

35. 三重県松阪およびその周辺地域の地質構造

地震研究所 恒石 幸正

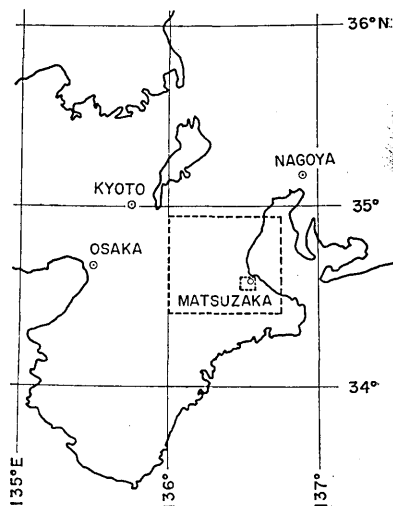
(昭和45年5月26日発表—昭和45年5月30日受理)

1. はし が き

伊勢湾西岸を縁どる沖積平野と、その背後に広がる鈴鹿山脈・布引山地との間の丘陵地帯に、中新統の一志層群および鮮新・洪積統の奄芸層群が広範囲に分布することは古くより知られている(滝本, 1935)。これらの地層は松阪以南においても断片的に数地区に分かれて分布している(山田, 1953; 木村一朗, 1968)。松阪地域は伊勢湾の南西岸、中央構造線の北方10 km 余りの領家帯の中に位置しており、また新生代後期のはげしい地塊運動(あるいは基盤褶曲運動)によって特徴づけられる近畿三角帯(藤田, 1962)の南東端にも当たっている(第1図)。

最近西南日本内帯の新生代地質構造に関する総括的な研究(藤田, 1968; 桑原, 1968; 石田・横山, 1969)が発表される一方、新たな情報を求めて個々の地区の調査も同時に進められている状況にある。筆者は松阪地域に分布する第三系および第四系を手がかりとして、当地域の地質構造の研究を行なった。その結果新生代において、いく度かの異なる構造運動が識別されることが明らかとなった。しかもこれらの運動は松阪地域に限られたものではなく、伊勢湾西岸から布引山地にかけて共通して認められる地殻運動であることが示される。本稿では松阪地域の地質構造を記述するとともに、とくに地塊運動についてその周辺地域の構造との関連性を検討し、あわせて地塊を限る地塊断層の性格について考察する。

この研究の当初より御指導いただいた木村敏雄教授と森本良平教授、およびネオテクトニクス研究会の諸氏に心からの感謝の意を表したい。



第1図 松阪およびその周辺地域の位置

2. 地 質 の 概 要

松阪地域の第三系の層序区分は山田純(1953)によってはじめて行われ、中新統一志層群

および鮮新統奄芸層群に対比される地層の存在が確認された。その後荒木慶雄(1960)は一志盆地およびその周辺の第三系の層序学的研究において松阪地域に分布する第三系を一志層群古田池層および貝石山層と奄芸層群小山層であるとしている。最近柴田博(1967)は一志盆地において一志層群の層序を再検討し、岩相の側方変化に注目しながら荒木と異なる地層区分を行なったが、その調査範囲は松阪地域まではおよんでいない。木村一朗(1968)は松阪地域以南に点々と分布する第三系の調査をおこない、それぞれの分布地域別に地層名をつけたうえ、対比をしている。

第1表 松阪地域の地層区分

現世	沖積層	
洪積世	段丘堆積層	
鮮新世	奄芸層群	
	岩内口層	
	鳥戸層	50 m
中新世	一志層群	
	松尾層	150 m
	櫛田層	200 m
	大河内層	
先第三紀	基盤岩類	

筆者は本稿において木村一朗による地層区分の一部を変更したものをを用いることとする(第1表)。主な相違点は木村一朗による松尾層を二分し、下部を櫛田層、上部を松尾層(山田純の松尾層丹生寺砂粘土に相当)とよぶこと、従来第四系松阪礫層とよばれてきたものを奄芸層群鳥戸層としたことである。

一志層群は一志盆地においては3つの堆積サイクルを持つ層厚最大1,000mの海成の中新統であるが(柴田, 1967), 松阪地域にはこのうち下位の波瀬累層に対比されるものが分

布している(木村, 1968)。奄芸層群は伊勢湾西岸にそって南北に分布する厚さ1,500mの湖成層で、南部には比較的下位層が、北部には順次上位層が分布している(竹原, 1961)。奄芸層群の時代は鮮新世・洪積世であるが(石田・横山, 1969), 松阪地域には鮮新統である最下位層が分布するのみである。

松阪地域の第三系の基盤は領家片麻岩類および花崗岩類より構成されている。いずれも現在地表近くでは風化が進み、軟かくなっていることが多い。一志層群の堆積当時基盤の地形はかなり起伏に富んでいたらしい。このことは地質図上において基盤が島状に一志層群の中に頭を出していることや、実際不整合の露頭において一志層群が基盤にアバットしているのが観察されることによって知られる(第2図)。一方奄芸層群はかなり平坦化された地形の上に堆積している。

現在の松阪地域はさまざまな方向の正断層および逆断層によってモザイク状に分断されている。これらの断層は同時期に起ったものではなく、一志層群、奄芸層群、段丘堆積層の堆積後にそれぞれ起ったことが識別される。

3. 層 序

大河内層

木村一朗(1968)の定義にしたがい阪内川上流大河内付近の河床のきわめて小範囲に露出する礫岩層を大河内層とよぶ。淘汰の悪い直径数cm~十数cmの花崗岩類・片麻岩類の亜角礫を主とし、花崗岩質の砂によって固められている。基盤の上に不整合にのり、東部は断層で切られている。大河内層と櫛田層との累重関係は観察できないが、大河内層は岩

相からみて恐らくこの地方に分布する新第三系の最下位の地層であり、一志盆地の矢下礫岩層に対比されるものであろう。

榊田層

木村一朗(1968)によって定義された松阪市南東方の山添を模式地とする砂岩層を榊田層とよぶ。松阪市西方丘陵に分布する第三系をも木村一朗(1968)は榊田層に対比して、松尾層と呼んでいる。しかしこの松尾層は上半部と下半部では岩相が異なっており、筆者は松尾層下半部を榊田層に対比して、上半部を松尾層とよぶこととした。榊田層の主体となる地層は塊状の中粒～粗粒の砂岩層であって起伏の多い基盤地形にアバットしながら堆積している。不整合近くでは粗粒となり、数m～数十cmの厚さの基底礫岩をもつことがある。鳥戸付近では下部によく円磨されたチャート礫よりなるグラニュール礫岩が発達している。上位にむけて細粒となり、松尾層に移行する。一志盆地の古田池砂岩層に対比される。層厚は約200mである。

松尾層

丹生寺西方の丘陵で、鳥戸断層の両側にそって分布する砂岩・泥岩互層を松尾層とよぶ。数cm～数mの厚さの中粒砂岩層と塊状の泥岩～シルト岩層との互層である。泥岩は凝灰質のことがある。丹生寺北方において基盤にアバットする付近では中粒～粗粒の塊状砂岩となっている。泥岩中には炭質物を含むことが多い。荒木慶雄(1960)の貝石山層、柴田博(1967)の井生泥岩層に対比される。層厚は150m程度であらう。

鳥戸層

鳥戸南方丘陵を模式地とする礫岩層で、木村一朗(1968)によって定義されたものである。一志層群および基盤岩を不整合におおひ。直径数cmのチャート円礫を主とし、石英斑岩、花崗岩類、一志層群の砂岩などの礫を含み、花崗岩質砂で充填されているが、固結度は弱い。数mごとに砂岩層をはさんでいる。松阪市南方の従来は第四系松阪礫層とよばれていた地層も岩相および構造の類似により、本稿では鳥戸層とする。鳥戸層は奄芸層群小山層に対比される。層厚は約50mである。

岩内口層

鳥戸北方の岩内の丘陵の東端にごく小範囲に露出するシルト岩層を岩内口層(木村一朗, 1968)とよぶ。塊状のシルト岩を主体とし、うすい泥岩層をはさんでいる。下位の鳥戸層とは整合である。

段丘堆積層

松阪地域に発達する段丘面の分布についてはすでに国土地理院発行の土地条件図「松阪」に詳細に図示されている。ここでは第四紀の断層運動に係るものだけに限って記述する。当地域の段丘堆積層は上位(および高位)、中位、下位に大別されるが、これらはほとんど扇状地性の堆積物であることが現在の分布および面の傾斜によって推定される。堆積物は各段丘とも背後の山地から供給された数cm～数十cmの大きさの花崗岩類や片

麻岩類の礫を主とする。

上位段丘は岩内および五輪峠付近において第三系よりなる丘陵の頂面に発達している。上位段丘ではほとんどすべての構成礫はクサリ礫となっている。一方中位面および下位面は丘陵を開析する広い谷を埋める形で分布する。中位面の礫は約半数がクサリ礫となっているが、下位面のものは新鮮である。

第四紀の断層運動は上位面および中位面を変位させているが、下位面には影響を与えていない。第2図では上位面の分布だけが示されている。

4. 被覆層の構造

松阪地域の被覆層の厚さは数百 m 以下であり、比較的薄いため独自の褶曲構造や褶曲に伴った断層の発達はいくつか、基盤のブロック化による断層運動は著しくうけている。一志層群は堆積当時から存在した基盤の突出部や、断層運動によって上昇してきた基盤の地塊によって分断された形に分布している。しかしながら全体として一志層群は東ないし北東方向へ 10° ~ 30° の傾斜を示している。一方奄芸層群もその分布は断片的ではあるが、全体として鳥戸—山添を結ぶ西北西—東南東方向の線を南限としながら、北北東方向に数度以下の傾斜を示し、断層近傍にかぎって最大 30° まで傾斜する。これら被覆層を切る主要な断層は 12 本認められ、断層運動の時間関係、断層の方向、断層運動の性質によって後述されるようないくつもの異った断層活動が識別される。

