

神戸大学工学部 フェロー 高田 至郎
 神戸大学大学院 学生員 ○北村 至

1.はじめに

断層運動によって、その両側の地殻は変形を受ける。そのうち、断層をまたいで土地の動きは断層ずれとして目に見えるが、断層を離れた部分の変形は一般には見る事ができない。土地変形の様子を探るもっとも有効で確実な方法は水準測量や三角測量などの測地測量や、人工衛星による測量である GPS を用いる方法などがある。断層の運動と地表変形の関係についての研究は未だ明らかにされていない部分も多い。

Steketee(1958)は‘くいちがい弾性論’の考えをもとに、地震時の断層モデルから地表変位を推定する式を提案しているが、本研究では 1999 年 9 月 21 日に起きた台湾集集地震の断層モデルに適用して地表変位を算出し、実際の GPS データとの比較検討をおこなった。

2.くいちがいの弾性転位論と地表変位の算定式

本研究で用いた Steketee のくいちがい弾性論³⁾について概述する。まず、無限および半無限の非荷重状態で等方性を示す弾性領域を考える。くいちがい面とは、媒質内で変位の不連続（ここでは断層）を持つ領域のことであり、そのイメージは、下の図・1、(a)~(c)の形成手順によって概念的に理解される。

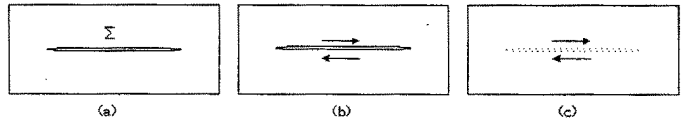


図-1 くいちがい弾性理論の概念

(a)まず、弾性体の中にカットを入れて、内部境界Σをつくり、2つの面Σ+、Σ-と

し、(b)カットの両面を滑らせてそれぞれの面の相対変位 u^+ , u^- を考慮し、(c)最後に両面を相対変位させた位置で密着させ、この境界面で歪んだ状態をせん断くいちがいと考える。両面の相対変位の関係は、 $\Delta u = u^+ + u^-$ と表される。

上述のくいちがいの弾性転位論にもとづいた、Σ面における転位 $\Delta u_i(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ による変位領域 $u_i(x_1, x_2, x_3)$ は以下で示される。

$$u_i = \frac{1}{F} \iint_{\Sigma} \left[\lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_j^n}{\partial \xi_n} + \mu \left(\frac{\partial u_j^l}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_k^l}{\partial \xi_j} \right) \right] v_k d\Sigma \quad (1)$$

(λ , μ は、ラメの定数. δ_{jk} は、クロネッカーの δ ($k=1$ のとき 1 , $k \neq 1$ のとき 0) で、 $u_{j,k} = u_j / \xi_k$. F は地震マグニチュードであり、 $F = 8\pi\mu(\lambda + 2\mu) / (\lambda + \mu)$ である。

上式を長さ L 、幅 W の長方形断層に適用する(図・2 参照)。走行、傾斜、引っ張りの三方向成分について転位(断層面の滑り)を与え、それぞれの方向の地表変位量を算出する。

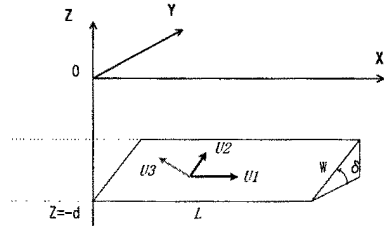


図-2 Source Model

3.地震の概要

今回、シミュレーションで取り扱った台湾集集地震の概要を表-1 に示す。台湾集集地震においては車籠埔断層が動いたことにより発生したとされている。この断層系は逆断層系であり、東側の地殻が西側へ約 30° の低角で乗り上げ、上盤は平均して 1~4m 上昇している。

表-1 台湾集集地震の概要

発生日月日・時刻	1999 年 9 月 21 日 1 時 47 分
マグニチュード	7.7(Ms)
地震モーメント (dyne·cm)	2.4×10^{27}
震源深さ(km)	11(Kikuchi&Yagi(1999))
震央位置	23.85° N, 120.78° E

4.断層モデル

断層モデルとして、Yagi&Kikuchi(1999)による遠地地震波の実体波記録(11 地点)を用いた波形インバージョンによる断層面上のすべり分布のデータを参考にし、断層面を 50(長さ方向 10×幅方向 5)個に分割し、それぞれに断層

