ISSN 0386－5878

土木研究所資料第2688号

土 木 研 究 所 資 料

第四紀断層の地形と地質(1)

昭和63年12月

建 設 省 土 木 研 究 所
地質化学部地質研究室

Copyright © (1988) by P.W.R.I.

All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Director General of P.W.R.I.

この報告書は、土木研究所長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部又は一部の転載、複製は、土木研究所長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。

土木研究所資料
第2688号1988年12月

第四紀断層の地形と地質(1)

地質研究室研究員　脇坂安彦
阿部昌彦

要旨

第四紀断層の地形と地質との関係の把握，土壌ガス濃度の断層探査，活動性評価の有効性の検討を目的に調査を行った。本報告書では調査を行った断層のうち，福島市北方の第四紀断層，月岡断層・沼越峠断層，鶴川断層および阿寺断層系の調査結果を述べた。

キーワード：活断層・第四紀断層・第四紀・土壌ガス

ま　え　が　き

第四紀断層は*は最近の地質時代に活動しただけでなく，将来も活動する可能性を持っている。第四紀断層が活動することにより，ダムなどの土木構造物が受ける影響は，地震動と地盤・岩盤の変位とに大別できる。これらのうち地震動は近年の耐震設計により対応することができるが，変位に対応する設計法で広く合意されているものは今のところない。そこで，構造物を計画するに当っては，将来，活動する可能性のある第四紀断層を避けるのが最も有効な方法である。このためには構造物の計画地周辺で事前に地形・地質調査等を行って，断層の有無の確認や，断層が存在した場合にはそれが将来活動する可能性があるのか否かの確認を行う必要がある。このような調査の際に，断層の地質的性状（断層の位置，破砕帯の規模・破砕度，変位量など）が，周辺の地形的特徴からあらかじめ予測できれば，調査の進行上，非常に有効である。

このような観点に立って，昭和59年度より63年度にわたって図に示したような断層を対象にして，地形・地質調査を実施してきた。また，近年，断層の探査や活動性の指標としてとり上げられるようになってきた土壌ガスの分析も各断層で行った。

本報告書は調査を行った９地区のうち，福島市北方の第四紀断層（59年度），月岡断層・沼越峠断層（62年度），鶴川断層（61年度），阿寺断層系（60年度）の調査結果をまとめたものである。残りの断層の調査結果および全体のとりまとめは，続編で行う予定である。

調査に当っては，東北地方建設局福島工事事務所，中部地方建設局小里川ダム工事事務所の方々に御援助いただいた。桑原啓三地質官，市川　慧地質化学部長には御指導いただいた。また，地質研究室長沢政和技官，部外研究員古西和夫氏には，現地調査の際に御協力いただいた。
これらの方々に厚く御礼申し上げます。

なお，現地調査の主要部およびガス分析は，応用地質㈱，㈱ダイヤコンサルタントに依託して行なわれたものである。

調査を行った断層
1：福島市北方の第四紀断層，2：月岡断層・沼越峠断層，3：鶴川断層，4：阿寺断層，5石廊崎断層，6：有馬―高槻構造線，7：長尾断層・江畑断層，8：小方―小瀬断層・甘木山断層・小畑断層，9：布田川―日奈久断層系

* 建設省では第四紀に活動をしたいわゆる活断層を「第四紀断層」と呼んでいる。

目　　次

まえがき

Ⅰ．調査方法
1. 調査の概要 …… 3
2. 調査範囲 …… 3
3. 地形調査 …… 3
4. 地質調査 …… 4
5. 土壌ガスの分析 …… 5

Ⅱ．福島市北方の第四紀断層
1. 地形概説 …… 11
2. 地質概説 …… 11
3. 第四紀断層概説 …… 13
4. 第四紀断層各説 …… 14
5. 土壌ガスの濃度 …… 45

Ⅲ．月岡断層および沼越峠断層
1. 地形概説 …… 53
2. 地質概説 …… 58
3. 第四紀断層概説 …… 64
4. 第四紀断層各説 …… 67
5. 土壌ガスの濃度 …… 128

Ⅳ．鶴川断層
1. 地形概説 …… 137
2. 地質概説 …… 137
3. 第四紀断層概説 …… 143
4. 第四紀断層各説 …… 144
5. 土壌ガスの濃度 …… 172

Ⅴ．阿寺断層
1. 地形概説 …… 179
2. 地質概説 …… 182
3. 第四紀断層概説 …… 187
4. 第四紀断層各説 …… 190
5. 土壌ガスの濃度 …… 229

Ⅰ．調査方法

1. 調査の概要

調査は地形調査，地質調査，土壌ガスの採取および分析から構成されている。地形調査でまず空中写真の判読を行い，リニアメントの抽出および概略の地形区分を実施した。現地調査では空中写真より抽出されたリニアメントがどのような地形となって現われているかについての観察を主に行った。地質調査では調査範囲内の地質の構成・分布を把握するとともに，断層露頭の発見に努め断層の地質的な性状の記載を行った。土壌ガスの採取は各断層につき1箇所～2箇所で実施をし，CO_2およびH_2ガス濃度の分析を行った。これらの調査結果を基に，各断層の地形と地質についてとりまとめを行った。

2. 調査範囲

地形調査，地質調査の範囲は，活断層研究会（1980）に記載されている断層の位置から片側の幅（断層の方向に直交する方向に）を500～1,000mとした。ただし，空中写真の判読結果によっては変更を行った。

3. 地形調査

1）文献調査

調査範囲の地形，特に断層や段丘などに関する文献の収集を行った。報告書作成に当っては，文献の内容の概略を「地形概説」，「第四紀断層概説」に記載するとともに，地形分類図作成の参考とした。

2）空中写真の判読

全調査断層について米軍撮影の1：40,000空中写真の判読を行った。断層によっては国土地理院撮影（国土情報整備事業用）の1：8,000～1：10,000空中写真の判読を行った（福島市北方の断層群，月岡断層および日奈久断層）。空中写真の判読により，リニアメント，断層変位地形の抽出および地形分類を行った。断層変位地形としては表－S1にあるようなものについて注意をした。また，リニアメントの明瞭度の大まかな区分も行った。断層変位地形以外の地形の分類に関しては，国土地理院の1：25,000土地条件図の地形分類を参考にした（表－S2）。

表－S1　断層変位地形（活断層研究会，1980に一部加筆）

崖地形（縦ずれ地形，変動崖）	断層崖，撓曲崖，低断層崖，低撓曲崖，三角末端面*，逆むき低断層崖，眉状断層崖，山麓崖*
凹地形（変動凹地）	断層谷，地溝，小地溝，断層凹地，断層陥没池，断層池*，断層鞍部（ケルンコル），断層角盆地
凸地形（変動凸地）	地塁，小地塁，ふくらみ*，末端膨隆丘，圧縮尾根，断層地塁山地，傾動地塁山地，地塁山地
横ずれ地形	横ずれ屋根，横ずれ谷，閉塞丘，段丘崖のくいちがい，山麓線のくいちがい

＊印をつけた地形は必ずしも断層変位地形とは限らない。これらは他の原因でも形成されることがある。

表－S2　2万5千分の1土地条件図の地形区分（丸山，1983より作成）

斜　面	尾根型	緩斜面，急斜面，極急斜面
	谷　型	緩斜面，急斜面，極急斜面
	直線型その他	緩斜面，急斜面，極急斜面
主要分水界		
痩　尾　根		
変　形　地	崖，壁岩，崩壊地，トクシャ地・露岩，地すべり，古い地すべり	
火 山 地 形	火山斜面，溶岩流地形，火山山麓扇状地	
台地・段丘	高位面，上位面，中位面，上位面，低位面	
山麓堆積地形	麓屑面，崖錐，土石流堆	
低地の微高地	扇状地，緩扇状地，自然堤防，砂丘，砂（礫）堆・砂（礫）州，天井川沿いの微高地	
凹地・浅い谷		
低地の一般面	谷底平野・氾濫平野・三角州，後背低地，旧河道	
頻 水 地 形	湿地，天井川の部分，高水敷，低水敷・浜，落堀，潮汐平野	
人 工 地 形	平坦化地，農耕平坦化地・階段耕作地，切土斜面，盛土斜面，高い盛土地，盛土地，埋土地，干拓地，凹陥地	

3）現地調査

空中写真より抽出されたリニアメント周辺の現地地形調査を行った。現地調査では主に断層変位地形の写真撮影を行い，地形の記載を行った。現地にて断層変位地形が認められない地域においても写真撮影は行うこととした。また，断層変位地形以外の地形分類の検討を行った。

4）成　　果

空中写真の判読結果および現地調査の結果は，1：25,000地形図上に地形分類図として表現するとともに，「第四紀断層各説」に記載した。なお，本報告書では地形分類図を縮小して作成したため，断層変位地形を表わすことができなかった。そこで断層変位地形のみは別途，1：25,000地形図上に落として図版を作成した。なお，地形的に認定されたリニアメントは本文および図中では〝L〟の符号を冠して表わした。

4. 地 質 調 査

1）文献調査

調査範囲の地質，断層に関する文献の収集を行った。報告書の作成に当っては，文献内容の概略を「地質概説」，「第四紀断層概説」に記載するとともに地質図作成の参考とした。

2）現地調査

(1) 調査の精度

調査の精度は，完成地質図のスケールが1：25,000となる程度とした。

(2) 踏査ルートの選定

踏査ルートは，断層露頭を発見することを主目的に選定した。

(3) 調　　査

断層周辺の露頭および必要に応じて表土をはいだ箇所の岩質，構造（層理，節理，亀裂等），風化，変質などを詳細に観察する。断層露頭では破砕帯の規模・性状（幅，せん断面の方向，破砕度，粘土，鏡肌，条線），断層の変位などの観察をする。断層露頭および他の重要な露頭では観察事項の記載をするとともに，写真撮影，スケッチも実施した。また，ＥＳＲ年代測定用の断層粘土の採取およびC^{14}年代測定用の試料の採取も出来るだけ行った。その他，場合によっては花粉分析用試料，フィッション・トラック年代測定用の試料の採取も行った。ＥＳＲ年代測定用試料の採取地点には，γ線測定用の線量計の埋設も行った。

3）成　　果

現地調査の結果は1：25,000地形図上に地質図として表現するとともに，「第四紀断層各説」および「地質概説」に記載をした。本文および図中では地質学的に認定された断層に〝F〟の符号を冠して表わした。断層の地質学的な認定は次の基準によって行った。

i）断層露頭が存在する。

ii）断層露頭は発見されていないが，破砕帯が線状に存在する。

iii）断層露頭も破砕帯も発見されていないが，地質が直線的な境界をもって変化する。

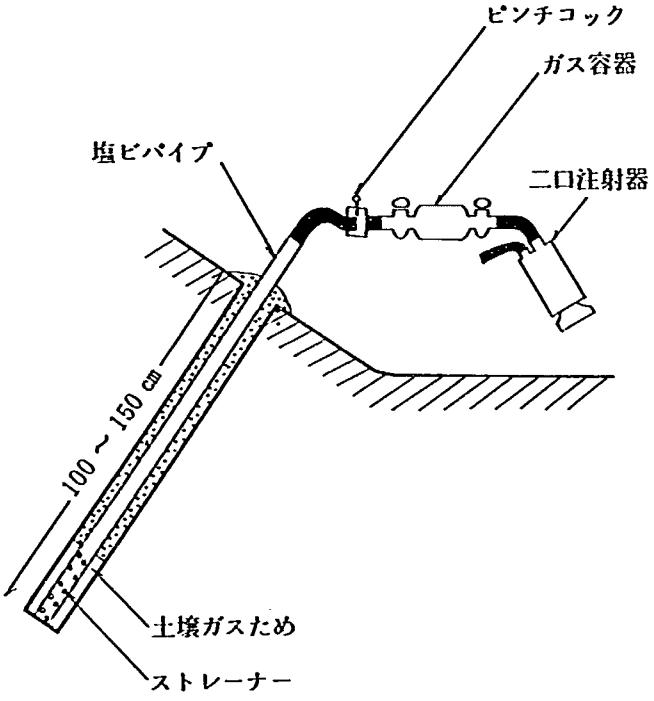
以上は地質学的な基準であって，これらの各基準にはリニアメントがともなっている場合も，ともなっていない場合もあろう。当然これらの地質学的な基準にリニアメントがともなっている方が，断層の存在はより背定的なものになる。また，逆にこれらのいずれの基準にも満たないリニアメントは，断層以外の要因によって形成されたものと認められることになる（基準は満たしていなくとも，表－S1に示すような特徴的な断層変位地形をともなっている場合は別である）。

断層と認められたものが，第四紀断層であるか否かの認定は地形学的，地質学的見地から行った。すなわち，第四紀に形成されたことが明らかな地形や地層，岩石等に変位を与えているものを第四紀断層とした。

5. 土壌ガスの分析

1）土壌ガスの採取

土壌ガスの採取は図－S1に示すような採取孔を断層と直交する方向に1採取測線当り10孔設けて行った。採取孔の掘削時に注意しなければならないのは，大気と土壌ガスとの混合の問題である。これまでの実施例では採取孔の深さは，50～100cm（Wakita *et al.*, 1980；Kita *et al.*, 1980），100cm（Sugisaki *et al.*, 1980），25cm（竹花ほか，1982）などとされているが，吉川・高橋（1983，1984）は1m以深にすると大気の直接的



図－S1　土壌ガス採取孔の構造

な混入はないとしている。そこで，今回の調査では100～150cmの深さにすることにした。

採取孔の配置は断層そのものや接近した地点に密にし，断層から離れた地点（破砕など断層の影響を地質的に受けていない場所）にも設けることにした。こうすることにより断層の部分とそうでない部分のガス濃度を比較することができる。

ガスの採取は，採取孔の設置後１日以上経過した時点で行った。１日以上待つのは採取孔のパイプ中に土壌ガスを充満させるためである。採取の間隔は１週間から１カ月程度とした。

ガスを採取する際に，図－S1に示したガス容器に塩酸や蒸留水を予め満たしておいて土壌ガスとこれらの液体との置換を行った場合もある。

2）分　析

採取した土壌ガスを実験室に持ち帰り，CO_2とH_2濃度を測定した。CO_2は多くの断層で高濃度が得られており，断層位置の推定に役立つものと考えられている（杉崎ほか，1984a；吉川・高橋，1984）。他方H_2は断層の活動と関係があるといわれている（Wakita *et al.*, 1980；竹花ほか，1982；杉崎ほか，1984b）。以上のようなことが述べられているため，CO_2とH_2の分析を行った。分析はガスクロマトグラフ法により行った。測定条件等は種々あるため，それぞれの調査断層の「土壌ガスの濃度」の項に示した。なお，一部の地域ではCO_2の濃度分析を北川式ガス検知管により現地で行った。

参 考 文 献

活断層研究会（編）（1980）日本の活断層 —— 分布図と資料 ——．東京大学出版会，p. 363.

Kita, I., Matsuo, S., Wakita, H. and Nakamura, Y. (1980) D/H ratios of H_2 in soil gases as an indicator of fault movements. Geochemical Journal, 14, 317−320.

丸山裕一（1983）地形分類の方法．大矢雅彦編「地形分類の手法と展開」，古今書院，4−23.

Sugisaki, R., Anno, H., Adachi, M. and Ui, H. (1980) Geochemical features of gases and rocks along active faults. Geochemical Journal, 14, 101−112.

杉崎隆一・井戸正彦・武田　浩・磯部由美子・佐竹　洋・林　美光・中村則明・水谷義彦 (1984a) 活断層より放出されるガス　(1)炭酸ガスについて —— 断層ガスの化学的特徴と断層活動 ——．地震，37，45−54.

———・———・———・———・———・———・———・———(1984b) 活断層より放出されるガス　(2)水素について —— 断層ガスの化学的特徴と断層活動 —．地震，37，55−65.

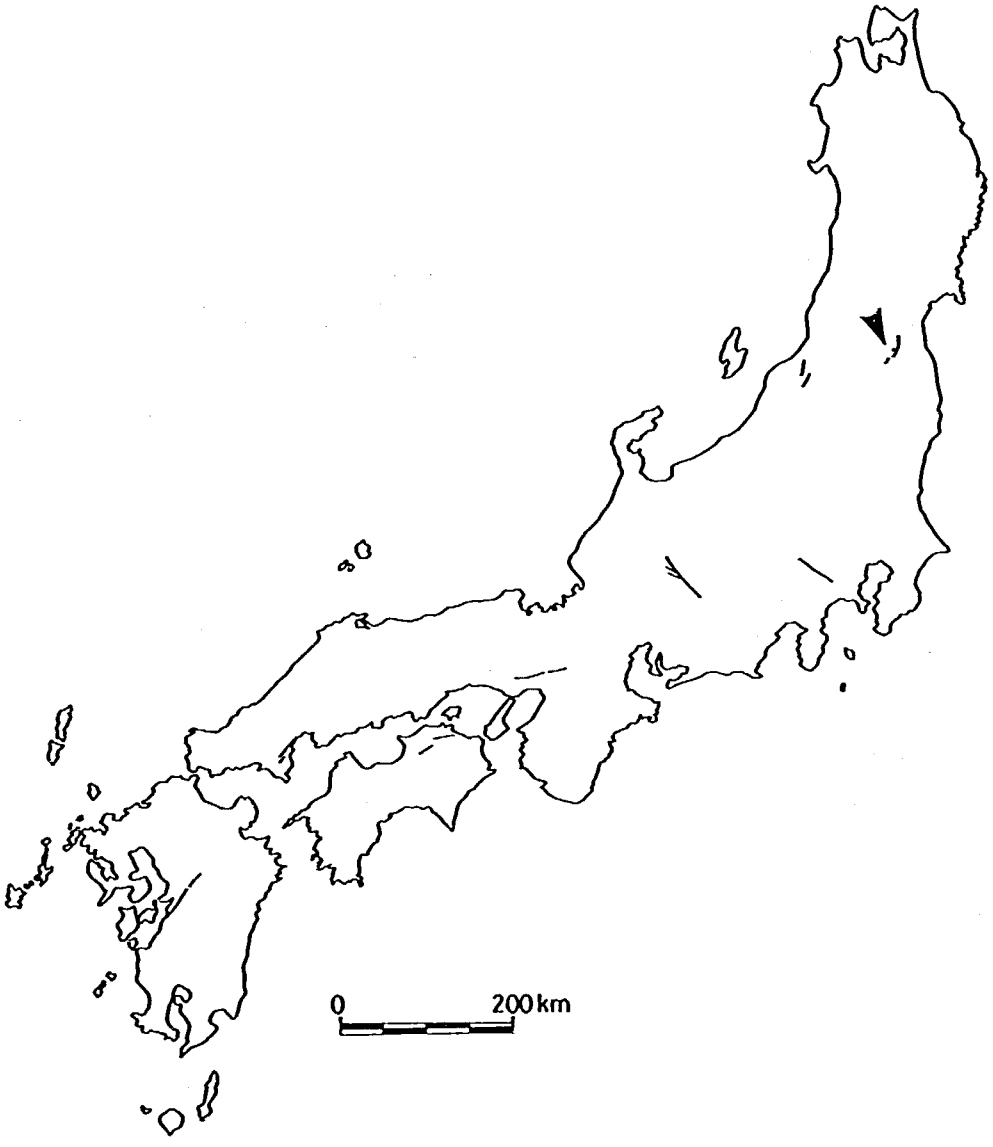
竹花康夫・小林洋二・脇田　宏・中村裕二（1982）中央構造線根来断層における水素の放出．地震，35，103−115.

Wakita, H., Nakamura, Y., Fujii, N., and Notsu, K. (1980) Hydrogen release : New indicator of fault activity. Science, 210, 188−189.

吉川清志・高橋　誠（1983）土壌ガスの時間変動と垂直分布 —— 茨城県下での観測 ——．地震予知連絡会報，30，108−111.

———・———（1984）丹那断層周辺における地下ガス観測．月刊地球，6，204−208.

II. 福島市北方の第四紀断層



1. 地形概説

調査範囲は，福島県から宮城県にかけて北北東一南南西方向に約27kmにわたっている（図－2）。

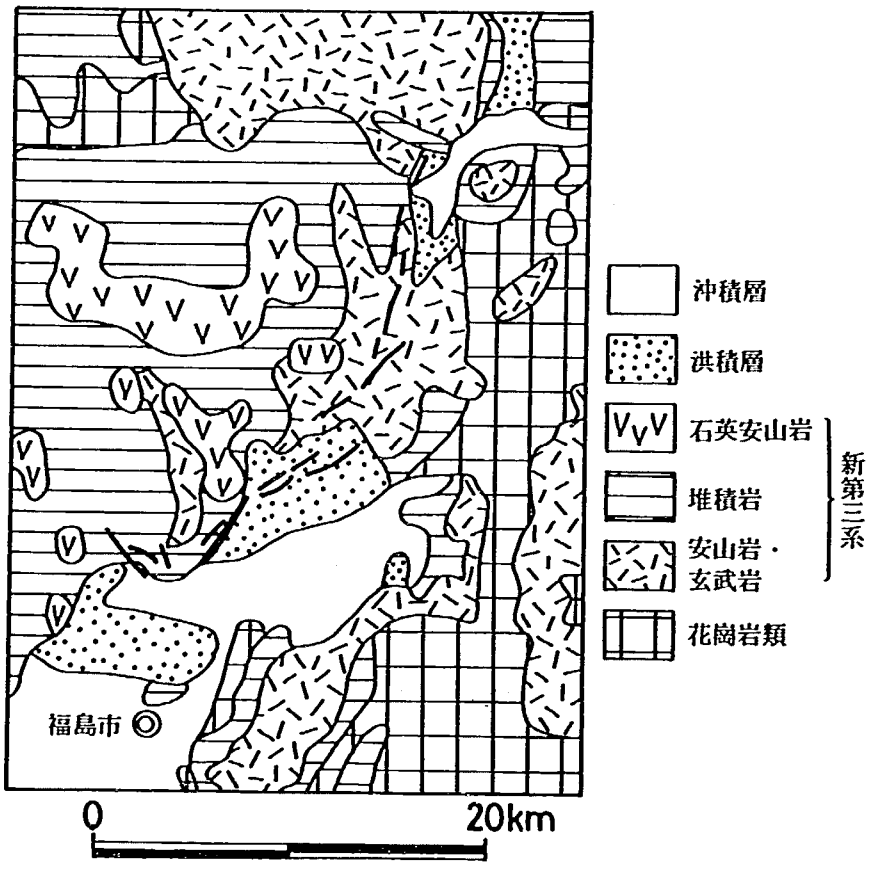
調査地域は福島県内では，福島盆地の北西縁に相当する地区にあたり，南西部の飯坂付近から桑折，藤田を経て県境の貝田に至っている。福島盆地の北西方の山地には七ツ森（590.6m），半田山（863.1m）などがあり，扇状地が発達した山麓をもって盆地北西縁を限っている。藤田付近には阿武隈川左岸の洪積低地（標高約50m）中に低い丘陵地（最高標高約100m）が北東一南西方向に伸びている。

宮城県内では，白石川の支川である斉川の左岸山麓部および白石川左岸の一部が調査地域である。斉川は貝田北方から越河を経て北流し，白石市街付近で白石川に合流する。斉川の西岸山地には雨塚山（708.9m），鉢森山（561m）があり，東岸には毛無山（314.6m）がある。斉川流域は東西の山地にはさまれた地溝状の低地をなし，斉川はその低地の中の地畳状の山地，丘陵地を縫って流下している。斉川の左岸側山麓には扇状地が広く発達している。白石川左岸では，蔵王山の南東山麓と白石川流域の洪積低地の境界部が調査地域になっており，段丘が発達している。

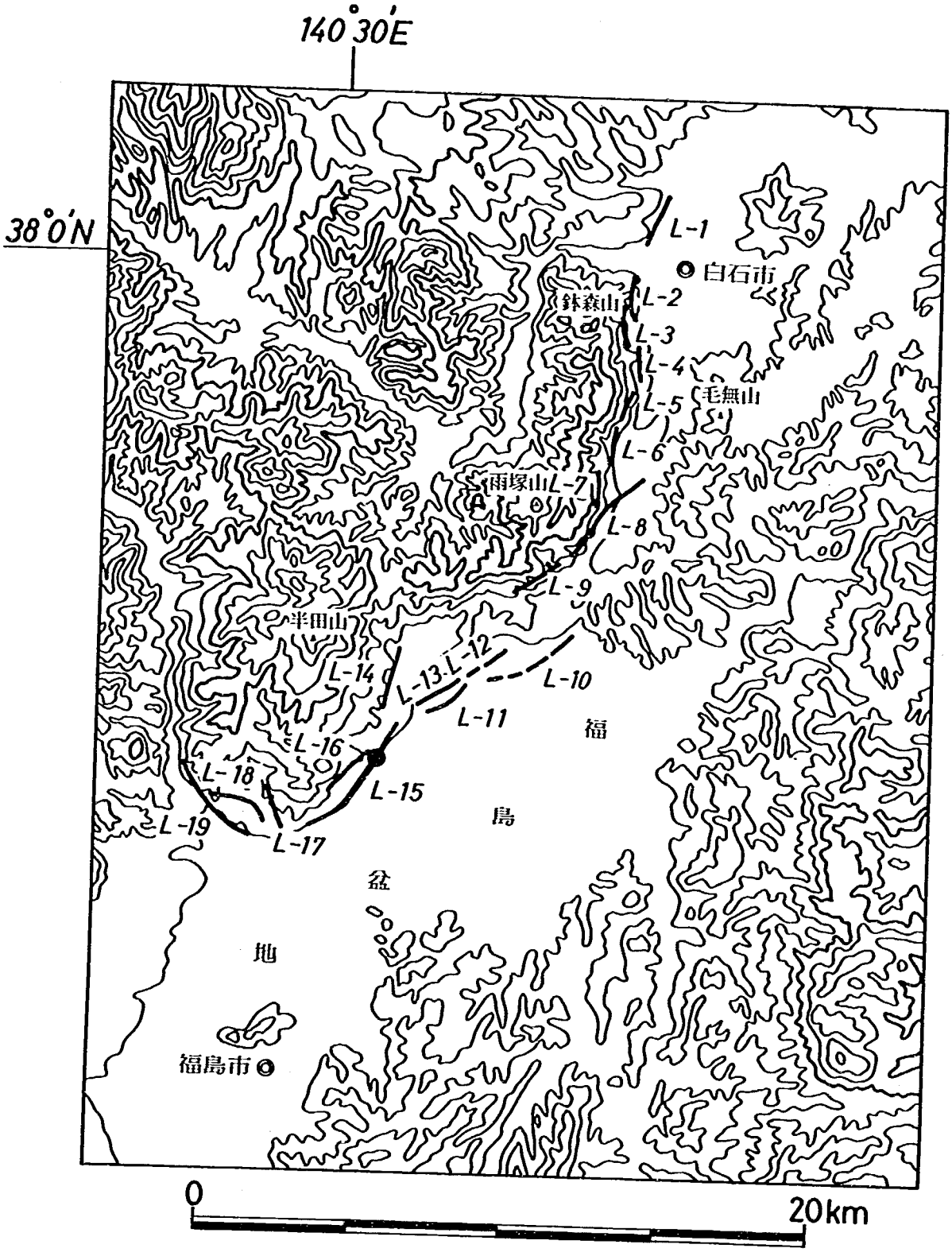
2. 地質概説

調査地域の地質概略図を図－1，地質構成の概要を表－1に示す。本地域の基盤は山地および丘陵地を構成する第三紀中新世～鮮新世の火山砕屑岩を主とする地層である。山麓および丘陵地には第四紀更新世の段丘および扇状地堆積層が分布し，低地には沖積層が発達している。

福島県内の山地および藤田付近の丘陵地には，飯坂層の主として軽石質火山礫凝灰岩および凝灰角礫岩，泥岩，シルト岩，砂岩，礫岩の分布が認められる。段丘堆積層は下位より田中礫層，梅津礫層，桜田層，藤田層および高位・低位沖積段丘礫層に区分されている（吉田ほか，1969）。



図－1　福島市北方第四紀断層周辺の地質の概略
リニアメントは調査結果による。山田・寺岡・秦ほか（1982）より作成。



図－2　福島市北方の第四紀断層周辺の地形の概略
リニアメントは調査結果による。地形図は国土地理院発行
20万分の1地勢図「仙台」，「福島」より作成。

表－1　福島市北方の第四紀断層周辺の地質構成の概要

時代			福島県内 *1		宮城県内 *2	
			段丘面 堆積層	記事	段丘面 堆積層	記事
新生代	第四紀	完新世	低位沖積段丘面 低位沖積段丘礫層	40～45 *3 砂礫層，層厚数m	沖積層	—
			高位沖積段丘面 高位沖積段丘礫層	福島面・鳥谷野面と対比される。砂質層，砂礫層。 C^{14}年代BP6,370	低位段丘 tr4	—
		更新世	藤田面 藤田層	140～70～50 扇状地堆積層。C^{14}年代BP25,400宮城県にも分布。	下位段丘 tr3	文献のⅡ面に相当する。
			桜田面 桜田層	140～120 含泥炭シルト・泥岩層，砂礫層。層厚10m以下	中位段丘 tr2	文献のⅠ面に相当する。侵食段丘か？
			梅津面 梅津層	130～120 くさり礫を含む礫層，層厚8 m		
			田中面 田中層	150～140～90 風化砂礫層	高位段丘 tr1	—
	第三紀	鮮新世～中新世	飯坂層	泥岩，砂岩，礫岩，シルト岩，凝灰岩（軽石質），凝灰角礫岩	鉢森山火山岩類 赤井畑層など	凝灰岩，凝灰角礫岩，安山岩，泥流堆積層

＊1　吉田ほか（1969）および福島県（1962）による。
＊2　半沢ほか（1962）および宮城県（1970）による。
＊3　数字は面の標高（m）を表す。

宮城県内では，第三紀中新世の鉢森山火山岩類，赤井畑層および安山岩類が基盤をなし，山地に分布している（半沢ほか，1962；宮城県，1970）。調査地域においては，これらに属する安山岩，凝灰岩，流紋岩，泥流堆積物，砂岩，シルト岩が認められた。白石川左岸では，段丘地形が4段あり，一部に段丘礫層が認められた。扇状地堆積物は粘土まじり礫層を主とし，広く分布している。これは福島県側の藤田層に相当すると考えられる。

3.　第四紀断層概説

調査地域にある第四紀断層（リニアメント）は，基盤岩からなる脊稜山地と阿武隈川沿いの低地帯（福島盆地もその一部）との境界部にある（図－1，2）。これらは概して山地側が相対的に上昇するような第四紀の運動によって生じたものと解釈されている（Fujiwara, 1958；松田，1973；大槻ほか，1977；岡田・安藤，1979；活断層研究会，1980）。

今回，調査を行ったリニアメントを便宜的にL～1～L－19に区分をした（リニアメントによってはさら

に細分をした）。L～1～L－19を活断層研究会（1980）編の「日本の活断層」と比較すると表－2のようになる。

これらの断層は活断層研究会（1980）によると，確実度はL－17～19がⅡのほかはすべてⅠ，活動度はすべてBである（表－2）

表－2　福島市北方の第四紀断層周辺のリニアメントの名称の対照表

今回用いた名称	活動層研究会（1980）		
	名　称	確実度	活動度
L－1	白石断層	Ⅰ	B
L－2 L－3 L－4 L－5 L－6 L－7 L－8 a, b L－9	越河断層	Ⅰ	B
L－10 a, b, c, d L－11	藤田東断層	Ⅰ	B
L－12 a, b L－13	藤田西断層	Ⅰ	B
L－14	半田山東	Ⅰ	B
L－15 L－16	桑折断層	Ⅰ	B
L－17 L－18 L－19	飯坂付近	Ⅱ	B

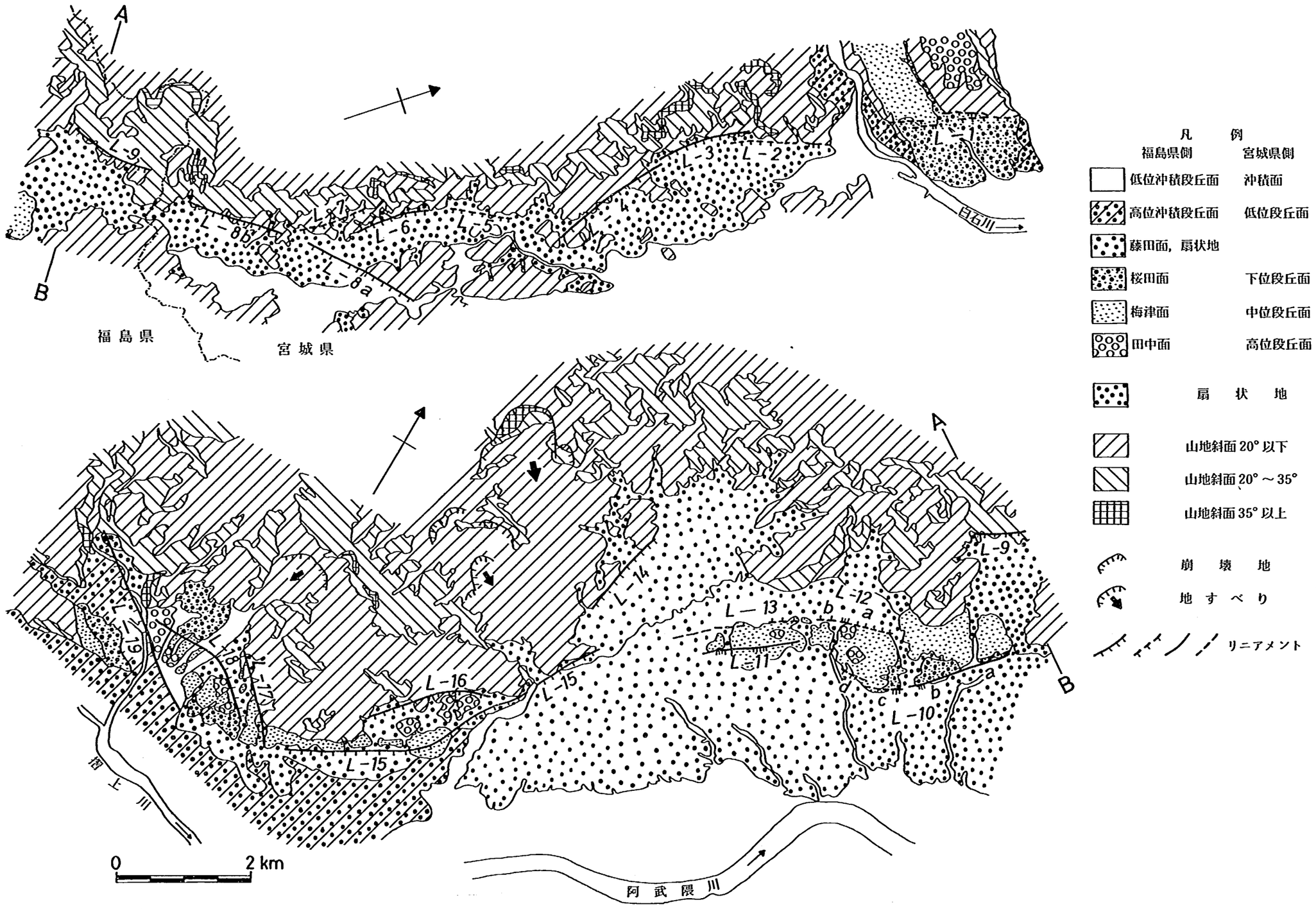
4.　第四紀断層各説

今回，調査を行ったリニアメント周辺の地形分類図を図－3に，地質図を図－4に示す。

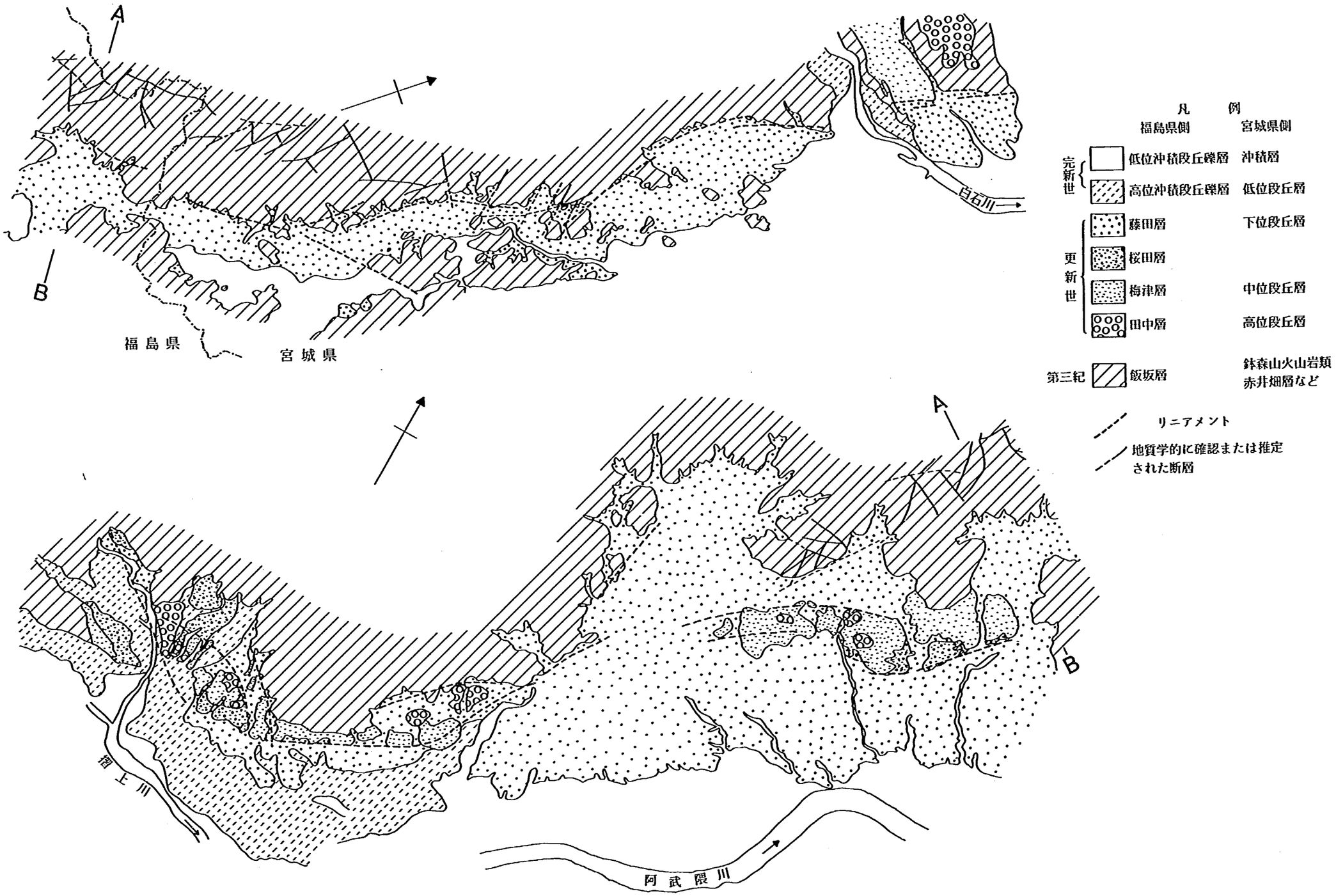
1）L－1（図－5）

白石川左岸で蔵王山の山麓が沖積平野と接する位置にある。この付近の段丘面は，4面が認められ（上位からtr_1～tr_4），tr_1・tr_2とtr_3の間に崖地形がほぼ北北東一南南西に直線状に走っている。この崖はなだらかで人家が点在していて断層崖地形として不明瞭であるが，2箇所にやや連続した低断層崖地形がある（写真－1，2）。

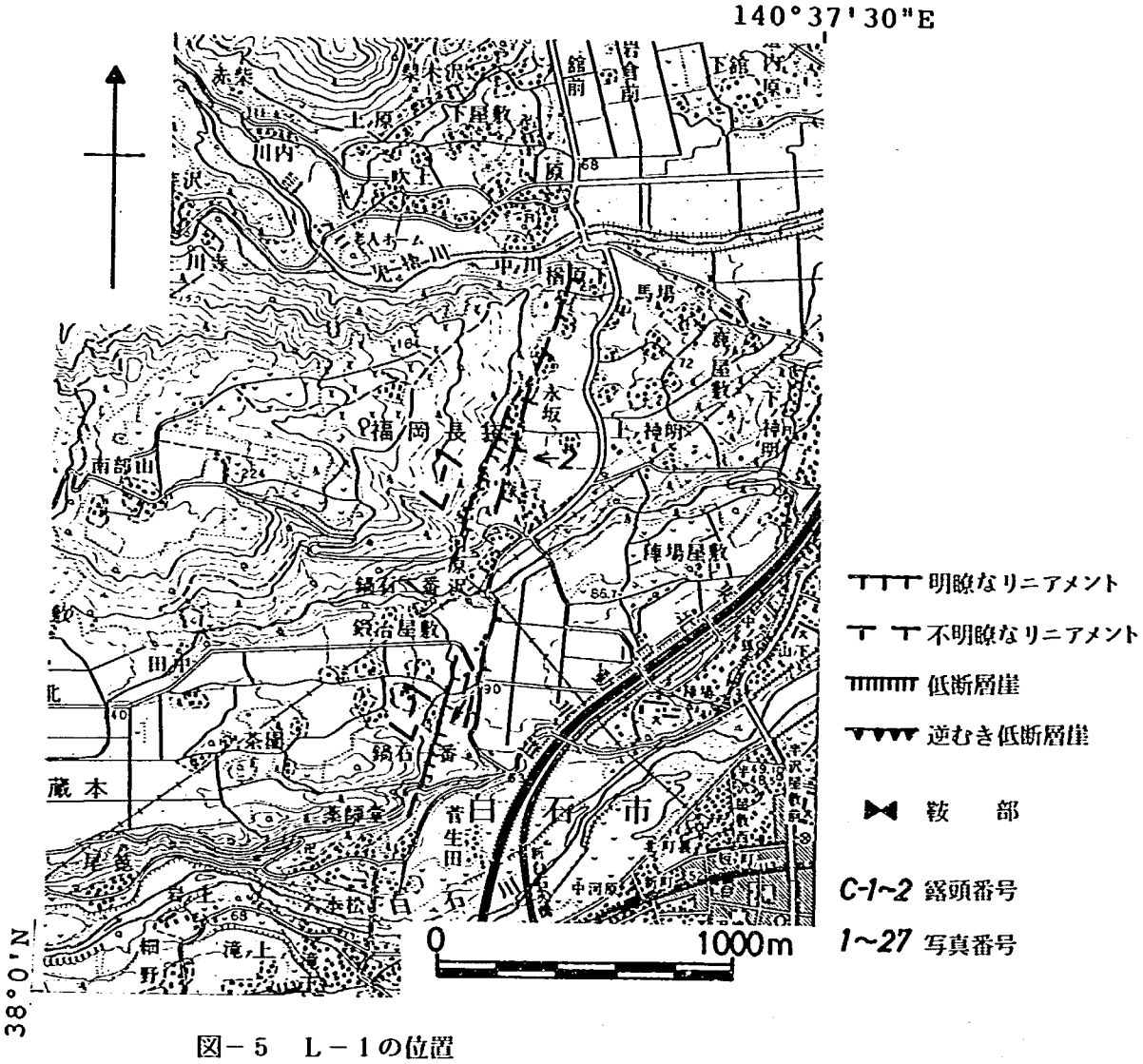
地質は，リニアメントの南部の薬師堂付近の道路沿いに安山岩質の泥流堆積物が露出し，その中に挟在する軽石質凝灰岩・シルト岩も認められる。段丘堆積物は，礫層（tr_2，tr_3）がわずかに見られるが，厚さは1m以下である。その他の箇所においては，露出不良で地質は不詳の点が多い。



図－3　福島市北方の第四紀断層の調査地域の地形分類図

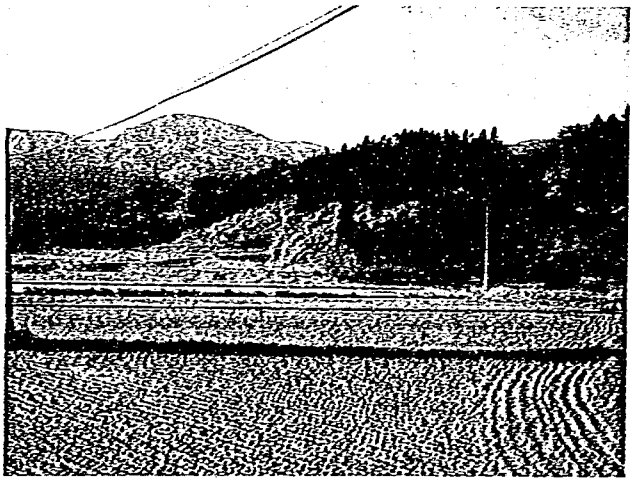


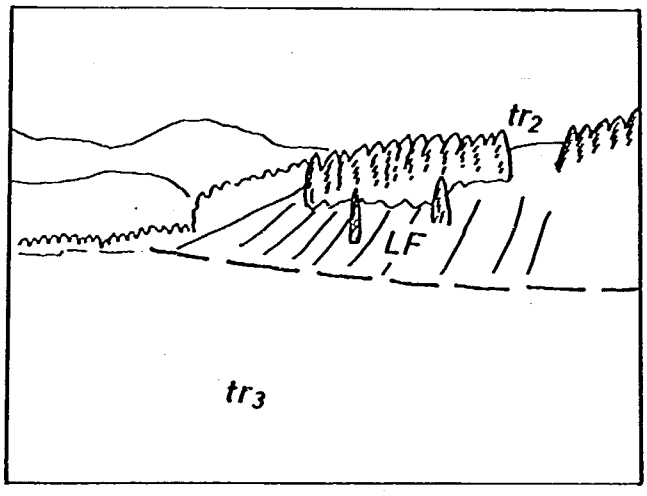
図－4　福島市北方の第四紀断層の調査地域の地質図



図－5　L－1の位置

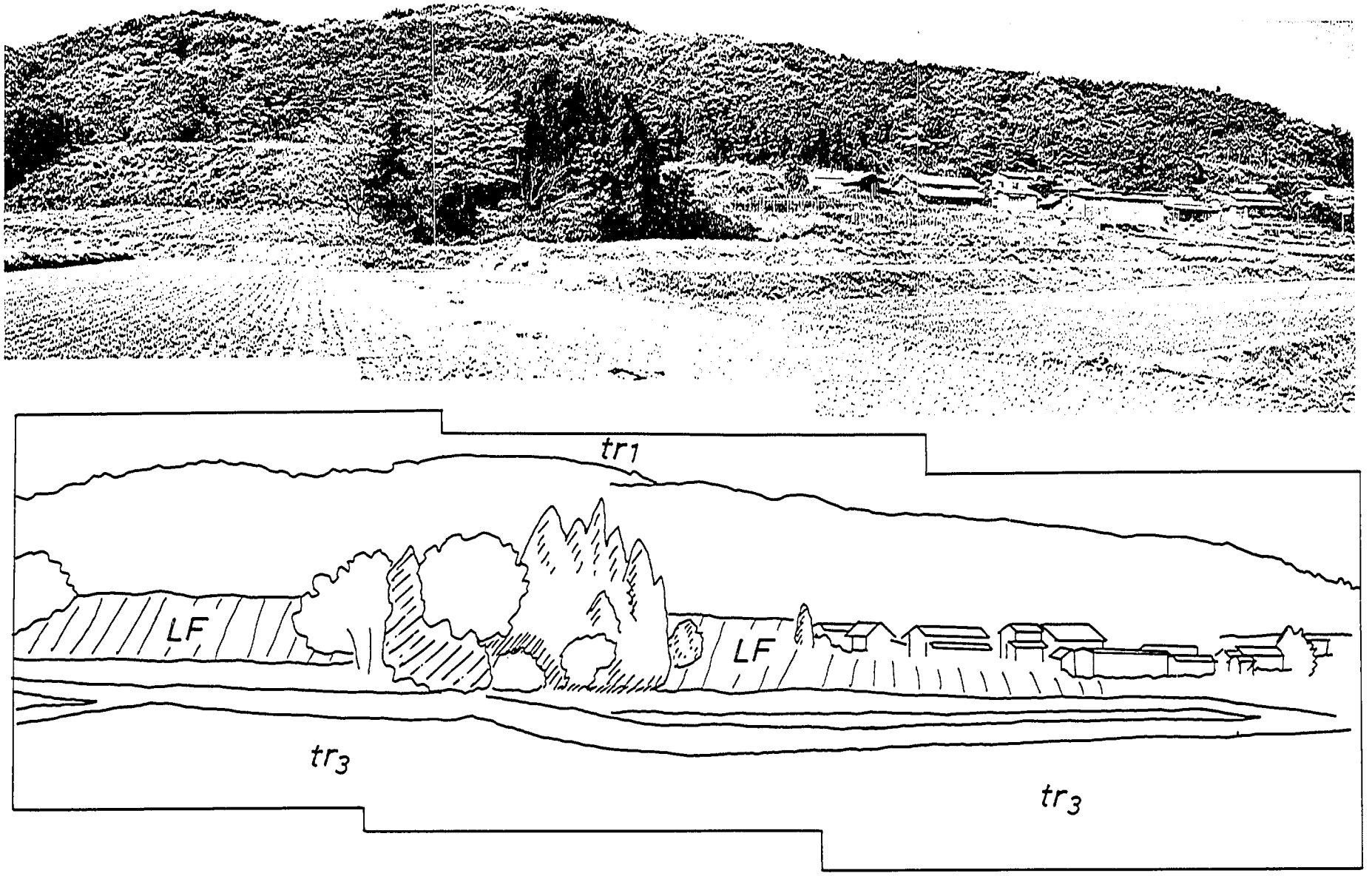
国土地理院発行2万5千分の1地形図「白石」を使用した。





写真－1　L－1の低断層崖

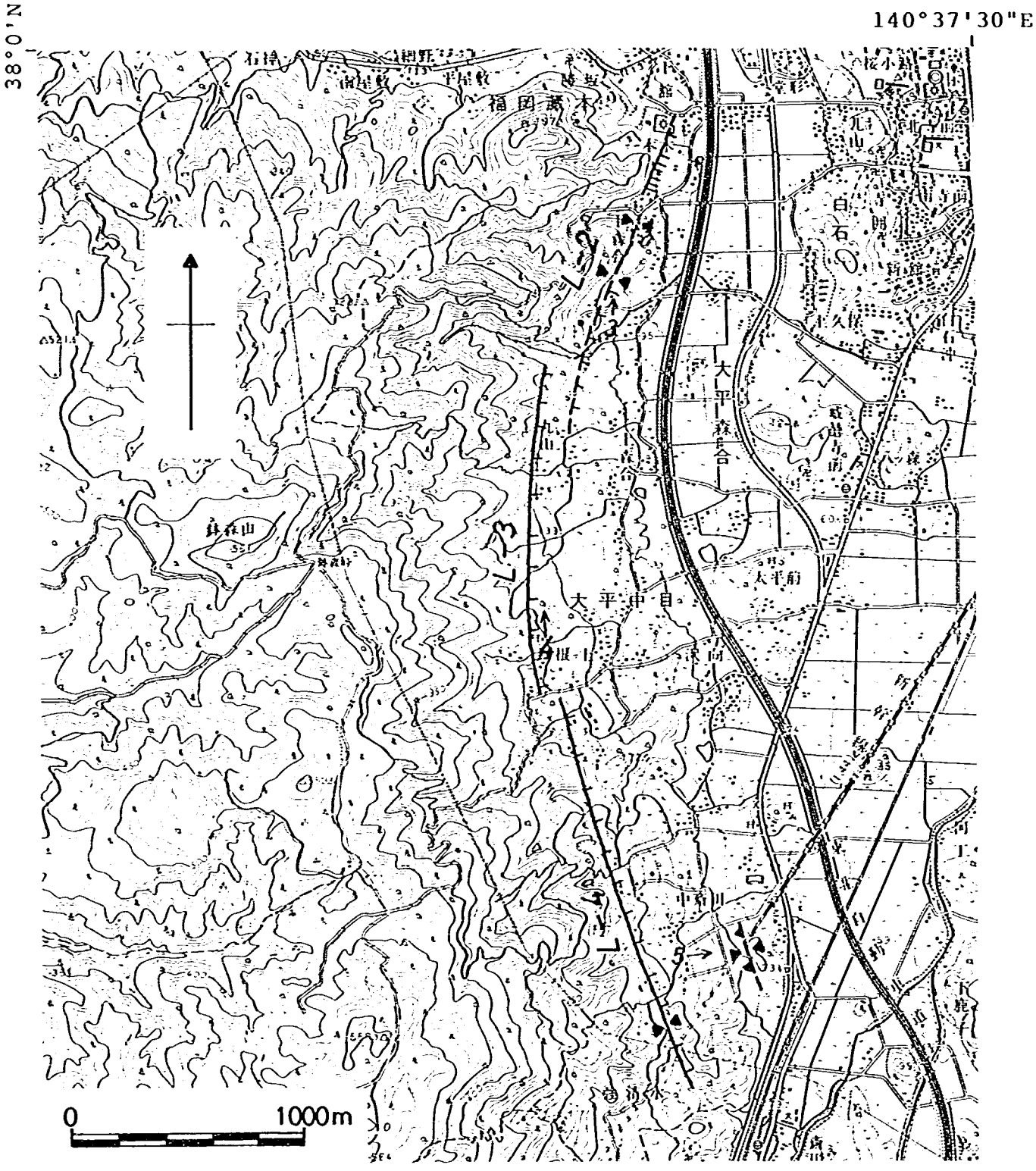
LFの面が低断層崖面である。手前の田圃はtr_3面，断層崖の上の面はtr_2である。



写真－2　L－1の低断層崖
L下の面が低断層崖による面である。tr1とtr3は段丘面。

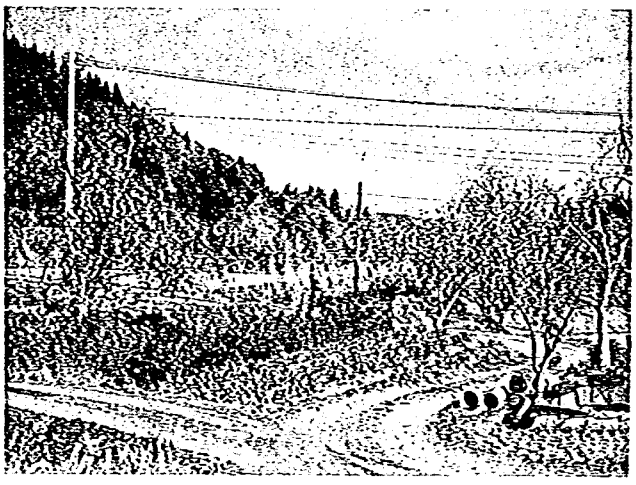
2）L－2（図－6）

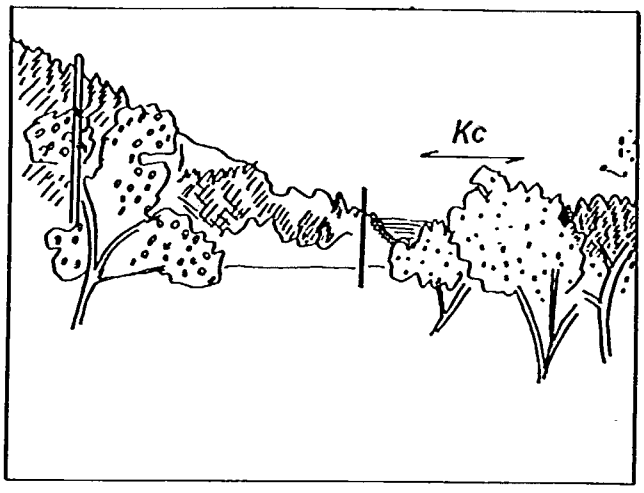
鉢森山の北東方の山地と扇状地の境界部に位置し，北北東－南南西に走る。下森合の溜池付近には，小鞍部が断層沿いに2箇所（写真－3）あり，断層鞍部と推定することもできる。L－2は北部では山地と扇状地の境界にほぼ一致し，南部では扇状地中に走っているが，明瞭な断層地形は認められない。



図－6　L－2，3，4の位置
国土地理院発行2万5千分の1地形図「白石南部」
を使用した。

地質については，露出不良の箇所が多いが，リニアメント北端付近では，風化した安山岩の基盤が認められる。扇状地堆積物については不明である。



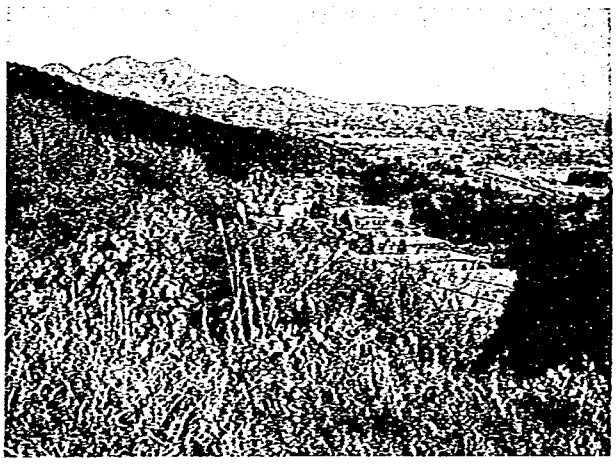


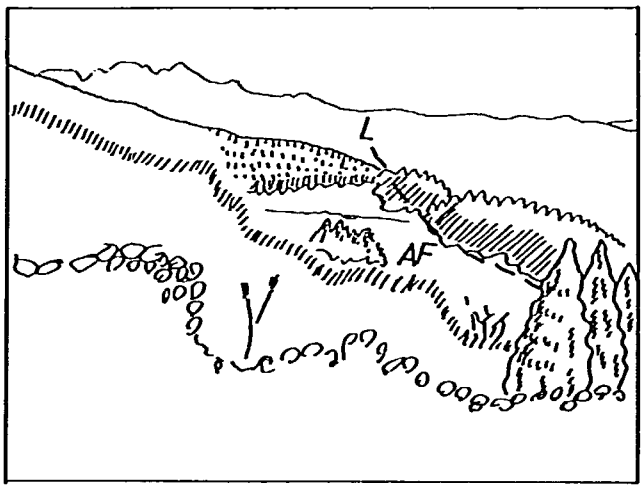
写真－3　L－2にみられる鞍部
Kcの部分が地形的に両側よりも
低く断層鞍部と思われる。

3）L－3（図－6）

鉢森山の東方の山地と扇状地の境界に位置する。方向はほぼ南北である。リニアメントは山麓線と一致するが，断層地形は全く不明瞭（写真－4）である。

地質については，露出不良で，基盤岩，扇状地堆積物ともに不明である。

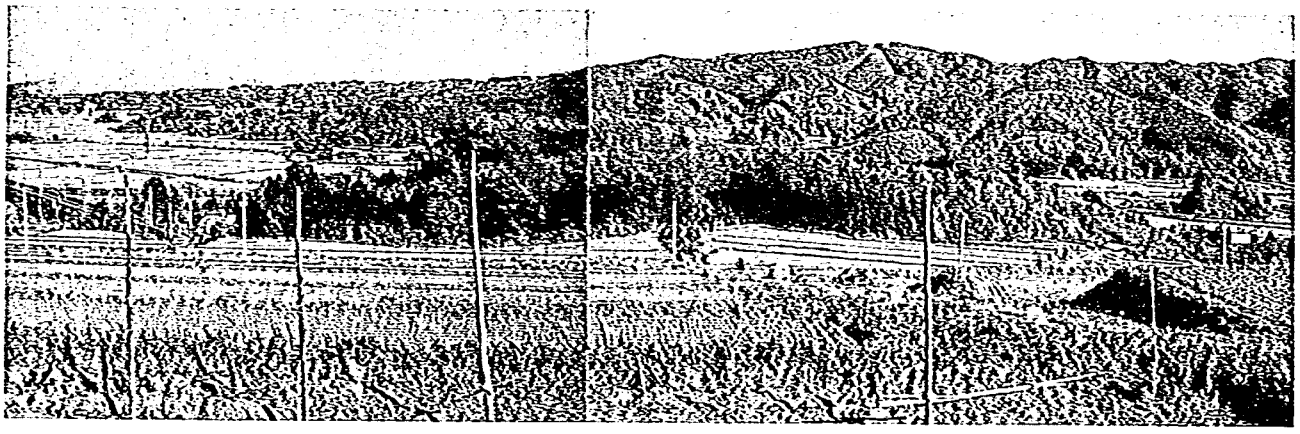


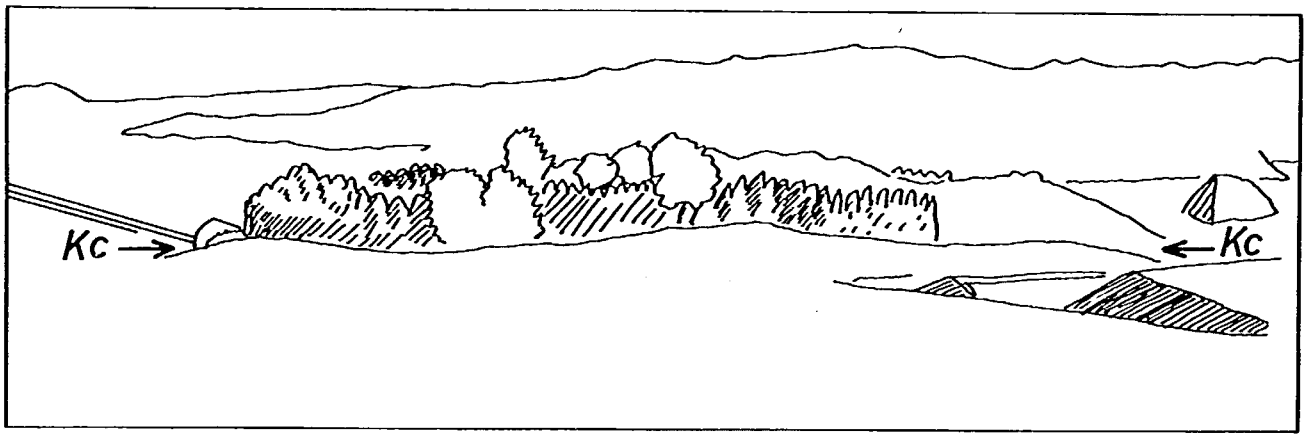


写真－4　L－3付近の地形
リニアメント（L）は断層崖としては不明瞭である。
AFは扇状地である。

4）L－4（図－6）

鉢森山の南東方に位置し，山地内および山地と扇状地の境界を走っている。方向は北北西－南南東である。断層地形は不明瞭であるが，断層鞍部様の地形が1箇所で認められる。このリニアメントの東方約500mの東北新幹線蔵王トンネル北口付近にも断層鞍部様の地形（写真－5）が認められ，その方向はL－4と平行である。これは逆向き低断層崖の可能性もある。





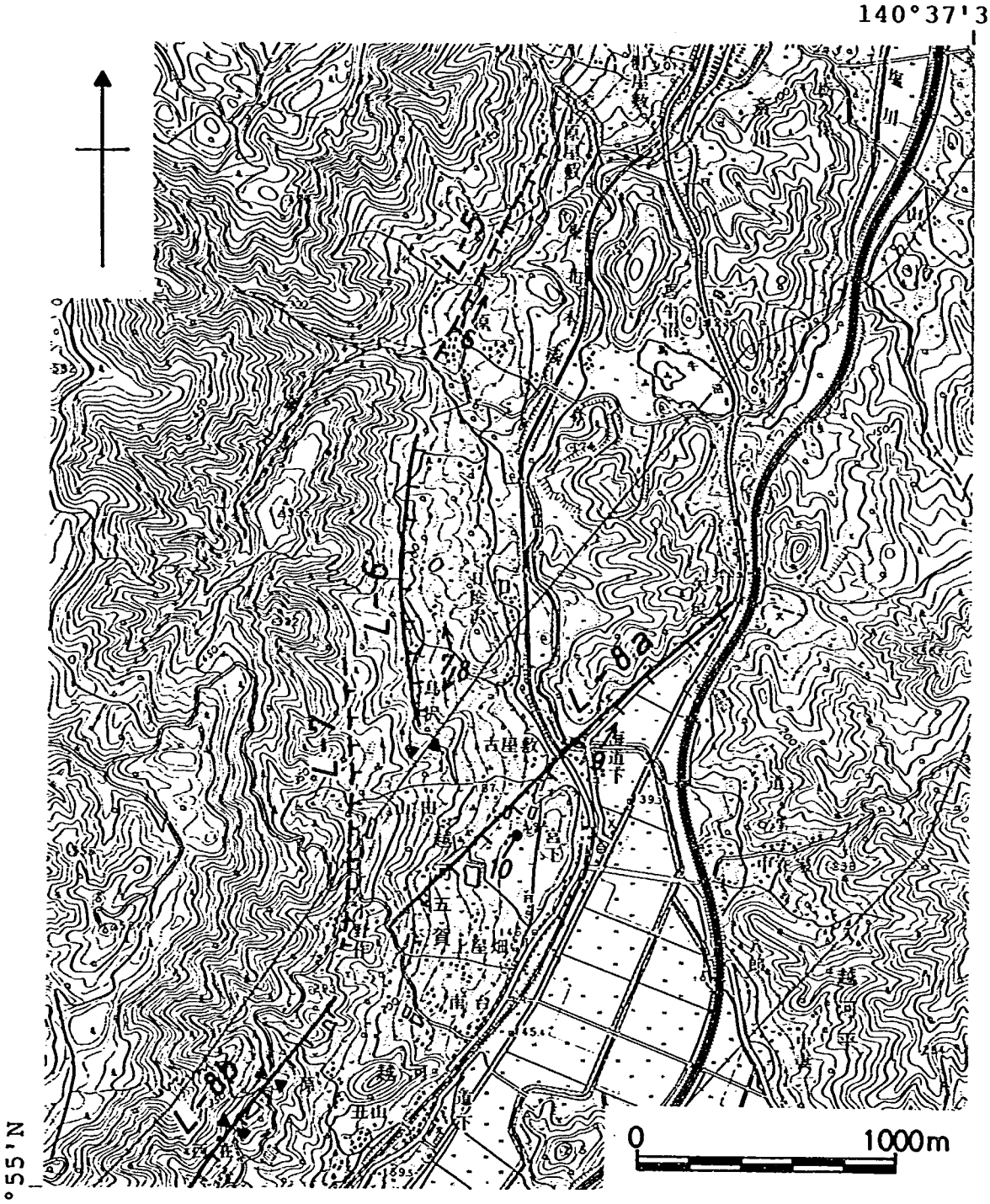
写真－5　L－4の東方約500mにある断層鞍部様地形
手前の田園と向うの小丘との間（Kc）に鞍部がある。

地質についてはリニアメントの中～北部山地で安山岩，白色凝灰岩，凝灰質砂岩が露出しているが，断層露頭は発見されなかった。

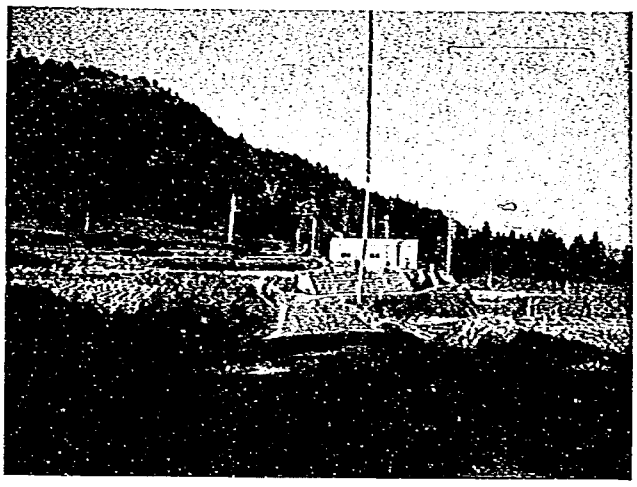
5）L－5（図－7）

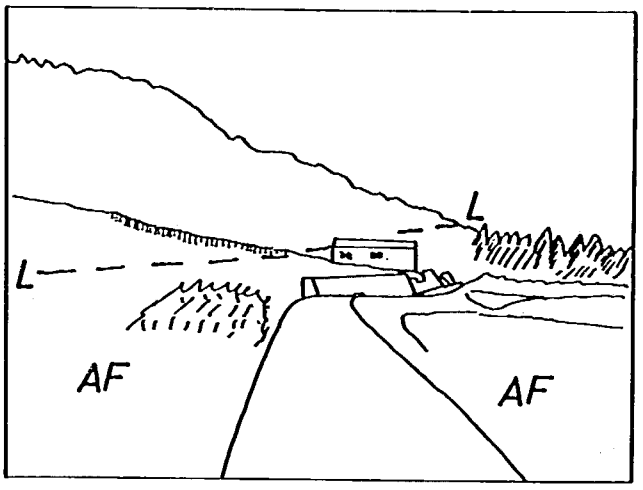
馬牛沼西方の扇状地上および山地と扇状地の境界の山麓線に位置している。断層地形は全く不明瞭である（写真－6）。

地質についても露出がなく不明である。リニアメント南端付近のやや大きな沢の中においても露出が認められない。



図－7　L－5，6，7，8aの位置
国土地理院発行２万５千分の１地形図
「白石南部」を使用した。





写真－6　L－5付近の地形
リニアメント（L）は扇状地（AF）上にあるが，
不明瞭である。

6）L－6（図－7）

馬牛沼の南西方の日陰沢付近の山地と扇状地の境界に位置し，ほぼ南北に走っている。リニアメントは山麓線とほぼ一致しているが，断層地形としては不明瞭である（写真－7）。断層南端の鳥沢付近には断層鞍部様の地形が認められる（写真－8）。

地質については，露出不良で不明である。

7）L－7（図－7）

JR越河駅の西方約1㎞の山地および扇状地中に位置する。山麓線とほぼ一致して南北に走っているが断層地形は不明瞭である。

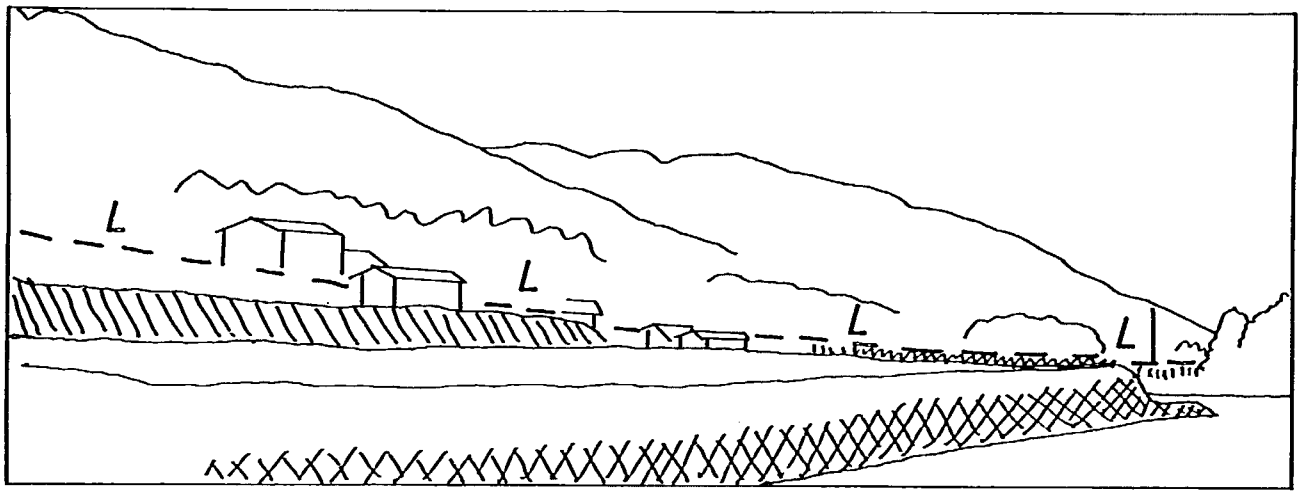
地質についても付近の露出は不良で，不明である。

8）L－8（図－7，8）

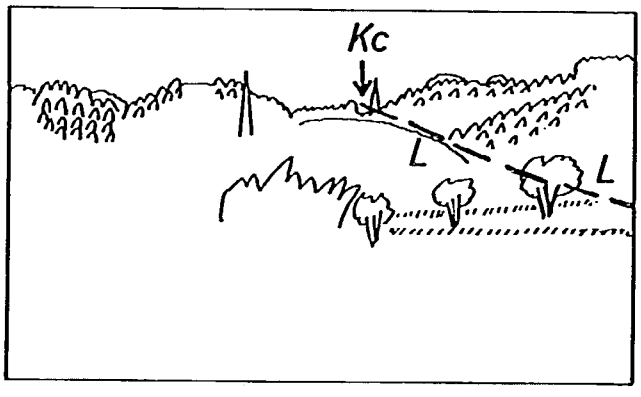
(1)　L－8 a

JR越河駅の北端を通り北東一南西に走っている。駅より北東側では丘陵地的な山地と沖積平野（水田）の境界を走っているが，断層地形は不明瞭である（写真－9）。越河駅より南西側では，扇状地中に位置しているが，やはり断層地形は不明瞭である。

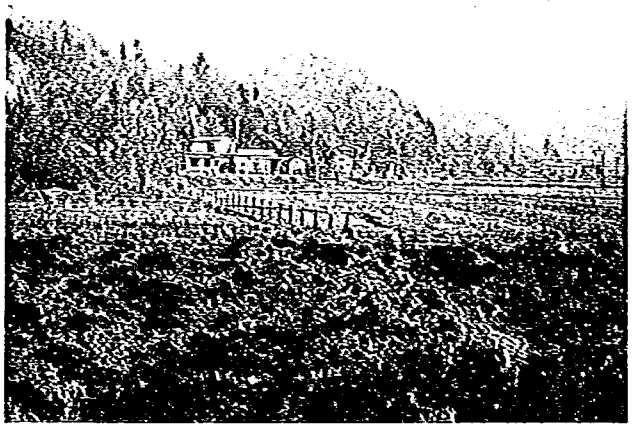
北東側には凝灰角礫岩，流紋岩が山麓に露出するが，断層露頭は発見されていない。南西部では，溜池工事が3箇所で行われており，扇状地堆積物（写真－10）が観察される。扇状地堆積物には亜角礫（径20㎝）を含む粘土～砂層がほぼ水平に堆積しているが，断層露頭は発見されなかった。

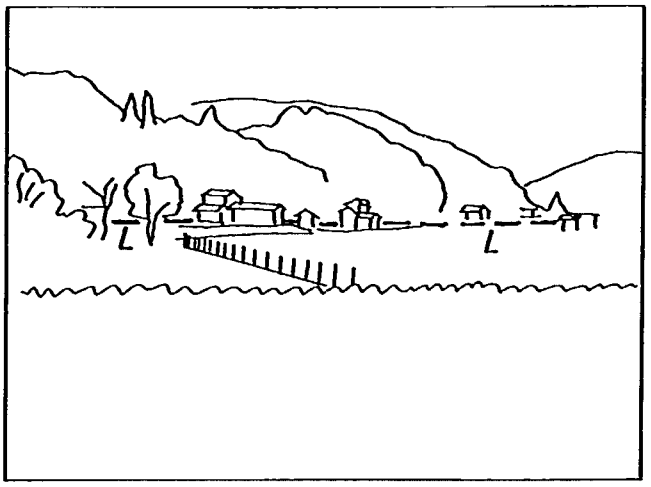


写真－7　L－6付近の地形
リニアメント（L）は山麓線と一致しているが，
断層崖は不明瞭である。



写真－8　L－6の断層鞍部様地形
Kcに断層鞍部様地形がみられ，リニアメント
（L）はそこを通っている。



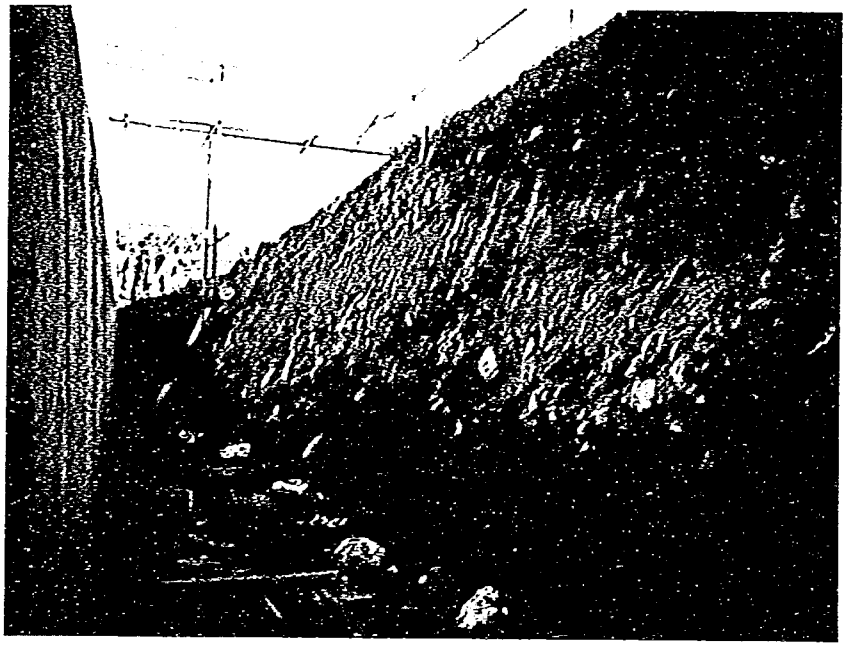


写真－9　L－8a付近の地形
リニアメント（L）は山麓線と一致している。

(2)　L－8b

越河部落の西方の扇状地上部と山地の境界に位置し，ほぼ北東－南西に走る。F－8aの南西方延長に相当している。リニアメントは一般には山麓線と一致しているが，断層地形は不明である。中部および北部に断層鞍部様の地形が2箇所認められる。

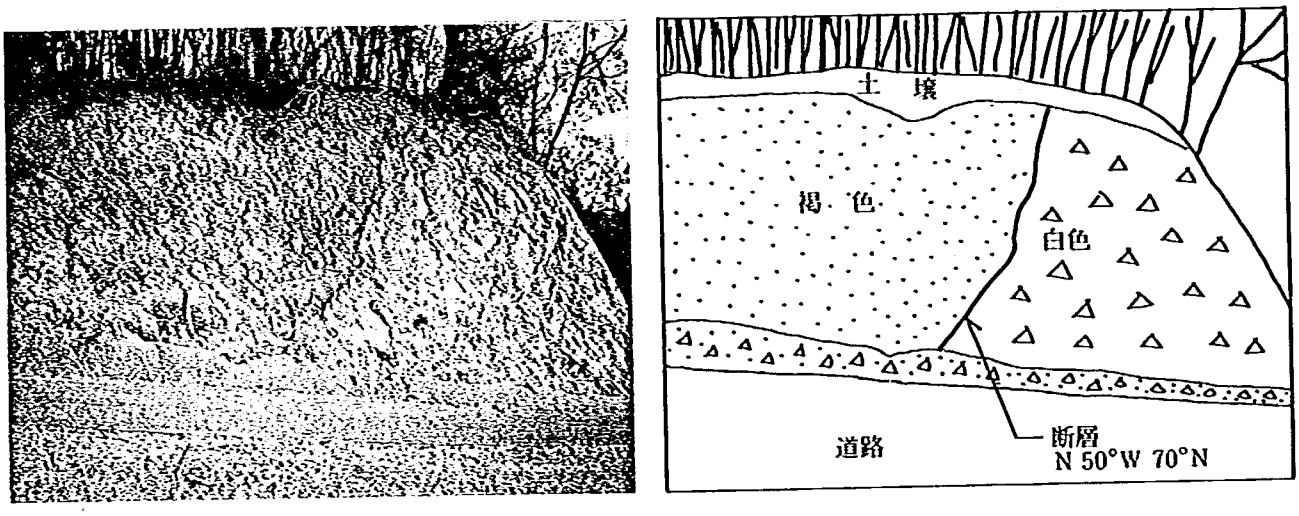
地質は基盤岩として軽石質凝灰岩，凝灰質砂岩，安山岩が分布している。



写真－10　L－8a付近にみられる扇状地堆積物

断層鞍部様地形の近くの軽石質凝灰岩中（C－1地点）に小断層が発見された（写真－11）。この小断層の走向傾斜はN50°W，70°Nで，断層は幅5cmあり，褐色化し，条線が認められた。断層をはさんで北西側の凝灰岩は淡褐色，南東側は灰白色を呈し，両者ともにブロック状に破砕している。破砕は地表付近の風化～クリープによる可能性もある。この断層はリニアメントとはほぼ直交しており，性状などとともに第四紀断層である可能性は低い。

扇状地堆積物は，工事中の溜池（3箇所）の周辺で観察された。扇状地堆積物の上部数mは褐色の礫まじり粘土および砂質粘土，下部は暗青灰色の礫（15～20cm）まじり粘土である。この中に断層は認められていない。

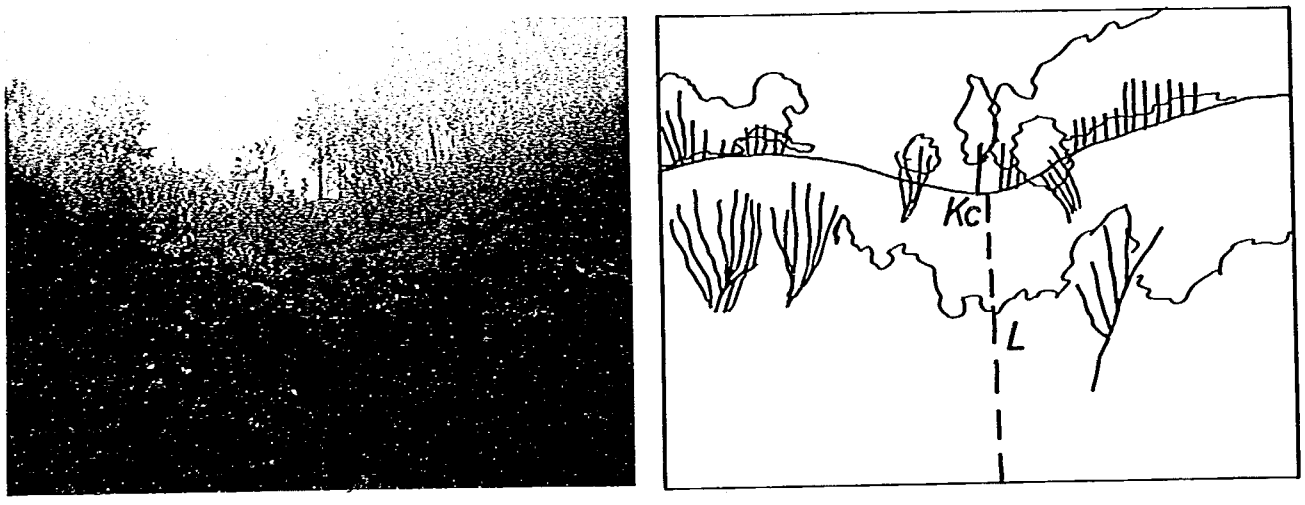


写真－11　L－8b，C－1地点の軽石質凝灰岩中にみられる小断層

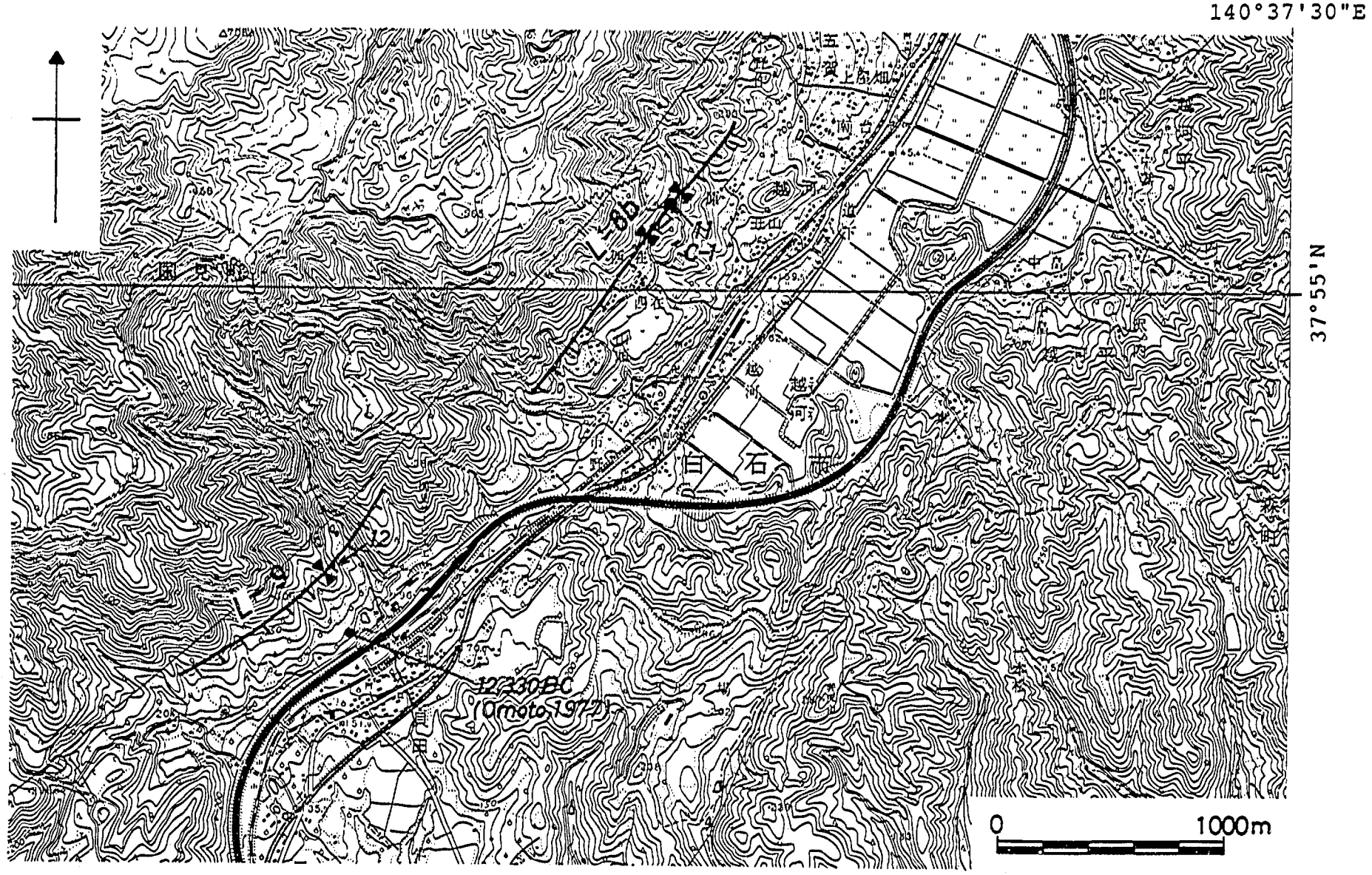
9）L－9（図－8）

ＪＲ貝田駅の西方の山地に位置し，北東一南西に走る。断層鞍部様の地形が1箇所認められる（写真－12）。地質は凝灰角礫岩，安山岩，凝灰質砂岩が基盤として認められる。貝田に流下する川の河床部には扇状地状段丘の堆積層として砂礫層が認められたが，断層露頭は発見されなかった。

Omoto（1977）はL－9の東の扇状地中の木材の年代をBC12,330年と報告し，越河断層（L－9も含まれる）の変位速度を0.6mm/年としている。



写真－12　L－9にみられる断層鞍部様地形
Kcの部分が断層鞍部様地形を呈しており，そこを
リニアメント（L）が通っている。



図－8　L－8b，9の位置

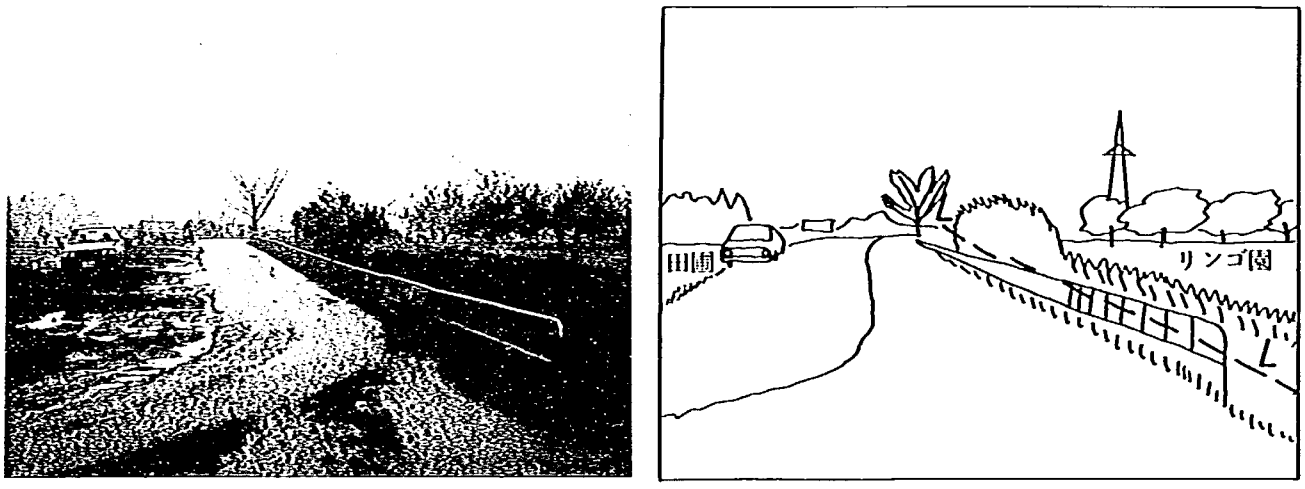
国土地理院発行2万5千分の1地図「白石南部」，「桑折」を使用した。

10) L－10（図－9）

(1) L－10a

厚樫山の東方約1.2㎞の丘陵地東縁に位置している。北北東一南南西に走っている。写真－13に見られるように現地では，断層地形は全く不明瞭である。

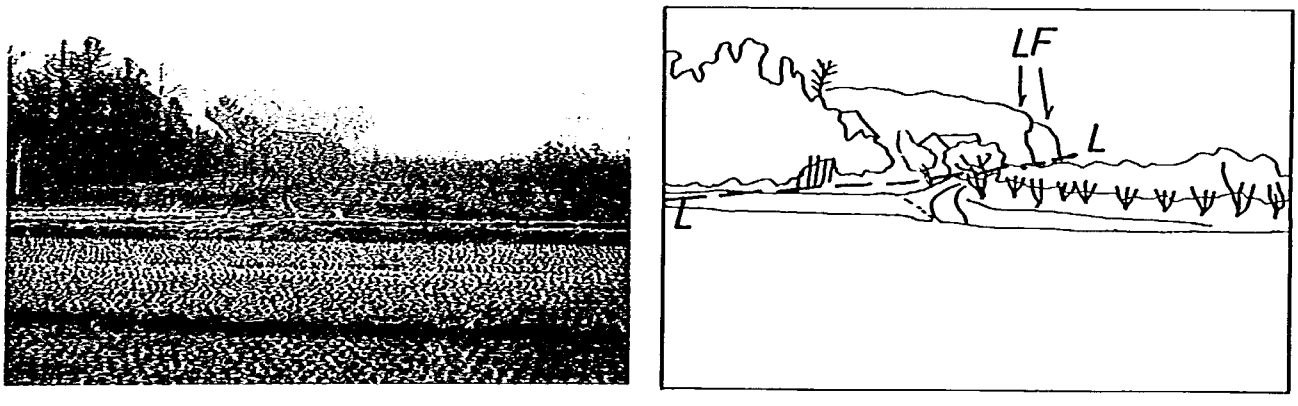
地質については，牛沢川の河床においても露出がなく不明である。



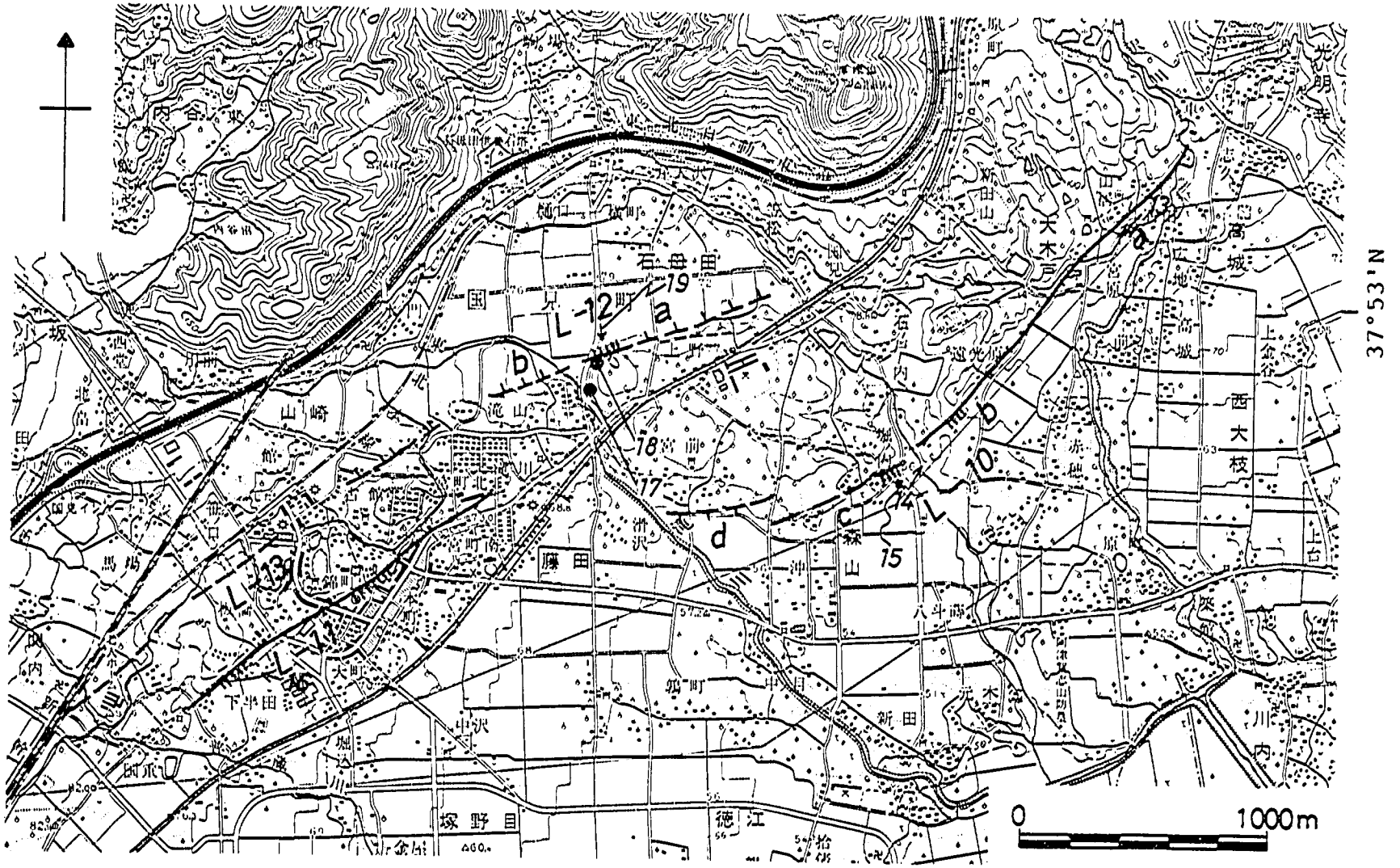
写真－13　L－10a付近の地形
リニアメント（L）は低丘陵地（右手リンゴ園）と左手の低地（田圃）の境界に相当するが，断層地形としては不明瞭である。

