

1 2 - 5 測地観測による断層周辺での地殻変動分布の特徴と断層深部すべり Characteristics on distribution of crustal deformation near the active fault and slip on the deep part of the fault

国土地理院

Geospatial Information Authority of Japan

・断層周辺での地殻変動詳細分布把握のための稠密観測

GEONETにより日本列島で通常進行している非地震時の地殻変動について大局的な傾向が明らかになっている。第1図は、日本列島のひずみ速度を示したものであるが、主に沈み込み帯周辺にひずみ速度の高い領域が見られる。内陸域に目を向けると、活断層周辺等にひずみ速度の大きい領域が見られている。しかし、活断層のどちら（上盤もしくは下盤）にひずみが集中しているか、隣接する活断層間でどのようにひずみが分配されているのか等の活断層周辺の地殻変動に関する諸問題に答えるためには、現在の観測点密度では十分とは言えない。そこで、中央構造線¹⁾、跡津川断層²⁾、糸魚川—静岡構造線断層帯北部³⁾、長町—利府線断層帯⁴⁾など、比較的活動度の高いと考えられる断層周辺でGPSの稠密観測によって地殻変動の詳細な空間分布を解明する調査・研究が行われている。活断層周辺に非地震時の地殻変動が集中する原因としては、活断層の深部延長において、局所化した剪断帯があるためである（第2図b）と考えられている⁵⁾。下部地殻全体が流動するような場合（第2図a）では、活断層周辺に集中する変形を説明することが難しい。

ここでは、糸魚川—静岡構造線断層帯北部・中部において、地震調査研究推進本部の重点的調査観測として行われた稠密GPS繰り返し観測（実施機関：国土地理院・名古屋大学）によって明らかになった地殻変動の詳細分布⁶⁾について紹介する。第3図は、重点的調査観測で実施したGPS繰り返し観測点34点と周囲のGPS連続観測点をあわせて解析を行い、2002年から2009年までの非地震時水平変動速度を示したものである。また、第4図は、GPS定常観測点のみと繰り返し観測点等を含めた場合の推定される地殻ひずみ速度分布の違いを見たものであるが、稠密観測の場合は、糸静線北部の短縮ひずみの大きな領域の東縁が長野盆地西縁断層帯に一致することや、糸静線北部で糸静線の西側までひずみの大きな領域が分布する傾向が明瞭である。

第3図および第4図に見られる地殻変動の特徴は、以下の通りである。(1) 糸静線北部では長野盆地西縁断層より西側で東西方向の短縮変形が顕著である。(2) 筑摩山地南部（中央隆起帯）では変形が小さく、その西縁（長野盆地西縁断層帯の南西延長）が変形フロントになっている。(3) 明科付近を境として、北側では西北西—東南東方向の短縮が卓越するのに対し、南側（松本～諏訪）では糸静線に対する左横ずれの変形が見られる。

第5図は、第3図の領域(a)～(d)において、糸静線に直交する方向と平行な方向、上下方向のプロファイルとして地殻変動分布を見たものである。(a)のプロファイルでは、糸静線の北端部である神城断層周辺と長野盆地西縁断層帯に局在化した西北西-東南東方向の短縮変形が顕著である。神城断層付近ではわずか幅10km以下の中で8mm/yr程度の短縮が生じていることになる。これだけ大きな歪み速度は弾性的な変形の結果とは考えにくく、大部分の変形が非弾的に賄われている、すなわち断層の大部分がクリープしている可能性が考えられる。地殻変動速度の水平成分は、第6図に示すような深部滑りのモデルによってほぼ再現することが可能である。しかし、このモデルでは、同時に顕著な隆起が期待されるが、観測値には顕著な隆起が見られない。

松本から諏訪湖にかけての糸静線中部域では、(c) の速度プロファイルに示すように、断層と直交する方向の速度成分について、糸静線を中心とする逆正接関数型の速度分布が得られている。こうしたパターンを最も単純に説明するのは、鉛直な断層を境として接した2つの弾性体ブロックの上部が固着し、深部では断層のすべりが生じているモデル⁷⁾で、地表からの固着域の深さとブロックの相対運動速度がパラメータとなる(第7図)。このモデルによれば、第5図cの松本付近の速度プロファイルは、固着域の深さを10km、断層を挟んだブロックの相対運動速度を6mm/yrとした計算によって、紫色の破線で示すようにほぼ再現可能である。6mm/yrという相対速度は、地質学的に得られている9mm/yrという値⁸⁾と比べて若干小さいが、精度を考えれば整合的な値と言える。

