

P波を利用した大地震発生検知手法を 構築するための基礎的研究

北代州平¹・堀宗朗²

¹ 正会員 工修 株式会社 NTT データ 公共ビジネス事業本部 (〒135-6033 東京都江東区豊洲 3-3-3)

² 正会員 Ph. D. 教授 東京大学地震研究所 (〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1)

地震時の情報機器の保全を目的として、本研究は地震発生検知手法の構築を試みる。内陸地震も対象とし、既存計測網で観測されるP波加速度の時間変化率(P波加速度変化率)を指標とするところに特徴があり、情報機器の最低限の保全には十分な警報時間を与えることを目指す。加速度速度との比較を行い、P波加速度変化率が敏速に初動を捕らえることを示し、ついでこの指標の基本的特性を検証した。妥当性として、震源過程の理論解析により、大きなS波到達の前にはP波加速度変化率が大きな値をとることを示した。有効性として、1996から2000年のK-netの実測値を用いたデータ解析によって、本指標による大地震の検知が可能であることを示した。過大評価はあるものの、強震動を見逃す誤検知が少なく、検知指標として実用に耐えることが示唆された。

Key Words : disaster prevention, early warning system, rate of acceleration, fault mechanism, computers and networks

1. はじめに

大地震に対するインフラストラクチャーの保護は地震工学の重要な課題である。一つの手法として、早期警報システムが考案されている。これは、大地震の発生を検知し警報を流すものであり、我が国ではUrEDAS(ユレダス)¹⁾やナウキャスト^{2),3)}が実用化されている。早期警報システムは社会基盤施設を対象として作られており、このような施設にはSIGNAL(シグナル)⁴⁾やCUBE(キューブ)のような即時被害推定システムも開発されている。地震被害の軽減には早期警報システムは有効な手段となりうるが、警報に十分な時間がなければ実効のある対処ができない。また、警報の内容も、例えば震源の位置等の地震情報が必要である。このため、上記の警報システムは対象とする地震を想定し、計測、検知、警報発令という大掛かりなものとなっている。

情報が急速に進む社会では、個人の所有する情報の重要度が増すため、地震時の個人情報機器の安全保護も重要な課題である。早期警報によって膨大な数の個人情報機器の安全が確保されれば、社会全体でみれば大きな被害軽減となる。情報機器にとっては動作の一時停止等の最低限のものでも安全保護に効果があるため、強震動襲来のごく僅かな前でも、大地震発生という警報は有効である。実際、最初に到達するP波から大地震が検知されれば、次に襲来するS波の強震動に対して情報機器の安全保護を図ることは不可能ではないかもしれない。個人情報機器に対する有効な早期

警報システムを構築することを念頭に、本論文は、P波を利用した地震発生検知の可能性や有効性を調べる基礎的な研究を行う。なお、表1に示すように、社会基盤施設と個人情報機器を対象とする早期警報は、相当、その性格が異なることには注意すべきである。

図1に個人情報機器を対象とした早期警報システムの概要を示す。このシステムは、判定系と発信系からなる。判定系は、既存の強震計測を利用し、観測データをもとに大地震発生を検知する。1秒を切る極僅かな時間の前でも情報機器の最低限の安全保護が可能であるため、既存の強震計測網が有効利用できる他、プレート境界のみならずプレート内のいわゆる直下地震も対象とすることを考えている。発信系は、該当地域の多数の個人情報機器に警報を流す。警報は大地震発生のみであるから、地上波デジタル放送やネットワークを通すことで、発信の所要時間を無視できるくらい短くすることは決して難しい課題ではない(補遺参照)。したがって、システムの実現の鍵は判定系が握る。

本論文は、発信系の根幹となる大地震発生検知手法

表-1 社会基盤施設と個人情報機器を対象とした早期警報の比較

	社会基盤施設	個人情報機器
数	$10^{0\sim2}$	$10^{5\sim7}$
警報	地震情報	発生のみ
時間	$10^{0\sim1}$ [sec]	10^{-1} [sec]

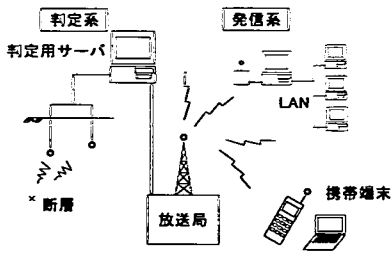


図-1 個人情報機器を対象とした早期警報システムの概要

を検討する。検知の対象は、強震動の主成分であるS波が到達する前のP波である。より敏速な検知を行うため、観測される加速度に対し、その時間変化である加速度変化率を計算し、これを検知指標として用いることを考えている。実際、S波の初動において、速度や加速度よりも加速度変化率は早くピーク値をとる(第2章参照)。しかし、その物理的意味は不明であり、確実性には疑問が残る。そこで、第3章において震源断層の破壊過程モデルを考え、P波加速度変化率とS波の大きさの関係を理論的に解析し、指標の物理的な裏付けを検討する。ついで第4章において、1996年から2000年の地震に対し、旧科学技術庁防災科学技術研究所の強震ネット(K-net)の実測値をデータ解析することで、P波加速度変化率の有効性を実証する。

2. P波加速度変化率

既存の強震計測を利用する場合、検知指標の候補としては、加速度の成分やノルム、加速度を時間積分した速度の成分やノルム、さらにはSI値のような指標も考えられる。個人情報機器を対象としているため、警報の発令には0.01秒の差でも違いがある。それゆえ、検知の確実性ととも、できるだけ早く判定を下せることも重要である。この点を考慮し、本論文はP波の加速度変化率⁶⁾を検知指標とした。常時微動よりも十分大きい加速度が観測された時をS波到達と仮定し、その時間変化率をP波加速度変化率とする。たとえば Δt [sec]間隔で計測された*i*番目の加速度を a^i [gal]とすると、加速度変化率は次のように定義される。

$$c^i = \frac{a^i - a^{i-1}}{\Delta t} \quad [\text{gal}/\text{sec}] \quad (1)$$

なお a_i はP波伝達方向の成分である。第4章において、この方向を推定するためのカルマンフィルタを用いた方法を提案している。

式(1)で定義されたP波加速度変化率の時間変化を図2に示す。これは1988年9月5日のM=5.6の地震に対し府中観測点(地下2,750[m])で計測されたデー

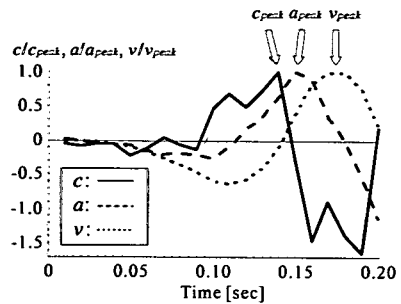


図-2 速度・加速度・加速度変化率の初動の時間変化

タを元としている。比較のためP波の速度と加速度の時間変化も示す。これらは地震波到達から0.2秒間の最大値(v_{peak} , a_{peak} , c_{peak})によって無次元化されている。初動において、加速度変化率、加速度、速度の順にピーク値をとることがわかる。これは、速度がピークをとる時には加速度は正から負に、加速度がピークをとる時には加速度変化率が正から負に変わっているためである。加速度変化率は加速度の時間微分であるため、ピーク値は加速度より必ず前に現れることになる。なお、加速度変化率の変化率はより早くピークが現れることになるが、計測ノイズのため、この変化率は変動が大きく有効ではない。他に5個の地震データに対しても同様の解析を行い、図2の結果も含め、P波の速度(v)・加速度(a)・加速度変化率(c)がピークを迎えるまでの時間を計算した。地震の諸元とともにその結果を表2に整理する。加速度変化率の立ち上がり早いことがわかる。検知の確実性を考えると他の指標も併用することは必要かもしれないが、検知時間の短縮を図るためには加速度変化率が有効であることがうかがえる。

