兵庫県南部地震の発生過程

——断層の固着とディタッチメントのすべり——

防災科学技術研究所* 飯 尾 能 久

A Possible Generating Process of the 1995 Southern Hyogo Prefecture Earthquake

—Stick of Fault and Slip on Detachment—

Yoshihisa Iio

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention
Ten-noudai 3-1, Tsukuba, Ibaragi, 305 Japan

(Received September 10, 1995; Accepted February 13, 1996)

A possible generating process of the 1995 Southern Hyogo Prefecture Earthquake was inferred from the crustal strain data for about one hundred years before the earthquake. The process consists of two different components, stress concentration and strength reduction. It is found from the crustal strain data that the compressional strain in the east-west direction is smaller around the focal region of the earthquake than in the other areas, and that the tensional strain in the north-south direction is dominant especially around the earthquake fault. The first result suggests that the earthquake fault was stuck and stress was concentrated on the fault, while faults in the other areas were slipping quasi-statically. It is inferred from the second result that the normal stress on the fault was reduced by the increase of tensional stress in the north-south direction, and that the fault became easy to slip. The tensional strain in the north-south direction is thought to result from the slow slip on the detachment which exists in the north of the earthquake fault.

Key words: Fault, Detachment, Crustal strain, Stress concentration, Strength.

§1. はじめに

内陸地震の発生場所の長期的な予測を行うことは非常に難しいと考えられる。ある活断層に大地震が差し迫っているかどうかを物理的に判断する方法を、現時点では、我々は持ち合わせていない。地震が起こるかどうかは、断層の強度とそれに加わる応力との大小関係で決まるが、地震発生に直接関係していると考えられる、地震発生域深部の強度や応力に関する知見は現時点ではほとんどないに等しい。将来的にもこれらを直接測定することは極めて困難であると考えられる。(本論文では、「断層」は地表から地震発生域までの既存の弱面を指す。「活断層」は従来の定義通りであるが、地表近くのみ現象を指す。「地震発生域」は微小地震活動が見られる深さを

指す。それは近畿地方中央部では、5 km から 20 km 程度の深さである。地表から地震発生域までを「上部地殻」と呼ぶ。)断層の強度とそれに加わる応力、およびその長期的な時間変化の研究[池田・他(1995)]は、ようやく緒についたばかりであるし、地震発生域を掘り抜いて、地震を発生させる応力そのものを測定しようとする研究[飯尾(1995)]は予備的な調査が始まったところである。

内陸地震は一般に単発で、隣接領域に引き続き、同規模の大地震が起こることは珍しい。日本の内陸に多数ある活断層の中で、どうしてある断層だけにのみ応力(あるいは歪み)の集中が起こるのだろうか? あるいは、ある断層だけ強度が低下するのだろうか? プレート境界に働く力はどのように内陸まで伝わってくるのだろうか?

* 〒305 つくば市天王台 3-1

Fig. 1. Horizontal strain in the cenral Kinki district for about one hundred years before the 1995 Southern Hyogo Prefecture Earthquake (modified after GEOGRAPHICAL SURVEY INSTITUTE (1985), (1986)). The compressional strain (broken line) in the east-west direction is smaller in the hatched region than in the other areas. In the region surrounded by a thick line, the tensional strain (solid line) in the north-south direction is dominant, greater than 10^{-5} .

このように、内陸地震に関してはまだまだ分からないことが多いが、兵庫県南部地震に関連して、上記の諸問題を解く可能性のある仮説が得られた。鍵となる観測事実は、Fig. 1 に示された、兵庫県南部地震の震源域周辺の地殻水平歪み [国土地理院 (1985), (1986)] である。これは、兵庫県南部地震発生前約 100 年の歪の分布を示しており、極めて貴重なデータである。この図で、特に重要な点が 2 つある。第 1 点は、兵庫県南部地震の震央が決まった明石海峡 [京都大学防災研究所 (1995)] から六甲山にかけて (Fig. 1 にハッチで示されている領域)、東

西圧縮歪みが小さいことである。第 2 点は、明石海峡と、六甲断層系および有馬高槻断層系の近傍に南北の伸びの大きな領域があることである。Fig. 1 に、南北の伸びが 10^{-5} より大きな領域が太線で囲まれている (震源断層および活断層との位置関係は Fig. 7 に示されている)。

