に凸の曲線を描く。水深3000mの海水中における音線を SEIS83を用いて計算した結果を Fig. 8 に示す。ここで水温は1°C、塩分は35‰で水平方向にも鉛直方向にも一定として(3)式を用いて音速場を与えている。水平距離が1000mの場合は鉛直方向に1.5m程度湾曲するにすぎないが、10kmでは湾曲が150mに及ぶ。音源からの直接波を受信するためには、機器の設置場所として凹地もしくは傾斜地を選択する必要がある。

(3) 海流の影響

海流によって音速は変化する。基線方向の音速の変化は双方向で計測を行うことによって、流速が1 m/sec を越えない限り、測定誤差を 10^{-5} 以下に抑えることができる(長屋・他, 1994)。また、基線に直交する方向の海流があると、伝搬距離は長くなるが、伸びの割合は流速が1.5 m/sec でも 0.5×10^{-6} であり影響はない。

4. 結論

水深3000mの海底の2点間で音波の伝搬時間を計測し、同時に水温、塩分および水圧をそれぞれ0.003°C、0.01‰、1 m H₂Oの精度で計測して音速場の変化を補正することによって、 10^{-5} の精度で歪を測定することができる。基線長が1 kmなら30~50 kHzの帯域幅を持つ信号波形を、また、基線長が10 kmなら10~20 kHzの帯域幅を持つ信号波形を、直線周波数変調もしくはM系列による位相変調によって形成し、これを送信し、受信した波形と送信波形との相関を計算することによってcmの距離分解能を得ることができる。

2点間は必ずしもケーブルで結ぶ必要はなく、 10^{-5} より高い精度を持つ時計で送信時刻の同期をとり双方向の伝搬時間を計測することによって 10^{-5} の測定精度を維持することができる。

周囲の水温と0.1°C異なる海水が水平方向に50~100mの範囲で存在すると、これを挟んでの距離測定にはcmの誤差が生じる。このような局所的な温度擾乱は一般に安定ではないため、長期間の測定によって地殻変動と分離できる可能性が高い。ただし、低温湧水がある場合は滞留時間が長期である可能性があるため、今後、実際に水温測定を行って低温湧水の振る舞いを調べる必要がある。

謝 辞

本研究を進めるにあたり海洋研究室の方々に貴重な意見を頂きました。ここに感謝いたします。

引用文献

- 浅田昭・小野房吉・長屋好治・植田義夫：水路部における海底観測計画，月刊海洋，**23**(5)，255-263，(1991)
- Bemis K. G., R. P. Von Herzen and M. J. Mottl : Geothermal Heat Flux From Hydrothermal Plumes on the Juan de Fuca Ridge, *J. Geophys. Res.*, **98**, 6351-6365, (1993)
- Červený, V. and I. Pšenčík : Program SEIS 83, Numerical modeling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method, Charles Univ., Prague, (1983)
- Cook, C. E. and M. Bernfeld : Radar Signals An Introduction to Theory and Application, Academic Press, 130-136, (1967)
- 電子情報通信学会編：レーダー技術，コロナ社，(1984)
- Heki, K. and G. R. Foulger : Plate Dynamics Near Divergent Boundaries : Geophysical Implications of Postdrifting Crustal Deformation in NE Iceland, *J. Geophys. Res.*, **98**, 14279-14297, (1993)
- Fujimoto, H., J. Segawa, T. Furuta and H. Murakami : Installation of Ocean Bottom Bases for Observation of Seafloor Crustal Movement, *Mar. Geod.*, **14**, 177-184, (1990)
- 今井秀樹：符号理論，コロナ社，125-126，(1990)
- 今給黎哲郎：全国 GPS 連続観測システムの整備，月刊地球 **16**(6)，349-353，(1994)
- Kanazawa, T. : Crustal Movements on the Ocean Bottom, *J. Geod. Soc. Japan*, **35**, 207-213, (1989)
- Le Pichon, X., K. Kobayashi and Kaiko-Nankai Scientific Crew : Fluid venting activity within the Eastern Nankai Trough accretionary wedge : a summary of the 1989 Kaiko-Nankai results, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 303-318, (1992)
- Mackenzie, K. V. : Nine-term equation for sound speed in the oceans, *J. Acoust. Soc. Am.*, **70**(3), 807-812, (1981)
- Meinig, C., H. Milburn, R. Newman and W. Chadwick : Acoustic Extensometer : A Precise Low-Cost Array for Horizontal Deformation Monitoring on the Sea Floor, *Proceedings of OCEANS 93*, Vol.2, 117-121, (1993)
- 森田清：フーリエ変換と情報処理，オーム社，1984
- 長屋好治・矢吹哲一郎・小野房吉・浅田昭・田尻克之：水路部における海底地殻変動観測への取り組み，月刊地球，**16**(6)，309-314，(1994)
- 坂田正治・島田誠一・浜付武重：海底傾斜計の開発(1)，測地学会誌，**27**，75-84，(1981)。
- 坂田正治・島田誠一：海底傾斜計の開発(2)，測地学会誌，**30**，50-58，(1984)。
- Sasaki, M. : Study of the Earth's Dynamics by Means of Satellite Laser Ranging Techniques, *Rep. Hydro. Res.*, **26**, 99-188, (1990)
- SCOR Working Group 51 : The acquisition, calibration, and analysis of CTD data, *Unesco technical papers in marine science*, **54**, (1988)
- Spiess, F. N. : Acoustic Techniques for Marine Geodesy, *Mar. Geod.*, **4**(1), 13-27, (1980)
- Spiess, F. N. : Analysis of a Possible Sea Floor Strain Measurement System, *Mar. Geod.*, **9**(4), 385-398, (1985)
- Urlick, R. J. : Principles of Underwater Sound, 3d ed., McGraw-Hill Inc., (1983)