表層地盤の多重非線形効果を考慮した 経験的グリーン関数法

独立行政法人港湾空港技術研究所* 野 津 厚
東京工業大学大学院総合理工学研究科** 盛 川 仁

An Empirical Green's Function Method Considering Multiple Nonlinear Effects

Atsushi Nozu

Independent Administrative Institution, Port and Airport Research Institute
3-1-1 Nagase, Yokosuka 239-0826, Japan

Hitoshi MORIKAWA

Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Tokyo Institute of Technology
4259 Nagatsuta, Midori-ku, Yokohama 226-8502, Japan

(Received May 16, 2002; Accepted November 6, 2002)

When the empirical Green's function method is applied to seismograms recorded at a site which is located on soft soil layers, it is necessary to take into account the nonlinear behavior of the soft soil layers. In practice, it has often been assumed that the seismic wave is affected by soil nonlinearity only after it's incidence to the local soft soil layers. If we consider a seismic ray connecting the source and the site, however, it might be true that the ray crosses the soft soil layers several times. Therefore, it is reasonable to assume that the seismic wave is affected by soil nonlinearity several times during the transmission from the source to the receiver. This potential phenomena is referred to as "multiple nonlinear effects" in this article. Taking into account these effects in the empirical Green's function method, the authors propose "nonlinear parameters" which represent the deviation of material properties of the sediments due to soil nonlinearity from linear status and which are used to modify Green's functions. The parameters are applied to the simulation of the 2000 Tottori-ken Seibu and the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake ground motions. It is found that, although the new parameters are quite simple, they greatly contribute to the improvement of the simulation results.

Key words: Empirical Green's function method, Soil nonlinearity, Multiple nonlinear effects, The 2000 Tottoriken-seibu Earthquake, The 1995 Hyogoken-nanbu Earthquake.

§1. はじめに

経験的グリーン関数法 [Hartzell (1978), Irikura (1983), Irikura (1986), Takemura and Ikeura (1988), Dan *et al.* (1989)] は、精度の良い強震動予測手法の一つとしてすでに実用化されている。しかし、この方法では震源からサイトに至る媒質の線形的な挙動を前提としているので、大地震の際に想定される地盤の非線形挙動 [例えば翠川 (1993)] については別途考慮する必要があ

る [例えば香川・他 (1998)]。この非線形挙動の取り扱いについては、改良の余地があると著者らは考えている。

これまで、耐震設計等の実務においては、サイト直下の堆積層を非線形性を示す浅い部分 (表層地盤) と、それより深い部分 (深層地盤) とに区分し、地震波は下方より表層地盤に入射してから初めて地盤の非線形挙動の影響を受けると仮定することが普通であった [大阪府土木部 (1997); 中央防災会議事務局 (2001)]。しかしながら、Fig. 1 に示すように、震源とサイトを結ぶ波線を考

* 〒239-0826 横須賀市長瀬 3-1-1

** 〒226-8502 横浜市長瀬区長津田町 4259

Fig. 1. A schematic diagram showing "multiple nonlinear effects". In general, if a site is located on a sedimentary basin, a seismic ray which connects the source and the site crosses the soft soil layer, which covers the sedimentary basin, several times and thus the seismic wave is affected by the soil nonlinearity several times.

えたとき、これが非線形挙動を示す表層地盤を何度も横切る場合がある。この場合、地震波は、その伝播の過程で、表層地盤の非線形挙動の影響を何度も受けることになる。このことをここでは多重非線形効果と呼ぶこととする。ここで、Fig. 1の波線は盆地生成表面波に対応する可能性もあるが、このことについては82で詳しく述べる。Nozu and Uwabe (2000)は、1995年兵庫県南部地震およびその余震の際に神戸市内の埋立地で得られた記録に経験的グリーン関数法を適用し、上述の多重非線形効果を考えなければ、本震地動の後半部分を著しく過大評価してしまうことを指摘している。多重非線形効果を考慮した場合には、仮に深層地盤が非線形挙動を示さないとしても、サイト直下の表層地盤と深層地盤の境界面に下方から入射する地震波は、すでに地盤の非線形挙動の影響を受けていることになる。

本稿では、経験的グリーン関数法に多重非線形効果を表現するためのパラメタ（以下においては「非線形パラメタ」と呼ぶ）を新たに導入し、その物理的意味について述べるとともに、2000年鳥取県西部地震および1995年兵庫県南部地震への適用事例を示す。提案するパラメタは、簡易なものであるにも関わらず、非線形性の影響を受けたサイトでの本震地動の合成結果を著しく改善するものである。

8.2. 2000年鳥取県西部地震の境港市の地震動に見られる地盤の非線形性の影響

非線形パラメタの導入に先立ち、2000年鳥取県西部地震の際に境港市内で得られた地震動に経験的グリーン関数法を適用することにより、地震動が地盤の非線形挙動の影響を受けているかどうかを確認する。

Fig. 2. Aftershock distribution of the 2000 Tottori-ken Seibu Earthquakes estimated by Hi-net (dots), the epicenters of the mainshock and the aftershock which provided Green's functions (solid rectangles) and the sites which are used for the inversion (solid triangle).

まず、経験的グリーン関数を用いたインバージョンにより、鳥取県西部地震の震源モデルを構築する。本震（2000年10月6日13時30分、 M_{JMA} 7.3）の震央とHi-net [小原, 2001]による余震分布をFig. 2に示す。またグリーン関数として用いる2000年11月3日16時33分の余震（ M_{JMA} 4.5）の震央（北緯35.357度、東経133.295度）をFig. 2に同時に示す（震源深さは5 km）。

インバージョンの対象にはFig. 2に示すK-netおよびKik-netの5つのサイトを選択した。これらのサイトは震源のメカニズム（ほぼ鉛直な横ずれ断層）から判断して比較的SH波のradiationが大きいと考えられるサ

Fig. 3. Empirical Green's functions obtained by band-pass filtering (0.1~2 Hz) and integrating the original aftershock acceleration records.