兵庫県南部地震の震源断層は、淡路島から有馬高槻構造線近くまで延びていると考えられている [京都大学防災研究所 (1995)]。その震源断層が走っている領域において、周辺に比べて東西圧縮歪みが小さいというのは、

直感的には非常に理解しにくいものであるが、本論文ではこれを以下のように解釈する。六甲断層系以外の領域は、地震発生域において準静的にすべっている（クリープしている）ため、測量結果に現れる歪みは大きいが弾性歪みの集中（応力集中）は発生していない。一方、六甲断層系は固着しているため準静的なすべりは起こらず、約百年間の歪みは小さく求められた。

地震発生域以外の領域、特に地震発生域より上部の地表近傍における変形様式については不明点が多いが、本論文では、多数の微小な弱面が準静的にすべり、バルク的な変形が定常的に起こっていると考え。したがって、この場合、地表付近に弾性的な歪みの集中は起こらない。また、地表近傍ではすべりは特定の面上に集約されていないと考える。活断層は、SCHOLZ (1988) が述べているように、地震発生時に、地震発生域の急激なすべりに引きずられてコサイスマックおよびポストサイスマックにのみすべると考える。

さらに、地表に活断層がない地域において、測量による歪みが、活断層がある地域と同程度であることが見られるが、本論文では、地表で活断層が見られなくても、地震発生域においては弱面が存在すると考える。

この仮説は、日本の内陸の断層は、地震発生域においては、通常の期間はクリープしていると考え。松田 (1975) は日本の活断層は地震性であるとしたが、これは地表近くの現象を解釈したものであり、地震発生域に言及したものではない。断層において、通常の期間は、地震発生域ではクリープが起こり、地表近くですべらないのに対して、上で述べたように大地震が発生したときのみにすべると考えれば、本仮説と矛盾しない。

第2の観測事実は、震源断層近傍で南北方向の張力が働いていたことを想像させる。飯尾 (1994) は、長野県西部地震の震源断層の北側にディタッチメントが存在し、そのゆっくりしたすべりにより、震源断層に引っ張り応力が発生して、断層の摩擦強度が低下し地震に至ったという仮説を展開した（以下ではディタッチメント仮説と呼ぶ）。2番目の観測事実は、この仮説が兵庫県南部地震にも当てはまる可能性を示唆している。

以下において、これらの仮説の検討を行う。

§2. 日本の内陸の断層はクリープ性か？

2.1 観測データ

まず、第1の仮説「六甲断層系は固着しているのに対して、それ以外の領域は準静的にすべっている」について検討を行う。以下において、この仮説に調和的な観測データをいくつか紹介する。

2.1.1 跡津川断層のクリープ

多田 (1991) は、跡津川断層における短距離の光波測距のデータの解析から、跡津川断層中央部のかなり浅い部分（全面をすべらせることも含む）において 1-1.5 mm/year 程度のすべり速度のクリープが起こっていると結論づけた。また、10 km 程度の深さで同程度のクリープが発生していても地表では観測されないことも明らかにした。跡津川断層では 1858 年に M 6.9 の地震が発生したが、観測されたクリープは、地震発生からの時間の対数で減衰するアフタースリップ [SCHOLZ *et al.*, 1969] にしては量的に大きすぎる。したがって、定常的なすべりであると考えられる。日本において、クリープが実測された断層は他にはないが、断層近傍の短距離の

Fig. 2. Upper: Change in the height of bench marks in the active fold zone along the Yoneshiro river, Akita, Japan, expressed by the third spline curve (solid line) [SATO (1994)]. Arrows represent anticline axes of the active fold (after OYUKA, 1941). Numbers attached correspond to those in the lower panel. Lower: A map around the active fold zone. Open squares, broken lines, and full line show bench marks, leveling route, and the Yoneshiro river, respectively [SATO (1994)]. The solid star indicates the epicenter of the 1955 Futatsui earthquake (after MIYAMURA and OKADA, 1956). In the index map, the aftershock area of the 1983 Japan Sea Earthquake is shaded (after SATO (1985)).

