

# 空中写真地質講座

(10)

松野久也

## 構造の判読(つづき)

### 断層

断層の地表面へのあらわれ方は 次のような条件に支配される。

1. 断層の新旧
2. 断層の型
3. 岩石の種類あるいは地層の型と構造
4. 侵食輪廻の段階

写真は 広い地域を一度に観察することができる点において 断層の判読には有利である (第73~81図)。写真上で断層の型 すなわち 正断層 衝上断層 推被せ断層などを区別することは 不可能と言ってもよい。たとえば完全露出地域でさえ 写真上では断層の幾何学的な形が把握されるだけである すなわち 断層の走向と地層の走向および傾斜との関係 断層の傾斜などである。条件がよければ開断層の間隙の大きさ 断層による破碎帯の幅 ずれの量 断層による地層の繰返し あるいは欠除などの量を測定することができるが 層位学的な意味での地層の繰返しあるいは欠除の大きさは 層序が十分わかっているところでなければ 決定することは不可能である。ただし 急傾斜断層が水平層を切っている場合には 正断層であり 褶曲地帯における低角度断層は衝上断層であることは想像できる。

活断層(あるいは新しい断層)の識別基準は 普通一般の断層のそれとは著しく違う。すなわち このような断層は 沖積扇状地あるいは沖積段丘のような現世ないし ごく新しい堆積物に あるいは 氷食地形のような新しい地形面に与えた影響から識別されるのである。たとえば ゆるやかな一定の傾斜を示す扇状地の表面や平坦な段丘面を横切って連続する 低いしかも殆んど解析されてないような崖は ごく最近における断層運動を示すものである。また このような新しい地形面上に発達する細長い凹み 池や沼などの直線状配列も断層と関係がないか注意してみる必要がある。さらにこのような新しい堆積物上に 一線を境にして両側における植物被覆状況の著しい差異は 断層運動による地下水の状態の変化に起因する。断層の落差が著しい時には その直接の産物として断層崖が認められ 水系が相

対的に上昇した側から下降した側に出たところに 扇状地が発達する。

急傾斜断層 写真上でもっとも識別しやすい断層は急傾斜 すなわち直立または直立に近い断層である。このような断層は 写真上に直線状あるいはゆるやかに彎曲する線として表現される。すなわち これらはその両側の写真の階調および肌理の違い 侵食地形の違い 植物被覆の違いなどによって示され また河川の直線部の線状配列 滝 池 泉などの同様な配列などによって特徴づけられる。

断層の両側で岩質に著しい対照が認められる場合にはこれが写真上に階調ならびに肌理の違いとなってあらわれ それに支配される土壌ひいては植物被覆も同様な効果をもたらす場合がある (第76図)。とくに両側で岩石の風化・侵食に対する抵抗力に著しい差がある場合には顕著な地形的差異を生ずる (第78図)。すなわち抵抗力のある岩石の分布する側は地形的に高く 逆に抵抗力の弱い岩石の分布する側は低くなっている。そして その断層が新しい場合には 断層線に沿って断層崖が発達し 水系がこれと交わる所に 滝あるいは扇状地が認められる。また 両側で地質構造が異なるときには これを境にして走向および傾斜の違いが認められ (第76図)。構造に支配される水系模様も著しい対照を示している。

断層の両側で 岩質あるいは地質構造にほとんど差異がない場合 線状の地形的特徴とかこれに付随する特徴が重要な手がかりとなる。すなわち 断層は節理や破碎帯と同様 そこが弱線となり これに沿って風化侵食が進み 線状の地形的凹所となり 谷や水系がこれに支配される。さらに 断層線に沿う局所的な風化・侵食の進行の結果 その線にそって化学組成や水分の含有量の差を生じ 植物被覆にも影響を及ぼし これが写真上に階調や肌理の異なった線状の特徴となってあらわれる。時に このような弱線は珪化帯となり きわ立った階調を示す線としてばかりでなく 地形的にも凸出した線として 写真上にはっきり記録される。