検知指標としての有効性を検討するため、P波加速度変化率と引き続いて伝播するS波の大きさの関係を調べた。1998年8月29日の東京湾で発生した地震に対して、K-netの計測地点の計測震度とP波加速度変化率のピーク値 c_{max} を図3に示す。両者には相応の相関があるように見受けられる。ピーク値に閾値を設定することで、ある計測震度以上の地震が発生することを警報することは期待できるようである。例えば、図3の観測結果では、 $c_{max} > 1.6$ が観測されれば計測震度は4を越えることがわかる。また、他の比較的大きい地震に対しても、計測震度とP波加速度変化率のピーク値は同様の相関を示す。時間短縮と同様、大地震検知の点からみてもP波加速度変化率が有効な指標となりうることが示唆される。

表-2 速度・加速度・加速度変化率がピークを取る時間

a) 立ち上がり時間 [$\times 10^{-2}$ sec]

地震	v	a	c
1	20	10	8
2	20	20	19
3	12	6	5
4	15	13	12
5	20	16	14
6	13	13	12

b) 地震の諸元

地震	発生日時	M	d
1	1985.10.04.21.25	6.1	67
2	1986.06.24.11.53	6.5	147
3	1987.02.06.22.16	6.7	264
4	1988.09.05.00.49	5.6	47
5	1988.09.29.17.23	5.0	39
6	1990.08.05.16.13	5.1	60

d: 震央距離 [km]

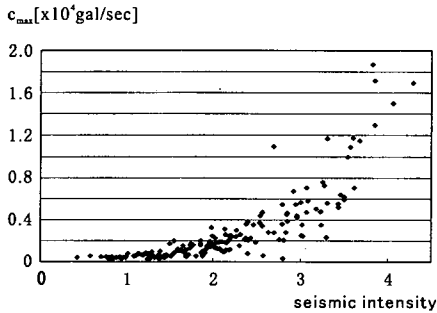


図-3 計測震度とP波加速度変化率のピーク値 (c_{max})

3. 震源過程の理論解析

計測震度と図3に示すような相関があるものの、P波加速度変化率のピーク値の大小とS波が引き起こす強震動の大小の物理的な関係は不明である。この点を明らかにするため震源過程の理論解析を行う。検知指標としての妥当性は、「大きな地震では必ず加速度変化率が大きいP波が伝播する」ことによるため、この点を明らかにすることが解析の目的である。なお、強震動の大きさは、1) 震源断層の破壊過程、2) 地殻内の波動伝播過程、3) 地表付近のサイトエフェクトによって決定されるが、ここでは1)の震源過程に注目する。近年の地震学の知見によれば、震源過程は震源核の形成とその不安定な破壊からなり、震源核の大きさや破壊の進行にはさまざまなパターンがある。このため、震源過程の多様性を考慮して、検知指標の有効性を調べなければならない。一方、震源過程の多様性に関わらず、破壊によるずれ量と応力低下量には共通の関係が

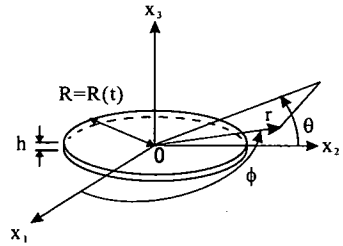


図-4 円盤状破壊領域のモデル

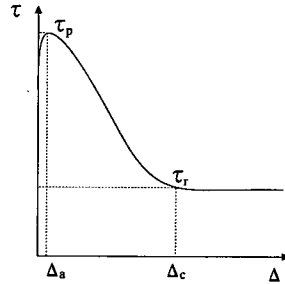


図-5 断層の構成則

あり、これは断層の構成則⁷⁾として知られている。したがって、断層の構成則を満たすことを条件にさまざまな破壊領域と破壊様式を設定し、地震の大きさとP波加速度変化率の関係を検討する。

簡単のため、無限に広がる弾性体に、 x_3 軸に垂直で半径 R の円盤状の破壊領域を持ち、そこに x_2 軸周りの地震モーメント M が働く断層モデルを考える。地震モーメントはずれに対応する。また R と M は時間 t の関数である。無限体のグリーン関数の原点と遠方の漸近展開を用いることで、断層近傍と遠方の変位場 u_i は次のように与えることができる。

1) 断層近傍

$$u_i = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial^3 r^{-1}}{\partial x_i \partial x_1 \partial x_3} \int_0^{\frac{R}{\alpha}} s M(t-s) ds \quad (2)$$

2) 遠方

$$u_i = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3 r} \frac{2x_i x_1 x_3}{r^3} \dot{M} \left(t - \frac{r}{\alpha} \right) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^3 r} \left(\delta_{i1} \frac{x_3}{r} + \delta_{i3} \frac{x_1}{r} - 2 \frac{x_i x_1 x_3}{r^3} \right) \dot{M} \left(t - \frac{r}{\beta} \right) \quad (3)$$

ここで α と β はP波とS波の波速、 ρ は密度、 r は原点からの距離である(座標軸は図4を参照)。この変位場を用いると、震源核から成長する破壊領域のずれ量 Δ とせん断応力 $\tau (= \sigma_{31})$ が計算できるため、断層の構

表-3 断層の解析パラメータ

h	τ_d	Δ_c
5[m]	15[MPa]	0.01[m]

成則を M と R の条件式として書くことができる。以下に解析の手順を整理する。

1. 多様な破壊過程に対応できるように、 R を任意の関数として設定
2. 式 (2) を用いて断層の構成則を満たすよう M と R の関係を導出
3. 式 (3) を用いてこの R と M が P 波加速度変化率 c と S 波を計算

最初に Δ と τ を計算する。なお、簡単のため、 Δ は一様、 τ は破壊領域の平均値とする。地震モーメントの定義 $M = \int G \Delta ds$ を用いると、単位面積毎の地震モーメントの大きさ $M/(\pi R^2)$ とせん断弾性係数 G によって Δ は次のように計算される。

$$\Delta = \frac{1}{\pi G} R^{-2} M \quad (4)$$

平均せん断応力は震源核の平均せん断ひずみに G をかけたものである。仮定により $u_1 = \Delta$ としてよいから、平均せん断ひずみは

$$\bar{\epsilon}_{31} = \frac{1}{2\pi R^2 h} \left(\int_V u_{3,1} dx_1 dx_2 dx_3 + \Delta \pi R^2 \right) \quad (5)$$