光波測距では深部のクリープは観測されない可能性があるため、他の断層がすべていないことが確認されているわけではない。また、深いところでの分解能がないため、クリープは地震発生域より浅部の地表近くのみで起きている可能性もないことはない。

2.1.2 米代川流域の活褶曲帯における上下変動

OTUKA (1941) により、活動している褶曲帯の一例としてあげられた、秋田県米代川流域の活褶曲帯において、1986-1981 年の上下変動が 1938-1902 年のそれと

Fig. 3. Change in the height of bench marks in the same region as shown in Fig. 2 [MIYAMURA and OKADA (1956)]. Upper panel (A) displays the same data as Fig. 2-A. Lower panel (B) displays the changes in a period from 1955 to 1938. In this period, the 1955 Futatsui earthquake occurred near the B.M. 5855. The change shown in B is different from that shown in A. The change in B includes a coseismic and possibly preseismic deformation generated by the Futatsui earthquake.

ほとんど同じパターンを示すことが明らかになった (Fig. 2) [SATO (1994)]. これは、活褶曲の存在を証明したことで非常に重要な知見であるが、さらに重要なことは、1986-1981 年の測定は 1983 年日本海中部地震をはさんでいるにもかかわらず、上下変動速度が 1938-1902 年と変わらないことである。

国土地理院 (1989) によると、この地域は日本海中部地震による変動で 10^{-5} 程度の伸びの領域となった。この変動は完全弾性体での震源モデルから計算されるこの地域の変動 [SATO (1985)] とほぼ一致しているが、これは褶曲の進行には全く影響を及ぼさなかった。

この地域では、1955 年に二ツ井地震 M 5.7 が発生した。宮村・岡田 (1956) はこの地域において水準測量を繰り返し行い、1949-1942 年の変動が定期的な活褶曲の変動と異なっていることを見いだした (Fig. 3)。活褶曲は日本海中部地震によっては影響を受けていないが、直下に発生した二ツ井地震の発生前には違った動きを示した。これは活褶曲が直下の地震発生域の変動に関係している可能性を示唆している。松田・他 (1978) は、陸羽地震や新潟地震の震源域周辺の第四紀地殻変動から、基盤における逆断層運動とそれを被覆する地層の活褶曲という図式を提案している。本論文も松田・他 (1978) に従い、Fig. 4 に模式的に示すように、活褶曲は地震発生域の逆断層におけるすべりによるものと考えられる。この地域では、1986-1981 年には目だった地震は発生していないため、このすべりは地震発生域における準静的なすべりであると考えられる。

二ツ井地震発生前に、震源域周辺において、断層の固着が起り、定期的に進んでいた準静的なすべりが止まって、異常な上下変動が観測された可能性も考えられる。これは、兵庫県南部地震についての仮説に直接関係

Fig. 4. Schematic view of a generating process of active folding. Reverse faults in a seismogenic region produce active folding. The dominant wavelength of folding is equivalent to the width of the upper crust.

づけられる重要な観測事実であり、今後の詳しい検討が必要である。

2.1.3 測地測量による歪み

測地測量による日本内陸の約百年間の地殻水平歪み速度は 10^{-7} のオーダーであるが [橋本 (1990)], 歴史地震や活断層から推定される歪み速度のオーダーは 10^{-8} である [WESNOUSKY *et al.* (1982)]. WESNOUSKY らは、この食い違いを褶曲と interplate の地震による歪みの蓄積で説明しようとするが、どちらも日本の内陸部の広範な地域の歪み速度を説明することは難しいと考えられる [橋本 (1990)]. 非地震性のすべりが日本内陸で広範に進行しており、そこで測地測量が計測している歪み変化は、弾性歪みの蓄積ではなく、非弾性的な歪みであると考え、この食い違いは説明可能である。跡津川断層で推定されたすべり速度はおおよそ 1 mm/year であるが、地震発生域の厚さに等しい一辺 10 km 程度の領域を考えれば、このすべり速度は歪み速度に換算すると 10^{-7} 程度となり、測地測量で得られた歪み速度とオーダーで一致する。

このように、日本の内陸部の断層は、地震発生域において、通常は (1 mm/ 年のオーダーのすべり速度) でクリップしていると考え、これまで解釈が難しかったいくつかの観測事実を説明可能である。今後さらに多方面のデータにより検証を行うことが必要である。

