

縦坑を用いた高時間分解能垂直地電位観測

山田 守*†・中山 武**

Vertical Geoelectric Potential Observation with High Time-resolution in the Borehole

Mamoru YAMADA*† and Takeshi NAKAYAMA**

はじめに

名古屋大学では 20 数年前から地震及び地殻変動観測所において地電位観測を実施してきた。初期の頃は観測点の構造により、トンネルあるいは地表に電極を打ち込んだものであった。その後地震観測点のインテリジェント化に伴い縦坑が掘られ、合わせて地電位観測用の電極も付けられた。また初期の記録収録間隔は 1 時間に一回あるいは 2 分に一回であったが、最近の技術進歩に伴う記録方式や観測機器の性能向上により、高時間分解能観測 (100 Hz サンプルリング以上) が簡単にできるようになった。その結果、縦坑を用いた地電位観測点で地震時の地電位変化を見ることができるようになった。ただし、1 Hz 程度の遅いサンプルリングによる遠地地震の地電位変化を記録した例は以前にもあった (竹内ほか, 1995)。

観測用縦坑及び観測方法

名古屋大学の地震・地殻変動観測点は図 1 に示すように分布するが、そのうち宇賀溪、板取、付知、高山、焼岳、佐久間、掛川、新野、水見色の各観測点が縦坑で、地電位観測が可能である。なお掛川観測点には、少し浅いが 3 本の縦坑がある。標準的な焼岳観測点での電極の分布を図 2 に示す。縦坑のケーシングは塩ビ管でできており、電極は鉛で約 20 cm の帯状で、塩ビ管に巻き付けられている。電極は縦坑の深さに合わせて 4 カ所に取り付けられ、配線に

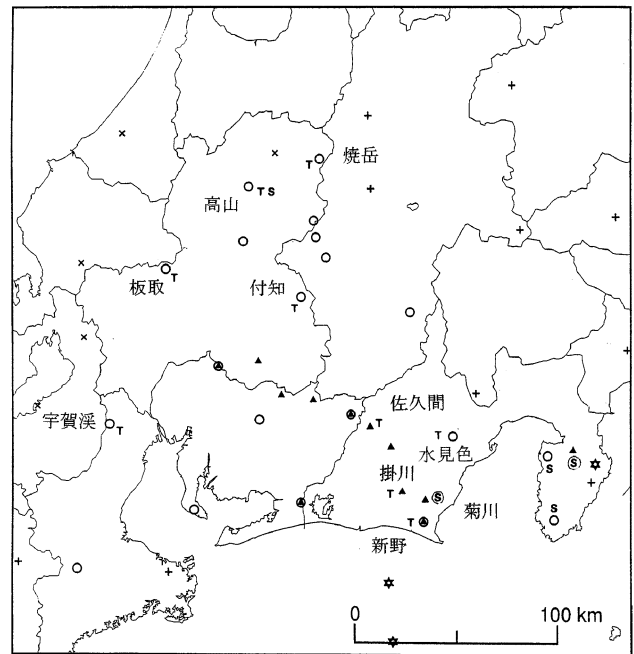


図 1. 名古屋大学地電位観測点配置図
T が縦坑観測点

はエナメル線の上にさらに被覆し外部からの損傷を防ぐようにしたケーブルを使用している。なお縦坑の深さはほとんど 100 m 前後であるが、佐久間観測点、新野観測点は 150 m である。

これらの縦坑に接地された極間を、一番下の電極を基点にして上方に e1, e2, e3 の順に記録するか、一番下と一番上の 2 点間及び中間の 2 点間など、それぞれの縦坑の状況により記録している。オンライン観測では衛星テレメータ装置につなぎ、地震観測と同じ方式の 100 Hz サンプルリングの記録を取っている。オフライン観測では白山工業の LS8000WD を使用し、サンプルリングは衛星観測同様 100 Hz である。なお LS8000WD は 24BitA/D を使用し、地震

2005 年 8 月 18 日受付, 2005 年 10 月 24 日受理.

† myamada@seis.nagoya-u.ac.jp

* 名古屋大学大学院環境学研究科地震火山・防災研究センター,

** 元京都大学防災研究所.

* Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University.

