

1990年7月16日フィリピン地震の地震学的研究

安 藤 雅 孝

1. は じ め に

1990年7月16日、フィリピンのルソン島にマグニチュード7.8の大地震が起き、死者は約2000名、総額1000億円の被害をもたらした。この地震の断層が長さ120 kmにおよび地表に表れ、最大5 mに達する左ずれが観察された。地表断層のずれの量は、表面波の解析から求められた値とも一致した。地震に伴う被害分布はきわめて特異なものであった。断層沿いの村落の被害が小さいにもかかわらず、断層から30-70 kmも離れた都市の被害の方は甚大であった。大被害を受けた地域には地表断層は現れなかったが、直下に多くの余震が起きた。これらのことから、被害地直下に潜在に断層が存在する可能性が高いと判断され、二度にわたり余震観測が行われた。フィリピン地震の断層運動の解明は、地震学的な方面のみならず、地震工学的な見地からも注目された。

ここでは、文部省科学研究費（総合研究(A)）の補助を受けた「突発災害」の調査結果¹⁾、および京都大学防災研究所地震予知研究センターの独自の研究課題として取り組まれた成果について報告する。余震観測を通して、潜在断層の発見などの成果と共に、フィリピン火山・地震研究所（Philippine Institute of Volcanology and Seismology — PHIVOLCS）との共同研究が始められるなどの成果も得られた。当報告では主にフィリピン地震の地震学的な側面について、その概要を述べる。

2. 地表に表れた断層と活断層

今回の地震の際に地表断層についてはすでにいくつか研究発表がされている^{2),3),4)}。断層は空からも調査され、地震断層のようすを示す貴重な写真が多数撮られた。これだけはっきりした地震断層のずれが確認された例は近年になく、それだけに貴重な地学教育の資料と言える。

Fig. 1 は、フィリピン断層の位置を示したものである^{2),5)}。断層はフィリピン諸島を南北に縦断し、人工衛星の画像からも明瞭に読み取れる。フィリピン断層のように島弧を縦断する大断層は、環太平洋に広く分布する⁷⁾。たとえば、日本列島を縦断する中央構造線もその一例である。フィリピン断層上には近年多くの地震が起きている。Fig. 1 は今世紀に入ってから地震活動を示す。図から地震活動が南から北へ向

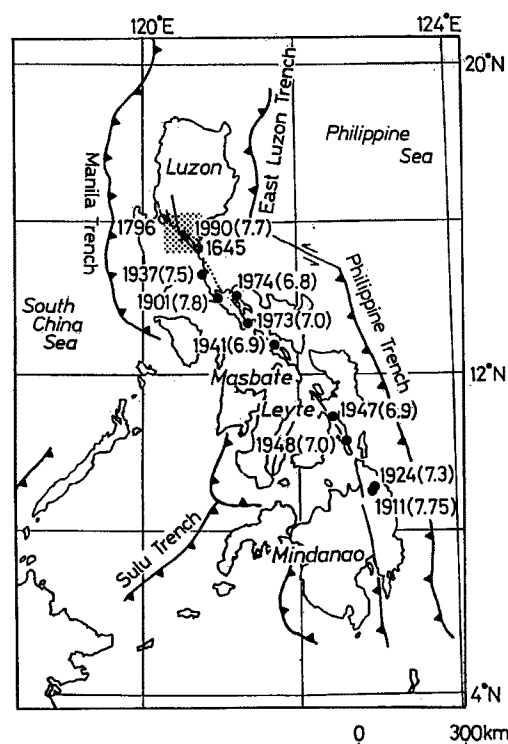


Fig. 1. Recent large earthquakes along the Philippine fault. Trenches and major tectonic lines are also shown (after Nakata et al. 1991⁴⁾).

かっているようすが読み取れる。

中田 高氏 (広島大) は、フィリピンで行った講演で、もし将来ルソン島に大地震が起こるとすればその位置はここであると、今回の地震の位置を示した。この“予測”はフィリピン地震の3週間前に行われた。中田氏は“地震を予知した”と、フィリピンでは大変評判になった。**Fig. 2** は、中田氏の予測の根拠を示したものである。ルソン島に分布する活断層の内、1645年地震と1796年地震の部分を除くと、今回地震の部分 (Digdig 断層) が未破壊域として残る。これが中田氏の予測の根拠である。1990年地震の実際の断層は、中田氏が予測したよりさらに南北に伸びていた。しかし、基本的には指摘通りの位置であった。活断層と古地震の史料を基にした「超長期地震予知」が成功した好例である。中田氏は断層沿いの各地で地震直前の様子の写真を多数撮った。断層のずれにより、地震前後で地形がどのように変わったかを示す興味深い写真が数多く撮られた。

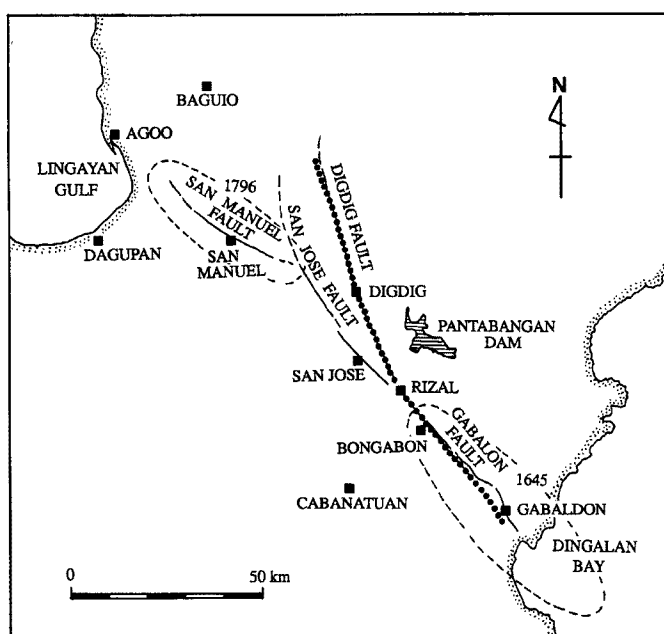


Fig. 2. Active faults of the Philippine fault system in Luzon and the source regions of 1796 and 1645 earthquakes (encircled with dashed lines) (after Nakata et al. 1991⁴⁾). Solid rectangles are locations of major cities. The Digdig fault and the Gabaldon fault with solid dots show the portion of surface ruptures of the 1990 earthquake.

Photo 1 は、ディディグ (Digdig) 市における道路のずれである。断層によるずれは、左ずれが 4.6 m、縦ずれが 1.2 m (北東側隆起)。断層が道路を直角に横切り、ずれがもっともはっきり見える部分であった。ディグディグ付近では、道路が断層にからむように併走しているため、道路が何度も断層を横切る。このため、断層により切られている所が数多く見られた (**Photo 2, 3, 4**)。 **Photo 4** は、イムガン (Imugan) における畦道のずれをヘリコプターから撮ったものである。写真の真ん中を横に走るのが地震断層で、断層を境に畦道が左ずれを示している。写真の真ん中の黒い点は水牛 (約 2 m) で、このスケールから断層のずれは約 5 m と推定される。この推定はその後の実測によって裏付けられた。 **Photo 5** は、川岸が断層に横切られ、左ずれにくいちがっているようすを示す。このように、断層が横切った地形、構造物すべて左ずれにずれた。

今回の地震の被害の特徴の一つに、地表に現れた断層に沿って無数の斜面崩壊を起こしていたことが挙げられよう (**Photos 6-7**)。ヘリコプターで断層を探しているときに、山の中で断層を見失うことがしばしば



Photo 1. View toward the east showing offset of a branch road in Digdig. Leftlateral offset is 4.8 m and vertical one is 1.5 m.