2.2 断層のクリープと固着に関する問題点

本節においては、これまで述べられなかった仮説の細部を示す。また仮説の問題点を列挙し、今後の問題解決のための指針を考える。

2.2.1 定常すべりから固着へ

本論文では、六甲断層系は固着していたと考えた。一方、日本の内陸の断層は通常はクリップしていると考え、ある断層において、どこかの時点でクリープから固着へ状態が変化する必要がある。南海トラフにおいては、測地測量により、プレートの相互作用の時間変化が明らかにされている [例えば、鷲谷・多田 (1994)]。本論文では、内陸の断層についても、クリープから固着に変化するの断層の摩擦物性の時間発展であり、地震直後のアフタースリップから定常すべり、そして固着へとすべり形態が変化するためであると考え。断層が固着した時に、応力の蓄積が始まり、大地震へと向かうのではないだろうか。

小林 (1992) は、断層破砕帯深部の物性の時間変化についての考察から、上部地殻において断層は弱面ではなく、むしろ強面であるという仮説を提出している。周囲の岩盤より粒子が小さいと考えられる断層破砕帯は、地震後長期間経過すると、焼結により、上部地殻の下部に

対応する高温高压下では周辺の岩盤より強度が高くなるという推定である。これは断層が固着する過程に関する 1 つの可能性を示しており、野外における断層岩の観察やそれを用いた変形実験等により検討を行うことが重要である。

本論文の立場に立てば、兵庫県南部地震の震源域を起こした六甲断層系は、測地測量の結果から、少なくとも 100 年前から固着していたということになる。何時固着し始めたかを推定してみる。橋本 (1990) によるこの地域の平均的な歪み速度 3×10^{-7} で、地殻の限界歪み 10^{-4} を達成するためには 300 年程度の年月を要する。100 年以上という値はオーダーとして悪くはないが、既存のデータではこれ以上は不明である。特定の断層の固着の状況をモニターするのでは気の遠くなるような年月が必要であり、大地震の発生年が分かっているいくつかの断層について、断層ボーリング等による総合的な調査を行うことが重要である [池田・他 (1995)]。

2.2.2 地殻歪みの主軸とセンス

跡津川断層においては、測地測量による歪みは、活断層の走向から期待される断層の準静的なすべりの方向と調和的であった。一方、計測された歪みが、活断層の走向に沿うすべりと調和的でない場合もある。例えば、阿寺断層においては、水平圧縮歪みはほぼ活断層の走向に平行である [国土地理院 (1987)]。この歪みは、阿寺断層が準静的にすべっているためとは考えられないが、この地域の最大圧縮応力に対してすべりやすい向きに配列している弱面がすべり、地震発生域が非弾性変形しているためであるという解釈が可能である。この弱面がどのようなものであるかは今後の重要な研究課題である。中部地方においては横ずれ型の大規模な断層系が多数あるにも関わらず、橋本 (1990) の図によると圧縮歪みが卓越し、圧縮歪みの方向に直交する伸び歪みがあまり顕著でない。よって、弱面での変形は水平ずれではなく逆断層タイプである可能性が考えられる。ディタッチメントのような低角の逆断層が日本の内陸の変形に重要な役割を果たしているのかも知れない。今後は、圧縮歪みの大きさだけでなく、その方向および圧縮か伸びかというセンスの問題も含めて検討を行うべきである。

2.2.3 断層の下部地殻への延長とその役割

日本の内陸の断層の下部地殻内での存在形態について、MATSU'URA *et al.* (1985) や HASHIMOTO and JACKSON (1993) のように、断層の下部地殻への延長部がクリップしていると考え、池田 (1992) および伊藤 (1994) のように断層深部は水平なデタッチメントに移行すると考えるのか、現在のところ決め手はない。下部地殻においてバルク的な変形が起きていることも十分

考えられる。しかし、いずれにせよ下部地殻において変形が進行し、それが、その上に乗っている上部地殻を強制的に変形させるために、上部地殻に応力集中を生じさせることは確かであろう。MATSU'URA and SATO (1994) は Interplate の地震についてであるが、同様の過程を base loading と呼んでいる。このため、隣接領域の断層がクリープしていても、固着した断層には応力集中が可能である。たとえ、地震発生域の断層が固着していて、破碎帯の強度が周辺の岩石より大きくても、下部地殻に存在する断層の延長部がすべることにより、その直上の破碎帯と周辺の岩石の境界にすべり面を形成することは可能である [小林, 私信]。