5. 断層の記載

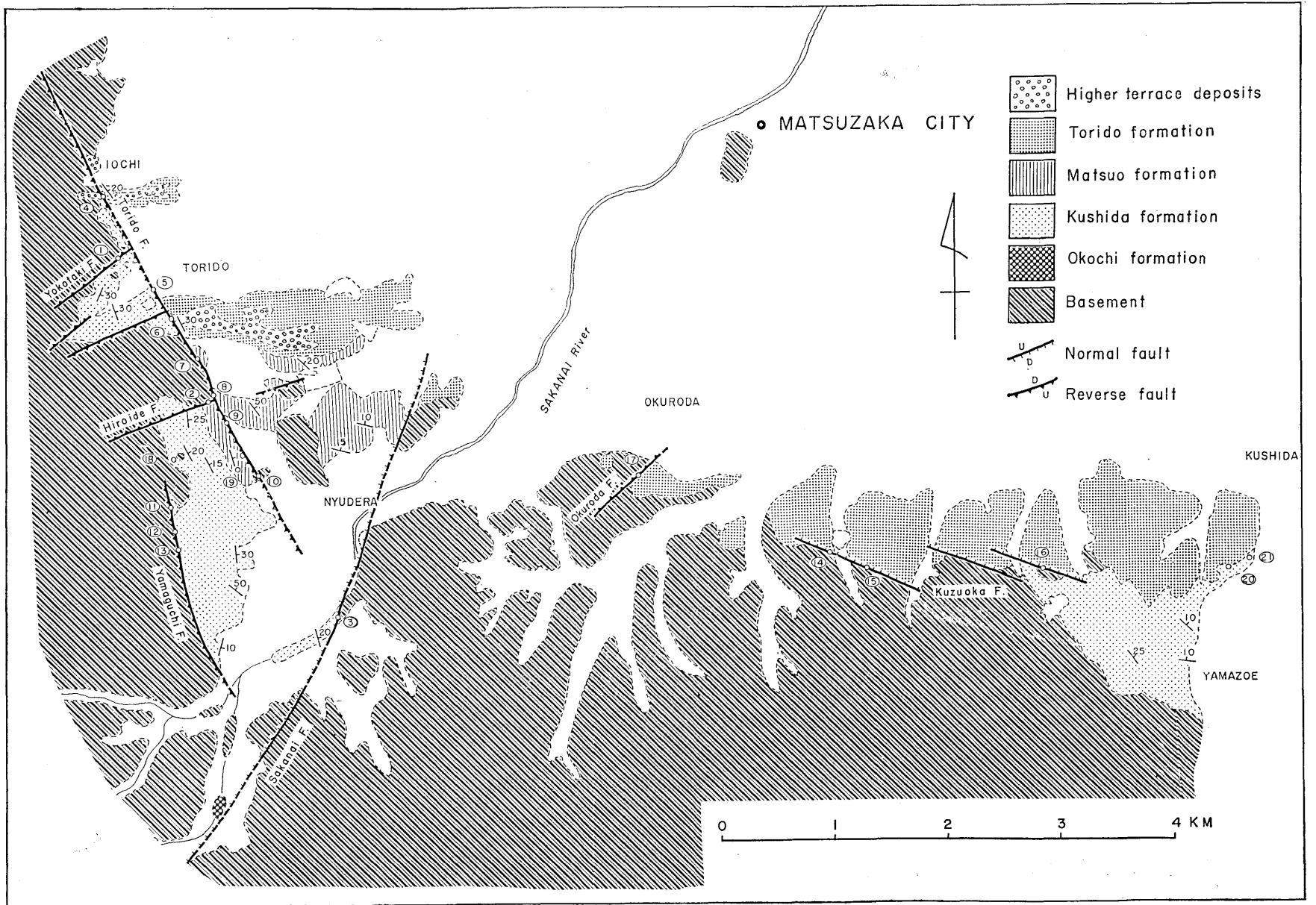
松阪地域に存在する 12 の主要な断層のうち実際に露頭で確認された断層に対して、説明の便宜上それぞれ名称を付したうえで以下に記述する(第2表)。その他の断層は地層の分布、断層近傍の地層の構造によりその存在を確定された断層である。

横滝断層

横滝断層は鳥戸の西方において $N 55^{\circ} E$ の走向をもつ逆断層であり、北側の基盤岩と南側の一志層群との境界をなしている。断層の露頭は Loc. 1 (北西方向の谷の東斜面上の小規模な滑落崖)において観察され、走向 $N 55^{\circ} E$ 、傾斜 $50^{\circ} N$ の断層面を示している。北西側の上昇地塊は基盤の風化した細粒の片麻岩状黒雲母花崗岩、下降地塊は一志層群のよく円磨されたチャート礫からなるグラニュール礫岩である。断層面は 5 mm 巾の青白色粘土をもつ。上昇地塊の花崗岩には断層より 50 cm の範囲に shear の影響がみられ、下降地塊の礫岩は 30 cm の中で礫がぐだかかれているが、割れた礫がぐいちがっているものは観察されない。横滝断層の落差は断層の上昇地塊側の一部に一志層群が残存していることから榎田層の層厚 200 m を越えず 100 m 程度と推定される。断層を横切る断面図は第 3-a 図に示される。

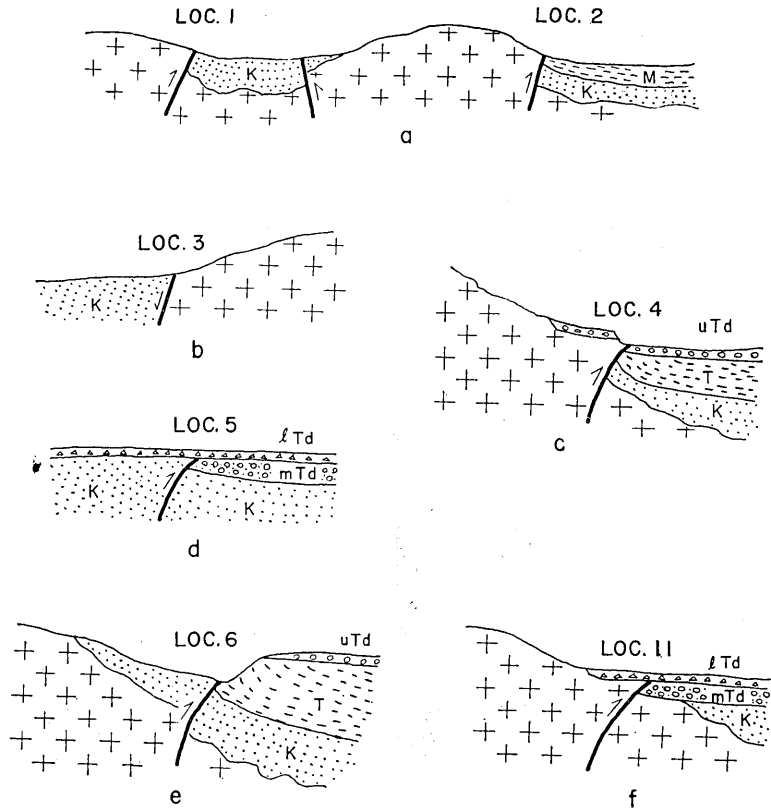
広出断層

広出断層は広出の北方において $N 65^{\circ} E$ の走向をもつ逆断層で、主に基盤と一志層群と



(震研彙報 第四十八号 図版 恒石)

第2図 松阪地域の地質図



第3図 地質断面図(位置は第2図参照) K: 一志層群榑田層, M: 同松尾層, T: 奄芸層群鳥戸層, uTd: 上位段丘堆積層, mTd: 中位段丘堆積層, lTd: 下位段丘堆積層。

の境界をなす。断層の露頭は Loc. 2 (南東方向に流れる小川の川岸) において観察され、花崗岩が細粒砂岩に走向 $N 70^{\circ} E$ 、傾斜 $70^{\circ} N$ の断層面にそって衝上している。5 cm 幅の断層粘土が認められる他は全体として破碎の程度は小さい。下降地塊の砂岩層の走向傾斜は $E-W, 10^{\circ} S$ である。落差は横滝断層の場合と同様の理由から 100 m 程度と推定される。断層を横ぎる断面図は第3-a 図に示される。

阪内断層

阪内断層はほぼ阪内川にそって $N 20^{\circ} E$ の方向に走る正断層で、西側の一志層群と東側の基盤との境界をなしている。

断層の露頭は Loc. 3 (阪内川の右岸) で観察され、走向傾斜 $N 10^{\circ} E, 60^{\circ} W$ の断層面をはさんで東側の花崗岩と西側の細粒砂岩とが接している (第3-b 図)。断層粘土の幅は約 30 cm である。一志層群の走向傾斜は断層から約 10 m はなれた地点で $N 45^{\circ} E, 5^{\circ} S$ であり、もっと断層に近接した地点では確実度はうすいが $N 45^{\circ} W, 60^{\circ} S$ であった。断層の落差の推定はかなり困難であるが、断層の 5 km 東の榑田地区に分布する一志層群が示す走向傾斜にもとづいて、断層に直交する断面において上昇地塊の傾動量を 4° とすること