となる。式 (5) の $u_{3,1}$ の体積分は、 u_{3n_1} の面積分に変換することができる。破壊領域の厚さ h が径 R に比べ十分小さいことを利用して式 (2) を代入してこの面積分を近似的に計算することができる。この結果、平均ひずみに対応した平均応力は次のように与えられる。

$$\bar{\sigma}_{31} = \frac{3G}{2\pi\rho R^5} \left(\frac{5h^2}{R^2} - 1 \right) \int_{\frac{R}{\alpha}}^{\frac{R}{\beta}} s M(t-s) ds + G \frac{\Delta}{h} \quad (6)$$

破壊の初期とはいえ、対象としている時間を、S 波や P 波が破壊領域の外縁に届く時間 (R/α , R/β) よりは十分長くとると、 $M(t-s) \approx M(t) - \dot{M}(t)s$ と近似することができる。この結果、式 (6) の積分は

$$\int_{\frac{R}{\alpha}}^{\frac{R}{\beta}} s M(t-s) ds \approx \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\beta^2} - \frac{1}{\alpha^2} \right) R^2 M(t) - \frac{1}{3} \left(\frac{1}{\beta^3} - \frac{1}{\alpha^3} \right) R^3 \dot{M}(t) \quad (7)$$

となる。したがって、断層の平均のせん断応力 τ は次のように評価される。

$$\tau = -\frac{3G}{4\pi\rho} \left(\frac{1}{\beta^2} - \frac{1}{\alpha^2} \right) R^{-3} M + \frac{G}{2\pi\rho} \left(\frac{1}{\beta^3} - \frac{1}{\alpha^3} \right) R^{-2} \dot{M} + G \frac{\Delta}{h} \quad (8)$$

次に断層の構成則を考える。構成則は、滑り量が増加するにつれて応力が低下し、滑り量がある大きさを越えると一定の応力のみを受け持つ、というものである (図 5 参照)。解析の対象が破壊の初期であることを考えると、この非線形の構成則のうち、最初の部分である滑りによる応力の低下のみを扱えばよい。この関係は次のように表すことができる。

$$\tau = -\frac{\tau_d}{\Delta_c} \Delta \quad (9)$$

ここで $\tau_d (= \tau_p - \tau_r)$ は最大の応力低下量、 Δ_c は残留応力に達する滑り量である。

式 (4) と (8) によって与えられた Δ と τ が式 (9) を満たすことから、 M と R に対する次の微分方程式が導かれる。

$$2 \left(\frac{1}{\beta^3} - \frac{1}{\alpha^3} \right) \dot{M} - 3 \left(\frac{1}{\beta^2} - \frac{1}{\alpha^2} \right) R^{-1} M + \frac{4\rho}{Gh} \left(1 + \frac{h\tau_d}{\Delta_c G} \right) M = 0 \quad (10)$$

この方程式は M に関して積分することができる。すなわち、破壊領域の径 R を与えると、それに対応する地震モーメント M が次のように与えられることになる。

$$\ln \frac{M}{M_0} = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\beta^3} - \frac{1}{\alpha^3} \right)^{-1} \int_0^t \left\{ 3 \left(\frac{1}{\beta^2} - \frac{1}{\alpha^2} \right) R^{-1} - \frac{4\rho}{Gh} \left(1 + \frac{h\tau_d}{\Delta_c G} \right) \right\} ds \quad (11)$$

ここで M_0 は積分定数であり、 $t=0$ での地震モーメントに対応する。

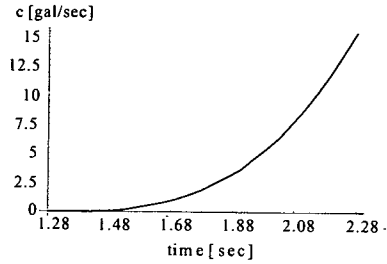
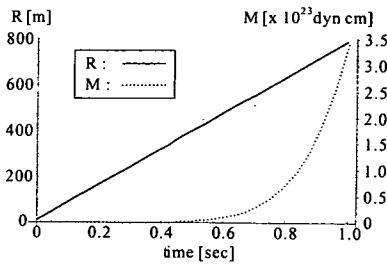
式 (11) を用いると遠方の地震波を計算することができる。また式 (3) を球座標に変換して得られる r 方向の変位成分が P 波である。したがって 3 階の時間微分をとることで P 波の加速度変化率が次のように計算される。

$$c_r(t) = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3 r} \frac{d^4 M}{dt^4} \left(t - \frac{r}{\alpha} \right) \sin^2 \theta \sin 2\phi \quad (12)$$

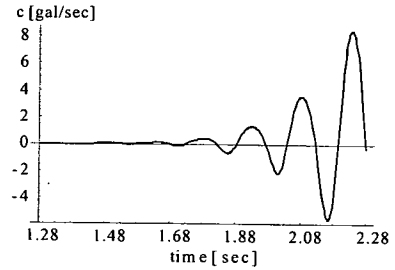
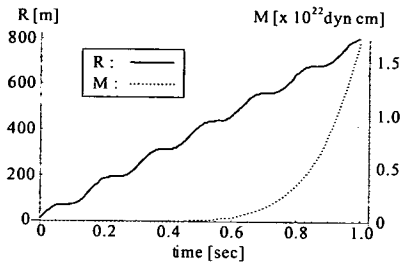
また θ や ϕ 方向の成分が S 波に対応し、上と同様の計算によってその加速度は M の 3 階微分 ($d^3 M/dt^3(t-r/\beta)$) に比例することがわかる。

震源核の大きさに大小二つ、破壊過程に滑らかと不規則の二つを設定し、計 4 通りの震源過程を考える。具体的には $R = R_0 + R_1$ とし、 R_0 を震源核の大きさ、 R_1 を破壊過程に対応させ、

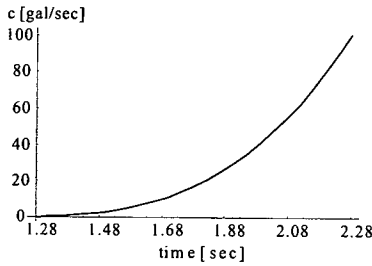
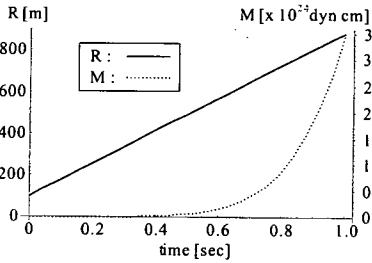
$$R_0 = \begin{cases} 10 [\text{m}] \\ 100 [\text{m}] \end{cases} \\ R_1(t) = \begin{cases} 0.1\alpha t \\ 0.1\alpha t + \frac{3.9 \sin(\log(100/R_0) \times 20t)}{\log(100/R_0)} \times 10^3 \end{cases} \quad (13)$$