イトを選択したものである。また、サイトの非線形挙動の影響を避けるため、できるだけ堅固な地盤条件のサイトを選択した。ここでは原則として transverse 成分をモデル化の対象とした。ただし、震源近傍のサイトである TTRH02 については断層直交成分 (N240E 成分) を対象とした。余震波形を周波数領域で積分し、0.1~2.0 Hz の帯域通過フィルタに通した速度波形をグリーン関数として用いた (Fig. 3)。また本震波形に同様の処理をほどこして得た速度波形をインバージョンのターゲットとした (Fig. 4 の上段)。ここでは、本震波形の S 波到来時刻の 1 秒前から 15 秒をインバージョンのターゲットとした。

インバージョンは Harzell and Heaton (1983) の方法に基づいている。気象庁の震源を含む $30 \text{ km} \times 12 \text{ km}$ の断層面 (走向 150° 、傾斜 85°) を仮定し、この断層面を 30×12 に分割して、それぞれの領域では、破壊フロント通過後の 2.4 秒間に 4 回のすべりが許されるものとした。各々のすべりによるモーメント解放量が余震モーメントの何倍であるかを未知数としてインバージョンを行う。インバージョンの自由度は $30 \times 12 \times 4 = 1440$ である。破壊フロントは、気象庁発表の震源時刻の 4.0 秒後から、気象庁発表の震源を中心として同心円状に速度 2.8 km/s で広がるものとし、基盤の S 波速度は 3.5 km/s とした。インバージョンには非負の最小自乗解を求めるためのサブルーチン [Lowson and Hanson

(1974)] を用いた。また、すべりの時空間分布を滑らかにするための拘束条件を設けた。ここで対象としたサイトについては本震と余震のラディエーション係数の差は大きくないので、ラディエーションパターンの補正は実施していない。すべてのサイトについて、記録のヘッダに記入された絶対時刻の情報を参照している。

Fig. 4 の下段に、インバージョンの結果として得られた各サイトの合成波を示す。これを観測波 (上段) と比較すると、両者の一致はおおむね良好である。特に、震源断層の北に位置する SMN001 および SMNH10 では、インバージョンで対象としなかった本震波形の後半部分も含め特徴がよく再現されているが、これは、経験的グリーン関数に含まれる各々のサイトの特性が合成結果に生かされているためであると考えられる。

Fig. 5 に、インバージョンで得られた最終すべり量の分布を示す。ここでのインバージョンでは、直接には各々の震源要素におけるモーメント解放量の余震モーメントに対する比が明らかになるだけであるが、ここでは余震モーメントとして Freesia [Fukuyama *et al.* (2001)] により得られている値 ($M_0 = 5.23 \times 10^{15} \text{ Nm}$) を仮定し、最終すべり量を示している。同図によれば、本震は複数のサブイベントからなることがわかる。1 つ目のサブイベントは気象庁発表の震源 (Fig. 5 の★) よりもやや南の深い位置で生じており、2 つ目のサブイベントは震源の真上の浅い位置で生じている。サブイベントの

Fig. 4. Comparison of the observed (upper traces) and synthetic (lower traces) mainshock velocities as a result of the inversion using empirical Green's functions. Observed motions were obtained by band-pass filtering (0.1~2 Hz) and integrating the original acceleration records.

Fig. 5. Final dislocation of the 2000 Tottori-ken Seibu Earthquake obtained by the inversion using empirical Green's functions. The seismic moment of the aftershock is assumed to be 5.23×10^{15} Nm. The star indicates the JMA hypocenter.

生じている位置は、理論的なグリーン関数を用いて実施されたインバージョンの結果〔岩田・関口(2001)〕とも類似している。

Fig. 6 に 1 秒ごとの滑り量の分布を示す。破壊開始後 0~3 秒に 1 つ目のサブイベントで、3~6 秒に 2 つめのサブイベントでモーメントが解放されている様子が分かる。

ここで、境港市の地震動の議論に移る前に、ここで得られた断層モデルの性質と適用限界についてあらかじめ議論しておくこととする。

第一に、ここでは Fig. 2 に示すように、比較的 SH 波の radiation が大きいと考えられるサイトを選択して用いた。これは、SH 波の radiation の節に近いサイトでは余震のメカニズムのわずかな違いが合成波形に大きく影響するので、ここではインバージョンの結果に関する信頼性を確保するためこれらのサイトを回避することが望ましいと判断したためである。従って、ここで得られた

Fig. 6. Dislocation for each time window of the 2000 Tottori-ken Seibu Earthquake obtained by the inversion using empirical Green's functions. The seismic moment of the aftershock is assumed to be 5.23×10^{15} Nm.

震源モデルがSH波のradiationの節に近いサイトでの波形合成に適しているかどうかは未確認である。後の解析では、境港市内の地震動に注目して議論を進めるが、境港市は震央から見てSMN001とSMNH10に挟まれた位置にあるため、本震源モデルを用いても、radiationの節に関わる問題は顕在化しない。

第二に、Fig. 4に示すように、震源断層の南に位置するOKYH14の合成結果が思わしくない。OKYH14に近い他のサイトについても同様の結果となるので、記録の精度などの問題ではないと考えられる。OKYH14の本震波形が、断層面のうち破壊開始点から見て南側の部分に主に支配されていることは、別途フォワードモデリングにより確認している。したがって、ここでのインバージョンでは、断層面のうち破壊開始点から見て南側の部分については、滑りの時空間分布がさほど精度良く得られていない可能性がある。

第三に、震源近傍のサイトであるTTRH02の非線形挙動の問題がある。このサイトは、地表と地中に強震計

が設置されていて、それらのスペクトル比から、本震時には非線形挙動を示していたことが明らかにされている[八幡(2001)]。さて、TTRH02は破壊開始点の5 kmほど南に位置するが、TTRH02の本震波形は、断層面のうち破壊開始点とTTRH02に挟まれた5 kmほどの区間に主に支配されていることを別途フォワードモデリングにより確認している。したがって、ここでのインバージョンでは、断層面のうち破壊開始点とTTRH02に挟まれた5 kmほどの区間については、TTRH02の非線形挙動の影響を受けており、滑りの時空間分布がさほど精度良く得られていない可能性がある。

ここで得られた断層モデルは、以上に述べたような適用限界を有するものの、境港市内の地震動の再現ということに目的を限定すれば十分に精度を有すると考えられる。

さて、ここで得られた震源モデルを用い、境港市の港湾地域強震観測の観測点(Sakaiminato-G)で得られた余震波形をグリーン関数として本震波形を計算する。こ

Fig. 7. The sites located in Sakaiminato City (Sakaiminato-G and JMA), for which the validity of nonlinear parameters is tested.

