

て、沖にも断層を拡大しようとするならば、ヒンジラインがずれないように陸側にも同程度拡大し、断層幅全体を広げる必要がある。

しかし、2倍にも広げると四国北部の沈降が大きくなりすぎて調査値と合わなくなる。したがって、幅を広げるにしてもせいぜい50%増しが限度であり、NF2～NF4の幅を40 kmから60 kmに拡大するとしても、沖合には10 km拡張できるに過ぎない。

幅60 kmは2章2.4節のモデル(図2-7^{p26})に合っているもので、妥当な幅かもしれない。しかしながら、津波などから求められている沖合にまで拡張された断層モデルに比べると、これでもまだ狭い幅である。

本章の断層モデルは海岸付近の上下変動だけから求めているが、逆に、本章で提案したモデルによって地殻の水平変動や津波がどのくらい説明できるかを検証されるべきである。今後の課題である。

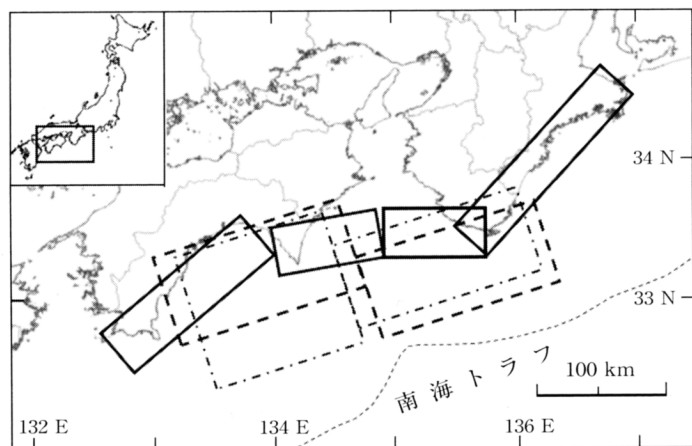


図6-9 1946年南海地震の断層モデルの比較

実線の矩形は本章のモデル、点線矩形はAndo (1975)、
1点鎖線の矩形は相田 (1981) のモデル

6.4 紀伊半島東岸の断層運動

前節で紹介したAndo (1975)と相田 (1981)の断層モデルは、紀伊半島東岸と足摺岬付近には断層を仮定していない。前節では比較のため、いずれも断層の数が2枚のモデルを採用したが、数多くの小断層を仮定した精度の高い断層モデルも提案されている(例えば、Satake, 1993, Sagiya, T. and W. Thatcher, 1999, Tanioka, Y. and K. Satake, 2001)。

しかしながら、どのモデルも本章で推定した紀伊半島東岸での断層は仮定していない。地震波はもちろん、津波の波源にもならなかった紀伊半島東

岸の断層はどのような断層運動だったのだろうか。

断層上端の深さが22 kmと深かったため津波を大きく励起しなかったとも考えられるが、地表での隆起量が60 cmもあるので(図6-6, 付表6-2), 断層の深さが原因ではないだろう。断層運動がゆっくり滑りだったと考えられるが、津波を引き起こさないほどのゆっくりだったのだろうか。

浦神の検潮記録(図2-5^{p23})は2章2.3.4項でも述べたように、本震前日の10時から22日の9時まで欠測している。この間の変動はわからないが、この時刻以後には60 cm潮位が低下していることから、本震発生から29時間のあいだに隆起があったと思われる。

南海地震に伴う紀伊半島東岸の断層運動については不明な点が多く、将来の課題として残された。

6.5 四国南西部と土佐湾の断層運動

足摺岬を含む四国南西部の断層運動の評価も低い。水路局 (1948) や沢村 (1951) による調査値では、室戸岬に匹敵する隆起があったが(図12-2B^{p123}), Ando (1975)と相田 (1981)のモデルでは断層は推定されていない。

Satake (1993)は、水準測量と津波波形を合わせた解析を行い、室戸付近と足摺岬付近直下のプレート境界にそれぞれ4 mと2 mの断層滑りを推定している。地震波と水準測量からも滑り量が求められているが、Murotani (2007)によれば、室戸岬付近では4.5 mだが足摺岬付近では1.5 mの滑り量しかない。

Tanioka, Y. and K. Satake (2001)は津波波形の解析から南海地震の西側の断層運動はゆっくりだったことを指摘している。四国南西部のプレート境界の断層運動がゆっくり滑りだったとすると、室戸岬に匹敵する足摺岬付近の大きな隆起量の説明も可能であろう。

本章では断層面をプレート境界に限定してきたが、境界から派生する分岐断層を推定した研究もある。Sagiya, T. and W. Thatcher (1999)は、主に測地データ(三角測量と水準測量)から室戸岬付近に2枚の分岐断層(傾斜角30度)を推定し、室戸付近の隆起量を説明している。

Cummins, P. R. and Y. Kaneda (2000)は土佐湾に3枚の分岐断層(傾斜角7.3度～30度)を仮定している。一番浅い断層の上端は海底に達しており、そこにはシロウリガイのコロニー(calyptogena colonies)があることを挙げている。10章10.4節で述べる土佐湾の海水の汚濁と考え合わせると興味深い。

地震波を強く放出した領域、津波を効率よく発生させた領域、さらにゆっくり滑った領域がある。前回の南海地震時のデータからはそれらを精度よく求めることは難しいが、滑りの時定数を求めることは断層面の状態を把握するうえで重要なことである。今後あるいは次の地震に向けての課題でもある。