2.2.4 地表付近の変形

地震発生域より上方の、地表近くの微小地震が発生しない領域について、本論文では、多数の弱面がすべて変形が進行していると考えたが、これは、地震発生域より浅い地表付近全体が固着してすべらないとすると、その領域に弾性歪みが蓄積されてしまうからである。塚原・池田 (1989) は様々な深さで得られた応力測定データをまとめ、軟岩 (密度が 2.4 g/cm^3 以下の堆積岩) 中では、硬岩中と異なり、深度とともに増加する単調な応力分布がみられるが、これは微小なクラックによる摩擦すべりが主要な原因であり、せん断応力は (すべり摩擦) 強度と釣りあっている臨界状態に達していると考えた。地表付近において、微小なクラックによる摩擦すべりが起こっていると考えているわけであるが、本論文の考えと調和的である。地表近くにおいて、断層は、通常の期間は準静的にもすべらないと考えたが、多数の弱面と同じ程度の量のすべりを起こしていないかどうかは分からない。

§ 3. ディタッチメント仮説

次に、2 番目の観測事実である、明石海峡と六甲断層系および有馬高槻断層系の近傍に南北の伸びの大きな領域があることを説明する。Fig. 7 に示されているように、南北の伸びが大きな領域は、六甲断層系および有馬高槻構造線の近傍に限られている。

3.1 長野県西部地震

長野県西部地震の発生過程について、その断層近傍において、変形率変化法により [YAMAMOTO *et al.* (1990)], 最大主圧力に垂直な方向に引っ張りの応力が測定されたこと [山本・他 (1990)] などから、次のような仮説が提案されていた [飯尾 (1994)]。長野県西部地震の発生前に、断層の下端を南限として、断層の北側のみに広がっている S 波の反射面 [INAMORI *et al.* (1992)] にそって、ゆっくりしたすべりが発生した。それが長野県西部

地震の断層面に引っ張りの応力を生じさせた。その結果、断層面に働く法線応力は減少し、同時にせん断応力は増加したため、断層面がすべりやすくなり地震が発生した。S 波の反射面の傾斜は水平に近いことから、これは地質学でディタッチメントと呼ばれる水平断層であり、ディタッチメントにおけるすべりが長野県西部地震の発生に本質的な役割を果たしたと考えられる。

3.2 兵庫県南部地震

一方、兵庫県南部地震の発生前に、2 番目の観測事実に加えて、以下の観測事実が明らかになっていた。

1) 微小地震のメカニズム解の解析により、神戸側の断層付近に、ごく少数であるが正断層の地震が認められた [飯尾 (1993a)] (Fig. 5)。図の領域内で 1978–1991 に発生した $M 1.8$ 程度以上の約 3300 の地震中、5 個だけ正断層の解 (P 軸の dip angle が 45° 以上) が得られた。正断層の地震が発生した領域は、Fig. 1 に示された南北の伸びが大きい領域と良く対応している。

Fig. 5. Distribution of earthquakes in the Kinki district. Upper panel; Distribution of the earthquakes of which focal mechanisms were determined. Lower panel; earthquakes having a focal mechanism of a normal fault, which is defined by the earthquakes having the P-axis with a dip angle greater than 45° .

Fig. 6. Vertical Distribution of the hypocenters of microearthquakes and S-wave reflection points (large dots) near the Arima-Takatsuki tectonic line [KATAO (1994)].

2) 有馬高槻構造線の北側の微小地震活動域の下に、北傾斜のS波の反射面が見つけられていた [片尾 (1994)] (Fig. 6). 重要な点は、S波の反射面は有馬高槻構造線の南側には見つからず、北側のみに見られたことである。

これらのことから、以下に述べるように、兵庫県南部地震は、長野県西部地震と同様の発生過程をたどったと考える。

兵庫県南部地震の断層および有馬高槻構造線の北側には、Fig. 6 に示されたS波の反射点分布を延長したような、走向が東西で北傾斜の大きな反射面が広がっていた (Fig. 7). Fig. 7 に示された反射面は以下のような仮定のもとで決められた。Fig. 6 に示された反射点分布の上限を連ねる、走向が東西北落ちの一枚の面である。北および東の境界は片尾 (1994) による反射点分布と一致する。南側の境界は、有馬高槻および今回の震源断層で境されるが、片尾 (1994) による反射点の分布と有馬高槻構造線の間の距離だけこれらの断層から離れる。