Photo 2. Aerial view toward the east showing offset of the Digdig fault 500 m north of the point shown in Photo 1.



Photo 3. Aerial view toward the northeast showing offset of a road south of Rizal.



Photo 4. Aerial view toward the east showing left-lateral offset of the paddy field north of Imugan.
An estimated offset is about 5 m.

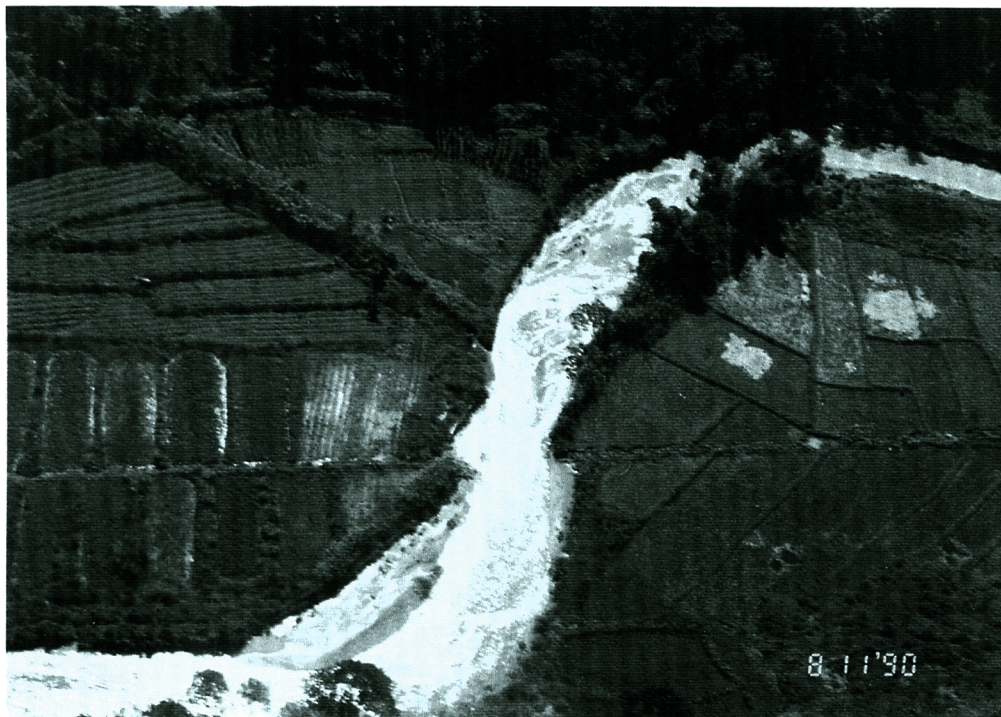


Photo 5. Aerial view toward the northeast showing fault trace across the paddy field and the river north of Imugan. An estimated offset is about 5 m.



Photo 6. Slope failures on the flank near Digdig viewed towards the west.

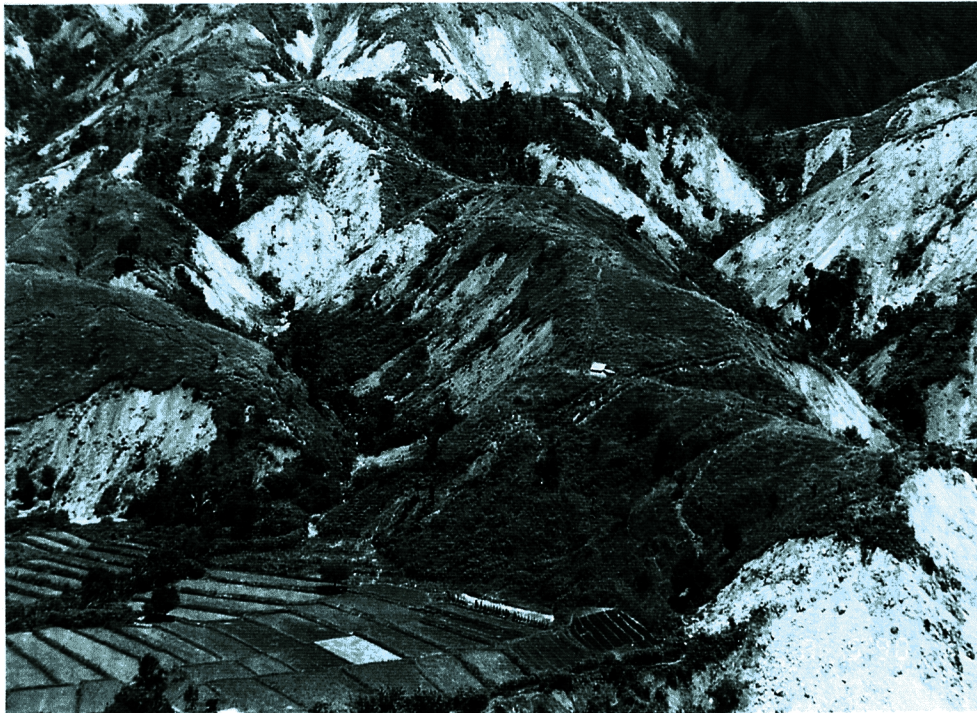


Photo 7. Aerial view towards the southwest showing slope failures due to the 1990 Philippine earthquake north of Digdig.

あった。特に、断層が谷や尾根を横切る所では見失うことが多かった。そんな時には、斜面崩壊が目印となった。地すべりでむき出しになった赤茶色の山肌の谷沿いには、断層が走っていた。斜面崩壊が少ない谷沿いには、断層は通っていなかった。このような斜面崩壊を目印にヘリコプターから断層を追跡できた。大量の斜面崩壊は樹木を切り出しすぎたためらしい。人災と呼べるものなのかもしれない。

3. 余 震

地震直後の余震分布の決定は、フィリピン火山地震研究所 (Fig. 3), 米国地震調査所 (USGS-NIES) が行った。フィリピンには地震観測点は全島で14点しかない。このうち5点がルソン島にあるが、観測点間の距離が100 km を越えるため、震源定精度はかなり低く、精度良い余震の震源決定は期待できない。USGS-NEIS は全世界のデータを用いて決定したので、同じようなことから精度の高い余震分布は期待できなかった。このような理由から、京大防災研究所地震予知研究セン