このように、糸静線といっても北部と中部で地殻変動稠密観測から推定される変形様式は大きく異なっている。北部では左横ずれ成分を含む逆断層の変形パターンを示し、非弾性変形の影響が顕著に含まれているが、中部では従来の地形学的な知見と整合的な鉛直左横ずれの断層が弾性ひずみを蓄積していると考えられる。このような知見は、稠密観測の結果明らかになったものであり、今後も主要な活断層周辺でのGPS稠密観測を行う必要は高いと言える。

・余効変動から推定される下部地殻・最上部マンツルの物性把握

地震発生層より深部の下部地殻や上部マンツルでの変形過程については、地震後の余効変動を研究することによってある程度の情報が得られる。余効変動については、(1)断層での余効すべり、(2)地震後の間隙流体の再配分、(3)下部地殻及び最上部マンツルでの粘弾性緩和という3つの主要なメカニズムが提唱されている。これらの3つのメカニズムは、地震に伴う応力変化によって生じる物理的に裏付けされたメカニズムであり、地震によってそれぞれ大きさは異なるものの、全ての地震においてこれらの3つのメカニズムが作用して、余効変動を引き起こしていると考えらるべきであろう。特に、余効変動のメカニズムとして余効すべりのみを仮定してすべり分布を推定すると、実際は下部地殻や最上部マンツルでの粘性緩和が原因の余効変動であっても、深部での余効すべりとして説明されてしまう可能性がある。このように複数のメカニズムの切り分けは難しいが、地震の規模や観測網の充実度から米国アラスカ州で発生したDenali地震の余効変動の解析結果⁹⁾を紹介したい。

Denali地震は、2002年11月3日に発生した M_w 7.9の地震で、逆断層のSusitna Glacier断層と右横ずれのDenali断層、Totschunda断層でのすべりを生じた内陸地震である。地震直後に設置された観測点を含め41点の連続又は繰り返しGPS観測点において、地震後2年間で最大19cmの余効変動が観測され、断層から200km程度離れた観測点でも有意な変動(2-3cm程度)があった。有限要素法を用いたモデル化により(a)地震間の剛体ブロック運動、(b)上部地殻(深さ15km以浅)における間隙流体再配分、(c)下部地殻(深さ15-50km)のみでの粘弾性緩和、(d)最上部マンツル(深さ50km以深)のみでの粘性緩和、(e)地震時すべり領域及びその深部延長上での余効すべり(すべり分布のインバージョン)、(f)深さ40km以深での余効すべり(本震に伴う応力変化によって摩擦0の断層がどれだけすべるかをフォワードモデリング)の6通りのモデルによって地殻変動を計算した。これらのモデルのうち、(e)インバージョンで求めた余効すべりを仮定すれば、観測値は上手く説明できる。しかし、求めた余効すべり分布は深さ90kmにピークを持ち、現実的とは言い難い。物理的に合理的な余効すべりモデル(f)では、観測量よりかなり小さい変動量しか再現できない。一方、下部地殻の粘弾性緩和モデル(c)を考えると、深さ15kmで 1.5×10^{22} Pa・s、深さ50kmで 1.5×10^{18} Pa・sの粘性率を持つモデルによって、断層から比較的近い観測点の変動は説明されるが、遠い観測点の変動が過小となってしまう。また、上部マンツルの粘弾性緩和(深さ120kmで粘性率

が $2 \times 10^{18} \text{Pa}\cdot\text{s}$) を考えると、遠い観測点の変位は説明できるが、近い観測点の変位が足りなくなってしまう。

これらのことから、1つのメカニズムだけでは観測された余効変動を再現できず、複数のメカニズムが余効変動を引き起こしていることは明らかである。複数のメカニズムが共存して余効変動を引き起こすと考えた場合、遠くの観測点の余効変動を説明するために上部マントルでの粘弾性緩和は必要だと考えられる。また、断層から近い観測点での大きな変動を説明するには、上部地殻での余効すべりが必要である。さらに、地震間の剛体ブロック運動や間隙流体再配分についても、余効変動への寄与は小さいものの、メカニズムとして排除する理由は見あたらない。残るは、下部地殻での変形過程であるが、粘弾性緩和によるもの、余効すべり（深さ 30-60km での摩擦なしフォワードモデル）によるもののどちらでも説明できる。