Fig. 8. The aftershock acceleration record at Sakaiminato-G (a) and the empirical Green's function for Sakaiminato-G obtained by band-pass filtering (0.1~2 Hz) and integrating the acceleration record (b).

ここでは、地盤の非線形挙動を一切考慮せずに計算を行う。Sakaiminato-G の位置を Fig. 7 に示す。Sakaiminato-G は境港市の平野部に位置しており、本震時には過剰間隙水圧の上昇を含む表層地盤の強い非線形挙動が生じたと考えられている [三輪・他 (2002)]。Sakaiminato-G における余震の加速度記録の transverse 成分を Fig. 8(a) に、これを周波数領域で積分して 0.1~2.0 Hz の帯域通過フィルタに通した速度波形を Fig. 8(b) にそれぞれ示す。Fig. 9 に、Sakaiminato-G における合成波と観測波（余震波形と同様の処理を施したものの）の比較を示す。同図に示すように、合成波の前半には周期約 2 秒のパルスが数波見られるが、このうち第 3 波は観測波に見られない。また、合成波の後半部分において、位相は観測波と比較して系統的に早く、振幅は観測波と比較して系統的に大きくなっている。また、振幅と位相の差異は、波形の後半部分ほど顕著に表れていることも注目される。

Fig. 9. Comparison of the observed ground velocity at Sakaiminato-G (solid line) and the synthetic ground velocity obtained without nonlinear parameters using Green's function at Sakaiminato-G (broken line). Observed velocity was obtained by band-pass filtering (0.1~2 Hz) and integrating the original acceleration records. The arrow indicates remarkable phases probably due to reverberating S-wave within the sedimentary basin and/or surface wave.

Sakaiminato-G のように堆積盆地上に位置するサイトでは、直達 S 波の他に、堆積盆地を重複反射しながら伝播する S 波や盆地生成表面波に起因する位相が到来する。事実、Sakaiminato-G の観測波（transverse 成分）の後半部分には、S 波の重複反射もしくは盆地生成表面波（この場合には Love 波）によると見られる顕著な位相が見られる（Fig. 9 に矢印で示した部分）。川瀬 (1993) がレビューしているように、波線理論では、盆地生成表面波は盆地端部の斜面となっているところから入射した S 波が角度をもって全反射を繰り返すことによって生じると解釈できる。この波線を追跡することによって得られる堆積層の応答は、有限要素法などで求めたものと良く一致することが Kohketsu (1987) により示されている。このことは、盆地生成表面波のうち少なくとも Kohketsu (1987) が検討の対象とした Love 波については、堆積層内で全反射を繰り返す S 波の重なり合ったものと見なせることを示すものである。そこで、波動場が盆地生成表面波であれ、通常の S 波であれ、Fig. 1 に示すような S 波の波線に置き換えて以下の考察を行う。ただし、上述の議論は盆地生成表面波のうち Rayleigh 波にはそのまま適用しにくい。Rayleigh 波である限り必ず P 波に関する物性（P 波速度と Q_0 ）が関わってくるはずである。よって、後続位相に Rayleigh 波が多く含まれる場合には、以下に述べる手法の適用性は十分でない面があるかも知れない。

さて、波線理論により堆積層の応答を求めようとなれば、波線経路における透過/反射の係数を計算条件として与える必要がある。しかし、ここでは経験的グリーン関数法の長所を生かして、Fig. 1 の波線中、それに伴う

透過/反射の係数は本震と余震の間で共有されていると考える。このように考えれば、各々の波線の寄与は余震記録に含まれているので、適切な震源モデルを用いて余震記録を重ね合わせることで、波線経路における透過/反射の係数を別に考慮しなくても、本震波形を再現できるはずである。

ただし、以上は媒質が線形であるとした場合の議論である。本震時には Fig. 1 に示すように波線経路における媒質の一部が非線形挙動を示すものと考えられる（多重非線形効果）。地盤の非線形挙動としては、通常、剛性の低下（すなわち S 波速度の低下）と減衰定数の増加が想定される [例えば翠川 (1993)]。従って、波線経路における媒質の一部が非線形挙動を示すことの本震波形への具体的な影響としては、S 波速度の低下により位相の到来時刻が遅くなること、減衰定数の増加により振幅が減少することの 2 点が考えられる。

媒質の線形性を仮定した合成波を観測波と比較した Fig. 9 においては、(1) 観測波の後半部分の位相が合成波と比較して系統的に遅い、(2) 観測波の後半部分の振幅が合成波と比較して系統的に小さい、(3) 観測波と合成波の差異が波形の後半部分ほど顕著であるなどの傾向が認められるが、これらについては、多重非線形効果により少なくとも定性的には説明することができる。

なお、一般論として言えば、本震と余震の震源位置の違いも観測波の後半部分に影響を及ぼすことが考えられる。しかし、ここでの解析に則して言えば、SMNH10 で波形の後半部分が問題なく再現されていることから、仮に本震と余震の震源位置の相違の影響があるとしても、その影響は震源モデルに押しつけられていて、Sakaiminato-G での波形の不一致を説明する要因にはならな