(2) L－10b

L－10aの南西延長に相当する。丘陵地と緩傾斜扇状地の境界に位置している。断層崖様地形1箇所（写真－14）が認められる。



写真－14　L－10bにみられる断層崖様地形
LFの箇所に断層崖様地形がみられる，リニアメントはLを通っている。



図－9　L－10, 11, 12, 13の位置

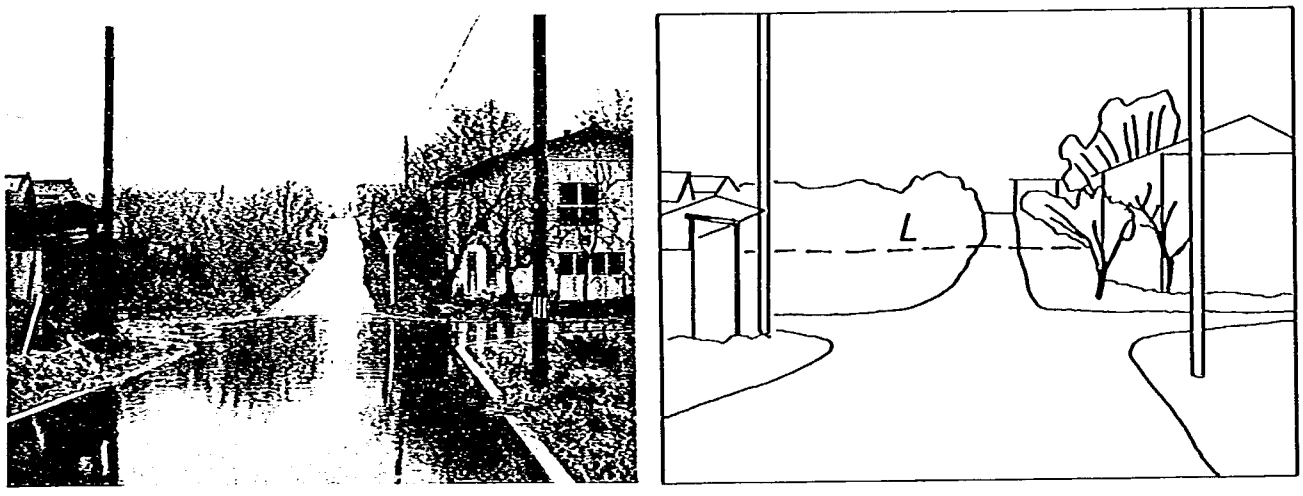
国土地理院発行２万５千分の１地形図「桑折」を使用した。

地質は丘陵地に安山岩質凝灰岩の分布が認められるのみで，全般には露出不良のため不詳である。

(3) L－10c，d

L－10bの南西延長に相当する。丘陵地の東縁に位置する。写真－15に見られるように遠くからみると断層崖様の地形が認められるが，近くで見ると不明瞭である。

露出不良のため地質は不明である。

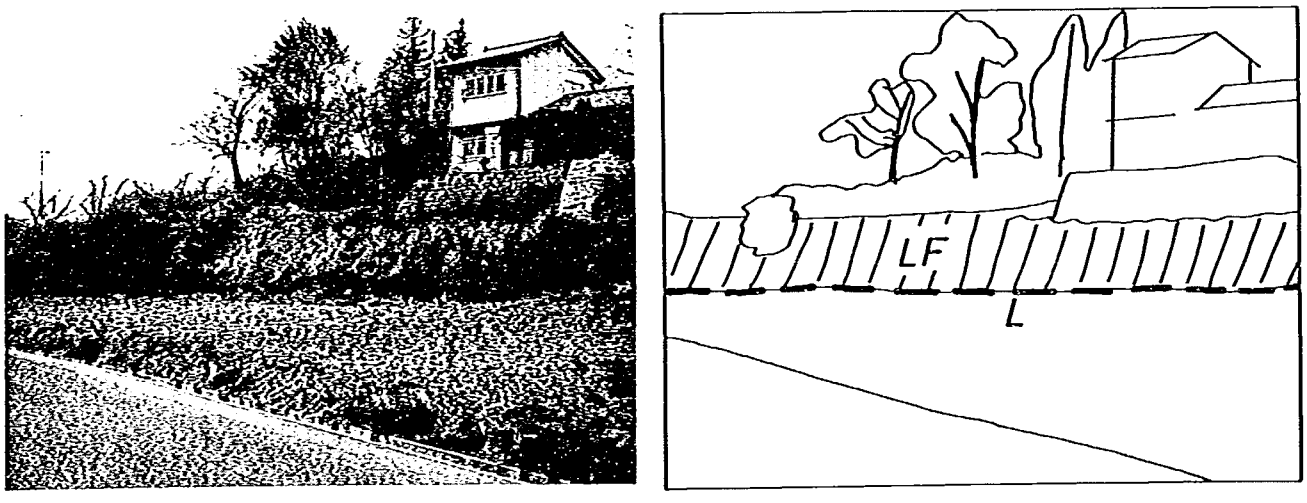


写真－15　L－10c付近の地形
リニアメント（L）は手前の低地と丘陵地との間の斜面を走っている。断層崖様の地形があるが，人工的に造成されている可能性もある。

11) L－11（図－9）

藤田の市街中を北東－南西に走っている。市街地であるため，人工的な地形改変もあり，断層地形は不明瞭であるが，2箇所に断層崖様地形がある（写真－16）。

地質は不明である。

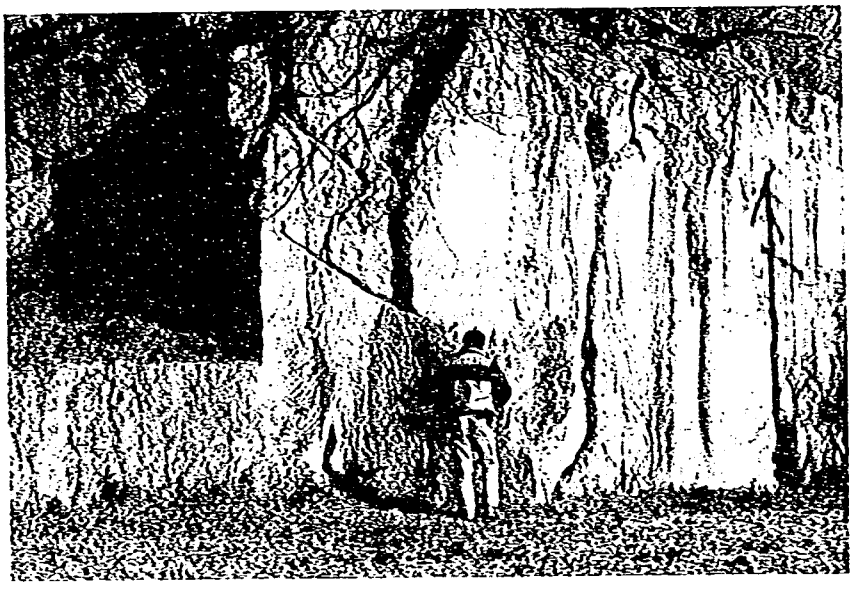


写真－16　L－11の低断層崖様地形
LFの斜面に低断層崖様地形が発達している。Lはリニアメント。

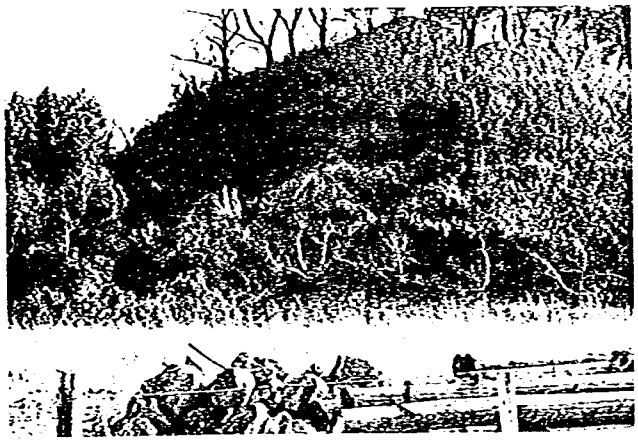
12) L－12a，b（図－9）

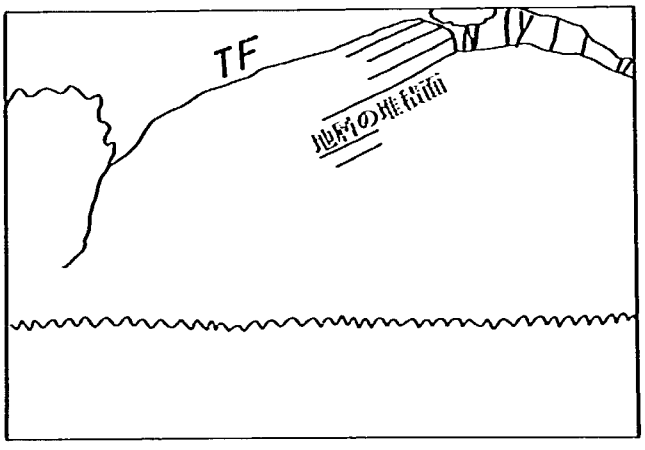
厚壁山南方約1㎞の丘陵地西側に位置し，北東一南西に走る。断層の東側が丘陵地，西側が緩傾斜扇状地である。丘陵地の硯石山は比高約20mの丘で断層に近づくに従って高度を増し，断層崖様～三角末端面様の地形を示している（写真－19）。この他の箇所では断層地形は不明瞭である。

地質は基盤岩として軽石質凝灰岩が分布し，硯石山および断層北部の丘陵地に認められる。硯石山の軽石質凝灰岩層の堆積面は，リニアメントから約150m離れた箇所では水平であるが（写真－17）前述の三角末端面付近では面とはほぼ平行となり西傾斜40°となっている（写真－18）。丘陵上部の田中層（吉田ほか，1969）は確認できなかった。梅津層に相当すると考えられる礫まじり粘土層が北部で認められた。断層露頭は発見されていない。



写真－17　L－12から約150m東の露頭
飯坂層の軽石質凝灰岩が水平に堆積している。

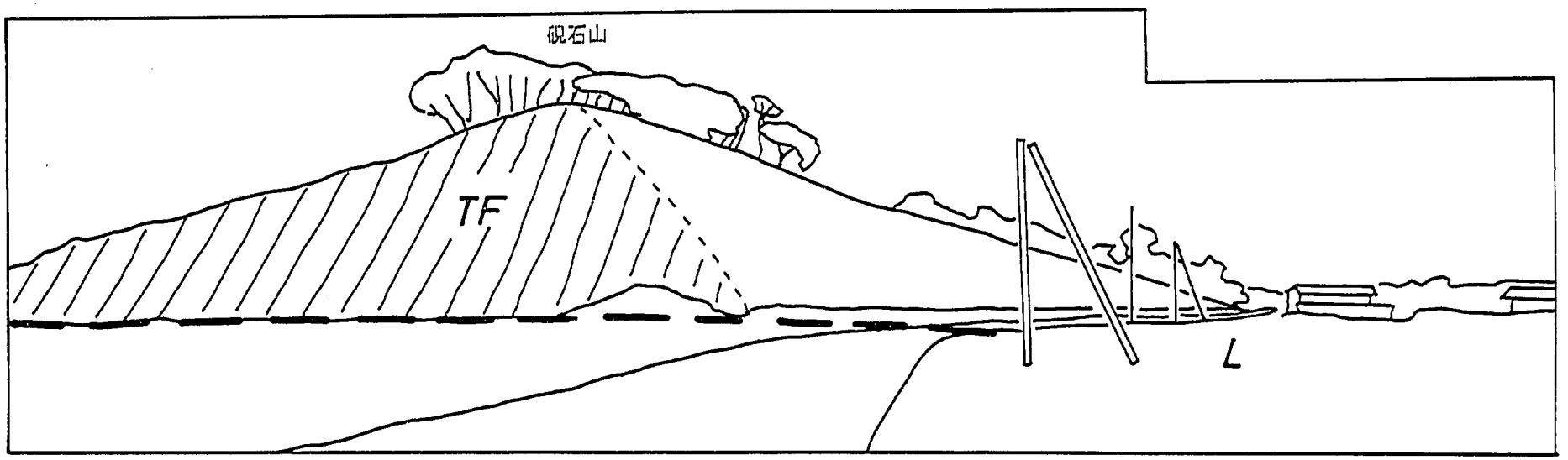




写真－18　L－12の断層崖様（三角末端面様）地形にみられる地層の傾斜
ＴＦが写真－19のＴＦと同一面である。飯坂層はこの面とほぼ平行に傾斜している。

13) L－13（図－9）

L－12a，bの南西延長に相当する。藤田市街地の北西縁を走っている。地形的には全く不明瞭である。地質は露出がないために不明である。



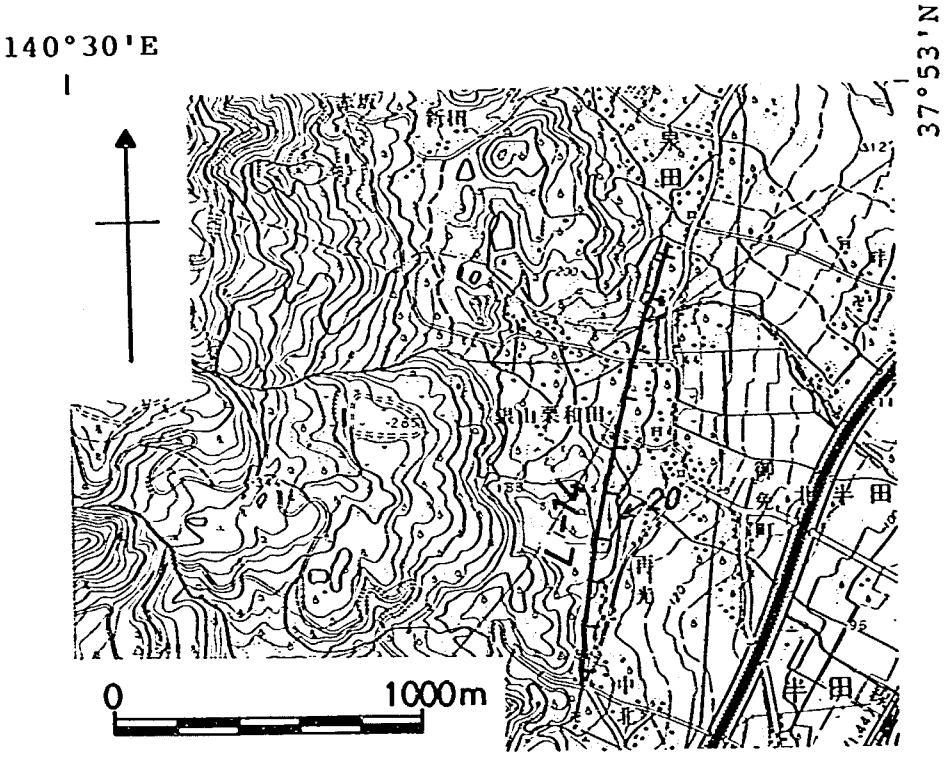
写真－19　L－12にみられる断層崖
ＴＦは断層崖または三角末端面と考えられる。Ｌはリニアメント。

14) L－14（図－10）

半田山の西南西約3㎞の山麓を北北東一南南西に走っている。

半田山とこのリニアメントの間は，半田山の大崩壊の跡と思われる崩壊地こり地形が発達する（図－3）。このL－14沿いの断層地形は不明瞭である。一部は山地と扇状地の境界に一致している（写真－20）。

地質についても露出不良のため不明である。



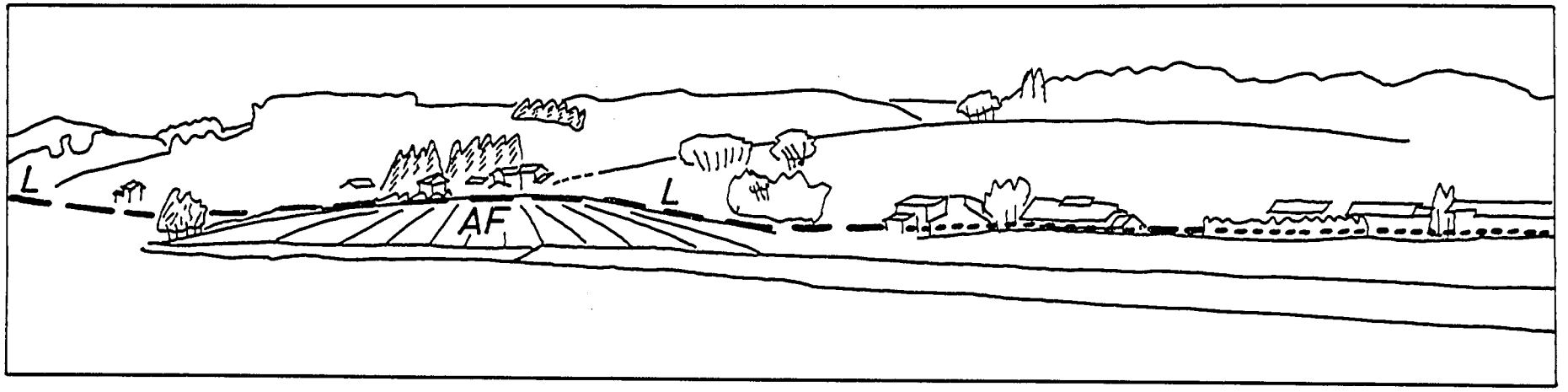
図－10　L－14の位置
国土地理院発行2万5千分の1地形図
「桑折」を使用した。

15) L－15（図－11）

東北自動車道沿いの桐ケ窪付近から道路の東に平行して南西に走り，松原付近で東北自動車道と斜交して西側に移り新田付近に至る。延長約5㎞に及んでいる。方向は北東一南西から南部の東北東一西南西へと変化している。全般的には北西側の山地，丘陵地と南東側の扇状地の境界に位置している（写真－21）。桐ケ窪の南西部では産ケ沢川がこのリニアメントを横断して流下している。断層地形は全般に明瞭ではないが，産ケ沢川付近で扇状地上に断層崖様地形が1箇所で認められる（写真－22，23）。崖の比高は3～4mある。南西部の下館付近ではこの断層に平行する線状模様があり，断層鞍部様地形が認められる。

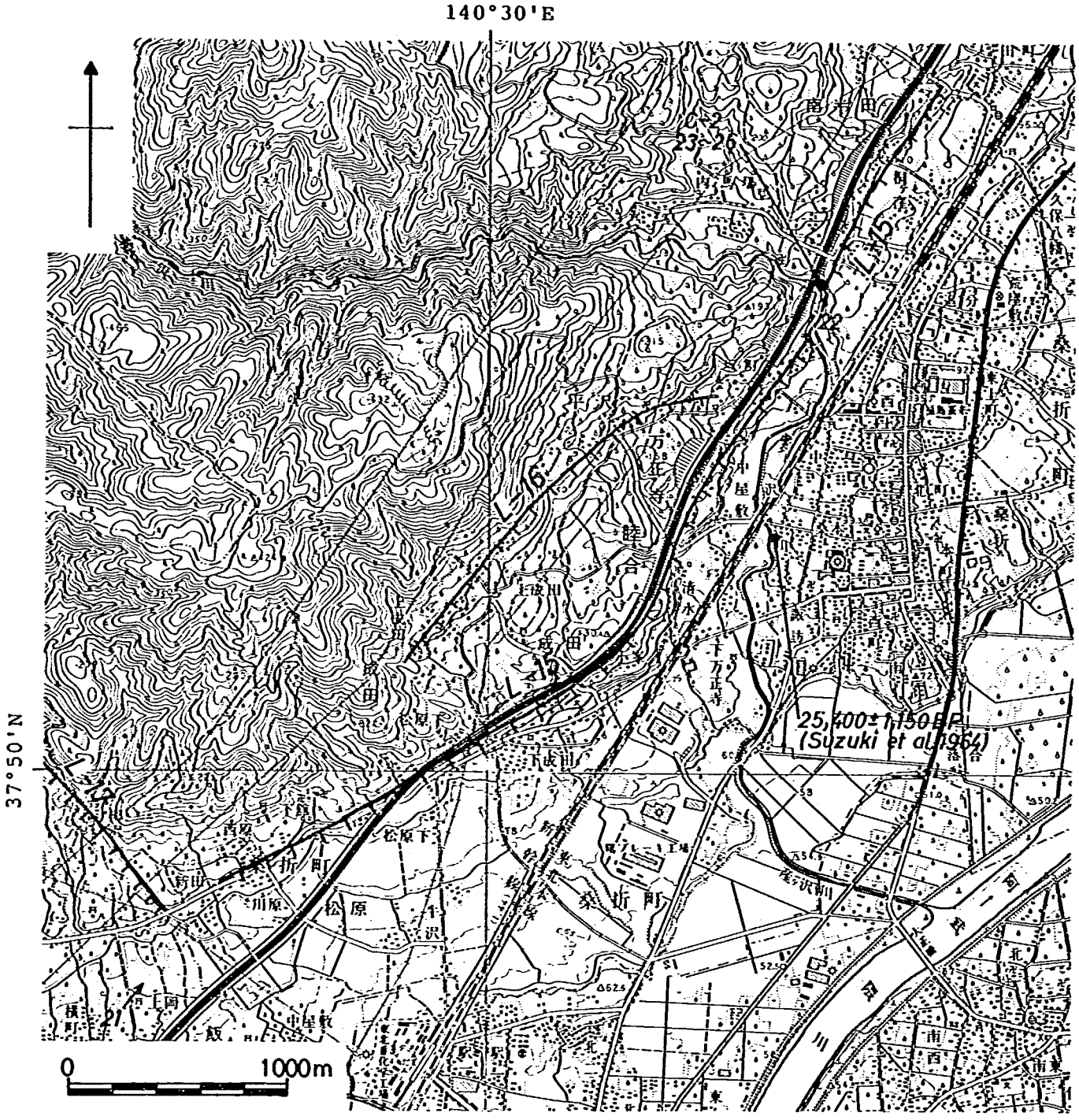
地質は産ケ沢川付近の河床，山地で基盤の泥岩，礫岩，砂岩が露出している。

産ケ沢川と東北自動車道との交点の河岸（前述の断層崖様地形の西方約50m，C－2地点）に断層露頭が認められた（写真－24，25，図－12，13）。断層の状況は以下のようである。基盤の泥岩中に幅約1mの破砕帯があり，このうち東部の約50cmは細かく破砕され粘土化しているが，固結した状態である。断層面には



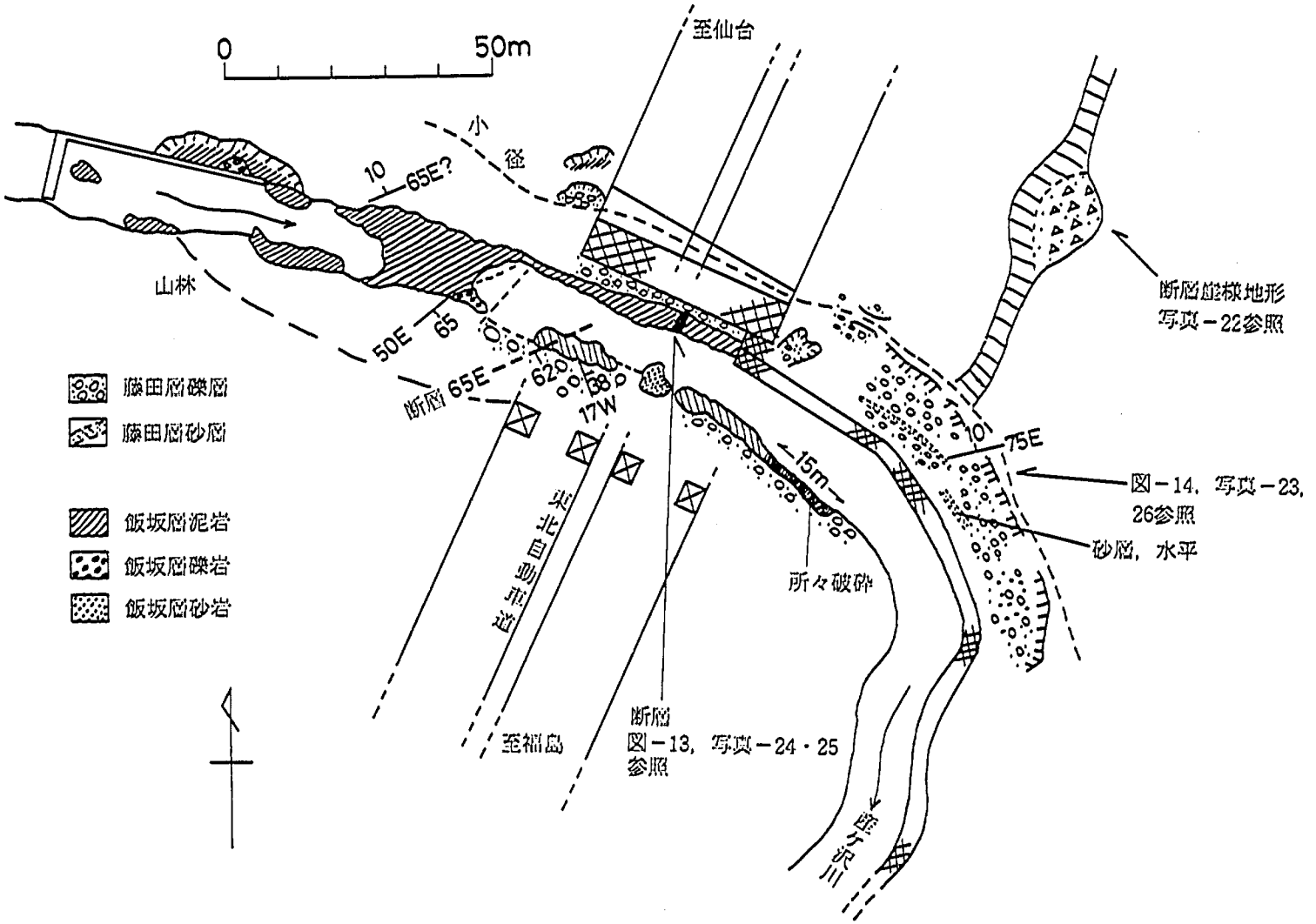
写真－20　Ｌ－14付近の地形

リニアメント（Ｌ）は山麓線と一致している。ＡＦは扇状地。

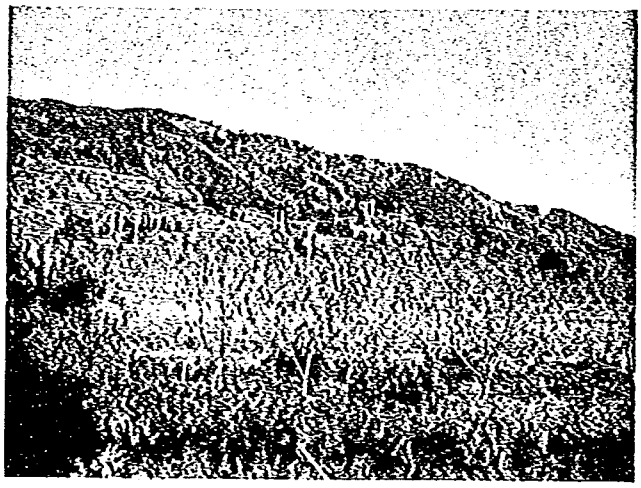


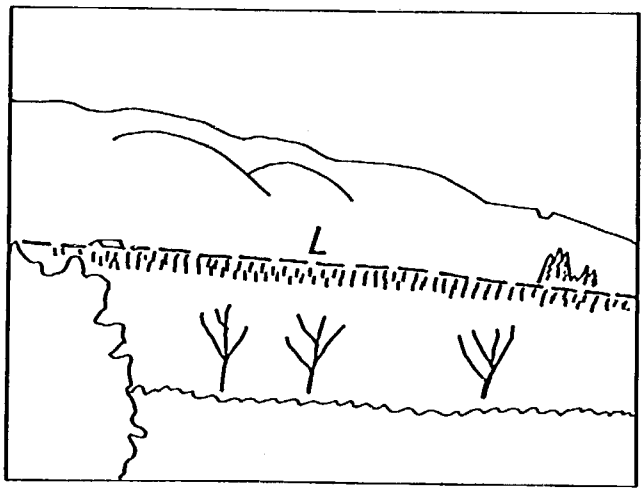
図－11　L－15，16の位置
国土地理院発行２万５千分の１地形図「桑折」，
「保原」，「中茂庭」，「福島北部」を使用した。

縦横の条線がある。走向傾斜はN11°W，60°W～N4°W，63°Wを示す。この断層は産ケ沢川河岸の比高約２mの段丘礫層に覆われているが，これを切ってはいない（図－13）。この礫層は河岸のごく新しいものの可能性がある。なお，この露頭はFujiwara（1958）にも記載されている。また，露頭は1987年３月現在，護岸工事のために消失している。この露頭の上部で後述の土壌ガスの採取を行った。

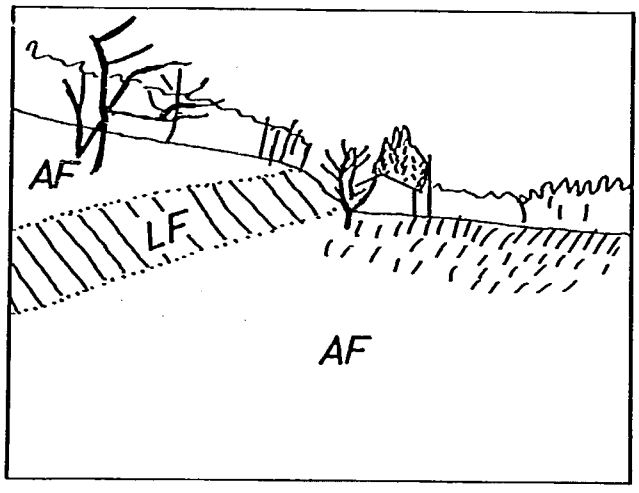


図－12　L－15，C－2地点の断層露頭周辺のルートマップ



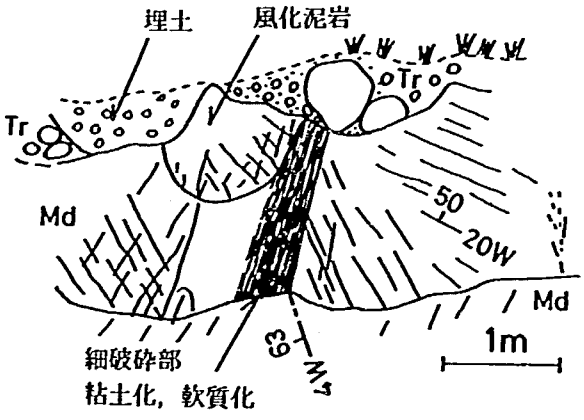


写真－21　L－15の遠景
リニアメント（L）は山麓を通っている。

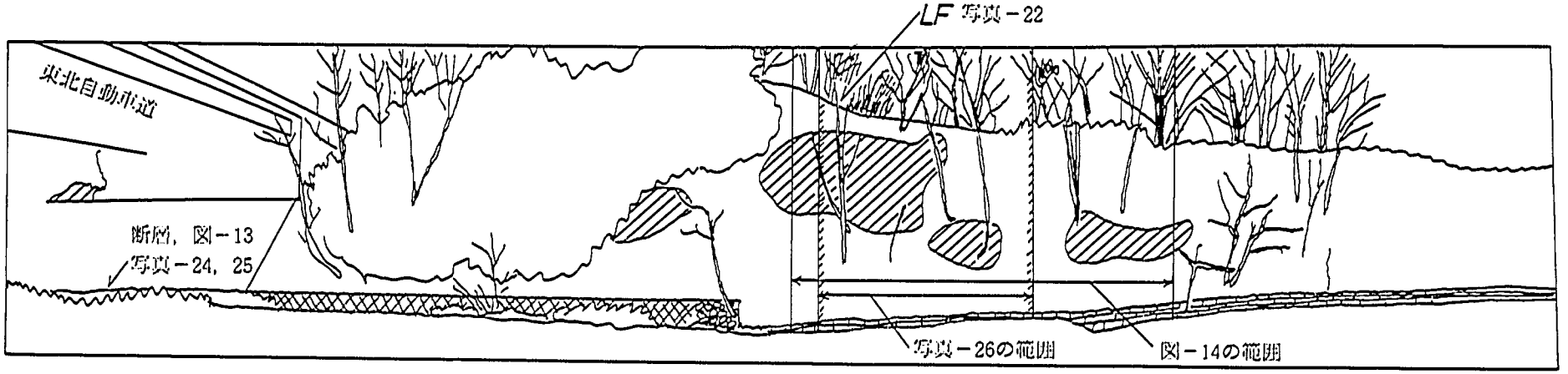


写真－22　L－15にみられる断層崖様地形（LF）
断層崖の両側は扇状地（AF）であるが，両方とも
緩傾斜している。

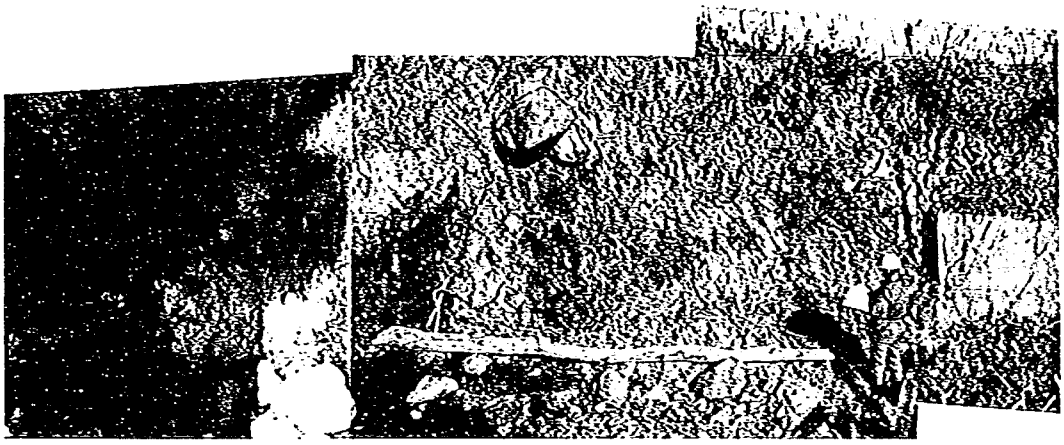
この断層露頭より下流側では，左岸に高さ約10mの崖が連続し，藤田層の扇状地性段丘砂礫層が露出している。段丘面上には，東北自動車道とほぼ平行する前述の断層崖様のゆるい崖地形が南北に走っている（写真－22，23）。扇状地の緩い傾斜の方向は西から東に向いており，この崖地形は，これと直交している。この崖地形と産ケ沢川左河岸の崖は直交しているので，この崖地形が断層崖であるとすると変位の状況が産ケ沢川左岸で観察されるはずであ

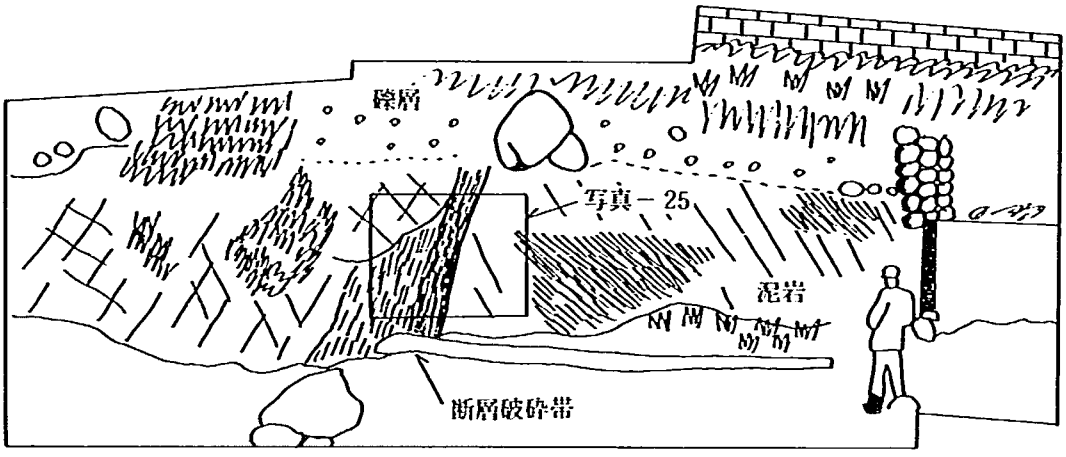


図－13　L－15，C－2地点の断層露頭のスケッチ
Tr：礫層，Md：飯坂層泥岩。断層はTrを変位させていない。図－12，写真－24，25参照。

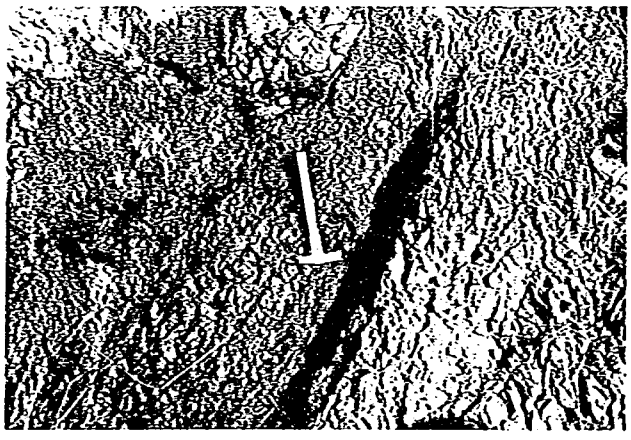


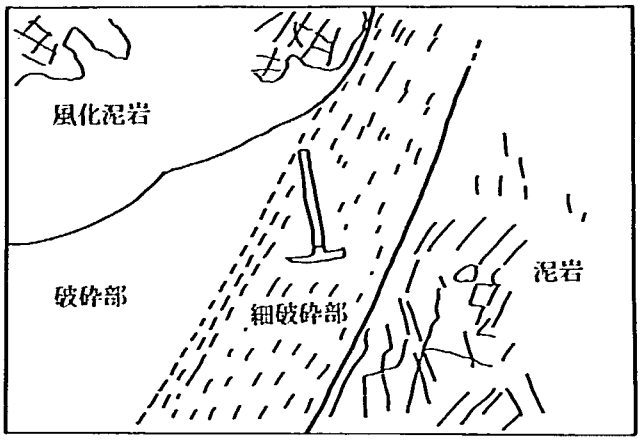
写真－23　L－15，C－2地点付近の地形
斜線部は露頭。





写真－24　L－15，C－2地点の断層露頭
図－12，13参照。





写真－25　L－15，C－2地点の断層露頭
図－13参照。

る。しかし，露出状況が連続していないので，はっきりした結果を得ることができなかったが，断層の可能性は残されている（写真－26，図－14）。

以上のようにこの周辺に見られる断層が，第四紀層を変位させているか否かを知る直接的な証拠は得られなかった。

鈴木ほか（1964）は，L－15の東の産ケ沢川沿いの露頭（藤田層）から採取された木材の年代を25,400±1,150年B.P.と報告している。

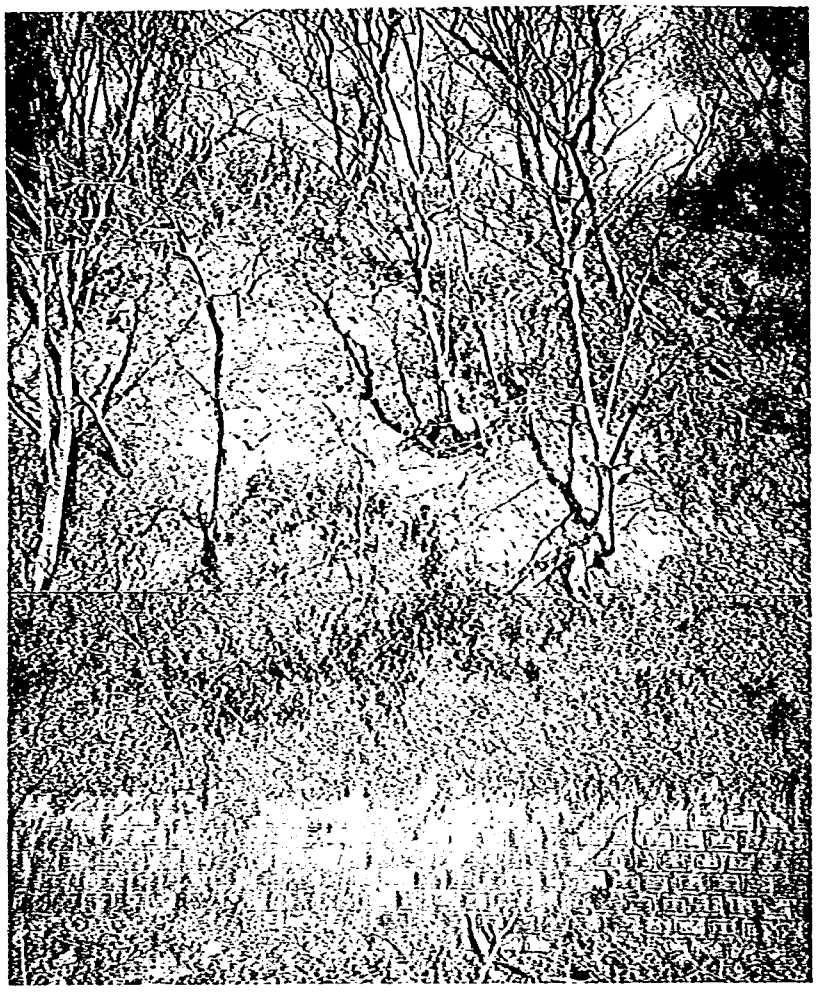
16）L－16（図－11）

L－15の中央部の西方約600mに位置し，北東－南西に走る。山地と扇状地ないしは丘陵地の境界に沿っている。山麓線とほぼ一致しているが断層地形としては不明瞭である。断層鞍部様地形が1箇所に認められるが，これはL－16より約100m東に離れている。

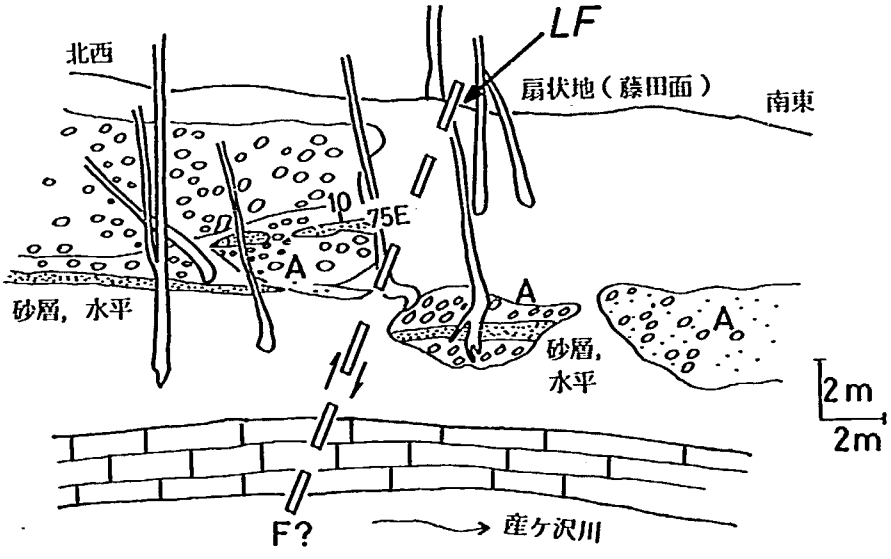
地質については露出不良のため不明である。

17）L－17（図－15）

L－15の南端の新田から北西方向に走り，北原付近に至る。北東側の山地と南西側の丘陵ないし扇状地の境界に相当する。山麓線と一致するが，

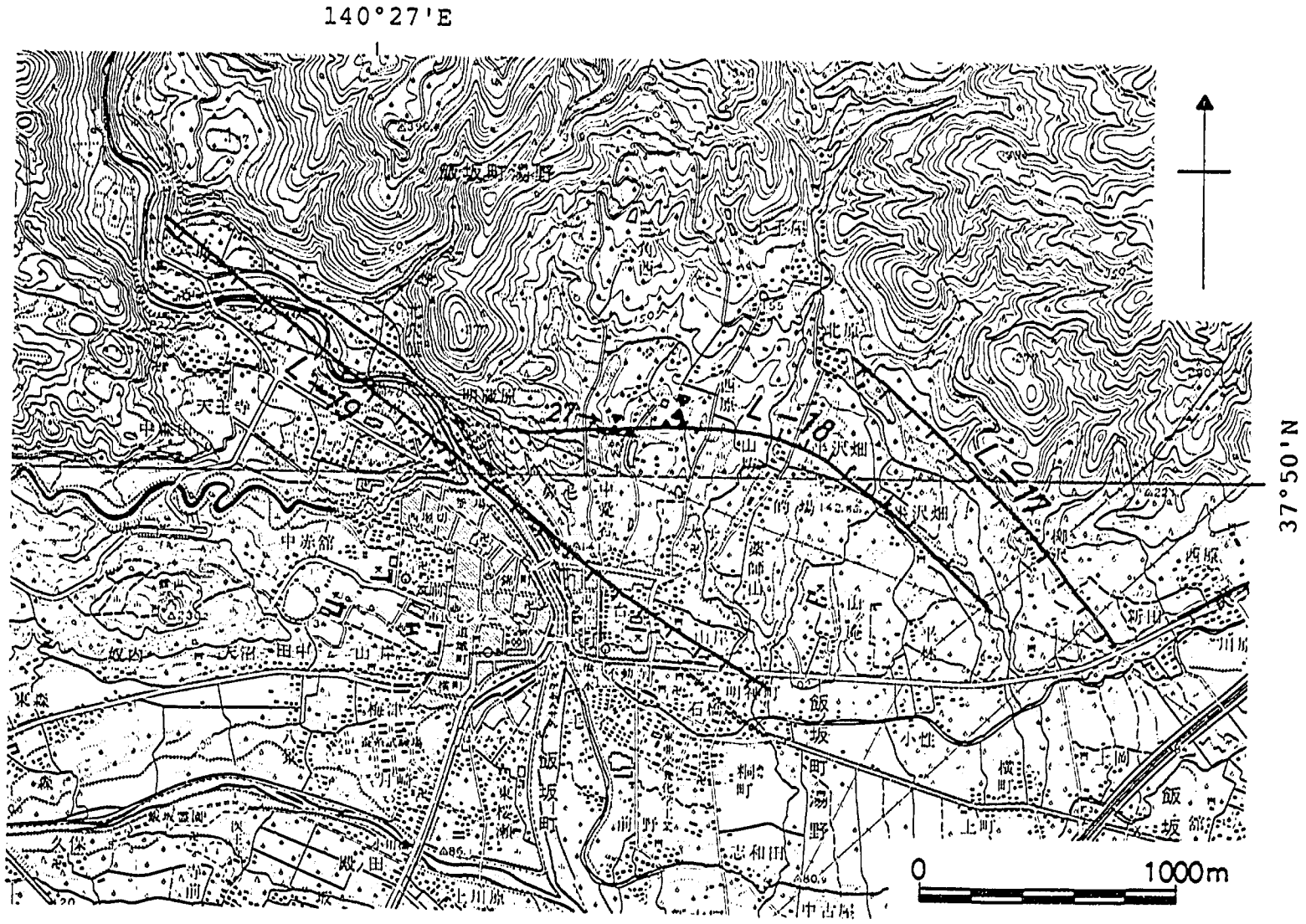


写真－26　L－15，C－2地点の断層崖様地形直下の露頭（図－14，写真－23参照）



図－14　L－15，C－2地点の段丘露頭のスケッチ

LFは断層崖様地形と思われる斜面（写真－22参照）。露頭状況が悪いため詳細は不明であるが，断層があるとするとF？　のようになり，落差は約4m東落ちとなる。Aの部分のマトリックスは淡褐色で他の部分は灰色である。写真－23，26参照。



図－15　L－17，18，19の位置

国土地理院発行２万５千分の１地形図「中茂庭」，「福島北部」を使用した。

断層地形は不明瞭である。L－17から約60m北東に離れた位置に平行して断層崖様地形が走っている。

地質は基盤岩として白色の硬いシルト岩が山地に認められる。断層露頭は発見されていない。

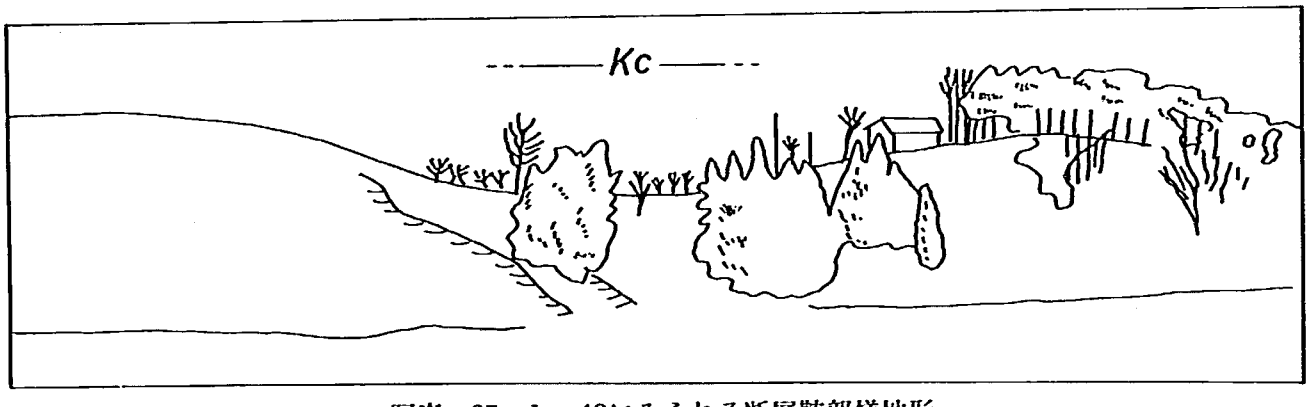
18) L－18（図－15）

摺上川の左岸側の丘陵地に位置する。飯坂温泉街の北東方から東方にかけて走っており，方向は西部で東一西，東部で北西一南東である。この付近は北方の山地から扇状地状の緩傾斜地が南に向かって発達し，丘陵地が点在している。L－18西部の愛宕，太子付近には，東西に並ぶ丘陵地があり，田中面・梅津面が分布する（吉田ほか，1969）とされている。この丘陵地の北縁は，北から南へ傾斜する一般的傾斜とは逆向きの崖および鞍部を形成し，ここにL－18が走っている。リニアメントの東部においても2箇所の田中面が分布し（吉田ほか，1969），この北東縁にL－18が走っている。現地においては，断層鞍部様地形（写真－27），逆向き低断層崖様地形が認められる。

地質は，丘陵地および沢沿いにシルト岩，凝灰岩，凝灰角礫岩の基盤岩が分布するが，断層露頭は発見されなかった。段丘堆積物としては，梅津層と思われる砂礫層が認められる。また愛宕付近では，梅津層と思われるくさり礫（シルト礫）を含む砂礫層が認められるが，厚さは不明である。田中層の露出は発見できなかった。

19) L－19（図－15）

摺上川の河岸に位置する。方向は北西一南東方向であり，南東部では飯坂温泉市街地の東部に走っている。北西端の原付近では摺上川左岸の段丘分布地に崖が認められるが，普通の段丘崖とも考えられる。その他の



写真－27　L－18にみられる断層鞍部様地形
Kcの部分の凹地が断層鞍部様である。

部分については，市街地のため地形は明瞭に観察されない。

地質は凝灰岩で，摺上川河床に広く露出しているが，リニアメント上で基盤を切る断層露頭は認められなかった。

20) まとめ

調査地域の中では断層露頭は２箇所しか発見されなかった。これはリニアメントが山地と平野との境界に位置しているために，山地からの崖錐堆積物が多く，断層露頭が被覆されていることが主因であろう。発見された断層露頭のうち１箇所（Ｌ－８ｂのＣ－１地点）は第四紀断層である可能性は薄く，残りの１箇所（Ｌ－15のＣ－２地点）についても直接，第四紀層を変位させている証拠はみられなかった。このように第四紀断層であるか否かは別としても，地質的に断層であると認定できるのは，Ｌ－15のみである。

地形的には，Ｌ－10aが藤田・桜田面を，Ｌ－11が梅津面を，Ｌ－12a が田中・藤田面を，Ｌ－15が藤田面を，Ｌ－18が田中・梅津面をそれぞれ不明瞭ながら変位させている可能性がある。地形的な証拠は地形が人工的に改変されていることもあるため判断が困難であるが，本調査地域の第四紀断層は少なくとも第四紀更新世までは活動をしていたものと考えられる。

表－３に調査結果の一覧を示した。

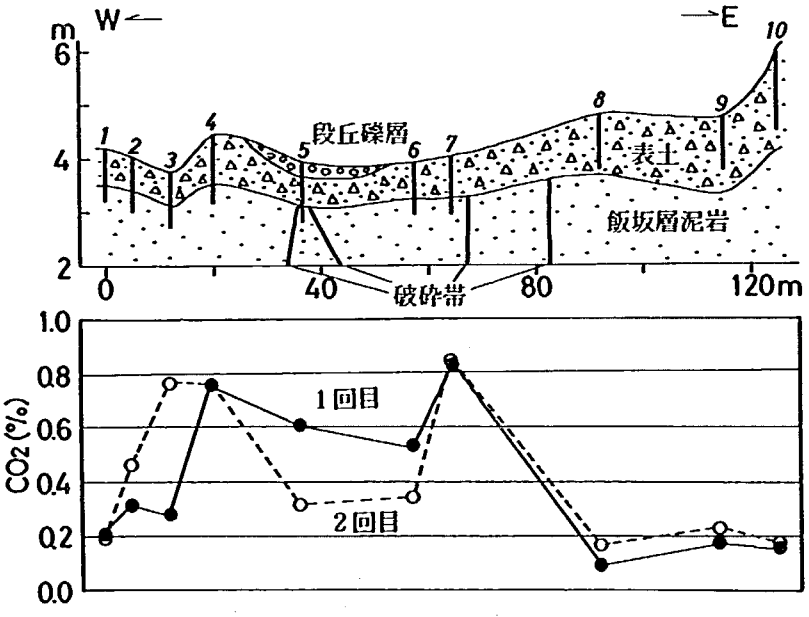
5. 土壌ガスの濃度

Ｌ－15と産ケ沢川の交点（Ｃ－２地点）に見られた断層露頭周辺において土壌ガスの採取を行った。ガス採取孔を10箇所設け（図－16），ガスの採取は1984年12月７～８日と12月21日の２回行った。１回目のガスの採取は採取孔の設置から24時間後に行った。ガスの採取に当っては採取容器内をあらかじめ希塩酸（ガスの溶解がない）で満たしておいた。

このようにして採取したガス中のCO_2およびH_2濃度をガスクロマトグラフ法にて測定した。測定条件を表－４に示す。

CO_2およびH_2濃度の測定結果を表－５に示す。表のようにCO_2濃度は１回目採取を通して採取孔により960～8,600ppmと大きい相異がある。一方，H_2濃度は２回目の№２採取孔で30ppmを検出した他は，10ppm以下で相異がない。

CO_2濃度の変化を採取地の地質断面とともに示したものが図－16



図－16　CO_2濃度と地質との関係（Ｌ－15，Ｃ－２地点）

表－3　福島市北方の第四紀断層の調査結果

リニアメントの名称	断層地形	土地利用	露岩状態	地質	断層露頭の有無
L－1	低断層崖様地形２ケ所	山麓荒地及水田	不良	白石川左岸側の崖には泥流堆積層が分布し，軽石凝灰岩，シルト岩をはさんでいる。段丘礫層はtr_3のものがわずかに認められる。	なし
L－2	断層崖様地形，断層鞍部様地形	林地，果樹園，水田	良	付近には風化した安山岩の露出があるが，大部分は扇状地堆積層で露出不良。	なし
L－3	（山麓線）	―	不良	基盤岩，扇状地堆積層ともに露出不良。	なし
L－4	断層鞍部様地形（山麓線）	林地，水田	良	安山岩（風化）および凝灰質砂岩～凝灰岩が分布。	なし
L－5	（山麓線）	―	不良	露出不良。	なし
L－6	断層鞍部様地形（山麓線）	林地	不良	露出不良。	なし
L－7	（山麓線）	―	不良	露出不良。	なし
L－8a	（山麓線）	―	不良～良	越河駅北東方では，山地に基盤の安山岩質凝灰角礫岩，流紋岩および崖錐が認められる。南西方では広く扇状地堆積層（礫まじり粘土，砂層）が分布。	なし
L－8b	断層鞍部様地形２ケ所	林地，畑地	不良～良	砂岩，軽石質凝灰岩が分布。平坦地～沢地形の部分には扇状地堆積層が広く分布。	N43W，75N，5cm幅，軽石凝灰岩中。リニアメントと直交
L－9	断層鞍部様地形	林地	良	凝灰角礫岩，凝灰質砂岩，安山岩が分布。扇状地堆積層の礫層も認められる。	なし
L－10a	（低丘陵地末端）	果樹園，水田	不良	露出不良。	なし
L－10b	（低丘陵地末端）断層崖様地形	林地，果樹園	不良	安山岩質火山礫凝灰岩が崖地に露出。	なし
L－10c	（低丘陵地末端）	―	不良	露出不良。	なし
L－11	断層崖様地形	桑地，宅地，牧草地	不良	露出不良。	なし
L－12a	三角末端面～断層崖様地形	林地，果樹園，水田	良	軽石質凝灰岩が露出。ほぼ水平の層理を示すが，断層崖様の地形の近くでは傾斜30°Nを示す。田中礫層は不明。梅津層は礫まじり粘土として分布。	なし
L－12b	不明	―	不良	露出不良。	なし
L－13	不明	―	不良	露出不良。	なし
L－14	（山麓線）	―	不良	露出不良。	なし
L－15	（山麓線）断層鞍部様地形 断層崖様地形	林地，畑地，宅地	不良～良	産ケ沢川の高速道橋脚下に断層露頭あり。泥岩，砂岩，礫岩。藤田層は砂礫及砂層で産ケ沢川左岸の崖地に露出するが藤田層を切る断層は不明確。	N4W，60W，幅１ｍ及びNS方向の破砕帯（幅15ｍ＋？）
L－16	（山麓線）断層鞍部様地形	畑地，果樹園，林地	不良	露出不良。	なし
L－17	（山麓線）断層崖様地形	果樹園，畑地	不良～良	シルト岩が分布。	なし
L－18	逆むき低断層崖様地形	廃校運動場，果樹園	不良	凝灰角礫岩，シルト岩が分布。藤田層又は梅津層の段丘礫層が河岸に露出する。	なし
L－19	不明	―	良	基盤の軽石質凝灰岩が摺上川河床に露出。	なし

表－4　ガスクロマトグラフ法の測定条件

分析成分		H_2	CO_2
キャリアガス		Ar（アルゴン） 21mℓ/分	He（ヘリウム） 20mℓ/分
温度	注入口	75°C	74°C
	カラム	68°C	66°C
	検出器	68°C	66°C
充てん剤		モレキュラーシーブ5A （60～80メッシュ）	ポラパックQ
カラム		ステンレス製 φ3mm×4m	ステンレス製 φ3mm×4m
検出器		TCD 80mA，1mV	TCD 101mA，1mV

〔GC－3BT（島津製作所）使用〕

表－5　土壌ガス濃度分析の結果

1）CO_2

採取孔No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1回目*	2,100	3,100	2,800	7,600	6,100	5,400	8,400	960	1,800	1,600
2回目**	2,000	4,600	7,700	7,700	3,200	3,500	8,600	1,700	2,300	1,700

2）H_2

採取孔No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1回目*	＜10	＜10	＜10	＜10	＜10	＜10	＜10	＜10	＜10	＜10
2回目**	＜10	＜10	30	＜10	＜10	＜10	＜10	＜10	＜10	＜10

* 1回目採取：No 1～5は1984年12月7日，残りは12月8日　　（濃度の単位はppm）
** 2回目採取：すべて12月21日

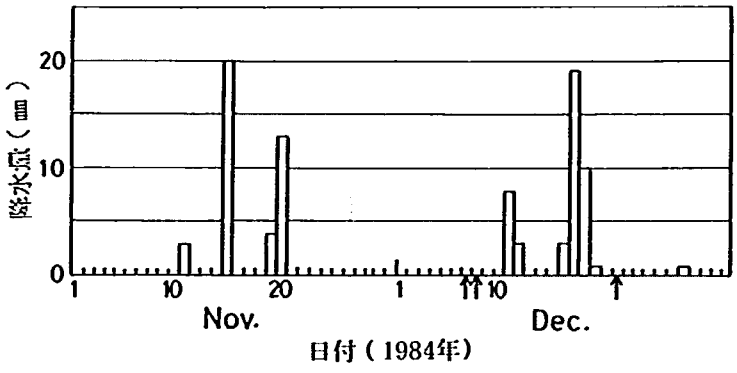
である。全体的には1回目と2回目のCO_2濃度のパターンは，ほぼ類似しているといえる。濃度が相対的に高いのはNo 2～7の採取孔で，No 1，8～10の値は低く，1回目と2回目でよく一致している。CO_2濃度と地質との関係をみてみると，高濃度を示している採取孔の位置と破砕帯の位置がほぼ一致していることがわかる。高濃度の採取孔の位置と破砕帯の位置が厳密には一致していないのは，CO_2の移動が垂直方向だけでなく水平方向にも行われているためであろう。しかし，いずれにせよCO_2濃度は破砕帯の周辺で他よりも高くなっている。

表－6と図－17にガス採取日前後の降雨の状況を示した。CO_2濃度は降雨の有無に影響される（降雨量とCO_2濃度は相関する，宇井・林，1983）といわれている。今回の採取では2回目の採取の前にある程度の降雨がみられたが，CO_2濃度は既述のようにあまり変化しておらず，降雨の影響はなかったものと考えられる。

表－6　福島地方の降水量（1984年）
（福島地方のアメダス）

日	11月	12月	日	11月	12月
1	0	0	16	0	3
2	0	0	17	0	19
3	0	0	18	0	10
4	0	0	19	4	1
5	0	0	20	13	0
6	0	0	21	0	0
7	0	0	22	0	0
8	0	0	23	0	0
9	0	0	24	0	0
10	0	0	25	0	0
11	3	8	26	0	0
12	0	3	27	0	1
13	0	0	28	0	0
14	0	0	29	0	0
15	20	0	30	0	0
			31	—	0

単位は㎜。



図－17　福島地方の降水量
日付の軸の矢印はガス採取日を表す。

参　考　文　献

Fujiwara, K. (1958) Some consideration of the recent faulting in the western fringe of the Fukushima Basin. Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th ser., 7, 1－19.

福島県（1962）福島県地質図. 内外地図株式会社.

半沢正四郎・小貫義男・北村信（監修・編集）（1966）宮城県地質図．内外地図株式会社．

活断層研究会（編）（1980）日本の活断層 ― 分布図と資料―．東京大学出版会，p.363.

松田時彦（1973）福島盆地西縁活断層．日本地質学会第80年学術大会講演要旨，281.

宮城県（1970）桑折地域の地質，付5万分の1地質図．p. 15.

岡田篤正・安藤雅孝（1979）日本の活断層と地震．科学，49, 158－169.

Omoto, K.（1977）Tohoku University radiocarbon measurements V. Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th ser., 27, 63－68.

大槻憲四郎・中田高・今泉俊文（1977）東北地方南東部の第四紀地殻変動とブロックモデル．地球科学，31，1－14.

鈴木敬二・小河靖男・大場真一（1964）福島盆地北西部の藤田扇状地堆積層より産出した木材の絶対年代．地球科学，73，36.

宇井哲高・林　美光（1983）断層ガスの継続観測．月刊地球，5，346－351.

山田直利・寺岡易司・秦　光男ほか編（1982）100万分の1地質図．日本地質アトラス，地質調査所，11.

吉田　義・伊藤七郎・鈴木敬治（1969）東北地方南部の阿武隈川流域の第四紀編年と2・3の問題．日本の第四系，地学団体研究会専報，15, 99－125.

付　　記

福島地域の調査終了後に調査地域の断層に関する文献が公表された（新屋，1984；渡辺，1985，1986）。

新屋（1984）は産ケ沢川右岸（今回の調査のC－2地点の右岸。図－11，12参照）で，新第三系の砂岩が藤田面構成層の砂礫を一部取り込み，同層へ乗り上げている（N20°E，50°W）ことを報告している。同じ地点で渡辺（1986）は中新統の凝灰質砂岩層が礫層上に衝上している（N35°E，22°N）と述べている。恐らく両者の記載している露頭は同じものと推定される。さらに渡辺（1986）は同地点の左岸の低断層崖（図－14，写真－23，26参照）の基部の藤田層中に断層面を想定している。想定位置の藤田層の礫のインブリケーションは一般とは明らかに異なり，ひきずられたように立ち上っている礫もあると報告されている。これらは桑折断層（今回のL－15，16）による変位である。

渡辺（1985）は藤田東断層（今回のL－10，11）による地層の変位も記載している。変位がみられるのは滝川右岸の河床付近（図－9参照）で，シルト～砂礫の互層（層相より藤田面構成層よりも古いと推定されている）の傾斜が，撓曲崖基部の直下では水平で，上流側で急激に傾斜を増し，27m上流側で直立～逆転しているとしている。さらに上流側では中新統凝灰角礫岩が露出しているため，低角の逆断層の存在を推定している。

新屋（1984）には多数のC^{14}年代が報告されている。新屋はこれらのデータから，桑折断層群に属する断層（今回のL－10，11，15に相当する）の平均変位速度を大木戸南部で0.6㎜／年，産ケ沢谷口で0.73㎜／年と推定している。

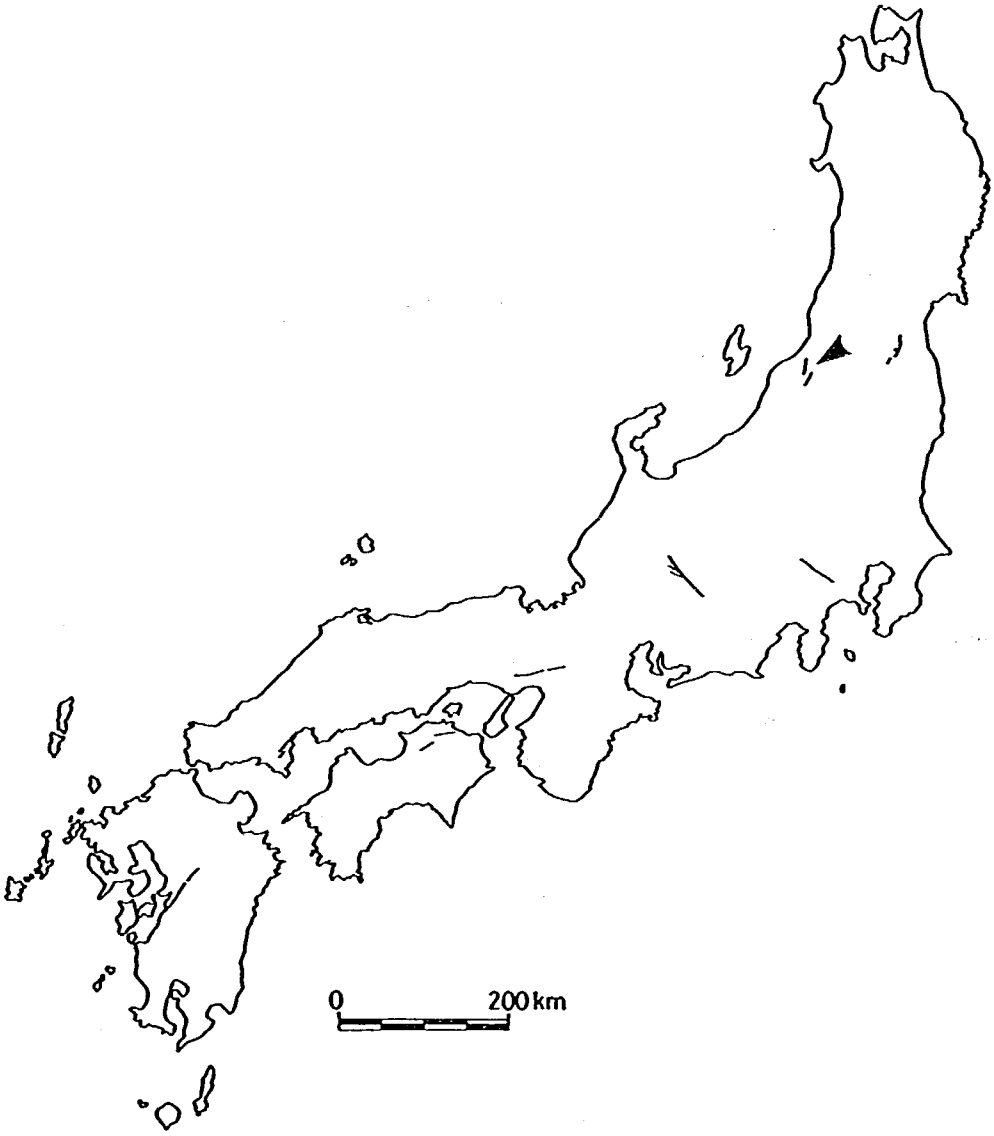
参　考　文　献

新屋浩明（1984）白石－福島活断層系の断層変位地形と最新活動期．東北地理，36，219－231.

渡辺満久（1985）奥羽脊梁山脈と福島盆地の分化に関する断層モデル．地理学評論，58，1－18.

―――（1986）福島盆地北半部西縁の断層変位地形と断層露頭．活断層研究，2，29－32.

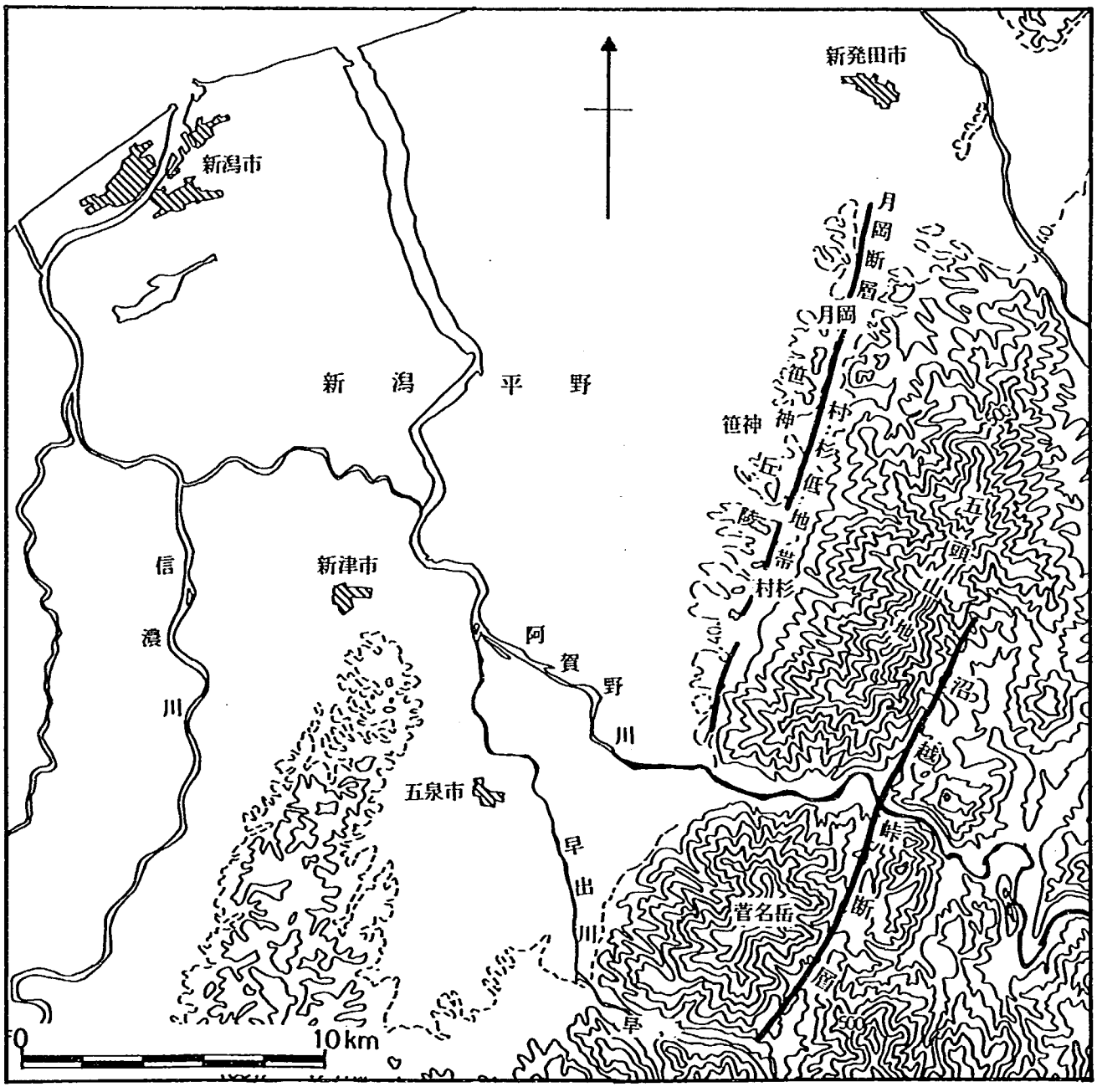
III. 月岡断層および沼越峠断層



1. 地 形 概 説

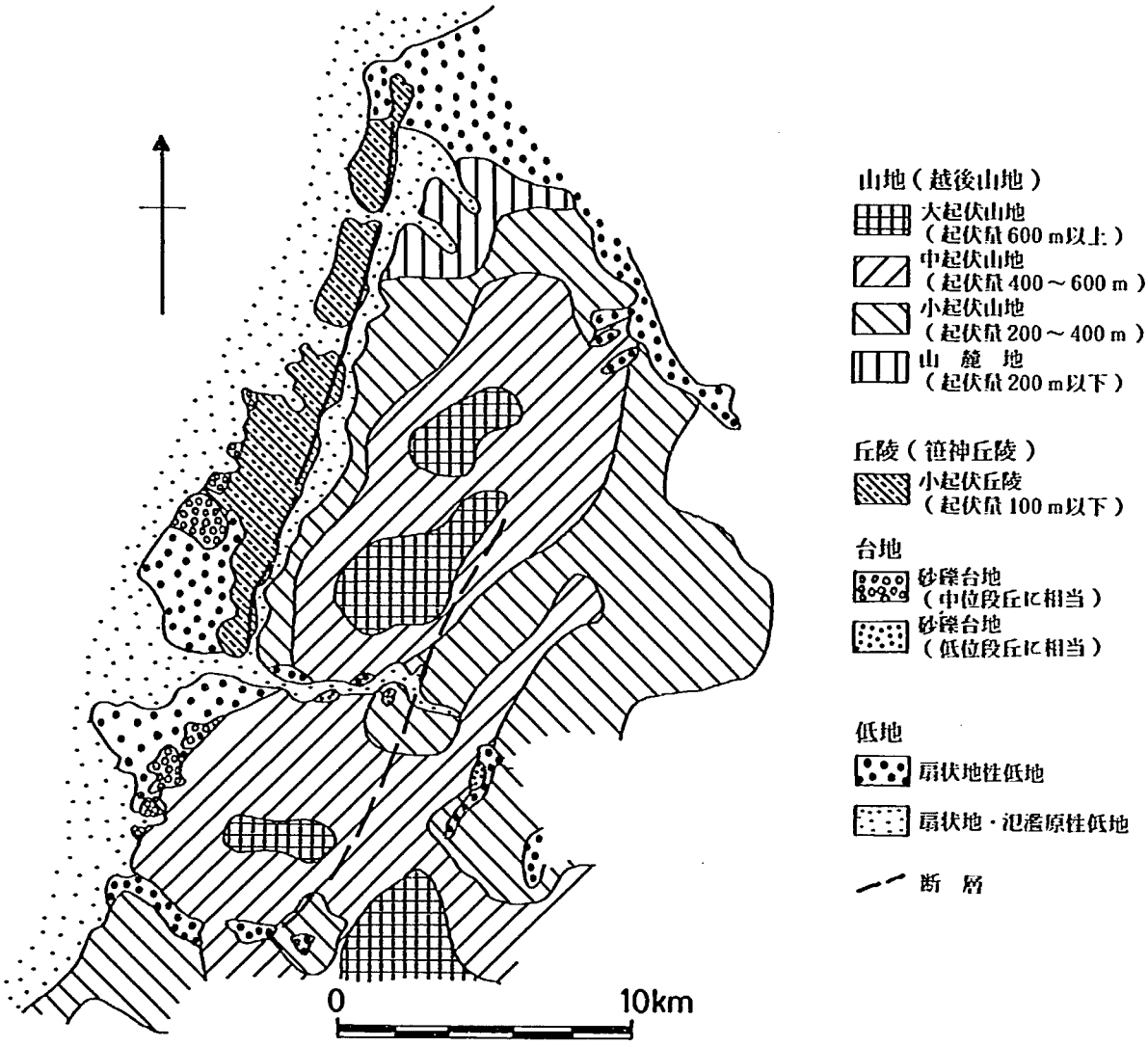
調査地域は新潟市の東方約20kmから南東約35kmにかけての南北約30kmの範囲である（図－18）。

調査地域は新潟平野と越後山地の境界部付近に位置し，地形は大きく越後山地，笹神丘陵，洪積台地，新潟平野に区分される。周辺地域の大地形区分を図－19に，傾斜区分を図－20に示す。これらによると，越後



図－18　月岡断層・沼越峠断層周辺の地形の概略

断層の位置は活断層研究会（ 1980 ）による。地形図は国土地理院発行20万分の１地勢図「新潟」より作成。



図－19　月岡断層・沼越峠断層周辺の大地形区分図

経済企画庁（1973）より作成，一部加筆。断層の位置は活断層研究会（1980）による。

山地は概ね起伏量200 m以上，斜面傾斜8～40°の山地であり，起伏量400 m以上，斜面傾斜30°以上の部分が主体をなす。笹神丘陵は阿賀野川北部の越後山地と新潟平野の境界部に発達し，北北東－南南西方向に帯状に約20km連続する小起伏丘陵である。洪積台地は，笹神丘陵の周辺および阿賀野川両岸に小規模に発達する。

活断層研究会（1980）の月岡断層は，越後山地と笹神丘陵の間に発達する北北東－南南西方向の村杉低地帯（笹神団体研究グループ，1980）の西端部に位置し，山下（1970）の提唱した新発田－小出構造線の一部に対応する。

活断層研究会（1980）の沼越峠断層は，越後山地中に発達する。なお，以下の本文中では活断層研究会（1980）に記載されている月岡断層，沼越峠断層を同じく月岡断層，沼越峠断層と呼ぶことにする。

以下では月岡断層周辺地域と，沼越峠断層周辺地域との2地域に区分し，経済企画庁（1973），新潟県

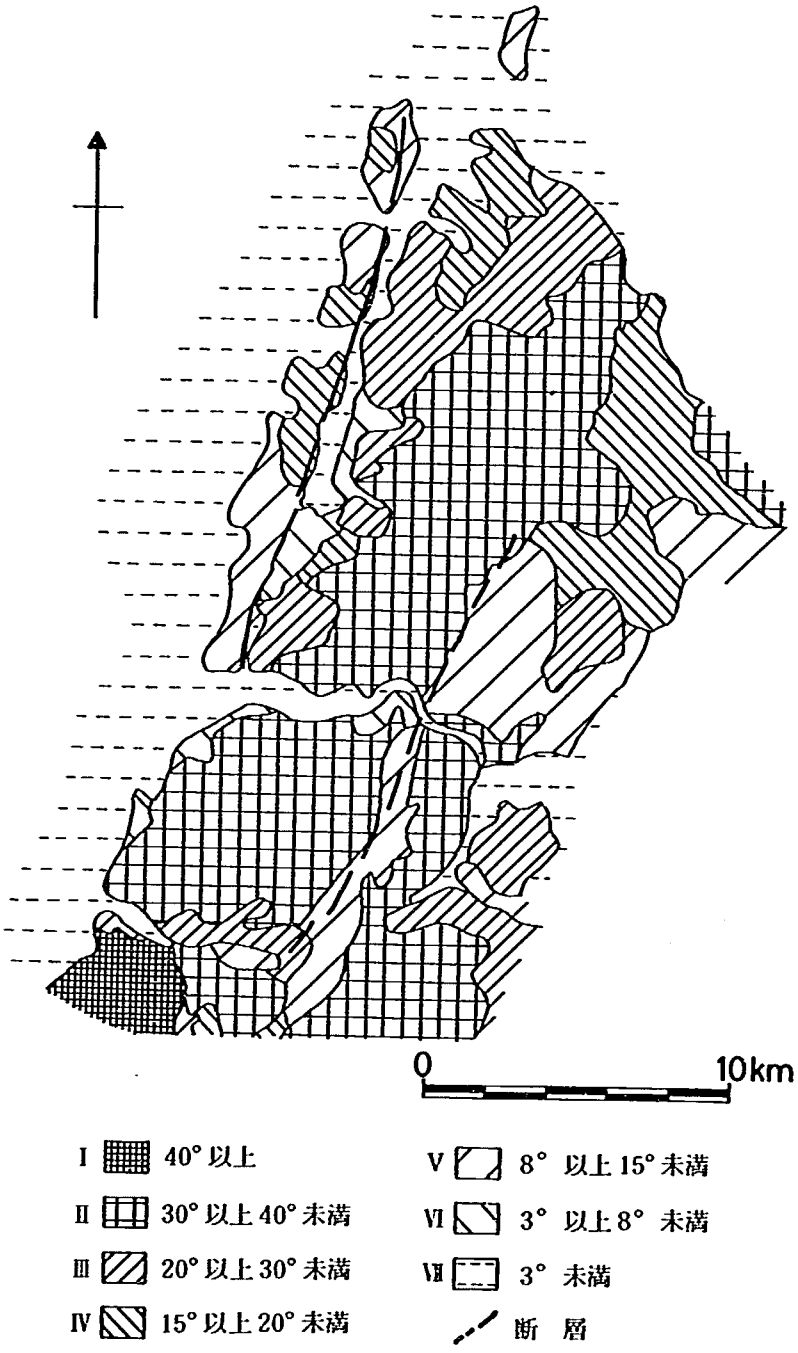
（1977）および笹神団体研究グループ（1980）などの既往文献資料および現地調査，空中写真判読結果に基づき地形的特徴を概説する。

1）月岡断層周辺地域の地形

表－7に月岡断層周辺地域の地形区分を示す。

調査地の東部には主として花崗岩からなる急峻な五頭山地が発達する。五頭山地は標高500 mを境にして，上位の急峻な山地地形と下位のやや緩やかな山麓地形に区分される。山麓地形は北部と中・南部では分布に違いが認められる。北部では中・南部に比して広く発達しており，第三系の分布と調和的である。また，中・南部では最新土石流堆積地（表－7の古期扇状地面Ⅰ～Ⅲ，古期～新期扇状地面），扇状地（扇状地・崖錐地形面）が顕著に発達している。

五頭山地の西端は，村杉低地帯，笹神丘陵の分布と同様，北北東－南南西方向を示し，明瞭な直線状地形として認識される。



図－20　月岡断層・沼越峠断層周辺の傾斜区分図

経済企画庁（1973）より作成，一部加筆。
断層の位置は活断層研究会（1980）による。

笹神丘陵は，起伏量100 m以下の小起伏丘陵であるが，丘陵の頂部は東側に偏在して発達するとともに，丘陵面はケスタ地形状に全体として西に緩く傾斜している。丘陵の周縁には小規模ながら段丘が分布している。段丘は表－7のように3面に区分される。

村杉低地帯は幅約500 mの谷地形を呈し，北北東－南南西方向に直線状に顕著に発達し，沖積面により構成されている。

表－7　月岡断層周辺地域の地形区分

時代	地形区分	
完新世	沖積面	扇状地・崖錐地形面
		古期～新期扇状地面
更新世	低位段丘面	古期扇状地面Ⅲ
	中位段丘面	古期扇状地面Ⅱ
	高位段丘面	古期扇状地面Ⅰ
		小起伏平坦面（未区分）
第三紀	山地および丘陵	

2)　沼越峠断層周辺地域の地形

表－8に沼越峠断層周辺地域の地形区分を示す。

表－8　沼越峠断層周辺地域の地形区分

時代	地形区分
完新世	沖積面
	扇状地・崖錐地形面
更新世	低位段丘面
	中位段丘面
	高位段丘面
	小起伏平坦面（未区分）
新第三紀	山地

沼越峠断層は，中起伏山地，小起伏山地中に分布している（図－19）。

阿賀野川北部地域では，沼越峠断層の西側は，花崗岩類からなる傾斜区分Ⅱ（30°以上40°未満）が，東側には第三系からなる傾斜区分Ⅴ（8°以上15°未満）の山地が発達し，沼越峠断層を境に地形が異なっている。阿賀野川南部地域の沼越峠断層は，傾斜区分Ⅱの凹状部に発達する傾斜区分Ⅴ中に北北東－南南西方向に直線状に分布している。

図－21に地形と地質を比較してみた。図のように地形の概要区分と地質の分布は非常に調和的であり，急傾斜地には五頭花崗岩類や古生界が，緩傾斜には新第三系が分布する。また，緩傾斜地に局所的に発達する残丘状地形部には，流紋岩脈岩や行地層の流紋岩が発達している。これらの地形は，地層の硬軟の差による差

図－21　沼越峠断層周辺の地質と地形の比較

断層の位置は今回の調査結果による。

別侵食的地形と判断される。

阿賀野川流域には3面の段丘面が，早出川流域には2面の段丘面が発達している。

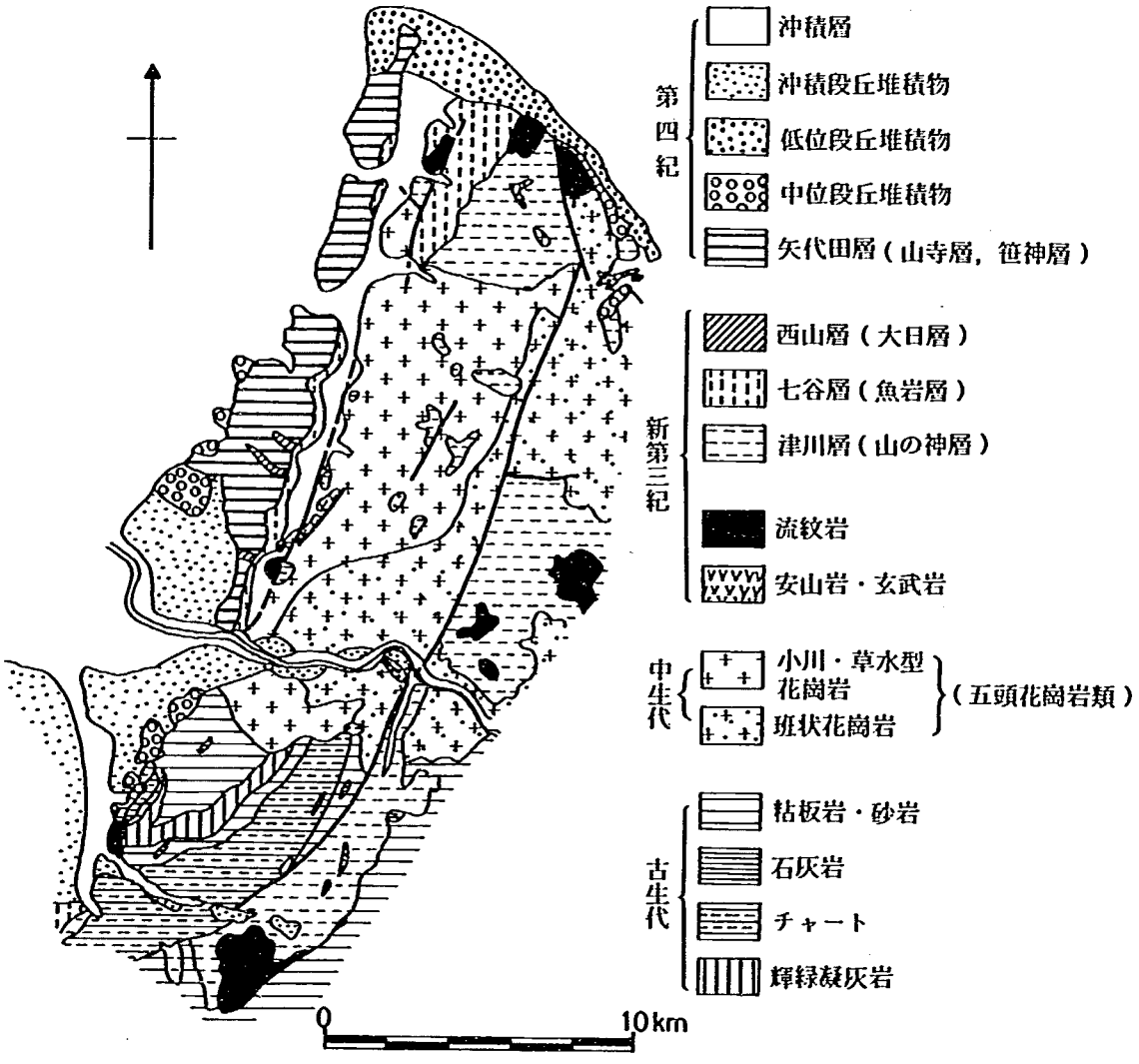
月岡断層周辺部と沼越峠断層周辺部の水系は，主に樹枝状パターンを示しているが，山地（主に古生界，花崗岩類）と丘陵部（第三系，第四系）では水系密度が異なっている。

なお，両地域の段丘面の対比は地域が離れているため困難であった。

2. 地 質 概 説

新潟県（1977）をもとに，調査地域を含む周辺地域の地質概要を略記する。なお，新潟県（1977）と本報告書で従った笹神団体研究グループ（1982）の地層名は異なっている。両者の対比は後で述べる。

本調査地は図－22に示すとおり古生代以降，第四紀に至るまでの各時代の堆積岩と火成岩からなる。



図－22　月岡断層・沼越峠断層周辺の地質の概略

新潟県（1977）より作成。断層の位置も新潟県（1977）による。凡例の（　）は笹神団体研究グループ（1982）による地層名で，本文ではこれに従った。

古生界は，粘板岩，砂岩，石灰岩およびチャートなどからなり，阿賀野川以南の沼越峠断層周辺地域に分布する。

白亜～古第三系は小川・草水型花崗岩および斑状花崗岩などの火成岩（以後，笹神団体研究グループ（1980）の五頭花崗岩類と称する）からなり，沼越峠断層の阿賀野川周辺以北の地域および月岡断層の東側に分布する。本調査地で最も広く分布している。

新第三系は中新統である津川・七谷層相当層，鮮新統である西山層相当層などからなり，主として沼越峠断層の東側および月岡断層周辺部に分布する。津川層相当層は，五頭花崗岩分布域にも小起伏面を形成して分布する。また，沼越峠断層北東部の津川層相当層中には，新第三紀の流紋岩，粗粒玄武岩などの貫入岩類が小規模分布する。

第四系は矢代田層が笹神丘陵に，段丘堆積物が笹神丘陵周辺部および阿賀野川両岸に小規模分布する。

新潟県（1977）では，前述の村杉低地帯に新発田－小出線の一部として北北東－南南西方向に延長約10kmの断層を推定している（図－22）。これは，月岡断層の一部に相当する。この断層を境に東側では，五頭花崗岩類および津川層相当層が，西側では七谷，西山相当層および矢代田層が分布しており，分布地層が著しく異なっている。

また，沼越峠断層の位置にも北北東－南南西方向に延長約25kmの断層が引かれており（図－22），断層の位置はほぼ一致している。阿賀野川北部に分布する津川層相当層は，この断層を境に分布標高が異なる。このことは，断層西側の五頭山地が相対的に隆起した可能性を暗示している。

1）月岡断層周辺地域の地質

月岡断層周辺地域の地質は，表－9に示すように先第三系，新第三系および第四系に区分される。これらの層序区分は，笹神団体研究グループ（1980，1982）に従った。

(1) 五頭花崗岩類

本岩類は，村杉低地帯東側の五頭山地に広く分布する。石英，カリ長石，斜長石および黒雲母が目立つ中粒～粗粒の花崗岩である。Sasada（1975）によれば，古生層を貫く浅所型の不調和性深成岩体で，アダメロ岩および斑状アダメロ岩を主体として，それに花崗岩，優白色花崗岩およびアプライトをともなうとされている。花崗岩類中には小断層が多数みられる。また，風化のため深層まで〝マサ〟化しており，〝マサ〟の採砂場がいたる所に分布する。

(2) 山 の 神 層

本層は五頭山地山麓部の見城付近および村杉付近に分布する。笹神団体研究グループ（1980）によれば津川層に対比される。見城付近に分布する本層は主として礫岩からなり，砂岩・白色の酸性凝灰岩の薄層が挟在する。礫岩は古生層起源のチャート，ホルンフェルスおよび花崗岩が主体をなす。基質はアルコース砂岩よりなる。村杉付近に分布する本層は，その他厚い凝灰岩，凝灰角礫岩をともなう。本層と下位層との関係は，笹神団体研究グループ（1980）によると，荒川層（本調査地には未分布）と，不整合関係にあると推定されている。

表－9　月岡断層周辺地域の地質構成

（笹神団体研究グループ，1980，1982を一部修正）

地質時代			地層名		岩相	地層名		岩相
新生代	第四紀	完新世	沖積堆積物（谷埋め）		礫・土砂			
			崖錐堆積物		礫・土砂			
		更新世	土石流堆積物	村杉礫層，ツベタ礫層，1967礫層	礫・土砂（褐色）			
				今坂礫層	礫・土砂（褐色）	段丘堆積物	二本松礫層	灰色含礫シルト
				大日ケ原礫層	礫・土砂（褐色）		庵地層	礫・土砂・軽石
				中山礫層	礫・土砂（赤褐色）		阿賀野川層	風化砂礫
				五頭礫層	礫・土砂（赤褐色）			
			笹神層*		礫・砂・シルト			
			山寺層*		砂礫・砂・シルト			
	新第三紀	鮮新世	大日層			貫入岩類		安山岩
		中新世	魚岩層		硬質泥岩			流紋岩
			山の神層					
白亜～古第三紀			五頭花崗岩類		花崗岩			

＊笹神団体研究グループ（1982）の区分とは異なる。

(3) 魚　岩　層

本層は大荒川付近からツベタ川付近の笹神丘陵東縁に沿った帯状の地域および五頭山地側の松岡周辺，大日付近に分布する。笹神団体研究グループ（1980）によれば，七谷層に対比される。本層は薄層理の発達した暗灰色硬質頁岩からなり，風化部では細かい亀裂のため岩片状になっている。一部酸性凝灰岩の薄層が挟在し，笹神丘陵側ではやや多い。本層は30～40°西側に傾斜している。本層と下位層との関係は，笹神団体研究グループ（1980）によると，山の神層と整合関係にあると推定されている。

(4) 大　日　層

本層は調査地の笹神丘陵東部に連続的に帯状に分布する。笹神団体研究グループ（1980）によると西山層，灰爪層に対比される。本層は主として泥質砂岩，砂質シルト岩からなり，互層を呈する部分もある。本層は魚岩層同様10～30°西に傾斜している。

本層と下位層の関係は，笹神団体研究グループ（1980）によると傾斜不整合の関係にあるとされている。笹神団体研究グループ（1980）では，調査地中部の笹神丘陵東部に寺泊層に対比される羽黒層を記載しているが，今回の調査では区分できなかったため，大日層として地質図を作成した。

(5) 山寺層および笹神層

笹神団体研究グループ（1982）では，同研究グループ（1980）の笹神層を不整合により下位の山寺層と上位の笹神層に細分している。今回の調査では両層を不整合で区分することはできなかったが，主に山の神層，魚岩層分布域の第四系下部層準の地層は他の地域と層相がやや異なるため，山の神層，魚岩層分布域の地層を山寺層，他の地域に分布する地層を笹神層に区分する。したがって，本報告書と笹神団体研究グループ（1982）の両地層の定義は異なっている。

i) 山 寺 層

本層は見城付近および村杉付近の山の神層，魚岩層分布域に分布し，直接両層を覆う第四系最下位層準の地層である。主に未固結あるいは固結度の極めて低い砂層，シルト層の不規則互層からなり，礫層および砂礫層が挟在する。上位の笹神層に比べて固結度はやや高く，礫層，砂礫層の水平・垂直方向の連続性は悪い。砂層および礫層の基質はアルコース砂からなる。礫は山の神層起源の凝灰岩類，魚岩層起源の泥岩，頁岩などからなり，一部の礫はくさり礫化している。一般に本層は水平分布するが，大日付近に分布する本層は魚岩層を不整合に覆い，西側に25～40°傾斜している。なお，同露頭西側70mに分布する本層は，ほぼ水平に分布している。本層と下位層との関係は，アバット不整合と判断される。

ii) 笹 神 層

本層は笹神丘陵の西側斜面および丘陵頂部に広く分布する。主に未固結あるいは固結度の極めて低い砂層，シルト層，礫層および砂礫層の不規則互層から構成される。礫層，砂礫層の水平・垂直方向の連続性は悪い。砂層および礫層の基質はアルコース砂からなる。礫は古生層起源のチャート，砂岩，頁岩などが主体をなす。本層は西側に緩く（10°未満）傾斜しており，その傾斜は笹神丘陵面のケスタ状地形に調和的である。

(6) 段 丘 堆 積 物

段丘堆積物は，阿賀野川北岸の草水，赤坂付近から福永付近の笹神丘陵西縁部に断続的に小分布する。下位より，阿賀野川層，庵地層，二本松層に区分され，それぞれ高位段丘面，中位段丘面，低位段丘面を形成する。段丘面はやや西側に傾いているが，構造運動による傾動地形もしくは，堆積原面であるかの判断は困難である。また村杉低地帯には，後述するように土石流堆積物が広く分布するが，段丘堆積物の分布は不明確である。

i) 阿賀野川層

本層は層相および地形面より，下位より阿賀野川Ⅰ層，Ⅱ層に区分される。Ⅰ層は礫層（層厚10～15m）を主体とし，上部には赤色のアルコース質砂層（4～8m）が発達する。高位段丘面は開析が進んでおり，丘陵頂部にのみわずかに残存する。Ⅱ層は主として，Ⅰ層上部のアルコース質砂層と同様な層相を呈する層厚15～18mの砂層から構成される。

ii) 庵 地 層

本層は砂層主体で礫層およびシルト層を挟む。層厚は調査地では3m以上である。本層の形成する地形面は中位段丘面であり，面の保存は良好である。沖積面からの比高は，2～15m程度である。

iii) 二 本 松 層

本調査地内では露頭はなく，層相は不明である。空中写真および現地地形概査により区分した。低位段丘面を形成している。沖積面との比高は約2m程度である。笹神団体研究グループ（1982）では，安田町二本

松を模式地とし，不淘汰な砂質粘土層からなる層厚２ｍの堆積物としている。

(7) 土石流堆積物

村杉低地帯周辺部には，多数の土石流堆積物が発達している。高浜ほか（1981）は各礫層相互の累重関係，地形層序区分，段丘との対比などを基準とし，赤色土壌化や礫の風化程度に注目して７層の土石流堆積物を区分し，あわせて土石流堆積物の分布復元図を作成している。

また高浜ほか（1981）は，あわせて段丘堆積物との対比を行っており，本調査の阿賀野川層は中山礫層に，庵地層は大日ケ原礫層に，二本松層は今板礫層堆積期に形成された段丘堆積物としている。

今回の調査では，各土石流堆積物の識別が困難であったため，高浜ほか（1981）の層序区分，分布を引用し，空中写真判読および現地地形概査結果を加味して地質図を作成した。なお地質図では，村杉礫層とツベタ礫層さらに1967礫層の地形面が識別できないため，一括して表わした。

土石流堆積物は，非常に不淘汰な礫層であり，花崗岩の巨礫（最大２ｍ）が大量に含まれる。また，新鮮な礫とともに風化した礫もともなう。礫は80%以上花崗岩礫から構成され，基質も同質砂からなる。

(8) 崖錐および扇状地性堆積物

空中写真判読および現地調査で認められる崖錐地形および小規模な扇状地地形を一括して地質図に表現した。この中には一部区分不能な土石流堆積物も含まれている。

2) 沼越峠断層周辺の地質

本調査地域の地質は表－10に示すように先第三系，新第三系および第四系に区分される。これらの層序区分は金属鉱業事業団（1979）に従った。

表－10　沼越峠断層周辺地域の地質構成

（金属鉱業事業団，1979を一部修正・加筆）

地質時代			地質区分	岩相	地質区分	岩相
新生代	第四紀	完新世	現河床堆積物	円礫・砂		
			崖錐堆積物	角礫・土砂		
			沖積堆積物	円礫・砂		
		更新世	低位段丘堆積物	〃		
			中位段丘堆積物	〃		
			高位段丘堆積物	〃		
	新第三紀	中新世	行地層	古期崖錐性堆積物	貫入岩類	流紋岩
				流紋岩		
				流紋岩質凝灰岩		粗粒玄武岩
				泥岩		
				砂岩・礫岩		
古第三紀 白亜紀			五頭花崗岩類	花崗岩		
古生代			古生層	砂岩・粘板岩・チャート 石灰岩・輝緑凝灰石		

