

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—

飯尾能久¹⁾

1. 地震発生域の応力場

「断層に働いている応力が強度を越えて地震が発生する」というのが一般的に言われている地震発生のシナリオである。なるほどもっともに思われるが、これを実証した例はない。

地震は、一般的には5 kmより深いところで発生する。地表付近で地震が発生することは稀であり、地震発生域(seismogenic region)という言葉は、日本の内陸では、深さ5-15 km程度の微小地震発生域を指す。

そこに加わる応力を知ることは非常に難しい。地震観測からは、通常の方法では地震前後の応力の変化値(応力降下量)しかわからないから、地震発生域まで掘削して直接測定するしかない。陸上深層科学掘削の重要な目的の一つがここにある。

しかし、たとえ5 kmでも掘削して応力を測定することはかなりの予算を必要とする。さらに深く掘ろうとするとますます大変となる。しかし、大地震の発生に一番関係しているのは断層の最深部であると考えられている(例えば、ショルツ, 1993)。断層帯の下部地殻への延長上にある、延性的な領域がゆっくりすべることにより、脆性的な上部地殻(そこが地震発生域である)の最下部に応力(歪)を集中し地震を発生させるというものである。大地震の震源(急激な破壊の開始点)が、地震により大きくすべった領域の最下部にある場合が多いことが、この考えを裏付けている。そして、あらゆる震源の物理的なモデルにおいて、急激な破壊の開始前に、震源付近では準静的な震源核の形成が行われていると考えられているが、その震源核が観測にかかるくらい十分に大きければ地震予知も可能なのである。海溝沿

いに起こる巨大地震の発生機構の解明およびその予知のためにも、プレート境界において、地震時に急激にすべると考えらる部分の最下部付近を掘削することが重要であろう。しかし、通常は15 kmにもなる地震発生域の最下部を掘削することは、大変重要であるが、極めて困難である。

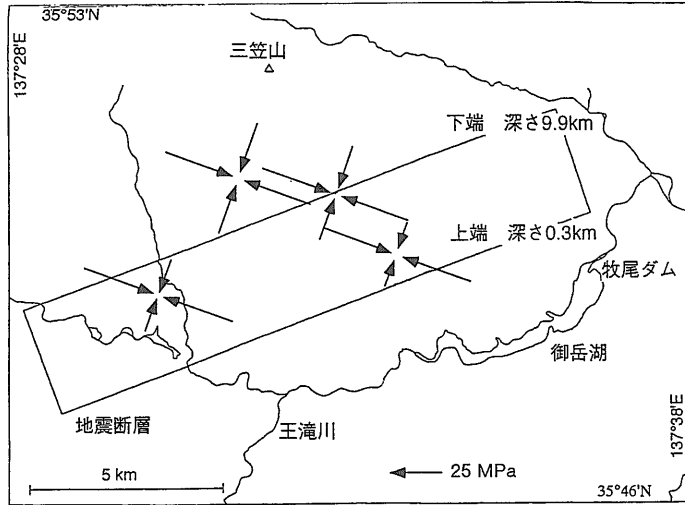
したがって、地震発生域の浅い地域でボーリングを行い、各種の測定を行うことが、第一歩として現実的である。防災科学技術研究所では、栃木県足尾において深さ2 kmまでの測定を行い、これまでよくわからなかった、深い領域における応力と強度について興味深い測定結果を得た(池田ほか, 1995)。今後の課題は、地震発生域最下部を調べることであり、後ほど述べるように長野県西部地域での大規模な調査が計画されている。

内陸直下型地震の予知に向けては、さらに、地震発生域における応力場の時間・空間的な変化を知ることが重要である。大地震を発生させる可能性のある地域とない地域の違い、繰り返し大地震を起こした活断層における応力の蓄積過程を調べることが必要であろう。本特集号の池田ほか(1995)は、中部日本の活断層のボーリングによる、応力の時間変化検出の試みを紹介している。将来的には、断層深部を含めた断層周辺の3次元的な応力の分布測定し、断層にどの様に応力が加わり、破壊に到るかを明らかにすることが重要である。