いと考えられる。本研究では、Sakaiminato-G における観測波が多重非線形効果の影響を受けていると考え、以下においては経験的グリーン関数法に多重非線形効果を取り込む方法を検討する。

なお、既存の手法、すなわち、サイト直下の表層地盤に下方から入射する地震波は媒質の非線形挙動の影響を受けていないと仮定し、サイト直下の表層地盤の非線形挙動を 1 次元問題として評価する手法も試みてみたが、観測波を十分に説明することはできなかった。このことについて Appendix で報告する。

§ 3. 非線形パラメタの導入とその物理的意味

経験的グリーン関数法の最大の利点は、震源からサイトに至る地下構造についての知識を前提としないことである。経験的グリーン関数法に多重非線形効果を取り込む際には、上述のような利点が失われることのないよう、できるだけ簡便な方法を用いることが望ましい。そこで、ここでは以下の 2 つの非線形パラメタ ν_1 と ν_2 を導入することを提案する。

ν_1 は堆積盆地内の媒質の平均的な S 波速度の低下率を示すパラメタである。すなわち $\nu_1 = V_S/V_{S0}$ である。ここに V_S は非線形時の S 波速度、 V_{S0} は線形時の S 波速度である。余震記録上で直達 S 波の到来時刻を t_0 、波形後半のある位相の到来時刻を t としたとき (Fig. 10)、 $t - t_0$ は兩位相に対応する波が余震の震源からサイトまで到達するのに要した時間の差 $t' - t'_0$ に等しく (Fig. 10)、さらにこれは、近似的には波形後半の位相が堆積層内に留まっていた時間を示すと考えることができる。なぜなら、余震の場合、破壊に要する時間は十分に短いから、波形に見られる各位相は震源を同時にスタートしたと見

Fig. 10. A schematic diagram showing plausible seismic rays corresponding to the direct-S phase and a later phase on the aftershock record. The difference between arrival times $t - t_0$ is equal to the difference of travel times $t' - t'_0$.

なすことができるからである。同様の考え方は震源時間の長い本震波形には適用できないことに注意する必要がある。さて、非線形時にはS波速度が ν_1 倍になるのであるから、当該位相の到来時刻は $t_0 + (t - t_0)/\nu_1$ となるはずである。このような考え方で経験的グリーン関数の時刻 t_0 以降の部分を $1/\nu_1$ 倍に引き延ばす。

一方 ν_2 は堆積盆地内の媒質の平均的な減衰定数の増分を意味するパラメタである。一般に減衰定数 h の地盤を角振動数 ω の地震波が時間 t だけ伝播する間に振幅は $\exp(-h\omega t)$ 倍となる。地盤の非線形性により減衰定数が h から $h + \nu_2$ に変わったとすれば、堆積層内を時間 $t - t_0$ だけ伝播した後では地震波の振幅は線形時と比較して $\exp(-\nu_2\omega(t - t_0))$ 倍となる。

実際には堆積盆地内の媒質のうち非線形挙動を示すのは地表に近い部分だけであると考えられる (Fig. 1)。また、一般には堆積盆地内の媒質は水平方向にも不均質であり、地震動の振幅も水平方向に一律でないことから、表層地盤の非線形挙動も水平方向に一律に生じるわけではない。しかし、ここで定義する ν_1, ν_2 といったパラメタは深さ方向と水平方向に平均化された値である。これら2つの非線形パラメタを用いて経験的グリーン関数は次式により補正される。

$$g_n(t) = g(t) \quad (t < t_0) \quad (1a)$$

$$g_n(t_0 + (t - t_0)/\nu_1) = g(t) \exp(-\nu_2\omega(t - t_0))$$

$$(t > t_0) \quad (1b)$$

ここに $g_n(t)$ は補正後の経験的グリーン関数、 $g(t)$ は補正前の経験的グリーン関数である。これらの式は、以下のよう書き換えることもできる。

$$g_n(t) = g(t) \quad (t < t_0) \quad (2a)$$

$$g_n(t) = g(\nu_1(t - t_0) + t_0) \exp(-\nu_1\nu_2\omega(t - t_0))$$

$$(t > t_0) \quad (2b)$$

式(1b)の右辺を計算する際、グリーン関数に含まれる振動数成分が狭帯域であれば、その振動数に対応した ω を用いれば良いし、広帯域であれば、まず $g(t)$ から帯域通過フィルタにより特定の帯域 (バンド幅 f_b) をとりだし、この時間関数に $\exp(-\nu_2\omega(t - t_0))$ を乗じた上で、すべての帯域について加え合わせればよい。以下の解析では、 $f_b = 0.08$ Hz に統一している。

ここで導入した非線形パラメタの概念は、地盤工学の分野で用いられてきた等価線形の概念 [例えば Schnabel *et al.* (1972)] を発展させたものであると考えることもできる。等価線形解析では、ひずみレベルによらず、地盤は線形の粘弾性体として表現できると考える。粘弾性体を記述するパラメタである剛性と減衰定数は、地震動継続時間中には一定値をとると考えるが、小地震時と大地震時では異なる値をとると考える。上述の非線形パ

ラメタの考え方は、このような等価線形の概念を参考にしたものであるが、等価線形解析では特定の地盤要素ないし地層に対して定義された剛性と減衰定数の変化を取り扱うのに対して、ここで導入した非線形パラメタは、堆積層全体についての平均的な剛性と減衰定数の変化を取り扱うことが特徴である。

§4. 2000年鳥取県西部地震への適用

上述の非線形パラメタを Sakaiminato-G の経験的グリーン関数に適用して補正し、§3で述べた震源モデルに基づいて重ね合わせ、改めて Sakaiminato-G における本震波形を合成した。非線形パラメタは試行錯誤により $\nu_1 = 0.93, \nu_2 = 0.02$ とした。これは堆積層内のS波速度が平均的には線形時の93%であること、堆積層内の減衰定数が平均的には線形時より0.02大きいことを意味する。Fig. 11(a)に結果を示す。同図に示すように、非線形パラメタを用いることにより合成結果は著しく改善される。観測波においては、まず周期約2秒のパルス状の波形が数波続き、周期約5秒の後続位相がこれに続くが、各々の位相の到来のタイミングと振幅が、かなり良好に再現されている。また、継続時間の過大評価も、ここでは回避できている。ここで、Sakaiminato-Gの波形は震源モデルの構築には全く用いられていないことをあ

Fig. 11. (a) Comparison of the observed ground velocity at Sakaiminato-G (solid line) and the synthetic ground velocity obtained with nonlinear parameters using Green's function at Sakaiminato-G (broken line). (b) Comparison of the observed ground velocity at JMA (solid line) and the synthetic ground velocity obtained with nonlinear parameters using Green's function at JMA (broken line).