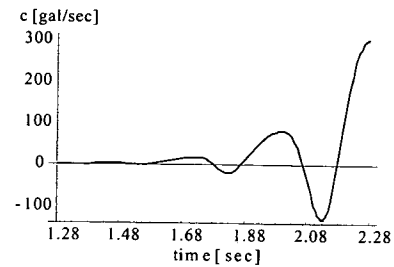
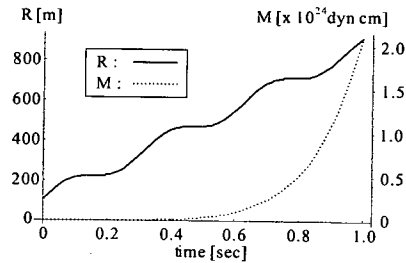
a) 震源核小, 破壊過程滑らか



b) 震源核小, 破壊過程不規則



c) 震源核大, 破壊過程滑らか



d) 震源核大, 破壊過程不規則

図-6 理論解析の結果：震源核の成長と地震モーメント，および遠方でのP波加速度変化率

とする。式 (11) と式 (12) を用いて加速度変化率 c を計算する。なお、地殻の材料定数は $G = 80[\text{GPa}]$, $\rho = 3.2[\text{g/cm}^3]$ とする ($\alpha, \beta = (7.8, 4.5)[\text{km/sec}]$ に対応)。解析に用いた断層のパラメータを表 3 に整理する。

計算結果を図 6 に示す。なお、 R と M のグラフでは経過時間は破壊発生から、 c のグラフでは経過時間は地震波到達から示してある。図 6a)~d) の 4 つの場合全てに共通して、P 波加速度変化率 c は地震波到達以後急激に増加することがわかる。これは、 R が増加しそれにつれてモーメント M が指数関数的に増加すると、 c

も増加するということを意味している。この結果は遠方での S 波も同様に大きくなることを示している。すなわち、大きな地震であれば必ず c は大きくなるのがわかる。なお加速度変化率は M の 4 階微分であるのに対し加速度は 3 階微分であるため、S 波を過大評価することはありうる。この点を留保する必要があるものの、破壊過程の多様性を考慮しても、P 波加速度変化率が検知指標として妥当であることが裏付けられたと考えられる。

表-4 データ解析に用いた地震の諸元

a) Group 1

地震	発生日時	M	震源位置	深さ
1-1	1996.08.11.03.12	5.9	38.9N, 140.6E	10.0
1-2	1996.08.11.03.54	5.4	38.9N, 140.7E	10.0
1-3	1996.08.13.11.13	5.0	38.8N, 140.6E	10.0

b) Group 2

地震	発生日時	M	震源位置	深さ
2-1	1997.03.03.23.09	5.2	35.0N, 139.1E	10.0
2-2	1997.03.04.00.30	5.1	35.0N, 139.2E	10.0
2-3	1997.03.04.12.51	5.6	34.9N, 139.1E	0.0
2-4	1997.03.05.22.43	4.6	35.0N, 139.1E	0.0
2-5	1997.03.07.16.33	4.7	34.9N, 139.1E	0.0
2-6	1997.03.07.21.35	4.6	35.0N, 139.2E	10.0

c) Group 3

地震	発生日時	M	震源位置	深さ
3-1	1997.03.26.17.31	6.2	32.0N, 130.3E	20.0
3-2	1997.04.03.04.33	5.5	32.0N, 130.3E	10.0
3-3	1997.04.09.23.20	4.9	32.0N, 130.4E	10.0
3-4	1997.05.13.14.38	6.1	31.9N, 130.3E	20.0

d) Group 4

地震	発生日時	M	震源位置	深さ
4-1	1997.11.15.16.05	6.0	43.6N, 145.2E	150.0

e) Group 5

地震	発生日時	M	震源位置	深さ
5-1	1999.05.13.02.59	6.1	43.0N, 143.9E	100.0

深さ [km]

4. 強震ネットワークのデータ解析

本章では、K-net の実測値を用いたデータ解析により、P 波加速度変化率の判定指標としての有効性を検証する。有効性は、1) 大きい S 波が襲来する前に P 波加速度変化率のピークが閾値を超え、かつ、十分な警報時間を与えること、2) S 波が小さい場合には P 波加速度変化率も小さく、誤警報を流すことがないこと、という 2 点である。データ解析は次の手順で行う。

1. P 波到来を判定 (常時微動データとの比較)
2. P 波方向を推定 (カルマンフィルタの適用)
3. P 波加速度変化率 c を差分によって計算
4. 閾値 c_c と c の比較 ($c > c_c$ であれば大地震の検知)

第 2 章で述べたように、P 波の到来は、常時微動より大きいノルムをもつ加速度の時系列が計測された場合と仮定する。異常値を除くため計測加速度にウィンドウをかける。具体的な判定は、「 K_1 個の加速度の平均ノルムが K_2 回続けて常時微動のノルムの標準偏差 σ_a を超える」こととする。すなわち以下の条件である。

$$\bar{a}^{m-k} > \sigma_a \quad \text{for } k = K_2, K_2 - 1, \dots, 0 \quad (14)$$

第 m 回の加速度を a_i^m とすると \bar{a}^m はそのノルムであり、 \bar{a}^m は a^{m-K_1+1} から a^m までの平均である。判定の確実性は K_1 と K_2 が大きいほど増すが、敏速な判定には小さいほうがよい。実測データを用いて適切な値を調べたところ、ウィンドウの幅 K_1 は $K_1 = 10$ が適当である。また $K_2 = 10$ 程度で、加速度波形を目で見て判定された P 波到来時刻とほぼ同じ時刻が判定される。なお、異常値は $K_1 > 8$ であればほぼ確実に除去され、異常値がなければ $K_2 > 4$ で P 波到来を誤まることはないようであるが、安全をみて $K_1 = K_2 = 10$ とする。

簡便かつ敏速に P 波の進行方向を推定するため、加速度 3 成分の時系列データにカルマンフィルタ¹²⁾を適用した。第 m 回目の P 波進行の方向ベクトルを N_i^m とすると、発展方程式と観測方程式は次のようになる。

$$\begin{cases} N_i^{m+1} = N_i^m + v_i^m \\ a_i^m = \|a^m\| N_i^m + w_i^m \end{cases} \quad (15)$$

ここで v_i^m と w_i^m はシステムノイズと計測ノイズである。ノイズは定常であることを仮定し、平均を 0、分散を各々 0.3 と常時微動の分散とした。また、進行方向の初期値を (0, 0, 1) とした。

式 (15) のカルマンフィルタにより、第 m 回目の測定方向ベクトルが $N_i^{m/m}$ として推定されれば、P 波加速度変化率は次のように計算される。

$$c^m = \frac{1}{\Delta t} \sum_{i=1}^3 (a_i^m - a_i^{(m-1)}) N_i^{m/m} \quad (16)$$

なお、 N_i^m のノルムが 1 であるため独立な成分は二つであるが、この条件を用いてもカルマンフィルタによる方向の推定は大きな差を生まなかった。

最初に、計測震度が 5 を超え、かつ、さまざまな震源を持つ地震に対し、データ解析を行った。この解析の目的は、大きい地震の P 波を検知できるか否か、及び、震源に応じて P 波初動の癖があるか否かを調べることである。地震の諸元を表 4 に示す。グループの分類は震源の場所によるもので、Group 1~3 は震源が比較的浅く (< 100[km]) 東北地方中部、関東地方南部、九州地方南部で発生した地震、Group 4 と 5 は震源が深く (> 100[km]) 北海道東部と北海道南東部で発生した地震である。閾値 c_c を設定するため、K-net の計測地点での震度と P 波加速度変化率のピーク値を図 7 にプロットした。計測震度は決して大きいものばかりではなく、データを活かすため、閾値を $c_c = 800$ [gal/sec] として計測震度 1 以上の地震の検知を行うこととした。この閾値は 0.01 [sec] の間に 8 [gal] の変化があることに対応する。なお、図 7 においては小さい計測震度の加速度変化率を詳しく見るために、該当する部分を拡大して示している。

