

特 集

地 形

を

読 む

地形 を 読む

「応用地形判読士」と地形の読み方

専修大学文学部環境地理学科 熊木 洋太

1. 「地形」を「読む」

1.1 1枚の写真から

2005年10月8日、パキスタン北部(インドと領有権を争っているカシミール地方で、パキスタンが実効支配している場所)を震央とするマグニチュード7.7(理科年表による)の地震が発生した。ヒマラヤ山脈の南縁にあたる場所である。

当初は首都イスラマバードで耐震性に問題のあったビルが倒壊したことなどが伝えられたが、大災害では、一番被害の大きな地域の情報は出てくるのに時間がかかる。この地震の場合は、震央付近が山間地である上に国境紛争の場所ということで、マスコミの取材も容易ではない。それでも、しだいにカシミールの山間部でもっと重大な被害が生じていることが明らかになってきた。死者の数は9万人を超えるのではないかとされている。

ヒマラヤ山脈は、ユーラシアプレートにインド・オーストラリアプレートが衝突し、ユーラシアプレート側が押し上げられたために形成されたと考えられている。そのような場所で地震がどのようにして発生したかを知りたいが、地震観測以外の情報がなかなか出てこない。

数日後、新聞にある写真が掲載された。AFP通信の配信になるその写真(写真-1.1.1)は、バラコットという町の被害を示したものだ。それを一目見て、私はこれは異常だ、と思った。読者のみなさんも、この写真から何がわかるか考えてほしい。

山間地を流れる川沿いの町であることは写真からわかる。周囲より少し高い尾根状の高まりが左手前から川の方に向かって細長く延びている。その上は建物の残骸で占められている。壊滅としか言いようがないひどい被害である。一方、その右手側には手前側から川の方に向かって高度を下げながら棚田が広がっている。棚田が広がっている中に多少の建物もあるが、写真で見る限り大きな被害を受けていないようである。新聞は、被害の深刻さを伝えるためにこの写真を掲載しただけで、この場所の地形・地質などには一切触れていない。得られた情報はこの写真1枚だけであるが、私はこの写真を次のように「読ん」だ。

1) 棚田になっているところは、おそらく写真の範囲よりもっと手前側にある山地から写真の遠景に見える川に注ぐ小河川が形成した扇状地で、尾根状に延びる高まりの右手側の低いところを埋めた新しい未固結の堆積物からなると考えられる。



写真-1.1.1 パキスタン・バラコットの地震被害状況
(<http://www.guardian.co.uk/pictures/image/0,8543,-10805305593,00.html>)

2) 尾根状に延びる高まりは、通常なら上記の新しい堆積物が埋め残した山地の一部と考えるところである。山地の一部であるならば、固結した岩石からなり、地盤は堅牢であると考えられる。

3) 以上のことが正しければ、尾根状に延びる高まりより棚田地域の方が建物の被害が大きくなるはずであるが、事実はその逆である。そのことが「異常」ということになる。

4) よく見ると、尾根状に延びる高まりは、山地の尾根としては妙である。尾根は、周囲が谷の侵食によって削られ、残った高所であるから、谷の谷頭が迫っているところではやや低くなっていたり、尾根部分の幅が狭くなっていたりするの、そういうことがない。尾根状の高まりがかまぼこの背のようにのっぺりしている。このことも「異常」である。左側斜面に急崖が見えるが、これは明瞭な遷急線で尾根状の高まりの面とは区別され、新しい河川侵食でできたことが確実であって、尾根状の地形の形成とは関係がないと判断できる。

では、この地形をどのように解釈したらよいのだろうか。

この尾根状の高まりは、山地の尾根が張り出したものではなく、棚田の場所の扇状地の続きであるところが活断層の活動によって変形し、それが累積して形成された地形だ、というのが私の判断である。逆断層の変位は、地表では撓曲変形となって、上に凸で断層に沿って細長く続く「ふくらみ」(テクトニック・バルジ)として現れることはよくあることである。この「ふくらみ」が山地の尾根の出っ張りではなく断層変位地形であるとすれば、その地盤は固結した岩石ではなく周囲の谷底平野・扇状地と同じであり、むしろ断層の存在ということから相対的に脆弱だということになって、被害の状況の説明もできる。被害の程度が尋常でないことを考えると、単に断層が存在するというだけでなく、その断層こそが活動して今回の地震を引き起こしたことも十分考えられる。

