

# 活断層情報を用いた想定地震の不均質すべり・応力分布の推定

## Heterogeneous slip and stress drop distribution for scenario earthquakes on active faults based on paleoseismological data

関口春子<sup>1</sup>・加瀬祐子<sup>2</sup>・堀川晴央<sup>3</sup>・石山達也<sup>4</sup>・佐竹健治<sup>5</sup>・杉山雄一<sup>6</sup>

Haruko Sekiguchi<sup>1</sup>, Yuko Kase<sup>2</sup>, Haruo Horikawa<sup>3</sup>,  
Tatsuya Ishiyama<sup>4</sup>, Kenji Satake<sup>5</sup> and Yuichi Sugiyama<sup>6</sup>

<sup>1, 2, 3, 4, 5, 6</sup>活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, haruko.sekiguchi@aist.go.jp, kasep@ni.aist.go.jp, h.horikawa@aist.go.jp, t-ishiyama@aist.go.jp, kenji.satake@aist.go.jp, sugiyama-y@aist.go.jp)

**Abstract:** Active Fault Research Center, GSJ/AIST conducts a project of ground motion estimation in the Osaka sedimentary basin, southwest Japan, from scenario earthquakes that would cause considerable damage in the region. Our ground motion estimation is characterized by a detailed 3D subsurface structure model of the basin and rupture scenarios generated by dynamic simulations based on geological data of active faults. Here we present a method for estimating heterogeneous rupture of scenario earthquakes based on displacement distributions of past earthquakes. We assume that long-wavelength components of heterogeneity in rupture process are stable over geological ( $10^6$  yrs) time hence slip distribution of future earthquakes can be estimated from past earthquakes. First, we estimate coseismic slip distribution of a scenario earthquake by assuming that coseismic slip varies along the fault strike in a way similar to cumulative displacement on ground surface and the average uplift rate. The coseismic slip distribution thus estimated is converted into static stress change, which is then incorporated into the dynamic rupture simulation as a variation of initial stress (Kase *et al.*, in this report). We apply this method to the Uemachi fault, a 45-km-long reverse active fault system, beneath the Osaka sedimentary basin. If we assume that earthquake recurrence is constant along the fault strike, two peaks in the cumulative slip distribution indicate asperities of the past earthquakes. Ground motions up to 1 Hz are computed in the 3D Osaka basin structure by using the 3D finite difference method. The heterogeneous initial stress drop controls simulated rupture process and the effect is directly reflected in the computed ground motion distribution. Long-wavelength ( $> \sim 10$  km) heterogeneity of rupture process can be deterministically constrained by paleoseismological data, but shorter wavelength heterogeneity needs to be estimated by other data or modeled stochastically.

**キーワード:** 不均質すべり分布, 古地震学的情報, 動的地震破壊シナリオ, 上町断層, 大阪堆積盆地, 3次元差分法

**Keywords:** heterogeneous slip distribution, paleoseismological data, dynamic rupture scenario, Uemachi fault system, Osaka sedimentary basin, three dimensional finite difference method

### 1. はじめに

活断層研究センターでは, 地質学的情報を取り入れた地震動予測手法の開発を行っている。その中で, 活断層情報から, アスぺリティなどの不均質震源特性を予測する手法の開発を, 最重要課題の1つとしている。

断層面上の不均質なすべり量分布は震源域近傍の強震動に大きな影響を与える。例えば1995年兵庫県南部地震では, 神戸側の断層面上の2つのアスぺリティ(すべりの大きい部分)が幅1秒ほどのパルス地震波を発生し, これが神戸地域で一般構造物に多大な被害をもたらした。不均質なすべり分布は, 当然, 地震動予測においても, 重要な要素である。地震の破壊過程は複雑で, その一部始終を決定論的に予測することはできない。しかし, おおよそ安定し

た地殻構造に概ね一定の地殻応力が作用し続けているとすれば, そこで繰り返される地震も大枠は似たものになるのではなからうか。そうだとすると, それぞれの活断層に固有な, 地震時の不均質なすべり量分布の長波長成分を, 変位地形や地層のずれから推定できるはずである。

我々は, 地震動予測における震源モデルに, 決定論的に不均質を与えるため, 震源断層面上の不均質なすべり量分布を, 活断層の地表トレースにおける過去の地震時の変位量分布から推定し, 動的破壊シミュレーションに導入することを試みている。活断層の過去の地震による地表の変位を, 将来の地震のすべり量分布の推定に用いるためには, 1) 地表に現れる変位がどのくらい断層深部のすべりを反映しているのか, 2) 同一断層上で繰り返される地震では同

様なすべり分布が繰り返されているのか、の 2 つについて、まず、検討する必要がある。この方面のデータや研究は少なく、モデル化の根拠をサポートするのに必ずしも充分とは言えないが、現在得られている情報からモデル化を試みた。さらに、我々の地震動予測手法の高度化に関する研究プロジェクトにおいて、モデル化対象活断層の 1 つとしている上町断層系に、この手法を適用した。

なお、不均質すべり量分布モデルに基づく動的破壊シミュレーションの詳細は、本報告の加瀬ほか(2003)を参照していただきたい。

## 2. 活断層情報に基づく地震破壊シナリオの作成

### 2.1 モデル化の基礎 - 地表変位と震源断層面上でのすべりに関する従来の知見の検討

#### (1) 地表に現れる変位はどのくらい断層深部のすべりを反映しているのか

地表地震断層が生じ、且つ、豊富な波形データにより震源断層上のすべり量分布が詳細に調べられた地震としては、1992 年 Landers 地震、1995 年兵庫県南部地震、1999 年集集地震などがある。1995 年兵庫県南部地震について、波形解析による震源断層面上のすべり量分布と地表地震断層沿いの変位量分布との比較を、Fig. 1 に示す。これらの地震に伴う地表地震断層の変位量分布は、長波長成分に着目した場合、波形インバージョンで求められた震源断層浅部のすべり量分布と相関があるように見える。この相関は、震源断層の深部ほど悪くなり、およそ 10 km 以深では相関があるとは言えなくなる。なお、2000 年鳥取県西部地震では、波形解析により、震源断層面上の浅いところ(数 km 以浅)まで大きなすべり(およそ 3 m)が生じたと推定されている(岩田・関口 2002)。にもかかわらず、地表地震断層は断続的で、変位も最大 50 cm 余りであった(伏島ほか, 2001)。これは、この活断層の成熟度が低く、変位が幅広い領域に分散したためではないかと考えられている(杉山ほか, 2001)。

これらのすべり分布モデルでは、ある深さにすべりが局在している場合が多い。また、M6~7 の地震では、地表トレースの明確な活断層上で起きた場合でも、明瞭な地表地震断層が現れないことが少なくない。1 つの地震断層で、イベントによって深さ方向のすべり分布が異なることは一般的であると考えられる。

#### (2) 同一断層上で繰り返される地震のすべり量分布

同一断層における複数回のイベントについて、断層深部のすべり分布が地震波形解析に基づいて調べられた例はまだない。地表地震断層の変位量分布については、Imperial 断層における 2 回の地震の変位量分布 (Arrowsmith *et al.*, 1997)、Superstition Hills 断層や San Andreas 断層 South-Central セグメントにおける