らためて指摘しておきたい。なお、合成波にみられる周期約2秒のパルス5波のうち第3波が観測波に見られない点については、非線形パラメタを導入しても解決することはできなかった。非線形パラメタは、波形後半の振幅や位相の補正には有効であるけれども、ここに見られる第3波の不一致のように、波形の部分的な不一致を改善することには不向きである。

Fig. 11(b)には同じく境港市の気象庁観測点(JMA)における合成結果を示す。JMAはFig. 7に示すようにSakaiminato-Gから西に1.2kmほど離れており、やはり平野部に位置している。当該地域地盤構造に関する最近の研究結果〔吉川・他(2002)〕によると、2つの観測点におけるやや深い地盤構造には共通性が見られる。JMAでも、最初に非線形パラメタを用いない波形合成を行ったが、その結果は観測と一致せず、媒質の非線形挙動の影響は明らかであった。そこでSakaiminato-Gでの合成に用いたのと同じ非線形パラメタ($\nu_1=0.93$, $\nu_2=0.02$)を用いて合成を行ったところ、Fig. 11(b)に示すように合成波と観測波は良く一致した。

さて、波形の一致の程度を比較すると、Sakaiminato-Gでは、合成波にみられる周期約2秒のパルス5波のうち第3波が観測されておらず、JMAよりも一致の程度がやや劣る。この理由は明らかにできていないが、不一致がSakaiminato-Gだけで見られることを考慮すると、理由を局所的な地盤条件に求めることが妥当ではないかと考えられる。Sakaiminato-Gでは過剰間隙水圧の上昇を含む表層地盤の強い非線形挙動が見られたとされている〔三輪・他(2002)〕こと、このような表層地盤の強い非線形挙動は今回導入した非線形パラメタでは必ずしも説明がつかない面もあると考えられることなどから、不一致の原因を表層地盤の強い非線形挙動に求めることが妥当ではないかと考えられる。

§5. 1995年兵庫県南部地震への適用

非線形パラメタの適用性をさらに検討するため、1995年兵庫県南部地震の記録に、非線形パラメタを用いた経験的グリーン関数法を適用する。兵庫県南部地震の場合、経験的グリーン関数法のための震源モデルがすでに提案されている。ここでは釜江・入倉(1997)のアスぺリティモデルを改良した山田・他(1999)のモデルを用いる。

Fig. 12に山田・他(1999)のアスぺリティモデルの平面図を示す。Fig. 13にアスぺリティモデルの断面図を示す。これらの図に示すように、山田・他(1999)のアスぺリティモデルは淡路側から神戸側にかけて4つのアスぺリティを配したモデルである。Table 1にアスぺ

Fig. 12. A plan view showing the asperity model of the Hyogo-ken Nanbu Earthquake presented by Yamada *et al.* (1999), aftershocks used for their ground motion modeling (stars) and the sites for which mainshock motions are modeled in this article.

Fig. 13. A cross-section showing the asperity model of the Hyogo-ken Nanbu Earthquake presented by Yamada *et al.* (1999).

Table 1. Parameters of the asperity model of the Hyogo-ken Nanbu Earthquake presented by Yamada *et al.* (1999).

	Subevent-1	Subevent-2	Subevent-3	Subevent-4
Strike (degree)	N35E	N35E	N45E	N235E
Dip (degree)	90	90	90	90
Length(km)	4.8	8.0	11.2	12.8
Width (km)	4.8	6.4	16.0	8.0
Stress drop (bars)	234	156	86	86
Moment (E+19Nm)	0.11	0.23	1.00	0.36
Risetime (s)	0.4	0.5	0.6	0.6
Rupture starting time (s)	0.0	1.8	0.0	6.9
Rupture starting point	Bottom-left	Bottom-left	Bottom-right	Bottom-left
Rupture propagation pattern	Radially	Radially	Radially	Radially
Rupture velocity (km/s)	2.5	2.5	2.5	2.5
Aftershock usage	1	1	2	1

* Refer to Table 2

ティモデルの詳細を示す。Fig. 12に、グリーン関数として用いる余震の位置を示す。Table 2に余震のパラメタを示す。

このアスぺリティモデルを用いて、KBU, MOT, AMG, FKSの4つのサイト(Fig. 12)での速度波形(NS成分とEW成分)を合成する。4つのサイトのうちKBUとMOTは震源モデルの構築に用いられている。

Table 2. Parameters of the aftershocks used in the ground motion modeling by Yamada *et al.* (1999).

	Date	Latitude(deg)	Longitude(deg)	Depth (km)	M_{JMA}	M_0 ($E+15Nm$)	$\Delta\sigma$ (bars)
Aftershock-1	1995/02/02 16:19	34.695	135.150	17.9	4.2	1.7	86
Aftershock-2	1995/01/23 06:02	34.530	134.907	15.0	4.5	4.5	82

Fig. 14. Comparison of the observed ground velocities (upper traces) and the synthetic ground velocities obtained without nonlinear parameters (lower traces).