** ex.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University.

では微動から強震まで1つのレンジで測定可能で、2 GBのハードディスクを持ち、信号の大きさにもよるが約40日観測できる。またGPS時計を内蔵し0.1秒精度の時刻校正が可能な記録計である。

焼岳観測点の観測

縦坑地電位変化の高時間分解能観測のきっかけは、1998年8月7日14時頃から始まった長野・岐阜県境の群発地震である。16日3時31分に活動中最大となるM=5.4が発生し、上高地で震度4であった。この地域には焼岳地震観測点が設置されており、地震観測の他、縦坑を用いた電位変化観測を行っていた。観測点は群発地震震源域から約

10 km 西の焼岳山麓、岐阜県上宝村中尾地区にある。電極は図2のように配置されている。

この時、現地でも1時間に3cm送りの連続記録(図3)も取っており、有感地震の時にスパイク状の変化が見られた。この地震発生に伴う変化を時間分解能を上げて解析するため、衛星テレメータ装置(100 Hz サンプリング)を利用して地電位変化観測を試した。この観測は群発地震発生1カ月後から始め、地震発生に伴う地電位変化が1年間に80例以上観測された。この観測では上高地で震度1、M=2.5程度以上の地震で地電位の変化は必ず記録された。また上高地が無感でもM=2.2前後の地震では半数程度で地電位変化が観測された。図4に地震波形とともに地電位変化の記録を、P波の5秒間の地震波形と地電位変化を拡大したものを図5に示す。地震波形は固有周期1秒の速度型地震計によるものである。また地電位変化とマグニチュードの関係について図6に示す。

これらの例で示されているように地震波と比較して(1)地電位変化が地震波形に類似している、(2)P波、S波の時刻に対応して地電位変化が生じ、その立ち上りはP波、S波の初動より1/100~5/100秒早い、(3)地電位変化の振幅は、地震波の振幅にほぼ比例している、(4)変化の振幅は電極間隔eの長さにはほぼ比例している、という特徴をもっていた。