断層変位地形の研究がある(それぞれ, Lindvall *et al.*, 1989; Sieh and Jahns, 1984)。これらの結果は、地表地震断層の変位量が、イベントによらず、各所でおおよそ一定していることを示唆している。断層沿いの 1 地点における 1 回のイベントによる変位量は、毎回ほぼ一定しているという結果(双葉断層; 福島県, 1997)がある一方、イベント毎にかなり変動するという報告もある (East Paradise 断層; Personius and Mahan, 2000)。

### 2.2 活断層情報に基づく地震破壊シナリオの作成方法

前節での検討結果に鑑み、活断層情報からすべり量分布を推定するため、次のような方法を採用ことにする。

震源断層面上のすべり量分布のうち、走向方向のすべり量は、活断層調査から得られた 1 回のイベントによる変位量分布と同様に变化させる。1 回のイベントによる変位量分布のデータがない場合には、平均変位速度の分布と同様に变化させる。この場合、すべり量の分布モデルは、過去に繰り返し発生したイベントによるすべり量の分布を平均したものに当たる。

傾斜方向のすべり量分布は、波形データから解析されている過去の大地震のすべり分布モデルに基づいて、数パターンの分布を仮定する。地震発生層の下端においては、断層運動様式の脆性から延性への遷移を鑑みた地震サイクルのシミュレーション結果 (Tse and Rice, 1986) を考慮して、すべりをゼロに収束させる。このすべり量分布のモデルから、すべりが生じる前後の応力場の変化を計算し、断層面上の応力降下量を推定して、動的破壊のシミュレーションに導入する。

## 3. 上町断層系への適用

### 3.1 すべり量分布モデル、および静的応力降下量分布モデルの推定

上町断層系は、大阪平野下を南北に延びる、長さ約 45 km の逆断層である。佛念寺山断層、上町断層、桜川撓曲、住江撓曲と泉北丘陵西縁に分布する断層群が一連の活断層系をなしている。地表トレースは水野ほか(2002)による。断層運動に伴う地表付近での累積上下変位量のデータは、反射法地震探査 (Fig. 2) やボーリング調査によって、複数の箇所得られている(大阪市, 1996; 杉山, 1997; 大阪府, 1999; 三田村・吉川, 1999; 内山ほか, 2000 など)。Table 1 に各地点における累積上下変位量と、それから推定される平均上下変位速度を示す。基準とした鍵層とその堆積年代は、Table 2 に示す。また、これらのデータを含む物理探査情報に基づいて、大阪堆積盆地の 3 次元地盤構造モデルが作られており (Fig. 3) (堀川ほか, 2003, 本報告), その鍵層の深度 (Fig.

4)からも、上町断層系の平均上下変位速度を推定できる。一方、1回のイベントによる変位量は、断層系北部の、新淀川北岸の1地点でしか得られていない(三浦ほか, 2002; 杉山ほか, 2003)。三浦ほか(2002)は、最新活動による上下変位量を1.8 m以上と推定し、2.8 mの可能性もあるとしている。また杉山ほか(2003)は、1.6~1.9 m以上、最大約2.4 mとしている。そこで、イベントによる地表地震断層上の変位量分布は、平均変位量の空間分布と相似であると仮定し、絶対値は上述した新淀川北岸における1イベントによる変位量を説明するように調整して、想定地震のすべり分布モデルを構築した。

上町断層系の平均上下変位速度は場所によって変化しており、0.1~0.4 m/千年と推定される。平均上下変位速度と断層の地表トレスの特徴から、上町断層系のセグメンテーションについては、2つの案が考えられる。1つは、佛念寺山断層、上町断層北部、桜川撓曲、住之江撓曲と繋がる北セグメントと、上町断層南部から泉北丘陵西縁断層群へ続く南セグメントの、2つのセグメントから構成される、とする考え方である。もう1つは、上町断層系の中央部で断層がステップして見えるのは浅層部だけの構造と考えて、断層系全体を単一のセグメントとみなす考え方である。それぞれの場合を考え、各部の平均上下変位速度の空間分布を描くと、いずれの場合も北側に大きい、南側に小さい、2つのピークが認められる(Fig. 5)。

上町断層系が固有地震を起こすと仮定すると、平均上下変位速度の分布を反映するようすべり量分布が考えられ、北側に面積と変位量が相対的に大きいアスペリティ、南側にやや小さいアスペリティを想定することができる。傾斜方向の分布については、本報告では、すべりがある深さに局在せず、全範囲に広がった場合のみ考える。この地域の地震発生層下端深度(約15 km)よりやや浅い、深さ13 km付近から、コサイン型の関数を仮定して、すべり量を減少させ、ゼロに収束させた(Fig. 6)。平均変位速度分布とすべりの傾斜方向の分布モデルを合わせて、最終すべり量分布を想定し、すべり量の絶対値は、1回のイベントによる上下変位のデータが得られている新淀川付近の地表上下変位を計算し、この値が2.5 m程度になるように調整した(Fig. 7)。この最終すべり量分布から、Okada(1992)の定式を用いた久保田ほか(1997)と同様の方法で、断層面上の応力降下量分布を計算した(Fig. 8)。

こうして得られた静的応力降下量分布モデルを、動的破壊のシミュレーションに導入し、地震破壊シナリオを得た(加瀬ほか, 2003, 本報告)。破壊開始点としては、初期応力場のピーク(本研究の仮定では、静的応力降下量分布のピーク)を仮定したが、破壊開始点と静的応力降下量分布の位置関係により、破壊域が違うシナリオが得られた。

### 3.2 地震破壊シナリオによる地震動のシミュレーション

地震破壊シナリオと3次元地下構造モデル(堀川ほか, 2003, 本報告)を用いて、大阪堆積盆地内部の地震動シミュレーションを行った。モデル領域は、Fig. 3に示した東西90 km、南北85 km、深さ25 kmである。この領域の深さ3 kmまでの部分には、上記の3次元地下構造モデルを当てはめた。それより深い部分には、京都大学防災研究所地震予知研究センター阿武山観測所で、微小地震の震源決定に用いている水平成層構造モデルを当てはめた。なお、深度3 kmの基盤岩上部における堀川ほか(2003)モデルと阿武山観測所モデルの物性値が若干異なるため、堀川ほか(2003)の物性値を採用し、阿武山観測所モデルの対応する層の物性値をこれで置き換えて繋いでいる。媒質は、S波速度550 m/s以上を考慮し、差分計算の最小のグリッド間隔を100 mとした。計算結果の有効な周波数範囲は1 Hz以下である。

得られた地動速度の最大値の分布をFig. 9に示す。断層系全体を単一のセグメントと考え、破壊開始点を断層系北端近くの応力降下量分布のピークに置いた場合は、破壊は断層面の南端にまで達した。それに伴い、強い地震動は、断層系全体にわたる震源域とその近傍の広い領域に及んだ。震源域の強震動の強さ分布をさらに細かく見ると、断層面上のすべり量の分布を反映した分布になっていることがわかる。しかし、すべり量分布がそのまま地表面に投影された形ではなく、破壊の前方指向性により、少しずつ南にずれて現れている。

断層系全体を単一のセグメントと考え、破壊開始点を断層系南端近くの応力降下量分布のピークに置いた場合は、破壊は断層面の中央やや南よりの応力効果量を少なく仮定した部分を越えることができず、南部のみにとどまった。この場合、強いゆれは、断層系の南側部分の震源域とその近傍の狭い領域に限られた。