第2表 松阪地域で観察される断層面と推定落差

Loc.	走 向	傾 斜	正・逆	断層名	推 定 落 差
1	N55° E	50° N	逆	横 滝	100 m
2	N70° E	70° N	逆	広 出	100 m
3	N10° E	60° W	正	阪 内	300 m
4	—	—	—	鳥 戸	100 m
5	N35° W	30°~50° W	逆	"	(このうち上位段丘堆積層 後 13 m; 中位段丘堆積層 後 7~9 m)
6	N25° W	40° W	逆	"	
7	N15° W	25°~35° W	逆	"	
8	—	—	逆	"	
9	N10° W	30°~50° W	逆	"	(このうち中位段丘堆積層 後 15 m)
10	N15° W	40° W	逆	"	
11	N—S	30°~40° W	逆	山 口	
12	N5° E	45° W	逆	"	(このうち中位段丘堆積層 後 15 m)
13	N20° W	55° W	逆	"	
14	N65° W	60° N	正	葛 岡	30 m
15	N70° W	60° N	正	"	
16	N65° W	70° N	正	"	
17	N45° E	30°~50° W	逆	小黒田	20 m

により約 300 m と推定した。

鳥 戸 断 層

鳥戸断層は岩内より丹生寺西方まで N 30° W に走る逆断層である。断層の西側の上昇地塊は基盤および一志層群，東側の沈降地塊は一志層群および奄芸層群からなっている。この断層の存在は山田純(1953)によってはじめて推定され，一志断層の南方延長とされてきたが，筆者は一志断層は雁行するいくつかの断層の集合であるという見解をもっており，鳥戸断層は山口断層とともに一志断層系の一部を構成するものと考え，断層は以下に述べる 7 地点で確認された。

Loc. 4 (岩内の丘陵のつけ根) では断層面の観察はできないが，断層の存在が確認される。ここでは丘陵を構成する奄芸層群と西側の花崗岩とが接している。奄芸層群は断層の近傍において 20° E の傾斜をしめすが，断層から 200 m はなれた露頭ではほとんど水平となっている。断層の落差は丘陵の比高 20 m をこえることは確実であるが，その上限はここでは不明である。丘陵の上には厚さ 10 m の上位段丘堆積層がのっており，断層によって 13 m 転位している(第 4-a 図)。以上のことからここでは奄芸層群後—上位段丘堆積層前および上位段丘堆積層後の少くも二度にわたって断層運動があったことがわかる(第 3-c 図)。

Loc. 5 (鳥戸南西方の川岸) は荒木慶雄(1960)によって段丘堆積層を切る断層運動が発見された地点である。ここでは第 3-d 図のように一志層群が段丘堆積層の上に衝上し，さらに現在の地表面を形成する新しい礫層によって不整合に覆われている。断層面の走向は

N 35° W で、傾斜は比高 3 m の川岸の上部で 30° W、下部で 50° W を示し、上方にむけて緩傾斜となっている。断層粘土は 50 cm の幅をもち、その中にあまり明瞭ではないが最大傾斜方向の線条がみとめられる。また断層粘土内部にみられる引ずり褶曲の軸はほぼ水平であり、dip-slip の逆断層運動を示している。断層によって切られている段丘堆積層は約半数の礫がくさり礫となっており、中位段丘堆積層と考えられる。一方断層を不整合に覆う礫層は新鮮で、下位段丘堆積層である。上昇地塊側の一志層群は断層の近傍 100 m の範囲内でゆるい向斜と背斜構造を形成したのち衝上している。また上昇地塊側では川の右岸にそって比高 10 m の河岸段丘が発達しているが、この面を形成する厚さ 3~4 m の礫層を断層運動を受けた中位段丘堆積層の礫層に対比するとすれば落差は 9 m となる (第 4-b 図)。

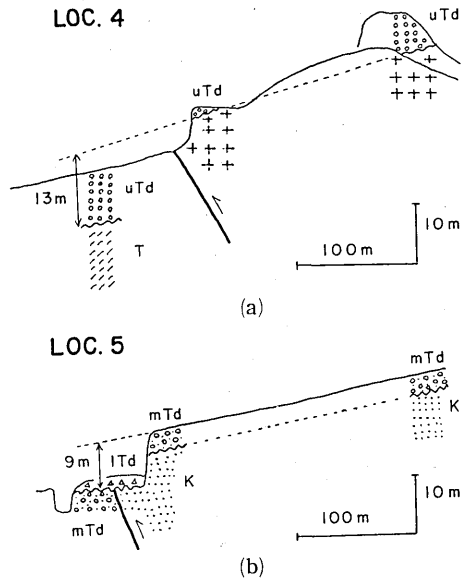
Loc. 6 (用水地の南西岸の小路の傍) では一志層群のグラニュール礫岩と奄芸層群の礫岩とが接している。断層面の走向傾斜は N 25° W, 40° W であり、30 cm の厚さの断層粘土をもっている。奄芸層群は断層の近傍では東に 30° の傾斜をもっている。断面図は第 3-e 図に示される。

Loc. 7 (みかん畑の農道の北傍) では砂岩泥岩互層の一志層群の上に花崗岩が衝上しているのが観察される。断層面の走向は N 15° W で、傾斜は露頭の上方で 25° W、下方で 35° W となっている。断層粘土の厚さは 20 cm である。断層近傍で一志層群はめくれ上り、50° W の傾斜を示す逆転層となっている。

Loc. 8 (北西方向の谷の北側を通る小路の傍) では露頭が小さいうえ、風化がはげしいので確実なことは分からないが、アルコース中粒砂岩の上に花崗岩が 10 cm の断層粘土をはさんで衝上している。

Loc. 9 (北西方向の谷の南側を通る道路の傍) では一志層群の細粒砂岩が段丘堆積層の上に衝上している。断層面の走向は N 10° W、傾斜は 3 m の比高の露頭の上方で 30° W、下方で 50° W である。約 5 cm の断層粘土をはさんでいる。下降地塊側の礫層は 5 cm~20 cm の花崗岩、片麻岩の亜角礫からなり、片麻岩の礫はくさり礫となっているが、花崗岩の礫はくさっていないものが多い。またマトリックスは花崗岩質の砂であるが、全体に非常に土壌化しており、中位段丘の堆積物であろう。上昇地塊側の一志層群の上に分布する礫層を断層運動をうけた礫層に対比するならば中位段丘堆積層後の落差は 7 m となる。

Loc. 10 (寺の西側を流れる川の左岸) では不整合面の直下の花崗岩中に断層が観察され



第 4 図 鳥戸断層による段丘堆積層の変位
K: 一志層群柿田層, T: 奄芸層群鳥戸層, uTd: 上位段丘堆積層, mTd: 中位段丘堆積層, lTd: 下位段丘堆積層。

る。細粒砂岩と炭質物を含む泥岩との互層である一志層群が基盤の花崗岩にアバットしている。一志層群は西へ 30° 傾斜しているのに対し、不整合面は西へ 40° 傾いている。断層は $N 15^\circ W$, $40^\circ W$ の走向傾斜をもって不整合面の下約 10 cm のところを切っている。断層粘土は 8 cm の厚さをもっている。この断層が逆断層である直接的な証拠はないが、Loc. 4—Loc. 9の延長上に位置すること、断層面の傾斜角が 40° であることにより鳥戸断層の露頭であると考えた。ここでは一志層群の堆積時には基盤の表面は約 10° 西へ傾斜していて、その後全体が 30° 西へ傾動したのちに断層運動をうけたため、不整合面の西側の一志層群側が逆断層の上盤となったものと解釈される。

以上の各地点での観察事実を総合すると、鳥戸断層の活動時期は奄芸層群後、上位段丘堆積層後、中位段丘堆積層後の3回が考えられ、下位段丘堆積層後の活動はない。奄芸層群堆積後から現在までの期間の落差はLoc. 4で 30 m 以上と推定したが、上限については断層の両側に松尾層が分布していることから考えて 150 m はこえず、 100 m 程度であろうと推定される。上位段丘堆積層後および中位段丘堆積層後の変位量についてはLoc. 4およびLoc. 5の資料により、またこれら両地点での断層の動きが同等であったと仮定すれば、それぞれ 13 m , $7\sim 9\text{ m}$ と推定される。

山口断層

山口断層は $N 20^\circ W$ の走向をもち、西側の花崗岩と東側の一志層群とを接する逆断層である。この断層は鳥戸断層と雁行する位置関係にあり、共に一志断層系の一部を構成する。

Loc. 11 (山口部落を流れる川の右岸) はすでに荒木慶雄(1960)によって花崗岩が礫層上に衝上していることが発見された露頭である。断層面の走向は $N-S$ 、傾斜は比高 1 m の露頭の上方で $30^\circ W$ 、下方で $40^\circ W$ であり、 5 cm の断層粘土をもっている(第3-f図)。下降地塊側の礫層は最大直径 50 cm の花崗岩、片麻岩の亜円礫で、花崗岩質の砂で充填されているが、どの礫も風化していない。しかし断層露頭の上部は現在の地表面を形成する新しい礫層が被っており、断層崖は認められない。したがって断層運動をうけた礫層はくさり礫を含まないとはいえ、最も新しい礫層ではなく、中位段丘堆積層と考えられる。Loc. 11の南方 150 m の地点では断層の上昇地塊側にのみ比高 5 m の段丘が存在するが、この段丘の礫層が断層運動をうけた礫層に対比できると考えると、段丘堆積層後の落差は約 15 m となる。