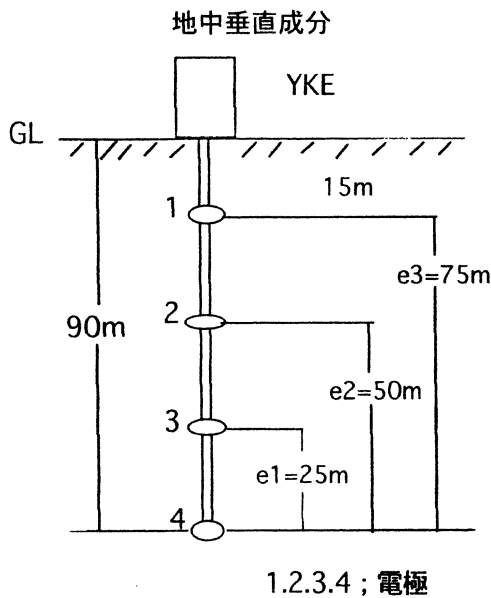


図2. 焼岳観測点の電極配置図

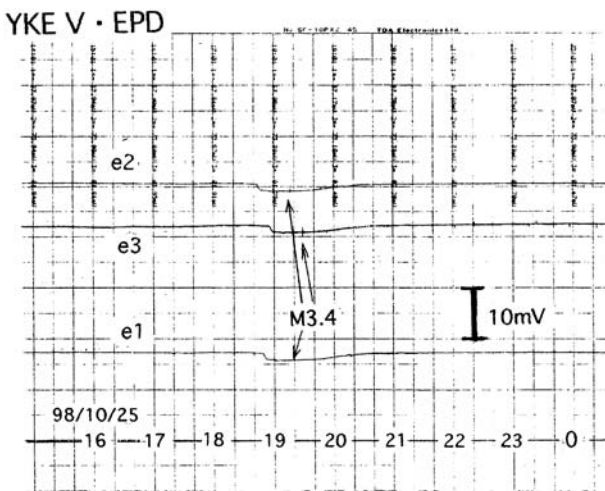


図3. 焼岳観測点の連続記録

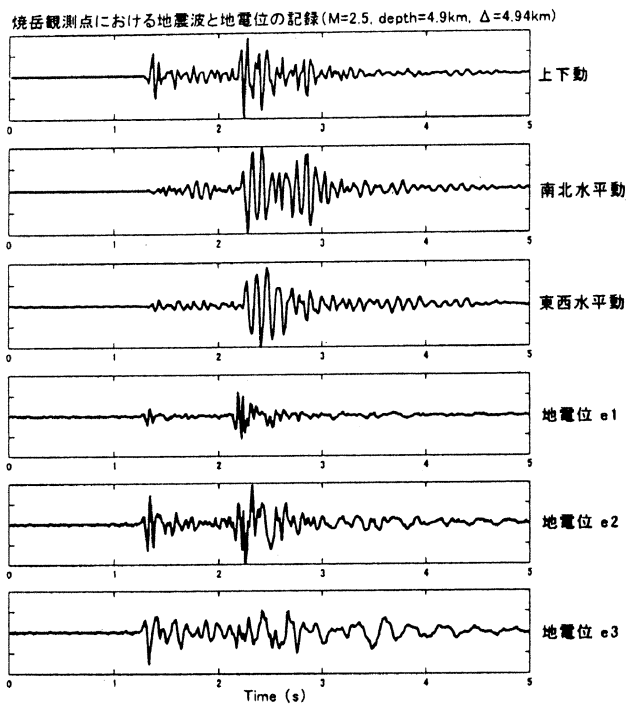


図4. 焼岳観測点で記録された地震波形と地電位変化 (M. Saitou, 2001)

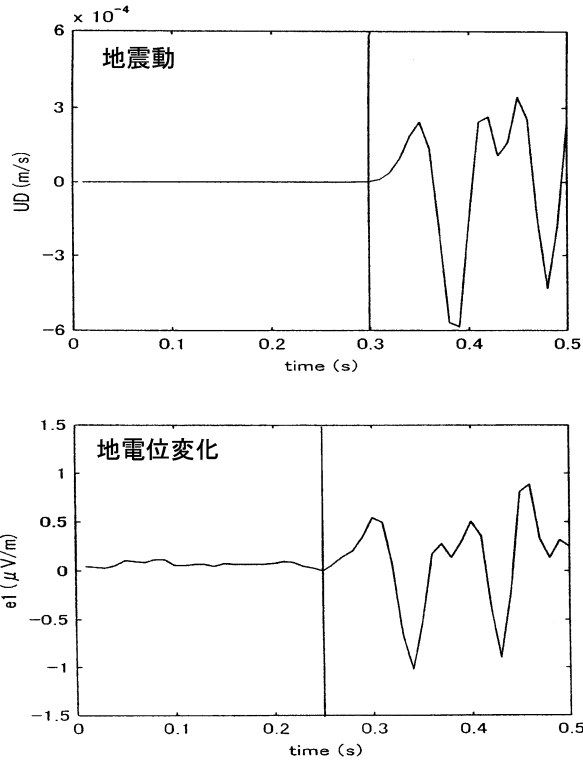


図 5. 地震波と地電位変化 0.5 秒間の拡大図 (M, Saitou 2001)

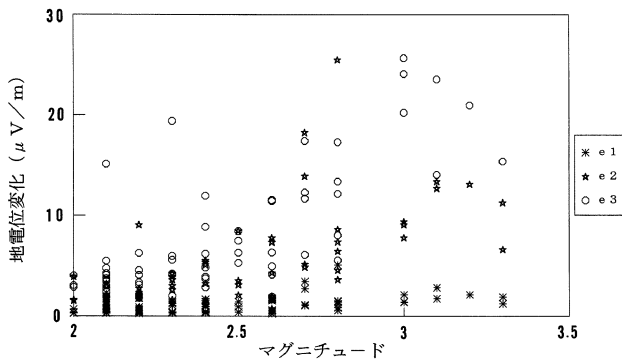


図 6. 上高地の群発地震のマグニチュードとそれに起因された焼岳観測点での地電位変化の関係

新野観測点の観測

縦抗の新野、水見色、板取、宇賀溪の各観測点で焼岳観測点と同様な高時間分解能地電位観測を実施し、衛星テレメータを介して大学で連続データ収録を行った。2000 年は大きな地震が多数発生し、それらに伴う地電位変化が観測された。たとえば 6 月 3 日千葉県北東部 M=5.8 深さ約 50 km、6 月 5 日福井県嶺南地方 M=4.7 極浅発、6 月 7 日石川県西方沖 M=5.8 深さ 10 km、8 月 23 日静岡県東部 M=4.0 深さ約 20 km、10 月 6 日鳥取県西部 M=7.1 深さ約 10