(1) 古　生　層

古生層は阿賀野川より南部（沼越峠付近より早出川にかけて）の地域に分布する。主として粘板岩からなり，砂岩，チャート，石灰岩および輝緑凝灰岩が挟在する。概ね北北東－南南西の走向を有し，30°～60°西に傾斜する。本層の時代は金属鉱業事業団（1979）によると石炭紀～二畳紀と考えられている。

(2) 五頭花崗岩類

五頭花崗岩類は，阿賀野川北部の沼越峠断層西側の五頭山地および阿賀野川付近に分布する。月岡断層地域の花崗岩類と同質である。〝マサ〟化が激しい。

(3) 行　地　層

行地層は，阿賀野川北側の沼越峠断層の東側および阿賀野川南側の沼越峠断層沿いに分布する。行地層分布域の地形は，古生層，花崗岩分布域に比して緩やかであり，特に流紋岩質凝灰岩分布域では顕著である。

走向傾斜は多くの場所で不明であるが，阿賀野川北岸の石戸付近，沼越峠付近では南北走向10～30°，西に傾斜する。また，本層中には，小断層の発達がみられるが，走向は北西－南東方向を示しており，沼越峠断層とは斜交するものがほとんどである。

本層は下位より，砂岩・礫岩，泥岩，流紋岩質凝灰岩，流紋岩溶岩および古期崖錐性堆積物に区分される。本層は金属鉱業事業団（1979）によると津川層に対比される。

i）砂岩・礫岩

砂岩はアルコース質の粗粒砂岩を主とする。礫岩は花崗岩と古生層起源のチャート，粘板岩，砂岩の円～亜円礫を主体とする。基質は砂岩同様アルコース質である。

ii）泥　　岩

主として黒色泥岩からなる。風化露頭では岩片状を呈する。

iii）流紋岩質凝灰岩

阿賀野川北部では沼越峠断層の東側に広く分布し，傾斜15°未満の緩やかな地形を形成している。また，阿賀野川南部では早出川付近に分布しており，北部同様緩やかな地形を形成している。中～粗粒流紋岩質凝灰岩，凝灰角礫岩，火山礫凝灰岩からなる。一部粘板岩の細片などをともなう。

iv）流紋岩溶岩

阿賀野川北部の沼越峠断層西側に分布しており，残丘状の地形を形成している。主に暗灰色～帯褐灰色を呈する流紋岩溶岩であり，一部流理構造の発達が認められる。球顆状流紋岩や自破砕状溶岩の発達もみられる。

v）古期崖錐性堆積物

本層は後述のB－5およびB－8地点の2箇所でのみ確認される。暗灰色の礫岩からなり，礫は古生層起源の砂岩，頁岩，粘板岩，チャートおよび流紋岩の角～亜角礫から構成される。

(4) 粗粒玄武岩・流紋岩

粗粒玄武岩は早出川河床沿いに局所的に発達する。この岩体の貫入方向は流紋岩同様，北北東－南南西方向である。

流紋岩は早出川周辺に発達する。灰～灰紫色の流紋岩で北北東～南南西方向に貫入している。柱状節理が

発達する。

(5) 段 丘 堆 積 物

段丘堆積物は阿賀野川両岸および早出川両岸に発達し，地形的に高位，中位，低位段丘面の3つに区分できる。高位段丘面は，阿賀野川付近にのみ発達する。各段丘面の比高（阿賀野川，早出川からの比高）は，高位面では85～105m，中位面では35～40m，低位面では10～15mである。

堆積物は砂層，砂礫層，粘性土層などのルーズな堆積物から構成される。高位段丘堆積物は表層で5YR，他7.5YR程度に赤色土壌化している。

(6) 沖積堆積物，崖錐堆積物，現河床堆積物

完新統は沖積堆積物，崖錐堆積物および現河床堆積物からなる。なお，崖錐堆積物は一部更新統も含んでいると思われるが，本調査では完新統で一括した。

3. 第四紀断層概説

1) 既往文献の概要

ここでは月岡断層および沼越峠断層について，主に既往の文献によって述べる。

(1) 月 岡 断 層

月岡断層分布域は，山下（1970）によって提唱された新発田－小出構造線が，地形的に最も明瞭に反映されている地域の1つである（高野，1979）。新発田－小出線は，新第三系～第四系からなる新潟堆積盆と，下部中新統以下の古期岩層よりなる五頭山地や越後山地との境界部に沿う構造線であり，地層の分布状況などにより，存在の信頼性は高いと考えられている。

しかしながら，新発田－小出線に見合う大規模な断層はいまだ確認されていない。本調査地域内では，小泉（1971）による縄文時代以後に運動した扇状地を切る断層，活断層研究会（1980）による逆向き低断層崖の存在，笹神団体研究グループ（1980, 1982）の戸板沢断層および高位段丘堆積物相当層の阿賀野川層中に認められる断層，高浜・野崎（1980）による土石流堆積物を切る断層，さらに渡辺・宇根（1985）による小扇状地面の変位，山寺層と礫層を境する小規模な逆断層露頭の存在が報告されているにすぎない。本調査地域以外では，主に山下ほか（1979）による小出北方の衝上断層，高浜ほか（1980）による村松断層などが報告されている。これらの断層はいずれも第四紀の運動による小規模なものである。

山下ほか（1979）は，新発田－小出線が第三紀以降何回か活動したものと推定している。藤田（1979）は新発田－小出線が島孤変動によって形成され，鮮新世以降更新世後期まで7回活動したものとしている。また，新潟の堆積盆地はグリーンタフ時代の堆積盆地の主要盆地が，島孤変動によってさらに大規模に発達したとしている。

以下に月岡断層に関する主な既往文献の記載について要約する。

小泉（1971）は「五頭山塊の西斜面とその延長である新潟平野沖積面下の急斜面は，少なくとも比高7,000mに及ぶ西落ちの階段断層崖を形成している」，「(五頭山塊の)山麓の扇状地には数段の開析扇状地と扇面を切る断層が認められ，新しい地盤運動の行なわれたことを示している。遺跡の埋没から，少なくとも縄文

時代以後運動が行われた」と述べている。また，「凹地（前述の村杉低地帯）は地溝であり，丘陵（笹神丘陵）は傾動地塊である。丘陵の東斜面下部では，基盤の中新統が洪積統礫層に衝上している。丘陵はまた，五頭山地に対して左横ずれを行った可能性がある」ことを指摘している。なお，文献では断層の位置等詳細は不明である。（（　）は原文に追加）。

新潟県（1977）は地質概説で既に述べたように，村杉低地帯の東端の一部に断層を推定している。

活断層研究会（1980）は写真判読の結果，辻村（1932）の菱ケ岳断層崖に沿って新しい変位地形はみられず，むしろ辻村（1932），小泉（1971）が断層崖西方に指摘した傾動した笹神丘陵の東側に，顕著な活断層が認められるとし，これを月岡断層と呼んでいる。そして，月岡断層を阿賀野川北岸から新発田市南方にかけて，北北西－南南東方向に連続する長さ20kmの確実度Ⅰ，活動度Ｂ級の活断層と認定している。

笹神団体研究グループ（1980）は，詳細な調査を行い七石ＳＫ－１の石油ボーリング資料をもちいて，概念断面図を作成するとともに，構造発達史を推定している。この中で「新発田－小出線は１本の断層ではなく，花崗岩体内部から丘陵地域にかけて数本の断層が階段状に西側に落ち，その変位量は4,000 m以上に達する」，また，「新発田－小出線が鮮明に現われはじめたのは，中新世末～鮮新世で，現在の山地と平野の対立を決定づけたのは，更新世中期と考えられる。段丘形成期以降のより新期の活動については現在不明な点が多い」と述べている。

丸山ほか（1981）は重力探査を実施し，新発田－小出線が先第三系基盤岩類と第三紀以降の堆積盆地をわける重要なものであるという山下（1970）の考えと，笹神団体研究グループ（1980）の断面図とを支持している。そして，「現在観察される新発田－小出線付近に発達する衝上性の断層は，グリーンタフ時代の古い正断層を利用して活動しているもので，衝上性断層の規模は下部に予想される古い正断層に比べてはるかに小規模なものである」としている。

高浜ほか（1981）は，笹神団体研究グループ（1980）の構造発達史を，修正，加筆するとともに，五頭山地西麓の土石流発達史について述べている。その中で，「本地域には，土石流堆積物，段丘堆積物を切る新期の断層がいくつか認められ，地形からも多くのリニアメントが識別できる」としている。そして五頭土石流発生の主要な原因は島孤変動後期の五頭山地の隆起運動にともなう山地の成長であるとし，土石流の大半が中期更新世に発生したものであるとしている。

笹神団体研究グループ（1982 ）は，笹神丘陵の層序を編むとともに，笹神丘陵に発達する矢代田層の対比とその問題について述べている。その中で断層については，調査地北部に発達する戸板沢断層，南部の阿賀野川北岸に発達する断層について言及している。戸板沢断層は南北方向の長さ約４kmの断層で，鮮新統の大日層と第四系の笹神層が３本の東落ちのステップ状正断層で接している。落差は，戸板沢では，地層の分布標高から約50ｍ＋と推定されている。全体としては 100 m以上に達すると推定されている。南部の断層は戸板沢断層と同様に丘陵東縁部の高位段丘堆積物相当層の阿賀野川層中に認められる落差８ｍ＋の東落ち正断層と報告されている。小泉（1971），活断層研究会（1980）の推定している断層は，戸板沢断層と一致すると考えられている。しかし，戸板沢断層および南部の断層は，いずれも東落ちの正断層で，西から東に中新統が更新統上に衝上する露頭は確認できなかったとされ，月岡断層は笹神丘陵の隆起，村杉低地帯側の相対的な沈降によって生じた正断層で，顕著な横ずれ成分をともなわない活断層と解釈している。

渡辺・宇根（1985）は月岡断層を含む新潟平野東縁部の活断層は，断層露頭，隆起側の段丘面に認められる非対称なふくらみから，西上りの逆断層であると考えている。また，河川の系統的屈曲と，左雁行配列を示す地形の存在から，左ずれ成分が伴われている可能性が強いとしている。さらに，丸山ほか（1981）と同様に，これらの断層は既存の古い正断層面を利用した衝上性の断層であると推定している。

以上のように新発田－小出線は，正断層であるとする考えと逆断層であるとする考えがある。

(2) 沼 越 峠 断 層

沼越峠断層は主に島津（1973），新潟県（1977），金属鉱業事業団（1979），および八幡ほか（1982）の地質図に図示されている。しかし，断層の記載はほとんどない。わずかに，金属鉱業事業団（1979）では，地質構造発達史の中で，北北東－南南西方向の断層について，「新第三紀層堆積以後基盤の古い構造を反映する北西－南東方向の断層が生じその後，落差の大きい南北方向ないし北北東－南南西方向の断層がこれを切って生じた」と述べている。また，北北東－南南西方向の断層は「いずれも西傾斜の衝上断層である」としている。

活断層研究会（1980）は沼越峠断層を五頭山南東方より阿賀野川，沼越峠を横断して早出川に至る北北東－南南西方向の長さ16km，確実度Ⅱ，活動度B級の活断層と認定している。この中で沼越峠断層は，新潟県（1977）の花崗岩と津川層の間の断層と一致するとしている。

2) 今回の調査結果の概要

(1) 月 岡 断 層

月岡断層に沿う幅約4km（断層を挟み片側2kmの区間）の範囲について空中写真判読を実施した。

調査地域には，L－1～L－16の16本のリニアメントが認められる。これらのリニアメントは，L－11aを除き直線崖，三角末端面，直線谷，凹地形，鞍部および高度不連続等の直線状配列から認定されたものであり，変位を推定できるような地形は認められない。L－11aでは不明瞭ながら横ずれ谷，横ずれ尾根などの変位地形が認められる。

これらのリニアメントは，L－1を除きいずれも長さ4km以下である。このうちL－1，L－5，L－8，L－9，L－12，L－13およびL－14の7本のリニアメントを大局的に結んだ線は，ほぼ活断層研究会（1980）の月岡断層に一致する。各リニアメント間に山地・丘陵の張り出し，リニアメントのずれが認められるため，各説では細分して記載する。

なお，村杉低地帯を横断する主要河川（荒川，折居川，大荒川，安野川，ツベタ川等）は，村杉低地帯を挟んで左横ずれ的に屈曲している。活断層研究会（1980）では，この河川の屈曲および小泉（1971）で報告されている逆向き断層崖，断層露頭から月岡断層を西側地塊の相対的隆起をともなう左横ずれ断層と認定している。その変位量は，上下成分100 m，横ずれ成分500 m以上としている。

調査地域では，構造的に地質分布に影響を与えていると推定される規模の比較的大きな断層露頭および第四系を変位させている断層露頭は，9箇所認められる。これら以外はいずれも破砕幅1cm以下，粘土幅フィルム状以下の小断層もしくはせん断面であり，構造的にほとんど影響を与えていない。

(2) 沼越峠断層

沼越峠断層に沿う幅4㎞（断層を挟み片側2㎞区間）の範囲について空中写真判読を実施した。

調査地域には，L－1～L－22の22本のリニアメントが認められる。これらのリニアメントはL－3，L－10，L－11，L－12およびL－17の5本を除き，直線崖，三角末端面，直線谷，凹地形，高度不連続等の直線状配列から認定されるものであるが，変位を推定できるような地形は認められない。L－3，L－10，L－11，L－12およびL－17では，やや明瞭な横ずれ谷変位地形が認められる。

このうち，L－1，L－5，L－7，L－14，L－19，L－20およびL－21の7本のリニアメントを大局的に結んだ線は，活断層研究会（1980）の沼越峠断層に最も近いリニアメントである。今回の調査では各リニアメント間に山地・丘陵の張り出し，リニアメントのずれが認められるため，各説では細分して記載する。

調査地域では，構造的に地質分布に影響を与えていると推定される規模の比較的大きな断層露頭および第四系を変位させている断層露頭は，10箇所に認められる。これら以外はいずれも破砕幅数数㎝以下，粘土幅1㎜以下の小断層もしくはせん断面であり，構造的にほとんど影響を与えていない。

4. 第四紀断層各説

1) 月 岡 断 層

今回調査を行った月岡断層周辺の地形分類図と地質図を図－24に示す。図－24のように，リニアメントは新期地形面（沖積平坦面，新期崖錐・扇状地地形）発達部では認められない。

(1) F－1断層（図－25，26）

i) リニアメントおよび地形

F－1断層付近には，L－1，L－5のリニアメントが認められる。

L－1は調査地北部の笹神丘陵東端部付近に認められる長さ6.6㎞のほぼ南北方向のリニアメントである。直線崖，三角末端面，鞍部，高度不連続部を結んで得られ，明瞭である。月岡以北では，笹神丘陵と丘陵前面の小起状丘陵とを境するが（写真－28），月岡以南では笹神丘陵と村杉低地帯との境界部に発達する。

L－5は月岡～折居川間の笹神丘陵崖部で，L－1のやや西側にほぼ平行に認められる長さ2.6㎞の南北方向のリニアメントである（写真－29）。凹地形，鞍部，高度不連続部を結んで得られ，やや明瞭である。凹地形は山地における二重山陵的に継続的に発達し，一部は沢状地形をなしている。また，丘陵側では崩壊地形がリニアメントに沿って連続的に発達する。北部のリニアメントは東に湾曲しており，L－1に切られる形態を示す。

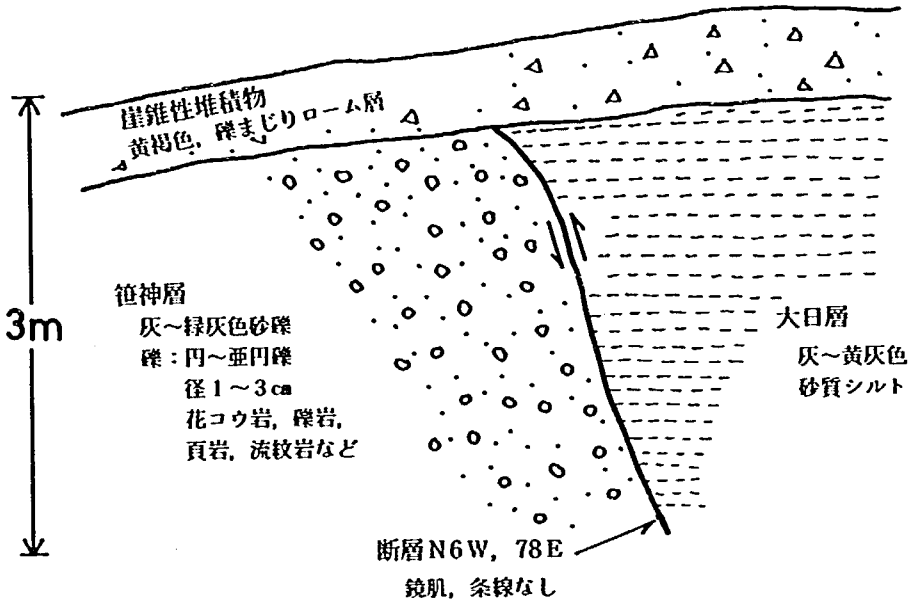
ii) 断層および地質

L－1沿いには，A－1，A－2地点に断層露頭が確認できる。

A－1地点に認められる断層は図－23，写真－30，31に示すように，鮮新統の大日層（下盤）と下部～中部更新統の笹神層（上盤）とを境する東落ちの正断層である。断層面の走向傾斜はN6°W，78°Eを示し，ほぼL－1と同方向を示す。見かけ垂直変位量は露頭では3m以上である。断層露頭の位置はリニアメントの位

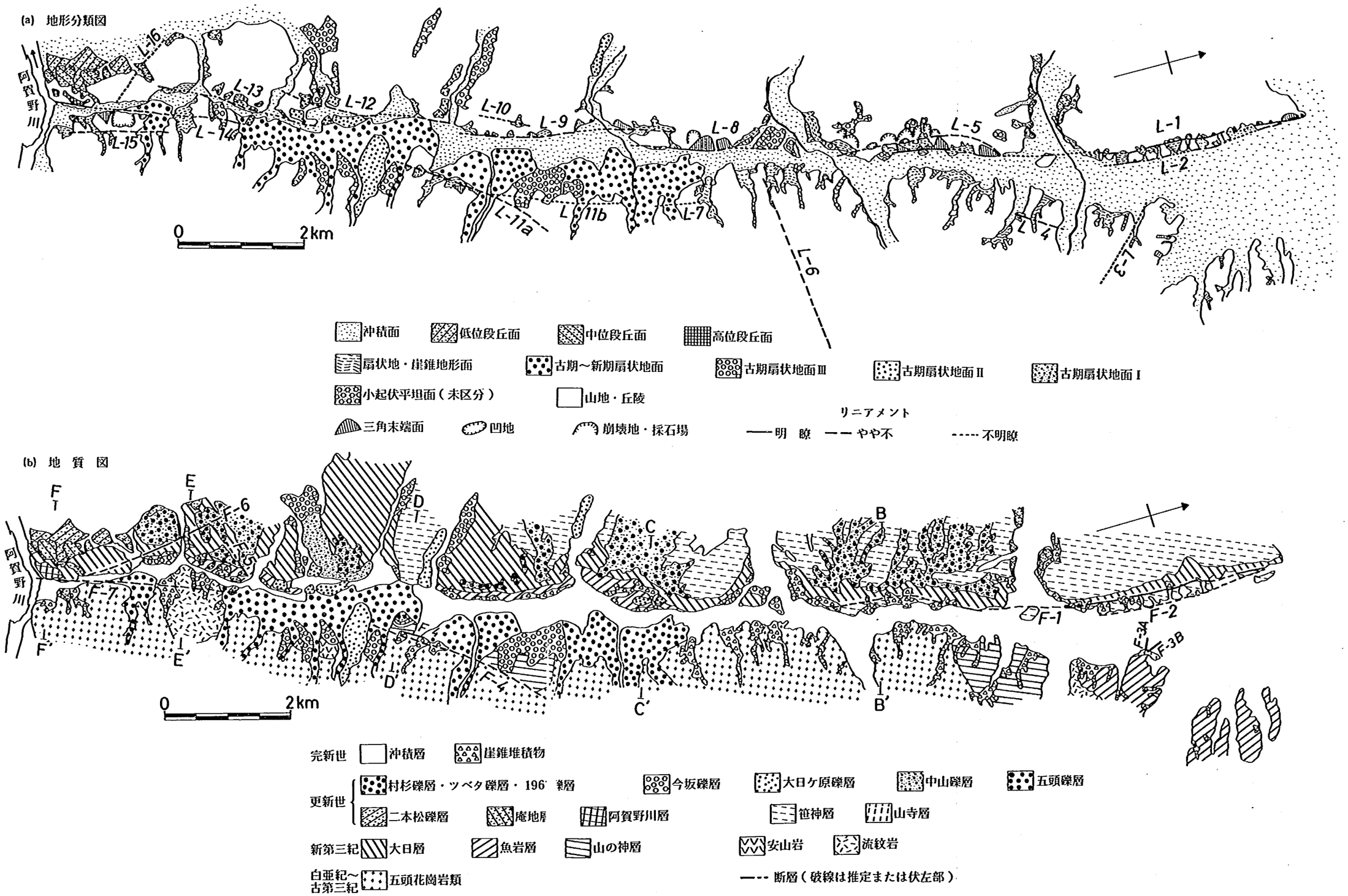
置から若干ずれている（写真－32）。なお，この露頭の上部で土壌ガスの採取を行った。

A－2に認められる断層は，図－27，写真－33に示すように，鮮新統の大日層（下盤）と下部～中部更新統の笹神層（上盤）とを境する東落ちの正断層である。断層面は，破砕部をほとんどともなわないが，地層境界が鮮明であり鏡肌，条線を伴うこと，A－1と同様の分布形態を示すことから断層として認定した。L



図－23　　F－1断層，A－1地点の断層露頭

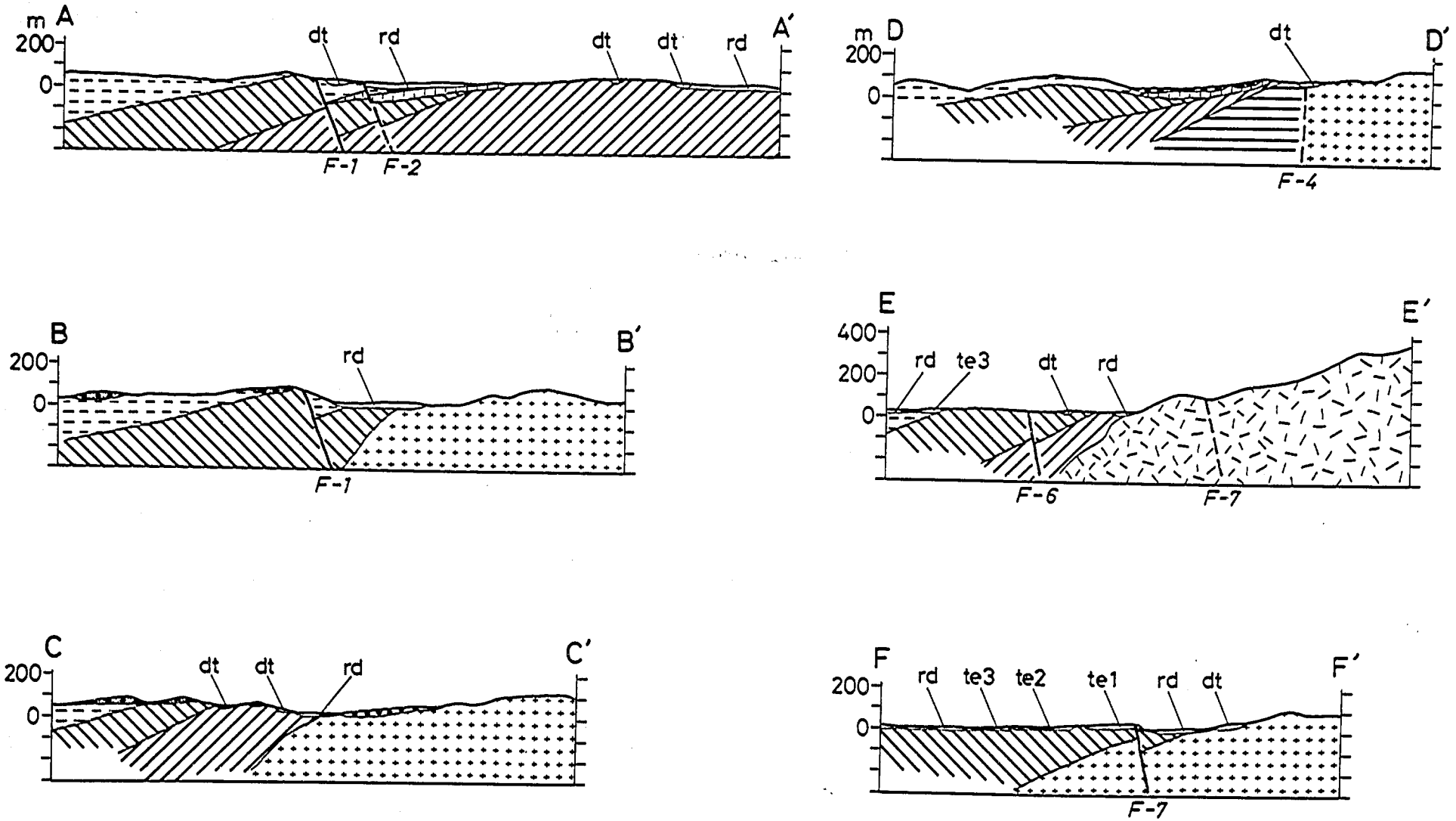
この露頭は笹神団体グループ（1982）に記載されている戸板沢断層が最も顕著に確認できる露頭である。断層はN6°W78°Eの走向傾斜をもち，粘土幅は1～1.5cmで非常にシャープに切れている。露頭面の方向と断層の走向とがほぼ同方向であるため，逆断層にみえるが実際は正断層である。露頭の右側（西側）は大日層の塊状砂質シルト層よりなり，断層に近い部分では全体的に黄灰色に風化（粘土化）しているが，断層からはなれると灰色の固結のよい砂質シルト層に漸移していく。断層の左側（東側）は，笹神層の砂礫層よりなり全般に固結はよい。そしてこの両者を崖錐性の礫まじりローム層がおおっている。この断層による落差は笹神団体研究グループ（1982）により50～100m＋と推定されている。写真－30，31参照。



図－24(1) 月岡断層調査地域の地形分類図(a)と地質図(b)

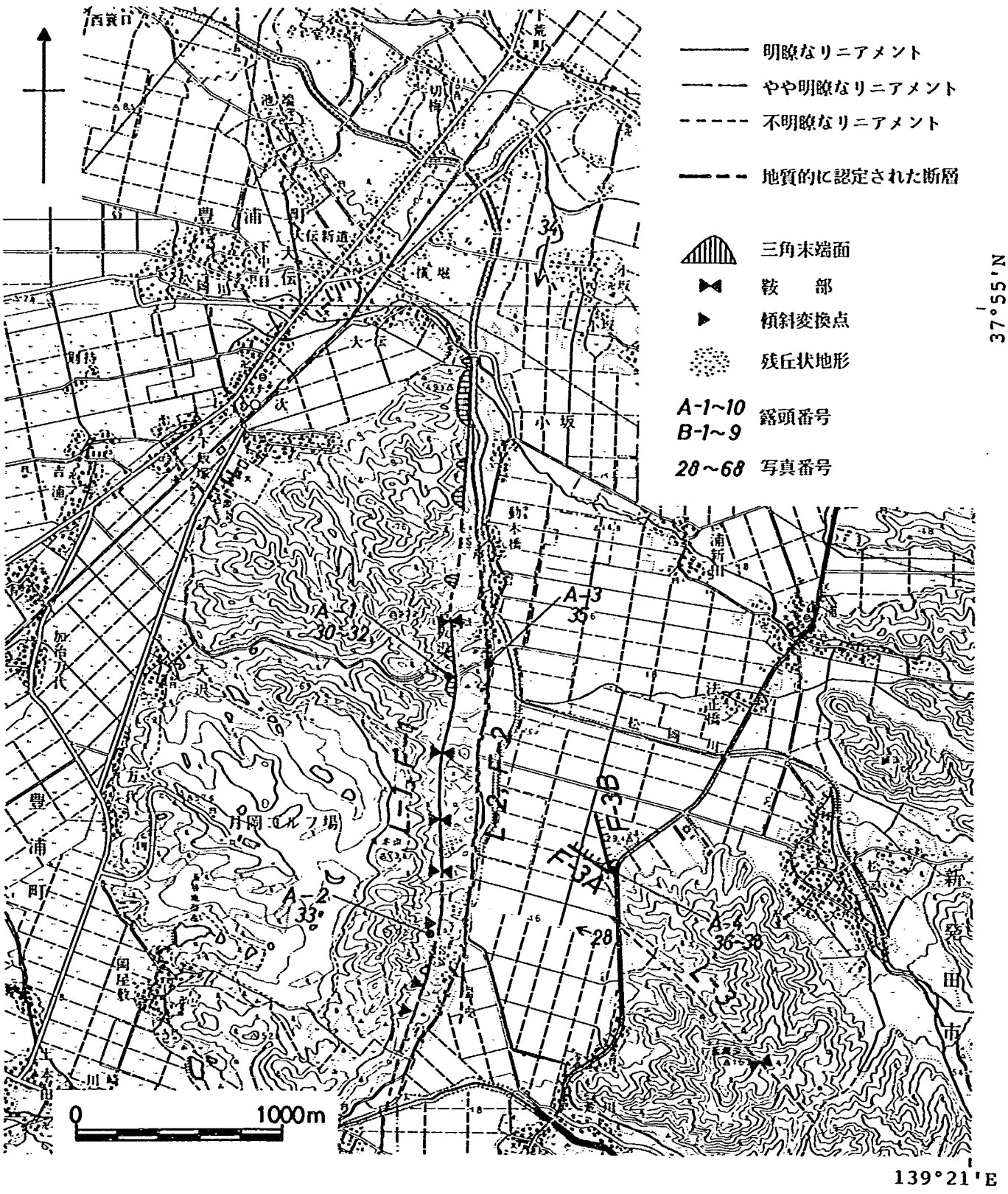
地質図中のA－A′～F－F′は断面をとった位置を示す。

(c) 地質断面図



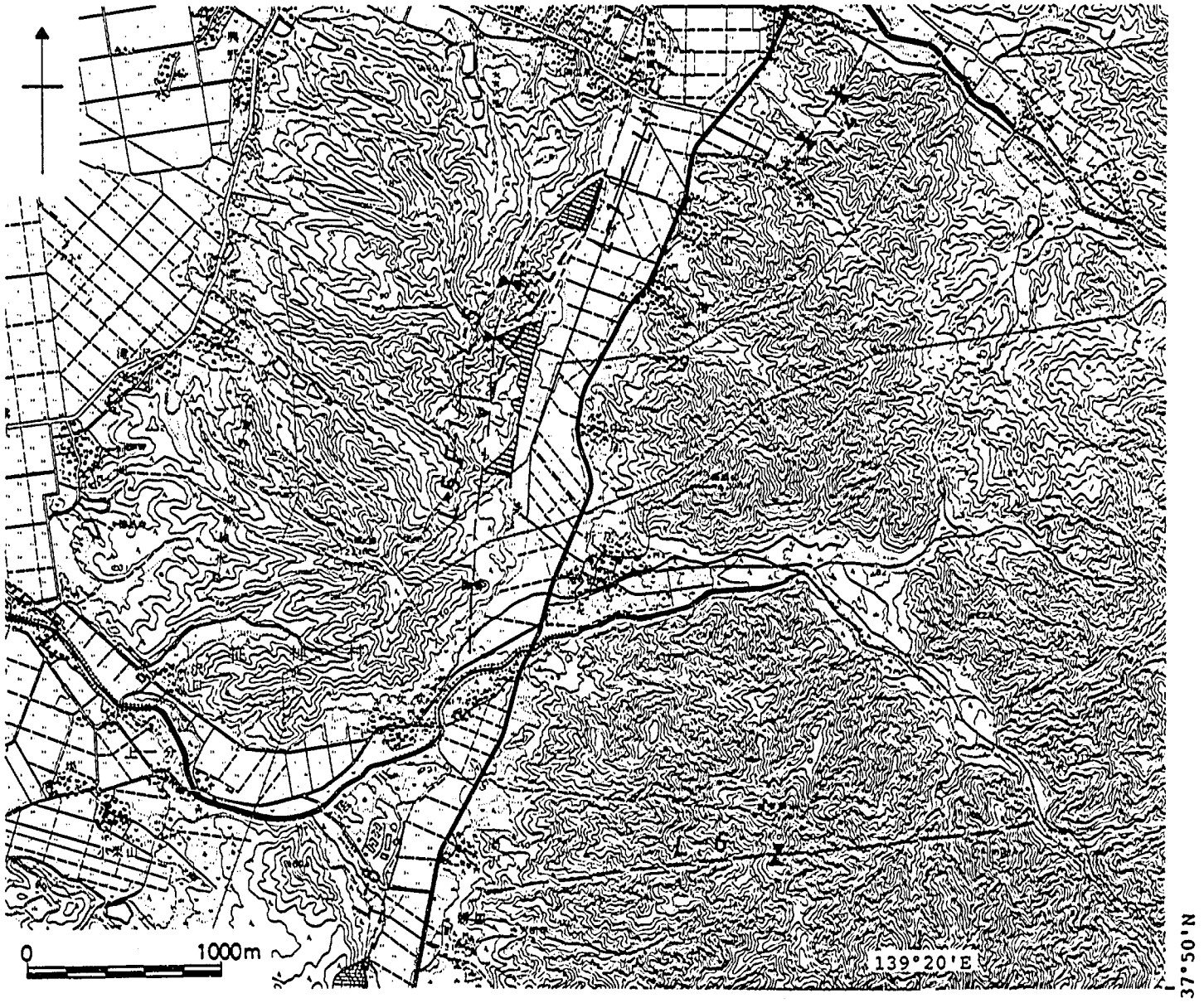
図－24(2) 月岡断層調査地域の地質断面図(c)

rd：沖積層，dt：崖錐堆積物，te 3：二本松礫層，te 2：庵地層，te 1：阿賀野川層



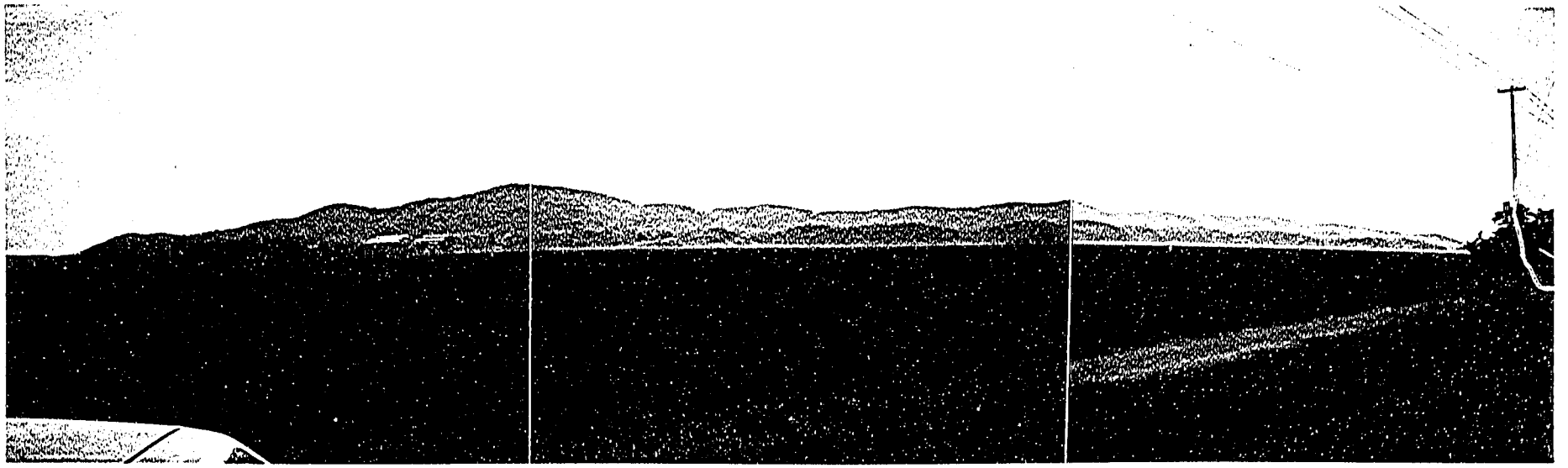
図－25　L－1（F－1），L－2（F－2），L－3，F－3A・Bの位置

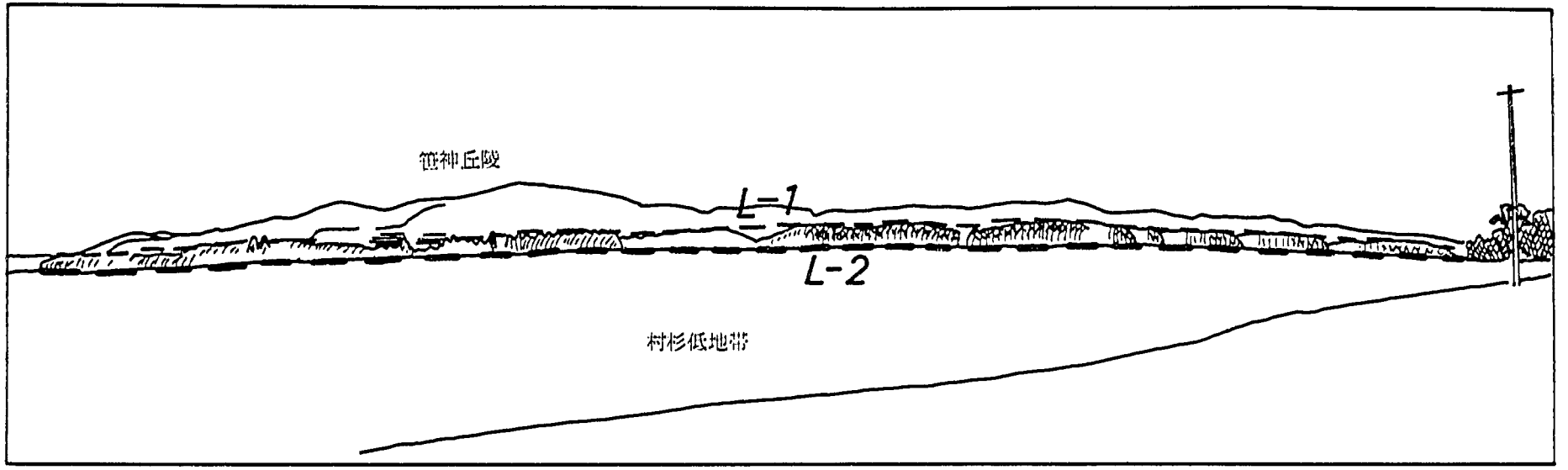
国土地理院発行2万5千分の1地形図「新発田」，「天王」を使用した。リニアメントを断層よりも優先して記入した。



図−26　L−1・L−5（F−1），L−4，L−6およびL−8の位置

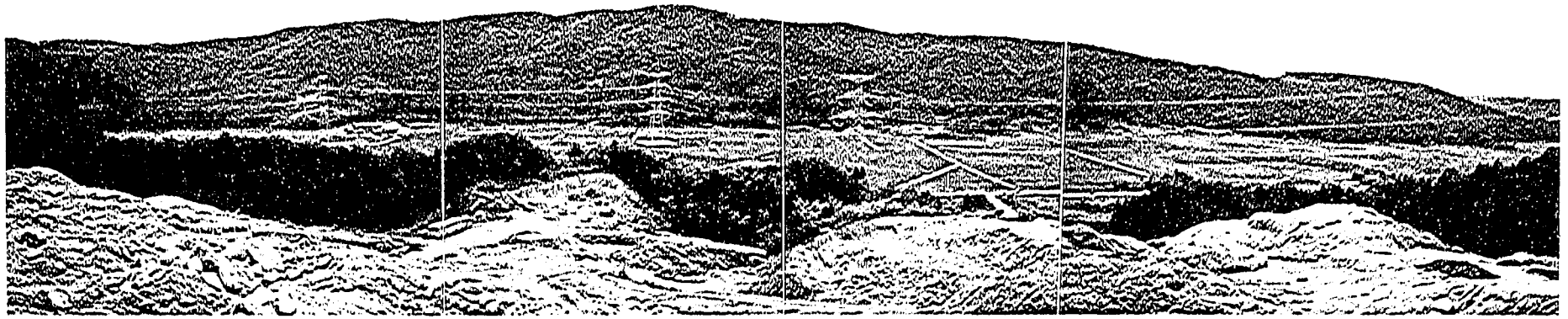
国土地理院発行2万5千分の1地形図「天王」を使用した。

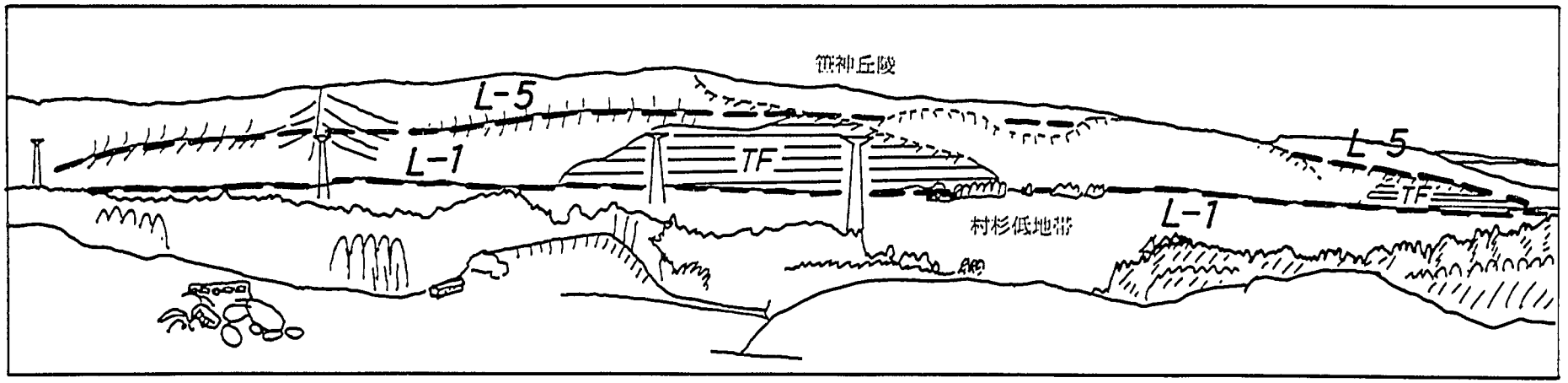




写真－28　Ｌ－１，Ｌ－２付近の地形

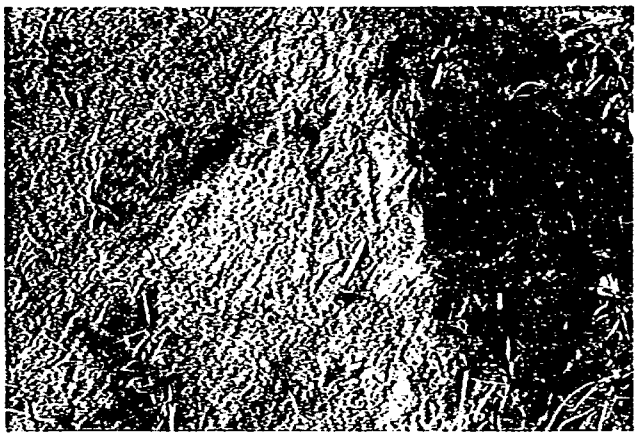
Ｌ－１は笹神丘陵とその前面の小起伏丘陵との境界部に認められる。Ｌ－２は小起伏丘陵と村杉低地帯との境界部を走っている。

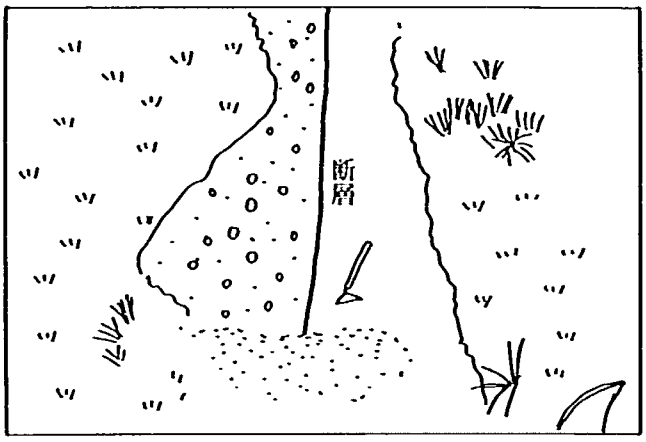




写真－29　Ｌ－１付近の地形

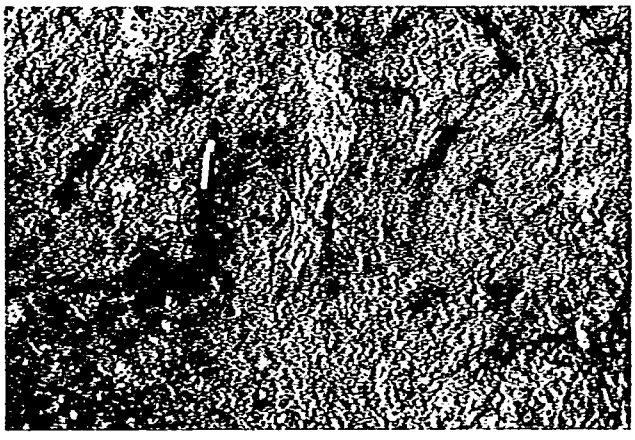
Ｌ－１は笹神丘陵と村杉低地帯との境界部に認められる。Ｌ－５は笹神丘陵の斜面部に位置している。ＴＦはＬ－１の三角末端面。

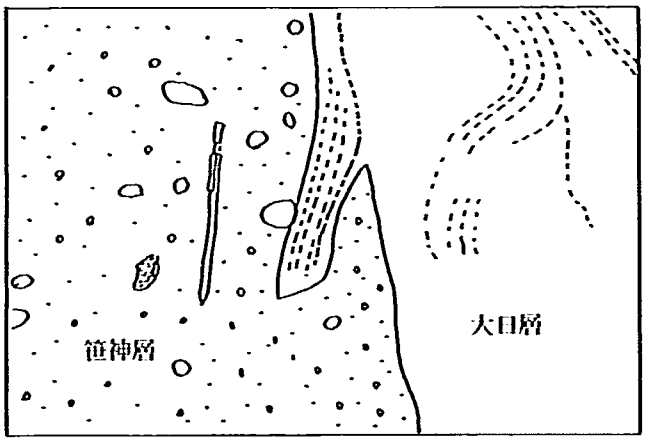




写真－30　　F－1断層，A－1地点の断層露頭

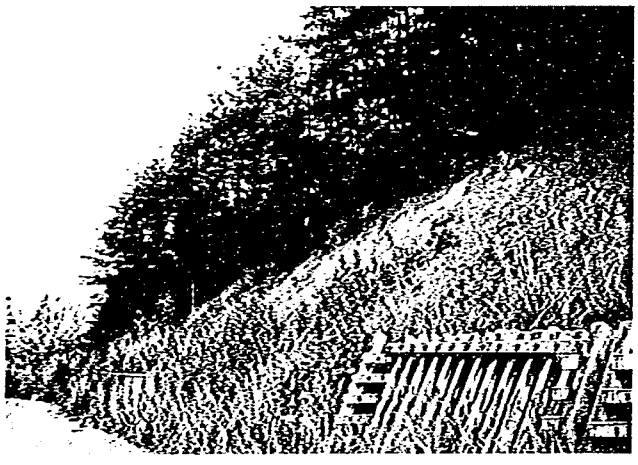
図－23，写真－31参照。

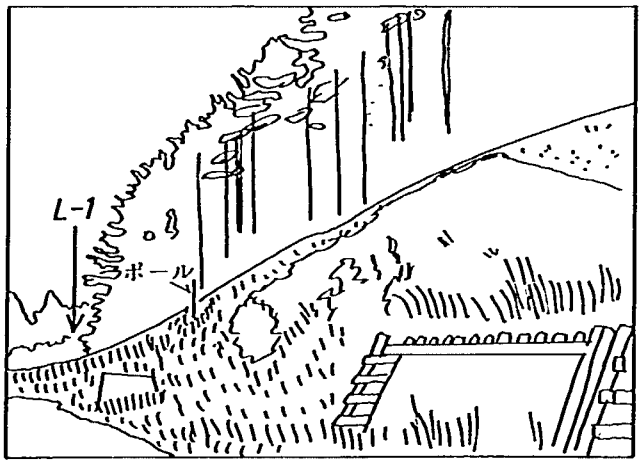




写真－31　　F－1断層，A－1地点の断層露頭の拡大写真

笹神層と大日層との境界はシャープで顕著な破砕部は伴なわない。大日層は一部，笹神層中にまき込まれたような形態を示している。大日層の風化が著しい。図－23，写真－30参照。

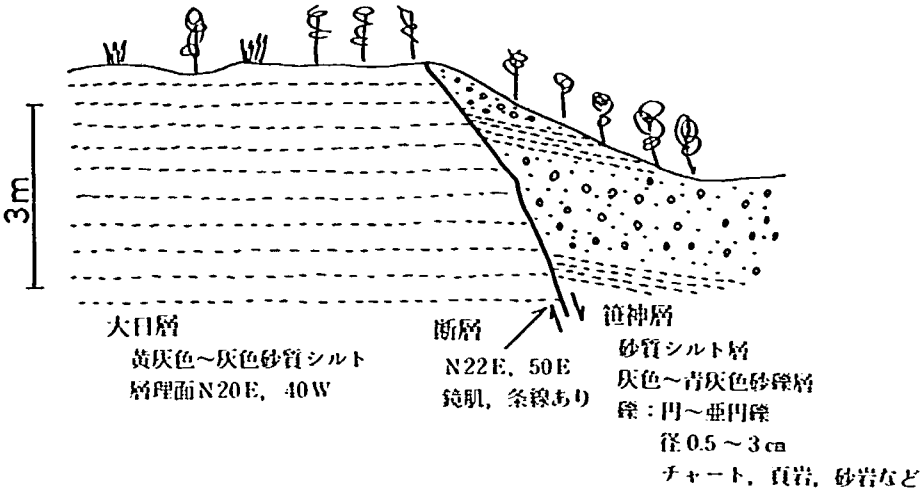




写真－32　　L－1リニアメントと断層露頭（A－1）の関係

ポールの位置に断層露頭がある。

－１の南部では，断層露頭は認められなかった。Ｌ－１の南部には並走してＬ－５が認められるが，Ｌ－５付近にも断層露頭は認められなかった。しかし，Ｌ－５の西側には大日層が，東側には笹神層が分布し，Ａ－１，Ａ－２地点と同様の地層が分布することから，同断層の連続部と判断した。以上のように，Ｌ－１，Ｌ－５付近に発達する大日層と笹神層を境する東落ちの正断層をＦ－１断層とした。Ｆ－１断層は，笹神団体グループ（1982）の戸板沢断層にほぼ一致する。同論文では断層の上下成分変位量は，50～100ｍと推定している。この変位量は以下の３点から妥当と考えられる。



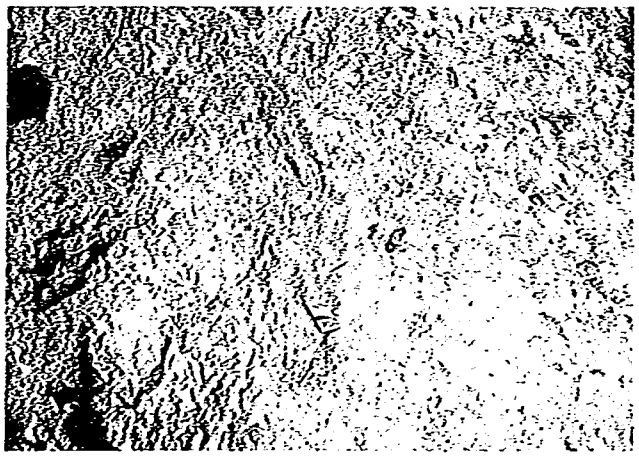
図－27　　Ｆ－１断層，Ａ－２地点の断層露頭

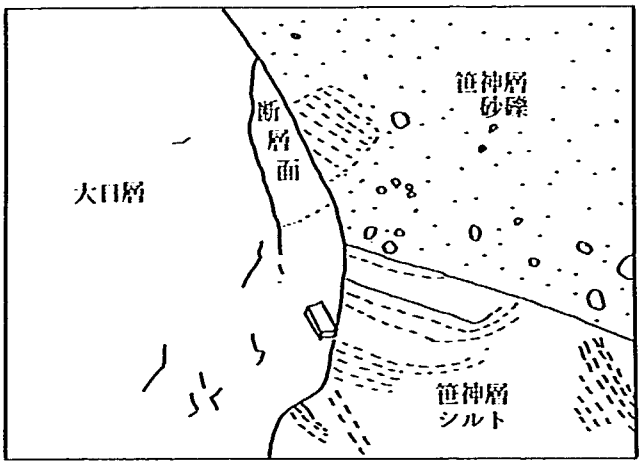
この露頭はＡ－１と同じく，笹神団体研究グループ（1982）に記載されている戸板沢断層の確認できる露頭である。断層はN22E50Eの走向・傾斜をもっているが，断層粘土は確認できない。断層面は不明瞭で一部湾曲している。明瞭な破砕部は認められない。

露頭の右側（東側）は，笹神層の砂礫層よりなり，左側（西側）は大日層の塊状砂質シルト層よりなり両者とも固結はそれほど良くない。大日層の塊状砂質シルト層はN20E・40Wの走向・傾斜をもち，風化をうけて一部粘土化している。写真－33参照。

a)　Ｆ－１断層の西側に分布する笹神層の傾斜は，西側に5°～10°程度傾斜している。

b)　Ｆ－１断層の東側800ｍのＡ－４地点には，笹神層より下位の山寺層が分布する。





写真－33　　Ｆ－１断層，Ａ－２地点の断層の拡大写真

図－27参照。

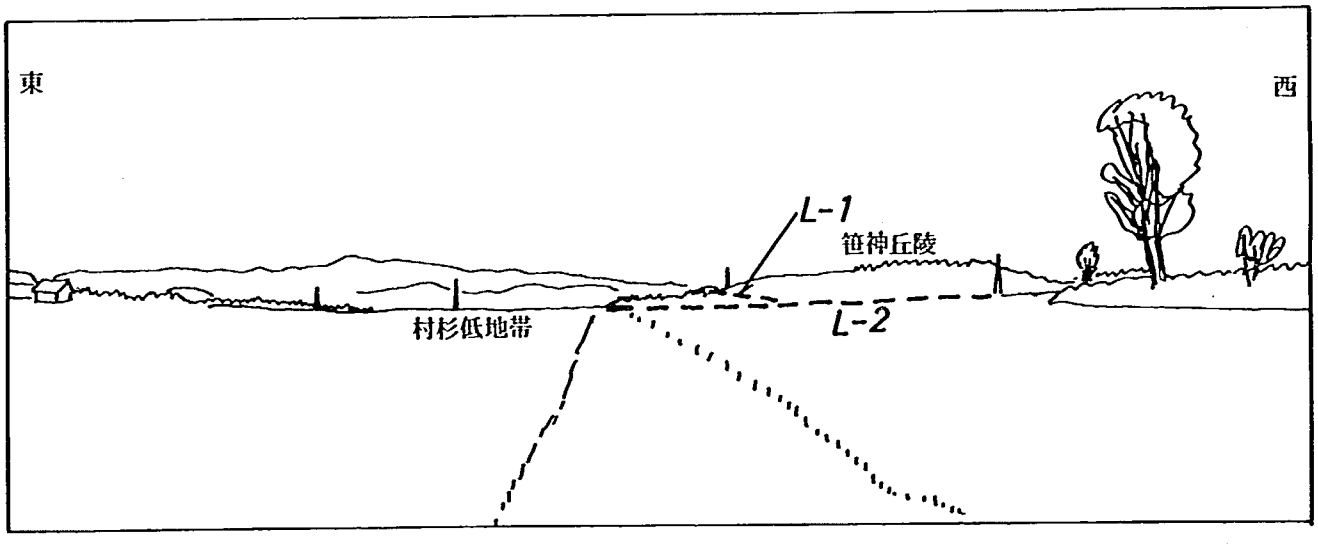
c) F－1断層西側の断層近傍の笹神層下面の分布標高は，約50～60m，A－4地点の山寺層の分布標高（下面）は16m以下である。

(2) F－2断層（図－25）

i) リニアメントおよび地形

F－2断層付近には，L－2のリニアメントが認められる。

L－2は，L－1のやや東側に平行して認められる長さ約2.8kmのほぼ南北方向のリニアメントである（写真－28，34）。L－2は直線崖を結んで得られるやや明瞭なリニアメントであり，小起伏丘陵と村杉低地帯の境界部に発達する。

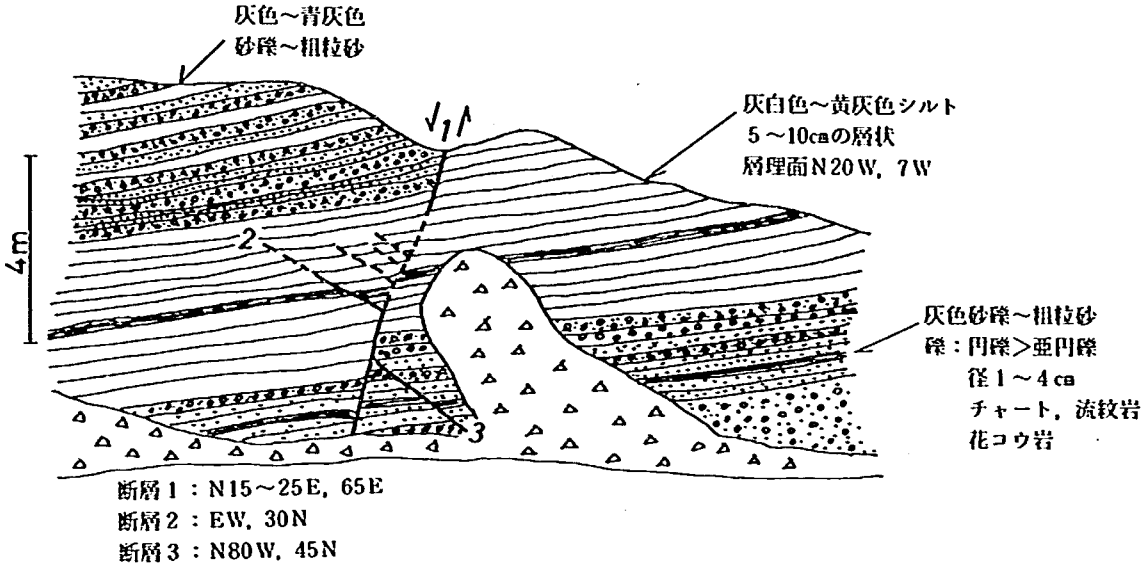


写真－34　L－1，L－2付近の地形

ii) 断層および地質

L－2沿いではA－3地点に断層露頭が確認できる。

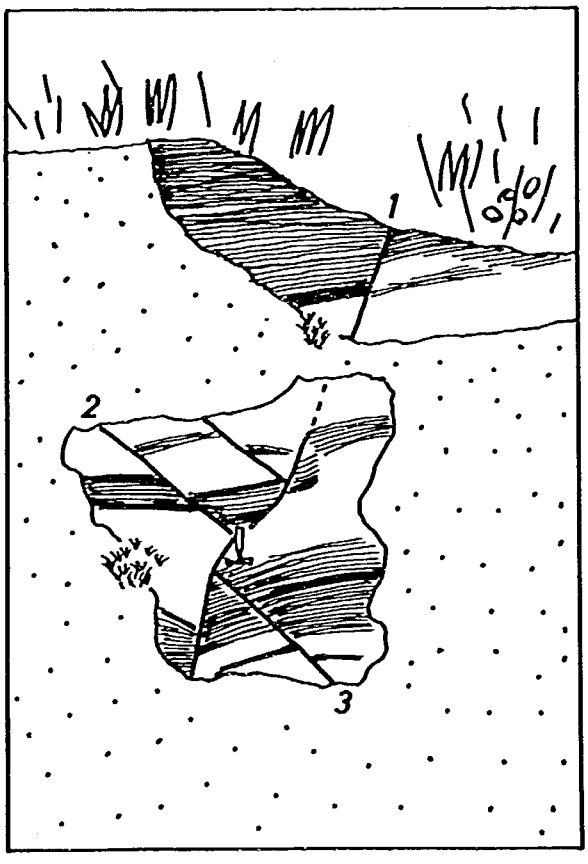
A－3に認められる断層は，笹神層中に認められる東落ちの正断層である（図－28，写真－35）。断層面の走向傾斜は，N15°～25°E，65°EとL－2にやや斜交する。見かけ垂直変位量は1～1.5mである。



図－28　　F－2断層，A－3地点の断層露頭

笹神層内に落差1～1.5mほどの断層がみられる（図中の1）。断層はN15～25E・65Eの走向・傾斜をもち，近くを通る戸板沢断層と似たような値を示す。かなりシャープに切れており，鏡肌および条線を確認できる。

層相は礫～粗粒砂の互層および層状のシルト層よりなり，その層理面はN20W・7Wの走向・傾斜をもち，わずかに西へ傾いている。写真－35参照。



写真－35　　F－2断層，A－3地点の断層露頭

図中の1～3は図－28の1～3に対応している。

この他，A－3の300 m北の露頭にも同様なセンスを示す小断層が4～5本認められる。断層面の主な走向傾斜はN20°W，30°Wを示し，見かけ垂直変位量は約10cmである。

これらの露頭で確認された断層は，L－2方向にやや斜交すること，L－2よりやや西側に位置しかつ規模が小さく，派生断層とも考えられることから，L－2の位置にF－2断層を推定した。

(3) F－3断層（図－25）

i) リニアメントおよび地形

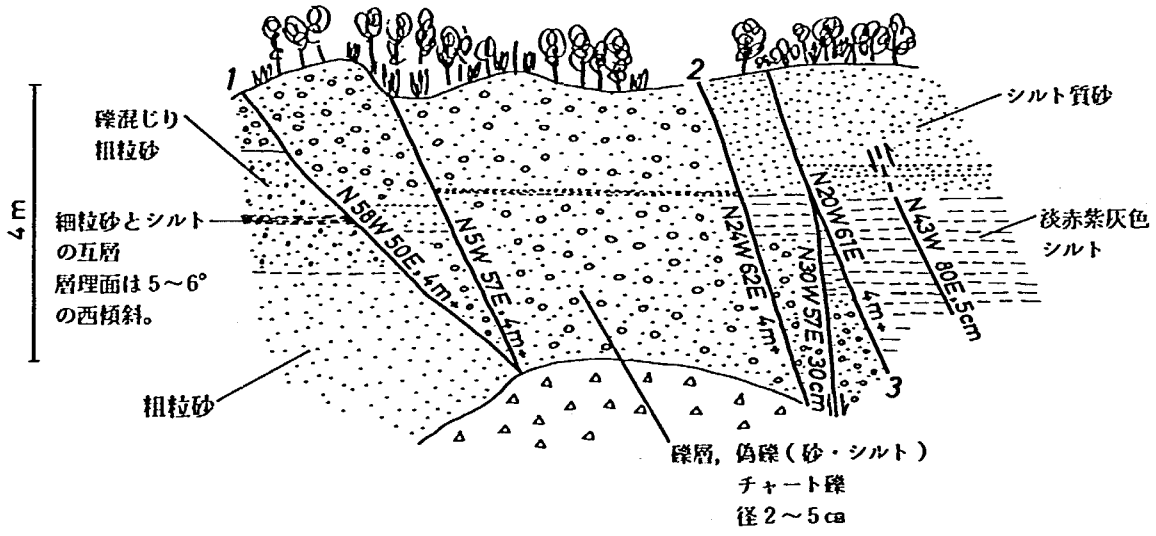
F－3断層付近には，L－3のリニアメントが認められる。

L－3は調査地北部の村杉低地帯東側の山麓地に認められる長さ1.5 kmの北東－南西方向のリニアメントである。L－3は直線谷，鞍部，高度不連続を結んで得られる不明瞭なリニアメントである。

ii) 断層および地質

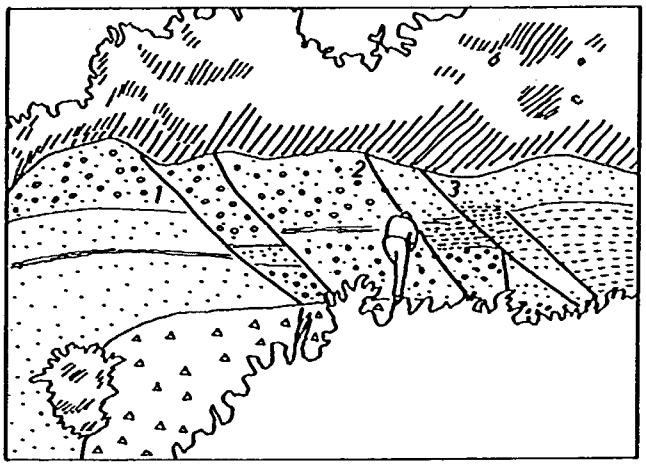
L－3は魚岩層分布域に位置するリニアメントで，A－4に断層露頭が確認できる。A－4に認められる断層は，山寺層中に認められる小断層群である（図－29，写真－36，37，38）。断層面は主に4面認められるが，主方向は，1：N 58° W，50° Eと2：N 24° W，62° Nで代表される（図－29の番号参照）。断層のセンスおよび変位量は不明であるが，露頭中に断層面を挟んで対応する地層が認められないことから，その見かけ垂直変位量は少なくとも4 m以上と推定される。これらの断層のうち，1はL－3と同方向であるが，距離が離れていることからL－3と直接関係のある断層とは考えられない。2はL－3とは方向が異なるため，L－3とは無関係の断層と考えられる。1の断層をF－3A断層，2の断層をF－3B断層とする。両断層とも連続性は不明である。

F－3A断層は派生断層で，その本体断層はL－3の位置に存在する可能性もあるが，現段階ではL－3の成因は不明である。



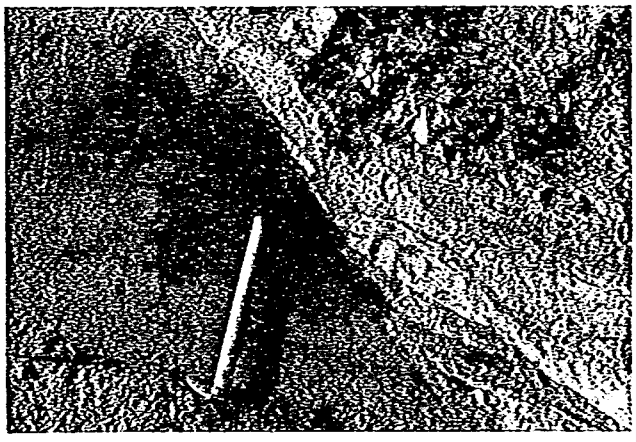
図－29　F－3断層，A－4地点の断層露頭

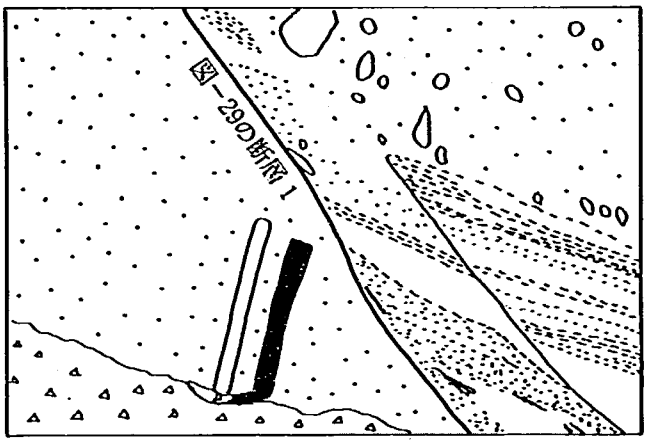
主な断層は4本存在する。図中に断層面の走向・傾斜および変位量を示した。地層は山寺層である。写真－36，37，38参照。



写真－36　　F－3断層，A－4地点の断層露頭

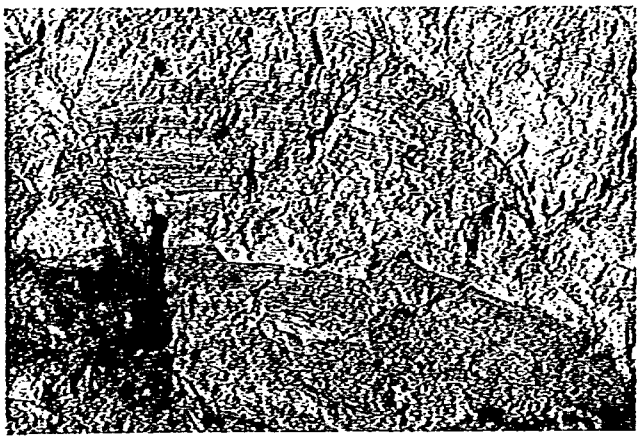
図－29参照。1，2，3は図－29の番号に対応する。

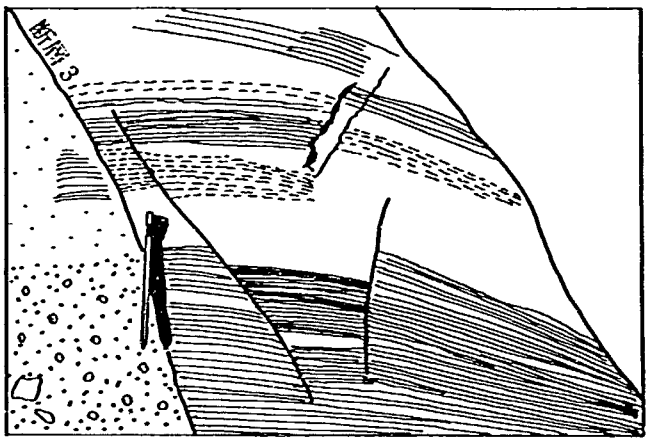




写真－37　　図－29の断層1の拡大写真

図－29参照。





写真－38　　図－29の断層3の拡大写真

断層3周辺には小断層が数多くみられる。シルト中には葉理が発達している。図－29参照。

(4) F－4断層（図－30）

i) リニアメントおよび地形

F－4断層付近には，L－11のリニアメントが認められる。

L－11は調査地域中央部の村杉付近の五頭山地山麓部に発達する北東－南西方向のリニアメントである。このリニアメントは北部で分岐しており，ここでは東側の主リニアメントをL－11a，西側の分岐リニアメントをL－11bとする。L－11aの長さは2.6km，L－11bは2.2kmである。L－11aは三角末端面，鞍部，横ずれ尾根，横ずれ谷および高度不連続部を結んで得られるやや明瞭なリニアメントである。横ずれ尾根，横ずれ谷は不明瞭であるが，概ね100m程度左横ずれ的に屈曲している。L－11bは高度不連続部を結んで得られる不明瞭なリニアメントである。

ii) 断層および地質

L－11a沿いには，A－5地点（写真－39）に断層露頭が確認できる。A－5に認められる断層は，図－31，写真－40に示すように山の神層凝灰岩類中に認められる。断層面の走向傾斜はN35°E，88°Eを示し，破砕幅10～40cmの規模を有する断層である。この断層をF－4断層とした。

L－11a 北部の林道沿いでは，リニアメント付近を境に東側には五頭花崗岩類が，西側には山の神層が分布し，その境界は直線的であることから，地層境界は断層と推定される。このようにL－11a は山の神層と五頭花崗岩類を境する断層と推定され，F－4断層はその断層の派生断層と考えられる。L－11a の位置に推定される断層をF－4'断層とした。

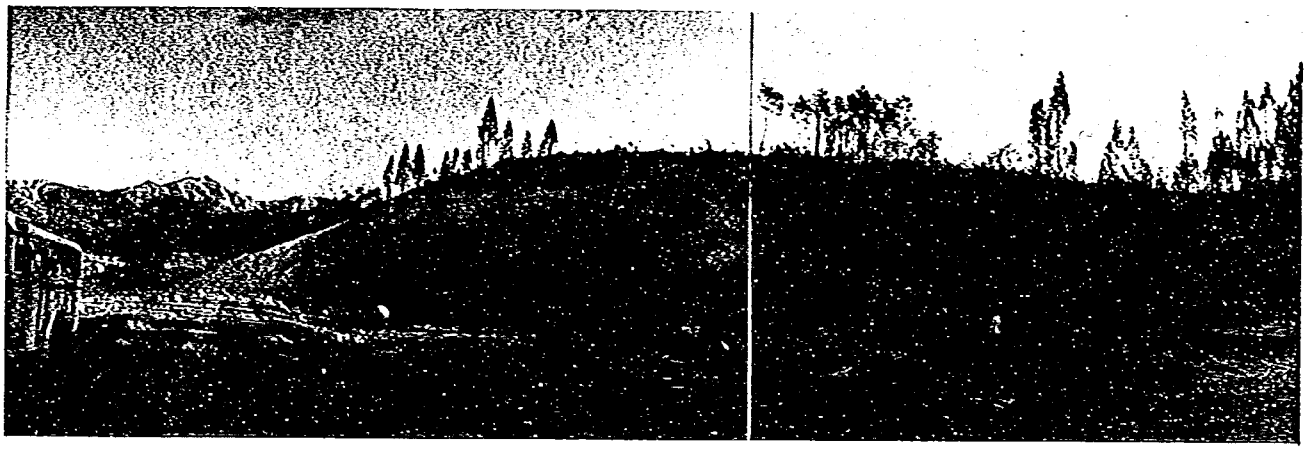
F－4'断層には村杉北方で不明瞭ながら横ずれ尾根，横ずれ谷などの変位地形が認められることから，左横ずれ成分のある西落ちの断層と推定される。

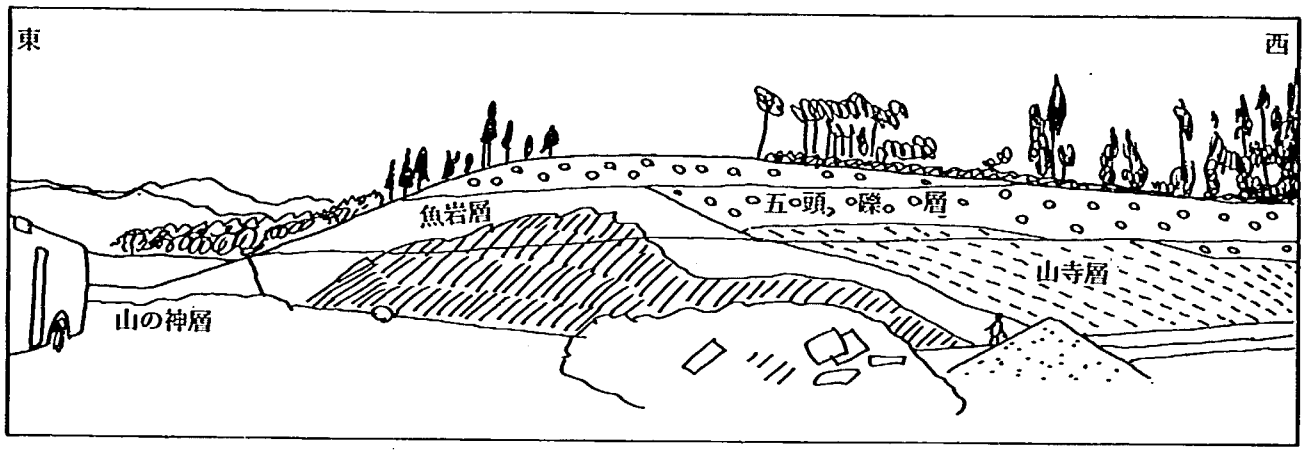
L－11bは山の神層，五頭花崗岩類中に認められるリニアメントであるが，リニアメント付近には露頭がなく断層露頭は認められず，また地層の分布からも断層の存在は認められなかった。

リニアメントの成因は不明であるが断層の疑いは残っている。

図－30　L－7，L－8，L－9，L－10，L－11（F－4）およびL－12の位置

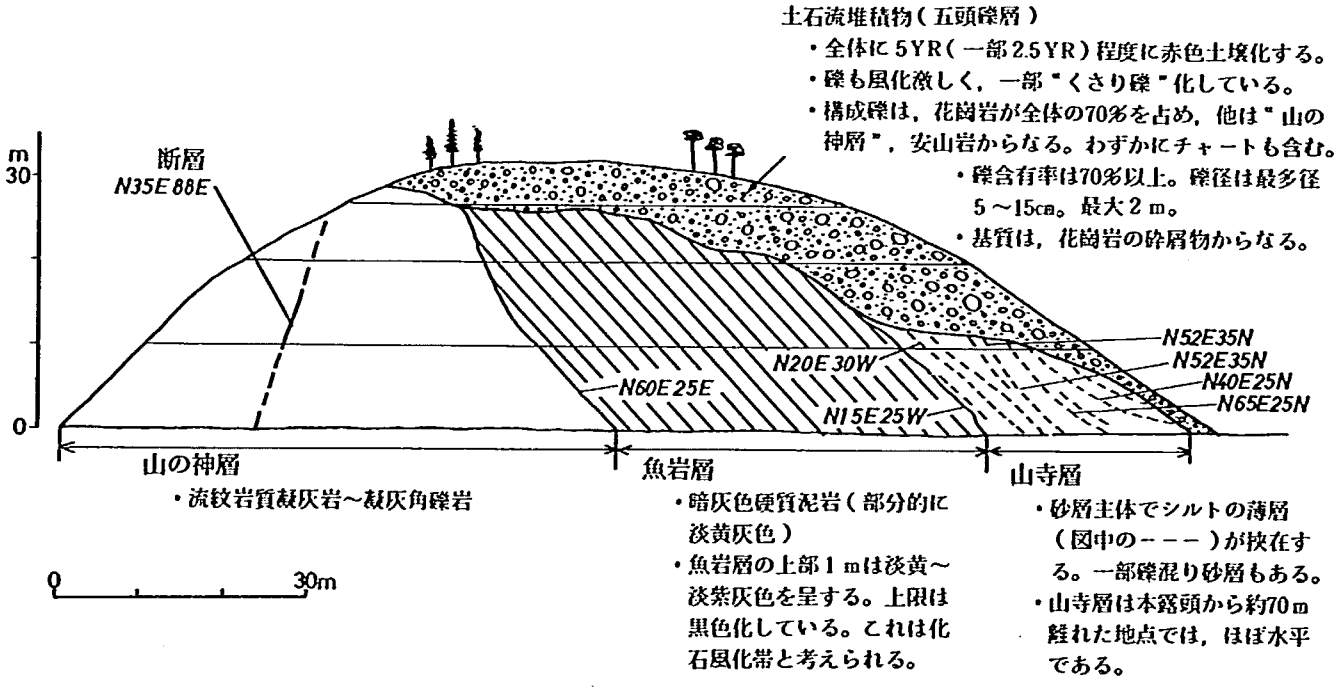
国土地理院発行２万５千分の１地形図「出湯」を使用した。





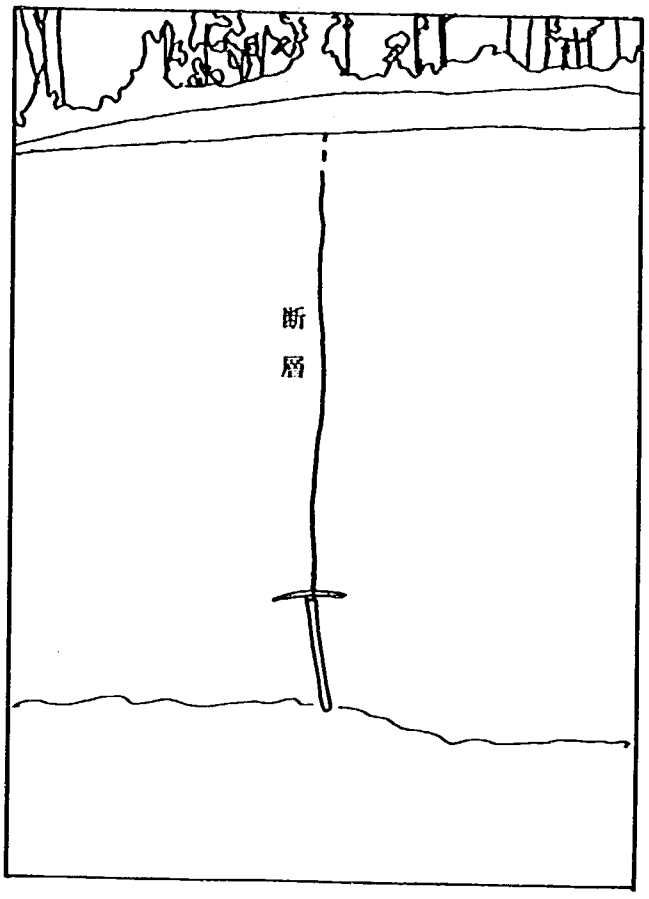
写真－39　　F－4断層，A－5地点の露頭

山の神層，魚岩層，山寺層，五頭礫層の関係がわかる。
図－31参照。断層は露頭の東端にあり，この写真には写っていない。



図－31　　F－4断層，A－5地点の断層露頭

断層は山の神層中にある。写真－39，40参照。



写真－40　　F－4断層，A－5地点の断層露頭

露頭の上部では断層は不鮮明になる。
図－31参照。

(5)　F－5断層（図－32）

i）リニアメントおよび地形

F－5断層付近には，リニアメントは認められない。F－5断層は笹神丘陵中に分布する。

ii）断層および地質

A－6地点で断層露頭が確認できる。A－6に認められる断層は，中新統の魚岩層に発達し，下部～中部更新統の笹神層を変位させる北落ちの正断層である（図－33，写真－41）。断層面の走向傾斜はN80°E，52°Nを示し，見かけ垂直変位量は露頭における変位量および周囲に分布する笹神層の分布形態から，1m以上3m以内と判断される。この断層をF－5断層とした。

なお，F－5断層は，笹神層を変位させているにも関わらず，周辺には変位地形は認められない。

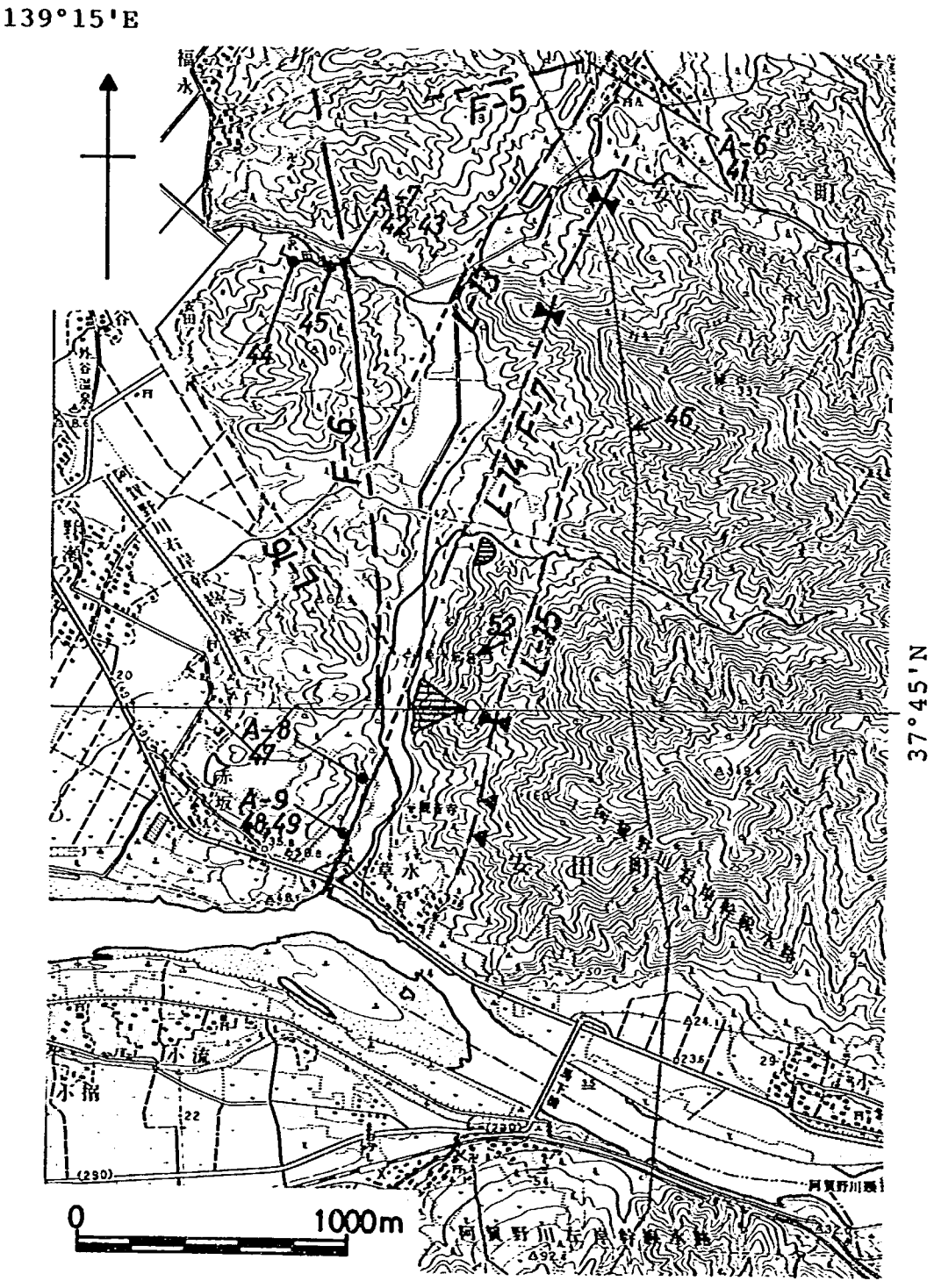
(6)　F－6断層（図－32）

i）リニアメントおよび地形

F－6断層付近には，リニアメントは認められない。F－6断層は笹神丘陵中に分布する。

ii）断層および地質

笹神丘陵の沢田堤付近（A－7）には，図－34，写真－42，43に示すように，鮮新統の大日層中（無層



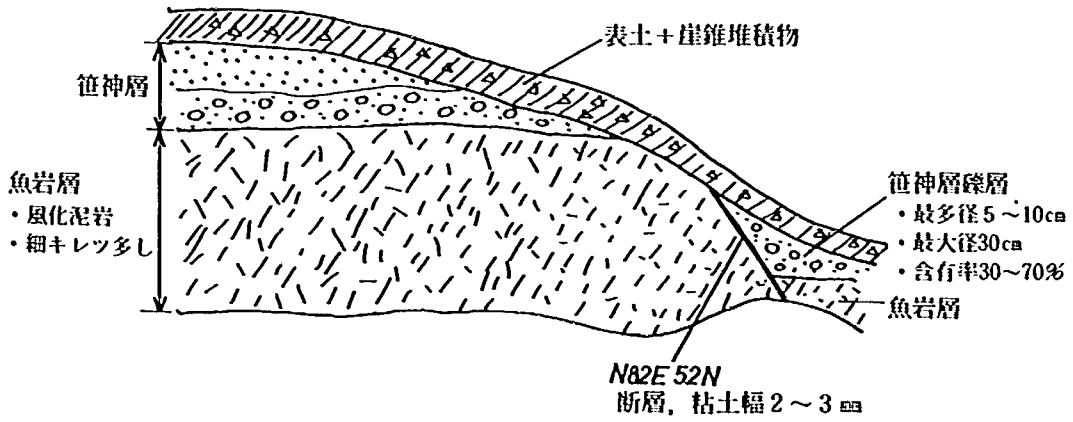
図－32　L－13，L－14（F－7），L－15，L－16，F－5およびF－6の位置

国土地理院発行2万5千分の1地形図「出湯」，「馬下」を使用した。

理で構造は不明）に断層が認められ，新期の崖錐性堆積物を変位させている。この断層は，N4°W，72°Eを示す東落ちの正断層であり，見かけ垂直変位量は6m以上と判断される。この断層をF－6断層とした。F－6断層は，断層のセンスおよび方向性から後述のF－7断層の派生断層と考えられる。

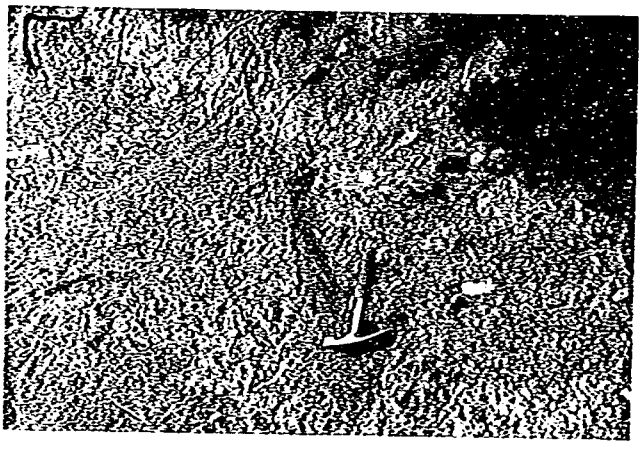
なお，F－6断層には新期崖錐堆積物を変位させているにも関わらず，変位地形は認められない。

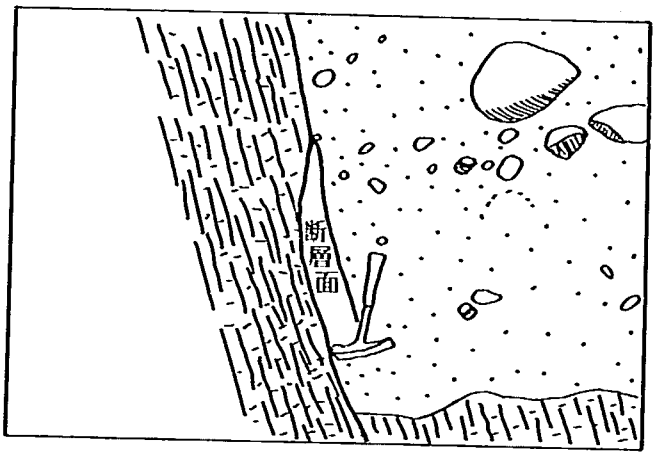
F－6断層の変位させている新期崖錐堆積物は，図－35および写真－44に示した扇状地性堆積物より新し



図－33　　F－5断層，A－6地点の断層露頭

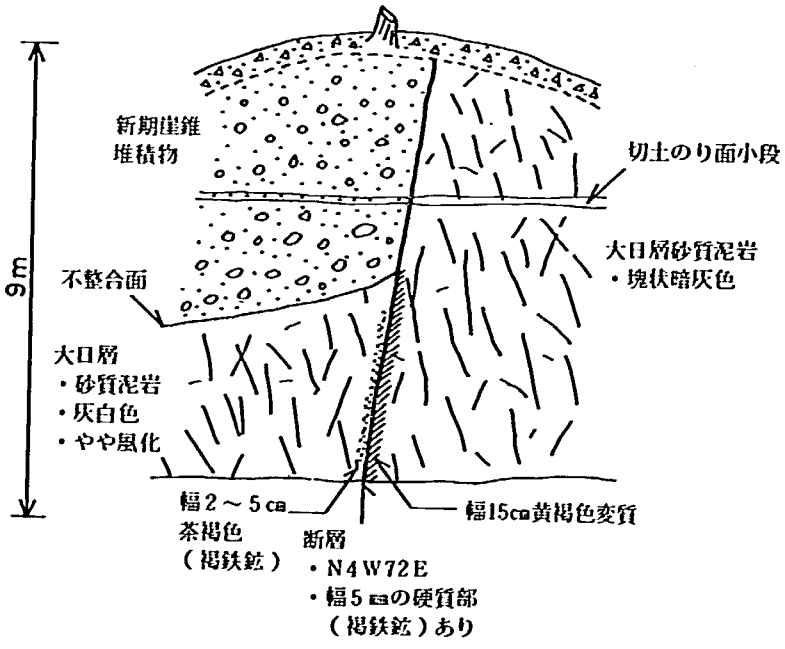
写真－41参照。





写真－41　　F－5断層，A－6地点の断層露頭

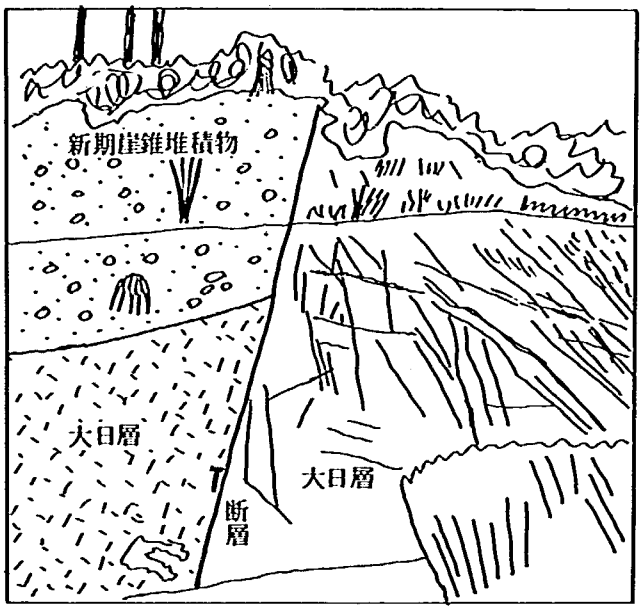
図－33参照。



図－34　　F－6断層，A－7地点の断層露頭

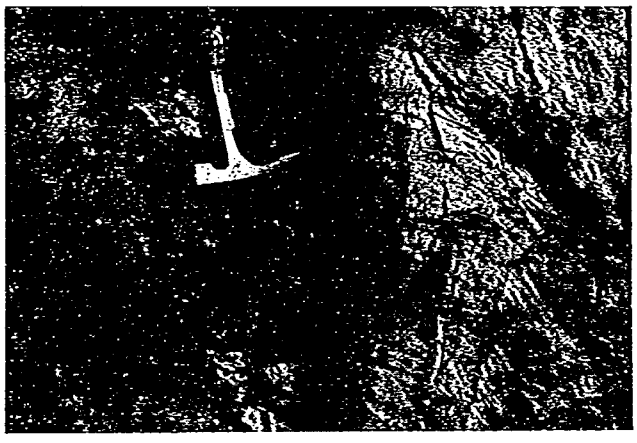
写真－42，43参照。

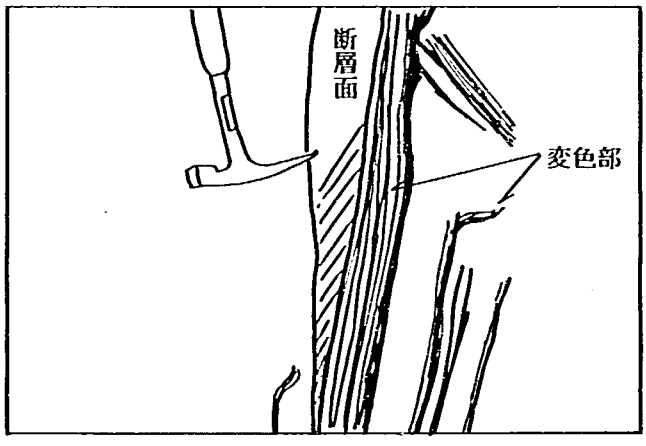
い非常にルーズな角礫層である。新期崖錐堆積物の時代は，固結度および下位の扇状地性堆積物中に挟在する泥炭質シルト層の材化石の炭化度から，後期更新世以降と推定される。また，大日層と新期崖錐堆積物との間には一部で図－35，写真－45に示したような中～細粒砂岩層が存在する。この砂岩層の所属は不明であるが，大日層中の挟在層か笹神層と推定される。