Loc. 13 (南北に通る小路の西側にあるみかん畑の傍の崖) では一志層群の細粒砂岩の上に花崗岩が衝上している。断層面は $N 5^\circ E$, $45^\circ W$ の走向傾斜を示し、 10 cm 幅の断層粘土をもっている。

Loc. 13 (南北に通る小路の西側) は露頭が小さいため確実な情報は得られないが、花崗岩が細粒砂岩の上に $N 20^\circ W$, $55^\circ W$ の走向傾斜をもって衝上している。

山口断層の落差の推定は困難であるがあえて試みれば次のようになる。断層の西側には櫛田層は分布していないが、南西方に大河内層が残っていることから、 100 m 程度と考えられる。そのうち 15 m は中位段丘堆積層以後の量である。

葛岡断層

葛岡断層は雁行する3本の正断層群からなっている。全体として東西に走るが、個々の

断層の走向は $N 65^{\circ} W$ である。断層の南側には基盤あるいは一志層群が、北側には奄芸層群が分布する。

Loc. 14 (南北の谷の西側の園芸場の傍) では花崗岩の上に奄芸層群の礫岩が不整合に重なっている。奄芸層群は $N 50^{\circ} W$ の走向で、北へ 25° 傾いている。不整合面もすべり、4 cm の灰白色粘土をもった $N 65^{\circ} W$ 、 $30^{\circ} N$ の断層面となっているが、主断層面は不整合面直下の花崗岩中にあり $N 65^{\circ} W$ 、 $60^{\circ} N$ の走向傾斜を示している。断層面上の線条の方向、引ずり褶曲から dip-slip であることが分かる。奄芸層群の内部には主断層と共役関係となる $N 80^{\circ} W$ 、 $70^{\circ} S$ の落差 30 cm の小断層がみられる (第 6 図左)。

Loc. 15 (南北の谷から南東に分岐する谷の北斜面) では、花崗岩と礫岩が $N 70^{\circ} W$ 、 $60^{\circ} N$ の断層によって接しているのが断層の走向にそって連続して観察される。礫岩は断層面から 15 cm の幅にわたってマトリックスが粘土化している。

Loc. 16 (丘陵の頂上にある小屋の傍) では細粒の片麻岩状花崗岩が 15 cm の断層粘土をはさんで奄芸層群の礫岩と接している。断層面の走向傾斜は $N 65^{\circ} W$ 、 $70^{\circ} W$ である。

葛岡断層の個々の断層の端点では奄芸層群が断層をまたいで分布していることから、落差は 30 m 程度と推定される。

小黒田断層

小黒田断層は小黒田南方を $N 45^{\circ} E$ の方向に走る逆断層である。

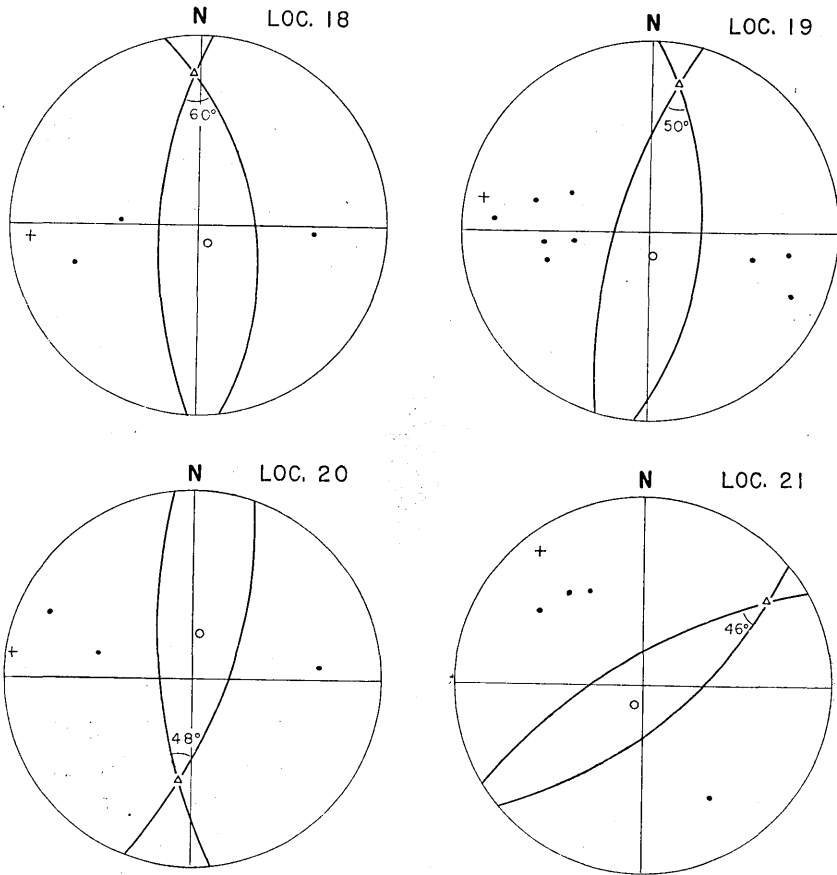
Loc. 17 (古墳の南をとる自動車道路の西側の畑の崖) では花崗岩を不整合に覆っている奄芸層群があり、その上に花崗岩が衝上している。断層面はやや波うっているが平均して走向 $N 45^{\circ} E$ 、傾斜は比高 5 m の露頭の上部で $50^{\circ} W$ 、下部では 30° となっている。主断層に対して共役関係にある小断層が奄芸層群の中にみられる (第 6 図右)。奄芸層群の不整合面はここではほぼ水平であるが、断層運動に伴って不整合面もすべった形跡がある。断層面は地表まで達しており、そこでは奄芸層群の上に積った赤色の土壌を切っている。しかし地表そのものは断層によって変位していない。しかがってこの土壌は現在の地表面が形成される以前の産物であろう。

小黒田断層の落差は断層の西方に 200 m はなれた上昇地塊の上に奄芸層群が残存していることから、あまり大きいとは考えられず、20 m 程度であろうと推定される。

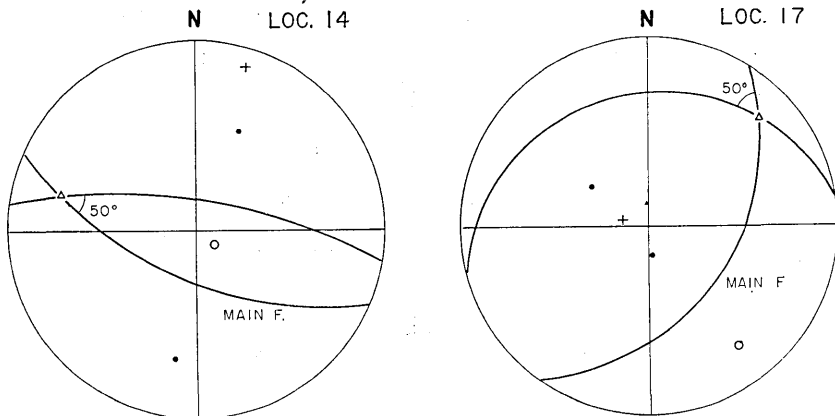
6. 小断層

松阪地域の被覆層内部には小断層の発達がよくない。そのうえ一志層群の露出がわるいこと、奄芸層群の岩相が礫岩であることなども原因となって小断層に関する資料が多く集まらなかった。

第 5 図は一志層群の内部に発達する小断層の例であって、一地点において共役の小断層の組が見出され、それによって主応力方向が決定できたものを示している。第 6 図は主断層の活動に伴ってその近傍に生じた小断層を用いて、主断層を動かした主応力方向を求めたものである。資料を採集した地点は第 2 図に示されている。ステレオ投影にあたってはウルフ網の上半球を用い、断層面の法線、断層面の大円 (ほぼ平行する断層面が二つ以上



第5図 一志層群内部に発達する小断層(ウルフ網上半球投影)
 ○印: 最大圧縮主応力軸 σ_1 , Δ 印: 中間圧縮主応力軸 σ_2 , +印: 最小圧縮主応力軸 σ_3 .



第6図 主断層とそれに付随して発達する小断層(ウルフ網上半球投影)
 ○印: 最大圧縮主応力軸 σ_1 , Δ 印: 中間圧縮主応力軸 σ_2 , +印: 最小圧縮主応力軸 σ_3 .