ここでは余震の観測波を 0.2~2 Hz の帯域通過フィルタに通したものをグリーン関数として用い、合成結果を、同じく 0.2~2 Hz の帯域通過フィルタに通した観測波と比較する。

まず、Fig. 14 では、非線形パラメタを用いずに合成を行った結果を示す。震源モデルの構築に用いられた神戸大学(KBU)と神戸本山(MOT)の2つのサイトでは、当然ではあるが、本震波形の再現性は良好である。しかし、子細に見ると、洪積地盤上の MOT の合成波においては、先頭の S 波パルスに続いて周期 2 秒程度の振動が長く続いており、観測波と一致していない。震源モデルの構築に用いられなかった尼崎(AMG)と福島(FKS)では、合成波と観測波の差異はより明瞭である。合成結果は明らかに過大評価となっており、また位相についても、合成波の位相は観測波の位相より系統的に早くなっている。AMG と FKS の観測波は、直達 S 波の後に数十秒におよぶ後続波を含むものである。このような長い後続波を経験的グリーン関数法で再現した例は多いとは言えない。しかし、例えば 壇 (1991) は、Irikura (1986)、Takemura and Ikeura (1987)、Dan *et al.* (1989) の 3 種

類の経験的グリーン関数法を用い、1980 年伊豆半島東方沖地震の御前崎の速度波形が、直達 S 波の後の 50 秒ほどの後続波を含め、良好に再現できることを示している。このような例を見る限り、経験的グリーン関数法は、本来、直達 S 波に続く数十秒におよぶ後続波にも適用可能であると考えられる。AMG と FKS において、合成波と観測波に差異が見られることと、AMG と FKS が沖積地盤上に位置することを考えあわせると、合成波と観測波の差異は非線形効果の影響であると考えられる。

次に、観測波が非線形挙動の影響を受けていると考えられる神戸本山、尼崎、福島の 3 地点について、非線形パラメタにより補正されたグリーン関数を用いて波形合成を行う。ここでは、非線形パラメタの値として、試行錯誤により Table 3 に示す値を用いることとした(神戸大学については非線形パラメタを用いない)。結果を Fig. 15 に示す。神戸本山の合成波では、先頭の S 波パルスに続く後続位相の過大評価が解消され、合成波は観測波に一層近づいた。尼崎と福島では、振幅の過大評価が著しく改善され、また、位相についても、かなりの改善が見られる。なお、ここでは山田・他 (1999) の震源モ

Fig. 15. Comparison of the observed ground velocities (upper traces) and the synthetic ground velocities obtained with nonlinear parameters (lower traces). Nonlinear parameters are not used for the synthetics at KBU.

Table 3. Nonlinear parameters as obtained through ground motion modeling of the Hyogo-ken Nanbu Earthquake.

	ν_1	ν_2
MOT	0.90	0.030
AMG	0.95	0.010
FKS	0.98	0.005

デルに一切手を加えずに用いていることを指摘したい。波形の改善は震源モデルのチューニングによるものではなく、もっぱら非線形パラメタの導入によるものである。

§ 6. 議 論

ここで、波形合成に用いた非線形パラメタの値について議論する。

1995年兵庫県南部地震について得られた3地点での非線形パラメタ (Table 3) を比較すると、震源から遠いサイトほど、 ν_1 は大きく ν_2 は小さい傾向がある。これは、Fig. 1 に示すように、ここで用いる非線形パラメタは震源からサイトに至る過程で地震波が經由する堆積層の平均的な非線形性に対応しているためであると考えられる。実際には、震源に近い堆積層ではひずみレベルが

Fig. 16. Relations between two nonlinear parameters, namely, ν_1 and ν_2 as obtained through ground motion modeling of the two earthquakes (solid rectangles). The lines indicate the relations between the two parameters as obtained for soil elements via laboratory tests [Zen and Yamazaki (1987)].

大きいから非線形性が強く、震源から遠い堆積層ではその逆が成り立つ。震源から遠いサイトに到来する後続位

相は、ひずみレベルが大きい部分とひずみレベルが小さい部分を經由するので、それらの効果を平均化した非線形パラメタを用いるときに、観測波との差異が最も小さくなるのではないかと考えられる。

Fig. 16 は 2000 年鳥取県西部地震および 1995 年兵庫県南部地震の波形合成のために用いた非線形パラメタを縦軸に ν_1 、横軸に ν_2 をとって示したものである。 ν_1 と ν_2 はもともと合成波と観測波の比較から独立に定めたものであるが、Fig. 16 を見ると ν_1 と ν_2 は互いに相関があるように見える。これは、地盤材料の剛性の低下（すなわち S 波速度の低下）と減衰定数の増加は、ひずみレベルを介して互いに関係があるためであると考えられる（ただし、MOT のように継続時間のあまり長くない波形の場合、非線形パラメタのわずかな変化に対する合成結果の変化が小さいという事情もあり、MOT での非線形パラメタの値は今回の合成結果から十分に拘束されているとは言えない）。

要素レベルでは、地盤材料の剛性の低下（すなわち S 波速度の低下）と減衰定数の増加をひずみレベルと関連づける実験式が提案されている。ここでは、その一つである善・山崎 (1987) の実験式を Fig. 16 に重ね書きしている。上述のように、波形合成から求めた ν_1 と ν_2 は堆積層全体についての平均的な剛性と減衰定数の変化に対応するものであるから、それらの関係が要素レベルの実験式と整合する必要はないが、実際にプロットしてみると両者の差は意外に小さく、波形合成から求めた ν_1 と ν_2 の関係は粘性土に対する善・山崎の実験式に近いことがわかる。