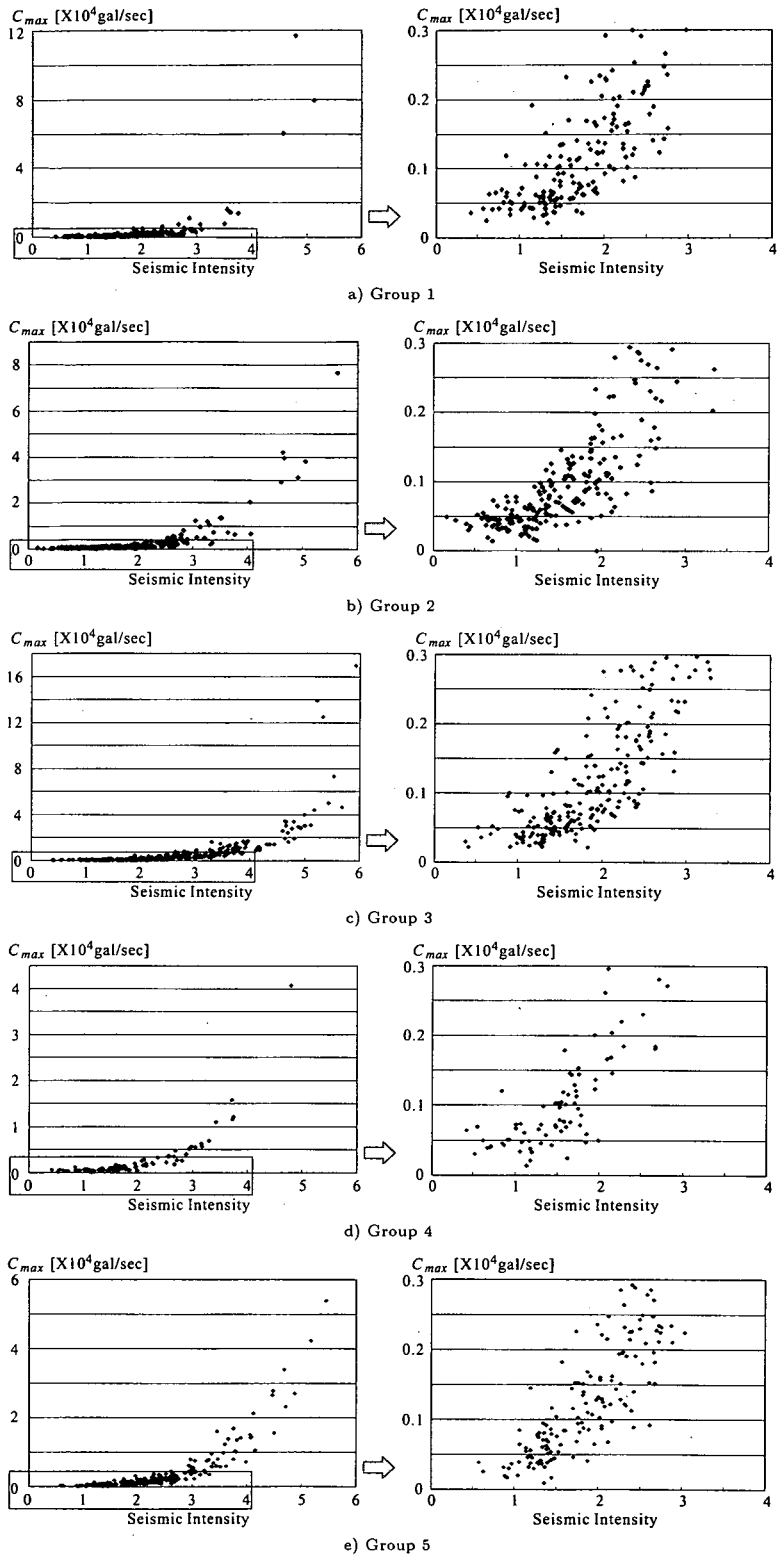


図-7 計測震度と加速度変化率最大値の関係

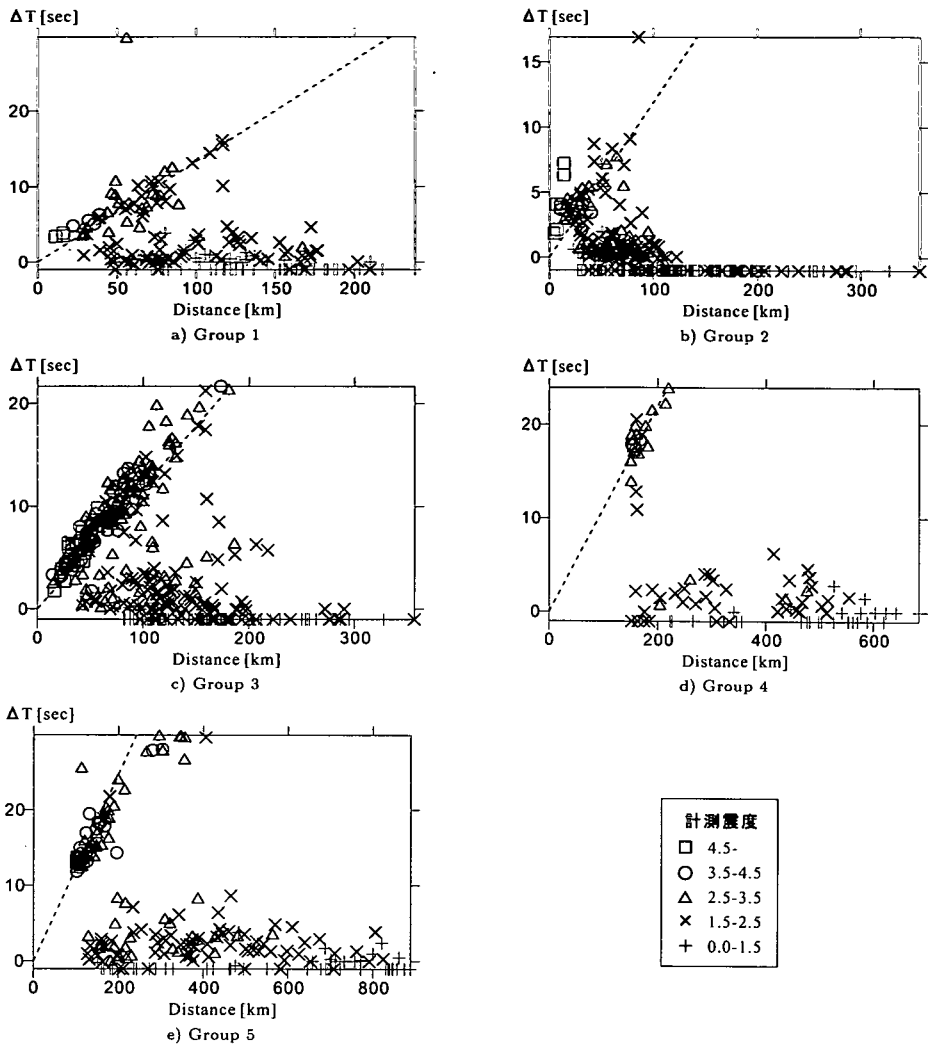


図-8 推定された警報時間と震源距離、計測震度の関係

大きい地震のP波を正しく検知した場合、S波による強震動が襲来するまでの時間は、P波とS波の波速の差によって決まる。したがって警報時間を次のように定義すると、

$$\Delta T = (\text{加速度ノルムが最大となる時刻}) - (c > c_c \text{となる時刻}) \quad (17)$$

これは震源からの距離に比例することになる。なお、加速度ノルムが最大となるのはS波の主要動が到達した時である。この警報時間を、地震検知の可否を検討するための定量的な目安とする。

図8に震源距離 d と警報時間 ΔT をプロットした。計測震度の大きさを色の違いによって表している。閾値を

超えなかった地点では、便宜上、 $\Delta T = -100$ [sec]という値を当てはめた。検知に成功すると、 $\Delta T \approx d(1/\beta - 1/\alpha)$ が成立する。ここで α と β はP波とS波の波速であり、第3章と同様に $(\alpha, \beta) = (6.0, 3.5)$ [km/sec]として図中に破線で示した。全てのグループにおいて、データは、この破線に近い集団と、 $\Delta T = 0$ に近い集団に二分できる。この傾向は震源が深く d が大きいGroup 4と5に顕著である。計測震度が大きいと、破線に近い集団に属することが多く、逆に計測震度が小さいものは $\Delta T = 0$ に近い集団に属するようである。したがって、加速度変化率を適用してP波の初動を解析することで、大きい強震動を生むS波の主要動を検知することが可能であることが分かる。地下の震源からの距離