以上、Denali 地震の余効変動からわかった知見は以下のようにまとめられる。(1) Denali 地震の余効変動は、単一のメカニズムで説明できない。(2) 深さ 60km 以深の最上部マントルでの粘弾性緩和が必要であり、深さ 100km の粘性率は $3-4 \times 10^{18} \text{Pa}\cdot\text{s}$ と推定される。(2) 上部地殻における余効すべりが地震時に大きくすべった領域に近接して起こったこと。(3) 下部地殻においては、断層深部延長での余効すべり、もしくは粘弾性緩和が余効変動の原因であるが、データからの区別は難しい。粘弾性緩和が原因とした場合、粘性率は最上部マントルの 3 倍以上大きいと考えられる。

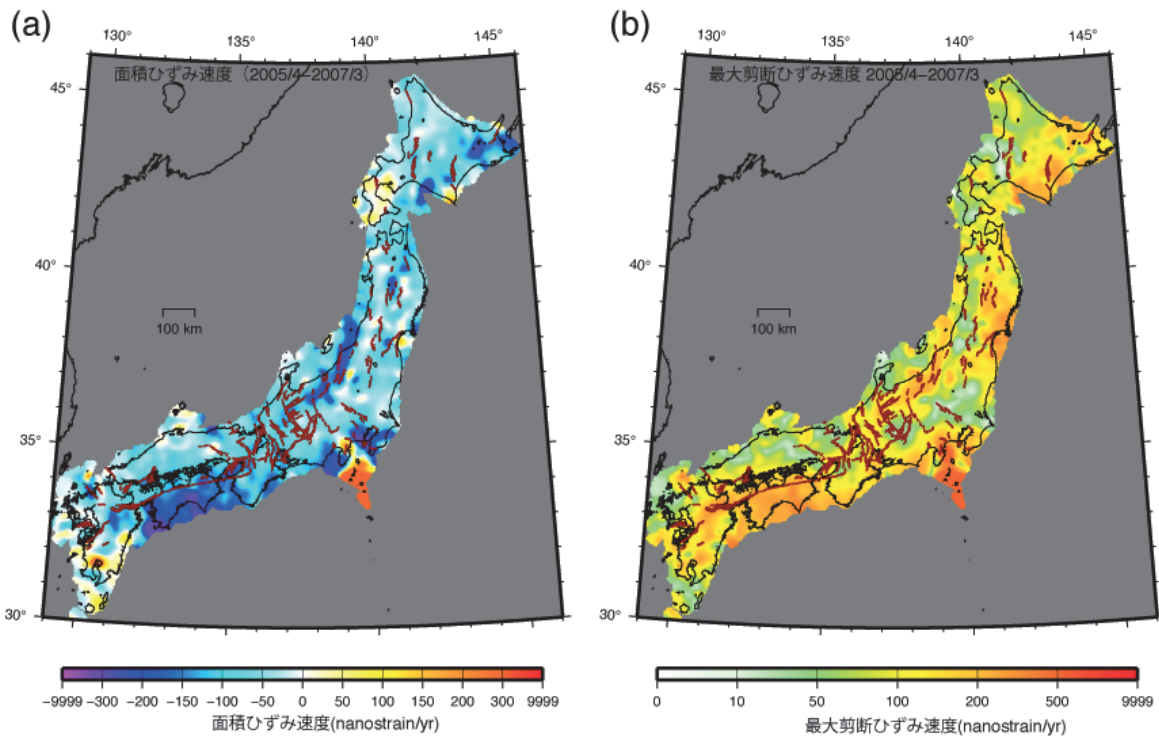
第 1 表は、余効変動の観測から成層構造（第 8 図）を仮定して、粘性率を推定した結果をまとめたものである。日本国内の内陸域においても、最上部マントルの粘性率が一番小さく、下部地殻の粘性率はそれより大きいと推定されていることがわかる。Denali 地震や米国西部の研究結果をあわせて考えると、テクトニックに活発な領域では、最上部マントルの粘性率は 10^{18} から 10^{19} であり、マントルの流動が変形様式を支配しているが、下部地殻ではそれより 1 桁程度粘性率が高く、流動は起こりにくいことと考えられる。このことは、下部地殻においても断層の深部延長上に変形が集中しているというモデル（第 1 図 b）を支持している。