あるときはそれを平均化したもの), 主応力軸を表示した。主応力については圧縮を正とし $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ の規定で示してある。

第5図に示される結果は南北方向および北東方向の正断層の組である。Loc. 21 における北東方向の正断層運動はこの地点のすぐ東側に推定される阪内断層と平行した断層と関連したものであろう。事実 Loc. 21 は奄芸層群の不整合面直下の一志層群の露頭であり、ここにおける小断層は奄芸層群の下底を切っていない。このことは次節で述べられるように、阪内断層の活動時期が奄芸層群以前であることと調和している。一方 Loc. 18, 19, 20 が示す南北方向の正断層運動については主断層の中にこれと調和するものは見出せないが、ある時期に東へ傾くような撓曲運動があり、その運動に関係しているものかも知れない。

第6図の葛岡断層 (Loc. 14), 小黒田断層 (Loc. 17) に伴う小断層は、これらの断層がほとんど diagonal な成分をもたない dip-slip fault であることを意味しているものといえよう。

7. 松阪地域の断層活動の区分

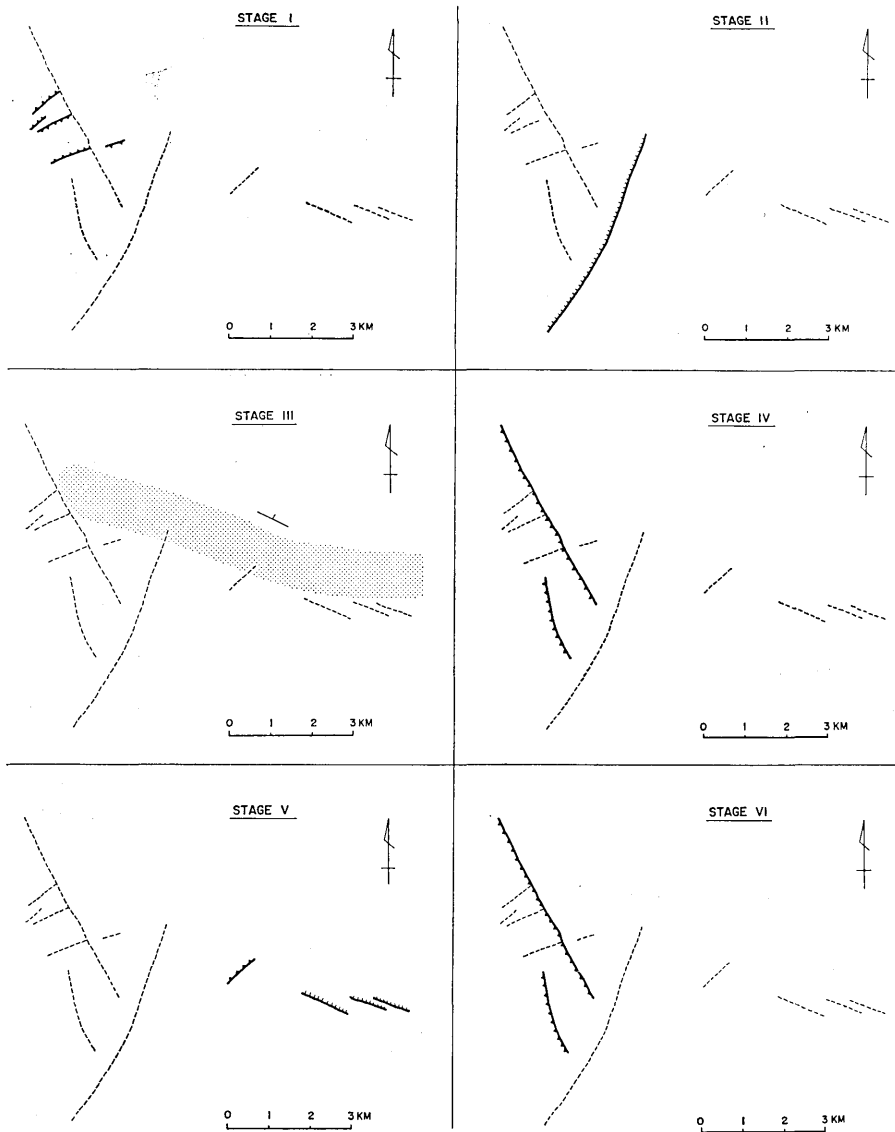
第2図の地質図に示されている12の断層について、断層運動の時間的關係、断層の方向、断層の性質によっていくつかの異なる断層活動のステージが識別される。以下にこの区分された断層活動を古期のものから順に記述したのち、ステージ別の構造図にまとめる(第7図)。断層活動の時期は時代の分っている被覆層の一部を変位させているか否かによってきめられる。しかし断層活動は一定の継続期間をもっているはずであるし、またひとつの層群の堆積には長い時間を要している。したがってある断層活動がA層群後—B層群前といってもかならずしも厳密にA層群の堆積が終了したのち、B層群の堆積が開始される以前の期間内でのみ断層活動が限定されるわけではなく、堆積作用と断層活動との間に同時進行の期間が含まれている可能性を否定しない。

横滝断層活動——第Iステージ

この断層活動は横滝断層、広出断層およびこれらに平行な断層によってもたらされた東北東方向の高角逆断層の運動である。活動の時期は、これらの断層が一志層群を切りながら奄芸層群を変位させていないことから一志層群後—奄芸層群前と考えることができる。次の阪内断層の活動時期も同じ時間範囲に入るが、横滝断層系は吉沢甫他(1966)によって明らかにされている領家帯の基盤構造に平行であるのに対して阪内断層系およびそれ以後に活動した断層系は基盤構造を切って生じている。また一般に近畿地方の新生代の構造運動においては基盤構造に調和した東西方向のいわゆる瀬戸内方向の運動につづいて、それに斜交または直交する鈴鹿方向の運動が起っている(藤田, 1962)。これらのことから横滝断層系の活動は阪内断層の活動に先行すると考えられる。

阪内断層活動——第IIステージ

この断層活動に参加した断層は第2図の範囲では阪内断層だけであるが、榎田地区に分布する一志層群の東側にも同性質の断層が推定される。この断層活動は北北東方向の断層



第7図 断層活動のステージ別に区分された松阪地域の断層活動図

の北西側が相対的に下がる正断層運動であり、断層によって限られた地塊は南東方へ傾動するという特徴をもっている。現在の一志層群の大局的な分布はこの断層運動に支配され、松阪西方および南東方のふたつのいわば断層角盆地に分かれている。活動の時期は奄芸層群を変位させていないことから一志層群後—奄芸層群前であるが、すでに述べたごとく横滝断層系よりは後と考えられる。

古期鳥戸断層活動——第 IV ステージ*

これは鳥戸断層および山口断層が北北西方向の二つの雁行する逆断層として、奄芸層群後一段丘堆積層以前に運動した活動である。いわゆる一志断層の活動にあたる。

葛岡断層活動——第 V ステージ

これは東西方向に雁行配列した西北西方向の三つの正断層群である葛岡断層の活動である。奄芸層群を切っているため、その活動時期は奄芸層群後であることは明らかであるが、上限をおさえる堆積物はない。しかし葛岡断層の周辺に広がる丘陵の頂面は変位を受けていないので、上位段丘堆積層以前の活動であると考えられる。木村一朗(1968)は葛岡断層に対して、東西性の右ずれの *strike-slip* 変位を伴った雁行断層群である可能性を示唆している。筆者も雁行断層群のパターンからその可能性は認めるが、すでに第 6 節の小断層の項で記述したごとく、断層群を構成する断層の近傍における小断層の解析結果(第 6 図左)は少くも構成断層に横ずれ成分のないことを示している。

小黒田断層活動——第 V ステージ

これは北東方向の走向をもち、北西側が上昇する逆断層の運動である。この断層は奄芸層群を切るが、丘陵頂面を変位させていないため、活動時期は奄芸層群後—上位段丘堆積層前と考えられる。しかし葛岡断層の活動時期との前後関係は不明である。両者はほぼ直交し、一方は正断層、他方は逆断層という関係にあるため、同じ時期に形成されたと考えられることも可能である。いま仮に同時説をとることとする。

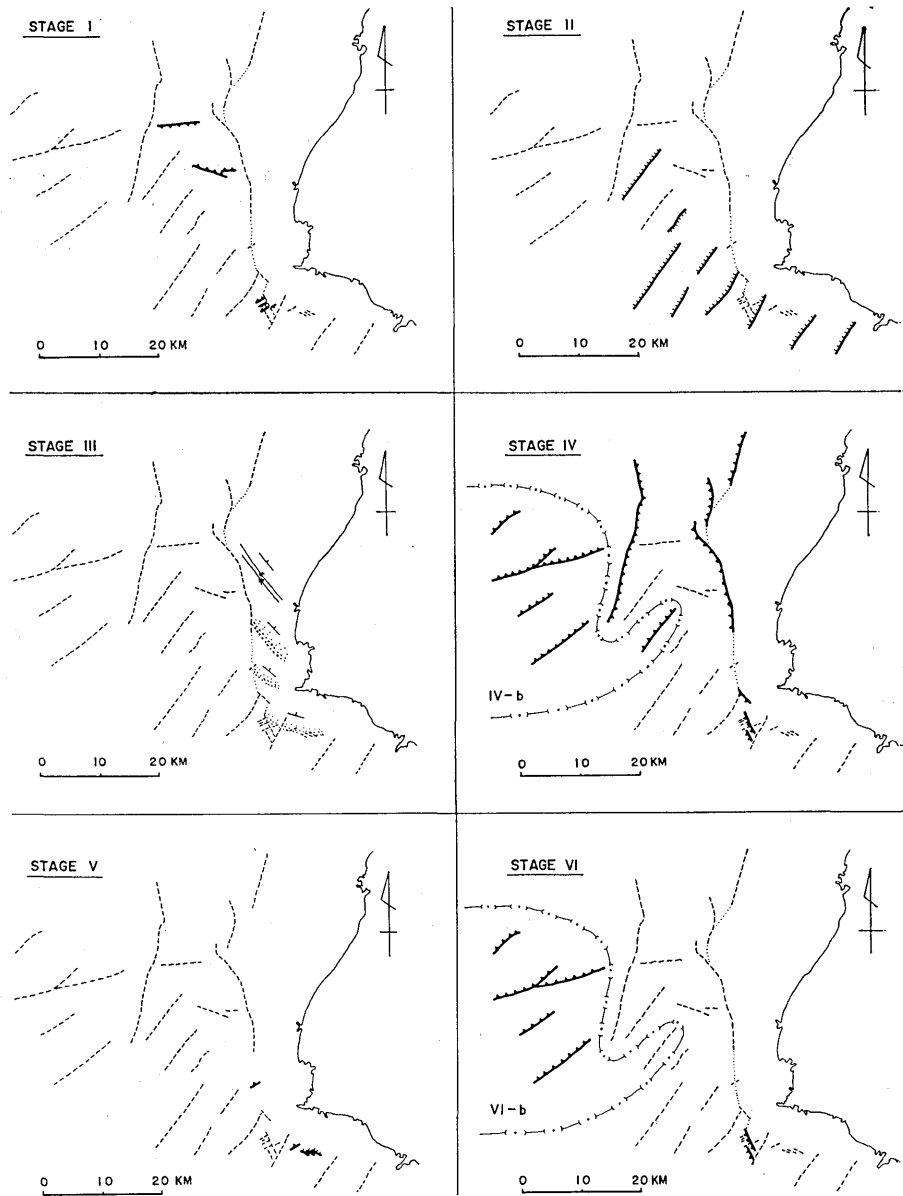
小黒田断層と古期鳥戸断層との活動時期の前後関係はつぎのような事実によって推定される。すなわち松阪北方約 10 km の伊勢八太では(第 8 図)、小黒田断層によく似た走向 N 55° W、傾斜 40° N の逆断層によって一志層群が奄芸層群の上に衝上している。この地点は構造的には一志断層の活動に関連してできた南北方向の撓曲帯にあっているが、一志断層に伴う構造がこの断層によって切られている。古期鳥戸断層の活動は一志断層の活動の一部と考えられるので、小黒田断層の活動は古期鳥戸断層の活動よりも時間的に新しいことになる。