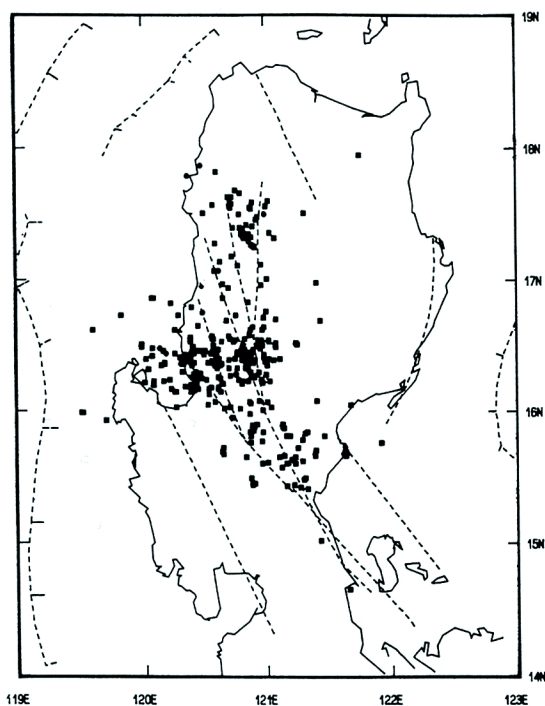


Fig. 3. Aftershock distribution of the Philippine earthquake of 1990 as of 16 October 1990 determined with the local network by the Philippine Institute of Volcanology and Seismology.

ターは、余震観測チームを編成し、フィリピン火山地震研究所と共同で、二度にわたり臨時地震観測を行った。

第一次余震観測は、8月30日より9月3日までの5日間に、11点に地震観測点を設置し観測を行った。この期間中には台風がフィリピンを襲い、地震により壊された道路がさらに寸断されるなど、厳しい条件のもとでの観測であった。この間の余震観測隊の奮闘ぶりは、渋谷⁸⁾、金尾⁹⁾により紹介されている。Fig. 4に第一次観測から得られた余震分布が示されている。余震観測の詳細は Ohkura et al. (1991)¹⁰⁾ および Shibutani et al. (1991)¹¹⁾ にまとめられている。Fig. 4 の▲印は観測点の位置を示す。図から、①余震が地表の断層に沿って分布し、②地表断層よりさらに南北へ伸びる、などの特徴が読み取れる。同じ傾向は、フィリピン火山地震研究所の余震分布図(米国地質調査所の Preliminary Determination of Epicenters (PDE))にもみられる。この余震分布から断層の長さは 150 km 程度と推定された。

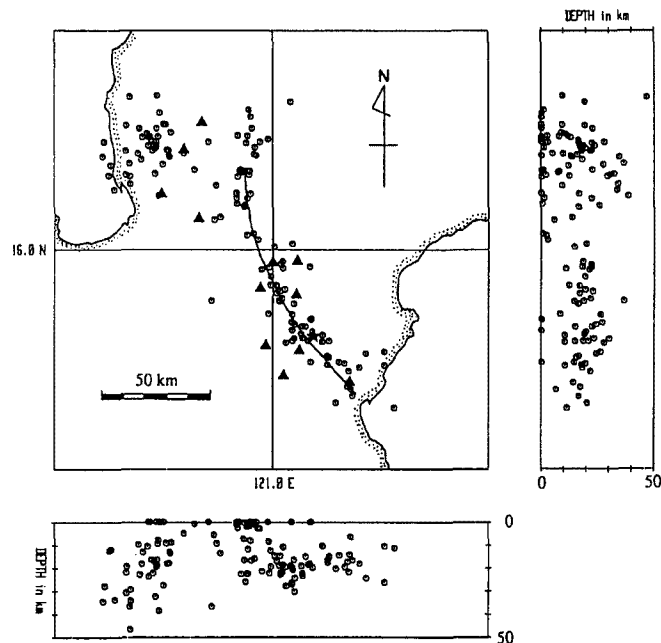


Fig. 4. Map of aftershocks for the 1990 Philippine earthquake for a period of August 29 to September 5, 1990, determined by the collaboration team from the Research Center for Earthquake Prediction, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University and the Philippine Institute of Volcanology and Seismology (after Shibutani et al. 1991⁴⁾). Cross-sections of aftershocks projected onto the N-S and E-W planes are also shown. Symbol (▲) shows a seismic station.

Fig. 4 で注目されるのは、断層の北端部近くに余震がクラスター状に集中することである。このクラスター状の震源は、決定精度が低いための拡がりでもなく、主断層上の余震の“しみだし”でもない。地震断層に沿う余震ではなく、独立した余震が起きていた。ただし、観測点が適切に配置されていないため、このクラスターの震源決定精度は必ずしも高くない。第一次余震観測期間中は、道路の復旧が遅れていたため、クラスターを取り囲むように観測点を配置できなかった。このため、クラスターに近い3つの観測点はほぼ直線に並び、観測点の配列に直交する方向の精度が著しく下がった。

このクラスター状の余震の震源の位置を精度良く決めるために、第二次余震観測隊が編成された。観測期間は、1990年11月から12月にかけての一月間である。Fig. 5 に、ここで得られた余震分布が示されている。

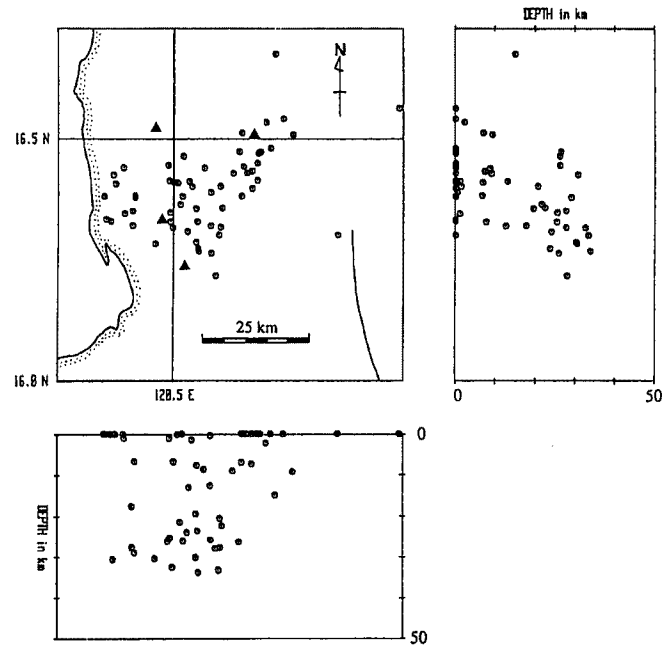


Fig. 5. Map of aftershocks for a period one month in November in 1990, determined by the joint collaboration team from the Research Center for Earthquake Prediction, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University and the Philippine Institute of Volcanology and Seismology (after Shibutani et al. 1991⁴). Cross sections (N-S and E-W) of aftershocks are also shown. Symbol (▲) shows a seismic station.