なお、ここで紹介したモデルはすべてマックスウェル粘弾性体（粘性率が一定）を仮定しているが、オリビンなどのマントル・下部地殻を構成する岩石は、室内実験から差応力のべき乗（負の係数）に比例する粘性率を持つことが示されている。Denali 地震の余効変動観測においても、地震直後の急激な変動を説明するためには、べき乗則クリープの構成則が必要である¹⁰⁾。もしそうだとすると、応力変化の大きな場所の粘性率が低下することになるので、変形の局所化がいつそう顕在化すると考えられる。

参 考 文 献

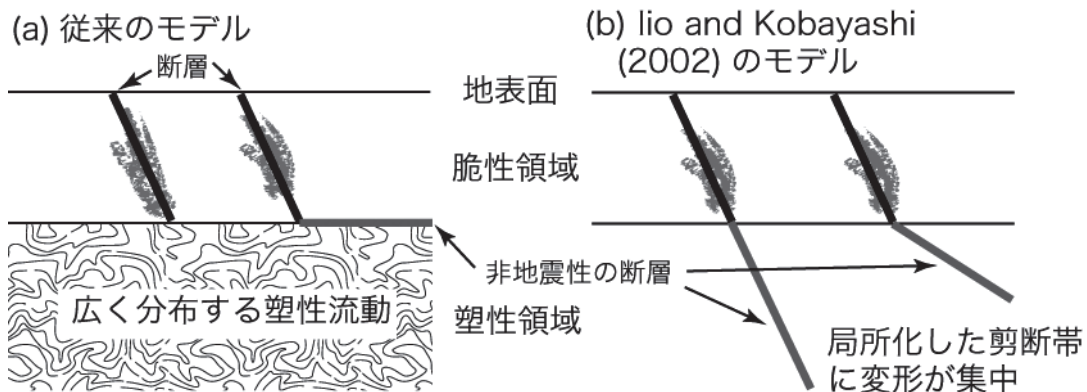
- 1) Tabei et al., 2002, *Earth Planets Space*, 54, 1065-1070.
- 2) Hirahara et al., 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (6), 8012, doi:10.1029/2002GL015035.
- 3) Sagiya et al., 2004, *Earth Planets Space*, 56, 1247-1252.
- 4) 西村卓也・他, 2004, *地震 2*, 56, 497-509.
- 5) Iio and Kobayashi, 2002, *Earth Planets Space*, 54, 1085-1090.
- 6) 国土地理院・名古屋大学, 2010, 糸魚川—静岡構造線断層帯における重点的な調査観測平成 17 ~ 21 年度成果報告書, 303-313.
- 7) Savage and Burford, 1973, *J. Geophys. Res.*, 78, 832-845.
- 8) Okumura, 2001, *J. Seismology*, 5, 411-431.

- 9) Freed et al., 2006, *J. Geophys. Res.*, 111, B01401, doi10.1029/2005JB003894.
- 10) Freed et al., 2006, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 252, 481-489.
- 11) Asahi and Sagiya, 2010, Abstracts of Hokudan International Symposium on Active Faulting, 4-5
- 12) Thatcher et al., 1980, *J. Geophys. Res.*, 85, 6429–6435.
- 13) Tabei, 1989, *J. Phys. Earth.*, 37, 101-131.
- 14) Ueda et al., 2003, *J. Geophys. Res.*, 108 (B3) , 2151, doi:10.1029/2002JB002067.
- 15) Kaufmann and Amelung, 2000, *J. Geophys. Res.*, 105 (B7) , 16341-16358.