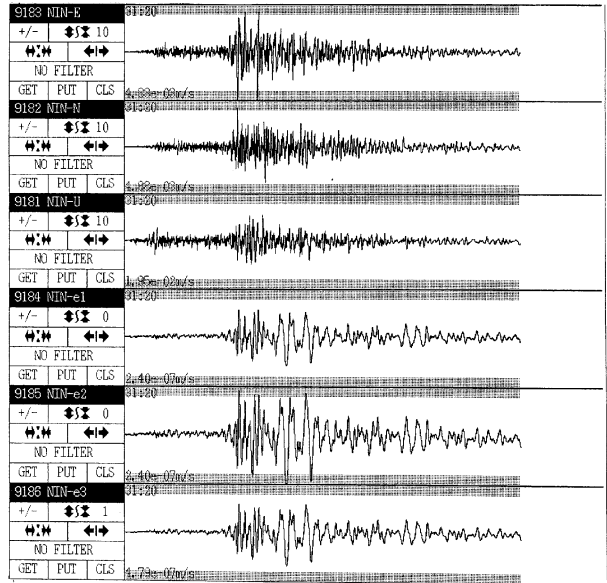


図 7. 鳥取西部地震の地電位変化
上から地震動 U/D・N/S・E/W, 地電位変化 e1・e2・e3

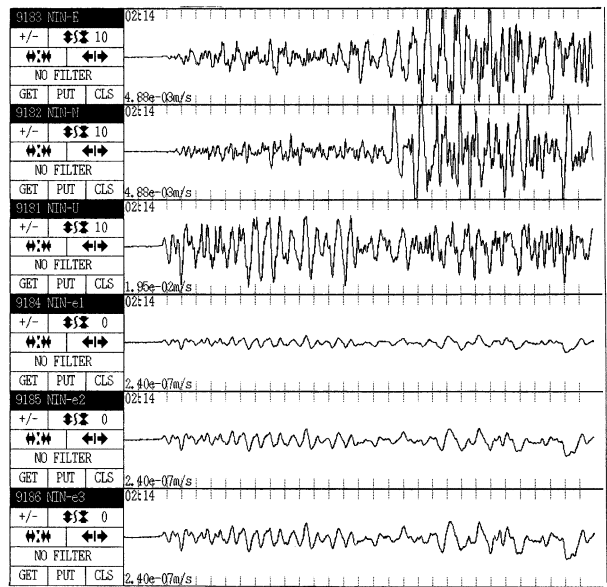


図 8. 新島・神津島地震の地電位変化
上から地震動 U/D・N/S・E/W, 地電位変化 e1・e2・e3

km, 10 月 11 日静岡県中部 M=3.9 深さ約 30 km, 10 月 31 日三重県南部 M=5.5 深さ約 70 km, 7 月 1 日新島・神津島近海 M=6.4 深さ約 10 km など、三宅島近海地震を含め、多数の地震に伴う地電位変化を観測した。

静岡県小笠郡浜岡町新野観測点 (図 1 参照) でも地震に伴う地電位変化を 30 例ほど記録できた。観測点の電極配置は焼岳観測点同様 4 カ所であるが、電極間は e1 (30 m), e2 (60 m), e3 (90 m) となり、ともに 5 m 長くなっている。また地上から最初の電極までが 40 m あり、他の観測点よ

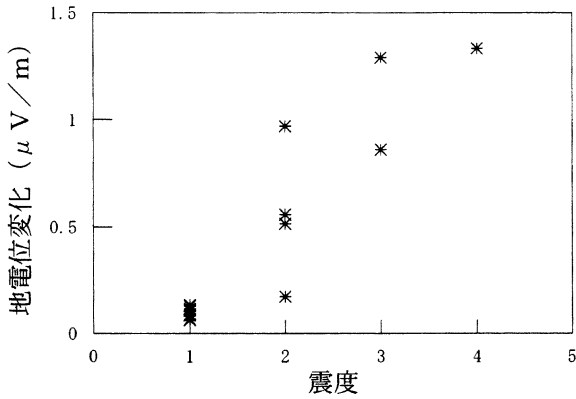


図 9. 新野観測点での地電位変化と震度の関係

表 1. 各観測点におけるノイズレベル (μV/m) (新野は+5m する)

	e1(25m)	e2(50m)	e3(75m)
新野	0.08	0.04	0.027
水見色	1.2	0.6	0.4
板取	0.4	0.4	0.5
宇賀溪	24.0	1.6	4.0
焼岳	0.8	0.8	1.3