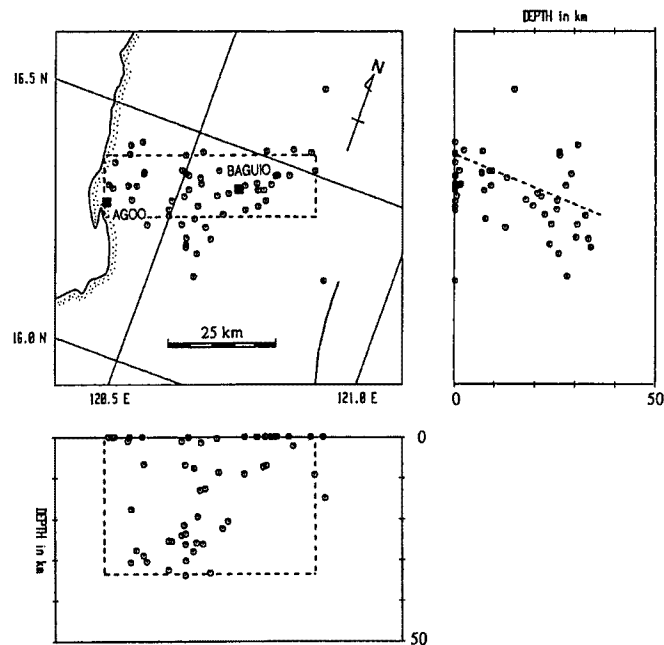


Fig. 6. Aftershocks projected onto the cross-sections for the directions in which aftershocks show a most plane-like distribution (N70°E-S70°W). The dashed line represents the plane of the aftershock projection (strike=N70°E, dip=65°) (after Shibutani et al. 1991⁴).

観測点は、クラスターの周辺に配置された。Fig. 5 の余震はこのクラスター部分のものに限ってプロットされている。余震は、全体が NE-SE の方向に並んでいるのが読み取れる。これらの余震が最も面状に並ぶ方向を選んで投影した断面図が Fig. 6 である。走行が $N 70^{\circ} E$ 、傾斜が 65° の面である。フィリピン地震の余震は、1989年ロマプリエタ地震のような余震のように一枚の面¹²⁾とはならずかなり広がっているようである。たぶん、クラスターをなすこの付近の余震は、一枚の断層上に分布せず、何枚かの断層上に発生しているためであろう。このように余震が幅のある分布をなす例は、1984年長野県西部地震の際にも見られた。

1990 11/20 00:00 -- 1990 12/07 24:00

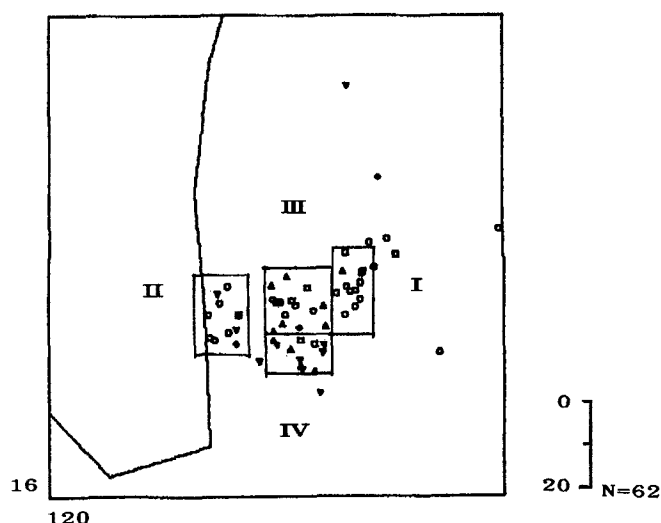


Fig. 7. Aftershock distribution used for the focal mechanism study (after Ohkura et al. 1991¹³⁾). Data are taken from the second aftershock observation task which was carried out as a joint collaboration by the Research Center for Earthquake Prediction, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, and the Philippine Institute of Volcanology and Seismology. A diagram of composite plane solution was made for each rectangle (I-IV).

このクラスター状に広がる余震のメカニズムは、Ohkura¹³⁾により調べられた。観測点が少いため複数の余震を同じ震源球にプロットし、複合P波節面解 (compositenodal plane solution) を求めた。いくつかの試みの結果、すべて余震を同じ震源球に投影すると解は得られないが、いくつかの地域に分けると解が得られることが分かった。Fig. 7 のように4つの場所に分けた場合の解が Fig. 8 に示されている。I, IIの領域ではほぼ主断層と同じようなP波節面解が得られた。しかし、III, IVの残りの二つの領域では統一的な解は得られなかった。このように、地域分けによりはじめて解が得られたのは、応力場や既存の割れ目の方向が不均質なためと推定される。余震分布とP波節面解から、Baguio市やAgoo市の直下の断層型は、主断層に共軛な右横ずれ断層と考えられる。

第二次余震観測の主な目的は、後述のように、フィリピン地震の大被害が、なぜBaguio市やAgoo市に集中したかの疑問を明らかにする点にあった。余震

観測からは、都市直下型の潜在断層がもたらしたものの明解な解答が得られた。

4. 断層モデル

震源過程・断層モデルについては、長周期表面波を用いた阿部・吉田^{14),15)}の研究、P波初動部分を用いたAndo et al.¹⁶⁾の研究などがある。以下これらの成果について簡単に説明する。種々のモデルは、断層の長さが120 km程度の左横ずれ断層との点ではほぼ一致し、かつ地表で観察された断層の動きとも調和的である。ただし、Ando et al.¹⁶⁾モデルが副次断層を持つとした点が異なり、興味ある問題として注目される。

4.1 長周期表面波の解析

東大地震研究所の阿部勝征氏と吉田氏は、地震後直ちに断層モデルを発表した。国際電話を通して集めた米国の3か所のGDSN (Global Digital Seismograph Network) の記録、東大地震研究所筑波観測所の広帯