広域的に見て圧縮応力下にあるヒマラヤ山脈の南縁付近には逆断層の活断層の存在が知られている¹⁾²⁾。カシミール付近以西ではヒマラヤは北西-南東方向に延びていて、主要な活断層もその方向に延びている。八木勇治(筑波大)が世界各地の地震計で観測された地震波を解析して推定した震源断層は、ちょうどヒマラヤ山脈の南縁付近で、北東-南西方向に延び、変位が地表に達している可能性の高い浅いものであった³⁾から、少なくともバラコットの現象と震源断層とに何らかの関係がありそうだと確信した。

以上のことを、写真を見た瞬間に考えたのである。

しかしこの場所がどこかがわからなくては話にならない。今でこそ少し名が知られるようになったが、当時はバラコットという町の情報はほとんど入手できなかった。幸い、知人の地図コレクターが旧ソ連作成の地形図を持っており、そこからロシア語(キリル文字)でБАЛАКОТと書かれた町を見つけた。イスラマバードの北北東約100kmのところだった。くだんの「ふくらみ」の延びの方向が北西-南東方向であることも判明した。中田高(広島大学名誉教授)により作成されていた活断層分布図⁴⁾には、ヒマラヤ山脈南縁に北西-南東方向の活断層の存在が示されていたが、それはバラコットの南東20km付近より東側までだった。

ここまで来れば、何としてもバラコットの現象と地震と活断層との関係を解明したくなる。当時私は国土地理院に勤務していた。東海地域のプレート境界のゆっくりすべりが進行中で、私はそれを監視する責任者であり、パキスタンの地震や活断層のことについて時間を割くことが困難であったため、誰かに引き継ごうと思った。そこで、日本地理学会が運営する「災害対応グループ」のメーリングリストに以上の考えを発信した。このメーリングリストには、地形学をベースに地震や活断層の研究に取り組んでいる人が何人か参加しているからである。

数人の人がこれに反応し、国内でできることとして、当時ウェブで公開され始めた高解像度衛星の画像の判読などに取り組んだ。バラコット付近およびその南東方向で、地震断層かもしれない、というものがいくつか見つかった(図

-1.1.1)⁵⁾。また、中田は熊原康博(現群馬大)とともに判読を改めて行い、活断層は従来図示されていたものより北西方向に延長され、バラコット付近まで延びていることを示した⁶⁾。

国土地理院では、衛星の合成開口レーダのデータから、変位の分布を調べた。そうすると、中田らが図示した活断層のまさにその位置で大きな変位があったことが判明した(図-1.1.2)⁷⁾。

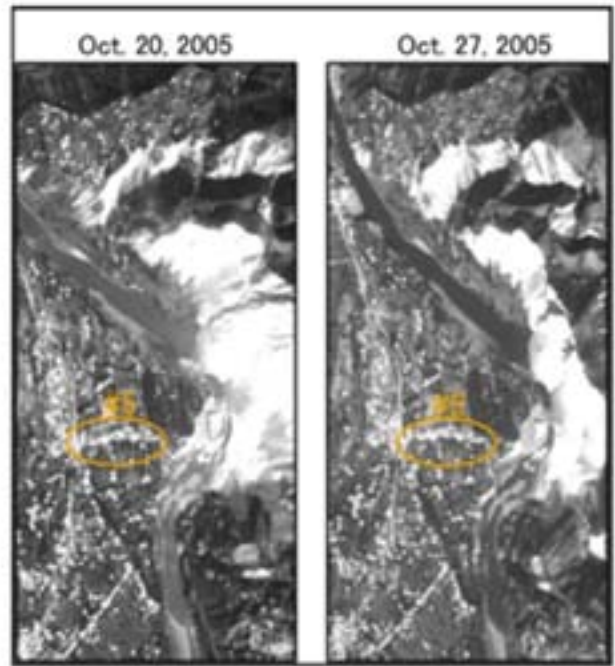


図-1.1.1 SPOT5衛星の画像から見つかった地震断層 (楕円内、実体視可能)