本稿では非線形パラメタを用いた postdiction を実施して比較的良好な結果を得ることができたが、同様の手法を prediction に用いるためには非線形パラメタの適切な設定方法が確立されねばならず、そのためには多くの課題が残されているのが実状である。非線形パラメタに影響を及ぼす要因としては、まず、表層地盤の物性とひずみレベルが考えられる。このとき、Fig. 1 により、サイト直下の表層地盤だけでなく、震源とサイトを結ぶ波線が横切る範囲での表層地盤の平均的な物性とひずみレベルが関連する。例えば、比較的震源に近いサイトでは、震源とサイトを結ぶ波線が横切る範囲での平均的な表層地盤のひずみレベルが大きいから、非線形性が比較強くあらわれるものと考えられる（このとき ν_1 は比較的小さな値をとり ν_2 は比較的大きな値をとる）。一方、提案するパラメタは深さ方向についても平均化された値であるから、非線形性を示す表層地盤と、そうでない深層地盤との層厚の比も関連するであろう。このように、非線形パラメタに影響すると思われる要因が少な

らず存在する中で、非線形パラメタの適切な設定方法を確立するためには、より多くの地震と観測点の組み合わせに対して非線形パラメタを用いた postdiction を実施することが今後必要になってくものと考えられる。なお、Fig. 16 に示すように、2つのパラメタ間には地盤のひずみレベルを介して一定の関係があるものと期待されるが、このことはパラメタを設定する上では助けになるものと思われる。

§7. おわりに

本稿では、経験的グリーン関数法において多重非線形効果を考慮するための「非線形パラメタ」を新たに定義し、その物理的意味について述べるとともに、2000 年鳥取県西部地震および 1995 年兵庫県南部地震への適用事例を示した。提案するパラメタは、簡易なものであるにも関わらず、非線形性の影響を受けたサイトでの本震地動の合成結果を著しく改善するものである。

本稿で示した非線形パラメタを、将来的には postdiction だけでなく prediction にも用いたいというのが著者らの希望である。しかし、これまでのところ、非線形パラメタの具体的な値としては本稿の 2つの地震の計 5箇所のサイト（鳥取県西部地震が 2箇所、兵庫県南部地震が 3箇所）について求められているだけであり、データの蓄積としては十分とは言えないだろう。今後、さらにデータを蓄積するとともに、非線形パラメタの値が地盤のひずみレベルとの関係においていかに説明されるかについても検討していく必要があると考えている。

謝 辞

本稿では関西地震観測研究協議会、K-net、Kik-net および気象庁の強震記録を使用しています。また Hi-net の余震分布の図を防災科学技術研究所の御好意により使わせていただきました。（株）ニュージェックの山田雅行氏には 1995 年兵庫県南部地震の震源モデルの詳細について教えていただきました。防災科学技術研究所の木下繁夫氏（当時）と福山英一氏、ならびに匿名査読者からいただいた適切なコメントにより本稿は大きく改善されました。ここに記して感謝の意を表します。

文 献

- 中央防災会議事務局, 2001, 東海地震に関する専門調査会（第 11 回）とりまとめ資料。
- 壇 一男, 1991, 半経験的波形合成法による震源域における強震地動の推定, 東京大学学位論文。
- Dan, K., T. Watanabe and T. Tanaka, 1989, A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear-wave

- displacement, J. Structural and Construction Engineering (Transactions of AIJ), **396**, 27-36.
- Fukuyama, E., M. Ishida, S. Horiuchi, H. Inoue, S. Hori, S. Sekiguchi, T. Eguchi, A. Kubo, H. Kawai, H. Murakami and K. Nonomura, 2001, NIED seismic moment tensor catalogue January-December, 2000, Technical Note of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, **217**, 1-131.
- Hartzell, S. H., 1978, Earthquake aftershock as Green's functions, Geophys. Res. Lett., **5**, 104.
- Hartzell, S. H. and T. H. Heaton, 1983, Inversion of Strong Ground Motion and Teleseismic Waveform Data for the Fault Rupture History of the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., **73**, 1553-1583.
- 井合 進・松永康男・亀岡知弘, 1990, ひずみ空間における塑性論に基づくサイクリックモビリティのモデル, 港湾技術研究所報告, **29**, (4), 27-56.
- 一井康二・佐藤幸博・佐藤陽子・星野裕子・井合 進, 1999, 港湾地域強震観測地点資料 (その 6), 港湾技術研究所資料, No. 935.
- Irikura, K., 1983, Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, Bull. Disaster Prevention Res. Inst., Kyoto Univ., **32**, 63-104.
- Irikura, K., 1986, Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's functions, 7th Japan Earthq. Eng. Symp., 151-156.
- 岩田知孝, 関口春子, 2001, 2000 年鳥取県西部地震の震源断層の実体, SEISMO, **50**, 5-7.
- 香川敬生, 入倉孝次郎, 武村雅之, 1998, 強震動予測の現状と将来の展望, 地震 **2**, **51**, 339-354.
- 釜江克宏・入倉孝次郎, 1997, 1995 年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, **500**, 29-36.
- 川瀬 博, 1993, 表層地質による地震波の増幅とそのシミュレーション, 地震 **2**, **46**, 171-190.
- Kohketsu, K., 1987, Synthetic seismograms in realistic media: A wave-theoretical approach, Bull. Earthq. Res. Inst., **62**, 201-245.
- Lowson, C. L. and R. J. Hanson, 1974, Solving Least Squares Problems, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- 翠川三郎, 1993, 強震時に見られる地盤特性の非線形性, 地震 **2**, **46**, 207-216.
- 三輪 滋・池田隆明・綾部孝之・沼田淳紀, 2002, 2000 年鳥取県西部地震における境港市の地盤の地震時挙動, 構造工学論文集, **48A**, 445-455.
- 森田年一・井合 進・H. Liu・一井康二・佐藤幸博, 1997, 液状化による構造物被害予測プログラム FLIP において必要な各種パラメタの簡易設定法, 港湾技術研究所資料, No. 869.
- Nozu, A. and T. Uwabe, 2000, Applicability of empirical Green's function method to strong motion records on man-made island in Kobe, Proc. 12th WCEE, **538/4/A**.
- 大阪府土木部, 1997, 大阪府土木構造物耐震対策検討委員会報告書.
- 小原一成, 2001, 最近の地震観測網整備について, 自然災害科学, **19**, 397-402.
- Schnabel, P. B., J. Lysmer and H. B. Seed, 1972, SHA-KE-A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report No. EERC 72-12, Col. of Eng., University of California at Berkeley.
- 杉戸真太・合田尚義・増田民夫, 1994, 周波数依存性を考慮した等価ひずみによる地盤の地震応答解析法に関する一考察, 土木学会論文集, **493/II-27**, 49-58.
- Takemura, M. and T. Ikeura, 1988, A semi-empirical method using a hybrid stochastic and deterministic fault models: Simulation of strong ground motions during large earthquakes, J. Phys. Earth, **36**, 89-106.
- 山田雅行・平井俊之・岩下友也・釜江克宏・入倉孝次郎, 1999, 兵庫県南部地震の震源モデルの再検討, 日本地震学会講演予稿集.
- 八幡夏恵子, 2001, 鳥取県西部地震における日野の観測地点の地盤増幅特性に対する非線形性の影響, 第 36 回地盤工学研究発表会発表講演集, 2345-2346.
- 吉川大智, 盛川 仁, 赤松純平, 野口竜也, 西田良平, 2002, 余震, 微動, 重力を用いた弓ヶ浜半島における 2 次元基盤構造の推定, 地震 **2**, **55**, 61-73.
- 善 功企・山崎浩之・梅原靖文, 1987, 地震応答解析のための土の動的特性に関する実験的研究, 港湾技術研究所報告, **26**, (1), 41-113.