南・北2つのセグメントを考え、破壊開始点を断層系北端近くの応力降下量分布のピークに置いた場合には、破壊の伝播はステップのところで減速する。南セグメント上での破壊は、断層系全体を単一のセグメントと考えた場合と比べると、破壊の始まりが遅く、破壊の伝播速度も小さい。また、破壊の伝播方向が浅い方から深い方へとなり、割れ残り部分が残る。そのため、南セグメントの破壊により発せられる地震波は、断層系全体を単一のセグメントと考えた場合と比べると、北セグメントからの地震波と強め合うような重なり方をせず、破壊の前方指向性の強い方向が地下の深い方へ向き、また、放出されるエネルギー自体が小さいなど、周辺の地震動に与える影響は小さくなる。

### 4. まとめ

本研究では、地震動予測のための震源モデルに、活断層情報を用いて決定論的に不均質を与える手法を考案した。さらに、この手法を大阪堆積盆地内に存在する上町断層系に適用し、動的破壊シミュレーションの初期条件に導入して破壊シナリオを求め（加瀬ほか、2003、本報告）、地震動をシミュレーションした。活断層情報から推定した上町断層系の最終すべり量分布には、2つのすべりの大きな領域とこれを区切るすべり量の小さい領域が生じた。この分布が地震破壊シナリオの破壊の進展を規定し、その影響は地震動の分布に直接反映されることがわかった。震源の不均質をどう与えるかが、地震動予測の重要な要素であることを示すものである。将来の地震の不均質性（の一部）を決定論的に拘束する手段として、上述した活断層の変位量分布や地表トレース（分布形状）に関する情報を利用する方法を提案する。ただし、地表で得られる変位の不均質分布を断層面上の深いところへ外挿する場合には、おのずと波長が限られる。10 km, 20 kmの深さへ外挿するには、10 km, 20 kmの波長の不均質が妥当と考えられる。これより短波長の不均質を拘束するためには、他の情報を使うか、経験則に基づいて、統計的に与える必要がある。

謝辞 図の作成には、Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1995) を使用した。記して感謝します。

## 文 献

- Arrowsmith, J., K. McNally and J. Davis (1997) Potential for earthquake rupture and M 7 earthquakes along the Parkfield, Cholame, and Carrizo segments of the San Andreas Fault, *Seism. Res. Lett.*, **68**, 6, 902-916.
- 栗田泰夫・水野清秀・杉山雄一・井村隆介・下川浩一・奥村晃史・佃 栄吉・木村克己 (1996) 兵庫県南部地震に伴って淡路島北西岸に出現した地震断層。地震2, **49**, 113-124.
- 福島県 (1997) 双葉断層に関する調査。平成9年度地震調査研究交付金成果報告書。
- 堀川晴央・水野清秀・石山達也・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子・杉山雄一・横田 裕・末廣匡基・横倉貴伸・岩淵 洋・北田奈緒子・Arben Pitarka (2003) 断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の3次元地盤構造モデルの作成。活断層・古地震研究報告, No. 3, 225-259。
- 伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・穴倉正展・井村隆介・小松原琢・佐々木俊法 (2001) 2000年鳥取県西部地震の地震断層調査。活断層・古地震研究報告, No. 2, 1-26。
- 岩田知孝・関口春子 (2002) 2000年鳥取県西部地震の震源過程と震源域強震動。月刊地球, 号外 No. 38, 182-188。
- 加瀬祐子・関口春子・堀川晴央・石山達也・佐竹健治・杉山雄一 (2003) 活断層情報から推定した不均質応力場中の動的破壊過程：上町断層系・生駒断層系への応用。活断層・古地震研究報告, No. 3, 261-272。
- 久保田敬也・山本 希・宮武 隆・三雲 健 (1997) 大地震の静的応力降下量分布の推定。地球惑星科学関連 1997年合同大会, W12-P21.
- Lindvall, S., T. Rockwell and K. Hudnut (1989) Evidence for prehistoric earthquakes on the Superstition Hills Fault from offset geomorphic features. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 342-361.
- 三田村宗樹・吉川周作 (1999) 大阪平野第四系の海成粘土層基底深度分布の統計的検討。応用地質, **40**, 149-158.
- 三浦健一郎・七山 太・内海 実・杉山雄一・安原盛明・横山芳春・北田奈緒子・竹村恵二 (2002) 新淀川群列ポーリングコアの高精度解析に基づく上町断層の完新世活動性評価。活断層・古地震研究報告, No. 2, 109-123。
- 水野清秀・寒川 旭・関口春子・駒澤正夫・杉山雄一・吉岡敏和・佐竹健治・苅谷愛彦・栗本史雄・吾妻 崇・須貝俊彦・栗田泰夫・大井田徹・片尾 浩・中村正夫・森尻理恵・広島俊男・村田泰章・牧野雅彦・名和一成 (2002) 50万分の1活構造図「京都」(第2版)。産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- Okada, Y. (1992) Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040.
- 大阪府 (1999) 平成10年度地震関係基礎調査交付金・上町断層帯に関する調査成果報告書。
- 大阪市 (1997) 上町(上町断層帯)に関する調査。平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集, 90-94。
- Personius S. F. and S. A. Mahan (2000) Paleoearthquake recurrence of the East Paradise fault zone, metropolitan Albuquerque, New Mexico. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 357-369.
- Pitarka, A. (1999) 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 54-68.
- Sekiguchi, H., K. Irikura and T. Iwata (2002) Source inversion for estimating continuous slip distribution on the fault - Introduction of Green's functions convolved with a correction function to give moving dislocation effects in subfaults-. *Geophys. Jour. Int.*, **150**, 377-391.
- 関口春子, 加瀬祐子, 堀川晴央, 石山達也, 佐竹健治, 杉山雄一 (2003) 活断層情報を用いた想定地震の不均質すべり分布推定の試み。地球惑星科学関連 2003年合同大会, S076-P002
- Sieh, K. and R. Jahns (1984) Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**, 883-896.
- Tse, S. and J. Rice (1986) Crustal earthquake instability

- in relation to the depth variation of frictional slip properties. *Jour. Geophys. Res.*, B, **91**, 9452-9472.
- 杉山雄一 (1997) 上町断層系の反射法弾性波探査. 地調研究資料集, No. 303, 105-113.
- 杉山雄一・関口春子・堀川晴央・伏島祐一郎・吉岡敏和 (2001) 地表地震断層調査の結果と提起された問題. 京都大学防災研究所ほか編「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」平成 12 年度科学技術振興調整費研究成果報告書, 56-65.
- 杉山雄一・七山 太・三浦健一郎・吉川 猛・横田 裕・末廣匡基・古谷正和・栃本泰浩・廣瀬孝太郎・横山芳春・北田奈緒子・竹村恵二 (2003) 上町断層系の補足調査(その2) - 新淀川北岸における追加ボーリングと S 波反射法地震探査データの再解釈に基づく上町断層の活動性評価 - . 活断層・古地震研究報告, No. 3, 117-143.
- 内山美恵子・三田村宗樹・吉川周作 (2001) 大阪平野中央部, 上町断層の変位速度と基盤ブロックの運動. 地質学雑誌, **107**, 228-236.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1995) New version of the Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. AGU*, **76**, 329.
- (受付: 2003 年 8 月 29 日, 受理: 2003 年 10 月 20 日)

第 1 表 . 反射法地震探査 , ポーリングデータ , および段丘変位による各鍵層の累積上下変位量とそれから推定される上町断層系の平均上下変位速度 .