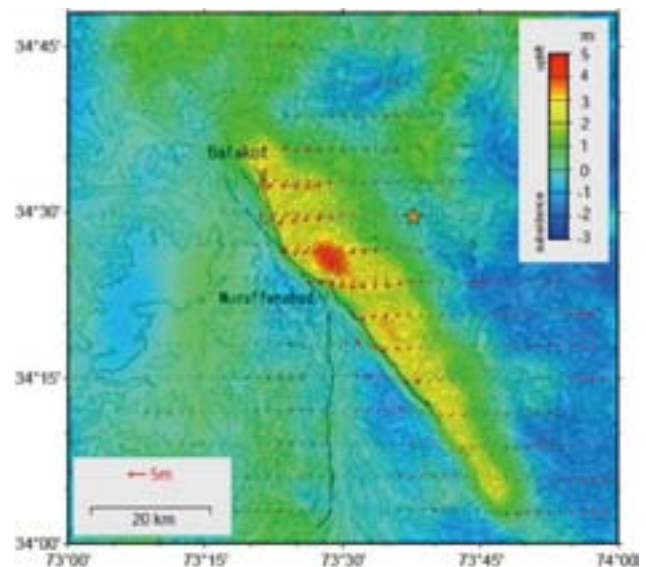


図-1.1.2 衛星合成開口レーダデータによる変位量分布 (黒い線は活断層⁶⁾)

翌年早々には、中田と産業技術総合研究所活断層研究センター(当時)の粟田泰夫らからなるチームが現地調査を行った。その結果、バラコットの「ふくらみ」(写真-1.1.2)の南西側に活断層があり、それが今回の地震で活動したこと、高解像度衛星画像の判読で地震断層かもしれないとされたところの多くで、地震時に変位があったことが確認された⁸⁾。手前味噌であるが、1枚の写真だけで私が判断したことは間違っていなかったのである。



写真-1.1.2 バラコットのテクトニック・バルジ
(中田 高提供)

1.2 「地形が読める」とは？

「地質が読める」とはあまり言わないかもしれないが、「地質がわかる」と言えばどのようなことを指すだろうか。

ある岩石を見てそれが何という種類の岩石かを言い当てることができても、あるいはある場所が何という岩石でできているかということを知っていても、それだけでは「地質がわかる」とは言わない。その場所の古地理の変遷や構造発達史を理解し、露頭のないところでも何という種類のどのような性質を持った岩石があるか、どのような地質構造になっているのか、ということを行うことができる、というのが「地質がわかる」ということだろう。それには、地質学の体系的な知識を持ち、それを現実の地域、現実の岩石・地層の状態に適用して、科学的な判断を下せる能力が必要である。

「地形が読める」ということも同じことである。1章の例で言えば、写真手前側の地形は扇状地であり、遠景に見える川は、この支流の扇状地に押されて対岸の山地の方に押しやられているということがわかることは当然として、尾根状に伸びる高まりは扇状地面が活断層により変位して形成されたテクトニック・バルジである(少なくともその可能性はある)ことに気がつき、そのことからこの範囲では高所の方が低所より地盤が良いという一般的な法則は成り立たないこと、テクトニック・バルジの左側斜面では(おそらくバルジの隆起を反映して)河川侵食作用が激しく働いており、斜面は不安定であること、といったことを指摘できる、ということである。

湾曲する川がある、手前側から遠方に高度を減じる、高まりがある、急斜面がある、といったことを言うだけでは「地形が読める」ことにはならない。たった1枚の写真からでも、その地域の地形がどのようにして形成されたかを判

定でき、さらにそのことから、その場所の地盤条件とか災害の発生しやすさとかを推定できる、ということが「地形が読める」ということなのである。それには、地形学の体系的な知識を持ち、それを現実の地域、地形の状態に適用して、科学的な判断を下せる能力が必要である。