緩傾斜断層 の識別は写真上では非常に困難である。とくに傾斜のゆるい断層の露頭線は 非常に不規則な線で示され かつ その露頭線は地形的起伏に敏感に影響され不整合と区別つかない場合がある。このような場

合には 野外調査をたよって 層序とくに地層の繰り返しを検討した後でなければ 断層であると結論を下すことは不可能な場合が多い。

以上 断層の識別基準について その要点を述べたがその地域の地質条件 気候条件 侵食の進み方 土地利用の状況などによって識別基準が異なり 一定のルールがないと言っても過言ではない。 極端に言えば 全く未開発の地域の調査にのみ従事してきた人は 植林地と天然林との間の写真の階調の違いによって示される人工の線状の特徴を自然の線状の特徴と誤認し 断層としたり 送電線を断層として作図したような例もある。したがって 適宜その地域の状況に応じて得られるすべての資料を収集し これに演繹的かつ帰納的考察を加え断層の可能性を実証して行かなければならない。断層を判読するに当たって その走向 傾斜 ずれの量 破碎帯の広さなどの量的な測定が必要である。走向は地形にあらわれた線状の特徴の方向から容易に決定できるが 傾斜面の角度はなかなか測定し難い。急傾斜断層の場合には 断層が谷を切る所がはっきり認められるときにだけ測定が可能である。しかし 断層が谷を切る所がよく露出しているも 一般には複雑な破碎作用ならびに角礫化作用の影響をうけて 正確な測定は非常に困難である。断層の破碎帯の広さや水平ならびに垂直方向のずれの量の測定は 地質図上でこれらを測定するのと全く同様である。

### 不 整 合

写真上で不整合を識別する手がかりは 地質図上で不整合を讀図する場合と全く同じである。傾斜不整合はそれをはさんで両側の地層の走向 傾斜の違いによって表現されている(第79図)。また 不整合以前の地層の示す種々の模様 岩脈 節理 断層などが 不整合線を境として 急に方向を変えたり消滅している(第81図)。このような現象は 断層によっても生じる(本紙第86号 第Ⅷ図版)。しかし 不整合によるものは 一般的に言って断層によるものより不規則で 広く追跡することによって容易に区別することができる(第80図)。これはちょうど野外調査の際 相接する地層の境界を確実に観察することができなくて わずか数地点の観察だけでは 断層関係か不整合関係か判断がつかないが 次第に調査が進んで地質図ができ上がって行くに従って 不整合か断層かがはっきりして来るようなものである。写真は一度に広い範囲を観察することができる点ですぐれておりしたがって 小縮尺の写真あるいは集成写真の方が 大縮尺の写真より有利である。

褶曲や断層などの造構造運動を受けて はげしく転位した地層の上に 新しい地層がほとんど水平に横たわっ

ているような不整合の場合は きわめて 容易に識別できる(第79図)。ことに 上位の地層が第四紀の段丘や氾濫原堆積物のようにきわめて新しい場合には 侵食の進み方 一方は深く解析されているのに対して 他方はほとんど解析されてなくて 堆積面の原型を保存している—から はっきり不整合を識別することができる。

堆積岩と深成貫入岩とは 両者の岩質の差 一前者には層理が認められるのに対し後者は一般に塊状均質であることが本質的な差である—に起因して写真上にあらわれ方が異なり その境界は不規則である(第61図)。このような関係は堆積作用に起因する不整合とは区別され 非整合と呼ばれるが 写真上で両者を区別することは困難である。次に前回に引続き 参考文献を掲げる。(筆者は地質部)

