10. 地震波の減衰

松代群発地震活動の震源域で観測された近地地震のP波は，群発地震発生以前では200 Hz以上の高周波を多く含んでいたが，群発活動の終末期にはこのような高周波成分がほとんど見られなくなっている（Suyehiro, 1968）。また，Suzuki（1971）はこの地域の人工地震のP波の解析から地震活動が最も活発な領域のQ値が周辺の領域の1/20〜1/50と小さくなっていることを報告している。これらの結果は，地震活動に伴って地震波の減衰特性が時間的・空間的に変化することを示している。Suyehiro（1968）は，この変化を媒質の散乱強度の変化で説明している。

媒質の弾性定数の不均質構造は地震波の散乱源になると考えられる（Sato, 1977）。大きな地震の震源域付近では，応力の増加に伴って例えば既存のクラックが開き，媒質の弾性定数の不均質性は変化する。すなわち，散乱強度が変化すると考えられる。岩石実験でも歪が増大すると減衰が大きくなることが報告されている（Stewart *et al.*, 1983）。

大きな地震の発生前後においては，震源域の応力レベルが変化すると考えられるので，減衰特性も時間的に変化しているものと思われる。地震波の減衰特性は実体波の振幅の変化，S波のコーダ部分（以下では単にコーダ波という）のdecay rateの変化，あるいはコーダ波のdurationと最大振幅から求められるマグニチュードとの関係から得られる。特に，最近はコーダ波を用いた解析から減衰特性の時間変化を調べた報告が多い。

コーダ波のdecay rateの変化から，前兆的な減衰特性の変化を報告したものには以下のようなものがある。Gusev and Lemzikov（1985）は，Kamchatkaの海溝沿いのマグニチュード8クラスの地震3個について調べ，いずれの地震でも本震の発生前約1年間はその前後に比べ地震波の減衰が大きいことを述べている（図10-1）。Jin and Aki（1986）は，唐山地震（1976，Ms＝7.8）の発生前約3年間の震源域近傍の地震波の減衰が大きいことを示している。しかし，彼らは同時に震源域の周辺では逆に減衰が小さくなったとしている。また，佐藤ほか（1988）は，ガルム地方の地震（1983，M＝5.3）の本震前3年間は，5 Hzの波では減衰が小さくなっている（図10-2）が，他の周波数ではその様な変化が見えないことを報告している。

一方，コーダ波のdurationとマグニチュードから前兆的な減衰特性の変化を求めた報告には次のようなものがある。Jin and Aki（1986）は，唐山地震の前3年間はその前後に比べコーダ波のdurationが短い，すなわち地震波の減衰が大きいことを示している（図10-3）。Sato（1987）は，長野県西部地震（1984，M＝6.8）を調べ，本震の16ケ月前からdurationが長くなり，本震後1週間で元に戻ったことを示している。

報告数はまだ少ないものの，上述の報告にみられるように，減衰特性は前兆的に変化しているものと思われる。しかし，その変化の極性はいずれの方法においても一定していないことが分か