この地域におけるメカニズム解の深さ分布によると、地震発生域の最深部では東西主圧力によるストライクスリップ型の地震が卓越すること [飯尾 (1993b), Iio (1996)] から、東西圧縮力はこの反射面に対して効果を持たないので、反射面に働く最大圧縮応力は鉛直応力であり、反射面上では正断層運動を起こすことが出来ると推定される。北傾斜の反射面上で、正断層のなすべりが生じたために、反射面の南端付近、つまり六甲断層系および有馬高槻構造線の近傍で、南北の伸びの歪みが卓越したものと考えられる。ただし、有馬高槻構造線からやや南に外れた大阪市周辺に一部伸びの大きな領域が見られるが、この意味は不明である。

兵庫県南部地震の断層面に引っ張りのな応力が加わり、断層面に働く法線応力は減少し、同時にせん断応力は増加したため、断層面の強度が低下しすべりやすくなったと考えられる。また、地震発生域の下部においては、温度の増加のために静水圧的となり、差応力は深さとともに小さくなると考えられるので、上記の反射面上では、最も浅い明石海峡付近で差応力が大きく、すべりも大きかったと考えられる。

長野県西部地震の場合は、断層の走行方向について反射面の途切れるあたりに本震の震源が決まっている。これは反射面の端に応力集中が発生したためである可能性がある。兵庫県南部地震について、震源が明石海峡に決まっているが、Fig. 7 では、そこで反射面の断層に沿う方向の広がりや途切れていると仮定した。

近畿地方の活断層の深部の延長がディタッチメントに移行するという考えは、地質学的地形学的な考察から提案されており [池田 (1992)], 有馬高槻構造線付近に北落ちのディタッチメントの存在が予測されていた [伊藤 (1994)]. 今後、兵庫県南部地震の断層近傍で反射面の幾何学的広がりを明らかにすることが重要である。

問題は、このディタッチメントの運動の時間的推移であるが、約百年間の測地測量のデータから言えるのは、その間に動いたということだけである。その運動が定常的であると言う考えも完全には否定できないが、兵庫県南部地震の発生前年9月くらいから、六甲高雄観測室における石井式3成分歪み計の記録に伸びが見られる [京都大学大学院理学研究科・東京大学地震研究所 (1995)] ことから、ディタッチメントのゆっくりしたすべりが地震発生前に徐々に加速された可能性も考えられる。3成分の内伸びが有意なのはN81°Wの成分であるが、他成

Fig. 7. A schematic view of the detachment which is assumed to exist north of the Arima-Takatsuki-Rokkou fault system (shaded area). The hypocentral distributions are obtained by Abuyama observatory [DPRI, KYOTO UNIVERSITY (1995)]. The regions of the large north-south tensional strain (shaded line) and small east-west compressional strain (shaded by broken lines). Slow slips on the reflector occurred northward on the hanging wall, since the vertical stress is the maximum principal stress on the north dipping plane.

分も伸びていたのだがノイズに隠れていたのかも知れない。

§4. まとめと考察

兵庫県南部地震に関係した各種データ、主に震源域近傍の地殻水平歪みのデータから、2つの仮説「六甲断層系は固着していたのに対して、それ以外の領域は準静的にすべっている」と「明石海峡から六甲断層系および有馬高槻構造線の北側に広がるディタッチメント上のすべりが、兵庫県南部地震の断層面の法線応力を低下させ、断層をすべりやすくした」を提唱した。

「断層に加わる応力が強度を越えて地震が発生する」ということが地震発生シナリオであるが、上記の2つの仮説のうち、前者は、これまで漠然としか考えられて

なかった、日本の内陸の断層への応力集中に関する具体的な仮説であり、後者は、断層の強度を低下させる過程についての仮説である。GPS観測網や密な応力測定により、これらの仮説の検証を行っていくことが重要である。