り 2 倍ほど深くなっている。そのためなのかノイズは他の観測点に比べ小さく、日変化も観測されるほどである。ここで観測された鳥取県西部地震、新島・神津島地震の記録を図 7, 8 に示す。これらの例で示される電位差変化は e3 で観測した場合、鳥取県西部地震で最大振幅 $1.0\mu\text{V}/\text{m}$ 、新島・神津島地震で最大振幅 $0.6\mu\text{V}/\text{m}$ であった。

新野観測点の近辺で有感地震 (20 個) だったその震度と、地電位変化の振幅との関係を図 9 に示す。この結果、地電位変化の振幅は震度とともに大きくなっており、観測された地電位変化の大きさは主として加速度に関係していることを伺わせる。

次に、各観測点での通常時のノイズレベルについて測定した結果を表 1 に示す。新野観測点のノイズレベルが低く観測に適しているのに反し、宇賀溪観測点のノイズレベルは高い。一般にノイズは観測点周囲での環境により変化し、焼岳観測点では最近になってノイズが目立って大きくなった。

これは近くに携帯電話の基地局が 2 局できたためと思われる。現在では群発地震発生時と同等な観測が困難になっている。また静岡県磐田郡佐久間町の佐久間観測点でも観測点の裏に携帯基地局ができてから、近くを走る飯田線の電車ノイズすら観測できなくなった。

掛川観測点の観測

掛川観測点は静岡県掛川市上西郷の旧三笠中学校跡にあ

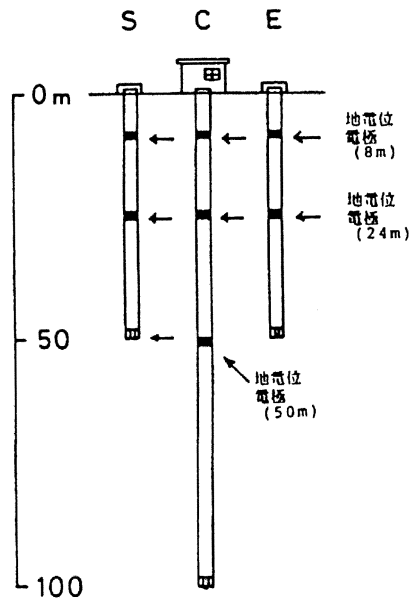
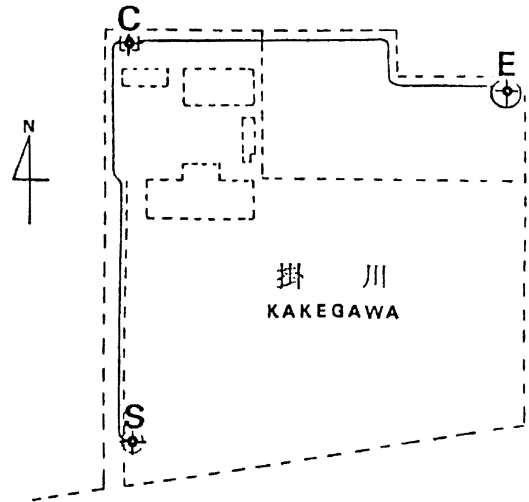


図 10. 掛川観測点の電極配置図

る。JR 掛川駅から北へ約 6km の所に位置する。観測点の電極配置は図 10 に示すように、校庭内に 100 m の縦坑 (C) と、その縦坑から東 (E)、及び南 (S)、にそれぞれ約 100 m 離れて深さ 50 m の補助縦坑が 2 本配置されている。基点の縦坑については深さ 8 m, 24 m と 50 m, 補助縦坑については深さ 8 m と 24 m にそれぞれ鉛電極を取り付けてある。

縦坑の C8 m と C50 m 間 (C8-C50) の 42 m, 縦坑 C8 m と補助縦坑 E8 m 間 (C8-E8) 及び補助縦坑 S8 m 間 (C8-S8) の各 100 m, 縦坑 C24 m と補助縦坑 E24 m 間 (C24-E24) 及び補助縦坑 S24 m 間 (C24-S24) の各 100 m で電位差を測定し、合計 5 成分の立体アレー地電位観測を実施した。また地電位変化と地震波形の相関をとるため、固有周