新期鳥戸断層活動——第 VI ステージ

これは鳥戸断層および山口断層が段丘堆積層以後に再活動した逆断層運動である。第 5 節で述べられたように上位段丘堆積層後および中位段丘堆積層後にそれぞれ 10 m 前後の変位が知られており、下位段丘堆積層以後の活動はない。

以上のように区分された松阪地域の断層活動は第 7 図のように表示される。ここでいま仮りにこれらの断層活動が断層の方向に直交する応力によって惹き起されるものとするれば、各々のステージに対応する主応力の方向が求められよう。しかしながらこのような仮定にもとづいた推論が正しくないことは第 9 節で述べられる。

* 第 III ステージについては次節を参照。



第9図 断層活動のステージ別に区分された松阪周辺地域の断層活動図

第 II ステージの阪内断層系に対比される断層は松阪の周辺地域において最も顕著に発達している。東側より列举すれば、明星および田丸に分布する一志層群の東側に推定される断層 (木村, 1968), 榑田および五佐奈に分布する一志層群の東側に推定される断層 (木村, 1968), そして阪内断層, 白米山断層 (滝本, 1935), 波瀬断層 (荒木, 1960), 下之川断層 (荒木, 1960), 家城断層 (山田, 1958), 佐田断層 (荒木, 1960), 阿波断層 (荒木, 1960 b)

が挙げられる。これらの断層は北東方向の走向をもち、5~10 km の間隔で平行に並んでいる。佐田断層をのぞいて、すべて断層の北西側が下降し、断層で区切られた各地塊は南東に傾動している。したがって現在一志層群は断層の北西側、すなわち地塊の南東部に分布している。断層面の傾斜については阪内断層の $60^{\circ}W$ をはじめとして、白米山断層では $70^{\circ}\sim 80^{\circ}W$ (山田, 1958) および $70^{\circ}W$ (荒木, 1960), 波瀬断層では $60^{\circ}W$ (荒木, 1960; 筆者も確認), 下之川断層では $80^{\circ}E$ (荒木, 1960; 筆者も確認) および $70^{\circ}E$ (木村一朗, 1961b), 家城断層では $70^{\circ}W$, $60^{\circ}W$ および $80^{\circ}E$ (荒木, 1960) と報告されている。最後の $80^{\circ}E$ という高角逆断層面が報告されているすぐ近傍で筆者は $70^{\circ}W$ の正断層面を観察した。阿波断層については $90^{\circ}\sim 85^{\circ}E$ (荒木, 1960b) と報告されている。以上のように阪内断層に対比される断層はほとんど正断層であり、若干の地点で高角逆断層となっている。高角の逆断層面をもつ下之川断層と阿波断層はどちらも山間の小区域に残存する一志層群を切っているという特徴をもっているが、これは何かの意味を含んでいるかも知れない。

第 IV ステージの鳥戸断層系に対比される周辺地域の断層は従来一志断層とよばれてきたものである。一志断層は鈴鹿山脈の東側にそって南下し、松阪地域まで 90 km の範囲にのびており、西側の基盤あるいは一志層群と東側の奄芸層群との境をなしている。しかしながら一志断層は単一の連続した断層ではなく、雁行した数本の断層の集合としてある。すなわち亀山市の北方および西方では、赤嶺秀雄他 (1951) および荒木慶雄・北村治郎 (1963) の調査によると一志断層は二度雁行していると解釈される。しかし撓曲帯は雁行した個々の断層をつなげてのびている。さらに南へ津市の西方までは断層として現われているが (荒木, 1960), 津市西方より南方までは撓曲帯としてつづいている (山田, 1958; 木村一朗 1961)。松阪市北西方に至り北西方向の断層が現われ、この断層はさらに鳥戸断層, 山口断層と雁行配列している。断層面の傾斜は津市北西方で $65^{\circ}\sim 82^{\circ}$ の逆断層 (木村一朗, 1959), 津市西方で 80° の逆断層 (荒木, 1960) となっている。これらの傾斜角は松阪地域における鳥戸・山口断層のものよりも急傾斜であるが、後者の断層面は新期の再活動によるものであるのに対し、前者は再活動をしない古期の断層面であることに注意する必要がある。鳥戸・山口断層をも含めた一志断層系の活動は奄芸層群後および上・中位段丘堆積層後 (第 VI ステージ) に認められるが、その奄芸層群前の活動については明確ではない。一志断層あるいはその撓曲帯にそっての一志層群と奄芸層群間の不整合関係は顕著な傾斜不整合ではない。いっぽう奄芸層群の堆積時における古地理図 (桑原, 1968; 石田・横山, 1969) は後に鈴鹿・布引両山脈として出現する地帯が、東海湖と古琵琶湖とをへだてる隔壁として現在の一志断層の西側にそって存在していたことを示している。だがこの隔壁も松井寛 (1967) の奄芸層群中の礫種の研究によると非常に低いものであったらしい。このようなことから一志断層は奄芸層群後の活動が主要なものであるが、一志断層の発生をうながすような鈴鹿・布引山脈のゆるい曲隆はすでに奄芸層群の堆積中から準備されていたと考えることができる。

第 V ステージの小黑田断層に対比される断層としてはすでに第 5 節で述べられたように、松阪市の北方において見出された一志断層の活動に伴う撓曲構造を切る逆断層が挙げられる。

一志断層の東側に分布している奄芸層群の構造に関して次のような事実がある。奄芸層

群は一般に北東方向へむけて次第に上位の地層が分布しているのであるが、第8図に示したごとく、基底の小山礫岩層が津市南西方、松阪市北西方、および松阪市南方と三度くりかえして地表に露出している。これらのくりかえしの間隙は現在沖積層が被っているため、観察することができないが、そこには断層あるいは撓曲がかくされているはずである。この構造を推定する手がかりは津市から北西方にのびる高野尾背斜と志登茂向斜(荒木, 1953)の存在である。向斜は背斜のすぐ南西側を平行して走り、全体として階段状の撓曲構造を形成している。運動のセンスは逆になるが、類似の構造が嘉藤良次郎(1957)によって養老山脈の南縁において見出されている。津市—松阪市間の奄芸層群の北西方向の撓曲あるいは潜在的な断層構造は一志断層によって切られているので、その形成時期は奄芸層群後—鳥戸断層の古期の活動前であろう。したがって松阪地域における断層活動の区分にあてはめると第IIIステージの活動とすることができる。

布引山地以西の上野市周辺では奄芸層群に対比される古琵琶湖層群(石田・横山, 1968)を切る北東方向の断層系が卓越している。これらの断層は南東側が下降する逆断層群であり、断層によって区切られた地塊は一樣に北西方向に傾動しているのが特徴である。逆断層面の傾斜角は信楽断層で $50^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 、鳥ヶ原・伊賀断層で $50^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 、法花断層で $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 、西田原断層で $55^{\circ}\sim 75^{\circ}$ と報告されている(高谷, 1963; 近藤, 1968)。さらに布引山地の山頂平坦面の南東側の急崖にもこの断層系に属する断層が推定される。これら伊賀地域を中心に発達する北東方向の断層系を伊賀断層系とよぶこととする。伊賀断層系のほかに鈴鹿・布引山地と伊賀盆地との境界に頓宮断層とよばれる $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$ の断層面をもつ逆断層があり、古琵琶湖層群を切っている(近藤, 1968)。

伊賀断層系および頓宮断層の活動時期はともに奄芸層群と同時代の古琵琶湖層群堆積後であることが知られるが、近藤善教(1968)は頓宮断層の方がやや早期に形成されたと考えている。頓宮断層は一志断層とともに鈴鹿・布引山地を東西からかかえるようにして、その隆起に関与しているとみなされるために、第9図では第IVステージに活動したものとして図示されている。いっぽう伊賀断層系の活動は古琵琶湖層群後にはじまり、少くも一部は第四系の高位礫層後にも活動している(荒木, 1962; 近藤, 1968)。しかし松阪地域の断層活動には伊賀断層系の活動と直接的に対応をつけうるものがない