- American Society of Photogrammetry, (1952) : Manual of Photogrammetry, 2nd ed. p. 876
- Bean, R. K. & Thompson, M. M. (1957) : Use of the Orthophotoscope, Photogramm. Eng., vol. 23, no. 1 pp. 170—179
- Davidson, J. I. (1955) : Photogrammetric Instrumentation and Procedures as an Aid to the Geologist, Canadian Surveyor, vol. 12, no. 10, pp. 656—668
- Desjardins, L. (1943a) : Contouring and Elevation Measurement on Vertical Aerial Photographs, Photogramm. Eng., vol. 9, no. 4, pp. 214—224
- Desjardins, L. (1943b) : Measurements of Dip Angles on Aerial Photographs, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., vol. 27, no. 11, pp. 1534—1538
- Desjardins, L. (1951) : The Measurement of Formational Thickness by Photogeology, Photogramm. Eng. vol. 17, no. 5 pp. 821—830
- Elliot, D. H. (1952) : Photogeologic Interpretation Using Photogrammetric Dip Calculations, California Div. Mines Spec. Rept. 15, p. 21
- Goodale, E. R. (1953) : An Equation for Approximating the Vertical Exaggeration Ratio of a Stereoscopic View, Photogramm. Eng. vol. 19 no 4 pp. 607—616
- Hackman, R. J. (1956a) : The Graphic Construction of Controlled Stereoscopic Models, Photogramm. Eng., vol. 22 no. 2, pp. 387—391
- Hackman, R. J. (1956b) : The Stereo-slope Comparator—an Instrument for Measuring Angles of Slope in Stereoscopic Models, Photogramm. Eng., vol. 22 no. 5 pp. 893—898
- Hackman, R. J. (1957) : The "Flying Carpet" a Stereoscopic Grid Used in Photo Interpretation, Photogramm. Eng., vol 23 no. 3, pp. 593—594
- Hackman, R. J. (1960) : Isopachometer—A New Type Parallax Bar, Photogram. Eng., vol. 26, no. 3, pp. 457—463
- Hebling, R. I. (1949) : Studies in Photogeology in Connection with Geological Mapping, Specifically of Todi Range, Pub. under Commission by the Fed. Inst. Tech., Zurich, Ard Inst., Orell Fussi, A. G., Zurich, p. 137 (Trans. by Odell, N. E.)
- Hemphill, W. R. (1958) : Determination of Quantitative Geologic Data with Stereometer Type Instruments, U. S. Geological Survey Bull. 1043—C, pp. 35—56

加賀美時寛・和田義一郎 (1962): GS 式視差測定桿について  
地質調査所月報 vol. 13, no. 3, pp. 279—284

Kinoshita, W. T. and Kent. B. H. (1960): Photogrammetric Determinations of Elevations for Regional Gravity Surveys. Geophysics, vol. 25, no. 2, pp. 445—450

木本氏房 (1957): 航空写真測量 日本林業技術協会 p. 410

木本氏房 (1959): 航空写真測量の実際 日本測量協会 p. 45

木本氏房 (1961): 航空写真の使い方 日本林業技術協会 p. 15

尾崎幸男 (1959): 写真測量 森北出版 p. 192

Pillmore, C. L. (1957): Application of High-order Stereoscopic Plotting Instruments to Photogeologic Studies, U. S. Geological Survey Bull. 1043—B, pp. 23—24

Raasveldt, H. C. (1959): Determination of the Angle

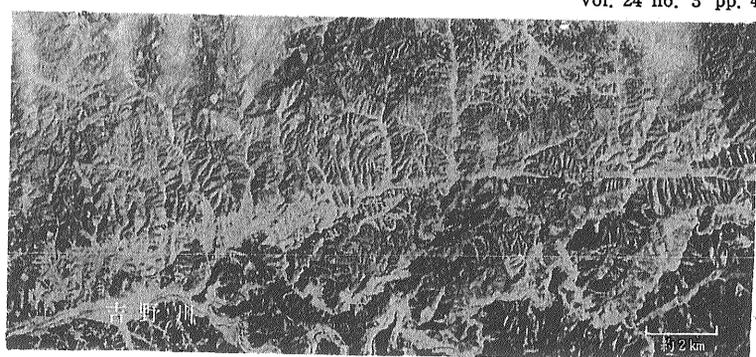
of Dip of Seemingly Vertical Strata on Vertical Aerial Photographs Photogramm. Eng. vol. 25, no. 1 pp. 49—53

Ray, R. G. (1956): Photogeologic Procedures in Geologic Interpretation and Mapping, U. S. Geological Survey Bull. 1043—A pp. 1—21