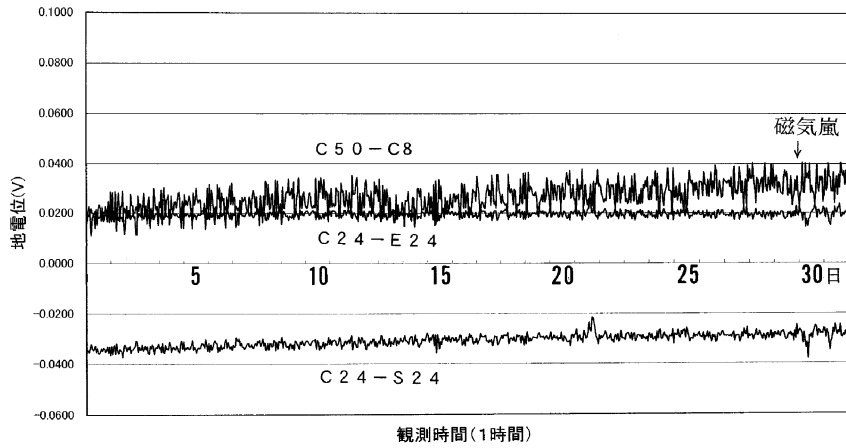


図 11. 掛川観測点 2003 年 10 月の記録
磁気嵐が確認できる

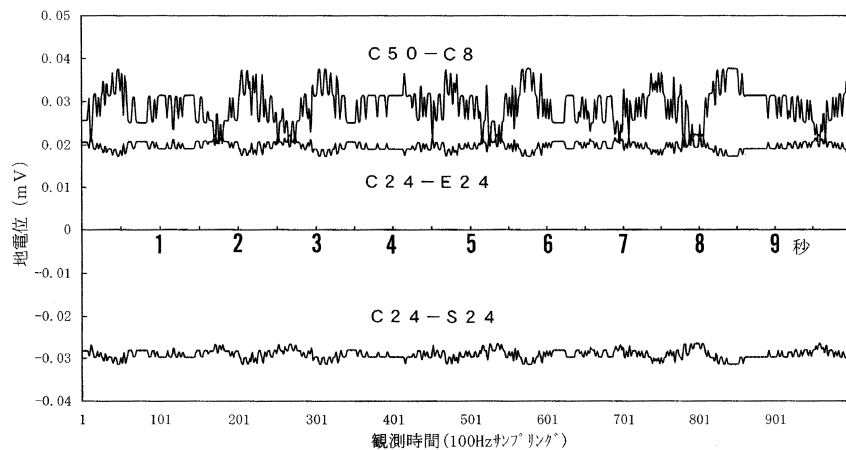


図 12. 掛川観測点のノイズ
地殻変動観測用モデムからでるノイズ

期 300 秒の長周期地震計 CMG3 を観測小屋内に設置し、上下動 1 成分を記録した。高時間分解能を保障するために、全成分を 100 Hz サンプリングで観測した。

1 時間に 1 回読みとった、2003 年 10 月の 1 カ月間の記録を図 11 に示す。この月の 30 日から大磁気嵐が生じ、その変化も観測された。他の観測点の同時刻の記録と比較すると、掛川のノイズは磁気嵐の変化と同じ程度あり大きいことが分かった。また他の観測点の記録では縦坑の垂直方向の地電位変化は、水平方向の地電位変化より少ないが、掛川観測点では逆である。

図 12 に 10 秒間の観測記録を示す、この記録では 2.69 秒周期で同じ波形の繰り返し認められる。この繰り返し波形は前半はほぼ同じで、後半は変化しているように見える。このような現象は岐阜県下呂市乗政の山中でも観測された。この時は 2.61 秒の繰り返しで、その原因は分からなかった。これらの記録をもとに検討した結果、NTT 専用

回線を使用する地殻変動テレメータ装置のモデムがノイズ源であることが判明した。2003 年 12 月 22 日以降はモデムをはずしオフライン観測とした結果、図 13 に示すようにノイズが数十分の 1 に減ったことが分かる。観測記録から垂直方向の地電位変化は、水平方向の地電位変化よりノイズが小さくなり予想どおりの結果となった。