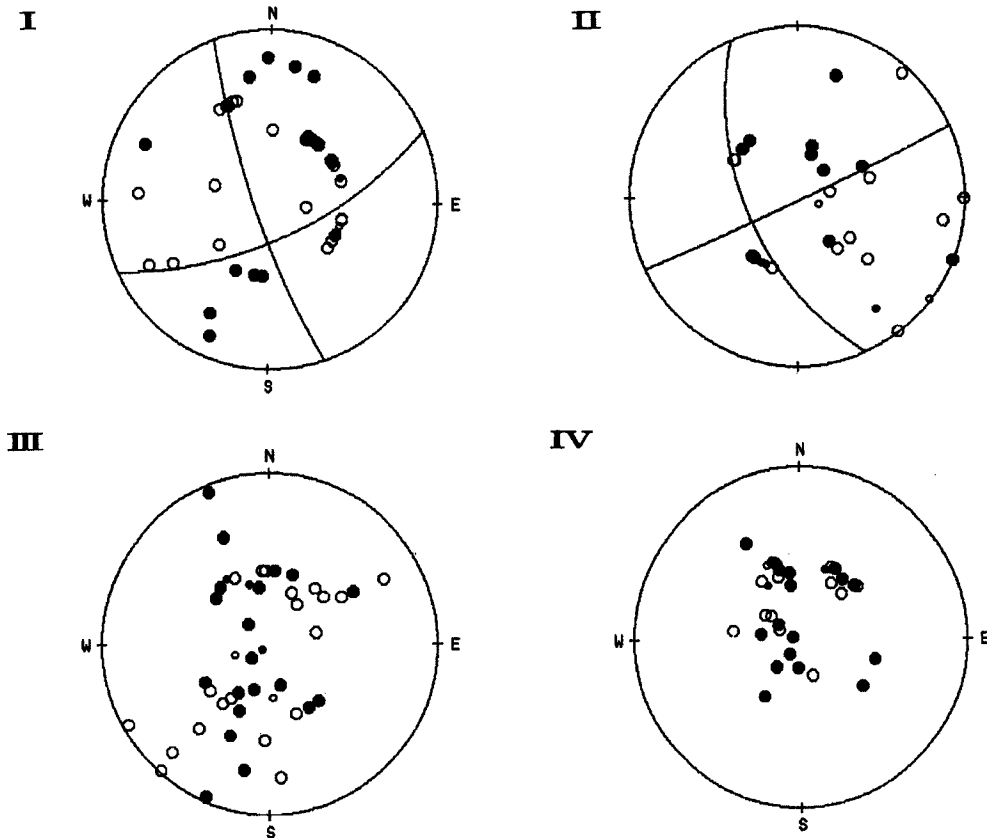


Fig. 8. Composite focal solutions for aftershocks within each rectangle referred to Fig. 7 (after Ohkura et al. 1991¹³⁾). Symbols ● and ○ represents down and up. Nodal-plane solutions can be obtained for regions I and II but none for regions III and IV. East-westward nodal planes are fit to the general trend of the aftershocks in Fig. 6.

Table 1. Parameters of the main shock and the largest aftershock.

	Main shock
Strike	153.8°
Dip	76.4°
Rake	-2.2°
P-axis, azimuth	109.8°
plunge	11.1°
T-axis, azimuth	18.3°
plunge	8.0°
Moment (10^{20} Nm)	3.6
M_w	7.6
Fault length	120 km
Fault width	20 km
Average displacement	5.4 m on the northern 70-km 4.5 m on the southern 50-km
Average stress drop	43-51 bar
Motion	Left-lateral strike-slip

(after Abe 1990¹⁴⁾)

域地震記録 (STS) を併せて、表面波を用いて Centoroid Moment Tensor 解を求めた。阿部・吉田は余震の分布も USGS-NEIS (National Earthquake Information Service in U.S. Geological Survey) の震源データを用い、断層の長さを 120 km と推定し、断層面上のずれを 5 m と求めた。このずれの大きさは、その後の現地調査に一致した。阿部・吉田は比較的大きな余震については、USGS の発表する読みとりデータを用いて、震源の再決定を行った (大きな地震の場合、これらのデータは12時間程度の遅れで電子メールを通して手に入る)。このようにして決められた余震域に基づき、断層の大きさが求められた。

余震分布からは、断層はかなり北に伸びていることが判明した。この情報は、地表の断層の追跡調査の指針となった。断層のメカニズム、大きさ、ずれの量などが、地震後直ちに求められていたため、現地調査や観測の体制の組み方への参考となった。Table 1 には、Moment Tensor 解などの震源パラメータ^{14),15)} がまとめられている。

4.2 実体波・波形インバージョン

近年実体波の波形を用いた震源過程のインバージョンの研究が盛んになった。これらのインバージョンにより、複雑な波形を通して震源過程を推定することが可能となった。P 波形のインバージョンについては、

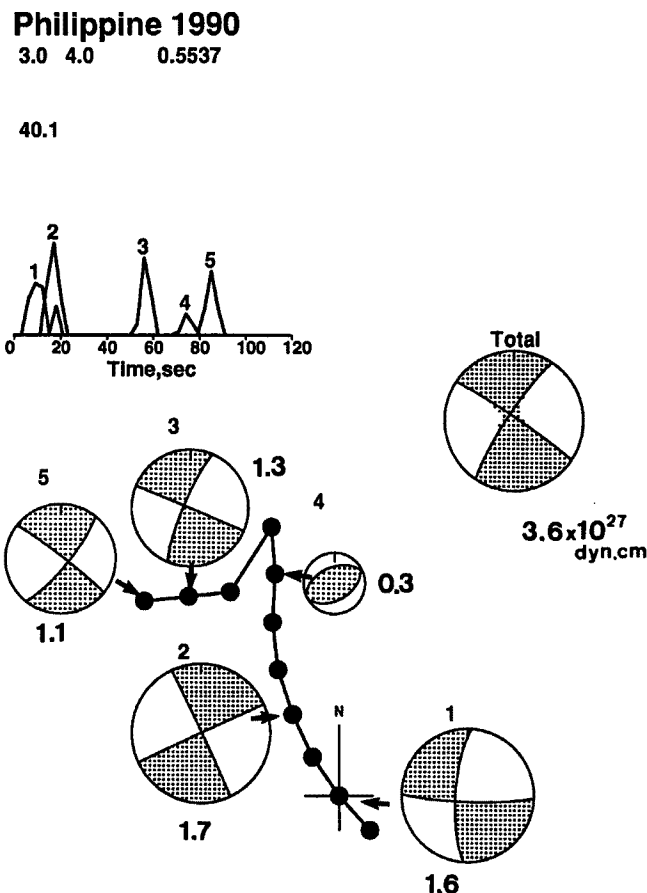


Fig. 9. Results of the P waveform inversion. (a) Time sequence of subevents, (b) location of subevents, (c) focal mechanism diagrams (shaded area, up), and (d) focal mechanism diagram for the integrated subevents. The area of the mechanism diagram is proportional to the seismic moment.

Kikuchi and Kanamori (1982)¹⁷⁾, Kikuchi and Fukao (1985)¹⁸⁾ などに詳しく述べられている。さらに最近ではメカニズムを自由パラメーターとした研究も始まった¹⁹⁾。ここでは Ando et al.¹⁶⁾ の解析結果を簡単に説明する。

Table 2. Station parameters

Station	Phase	Azimuth (°)	Back Azimuth (°)	Distance (°)	Weight
Stn	Comp	Az	B. Az	Del	fc
COR.	P	40.3	-61.0	96.0	1.00
COR.	SH	40.3	-61.0	96.0	0.20
KIP.	P	70.9	-78.5	75.9	1.00
KIP.	SH	70.9	-78.5	75.9	0.20
NE31	P	-33.9	61.4	91.6	1.00
NE31	SH	-33.9	61.4	91.6	0.10
YKW1	P	22.5	-52.8	90.6	1.00