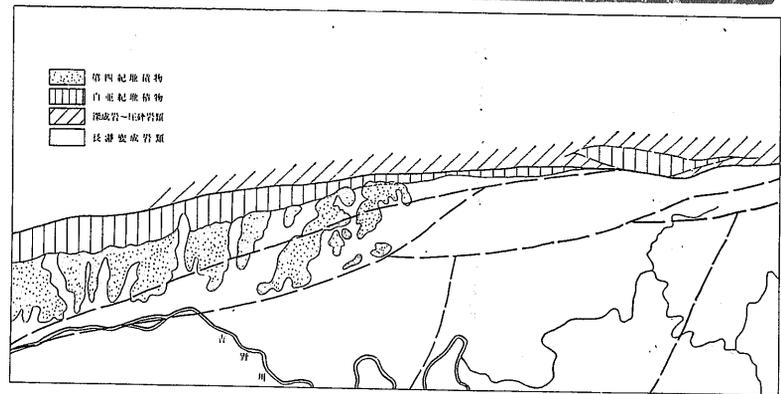
Ray, R. G. (1958): Scale and Instrument Relationship in Photogeologic Study. Photogramm. Eng., vol. 24 no. 4, pp. 577—584

Spurr, S. H. and Brown, C. T., Jr. (1945): The Multiscope-Simple Stereoscopic Plotter. Photogramm. Eng. vol. 21 no. 3 pp. 171—178

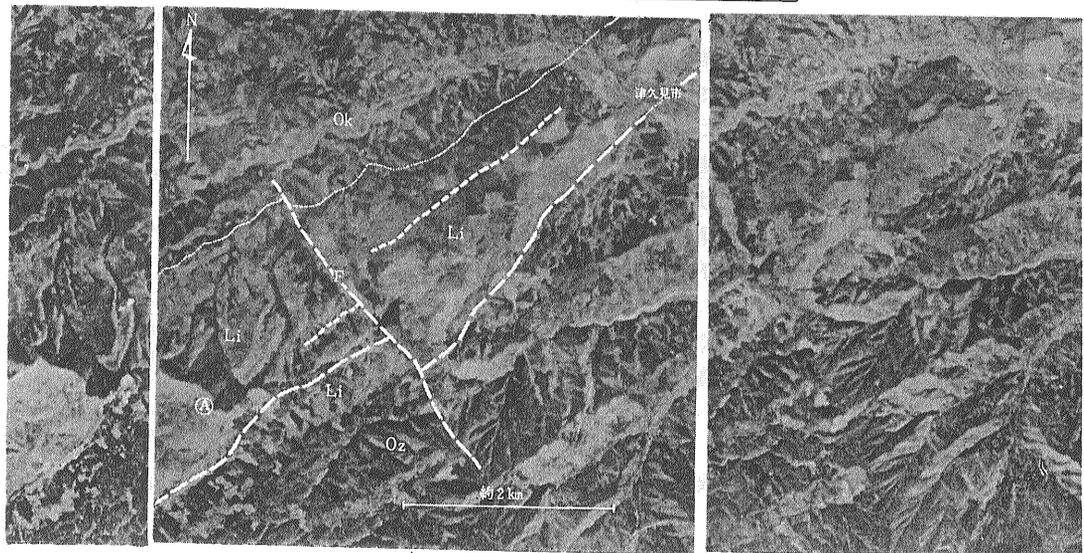
Southard, R. B. Jr. (1958): Orthophotography-Its Techniques and Applications, Photogramm. Eng., vol. 24 no. 3 pp. 443—451

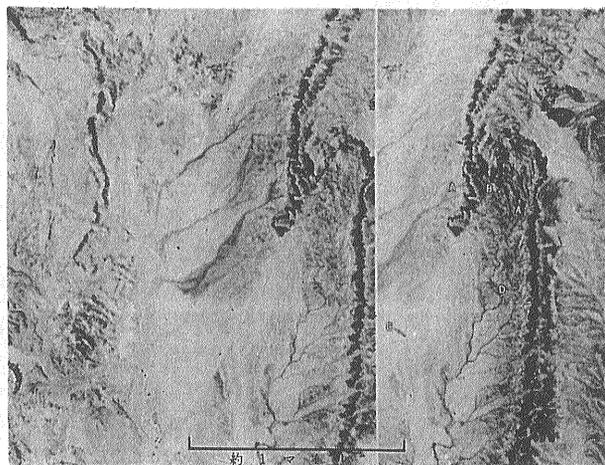


第73図 (上) 吉野山図幅東部地域集成写真  
第74図 (下) 吉野山図幅東部地域地質略図吉野川に沿う中央構造線(第73図参照)