Table 1. Cumulative vertical displacements of key layers and estimated average uplift rates of the Uemachi fault system from seismic reflection surveys, boreholes and displaced Pleistocene terraces .

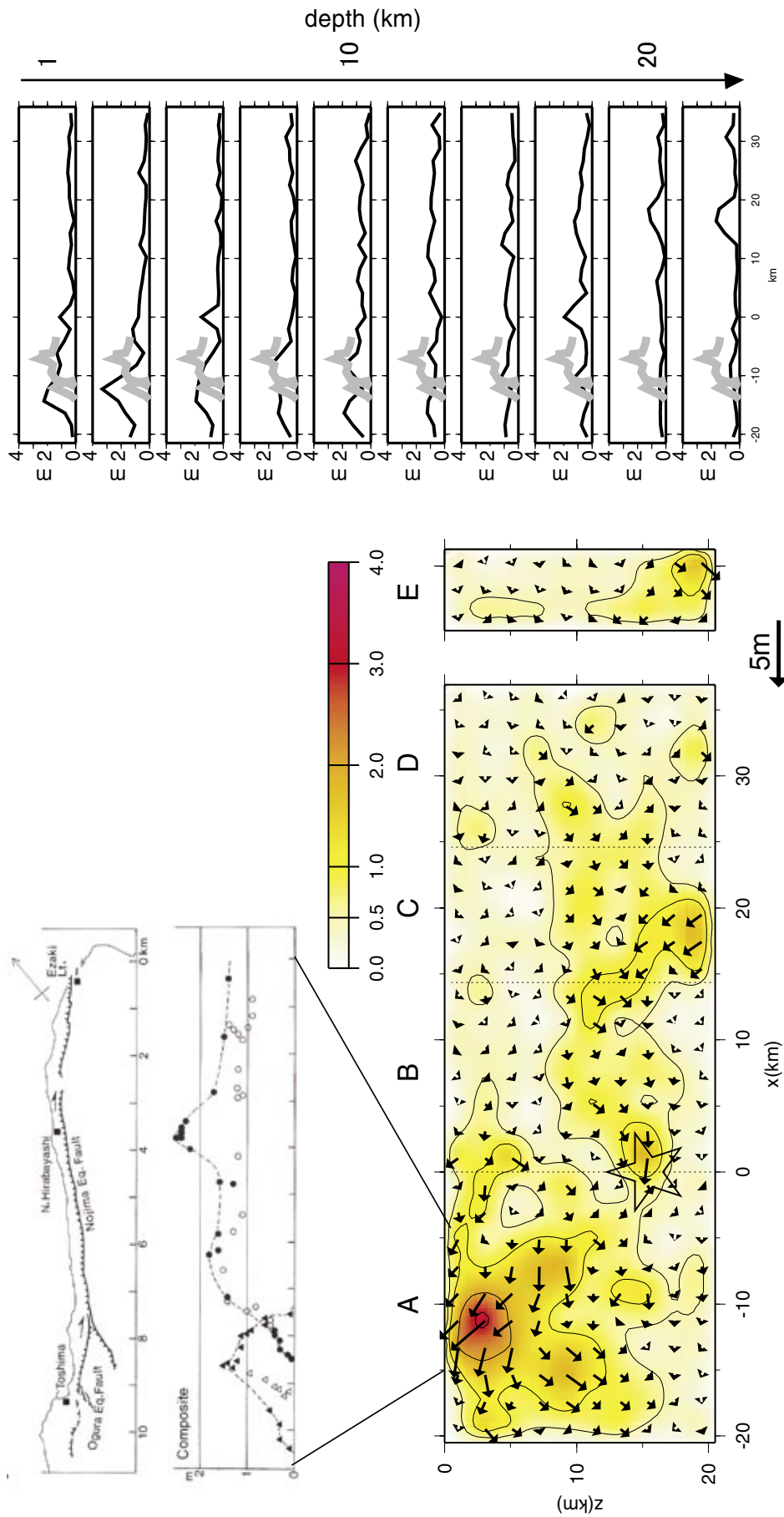
Site	Lon. (deg)	Lat. (deg)	Layer	Cumulative displacement (m)	Uplift rate (m/ky)	Reference
Seismic reflection surveys						
Fuchu	135.443	34.4692	FT*	315	0.18	Horikawa et al.(2003)
Fuchu	135.443	34.4692	Ma-1	255	0.20	Horikawa et al.(2003)
Fuchu	135.443	34.4692	Ma3	220	0.26	Horikawa et al.(2003)
yamato west	135.456	34.6009			0.25	Sugiyama et al. (1998)
yamato east	135.5	34.5904			0.15	Sugiyama et al. (1998)
Sakai2	135.449	34.536	FT*	195	0.11	Horikawa et al.(2003)
Sakai2	135.449	34.536	Ma-1	130	0.1	Horikawa et al.(2003)
Sakai2	135.449	34.536	Ma3	90	0.11	Horikawa et al.(2003)
Sakai1	135.484	34.5588	Ma10	55	0.17	Horikawa et al.(2003)
Sakuragawa	135.495	34.665	Ma1	260	0.24	Mitamura and Yoshikawa (1999)
Sakuragawa	135.495	34.665	Ma3	210	0.25	Mitamura and Yoshikawa (1999)
Sakuragawa	135.495	34.665	Ma6	160	0.26	Mitamura and Yoshikawa (1999)
Ten'noji	135.5115	34.65	basement	0	0	Horikawa et al.(2003)
Boreholes						
OD2 – OD1	135.532	34.6973	Ma-1	477	0.37	Mitamura and Yoshikawa (1999)
OD2 – OD1	135.532	34.6973	Ma3	369.8	0.44	Mitamura and Yoshikawa (1999)
OD9 – OD1	125.524	34.6788	Ma1	403.5	0.37	Mitamura and Yoshikawa (1999)
OD9 – OD1	125.524	34.6788	Ma3	334.9	0.39	Mitamura and Yoshikawa (1999)
OD9 – OD1	125.524	34.6788	Ma6	262.8	0.42	Mitamura and Yoshikawa (1999)
OT – OD1	135.523	34.6814	Ma-1	478.6	0.37	Mitamura and Yoshikawa (1999)
OT – OD1	135.523	34.6814	Ma3	362.6	0.43	Mitamura and Yoshikawa (1999)
OT – OD1	135.523	34.6814	Ma4	346.2	0.44	Mitamura and Yoshikawa (1999)
YU – OD1	135.515	34.6547	Ma-1	378	0.29	Mitamura and Yoshikawa (1999)
YU – OD1	135.515	34.6547		291.2	0.34	Mitamura and Yoshikawa (1999)
YU – OD1	135.515	34.6547	Ma7	222.3	0.39	Mitamura and Yoshikawa (1999)
Kumedaik	135.4248	34.4458	Ma6	166	0.27	Osaka Prefecture (1999)
Pleistocene terraces						
Line 1	135.4983	34.5973	AT tephra	5.5	0.24	Osaka Prefecture (1999)
Line 2	135.4958	34.5877	AT tephra	6	0.26	Osaka Prefecture (1999)
Line 3	135.4868	34.57	AT tephra	2.2	0.09	Osaka Prefecture (1999)
Line 4	135.4833	34.5597	AT tephra	5.5	0.24	Osaka Prefecture (1999)

\* Fukuda tephra

第 2 表 . 平均上下変位速度の推定に用いた鍵層の堆積年代 .