写真－42　　F－6断層，A－7地点の断層露頭

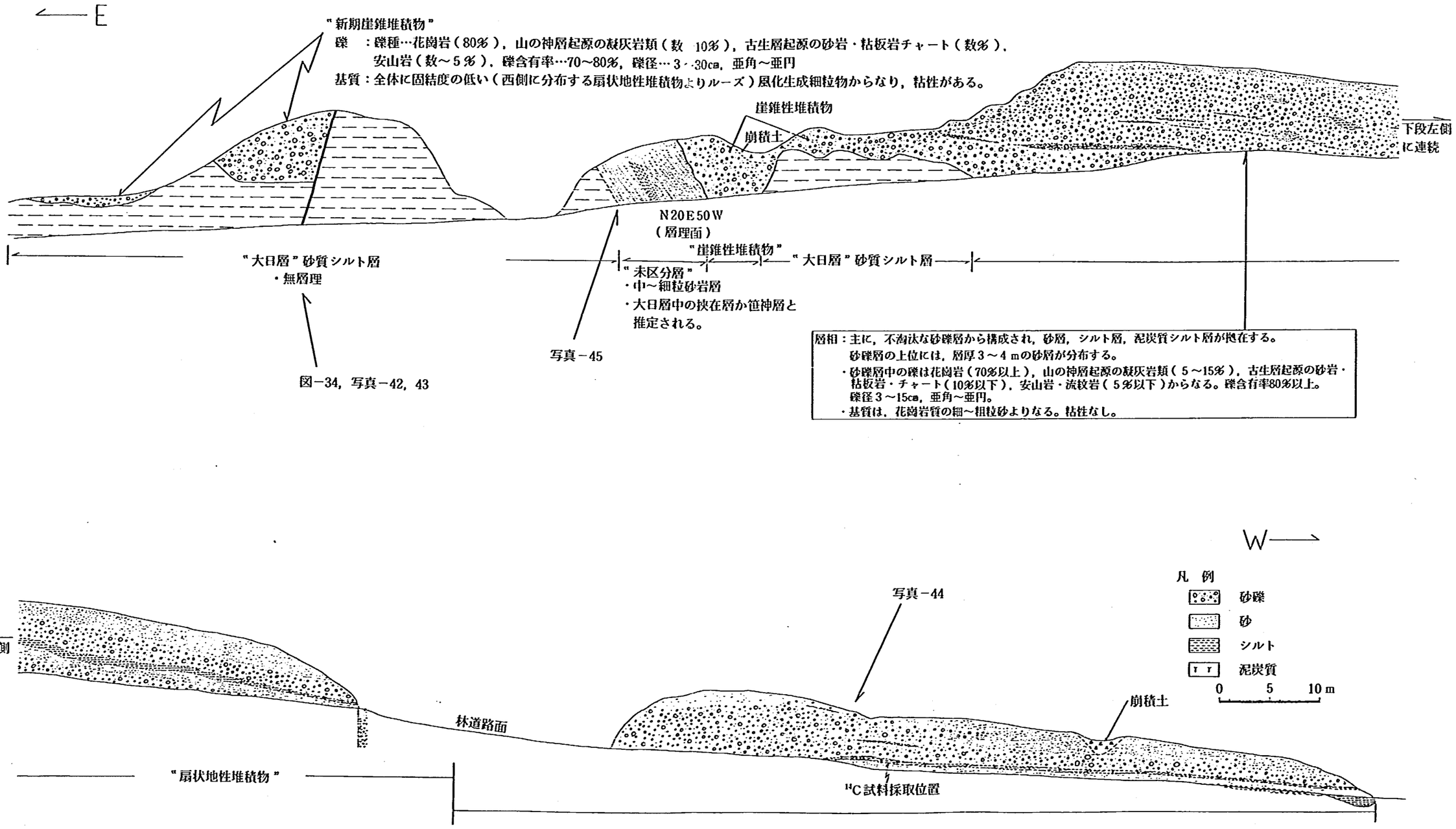
図－34，写真－43参照。





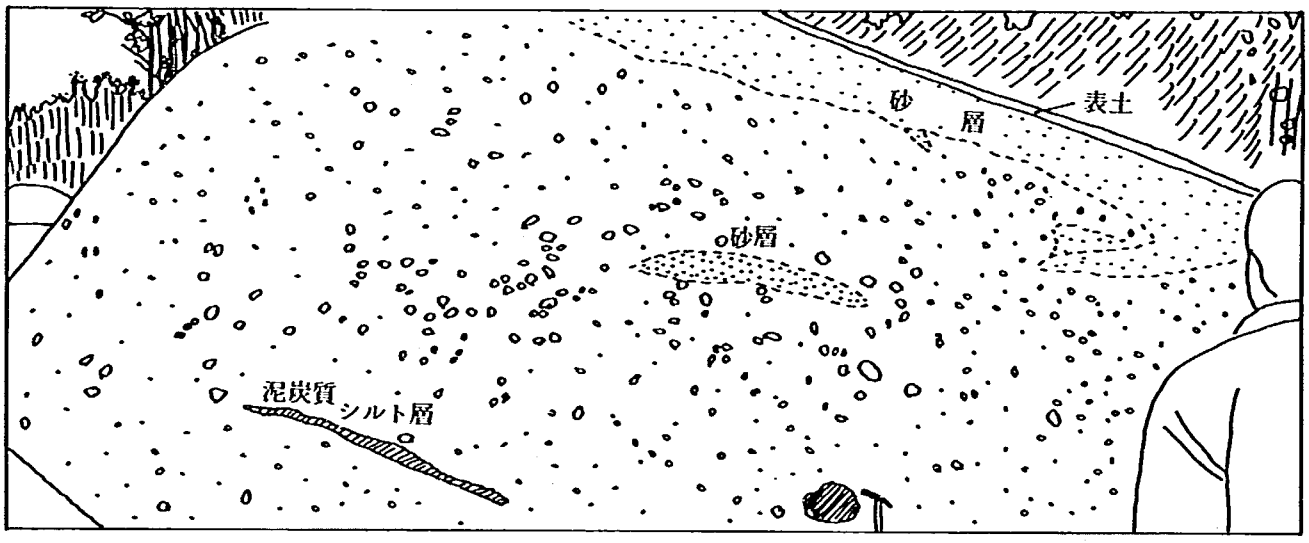
写真－43　　A－7地点の断層の拡大写真

断層の右側の大日層は，断層に沿って黄褐色に変色している。断層面に鏡肌はみられるが，条線は認められない。図－34，写真－42参照。



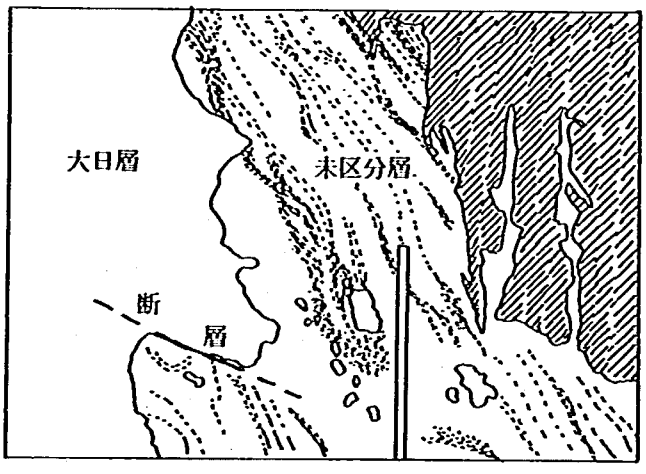
図－35　F－6断層，A－7地点周辺の露頭の様子

図－34，写真－42～45参照。



写真－44　　F－6断層，沢田堤付近の扇状地堆積物の露頭

砂礫層の中に砂層，泥炭質シルト層がみられる。図－35参照。



写真－45　　F－6断層，沢田堤付近の大日層と未区分層との関係

大日層と未区分層との関係は不整合的であり，一部大日層のシルトが未区分層中にとりこまれている。また，一部には両者が断層で接しているところもある。図－35参照。

(7) F－7断層（図－32）

i) リニアメントおよび地形

F－7断層付近には，L－14のリニアメントが認められる（写真－47）。

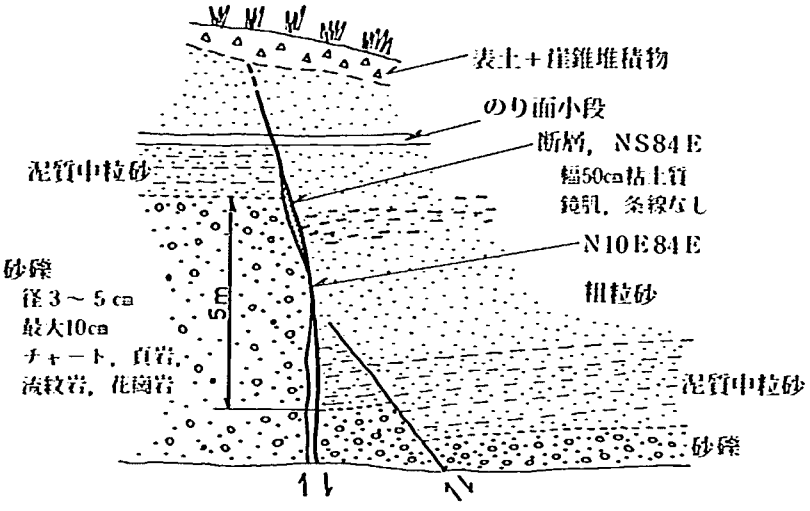
L－14は調査地域南部の丸山～阿賀野川にかけて認められる，長さ3.5㎞の北北東－南南西方向のリニアメントである。このリニアメントは直線崖，三角末端面，鞍部を結んで得られ，明瞭～やや明瞭である。

iii) 断層および地質

L－14沿いにはA－8，A－9地点に断層露頭が確認できる。A－8に認められる断層は，写真－48のように鮮新統の大日層中に発達する4本のステップ状正断層である。断層面の走向傾斜はN20°～30°E，60°～80°Eを示し，L－14と同方向を示す。見かけ垂直変位量は，各々20～40㎝程度で合わせて1m程度である。

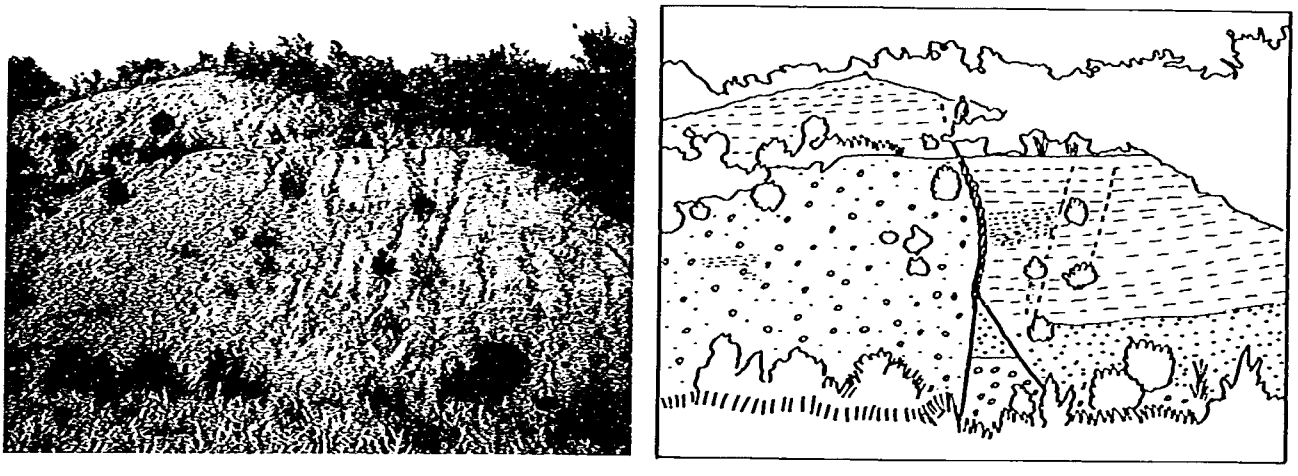
A－9に認められる断層は，中部更新統の阿賀野川層I層中に発達する東落ちの正断層で，見かけ垂直変位量は5mである（図－36，写真－46，49）。断層面の走向傾斜はN10°E，84°Eを示し，L－14と同方向を示す。

A－8の変位量はA－9に比して小さいことから，A－8の東側にA－9の断層が推定される。以上のようなL－14の位置に発達する東落ちの断層を，F－7断層とした。



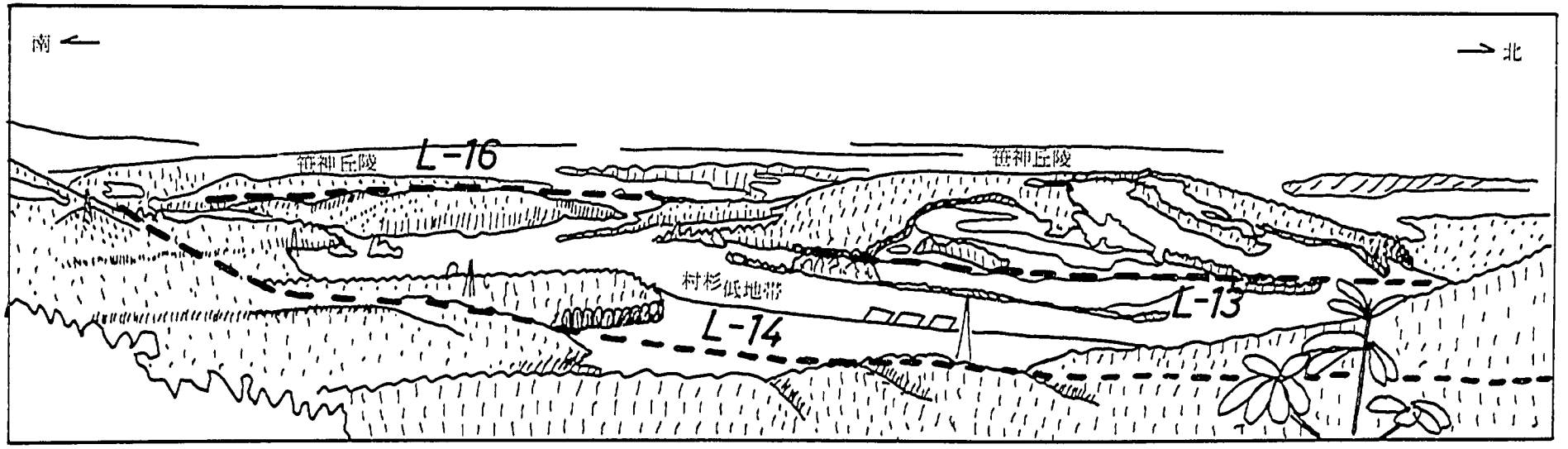
図－36　F－7断層，A－9地点の断層露頭

この露頭は笹神団研グループ（1982）に記載されている。断層の中間部分は幅50㎝にわたって粘土質となっている（写真－49）。地層は阿賀野川I層である。写真－46参照。



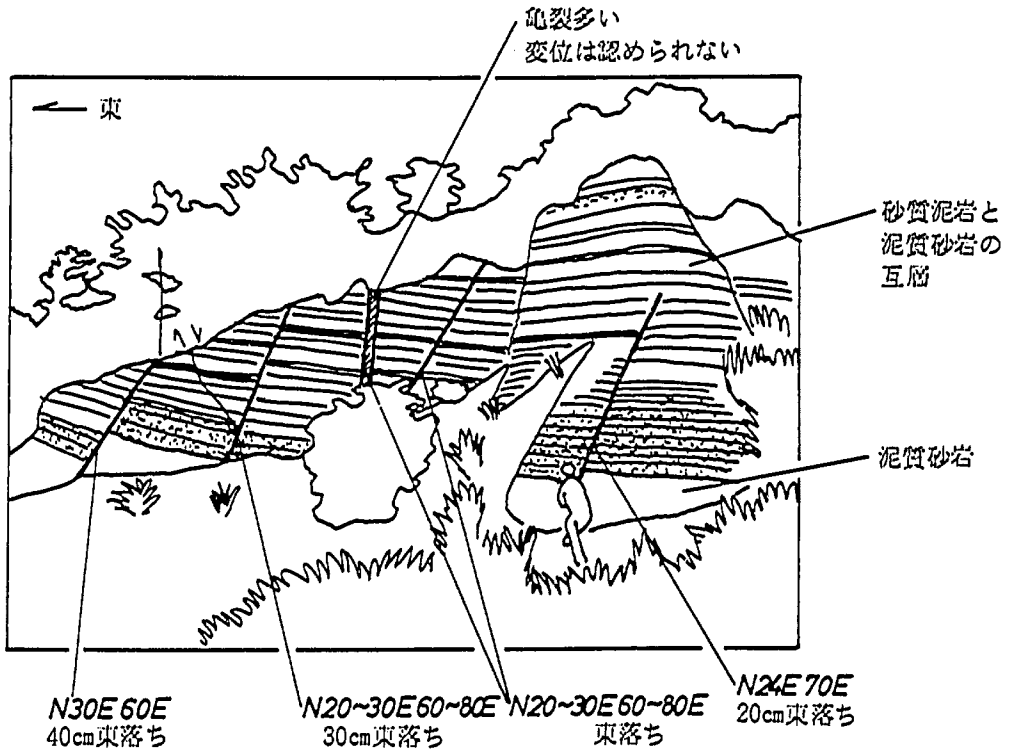
写真－46　F－7断層，A－9地点の断層露頭

図－36参照



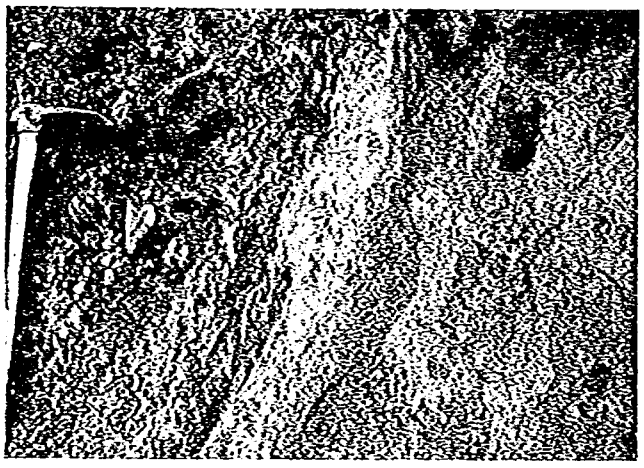
写真－47　L－14，13，16付近の地形

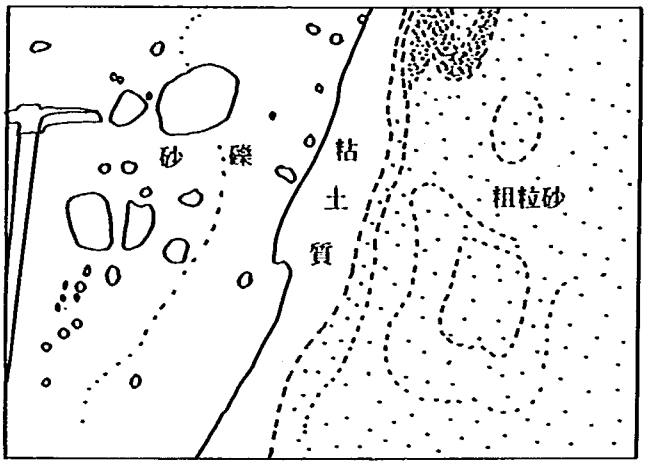
L－14は村杉低地帯東側に，L－13は笹神丘陵と村杉低地帯との境界部に認められる。



写真－48　F－7断層，A－8地点の断層露頭

大日層の砂岩泥岩互層が小断層によって切られている。F－7断層の主部は，この露頭の東側を通ると考えられる。





写真－49　　F－7断層，A－9地点の断層露頭の近接写真

中央付近の断層部分が粘土質になっている。図－36参照。

(8) 成因の不明なリニアメント

成因の不明なリニアメントは，L－4，L－6，L－7，L－8，L－9，L－10，L－12，L－13，L－15およびL－16の10本である。以下，北部より順にリニアメントの認定根拠および地質について概説する。

i) L－4（図－26）

L－4は，調査地北部の月岡対岸の五頭山地山麓部に発達する長さ1.5㎞の北西－南東方向のリニアメントで，直線谷，鞍部，高度不連続部を結んで得られる不明瞭なリニアメントである。

L－4は山の神層分布域に位置しているが，リニアメント付近には露頭がなく断層露頭は認められなかった。また，地層の分布からは断層の存在は認められない。このようにリニアメントの成因は不明であるが，断層によって形成された疑いは残る。

ii) L－6，L－7（図－26，30）

L－6は，村杉低地帯東方の五頭山地中に発達する長さ3.0㎞の東西方向のリニアメントである。このリニアメントは，直線谷，鞍部を結んで得られるが不明瞭である。

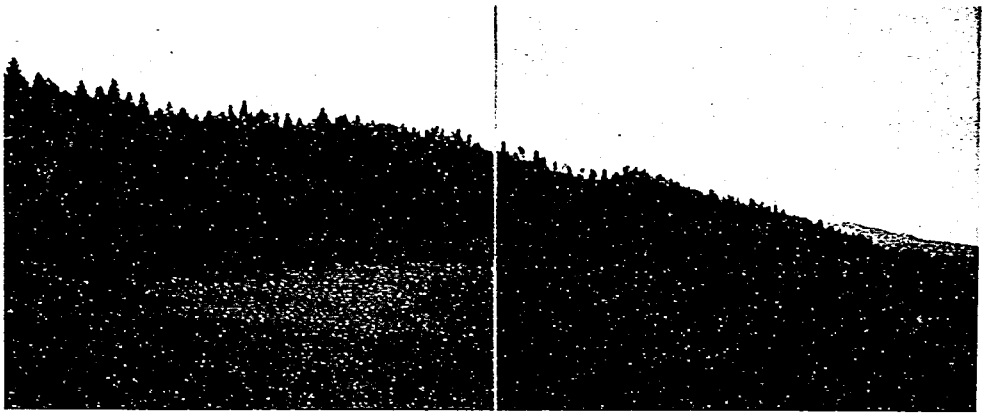
L－7は，調査地中部の村杉低地帯東側の五頭山地山麓部に北北東－南南西方向に発達（0.7㎞）し，直線谷，鞍部を結んで得られる不明瞭なリニアメントである。

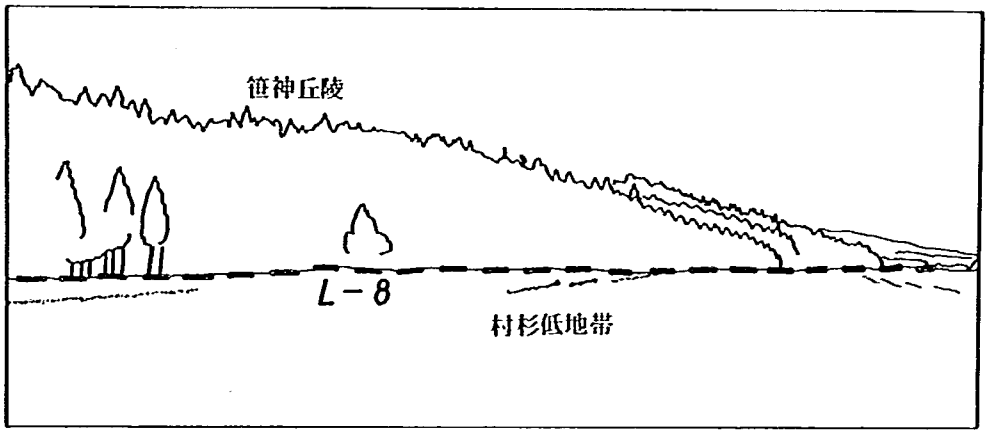
L－6，L－7ともに五頭山地の五頭花崗岩類分布域に位置するリニアメントであるが，リニアメント付近には露頭がないため，断層露頭は認められなかった。地層の分布からは断層の存在は認められない。

iii) L－8，L－9（図－26，30）

L－8，L－9は調査地中部の折居川～安野川地域の笹神丘陵東端部に雁行状に発達する北北東－南南西方向のリニアメントである。長さはL－8が2.2㎞，L－9が3.4㎞である。L－8，L－9は直線崖，三角末端面および直線谷（L－9に限る）を結んで得られるやや明瞭なリニアメントである（写真－50，51）。

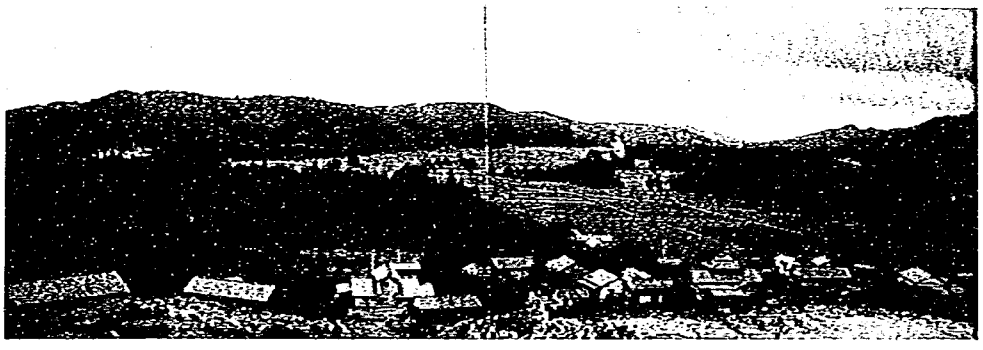
両者は真光寺山東側では平行に走り，その部分ではL－8は村杉低地帯と接して，L－9はL－8のやや西側の丘陵中に発達する直線谷部に認められる。

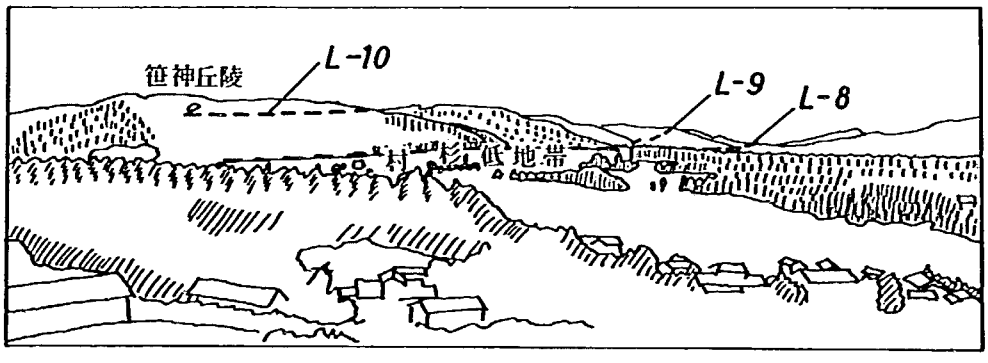




写真－50　　L－8付近の地形

L－8は笹神丘陵と村杉低地帯との境界部に認められる。





写真－51　　L－8，L－9，L－10付近の地形

L－8，L－9は笹神丘陵と村杉低地帯との境界部に認められ，L－9の先端部は谷の中へも伸びている。L－10は笹神丘陵頂部付近の高度不連続部にある。

L－8，L－9は活断層研究会（1980）の月岡断層の位置に認められ，地質的には西側の笹神丘陵を構成する笹神層，魚岩層分布域と沖積低地との境界部に位置するリニアメントであるが，リニアメント付近には，露頭がなく断層露頭は認められなかった。リニアメントの成因は不明であるが，断層の可能性は大きい。なお，高浜ほか（1981）の地質図では，L－8のやや北方に断層を記載しているが，詳細は不明である。

iv）L－10（図－30）

L－10はL－9のやや西側の笹神丘陵頂部付近に，L－9と平行に発達する長さ0.8㎞のリニアメントである（写真－51）。L－10は鞍部と高度不連続部を結んで得られる不明瞭なリニアメントである。

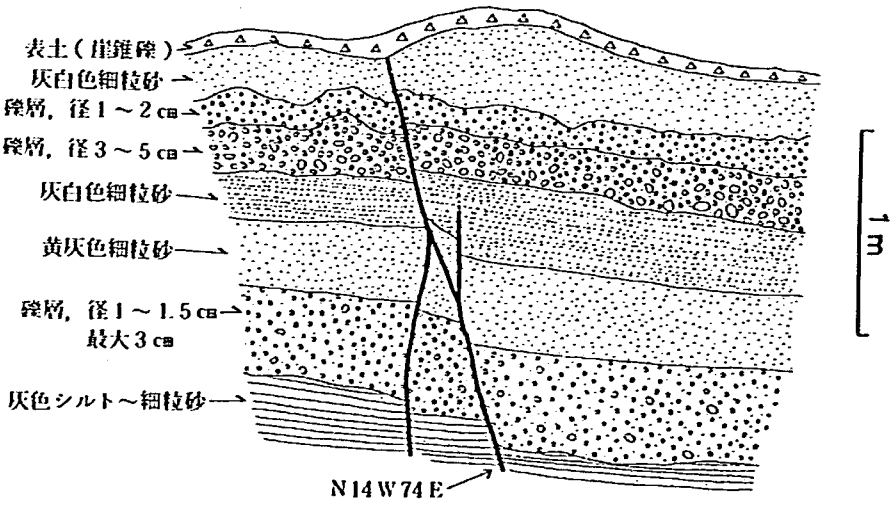
このリニアメントは笹神丘陵を構成する笹神層と五頭礫層（土石流堆積物）との境界部にほぼ位置するが，リニアメント付近には断層露頭は認められなかった。リニアメントの成因は，リニアメントが一部笹神層と五頭礫層の境界部に位置し，五頭礫層が丘陵頂部に発達することから，侵食によるものと考えられる。

v）L－12，L－13（図－30，32）

L－12，L－13は調査地域南部の大日，丸山付近の笹神丘陵東端部に雁行状に発達する北北東－南南西方向のリニアメントであり，その長さはL－12で2.5㎞，L－13（写真－47）で3.0㎞である。

L－12，L－13は，直線崖を結んで得られるやや明瞭なリニアメントである。両リニアメントはツベタ川～丸山間で平行に発達しており，その部分ではL－12は笹神丘陵中に，L－13は丘陵と村杉低地帯の境界部に認められる。L－12はL－9とも雁行状に分布する。L－12，L－13とも西側には，古期扇状地面が局所的に分布しており，その崖部にリニアメントは引かれている。

L－12沿いには，A－10地点に断層露頭が確認できる。この露頭は図－37に示すように，笹神層中に認められ，N14°W，74°Eの走向傾斜を示す断層である。断層は見かけ上，下位は正断層，上位は逆断層状に変位している。垂直変位量は5～15㎝である。しかし，この断層はリニアメントから離れており，また規模も小さいことからL－12とは直接関係ないと考えられる。L－12付近では他に断層露頭は認められなかった。このようにリニアメントの成因は不明であるが，断層の可能性は大きい。なお，高浜ほか（1981）の地質図による



図－37　L－12，A－10地点の断層露頭

笹神層中に断層がある。礫層中の礫の種類はチャート，頁岩，砂岩，花崗岩，流紋岩，安山岩などで，礫は円～亜円礫である。この地層は山寺層の可能性もある。周辺の笹神層と山寺層の区分は困難である。

と，L－12に２つの断層露頭を確認しているが，詳細は不明である。

L－13付近では，露頭がなく断層露頭は認められなかった。リニアメントの成因は不明であるが，断層の可能性は大きい。なお，高浜ほか（1981）の地質図では，L－13と同方向の断層を記載しているが，詳細は不明である。

vi) L－15（図－32）

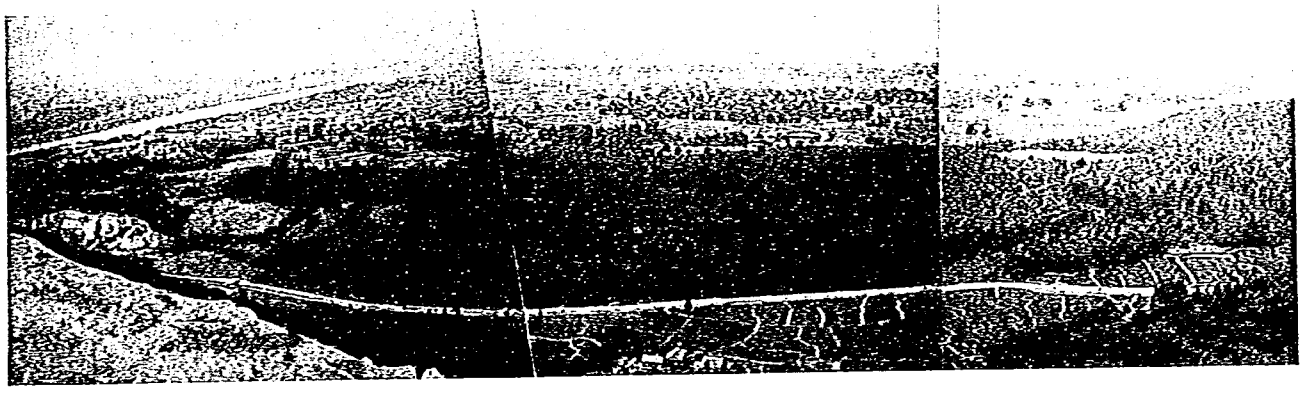
L－15はL－14に平行して調査地南部の村杉低地帯東側の五頭山地山麓部に認められる長さ1.6㎞のリニアメントで，鞍部と高度不連続部を結んで得られるやや明瞭なリニアメントである。

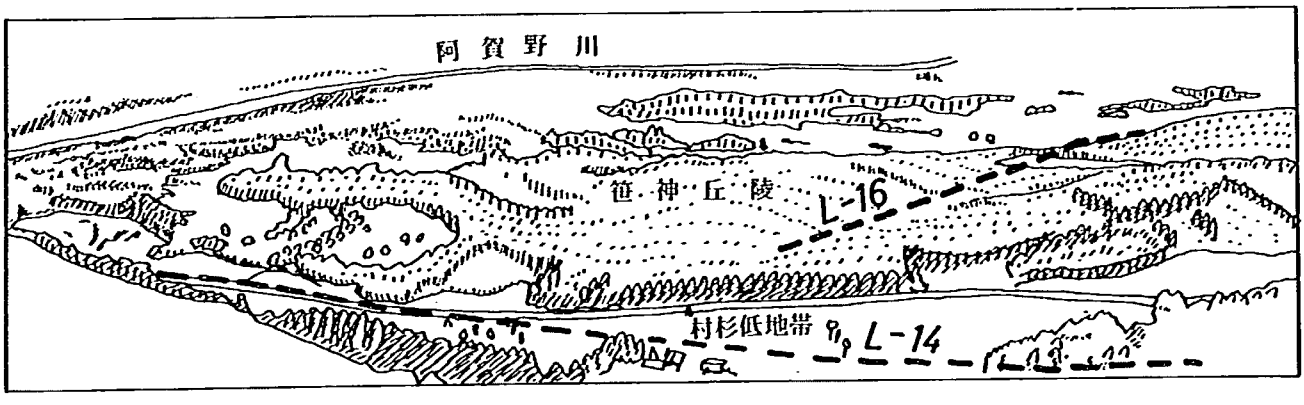
L－15は五頭山地山麓部の五頭花崗岩類分布域に位置するリニアメントであるが，リニアメント付近には露頭がなく断層露頭は認められなかった。また地層の分布からは断層の存在は認められない。

リニアメントの成因は不明であるが，断層である可能性は大きい。高浜ほか（1981）の地質図では，L－15の位置に同方向の断層を記載しているが，詳細は不明である。

vii) L－16（図－32）

L－16は調査地南部の阿賀野川北岸の笹神丘陵中に認められる長さ1.3㎞の北西－南東方向のリニアメントである（写真－52）。L－16は直線崖，直線谷，凹地形を結んで得られる不明瞭なリニアメントである。このリニアメントは笹神丘陵を構成する大日層中に認められるが，断層露頭は発見できなかった。リニアメントの成因は不明である。





写真－52　L－14，L－16付近の地形

L－14リニアメントは村杉低地帯を横切っているが，途中（写真の左手）から笹神丘陵と村杉低地帯の境界を走るようになる。L－16は笹神丘陵中にある。

(9) 月岡断層のまとめ

活断層研究会（1980）によれば，月岡断層は小泉（1971）に記載のある逆向き断層崖および断層露頭，村杉低地帯を横切る主要河川の屈曲より，長さ20km，確実度ⅠのB級活断層とされている。また，月岡断層は上下成分100 m（北西側の隆起），横ずれ成分500m（左横ずれ，河川の屈曲より）をもつ斜横ずれ断層と判断されている。

月岡断層周辺のリニアメントの判読結果を表－11，断層の踏査結果を表－12に示す。

表－11 月岡断層調査地域の空中写真判読結果

リニアメントの番号	リニアメントの長さ（km）	リニアメントの方向	リニアメントの性状																					
			明瞭度			地形上の特徴																		
			明瞭	やや明瞭	不明瞭	直線崖	三角末端面	直線谷	凹地形	鞍部	凸地形	地形面のふくらみ	傾動山地	横ずれ尾根	横ずれ谷	閉塞丘	段丘崖のくい違い	山麓線のくい違い	戴頭谷	風隙	撓曲	高度不連続	逆向低断層崖	段丘面の傾動
L－1	6.5	N 6 E	○			○	○			○												○		
L－2	2.8	N 6 E		○		○																		
L－3	1.5	N45W			○			○		○												○		
L－4	0.8	N32E		○				○		○														
L－5	2.6	N 4 E		○					○	○												○		
L－6	3.0	N86E		○				○		○														
L－7	0.7	N 4 E			○			○		○														
L－8	2.2	N15E		○		○	○																	
L－9	3.4	N15E		○		○	○	○																
L－10	0.8	N27E			○					○												○		
L－11a	2.6	N44E		○			○			○				○	○							○		
L－11b	2.2	N25E			○																	○		
L－12	2.5	N25E		○		○																		
L－13	3.0	N30E		○		○	○																	
L－14	3.5	N21E	○	○		○	○			○														
L－15	1.6	N15E		○						○												○		
L－16	1.3	N38W			○	○		○	○															

表－12　月岡断層調査地域の断層

断層番号	*1 断層の長さ（km）	対応するリニアメントの	リニアメントの明瞭度	地表地質	断層露頭						活動時代	文献	備考
					地点	走向／傾斜	上盤の地質	下盤の地質	破砕幅	変位向きて*2 変位量			
F－1	7.4	L－1，南部ではL－5	明瞭～やや明瞭	大日層 笹神層	A－1 A－2	N 6°W78°E N22°E50°E	笹神層 笹神層	大日層 大日層	*4 Cl 1～1.5cm Cl フィルム～1cm	*3 東落ち正断層（50～100 m） 東落ち *3 正断層と判断（50～100m）	前～中期更新世 前～中期更新世	笹神団研グループ（1982） —	
F－2（推定）	2.8	L－2	やや明瞭	笹神層	A－3	N15～25°E 65°E	笹神層	笹神層	Cl 数mm	東落ち正断層（1～1.5m）	前～中期更新世	—	・露頭の走向はリニアメントとやや斜交。 ・露頭の近隣にF－2断層推定
F－3	—	なし	—	山寺層	A－4	N58°W50°E（F－3A） N24°W62°E（F－3B）	山寺層	山寺層	*4 fr 1cm以下 fr 1cm以下	（4m以上） （4m以上） 変位の向き不明	前～中期更新世	—	
F－4	—	なし	—	五頭花崗岩類 山の神層	A－5	N35°E88°E	山の神層	山の神層	fr 40cm Cl 3～4cm	—	—	—	・近隣の断層より，五頭花崗岩と山の神層境界部にF－4′断層を推定。
F－4（推定）	2.8	L－11a	やや明瞭	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
F－5	0.5±	なし	—	魚岩層 笹神層	A－6	N82°E52°N	魚岩層 笹神層	魚岩層	fr 2～3cm Cl 2～3cm	北落ち正断層（1m＋）	中期更新世	—	
F－6	1.3＋	なし	—	大日層，新期崖錐性堆積物	A－7	N 4°W72°E	新期崖錐性堆積物 大日層	大日層	fr 数cm	東落ち正断層（6m＋）	後期更新世？	—	
F－7	3.0	L－14	明瞭～やや明瞭	五頭花崗岩 大日層 阿賀野川層 流紋岩	A－8 A－9	N20～30°E 60～80°E N10°E84°E	大日層 阿賀野川層	大日層 阿賀野川層	断層は4本いずれも fr 4～5cm 0～50cm	東落ち正断層（各々20～40cm，1m＋） 東落ち正断層（約5m）	中期更新世	笹神団体グループ（1982）	・4本のステップ状正断層，露頭の東側に本体を推定

*1　概数。
*2　注意書きのない場合の変位量は，上下成分の見かけ変位量を示す。
*3　笹神団体研究グループ（1982）の推定上下成分変位量。
*4　Cl：粘土帯，fr：破砕帯。

i）月岡断層の分布と連続性

空中写真判読を実施した結果，月岡断層周辺にはL－1～L－16のリニアメントが認められた。また，地質概査の結果に既往文献資料を加えて検討したところ，F－1，F－3～F－7断層が確認され，F－2，F－4’断層が推定された。これらのリニアメントと断層との関係をまとめると表－13のようになる。

リニアメントのうち活断層研究会（1980）の月岡断層の位置にほぼ一致しているのは，L－1，L－5，L－8，L－9，L－12，L－13，L－14である。L－1，L－14は地質的に断層であることが確認され，他は直接確認はできなかったが，文献の記載などから断層である可能性が大きい。断層であったL－1（F－1）とL－14（F－7）およびL－5，L－8，L－9，L－12，L－13の方向はいずれもずれており，各リニアメントは安野川以北では右雁行配列状に，安野川以南では左雁行配列状の形態を示している。このように，月岡断層は一本の連続した断層ではなく，雁行状に配列した断層の集合であると考えられる。また，月岡断層とほぼ平行しており断層であることが確認されているL－2（F－2），断層の可能性があるL－15なども，雁行配列をしている月岡断層の一部を構成している可能性が考えられる。

月岡断層と斜交しているL－3（F－3），L－4，L－6，L－16，F－5，F－6と月岡断層との関係については不明である。

表－13　月岡断層調査地域のリニアメントと断層の対応

月岡断層との関係	リニアメント	相当断層，リニアメントの成因
一　致	L－1　L－5	F－1
	L－8	断層の可能性
	L－9	断層の可能性
	L－12	断層の可能性
	L－13	断層の可能性
	L－14	F－7
平　行	L－2	F－2
	L－7	不　明
	L－10	侵　食
	L－15	断層の可能性
斜　交	L－3	不　明
	L－4	断層の可能性
	L－6	不　明
	L－11	F－4，4’（推定）
	L－16	不　明
	な　し	F－3
	な　し	F－5
	な　し	F－6

ii) 月岡断層のセンス（変位量）と活動性

調査地域の村杉低地帯部付近には，新発田－小出線（山下，1970）が想定されている。そのセンスおよび活動性について，笹神団体研究グループ（1980，1982），丸山（1981）および高浜ほか（1981）は，中新世～鮮新世にかけての時代では西落ちのステップ状正断層で，総変位量4000 m以上に達すると考えている。第四紀特に，中期更新世以降の活動は東落ちの断層と考えられており，断層の正，逆問題については今後の課題とされている。

今回の調査による月岡断層のセンスおよび活動性は，地質概査であることから詳細な部分は不明確であるが，次の5点が判断根拠として認められる。

a) F－1，F－7断層は断層観察より東落ちの正断層と判断され，その変位量はF－1で50～100 m以上，F－7で5 m程度と考えられる。F－1は下部～中部更新統に対比される笹神層を，F－7は中部更新統に対比される阿賀野川層を変位させている。

b) F－2断層はその派生断層が，下部～中部更新統の笹神層を変位させている。

c) 月岡断層とは斜交するが，F－5，F－6断層は，それぞれ下部～中部更新統に対比される五頭礫層，後期更新統以降と推定される新期崖錐堆積物を変位させている。また，F－3断層は下部～中部更新統の山寺層を変位させている。

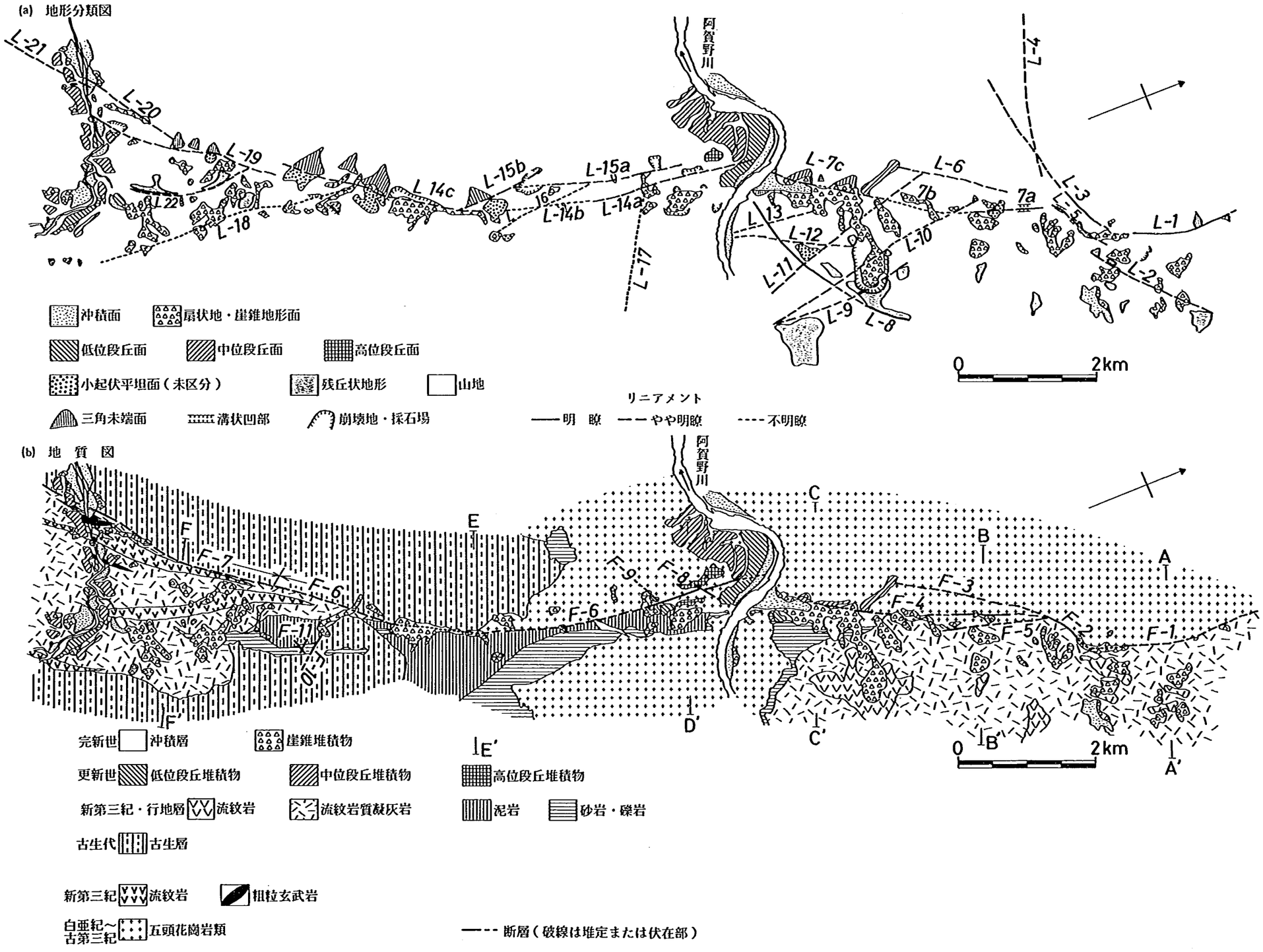
d) 高浜ほか（1981）は，土石流堆積物を中部更新統～完新統に対比される7層に区分し，そのうち中部更新統の五頭礫層は，この時期の五頭山地の隆起運動を直接反映したものと考えている。

e) 大量の土石流の発生，さらに現在では村杉低地帯を形成するような河川が存在しないにもかかわらず，笹神丘陵東端は，直線的な配列をしている。

以上のことにより類推すると中期更新世には，五頭山地の隆起にともない土石流が発生し，五頭礫層，中山礫層が堆積した。それ以後，主として東落ち正断層を形成する応力場となり，F－1，F－2，F－3，F－5，F－6，F－7断層が生じたと推定される。これらの断層の活動は後期更新世まで続き，その結果現在の月岡断層を形成したと考えられる。個々の断層の活動時期は同一時期か否かは不明であるが，各断層特に北部のF－1断層と南部の他の断層の変位量が異なることなどより，各断層は不連続的であり，かつ再動する累積性の断層である可能性は高いと考えられる。

2) 沼越峠断層

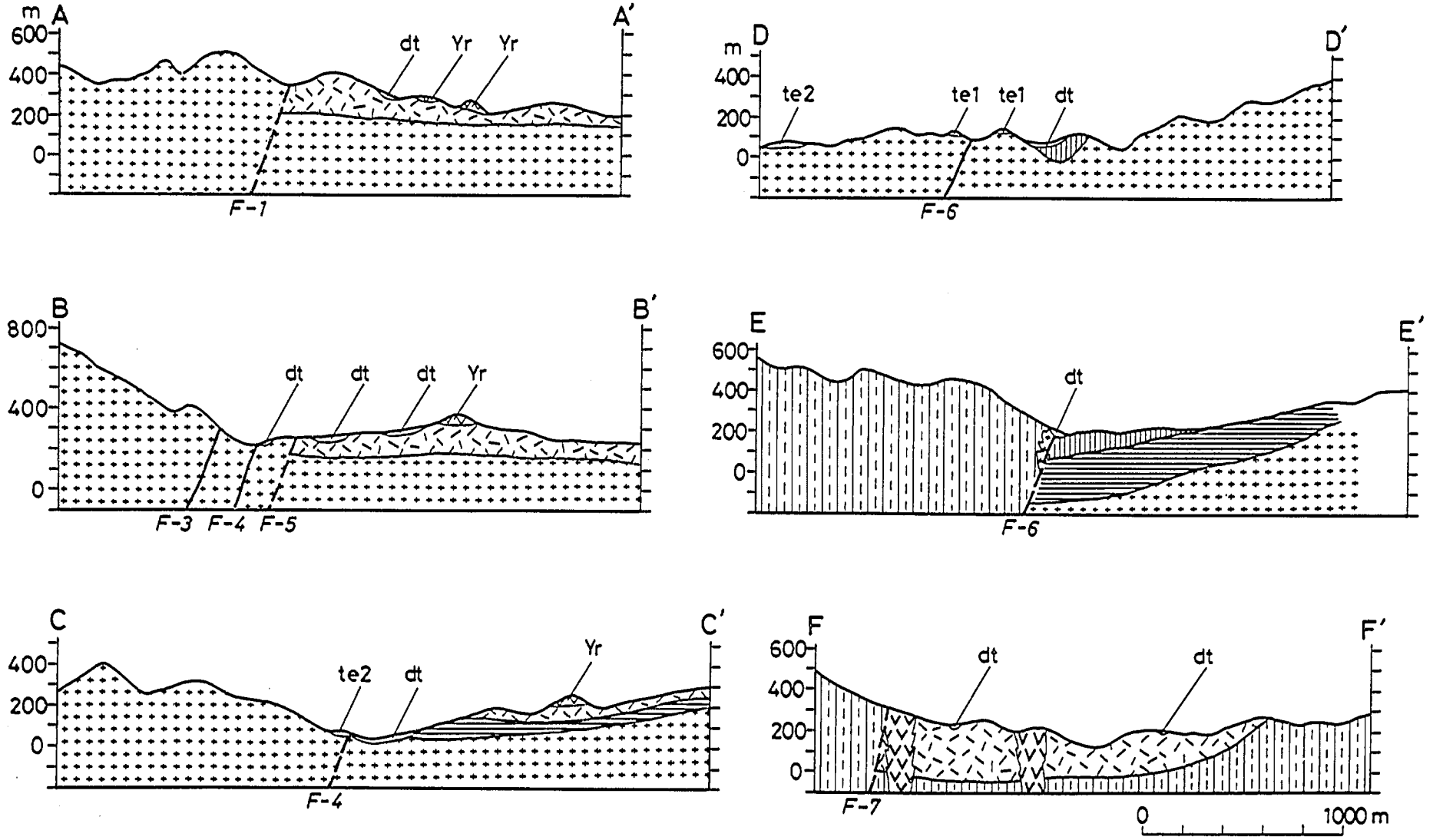
今回の調査を行った沼越峠断層周辺の地形分類図と地質図を図－38に示す。以下に述べるリニアメントはリニアメントを横切る新期地形面（沖積平坦面，新期崖錐・扇状地地形）発達部では認められない。



図－38(1)　沼越峠断層調査地域の地形分類図(a)と地質図(b)

地質図中のA－A′～F－F′は断面をとった位置を表す。

(c) 地質断面図



図－38(2) 沼越峠断層調査地域の地質断面図(c)

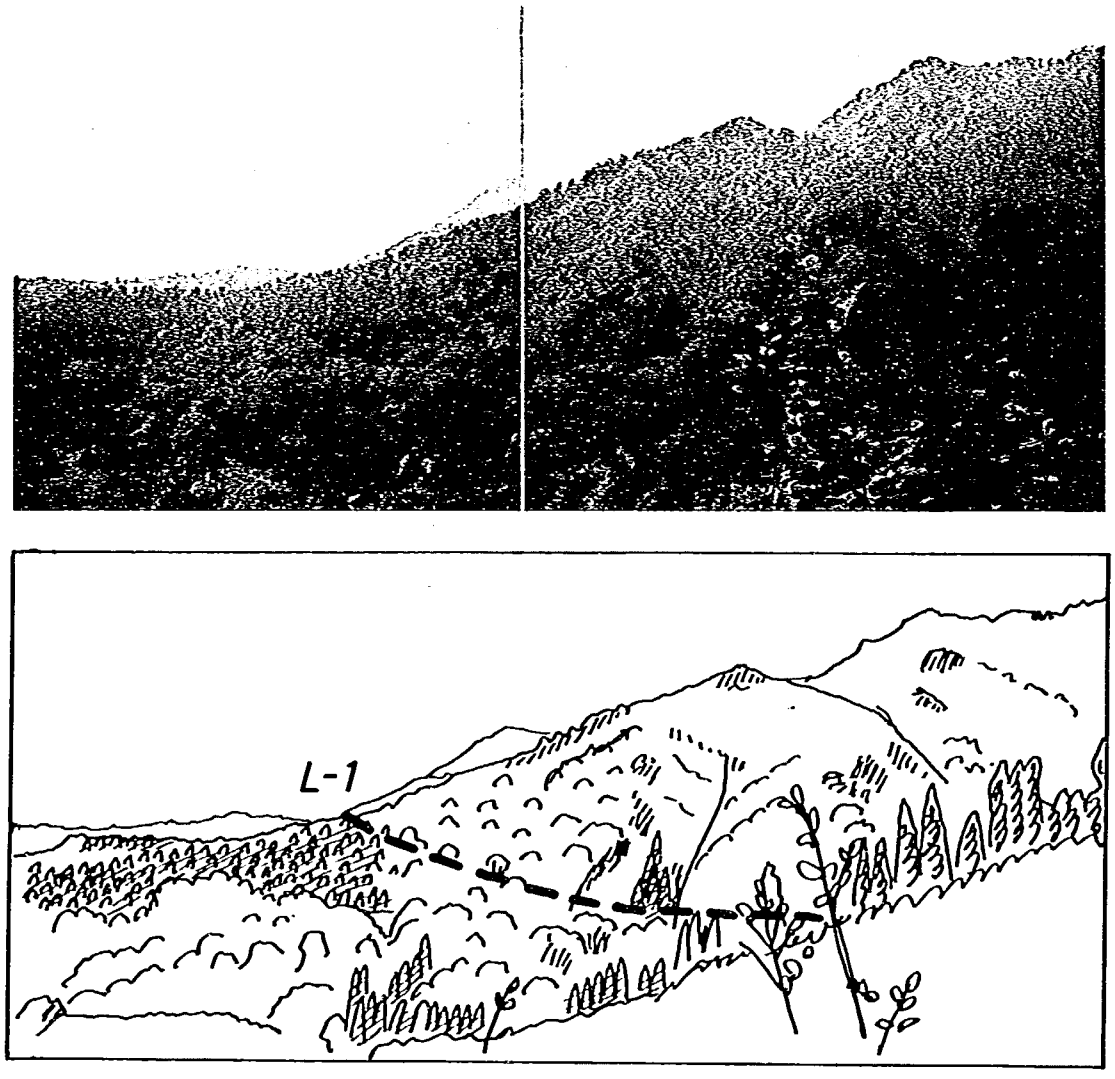
dt：崖錐堆積物，te 1：高位段丘堆積物，te 2：中位段丘堆積物，Yr：行地層流紋岩

(1) F－1断層（図－39）

i) リニアメントおよび地形

F－1断層付近には，L－1のリニアメントが認められる。

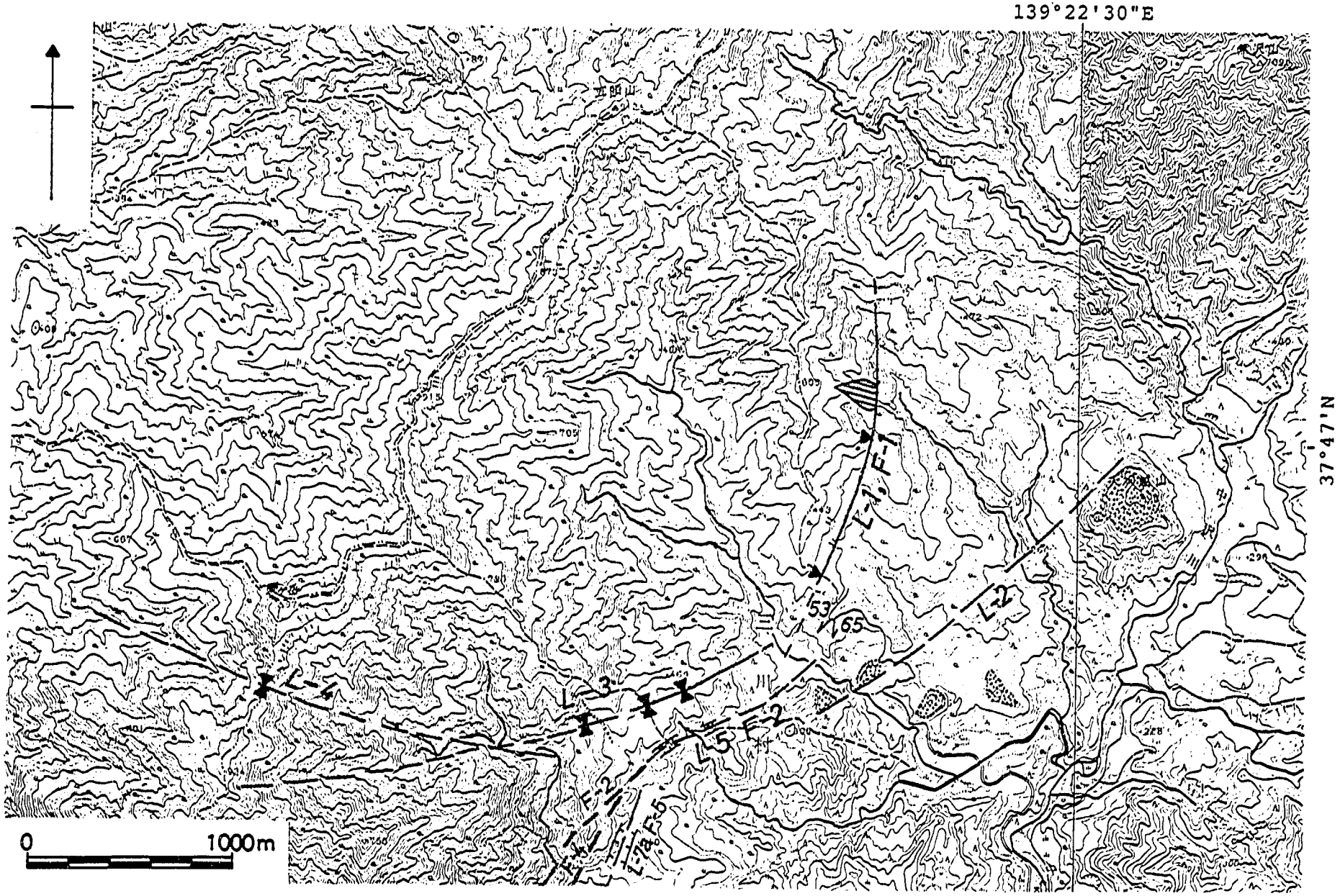
L－1は調査地北部の五頭山地中に認められる長さ1.8㎞の北北東－南南西方向のリニアメントで，直線崖，三角末端面，直線谷，鞍部および高度不連続部を結んで得られる明瞭なリニアメントである（写真－



写真－53　　L－1付近の地形

ii) 断層および地質

L－1沿いには，断層露頭は認められなかった。しかし，L－1を境に西側の五頭花崗岩類と東側の行地層流紋岩質凝灰岩とが明瞭に境されることから断層を推定した。この断層をF－1断層とした。地質分布の差は地形にも現われている（図－21）。



図－39　L－1（F－1），L－2，L－3，L－4およびL－5（F－2）の位置

国土地理院発行２万５千分の１地形図「出湯」，「東赤谷」を使用した。

(2) F－2断層（図－39）

i）リニアメントおよび地形

F－2断層付近には，L－5のリニアメントが認められる。

L－5はL－1の南連続部付近に認められる長さ1.0㎞の東北東－西南西方向のリニアメントである。L－5は凹地形，鞍部，高度不連続部を結んで得られ，ややS字状に湾曲し，やや明瞭なリニアメントである。L－5を挟んで西側は急傾斜山地であるが，東側は緩やかな地形を呈する。

ii）断層および地質

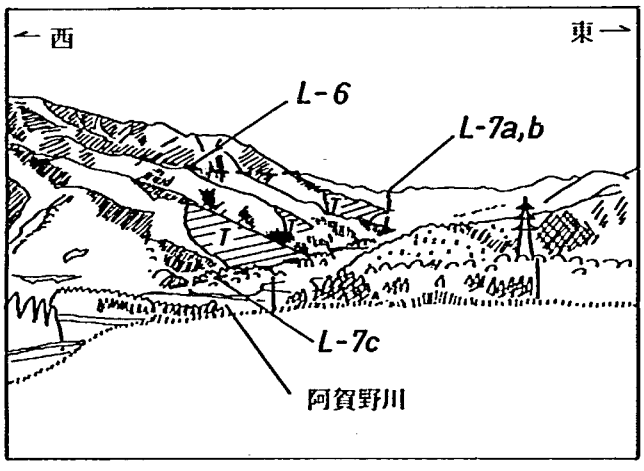
L－5沿いには，断層露頭は認められなかった。しかしL－1同様，L－5を境に西側の五頭花崗岩類と東側の行地層流紋岩質凝灰岩とが明瞭に境されることから断層を推定した。この断層をF－2断層とした。地質分布の差は，地形にも現われている。（図－21）。

(3) F－3断層（図－40）

i）リニアメントおよび地形

F－3断層付近には，L－6のリニアメントが認められる。

L－6は石戸川西側の五頭山地中に認められる長さ1.6㎞の北東－南西方向のリニアメントである。鞍部，高度不連続部を結んで得られ，やや明瞭である（写真－54）。



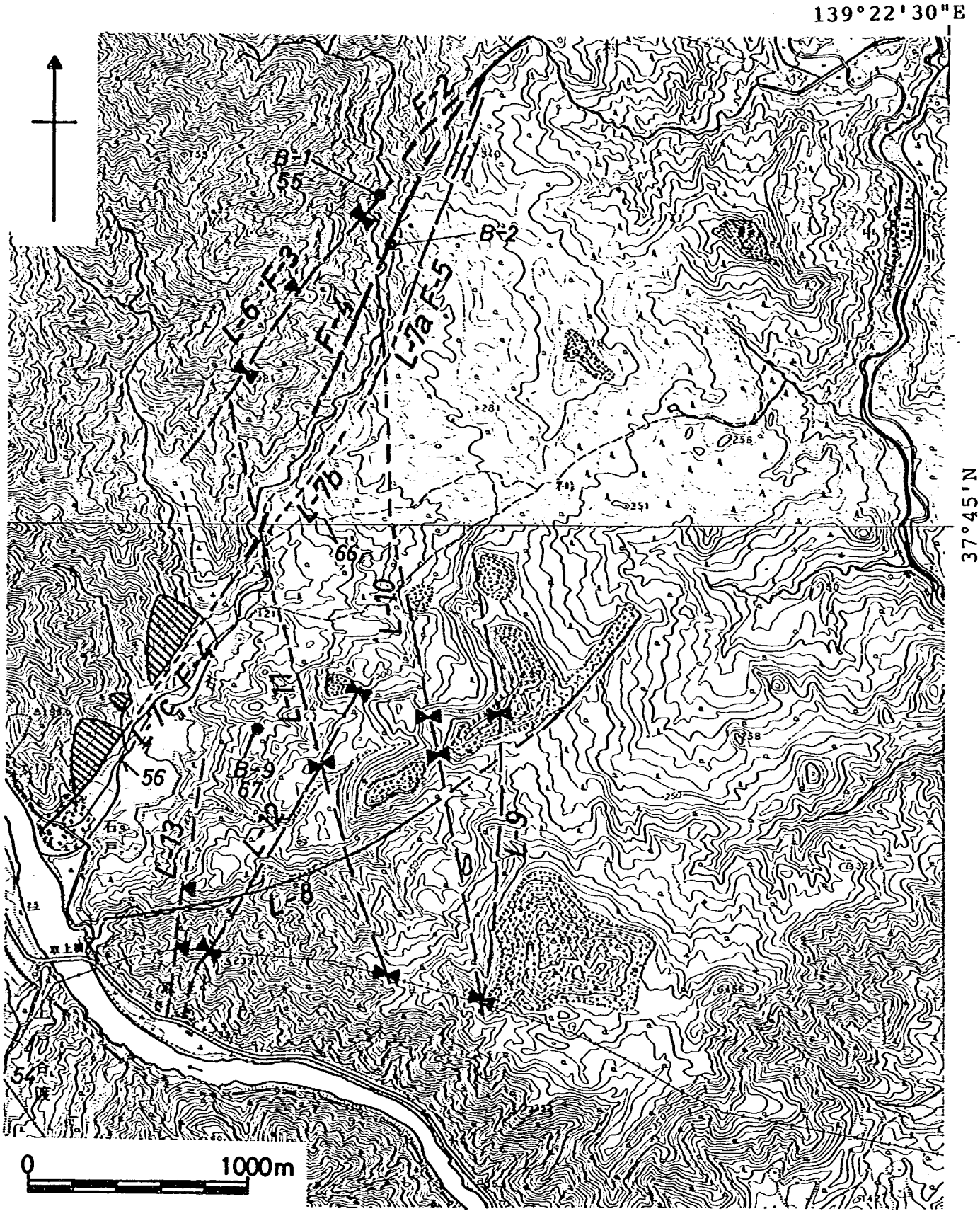
写真－54　　L－6，L－7付近の地形

L－7は五頭山地と低地との境界を通っている。阿賀野川付近の五頭山地斜面にはL－7cによる三角末端面(T)が形成されている。この末端面は写真－56でも確認できる。L－6は五頭山地中にみられる。

ii）断層および地質

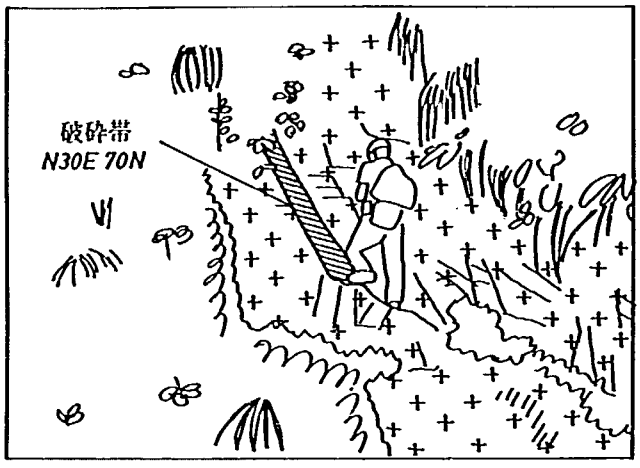
L－6は五頭花崗岩類分布域に位置しており，B－1地点に断層露頭が確認できる。

B－1に認められる断層は，写真－55に示すように五頭花崗岩類中にある。断層面はN30°W，70°Wを示し，断層の位置および方向はL－6と一致する。B－1を通り，L－6と一致する断層をF－3断層とした。



図－40　L－6（F－3），L－7（F－4，F－5），L－8，L－9，L－10，L－11，L－12
およびL－13の位置

国土地理院発行2万5千分の1地形図「出湯」,「馬下」を使用した。



写真－55　　F－3断層，B－1地点の断層露頭

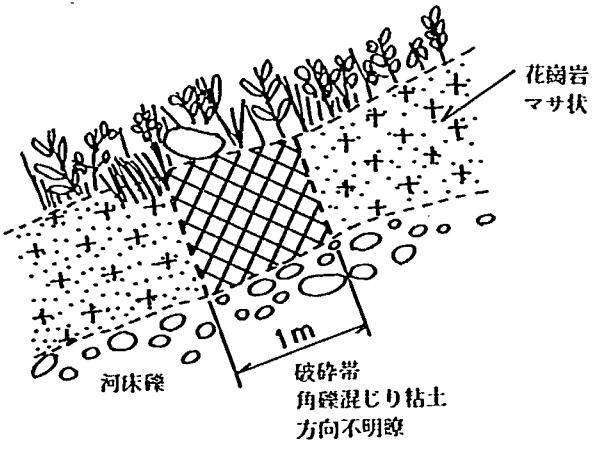
断層破砕帯は五頭花崗岩類中にみられる。断層の延長方向には鞍部が形成されている。破砕帯の幅は30cmで暗青色，幅1cmの粘土を含む。断層面に鏡肌，条線はない。

(4)　F－4断層（図－40）

i）リニアメントおよび地形

F－4断層付近には，L－7のリニアメントが認められる。

L－7は，リニアメントの明瞭度から北よりL－7a，L－7b，L－7cの3つに区分できる。長さはそれぞれ1.1km，1.3km，1.7km，方向はL－7aが北北東－南南西方向，L－7b・L－7cは北東－南西方向を示す。これらのリニアメントは，直線崖，三角末端面，直線谷，凹地形，鞍部，高度不連続部を結んで得られ，明瞭度はL－7aがやや明瞭，L－7bが不明瞭，L－7cが明瞭と識別される（写真－54，56）。L－7を挟んで西側は急傾斜な五頭山地からなるが，東側は緩やかな地形を呈する（写真－54）。



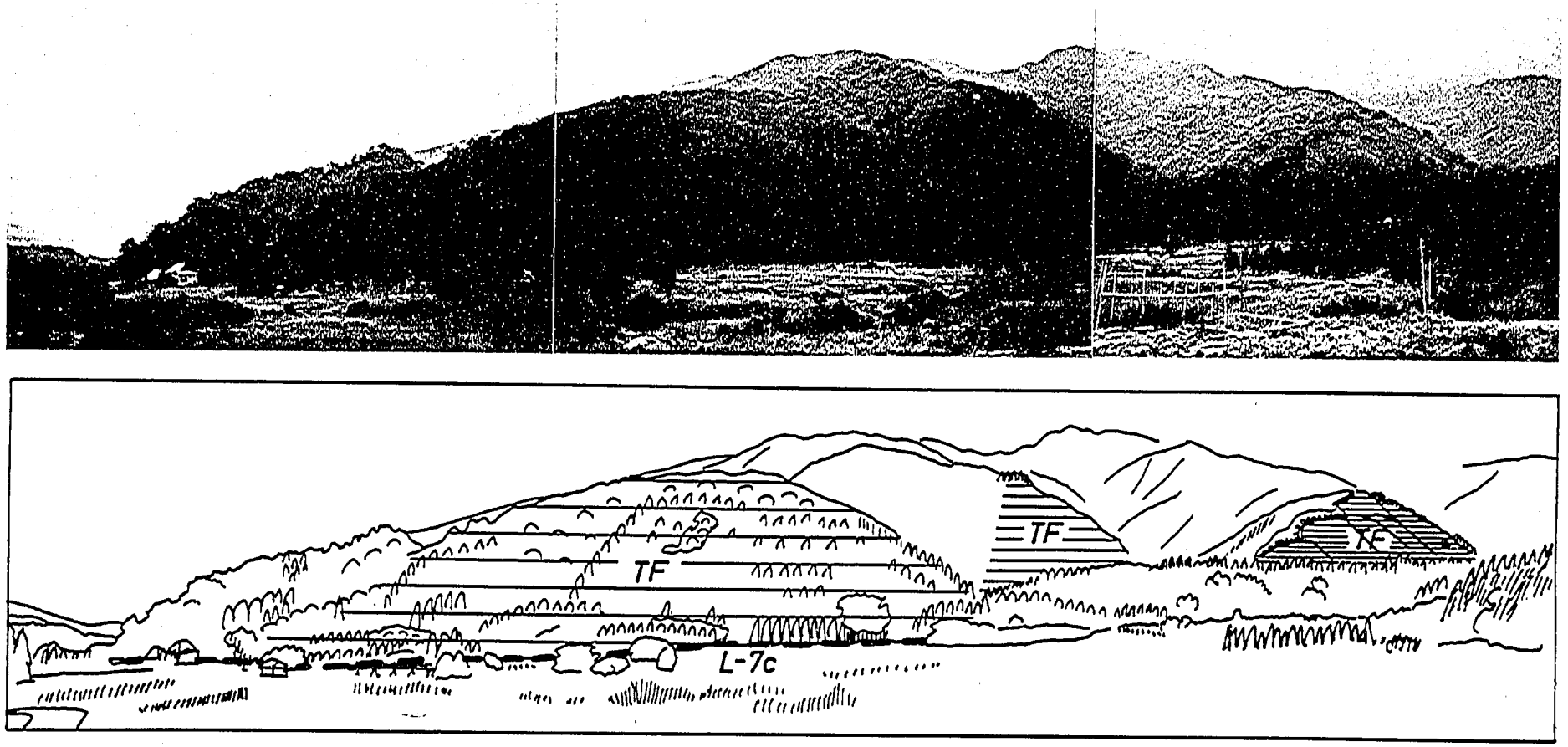
図－41　　F－4断層，B－2地点の断層露頭

五頭花崗岩類中に断層がある。断層面は不明瞭で方向は不明であるが，新鮮な花崗岩の分布からNNE－SSW方向と推定される。

ii）断層および地質

L－7沿いにはB－2地点に断層露頭が確認できる。

B－2に認められる断層は，五頭花崗岩類中に認められる破砕幅1mの断層である（図－41）。断層面は不明瞭であり破砕帯状を示すが，健岩露頭の分布からその方向は北北東－南南西方向と考えられる。同露頭付近ではリニアメントは認められない。B－2を通り，南部でL－7b，cと一致する断層をF－4断層とした。



写真－56　Ｌ－７ｃによって形成された三角末端面（ＴＦ）

中央の末端面を除いた残りは写真－54でも確認できる。

(5) F－5断層（図－40）

i) リニアメントおよび地形

F－5断層付近には，前述のL－7aのリニアメントが認められる。

ii) 断層および地質

L－7a沿いには，断層露頭は認められなかった。しかしL－1，L－5同様リニアメントを境に西側の五頭花崗岩類と東側の行地層流紋岩質凝灰岩とが境されることから断層を推定した。この断層をF－5断層とした。地質分布の差は地形にも現われている（図－21）。

(6) F－6断層，F－8断層（図－42）

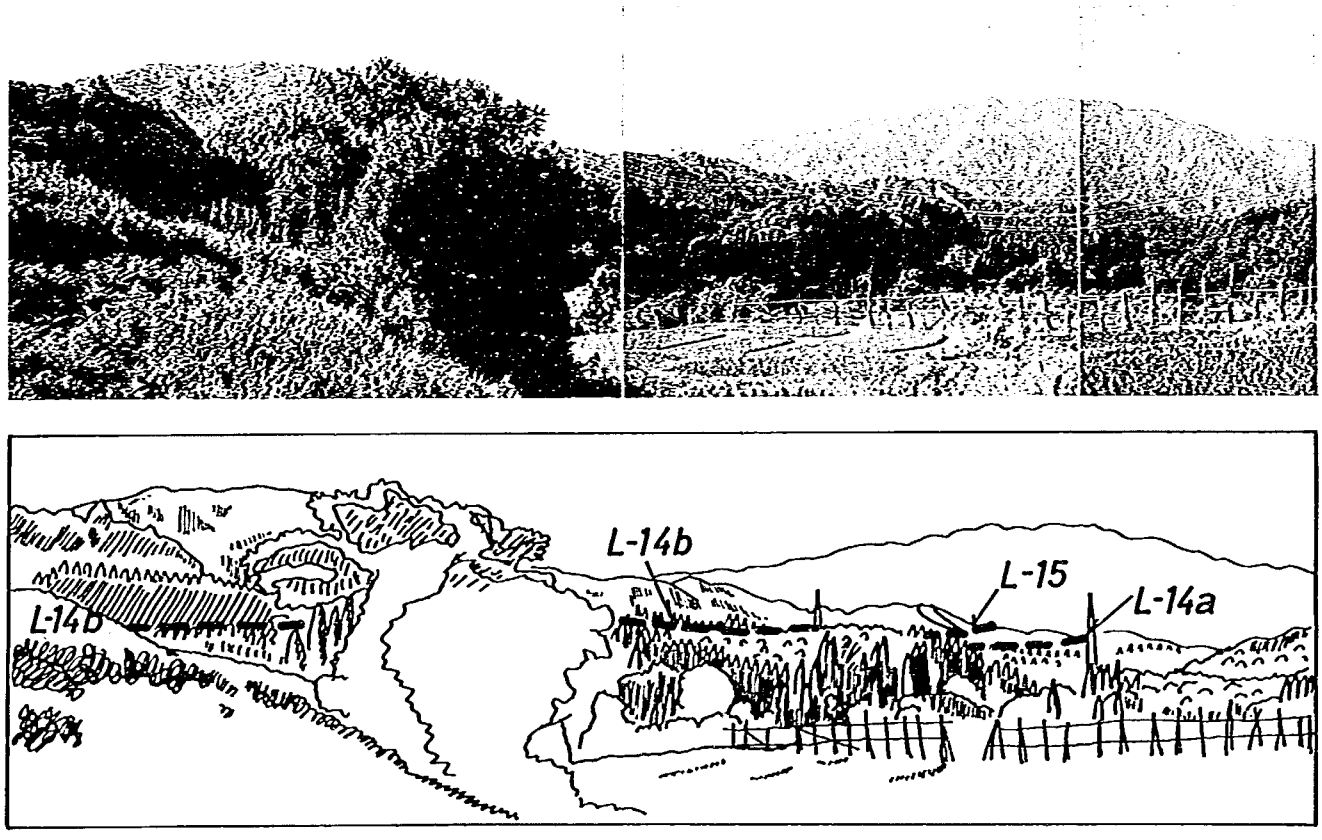
i) リニアメントおよび地形

F－6断層付近には，L－14のリニアメントが認められる。

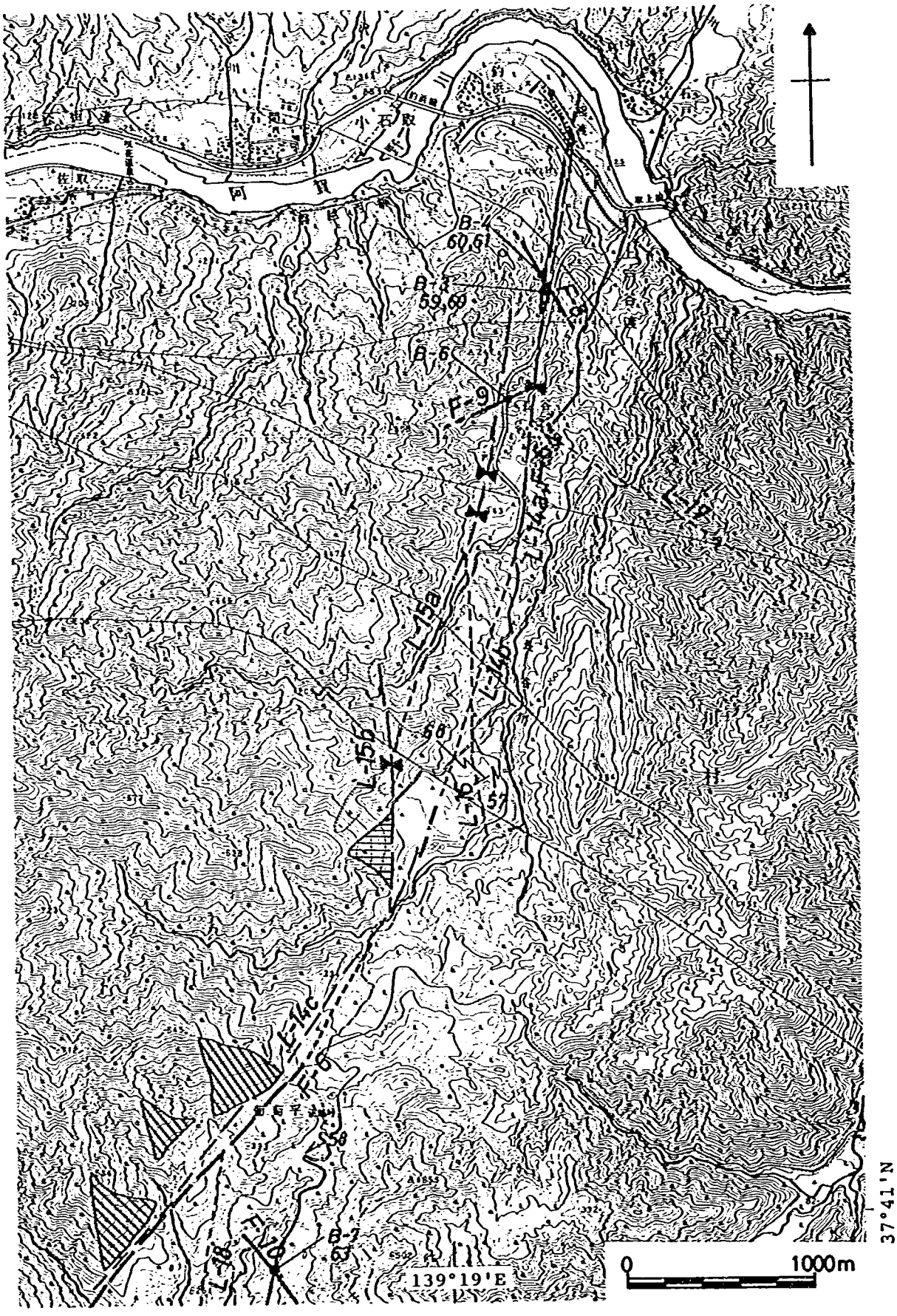
L－14は阿賀野川南岸から沼越峠付近にかけて発達する南北～北東－南西方向のリニアメントで，明瞭度から北よりL－14a，L－14b，L－14cの3つに区分される。長さはそれぞれ2.1㎞，1.3㎞，2.9㎞である。これらのリニアメントは，直線崖，三角末端面，直線谷，凹地形，鞍部，高度不連続部を結んで得られ，明瞭度はL－14aがやや明瞭，L－14bが不明瞭，L－14cがやや明瞭と識別される（写真－57，58）。L－14の西側は菅名岳を頂とする急傾斜な山地からなるが，東側は緩やかな凹状地形を呈する。

ii) 断層および地質

L－14沿いにはB－3およびB－4地点に断層露頭が確認できる。

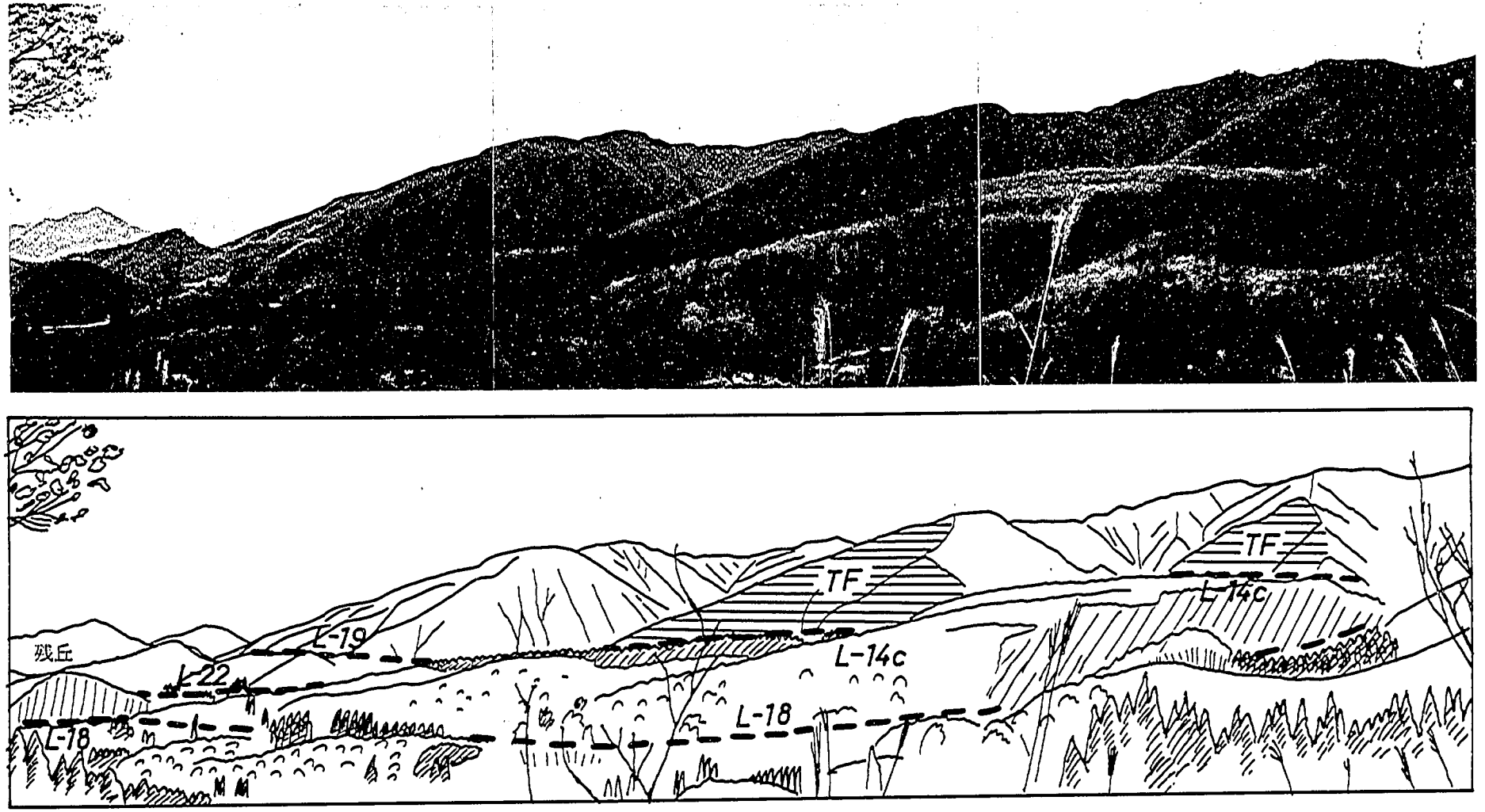


写真－57　　L－14，15付近の地形



図－42　L－14（F－6），L－15，L－16，L－17およびL－18の位置

国土地理院発行２万５千分の１地形図「馬下」を使用した。

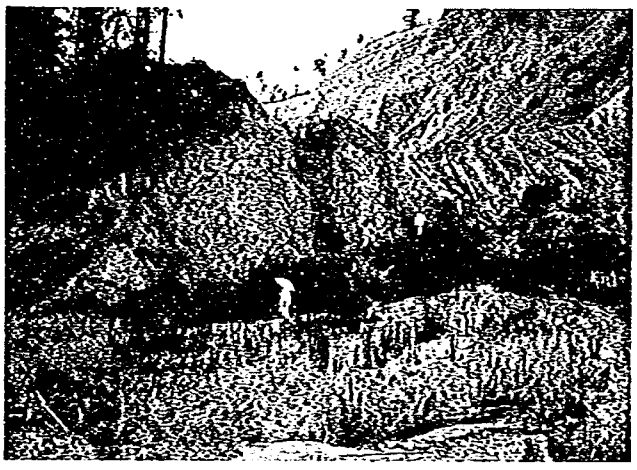


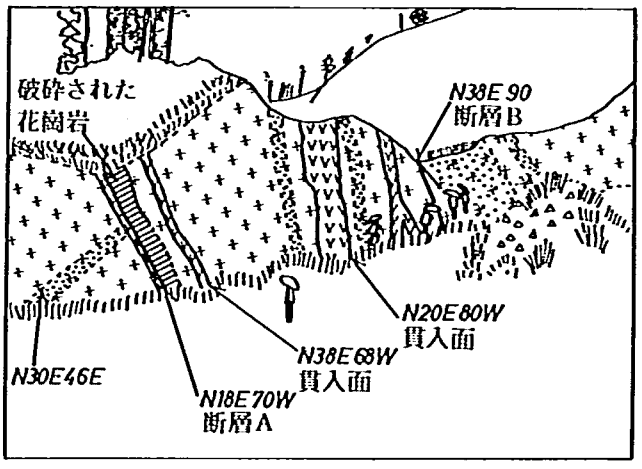
写真－58　Ｌ－14，18，19，22付近の地形

Ｌ－14ｃによって三角末端面（ＴＦ）が形成されている。また，Ｌ－22，18付近には残丘状地形がみられる。

B－3に認められる断層は，写真－59，60に示すように，五頭花崗岩類中に発達するN18°E，70°Wの断層である。破砕幅は20～35cm，粘土幅は3～8cmである。破砕は断層の上盤側で顕著であり，また断層の西側（上盤側）10数mの間には，断層と同方向のせん断帯や小断層および脈岩が多く発達している。断層の位置および方向は，L－14と一致する。

L－14（a，b，c）を境に両側の分布地層が明瞭に異なっており，西側には五頭花崗岩類と古生界とが，東側には行地層と一部五頭花崗岩類とが分布する。以上のことからB－3を通り，L－14に一致する断層をF－6断層とした。





写真－59　　F－6断層，B－3地点の断層露頭

五頭花崗岩類中に断層および輝緑岩の貫入がみられる。断層Aには幅20～35cm程の破砕帯と幅3～8cmの粘土層がある。この断層の位置をL－14aが通っている。輝緑岩の貫入方向も断層とほぼ一致し，貫入面はいずれも破砕されている。なお，断層Aには鏡肌が認められる。写真－60参照。

B－4に認められる断層は写真－60，61に示すように，高位段丘堆積層と考えられる砂層，砂礫層中に2本発達しており，代表される断層面の走向傾斜はN30°W，65°Nである。いずれも正断層である。露頭は急崖のため直接確認できないが，垂直変位量はそれぞれ概ね2m程度である。断層面は高位段堆積層の下位に分布する五頭花崗岩類中では不明確である。この断層をF－8a，8b断層とした。リニアメントは認められず，また断層の連続性も不明である。F－8断層はF－6断層に45°程度斜交するが，F－6断層の活動にともなう副次的な断層の疑いもある。

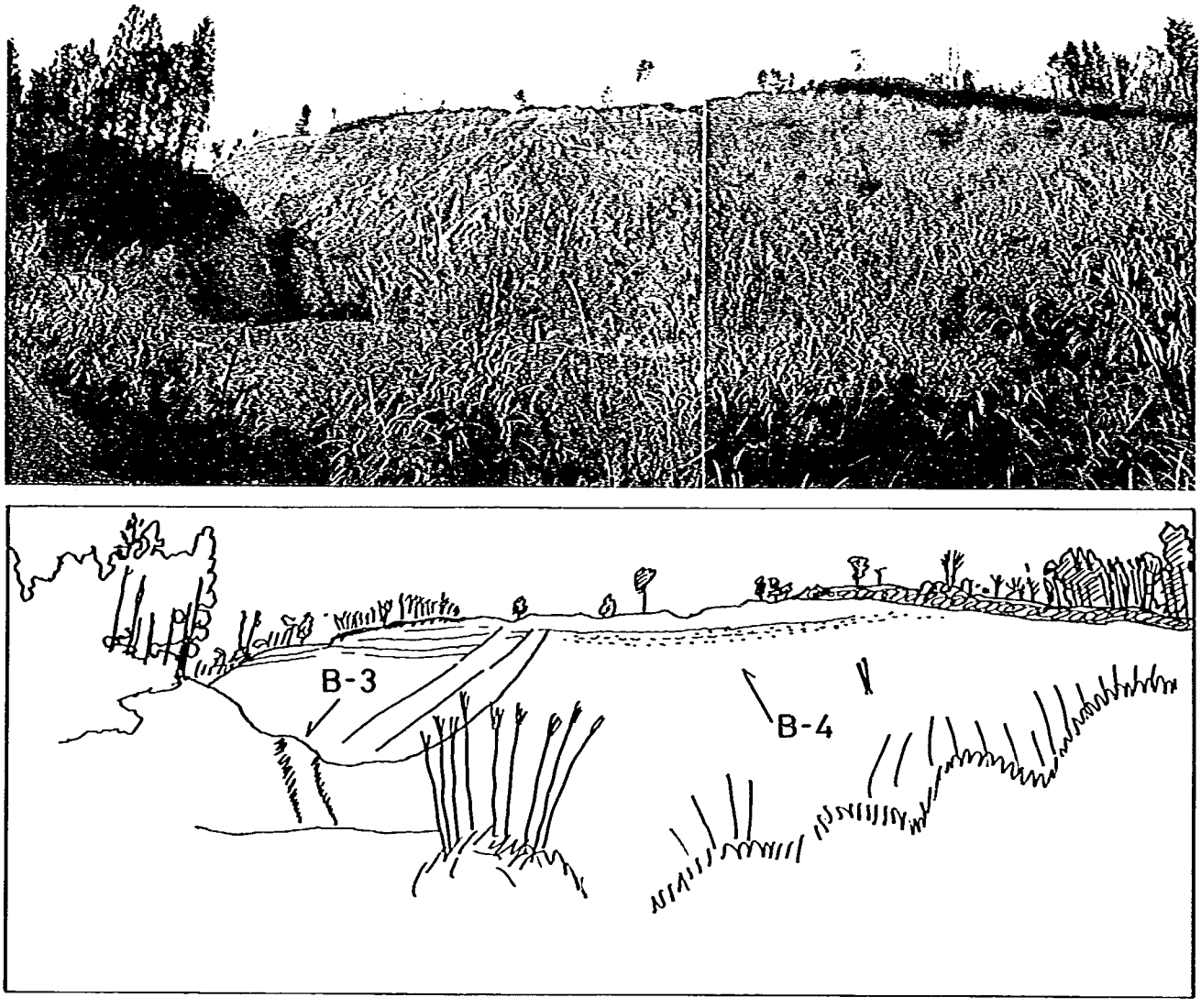
(7)　F－7断層（図－43）

F－7断層はF－6断層と連続するが，ここではリニアメントとの関係上，便宜的に区分して記載する。

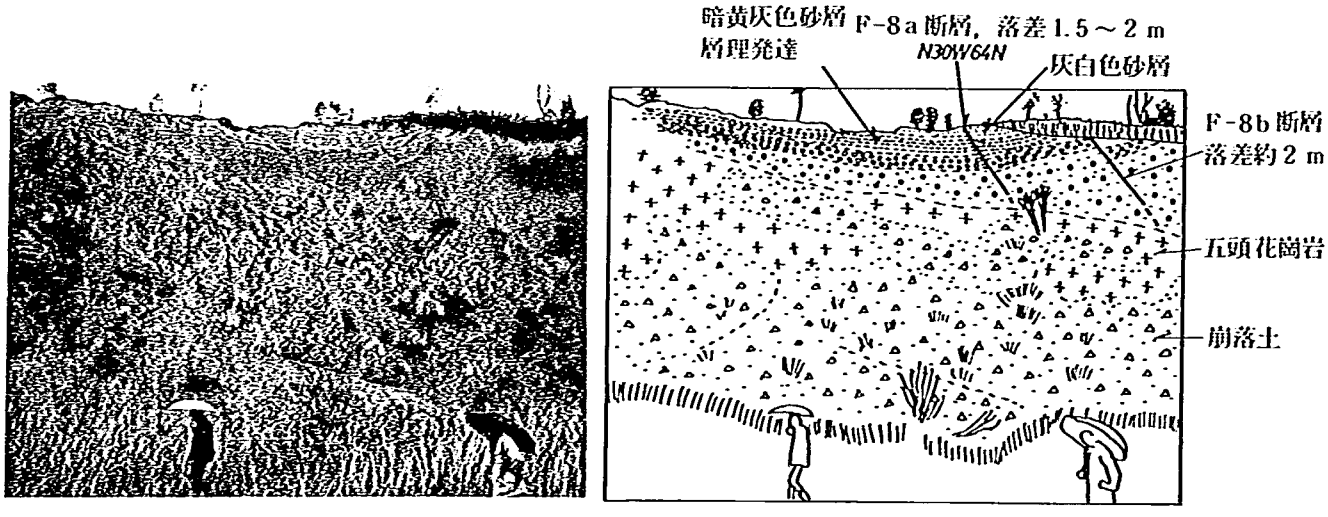
i）リニアメントおよび地形

F－7断層付近には，L－19，L－20およびL－21のリニアメントが認められる（写真－58，62）。

調査地南部の早出川をはさんで北側にはL－19，L－20が，南側にはL－21が認められる。長さはそれぞれ2.8km，1.5km，1.4km以上（南限未判読）である。これらのリニアメントは，三角末端面，直線谷，

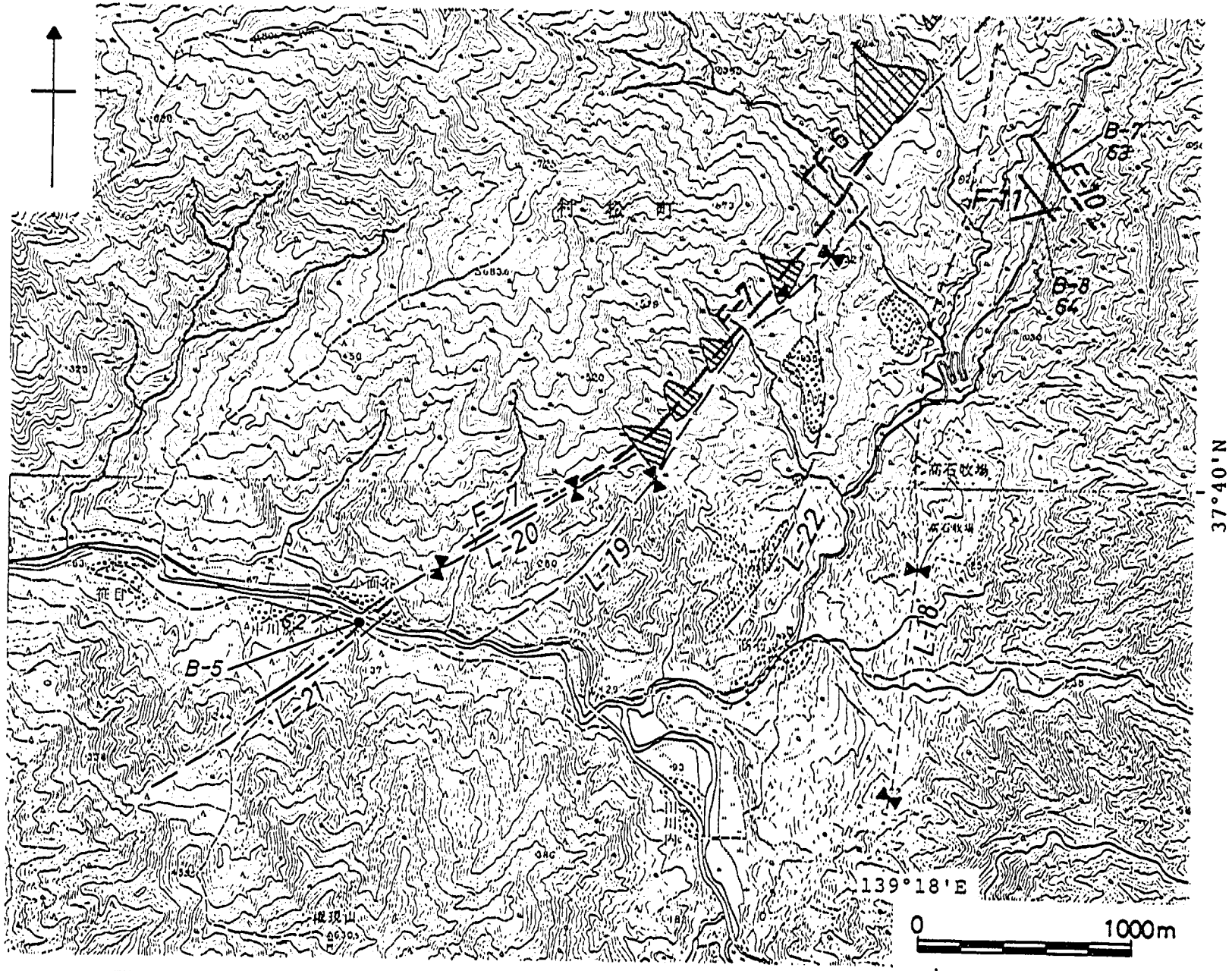


写真－60　　F－6断層，B－3地点，F－8断層，B－4地点の遠景



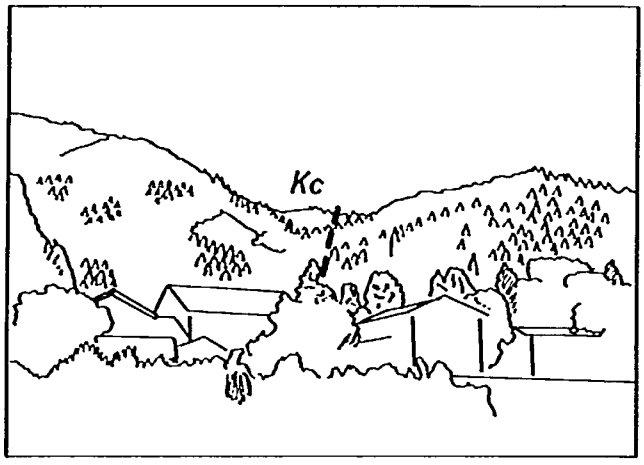
写真－61　　F－8断層，B－4地点の断層露頭

五頭花崗岩類の上にのる段丘堆積物1が断層により切られている。断層は花崗岩の中では不明瞭となる。露頭の高さは50～60mある。砂礫層はかなり風化を受けており，不淘汰でしまりもよくない。礫は花崗岩，頁岩，砂岩，流紋岩が多い。写真－60参照。