第75図 津久見市西方地域 Ok: 奥川内層 Li: 津久見石灰岩 Oz: 小園層 津久見石灰岩は NE—SW 方向をとって分布し NW—SE 方向の断層(F)で切られる 本石灰岩は④においてドリネが認められ 全般に丸味を帯びた侵食地形を呈する 北西側の奥川内層は 粗粒砂岩・砂岩・粘板岩互層からなる 北東部ではややはっきり追跡できるが 南西部ではあまり明瞭でない 南東側の小園層は砂岩・砂質頁岩からなり 両者の境界は断層(F)の北東側では断層関係と推定され 南西側では明らかでない 南西側ではこの境界線の北西側に沿って顕著な直線状の崖がみとめられ 断層が予想される .....地層境界 -----顕著な層理 -----断層 これらの顕著な線状の特徴が断層(F)で切られている(下図).





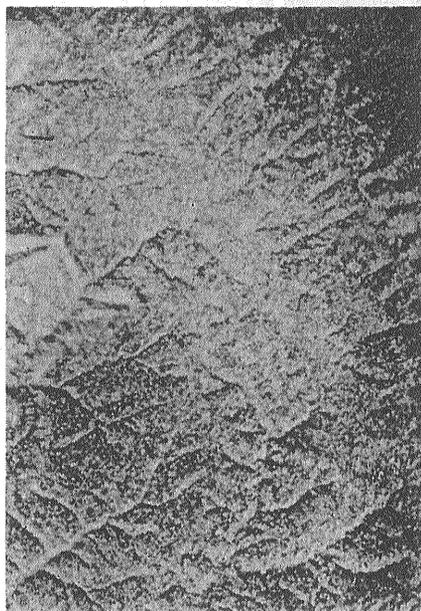
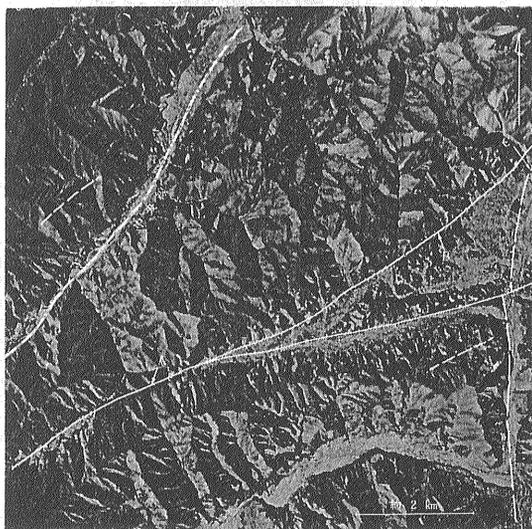
←

第 76 図 アメリカ合衆国ユタ 垂直に近い断層に切られた傾斜の堆積岩 写真の階調の異なる地域間の線は断層である 断層線が直線状をなすことは 断層が垂直であることを示している 暗い階調の部分は頁岩(A)であり B点付近で断層の両側で侵食地形の差がある 沖積層中(C)では断層線はあまりはっきりしなくなるが その両側で部分的に水系の特徴が異なる 砂岩(D)は明るい階調を示す (U. S. G. S. Prof. Paper, no. 373)