第3表 松阪および周辺地域における構造運動の順序

(ステージ)	……下位段丘堆積層の堆積……
VI-b	伊賀断層系
VI	一志・鳥戸断層系 } の再活動
V	……上・中位段丘堆積層の堆積……
IV-b	葛岡断層系
IV	小黑田断層系 } の活動
III	伊賀断層系の活動
II	一志・鳥戸断層系 } の活動
I	頓宮断層
	奄芸層群中の階段状撓曲の形成
	……奄芸・古琵琶湖層群の堆積……
	……準平原化: 布引面の形成……
	阪内断層系の活動
	横滝断層系の活動
	……一志層群の堆積……
	……起伏に富む基盤上に海進……

ために第9図においてはステージIV-bおよびステージVI-bの断層活動として表示した。

伊賀断層系は平面的にみるならば阪内断層系と平行であり、一見調和的であるが、活動の時期は明らかに異なるうえ、前者が逆断層であるのに対して、後者は正断層である(第8図)。しかし断層面は共に北西方へ傾いているため、伊賀断層系はもともと阪内断層系として形成された断層面を利用して、逆センスに動かした可能性も考えられよう。

布引山地およびその周辺地域にみられる小起伏面については木村一朗(1964)による精緻な研究がある。それによると布引山地山頂に発達する小起伏面は「布引面」とよばれ、準平原化の時代は一志群層群後一奄芸層群前である。したがって奄芸層群、古琵琶湖層群の基底面の平坦化は「布引面」の形成と同時に考えられる。阪内断層系に属する家城断層と下之川断層によってはさまれた地塊の上にも小起伏面が存在し、模式地の「布引面」に対し高度のギャップをもたない(木村一朗, 1961b)ので、阪内断層系による地塊運動は準平原化に先行することがわかる。伊賀断層系の活動は古琵琶湖層群後であるため、現在断層運動によって上昇した地塊では古琵琶湖層群の基底面が洗い出されて見事な傾動地塊の地形をみせている。

松阪および周辺地域で認められる構造運動の順序は第3表のようにまとめられる。

9. 松阪および周辺地域でみられる地塊運動および地塊断層の性格

松阪およびその周辺地域でみられる地塊断層はさまざまな方向をむいた正断層、逆断層の集合であり、その傾斜角もまちまちであるが、第7節、第8節に記述された分類をほどこすとかなりの規則性があらわれてくる。

第4表をみると、断層面の傾斜角について、新しい時代に活動した逆断層は低角で、古

第4表 各断層系の断層面傾斜角

ステージ	断層系	走向	傾斜角の範囲	実測値
VI-b	伊賀	北東	40°~80°逆	40°N, 50°N, 60°N, 60°N, 70°N, 70°N, 75°N, 80°N, 80°N, 80°N
VI	一志・鳥戸	北北西	25°~55°逆	25°W, 30°W, 30°W, 30°W, 35°W, 40°W, 40°W, 40°W, 45°W, 50°W, 50°W, 55°W
V	葛岡	西北西	60°~70°正	60°N, 60°N, 70°N
V	小黒田	北東	30°~50°逆	30°W, 50°W
IV-b	伊賀	北東	—	
IV	頓宮	北北東	50°~80°逆	50°E, 50°E, 70°E, 75°E, 80°E, 80°E
IV	一志・鳥戸	北北西	65°~82°逆	65°W, 80°W, 82°W
III	奄芸層群中の階段状撓曲	北西	—	
II	阪内	北東	60°~90°正 70°~90°逆	60°W, 60°W, 60°W, 70°W, 70°W, 70°W, 70°W, 80°W, 90°W, 85°E, 80°E, 70°E
I	横滝	東西	50°~90°逆	50°N, 70°N, 90°N, 90°N

い活動期の逆断層は高角となっている。また一志・鳥戸断層系についてだけみても、ステージ IV として表されている奄芸層群後一段丘堆積層前に活動した部分の断層面の傾斜角とステージ VI として表されている上・中位段丘堆積層後に再活動した部分の断層面角とを比較すると、後者の部分は明らかに低角である。活動期の古い断層はより長期にわたって侵食にさらされ、したがってより深い削剝をうけていると考えられるので、現在地表で観察する部分はその形成時には地表面下の一定の深所にあったことになる。このように松阪および周辺地域に分布する逆断層は地表近くでは低角であるが、深い部分では高角となっていると考えることができる。

第5節に記述したごとく、一志・鳥戸断層系に属する鳥戸断層、山口断層の露頭において、しばしば下方で高角、上方で低角となっている逆断層面が観察された。このような湾曲した断層面は断層の形成後の地表付近のクリープによる変形として説明することも可能であるが、はじめから断層面が曲面として形成されたと解釈することもできる。理論的にもこのような曲面断層の形成は正当化される (Hafner, 1951)。理想物体と天然の岩体との差違に注意する必要があるが、変位が無限小で、かつ媒質が力学的に均質・等方的な弾性体という限定のもとで、地表近くで逆断層が形成される場合、地表面は主応力面となるため形成される逆断層の傾斜角は 30° 前後とならざるをえない。したがって一定の深所で鉛直方向の差動変位が与えられたときに発生する逆断層は下方で高角、上方で低角の断層面をもつはずである。実験的にもこのような断層の形成はたしかめられている (Sanford, 1959; 恒石, 1970)。また阿武隈山地東縁の双葉逆断層もこの種の曲面断層であることが結論されている (恒石, 1966)。

第4表で VI のステージに再活動した伊賀断層系に属する鳥ヶ原・伊賀断層の逆断層面の傾斜は同じステージに活動した一志・鳥戸断層系のものよりもやや高角であるが、これは鳥ヶ原・伊賀断層の新期の変位量が大きかったために、現在観察しているのは下部の高角な部分であると考えられる。一志・鳥戸断層系の新期の変位量が十数 m であるのに対して、鳥ヶ原・伊賀断層が切っている第四系の北又礫層の厚さだけでも平均 50 m あり (近藤, 1968)、断層の変位量はさらに大きいはずである。

正断層についても第4表をみると、活動期の古い阪内断層系に属する各断層は 60° の正断層をはじめとし $70^\circ, 80^\circ, 90^\circ$ という高角正断層および $70^\circ, 80^\circ$ の高角逆断層の断層面を示している。一方新期の葛岡断層は $60^\circ \sim 70^\circ$ の普通の正断層である。このことは正断層についても、逆断層の場合と同様に深部においては高角となっている可能性を示唆している。さらに推論すれば、松阪およびその周辺の地塊断層は地表近くでは正断層あるいは逆断層の系列として現われていても地下深部ではともに高角断層として、本質的には区別できないものとなっている可能性さえ考えられる。

松阪およびその周辺地域で認められる構造運動のうち広範囲にわたって起ったものは阪内断層系・伊賀断層系・一志・鳥戸断層系の活動および奄芸層群の階段状拗曲運動である。このうち一志・鳥戸断層系は頓宮断層と共に鈴鹿・布引山地をホルストとして隆起させている。他の三つの構造運動は規則的な傾動地塊群を形成している。すなわち伊賀断層系の地塊運動は布引山地を隆起させるような、言いかえれば琵琶湖を沈降させるような全

体的な撓曲と関係しており、また奄芸層群の階段状撓曲運動は北部を沈降させるような全体的な撓曲に伴っている。その運動のパターンは、個々の地塊の傾動方向が全体の傾動を強める方向に、しかし個々の断層は全体の傾動を減殺する方向に作用している (antithetic fault)。このような規則性を最も古い阪内断層系の運動に適用するならば、その活動時において布引山地を、あるいはそのさらに北西方を隆起させようとする運動と結びついた形で地塊運動が行われたと推量される。

これらの規則的な傾動地塊群を形成している地塊断層は 5~10km の間隔をもって規則的に並んでいる。また瀬戸内地質区においては 80~100 km 間隔の地波的な撓曲が知られている (藤田, 1968)。それゆえ松阪周辺地域にみられる、全体的な撓曲運動の上に発達した規則的な地塊運動は、このより大きなオーダーの撓曲運動に支配されながら形成された第 2 次のオーダーの構造運動であると考えられる。そして地塊断層の規則的な 5~10 km の間隔は ductile な物性をもった地下の深部層の上に乗るところの brittle layer の存在およびその厚さを示唆しているのではないであろうか。褶曲の研究において木村敏雄 (1968) は流れ褶曲の生成深度を 10 km 程度と推定していることもこの考えを裏付ける。

これまでの考察によって、地表でみられる断層が正断層であるか逆断層であるかによって直ちに広域の応力が tension であるとか compression であるとかいうことはできないことがわかる。しかし一方において同時期に活動したとみなされる断層が規則的に配列していることは何らかの広域応力の存在を要求する。したがって地殻上部の厚さ 10 km 程度の brittle layer の存在を仮定するとき、この layer を変形させる広域応力を推定することが今後の課題として残される。地殻上層部の brittle layer の変形が bending によるか buckling によるかの点に関して、阪内断層系および伊賀断層系の活動に関連する大きなオーダーの地波的撓曲もその一部として含まれるところの、瀬戸内地質区において北東方向に軸をむけ、全体として瀬戸内方向に雁行配列している地波的撓曲などは瀬戸内方向にそう右回りの shearing にともなう地殻上部層の buckling によるものと考えられよう。これと関連して金子史郎 (1966) および岡田篤正 (1968, 1970) によって研究された第四紀後半における中央構造線の右ずれ変位は注目される。