図－43　L－18，L－19（F－7），L－20（F－7），L－21（F－7），F－10およびF－11の位置

国土地理院発行２万５千分の１地形図「馬下」，「高石」を使用した。



写真－62　　L－20付近の地形

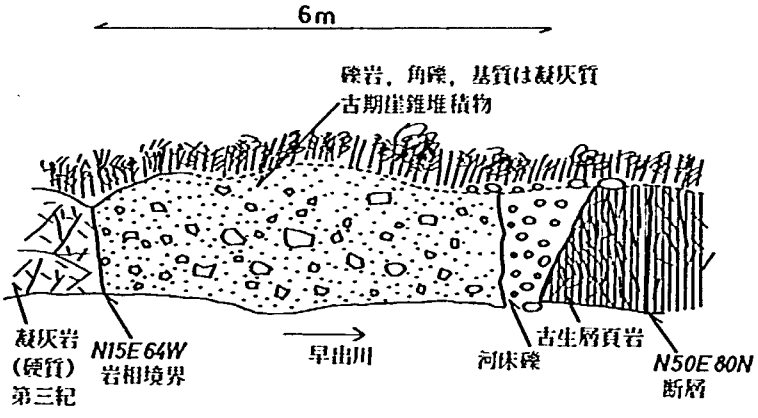
鞍部部分（Kc）をL－20が通っている。

鞍部，高度不連続部を結んで得られるやや明瞭なリニアメントである。3本のリニアメントは雁行状に配列する。

ii）断層および地質

L－19，L－20およびL－21を結んだ線を境に，両側の分布地層が明瞭に異なっている。西側には五頭花崗岩類，古生界が，東側には行地層と流紋岩が分布する。また，B－5地点では直接第三系と古生界の境界部を確認することはできなかったが（図－44），同露頭付近にはリニアメント方向の断層が多く発達する。このようなことからL－19の北部部分とL－20およびL－21を結んだ線付近にF－7断層を推定した。F－7断層はF－6断層と連続している。

なお，L－19の南部部分は流紋岩岩脈の東端部に位置することから，リニアメントの成因は地層の硬軟の差による差別侵食と考えられる。



図－44　　F－7断層，B－5地点の露頭

この露頭では第三紀中新世行地層の凝灰岩，古期崖錐堆積物と古生層の頁岩がみられる。両者の関係は，境界付近が侵食され河床礫に覆われているために不明である。しかし，他の早出川の北方地域では，行地層と古生層との境界は直線的であり断層の可能性が強い。この露頭では古生層頁岩中に断層が認められ，リニアメント（L－20，21）の方向とも一致している。この断層の破砕部は固結しており，最近の活動によって形成されたものとは考えにくい。なお，周辺の古生層中には同方向の断層が数カ所認められる。

(8)　F－9断層（図－42）

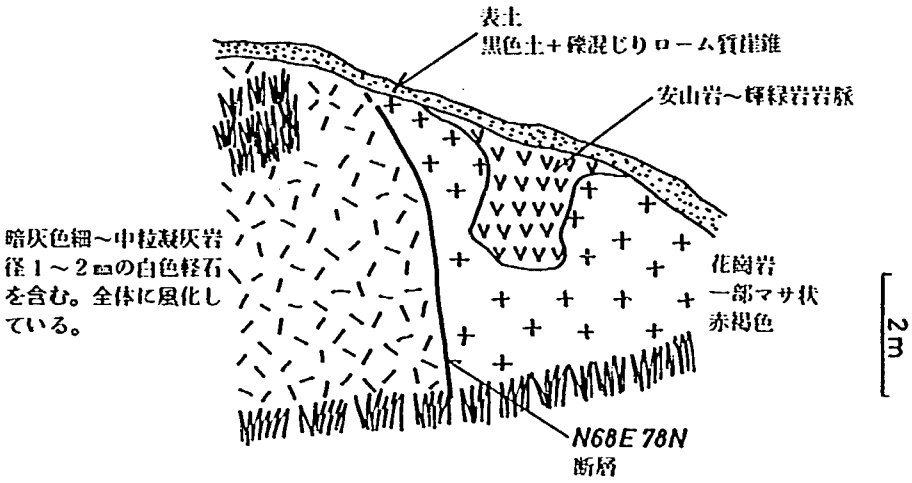
i）リニアメントおよび地形

F－9断層付近には，同方向のリニアメントは認められない。

ii）断層および地質

B－6地点では行地層流紋岩質凝灰岩

と五頭花崗岩類との境界部にN68°E, 78° Nの断層が認められている（図－45）。破砕部には，1～1.5㎝の粘土をともなっている。この断層をF－9断層とした。断層の連続性は不明である。



図－45　F－9断層，B－6地点の断層露頭

行地層流紋岩質凝灰岩と五頭花崗岩類とが断層によって接している。断層は幅1～1.5㎝の粘土をともなっている。

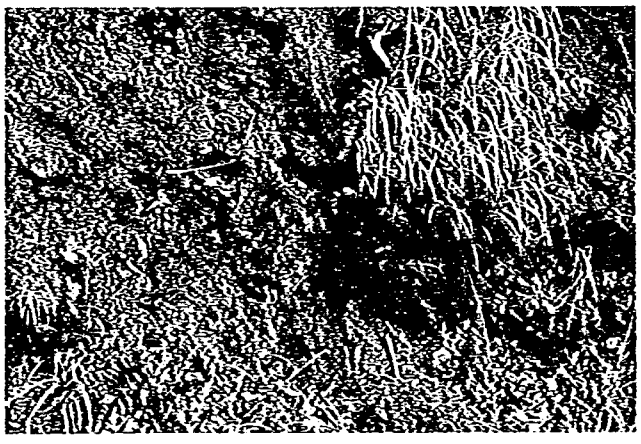
(9)　F—10断層（図－42，43）

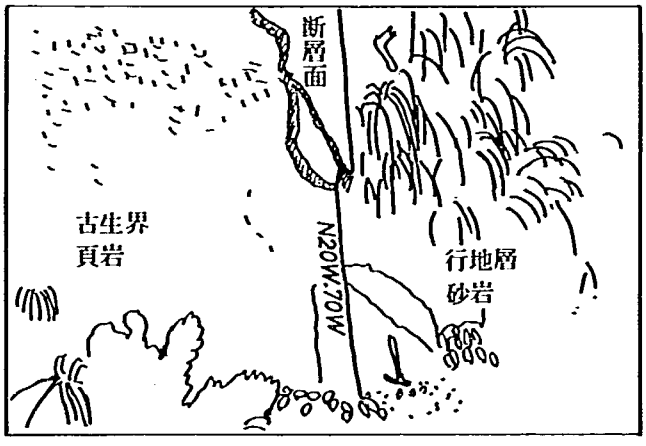
i）リニアメントおよび地形

F－10断層付近には，同方向のリニアメントは認められない。

ii）断層および地質

B－7地点では古生界と行地層の砂岩との境界部にN20°W, 70°Wの断層が認められる。破砕部は5～7㎝でシルト質砂状物質をともなう（写真－63）。行地層中には同方向の断裂が発達する。この断層をF－10断層とした。断層の連続性は不明である。





写真－63　F－10断層，B－7地点の断層露頭

破砕帯の幅は5～7㎝である。

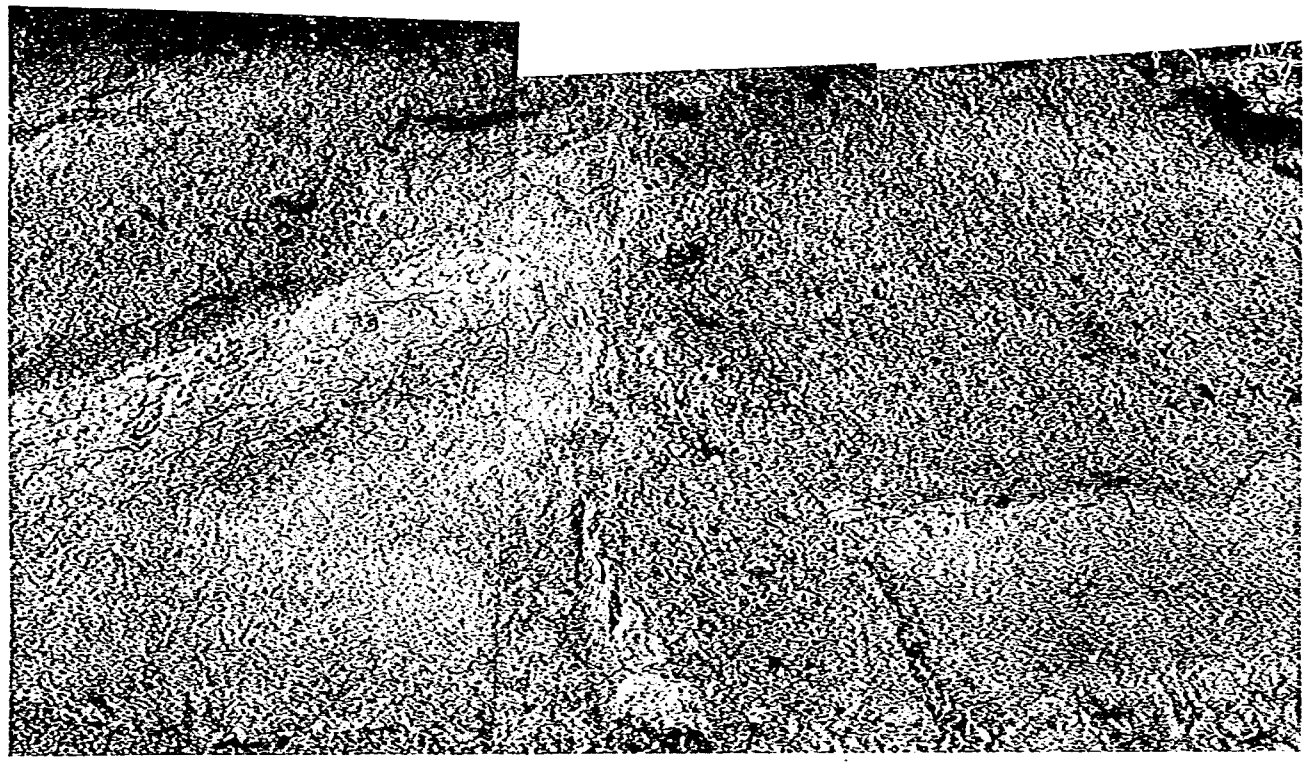
(10)　F－11断層（図－43）

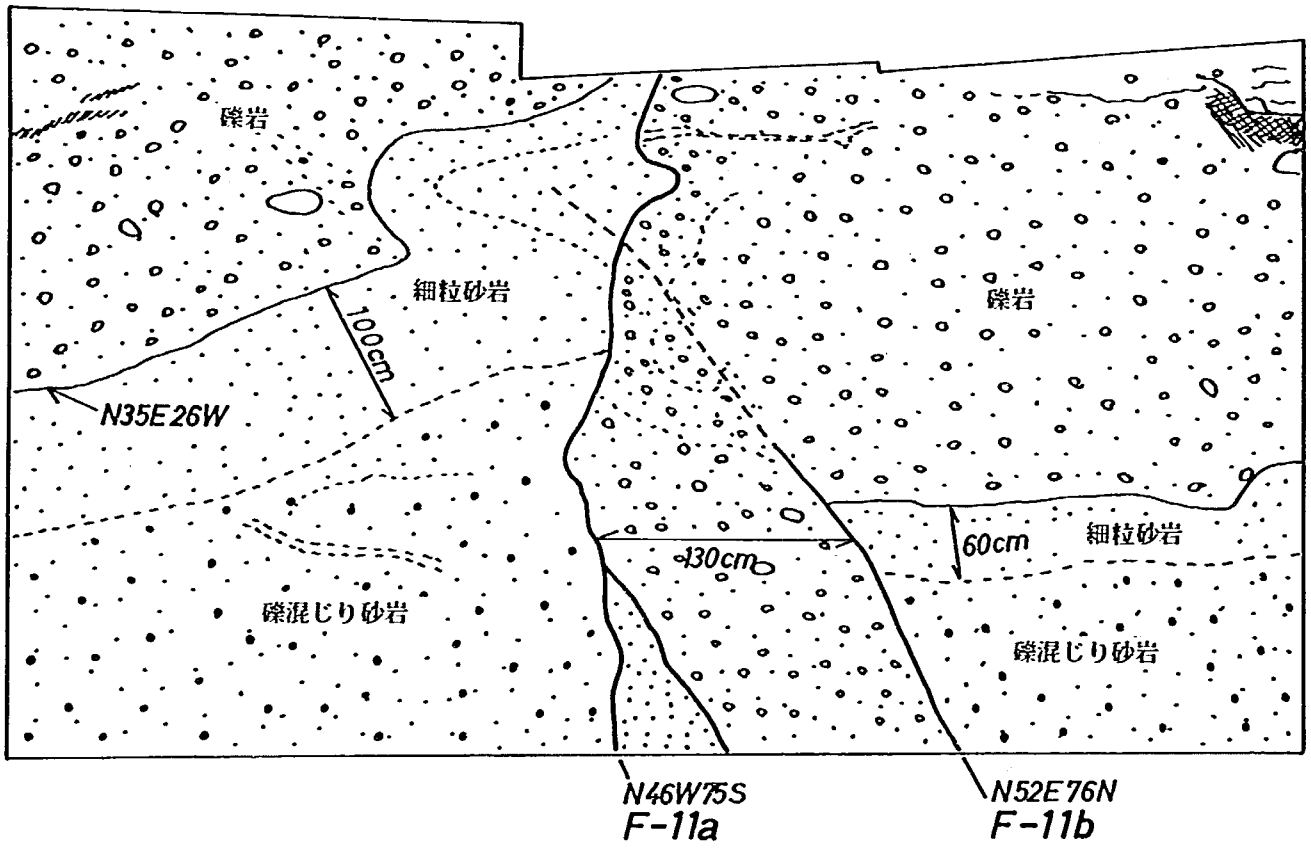
i）リニアメントおよび地形

F－11断層付近には，同方向のリニアメントは認められない。

ii）断層および地質

B－8地点では行地層中にN46°W, 75°SとN52°E, 76°Nの断層が認められる（写真－64）。破砕部はいずれも2～3㎝でシルト質砂状物質をともなう。この断層をF－11a，11b断層とした。断層の連続性は不明であ





写真－64　F－11断層，B－8地点の断層露頭

2つの断層（F－11a，b）が行地層を切っている。断層面は密着し，1～2㎜の褐鉄鉱が生じ，やや硬質になっている。礫岩中の礫は最大径30㎝でチャート，頁岩，砂岩，流紋岩よりなる。礫混じり砂岩の円礫は直径0.5～1㎝である。

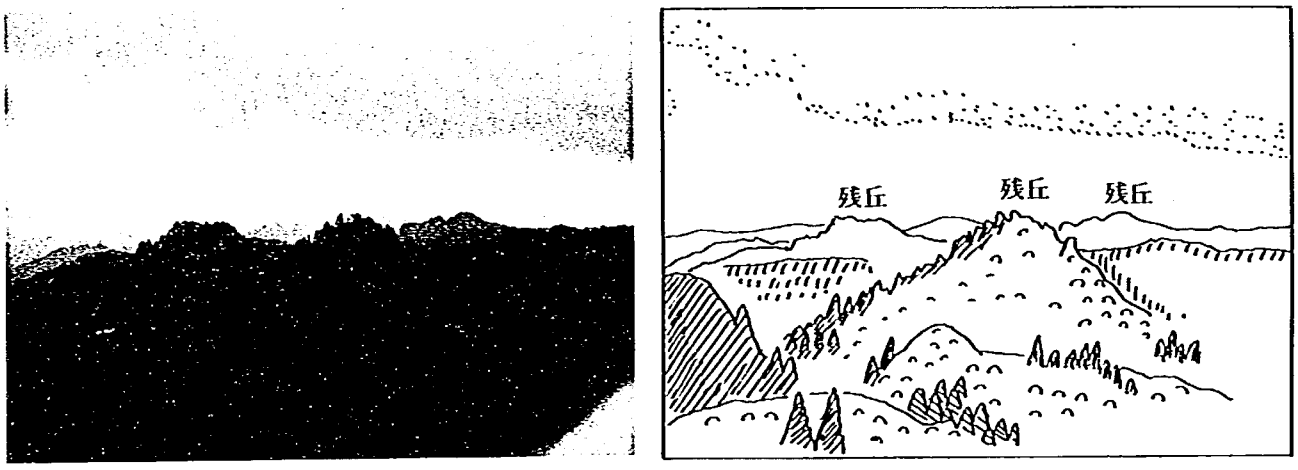
る。なお，F－11a断層の断層面は写真－64のように，かなり不規則である。

(11) 成因の不明なリニアメント

成因の不明なリニアメントは，L－2～L－4，L－8～L－13，L－15～L－18およびL－22の14本である。以下，北部より順にリニアメントの認定根拠および地質について概説する。

i) L－2（図－39）

L－2はL－1の東側に認められる長さ2.0㎞の北東－南西方向のリニアメントである。L－2は鞍部，高度不連続部を結んで得られるやや明瞭なリニアメントであり，緩傾斜地形部に発達する。リニアメント沿いには残丘状地形が発達する（写真－65）。



写真－65　行地層流紋岩質凝灰岩中に認められる溶岩（一部貫入岩？）の残丘状地形

L－2は行地層分布域に位置するリニアメントであるが，リニアメント付近には露頭がなく断層露頭は認められない。また地層の分布からも断層の存在は認められなかった。

リニアメント沿いには行地層流紋岩溶岩が残丘状に分布することから，リニアメントは地層の硬軟の差による差別侵食によって形成されたと考えられる。

ii) L－3，L－4（図－39）

L－3，L－4は五頭山地の菱ケ岳付近に認められる長さ2.6㎞，2.5㎞の東西方向のリニアメントである。L－3は直線谷，鞍部，横ずれ谷，高度不連続部を結んで得られる明瞭～やや明瞭なリニアメントである。菱ケ岳付近よりL－4に沿って東へ流下する石戸川は，L－4の東端部で流路を変え，南流して阿賀野川に合流する。この河川の屈曲はL－4の変位地形の可能性がある。

L－3，L－4は五頭花崗岩類分布域に位置するリニアメントであるが，リニアメント付近には断層露頭は認められず，また地層の分布からも断層の存在は認められなかった（L－3，L－4の東部のみ地質概査を実施した）。リニアメントの成因は不明である。

iii) L－8，L－9，L－10，L－11，L－12，L－13（図－40）

L－8は石戸川東側に認められる長さ3.0㎞の北東－南西方向のリニアメントである。L－8は直線崖，直線谷，高度不連続部を結んで得られる明瞭なリニアメントである。リニアメント沿いには残丘状地形

が連続する。

L－9はL－8にほぼ直交する長さ2.1㎞の南北方向のリニアメントである。L－9は直線谷，鞍部および高度不連続部を結んで得られるやや明瞭なリニアメントである。リニアメントに沿って残丘状地形が認められる（写真－66）。

L－10，11は長さそれぞれ4.8㎞，2.8㎞の南北性のリニアメントである。両リニアメントは，直線崖，直線谷，鞍部，横ずれ谷，高度不連続部を結んで得られる明瞭～やや明瞭なリニアメントである。リニアメント沿いには残丘状地形が認められる（写真－66）。これらのリニアメントは，石戸川を湾曲，屈曲させており，L－11は石戸川を左横ずれ的に300 m屈曲させている。

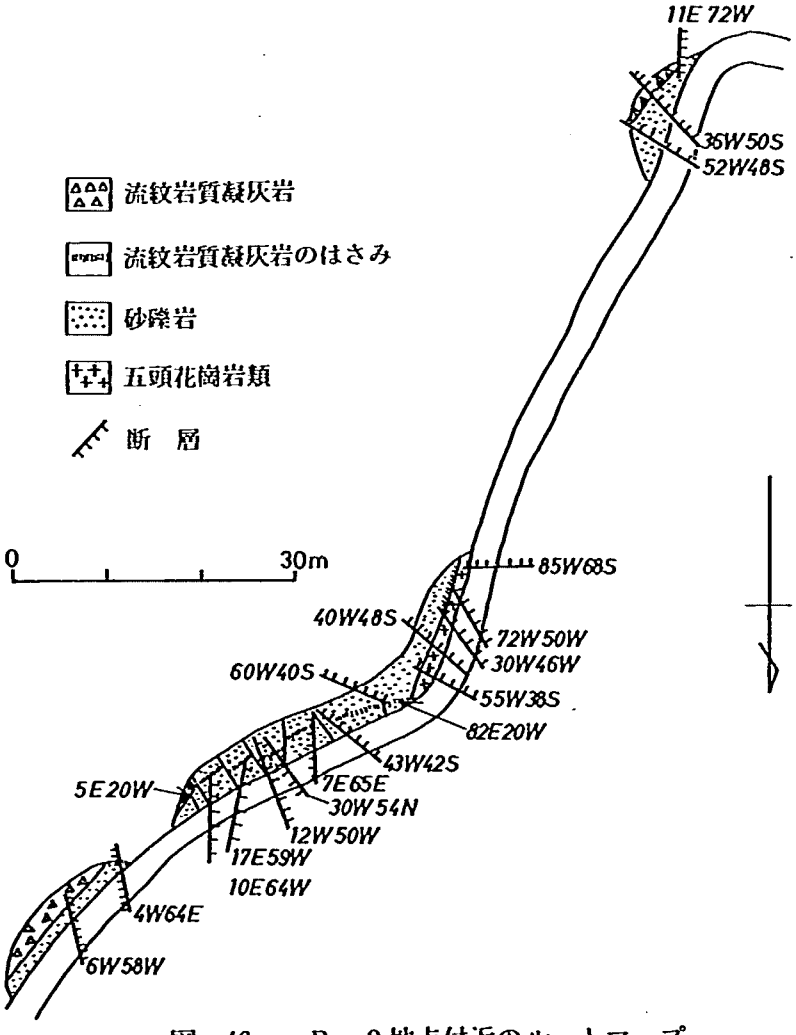
L－12，L－13は阿賀野川北岸付近に認められる南北方向のリニアメントであり，長さはそれぞれ1.6㎞，1.2㎞である。L－12，L－13は直線谷，鞍部，横ずれ谷（L－12に限る）および高度不連続部を結んで得られるやや明瞭なリニアメントである。L－12はL－8沿いの河川を左横ずれ的に約100 m屈曲させている。

これらのリニアメントは行地層中に位置するが，断層露頭は発見できなかった。L－13を除き，リニアメント沿いには行地層流紋岩熔岩が残丘状に分布することから，地層の硬軟の差による差別侵食地形である可能性もあるが，L－10，11，12には横ずれ谷等が認められることから断層の疑いは残っている。

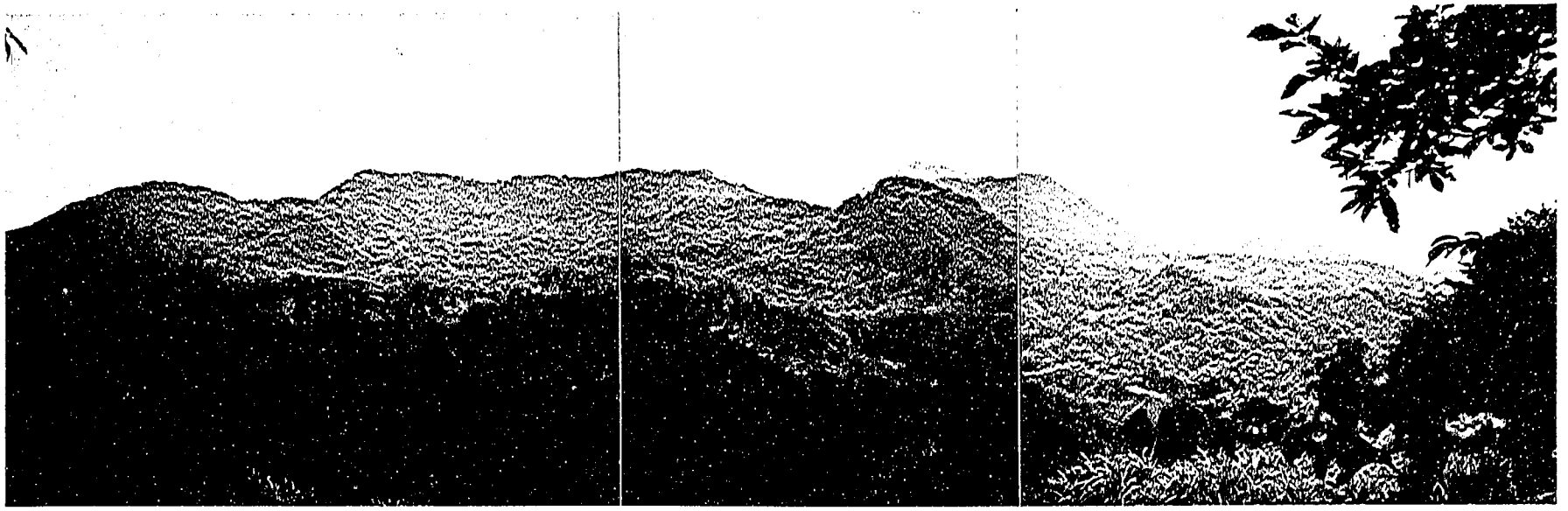
なお，L－11とL－13の間のB－9地点には，図－46，写真－67に示したように五頭花崗岩類上に不整合関係で行地層の砂岩，礫岩および流紋岩質凝灰岩が分布する。同露頭付近には，ステップ状の正断層などの小断層が多数発達する。北西－南東方向を示すものが大部分であり，沼越峠断層方向の断層は認められず，位置的には離れているが，L－11方向の断層群が主体をなしている。

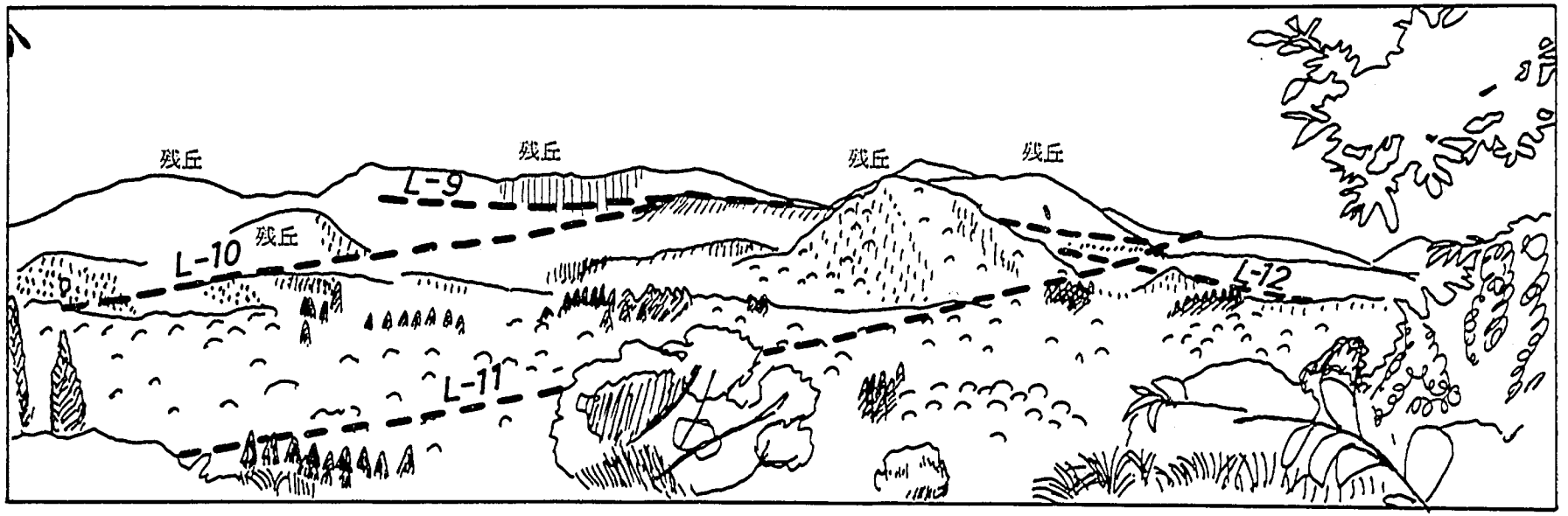
iv）L－15（図－42）

L－15は菅名岳を頂とする急傾斜な山地と東側の緩やかな凹状地形の境界部付近に認められる南北方向のリニアメントである。方向性の違いから北部のL－15aと南部のL－15bに区分される。長さはそれぞれ2.5㎞，1.3㎞で直



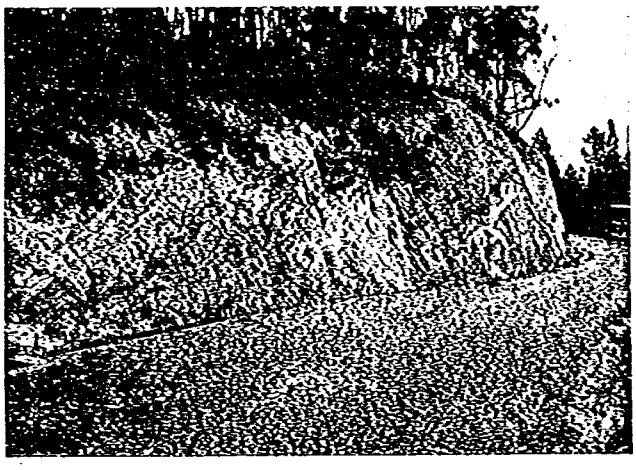
図－46　B－9地点付近のルートマップ

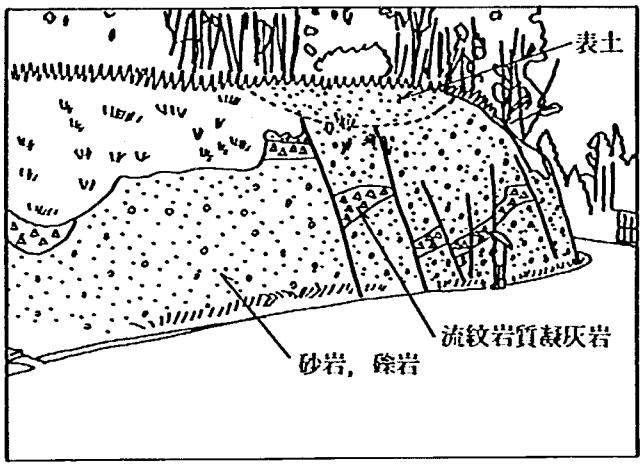




写真－66　L－9～12付近の地形

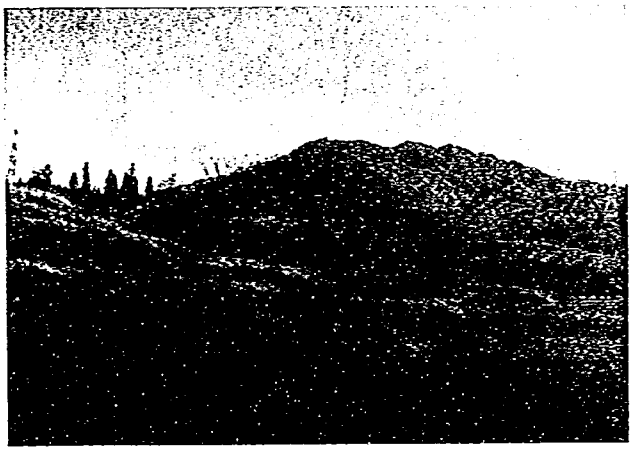
これらのリニアメントの周辺には，残丘状地形が発達している。リニアメントも差別侵食によって形成された可能性が強い。

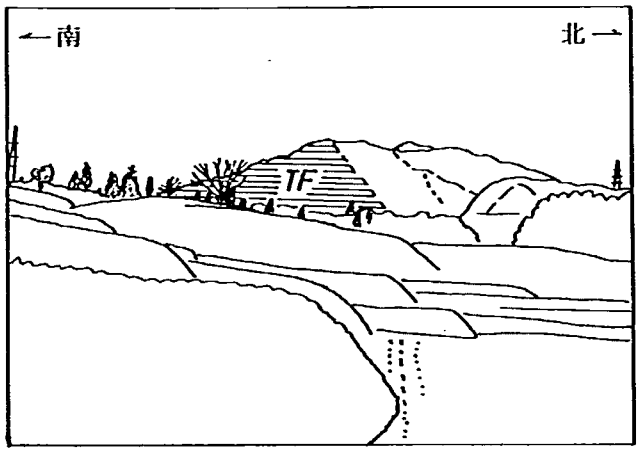




写真－67　　B－9地点の断層露頭（L－11とL－13の間）

行地層の砂岩，礫岩，流紋岩質凝灰岩の中にEW方向の小断層が発達している。凝灰岩は粘土化が著しい。
図－46参照。





写真－68　　L－15bによる三角末端面（TF）

線崖，三角末端面，直線谷，鞍部および高度不連続部を結んで得られる明瞭なリニアメントである（写真－68）。

L－15は五頭花崗岩類中に位置するリニアメントであるが，同方向の断層露見は発見できなかった。このリニアメントの北端部には同方向の岩脈が認められることから，断層の可能性はある。

V）L－16，L－17（図－42）

L－16はL－15bと平行に長谷川沿いの凹地形部に認められる長さ1.5㎞の南北方向のリニアメントである。リニアメントは凹地形，鞍部および高度不連続部を結んで得られ，不明瞭である。

L－17は長谷川東側の山地中に認められる長さ1.8㎞の東西方向のリニアメントで，直線谷によって識別される不明瞭なリニアメントである。そのほか鞍部，横ずれ谷および高度不連続部をともなう。

L－16は行地層泥岩中に，L－17は主に五頭花崗岩類中に位置するリニアメントであるが，断層露頭は認

められず，リニアメントの成因は不明である。

vi) L－18（図－42，43）

L－18は沼越峠南側に認められる長さ3.7㎞の南北方向のリニアメントである（写真－58）。L－18は直線崖，鞍部および高度不連続部を結んで得られる不明瞭なリニアメントである。

L－18は行地層中に位置するリニアメントであるが，断層露頭は確認できなかった。また，地層境界とも合致しないため，リニアメントの成因は不明である。

vii) L－22（図－43）

L－22は早出川北側に認められる長さ1.8㎞の，南北から北東－南西方向にやや湾曲して発達するリニアメントである。リニアメントは高度不連続部を結んで得られ，やや明瞭であり，残丘状地形が連続的に発達する（写真－58）。

L－22はL－19の南部部分同様流紋岩岩脈の東端部に相当することから，リニアメントの成因は，地層の硬軟の差による差別侵食と考えられる。

(12) 沼越峠断層のまとめ

活断層研究会（1980）によれば，沼越峠断層は高度不連続，鞍部の連続から長さ16㎞，確実度IIのB級活断層とされている。高度不連続部は新潟県（1977）の花崗岩と津川層（本調査の行地層）の間の断層に一致* するとされている。

空中写真判読を実施した結果（表－14），沼越峠断層はL－1，L－5，L－7，L－14，L－19，L－20およびL－21の7本のリニアメントを結んだ線に最も近い。地質概査を実施した結果（表－15），概ね上記リニアメントの位置にF－4，F－6断層が確認され，また，地層の分布等より，F－1，F－2，F－5およびF－7断層が推定される（表－16）。全体に確認した断層露頭が少ないため不明確な点も多いが，これらの断層を境に両側の地層が異なることおよび分布形態からこれらの断層は，阿賀野川付近のF－4，F－6を除き連続して発達する断層と考えられる。本文ではF－1，F－2，F－4～F－7を連ねた断層を"沼越峠断層"とする。

"沼越峠断層"は，活断層研究会（1980）の沼越峠断層とはやや位置が異なる（特に沼越峠以南）ものの，長さ16㎞以上におよぶ断層と考えられる。

"沼越峠断層"の変位の向きは，断層面を挟んで両側の地層の対比が困難なため不明確であるが，断層面の傾斜，断層の分布および断層面を挟んだ地層の分布状態より，東落ちの逆断層の可能性が大きい。また，第四紀における断層の活動性は，直接第四系を変位させている露頭を確認していないことから不明である。B－5地点で高位段丘堆積物（中期更新統に対比）を変位させている断層は，"沼越峠断層"の活動にともなう副次的な断層の疑いもあるが，断層面の走向が"沼越峠断層"に45°程度斜交しており，"沼越峠断層"の活動性を判断することはできない。

---

*活断層研究会（1980）の沼越峠断層の位置は，新潟県（1977）の断層位置より，沼越峠～早出川間では，0.4～1.5㎞東側にずれている。

表－14　沼越峠断層調査地域の空中写真判読結果

リニアメントの番号	リニアメントの長さ（km）	リニアメントの方向	リニアメントの性状																					
			明瞭度			地形上の特徴																		
			明瞭	やや明瞭	不明瞭	直線崖	三角末端面	直線谷	凹地形	鞍部	凸地形	地形面のふくらみ	傾動山地	横ずれ尾根	横ずれ谷	閉塞丘	段丘崖のくい違い	山麓線のくい違い	戴頭谷	風隙	撓曲	高度不連続	逆向低断層崖	段丘面の傾動
L－1	1.8	N14E	○	○		○	○	○		○												○		
L－2	2.0	N50E		○						○												○		
L－3	2.6	N75E	○	○				○		○					○							○		
L－4	2.5+	N74W	○					○		○														
L－5	1.0	N58E		○					○	○												○		
L－6	1.6	N37E		○						○												○		
L－7 a	1.1	N18E		○				○	○													○		
L－7 b	1.3	N38E			○			○		○												○		
L－7 c	1.7	N35E	○			○	○																	
L－8	3.0	N58E	○			○		○														○		
L－9	2.1	N 2 W		○		○				○												○		
L－10	4.8?	N 6 W		○	○	○		○		○					○							○		
L－11	2.8	N15W		○	○	○		○		○					○							○		
L－12	1.6	N 9 E		○				○		○					○							○		
L－13	1.2	N30E		○				○		○												○		
L－14 a	2.1	N 9 E		○				○		○														
L－14 b	1.3	N18E			○				○	○												○		
L－14 c	2.9	N36E		○		○	△															○		
L－15 a	2.5	N15E		○		○				○												○		
L－15 b	1.3	N 3 W		○			○	○		○												○		
L－16	1.5	N 3 W			○				○	○												○		
L－17	1.8	N58W			○			○		△					△							△		
L－18	3.7	N 8 E			○	○				○												○		
L－19	2.8	N40E		○			○	○		○												○		
L－20	1.5	N55E		○				○		○												○		
L－21	1.4+	N55E		○				○														○		
L－22	1.8	N－S～N30E		○																		○		

表－15　沼越峠断層調査地域の断層

断層番号	*1 断層の長さ（km）	対応するリニアメントの明瞭度	リニアメント	地表地質	断層露頭						活動時代	文献	備考
						走向／傾斜	*2 上盤の地質	*2 下盤の地質	破砕幅	変位の向きと変位量			
F－1（推定）	2.5	L－1	明瞭～やや明瞭	五頭花崗類，行地層凝灰岩類	—	—	（五頭花崗岩類）	（行地層）	—	—	—	金属鉱業事業団（1979），新潟県（1977）	・地層の分布より断層推定。
F－2（推定）	1.0±	L－5	やや明瞭	五頭花崗岩類，行地層凝灰岩類	—	—	（五頭花崗岩類）	（行地層）	—	—	—		・地層の分布より断層推定。
F－3	2.3	L－6	やや明瞭	五頭花崗岩類	B－1	N30°W70°N	五頭花崗岩類	五頭花崗岩類	fr*3 30cm Cl 1cm	不明	—		
F－4（一部推定）	4.0	南部でL－7c	明瞭	五頭花崗岩類	B－2	北北東－南南西	五頭花崗岩類	五頭花崗岩類	fr 1m	不明	—		
F－5	1.6	L－7a	やや明瞭	五頭花崗岩類，行地層凝灰岩類	—	—	（五頭花崗岩類）	（行地層）	—	—	—		・地層の分布より断層推定。
F－6（一部推定）	6.7	L－14	やや明瞭～不明瞭	五頭花崗岩類，行地層泥岩，凝灰岩類	B－3	N18°E70°W	五頭花崗岩類	五頭花崗岩類	fr 20～35cm Cl 3～8cm	不明	—		・南部では，地層の分布から，断層推定。
F－7（推定）	3.7±	L－19の一部 L－20， L－21	やや明瞭	古生界，行地層凝灰岩類	—	—	—	—	—	—	—		・活断層研究（1980）の図示されたリニアメントの位置とは異なるが，文献中の脚注では，その位置は新潟県（1977）の地層境界部に一致するとされている。
F－8	—	なし	—	高位段丘堆積層	B－4	N30°W64°N に代表（F－8a，b）	高位段丘堆積層	高位段丘堆積層	不明	北落ち正断層（2m±）	中期更新世？		
F－9	—	なし	—	五頭花崗岩類，行地層凝灰岩類	B－6	N68°E78°N	行地層凝灰岩類	五頭花崗岩類	Cl 1～1.5cm	不明	—		
F－10	—	なし	—	古生界頁岩行地層砂岩	B－7	N20°W70°W	古生界頁岩	行地層砂岩	fr 5～7cm	不明	—		・古生界と第三系の境界断層。
F－11	—	なし	—	行地層砂岩礫岩，古期扇状錐性堆積物	B－8	N46°W75°S（F－11a） N52°E76°N（F－11b）	行地層	行地層	fr 2～3cm	—	—		

*1　概数。
*2　（　）付は推定。
*3　fr：破砕帯，Cl：粘土帯。

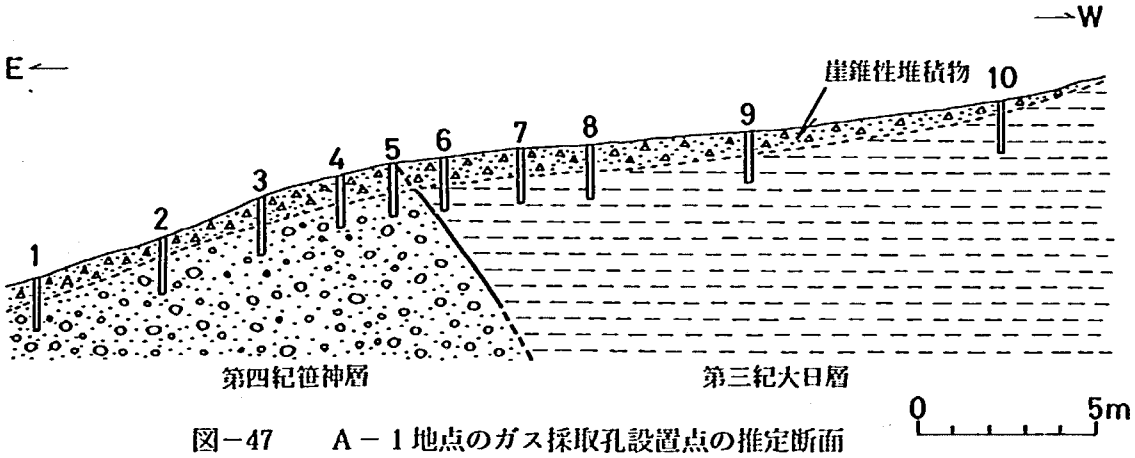
表－16　沼越峠断層調査地域のリニアメントと断層の対応

沼越峠断層との関係	リニアメント	相当断層，リニアメントの成因	沼越峠断層との関係	リニアメント	相当断層，リニアメントの成因
ほぼ一致	L－1	F－1（推定）	斜　交	L－9	侵食，断層の可能性
	L－5	F－2（推定）		L－10	侵食，断層の可能性
	L－7	F－4，F－5（推定）		L－11	侵食，断層の可能性
	L－14	F－6		L－12	侵食，断層の可能性
	L－19	F－7（推定）		L－13	断層の可能性
	L－20	F－7（推定）		L－16	不　明
	L－21	F－7（推定）		L－17	不　明
平　行	L－6	F－3		L－18	不　明
	L－15	断層の可能性		L－22	侵　食
斜　交	L－2	侵　食		な　し	F－8
	L－3	不　明		な　し	F－9
	L－4	不　明		な　し	F－10
	L－8	侵食，断層の可能性		な　し	F－11

5.　土壌ガスの濃度

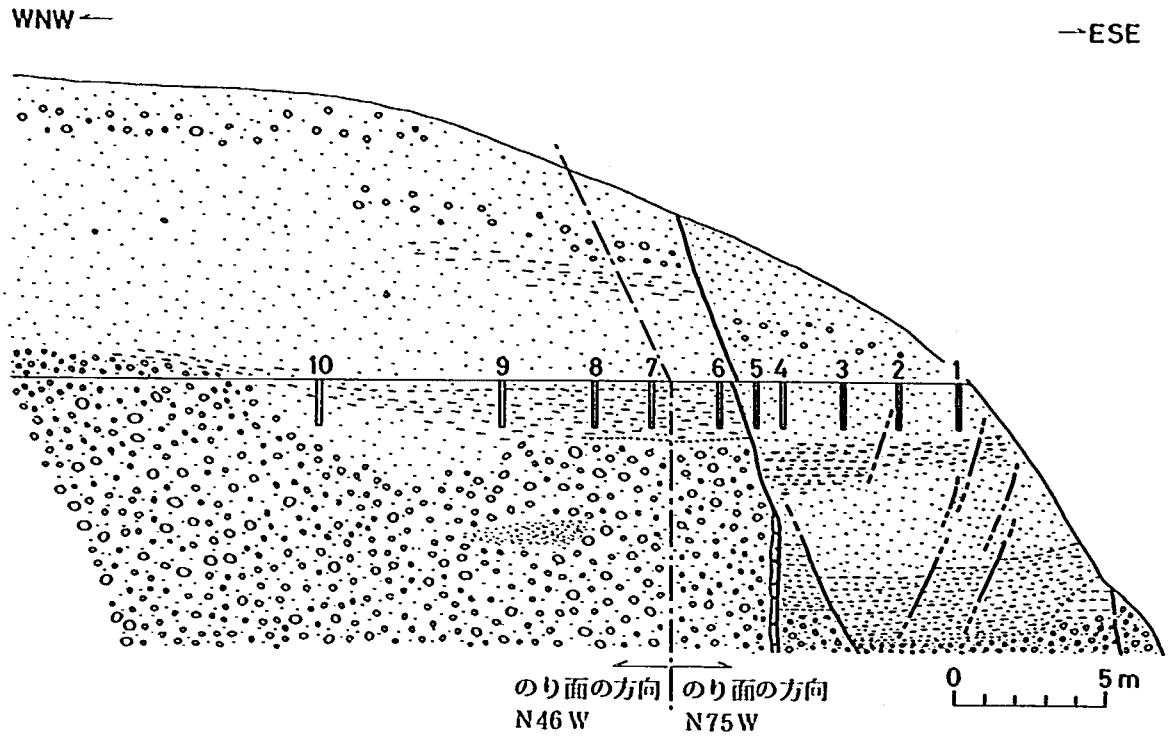
月岡断層のA－1地点（図－23）およびA－9地点（図－36）にそれぞれガス採取孔を10点設け（図－47，48），土壌ガスの採取を行った。ガスの採取は1987年8月31日（1回目），9月4日（2回目），9月26日（3回目），10月20日（4回目），11月12日（5回目）および12月5日（6回目）の計6回行った。採取したガスは実験室に持ち帰り，表－17に示す条件のガスクロマトグラフ法によってCO_2とH_2の分析を実施した。CO_2については現地にて北川式ガス検知管による簡易測定も行った。

土壌ガスの分析結果を表－18，19に示す。H_2はA－1，A－9両地点ともに痕跡程度しか検出されていない。一方，CO_2は表に示したような値が分析されている。CO_2はガスクロマトグラフ法と北川式の2方法で分析を行ったが，両方による値を比較したものが図－49である。図のように1回目から4回目までの両方の値の相関が悪く，全体的に北川式よりもガスクロマトグラフ法による値の方が低い。他方，5回目，6回



図－47　A－1地点のガス採取孔設置点の推定断面

ガス採取孔の深さは150㎝である。



図－48　A－9地点のガス採取孔設置点の推定断面

ガス採取孔の深さは150㎝である。地層は阿賀野川1層。

表－17　ガスクロマトグラフ法の測定条件

分析成分	H_2	CO_2
分析装置	大倉理化学研究所 802 T型	大倉理化学研究所 GC 103型
キャリアガス	O_2, 2.2 kg/㎠	H_2, 0.75 kg/㎠
カラム温度	55℃	55℃
充填剤	モレキュラーシーブ 5 A	ポラパックQ
カラム	7 m	5 m
検出器	熱伝導検出器	高感度水素炎検出器
記録器	システム・インスツルメンツ社7000 A デジタルインテグレータ	

目の両法の値は比較的よく一致している。このように両方の値が異なっている原因としては，北川式とガスクロマトグラフ法による測定精度の違い，ガスを採取してからガスクロマトグラフによる分析までのガスの保管の問題（ガスの散逸）などが考えられる。おそらく，5，6回目はよく一致していること，北川式よりもガスクロマトグラフ法の値の方が低いことなどから考えると，原因は後者であると考えられる。よって，以降では主に北川式による値に注目することにする。

図－50はA－1地点のCO_2濃度の分布を示したものである。図－47のように，断層付近にある採取孔はNo.5,6.7である。これらの採取孔のCO_2濃度は，採取日による違いもあるが，全般的に他よりも若干高くなっている。また，断層から最も離れているNo.10のCO_2濃度は最も低く，値もほぼ一定である。このようにA－

表－18　土壌ガス濃度分析の結果（A－1地点）

1) CO_2

採取孔 No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1回目（1987, 8,31）	2.5 —	2.6 —	2.1 —	2.4 —	3.4 —	2.8 —	2.8 —	2.1 —	2.1 —	1.1 —
2回目（1987, 9, 4）	— 1.42	— 2.43	— 1.93	— 1.94	— 2.36	— 2.48	— 2.49	— 2.07	— 1.98	— 0.83
3回目（1987, 9,26）	2.0 0.53	2.0 1.41	2.0 1.13	1.8 0.76	2.0 1.98	2.2 0.99	2.6 0.62	2.2 0.37	2.4 1.35	0.8 0.59
4回目（1987,10,20）	2.0 1.72	2.2 1.81	1.5 0.89	1.6 1.14	2.4 1.32	2.0 1.68	2.5 1.03	2.2 1.79	2.3 1.88	0.7 0.74
5回目（1987,11,12）	2.2 1.93	2.3 2.04	1.5 1.43	1.8 1.53	2.2 1.80	2.0 1.67	2.3 2.01	2.1 1.73	2.0 1.71	0.7 0.66
6回目（1987,12, 5）	2.1 2.06	2.3 2.33	1.3 1.43	1.5 1.47	1.6 1.53	1.7 1.61	2.0 1.98	1.3 1.34	1.7 1.69	0.3 0.42

上段は北川式による簡易測定値。下段はガスクロマトグラフ法による分析値。単位は%。

2) H_2

採取孔 No	5	6	7	10
3回目（1987, 9,26）	Tr	Tr	Tr	Tr
4回目（1987,10,20）	Tr	Tr	Tr	Tr
5回目（1987,11,12）	Tr	Tr	Tr	Tr
6回目（1987,12, 5）	Tr	Tr	Tr	nd

Tr：痕跡程度，nd：検出せず。

表－19　土壌ガス濃度分析結果（A－9地点）

1) CO_2

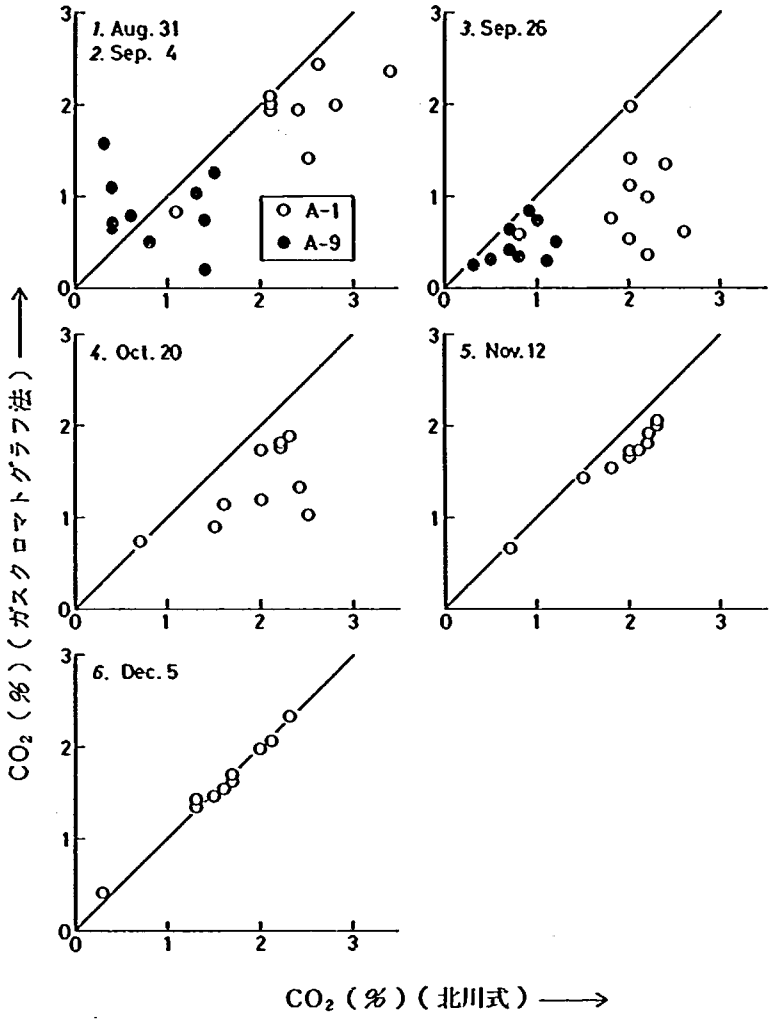
採取孔 No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1回目（1987, 8,31）	0.3 —	0.4 —	0.6 —	0.4 —	0.4 —	0.8 —	1.5 —	1.4 —	1.4 —	1.3 —
2回目（1987, 9, 4）	— 1.57	— 1.10	— 0.78	— 0.72	— 0.65	— 0.50	— 1.27	— 0.76	— 0.22	— 1.04
3回目（1987, 9,26）	1.1 0.31	0.8 0.39	0.7 0.42	0.7 0.64	0.3 0.26	0.5 0.32	1.2 0.51	1.1 0.29	1.0 0.73	0.9 0.84
4回目（1987,10,20）	0.5 —	0.6 —	0.8 —	0.9 —	0.4 —	0.4 —	1.1 —	1.0 —	1.0 —	0.8 —
5回目（1987,11,12）	1.0 —	0.8 —	0.7 —	0.8 —	0.5 —	0.4 —	0.9 —	0.8 —	0.9 —	0.9 —
6回目（1987,12, 5）	0.8 —	0.6 —	0.4 —	0.4 —	0.4 —	0.2 —	0.8 —	0.8 —	1.6 —	0.7 —

上段は北川式による簡易測定値。下段はガスクロマトグラフ法による分析値。単位は%。

2) H_2

採取孔 No	5	6	7	8
3回目（1987, 9,26）	Tr	Tr	Tr	Tr
4回目（1987,10,20）	Tr	Tr	Tr	Tr
5回目（1987,11,12）	Tr	Tr	Tr	Tr
6回目（1987,12, 5）	Tr	Tr	Tr	Tr

Tr：痕跡程度



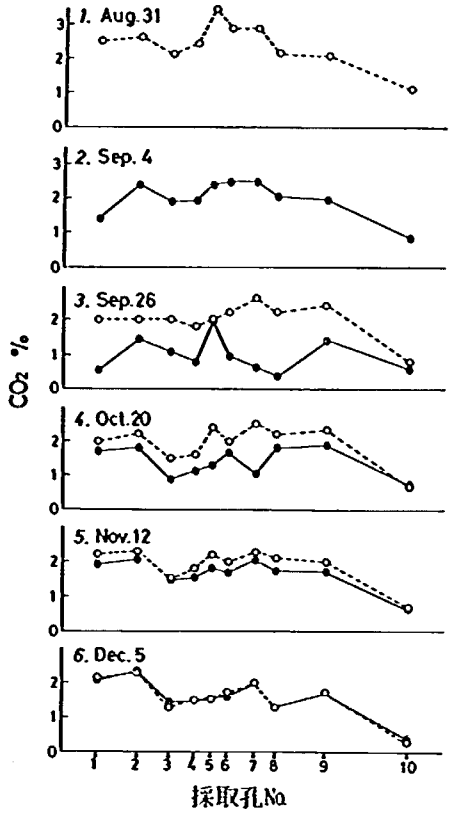
図－49　ガスクロマトグラフ法と北川式による
CO_2 濃度の比較

1地点では，CO_2濃度は断層周辺で高いといえる。

図－51はA－9地点のCO_2濃度の分布を示している。主断層に近い採取孔は，No.5,6であるがCO_2濃度はこれらの2孔で他よりも低くなっている。これはA－1地点とは全く逆の傾向である。この断層では図－36に示したように，中央部分で粘土が幅50cmにわたって存在している。断層付近のCO_2濃度が他よりも低い原因として，この粘土によるガスの通り道の閉塞が考えられる。断層に接近した孔のCO_2濃度は低かったが，A－9地点でも断層部よりももっと離れた箇所に採取孔を設け，CO_2濃度を分析すれば今回採取をした断層周辺のCO_2濃度は全般的に高くなる可能性はある。

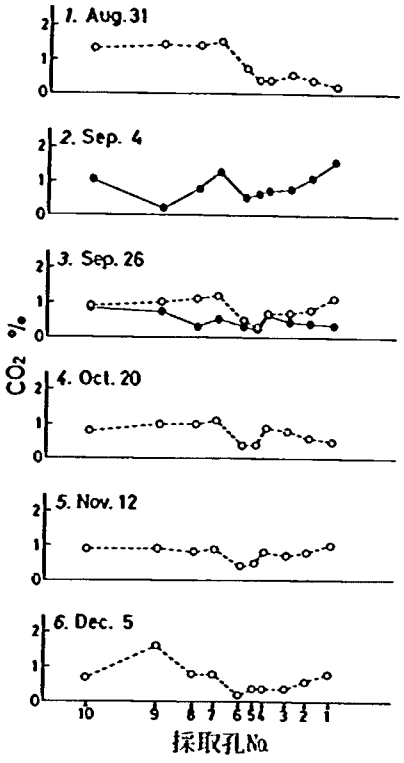
図－52，53はCO_2濃度の時間変化を孔別に示したものである。A－9地点のNo.1,2,4,5,9孔を除くと，ほぼCO_2濃度は時間の経過とともに低くなる傾向にある。これは，吉川・高橋（1984）に記されているように，CO_2濃度は夏期に高く冬期に低いという季節変動を示しているものと考えられる。

CO_2濃度は降雨量と相関するともいわれている（宇井・林，1983）。表－20および図－54はガス採取期間中の新潟地方の降水量を示したものである。CO_2濃度と降水量との間には，ガス採取回数が少ないことなどもあり，相関は見出せなかった。



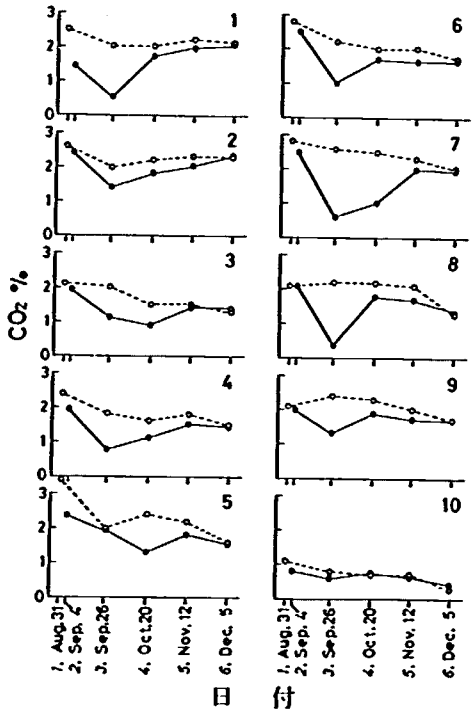
図－50　CO_2濃度の分布（A－1地点）

白丸は北川式，黒丸はガスクロマトグラフ法による測定結果。



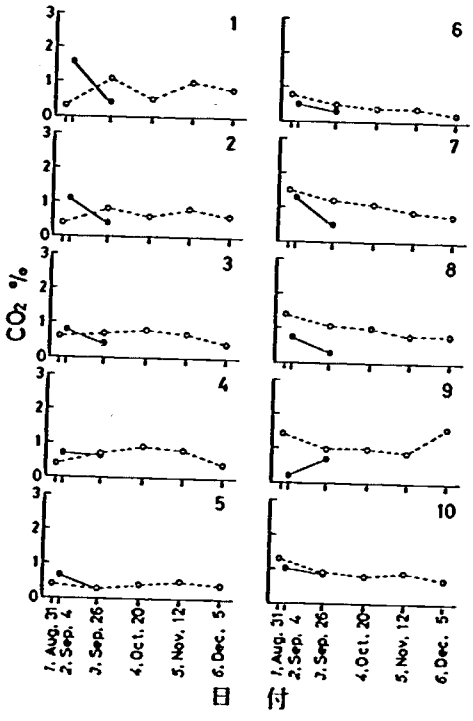
図－51　CO_2濃度の分布（A－9地点）

白丸は北川式，黒丸はガスクロマトグラフ法による測定結果。



図－52　CO_2濃度の時間変化（A－1地点）

白丸は北川式，黒丸はガスクロマトグラフ法による測定結果。



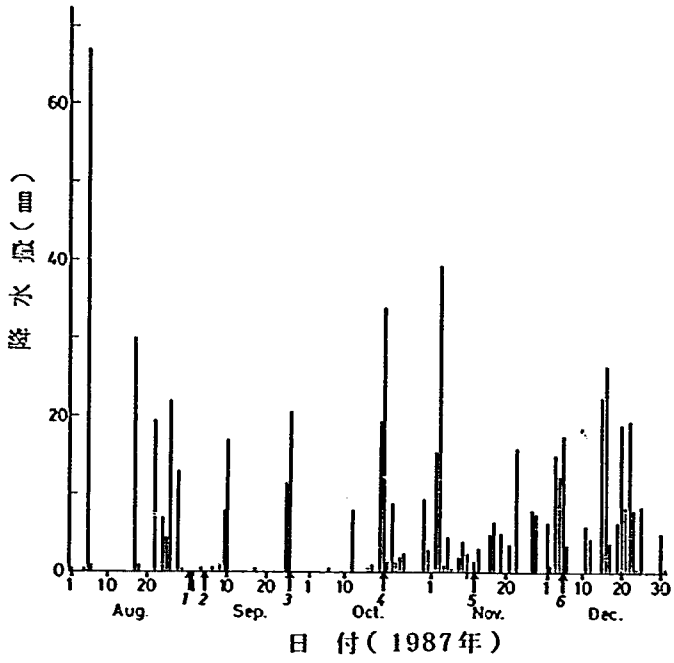
図－53　CO_2濃度の時間変化（A－9地点）

白丸は北川式，黒丸はガスクロマトグラフ法による測定結果。

表－20　新潟地方の降水量（1987年）
（気象庁，1987, 1988）

日	8月	9月	10月	11月	12月
1	05	—	—	—	65
2	00	00	00	155	10
3	00	05	00	370	150
4	05	00	—	10	125
5	670	00	—	45	175
6	10	05	05	05	35
7	—	—	—	00	00
8	00	10	00	20	—
9	—	80	—	40	00
10	00	170	—	25	00
11	—	00	—	00	60
12	—	—	80	15	45
13	—	00	—	30	00
14	—	—	—	—	00
15	—	—	—	00	225
16	00	00	05	50	265
17	300	05	10	65	40
18	10	00	00	—	00
19	00	00	195	50	65
20	—	—	340	00	190
21	00	—	15	35	85
22	195	00	90	00	195
23	00	—	15	160	80
24	70	00	20	00	05
25	40	115	25	00	85
26	220	210	—	00	—
27	00	00	—	80	—
28	130	00	—	75	—
29	05	—	—	00	—
30	—	00	95	00	50
31	00		30		05

単位は0.1㎜。



図－54　新潟地方の降水量

気象庁（1987, 1988）より作成。
日付の軸の矢印はガス採取日を表す。

参考文献

藤田至則（1979）新潟堆積盆地とその背景．Urban Kubota, 17, 41－43.

活断層研究会（編）（1980）日本の活断層―分布図と資料―．東京大学出版会，p. 363.

経済企画庁総合開発局（1973）土地分類図（新潟県）．

金属鉱業事業団（1979）広域調査報告書，蒲原地域．通産省資源エネルギー庁，p. 90.

気象庁（1987, 1988）全国気象表．気象庁月報，昭和62年8月～12月．

小泉武栄（1971）新潟平野東縁の断層地形．地理学評論，44，339.

丸山孝彦・大坪友英・国安　稔・高浜信行・田中　保（1981）重力異常からみた新潟平野東縁部の新発田―小出構造線．地球科学，35，274－293.

新潟県（1977）20万分の1新潟県地質図，同説明書，p. 493.

Sasada, M.（1975）Petrological study of the Gozu granitic mass, Niigata Pref. Central Japan. Journal of the Geological Society of Japan, 81, 407－422.

笹神団体研究グループ（1980）新潟平野東縁部・笹神丘陵の地質．地球科学，34，119－137.

笹神団体研究グループ（1982）笹神丘陵の第四系．地球科学，36，240 − 260.

島津光夫（1973）東北日本グリーンタフ地域における津川−会津区．地質学論集，9，25−38.

高浜信行・福沢恵美子・岡田祐子（1980）新潟平野東縁・村松地域の活断層一村松断層一．地球科学，34，156 − 158.

高浜信行・野崎　保（1981）新潟平野東縁・五頭山地西麓の土石流発達史．地質学雑誌，87，807 − 822.

高野武男（1979）山地と丘陵をめぐる地形．Urban Kubota, 17，6 − 7.

辻村太郎（1932）東北日本の断層盆地．地理学評論，8，747 − 760..

宇井啓高・林　美光（1983）断層ガスの継続観測．月刊地球，5，346 − 351.

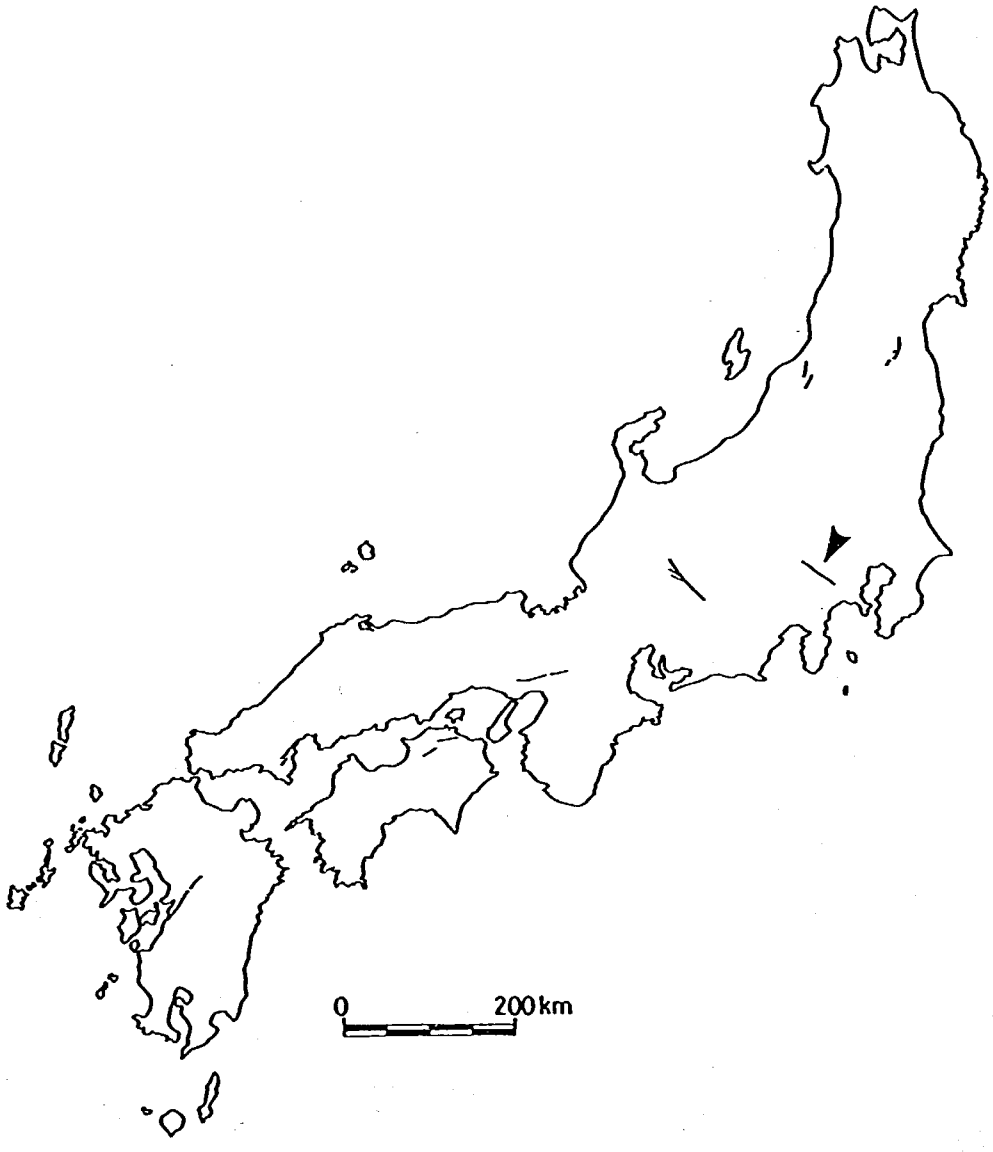
八幡正弘・津川グリーンタフ団体研究グループ（1982）津川−会津区におけるグリーンタフ変動と西黒沢海進に関する諸問題．地球科学，36，321 − 332.

山下　昇（1970）柏崎−銚子線の提唱．島孤と海洋，東海大学出版会，179 − 191.

山下　昇・小坂共栄・石垣和明（1979）小出北方の新発田−小出線．総研「島孤変動」研究報告，№1，33−40.

吉川清志・高橋　誠（1984）丹那断層周辺における地下ガス観測．月刊地球，6，204 − 208.

IV. 鶴川断層



1. 地形概説

鶴川断層は丹沢山地北東部の神奈川県厚木市飯山付近から関東山地南部の山梨県丹波山村にかけて，北西－南東に走る総延長約60kmの断層である（図－55）。この断層は幅数百mの破砕帯をもち，地形的にも明瞭に追跡される。このうち，調査を行ったのは，神奈川県津久井郡津久井町関から山梨県北都留郡上野原町に至る鶴川断層沿いの長さ約21km，幅約1kmにわたる範囲である。

鶴川断層沿いの地域の地形は，大きく相模湖以北の標高200m以上の山間部と相模湖以南の標高150～200m前後の丘陵地帯とに分けられる。

北部の山地は関東山地南東端に位置し，一般に山腹傾斜は急で谷底平地に乏しく，鶴川，境川，沢井川によりいくつかの山系に分けられる。

鶴川は鶴峠に源を発し，猪丸部落付近で流路をN70°WからN20°Wの方向に変え，上野原西方で桂川と合流する。大垣外部落より下流では段丘の発達が顕著である。

境川はその名のとおり山梨県と神奈川県の境を流れる川で，生藤山（990m）の南尾根より発して南に流れ，上野原東方で桂川と合流する。上岩から下岩にかけては，鶴川断層が境川とほぼ重なって走る。この付近の境川左岸の山腹には，断層の影響により形成されたと考えられる地形変換点の列が，断層と平行に標高を異にしながら2～3列認められる。

沢井川は和田峠，陣馬山（857m）に源を発し，上河原付近で流路を南西から南に変え，上沢井付近から南東に変えて相模湖に流入する。その間の上河原から吉野にかけては鶴川断層と平行に流れ，左岸山腹には明瞭な傾斜変換点の列が認められる。

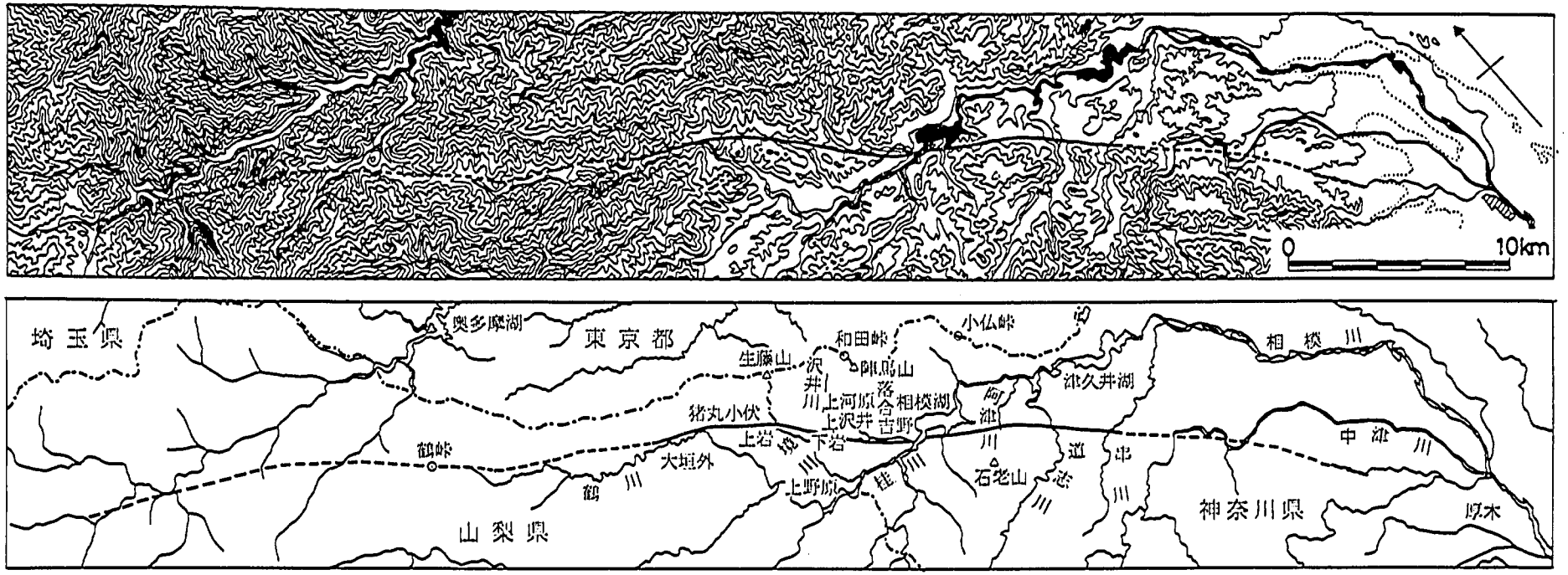
相模湖以北に発達する平坦面には，鶴川，境川，沢井川沿いの段丘とその支流の扇状地ないし崖錐がある。前者は大垣外，猪丸，上沢井，落合，日野，後者は猪丸，小伏，黒田，新屋，上岩などにみられる。

相模湖以北ではほとんどが古第三紀以前の堆積岩類で構成されており，地層の走向と平行に尾根や沢が発達している。また，鶴川断層沿いには凹地になっており，人家，集落，畑地がみられる。

相模湖以南の地域においては，鶴川断層を挟んで南側が標高300m～700mの山地地形，北側が阿津川，道志川，串川流域の段丘と丘陵地形となっている。相模湖南方の石老山（694m）北部には断層地形が発達し，ケルンコル，ケルンバットが数多く見られる。本流域の河岸段丘は相模湖～道志川流域で詳しく識別されており，高位から低位の順に，寸沢嵐面，大沢面，葛原面，中野Ⅰ面，中野Ⅱ面，鶴島面に区分されている。（皆川，1969）。

2. 地質概説

調査地域に分布する岩石および地層は，表－21のようにまとめられる。地質概略図を図－56に示す。



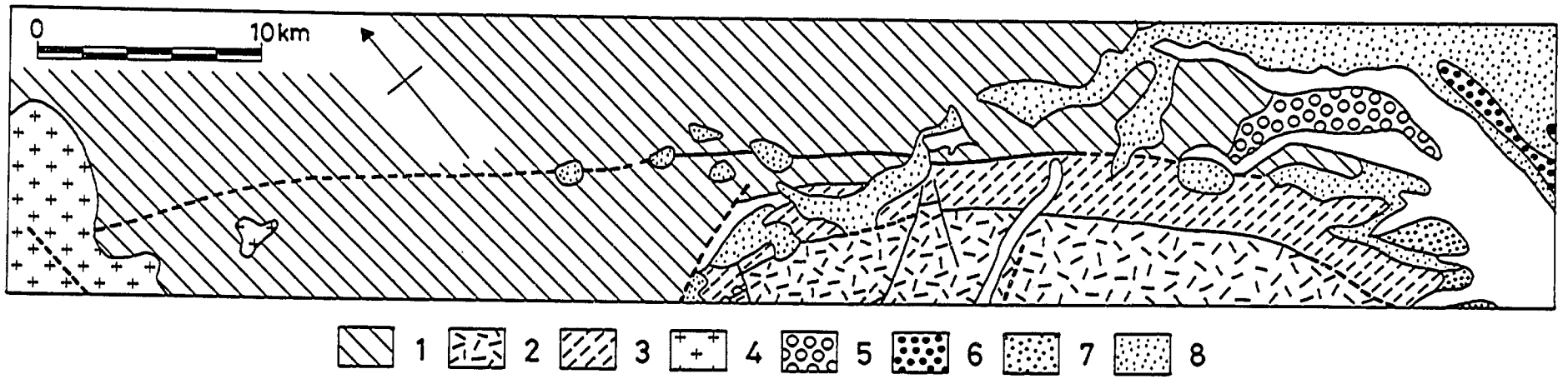
図－55　鶴川断層周辺の地形の概略

鶴川断層の位置は活断層研究会（1980）による。実線の部分が今回の調査範囲である。等高線の間隔は100 m。ただし，太線は500 m間隔，点線は標高50 mの等高線である。国土地理院発行20万分の1地勢図「東京」，「甲府」より作成。

表－21　鶴川断層周辺の地質構成

時代			地層（層厚）		地形面 調査地	地形面 南関東	ローム層 調査地	ローム層 南関東
第四紀	完新世		現河床及び氾濫原堆積層		現河床 高水敷			
			鶴島礫層（5m）		鶴島面	拝島面		
	更新世	後期	湖沼性堆積層（＜5m？）				上部ローム層	
			中野Ⅱ礫層（3m）		中野Ⅱ面	青柳面		立川ローム層
			中野Ⅰ礫層（32m）		中野Ⅰ面	立川面		
			葛原層（42m）	上部層	葛原面	武蔵野面		武蔵野ローム層
				中部層			中部ローム層	下末吉ローム層
				下部層				
			大沢礫層（20m）		大沢面	下末吉面		
		?中期					寸沢嵐ローム層	
			寸沢嵐礫層（30m）	上部層	寸沢嵐面			
				下部層				
新第三紀	鮮新世		（中津層……調査地域外南東方）					
	中新世	後～中期	未区分層	安山岩質火山砕屑岩層				
			愛川層群	中津峡層	石老山礫岩・砂岩層			
					中津峡凝灰岩層			
			（甲府深成岩体……調査地域外北西方）					
白亜紀			小仏層					

新第三系および小仏層の時代はMikami（1961,1962）に従った。
第四系の区分および対比は皆川（1968,1962）に従った。



図－56　鶴川断層周辺の地質の概略

太線が今回調査を行った範囲。太破線はその他の第四紀断層。1：先新第三紀堆積岩類，2：中－下部中新統火山岩類、3：上部中新統－鮮新統堆積岩類，4：新第三紀迸入岩類，5：未区分上部－最上部更新統（または中・低位段丘堆積層），6：中部更新統（または高位段丘堆積層），7：上部更新統（または中位段丘堆積層），8：最上部更新統（または低位段丘堆積層）。垣見ほか（1982）より作成，一部削除。図－55と同範囲である。

1）小仏層（群）

小仏層は四万十累層に属し，関東山地南部に広く分布している。地質時代は局部的にしか確定されていないが，白亜紀（藤本，1931；西宮，1976；牧野，1973；今井・田中，1976）とされている。ただし最近小仏層の一部が漸新世～中新世にかかる可能性も見出されている（渡辺，1985）。

調査地域内の地層では小仏層が最も広く分布し，相模湖以北の鶴川断層沿いや相模湖以南の鶴川断層の北東側に分布する。また，相模湖南岸や道志川，横浜水道沈殿池周辺では，新第三紀層中にもサンドイッチ状に挟さまれて分布する。

小仏層は主に砂岩頁岩互層よりなり，一部に凝灰岩やチャート，礫岩の薄層を挟む。地層の走向はN40°～70° W，傾斜は60°～80° NEが優勢である。鶴川の小和田より上流域においては，成層した砂岩優勢の砂岩（厚さ10～30cm）と頁岩（厚さ5cm以下）の互層が認められる。また日野の北方においても砂岩優勢層が認められる。しかし、調査地域内では頁岩が優勢であり，砂岩は頁岩中にブロック状に認められる程度である。頁岩は一般に強くせん断されており，千枚岩質である。鶴川断層付近では強く破砕をうけ，しばしば角礫状および粘土状を呈する。破砕帯中では，頁岩は一般に強く破砕を受けているが，砂岩はあまり破砕されておらず，砂岩が頁岩破砕帯中にブロック状にとり込まれるような形をしている。

2）愛川層群中津峡層および未区分層

(1) 中津峡凝灰岩層（愛川層群中津峡層，Mikami，1961）

相模湖より南で鶴川断層の南西側に分布する。火山砕屑岩類および安山岩溶岩，砂岩，頁岩よりなり，上部と下部ではやや岩相が異なる。下部では砂岩，頁岩が優勢で，上部では火山砕屑岩類が優勢である。地層の一般走向はN40°～75°W，傾斜は40°～75° NEである。仙洞寺山林道では安山岩質凝灰岩，溶岩および火山砕屑岩起源の礫岩がみられる。道志川流域の大岩下付近には，砂岩頁岩の互層帯（砂岩の厚さ5～50cm，頁岩の厚さ1～5cm）がみられる。道志部落付近の道志川河岸では，小仏層中にサンドイッチ状に挟まれて，中津峡凝灰岩層が分布する。それより北西側には，石老山礫岩砂岩層よりも北東側に中津峡凝灰岩層と同様の岩相のものが小仏層中に挟在するが，杉山（1976）は未区分層として扱っているのでそれに従った。

(2) 石老山（せきろうざん）礫岩砂岩層（愛川層群中津峡層，Mikami，1961）

石老山礫岩砂岩層は，相模湖以南で，鶴川断層の南西側を並行する断層のさらに南西側に分布する。良く円磨された径1～5cmの砂岩，頁岩，チャート等，円礫を主としている。丹沢山地を構成している火山砕屑岩の礫は含まない。基質は砂よりなり，一般に固結度は高い。調査地域では，道志川畔の横浜水道沈殿池の少し上流付近や石老山山系と北側の平坦地が接する付近，および鼠坂付近の相模湖南岸地域に分布する。地層の一般走向はN60°～70°W，傾斜はほぼ鉛直である。道志川流域，相模湖南岸においては，小仏層，石老山礫岩砂岩層の両者いずれも断層で接し，繰り返して分布していると考えられる。

(3) 未区分層

鼠坂付近の相模湖南岸で小仏層とサンドイッチ状に分布する安山岩質火山砕屑岩類は既述の中津峡凝灰岩層に似た岩相のものであるが，断層に挟さまれて周囲の地層との関係が不明のため，未区分層とされてきた。

これとは別に，その北側延長部の藤野町藤野から日野川までの間にも，類似の凝灰岩類が分布している。

これは山梨県地質図編纂委員会（1970）の烏森山累層に相当する可能性があるが，対比が十分でなく，杉山（1976）は未区分層として扱っているので，それに従った（なお，本層を島津ほか（1971）は愛川層群の安山岩質火砕岩類とし，本間（1976）は名倉玄武岩層と呼んでいる）。

3）段丘堆積物

段丘堆積物は鶴川，境川，沢井川，相模川，阿津川，道志川，串川流域に発達する。礫層を主体とし，砂層，シルト層を挟む。礫径は一般に数cm～数10cmの亜円礫～円礫で，礫種は後背地の地質を反映して，沢井川より北西側では小仏層中の砂岩・頁岩，ホルンフェルスであり，相模川より南側では丹沢山地に由来する閃緑岩，安山岩，緑色凝灰岩類，砂岩，頁岩等である。調査地域の相模川から道志川流域では，高位より寸沢嵐礫層，大沢礫層，葛原礫層，中野Ⅰ礫層，中野Ⅱ礫層，鶴島礫層に分けられる。それぞれの堆積面を寸沢嵐面，大沢面，葛原面，中野Ⅰ面，中野Ⅱ面，鶴島面と呼び，武蔵野・下末吉台地の段丘面との関係は大沢面が下末吉面に対比され，葛原面が武蔵野面，中野Ⅰ面が立川面，中野Ⅱ面が青柳面，鶴島面が拝島面に，それぞれ対比される（皆川，1969）。寸沢嵐付近では，道志川とそれぞれの段丘との比高差は，寸沢嵐面が約130ｍ，大沢面が約110ｍ，葛原面が60～70ｍ，中野Ⅰ面が約50ｍ，中野Ⅱ面が約40ｍ，鶴島面が約20～30ｍである。また沢井川流域の落合付近には，川からの比高差が90～100ｍもある高位の段丘面がある。調査範囲内で段丘を切る断層は認められなかった。

4）湖沼性堆積物

調査地域内では湖沼性堆積物は2箇所に分布する。いずれも鶴川断層沿いで，1つは上河原から下岩に抜ける峠の付近，他は鼠坂の道路脇である。いずれも黄褐色不均質の粘土～砂であり，ローム層に覆われる。これらの湖沼性堆積物は，鶴川断層が変位活動を行った時に断層沿いにできた窪地が湖沼になり，そこに堆積した可能性が考えられる。しかし，この堆積物が断層に切断されている箇所は認められない。

5）崖錐堆積物・土石流堆積物・扇状地堆積物

鶴川流域の猪丸付近，小伏，境川流域の御霊付近には，しばしば5°～10°の緩傾斜地が発達する。鶴川流域の黒田，新星付近，境川流域の上岩付近には，傾斜5°程度の平坦地が分布する。これらを構成する堆積物はしばしば巨礫を含み，扇状地堆積物や崖錐堆積物または土石流堆積物と考えられる。

6）ローム層

本調査地域は急斜面を除くと全域にわたりローム層に覆われている。特に相模湖より南東側の平坦地で厚く，寸沢嵐や荒屋敷では5～10ｍの厚さを持つ。このようなローム層はケルンコル沿いの凹地や軟かい断層粘土をともなう断層をも覆っているが，後述のように堆積後に断層が活動したという証拠は認められない。

7）沖積層

各河川の現在の河床の高水敷の砂礫層や表土である。

3. 第四紀断層概説

1）鶴川断層についての既往の研究結果

鶴川断層は関東山地南部から丹沢山地東縁にかけて北西－南東に伸びる長さ約60kmの断層である。この断層沿いは小仏層と丹沢山地の新第三紀層から構成されている。

鶴川断層の名は元来小仏層の分布域の断層について呼ばれていたもの（藤本，1931など）で，相模湖以北の約40kmの部分がそれに相当する。相模湖以南の約20kmの部分は小仏層と新第三紀層との境界に沿っており，それは関東山地と丹沢山地とを境する重要な構造線である藤野木－愛川線（藤本，1951；篠木・見上，1954）の一部である。最近，鶴川断層または鶴川破砕帯（山梨県地質図編纂委員会，1970）と一般に呼ばれているものは，元来の鶴川断層と藤野木－愛川線を連ねて第四紀に活動した可能性のあるものを指している。（佐藤ほか，1973など）。

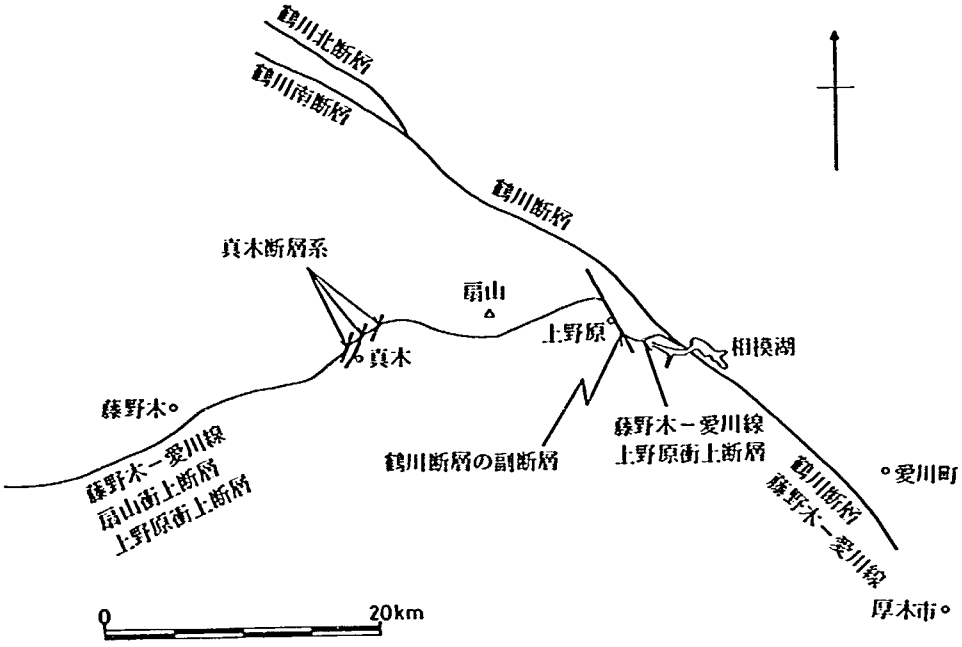
鶴川断層は北西端部で２条に分岐する（村田・小坂・狩野，1986）ほか，相模湖以南では小仏層と新第三紀層とが数条の並走断層によってサンドイッチ状に分布している。破砕帯の幅は広く，サンドイッチ状の小仏層・新第三紀層並走帯を含めると，全体として数100ｍに達する。そのため，相模湖以南の鶴川断層の位置は小仏層の出現する南限とするか，第三紀層の北限とするかによって数100ｍの差が生じている。

鶴川断層の活動状況についての従来の見解は以下のようである。相模湖以南の部分では，新第三紀層との関係から，中新世後期に小仏層が中新統に衝上し，鮮新世には活動を終えていた、とする考え（Mikami，1961）が一般的であった。また，鶴川断層北西端部では，中新世中～後期の甲府深成岩体（花崗閃緑岩）の貫入期を挟んでそれ以前と以後の２回の活動が確認され，２回目の変位は約700ｍの右ずれであるという（村田・小坂・狩野，1986）。鶴川断層本体ではないが，それから分岐した副断層（上野原町樹原から藤野町向原にのびるもの）は，踏査地域外の西方において藤野木－愛川線（上野原衝上断層）を3.6km右にずらせている（Yosida, 1985）。破砕帯は地形的に凹みをつくり，そこに堆積したローム層は，新しい時期に活動したと思われる軟い断層粘土をともなう断層にさえも切られていないことから，中期更新世以降に活動したという証拠は得られていない（佐藤ほか，1973）。地形学的な観点からすると，鶴川断層に沿うリニアメントは顕著であるが，地形面を切断する変位地形は明確でない（貝塚ほか，1976）。Kameko（1964）および貝塚ほか（1976）は水系の屈曲状況から判断すると，鶴川断層はその中・北部で活動がやや新しく，Ｃ級程度と考えられるとしている。

断層物質（鶴峠より北西部の露頭の試料）のＥＳＲ年代によると，鶴川断層の最新期の変位は19～25万年前（更新世後期）と推定されている（Kosaka and Sawada，1985）。垣見ほか（1982）は，鶴川断層の大部分を「第四紀前期に活動したおもな断層」として表示し，相模湖以南の一部を「主として第四紀後期に活動した推定活断層」としている。なお，ここで第四紀後期の語は更新世中期およびそれ以降にほぼ相当するものと思われる。

このように，1970年代以前の研究では，鶴川断層の第四紀における活動はなかったか，またあったとしても漠然とあまり新しくないものと考えられていたようである。しかし，それ以後の研究はもっと新

期（更新世中期）の活動を考える傾向にある。ちなみに伊藤ほか（1986）は，上野原の西から南西にのびる真木断層系が左横ずれ断層であり，上野原東方を北西－南東に走る右横ずれ断層の鶴川断層と複合系をなしていて，この両者が東西性の逆断層（扇山衝上断層（金子，1955b），上野原衝上断層）を切っていると考え（図－57），真木断層系は破砕帯の物質の状態などからすると，その「活動が比較的最近まで続いていた可能性がある」としている。伊藤ほか（1986）はその時代について具体的に述べていないが，「複合系（上記の三つの断層系の）のパターンは丹沢山地南部の神縄断層系のそれと全く同様なものであり」，「フィリピン海プレートに北西進にともなう変形集中域として，丹沢山地北部を改めて注目する必要がある」と述べている（（　）内の文は原文に追加）。



図－57　鶴川断層周辺の断層の分布

伊藤ほか（1986），活断層研究会（1983），村田ほか（1986），山梨県地質図編纂委員会（1970），Yoshida（1985）より作成。

4.　第四紀断層各説

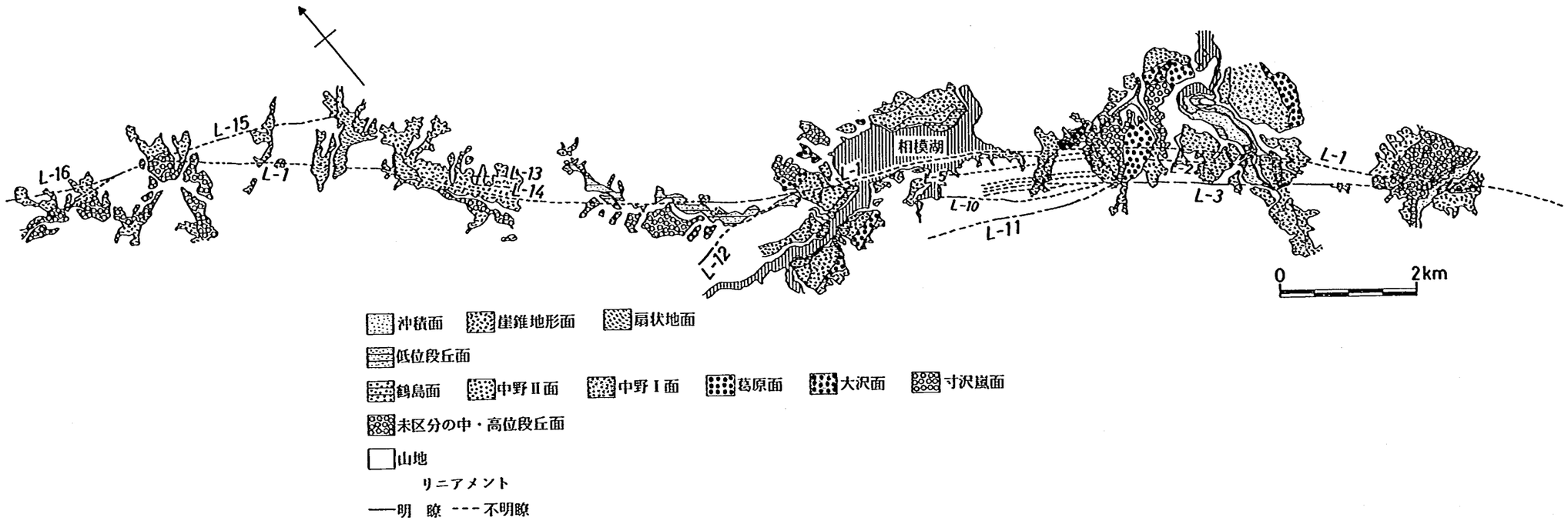
ここでは鶴川断層を便宜上南東側から北西側に向かって4地区に分け，その性状を記述する。調査結果に基く地形分類図と地質図を図－58に示す。

なお，鶴川断層にともなう破砕帯を「破砕度A」，「破砕度B」にわけて表示した。区分の基準は以下のとおり，Yoshida，（1985）の断層破砕様式「A級破砕帯」，「B級破砕帯」とほぼ同様である。