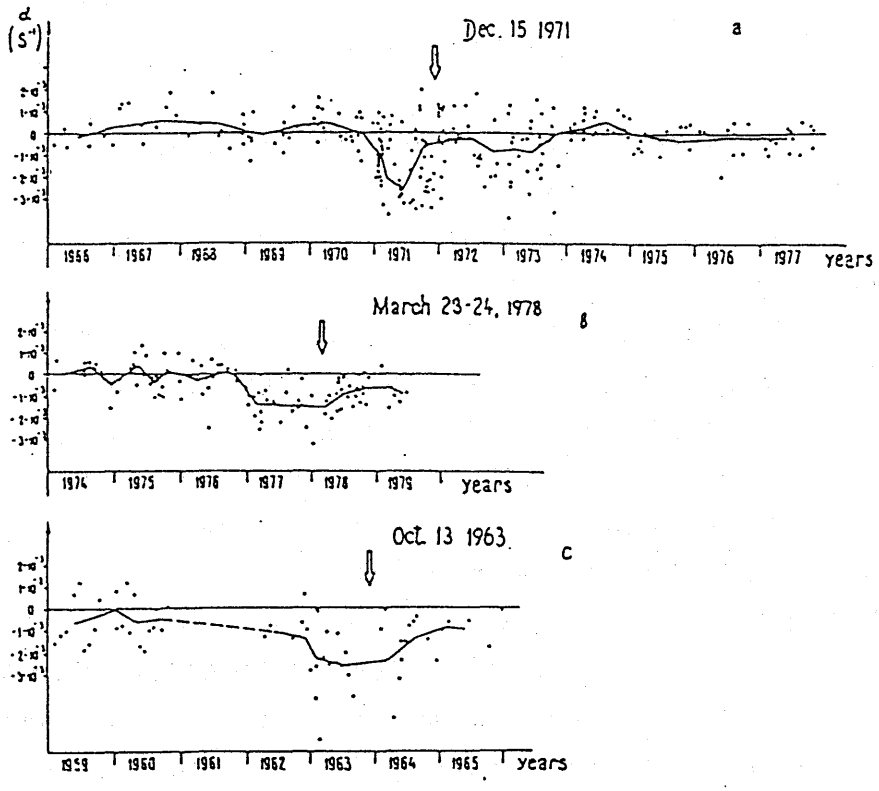

図 10-1　3つの大きな地震前後の α の時間変化（Gusev and Lemzikov, 1985)。α が小さいほど減衰が大きいことを示している。

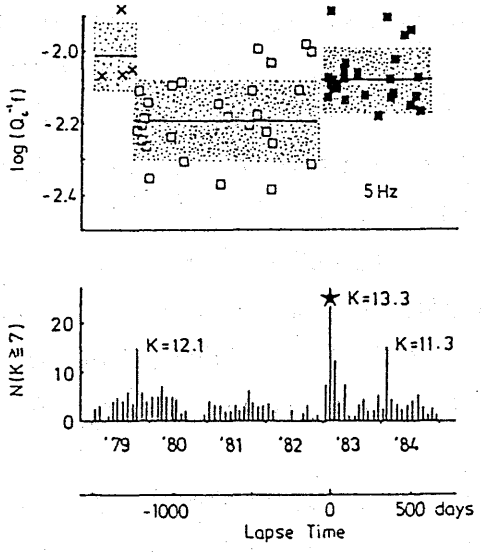

図 10-2　5Hz での $\log(Q_c^{-1}f)$ の時間変化（佐藤ほか，1988)。

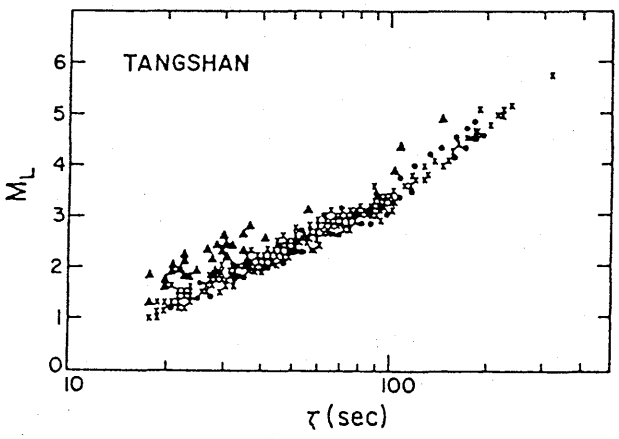

図 10-3 1969年—1972年（×），1973年—1976年4月（▲）の地震，および余震（●）のローカル・マグニチュードM_Lとコーダ波の duration τ との関係（Jin and Aki, 1986)。

る。

コーダ波の解析から，地震の発生前後で減衰特性が変化したとの報告はかなり多い。報告されているものの結果を羅列すると，decay rate から求めたものでは，地震の発生後はそれ以前より地震波の減衰が小さくなったのは海城地震（1975, M=7.3； Jin and Aki, 1986）や Petatlan 地震（1979,M=7.6； Novelo-Casanova *et al.*, 1985）があり，大きくなったのは三朝地震（1983, M=6.2； Tsukuda, 1985）がある。また，Round Valley 地震では余震域近傍では本震後に減衰は大きくなっているが，その周辺では逆に小さくなっている（Peng *et al.*, 1987)。一方，duration とマグニチュードの関係から求めたものでは地震の発生後はそれ以前より duration が短くなったのは秋田県南東部地震（1970, M=6.2；長谷川・堀，1985）や山梨県東部地震（1983, M=6.0； Sato, 1986）があり，長くなったものは Jianchuan 地震（1982, M=5.2； Yan and Mo, 1984）がある。