ただ、一本でもかなりの予算を必要とするのに、さらに深部へ何本もとなるとますます大変である。そこで重要なのは、実際に掘らなくても応力場を把握できるような方法を開発することである。例えば、地震の応力降下量あるいはメカニズム解の深さ変化と絶対応力との関係を、ある地域で求めること

1) 科学技術庁 防災科学技術研究所：
〒305 つくば市天王台3-1

キーワード：地震発生機構，地震発生域，応力場，震源断層，強度，長野県西部，直下型地震



第1図 ボーリングコアから得られた長野県西部地震の断層近傍の応力場(山本ほか, 1990). 深さ1 km に換算している. 応力の方向は仮定している.

ができれば、他の地域では掘削しなくても、地震波などの解析により応力場を推定できる。地震発生域が深く、金輪際掘削できないと思われるところもあるので、この手法の開発は重要である。

2. 地震発生域の強度

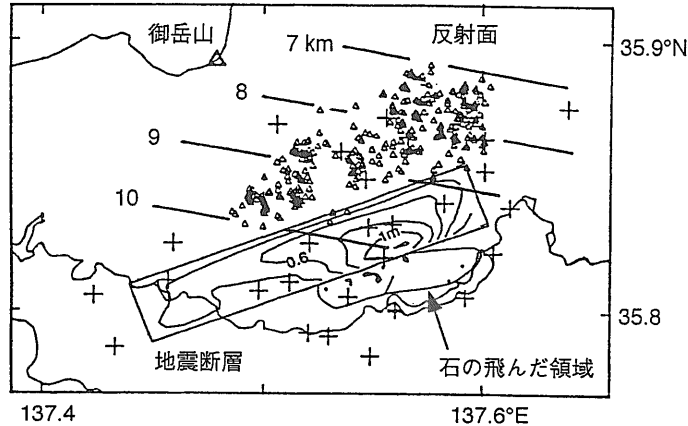
これまで、応力についてのみ議論してきたが、同じことが強度についても言える。地震発生域深部における強度とその空間分布を求めることが重要である。前述の活断層プロジェクトは断層の強度についての調査も主要な目的の一つである。しかし、強度は応力以上にやっかいである。そもそも、これまで特に定義して使わなかったが、強度という言葉で何を指すかということからして問題である。断層の摩擦強度は、時間依存のある特性を示すことが岩石摩擦実験から知られており、それが温度、法線応力および水、そして歪速度などにより、複雑に変化する可能性がある(桑原, 1989)。深さとともに脆性から延性に変化する摩擦特性の、さらに空間分布を調べることはこれからの大きな課題である。これには、水という非常にやっかいな問題もからんでくる。ボーリングによる直接調査が最も重要であるが、それだけではなく、コアを用いた岩石実験およびフィールドにおける精密な地震観測や電気伝導度調査等の各種探査を含めた総合的な解析が望まれる。

3. 長野県西部地域における総合調査

1-2 節において、地震発生域における応力場と強度に関する課題を挙げたが、防災科学技術研究所ではこれに対する解答の試みとして、長野県西部地域における総合的な調査に着手した。5 km 級のボーリングにより地震発生域を掘り抜き、応力・間隙水圧などの測定を行うこと、地震観測・電気伝導度測定などの地表探査と組み合わせて、地震発生域のダイナミクスを明らかにすることを目指している。長野県西部地震の震源は非常に浅く、地表の極近傍でも余震が発生し、地震発生域の下限は最も浅いところで地表から 5 km 程度のところにあるので(堀内, 1988)、上記のような調査に最適である。また既に、長野県西部合同地震観測(青木, 1988)および NEDO による地熱開発促進調査(NEDO, 1988)など、地表調査およびボーリングによる精力的な調査が行われており、活用できる資料も多い。

以下においては、既存の資料を用いて、地震発生域の応力場と強度、特に長野県西部地震の発生過程について現在までにかかったことを述べる。

長野県西部地震の断層近傍の応力場が、NEDO の地熱開発促進調査によるボーリングコアから得られている。第1図は、変形率変化法によって得られた、水平面内最大および最小圧縮応力を(山本ほか, 1990)、深さ1 km に換算してプロットしたも



第2図 S波の反射面(Inamori et al., 1992)と断層の相対位置関係. 断層面上のコンターは, Yoshida and Koketsu(1990)による, 長野県西部地震のくいちがい量の分布.