Philippine 1990
3.0 3.0 0.5284

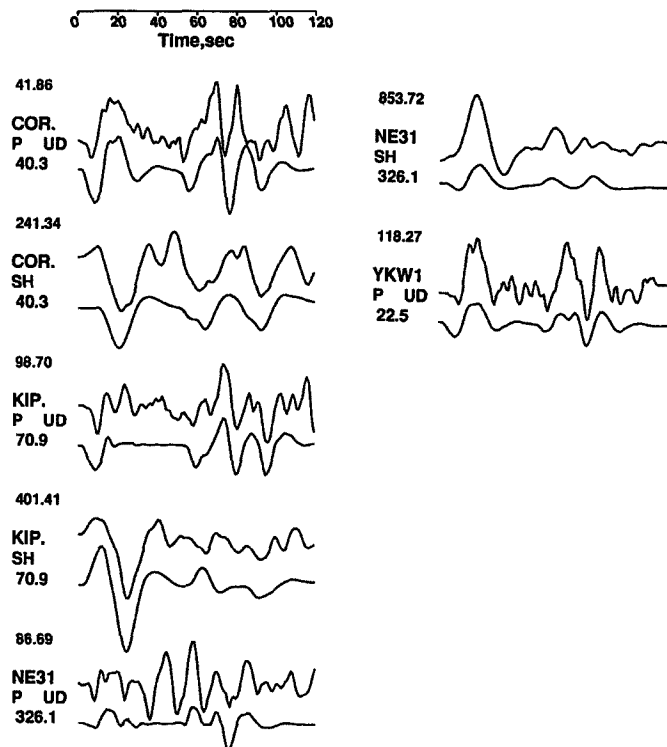


Fig. 10. Synthetic P and SH waveforms (lower) for the final solution of the 1990 Philippine earthquake for a model with a subfault in Fig. 8, compared with the observed ones. The number on the upper indicate the peak-to-peak amplitude in micrometer of the observed record, and the one on the lower the azimuth to the station. The synthetic records are plotted with the same scale as the observed.

地震断層面上の破壊は、点震源の重ね合わせとして表現し、断層は複数のセグメントからなるものとする。ここでは、断層を 20 km に等分割したセグメントに分ける。点震源はセグメントの中心にあるものとする。セグメント i の地震モーメントを m_i 、発震時を t_i とし、インバージョンではこれらのパラメータを求めるものとする。さらに、ここでは、断層型も自由パラメータとして求める。モーメントの時間微分（モーメント・レート） $\dot{m}_i$ は、三角形をなすものと仮定し、三角形の時間幅を 4 秒とする。ただし、これにより各セグメントの時間関数の幅が 4 秒に抑えられたわけではなく、最終的な時間関数はこれらの三角形の重ね合わせとして表現される。震源断層の位置は地表踏査の結果を参照して決められた。主断層の位置は地表に現れた断層の位置、副次断層の位置は余震分布を参照して、Fig. 9（下段）の実線のように仮定した。さらに、以下に述べるように、参考のために断層を直線としたモデルの計算も行った。

Fig. 9（上段）には、上記のような条件の基に求められた震源関数（モーメント・レートの時間関数）が示されている。大きな破壊は、初期破壊から 20 秒後、初期破壊の位置から 30 km 以内に集中している。破壊はここからさらに北へ進んで、60 秒後と 80 秒後に副次断層上で大きなイベントを生じた。このインバージョンから求められた地震モーメントの総和は、 3.6×10^{27} である。これは、各サブイベントのモーメントの要素を加え合わせ、一つのイベントとして求めたものである。したがって、図中の各サブイベントのモーメントを単純に加えた値（ 6×10^{27} ）とは異なる。地震モーメントの総和と単純和は一般に異なり、両モーメントが等しくなるのは、全てのサブイベントの断層解が同じ時である。Fig. 9 の例では、断層解が各サブイベントでメカニズムが異なるため、単純和の方が大きい。ここで使用した記録は、Table 2 のように 4 観測点の P 波と SH 波の波形である。Fig. 10 には、各観測点の観測波形と理論波形が示されている。波形の相関は、他の大地震の例に比べ必ずしも良好ではない。ただし、特徴的な点は理論波形にも再現されている。現在のところ観測点の方向・距離の分布は限られている。フィリピンからみた GDSN 観測点の方向・距離は限られているため、観測点が増えたとはいえず、大きく改善するのは難しい。Fig. 9（下段）の解が、現在のところ、最適解と言えよう。各サブイベントのモーメント、モーメントの総和、破壊時間などは Table 2, Table 3 にまとめられている。

Table 3. Parameters of subevents

subevent No.	onset sec	depth	moment $\times 10^{25}$ dy·cm	strike	dip	slip
1	11.00	0.00	49.59	334.90	89.00	0.70
1	14.00	0.00	88.35	334.90	89.00	0.70
1	17.00	0.00	36.95	334.90	89.00	0.70
2	68.00	5.00	3.63	58.10	44.60	84.90
2	71.00	5.00	20.36	58.10	44.60	84.90
2	74.00	5.00	10.88	58.10	44.60	84.90
3	3.00	5.00	34.56	91.60	83.10	-15.00
3	6.00	5.00	50.00	91.60	83.10	-15.00
3	9.00	5.00	46.43	91.60	83.10	-15.00
3	12.00	5.00	1.97	91.60	83.10	-15.00
3	15.00	5.00	27.87	91.60	83.10	-15.00
4	50.00	5.00	10.95	292.10	89.30	9.20
4	53.00	5.00	74.12	292.10	89.30	9.20
4	56.00	5.00	40.07	292.10	89.30	9.20
5	79.00	5.00	24.29	307.90	85.90	-11.30
5	82.00	5.00	61.30	307.90	85.90	-11.30
5	85.00	5.00	25.26	307.90	85.90	-11.30

residual error $\Delta=0.528$

Table 4. Group and total seismic moment for model with a subfault.

Group moment	Subevent				moment
					$10^{25} \text{ dy} \cdot \text{cm}$
				1	174.89
				2	34.89
				3	160.82
				4	125.15
				5	110.86
Total moment	Seismic moment	Strike	dip angle	slip direction	
	$3.62 \times 10^{27} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$	7.95	86.0	8.0	

Philippine 1990
3.0 4.0 0.5537

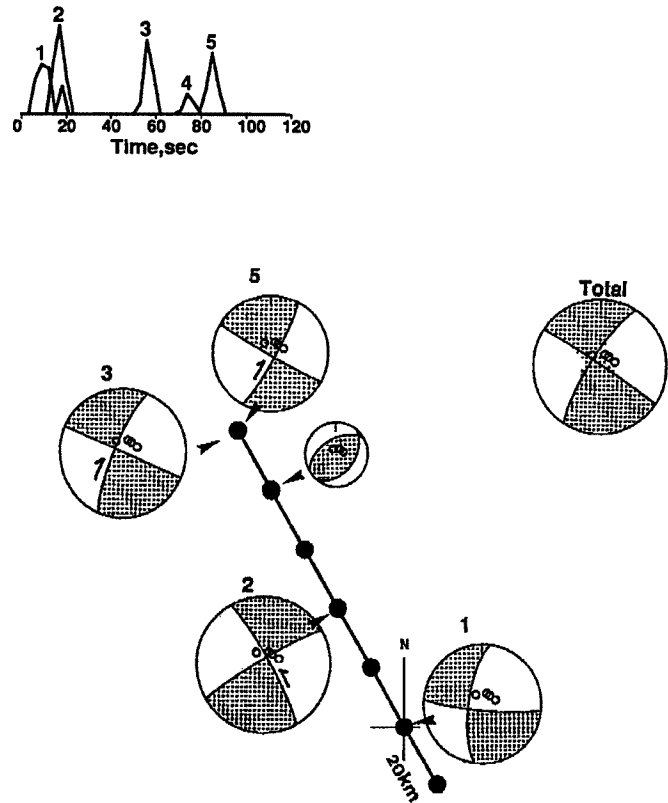


Fig. 11. Results of the P waveform inversion for a solution without a sub-fault. (a) Time sequence of subevents, (b) location of subevents, (c) focal mechanism diagrams (shaded area, up), and (d) focal mechanism for the integrated subevents. The area of the mechanism diagram is proportional to the seismic moment.