Table 2. Depositional age of key layers used for estimating average uplift rate.

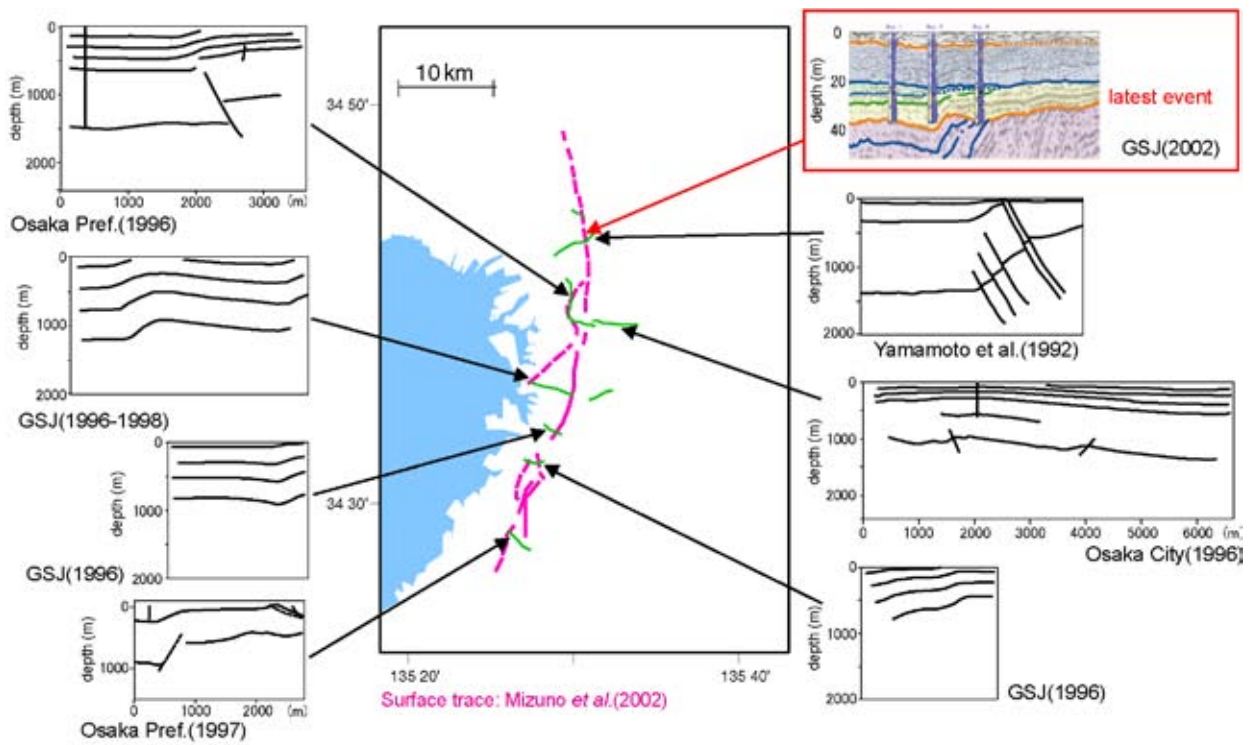
Layer	Depositional age (Ma)	Reference
AT tephra	0.0234	Osaka Prefecture (1999)
top of Ma10	0.33	Uchiyama et al.(2001)
bottom of Ma7	0.577	Uchiyama et al.(2001)
bottom of Ma6	0.621	Uchiyama et al.(2001)
bottom of Ma3	0.85	Uchiyama et al.(2001)
bottom of Ma1	1.077	Uchiyama et al.(2001)
bottom of Ma-1	1.3	Uchiyama et al.(2001)
basement rock	12	



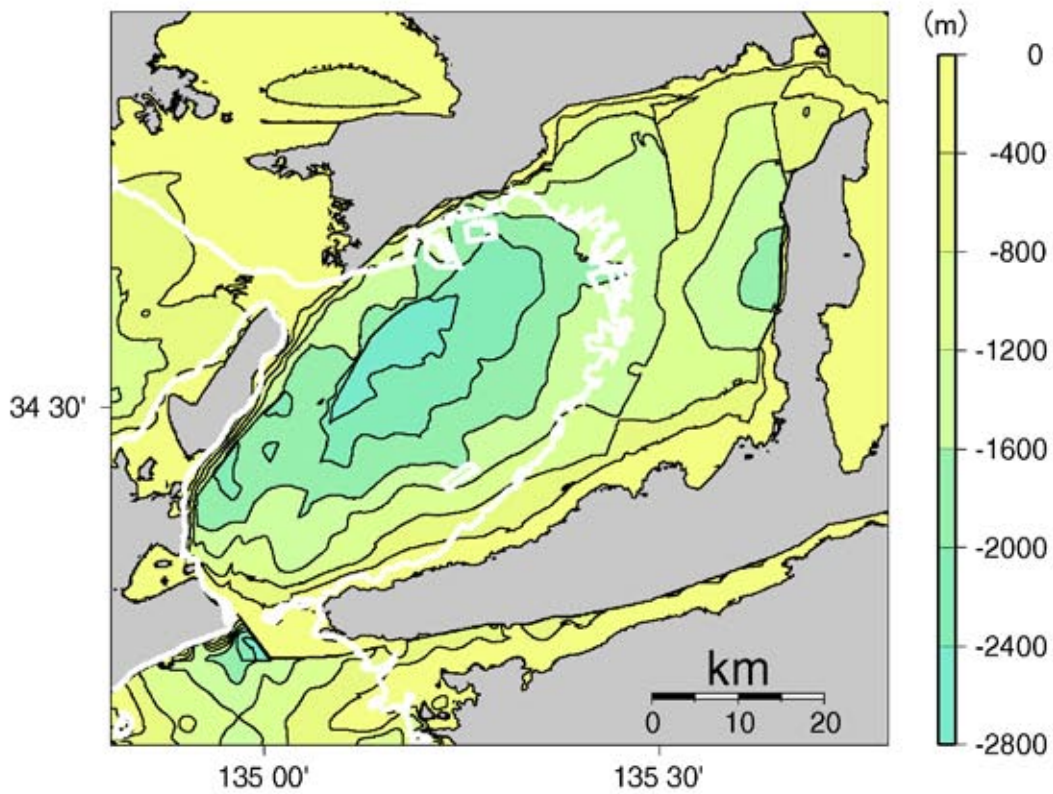
第1図. (左) 1995年兵庫県南部地震の波形インバージョンにより求められた震源断層面上のすべり分布 (Sekiguchi *et al.*, 2002) と地表地震断層 (野島断層) 沿いの変位の分布 (栗田ほか, 1996) の比較. (右) 左図に示した, 地表地震断層沿いの変位 (灰色太線) と震源モデルのさまざまな深さにおけるすべり量 (細線) の比較. 横軸は断層走向に沿った距離.