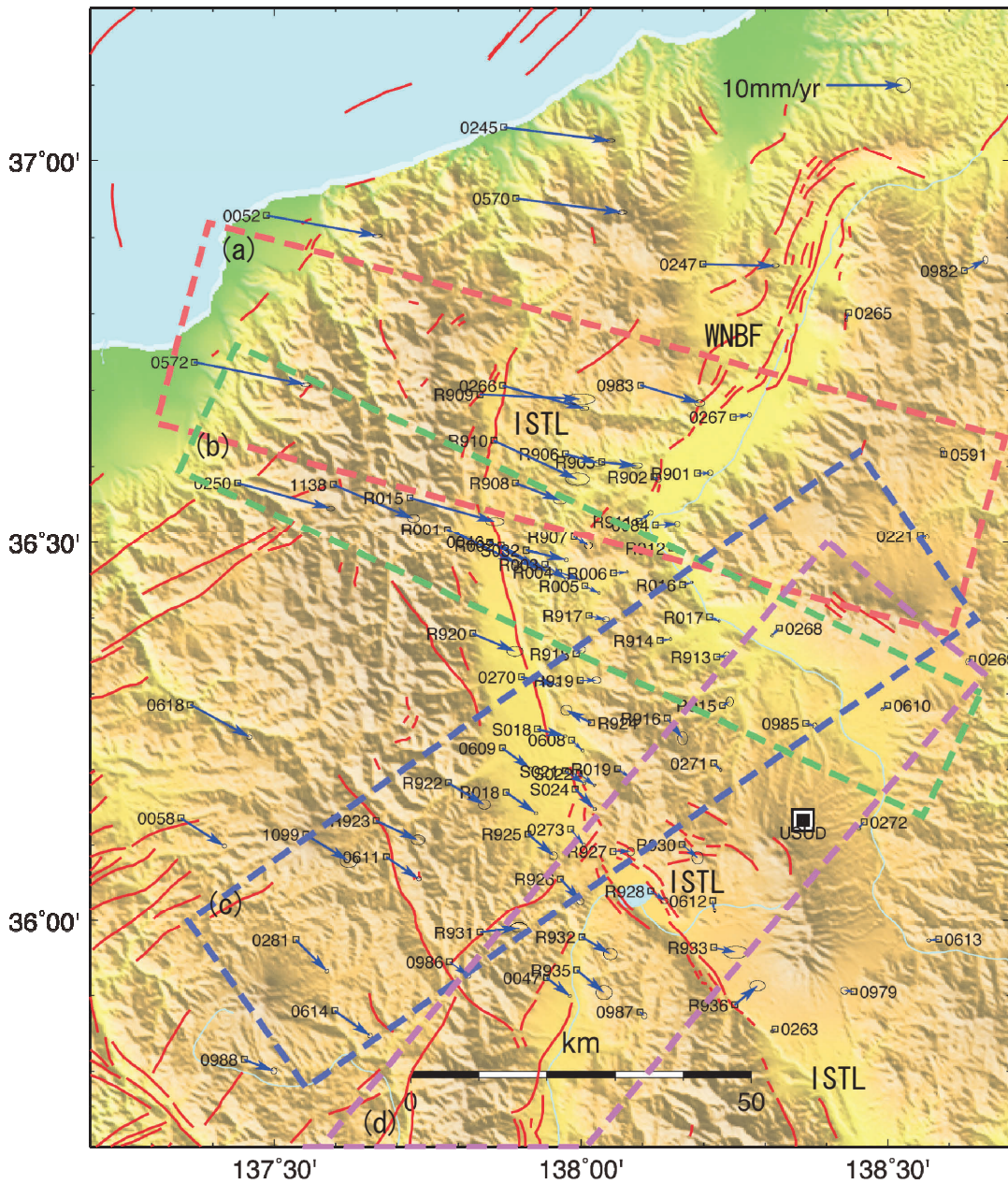
第 1 図 GPS 連続観測から推定される日本列島のひずみ速度 (期間: 2005/4-2007/3). 活断層 (茶線) の分布は, 地震調査研究推進本部による主要 110 断層. ひずみ速度の計算に用いる距離係数は 20km としている. (a) 面積ひずみ速度. (b) 最大剪断ひずみ速度.

Fig. 1 Distribution of strain rate of the Japanese Islands induced from continuous GPS data for the period from April 2005 to March 2007. Brown lines are surface traces of the major 110 faults evaluated by the Headquarters for Earthquake Research Promotion. The Distance Decay Constant for calculating strain distribution is 20 km. (a) Areal strain rate. (b) Maximum shear strain rate.