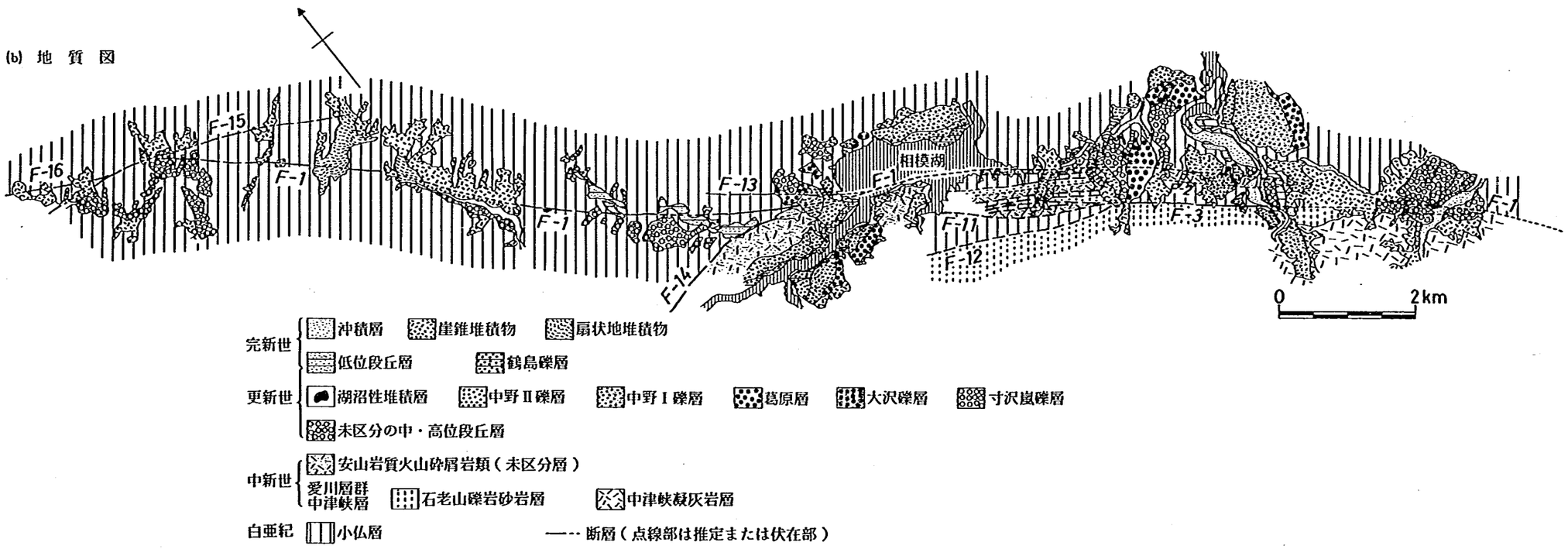
破砕度A：岩石は粉砕され，粘土化して肉眼的に原岩の種類を識別することが困難な場合も多い。微小せん断面が数cm以下の間隔で入っている。砂ないし粘土のサイズに粉砕された基質と，破砕を大まかに受けた角礫状のものがほぼ同量かあるいは後者がそれ以下で存在する。ハンマーで容易に掘り起こすことができる。

破砕度B：せん断割れ目が数cm～数10cm間隔に発達し，粘土帯や角礫帯をともなうことがある。岩片には原岩の組織が残っており，かなり硬いので，数cm～数10cm大の岩塊として露頭から取り出すことができる。

(a) 地形分類図



(b) 地　質　図



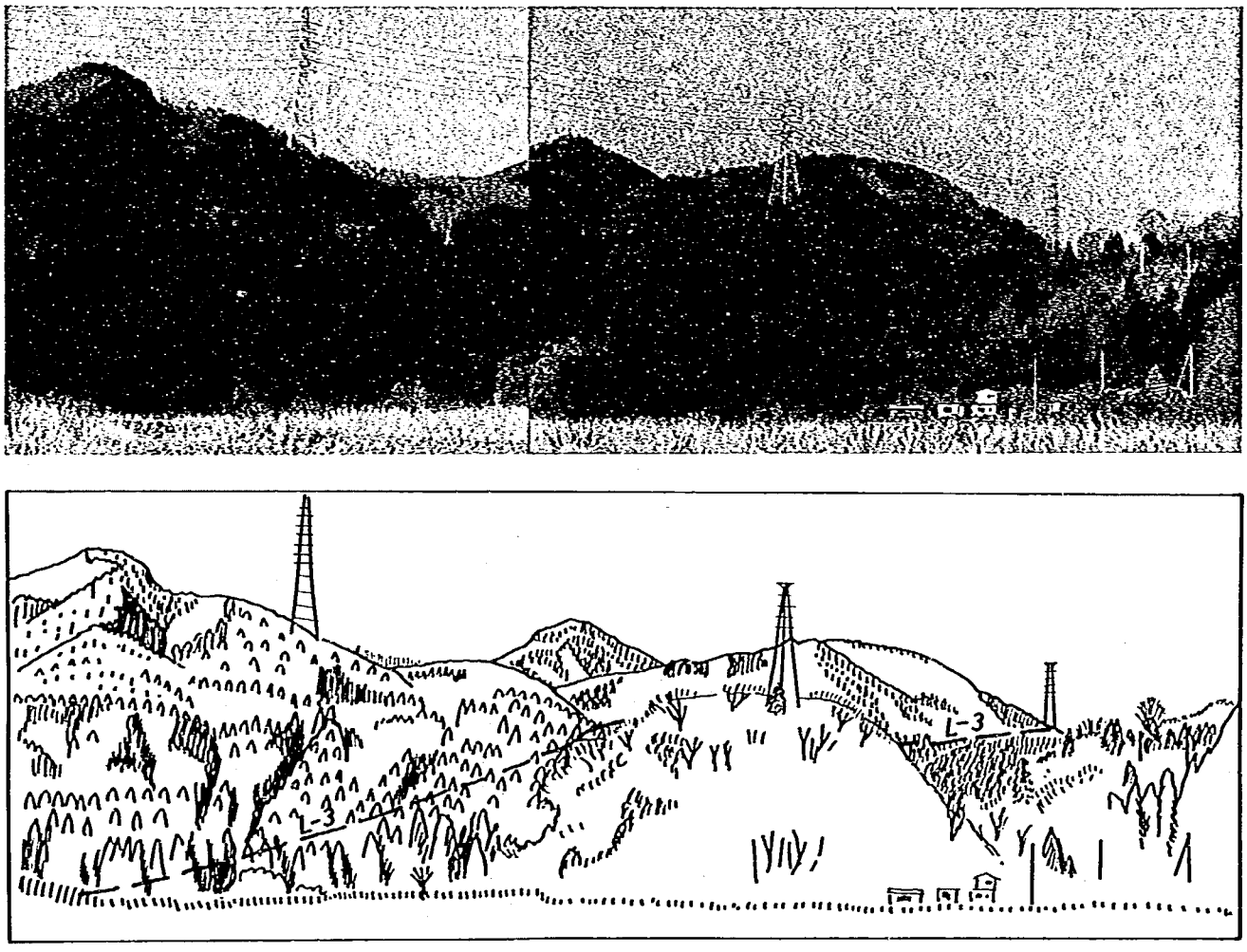
図－58　鶴川断層調査地域の地形分類図(a)と地質図(b)

相模湖南岸部のリニアメントおよび断層番号の詳細は図－60を参照。

1）関平～寸沢嵐（図－59）

(1) リニアメントおよび地形

L－1，L－2，L－3の3本のリニアメントが認められる。L－1は鞍部，傾斜変換点が明瞭であるが，全体として不明瞭なリニアメントである。しかし，延長は調査地域の北西端まで確認できる。L－2には傾斜変換点が認められるが，非常に不明瞭なリニアメントである。L－3は傾斜変換点を結んで得られ，明なリニアメントである（写真－69）。



写真－69　L－3付近の地形

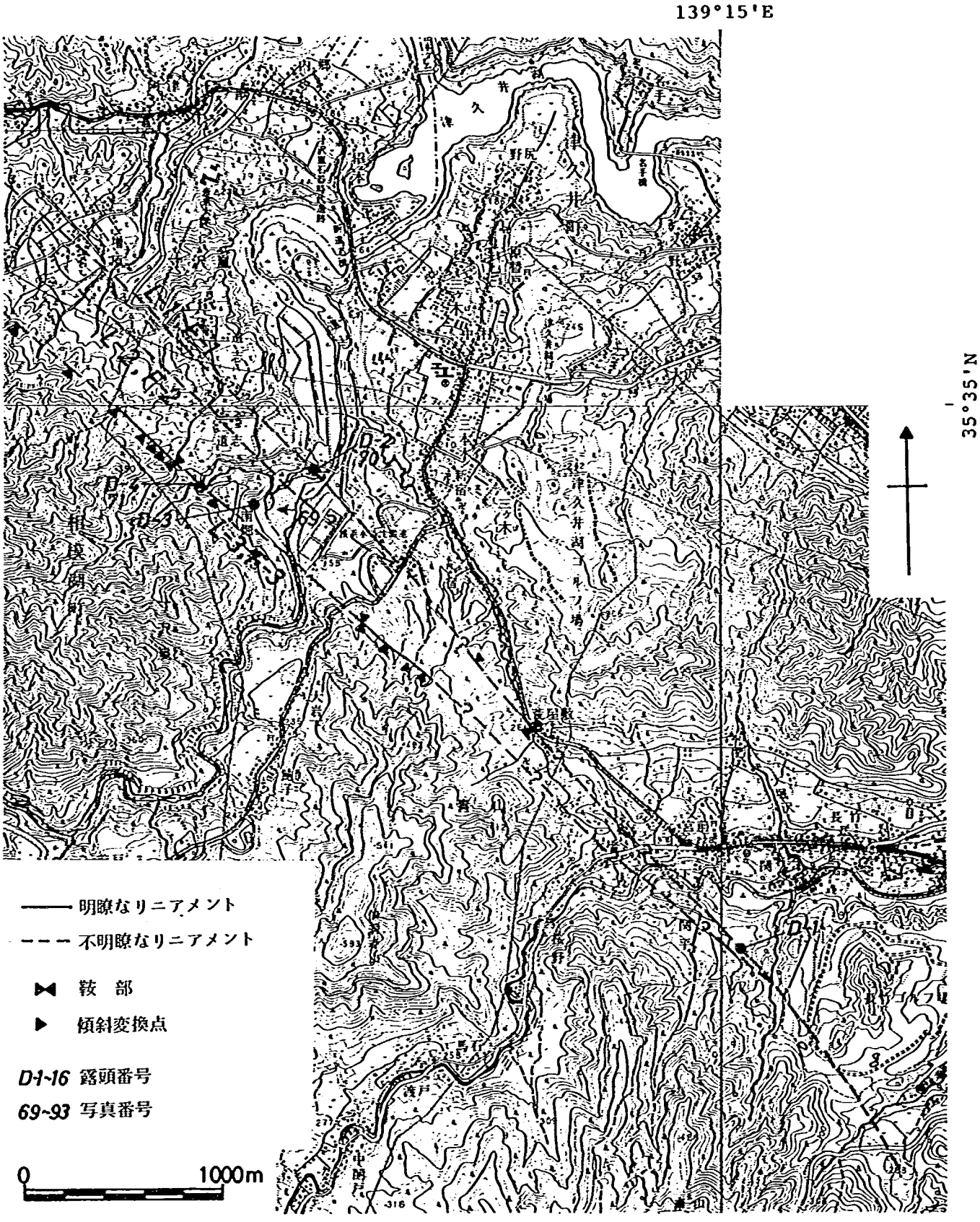
中央の高圧線の鉄塔の裏がやや鞍部的な地形となっており，L－3はそこを通っている。

(2) 断層および地質

i）F－1断層

L－1に相当する断層である。

D－1地点のローム層中にはN50°E，60°SE方向の割れ目が10～20cm間隔に並走している。割れ目は微視的には凹凸に富むが，その凹凸は鈍い光沢と方向性をもっているので変位によって生じた条線のようにみえ



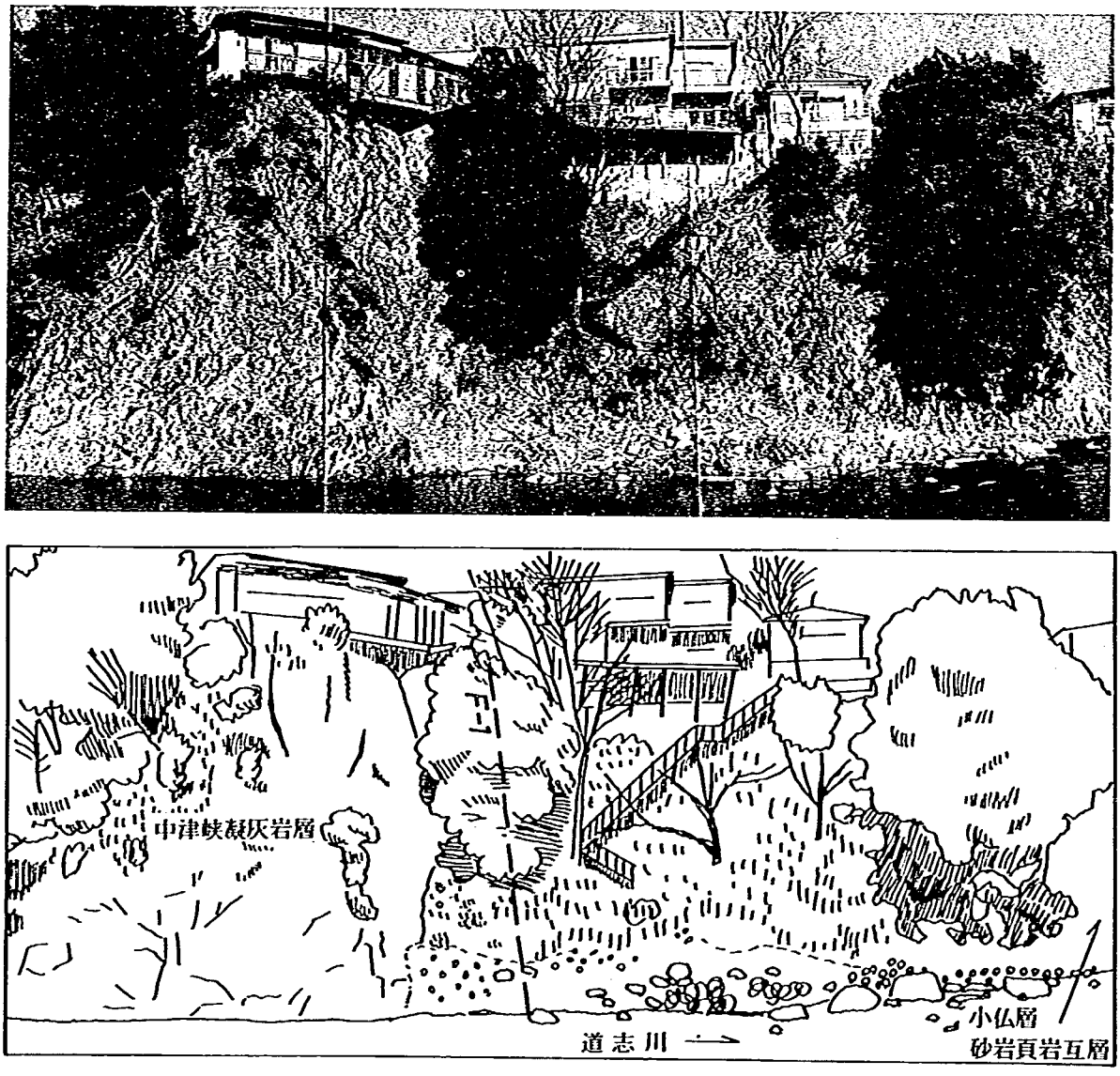
図－59　関平－寸沢嵐間のリニアメントおよび断層の位置

国土地理院発行２万５千分の１地形図「与瀬」,「青野原」,「上溝」を使用した。リニアメントを断層よりも優先して記入した。

る。ただし，その方向は割れ目によって縦と横の二方向のものがあり，断層の変位によるとした場合に期待される規則性がない。この露頭は段丘崖の肩の部分に位置するので，クリープ性のものである可能性が高い。なお，このローム層は黄褐色軽石まじりのやや粘土化した火山灰で，下部武蔵野ロームとされている。段丘面は宇野沢（1984）によると相模野面で，今回の地形区分では未区分である。

D－2地点付近では，道志川の下流側に小仏層が，上流側に中津峡凝灰岩が分布している（写真－70）。しかし，小仏層と中津峡凝灰岩の境界自体は民家の下の擁壁と岩屑に覆われていて観察できない。小仏層は破砕度がBもしくはそれより軽度の撹乱状況であり，下流の河原に広く露出しているものをみてもかなり硬い。境界の上流側の中津峡凝灰岩は割れ目に富み，割れ目には白色の細脈が発達するが，破砕度は小仏層と同程度である。露頭の欠如部分の幅は約15mである。小仏層の層理面はN45°W，60°～80°NEで，鶴川断層の一般走向に平行である。

このようにF－1は宿から増原の間では小仏層と中津峡凝灰岩層を境している断層である。



写真－70　F－1断層，D－2地点の露頭

中津峡層の凝灰岩と小仏層の砂岩頁岩互層がみられる。両者の間にF－1があるが，破砕帯は露出しておらず，詳細は不詳である。

ii) F－2断層

L－2に相当する。断層露頭は認められない。しかし，地質的には中津峡凝灰岩と小仏層がL－2に沿って界されており，断層の存在が推定される。

iii) F－3断層

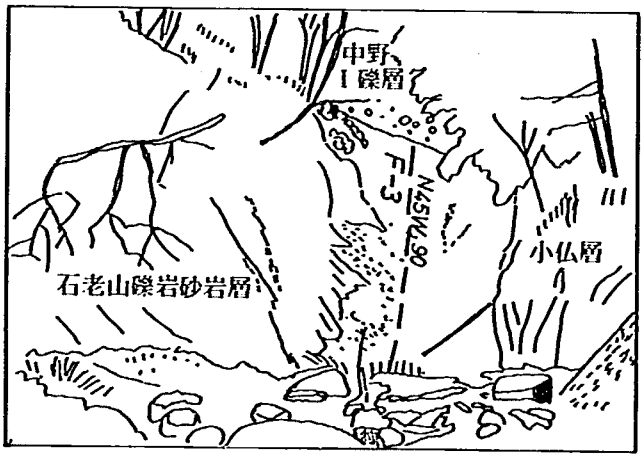
L－3に相当する断層である。

D－3地点の露頭は小仏層と石老山礫岩砂岩層とを境とする断層破砕帯のうち，小仏層内の部分である。小仏層の砂岩頁岩互層のうち，頁岩の破砕が特に著しく，一部粘土化し，破砕度AおよびBの部分が約30mにわたって露出している。破砕帯中のせん断面はN45°W，75°NEであり鶴川断層の一般方向に平行である。

D－4地点はD－3地点の約40m北西側の小沢で，写真－71にみられるように，石老山礫岩砂岩層と小仏層の砂岩頁岩互層が近接した露頭である。破砕帯は走向がN45°W，傾斜はほぼ鉛直で，粘土をともない幅約5m以上である。破砕度はB程度である。写真の露頭では段丘砂礫（中野I礫層）が断層を覆っているが，砂礫には断層活動によると思われる異常は認められない。

その他，関平～寸沢嵐間の断層の推定通過位置に広く分布するローム層には，断層活動によると思われる異常は見出せなかった。

以上のように，この区間のうち宿から寸沢嵐にかけては，少なくとも3本の断層がほぼ平行に存在している。これらのうちいずれが鶴川断層であるかは不明確であるが，ここではMikami（1961）がF－1の位置に相当する断層を藤野木－愛川線の主断層としていることから，F－1を鶴川断層としておく。



写真－71　F－3断層，D－4地点の断層露頭

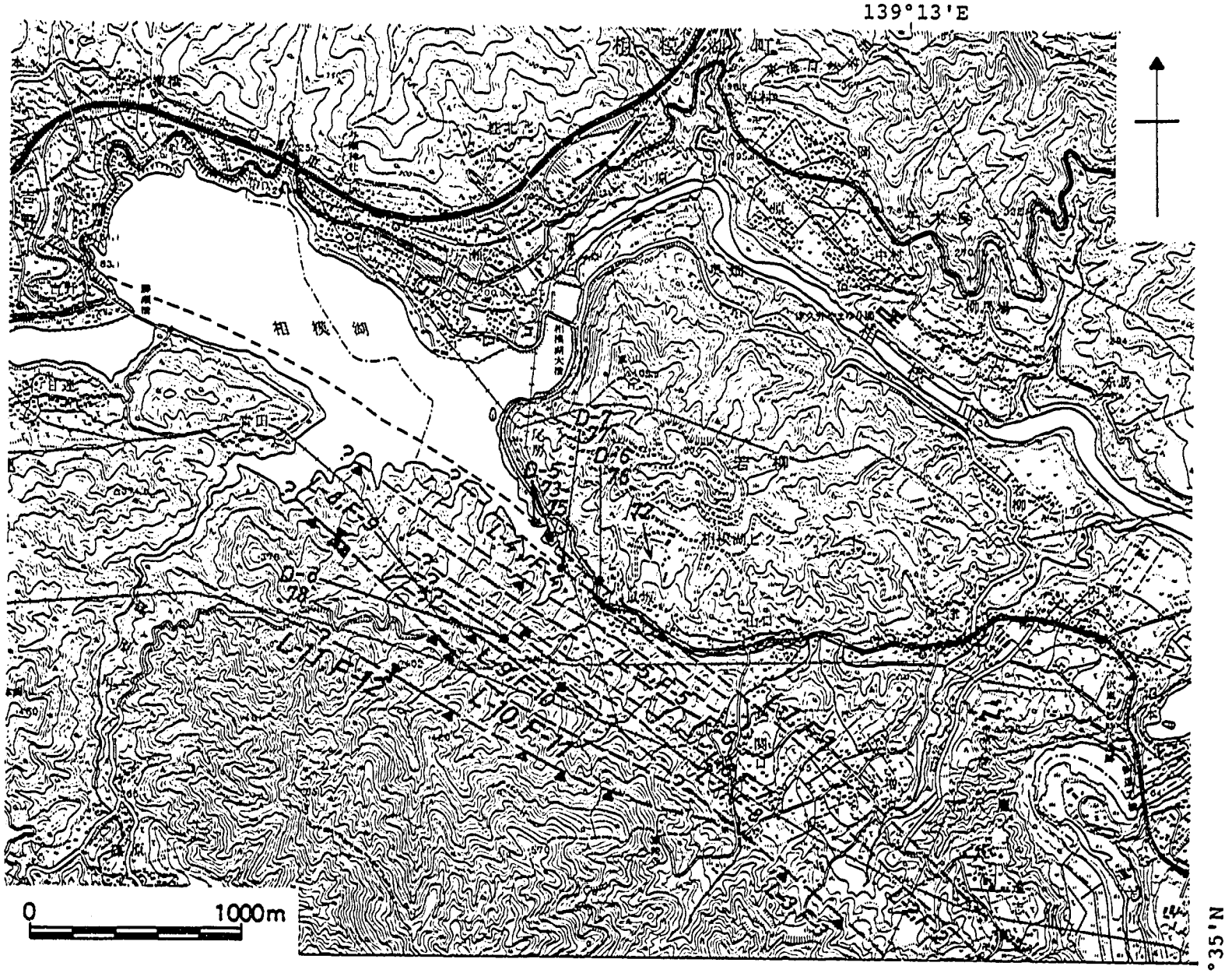
断層が破砕帯の上を段丘砂礫層（中野I礫層）が覆っているが，砂礫層には断層による異常は認められない。
小仏層は砂岩頁岩互層である。

2）鼠坂，相模湖南岸付近（図－60）

(1) リニアメントおよび地形

この区間にはL－1，L－4～L－11のリニアメントが認められる。

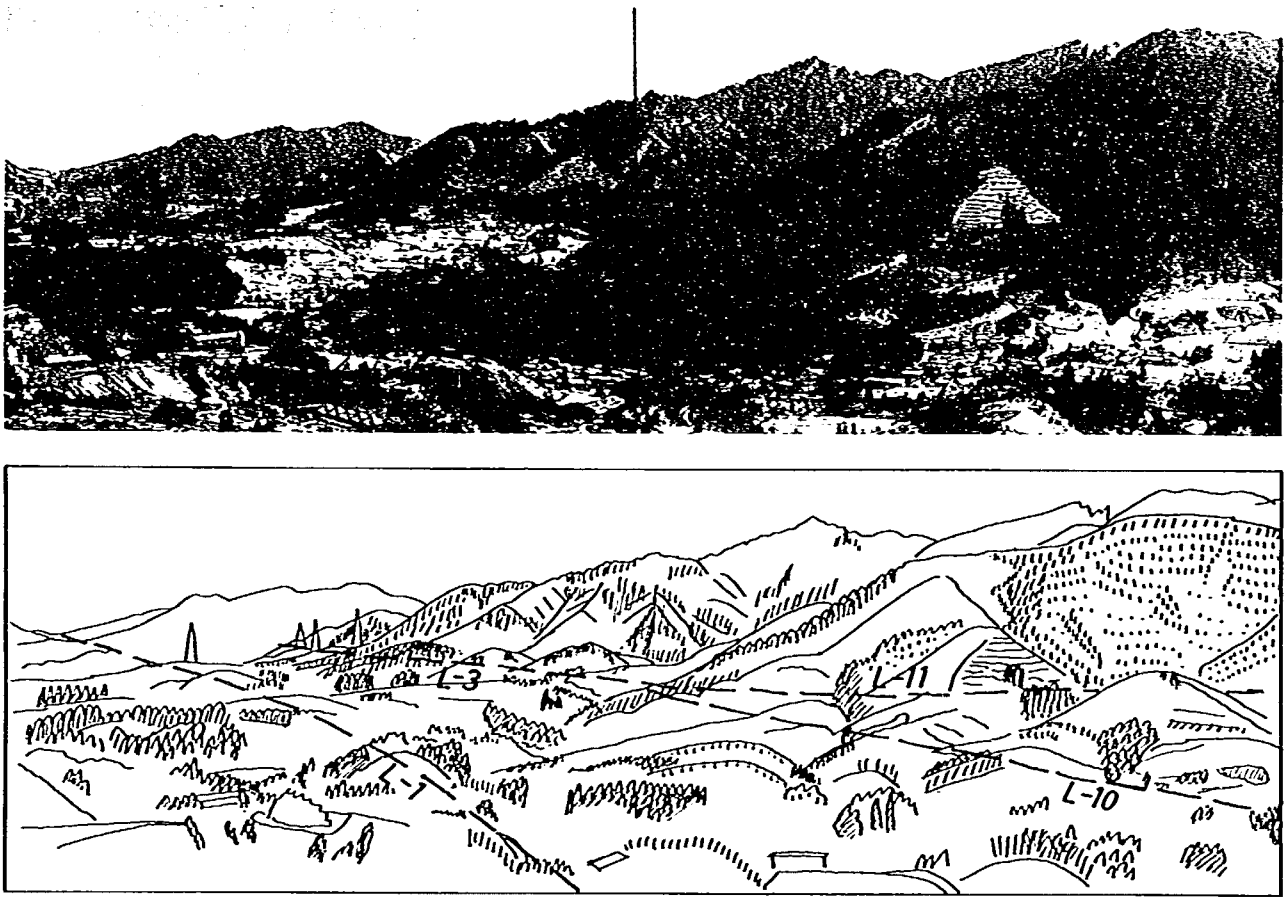
L－1には関平～寸沢嵐間では鞍部，傾斜変換点が認められたが，この区間には変位地形は認められず不



図－60　鼠坂，相模湖南岸付近のリニアメントおよび断層の位置

国土地理院発行２万５千分の１地形図「与瀬」を使用した。

明瞭である。L－4には鞍部が認められる。L－5～7，9には傾斜変換点が，L－8，10，11（写真－72）には鞍部と傾斜変換点が認められる。これらのリニアメントはL－11を除くと，いずれも不明瞭である。



写真－72　L－1，L－3，L－11付近の地形

なお，L－8～12はL－3から分岐したもののようにみえる。L－3の延長上にはL－8があるようであるが，地質的にはL－11がL－3に対応しているように考えられる（L－3は小仏層と石老山礫岩砂岩層を境しており，L－11も同様である）。

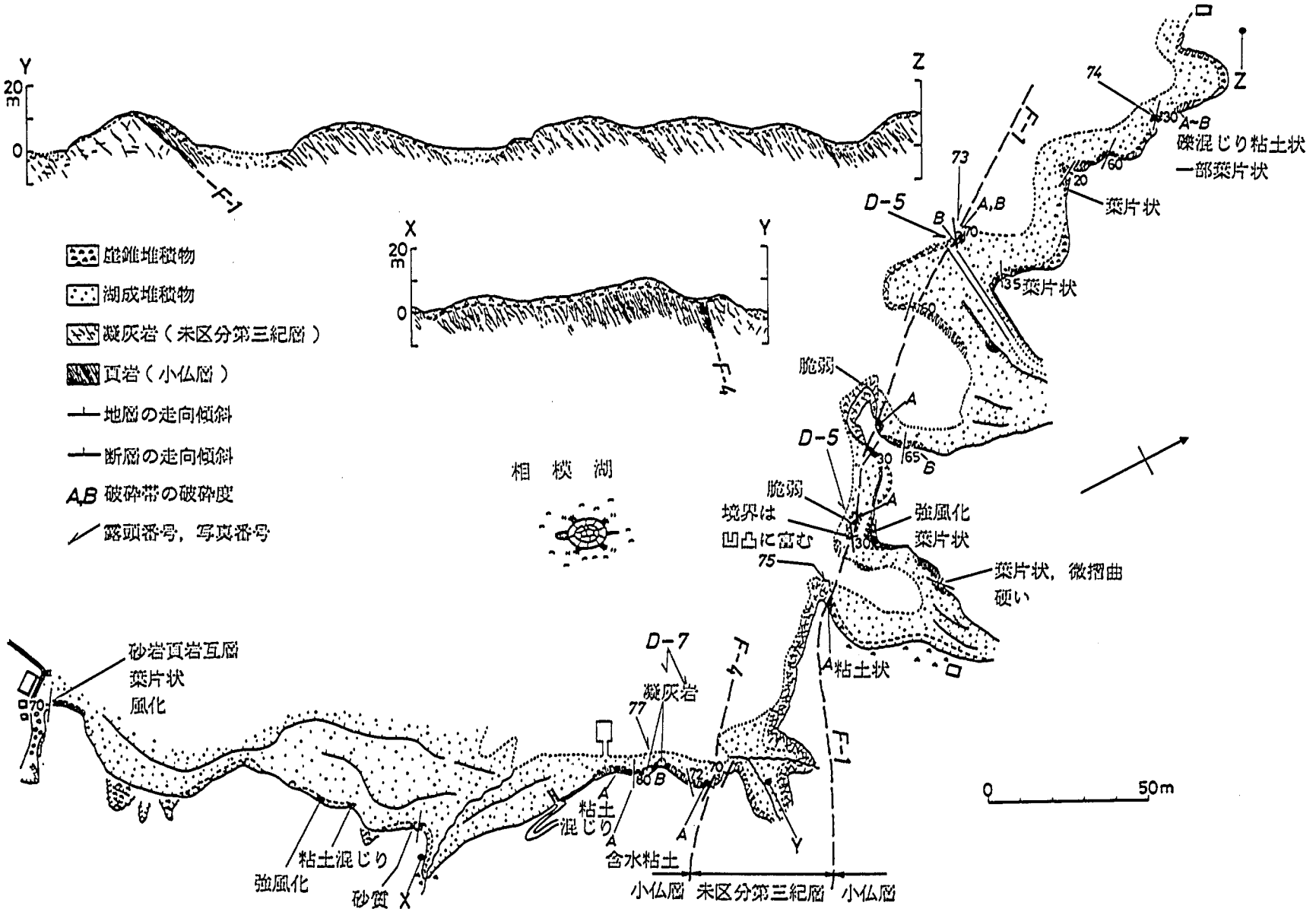
(2)　断層および地質

i）F－1断層

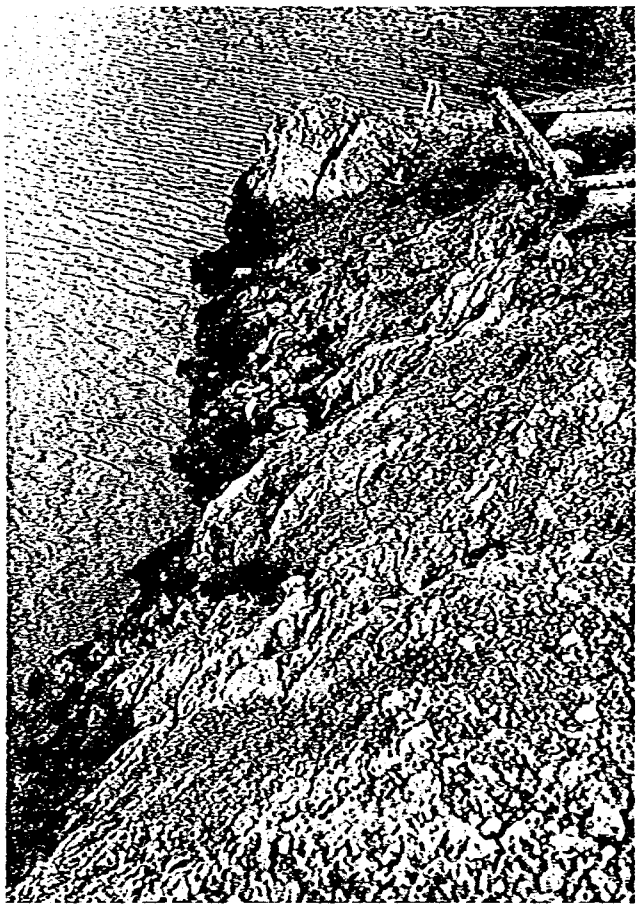
L－1に相当する断層で，小仏層と未区分第三紀層を境している。D－5地点で断層露頭が観察できる（図－61）。

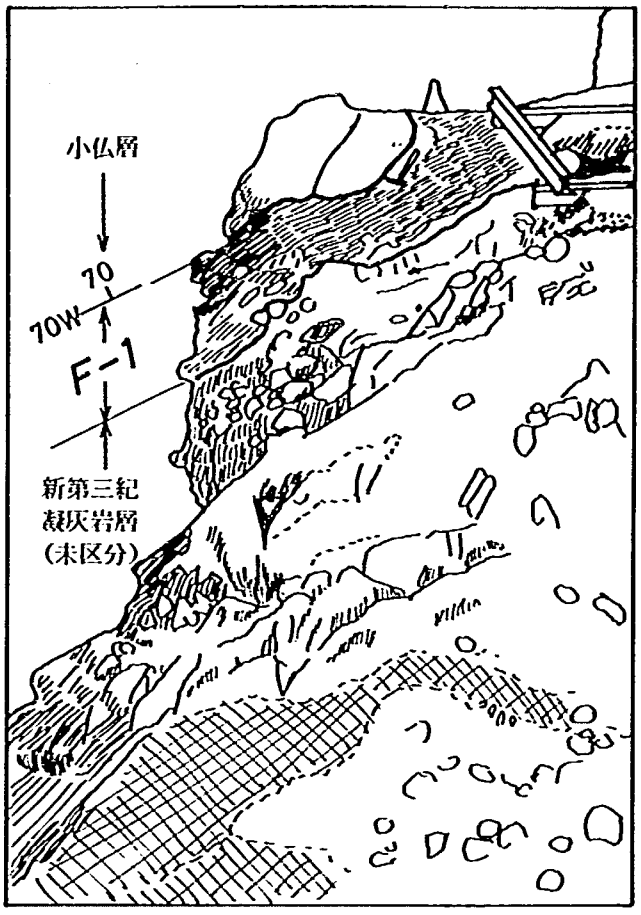
D－5地点は相模湖湖岸にみられる小仏層の砂岩頁岩互層と未区分第三紀層の安山岩質凝灰岩層との境界断層部である。この境界断層は鶴川断層の主部と考えられる。断層は屈曲に富み，走向N45°～70°W，傾斜30°～70°Nである。小仏層の層理面も大局的にはこれに平行である。

破砕帯は写真－73にみられるように，黒色，紫灰色，暗緑灰色などのやや固化した印象の粘土・角礫化帯を含んでいる。小仏層側には千枚岩状のやや硬い非破砕部も含む破砕度A程度の部分が，10～20m前後の幅で分布している。その外側には破砕度B程度の部分が幅20～30m程度分布している（写真－74）。境界断層に



図－61　F－1断層，D－5地点およびF－4断層D－7地点の露頭の様子





写真－73　F－1断層，D－5地点の断層露頭

図－61参照。

近接するに従ってしばしば未区分第三紀層の凝灰岩がブロック状に含まれている。紫褐色や暗緑灰色をした著しい粘土化帯はこの凝灰岩を原岩とするものと思われる。

破砕帯中のせん断面の方向はN55°～70°W，65°～35°NE で，小仏層の層理面にほぼ平行である。未区分第三紀層中には，まとまった断層粘土は認められず，不規則な割れ目が著しく発達した比較的硬い岩石の集合体状となっている。(写真－75)。

D－6地点は鼠坂の峠を北西側に回ったところで法面工の行われている部分である。調査時には崩壊部に擁壁を建込んだばかりの状態で，崖錐堆積物とローム層に覆われて湖沼性堆積物が南端に露出している。この層は淡黄灰色角礫まじり砂質粘土で，水平な層状をしており，層厚は5mをこえると思われる。この露頭は断層の直上にあると考えられるが，断層運動によると思われるような異常は見出せない(写真－76)。

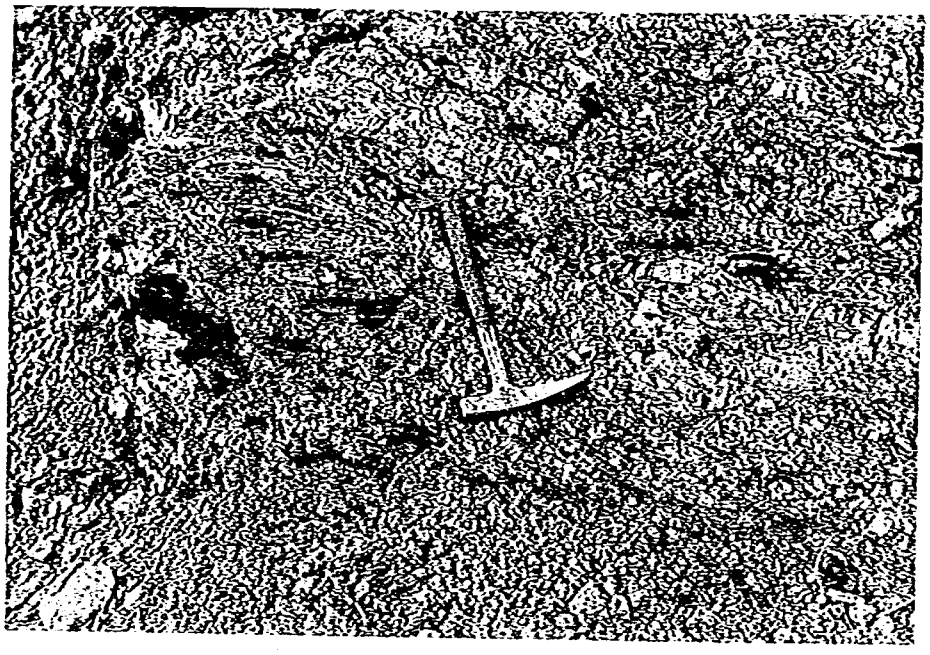
なお，この露頭の上方には僅かな平坦面があり，これは既存資料では記されてはいないが，中野I面に相当する可能性がある。したがって，この湖沼性堆積物も武蔵野ローム層の時代のものという可能性がある。

ii)　F－4断層

L－4に相当する。D－7地点に断層露頭がある。

D－7地点の露頭はD－5地点の南西側をほぼ同方向に走る破砕帯でN35°W，90°±の面で未区分第三紀

層と小仏層とが境されている。境界から幅5m程度の間の小仏層は暗青緑色粘土化帯をともない，その外側には幅約40mにわたる破砕帯AおよびBの部分がある。その中の所々には，厚さ数10～数100cmの灰緑色，紫灰色などの一段と軟質の粘土化帯が数層挾在している（写真－77）。これらはその色調等からすると未区分第三紀層の凝灰岩起源と思われる。せん断面の方向はN60°～70°W，70°～80°N，条線の方向は水平である。



写真－74　F－1断層，D－5地点付近の小仏層

F－1から約40m離れた地点の砂岩頁岩互層。破砕度A～Bである。

iii）F－5断層

L－5に相当する断層である。小仏層と石老山礫岩砂岩層を境している。断層露頭がないため詳細は不明である。

iv）F－6断層

この断層に相当するリニアメントは認められない。石老山礫岩砂岩層と未区分第三紀層を境しているが，詳細は不明である。

v）F－7断層

L－6に相当する断層で，未区分第三紀層と小仏層を境している。詳細は不明である。

vi）F－8断層

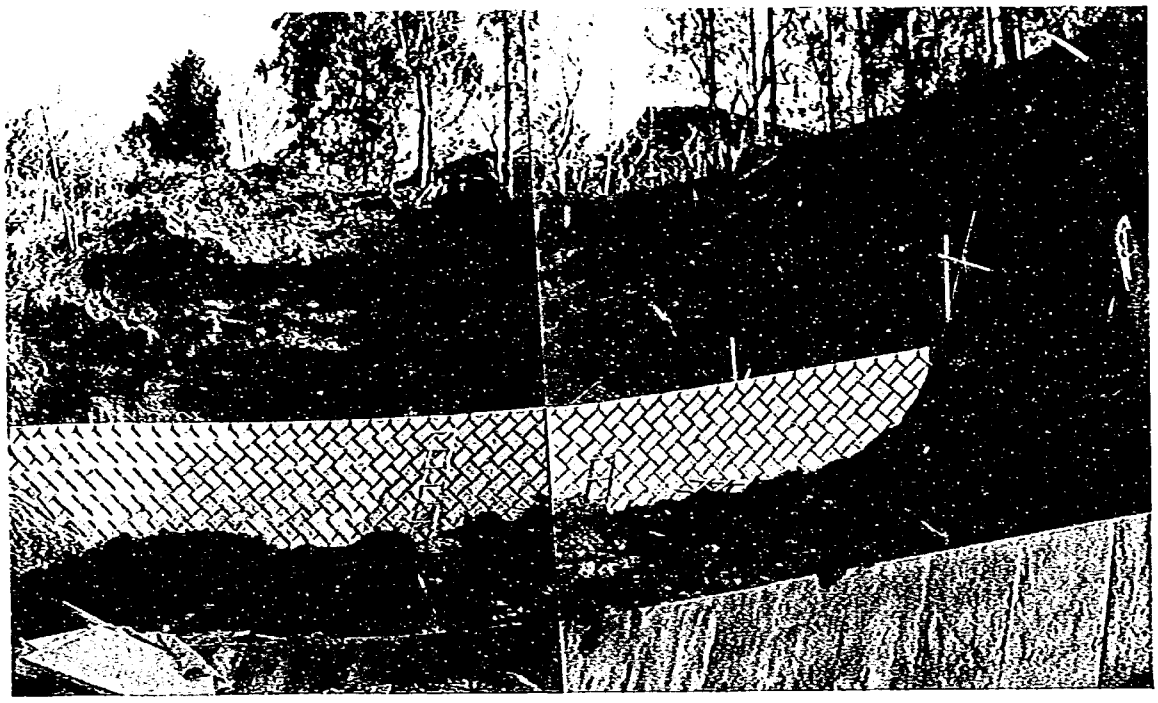
L－7に相当する。小仏層と石老山礫岩砂岩層を境しているが，詳細は不明である。

vii）F－9断層

L－8に相当し，石老山礫岩砂岩層と小仏層を境している。D－8地点の断層露頭は，小仏層と第三紀の石老山礫岩砂岩層との境界断層である。写真－78に示すように，石老山礫岩砂岩

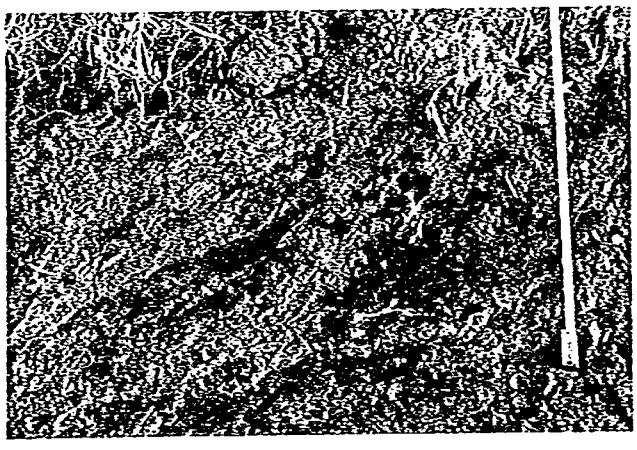
写真－75　F－1断層，D－5地点付近の未区分第三紀凝灰岩

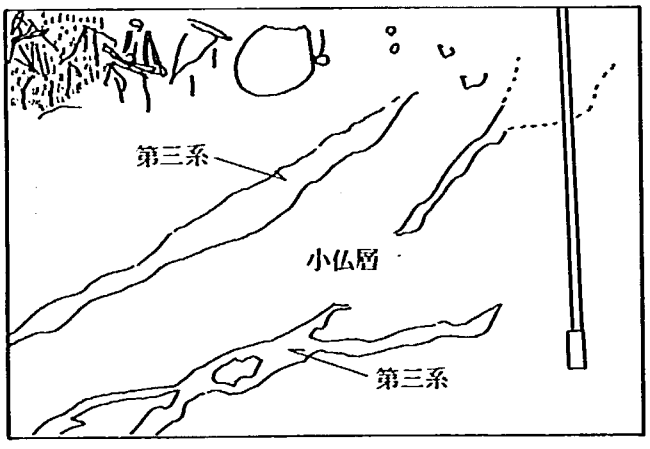
亀裂が発達しており，ハンマーでたたくとボロボロに砕ける。図－61参照。



写真－76　F－1断層，D－6地点の湖沼性堆積物

この湖沼性堆積物はF－1断層の直上にあると考えられるが，断層はよる変位等は認められない。





写真－77　F－4断層，D－7地点の小仏層の破砕状況

小仏層の頁岩中に未区分第三紀凝灰岩の薄層が挟まれている。頁岩は小角礫混じりの粘土状に破砕されており，指がめり込む程度に軟らかい。破砕度はA。図－61参照。

層および小仏層が幅約50mにわたり破砕度Bとなっている。（一部破砕度Aを含む）。せん断面の方向はN55°W，70°NEと測定される。

以上のように，この区間では小仏層，未区分第三紀層，石老山礫岩砂岩層が断層によってサンドイッチ状に分布している。F－5,6,7,8断層では，断層露頭は発見されなかったが，周辺の岩石は破砕度B程度に破砕されている。

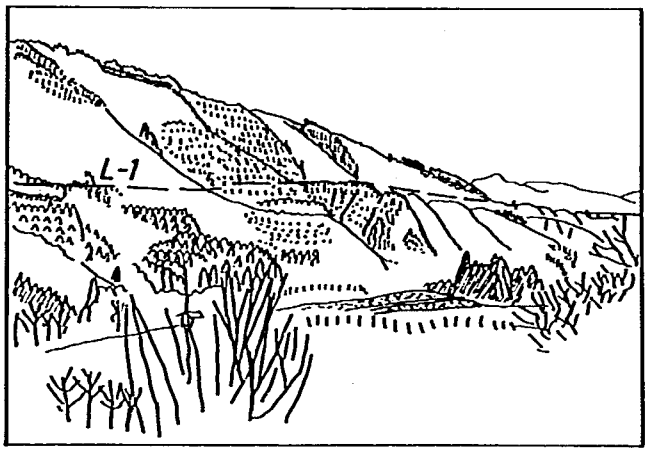
写真－78　F－9断層，D－8地点の断層露頭

石老山礫岩砂岩層と小仏層との間の境界断層の方向は
N55°W，70°Nである。この付近は幅約50mにわたり角
礫混り粘土状に破砕されている（破砕度はAを含むB）。

3）吉野～下岩（図－62）

(1)　リニアメントおよび地形

この区間にはL－1とL－12のリニアメントが認められる。L－1は鞍部，傾斜変換点（写真－79）が認められる明瞭なリニアメントで，L－12には鞍部と谷が認められる。



写真－79　中里～日野付近のL－1

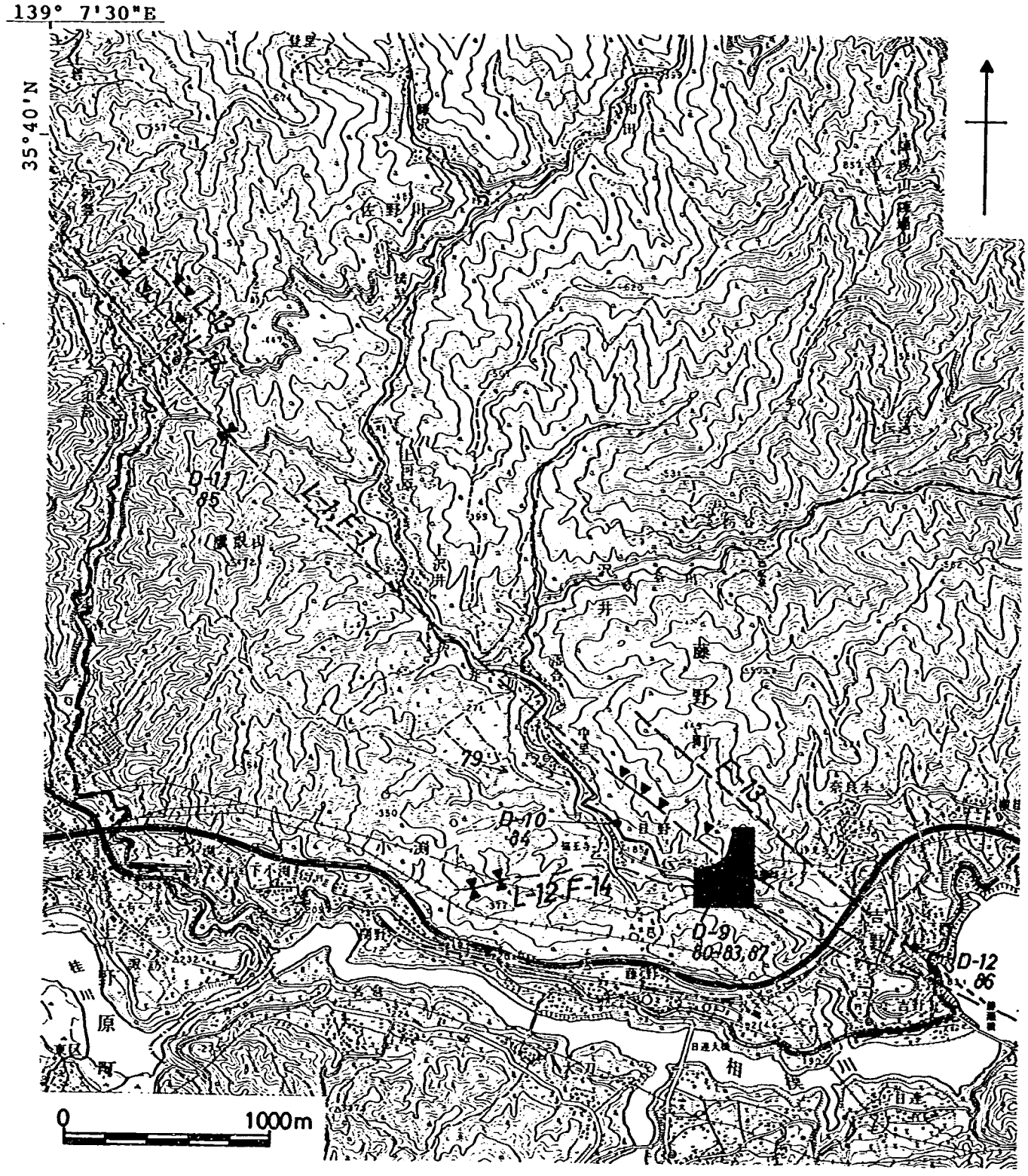
山腹に傾斜変換点の列がみられる。

(2)　断層および地質

i）F－1断層

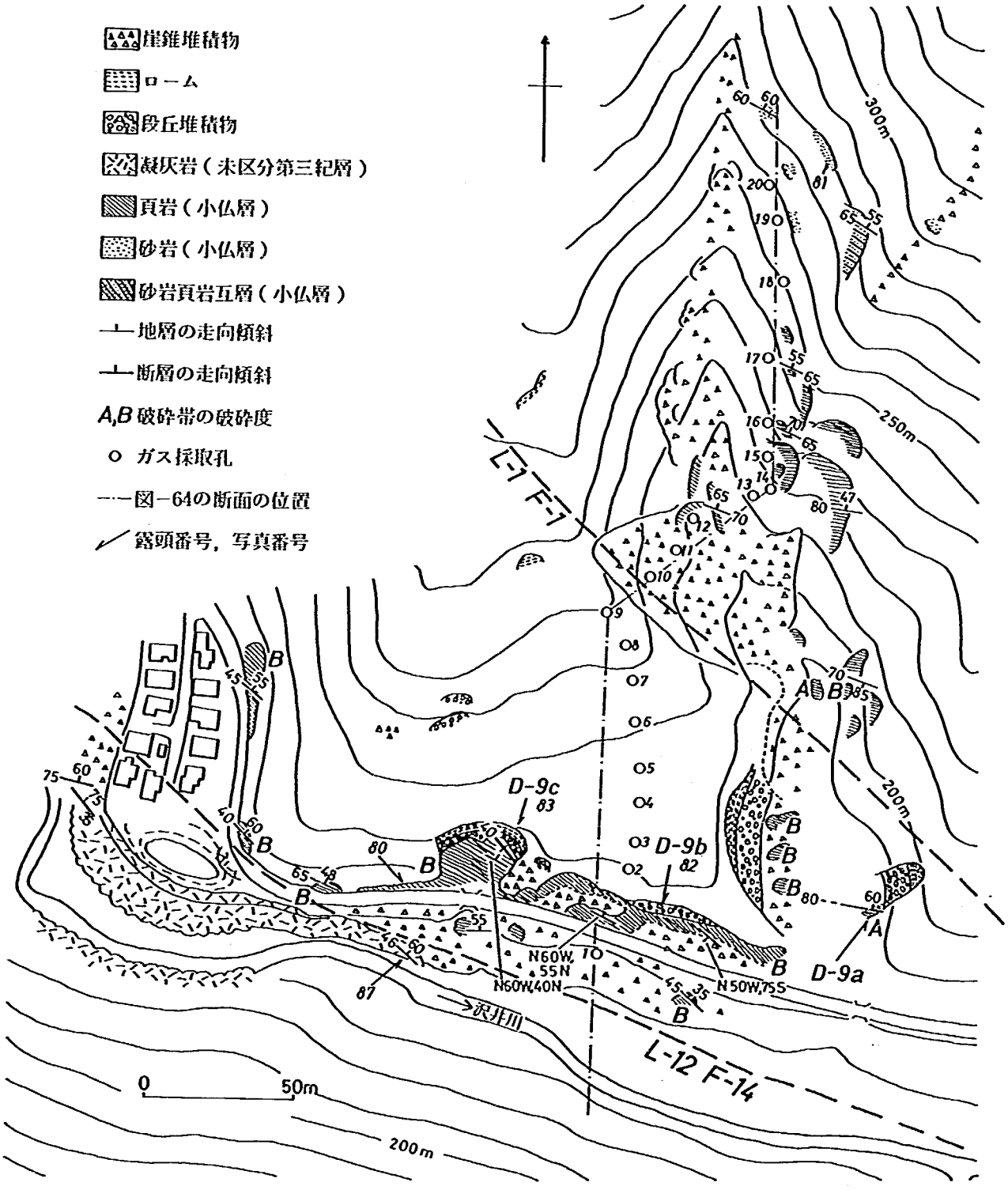
L－1に相当する。

沢井川左岸の露頭の状況を図－63に，断面を図－64に示す。図中のL－1，F－1の位置に断層が通っているものと考えられ，その両側に幅数10mの破砕度A，Bの部分をともなっている。破砕帯の全体としての走向はNWで，傾斜は不明であるが，北東に急傾斜しているようである。これからF－14（上野原衝上断層）



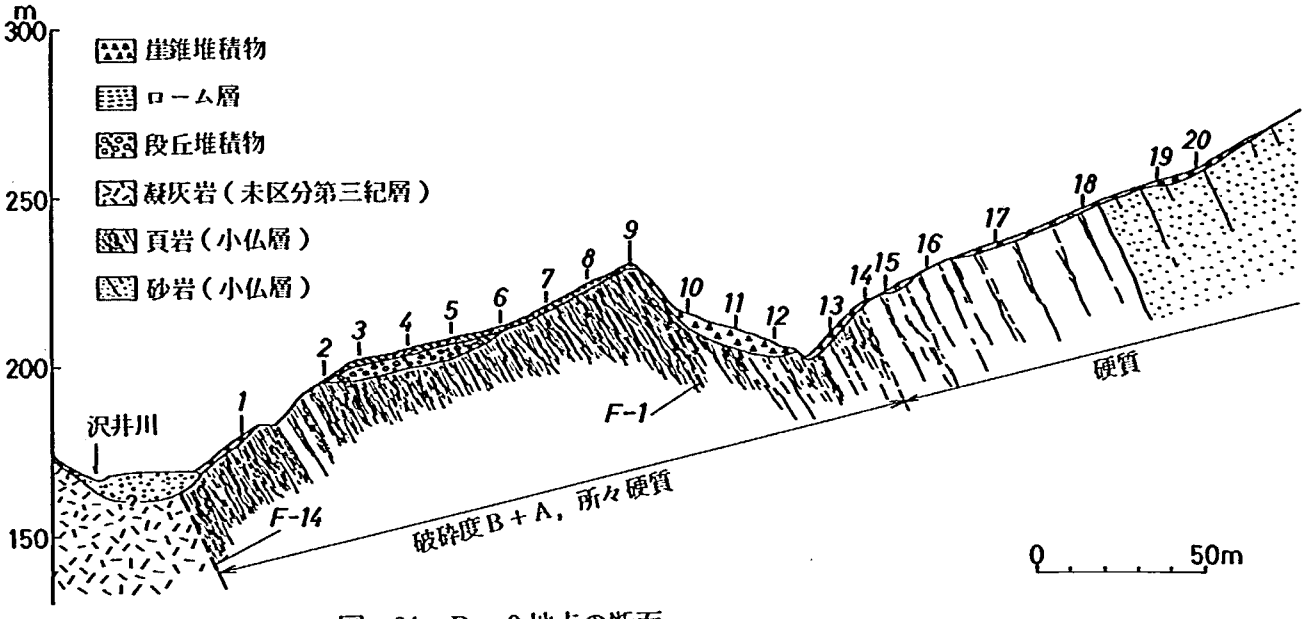
図－62　吉野－下岩区間のリニアメントおよび断層の位置

国土地理院発行２万５千分の１地形図「与瀬」を使用した。



図－63　F－1断層，F－14断層，D－9地点の露頭状況

1点鎖線は図－64の断面図の位置である。写真－80～83，87参照。



図－64　D－9地点の断面

図中の番号はガス採取孔№である。図－63参照。

の間の破砕度はB（写真－80）を主としてAを挟んでいる。その中のせん断面は一般にN50°～75°W，40°60°NEで，条線はほぼ水平方向である。破砕帯中には破砕をあまり受けていない硬い頁岩が数列挟在している。D－9a地点では，N80°W，60°Nの方向の断層がみられ，周囲の頁岩の破砕度はAである。

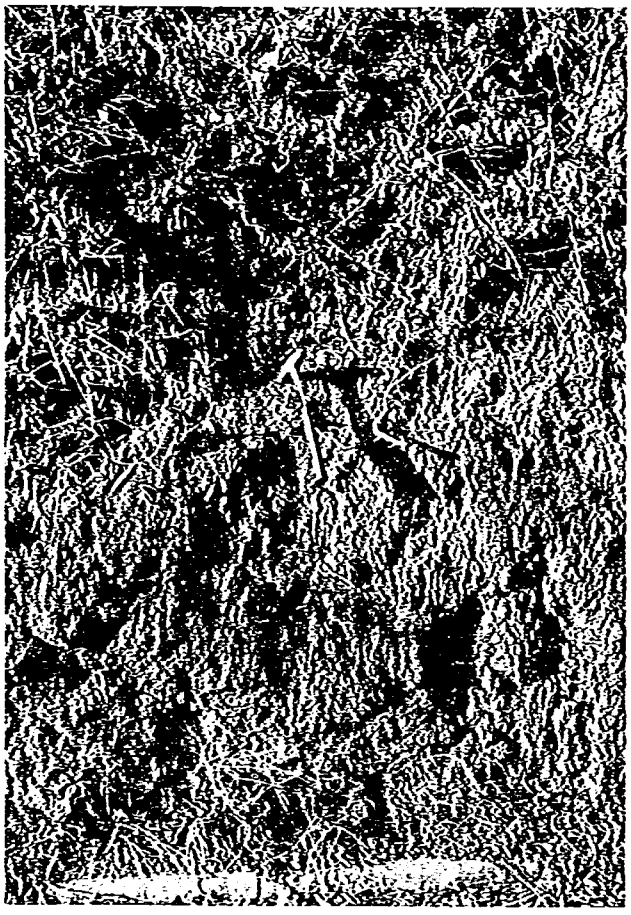
鶴川断層から50m以上北東側は硬い千枚岩質頁岩層，さらにその外側は硬質の砂岩層となっており，砂岩層は破砕を受けていない（写真－81）。

この付近の破砕帯は第四紀の段丘砂礫層（中野Ⅱ礫層または鶴島礫層）とローム層に覆われている。D－9c地点にみられる段丘砂礫層とローム層は，小仏層中のN40°W，90°の方向の断層（幅10～15cmの青緑色の平板状粘土帯）の直上にある。しかし，段丘砂礫層とローム層は何ら変位を受けていない（写真－83）。また，D－9b地点にある破砕された小仏層の上位の段丘砂礫層も変位をしていない（写真－82）。

D－10地点はF－1から南西に，200m程度離れたところであるが，破砕度A～Bの小仏層が分布している。この破砕された小仏層の上位にも段丘礫層がみられるが，礫層には変位は認められない（写真－84）。

D－11地点には厚さ2m余りの褐色の粘土質ロームと，それに覆われる厚さ1.5m以上の角礫まじり砂および粘土の層がある。砂および粘土は互層あるいは短いレンズ状を呈し，波曲している（写真－85）。この地層はF－1断層の直上に生じた小規模な湖沼の堆積物と考えられる。断層によって切られている部分は認められないが，地層の波曲は堆積後軟い時期に流動化して形成された可能性も考えられる。

以上のように，この区間のF－1断層周辺の小仏層の破砕度は著しく，小断層も複数存在している。また，リニアメントも明瞭であることから，F－1断層（L－1）が鶴川断層の主部であると考えられる。しかし，既述のように小仏層の上位の段丘礫層やローム層を変位させてはいない。



写真－80　D－9地点の小仏層頁岩の露頭

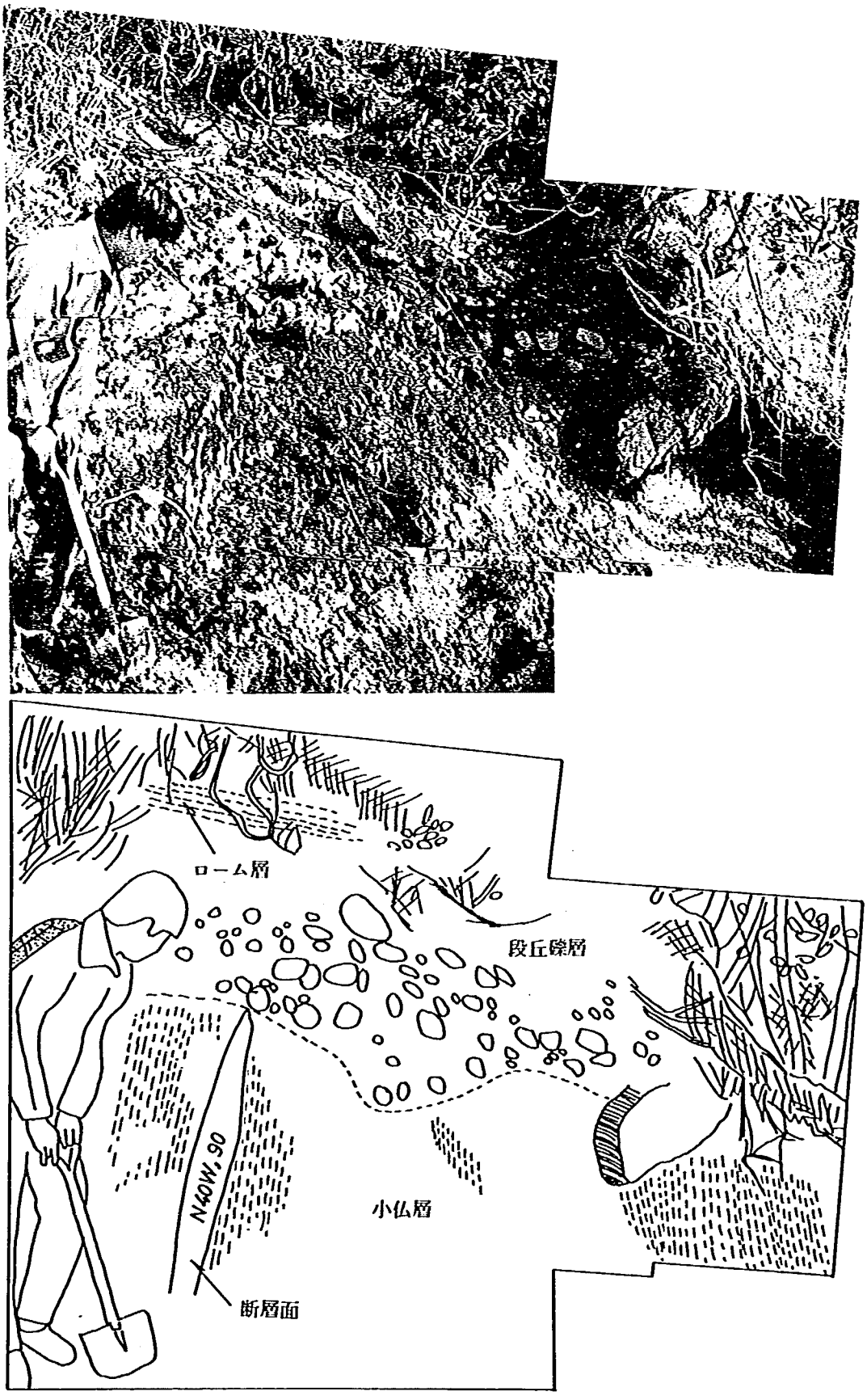
角礫混じりの粘土状に破砕されている。
しかししまりは良い。図－63参照。

写真－81　D－9地点の小仏層砂岩の露頭

F－1断層より約140m離れており，ほとんど破砕されていない。図－63参照。

写真－82　D－9b地点の小仏層と段丘堆積物

小仏層の頁岩の上に段丘堆積物がのっているが，
変位は認められない。図－63参照。

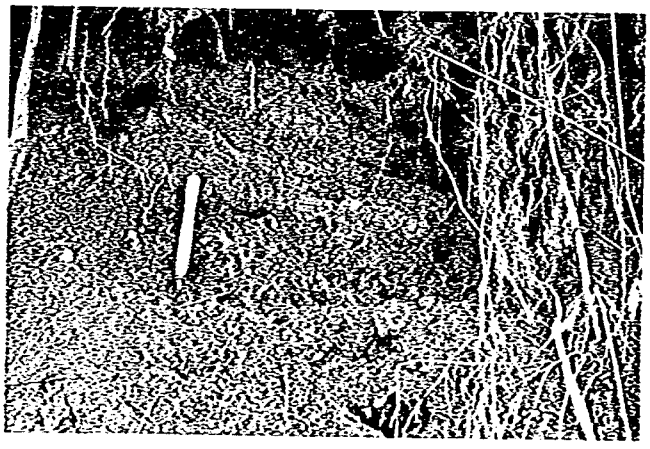


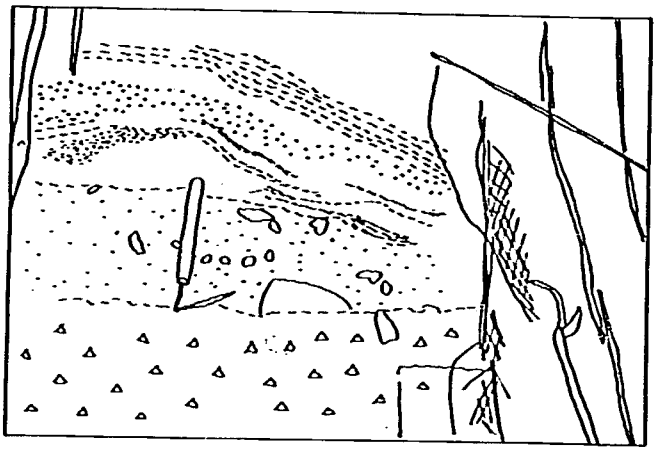
写真－83　D－９ｃ地点の断層露頭

図－63参照。

写真－84　D－10地点の小仏層と段丘堆積物

小仏層の上面に段差がみられる（右端）が、段丘礫層には変位は認められない。礫層中の礫の長軸は小仏層の上面の方向とほぼ平行に並んでいる。小仏層は全般に破砕されているが，軟弱な粘土はほとんど含まれていない。





写真－85　D－11地点にみられる湖沼性堆積物の露頭

地層が波曲している。

ii）F－13断層

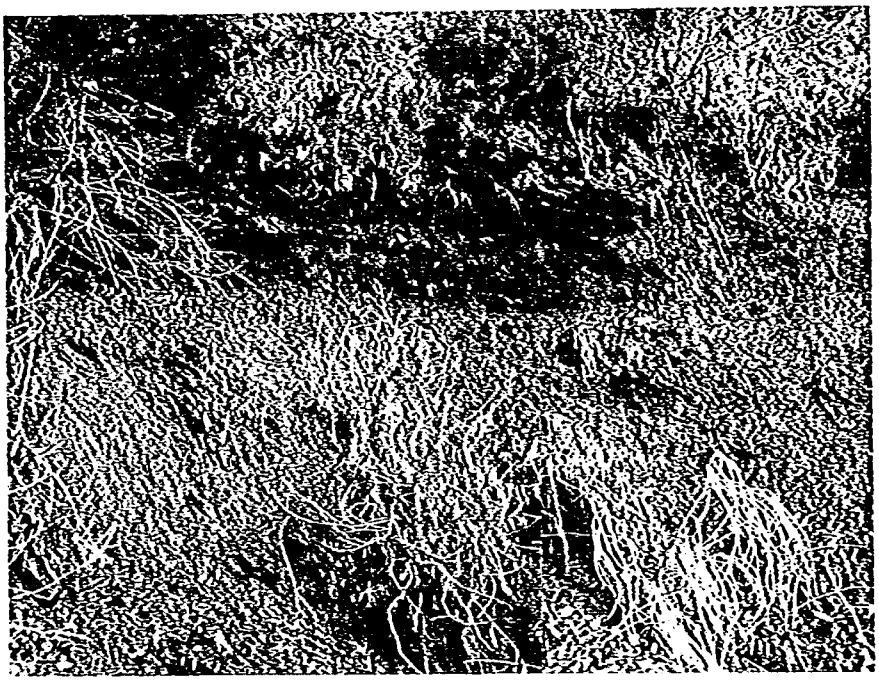
この断層に相当するリニアメントは認められない。

D－12地点では幅約50mにおよぶ破砕度AおよびBの小仏層の砂岩頁岩互層があり，その上を中野Ⅰ礫層が覆っている（写真－86）。破砕幅は確認できる範囲で50m以上である。破砕の程度は頁岩で著しく，全体ではBがAより多い。破砕帯中のせん断面の方向はN45°～80°W，傾斜は70°～80°NEが多い。なお，この破砕帯を覆う礫層には断層変位による異常は認められない。

iii）F－14断層

L－12にあたる断層で藤野木－愛川線（藤本，1951；篠木・見上，1954）および上野原衝上断層に相当する。F－14をはさんで北側には小仏層が，南側には未区分第三紀凝灰岩が分布している。

D－9地点ではF－14はF－1と接近して存在している（図－63）。F－1とF－14間の小仏層は既述のように破砕度A～Bとなっているが，F－14の南側の新第三紀凝灰岩は塊状であまり破砕されていない（写



写真－86　F－13断層，D－12地点の小仏層と段丘堆積物

小仏断層は強く破砕され，角礫混じりの粘土状となっている（破砕度A）
上位の段丘礫層（中野I礫層）中には，変位は認められない。

真－87）。これは前述の相模湖南東岸の場合（D－5，7地点）に似ており，破砕作用を繰返し受けた期間の長さが，小仏層に比べて短いためであるかもしれない。

4）　下岩～大垣外（図－65）

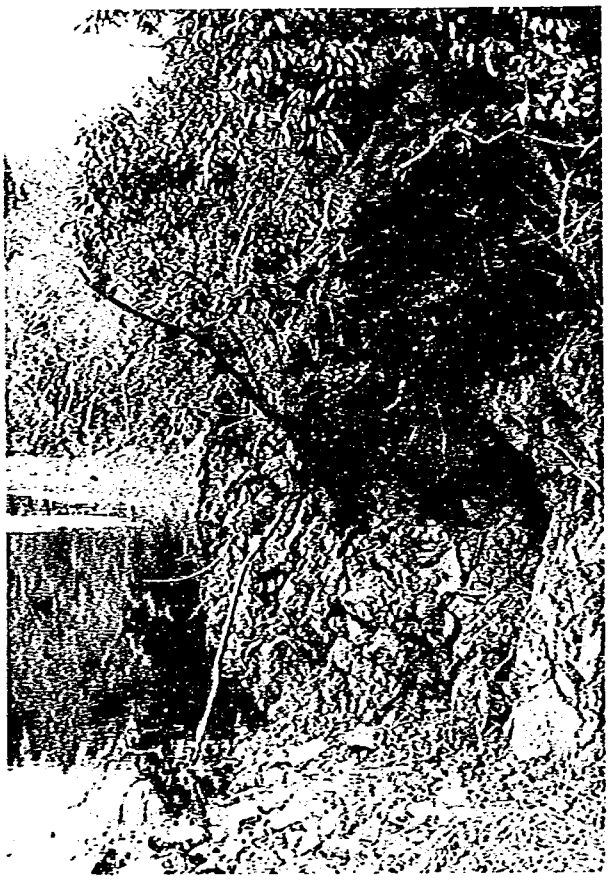
(1)　リニアメントおよび地形

この区間にはL－1，L－13～16のリニアメントが認められる。L－1は鞍部，傾斜変換点を結んで得られ明瞭である（写真－88）。L－13，14は下岩付近でL－1と平行に走るリニアメントで，傾斜変換点が認められる（写真－89）。L－15はL－1と斜交し，傾斜変換点があり，やや明瞭である。L－16はL－1の延長であると思われ，鞍部，傾斜変換点があり，明瞭である。

(2)　断層および地質

i）F－1断層

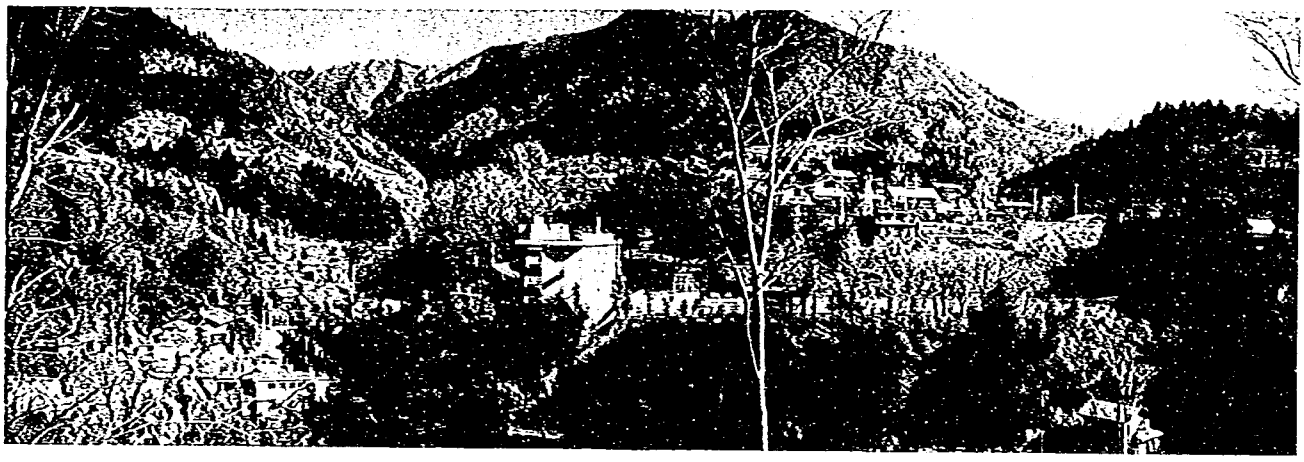
L－1に相当する。

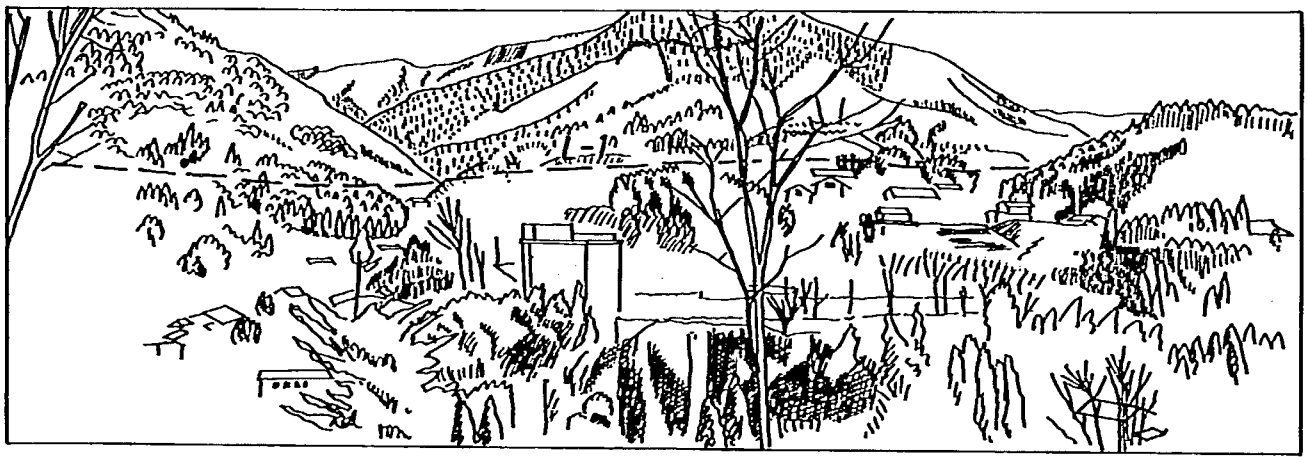


写真－87　D－9地点の未区分第三紀凝灰岩の露頭

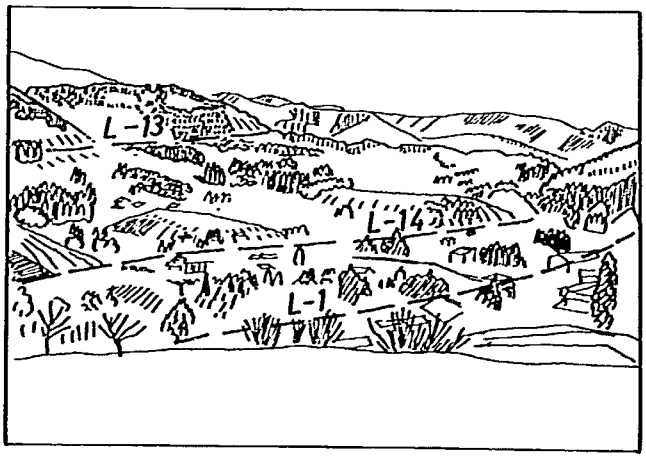
沢井川の右岸の露頭で，F－14の約10m南に当る。
亀裂が多くブロック状になっている。図－63参照。

D－13地点の露頭は黒田付近の道路脇の土取り場（写真－90）で，幅約10m以上の破砕帯がみられる。そこでは破砕度はAで，ほとんどが角礫まじりの粘土状であり，方解石の脈を多数挟む。せん断面の方向はN70°W前後，傾斜は60°～70°Nである。



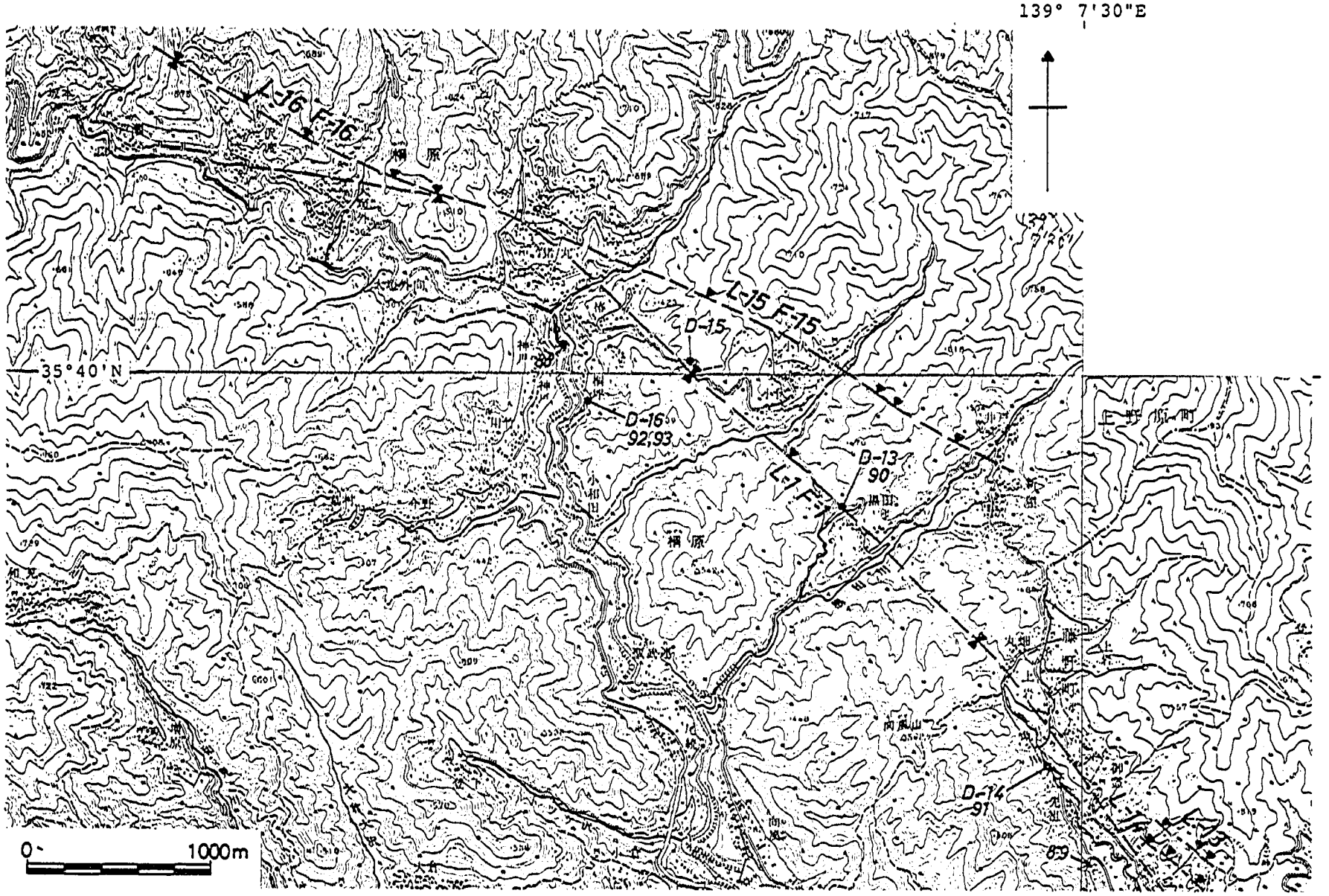


写真－88　椿付近のL－1



写真－89　下岩付近のL－1，13，14

L－1，13，14が並走している。



図－65　下岩－大垣外区間のリニアメントおよび断層の位置

国土地理院発行２万５千分の１地形図「与瀬」,「上野原」,「猪丸」を使用した。

写真－90　Ｆ－１断層，Ｄ－13地点の露頭

小仏層が角礫混り粘土状に破砕され，ハンマーで容易に掘り起すことができる。しかし，かなりしまりは良い。破砕度はＡ（～Ｂ）である。

写真－91　F－1断層，D－14地点の露頭

小仏層が強く破砕を受けているが，しまりは良く硬い。

D－14地点では，小仏層は強く破砕を受けているがしまりは良く硬質である。（写真－91）

D－15地点の露頭は道路法面である。小仏層の頁岩が破砕されているが，しまりは良く硬い。

ii）F－15断層

断層露頭はなく，直接確認することはできないが，周辺の小仏層が破砕されているため，L－15の位置にF－15を推定した。

iii）F－16断層

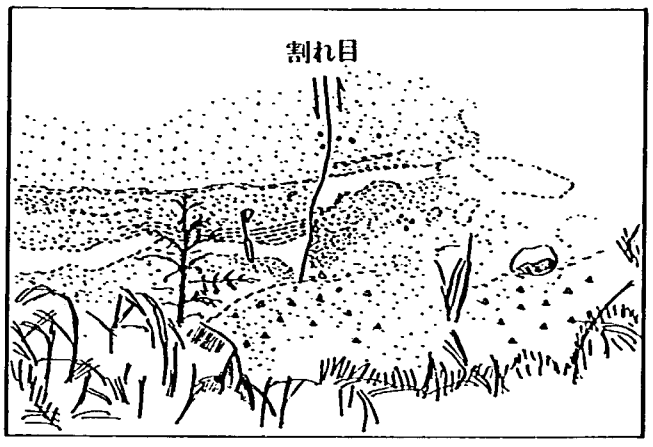
調査範囲外であるため，詳細な調査は行っていないが，L－16がL－1（F－1）の延長と考えられるため，L－16の位置にF－16を推定した。

vi）その他

鶴川断層の本体とは離れるが，鶴川沿いの急斜面に作られている道路法面（D－16地点）にローム層と段丘堆積物を切る開口性の割れ目がある（写真－92）。その方向はN70°W，75°Nであり，約25cmの段差がある。この割れ目は2m下の小仏層にあるほぼ同方向の小断層？には続いている可能性はあるが，それを延長した約30m下の道路法面には，断層が認められない。また，前記の割れ目の約20m北側の道路法面には，ローム層を切る表層地すべりが認められるので，この周辺に基盤の一部を含めた地すべりが存在する可能性がある。よってD－16地点の割れ目は地すべりの側面での引張割れ目であるという解釈も成り立つ。

小仏層中の小断層は走向がN78°Wで，この付近の鶴川断層の方向（N45°W）とは約30°異なっており，また鶴川断層（F－1）から約500m南西にあたっている。この小断層も鶴川断層との関係は不明瞭である。

しかし，礫層上の細砂層が上位の粘土層中にキノコ雲のように突出している（写真－93）ことは，激しい振動



写真－92　D－16地点の段丘堆積物を切る割れ目

約25cmの鉛直変位がある。この割れ目（N70°W，75°N）延長部の小仏層中には小断層があるが，さらに30m延長した小仏層中には，断層は認められない。地すべりによって形成された可能性がある。

の起こったことを示している。

このように本地点の割れ目が，第四紀断層であるか否かは不明確である。

写真－93　D－16地点の段丘堆積物にみられる異常堆積

粘土層中に下位の細砂層がキノコ雲のように突出している。過去の激しい振動を意味するものか。

5）まとめ

今回調査を行った範囲では，L－1～L－16のリニアメントとF－1～F－16の断層が確認された。（表－22）。

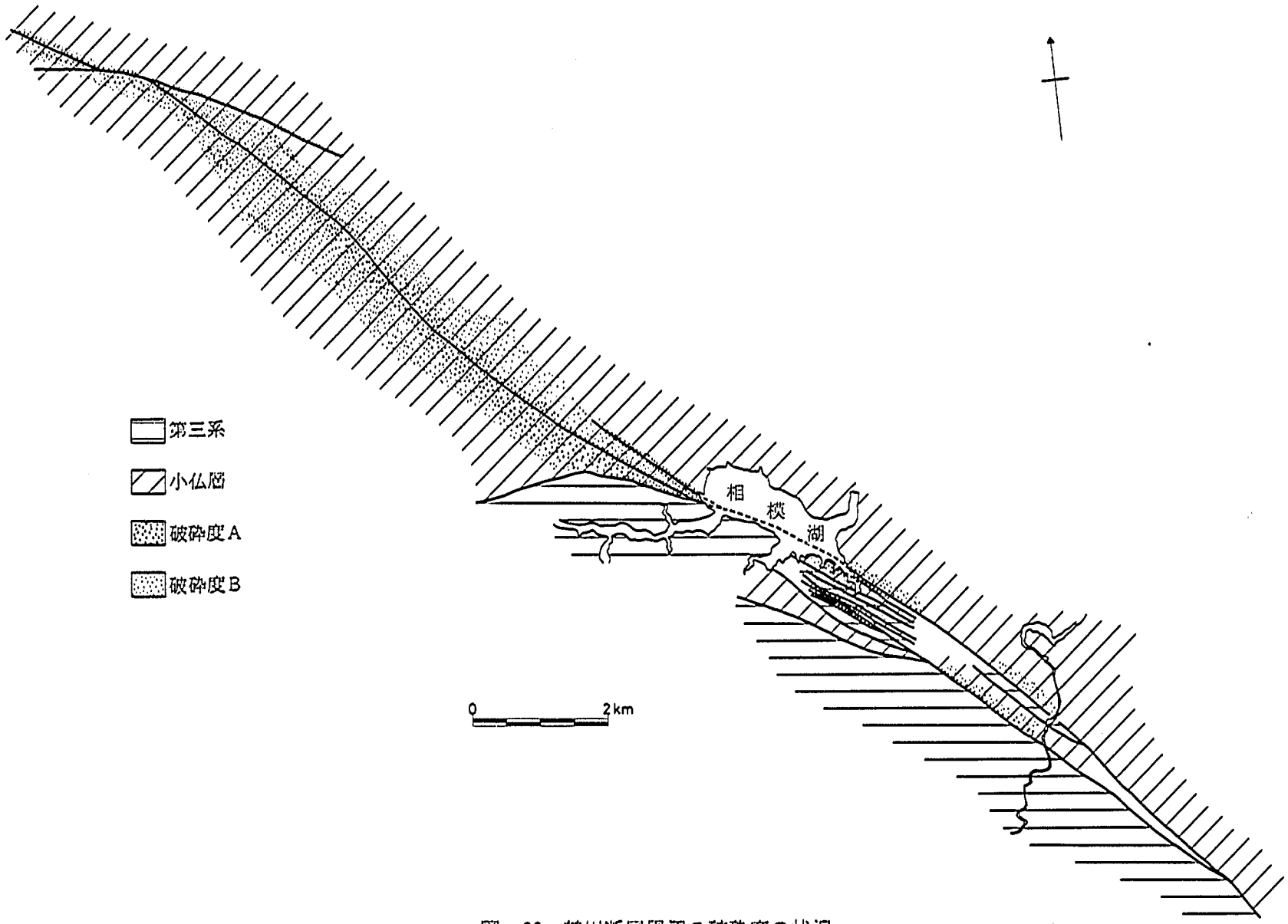
これらのうち，鶴川断層の主部と思われるのは，L－1，F－1である。L－1は，地形的に鞍部や傾斜変換点が明瞭に認められる。F－1は地質的に，相模湖以南では小仏層と第三系を境する断層として，以北では小仏層中の断層として認定されたものである。

相模湖南岸の地域では，F－1と平行に複数の断層が存在し，小仏層と第三系がサンドイッチ状に分布をしている。これは金子（1955a）にも記されている。このようにこの地域では，複数の断層が並走しており，鶴川断層をF－1の1本のみとしてとらえるよりも，複数の断層からなる断層群としてとらえる方がより適確である可能性がある。

相模湖以北では，特に鶴川断層そのものと考えられる断層面は認められず，図－66のような破砕帯として

表－22　鶴川断層調査地域の断層およびリニアメントの調査結果

地区	断層	リニアメント	地質	断層地形	断層露頭			上載地層（地点）
					地点	走向傾斜	破砕度	
関平～寸沢嵐	F－1	L－1	小仏層，中津峡凝灰岩境界断層	鞍部，傾斜変換点が明瞭	D－2	小仏層中でNW，60°～80°N	B～更に軽度	下部武蔵野ローム（D－1）
	F－2	L－2	中津峡凝灰岩層，小仏層境界断層	傾斜変換点	—	———	———	中野Ⅰ礫層が　が覆う？
	F－3	L－3	小仏層，石老山礫岩砂岩層境界断層	傾斜変換点明瞭	D－3 D－4	小仏層中でN45°W，75°～90°N	A～B	中野Ⅰ礫層？（D－4）
鼠坂・相模湖南岸付近	F－1	L－1	小仏層，新第三紀凝灰岩層（未区分）境界断層	鞍部，傾斜変換点	D－5	N45°～70°W，30°～70°N	A，B	湖沼性堆積物が覆う（D－6）
	F－4	L－4	新第三紀凝灰岩層（未区分），小仏層境界断層	鞍部	D－7	N35°W，90°±	A，B	———
	F－5	L－5	小仏層，石老山礫岩砂岩層境界断層	傾斜変換点	—	———	———	———
	F－6	—	石老山礫岩砂岩層，新新第三紀凝灰岩層（未区分）境界断層	断層地形なし	—	———	———	———
	F－7	L－6	新第三紀凝灰岩層（未区分），小仏層境界断層	傾斜変換点	—	———	———	———
	F－8	L－7	小仏層，石老山礫岩砂岩層境界断層	傾斜変換点	—	———	———	———
	F－9	L－8	石老山礫岩砂岩層，小仏層境界断層	鞍部，傾斜変換点	D－8	石老山層中でN55°W，70°N	主にB，Aを含む	———
	F－10	L－9	小仏層，新第三紀凝灰岩層（未区分）境界断層	傾斜変換点	—	———	———	———
	F－11	L－10	新第三紀凝灰岩層（未区分），小仏層境界断層	鞍部，傾斜変換点	—	———	———	———
	F－12	L－11	小仏層，石老山礫岩砂岩層境界断層	鞍部，傾斜変換点	—	———	———	———
吉野～下岩	F－13	—	小仏層中の断層	断層地形なし	D－12	N45°～80°W，70°～80°NE	頁岩はA，その他はB主体	中野Ⅰ礫層（D－12）
	F－1	L－1	小仏層中の断層	鞍部，傾斜変換点	D－9 D－10	N50°～75°W，40°～60°NE	頁岩はA，その他はB主体	中野Ⅱ礫層？（D－9,10）湖沼性層（D－11）
	F－14	L－12	小仏層，新第三紀凝灰岩層（未区分）境界断層	谷，鞍部	D－9	N50°±W？60°±N？	頁岩はA，その他はB主体	中野Ⅱ礫層？（D－9）
下岩～大垣外	F－1	L－1	小仏層中の断層	鞍部，傾斜変換点，谷	D－13 D－14 D－15	N45°±W，50°～85°N	A，B	———
	—	L－13	———	傾斜変換点	—	———	———	———
	—	L－14	———	傾斜変換点	—	———	———	———
	F－15	L－15	小仏層中の断層	傾斜変換点	—	———	———	———
	F－16	L－16	小仏層中の断層	鞍部，傾斜変換点	—	———	———	———
	—	—	段丘堆積物中の割れ目，地すべりの可能性大	———	D－16	N70°W，75°N	———	———



図－66　鶴川断層周辺の破砕度の状況

認定される領域のほぼ中央に当り，L－1に一致する箇所にF－1を引いた。破砕帯のうち破砕度Aの部分の幅は最大で約500 mもあり，相模湖以北の地域でも，相模湖南岸地域のように複数の断層が平行に存在している可能性がある。以上のように鶴川断層は複数の並走している断層から構成されている可能性が大きい。

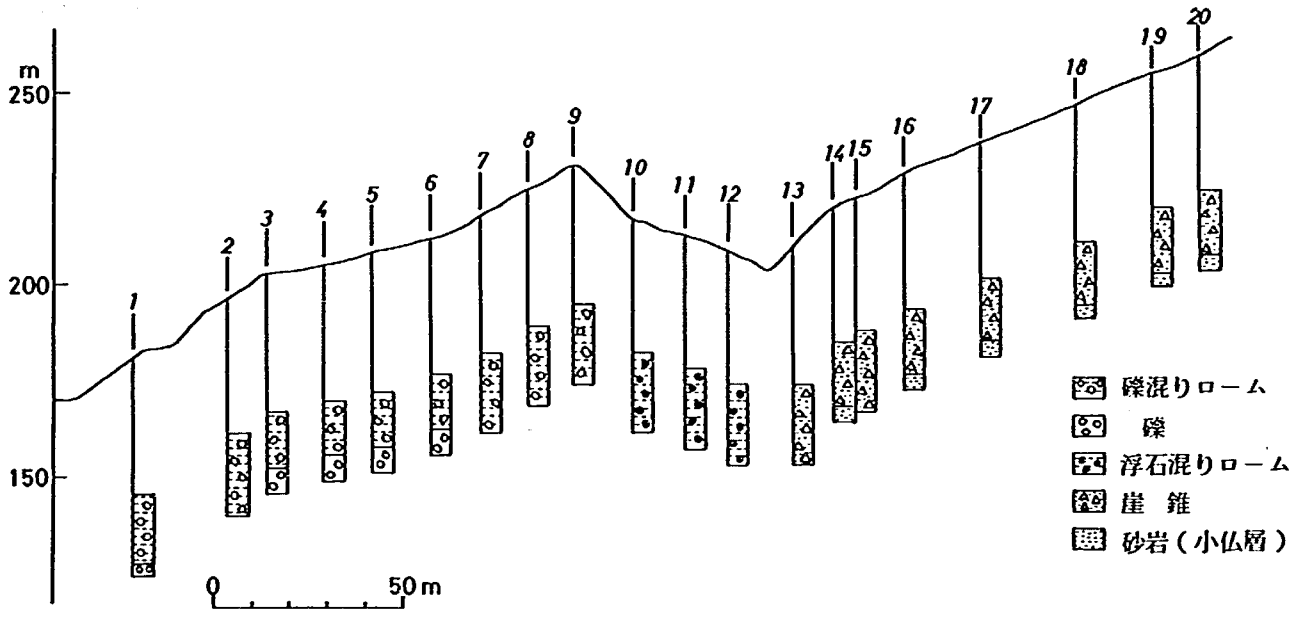
破砕帯の破砕度はD－7，D－9地点などのように小仏層と第三系とでは異なっており，小仏層の方が破砕度が大きい。これは断層運動の時の小仏層と第三系の物性の違いに起因しているものと考えられる。また，断層運動を受けた回数の違いによるものかもしれない。

今回調査を行った断層周辺には表－22に示したような，上載地層が分布している。これらの上載地層はいずれも断層運動によって変位したとみられる状況を示していない（1箇所，D－11地点の湖沼性堆積物のみが地層の波曲を示しているが，断層運動との関係は不明である）。したがって，鶴川断層をはじめこの地域の断層が，更新世後期以降活動をしたという野外での証拠は得られなかった。

5. 土壌ガスの濃度

D－9地点に20孔のガス採取孔を設け土壌ガスの採取を行った。採取孔はF－1を挟さみ，F－1の方向とほぼ直交する方向に配列した（図－63，64）。図－67にガス採取孔の柱状図を示す。一部の孔を除いて，小仏層には達していない。

土壌ガスの採取は1987年3月6日～4月30日までに計6回行った。採取したガスについてCO_2とH_2濃度をガスクロマトグラフ法にて表－23に示した条件で測定した。



図－67　ガス採取孔の柱状図

ガス採取孔の深度はそれぞれ1.5 mである。

表－23　ガスクロマトグラフ法の測定条件

分析成分		H_2	CO_2
キャリアガス		Ar（アルゴン）20mℓ/分	He（ヘリウム）20mℓ/分
温度	注入口	90 ℃	100 ℃
	カラス	90 ℃	95 ℃
	検出器	90 ℃	95 ℃
充てん剤		モレキュラーシーブ5A（60～80メッシュ）	ポラパックQ（60～80メッシュ）
カラム		φ3㎜×4m（ステンレス製）	φ3㎜×4m（ステンレス製）
検出器		TCD80mA，1mV	TCD120mA，1mV

〔GC3BT（島津製作所）使用〕

表－24　土壌ガス濃度分析の結果

1) CO_2

採取孔No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
1回目 (1987,3,6)	0.25	0.36	0.18	0.54	0.36	0.56	0.46	0.32	0.14	0.24	0.065	0.23	0.56	0.12	0.080	0.092	0.22	0.063	0.16	0.092
2回目 (1987,3,23)	0.25	0.43	0.60	0.69	0.28	0.60	0.85	0.43	0.34	0.29	0.10	0.18	0.10	0.15	0.12	0.16	0.32	0.095	0.27	0.16

単位は%。

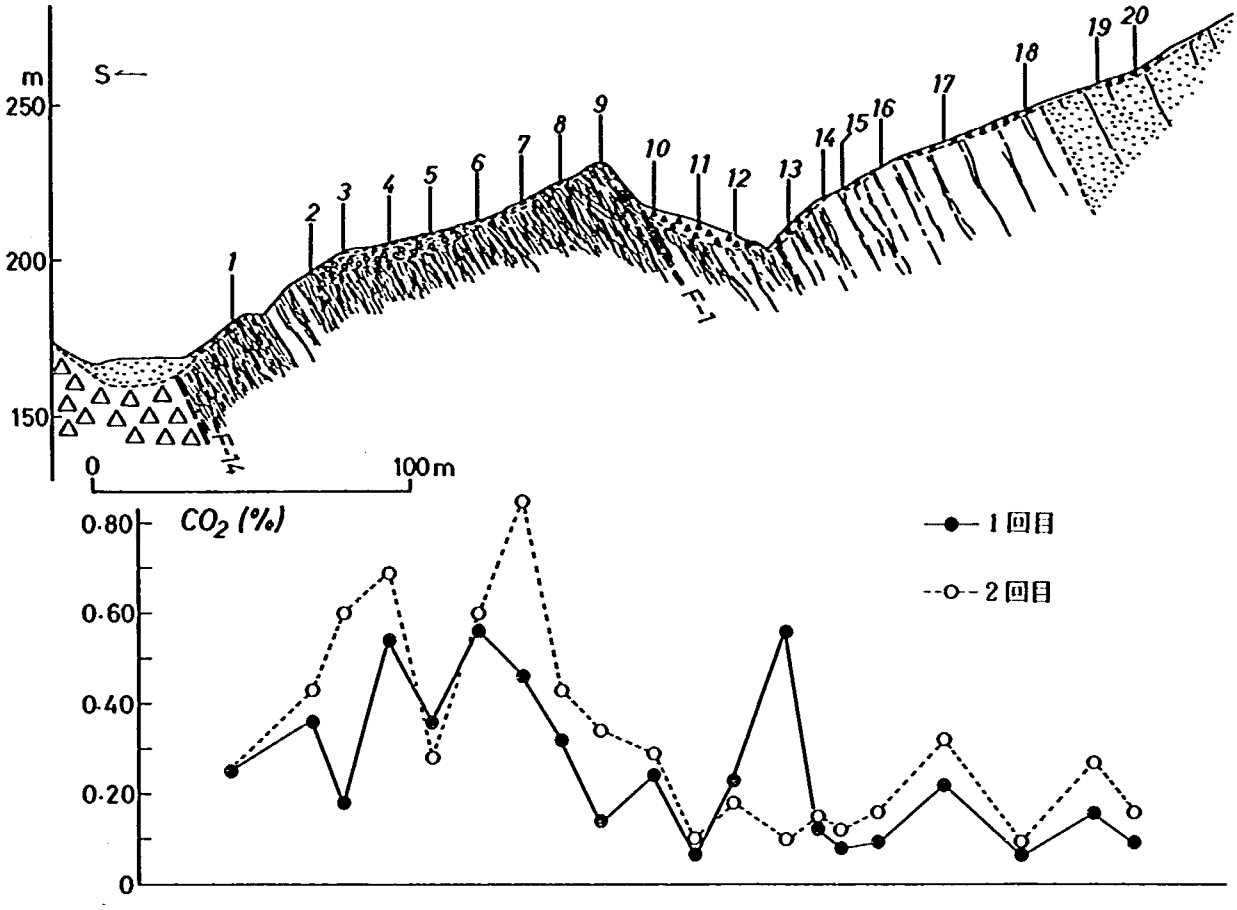
2) H_2

採取孔No	3	4	5	6	7	8	13	20
2回目（1987,3,23）	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
3回目（1987,4,1）	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
4回目（1987,4,14）	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
5回目（1987,4,24）	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
6回目（1987,4,30）	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND

ND：0.0005%以下

表－24に測定結果を示す。表のようにH_2濃度はすべて0.0005%（5 ppm）以下であった。CO_2濃度は図－68に示したように，採取孔によってかなり変化がある。高濃度を示しているのは，概ねNo.2～10の採取孔であるが，これらの直下の小仏層は図－64，68のように破砕度がB＋Aで，この周辺では他よりも著しい部分である。このように，F－1断層の主部が通っていると考えられる部分（No.9，10）のCO_2濃度は著しく高い訳ではないが，破砕度の大きい部分全体のCO_2濃度は高いといえる。

表－25および図－69にガス採取日前後の相模湖地方の降雨の状況を示す。CO_2濃度は1回目より2回目の方が全般的に高くなっている。これはCO_2濃度は夏季に高く，冬季に低いという現象を表わしている可能性もあるが，降雨の影響を受けた可能性が高い。図－69のように1回目の採取時には，それより以前10日以上にわたって降雨はなかったが，2回目の採取時には，採取当時およびそれ以前にも降雨が認められている。宇井・林（1983）によるとCO_2は水に溶けやすいので，降雨によってCO_2濃度が高くなることが指適されている。今回の濃度の経時変化もこのような原因によるものと考えられる。



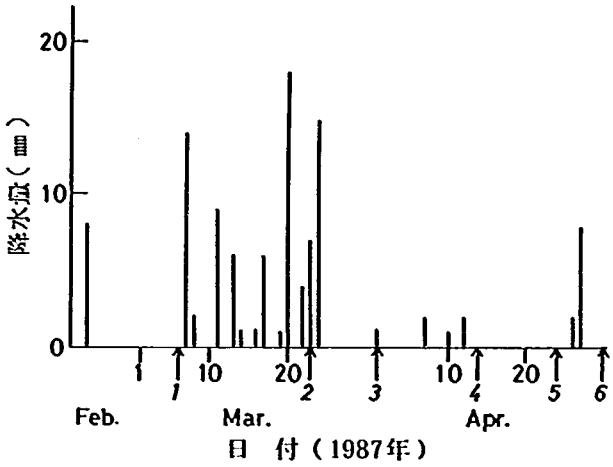
図－68　CO_2濃度の分布

断面図の凡例は凝灰岩以外は図－64と同じである。

表－25　相模湖地方の降水量（1987年）

（アメダス「サガミコ」のデータ）

日	2月	3月	4月	日	2月	3月	4月
1		0	0	16		1	0
2		0	0	17		6	0
3		0	0	18		0	0
4		0	0	19		1	0
5		0	0	20		18	0
6		0	0	21	0	0	0
7		14	2	22	8	4	0
8		2	0	23	0	7	0
9		0	0	24	0	15	0
10		0	1	25	0	0	0
11		9	0	26	0	0	2
12		0	2	27	0	0	8
13		6	0	28	0	0	0
14		1	0	29		0	0
15		0	0	30		0	0
				31		0	



図－69　相模湖地方の降水量

日付の軸の矢印はガス採取日を表す。

参　考　文　献

藤本治義（1931）小仏層に就いて．地学雑誌，43，377－383.