しかしながら上記の広域応力によって、鈴鹿・布引山塊の地塁形成に関与した一志・鳥戸断層系と頓宮断層、奄芸層群中の階段状撓曲およびその他の断層の形成までも説明されるわけではない。したがってこれらの断層に対しては応力方向の変換とかあるいは別の構造形成機構が求められよう。

10. ま と め

三重県松阪地域の地質調査をおこない、当地域に分布する新生界の層序および構造を明らかとし (第 2 図)、周辺地域の地質構造との比較検討をおこないながら、断層運動を区分し、地塊運動の性格について論じた。

松阪地域の新生界は一志層群、奄芸層群、段丘堆積層であり、周辺地域にはこの他に奄芸層群相当の古琵琶湖層群が分布している (第 1 表)。第 5 節において松阪地域の断層はさまざまな方向をむいた正断層・逆断層であり、全体として当地域をモザイク状の地塊に分

割している。また主断層に付随する小断層の解析が可能なものについて、断層運動が *dip-slip fault* であることが示された(第6図)。つぎに第7節に述べられたごとく、時代の分っている被覆層を変位させているか否かによって、断層の活動期を区別し、さらに断層の方向や性格を考慮にいれながら、いくつかの断層活動のステージおよび断層系を識別することができた(第7図)。

松阪地域で明らかにされた断層系およびその活動時期の知識によって、周辺地域においてすでに多くの研究者によって調査されている多数の断層を区分することを試みた。その結果は第8図、第9図および第3表に示されている。

これらの断層系のうち広域にわたって地質構造の形成に参加しているものは阪内断層系、一志・鳥戸断層系、頓宮断層、伊賀断層系、奄芸層群中の階段状撓曲である。一志・鳥戸断層系と頓宮断層とは鈴鹿・布引山地を一種のホルストとして隆起させることに関与している。他の断層系は *antithetic fault* のパターンをもっており、地域の 100 km オーダーの撓曲運動および 5~10 km 間隔の傾動地塊の形成に関係している。

第4表にまとめられた断層系ごとの断層面傾斜角は、新しい活動期の逆断層系の断層面は低角であるが、古いものは高角であることを示している。また個々の断層露頭においても上方にゆるく、下方に急角度となっている逆断層面が観察される。正断層についても同様の関係が存在する可能性がある。これらの事実にもとづいて第9節では、松阪および周辺地域における地塊断層は地下深所で急角度となる曲面断層である可能性が他の地域における野外観察、理論的考察、実験結果を合せて議論された。

また *antithetic fault* のパターンおよび地塊断層間の間隔から地殻上層部に厚さ約 10 km の *brittle layer* の存在を推定し、それによって阪内断層系および伊賀断層系の形成機構を論じた。

引用文献

- 赤嶺秀雄・細野実・久保恭輔, 1951, 三重県亀山地方の垂炭をふくむ第三系, 資源研彙報, 19—21, 149-158.
- 荒木慶雄, 1953, 三重県安濃川流域の新生界, 三重大学芸研究紀要, 10, 63-68.
- ARAKI, Y., 1960, Geology, paleontology and sedimentary structures (including problematica) of the Tertiary formations developed in the environs of Tsu City, Mie prefecture, Japan, *Bull. Liberal Arts Dept. Mie Univ. Spec. Vol.*, 1, 1-118.
- 荒木慶雄, 1960b, 三重県阿波盆地の第三紀層, 東北大理科報告(地質学)特別号, 4, 523-529.
- 荒木慶雄, 1962, 上野市地下資源調査報告書, 上野市, 1-19.
- 荒木慶雄・北村治郎, 1963, 三重県関地方の鈴鹿層群, 三重大学芸研究紀要, 27, 89-95.
- HAFNER, W., 1951, Stress distributions and faulting, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 62, 373-398.
- HUZITA, K., 1962, Tectonic development of the median zone (Setouti) of southwest Japan, since Miocene, *Jour. Geosciences. Osaka City Univ.*, 2, 103-144.
- 藤田和夫, 1968, 六甲変動, その発生前後—西南日本の交差構造と第四紀地殻運動, 第四紀研究, 7, 248-260.
- 石田志朗・横山卓雄, 1969, 近畿・東海地方の鮮新・更新統の火山灰層序と諸問題, 第四紀研究, 8, 31-43.
- KANEKO, S., 1966, Transcurrent displacement along the Median Line, south-western Japan, *New Zealand Jour. Geol. Geophys.*, 9, 45-59.

- 嘉藤良次郎, 1957, 養老山脈南縁の地質構造および鈴鹿山脈の形成, 地質雑, 63, 475-484.
- KIMURA, T., 1968, Some folded structures and their distribution in Japan, *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 39, 1-26.
- 木村一朗, 1959, 三重県津市北西方の第三紀層について, 愛知学芸大研報, 8 (自然科学), 47-54.
- , 1961, 三重県津市南方の新生界の層序, 愛知学芸大研報, 10 (自然科学), 117-126.
- , 1961b, 三重県一志郡下之川地区の新生界, 地学研究, 12, 177-184.
- , 1964, 三重県一志郡西部に発達する地形面, 愛知学芸大研報, 13 (自然科学), 41-54.
- , 1968, 三重県松阪市周辺の新生界の地質と地形, 愛知教育大研報, 17 (自然科学), 81-92.
- 近藤善教, 1968, 伊賀構造盆地の構造地質学的研究, 地質調報, 231, 1-29.
- 桑原 徹, 1968, 濃尾盆地と傾動地塊運動, 第四紀研究, 7, 235-247.
- 岡田篤正, 1968, 阿波池田付近の中央構造線の新时期断層運動, 第四紀研究, 7, 15-26.
- , 1970, 吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度, 地理学評論, 43, 1-21.
- 大草重康・安部 明, 1966, 三重県加太盆地の地質構造, 松下進記念論文集, 97-104.
- SANFORD, Allan R., 1959, Analytical and experimental study of simple geologic structures, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 70, 19-52.
- 柴田 博, 1967, 三重県中部の中新一志層群, 地質雑, 73, 337-346.
- 鈴木好一・細野 実・久保恭輔, 1948, 三重県鈴鹿郡加太地方の石炭を含む第三系の加太層について, 資源研彙報, 12, 33-46.
- TAKAYA, Y., 1963, Stratigraphy of the Paleo-Biwa group and the paleogeography of Lake Biwa with special reference to the origin of the endemic species in Lake Biwa, *Mem. College of Sci. Univ. Kyoto*, 30, 81-119.
- 竹原平一, 1961, 伊勢湾西岸の奄芸層群層序, 榎山次郎記念論文集, 45-50.
- 滝本 清, 1935, 三重県一志郡地方の新生界, 地球, 23, 326-338.
- 恒石幸正, 1966, 阿武隈山地広野地域の地質構造, 地震研究所彙報, 44, 749-764.
- , 1970, 断層模型実験——基盤の変位に対する被覆層のレスポンス (演旨), 地質雑, 76, 106.
- 山田 純, 1953, 南勢の新生界, 三重大学芸研究紀要, 10, 69-71.
- , 1958, 三重県雲出川南縁の一志層群について, 藤本治義記念論文集, 277-281.
- YOSHIZAWA, H., W. NAKAJIMA and K. ISHIZAKA, 1966, The Ryoike metamorphic zone of the Kinki district, southwest Japan: Accomplishment of a regional geological map, *Mem. College of Sci. Univ. Kyoto*, 32, 437-454.

35. *Geologic Structure of the Matsuzaka Area and its Vicinity, Southwest Japan.*

By Yukimasa TSUNEISHI,
Earthquake Research Institute.

Patterns of block faulting and characteristics of the faults which bound the blocks were studied in the Matsuzaka area and its vicinity, southwest Japan (Fig. 1). Basement rocks of the area are composed of gneiss and granite of Cretaceous age, and overlain by the Miocene Isshi group and the Plio-Pleistocene Agé and Kobiwako groups. The area has been disintegrated into blocks by numerous normal and reverse faults of different orientations (Fig. 2). Some of them are proved to be dip-slip faults as a result of stress analysis using minor conjugate faults (Fig. 6).

Six stages of fault movements can be distinguished on the basis of the trend and nature of the faults and also the age of displaced sedimentary covers in the Matsuzaka

area (Fig. 7). Similar studies are extended to the surrounding area. Faults observable in the Matsuzaka and surrounding areas, shown in Fig. 8, are classified into several fault systems (Fig. 9).

Among them, the Sakanai, Isshi, Tongu, and Iga fault systems as well as step-like flexures in the Agé group are the controlling factors of forming the structure of the area. The Isshi and Tongu fault systems are related to a horst-like uplift of the Suzuka and Nunobiki ranges. The Sakanai and Iga fault systems in addition to step-like flexures in the Agé group appear to be all antithetic faulting. These fault systems have formed the series of systematically tilted blocks of 5-10 km width, which seem to be genetically related to the undulations of 100 km order. The above characteristics lead to an assumption that the brittle layer about 10 km thick overlies the less brittle, or ductile layer in this part of the crust.

The bounding faults of each faulted block are dip-slip faults of normal or reverse type. The dips of the fault planes are listed in Table 4. The dips of reverse faults of older age are steeper, whereas those of younger ones are more gentle. This difference seems to have resulted from the depth of erosion upon the curved reverse fault planes, which are steeper in depth and gentle towards the surface. Mechanism of formation of the curved fault planes is discussed from the theoretical and experimental view-point in this paper.