Appendix

ここでは, 既存の手法, すなわち, サイト直下の表層地盤に下方から入射する地震波は伝播経路の非線形挙動の影響を受けていないと仮定し, サイト直下の表層地盤の非線形挙動を 1 次元問題として評価する手法による場合, Sakaiminato-G で観測された本震波形を十分に再現できないことを示す.

Sakaiminato-G 直下の表層地盤の非線形挙動は, 過剰間隙水圧の上昇を含むような強い非線形挙動であったとされている [三輪・他 (2002)]. そこで, ここではこのような強い非線形挙動に対応できる手法として, 有効応力解析プログラム FLIP [井合・他 (1990)] を用いることとした. 有効応力解析のモデルパラメタのうち, S 波速度と密度については, ボーリング調査の結果 [一井・他 (1999)] に基づいて定めた. モデルパラメタのうち液状化特性を規定するパラメタ (液状化パラメタ) については, 簡易設定法 [森田・他 (1997)] により初期値を定め, 以下に述べる検証計算の結果を踏まえて若干の調整を行った. 最終的に用いた液状化パラメタの値を Table A1 に示す. モデル下端には粘性境界を用いている.

有効応力解析の精度はモデルパラメタの精度に大きく

Table A1. Model parameters used in the effective stress analysis.

depth	S1	W1	P1	P2	C1	ϕf	ϕp
GL-2~4m	0.005	2.3	0.5	1.12	1.8	39.0	28.0
GL-4~12m	0.005	11.0	0.5	1.02	1.8	40.0	28.0

Fig. A1. Comparison of the observed ground velocity at Sakaiminato-G (solid line) and the ground velocity obtained by an effective stress analysis using model parameters listed in Table A1. (broken line). In the effective stress analysis, the incident wave was estimated from the JMA record. The good agreement of the waveforms indicates the validity of the model parameters listed in Table A1.

Fig. A2. Comparison of the observed ground velocity at Sakaiminato-G (solid line) and the ground velocity obtained by an effective stress analysis using model parameters listed in Table A1 (broken line). In the effective stress analysis, the incident wave was estimated from the synthetic ground velocity obtained without nonlinear parameters using Green's function at Sakaiminato-G. The disagreement of the waveforms denies the conventional assumption that the seismic wave is affected by soil nonlinearity only after it's incidence to the local soft soil layers.

依存するので、経験的グリーン関数法と組み合わせた解析を実施する前に、モデルパラメタの妥当性を確認するための検証計算を実施することが望ましい。ここでは、この検証を次のように実施する。まず気象庁観測点(JMA)での観測波(transverse成分)からS波速度440 m/s相当の工学的基盤に入射した地震波を逆算する。気象庁観測点は、表層地盤の非線形挙動の影響はあるが、Sakaiminato-Gと異なり過剰間隙水圧の上昇の影響は小さいと考えられている[三輪・他(2002)]。そこで、気象庁観測点の表層地盤の非線形挙動は等価線形解析により十分に追えるものと考え、三輪・他(2002)と同様、等価線形解析プログラムFDEL[杉戸・他(1994)]を用いて逆算を実施する。このときの地盤定数は三輪・他(2002)を参考に定めた。次に、ここで得た入射波を入力して、Table A1のモデルパラメタを用い、Sakaiminato-Gの表層地盤に関する有効応力解析を実施した。その結果得られた地表での速度波形のtransverse成分(2 Hz以下)を観測波と比較したものがFig. A1である。計算結果は観測波と良く一致しており、ここで用いている有効応力解析プログラムとTable A1のモデルパラメタの組み合わせにより、Sakaiminato-G直下の表層地盤の非線形挙動は十分に再現できているものと判断される。

次に、経験的グリーン関数法により線形の状態で合成した波形から、線形の重複反射理論によりS波速度440 m/s相当の工学的基盤に入射した地震波を逆算し、これを上記の有効応力解析モデルに入力して、地表での速度波形を求める。このようにして求めた波形を観測波と比較したものがFig. A2であるが、計算された速度波形は波形後半部分において観測波を過大評価していることがわかる。以上のことから、既存の手法、すなわち、サイト直下の表層地盤に下方から入射する地震波は媒質の非線形挙動の影響を受けていないと仮定し、サイト直下の表層地盤の非線形挙動を1次元問題として評価する手法による場合、Sakaiminato-Gで観測された本震波形を十分に再現できないことがわかる。