上記では、潜在断層が存在するものとして、断層の位置を余震分布に合わせて固定し、P波・SH波のインバージョンを行った。潜在断層の存在が、インバージョン三角形をなすものと仮定し、三角形の時間幅を4秒とする。ただし、これにより各セグメントの時間関数の幅が4秒に抑えられるわけではなく、最終的な時間関数はこれらの三角形の重ね合わせとなる。震源断層の位置は地表踏査の結果を参照して決められた。主断層の位置は地表に現れた断層の位置、副次断層の位置は余震分布を参照して、Fig. 9（下段）の実線のように仮定した。さらに、上記では、潜在断層が存在するものとして、潜在断層の位置を余震分布に合わせて固定し、P波・SH波のインバージョンを行った。潜在断層の存在が、インバージョンの結果にどのように影響するかを調べるため、断層を直線とした例についてもインバージョンを行った。Fig. 11には、このようにして得られた断層の位置、メカニズム（P波節面解）、モーメント・レイトの時間関数が示されている。得られた各サブイベントメカニズムや震源関数は、上記のFig. 9の結果に近い。初期破壊から20秒付近、60秒、90秒付近に大きな破壊が集中する特徴はここでも見られ、潜在断層をもつ上記の例と変わらない。したがって、実体波形のインバージョンだけから、主断層と共軛な潜在断層が存在するとは結論できない。フィリピン地震の場合、観測点が十分に震源をとりまいていないため、枝分かれ断層の存在を確かめるほどの分解能は得られない。

5. フィリピン断層の地学的意味

1990年フィリピン地震は近年の地震の中ではきわめて大きな地震であった。内陸で起きた地震としては、1976年グアテマラ地震 (2.6×10^{27} dyn·cm) 以来のものであった。地震モーメントは、1988年スピタク地震（アルメニア、 3×10^{26} dyn·cm）や1989年ロマブリエタ地震 (3×10^{26} dyn·cm）の約10倍である。

フィリピン地震は、島弧の軸に平行に走る断層であって、この種の transcurrent 断層は西太平洋周辺で数多く見られる⁷⁾。日本の中央構造線、台湾の Longitudinal 断層、スマトラ島の Semango 断層などがその主なものである（Fig. 12）。しかし、同じ西太平洋周辺島弧でも、琉球諸島やジャワ島には存在しない。Fitch (1972)⁷⁾ は、これらの島弧中の大断層の成因を oblique subduction に求めている（Fig. 13）。斜め沈み込みの場合、海洋プレートは、大陸プレートを海溝に平行に引きずりながら沈み込む。このために、大陸プレート側にせん断歪が生じる。これによる応力を解放するために transcurrent 断層が作られる。Fig. 13では海溝に平行な成分は $A \cos \alpha$ である（A はしずみ込み速度、 α は海溝となす角）。このモデルから、海溝にはほぼ直角に海洋プレートが沈み込む場合（ $\alpha = 90^\circ$ ）には、transcurrent 断層は作られないと予測できる。実際、琉球弧やジャワ弧には見つけられていないから、この点で矛盾なく説明できる。さらに、このモデルの妥当性を示すものとして、transcurrent 断層のずれのセンス（左ずれまたは右ずれ）が実際の例と予測とが一致することも挙げられる。 $\alpha < 90^\circ$ ならば左ずれ、 $90^\circ < \alpha < 180^\circ$ ならば右ずれとなる。中央構造線は $\alpha = 120^\circ$ 、フィリピン断層は $\alpha = 45^\circ$ であり（Fig. 12）、それぞれ右ずれと左ずれであることは良く知られている。

ルソン島付近では、 $A = 8$ cm/y であるから、海溝に平行な成分は 5.6 cm/y となる。この成分の内ほとんどは海溝に起こるプレート間の地震で解消される。しかし、一部はフィリピン断層上のずれとして残される。どの程度プレート間地震で解放されず残されるかは明きらかでないが、残される割合を中央構造線²⁰⁾と同じであるとすれば、1/5 から 1/10 程度が transcurrent 断層に蓄積されると考えられる。この仮定を採用すると、フィリピン断層上には 1 cm/y 程度の平均ずれ速度が期待される。今回の地震のずれの量は 5 m であるから、一回の地震の歪蓄積には500年程度かかるものと考えられる。中田・提 (1990)²⁾によれば、今回の地震断層の部分では1700年以降に活動した記録はないとのことである。したがってこの地震間隔の推定と矛盾しない。

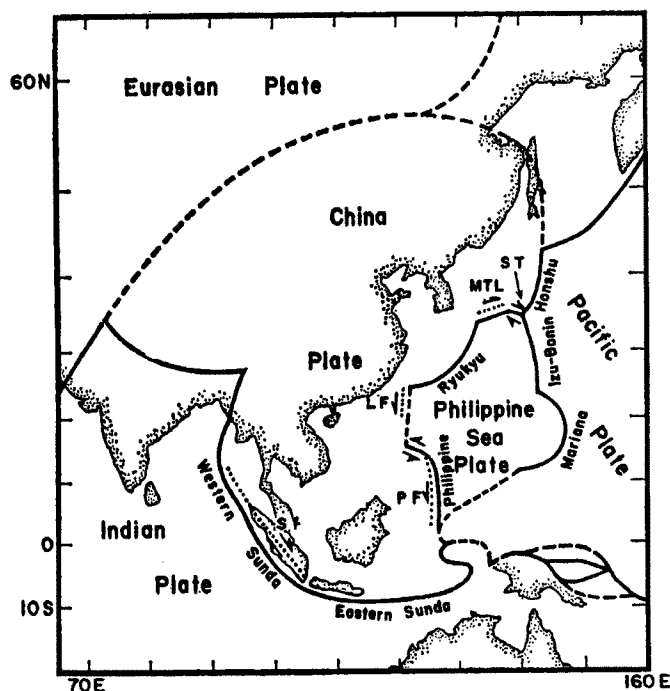


Fig. 12. Plate boundaries and major transcurrent faults in the Far East. Dotted curves represent traces of known transcurrent faults of great length. MTL, Median Tectonic Line; LF, Longitudinal fault; PF, Philippine fault; SF, Semang fault. (after Fitch 1972⁷⁾).

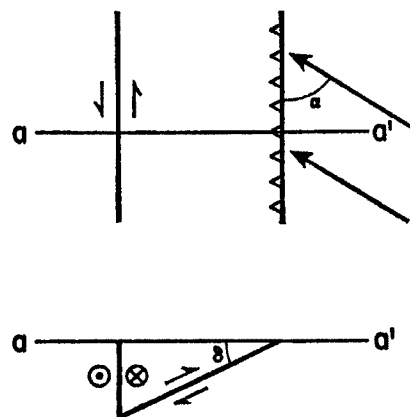


Fig. 13. Schematic diagram of a zone of oblique subduction. (upper) map view, and (lower) vertical cross section. Large arrows are slip vectors of the oceanic plate on the left. (after Fitch 1972⁷⁾).