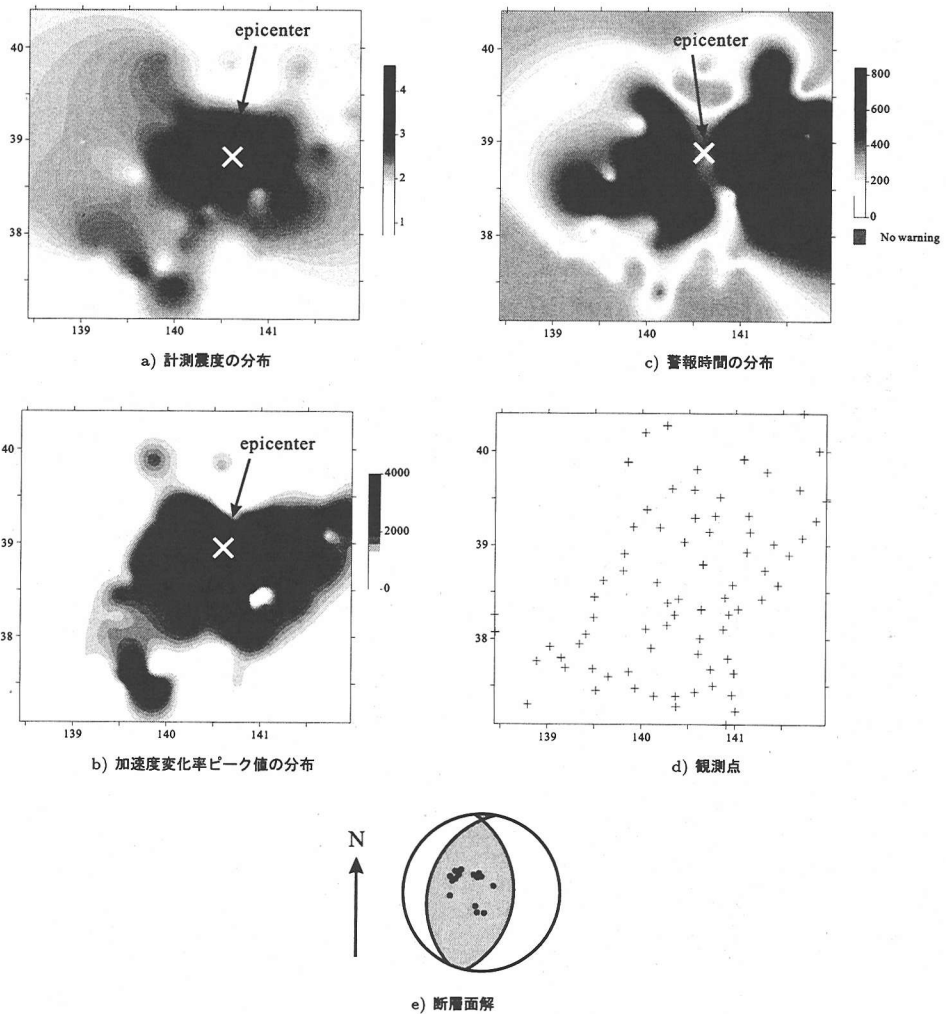


図-9 P波の方位依存性の検討例

が10[km]程度離れば警報時間は1[sec]以上となるため、個人情報機器の最低限の安全確保には十分である。一方、数は多くないものの、比較的大きな震度でありながら $\Delta T = 0$ に近い集団に属するデータは判定に失敗した例があることは見逃せない。目標とした計測震度が小さく、図7に示すように、この震度に対応するP波加速度変化率のばらつきは大きい。これが主な原因であろう。なお、P波の検知に失敗すると、主要動となるS波の加速度変化率が検知され、 ΔT がほとんど0となったと考えられる。

ついで震源の癖等が検知の障害となることを検討した。具体的な検討項目は、1) 震源からみた観測点の方位の影響、2) 震源の地域特性の有無、3) 観測点のサイト効果の有無である。均一な弾性体中では、S波は伝播

するもののP波が伝播しない方位があるため、1)を検討することは重要である。一つの地震に対して、計測震度、警報時間、P波加速度変化率のピーク値の空間分布を調べた。2)と3)についても、複数の地震について1)と同様に計測震度等の空間分布を調べた。浅い震源の地震(表4の1-1)を用いた1)の検討の例を図9に示す。図のa)~c)は、計測震度、警報時間、ピーク値の分布である。図のd)は観測点の位置であり、各図のコンターラインはこのデータを用いたクリッキングによって得られている。図e)は方位を示すための断層面の解¹⁴⁾であり、南北方向に伝わるP波の振幅が小さいことを示している。加速度変化率の分布からは、この方向にもP波が到達していることが分かる。これは、方位依存性がある直達のP波ではなく、地質構造を伝播