藤本治義（1951）日本地方地質誌，関東地方．朝倉書店，p. 315.

本間岳史（1976）丹沢山地北縁の地質構造．地質学論集，13，279－297.

今井　功・田中啓策（1976）100万分の1日本地図における西南日本外帯，講演要旨100万分の1日本地図．地質調査所月報，27，8，67－68.

伊藤谷生・小坂和夫・田中　収・阿部敏夫・上杉　陽・狩野謙一・澤田臣啓（1986）扇山衝上断層を切る真木断層系－丹沢北方，藤ノ木－愛川線西部の構造．地震学会講演予稿集，No. 1，112.

貝塚爽平・松田時彦・町田　洋・松田磐余・菊地隆男・丸田英明・山崎晴雄・村田明美（1976）首都圏の活構造．東京直下地震に関する調査研究（その4）――活断層および地震活動状況等に関する考察――，165－220，東京都防災会議.

垣見俊弘・山崎晴雄・寒川　旭・杉山雄一・下川浩一・岡　重文（1982）50万分の1活構造図，8，東京．地質調査所.

金子史郎（1955a）相模湖周辺の断層，節理と地形．地理学評論，28，473－482.

――――（1955b）扇山衝上断層について．地理学評論，28，536－547.

Kaneko, S.（1964）Tectonic relief in south Kanto, Japan. Transactions of the Royal Soiety of New Zealand, 2，187－204.

活断層研究会（編）（1980）日本の活断層 ―分布図と資料―．東京大学出版会，p. 363.

Kosaka, K. and Sawada, S.（1985）Fault gouge analysis and ESR dating of the Tsurukawa fault, West of Tokyo, Significance of minute sampling. ESR Dating and Dosimetry, IONICS, Tokyo, 257 － 266.

牧野泰彦（1973）小仏層群の層序学的ならびに堆積学的研究．地質学雑誌，79，299－308.

Mikami, K. (1961) Geological and petrographical studies on the Tanzawa mountainland. Part I. Science Report of the Yokohama National University, Sec.II, №8, 57 − 110.

皆川紘一 (1969) 相模川山間部のローム層と第四紀地史, II. 第四紀研究, 8, 1 − 9.

村田明広・小坂和夫・狩野謙一 (1986) 甲府深成岩体との関係からみた鶴川断層の活動時期. 地質学雑誌, 92, 905 − 908.

西宮克彦 (1976) 山梨県小菅村の小仏層群よりイノセラムスを発見. 地質学雑誌, 82, 795 − 796.

佐藤　正・杉田宗満・吉田鎮男・木村敏雄 (1973) 鶴川破砕帯について. 日本地質学会第80年学術大会講演要旨, 310.

島津光夫・田淵章敬・楠田　隆 (1971) 丹沢山地東北部の地質構造 ── 丹沢山地の地質学的岩石学的研究その1 ──. 地質学雑誌, 77, 77 − 89.

篠木嶺二・見上敬三 (1954) 丹沢山塊東北部の構造について (その1). 東京教育大学理学部地鉱教室研究報告, 3, 117 − 123.

杉山　明 (1976) 丹沢山地の地質構造発達史 (I) 層序および構造. 地質学雑誌, 82, 699 − 712.

宇井啓高・林　美光 (1983) 断層ガスの継続観測. 月刊地球, 5, 346 − 351.

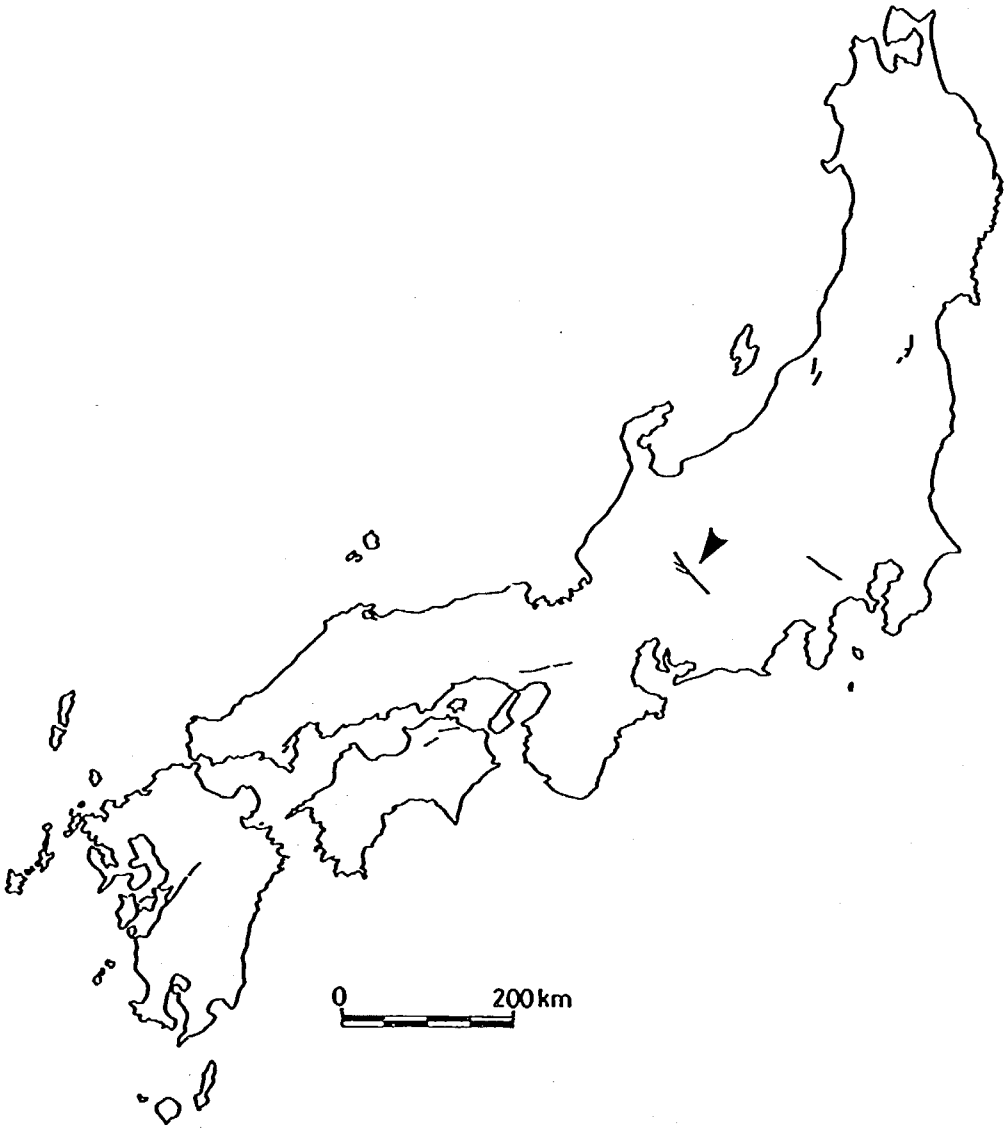
宇野沢　昭 (1984) 2万5千分の1相模平野北部周辺地域環境地質地図および同説明書. 特殊地質図 (23−1), 地質調査所, p. 39.

渡部芳夫 (1985) 小仏帯南西部の小仏層群. 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, 111.

山梨県地質図編纂委員会 (1970) 10万分の1山梨県地質図および同説明書. 山梨県, p. 240.

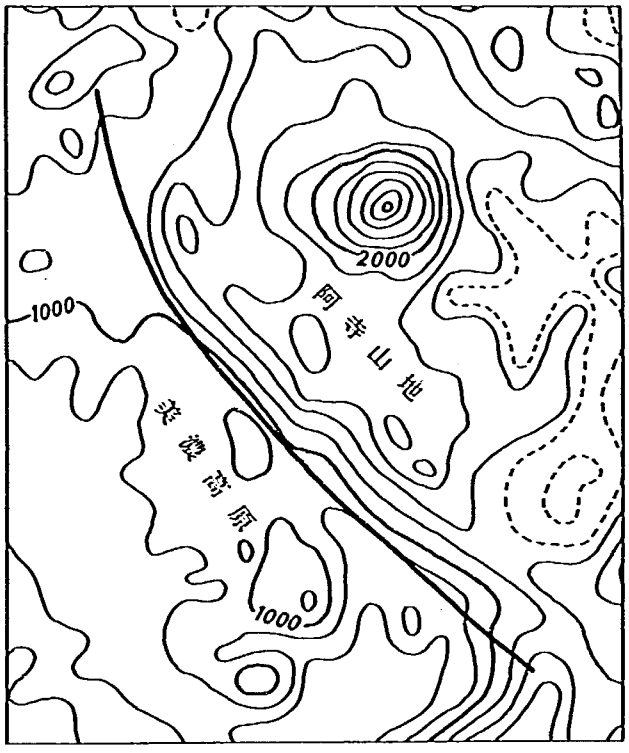
Yoshida, S. (1985) Mode of fracturing along the Tsurukawa fault, west of Tokyo. Journal of the the Faculty of Science, University of Tokyo, (II), 22, 101−114.

V．阿寺断層



1. 地 形 概 説

阿寺断層周辺の地形は断層によって，その北東側の阿寺山地と南西側の美濃高原に二分される（図－70）。両者を分けている阿寺断層の北東側の断層崖は岡田(1975)によると，比高600～1200ｍに達する。また；山田（1961）や杉村（1973）の接峰面図によれば，断層崖の比高は川上川から木曽川にかけては400～600ｍ，付知より北西側では700～800ｍある。侵食平坦面（隆起準平原）は第三紀末頃に形成されたとされ，したがってこの平坦面の比高差を生じさせたような運動は第四紀に起こったと推定されている(Sugimura and Matsuda，1965；岡田，1975)。



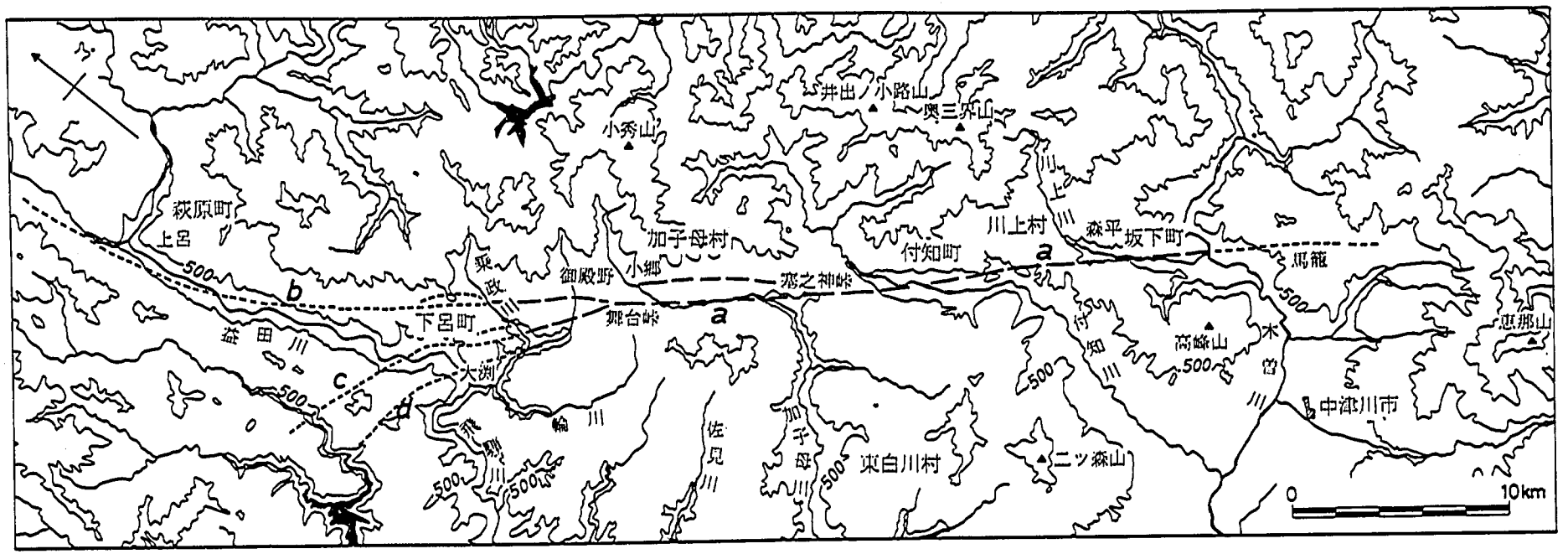
図－70　阿寺断層周辺の接峰面図

等高線は200ｍ間隔で，点線は凹地を示す。中央上の3000ｍ級の山は御岳火山である。仁科（1973）より作成。

阿寺断層の北東側に位置する阿寺山地は小秀山(1,982m)を最高峰として，奥三界岳(1,811m)や井出小路山(1,806m)など1,800ｍを越す峰があるものの，多くは1,400～1,600ｍの高度をもつ山地である（図－71）。それらは阿寺断層にほぼ平行して，ＮＷ～ＳＥ方向に連なっている。一般に岐阜県と長野県の県境から阿寺断層に向かっては急峻で，山腹斜面の勾配が35°を越えるところも美濃高原に比べて多い。一方，それに比べて長野県側は比較的緩やかで，山頂部付近に平坦面が発達するところも多い。

美濃高原は阿寺山地に比べ，なだらかな起伏をもつ高原で，ピークが線状に並ぶような傾向は認められない。木曽川と付知川の間の高原には濃飛流紋岩類からなる高峰山（945ｍ）があるが，玄武岩溶岩と瀬戸層群の平坦面（約400～600ｍ）が発達するのを特徴とする。付知川と加子母の間の高地は二ツ森山(1,223ｍ）を最高峰とし，山頂高度は一般に900～1,100ｍで，直径3～5㎞の山々が多い。高度500～700ｍに10°以下のなだらかな斜面がしばしば発達する。加子母川は東白川村から下流に向かって下刻作用が活発である。加子母川と飛騨川の間の山地では飛騨川の支流にある竹原川，輪川，佐見川の下刻作用が活発で，南東部より急峻となっている。

阿寺断層周辺の主要な河川は断層の影響を受け，左ずれ状に大きく屈曲している（「第四紀断層概説」参照）。木曽川はほぼ東西方向の流れが坂下から中津川までの間，約8㎞にわたって南北の流れとなっている。川上川の下流，付知川と加子母川の中流域はいずれもＮＮＥ－ＳＳＷの流れが阿寺断層によってＮＷ－ＳＥ方向に屈曲し，断層谷となっている。その範囲は川上川で6㎞，付知川と加子母川では7～8㎞におよんで



——— 調査断層 ------- 調査範囲外の断層

図－71　阿寺断層周辺の地形の概略

国土地理院20万分の1地勢図「飯田」より作成。
断層の位置は活断層研究会（1980）による。ただし，
阿寺断層系以外のものは記入していない。
a：阿寺断層，b：萩原断層，c：下呂断層，
d：宮地断層。

いる。飛騨川は上呂北方でＥＮＥ－ＷＳＷからＮＮＷ－ＳＳＥ方向へと屈曲し，この流れは下呂町大淵まで約15㎞にわたって続いている。全体的には，坂下町から下呂町にいたる水系は，断層谷も含めて阿寺断層に沿う方向，つまりＮＷ－ＳＥ方向とそれに直交するか，あるいはＮＮＥ－ＳＳＷ方向が卓越するといえる。

左ずれ断層としての阿寺断層の影響は上記の河川にそそぐ支流にもおよんでいる。支流の屈曲は付知川と加子母川沿いの阿寺断層の北東側の支流で顕著である。一般に長い支流ほど屈曲の規模が大きい。付知川の支流にあたる小野沢では600－700ｍにわたって屈曲している。付知の扇状地においても100～150ｍにわたって断層の水平変位と同じセンスで屈曲している。阿寺断層の南西側ではあまり顕著な屈曲は認められないが，塞之神峠西方の沢では断層によってＮ－Ｓ方向の沢が約180ｍにわたって屈曲し，その間が断層谷となっている。

河岸段丘は次の河川流域でよく発達する。木曽川では坂下とその周辺，川上川では中・下流，付知川では阿寺断層沿い，加子母川では加子母川がＮＮＥ－ＳＳＥからＮＷ－ＳＥ方向に屈曲する加子母村西方地域，御厩野川，乗政川流域に発達している。これらの地域のうち，木曽川流域の坂下町における段丘が最も詳しく識別されており，高位から低位の順に松源地面，高部面，坂下面（上位・下位），西方寺面（上・中・下位）に区分されている（木曽谷第四紀研究グループ，1964）。また，付知川流域では，高位より下野面，馬場面，馬場下位面，苗木面，福岡面，付知面，付知下位面，芝ケ瀬面に区分されている（恵那団研グループ，1967）。津沢（1981）は木曽川流域と付知川流域の段丘面を表－26のように対比している。

今回の調査では段丘面を表－27のように区分した。これらのうち主な段丘面は以下のとおりである。

表－26　付知川，木曽川流域の段丘面の対比

時代	付知川沿岸	木曽川沿岸
完新世	芝ケ瀬面	西方寺面
更新世	付知下位面	
	付知面	坂下面
		高部面
		松源地面
	福岡面	
	苗木面	
	馬場下位面	
	馬場面	赤土平面
	〔上野玄武岩〕	
	下野面	

津沢（1981）による。

表－27　今回の調査における段丘面の区分

木曽川流域	付知川流域	加子母川流域
西方寺面（上・中・下位面）	その他の低位面	その他の低位面
坂下面（上・下位面）	付知下位・付知面	
高部面		舞台峠面
松源地面		
その他の中・高位面	その他の中・高位面	

木曽谷第四紀研究グループ（1964），岡田（1975），津沢（1981）を参考にした。

坂下町市街地とその付近では最も高位の松源地面は木曽川河床から約100ｍの高さにある。川上川流域の川上村森平では河床からの比高は20～30ｍである。付知川流域では，河床から15～25ｍの高さにある付知面が良く発達する。加子母川流域では小郷付近で段丘堆積物が広く分布し，加子母川河床から比高20～30

mの低位段丘面（岡田，1975）が良く発達する。また，加子母川からの比高50mにある舞台峠，その北方約1～2kmにある高度700～800m（加子母川河床からの比高50～150m）の平坦面にも河床砂礫層が分布する。御厩野川，乗政川流域では，一般に段丘面の傾斜が急で10°に達するところもある。河床からの比高は御厩野では50m以上，乗政川の上流の三ツ石では100m以上である。

特に宮地から下呂ゴルフ場にかけては比高80～140m の山腹斜面に段丘礫層がみられ，断層による隆起と河川の下刻作用の激しさを物語っている。

2. 地 質 概 説

調査地域は，坂下町から下呂町乗政にいたる阿寺断層沿いの長さ37km，幅約1kmにわたる範囲である。この地域の地質は下位より，次のようにまとめられる（表－28）。

1）濃飛流紋岩類，2）苗木－上松花崗岩，花崗閃緑斑岩，花崗斑岩～石英斑岩，3）瀬戸層群，4）石英安山岩，安山岩岩脈，5）玄武岩，6）段丘堆積物，7）崖錐・土石流・扇状地堆積物，8）その他の沖積層。

図－72に調査地域周辺の地質概略を示す。

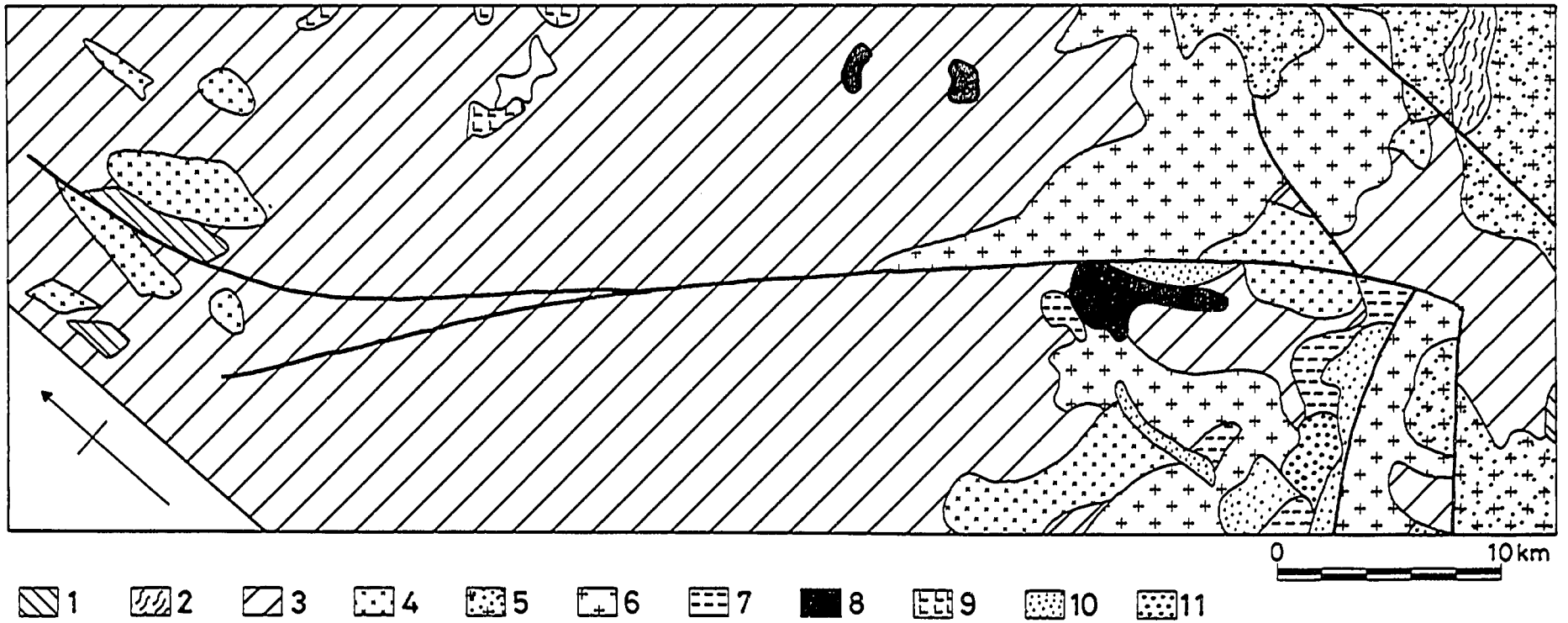
表－28　阿寺断層周辺の地質構成

時代			岩石および地層
第四紀	完新世		崖錐堆積物
			現河床堆積物
			扇状地堆積物
			低位段丘堆積物
	更新世	後期	中・高位段丘堆積物
		前期	上野玄武岩溶岩・岩脈
			石英安山岩・安山岩岩脈
第三紀	鮮新世		瀬戸層群土岐砂礫層
白亜紀	後期		アプライト質細粒花崗岩 花崗斑岩・石英斑岩・花崗閃緑斑岩
			苗木－上松花崗岩
			濃飛流紋岩

低位，中・高位段丘堆積層については，表－29参照。

1）濃飛流紋岩類

後期白亜紀の濃飛流紋岩類は本調査地域に最も広く分布する岩石である。付知町大門以北では断層の両側に分布するが，それ以南では断層の南西側に分布し，阿寺断層を境にして苗木－上松花崗岩類と接する。後述の苗木花崗岩類の貫入によって，熱変成作用をこうむっているところも多い。付知町広屋林では，補獲岩として苗木－上松花崗岩類に取り込まれている（河田，1961）。また，花崗斑岩～石英斑岩に貫入されている。構成岩類の大半は溶結凝灰岩をともなう流紋岩質の凝灰岩である。付知町正ケ脇より南東部ではホルンフェルス化が著しい。凝灰岩は一般に石質岩片が少なく，結晶片や本質岩片が多く含まれる。本質岩片の量と大きさ，結晶片と基質の量比，溶結か非溶結か，凝灰質か砂質かによって区分が可能と思われるが，調査範囲は狭く，また，破砕されているところも多いので層序区分は困難である。山田（1978）によれば，付知町大門より北西側の阿寺断層に沿って分布する濃飛流紋岩類は下位から上位に，ステージ2の東俣溶結凝灰岩，赤石溶結凝灰岩，夕森山溶結凝灰岩，阿寺層，ステージ3の高樽溶結凝灰岩に区分されている。塞之神峠付近では阿寺断層によって南西の阿寺層と北東の東俣溶結凝灰岩層が接する。舞台峠から御厩野では，南西に東俣溶結凝灰岩から高樽溶結凝灰岩までの岩石が分布し，北東には主に東俣溶結凝灰岩が分布する。このことからも阿寺断層は北東のブロックが相対的に隆起していることがわかる（山田，1978）。また，



図－72　阿寺断層周辺の地質の概略

山田ほか（1982）より作成。図の範囲は図－71の地形図と同じである。
1：二畳紀－中生代中期堆積岩類，2：領家変成岩類，3：濃飛流紋岩類，4：花崗斑岩，文象斑岩，5：新期領家深成岩，6：花崗岩類，7：鮮新世堆積岩類，8：玄武岩，9：安山岩類，10：更新統，11：完新統

断層の北東側の岩石は熱変成を受けているにもかかわらず，南西側は変成を受けていないことから，北東ブロックの隆起によって潜在している花崗岩の影響を受けている凝灰岩がより浅所に上昇していることが推定される。

2) 苗木－上松花崗岩類，花崗閃緑斑岩，花崗斑岩～石英斑岩

苗木－上松花崗岩は後濃飛流紋岩類の花崗岩類の一つで，貫入時期は白亜期末～古第三紀初とされている。これは付知町大門から坂下町にかけて分布する。大門から坂下町小野沢にかけては阿寺断層の北東側に分布し，それより南東側，坂下市街地にかけては阿寺断層の南西側にも分布する。主岩相は中粒の黒雲母花崗岩であるが，坂下町松源地から木曽川にかけては粗粒岩相もみられる。また，小野沢北西方ではアプライト質細粒花崗岩が幅数m～数10mの規模で点在分布する。

花崗閃緑斑岩（山田（1978）は熱変成を受けた流紋デイサイト溶結凝灰岩としている）は調査区域内では坂下町の木曽川河床にわずかにみられるのみであるが，木曽川東部には広く分布する（山田ほか，1976）。花崗斑岩は乗政川河床でみられ，濃飛流紋岩類を貫く幅30～40mの岩脈として産する。貫入方向はWNW－ESE～NNW－SSE方向で萩原断層や下呂断層にともなわれるせん断帯の方向とほぼ一致する。数cmの粗粒な長石を含み，石英や長石の斑晶を多く含むことを特徴とする。石英斑岩は川上村森平付近で花崗岩を貫く幅数10mの岩脈として産する。

3) 安山岩・石英安山岩

安山岩は無斑晶質で，下呂町乗政にみられ，濃飛流紋岩を貫く幅約3.5mの小岩脈として産する。貫入方向はNNW－SSEで付近の濃飛流紋岩中にみられるせん断帯と内じ方向を示し節理が発達するものの，せん断は受けていない。

石英安山岩は付知町宮脇より南東側で，花崗岩，一部で濃飛流紋岩を貫く岩脈として点在分布する。小野沢では幅約200mにおよぶが，一般には幅数m～10数mである。貫入方向は阿寺断層に沿うものとN－S，E－W系のものがある。岩質は一部に微斑晶質のものもあるが，数mm～1cm程度の長石・石英と黒雲母の斑晶を含むものが多い。阿寺断層沿いに産するもので，せん断を受けているものもあるが，多くはせん断を受けていない。このことは花崗岩や濃飛流紋岩中のせん断帯の形成が石英安山岩の貫入以前にさかのぼることを示している。また，いくつかの貫入ステージがあるものと推定される。絶対年代は不明であるが，山田（1981）は下呂町湯ケ峰に分布する類似した石英安山岩溶岩のK－Ar年代を50万年と報告している。

4) 瀬戸層群

調査地域内では川上村上平に厚さ数m程度の瀬戸層群の土岐砂礫層が，わずかに分布するにすぎないが，福岡町田瀬坂や下野には広く分布する（河田，1961）。濃飛流紋岩類や花崗岩を不整合に覆い，後述の玄武岩によって覆われるか，またインターフィンガーの関係にある（河田，1961）。濃飛流紋岩類の酸性凝灰岩や花崗岩の亜円礫・円礫層と砂層からなる。

5) 玄 武 岩

小野沢から上野，合郷にかけて分布する。基底面の高度は小野沢で600～550m程度で，合郷にむかって高度を減じ，450～400mとなる。上野では平坦面が発達する。合郷では厚さ約150mで，急峻な崖をつくる。板状節理が発達する暗灰色のカンラン石玄武岩である。K－Ar 年代と古地磁気から噴出年代は100～70万年前と推定されている（山田，1981）。 したがって，玄武岩とインターフィンガーの関係にある前述の瀬戸層群の上部も同年代ということになる。

6) 河岸段丘堆積物

地形概説で述べたように，木曽川，川上川，付知川，加子母川，御嶽野川，乗政川流域に発達する。礫層を主体とし砂層を挟む。礫径は一般に数cm～数10cm，まれに1mの亜円礫～円礫で，礫種は後背地の地質を反映して，付知川より南東側では濃飛流紋岩類の酸性凝灰岩や花崗岩を主体とするが，塞之神峠より北西側（加子母川，御嶽野川，乗政川流域）ではほとんど濃飛流紋岩類の酸性凝灰岩となる。

舞台峠付近に分布している舞台峠層の礫は一般に5～25cm，最大80cmの亜円礫～亜角礫で，礫種はほとんどが濃飛流紋岩類の酸性凝灰岩である。舞台峠北方の礫層も舞台峠層と類似している（礫径は普通10～60cm，最大90cm）。舞台峠は坂下付近の高部面形成期（約2.7万年前）に戴頭された急河谷地形であり，加子母川の下刻作用によって高所にとり残されたものとされている（岡田，1975）。

今回の調査では，各段丘を構成している堆積物を表－29のように対比した。

表－29　今回の調査における段丘と段丘構成堆積物の対比

木曽川流域		付知川流域		加子母川流域	
段　丘	堆　積　物	段　丘	堆　積　物	段　丘	堆積物
西方寺下位段丘 西方寺中位段丘 西方寺上位段丘	西方寺礫層下位層 西方寺礫層中位層 西方寺礫層上位層	その他の低位段丘	低位段丘堆積層	その他の低位段丘	低位段丘堆積層
坂下 下位段丘 坂下 上位段丘	坂下礫層下位層 坂下礫層上位層	付知下位 付知段丘	未区分段丘層		
高部段丘	木曽川泥流 高部礫層			舞台峠段丘	舞台峠層
松源地段丘	木曽谷層				
その他の中～高位段丘	未区分段丘層	その他の中～高位段丘	未区分段丘層		

表－30　阿寺断層周辺の段丘等のC^{14}年代

段　丘　等	C^{14}年代（年 B. P.）	文　　献
西方寺下位面	1,940 ± 110	平野・中田（1981）
西方寺中位面	2,240 ± 110 1,660 ± 110	平野・中田（1981） 平野・中田（1981）
西方寺上位面	6,030 ± 160	平野・中田（1981）
坂下下位面*4	2,530 ± 110	平野・中田（1981）
坂下上位面*3	6,710 ± 170	平野・中田（1981）
高　部　面*2	3,510 ± 120	平野・中田（1981）
木曽川泥流*1	26,600 ± 1,600 27,800 ± 2,000	Quaternary Research Group of Kiso Valley and Kigoshi（1964）
舞台峠層	26,600 ± 1,800 26,600 ± 1,200	岡田（1975）

＊1　文献では高部礫層の年代とされている。
＊2　平野・中田（1981）は平均変位速度（表－35参照）から形成年代を26,000～26,200年B.P.としている。
＊3　上記と同じく13,600～15,200年B.P.とされている。
＊4　＊2と同じく12,800～14,000年B.P.とされている。

阿寺断層周辺の段丘等でC^{14}年代が得られているものには，表－30に示すようなものがある。

7）崖錐・土石流堆積物・扇状地堆積物

川上川流域の川上村大門付近，付知川，加子母川，御嶽野川，乗政川流域には阿寺断層または萩原断層の北東側山腹にしばしば5～10°の傾斜をもつ面が発達する。これらの堆積物の多くは巨礫を含み，崖錐または土石流堆積物と考えられる。これらの形成は阿寺断層や萩原断層による隆起と急峻な断層崖の形成に起因するものと推定される。山田（1961）によれば，小郷，御嶽野，乗政川上流の三ツ石，新開の崖錐堆積物は低位段丘より古いものと考えられている。阿寺断層沿いの崖錐には，基質がきわめて少なく濃飛流紋岩類の酸性凝灰岩の角礫を多量に含むものがみられる（例えば，舞台峠北方）。阿寺断層より南東側ではあまり多量の崖錐や土石流堆積物は認められないが，加子母川流域の上桑原付近では山腹斜面を覆い，10～15°の傾斜をもつクサリ礫層が広く分布する。これらは，礫径が普通10～25㎝，最大2ｍに達する巨礫を含む亜角礫層である。

扇状地堆積物は付知川沿いの地域（花崗岩を後背地とする）や加子母川沿いの地域（濃飛流紋岩を後背地とする）などによく分布している。全体的には阿寺断層の北東側に主に分布しているといえる。

8）沖　積　層

段丘堆積物・崖錐・土石流堆積物・扇状地堆積物を除くと各河川の河床の砂礫層や表土がある。

3. 第四紀断層概説

阿寺断層は，岐阜県南東部に位置する第一級の活断層で，その全長は60～80kmにおよぶ(Sugimura and Matsuda，1965；岡田，1975；山田ほか，1976；山田，1978，1981)。この断層は岐阜県益田郡萩原町から中津川市神坂にかけてNW－SE方向に走り，北東側隆起の成分をもつ左ずれ断層である。活断層研究会(1980)によると，確実度：I，活動度：Aである。

坂下から舞台峠までは主断層はほぼ一つの直線状の断層であるが，舞台峠からその北西側の下呂にかけては萩原，下呂，宮地などの断層に分岐している(山田ほか，1976)。これらは一括して阿寺断層系と呼ばれている(例えば，活断層研究会，1980)。以下，阿寺断層とは，坂下から舞台峠までの狭義の阿寺断層をさすことにする。

阿寺断層系の水平(左ずれ)変位量の累積量は，岩脈の変位や河川の屈曲などから表－31のように見積られている。表のように変位量は5～10kmの間に集中している。また，坂下における段丘の水平変位量は表－32のようにまとめられる。

表－31　阿寺断層の累積水平変位量

文　献	変位基準	変位量(km)
山田(1981)	南端部，岩株状花崗閃緑斑岩	2～3
	中・北部，花崗斑岩岩脈群	5～10
	石英安山岩岩脈群	5～7
	阿寺層の層厚変化	5～10
仁科(1973)	玄武岩溶岩流	8～10
	濃飛流紋岩	8～12
	付知川	5～7
	加子母川	7～8
	益田川	10～15
Sugimura and Matsuda(1965)	谷	7～10

表－32　坂下における河岸段丘の水平(左ずれ)変位量

段丘区分	水平(左ずれ)変位量(m)			段丘区分	水平変位量(m)
木曽谷第四紀研究グループ(1964)	木曽谷第四紀研究グループ(1964) 仁科(1973)	岡山(1966)	平野・中田(1981)	Sugimura and Matsuda(1965)	Sugimura and Matsuda(1965)
松源地面	＞130　実際には200位	不明		松源地面　IX	不明
高部面	＞75　〃　100位	測定不能		高部面　VIII	140±35
坂下上位面	37	75～80		坂下面　VII	90±20
坂下下位面	＞0～0　〃　0より大	40	56.6	坂下面　VI	50±7
				坂下新田面　V	14±4
西方寺上位面	0 } あっても不明	} 0かあっても不明	14＋	西方寺面　IV*	17.5±0.8
西方寺中位面	0			西方寺面　III*	17±0.5
西方寺下位面	0		0	西方寺面　II*	17±0.5
				現河床　I	0

* Sugimura and Matsuda(1965)のIV，III，II面は木曽谷第四紀研究グループ(1964)，岡山(1966)では西方寺中位面として一括されている(平野・中田，1981)。

垂直変位量の累積量は，地層の分布や断層を挟んだ山地の高度から700～1,200 mとされている（表－33）。水平変位と同様に坂下の段丘面の垂直変位量は表－34のようにまとめることができる。

水平変位速度は表－35のように3～5 m/10^3年の範囲にあり，垂直変位速度は水平変位速度の約1／5とされている。

阿寺断層系の活動時期と活動周期は，表－36に示したようなものがこれまでに報告されている。図－73は表－36の活動時期を図示したものである。阿寺断層系の活動時期は総合すると*，図－73の最下段のようにまとめることができると思われる。12,000年 B.P. 付近，10,000年 B.P. 前後，7,800年 B.P. 付近，5,400年 B.P. 付近，3,700年 B.P. 付近，1,900年 B.P. 付近の6回の活動が識別できる。このように，阿寺断層の活動周期は約1,700～2,400年と考えられる。これは，表－36に示したこれまでに報告された周期とほぼ一致している。

表－33　阿寺断層の累積垂直変位量

文　献	変位基準	変位量（m）
山　田（1981）	夕森山溶結凝灰岩および阿寺層	700～800
仁　科（1973）	美濃・三河小起伏面と阿寺準平原	800～1,200
Sugimura and Matsuda（1965）	二ツ森丘陵と阿寺山地	800

表－34　坂下における河岸段丘の垂直変位量

段丘区分	垂直変位量（m）			段丘区分	垂直変位量（m）
木曽谷第四紀研究グループ（1964）	木曽谷第四紀研究グループ（1964）仁　科（1973）	岡　山（1966）	平野・中田（1981）	Sugimura and Matsuda（1965）	Sugimura and Matsuda（1965）
松源地面	31.5	24	33.5	松源地面 Ⅸ	32.6 ± 5.0
高部面	25.5	16	19.0	高部面 Ⅷ	27.5 ± 2.0
坂下上位面	9.6	10	11.2～10.2	坂下面 Ⅶ	10.0 ± 2.0
坂下下位面	9.6	9	10.4～ 9.6	坂下面 Ⅵ	10.0 ± 1.0
				坂下新田面 Ⅴ	3.4 ± 0.6
西方寺上位面	4.8	4	4.7	西方寺面 Ⅳ	2.45 ± 0.6
西方寺中位面	2～4.1	2	2.1	西方寺面 Ⅲ	1.75 ± 0.3
西方寺下位面	0	0	0	西方寺面 Ⅱ	0.3 ± 0.1
				現河床 Ⅰ	0

* 阿寺断層全体が同時に活動したか否かは不明であるが，各々離れた地点から得られた活動時期が，ほぼ一致していることを考えると，同時に活動した可能性も考えられる。

表－35　阿寺断層の変位速度

文　　献	水平変位速度	垂直変位速度
松田・岡田（1968）	3～5 m/10^3年*1	水平変位速度の約 1/5
平野・中田（1981）	垂直変位速度の約5倍。3.55 m/10^3年	0.71 m/10^3年*2

文　　献	正味変位速度	
Sugimura and Matsuda（1965）	1.1～3.3 m/10^3年*3 1.8～4.8 m/10^3年*4	

＊1　約2.7万年間の累積変位量約80～140 mから計算されている。これはおそらく高部面の変位量75 mと140 m（表－32参照）と高部面を構成している木曽川泥流の年代（表－30参照）を根拠としているものと考えられる。

＊2　西方寺上位面と西方寺中位面の垂直変位量の差2.6 m（表－34参照）と両面を形成した地震の間隔3,650年から算出。

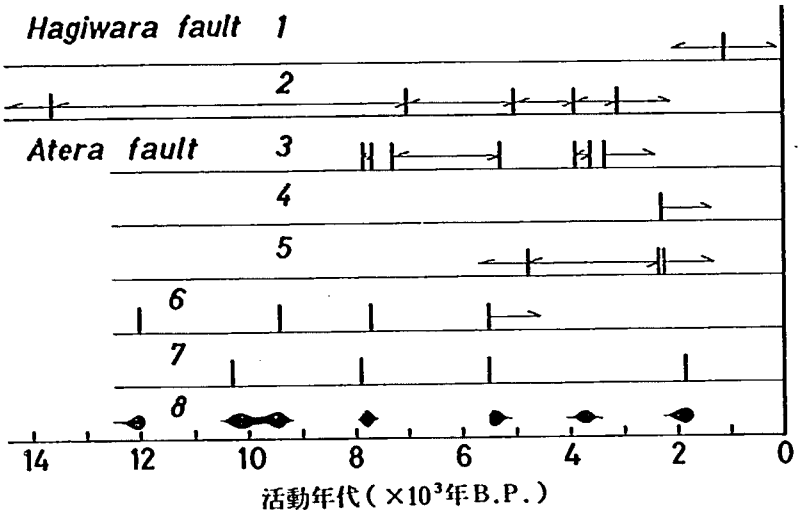
＊3　表－32，34のV面のnet slipを16.3 m，形成年代を5,000～15,000年B.P.と見積って算出。

＊4　表－32，34のⅦ面のnet slipを143 m，形成年代を30,000～80,000年B.P.を見積って算出。

表－36　阿寺断層の活動時期および活動周期

文　　献	活動時期	活動周期
岡田・松田（1976）*1		2,000～4,000
平野・中田（1981）*2	10,300；7,900；5,500；1,850	2,400～3,650
佃・山崎（1986）*3	12,000；9,400；7,700；5,500以降	2,400～2,500
栗田（1988）*4	4,770以前；4,770～2,330； 2,250以降	
佃（1988）*5	2,300以降	
山崎（1988）*6	7,820～7,650；7,280～5,280； 3,880～3,600；3,350以降	
愛知県立大学・地質調査所（1987）*7 岡田ほか（1987）*7 岡田（1988）*7	13,600以前；13,600～7,000； 7,000～5,000；5,000～3,900； 3,900～3,100；3,100以降	
岡田（1988）*8	1,100以前；1,100以降	

＊1：小野沢峠の断層露頭（E－10地点）
＊2：小郷の断層露頭（E－28地点）
＊3：倉屋のトレンチ（E－T2地点）
＊4：馬龍のトレンチ（調査範囲外），副断層の活動時期：8,300以前，3,820～1,950
＊5：坂下のトレンチ（E－T1地点）
＊6：小和知のトレンチ（E－T3地点）
＊7：荻原断層，乗政のトレンチ（E－TE地点）
＊8：荻原断層，乗政の露頭
以上の露頭，トレンチの位置は「第四紀断層各説」参照。



図－73　阿寺断層系の活動時期

1：岡田（1988），2：愛知県立大学・地質調査所（1987）ほか，3：山崎（1988），4：佃（1988），5：栗田（1988），6：佃・山崎（1986），7：平野・中田，8：全体の総括

4.　第四紀断層各説

今回の調査の結果得られた地形分類図を図－74に，地質図を図－75に示す。

ここでは，地形調査，地質調査の結果を便宜的に，坂下町相沢～大門，大門～付知町正ケ脇，正ケ脇～安楽満，白沢～寺の下，倉屋～加子母村万賀，万賀～上桑原，上桑原～小和知，小和知～下呂町乗政川の8区間にわけて記載する。なお，これらの区間のうち，白沢～寺の下および上桑原～小和知の2区間では地形調査のみを行った。

1）坂下町相沢～大門（図－76）

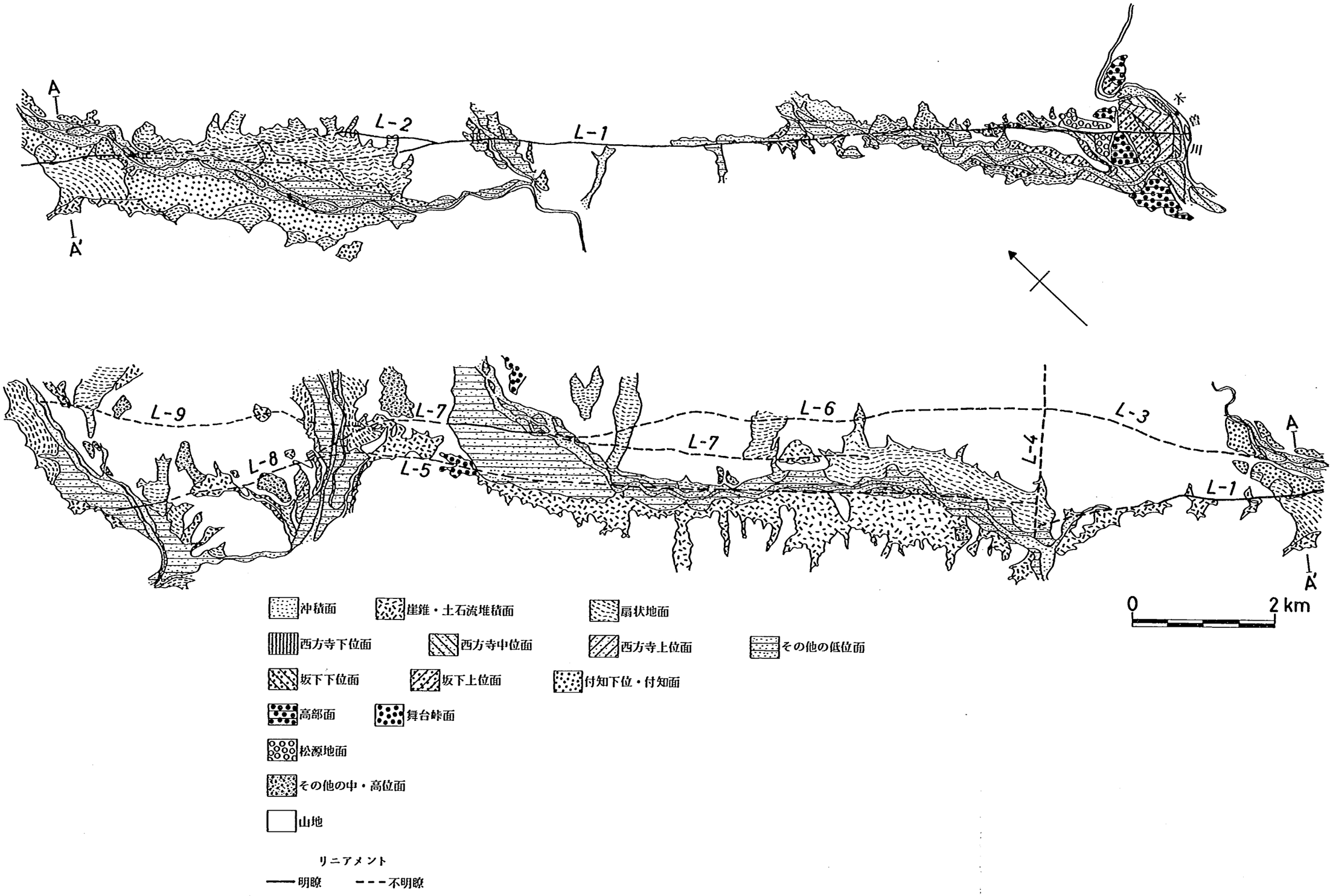
(1)　リニアメントおよび地形

この区間にはL－1がリニアメントとして認められる。L－1は坂下町市街地の段丘面上では低断層崖（写真－94）として，それより以北では傾斜変換点として認められる。また，松源地から樋ケ沢にかけては，リニアメントの南西にリニアメント方向に伸長して存在する丘陵の麓を通っている（写真－95）。大門付近では谷のわずかな左ずれ地形がある。坂下町市街地の段丘面の変位については，表－32，34のように計測されている。

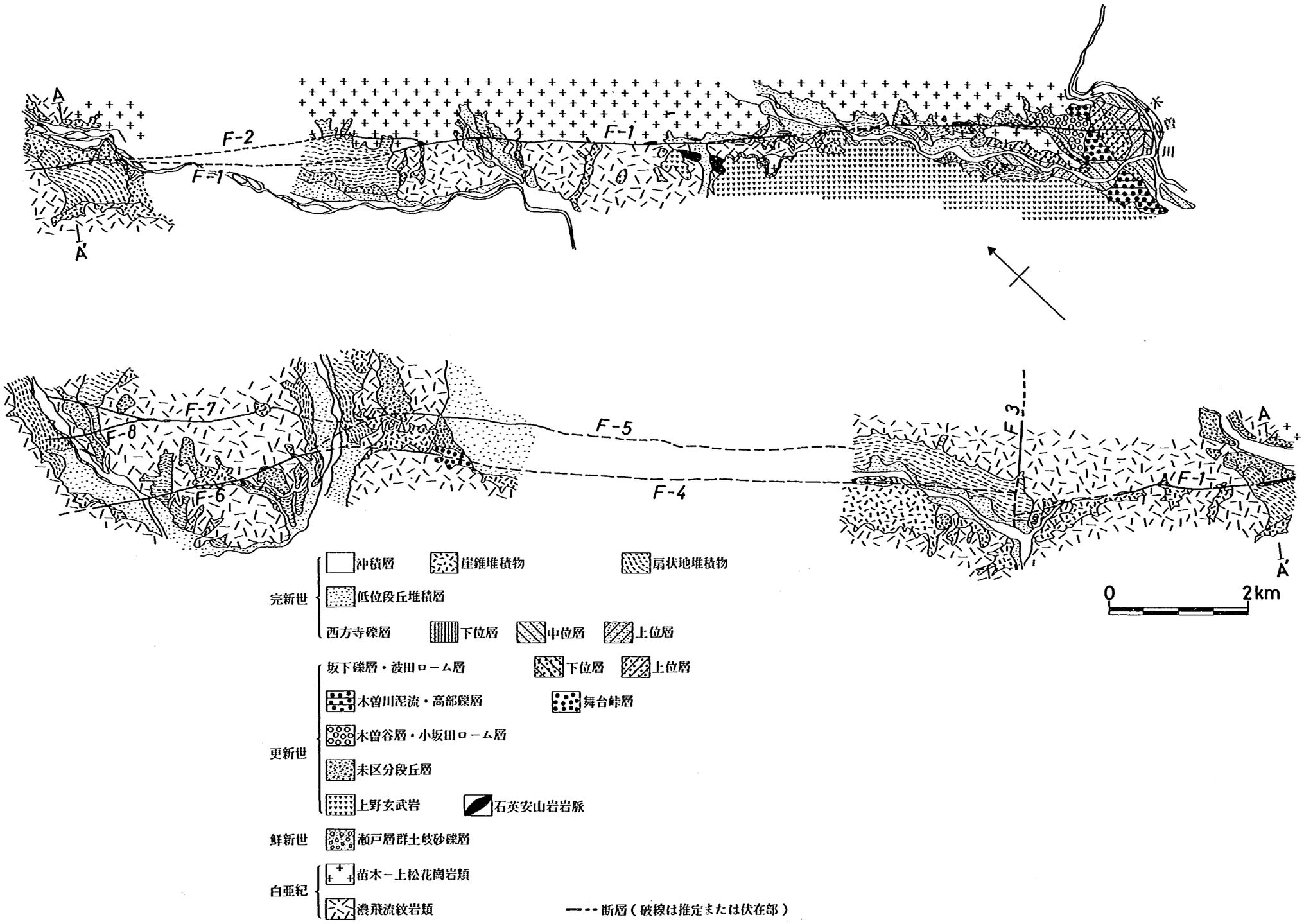
(2)　断層および地質

L－1周辺には幅広い破砕帯が観察され，L－1の位置にF－1（阿寺断層）を引いた。坂下から大門までのF－1の両側の基盤岩は花崗岩で，F－1に沿って，一見断層角礫様の花崗岩の礫のみからなる崖錐がみられる。

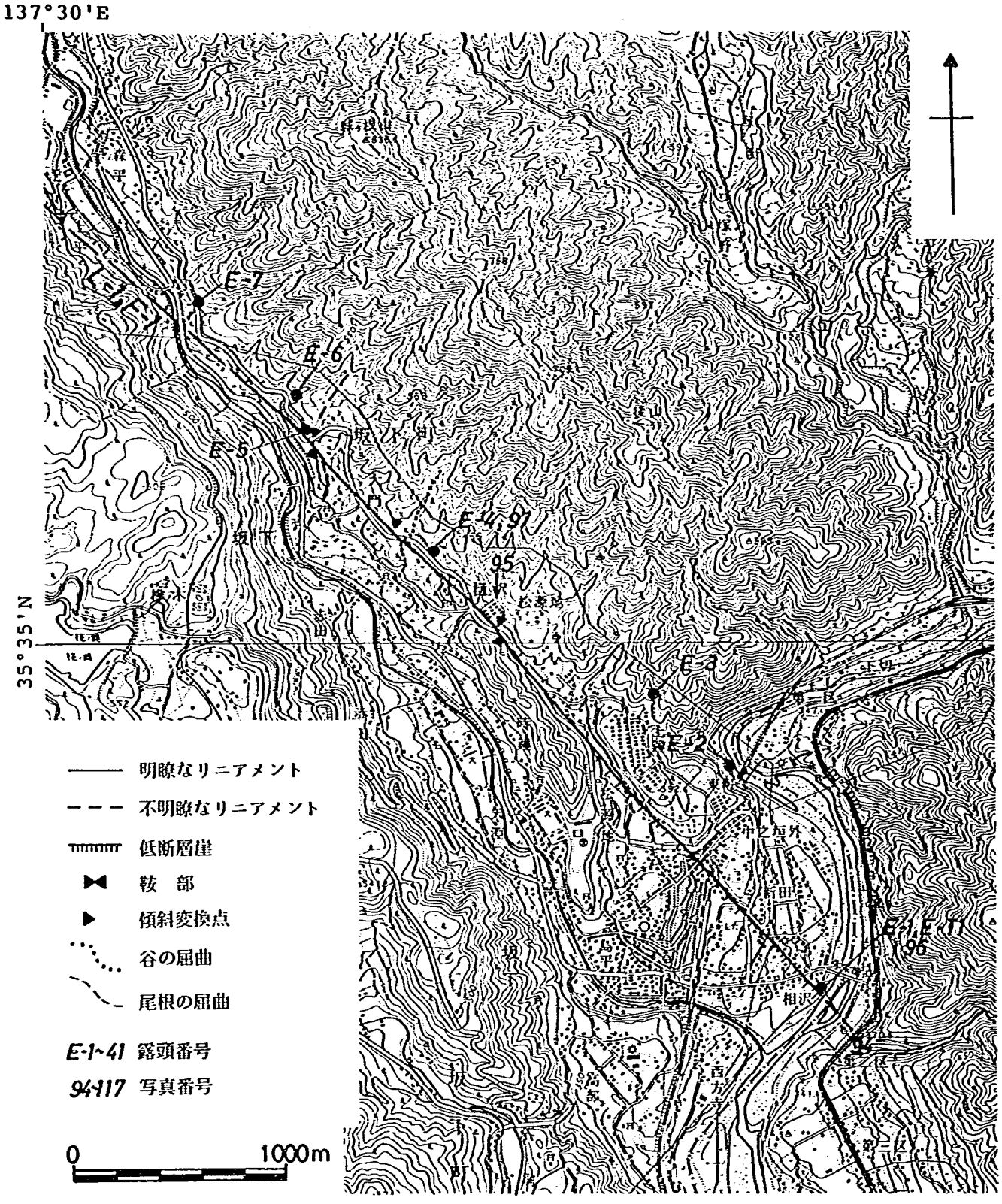
E－1地点（木曽川右岸）にみられる破砕帯は，段丘面上の低断層崖（すなわちL－1リニアメント）の



図－74　阿寺断層調査地域の地形分類図

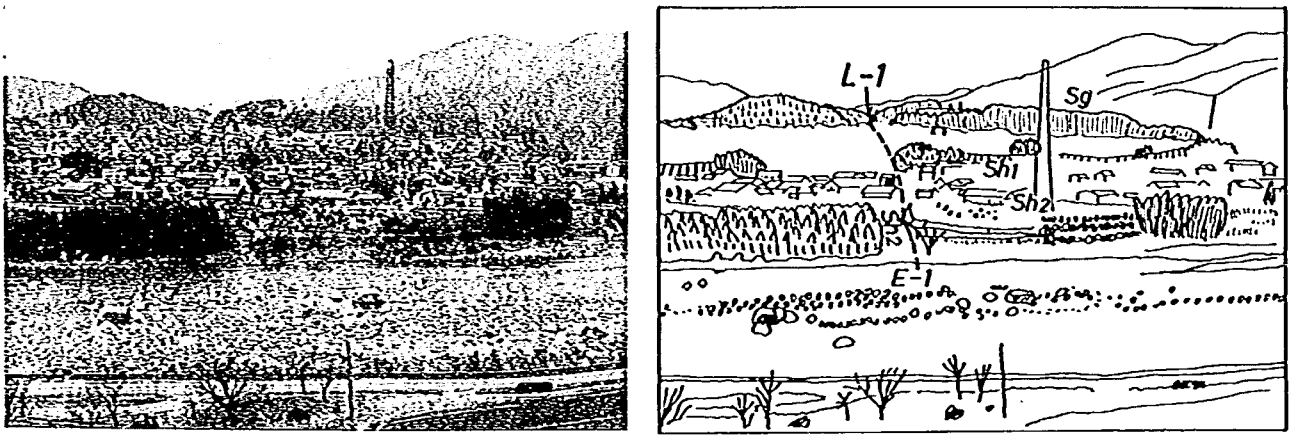


図－75　阿寺断層調査地域の地質図

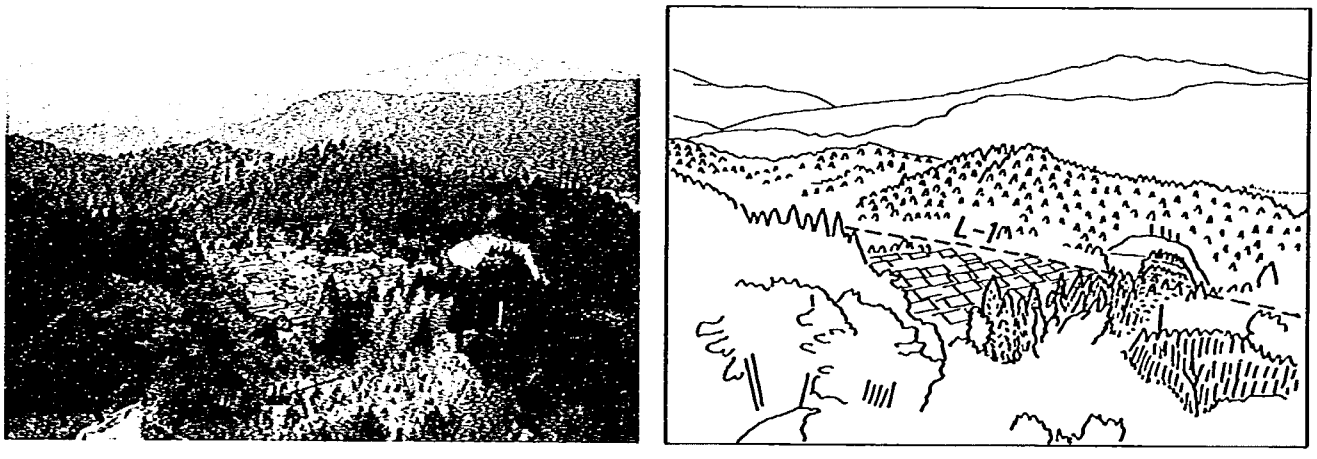


図－76　坂下町相沢～川上村上平間のリニアメントおよび断層の位置

国土地理院発行２万５千分の１地形図「妻籠」,「三留野」を使用した。
リニアメントを断層よりも優先して記入した。



写真－94　木曽川の左岸から見た坂下町市街地の段丘面と
L－1（阿寺断層）
住宅が多いため，段丘面の同定は困難である。
Sg：松源地面，Sh_1：西方寺上位面，Sh_2：西方寺中位面。

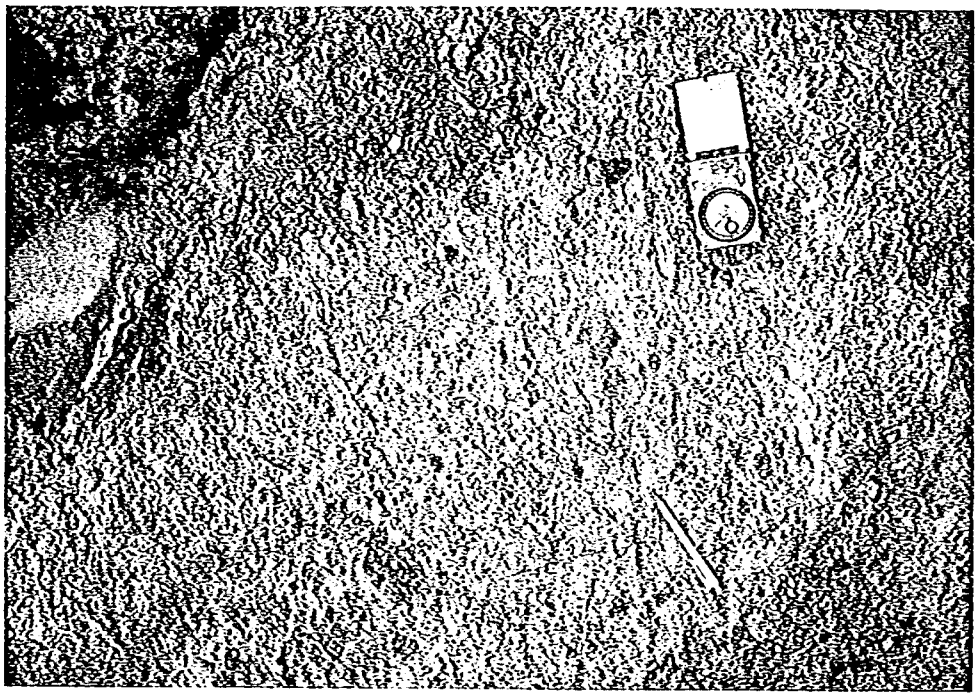


写真－95　L－1（阿寺断層）付近の地形
L－1は丘陵の麓線を走っている。

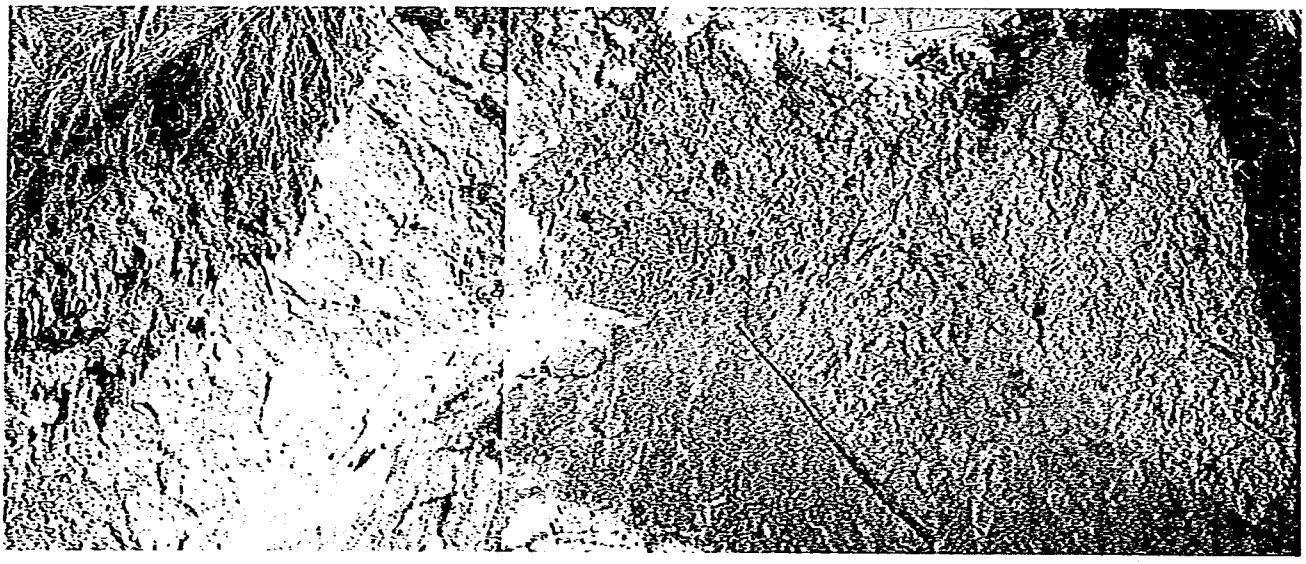
延長上にある。ここでは幅約80mにわたって花崗閃緑斑岩が破砕を受け，一部粘土化している（写真－96）。せん断の方向はN 46°～50°W，58°SW～90°である（図－77）。花崗閃緑岩の上位には段丘礫層が載っているが，変位等については露頭状況が悪く不明である。なお，この地点に近接した段丘面上において土壌ガスの採取を行った。

E－3地点はF－1から北東に350m離れているが，花崗岩中にN 52°W，61°N方向のせん断面が認められる。

E－4地点（F－1から100m北東）の粗粒～中粒黒雲母花崗岩にはせん断面が多数あり，その方向はN



写真－96　F－1断層（阿寺断層），E－1地点の花崗閃緑斑岩の破砕状況

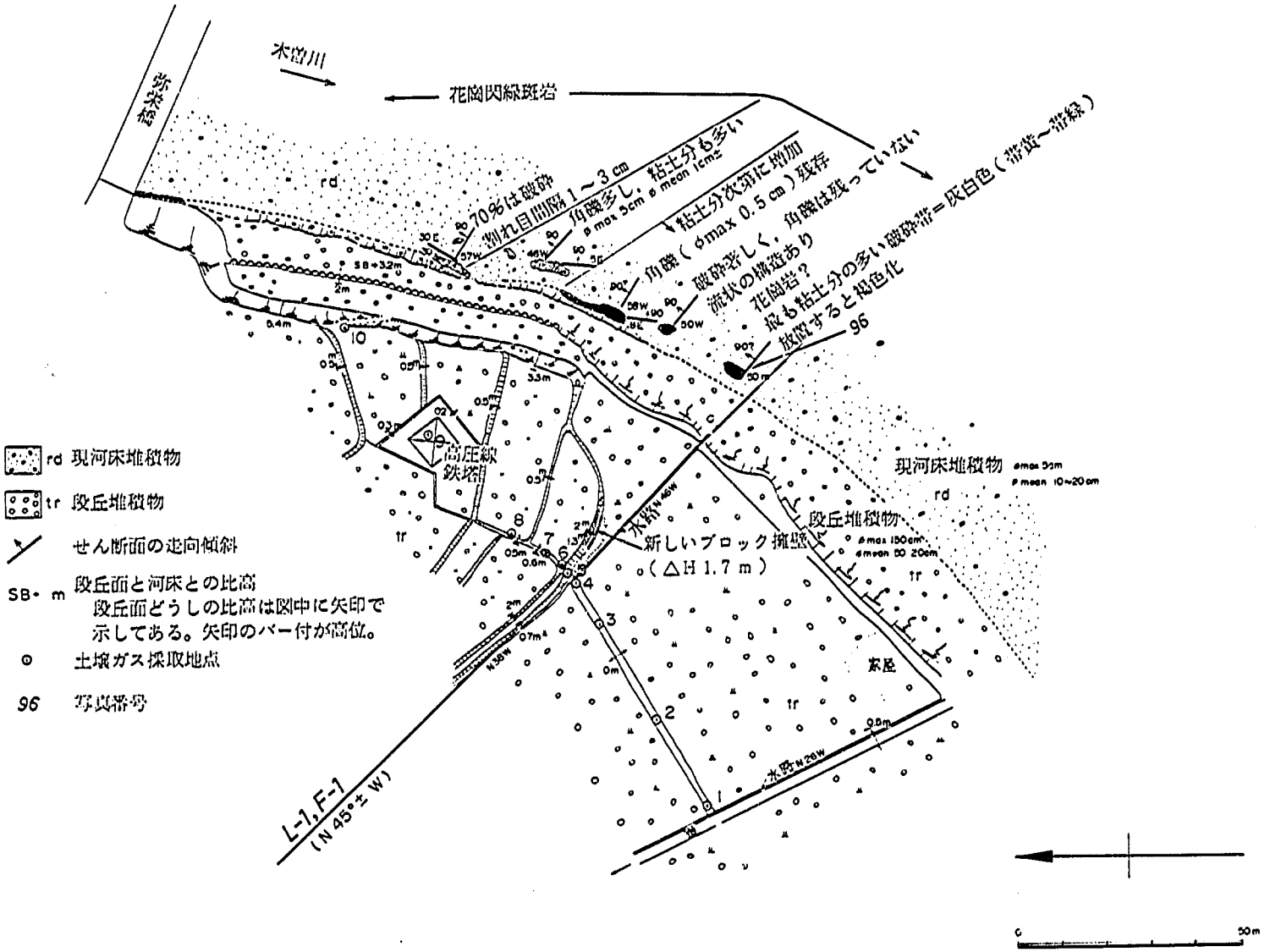


写真－97　F－1断層（阿寺断層），E－4地点の破砕帯

粗粒～中粒黒雲母花崗岩が破砕され，N 40°W，
51° NE などのせん断面が多い。スケールは1 m。

40° W，51° NE などである（写真－97）。

このように，花崗岩の破砕の程度はF－1の南西側よりも北東側で著しい。幅数10cmの粘土や角礫をともなう破砕帯がある範囲は，F－1から最大100 m，多くは数10mである。せん断面の方向は概ねF－1と平



図－77　F－1断層（阿寺断層），E－1地点の地形と露頭

段丘面は木曽谷第四紀研究グループ（1964）の西方寺中位面で，現在は田圃となっている。

行であるが，中にはE－2地点（F－1から400m北東）の小規模なせん断面（N41°E，幅2cm）のように直交するものもある。

なお，地質調査所では坂下の木曽川河床（E－1地点）から数10m北西の西方寺Ⅲ面（Sugimura and Matsuda，1965）の低断層崖の位置（E－T1地点）でトレンチ調査を実施している（佃，1988）。それによると，主断層は低断層崖の崖麓より約3m北東に位置している。また，トレンチ内部での垂直変位量は2.8～3.0mと見積られ，約2,300年B.P.以後，少なくとも1回の断層運動をしたとみられている（佃，1988）。これまでに西方寺Ⅲ面（西方寺中位面）の垂直変位量は表－34 のように1.75～4.1 mとみられており，トレンチによる見積りとほぼ一致している。

2) 坂下町大門～付知町正ケ脇（図－76，78）

(1) リニアメントおよび地形

この区間のリニアメントとしては，前区間のリニアメントの延長であるL－1が認められる。上平付近で一部不明瞭になっているほかは，傾斜変換点，鞍部，尾根・谷の左ずれが認められ，非常に明瞭である（写真－98）。左ずれの断層方向の変位は最高約600mにもおよんでいる。

(2) 断層および地質

この区間ではL－1を境にして北東側に花崗岩類，南西側に濃飛流紋岩類が分布している。断層に沿っては粘土や角礫をともなう破砕帯が何箇所も観察できる。このためL－1の位置にF－1（阿寺断層）が存在すると考えられる。

E－5地点では花崗岩中に石英安山岩が貫入している。花崗岩中には，断層と直交する方向のN60°E，50°Nなどのせん断面があるが石英安山岩はほとんどせん断されていない。

E－6地点の花崗岩にはN35°W，52°NEなどのせん断面がある。この花崗岩の上位には土石流状堆積物がみられるが，変位などは不明である。

E－7地点の風化花崗岩には，N13°W，47°E方向の幅約25cmと約50cmの破砕帯がある。

E－8地点の花崗岩は著しくせん断しており，幅約30cmにわたって角礫化，粘土化している。

E－9地点では濃飛流紋岩類が破砕されている。せん断面は幅約15cmあり，N72°W，64°Sの方向を示している（写真－99）。

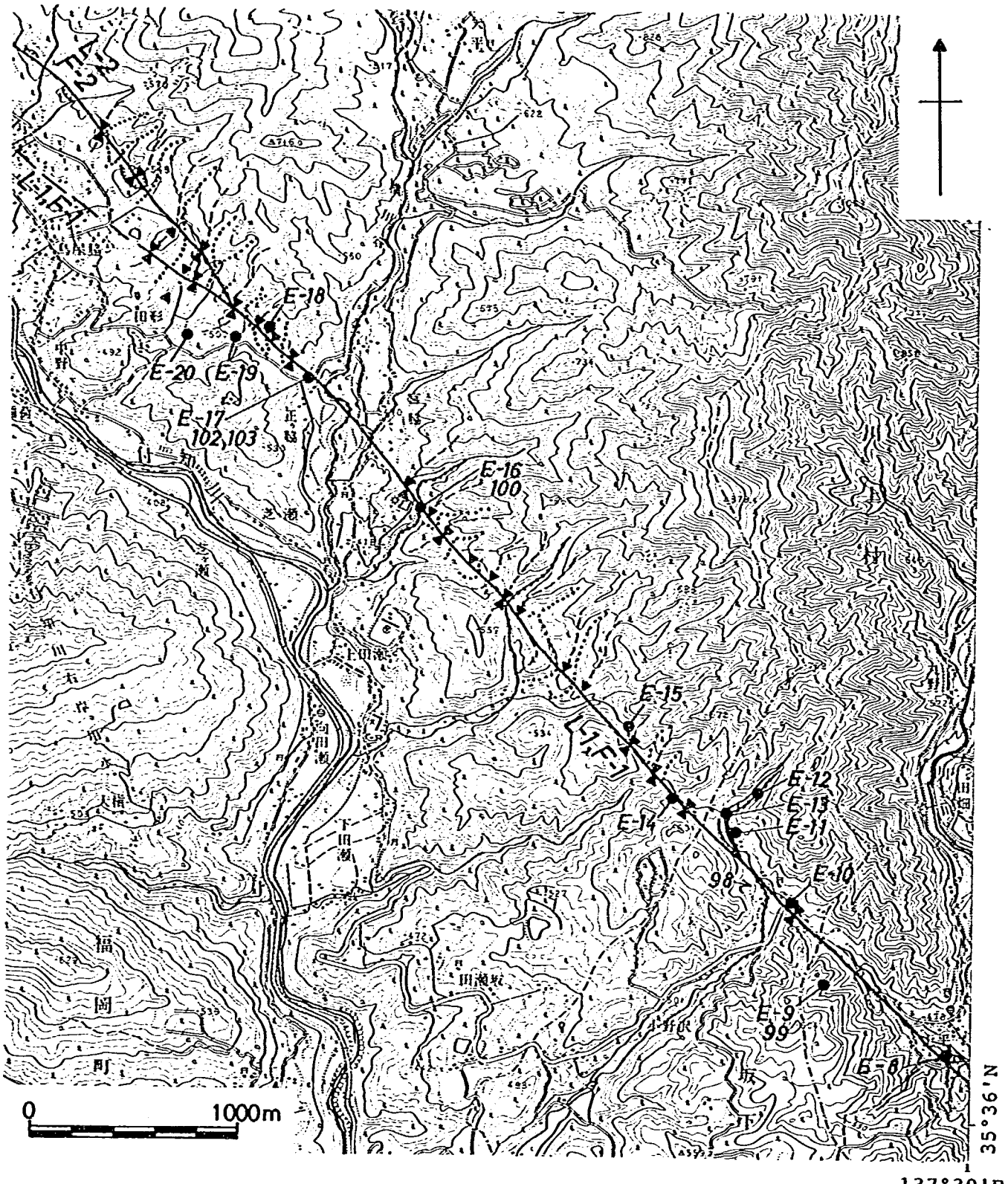
E－10地点は岡田・松田（1976）に記されている断層露頭が存在した箇所である。現在は観察することはできない。岡田・松田（1976）によると，花崗岩と玄武岩岩脈との間の断層の方向がN20°W，80°～85°E，クサリ礫層と砂礫層との間の断層の方向がN30°W，80°Eである。

E－11地点には，花崗岩中にN80°E，90°とN48°W，60°NEの2方向のせん断面がみられる。

E－12地点はF－1から約350m離れている。花崗岩類中のせん断面の方向はN48°W，58°NEで，F－1の方向と調和的である。

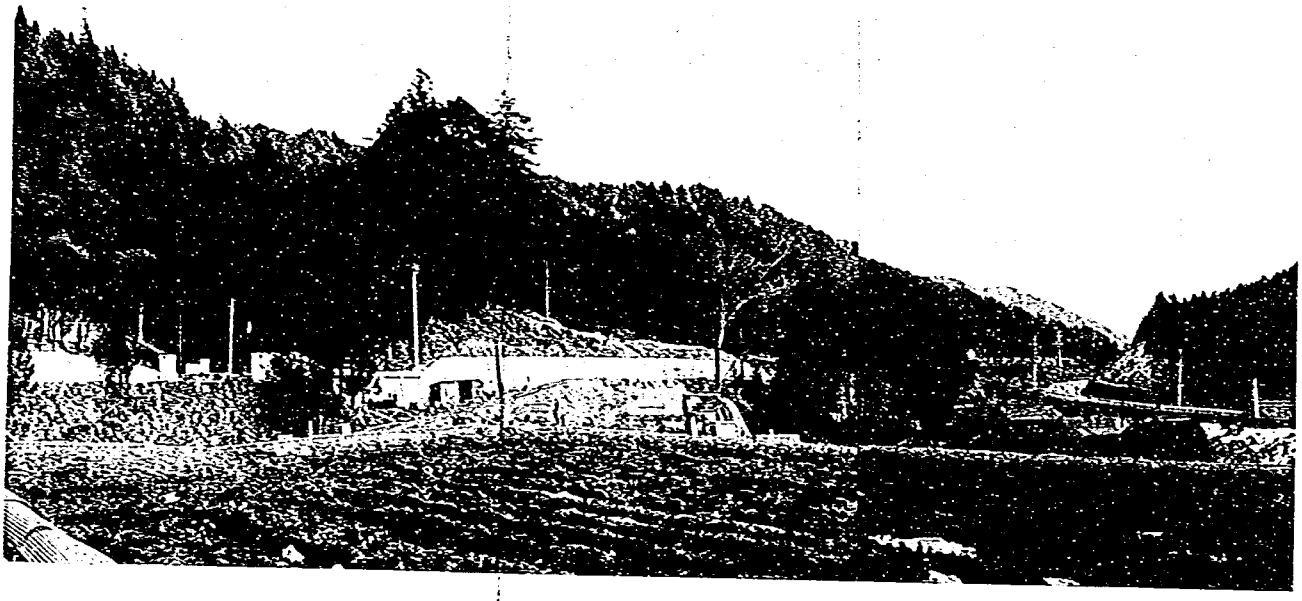
E－13地点では中粒黒雲母花崗岩中に，N83°E，80°NやEW，90°などの東西方向のせん断面（破砕幅約35cmなど）が多数認められる。

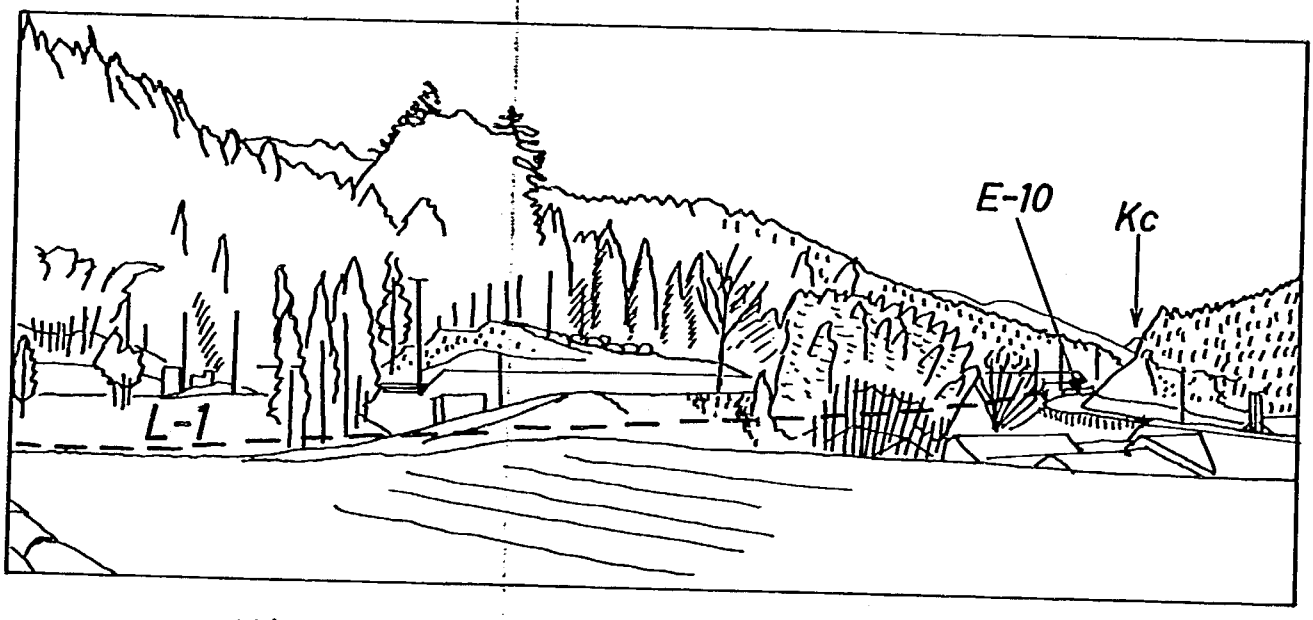
E－14地点の濃飛流紋岩は著しく破砕され（せん断面の方向はN8°W，55°E），岩片はくさび状と



図－78　川上村上平～付知町鳥屋脇間のリニアメントおよび断層の位置

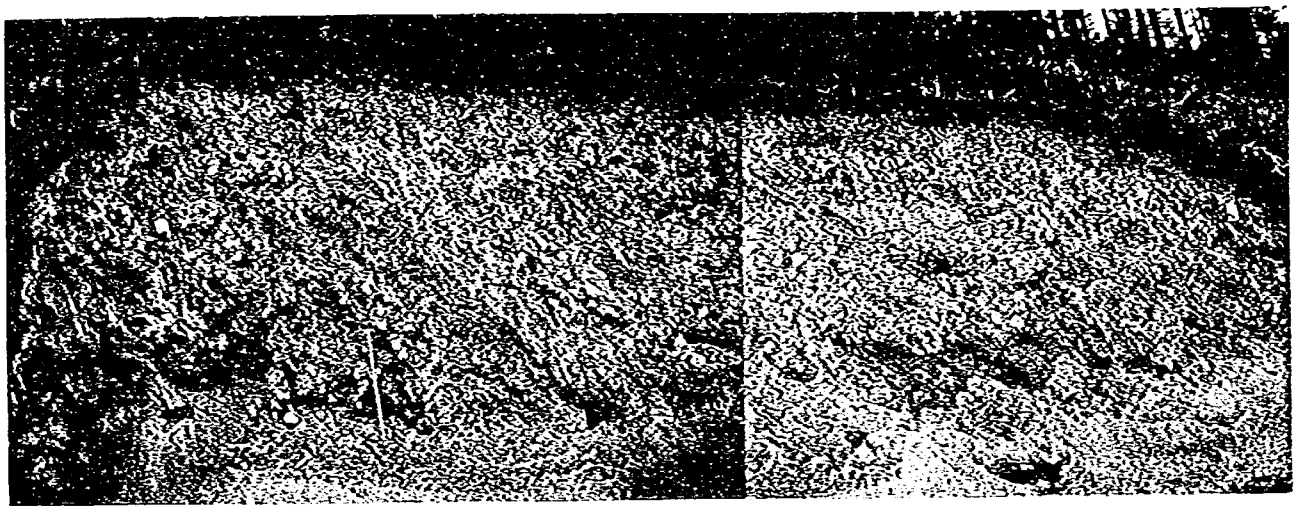
国土地理院発行２万５千分の１地形図「付知」を使用した。





写真－98　L－1（阿寺断層）周辺の地形

この付近ではL－1による尾根・谷の左ずれや鞍部（Kc）が認められる。E－10地点は岡田・松田（1976）に記載のある断層露頭があった所。現在はよう壁があり観察できない。



写真－99　F－1断層，E－9地点の破砕帯

濃飛流紋岩類が破砕されている。せん断面（写真の三角と三角の間）の方向はN72°W，64°S などである。全体的に風化作用も受けている。

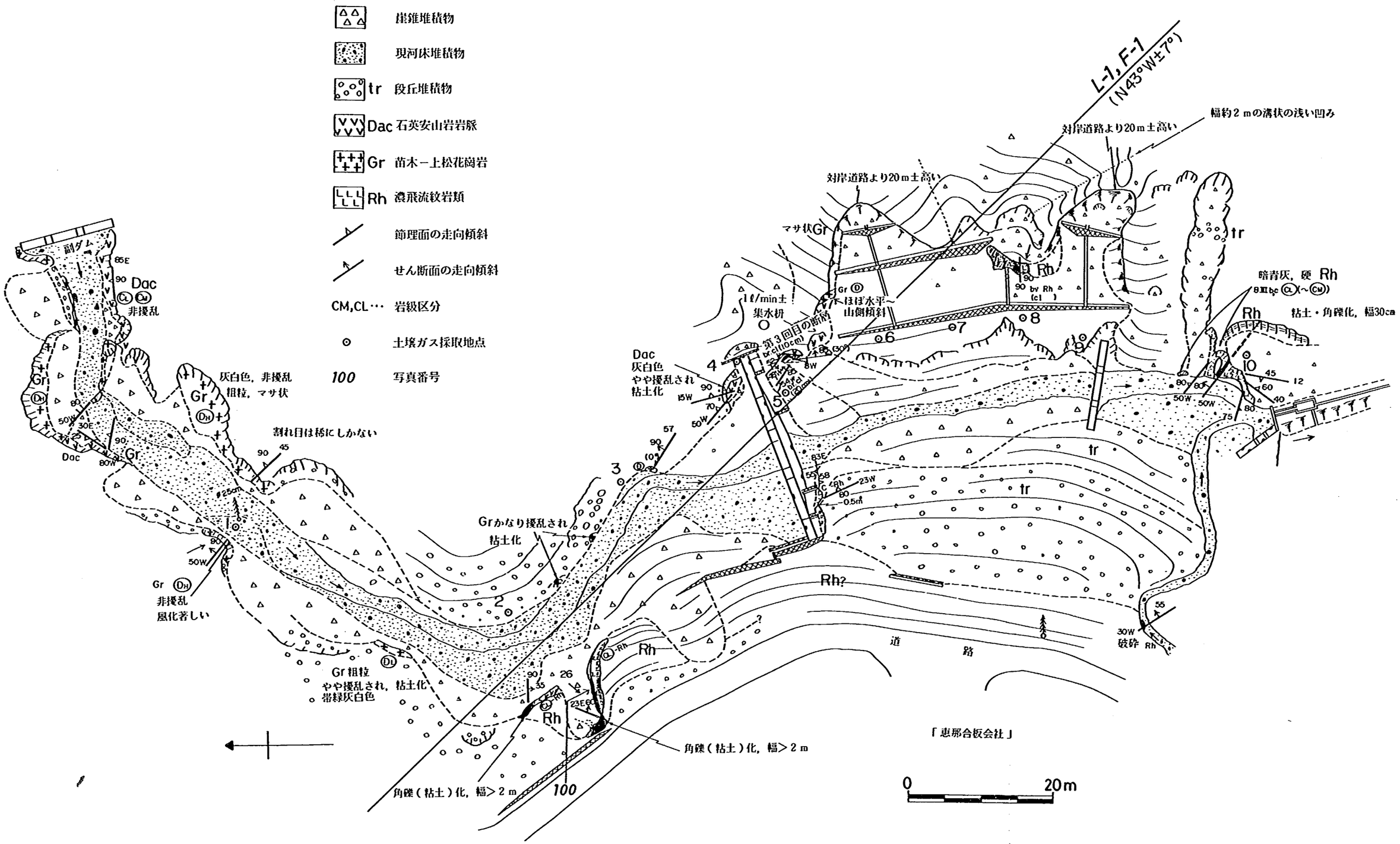
なっている。

E－15地点ではアプライト質花崗岩が著しく破砕されている。せん断面の破砕幅はそれぞれ25 cm 以下で，方向はN 58°W，83°Sなどである。

福岡町宮脇のE－16地点では近接して花崗岩類と濃飛流紋岩類があり，両者は断層で接していると考えられる（図－79）。断層破砕帯の範囲は全体として100 m程度で，濃飛流紋岩類は断層から約80 mの範囲内で所々に角礫化，一部粘土ないし砂化している（写真－100）。一方，花崗岩類は約20～30 mの範囲

写真－100　F－1断層，E－16地点にみられる断層破砕帯

Aの部分は幅約2 mある破砕帯で，角礫，粘土化しており，方向はF－1と直交している。Bの部分はC_L級の岩盤で比較的硬質である。F－1は写真の左手の河床を走っていると推定される。図－79参照。



図－79　F－1断層（阿寺断層），E－16地点の露頭状況

北東側に花崗岩，南西側に濃飛流紋岩類が分布しており，その間をF－1は通っていると推定される。

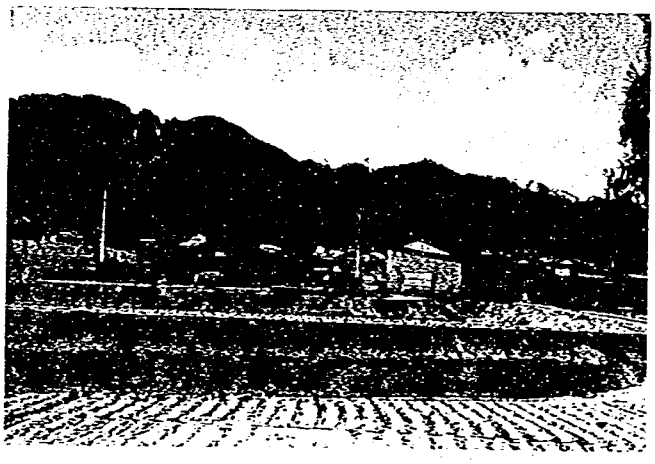
内でせん断を受けているが，粘土化帯の幅は約10cm以内である。せん断面の方向は全体としてN 43°W，垂直である。花崗岩類には石英安山岩が貫入しているが，破砕を受けているものと，破砕を受けていないものとがある。後者の石英安山岩は破砕を受けている石英安山岩にも貫入している。以上のように石英安山岩の貫入時期は少なくとも破砕作用の前後に2ステージあったものと考えられる。また，破砕を受けている石英安山岩の破砕度は周囲の花崗岩類よりも低いことから，主な破砕作用は石英安山岩の貫入以前に行われていたと推定される。なお，この地点でも土壌ガスの採取を行った。