すべりの平均値をとり、その分割した断層内での一様なすべり量とし、地表変位量を個々に求め、加算することにより、最終的な地表変位量とした。シミュレーションをおこなうにあたって重要なのは断層パラメータの決定であるが、表・2のように設定する(地盤盤条件としてS波速度を3km, P波速度を6km, 単位重量を2tonf/m³とした)。

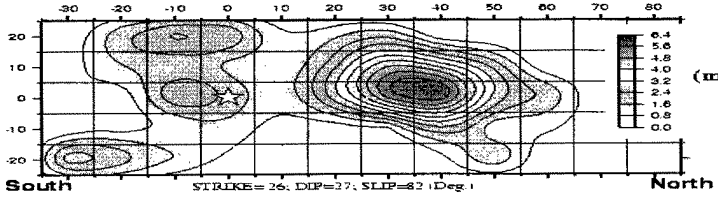


図-3 台湾集集地震における断層内すべり(Yagi&Kikuchi(1999))

表-2 断層パラメータ

L (断層長さ) (km)	100
W (断層幅) (km)	50
d (断層深さ) (km)	24
δ (断層の傾斜角)	27°

5. シミュレーション結果と考察

シミュレーションで得られた結果のうち、断層線上の地表変位を縮尺を合わせて地図上にプロットし、GPSデータと比較させた。ただ、比較するには、GPSデータの観測地点が断層線付近である必要があるが、水平変位に関しては、断層線から離れた地点のデータのみに限られたので、GPS観測地点付近において解析値と変位量について比較をおこなった。

水平変位では、変位量に関しては、断層南部において比較的よく整合しているが、北部になるにつれ、GPSデータの変位量が解析値よりも大きく上回るようになっており、変位の方角に関してはGPSデータが北西方向(断層南部)～東西方向(断層北部)なのに対し、解析値は一貫して東西方向となっている。

水平変位において、断層の右肩部(北部)でおこった大きなすべり量が地表にあらわれているのが観察された。そこで、地震波として観測されなかった非常にゆっくりとした流体的なすべりが断層上盤で発生し、断層右肩部に大きなひずみが集積したために、すべりが生じたとの仮定⁴⁾のもと、断層右肩部分に5mの断層滑りを与え、解析結果を再びGPSデータと比較検討をおこなった。その結果、変位量に関しては、水平方向、鉛直方向共にGPS

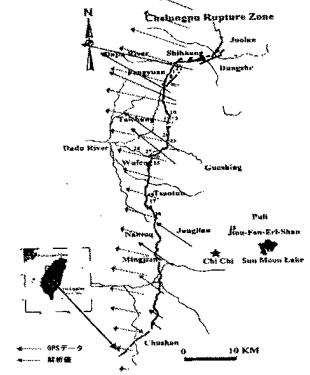
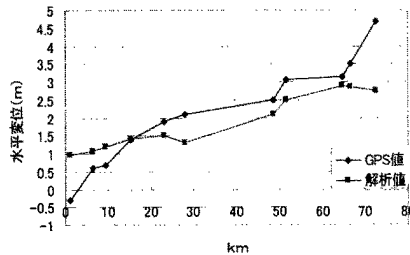


図-4 台湾集集地震におけるGPSデータと解析値の比較(水平変位, 修正後)

値とかなり近い値となった。変位方向に関しては、相変わらず一致しなかったが、GPSデータの変位方向の分布を見ると、変位の一番大きな断層右肩部(北部)に向かっている様子が伺えるので、上述の仮説の妥当性を立証していると考えられる。

6. 今後の課題

今回は、台湾集集地震を取り上げて断層地表変位のシミュレーションをおこなったが、今後は他の幾つかの地震についても検証をおこない、最終的には、断層面上における条件、例えば地震モーメント $M(\mu DA)$ 、 μ は断層面上の弾性係数、 D は断層面上の最終平均相対変位量、 A は断層面積)と地表変位との関係について検討する予定である。

【参考文献】

- 1)Wei-Hau Wang:Static stress transfer and aftershock triggering by the 1999 Chi-Chi Earthquake in Taiwan,TAO,Vol11, No3,pp.631-642.
- 2)Yagi,Y and M.Kikuchi:Spatiotemporal distribution of a source rupture process for the Taiwan Earthquake($M_s=7.7$),at <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/yuji/taiwan/taiwan.html/>.
- 3)Okada,Y.:Surface deformation in a half space ,Bull.Seismo.Soc.Am.,pp.1135-1154.
- 4)S.-B.Yu and Y.-A.Liou: GPS.unelastic.NW,at <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/seno/GPS.unelastic.NW.html>.