表-5 計測震度5強以上を観測した地震のデータ解析

a) 判定結果

地震	計測震度 5.0 以上			計測震度 5.0 未満		
	N	S	P	N	S	P
1	1	1	100.0	62	0	100.0
2	1	1	100.0	81	0	100.0
3	1	1	100.0	26	1	96.2
4	3	1	33.3	153	4	97.4
5	1	1	100.0	169	3	98.2
6	1	1	100.0	40	0	100.0
7	1	0	0.0	58	0	100.0
8	1	1	100.0	207	4	98.1
9	3	3	100.0	119	5	95.6
10	1	1	100.0	62	2	96.8
11	4	2	50.0	105	6	94.3
12	1	0	0.0	78	0	100.0
13	2	1	50.0	200	1	99.5
合計	21	14	66.7	1360	26	98.1

N: 観測点数, S: 検知数, P: 成功した確率 [%]

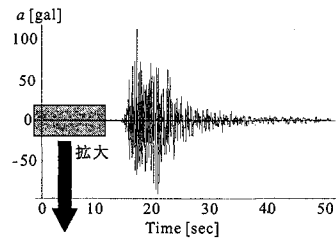
b) 地震の緒元

地震	発生日時	M	震源位置	深さ
1	1996.05.23.18.36	5.0	38.7N, 142.3E	39.0
2	1996.08.11.03.12	5.9	38.9N, 140.6E	10.0
3	1996.09.09.13.34	5.7	30.5N, 130.9E	20.0
4	1996.10.19.23.44	6.6	31.8N, 132.0E	39.0
5	1996.12.21.10.29	5.4	36.1N, 139.9E	53.0
6	1997.03.03.23.09	5.2	35.0N, 139.1E	10.0
7	1997.03.04.00.30	5.1	35.0N, 139.2E	10.0
8	1997.03.16.14.51	5.6	34.9N, 137.5E	40.0
9	1997.03.26.17.31	6.2	32.0N, 130.3E	20.0
10	1997.04.03.04.33	5.5	32.0N, 130.3E	10.0
11	1997.05.13.14.38	6.1	31.9N, 130.3E	20.0
12	1998.05.03.11.09	5.4	35.0N, 139.1E	10.0
13	1999.05.13.02.59	6.1	43.0N, 143.9E	100.0

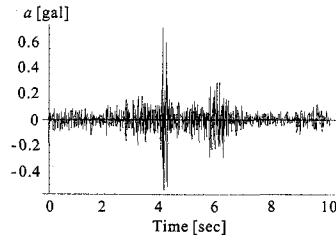
深さ [km]

する途中で励起されたP波である。直達のP波を捕まえられないと判定が遅れることは事実ではあり、実際、警報時間も南北方向は短くなっている。しかし、方位依存性のためP波が検知されないということはないようである。2)と3)についても図9と同様の分布が得られ、P波の方位依存性は見られるものの、震源の地域特性とサイト効果に起因する特徴的な違いは見受けられなかった。したがって、解析したデータを見る限り、震源の癖等が検知の障害となる特異な例はないようである。

次に、1996年5月から2000年1月の間に発生したマグニチュード5以上のすべての地震を対象として、P波加速度変化率の検知判定のシミュレーションを行った。計測震度5強程度以上を検知することとし、P波加速度変化率の閾値を $c_c = 6250$ [gal/sec]とした。さらに、S波を除くため判定は地震波到達から3秒間に限定した。解析結果を表5に整理する。判定結果をa)、地震の諸



a) 上下方向成分のデータ



b) 初動よりも前の部分を拡大

図-10 大きなイベントの前に存在する小さなイベントの例

表-6 小さなイベントの影響を取り除いた判定結果

地震	計測震度 5.0 以上			計測震度 5.0 未満		
	N	S	P	N	S	P
7	1	1	100.0	58	4	93.1
11	4	4	100.0	105	4	96.2
12	1	1	100.0	78	0	100.0
合計	21	18	85.7	1360	28	97.9

N: 観測点数, S: 検知数, P: 成功した確率 [%]

元をb)に示す。誤判定には、1) 震度5.0以上の地震に警報を出せなかった場合と2) 震度5.0未満の地震に警報を出した場合の二通りがある。1)の誤判定は4地震で6観測点である。誤判定となった実測加速度波形を調べたところ、表5a)の7、11、12の3地震については、大きなイベントが発生する数秒前に極めて小さなイベントが発生しており、判定はこの小さなイベントを解析したことがわかった(図10参照)。このイベントを除くと表6に示すように判定に成功した。その他の失敗例は、加速度変化率が若干閾値に達しなかったことが原因である。発生・非発生というバイナリの判定であるため、閾値付近の判断は難しい。P波の方位依存性の問題、地盤条件などが影響する可能性が考えられる。ただし、同じ地震に対して震源に近い他の観測点では検知に成功している(図11)ことを考えると、一つの観測点で地震が検知できれば周囲にも警報を出すよう、観測網を連動させて機能されることによって対応すべきである。一方、2)の誤判定は、加速度変化率が閾値を超えたにも関わらず、計測震度が、5弱(8観

表-7 P波加速度変化率を用いた判定結果の整理

計測震度 5.0 以上			計測震度 5.0 未満		
観測地点数	判定個数	判定確率 [%]	観測地点数	判定個数	判定確率 [%]
21	18	85.7	23946	270	98.9

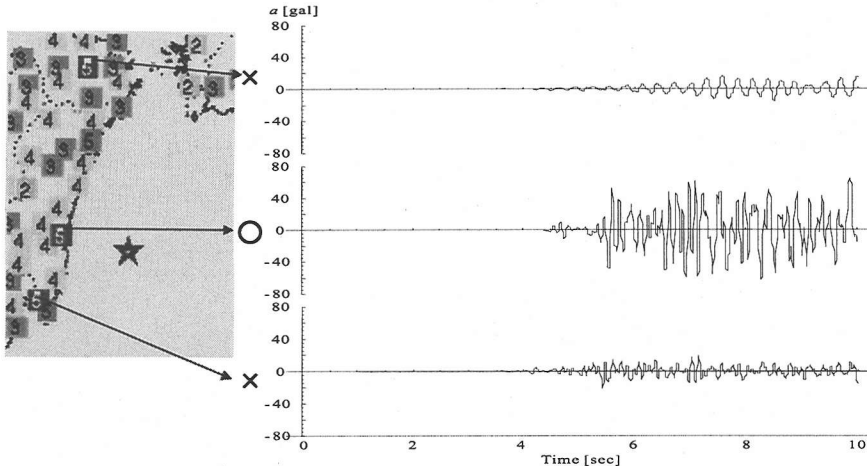


図-11 計測震度 5 以上の観測点の失敗例

測点), 4(14観測点), 3(1観測点) でとなった計 23 観測点である。また、震源から近いP波到達から3秒以内に到達したS波を捕らえたものが3例あった。この誤判定は過大評価であるから、1)の誤判定よりは重要ではない。