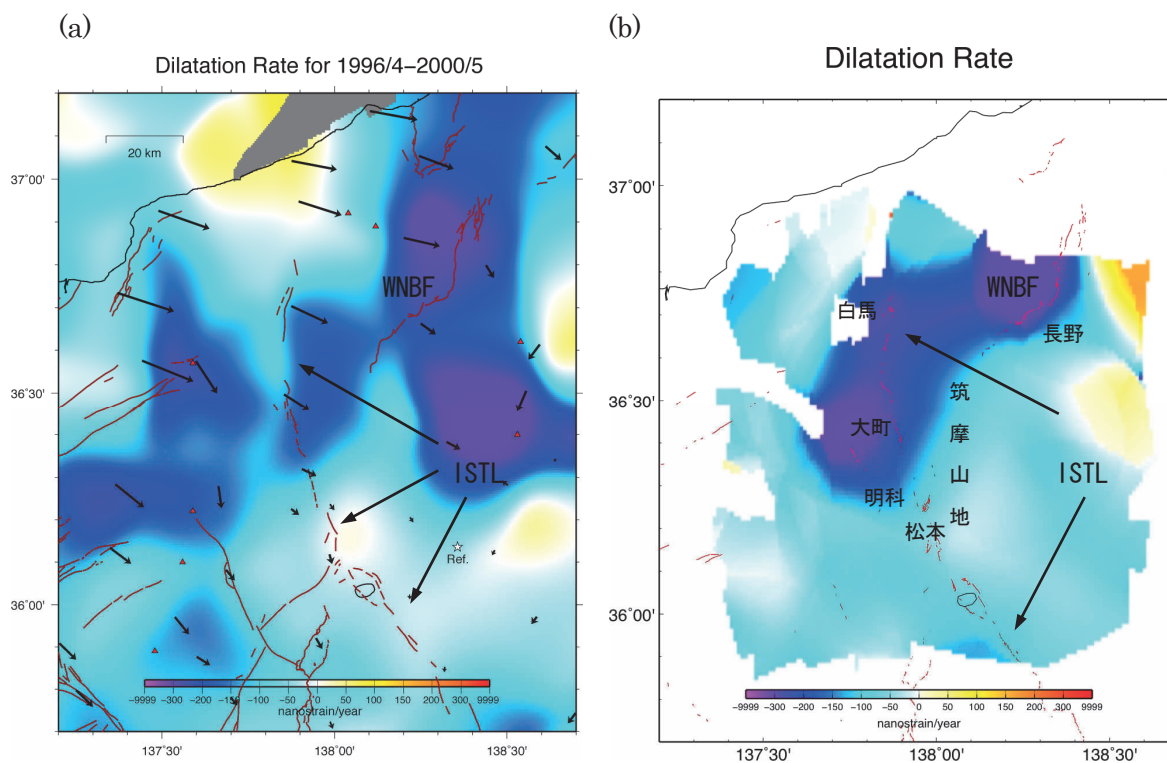
第 2 図 内陸の活断層における脆性破壊域と塑性変形域での変形過程モデル (Iio and Kobayashi, 2002⁵⁾ の Fig. 4 を元に作成).

Fig. 2 Schematic figure showing the model of deformation process of inland active faults in the brittle and ductile regions. (based on Fig. 4 of Iio and Kobayashi, 2002) .