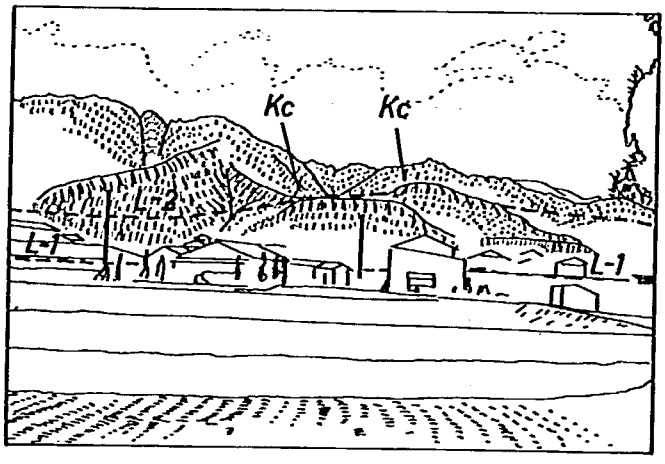
この区間（大門～正ケ脇）の破砕帯の幅は，上平付近の花崗岩類で約300m，濃飛流紋岩類で約150m，小野沢峠の北西0.7kmから1.8kmの区間では約100mの幅のせん断帯が存在している。小野沢峠の北西の区間の花崗岩類は幅数cm～10数cmの断層粘土がしばしばみられるが，濃飛流紋岩類では一般に粘土化は著しくなく，角礫化する傾向にある。

3）付知町正ケ脇～安楽満（図－78，80）

(1) リニアメントおよび地形

この区間には前区間からの延長であるL－1と田形付近でL－1から分岐するL－2の2本のリニアメントが認められる（写真－101）。

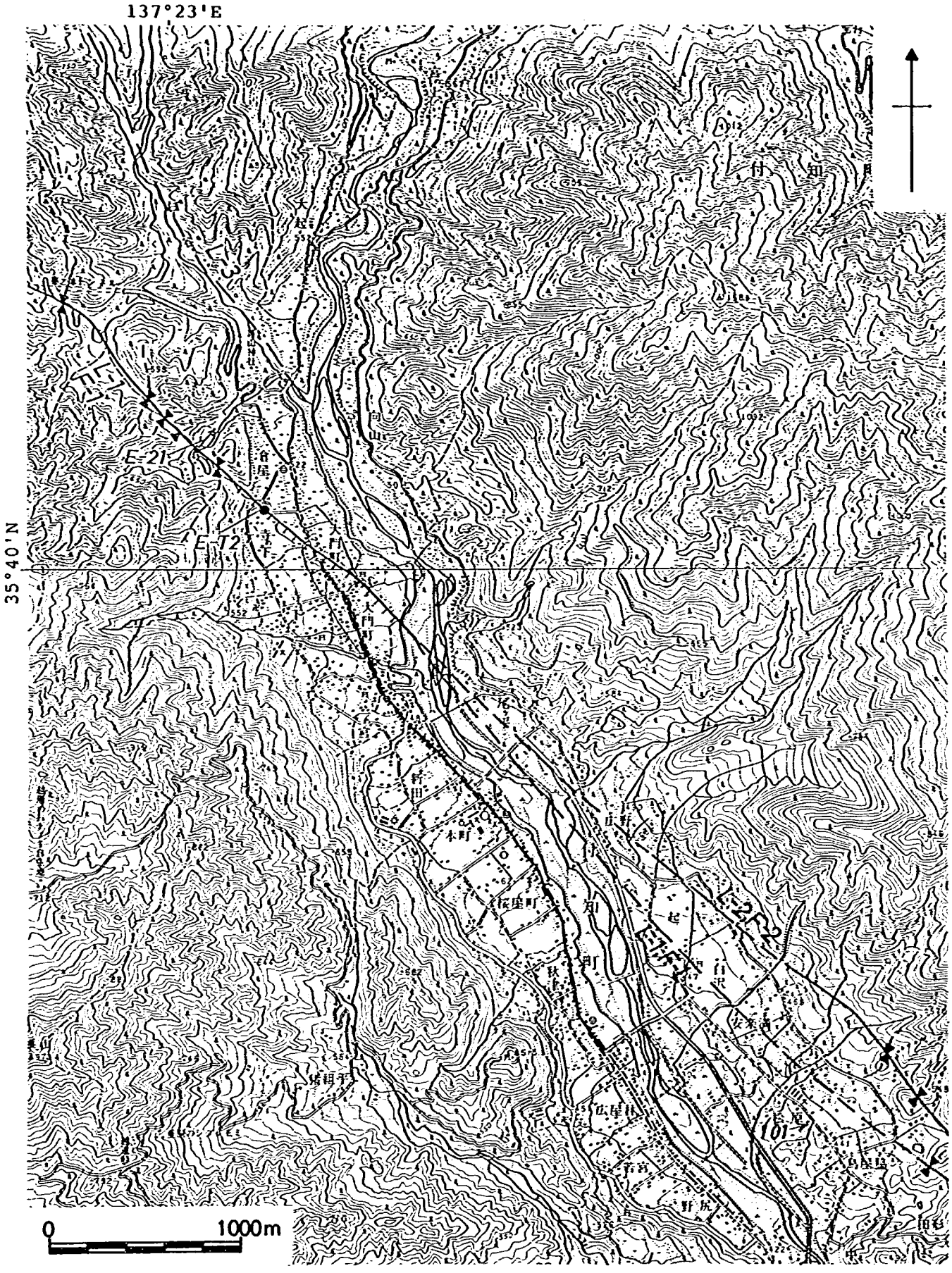




写真－101　松原からみたL－1，L－2付近の地形

L－2は鞍部（Kc）を通り，Kc とKc との間の谷を左ずれさせている。
L－1は不明瞭である。

L－1は正ケ脇から鳥屋脇までは鞍部，傾斜変換点，尾根，谷の左ずれをともない非常に明瞭であるが，鳥屋脇から北西方向は非常に不明瞭である。L－2はL－1から分岐した地点より鳥屋脇までは鞍部，傾斜変換点を結んで得られ非常に明瞭であるが，安楽満から北西方向には不明瞭となっている。L－2もL－1と同様に尾根，谷を左ずれさせている。変位量は最大150m程である。



図－80　付知町田形～塞之神トンネル間のリニアメントおよび断層の位置

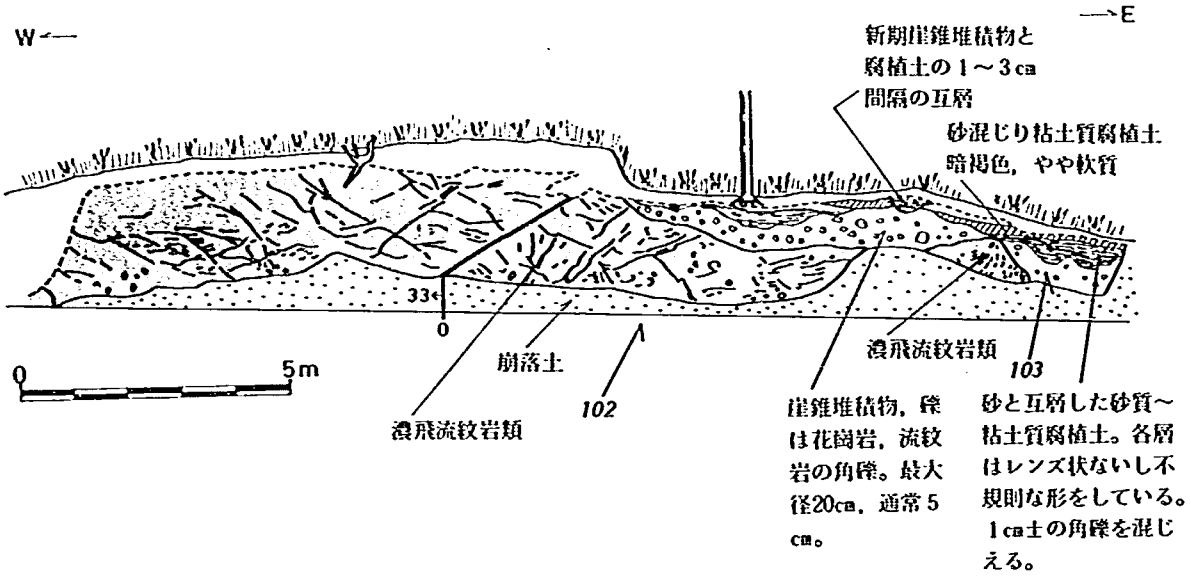
国土地理院発行２万５千分の１地形図「加子母」,「付知」を使用した。

(2) 断層および地質

i) F－1断層

L－1および阿寺断層に相当する断層である。F－1に当たると思われる断層露頭はないが，F－1周辺の岩石は次のように破砕されており，また正ケ脇から鳥屋脇にかけてはL－1によって花崗岩類と濃飛流紋岩類が境されているため，断層が存在すると考えられる。

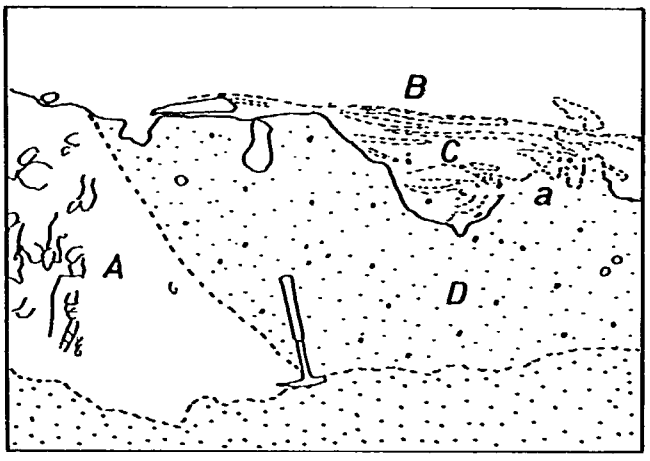
E－17地点では，濃飛流紋岩類が全般的に破砕されている（図－81，写真－102）。この部分の流紋岩は



図－81　F－1断層（E－17地点）の露頭
東側の地層に異常堆積がみられる。地層の基盤である濃飛流紋岩類は全般的に破砕され，風化も加わり粘土分が多い。写真－102，103参照。

写真－102　F－1断層，E－17地点の破砕帯
濃飛流紋岩類が破砕されており，NS，33°W などの剪断面がみられる。図－81参照。

風化も加わって粘土分が多くなっており，岩片は普通2cm，最大5cmの大きさになっている。この流紋岩の上位には崖錐堆積物，砂と砂質粘土質腐植土の互層などが載っている（写真－103）。崖錐堆積物の侵食面は非常に不規則な形をしており，また地層そのものは一見整然と堆積しているようであるが，詳細に観察すると，各層はレンズ状や不規則な形を呈している。このように，この地層の堆積後に何らかの運動があったことが示唆される。



写真－103　F－1断層，E－17地点にみられる地層の異常堆積

A：濃飛流紋岩類，B：砂混じり粘土質腐植土，C：砂と砂質～粘土質腐植土の互層，D：崖錐堆積物。Cに異常堆積構造が認められ，aの部分のCとDの境界は不明瞭である。図－81参照。

E－18地点では花崗岩が破砕されており，せん断面はN82°E，60°NなどF－1とは斜交しており，北傾斜のものが多い。

E－19，20地点では濃飛流紋岩が破砕されている。E－19地点のせん断面の方向はN68°W，60°NE，E－20地点ではN30°W，70°NEで，ややF－1の方向と斜交している。このように正ケ脇から田形にかけては，F－1から約250mの範囲の濃飛流紋岩類が著しく破砕されており，1～15cmの角礫（くさび状）となっている。

ii）F－2断層

L－2に相当する断層である。L－2が走っている周辺の花崗岩類は著しく破砕されているため，L－2の位置にF－2を推定した。

4）付知町白沢～寺の下（図－80）

(1) リニアメントおよび地形

この区間では地形調査のみを行った。L－1，L－2の2本のリニアメントが認められるが，両リニアメントとも大門町までは扇状地の上を走ってるため，不明瞭である。L－1，L－2は，大門町付近で合流し

ている。ここでは合流して1本になったものをL－1の延長としておく。大門町から倉屋にかけてL－1は段丘面（付知面）上を通っているが，この区間には低断層崖が形成されている。

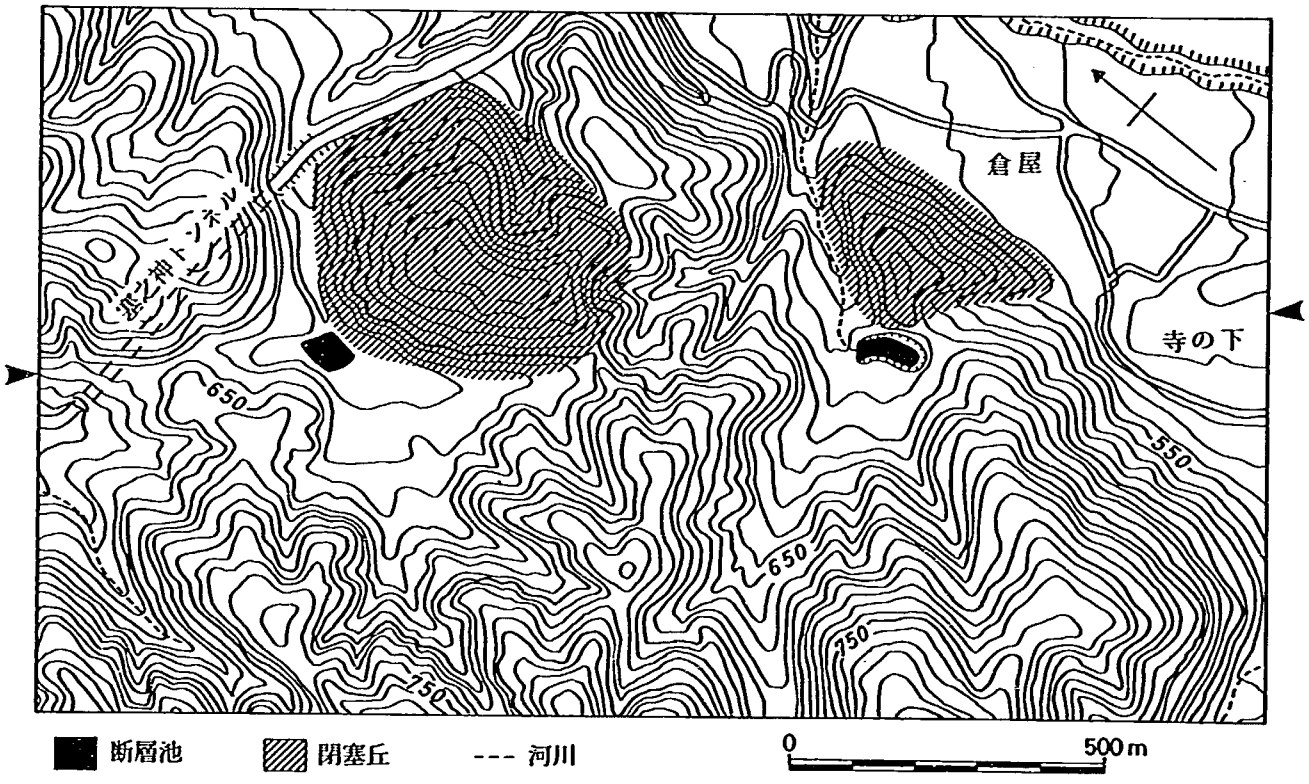
5) 付知町倉屋～加子母村万賀（図－80，83）

(1) リニアメントおよび地形

L－1およびL－3の2本のリニアメントが認められる。

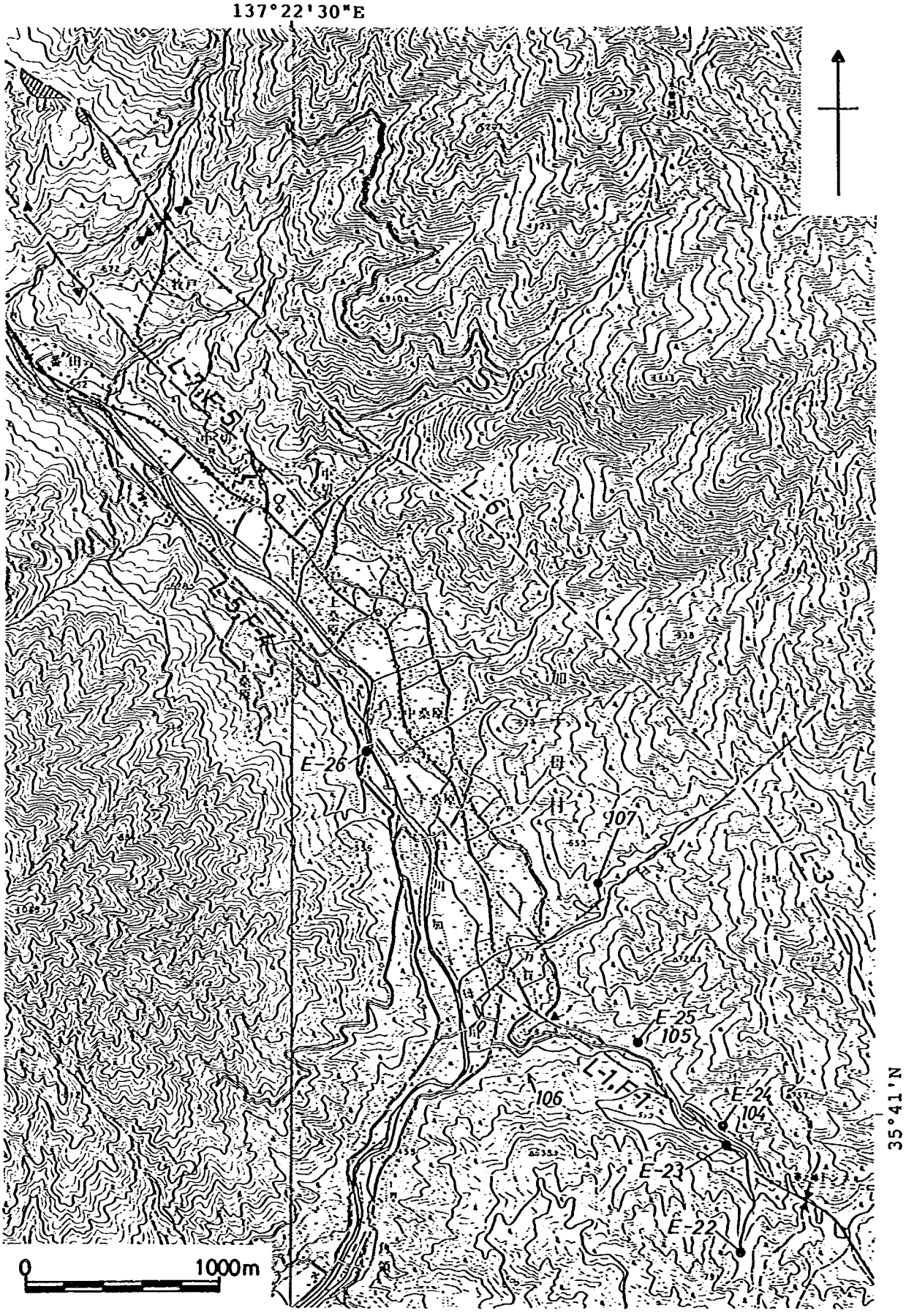
倉屋付近のL－1には低断層崖（付知面上）が認められる。この断層崖の水平変位は，Sugimura and Matsuda（1965）によると，34 mとされ，津沢（1981）はこれよりも大きいと推定している。垂直変位量はSugimura and Matsuda（1965）は5.5～6.5 m，津沢（1981）は 6～7 mとし，実際の変位量は10m程度と見積っている。

倉屋から塞之神トンネルまでのL－1には，鞍部，傾斜変換点，左ずれ地形として閉塞丘・断層池などが認められ，非常に明瞭である。図－82に閉塞丘，断層池周辺の地形を示す。



図－82　倉屋～塞之神トンネル間の地形

L－1（阿寺断層）は矢印の間を通っている。本図は国土地理院発行2万5千分の1地形図「加子母」および「付知」より作成した。



図－83　塞之神トンネル～加子母村番田間のリニアメントおよび断層の位置

国土地理院発行２万５千分の１地形図「小和知」,「加子母」を使用した。

塞之神トンネルから万賀までのＬ－１は不明瞭である。

Ｌ－３は，山田ほか（1976）に「地質学的に確認され，地形的にも明瞭な断層」（白谷断層）として図示されているが，今回の調査範囲外であるため詳細は不明である。

(2) 断層および地質

Ｌ－１の周辺の濃飛流紋岩類には破砕帯が認められるため，この位置にＦ－１（阿寺断層）があると考えられる。

間瀬ため池（断層池）直下流のＥ－21地点では粘土，砂，細粒の角礫をともなう著しい破砕帯は幅60m以上におよび，断層の両側幅の約300mにわたって破砕がみられる。破砕帯中のせん断帯は間瀬ため池下流でみられるＮ32°Ｗ，47°ＳＷによって代表される方向が卓越するが，破砕の著しい帯の北東側ではネット・ワーク状にＮ－Ｓ系およびＥ－Ｗ系のせん断面も認められる。

Ｅ－23地点はほぼＬ－１の位置にある。ここでは谷底に粘土，砂，細粒の角礫をともなう破砕帯がみられる。

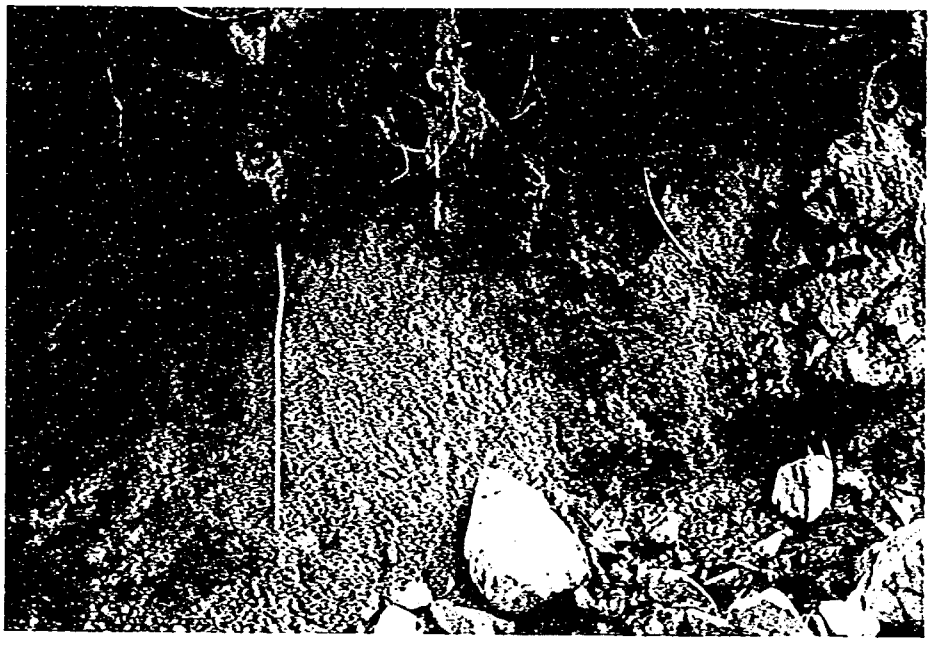
塞之神トンネル北西方の道路脇のＥ－24地点ではＮ35°Ｗ，48°ＮＥ 方向のせん断帯やせん断節理が発達し，幅20cm以下の粘土，角礫がみられる（写真－104）。また，北東側が相対的に約30cm隆起した小断層もある。

写真－104　Ｆ－１断層，Ｅ－24地点の破砕帯

濃飛流紋岩類が破砕されている。三角を付けた剪断面の方向は，Ｎ35°Ｗ，48°ＮＥである。

Ｅ－25地点では幅30mにわたる破砕帯があり，濃飛流紋岩類が細片化している（写真－105）。

この他，Ｅ－22地点では南北方向の断層破砕帯が確認された。



写真－105　F－1断層，E－25地点の破砕帯

濃批流紋岩類が細片化している。スケールは1m。

F－1断層上のE－T2地点（低断層崖の北端部近く）では，1981年に地質調査所によってトレンチ調査が行われている。その結果，明瞭な断層が現われ，阿寺断層の活動時期は約12,000年前，約9,400年前，約7,700年前，5,500年前以降とされ，活動周期は約2,400～2,500年と推定されている（佃・山崎，1986）。

6）加子母村万賀～上桑原（図－83）

(1) リニアメントおよび地形

この区間にはL－4，L－5，L－6の3本のリニアメントが認められる（写真－106）。

L－4は山田ほか（1976）に「地質学的に確認され，地形的にも明瞭な断層」として図示されている「猪之谷断層」である。調査範囲内では谷地形（白谷）を形成している。また，阿寺断層の方向とは直交している。

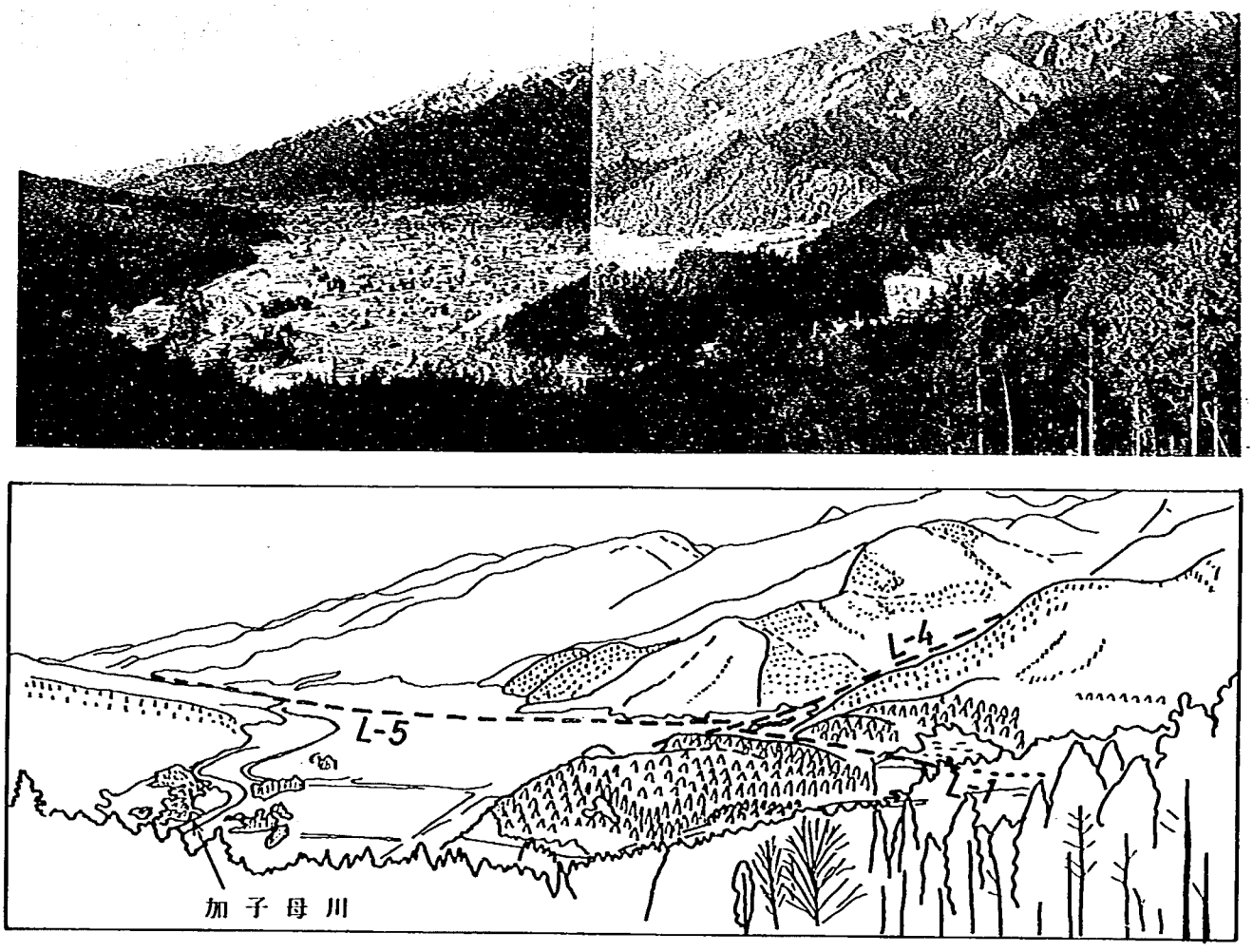
L－5は扇状地，低位段丘面上を通っており不明瞭である。一部で山麓線をなしている。

L－6はL－3（白谷断層）の延長？上にあるが調査範囲外であるため詳細は不明である。山田ほか（1976）にも「地質学的に確認され，地形的にも明瞭な断層」として示されている。

(2) 断層および地質

L－4に対応するF－3断層とL－5に相当するF－4断層を確認した。L－6に相当する断層は調査を行っていないため未確認である。

この区間よりも北西の地域（猪之谷断層よりも北西）では，どの断層を阿寺断層とするかは，研究者により異なっている。山田（1981）はF－4（L－5）を阿寺断層としており，他方，平野・中田（1981）お



写真－106　L－1，L－4，L－5付近の地形

よび山崎（1988）はF－5（L－7）の延長を阿寺断層と呼んでいる（なお，平野・中田（1981）は阿寺断層（下呂断層）としている）。このように見解は異なってはいるが，阿寺断層を1本の断層とは考えずに，複数の断層からなる断層群としてとらえれば，どちらを阿寺断層と呼ぶかは，あまり本質的な事とは考えられない。よって，本報告では阿寺断層の特定をこの地域では行わないことにする。

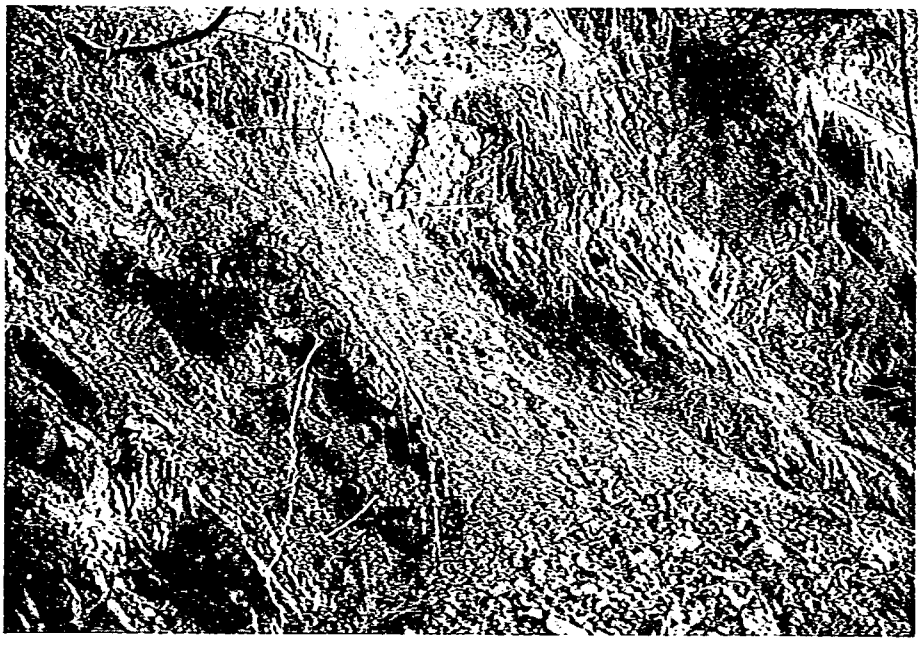
i）F－3断層

L－4に相当する断層である。白谷沿いの濃飛流紋岩類は破砕されており，N 23°W，52°E（写真－107）やN 5°W，64°Eなど，F－3とほぼ直交する方向のせん断面が発達している。これらのせん断面はF－3とは直交しているため，F－4やL－6に相当する断層によって形成された可能性もある。

ii）F－4断層

既述のように，F－4はほとんど扇状地堆積物および低位段丘堆積物の分布域を通っている。このため地質的にも認定が困難である。

E－26地点の加子母川右岸で濃飛流紋岩類が破砕されているのが，観察されたのみである。



写真－107　F－3断層にみられる濃飛流紋岩類の破砕帯

スケールは1m。

7）加子母村上桑原～小和知（図－83，84）

(1) リニアメントおよび地形

この区間では地形調査のみを行った。L－5，L－6，L－7の3本のリニアメントが認められる。

L－5は，加子母川両岸の低位段丘面を通っており不明瞭である。一部で山麓線をなしている。

L－7は，中切で扇状地上の崖および山地の傾斜変換点，鞍部を形成しており，やや明瞭である。小和知のL－6とL－7が合流する部分では，両リニアメントによって地溝状の地形が形成されている。

(2) 断層および地質

この区間の地質調査は行っていないが，1985年に地質調査所によって小和知のE－T3地点でトレンチ調査が行われている（山崎，1988）。その結果，断層活動時期として，7,650～7,820年前，5,280～7,280年前，3,600～3,880年前，3,350年前以降の4回が読み取られている（山崎，1988）。

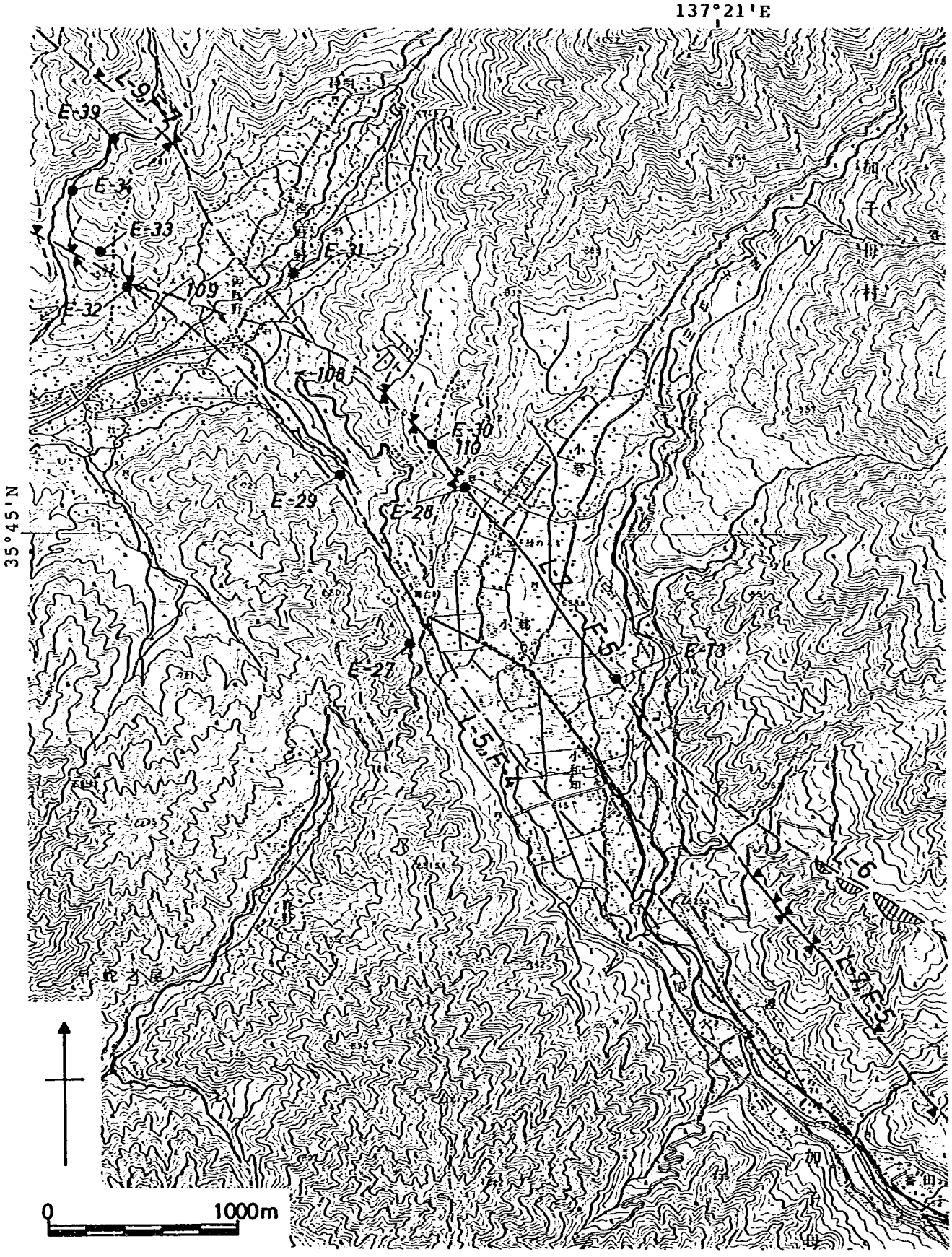
8）加子母村小和知～下呂町乗政川（図－84，85）

(1) リニアメントおよび地形

この区間にはL－5，L－7，L－8，L－9の4本のリニアメントが認められる（写真－108，109）。乗政川より北西側については未調査であるため不明である。

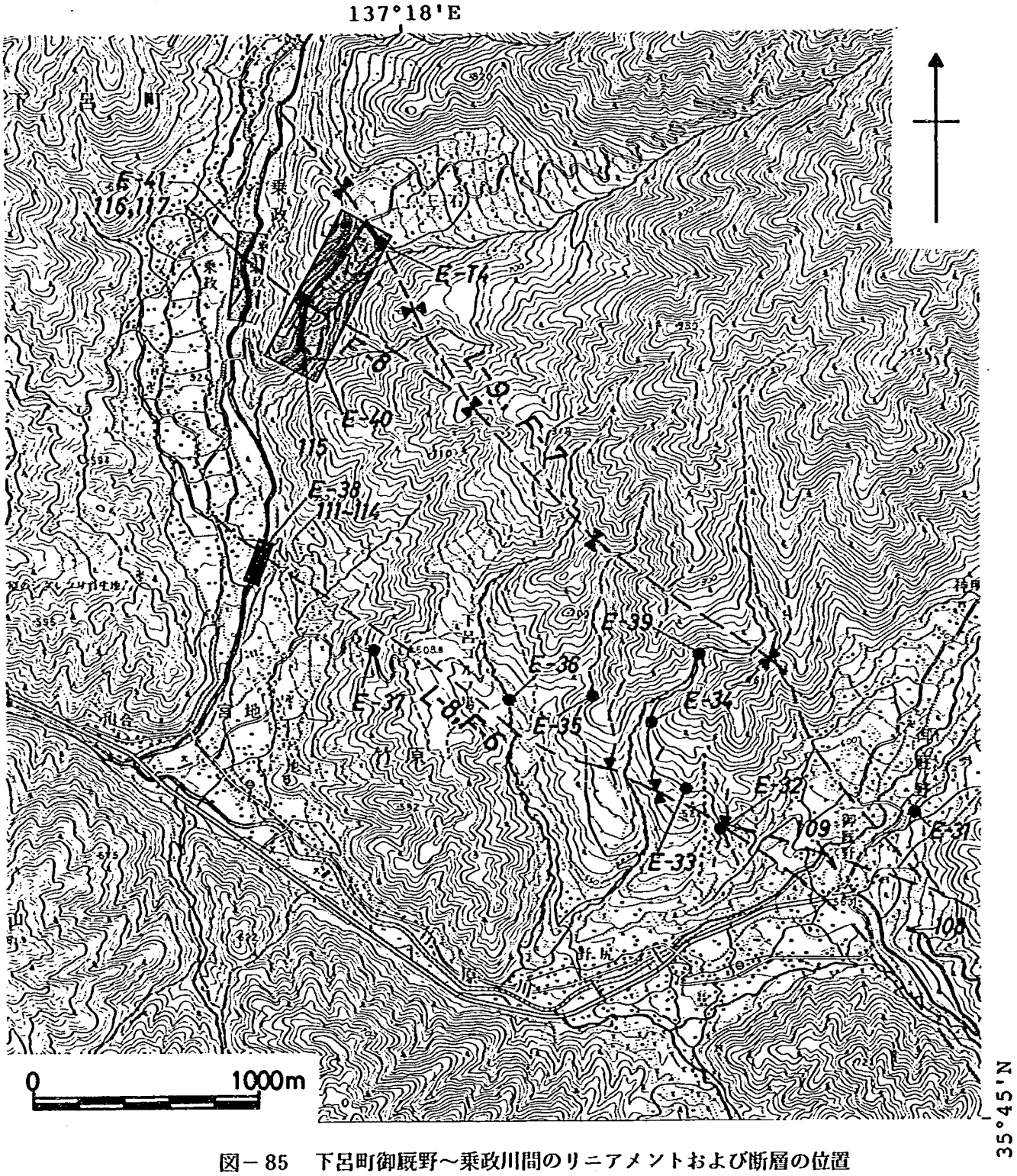
L－5は加子母川沿いの低位段丘を通り，舞台峠からは谷地形をなして御嶽野にぬけている。全体として不明瞭なリニアメントである。

L－7は小郷付近で図－86のように微高地を左ずれ状に切り，崖を形成している。また，加子母のスギ



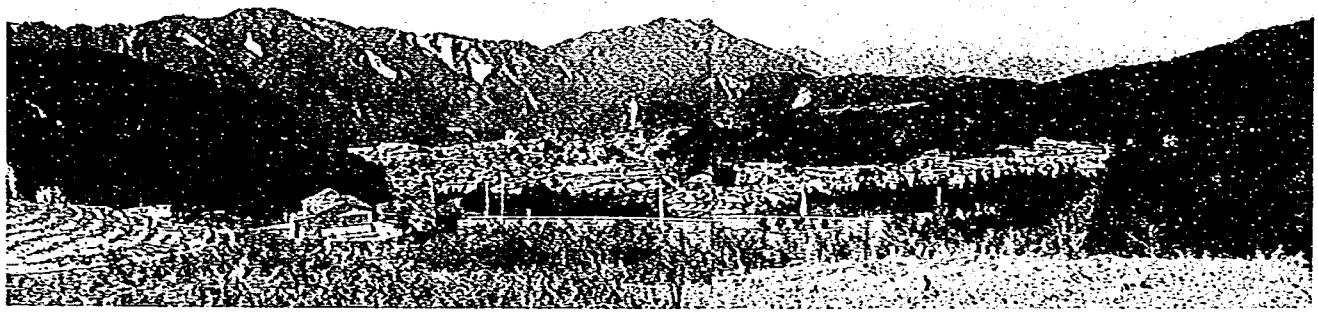
図－84　加子母村番田～下呂町御厩野間のリニアメントおよび断層の位置

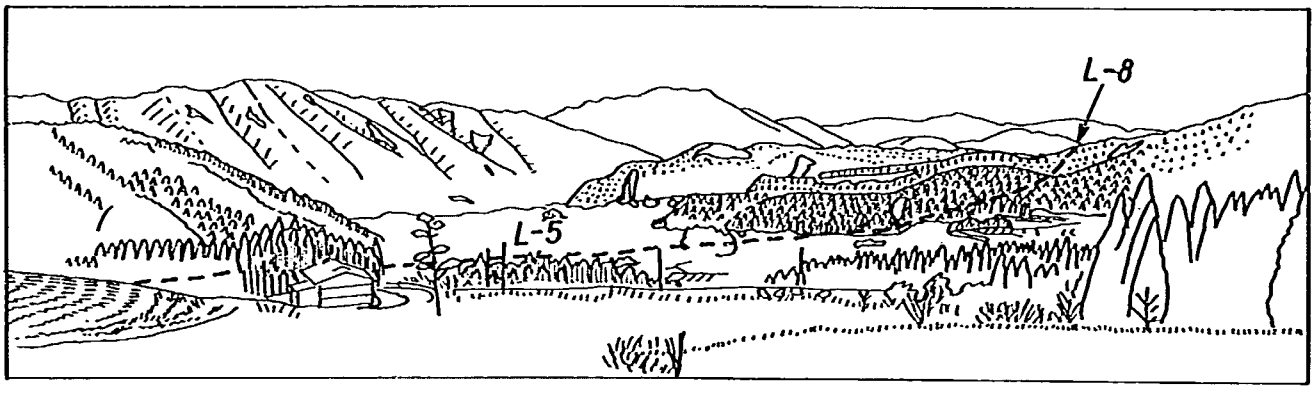
国土地理院発行２万５千分の１地形図「小和知」,「宮地」を使用した。



図－85　下呂町御厩野～乗政川間のリニアメントおよび断層の位置

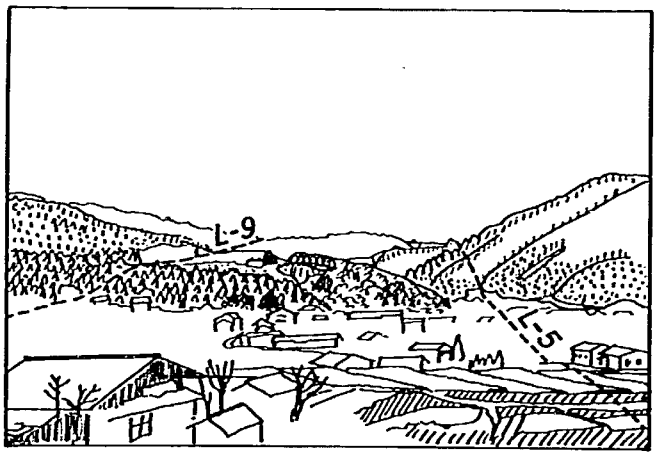
国土地理院発行２万５千分の１地形図「宮地」を使用した。



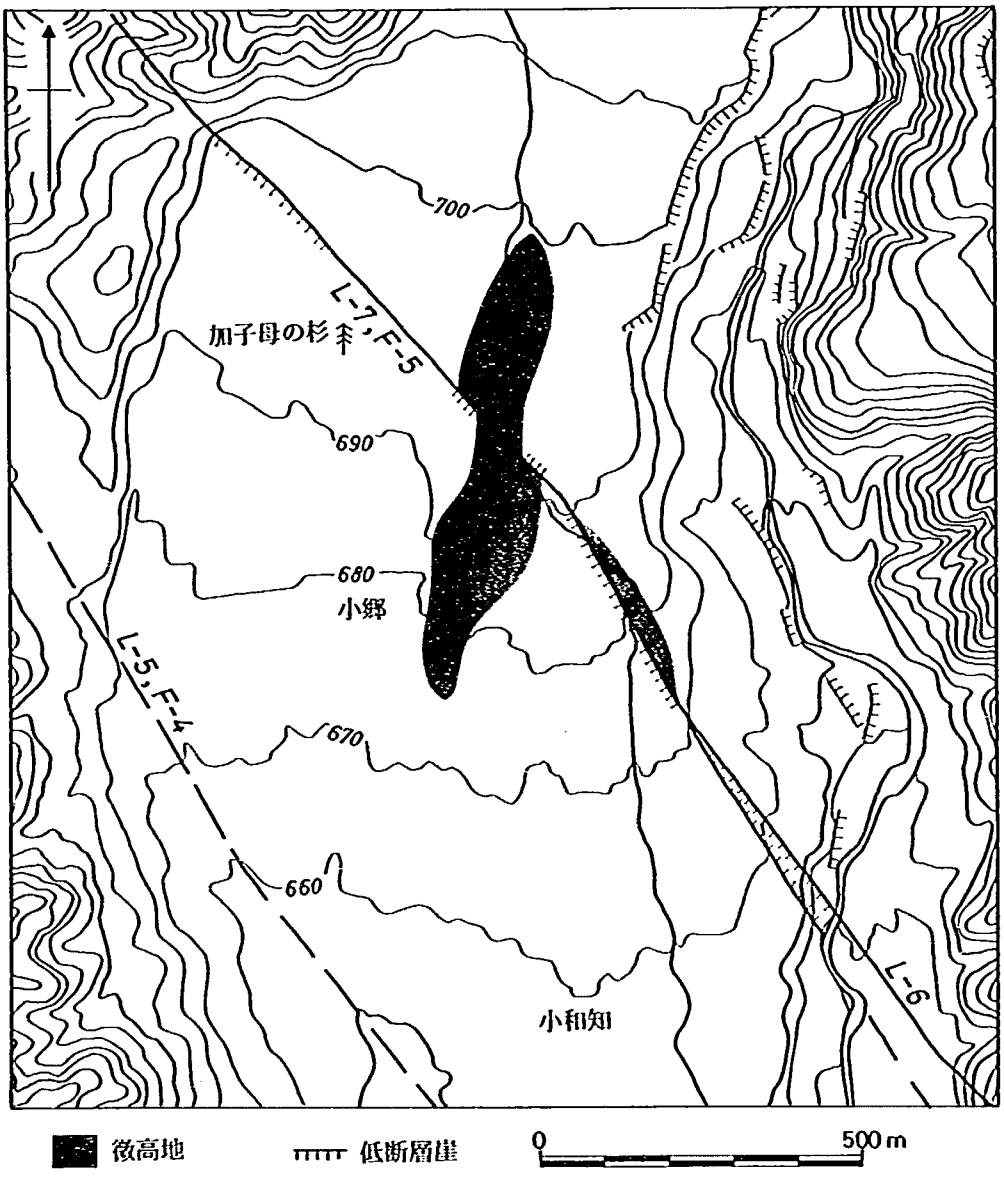


写真－108　L－5およびL－8（下呂断層）周辺の地形

中央の盆地は御嶽野から野尻である。



写真－109　L－5およびL－9（萩原断層）周辺の地形



図－86　小郷付近の地形

本図は国土地理院発行２万５千分の１地形図「宮地」，
「小和知」および岡田（ 1975 ）より作成した。

の北西では低断層崖を形成している。さらに北西側の山地では鞍部，尾根・谷の左ずれが認められる。このようにＬ－７は明瞭なリニアメントである。Ｌ－７は御厩野でＬ－８，Ｌ－５，Ｌ－９と合流している。

Ｌ－８はＬ－７またはＬ－５の延長であると考えられる。御厩野から下呂ゴルフ場までは，傾斜変換点，鞍部，尾根・谷の左ずれが認められ明瞭であるが，下呂ゴルフ場から北西側では不明瞭である。

Ｌ－９は御厩野でＬ－７から分岐し，山地中に伸びている。鞍部が認められ，やや明瞭である。

(2) 断層および地質

i) F－4断層

L－5に相当する断層である。E－27およびE－29地点で濃飛流紋岩類が破砕されているのが確認できる。

E－27地点には，濃飛流紋岩類中に幅約1mの破砕帯がある。E－29地点では流紋岩類にN10°W，85°Eの方向のせん断面がある。

ii) F－5断層

L－7に相当する。

E－30地点付近では，幅約20mにわたり濃飛流紋岩類が破砕されている。なかでも写真－110に示した地点では，幅数mにわたって特に良く破砕されている。この高破砕部の方向はN22°W，75°Eで，L－7の方向ともほぼ一致しており，この破砕部はF－5の主部であると考えられる。

写真－110　F－5断層，E－30地点の破砕帯

この周辺は幅約20mにわたり濃飛流紋岩類が破砕されているが，
この写真の箇所では数m間が特によく破砕されている。スケールは1m。

なお，E－28地点は平野・中田（1981）により断層露頭の記載が行われた箇所である。平野・中田（1981）はこの露頭の観察およびC^{14}年代測定から「第四紀断層概説」で述べたような活動時期を推定している。

iii) F－6断層

L－8に相当する断層である。下呂断層（岡田，1975）と呼ばれている。F－6の主部と思われる破砕帯が乗政川の河床で観察できるほか，各所で濃飛流紋岩類が破砕されているのが認められる。

E－38地点はF－6と乗政川が交差している地点である。ここでは幅50m程度にわたって濃飛流紋岩類が破砕されており，また，濃飛流紋岩類と花崗斑岩が断層によって接している（図－87，写真－111～

114)。主な破砕帯はF－6 a～g の7本確認できる。F－6 a は7本のなかで最も幅広く（約15 m ），せん断面の方向もN 35°W，80°NE；N 65°W，90° など，L－8の方向に近いため，F－6の主部と考えられる。F－6 a は粘土，角礫混じりの破砕帯である（写真－111 ）。F－6 b は幅約1 mの粘土,角礫混じりの破砕帯である。方向はN 27°W，90°でF－6 a とほぼ平行である。F－6 c は7 a に次ぐ規模をもつ破砕帯で，幅約8 mある。粘土，角礫混じりの破砕帯で，粘土分が多い。方向は，N 10°W，90°；N 30°W，90° などであるが，全体的にはほぼ南北方向である。この部分は粘土分が多いため軟質であって，川底は5 m以上の深さとなっている。F－6 d は幅約1 mの粘土をともなった角礫帯である。方向はNS，90°である。F－6 e は幅約1.5 m，F－6 f は幅30～40㎝，方向NS，70°Wの粘土，角礫混じりの破砕帯である。F－6 g は濃飛流紋岩類と花崗斑岩を境している断層で，幅20㎝，方向N 60°W，70° Nの粘土混じりの角礫帯である。

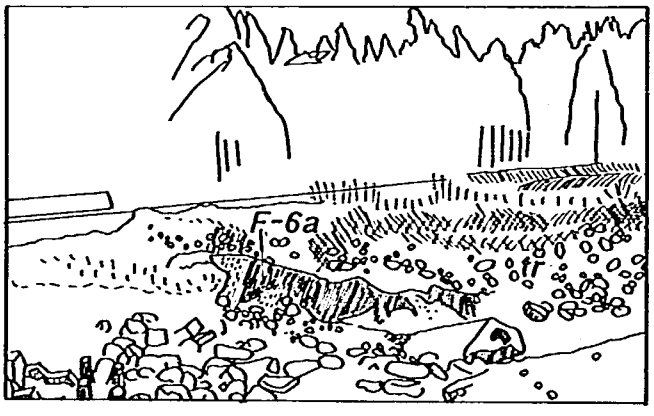
以上のようにE－38地点の断層破砕帯には，NW－SE方向のF－6（下呂断層）の主部方向のもの（6 a，6 b，6 e ）と，南北方向のもの（6 c，6 d，6 f ）とがある。後者はF－6の派生断層と考えられる。同方向の断層が同じような時期に形成されたものと仮定すると，NW－SE系のものよりもN－S系のものの方が新しいと考えられる。それは，図－87から観察されるように，F－6 e（NW－SE系）はF－6 d（N－S系）に切られ，さらにF－6 d はF－6 c（N－S系）に切られているからである。

E－32地点では，濃飛流紋岩類中にN 25°W，56° NE方向，E－33地点では，N 42°W，72° N方向，E－34地点では，N 7°E，52° E方向のせん断面がみられる。

E－35地点では，濃飛流紋岩類がN 5°E，62°E方向に角礫化している。

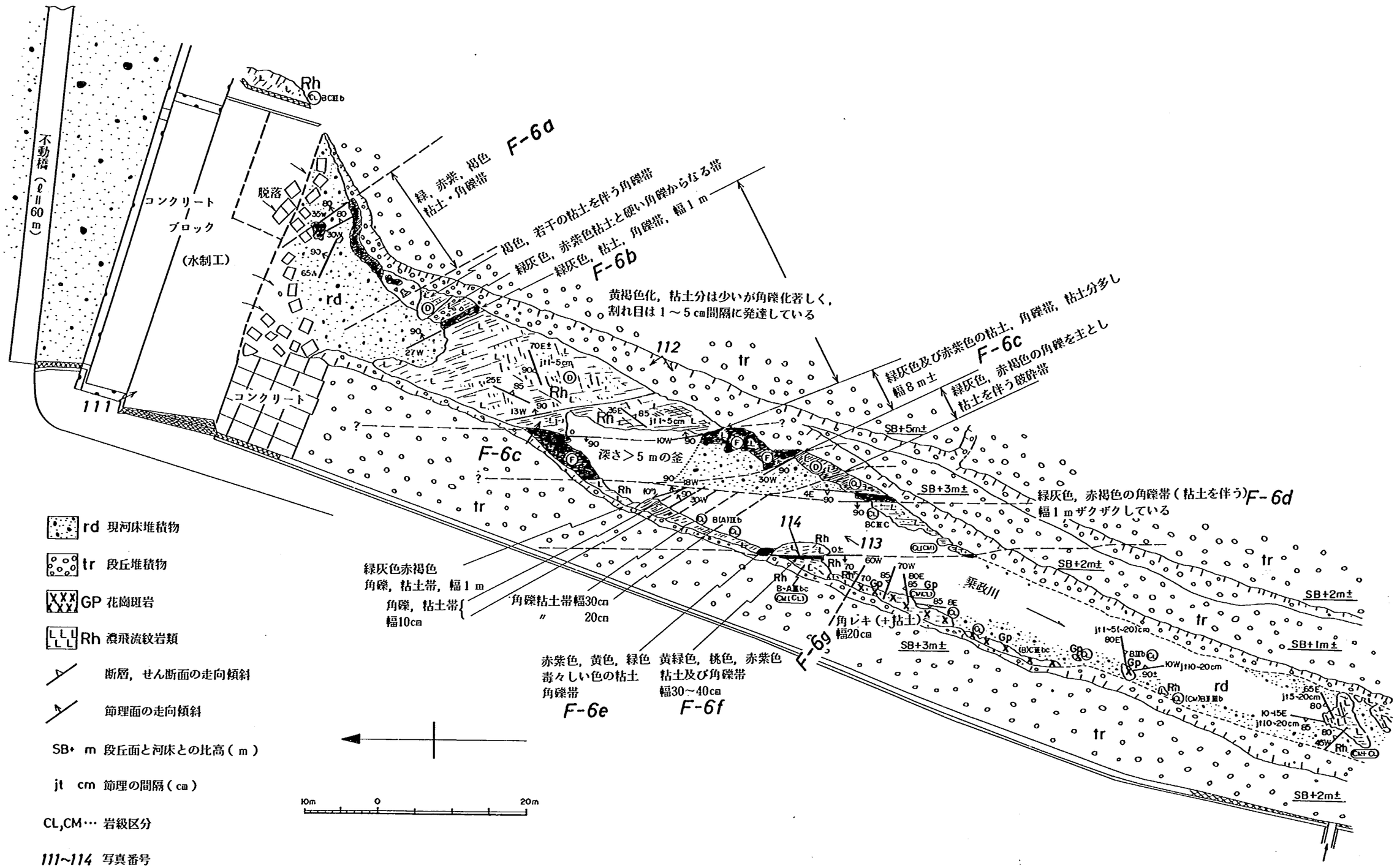
E－36地点では，濃飛流紋岩類がN 56°W，72° NE，E－37地点では，N 42°W，72° NE方向の破砕帯がある。

これらの破砕帯，せん断帯のうちE－34，35 地点はF－6，F－7のほぼ中間にあり，どちらの活動によって破砕されたのかは認定し難い。



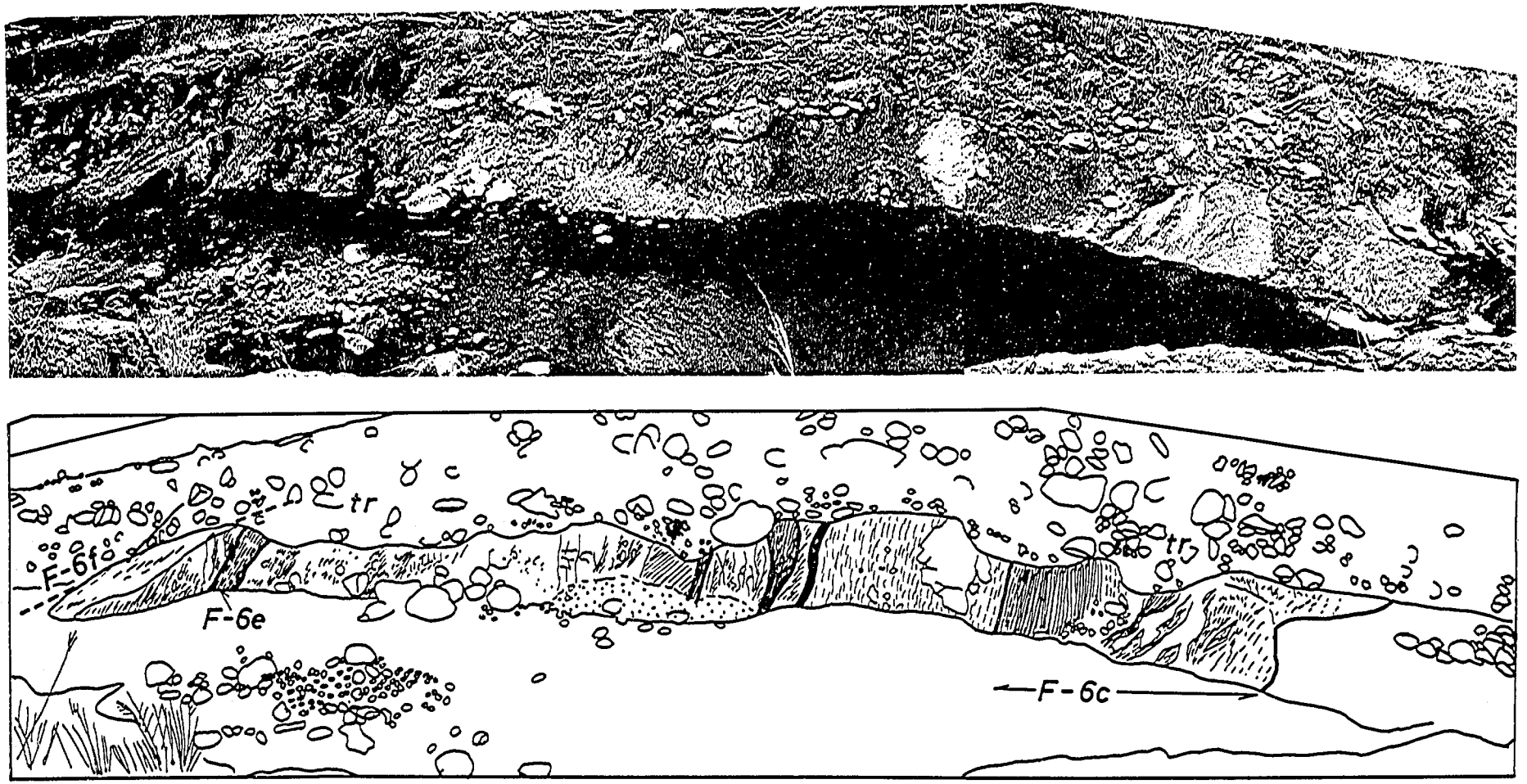
写真－111　F－6断層（下呂断層），E－38地点の破砕帯

乗政川の河床にみられる破砕帯。tr は段丘堆積物。図－87参照。



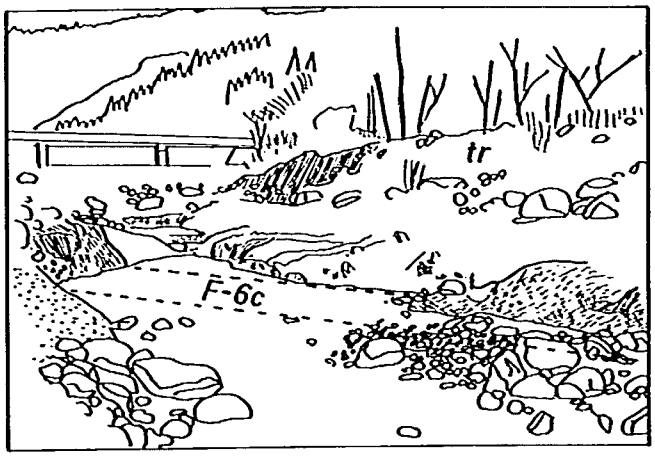
図－87　F－6断層，E－38地点の断層露頭

F－6 aがF－6（下呂断層）の主断層と思われる。写真－111～114参照。



写真－112　F－6断層（下呂断層），E－38地点の破砕帯

tr は段丘堆積物。図－87 参照。



写真－113　F－6断層（下呂断層），E－38地点の破砕帯

tr は段丘堆積物である。図－87参照。

写真－114　F－6断層（下呂断層），E－38地点にみられる粘土帯

図－87のF－6f 断層の粘土帯である。

iv）F－7断層

L－9に相当する断層である。萩原断層（山田ほか，1976など）と呼ばれている。F－6と同じく濃飛流紋岩類が破砕されている。

E－39地点では濃飛流紋岩類が破砕されている。

E－40地点ではF－7と後述のF－8によると思われる濃飛流紋岩類の破砕帯がみられる。F－8付近では，N 25°W，80°E，N 16°W，85°Eなど，F－8と同方向のせん断面が観察できる。

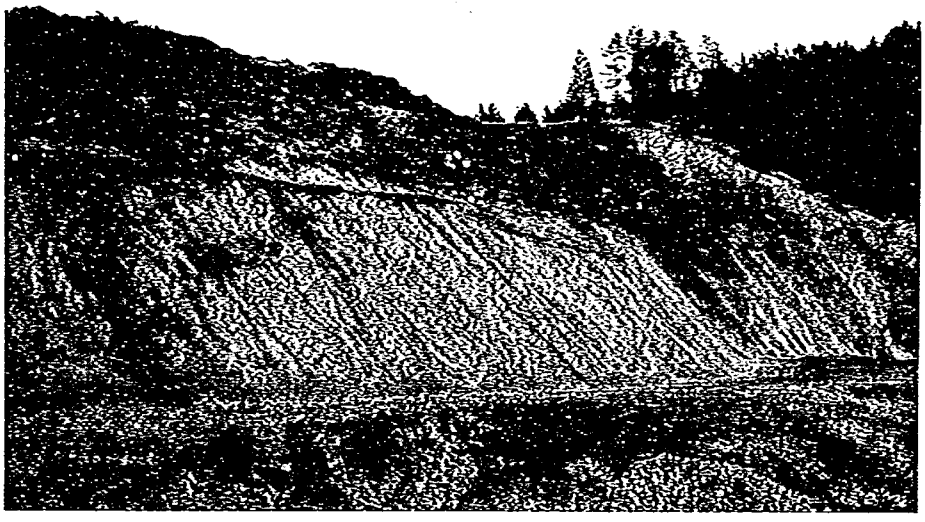
E－T 4地点では愛知県立大学，地質調査所，法政大学によってトレンチ調査が行われている。調査の結

果，地震活動時期として，13,600年B.P以前，7,000－13,600年B.P.，5,000－7,000年B.P.，3,900－5,000年B.P.，3,100－3,900年B.P.および3,100年B.P.以降の6回が確認されている（愛知県立大学・地質調査所，1987；岡田ほか，1987；岡田，1988）。なお，岡田（1988）はトレンチ地点近くに低位段丘面を切る明瞭な逆向き低断層崖があることを報告している。

v）F－8断層

この断層に相当するリニアメントは認められない。しかし，E－40地点やE－41地点で濃飛流紋岩類が破砕されているので，F－8の位置に断層があることが推定される。

E－40地点のF－8付近では濃飛流紋岩類は破砕されているが，写真－115のように上位に載っている中位段丘堆積物中には，断層による変位は認められない。



写真－115　F－8断層，E－40地点の露頭

下位の濃飛流紋岩類は破砕されているが，上位の中位段丘堆積物には変位は認められない。

E－41地点の乗政川の河床では，F－8の破砕帯が良く観察できる（図－88）。ここでは主な破砕帯が4本認められる（F－8a～d）。F－8aは，N8°W，90°の方向，幅1.5mを有する角礫化帯である。F－8bはこの付近で最大の破砕帯で，F－8の主部と思われる。全体の方向はN19°W，90°で，幅約50mある。破砕帯の内部は，所々に1～5cm大のやや硬い岩片はあるが，全体に擾乱され軟質部が多い。F－8cは幅4m，方向N22°W，90°～N33°W，85°SEの粘土混じりの角礫帯である。F－8dは方向N12°W，90°～N38°W，90°，幅約2mの粘土混じりの角礫帯である。このようにE－41地点にみられる主要な破砕帯は，すべてNNW－SSE方向を示している。この方向はF－8の方向とほぼ一致している。

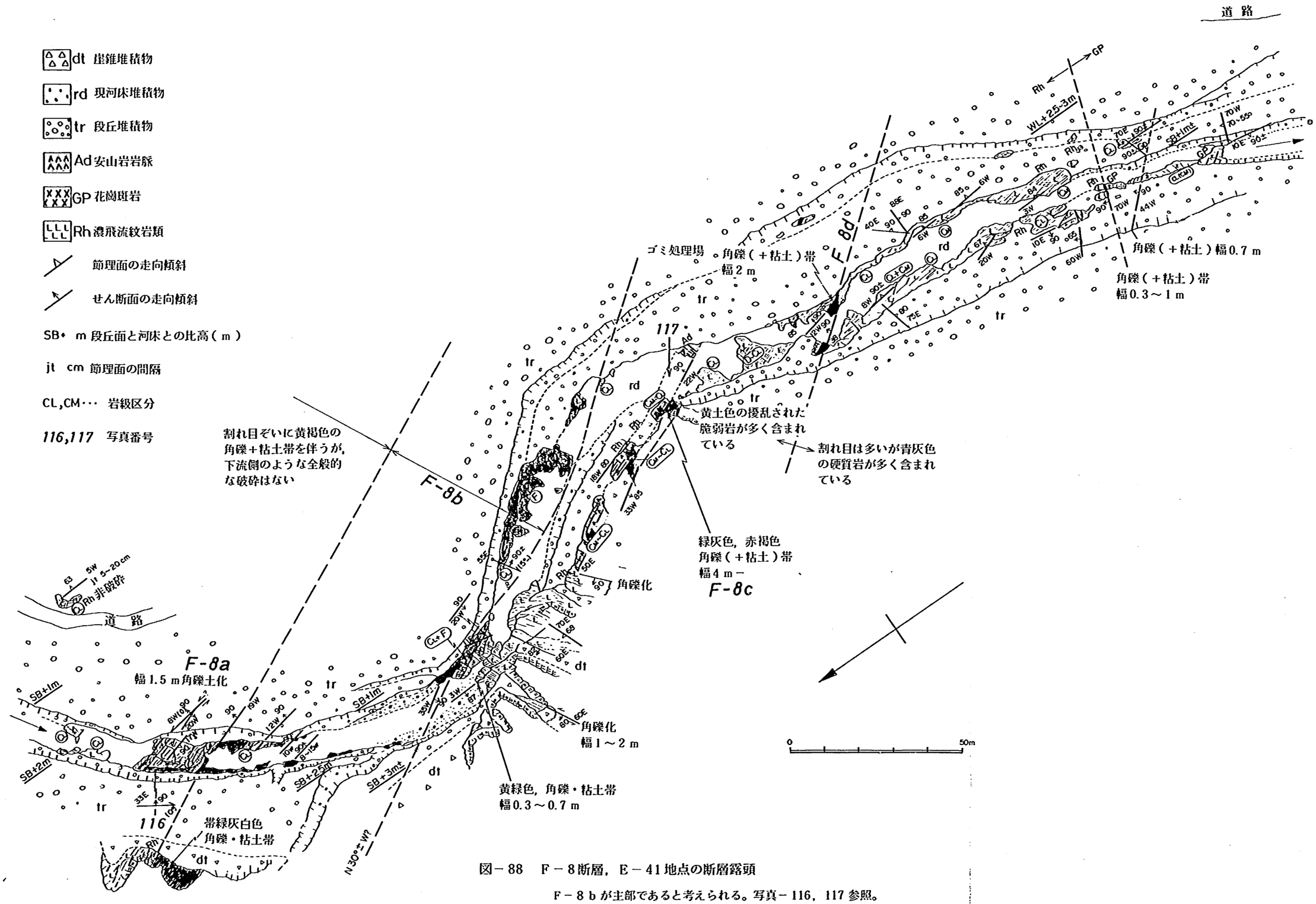
E－41地点の流紋岩類はほとんど破砕を受けている（写真－116）。一方，流紋岩類中に貫入している安山岩脈（貫入面はN22°W，90°で破砕帯と平行）は，写真－117のように破砕されていない。恐らく安山岩は主要な破砕作用が終了した後に，せん断面等の弱部に貫入したものと考えられる。

写真－116　F－8断層，E－41地点の濃飛流紋岩類の破砕状況

スケールは1 m。図－88参照

写真－117　F－8断層，E－41地点の安山岩岩脈

画面中央右よりの安山岩岩脈は破砕されていない。図－88参照。



図－88　F－8断層，E－41地点の断層露頭

F－8 b が主部であると考えられる。写真－116，117 参照。

9) ま と め

今回の調査範囲では，表－37のようにL－1～L－9のリニアメントが地形的に確認され，F－1～F－8の断層が地質的に認められた。断層の地質的な認定はF－6，F－7を除いて直接，変位が観察できる断層露頭によって行われたものはなく，リニアメントの周辺の岩石が破砕されていることにより行った。これらのリニアメントおよび断層のうち，坂下町相沢から加子母村万賀までは，L－1（F－1）が阿寺断層に相当する。万賀よりも北西の地域ではL－5（F－4）とL－7（F－5）が並走しており，どちらが阿寺断層に当るものかは不明である。この区間ではさらにL－5，L－7にL－6も並走している。また，御厩野よりも北西の地域では，L－8が下呂断層，L－9が萩原断層に当っている。阿寺断層と下呂断層，萩原断層などを含めて阿寺断層系と呼ばれている（例えば，活断層研究会，1980）。この他にも，L－1（F－1）から分岐しているL－2（F－2）や，L－1（F－1）とやや斜交しているL－3なども周辺にはある。これらのリニアメント（断層）は阿寺断層と同方向で近接している。また，L－2（F－2）は阿寺断層と同じく尾根，谷を左ずれさせている。このようなことから，これらのリニアメント（断層）も阿寺断層系に含めるべきものであると考えられる。すなわち，表－37のリニアメントおよび断層のうち，阿寺断層と直交しているL－4（F－3，猪之谷断層）を除いたものが，阿寺断層系を構成しているものと考えられる。

阿寺断層系の各断層が位置している先第四系の基盤岩は苗木－上松花崗岩類および濃飛流紋岩類である。これらの基盤岩は，断層運動により幅広く破砕されている。この破砕の状況を示したものが図－89である。図では破砕度をA，Bの2ランクに分けた。破砕度は次のような指標で区分した。

(1) 破砕度A：硬い角礫の部分の量が破砕による砂・粘土からなる基質部分の量とほぼ等しいか，それ以下である。

(2) 破砕度B：岩石全体としてはひと続きの硬岩であるが，細かいせん断割目や割目に沿う滑りが生じている。無数の割目に沿う粘土が形成され，岩石全体が角礫化しているが，硬岩の部分の量が高率を占めている。

図－89のように，破砕度Aの部分は調査範囲の南部の地域ではあまりなく，中部，北部の地域に多い。地形的には中，北部よりも南部の地域の方が明瞭であったが，破砕度はこのように，中，北部地域の方が著しい。これは，南部地域の断層は花崗岩類中または花崗岩類と濃飛流紋岩類の境界にあるのに対し，中，北部では濃飛流紋岩類中にあるといった基盤岩の差を表わしている可能性がある。

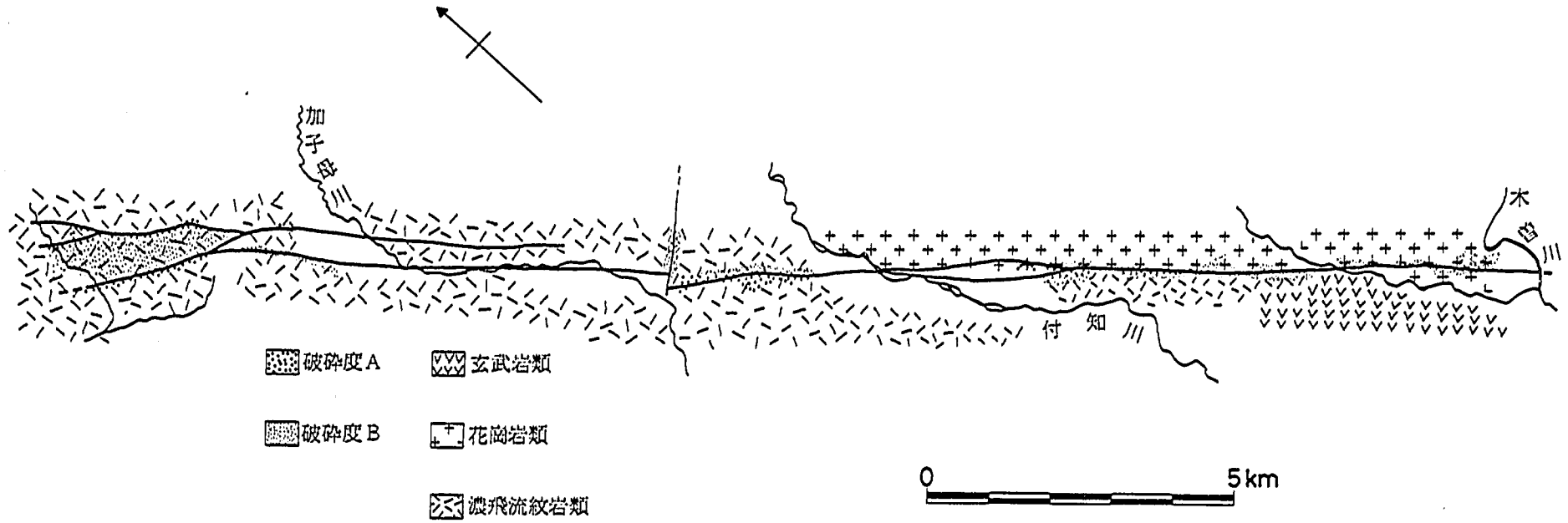
表－36に示したように，阿寺断層系ではこれまでに露頭やトレンチの調査によって，第四紀完新世にも何回か活動したことが知られている。しかし，今回の調査では，E－17地点の濃飛流紋岩類の上位の砂と砂質～粘土質腐植土の互層に異常な堆積構造が認められ，第四紀の断層運動が示唆されたのみである。E－38，40，41地点で濃飛流紋岩類の破砕帯の上位にある段丘礫層には断層による変位は認められなかった。

5. 土壌ガスの濃度

阿寺断層では2箇所で土壌ガスの採取を行った。1箇所はE－1地点の河岸段丘，西方寺中位面である。この段丘面上には既述のように低断層崖が形成されており，垂直変位量は2～4.1m（表－34参照）とされ

表－37　阿寺断層調査地域の断層およびリニアメントの調査結果

地区	断層	リニアメント	地質	断層地形		破砕度	備考
				地形	明瞭度		
相沢～大門	F－1	L－1	段丘堆積物，苗木－上松花崗岩中の断層	低段層崖，傾斜変換点鞍部，尾根，谷左ずれ	明瞭	B	阿寺断層
大門～正ケ脇	F－1	L－1	苗木－上松花崗岩中，花崗岩と濃飛流紋岩類境界断層	鞍部，傾斜変換点，尾根・谷左ずれ	非常に明瞭	A，B	阿寺断層
正ケ脇～安楽満	F－1	L－1	花崗岩と濃飛流紋岩類境界断層，扇状地堆積物中の断層？	鞍部，傾斜変換点，尾根・谷左ずれ	非常に明瞭，扇状地面では不明瞭	A，B	阿寺断層
	F－2	L－2	花崗岩類中の断層	鞍部，傾斜変換点，尾根・谷左ずれ	非常に明瞭	A	—
白沢～寺の下	F－1	L－1	地形調査のみ	大門町で低断層崖，その他はなし	断層崖は明瞭	—	阿寺断層
	F－2	L－2	地形調査のみ	特になし	—	—	—
倉屋～万賀	F－1	L－1	花崗岩と濃飛流紋岩境界断層，濃飛流紋岩類中の断層	鞍部，傾斜変換点，断層池・閉塞丘等左ずれ地形	塞之神トンネルまでは非常に明瞭，その他はやや明瞭	A	阿寺断層
	—	L－3	調査範囲外	—	—	—	白谷断層（山田ほか，1976）
万賀～上桑原	F－3	L－4	濃飛流紋岩類中の断層	谷地形	やや明瞭	B	猪之谷断層（山田ほか，1976）
	F－4	L－5	扇状地堆積物，崖錐堆積物中の断層？	山麓線	不明瞭		山田（1981）の阿寺断層
	—	L－6	調査範囲外	鞍部	—	—	L－3（白谷断層）の延長？
上桑原～小和知	F－4	L－5	地形調査のみ	一部山麓線	不明瞭	—	山田（1981）の阿寺断層
	—	L－6	調査範囲外	—	—	—	L－3（白谷断層）の延長？
	F－5	L－7	地形調査のみ	鞍部，傾斜変換点，地溝	明瞭	—	山崎（1988）の阿寺断層，平野・中田（1981）の阿寺断層（下呂断層），岡田（1975）の下呂断層
小和知～乗政川	F－4	L－5	濃飛流紋岩類中の断層	谷地形	不明瞭	B	山田（1981）の阿寺断層
	F－5	L－7	濃飛流紋岩類中の断層	鞍部，低段層崖，微高地・尾根・谷の左ずれ	明瞭	A	前出
	F－6	L－8	濃飛流紋岩類中の断層	鞍部，傾斜変換点，尾根・谷の左ずれ	やや明瞭	A	下呂断層（岡田，1975；山田ほか，1976）
	F－7	L－9	濃飛流紋岩類中の断層	鞍部，尾根・谷の左ずれ	やや明瞭	A	萩原断層（岡田，1975；山田ほか，1976）
	F－8	—	濃飛流紋岩類中の断層	断層地形なし	—	A	—



図－89　阿寺断層周辺の破砕度の状況

ている。ガスの採取孔は低断層崖に直交する方向に10孔設けた（図－77）。 もう1箇所はE－16 地点の小河川の左岸の斜面である。ここでは，近接して濃飛流紋岩類と苗木－上松花崗岩類があり，両者は断層により接していると考えられる。ガス採取孔は斜面の形状上，断層と斜交（一部の採取孔列はほぼ平行）して10孔設置した。採取孔の深度は，両地点とも120cmである。

土壌ガスの採取は，1986年3月4日から6月18日までの期間に計6回行った。ガスの採取にあたってはあらかじめ採取ガスを貯留する容器内を蒸留水で満たしておき，蒸留水と土壌ガスを置換した。採取ガスは実験室に持ち帰り，表－38に示す条件下にてガスクロマトグラフ法でCO_2とH_2の濃度分析を行った。

表－38　ガスクロマトグラフ法の測定条件

分析成分		H_2	CO_2
キャリアガス		Ar（アルゴン） 20 mℓ/分	He（ヘリウム） 20 mℓ/分
温度	注入口	90 ℃	100 ℃
	カラム	90 ℃	95 ℃
	検出器	90 ℃	95 ℃
充てん剤		モレキュラーシーブ5A （60～80メッシュ）	ポラパックQ （60～80メッシュ）
カラム		φ3 mm×4 m （ステンレス製）	φ3 mm×4 m （ステンレス製）
検出器		TCD 80 mA，1 mV	TCD 120 mA，1 mV

〔GC3BT（島津製作所）使用〕

表－39にE－1地点のガスの分析結果を示す。表のようにH_2はすべて，0.0005%以下であって，特に高濃度は示されなかった。一方，CO_2濃度はいずれも大気中の濃度（0.03%）よりも高い値が得られている。図－90はCO_2濃度とガス採取孔の概略断面を示したものである。図のように断層（F－1，阿寺断層）付近の採取孔は№4，5，6であるが，CO_2濃度は低く，却って断層から離れた№1，9，10孔の濃度の方が高い。この傾向は3回ともほぼ同じである。この地点では，既述のように地質調査所によって低断層崖のトレンチ調査が行われており，低断層崖の崖麓から北東へ3mのところで主断層が確認されている（佃，1988）。このように，№4，5，6のガス採取孔付近に断層が走っていることは，地形的にも地質的にも明らかである。しかし，CO_2濃度は高くない。低濃度となっている原因としては，断層付近が断層粘土等によって閉塞されている，あるいは阿寺断層ではもともとCO_2濃度は低かったなどが考えられる。佃（1988）のトレンチ断面のスケッチでは断層粘土の存在は認められず，前者の原因は否定される。また，後者の原因もこの地点の他の採取孔では，3%をこえる濃度が得られていることや，E－16 地点ではほぼ断層に近い部分で高濃度となっていることと考え合わせると否定される。このように，断層付近で他よりも低濃度となっている理由は不明である。また，№1，9，10地点で高濃度となっている原因も不明であるが，直下に破砕帯があるためと考えられる。E－1地点の木曽川の右岸の露頭では基盤岩が広範囲にわたって破砕され

ており，採取孔の直下に著しい破砕帯が存在する可能性はある。このように，この地点での採取孔はすべて断層破砕帯のなかにあり，CO_2濃度のバックグランド（破砕帯以外の場所の濃度）は得られていなかったようである。

表－39　土壌ガス濃度分析の結果（E－1地点）

1）CO_2

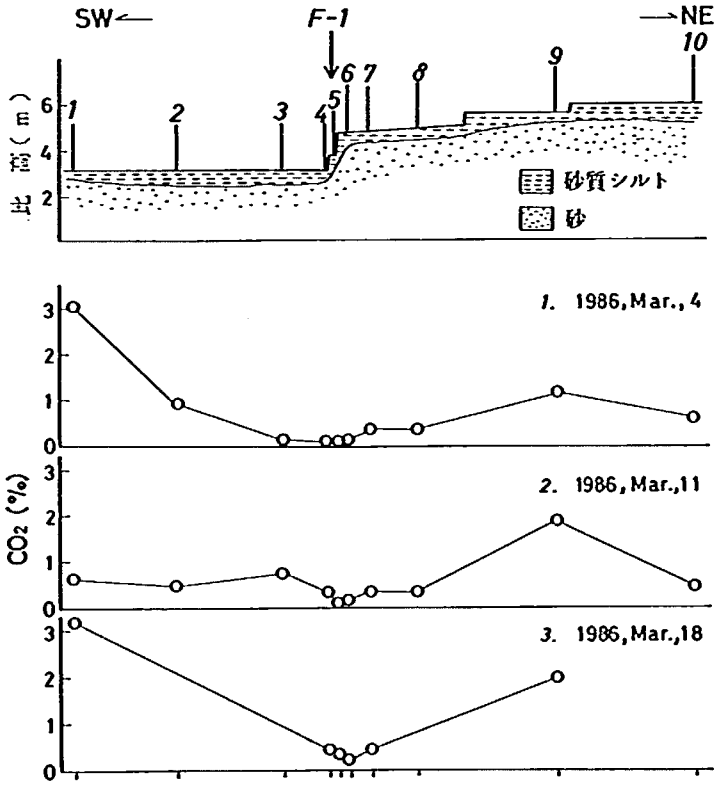
採取孔 No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1回目（1986, 3, 4）	3.06	0.93	0.16	0.12	0.12	0.16	0.36	0.34	1.16	0.58
2回目（1986, 3, 11）	0.66	0.47	0.77	0.35	0.10	0.17	0.36	0.35	1.90	0.46
3回目（1986, 3, 18）	3.20	—	—	0.44	0.33	0.21	0.43	—	2.00	—

単位は%

2）H_2

採取孔 No	1	4	5	6	7	9
2回目（1986, 3, 11）	ND	ND	ND	ND	ND	ND
3回目（1986, 3, 18）	ND	ND	ND	ND	ND	ND
4回目（1986, 4, 18）	ND	ND	ND	ND	ND	ND
5回目（1986, 5, 21）	ND	ND	ND	ND	ND	ND
6回目（1986, 6, 18）	ND	ND	ND	ND	ND	ND

ND：0.0005%以下



図－90　CO_2濃度の分布（F－1断層，E－1地点）

E－16地点でもH_2濃度はすべて0.0005％以下であり，CO_2濃度は大気中の値よりも高い値が得られている（表－40）。図－91は，ガス採取孔沿いの概略断面とCO_2濃度を示したものである。断面図では最も断層（F－1，阿寺断層）に近い採取孔は№5であるが，図－79の平面図でわかるように，№2～7までの採取孔はいずれも主断層であると推定される位置から10m以内の距離にあり，主断層近傍にあるといえる。CO_2濃度が最も高いのは，№7孔であるが，断層近傍の№2～7までの値は，№1や10の値に比べると全体的にやや高いといえる。№2～7までのCO_2濃度はすべて高い訳ではなく，№4や6のように低いものもある。このように主断層近傍の採取孔のCO_2濃度に高低があるのは，破砕帯や表土の分布に影響されているものと思われる。また，CO_2濃度は№7で最も高かったので，主断層は№7付近を通っている可能性もある。

表－40　土壌ガス濃度分析の結果（E－16地点）

1）CO_2

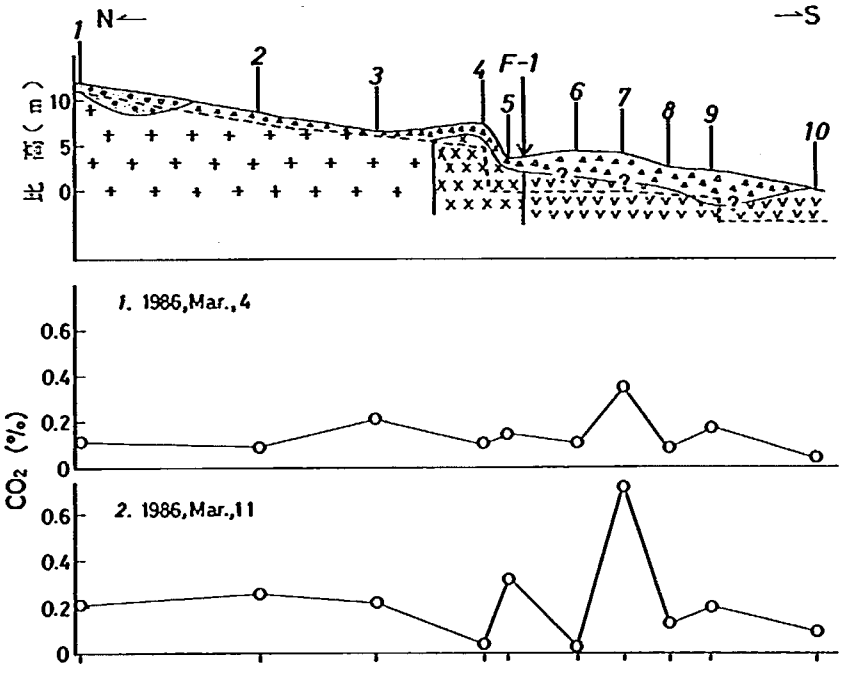
採取孔 №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1回目（1986, 3, 4）	0.12	0.093	0.21	0.11	0.15	0.11	0.35	0.092	0.18	0.048
2回目（1986, 3, 11）	0.21	0.26	0.22	0.046	0.32	0.026	0.72	0.13	0.20	0.099

単位は％

2）H_2

採取孔 №	2	5	6	7
2回目（1986, 3, 11）	ND	ND	ND	ND
3回目（1986, 3, 18）	ND	ND	ND	ND
4回目（1986, 4, 18）	ND	ND	ND	ND
5回目（1986, 5, 21）	ND	ND	ND	ND
6回目（1986, 6, 18）	ND	ND	ND	ND

ND：0.0005％以下



図－91　CO_2濃度の分布（F－1断層，E－16地点）

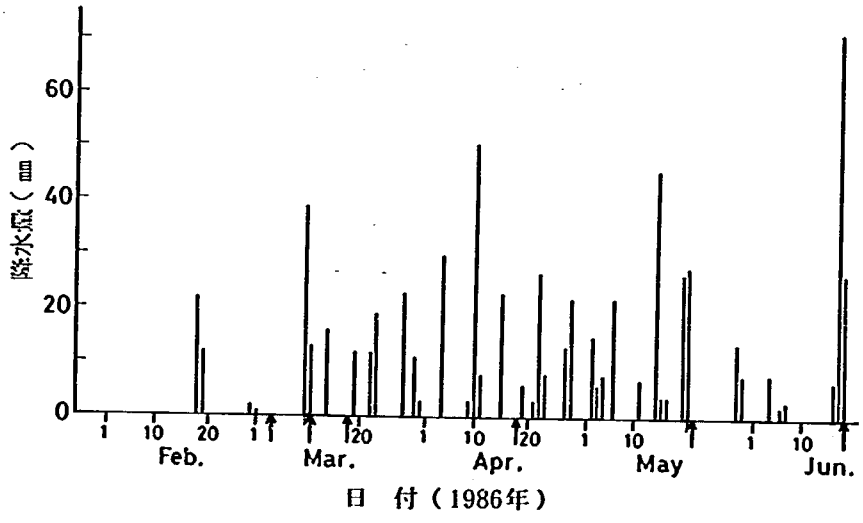
表－41と図－92には，参考のために付知町役場における降水量を示した。降雨とガス濃度との関係は，採取数も少なく不明である。

表－41　付知の降水量（1986年）

（付知町役場）

日	2月	3月	4月	5月	6月	日	2月	3月	4月	5月	6月
1	—	1	—	—	—	16	—	—	—	3	7
2	—	—	—	15	—	17	—	—	—	—	72
3	—	—	—	6	—	18	22	—	—	—	27
4	—	—	30	8	8	19	12	12	6	27	—
5	—	—	—	—	—	20	—	—	—	28	—
6	—	—	—	22	2	21	—	—	3	—	
7	—	—	—	—	3	22	—	12	17	—	
8	—	—	—	—	—	23	—	19	8	—	
9	—	—	3	—	—	24	—	—	—	—	
10	—	39	51	—	—	25	—	—	—	—	
11	—	13	8	7	—	26	—	—	—	—	
12	—	—	—	—	—	27	—	—	13	—	
13	—	—	—	—	—	28	2	23	22	—	
14	—	16	—	46	—	29		—	—	14	
15	—	—	23	3	—	30		11	—	8	
						31		3		—	

単位は㎜



図－92　付知の降水量

日付の軸の矢印はガス採取の日を表す。

参 考 文 献

愛知県立大学・地質調査所（1987）阿寺断層系・萩原断層のトレンチ発掘調査．地震予知連絡会会報，37，358－362.

恵那団研グループ（1969）恵那盆地の土岐礫岩層と上野玄武岩流．第四紀総合研究会連絡誌，第四紀，10，34～42.

平野信一・中田　高（1981）阿寺断層に沿う第四紀後期の断層変位から推定した地震活動．地理学評論，54，231～246.

活断層研究会（編）（1980）日本の活断層 ― 分布図と資料―，東京大学出版会，p.363.

河田清雄（1961）5万分の1地質図幅「付知」および同説明書．地質調査所.

木曽谷第四紀研究グループ（1964）岐阜県坂下町における阿寺断層による段丘面の転移．第四紀研究，3，153－166.

栗田泰夫（1988）1985年阿寺断層（馬籠地区）トレンチ調査．活断層研究，5，50－54.

仁科良夫（1973）中央高知の回転隆起．地質学雑誌，79，247－261.

岡田篤正（1975）阿寺断層中北部，舞台峠周辺の地形発達と断層変位地形．地理学評論，48，72－78.

―――（1988）1986年阿寺断層系・萩原断層（乗政地区）トレンチ調査．活断層研究，5，65－70.

―――・松田時彦（1976）岐阜県小野沢峠における阿寺断層の露頭と新規断層運動．地理学評論，49，632－639.

―――・栗田泰夫・奥村晃史・東郷正美（1987）トレンチ掘削調査による阿寺断層系萩原断層の活動時時期と間隔の解明．地学雑誌，96，322－325.

岡山俊雄（1966）坂下断層崖 ― 阿寺断層の最近の運動 ―．駿台史学，18，34－56。

Quaternary Research Group of the Kiso Valley and Kigoshi, K.（1964）Radiocarbon data of the Kisogawa Volcanic Mudflows and its significance on the Würmian chronology of Japan. Earth Science, 71, 1－7.

杉村　新（1973）大地の動きをさぐる．岩波科学の本，8，岩波書店，p.236.

Sugimura, A. and Matsuda, T.（1965）Atera fault and its displacement Vectors. Geological Society of America Bulletin, 76, 509－522.

佃　栄吉（1988）1985年阿寺断層（坂下地区）トレンチ調査．活断層研究，5，55－59.

―――・山崎晴雄（1986）1981年阿寺断層（倉屋地区）トレンチ調査．活断層研究，3，37－43.

津沢正晴（1981）付知川沿岸の段丘．月刊地球，28，232－236.

山田直利（1961）5万分の1地質図幅「加子母」および同説明書．地質調査所，p.25.

―――（1978）阿寺断層を追って（その1），（その2）．地質ニュース，283，37－49，284，30－60.

―――（1981）阿寺断層 ― その地質学的背景 ―．月刊地球，28，237－243.

―――・須藤定久・垣見俊弘（1976）阿寺断層周辺地域の地質構造図（5万分の1）．特殊地質図，19，

地質調査所.

――――・寺岡易司・秦　光男ほか編（1982）100万分の1地質図. 日本地質アトラス, 地質調査所, 14－15.

山崎晴雄（1988）1985年阿寺断層（小和知地区）トレンチ調査. 活断層研究, 5, 60－64.

第四紀断層の地形と地質(1)

ＩＳＳＮ 0386－5878
土木研究所資料 第2688号
昭和63年12月 (1988)

脇坂安彦・阿部昌彦

要 旨

第四紀断層の地形と地質との関係の把握，土壌ガス濃度の断層探査，活動性評価の有効性の検討を目的に調査を行った。本報告書では調査を行った断層のうち，福島市北方の第四紀断層，月岡断層・沼越峠断層，鶴川断層および阿寺断層系の調査結果を述べた。

キーワード：活断層・第四紀断層・第四紀・土壌ガス

郵便はがき

40円切手をはって下さい

305-□□

茨城県つくば市大字旭一番地

建設省土木研究所

地質研究室 行

No. 019

No.

配布先氏名

配布先住所

土木研究所資料第2688号　　部

上記のとおり受領しました。

所　　属(住所)

氏　名　　印

土木研究所資料第2688号

第四紀断層の地形と地質(1)