→

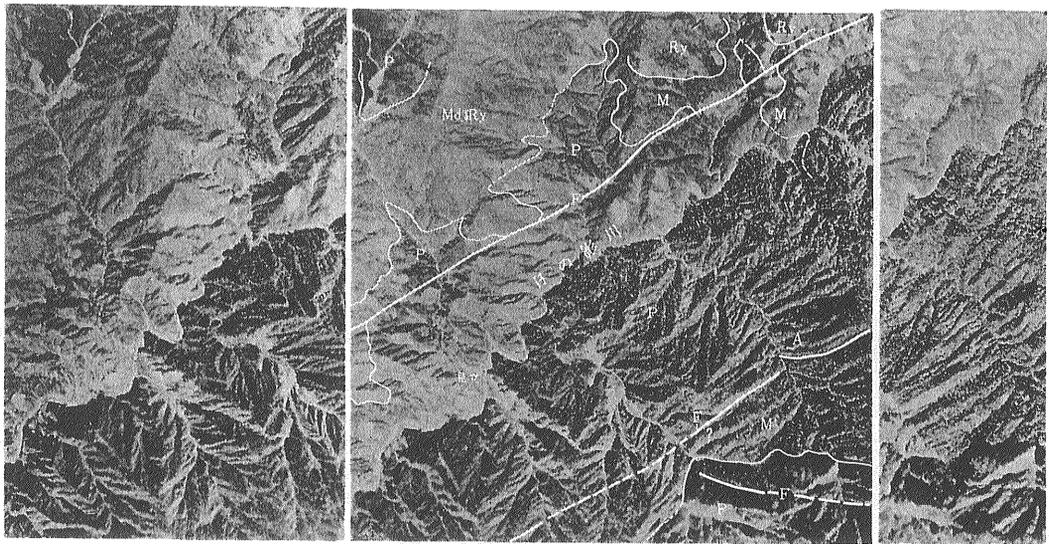
第 77 図 長野県塩尻市南方 古生層地域

直線状の谷は断層の弱線を示している 中央線の南東側に沿う断層は 川の右岸山脚ぎりぎりの所を通り 随所に断層線崖が認められる 南方の東西性の断層は おおむね現在の河川の流路と一致するが A点付近において山の斜面を横断している ここでは山稜の斜面の傾斜が急になっており 断層の位置を示している この断層から分岐している北東方向の断層も川の流路の直線部に続く B C点付近における山腹斜面の地形的特徴からその位置を知ることができる