また、ここで提唱された応力集中と強度低下の過程の時間的な変化を押さえることが、地震予知にとって重要であるが、現在、使えるデータは多くない。これら2つのうち、断層が固着する過程は、兵庫県南部地震の場合では少なくとも100年以上続いたと考えられる。これから、応力集中は、平均的には非常に長い期間かけて発生する可能性が示唆される。一方、強度低下のプロセスは、兵庫県南部地震の例では時間発展は不明であるが、3成分歪み計のデータから推定すると、かなり短い時間

発展を示すのかも知れない。

これら2つのプロセスに物理的な関係があるのか、また、ある地震に関して、両方のプロセスが常に働くのか、それともどちらか一方だけの場合もあるのかなど不明な点が多い。最大圧縮応力の増大による応力集中は、同時に断層面の法線応力も増加させるが、ここで提案した、ディタッチメントのすべりによる最小圧縮応力の低下は、法線応力を低下させるだけでなく、せん断応力をも増加させるので、断層は不安定になりやすい。

いずれにせよ内陸地震の中・長期的な予測の基礎となる作業仮説が得られた訳である。両方のプロセスが働くとなると、内陸地震の予測のための戦略は以下のようになる。

1) 測地測量により圧縮歪みの小さな領域を検出する。

2) その領域深部、地震発生域の応力を推定し、通常の領域と比較する。

応力集中が発生しているようであれば、

3) 活断層近傍における反射面の幾何学的広がり把握する。

4) GPS および地殻変動連続観測等により、反射面の動きをモニターする態勢を整える。

5) 反射面の広がりから震源核が形成される点を予測し、深いボアホールによる地殻変動連続観測、GPS、地球化学・地球電磁気学的手法等の総合的な観測網を密に配置する。

6) 非常に密で高精度高感度の微小地震観測網を設置し、前震の検出を行うとともに、メカニズム解・波形の変化をモニターする。

大きな問題点の一つは、地震発生域における応力の推定であるが、できるだけ深いボアホールを用いる他、地震波形やメカニズム解を用いる方法〔松村, 1994〕を試みるべきであろう。しかし、精度良く推定するためには、地震発生域における応力や強度を実測できる長野県西部地域において、浅部から地震発生域最深部までの実測を行い、浅部あるいは地表のデータから深部における値を推定する方法を開発することが重要であろう。

謝 辞

編集担当の瀬野徹三氏の意見は、原稿を読みやすくする上で役立った。山下輝夫氏、中谷正生氏および匿名の査読者による多数の貴重な査読意見は、本稿を改善する上で非常に有益であった。中谷氏には図入りの丁寧な査読意見を頂き、修正に大いに役だった。筑波大学小林洋二氏には色々と議論をしていただいた。建築研究所芝崎文一郎氏は原稿を読んで下さり、応力の深さ分布の持つ

意味などに関して重要な指摘を頂いた。

文 献

- 橋本 学, 1990, 測地測量により求めた日本列島の地震間の平均的な地殻水平歪速度 (1): 本州・四国・九州, 地震 2, **43**, 13-26.
- HASHIMOTO, M. and D. D. JACKSON, 1993, Plate tectonics and crustal deformation around the Japanese Islands, *J. Geophys. Res.*, **98**, 16149-16166.
- 飯尾能久, 1993a, 微小地震メカニズムの大量決定 (2), 地球惑星関連学会 1993 年合同大会予稿集, 234.
- 飯尾能久, 1993b, 微小地震メカニズムの大量決定 (3)—地震発生域における応力場の鉛直断面—, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, 267.
- 飯尾能久, 1994, 長野県西部地震はなぜ起こったか?, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, 268.
- 飯尾能久, 1995, 地震発生域の応力場と強度—内陸直下型地震のダイナミクスの解明—, 地質ニュース, **488**, 33-36.
- Iio, Y., 1996, Depth-dependent change in the focal mechanism of shallow earthquakes—Implications for brittle—plastic transition in a seismogenic region—, *J. Geophys. Res.*, in press.
- 池田隆司・塚原弘昭・小村健太郎, 1995, 震源域と活断層へのドリリング, 地質ニュース, **488**, 37-42.
- 池田安隆, 1992, 日本の逆断層: flake tectonics の可能性について, 月刊地球, 号外 5, 137-152.
- INAMORI, T., S. HORIUCHI and A. HASEGAWA, 1992, Location of mid-crustal reflectors by a reflection method using aftershock waveform data in the focal area of the 1984 Western Nagano prefecture earthquake, *J. Phys. Earth*, **40**, 379-393.
- 伊藤谷生, 1994, 中央構造線は動くか—地下構造の新発見—, 地震ジャーナル, **17**, 27-32.
- 片尾 浩, 1994, 近畿地方の微小地震活動域直下に存在する顕著な地殻内反射面, 地球惑星関連学会合同大会予稿集, 122.
- 小林洋二, 1992, 内陸地震発生の地震学基礎, 京都大学防災研究所地震予知研究センター研究会講演.
- 国土地理院, 1985, 近畿地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, **34**, 346-357.
- 国土地理院, 1986, 近畿地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, **34**, 333-354.
- 国土地理院, 1987, 日本の地殻水平歪み, 国土地理院技術資料, F.1-No. 6.
- 国土地理院, 1989, 東北地方の地殻水平変動, 地震予知連絡会会報, **42**, 43-52.
- 京都大学防災研究所, 1995, 兵庫県南部地震の概要について.
- 京都大学大学院理学研究科・東京大学地震研究所, 1995, 六甲高雄観測室における観測結果, 地震予知連絡会会報, **54**, 695-707.
- 松田時彦, 1975, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震 2, **28**, 269-283.
- 松田時彦・中村一明・杉村 新, 1978, 活断層とネオテクトニクス, 笠原慶一・杉村 新 (編) 岩波講座地球