のである。定方位コアでないため、それぞれの応力の方位は、断層面の走行に対して 45° に仮定している。断層面はYoshida and Koketsu(1990)によって得られたものである。断層は 70° 北落ちであるから、断層面上端に近いデータほど断層面からの距離が近い。第1図を見ると、最大圧縮応力の大きさはほとんど同じであるのに対して、最小圧縮応力は断層面に近いほど小さくなっている。山本ほか(1990)が述べているように、断層に近いほど法線応力に対するせん断応力比が大きくなっているのである。

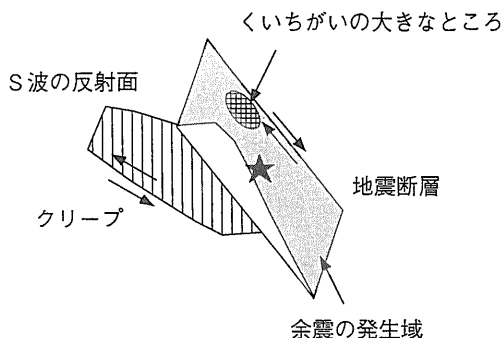
断層に最も近い点の最小圧縮応力は非常に小さく、特異な応力場となっているが、この応力場を断層面に与え、最大せん断応力の方向を求めると、気象庁による本震のメカニズムと非常に良く一致する。したがって、この断層に最も近い点で得られた応力場が、実は長野県西部地震を起こした応力である可能性が考えられる。

それでは、このような特異な応力場はどうやって生まれたのだろうか？問題を解く鍵は、第2図に示したS波の反射点の分布と断層面の相対位置関係にある。三角印が、長野県西部合同地震観測で得られたInamori et al.(1992)によるS波の反射点の分布である。彼らは2つ面を見いだしているが、浅い方の面のみが示されている。反射点の広がり連続した反射面を表していると仮定すると、その反射面は、断層面と重ならず隣合う位置にある。そして、図中に反射点の深さが示されているが、7-10

kmの位置に存在する。

この深さは、長野県西部地域における地震の深さ分布の下限よりは浅く、この深さ付近ではまだせん断応力は存在すると考えられる。すると、反射面はS波を通さないのだから、せん断応力を支えられるとは考えられず、この面に沿ってすべりが発生すると考えられる。山崎(1988)によると、この反射面の直上で発生する地震は逆断層型を示すので、鉛直応力が水平面内応力よりも小さくなる。図からわかるように、水平面内最大圧縮応力の方向と反射面の走行がほぼ一致するので、最大圧縮応力はこの面に関しては効果を持たない。よって、第1図に示した水平面内最小圧縮応力がこの面を滑らせ、反射面は低角逆断層のような運動を示すこととなる。この運動は、断層面上に北北東—南南西の方向の引っ張り応力を加えることとなり、それが第1図に示された非常に小さな最小圧縮応力を生み出したものと考えられる。

以上のことから、長野県西部地震の発生過程は以下のように推定される。反射面に沿ってゆっくりしたすべり(第3図のクリープ)が起こったため、断層面上における法線応力は低下し、逆にせん断応力は増加した。断層面上における応力場の変化は、反射面に近い断層最深部が最も大きく、第3図に白抜きで示した、断層の下部にゆっくりしたすべりを生じさせた。反射面および断層内の反射面に近い部分が、急激にすべらないのは、反射面付近の温度が高く、岩石が流動的になっているためであると考え



