

6. 半島の段丘が海溝へ逆傾斜する機構

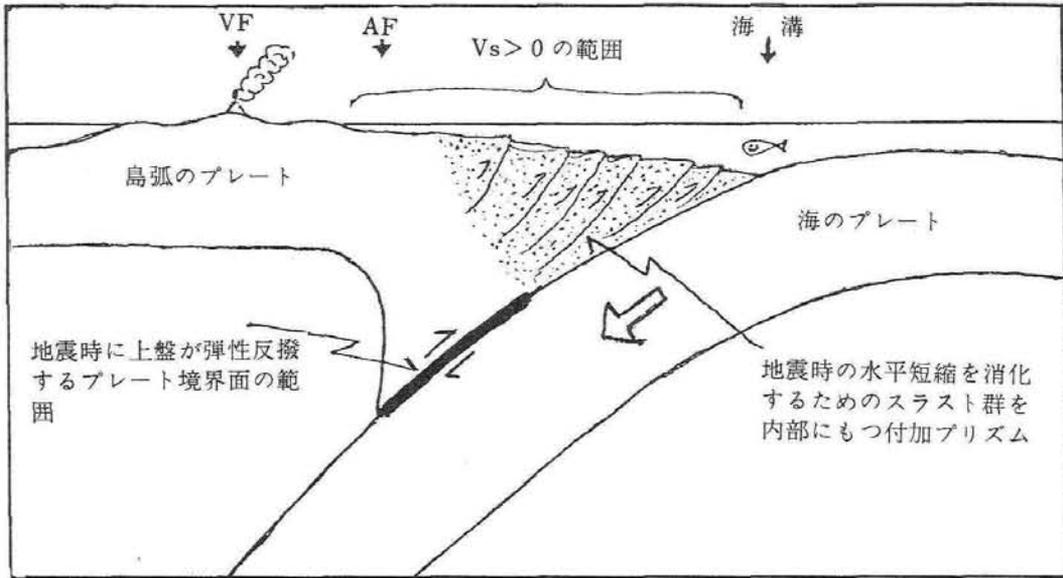
東京大学地震研究所 中村 一 明

1. 太平洋岸に突き出している関東以西の主な半島部の海成段丘が、海溝に向って高くなっていることはよく知られている。この現象は変動の積算効果を表わしており、地震間に沈下し地震時に隆起するという振動的変動とは直接的には別原因によると考えられる。地震予知連絡会東海部会の当日(7月25日)の議論でも、垣見俊弘氏が紹介した瀬野徹三氏の最近の論文(地震, 30 25-42 1977)を読んでも、上記逆傾斜段丘についての私の理解は、私が思っていた程当り前のこととして受け入れられてはいないらしいことに気がついた。気楽なコメントでもよい、との編者の言葉にのって、逆傾斜段丘についての私の理解を以下に簡単に記すこととした。御批判をお願いしたい。

2. 海のプレートのもぐり込みに引きずられて、上にある陸のプレートが弾性的に変形し、その応力が滑り面の抵抗に打ち勝つとプレート間の逆断層運動となり、これによって先の変形が回復するという考えは、海溝に向って突き出ている半島などの地震間沈下と地震時隆起という一般的変動様式をよく説明することができる。そのため、一部の人々には、これで半島部の地殻変動は全て説明された、と感じられたらしい。

しかしよく考えてみると、この考えで説明できるのは、沈んだものが回復するという振動現象だけであって、隆起や海溝に向う逆傾斜が、一回の地震ごとに積算されていくという非振動的な永久変形までも説明することはできない。従って、この逆傾斜段丘の説明のためには、上記(コンニャク)モデルに加えて、何かプレート内部の永久変形(非弾性変形)を含むモデルを考え足さねばならないと思われる。竹内・金森(地震, 21 317, 1968)の(コンニャク)モデルが提出された時、多くの地質・地形屋はこのような印象をもったと記憶する。

3. 海溝の陸側斜面は、付加プリズム(accretionary prism)の上面である。一般に付加プリズムの内部では、プロファイラー記録・津波地震の研究(深尾良夫、地震学会秋季大会講演予稿集、1977)・古いプリズムの地質構造などからみて、プリズムの下面(もぐり込むプレート上面)より上に多数のスラスト断層があつて海溝に向って衝上しているものと思われている(第1図)。これは基本的には、海のプレート上部の堆積物を主とする部分がこすり取られては新しい物質が海溝側および下底から付加され、海溝の陸側



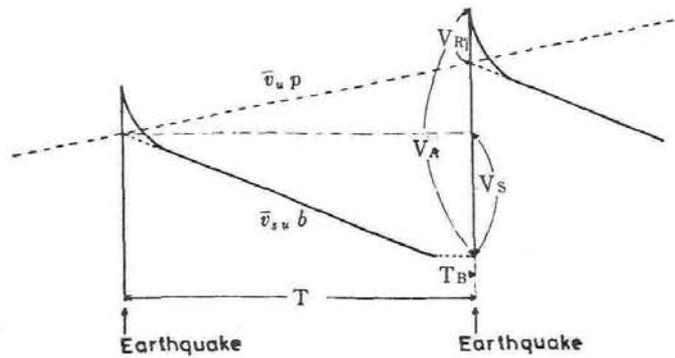
第1図 小文でのべた考えを示すためのもぐり込み帯付近の模式的な断面

斜面となっていくからである、と考えられる。付加は長期的に見れば定常的に行われており、プリズムの水平巾の増大をもたらす。上記プリズム内スラスト運動はプリズムの厚さの増大に寄与している。