- 科学 10, 変動する地球 I, 岩波書店, 142 pp.
- 松村正三, 1994, フィリピン海スラブ内の地震活動から推定した東海地震の震源域, 地震予知連絡会会報, **51**, 498-505.
- MATSU'URA, M., D. D. JACKSON and A. CHENG, 1986, Dislocation model for aseismic crustal deformation at Holister, California, J. Geophys. Res., **91**, 12661-12674.
- MATSU'URA, M. and T. SATO, 1994, Loading mechanism and scaling relations of interplate earthquakes, 地球惑星関連学会 1994 年合同大会予稿集, 139.
- 宮村摂三・岡田 惇, 1956, 米代川にそう一部水準路線の測量 (第 3 報)—1955 年 10 月 19 日二ツ井地震にともなう水準変動一, 地震研彙報, **34**, 373-380.
- OTUKA, Y., 1941, Active rock folding in Japan, Proc. Imp. Acad. Japan, **17**, 518-552.
- 鷺谷 威・多田 堯, 1994, 南海トラフ沿岸地域の地殻上下変動とプレート間相互作用, 月刊地球, **16**(6), 361-367.
- SATO, T., 1985, Rupture characteristics of the 1983 Nihonkai-chubu (Japan Sea) earthquake as inferred from strong motion accelerograms, J. Phys. Earth, **33**, 525-557.
- SATO, Y., 1994, Vertical movement of active fold zone along the Yoneshiro river, Akita, Japan, 測地学会誌, **40**(1), 81-85.
- SCHOLZ, C. H., 1988, The mechanics of earthquake and faulting, Cambridge University Press, New York.
- SCHOLZ, C. H., M. WYSS and S. W. SMITH, 1969, Seismic and aseismic slip on the San Andreas fault, J. Geophys. Res., **74**, 2049-2069.
- 多田 堯, 1991, 跡津川断層のクリープ変動, 地球惑星関連学会 1991 年合同大会共通セッション予稿集, 253.
- 塚原弘昭・池田隆司, 1989, 地殻応力測定値から推定した堆積岩岩盤中の応力状態, 地質学雑誌, **95**(8), 571-578.
- WESNOUSKY, S. G., C. SCHOLZ, K. SHIMAZAKI and T. MATSUDA, 1982, Deformation of island arc: rates of crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and Quaternary fault data, J. Geophys. Res., **87**, 6829-6852.
- 山本英和・山本清彦・加藤尚之・飯尾能久, 1990, 1984 年長野県西部地震震源近傍の地殻応力 (2), 地震学会講演予稿集, No. 1, 24.
- YAMAMOTO, K., Y. KUWAHARA, N. KATO, and T. HIRASAWA, 1990, Deformation rate analysis: a new method for *in situ* stress estimation from inelastic deformation of rock samples under uniaxial compressions, Tohoku Geophys. J. (Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5), **22**, 127-147.