第3図 長野県西部地震の発生過程(北東上空から見た模式図)。

られる。断層面上におけるすべりはじょじょに脆性的な断層上部までおよび、ついに急激なすべりが始まり、長野県西部地震が発生した。第3図に星印で示されたのが、急激なすべりの開始点、つまり震源である。断層のうち反射面の上方にあるところは、脆性的な部分が小さいため大きな歪みが集中し、長野県西部地震によるくいちがいが最も大きくなったと考えられる。

この作業仮説は重要な点を3つ含んでいる。第1は応力集中についてであるが、地震を起こすためには最大圧縮応力を大きくするよりも、最小圧縮応力を小さくした方が効果的であることである。最小圧縮応力を小さくすると、せん断応力は増加し法線応力は減少するため、すべりが起こりやすくなる。

第2はS波の反射面の重要性である。日本各地でS波の反射面が多数発見されているが、もしそれらが差応力の働いている深度に存在するとしたら、それはすべり面として働き、反射面の周辺に応力集中を起こす可能性があることである。近年、ディタッチメントと呼ばれる水平な断層が目ざされているが(伊藤, 1990), S波の反射面はそれを地震学的に見たものである可能性がある。反射面の2次元的な広がりがある領域に限られているならば、反射面の周辺に応力集中が発生することにより、脆性領域に破壊を引き起こし、地表まで達する断層が形成され、地震を発生させるのかもしれない。現在、S波の反射面は火山との関係が精力的に調べられているが、内陸地震およびそれを起こす活断層との関

係も重要であると考えられる。

第3は、変形率変化法(東北大学山本清彦氏の開発による、精細は山本, 1994)の有効性である。地震を発生させる応力は、地震予知が正確に行われていない限り測定は不可能であるが、変形率変化法によると、地震の発生後でもボーリングコアが得られれば、地震を発生させた応力の推定が可能である。大地震が発生後した時、すぐに震源域にボーリングを行えば、定方位コアを採取し、水圧破壊を行って、地震前後の絶対応力の変化を完全に捕らえることができる。変形率変化法により推定された応力が、何を表しているかについては議論があるところであるが、既存のコアも活用することができるから、精力的な調査が行われるべきであろう。

長野県西部地域における総合調査により、この作業仮説の検証を含め、内陸直下型地震のダイナミクス解明が進むものと期待される。

文 献

青木治三(1988): 1986年長野県西部合同地震観測—基本観測ノート—, 月刊地球, 10, 657-659.
 堀内茂木(1988): 長野県西部合同地震観測による精密震源決定, 月刊地球, 10, 660-667.
 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, 本誌, 37-42.
 Inamori, T., S.Horiuchi, and A.Hasegawa (1992): Location of Mid-Crustal reflectors by a reflection method using after-shock waveform data in the focal area of the 1984 Western Nagano Prefecture Earthquake, J. Phys. Earth, 40, 379-393.
 伊藤谷生(1990): サンフランシスコ地震—その予想外の性格と今後の予知研究, 科学, 60, 4-5.
 桑原保人(1989): 岩石の摩擦特性と地震断層運動論, 地震2, 42, 105-116.
 NEDO(1988): 地熱開発促進調査報告書—王滝地域—, No. 17.
 ショルツ(1993): 地震と断層の力学, 古今書院.
 山崎文人(1988): 発震機構分布, 月刊地球, 10, 693-699.
 山本清彦(1994): 地殻中における岩石内応力場の均一性に関する実験的研究, 科学研究費研究成果報告書.
 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.
 Yoshida, S. and K. Koketsu(1990): Simultaneous inversion of waveform and geodetic data for the rupture process of the 1984 Naganoken-Seibu, Japan, Earthquake, Geophys. J. Int., 103, 355-362.

Iio Yoshihisa(1995): Stress and strength in the seismogenic region—Dynamics of intraplate earthquakes—

〈受付: 1994年11月18日〉