このプリズム内スラスト断層面は地表に近づくに従って垂直に近づくとするので、断層面は全体として上に凹になる。その結果、スラスト運動に伴って上盤の表面は海溝に向かって逆傾斜することになる。逆傾斜が進行して沈下した陸側に堆積物がたまり、海溝側に高まりを残した *deep sea terrace* ができることもある。駿河湾南西部の石花海なども、深くはないがこのような地形の一つとみられる。

4. 古いほど強く傾いている累進的な逆傾斜段丘は、海溝側が高くなる地震時変形が地震間にも回復しきらずに積算され、永久変形が起ってきたことを示している。この永久変形分を、上記のような付加プリズム内的スラスト断層の運動結果と考えてはどうか、というのが1で記した私の理解の中心的命題である。つまり、この運動はプレート境界そのもののスラスト運動ではなく、付加プリズム内におけるもぐり込み方向の短縮変形を示す破壊である、と理解するのである。短縮変形が引き起こされる主な原因は、地震時にプレート境界面に沿う変位で反発した陸のプレートがプリズムを側方から押すためである。第1図に示すように、プレート境界面でスラスト性変位が起こるのは、東北日本の断面について吉井敏尅氏が示したように(科学, 47, 170-176, 1977)アサイスミックフロントより海溝側の深い部分だけであり、プリズムの下まではのびていないようである。同じことはアリュージャンの断面(Talwani & Pitman (ed.), *Maurice Ewing Ser. 1,*

470, A. G. U., 1977) などを見ても考えられる。斜め下方からプリズム下底に達したプレート境界断層面は、プレート境界面から離れてプリズム内に分岐していくとみられる。1964年アラスカ地震時の Patton Bay および Hanning Bay 断層 (Plafker, *Science*, 148, 1675-1687, 1965) などはそのようなものと解される。



第2図 地震性地殻変動区における垂直変動 (瀬野, 1977)

V_A : 地震時隆起

V_S : 地震間沈降

T: 再来周期

6. 以上のように考えると、瀬野論文の記号で V_S (第2図、地震間沈降量=地震時の回復量) はプレート間の運動に伴う上盤プレートの弾性反発によって説明される量であり、 $V_A - V_S$ (地震時隆起量のうち積算されていく分) は、上盤プレート先端の付加プリズム内部のスラスト運動による量であろう、ということになる。

プレート間運動とちがって、プリズム内のスラスト運動は必ずしもいつも同じ断層に沿って起こるとは限らないであろう。換言すれば、プリズムは強度が低くそれ全体がいわばプレート境界域になっているとみられる。少なくとも地質学的長期間でみれば、プリズムの水平短縮をまかなうスラストは、堆積物の付加によるプリズムの水平成長を考えると次第に海溝側に移っていくであろう。従って、プレート間の運動は、最も直接的には V_S に反映しているということになる。 V_S (あるいはこれに対応する水平歪) のみを使って将来を予測する方法があれば、その方が好ましいということにもなろう。しかし、もし問題とする期間内ではプリズム内スラストもプレート間運動と1:1に直接的に結びついていれば、段丘の傾斜あるいは V_A を使っても将来が予測されうることになる。

7. 以上の考えでは、プリズム内スラスト運動とそれに伴う変動をプレート間ではなくプレート内の事件とみている。従ってこの意味で同じ議論が一般の内陸のスラスト地震とそれに伴う変動についてもできることになる。内陸地震の場合には、プレート間逆断層変位のような振動性的変動のみを引き起こす源はない筈だから、地震間の沈降は期待されずスラスト運動による変形がほぼ一方的に積算されていくことになるだろう。(地震後数年間だけの短期的逆戻り、瀬野の V_R は今除外して考えている。)新潟地震時に傾動した粟島の変動の場合、我々はそのように考えた(中村一明ほか、測地学会誌, 10, 172-179, 1964)。松田時彦氏も、地震間沈降は有ってもごく僅かとみられる佐渡の小木半島の変

動（太田陽子ほか，地震，29，55-70，1976）などから、日本の内陸地震一般についても同様なのではないかと想像している（個人談話，1977）。内陸逆断層地震の変動についてのこの考えは将来検証されるべき問題であろう。

地震時の変動傾向が積算されていく性質をもつ地域は「地震性地殻変動区」とよばれている（吉川虎雄，第四紀研究，7，157-170，1968）。小文で扱っている逆傾斜段丘は地震性地殻変動区を示す一指標である。上にのべた考えをそのまま当てはめれば、プレート内破壊であるスラスト断層に伴う変動を卓越的に受ける地域が地震性地殻変動区であるということになる。付加プリズムより島弧側にある海岸山脈地域などは、プレート間地震に際して振動性の変動（地震時沈下など）のみを強く受け、プリズム内スラストの影響はあまり受けないので非地震性地殻変動区であることが多い。プリズム地域では、振動性の変動ももちろんこうむり逆もどり現象などとなって現われるが、プリズム内スラストの影響分がのこるので地震性地殻変動区となっている、ということになる。

8 会の当日、「弾性変形だけでは海溝ぞいの地殻変動は説明できないかも知れない」という発言がいくつかあった。段丘の積算性変形＝逆傾斜を説明するには、当然プレート内の非弾性変形を考えねばならない。あるいは石花海のような地形や逆傾斜段丘の存在は、プリズム内破壊という積算性の非弾性変形の結果を示しているといってもよからう。

海溝につき出した半島などの地震時隆起は上盤プレートの弾性反発という数十kmの深さでの滑りに起源のある分と、付加プリズム内の破壊という浅い部分での非弾性変形による分との和として考えられるのではないか、というのがこの小文の主旨であった。

謝辞：議論をして下さった松田時彦氏に感謝します。