Fig. 1. (Left) Total slip distribution on the fault plane inverted from strong motion records (Sekiguchi *et al.*, 2002) and displacement distribution on surface rupture (Awata *et al.*, 1996) for the 1995 Hyogo-ken Nambu earthquake. (Right) Each frame shows comparison of the slip at different depth on the fault plane and the displacement on surface rupture. Horizontal axis indicates distance along the fault strike.



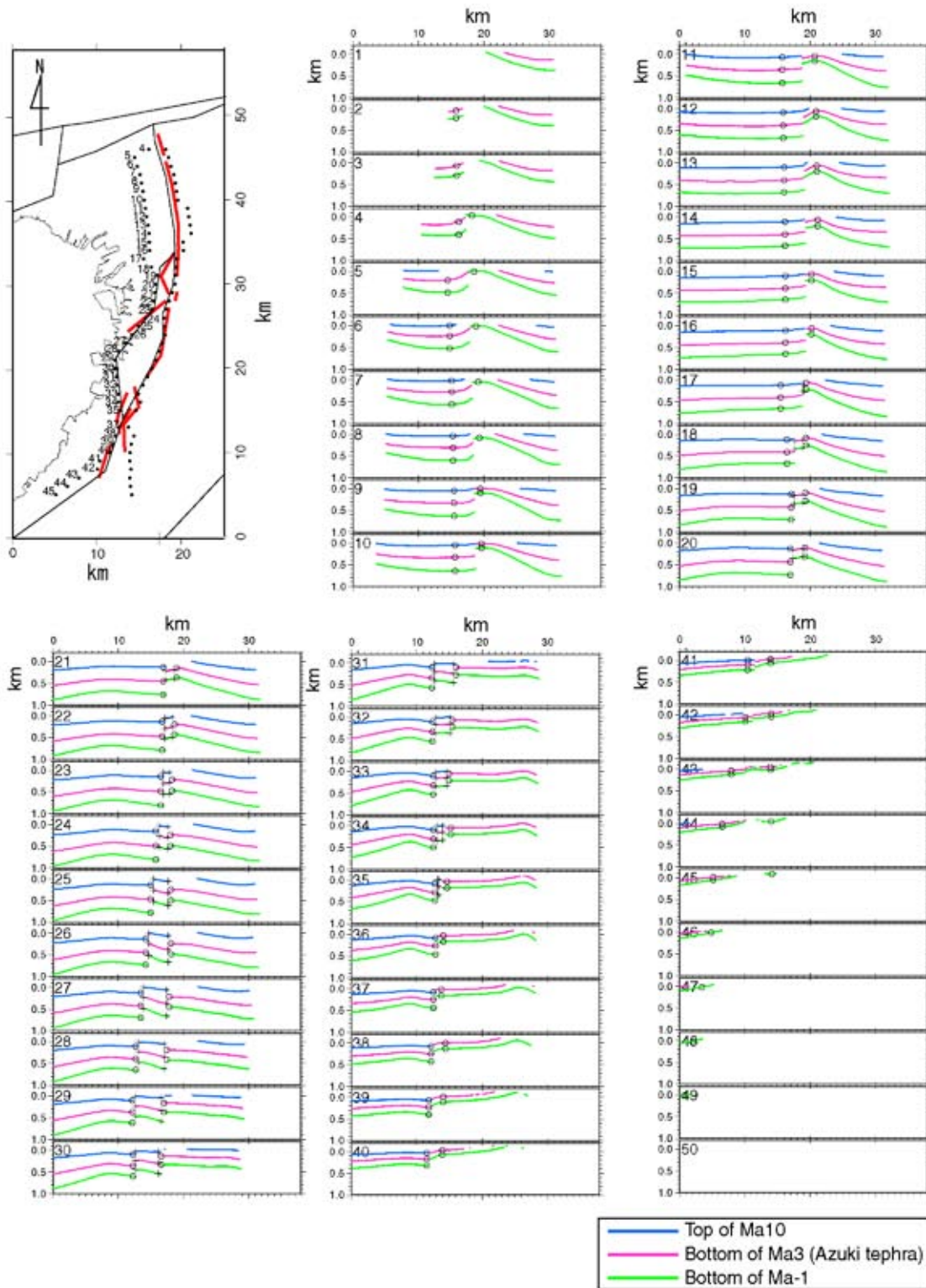


第2図. 上町断層系を対象とした反射法地震探査.  
 Fig. 2. Seismic reflection surveys across the Uemachi fault system.



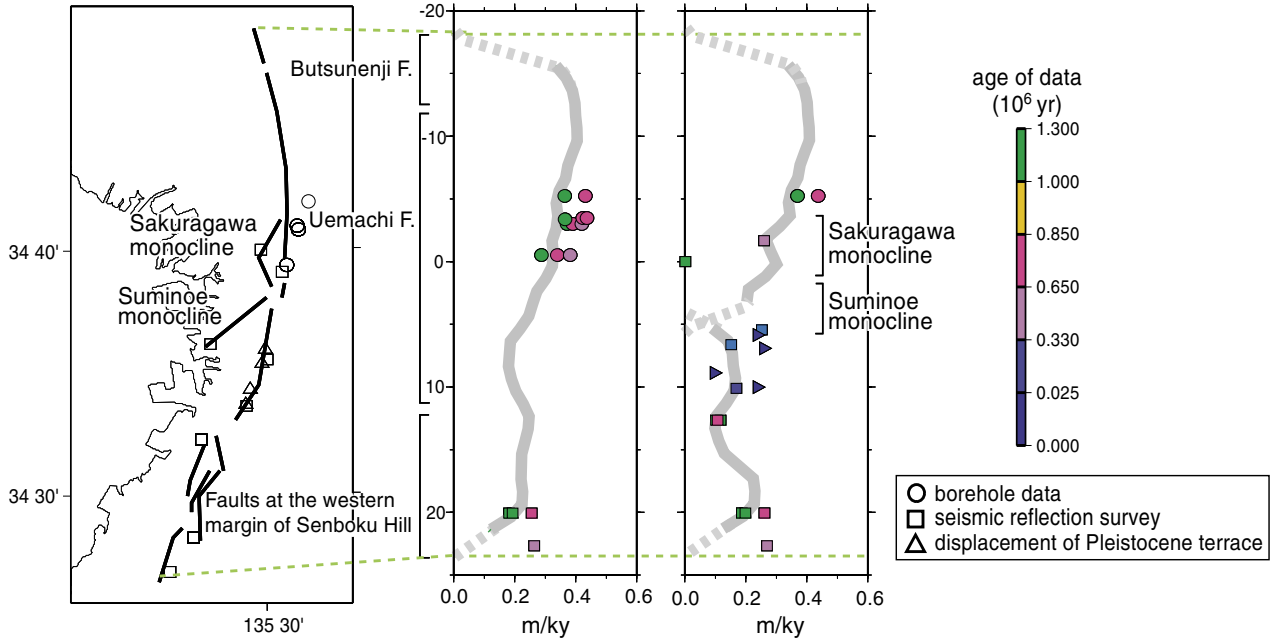
第3図. 大阪堆積盆地の3次元地下構造モデルにおける基盤岩上面の深度分布.  
 Fig. 3. Depth to the top of the basement in the three dimensional Osaka sedimentary basin structure model.