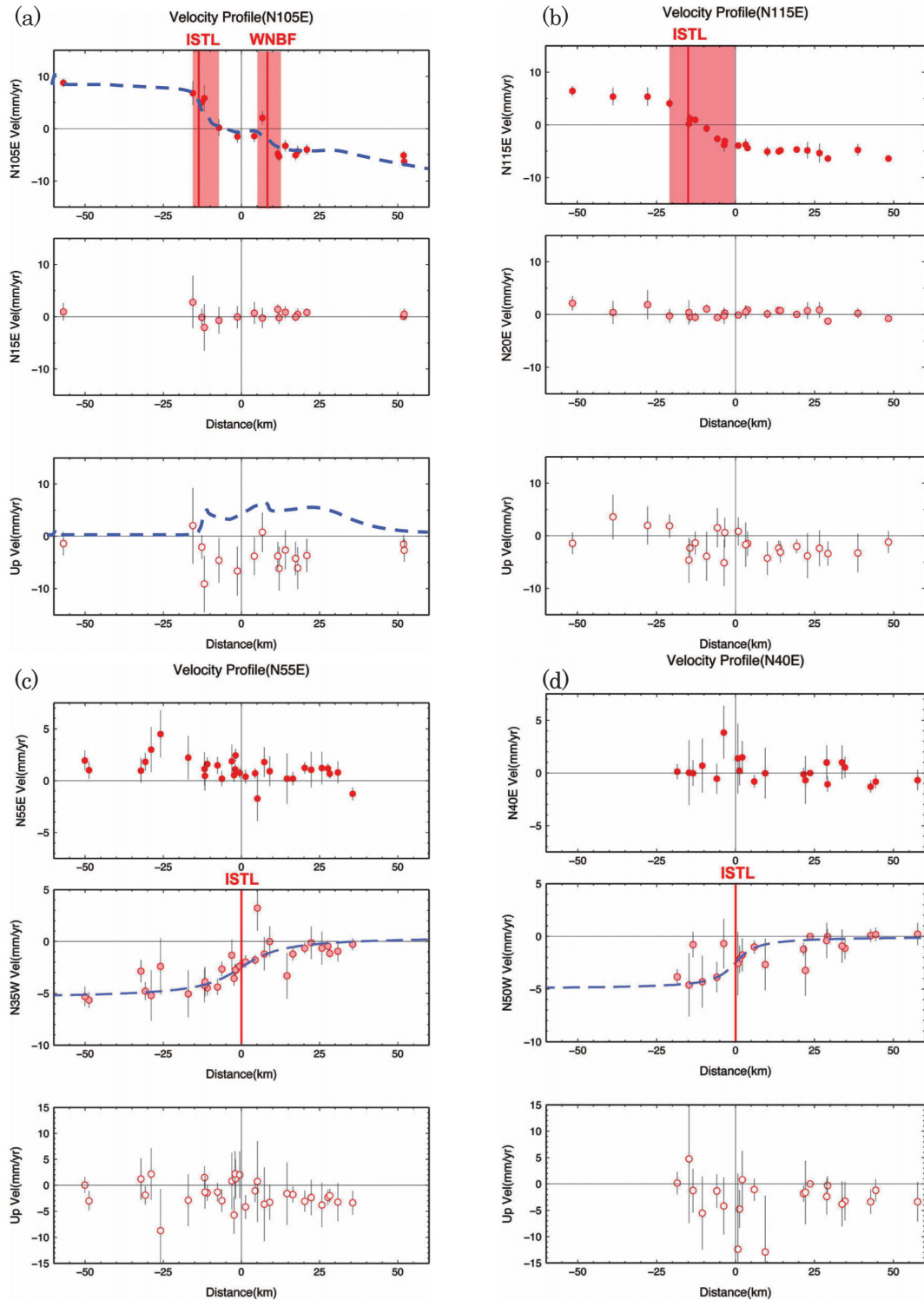
第3図 稠密臨時観測によって明らかになった水平地殻変動速度分布⁶⁾。速度ベクトルの固定点はUSUD（白田）。ISTL, WNBFは、糸魚川-静岡構造線断層帯, 長野盆地西縁断層帯を表す。矩形領域 (a) - (d) は、第5図に示す地殻変動速度プロファイルの範囲を示す。

Fig. 3 Horizontal velocity induced by continuous and campaign GPS data. The reference station of the velocity vectors is USUD (Usuda). ISTL and WNBF indicate the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line fault zone and the West Nagano Basin Fault zone, respectively. Areas (a) - (d) correspond to the profile of the deformation velocities shown in Fig. 5.



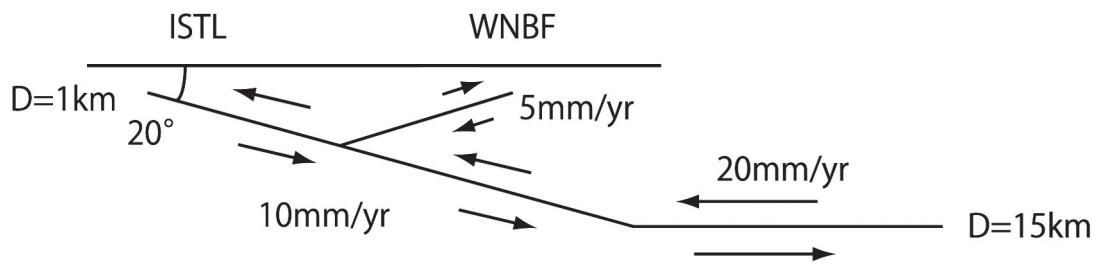
第 4 図 糸魚川-静岡構造線断層帯周辺での面積ひずみ速度分布。(a) 電子基準点のみから推定した結果 (期間:1996/4-2000/5)。(b) 稠密臨時観測点を含めて推定した結果 (期間:2002/9-2009/10)。糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測による⁶⁾。

Fig. 4 Distribution of areal strain rate around the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line fault zone. (a) Result only using the permanent GPS (GEONET) station for the period from April 1996 to May 2000. (b) Result using temporary GPS stations as well as the permanent stations for the period from September 2002 to October 2009.