その後観測された有感地震の際の地電位変化を図 14 に示した。この地震は 2005 年 1 月 9 日 18 時 59 分の愛知県西部地震 M=4.4 で、掛川で震度 1 であった。図は地震時の 10 秒間（赤い部分）における地電位変化（上部赤い部分）を 3 次元で表したものである。このような記録表示方法を取ることで、地電位変化の傾斜方向やその広がりを一度に見ることができるようになった。

地電位変化と地震動についての考察

今までに記録された焼岳観測点の地震時の地電位変化と

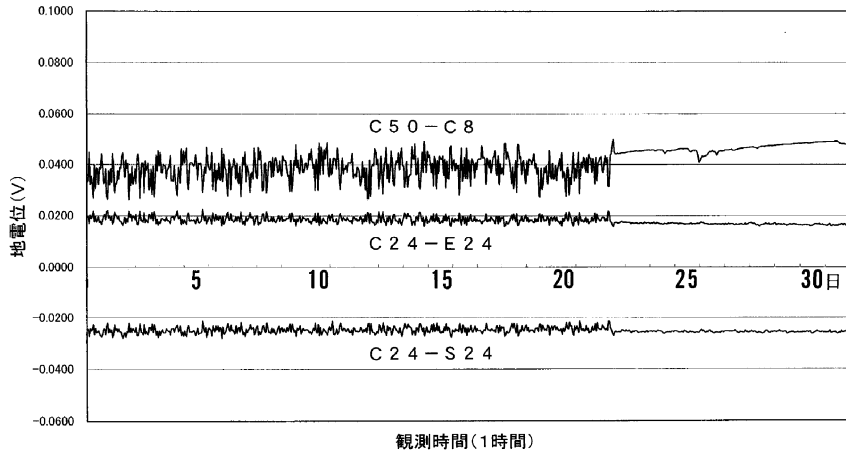


図 13. 掛川観測点 2003 年 12 月の記録
12 月後半よりモデムを止めた記録

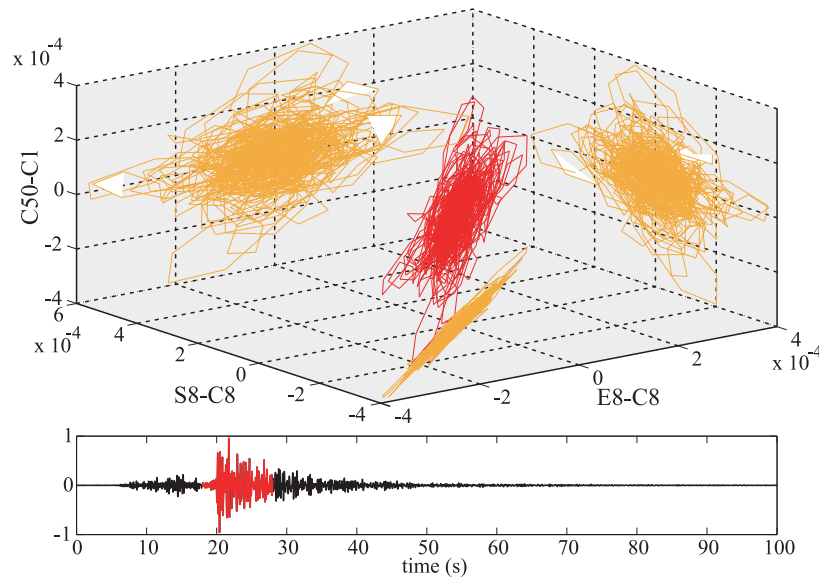


図 14. 2005 年 1 月 9 日 18 時 59 分
愛知県西部地震 M=4.4 の 3 次元地電位ローカス

地震波形を拡大して比較すると、図 5 のように、初動立ち上がりは地震波より地電位変化の方が最大で 5/100 秒程度早く見えることがある。立ち上がりの良い記録で比較すると、この傾向はよりはっきりと認められる。各観測点とも地震計は地上の花崗岩あるいはコンクリート台に置かれており、電極は地下にあり、その距離は約 100 m 程度ある。地震波の速度 (P 波で 2.5~4 km/s 程度とする) と距離を考慮すると、地震波の到着と地電位変化の始まりは 2.5/100~4/100 秒程度の差が出て良い。このようなことは他の観測点でも記録されている。このことから地電位変化の原因は電極周辺が揺られたことにより現れたものとするのが妥当である。