2. 「地形を読む」方法

2.1 「地形」の見方

2.1.1 「地形」という語の用法

「地形」という語は、さまざまな意味で使われる。例えば、土地の取引で「地形が良い」と言えば、デッドスペースになってしまうような部分がなく、効率的に利用できるような敷地の形状のことであるが、もちろんここでいう「地形」はそのような意味ではない。

地図の一種に「地形図」がある。通常、等高線を用いて土地の高さ(elevation)が示されているほか、河川や海岸線、道路、集落、地名、行政界、土地利用(耕地、森林の区別など)などをできるだけ精度良く表示する地図のことであり、英語でtopographic mapと言う。この「地形」つまりtopographyは、地面の幾何学的形状だけでなく、地面上に固定されている道路とか建物とか植物とか(地図用語としては「地物」と言う)、さらに都市集落とか地名とかの全体を指している。

最近では地面の形状を表現するデジタルデータもある。たとえば国土院が刊行している50m間隔の地点の標高データ(「数値地図50mメッシュ(標高)」)が挙げられる。このようなものはDEM、すなわちdigital elevation modelとも言われる。これは地形図の等高線と同様に地面の幾何学的形状を表現している。

しかしここで言う「地形」は、上記のいずれとも異なる。「地形」は「地表面の形」のことではあるが、幾何学的形状というだけの意味で捉えているのではない。個別の地形は英語でlandformだが、その総体はgeomorphologyと言う。岩石、地層などで構成され、構造がある総体をgeologyと言うのと同じである。では、geomorphologyとしての地形とは、どのようなものとして見た地形なのだろうか。以下にそれを述べよう⁹⁾。

2.1.2 地形にはいろいろな種類がある

切れ目なく地球の表面を覆っている地形には、二つとして同じものはない。しかし、類似した特徴を持つ地形を認識することができ、一つの名前をつけることができる。定着した名前があるかどうかは別として、一つの類型として認識されたものが「地形種」¹⁰⁾である。

地形種の例として、中学校の地理の教科書に出てきておなじみの「扇状地」を取り上げてみよう。

扇状地は、河川が山地から平野に流れ出るところに土砂を堆積させてできる扇形で半円錐状(等高線が同心円状)の地形(図-2.1.1)、と定義される。このようなものは各地に見られる。面積2km²以上、平均勾配2%以上の扇状地は日本に586個あるとされている¹¹⁾。



図-2.1.1 典型的な扇状地

(国土地理院の電子国土ウェブシステムから供給された電子国土基本図)

2.1.3 地形にはいろいろな大きさがある

前節で述べたように、地形にはいろいろの種類があるが、種類によって、広い面積を占めるものと、それほど広い面積は占めないものがある。また、より細かい地形に分けられる地形と、もうこれ以上分けることのできない地形というものもあり得る。つまり、一口に地形といっても、いろいろな大きさ、いろいろなレベルがある。地形について議論するときは、どのくらいの大きさを議論しているのかを明確にしておくことが重要である。

扇状地と言えば、木曽川の現成扇状地のように大きな扇状地では長さ(半径)が10kmを超えるが、日本の多くの扇状地では数km程度である。扇状地では、旧河道である微低地や、河道沿いに形成される微高地を識別できる場合があり、その場合はこれらによってさらに小さいレベルの地形種に細分できることになる。

扇状地と形態的にはよく似た地形である沖積錐は、ほぼ定常的に流水がある河川ではなく、降雨時にしか水が流れない溪流の出口にできるものを指し、扇状地に比べて規模は小さい。通常、一つの沖積錐をさらに細分することはしない(できない)。

2.1.4 地形は変化していくものである

ある一つの地形は、かつてある時期にできて、現在はそれが壊れていく過程にあるか、あるいは現在なお形成途中である(成長中)であるか、のどちらかである。名古屋市を中心部が載る熱田台地は、川の侵食により削られ、壊されていく過程にある地形である。一方、木曽3川の河口付近は、自然状態であればだいに土砂が堆積し、陸地が広がっていく形成途上の三角州である。