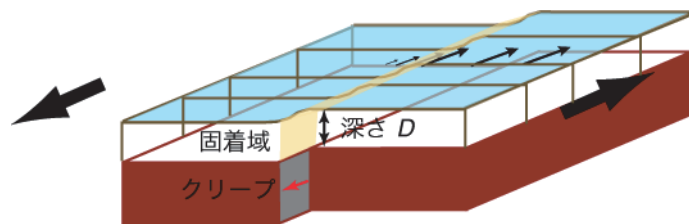


第 5 図 第 2 図の 4 つの矩形領域における GPS 地殻変動速度のプロファイル⁶⁾。ISTL は糸静線断層帯，WNBF は長野盆地西縁断層帯の地表トレスの概略位置を表す。影をつけた範囲は変形集中帯である。図中の破線は、深部滑りモデルによる計算値を表す。(a) 白馬—長野方向，(b) 大町—上田方向，(c) 松本周辺，(d) 諏訪湖周辺。

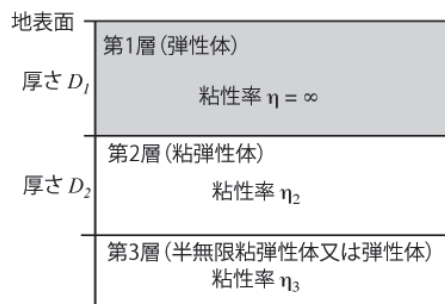
Fig. 5 Profiles of deformation velocity estimated from the GPS data. ISTL and WNBF indicate approximate locations of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line fault zone and the West Nagano Basin Fault zone, respectively. (a) Profile in the direction between Hakuba and Nakano. Hatched regions can be regarded as concentrated deformation zones. Broken curves are the velocities predicted by deep creeping models. (b) Profile in the direction between Oomachi and Ueda. (c) Profile across Matsumoto. (d) Profile across Lake Suwa.



第 6 図 白馬～長野方向の速度プロファイル(第 5 図 a)に対する深部すべりモデルの模式図⁶⁾. 糸魚川—静岡構造線断層帯 (ISTL) と長野盆地西縁断層帯 (WNBF) の傾斜を 20°としている.
 Fig. 6 Schematic figure showing the deep creeping model to explain the velocity profile in the direction between Hakuba and Nakano (Fig. 5a) . Dip of the ISTL and WNBF is 20 degree.



第 7 図 鉛直の横ずれ断層が固着している場合の模式図(Savage and Burford, 1973⁷⁾の Fig. 2 を元に作成). D が固着域の深さ. 第 5 図 c と第 5 図 d のモデル化に用いた.
 Fig. 7 Schematic figure showing the deep creeping model of a vertical strike-slip fault (based on Fig. 2 of Savage and Burford, 1973) . D is the locking depth. This model is used for modeling the velocity profiles in Figs. 5c and 5d.



第 8 図 粘弾性緩和でよく使われる弾性層・粘弾性層の成層構造モデル.
 Fig. 8 Subsurface structural model of the layered elastic and viscoelastic medium which is often used in the studies of viscoelastic relaxation.

地震・イベント名	弾性層の	第2層の	第2層の粘	第3層の粘	出典
	厚さ	厚さ	性率 η_2	性率 η_3	
	$D_1(\text{km})$	$D_2(\text{km})$	(Pa s)	(Pa s)	
1891年濃尾地震	33	--	--	1×10^{18}	11)
1896年陸羽地震	30	--	--	1×10^{19}	12)
1927年丹後地震	18	17	5×10^{19}	5×10^{18}	13)
1993年北海道南西沖地震	40	50	4×10^{18}	∞	14)
フーバーダムによるダム湖の加重変形 (米国ネバダ州)	10	20	1×10^{20}	$1 \times 10^{18 \pm 0.2}$	15)

第1表 地殻変動観測（余効変動）から推定された地下の粘弾性構造のまとめ

Table 1 Summary of subsurface viscoelastic structures estimated from the geodetic observations (e.g. observation of postseismic deformation) .