このように，本震発生前後の地震波減衰特性の変化の極性も，先にのべた前兆的変化の場合と同様に，一定ではない。Jin and Aki（1986）や Peng *et al.*（1987）の結果に見られるように，変化の極性が震源域近傍であっても解析対象地域によって異なっていることを考え合わせると，広い領域を一括して解析しているこれまでの多くの報告で，極性が一定していないのはむしろ当然のことかも知れない。前兆現象として地震波の減衰特性が扱えるかどうかをはっきりさせるためには，今後さらに詳細な研究，特に解析対象地域を考慮にいれた研究が必要と思われる。そして，そのためには，以下に述べるような観測体制，解析方法の改善が望まれる。

観測体制としては，高密度，広帯域，長期間の観測が必要である。コーダ波の decay rate から地震波の減衰特性を求めた報告では，一次散乱理論（Aki and Chouet, 1975； Sato, 1977）に基

づいたものが多い。彼らの理論では，減衰特性（散乱強度）が変化する領域（異常域）は震源や観測点を含む十分に広い領域であることを仮定している。当然のことながら，減衰特性の異常を検出するには観測点が異常域内あるいはその近傍に位置することが望ましい。しかし，異常域がどこに出現するかは不明であるので，出来るだけ高密度の観測網を異常想定地域に設定しなければならないことになる。 また，Peng *et al.* (1987) の結果などによれば，減衰特性の前兆的な変化は本震の震源域付近でも領域によって異なる可能性がある。この観点からも高密度の観測網は必要になろう。前兆的な変化に注目するならば，本震前の前兆的な変化以前の定常状態での減衰特性を把握しておく必要がある。長期間の観測の重要性が指摘できる。さらに，周波数領域の広い観測も必要である。 減衰特性の周波数依存性は良く知られており(例えば Aki, 1985)，もし減衰のメカニズムが散乱によるのであれば，解析するコーダ波の周波数と散乱体の大きさとの関係に注意する必要がある。Aki (1985) によれば，これまでに観測された減衰特性は 0.5〜1 Hz 付近で最も大きくなっており，散乱体の大きさとしては数 km 程度に対応することになる（Sato, 1984)。散乱体の大きさに関する情報がほとんどない現状，特に前兆現象として現れる散乱体の大きさに関する情報がほとんどない現状では出来るだけ多くの周波数帯での解析が望ましく，少なくとも限られた少数の周波数帯での解析では誤った結果を導く可能性が大きい。

解析方法としては，先に述べたようにコーダ波の decay rate と duration を用いる方法がある。観測されるコーダ波の振幅は，散乱強度の増加に伴う振幅の増加と散乱に依るエネルギーロスに伴う振幅の減少の 2 つの影響が混在したものである。コーダ波の decay rate を用いた場合はこれら 2 つの影響を分離することができるが，duration を用いた場合はこの 2 つの影響を分離することは困難である。このことから，コーダ波を用いて減衰特性を解析するには decay rate を用いた方が良いものと思われる。また，コーダ波の decay rate から地震波の減衰特性を求める場合には，異常域の近傍に観測点があれば，decay rate を求める解析区間を適当に選ぶことによって，異常域の情報を十分知ることができる。一方，コーダ波の duration は異常域の情報だけでなく異常域外の情報も含んでいるので，異常の検出は decay rate の場合より難しいと思われる。しかしながら，実際の解析の際には，noise level からほぼ一意的に決められる duration の方が，解析区間や周波数など様々なパラメタのもとで決められる decay rate より容易である。 様々なパラメタを十分吟味した上で decay rate から減衰特性を調べると同時に duration も調べておくことが望ましい。 なお，これまでに述べたことは，一次散乱理論に基づいているが，Lee *et al.* (1986) が指摘しているように多重散乱を考慮に入れる必要性も考えられる。多重散乱モデルについては，Gao *et al.* (1983) や干場 (1989) の考察がなされているが，まだ観測されたデータに応用できるものではない。今後，多重散乱理論のコーダ波への適応も検討する必要がある。