6. ま と め

当研究では、1990年フィリピン地震のさいに地表に現れた断層調査、地震波（実体波・表面波）の解析、余震観測などの結果についてまとめた。この地震の断層は地表で120 km にわたり追跡することができた。これらは余震観測からも裏付けられた。P波、長周期実体波を用いて求められた震源過程も、地表断層の踏査結果とほぼ一致した。京大防災研地震予知研究センターを中心に行われた余震観測により、大きな被害を受けた Baguio 市や Agoo 市の直下に潜在断層が存在することが明らかになった。P波の波形のインバージョンから、潜在断層付近で大きな破壊が起きた可能性が示唆された。

文 献

- 1) Reconnaissance Report on the 1990 Philippine Earthquake, Report for Grant-in-Aid for Co-operative Research, edited by M. Ando, Kyoto, 1991.
- 2) 中田 高・提 浩之, 1990年フィリピン地震の地震断層, 地学雑誌, 第99巻, 1990, pp. 515-532.
- 3) 尾池和夫・中田 高, 1990年7月16日フィリピン地震, 科学, Vol. 61, 1991, pp. 27-35.
- 4) Nakata, T., R. S. Punongbayan, H. Tsutsumi, R. E. Rimando, J. Daligdig, A. Daag and G. M. Besana, A preliminary report on ground rupture of the 16 July Luzon earthquake, Philippines, in Reconnaissance Report on the 1990 Philippine Earthquake, Report for Grant-in-Aid for Cooperative Research, edited by M. Ando, Kyoto, 1991.

- 5) Allen, C. R., Geological criteria for evaluating seismicity, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 86, 1975, pp. 1041-1057.
- 6) 平野信一・中田 高・寒川 旭, ルソン島中部におけるフィリピン断層の第四紀後期の断層運動, *地学雑誌*, Vol. 95, 1986, pp. 71-93.
- 7) Fitch, T., Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to Southeast Asia and Western Pacific, *J. Geophys. Res.*, Vol. 77, 1972, pp. 4432-4460.
- 8) 渋谷拓郎, 地震学会ニュースレター, Vol. 2, No. 4, 1990, p. 23-26.
- 9) 金尾政紀, 地震学会ニュースレター, Vol. 2, No. 6, 1991, p. 18-20.
- 10) Ohkura, T., Aftershock observation of the July 1990 Philippine earthquake in Luzon island. in *Reconnaissance Report on the 1990 Philippine Earthquake, Report for Grant-in-Aid for Cooperative Research*, edited by M. Ando, Kyoto, 1991.
- 11) Shibutani, T., T. Ohkura, Y. Iio, M. Kanao, K. Nishigami, K. Tasaki, T. Iwata, Y. Kakehi, N. Ando, B. C. Bautista, J. R. Puertollano, A. G. Lanuza, A. A. Melosantos, A. Chu, R. Pitain, E. Cruz and R. S. Punogbayan, Search for a buried subfault(s) of the 1990 Luzon earthquake, Philippines by means of aftershock observations, submitted to *J. of Natural Disaster Science*.
- 12) U.S. Geological Survey Staff, The Loma Prieta, California, earthquake: An anticipated event, *Science*, Vol. 247, 1990, pp. 603-293.
- 13) 大倉敬宏, 金尾政紀, 渋谷拓郎, 飯尾能久, 西上欽也, 田崎幸司, 筧 楽磨, 安藤雅孝, 1990年フィリピン地震の余震観測, *地震学会講演予稿集*, No. 1, 1990.
- 14) 阿部勝征, フィリピン地震の地震学的調査, *東大地震研究所彙報*, Vol. 65, 1990, pp. 851-873.
- 15) Abe, K. and Yoshida, Source mechanism of the Luzon, Philippine earthquake of July 16, 1990, in *Reconnaissance Report on the 1990 Philippine Earthquake, Report for Grant-in-Aid for Cooperative Research*, edited by M. Ando, Kyoto, 1991.
- 16) Ando, M., M. Kikuchi, T. Iio, T. Shibutani, K. Nishigami and T. Ohkura, A sub-fault of the 1990 philippine earthquake as inferred from the aftershock distribution and complex body-wave analysis, in *Reconnaissance Report on the 1990 Philippine Earthquake, Report for Grant-in-Aid for Cooperative Research*, edited by M. Ando, Kyoto, 1991.
- 17) Kikuchi, M. and H. Kanamori, Inversion of complex body waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 72, 1982, pp. 205-222.
- 18) Kikuchi, M. and Y. Fukao, Iterative deconvolution of complex body waves from great earthquakes — the Tokachi-Oki earthquake of 1968, *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. 37, 1985, pp. 235-248.
- 19) Kikuchi, M. and H. Kanamori, Inversion of complex body waves-III, submitted to *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1991.
- 20) 岡田篤正, 四国中央北縁部における中央構造線の第四紀断層運動, *地理評*, Vol. 46, 1973, pp. 295-322.

SUMMARY REPORT OF SEISMOLOGICAL STUDIES OF THE 1990 PHILIPPINE EARTHQUAKE OF 16 JULY 1990

By *Masataka ANDO*

Synopsis

The Philippine earthquake of 16 July 1990 ($M_s=7.8$) occurred in central Luzon. Surface fault trace of left-lateral offset were observed for a distance of 120 km along the Philippine fault that had been identified as one of the most active transcurrent faults around the western Pacific. The maximum left-lateral offset is 5.5 m in the northern portion of the fault trace.

Temporary seismic stations were set up through a joint collaboration between the Research Center for Earthquake Prediction, Kyoto University and the Philippine Institute of Volcanology and Seismology, in order to locate hypocenters of aftershocks accurately. The field observations were made twice for periods August 29 to September 5 with 11 stations and for one month with 5 ones in November, 1990. The results of the observations reveal that the fault of the earthquake extended over a distance of 150 km, longer than the traceable surface breaks, and that subfaulting occurred immediately beneath Baguio and Agoo cities, which are 30 to 60 km away from the fault and received severe damage due to strong ground motions during the main shock. Composite focal mechanism diagrams of these aftershocks show nearly the same solution as that of the main fault, suggesting the subfault a right-lateral slip, conjugated with the main fault.

The result of inversion of P and SH waveforms are summarized as follows:

- (1) Rupture propagates predominantly unilaterally toward the north.
- (2) Strike-slip sources are predominant in the moment release.
- (3) Strong rupturing occurred near the initial break during the first 20 sec and near the northern end at 60 and 80 sec.
- (4) Tensor sum of all subevents mechanism is essentially strike-slip and a scalar moment of 3.6×10^{27} , which is almost the same as the result of surface waves by Abe and Yoshida (1990).

The recurrence interval of the Philippine fault in Luzon is estimated as more than 500 y, on the basis of analogical inference from the Median Tectonic Line and of the oblique subduction rate at the subduction of the Philippine Sea plate. This estimation is consistent with recent history of large earthquakes in the island.