地震検知のシミュレーションの結果を、P波加速度変化率を用いた検知指標の精度として整理する。判定したサイトの延べ総数は23,967個である。判定結果を表7に示す。震度5強程度以上を計測した観測点に対する検知の成功確率は85.7%である。この値は高いものではない。しかし、同一の地震に対し震源に近い観測点では検知に成功しており、観測点を連動させて警報が発令されるのであれば、計測震度5強を超えるすべての観測点に対して検知に成功したことになる。一方、計測震度が5未満の地震に対しては、検知をしないという意味での成功確率は98.9%と非常に高い数字となっている。失敗例は震度4程度である。閾値付近のグレイゾーンの評価は今後の課題となろうが、この程度の地震の発生確率は高々1%程度であり、過大評価の結果、個人情報機器に無用の安全確保の手段が講じられたとしても人命にかかわる問題にはならず、社会の機能を停止させるといったこともないため、その損害は許容できるものと想定される。

5. おわりに

本論文の目的は、P波加速度変化率という検知指標に対し、震源過程の理論解析によってその妥当性を検討し、実測値のデータ解析を用いて有効性を吟味することであった。理想化・簡略化はされているが、震源核からの破壊過程の多様性を考慮しても、大きな強震動が発生する際には必ずP波加速度変化率も大きい値をとることが示された。適切な閾値を設定したデータ解析の結果、P波加速度変化率を用いると、過大評価をする場合もあるものの、大規模の地震に対しては大きな強震動を十分確実に検知することが示された。指標の計算方法やP波加速度変化率の閾値の設定には、検討の余地があることは事実ではあるが、地震時に個人情報機器の安全確保には十分な時間で警報を発令することは可能である。

本論文は、個人情報機器の安全確保を図る早期警報システム開発に向けての、基礎的な段階に過ぎない。開発に向けては、より多数の実測データを用いて、システムの詳細を検討決定することが必要であろう。しかし、多数の個人情報機器に対して、地震時の安全性がある程度担保されることの意義は大きい。実際、情報化の進行とともに、このような情報機器は、家屋や建物の種々の機能も制御することが予想されている。機

器内に蓄積された情報の保護のみならず、警報時間に十分な余裕があれば、このような機能の制御を通じて個人生活レベルでの地震時の安全性確保に発展することも期待できる。

謝辞: 本研究には独立行政法人(旧科学技術庁)防災科学技術研究所の方々より、強震ネットのデータの借入をはじめさまざまな示唆をいただいた。ここに記して感謝の意を表する。

補遺 I 発信系

パーソナルコンピュータや携帯端末のような個人情報機器は数は大量であるものの、広い意味でネットワークに接続されているため、伝達する情報が小さいものであれば、極短時間で警報を発信することは決して難しい問題ではない。その一例として、地上波デジタル放送を利用すれば、該当地域に地震発生という情報を瞬時に発信することができる。また、LANに接続されたパーソナルコンピュータであればこれも瞬時である(大学で管理されているBクラスのネットワークを介し、100台のパーソナルコンピュータに地震発生を警報する実験を行ったところ、ネットワークの混雑にもよるが0.001[sec]を超えることはなかった)。今後の情報技術の進展に期待すれば、地震発生警報の発信時間は問題とならないであろう。むしろ、偽りの地震発生情報を流すという警報の悪用を防ぐための、安全性の確保がより切実な課題となると思われる。

参考文献

- 1) 高山昭, 江本佑橘, 阿部英彦, 中村豊: 地震動早期検知システムの研究, 土木学会誌, 第5号, pp.51-56, 1981.
- 2) 菊地正幸: リアルタイム地震学(地震発生のメカニズムと予測), 地震工学会誌, 第46巻, 第7号, pp.45-50, 1998.
- 3) 山崎文雄: リアルタイム地震防災システム, 地震と調査, 第3号, pp.37-42, 1997.
- 4) 山崎文雄, 片山恒雄, 野田茂, 吉川洋一, 大谷泰昭: 大規模都市ガス導管網の地震時警報システムの開発, 土木学会論文集, No.525/I-33, pp.331-340, 1995.

- 5) 北代 州平, 堀 宗朗: 強震動即時警報システムの可能性, 第25回地震工学研究発表会講演論文集, 第2分冊, pp.1113-1116, 1999.
- 6) 北代 州平, 堀 宗朗: 大地震早期検知のための強震動初期波形の理論・データ解析, 応用力学論文集, Vol. 3, pp.687-694, 2000.
- 7) 大中 康賢, 山下 舞夫: 地震はどう始まりどう終わるか, 阪神・淡路大震災と地震の予測, pp.128-138, 1996.
- 8) 金森 博雄: 地震の物理, 岩波地球科学選書, 岩波書店, 1994.
- 9) 笠原 慶一: 地震の力学(近代地震学入門), 鹿島出版会, 1983.
- 10) 北代 州平, 堀 宗朗: 強震動即時警報システムの可能性, 日本災害情報学会1999年研究発表大会, pp.37-44, 1999.
- 11) 深尾 良夫, 芝崎 文一郎: 地震の始まりは終わりを知っているか, 阪神・淡路大震災と地震の予測, pp.120-127, 1996.
- 12) 片山 徹: 応用カルマンフィルタ, 朝倉書店, 1985.
- 13) 鹿島都市防災研究会: 地震防災と安全都市, 鹿島出版会, 1996.
- 14) http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC_News/ 参照.
- 15) <http://www.sdr.co.jp/cue/shindo.html> 参照.
- 16) Ide, S.: Source process of the 1997 Yamaguchi, Japan, earthquake analyzed in different frequency bands, *Geophysical Research Letters*, Vol. 26, No. 13, pp.1973-1976, 1999.
- 17) 国立天文台編: 理科年表, 丸善, 1999.
- 18) 日本地震学会: 強震動地震学・地震工学研究の現状と展望, 1994.
- 19) 佐藤智美, 川瀬博, 松島信一: 微動とS波, P波, codaから求められる地盤特性の違いとその理論的解釈, 地震, 第2輯, 第51巻, 第3号, pp.291-318, 1998.
- 20) 宮武隆: 断層近傍の強震動パルスの成因, 地震, 第2輯, 第51巻, 第2号, pp.161-170, 1998.
- 21) 木下 繁夫: 深層井観測により推定された厚い堆積層の地震応答特性, 国立防災科学センター研究報告第38号, 1986.
- 22) Kinoshita, S.: *Anatomy of local event seismograms for earthquake engineers*, 1997.
- 23) 太田 裕: 強震動情報と地震防災, 地震2, pp.113-136, 1994.
- 24) 宇津 徳治: 世界の被害地震の表(古代から1989年まで), 1990.
- 25) 山崎 文雄: リアルタイム地震防災システムとは, 消防科学と情報, No. 58, pp.8-15, 1999.

(2001. 7. 12 受付)

STUDY OF P-WAVE CHARACTERISTICS FOR DEVELOPMENT OF EARLY EARTHQUAKE WARNING SYSTEM OF PERSONAL COMPUTERS AND NETWORKS

Shuhei KITADAI, Muneo HORI

The security of information owned by individuals against large earthquakes will be important as the number of personal computers and networks is rapidly increasing. Since the system halting can be done in micro-seconds, it is wise to give an alert for coming S-wave, by analyzing P-wave characteristics which is routinely measured by many seismographs. In this paper, the acceleration rate is used as a measure of the P-wave characteristics, since it can give an earliest warning. The model analysis and the data analysis are carried out to verify the validity and to examine the usefulness of this measure, and the results support the advantage of the acceleration rate.