ところで，Chouet (1979) は Bear Valley の観測結果から，特に大きな地震が発生していない期間にも減衰特性が変化したことを報告している。一方，Scherbaum and Kisslinger (1985) は

Adak Island の $m_b=5.8$ の地震の前後では減衰特性は変化しなかったと述べている。また，Rhea (1984) は Coastal Plain での観測から減衰特性の変化は見いだされたが，その変化は発生した地震のマグニチュードにはよらず，時間的にも空間的にも地震活動度と良い関係があることを指摘している。このような報告は，減衰特性の変化を前兆現象として扱って良いかどうかを判断する際には，貴重なものである。

これまでは，コーダ波を用いた減衰特性の時間的変化を見てきた。減衰特性が変化するのであれば，当然実体波を解析しても見いだされるはずである。実体波を用いた減衰特性の時間変化に関する研究では，海城地震（1975，Ms=7.3）や宇河地震（1976，M=6）で本震後は本震前に比べ地震波の減衰が大きくなっているとの報告（Chuan-chen *et al.*, 1977；Bang-hui *et al.*, 1979）などがあるものの，その数はあまり多くない。その理由としては，コーダ波の場合は広い領域の平均的な情報を含んでいるのに対し，実体波の場合には波線上の情報だけであり，減衰特性の変化が実体波には現れにくいことがあるためと思われる。また，実体波を用いて減衰特性を求めるためには，震源での time function の影響，観測点近傍での影響などを取り除かなければならないが，これらの影響を取り除くことはかなり困難であり，このことが実体波を用いた減衰特性の時間変化の解析が進んでいない理由と考えられる。しかし，Suzuki (1971) の結果からも分かるように，異常域を空間的に同定するには実体波を用いた解析が有力である。多数の地震，多数の観測点を用いることによって，震源の影響や観測点の影響はある程度取り除けるので，実体波を用いた解析もコーダ波を用いた解析と同時に進めることが望ましい。

なお，今回の前兆現象データベースでは，前兆的な変化が見られた報告のみが記載されており，変化が見られなかったものや，本震前後で変化したものは含まれていない。また，本データベースでは個々の報告に評価を与えているが，震源域近傍でも地域の違いのような詳細な検討がなされている報告は少ないので，多くの報告には中程度の評価を与えた。

最後に，気象庁の常時地震観測網で捉えられた地震波データのコーダ波の decay rate を用いて減衰特性の時間変化を求める際の問題点について触れる。気象庁では全国20ケ所に76型高感度地震計，60ケ所以上に67型高感度地震計を設置し，観測データはデジタル化して収録されている。しかし，67型地震計は圧縮増幅器が用いられており，この圧縮増幅器の特性が十分把握されていないために，コーダ波の振幅の変化に注目した解析は難しい。増幅器の検定を組織的に行うことが望ましい。一方，76型地震計のデータはコーダ波の解析に十分耐えられ，後藤・干場(1989)などによって減衰特性の空間分布が明らかにされている。しかし，76型地震計で捉えられた地震波形のうちコーダ波の解析ができるものは1年間におよそ400個であり，1年間に50個以上の地震がある観測点は1ケ所に過ぎない。現在の段階では，減衰特性の時間的変化を系統的に調べられる可能性は少ない。今後は，検知能力を上げて解析できる地震数を増やすような地震観測システムの構築が必要である。

（後藤和彦）

参 考 文 献

Aki, K., 1985 : Theory of earthquake prediction with special reference to monitoring the quality factor of lithosphere by the coda, *Earthq. Predict. Res.*, **3**, 219-230.

Aki, K. and Chouet, B.,1975 : Origin of coda : Source, attenuation, and scattering effects, *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322-3342.

Bang-hui, L., Shi-fen, W. and Ze-ming, G., 1979 : On the lowering of the epicentral intensity of the Ninghe aftershock of May 12, *Acta. Geophys. Sin*, **22**, 14-24.

Chouet, B., 1979 : Temporal variation on the attenuation of earthquake coda near Stone Canyon, California, *Geophys, Res, Lett.*, **6**, 143-146.