2.1.5 地形は物質によってできている

波の作用によって岩石が平らに削られてできる波食棚の

場合、地形を成り立たせているのは、その場所に残っている岩石である。一方、扇状地を作っているのは、主に川によって運ばれてきた礫や砂である。このような地形を作る物質のことを、地形物質と呼ぶ。

地形には、波食棚のように、物質がその場所からどこか別の場所へ取り去られた結果として形成される侵食地形、扇状地のように、地形物質がどこか別の場所からその場所へやってきて定着した結果として形成される堆積地形、それに、その場所の地形物質が地殻変動など何らかの原因により変形したのに伴って、もとの地形が変形してできた変位地形とがある。いずれの場合も、その場所の地形を構成している地形物質(侵食地形の場合はその場所の地形を構成していたもとの地形物質)が、ある場所から別の場所へ移動したため、新しい地形がつけられたものである。つまり、地形形成現象(地形変化現象)は、地形物質の移動現象であるということもできる。

2.1.6 地形をつくる作用がある

上述のように、地形は地形物質が移動することによってもとの地形が変化してできる。このためには、地形物質を移動させるような作用が働かなければならない。その作用とは、重力と、地殻変動や火山活動など地殻内部に原因のある作用、大気や水による作用である。これらがどう働いて地形が形成されたのか、が地形を理解する上できわめて重要である。

2.1.7 地形は場所によって異なっている

どのような地形が形成されるかは、その場所の条件の影響を受ける。例えば、同じような内湾であっても、上流から多量の土砂を運んでくる川が流入する内湾は、土砂に埋め立てられてほしいに陸化し、平野となるのに対し、このような川が流入しない内湾は、いつまでも内湾のままである。川が山地から平野に流れ出る場所にできる扇状地は、平野が広がれば典型的な扇状を示すが、周囲に山地が迫っていて狭い平野では、扇状地が扇状に広がることができず、平野の平面形に規制された形となる(図-2.1.2)。



図-2.1.2 平野の平面形に規制された扇状地

狭い谷底いっぱい扇状地(黄色の部分)が広がった状態。(国土地理院刊行1:25,000土地条件図「磐田」の一部)

2.1.8 地形には歴史がある

2.1.4で述べたように、地形は変化していくが、もとの地形や地形物質がどのようなものであったか、その場所がどのような条件下にあるのか、などによって変化の様子は異なる。それに加えて、地形を変化・形成させる作用や場の条件が、地球の歴史の中で変化することが、現在の地形に大きく影響している。

日本列島では、地質時代で言えば第四紀の後期に、現在の地殻変動様式が始まったと考えられている。また、川や氷河の作用は、第四紀の気候変化(氷期と間氷期が交互に繰り返し出現)によって大きな変化をくり返している。この気候変化は、海面の高さの変化ももたらし、海の作用にも大きな変化をもたらしている。

日本列島の現在の地形は、このような第四紀の地殻変動、気候変化、海面変動などの影響のもとでつくられてきた。このため、現在の地形を理解するためには、このような時代的背景のもとでどのようにして現在の地形が形成されてきたのか、という地形変化の歴史(地形発達史)を考察することが重要である。

2.2 「地形を読む」とはということか

以上に述べてきたことからわかるように、「地形を読む」ということは、まず、対象となる場所の地形がどのような地形種でどのように構成されているかを把握し、それを形成させてきた作用と、もとの地形物質、そして場の条件と歴史的な時代背景をすべて考え、必要かつ適切なスケールで、どのような過程を経てその場の地形が形成されてきたか、現在の地形物質がどのようなものか、そして今後どのような地形変化が進行していくか、ということとを判定することである。

2.3 地形を読むために用いる材料

現実の地形を読むためには、現実の地形そのものを現地で観察することが必要と思われるかもしれない。確かに、地形を読む能力を訓練するためには、そのことは重要である。しかし、実際には、現地ではごく狭い範囲の地形しか見えなかったり、一定の方向だけしか見えなかったりする。ある程度の広さについて調査する場合には、現地調査は必ずしも効果的とは限らない。