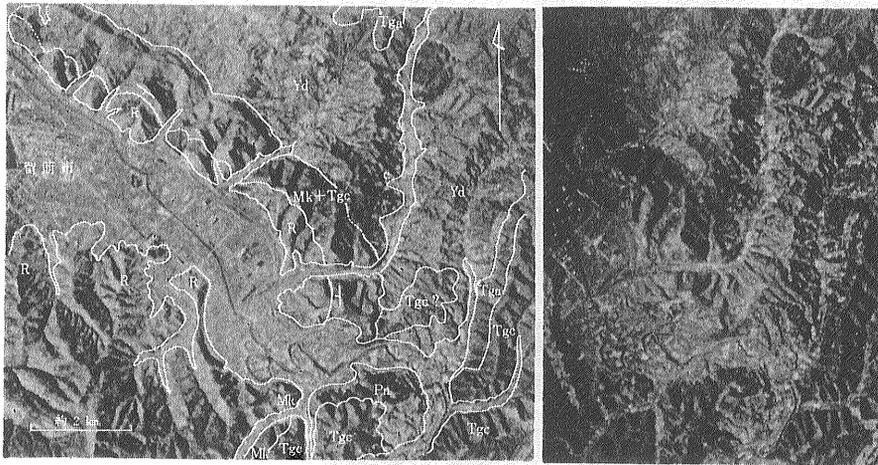


←

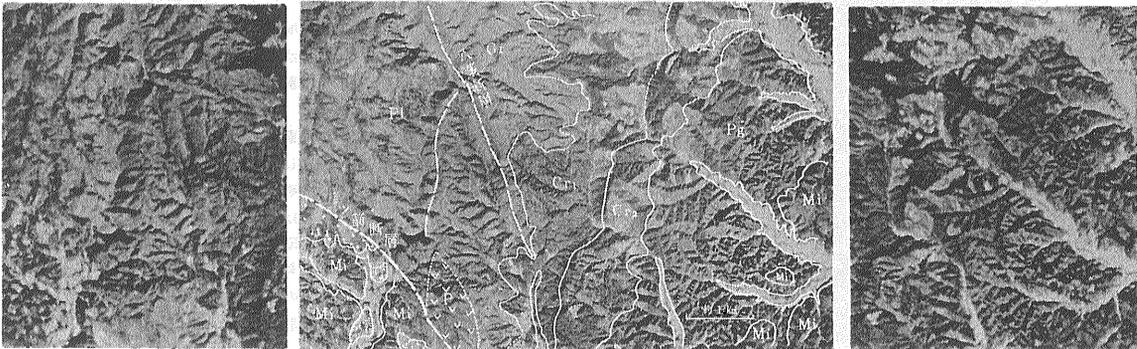
第 78 図 北海道苫前郡初山別村南方 地域 築別背斜断層を境にして北東側では 羽幌層(Hb) 三毛別層(Sk) 築別層(Ch) 古丹別層(Kb) の順序で 北東に単斜構造を示して分布し 南東側では断層に沿って三毛別層が分布し 逐次南西に向けて築別層 古丹別層の順序で分布している 築別断層は 三毛別層と羽幌層との間の岩質の硬軟の差に起因する地形的特徴から容易に写真上で追跡できる 同様にその北東側三毛別層と羽幌層の境界も地形的特徴から比較的容易に作図できる 築別断層に斜交する北東-南西方向の小断層は 築別断層とその北東側の三毛別層の作る稜線のずれにあらわれている (築別炭礦図幅参照)



第 79 図 宮崎県西臼杵郡日の影川上流地域 この地域は 北東—南西方向の線状の構造によって特徴づけられる この線状の模様は 北部においては ほぼ水平に分布する地層の下に消滅している 北東—南西方向の線状の模様は 北西に急傾する層理を示す古生層(P)とその南部の見立層(M')との区別は困難である 両者の間に断層があるとされているが 写真上では 他の層理と区別できず かつA点において連続が断たれている 見立層(M')とその南の古生層(P)の間には不整合が推定される 日の影川北西に沿う断層は 山腹の断層線崖および傾斜の急遷点から明瞭に追跡できる その北側に古生層の構造をおおって水平に分布する新期の地層は見立層(M)およびその上位の流紋岩類(Ry)である (三田井 図幅参照)



第 80 図 北海道留萌市東方地域 この地域では 先第三紀興根尻層および古第三紀大和田次炭層(Pn)中新世中部のユードロ層(Yd)をおおって中新世上部から鮮新世下部にいたる降下層(凝灰質砂岩泥岩互層:Tga 礫岩層:Tgc)増毛層(Mk)留萌層(R)が分布する ユードロ層は軟質の砂岩を主とし 侵食に対して弱く低い地形を呈する これに対して降下層および増毛層は抵抗性の岩石からなり 両者の境界は写真上で明瞭に作図できる またユードロ層はほぼ樹枝状に近い細かい水系模様によって特徴づけられる 両者の境界は不規則で著しい不整合関係を示している 留萌市北東部では 各地層が北西—南東方向に帯状に分布し 南西に向かって傾斜していることが判読できる (留萌 図幅参照)



第 81 図 福島県双葉郡四倉町北西地域 ここでは 写真上で 花崗岩(Gr)と古生層(P1)とは明りように区別できない 白亜系は足沢層およびその上位の笠松層(Cr1)と玉山層(Cr2)に区分できる 玉山層はクスタを作り 笠松層との間に侵食に対する著しい抵抗力の差が認められる 足沢層は花崗岩を不整合関係において 厚い植物被覆(赤松)によって特徴づけられる 八雲断層は上述の不整合にいたって急に消滅している 古第三系(Pg)は上半部では下半部に比べて水系密度が高く かつ写真の階調が暗く 下部の石城層(砂岩が主)と上部の浅貝層(泥岩)との違いを示している 中新統下部(Mi)は侵食地形の差から古第三系と写真上で容易に区分できる 二ツ箭断層は両側の地形的な差から容易に追跡できる (平 図幅参照)