すなわち観測地点の地震波の通過に伴う電気現象を観測

したものと思われる。これらの原因として考えられるのは、地球地場中での誘導電流、岩石中の石英による圧電効果、間隙水の流動による界面動電解効果等が考えられる。そこで界面動電効果でどのような電位変化が期待できるのか以下のように計算してみた。

電気二重層と毛細管内部流体の電荷、流速分布の模式図より界面動電効果を端的に数式であらわすと次のようになる。(Mizutani *et al.*, 1976)

$$I = -\phi \sigma \text{grad } E + \phi (\epsilon \zeta / \eta) \text{grad } P$$

$$J = \phi (\epsilon \zeta / \eta) \text{grad } E - (\kappa / \eta) \text{grad } P$$

I は地電流、J は地下水の流量フラックス、E は地電位、P は地下水の圧力 (間隙圧)、 σ は電気伝導率、 κ は透水性率、 η は粘性率、 ζ はゼータ電位、 ϵ は水の誘電率、 ϕ は地下の

空隙率である。

空隙圧の勾配 $\text{grad } P$ が急激に時間的に変化したり、媒質の異方性、不均質がないと、電流 I を妨げるように地下に電圧 E が生じ、定常状態では $I=0$ となり、次式で表される大きさの地電位の勾配 $\text{grad } E$ が生じる。(Mizutani *et al.*, 1976)

$\text{grad } E = (\epsilon\zeta/\eta\sigma) \cdot \text{grad } P = (100 \sim 1000) \cdot \text{grad } P$
ただし E, P の単位はそれぞれ V, Kbar である。

地震前の $\text{grad } P$ の変化は約 $0.001 \sim 0.1 \text{ kbar/km}$ と推定される。したがって

$\text{grad } E = (0.1 \sim 100) \text{ V/km}$ の変化が期待される。

このことから 100 m の間隔で電極を配置し地電位変化を測定すれば

$\Delta E = (10 \sim 10,000) \text{ mV}$ の変化が期待される。

しかし、焼岳観測点や新野観測点における観測値の結果は、ほぼ 0.01 mV と小さい値となった。現在のところ、地質構造や比抵抗などが十分理解できていないためと思われる。今後十分検討したい。

今後の課題

通常、縦坑での地電位変化観測は地上における観測より外来ノイズの影響が少ない。このことは、縦坑で記録された雷時の $e1, e2, e3$ の地電位変化差から確認されているが、掛川観測点や宇賀溪観測点のように定常的に大きいところもある。掛川観測点はノイズ源が特定でき取り除くことができたが、宇賀溪観測点での原因はまだ突き止められていない。また、焼岳観測点での上高地地震の地電位変化を周波数解析した結果から地電位変化信号の周波数の上限は

30 Hz 程度まで、新野観測点で同様に周波数解析した紀伊半島沖や東海道沖の地震では 20 Hz だった。今後はフィルター等の使用により、それらより高い周波数のノイズの除去を考える。

これらの操作により記録感度を 10 倍程度上げて測定することができれば、これまで以上のデータ収集が可能になる。また震源より発生した電磁変化があるとすれば、それをとらえることも可能となる。掛川のように立体的に地電位観測ができるようになると、地電位変化の到来方向もより確実にとらえられるようになる。

これら縦坑を使用した観測で複雑な動きをする地電位変化が少しでも解明できるよう今後もきめ細かい観測をしていきたい。

謝辞：これらの観測については名古屋大学地震火山・防災研究センターの山田功夫教授、藤井直之教授、山崎文人先生を始め、多くの職員の方のご協力を仰ぎました。また快く観測のために土地を提供していただいた地主さん始め、ご協力していただいた多くの皆さんにお礼申し上げます。

文 献

- Mizutani, H., T. Ishido, T. Yokokura and S. Ohnishi, 1976, Electrokinetic Phenomena Associated with Earthquakes, *Geophys. Res. L.*, **3**, 7, 365-368.
Saitou, M., 2001, Earth Potential Difference by Seismic Wave, 名古屋大学理学部惑星科学卒業論文, 31 頁。
竹内伸直・成田憲一・小野 巖・後藤幸弘・中鉢憲賢, 1995, 地中垂直方向の地電位差法による地震波の計測, *電学論 C*, **115**, 12, 1548-1553.