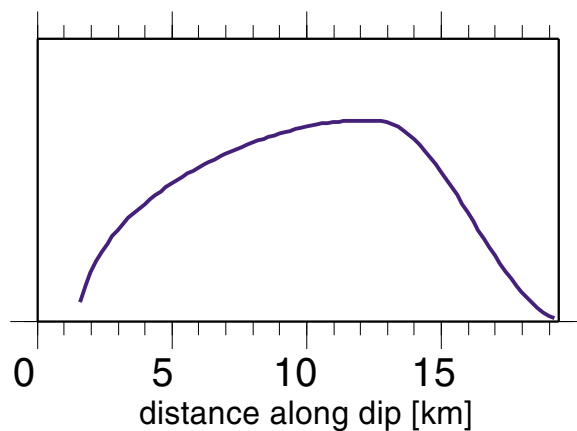
第4図. 上町断層系を横切る東西断面における、大阪堆積盆地3次元地下構造モデルの堆積層中の鍵層の深さ分布。各フレーム左端の番号が左上の位置図上に示した断面位置の番号に対応する。各断面線上の小さな○は、累積上下変位を計算するのに用いた、断層両側の各層の深度を取った地点を示す。それらの位置は左上の位置図上に黒点で示す。左上の位置図中の赤線は水野ほか（2002）による上町断層系の地表トレース、細線は3次元地下構造モデル内のブロック境界。

Fig. 4. Distribution of key layers in the Osaka sedimentary basin at E-W sections across the Uemachi fault system. See the left top map for the location of each cross section. Frame numbers 1~50 shown in the left upper corners of respective frames correspond to numbers in the location map. Small open circles in the frames indicate positions, on both sides of the fault, used to calculate cumulative displacements, and their locations are plotted on the location map. Red lines in the location map indicate surface traces of the Uemachi fault system by Mizuno *et al.* (2002). Thin lines in the map indicate the boundaries between geological blocks.



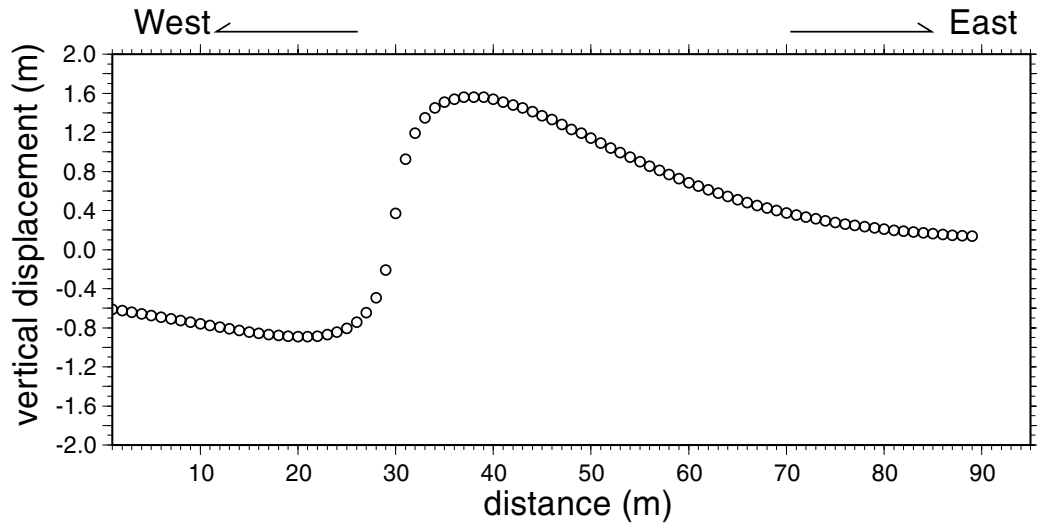
第5図. (左) 上町断層系の地表トレース (水野ほか, 2002) と, 上町断層系の累積変位に関するデータが得られたボーリング地点 (○), 反射法地震探査測線と上町断層系との交点 (□), 段丘面 (△). (中) 左図に示した調査地点における平均上下変位速度 (記号は左図と同様. その色が累積変位の計算に用いた鍵層や段丘面の年代を示す) と大阪堆積盆地3次元地下構造モデルの堆積層中のMa3層下限の深度差から求めた平均変位速度の分布 (灰色線). 後者の見積もりには, 単一セグメントの場合を仮定して, 断層系に沿う変形域全体のMa3層の深度差を取っている. (右) 中図と同様. ただし, 断層面が2つのセグメントに分かれていると考えると, それぞれのセグメントの地表トレースに沿って, 平均上下変位速度を見積もった場合. 2つのセグメントが重複している部分以外でも, 中図の値と異なっている部分がある (例えば, 南北軸の10~17 km付近など) が, これは, 断層の地表トレースから離れた部分の地層の変位の中に, 中図の見積もりには含まれていて, 右図の見積もりには含まれていないものがあるためである.

Fig. 5. Left: Surface trace of the Uemachi fault system (bold line) and location of the borings, seismic reflection surveys and displaced Pleistocene terraces. Middle: Spatial variation of the average uplift rate across the whole deformation zone of the Uemachi fault system deduced from difference of depth of Ma3 layer (gray line). Circles, rectangles, and triangles indicate data of average uplift rate deduced from boring, seismic reflection survey and vertical offset of terrace surfaces, respectively. Right: The same as the middle frame, but assuming that the fault plane is divided into two segments and the average uplift rate is traced along each segment. The difference of the average uplift rate outside the overlapping of the two segments, e.g., in the range from 10 to 17 km along the north-south axis, between the middle and the right frames is due to the deformations off the traces, which are included in the middle frame but excluded from the right frame for the estimation of average uplift rate.



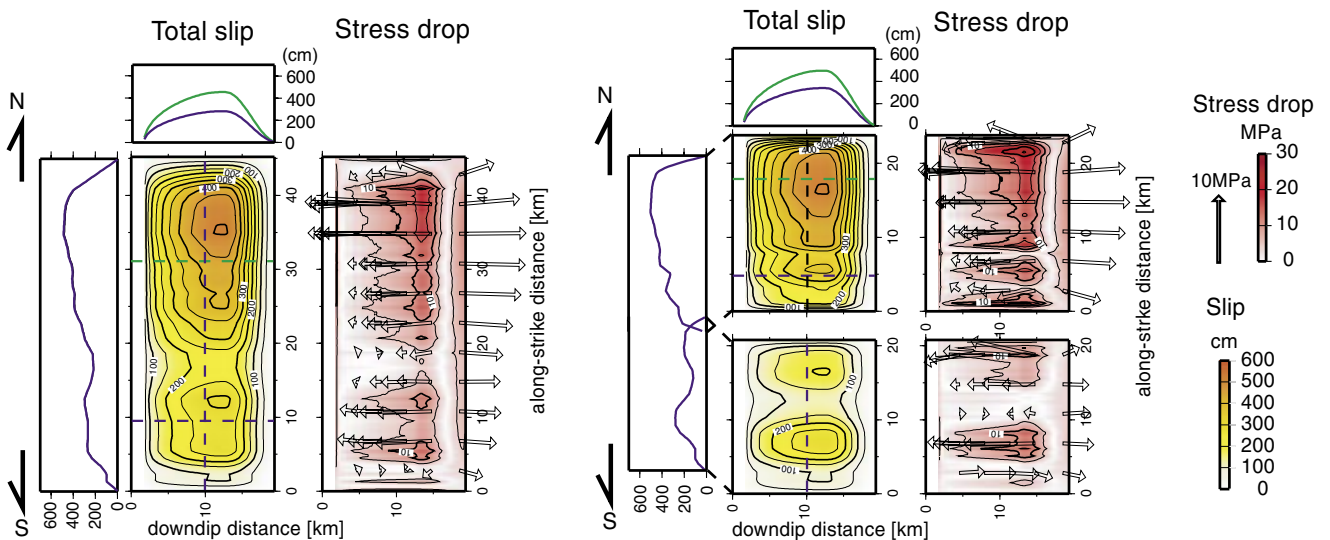
第6図. 最終すべり量分布モデルに仮定した, 断層面の傾斜方向 (深さ方向) のすべり量分布. 地震発生層の下端15 km前後でコサイン型のテーパををかけている. 断層浅部のすべり量分布は, 断層上端で変位が地表に達しない単純な矩形断層の破壊シミュレーションの結果から得られる分布を用いる.