Chuan-chen, Z., Chang-hong, F., Zhen-kwei, J. and Shen-li, L., 1977 : Source parameters for small earthquakes and the quality factor of the medium before and after the Haicheng earthquake, *Acta. Geophys. Sin.*, **20**, 222-231.

Gao, L. S., Lee, L. C., Biswas, N. W. and Aki, K., 1983 : Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **73**, 377-389.

後藤和彦，干場充之，1989：地震波減衰の全国的地域変化 (2)，地震学会予稿集，**1**，p. 176.

Gusev, A. A. and Lemzikov, V. K., 1985 : Properties of scattered elastic waves in the lithosphere of Kamchatka : Parameters and temporal variations, *Tectonophysics*, **112**, 137-153.

長谷川武司，堀修一郎，1985：震源域近傍における地震波の減衰——1970年秋田県南東部地震の例——，地震学会予稿集，**1**，p. 189.

干場充之，1989：3次元空間での多重散乱とエネルギー保存——コーダ波生成のシミュレーション——，地震学会予稿集，**2**，p. 286.

Jin, A. and Aki, K., 1986 : Temporal change in coda Q before the Tangshan earthquake of 1976 and the Haicheng earthquake of 1975, *J. Geophys. Res*, **91**, 665-673.

Lee. W. H. K., Aki, K., Chouet, B, Johnson, P., Marks, S., Newberry, J. T., Ryall, A. S., Stewart, S. W. and Tottingham, D. M., 1986 : A preliminary study of coda Q in California and Nevada, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **76**, 1143-1150.

Novelo-Casanova, D. A., Berg, E., Hsu, V. and Helsley, C. E., 1985 : Time-space variation seismic S-wave coda attenuation (Q^{-1}) and magnitude distribution for the Pelatan earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **12**, 789-792.

Peng, J. Y., Aki, K., Chouet, B., Johnson, P., Lee, W. H. K., Marks, S., Newberry, J. T., Ryall, A. S., Stewart, S. W. and Tottingham, D. M., 1987 : Temporal change in coda Q associated with the Round Valley, California earthquake of November 23, 1984, *J. Geophys. Res.*, **92**, 3507-3526.

Rhea, S., 1984 : Q determination from local earthquakes in the south Carolina Coastal Plain, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **74**, 2257-2268.

Sato, H., 1977 ; Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering approximation, *J. Phys. Earth*, **25**, 27-41.

Sato, H., 1984 : Attenuation and envelope formation of three-component seismograms of small local

earthquakes in randomly inhomogeneous lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **89**, 1221-1241.

Sato, H., 1986 : Temporal change in attenuation intensity before and after the eastern Yamanashi earthquake of 1983 in central Japan, *J. Geophys. Res.*, **91**, 2049-2061.

Sato, H., 1987 : A precursorlike change in coda excitation before the western Nagano earthquake (Ms=6.8) of 1984 in central Japan, *J. Geophys. Res.*, **92**, 1356-1360.

佐藤春夫, Shomahmadov, A. M., Khalturin, V. I. and Rautian, T. G., 1988：ソ連邦タジク共和国ガルム近傍の地震（K=13.3, 1983年）に関連したコーダ減衰 Qc^{-1} の時間的変化, 地震, 第2号, **41**, 39-46.

Scherbaum, F. and Kisslinger, C., 1985 : Coda Q in the Adak seismic zone, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **75**, 615-620.

Stewart, R. R., Toksoz, M. N. and Timur, A, 1983 : Strain dependent attenuation : Observations and a proposed mechanism, *J. Geophys. Res.*, **88**, 546-554.

Suyehiro, S., 1968 : Change in earthquake spectrum before and after the Matsushiro swarm, *Pap. Meteorol. Geophys.*, **19**, 427-435.

Suzuki, S., 1971 : Anomalous attenuation of P wave in the Matsushiro earthquake swarm area, *J. Phys. Earth*, **20**, 1-21.

Tsukuda, T., 1985 : Coda Q before and after a medium scale earthquake, Abstracts 23rd General Assembly, IASPEI, Tokyo, **1**, 82 pp..

Yan, F. and Mo. H., 1984 : Coda of the 1982 Jianchuan earthquake, *J. Seismol. Res.*, **7**, 505-510.