Fig. 6. Slip variation in the downdip direction. Slip tapers by cosine function near the bottom of the seismogenic zone. Shallower portion is similar to the slip distribution of a simple rectangular fault without surface rupture.



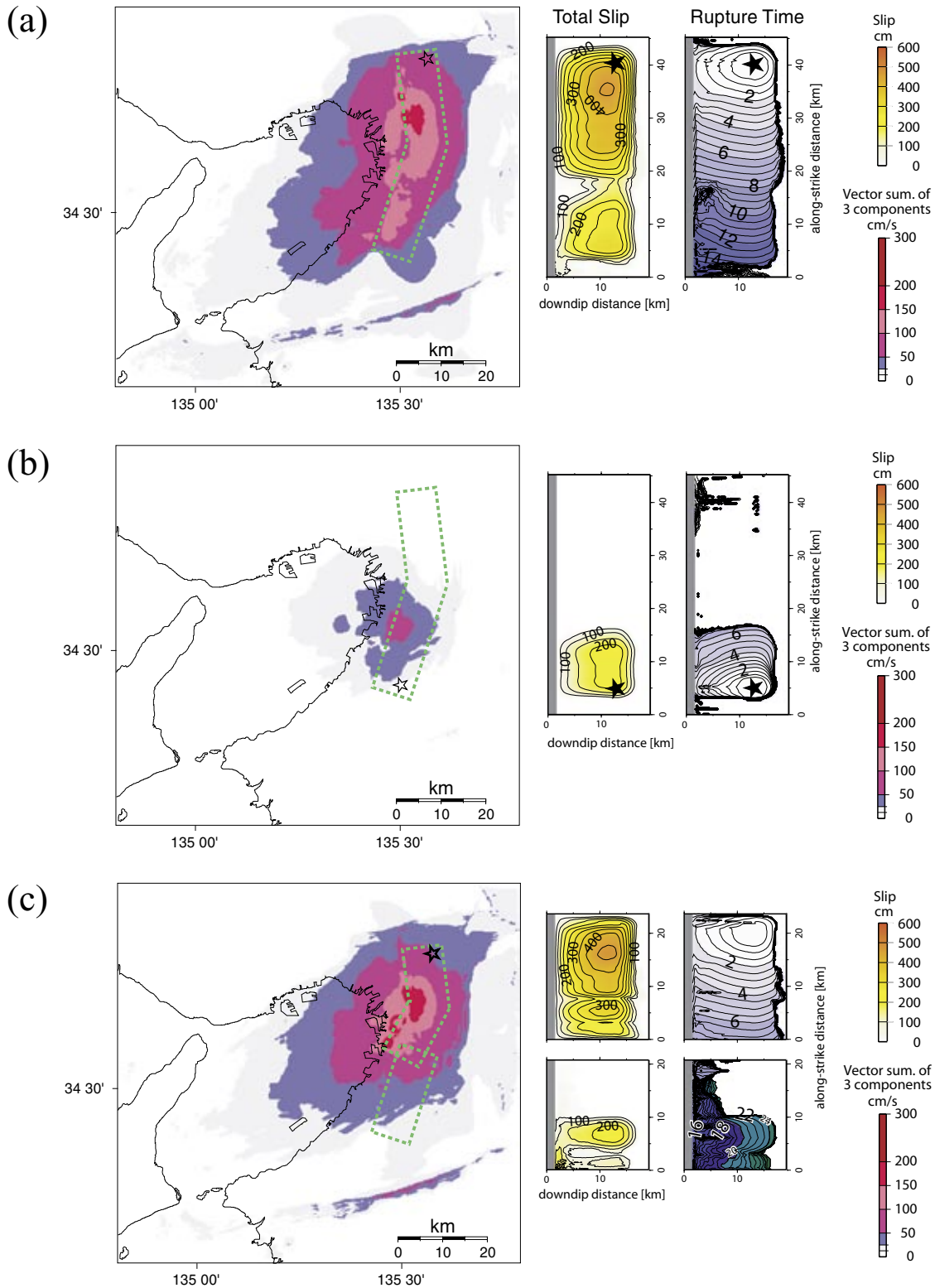
第7図. 最終すべり量分布モデルによる, 新淀川ボーリング地点 (三浦ほか, 2002 ; 杉山ほか, 2003) の地表上下変位分布. 撓曲による上下変位が2.5 m程度になるように絶対値を調整した.

Fig. 7. Synthesized vertical displacement at the Shin Yodo River borehole site (GSJ/2002 site in Fig. 2), where about 2.5 m coseismic vertical slip was identified. For the displacement synthesis we assumed final slip distribution varying similar to the uplift rate distribution shown in Fig.5 and the downdip slip variation shown in Fig. 6. The amplitude of the final slip distribution model is tuned so that the synthesized vertical displacement to be about 2.5 m.



第8図. 上町断層系の最終すべり量分布と静的応力効果量分布のモデル. 静的応力降下量分布上に示した中空の矢印は, 矢印始点の位置における応力降下ベクトルを示す. (左) 全体が単一セグメントであると考えた場合. (右) 中央付近でステップ構造があり, 2つのセグメントからなると考えた場合.

Fig. 8. Final slip model and static stress drop model for the Uemachi fault system. The open arrows on the static stress distribution indicate the static stress drop vectors at the starting point of the arrows. Left: For the case in which the whole fault plane is assumed to be one continuous fault plane. Right: For the case when the fault plane is assumed to be divided into 2 segments.



第9図. 上町断層系の破壊シナリオとそれから計算される地動速度の3成分ベクトル和の最大値の分布. (a) 上町断層系を単一セグメントとし、断層北端近くの静的応力降下量分布のピークから破壊を開始させた場合. (b) 上町断層系を単一セグメントとし、断層南端近くの静的応力降下量分布のピークから破壊を開始させた場合. (c) 上町断層系を2つのセグメントからなるとし、断層北端近くの静的応力降下量分布のピークから破壊を開始させた場合.

Fig. 9. Total slip and rupture time distributions of rupture scenarios and the peak ground velocity (vector summation of three components) distribution from the rupture scenarios in the three dimensional Osaka sedimentary basin structure model. (a) The case when the fault plane is a single segment and a hypocenter (star) is assumed near the northern margin of the fault system. (b) The case when the fault plane is a single segment and a hypocenter is assumed near the southern margin of the fault system. (c) The case when the fault plane consists of two segments and a hypocenter is assumed near the northern margin of the fault system.