そこで登場するのが、地形図や、航空機や衛星から撮影した画像である。

高精度で河川・海岸線や等高線、土地利用などが描かれている地形図は、すべての地表面(洞窟の中などを除く)の姿をほぼ一様な精度で表現しており、きわめて有効である。ただし、地形図を的確に利用するには、実際の地表面が地形図にどのように表現されるかについての知識が必要となる。

航空機などから撮影された空中写真からは、地形図に表現されていない地表の性質を読み取ることができる。特に測量用に撮影された鉛直写真は実体視が可能で、より細かく必要な情報を読み取ることができる。最近

の高解像度衛星の画像も同様である。

幸いにして、わが国では1:25,000地形図が全国をカバーしている。測量用の空中写真も繰り返し撮影されており、いずれも安価で市販されている。

近年利用可能になった航空レーザー測量によるDEM(図-2.3.1)は、植生や建物の影響を取り除いた地表面の高度分布をきわめて高精度かつ高解像度で示すもので、使いようによってはさらに効果的である。

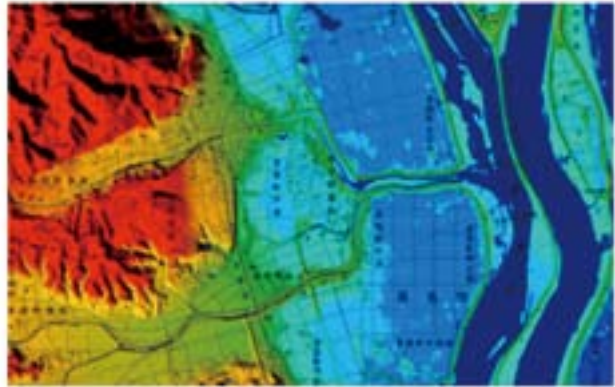


図-2.3.1 DEMによる地形表現例

(国土地理院ホームページ掲載のデジタル標高地形図画像データ(濃尾平野西部)を使用した。)

3. 地形判読の若干のポイント

3.1 異常な地形

山脈や平野という大規模な地形は別にして、地質コンサルタントが扱う事象の空間的広がりでは、通常地形は、地表の水や空気の流れによって侵食作用や堆積作用が働き、形成されたものである。そうでない地形、すなわち、地表の水や空気の流れとは直接の関係がなく形成された地形は、いわば「異常」な地形である。その例としては、地すべり、深層崩壊や斜面の岩盤の緩み、活断層の活動などの局所的な地殻変動、火山活動、石灰岩の溶食などによる地形である。通常地形の中にこれらの異常な地形が存在していれば、そのことを指摘することができるから、これらの現象は地形判読の得意分野ということになる。

ただし、それにはまず「通常」の地形のことがよくわかっていなければならない。地質学者で、近畿地方の第四紀の地質・地殻変動を研究した藤田和夫は、「断層変形地形は、いわば異常な地形である。これを識別するためには正常な地形を知らなければならない。このあたりが地形屋と地質屋の相違で、地形を見る眼を養うことの必要を痛感した。」¹²⁾と言っている。これは断層変位地形に限ったことではない。地形判読は地すべりや活断層の調査のために行うのだから、といって地すべり地形や活断層地形のことばかり勉強しても能力は向上しない。

3.2 重力変形地形と斜面の緩み

最近、重力変形地形が注目されている。これは、急峻

な山地において山体が自重で変形し、尾根に近い部分に線状に延びる凹地(写真-3.2.1)ができたり、山腹がはらみ出したりしている地形である。地すべりや大規模崩壊に発展する可能性も考えられる。このような地形が形成されている場合、この山体の岩盤、特に斜面の表面に近い部分は、相当程度緩んでいる可能性が高い。1:25,000地形図では必ずしも十分に表現されていない斜面の形状、微小な谷の入り方などについて、空中写真を用いて調べることが必要である。



写真-3.2.1 線状の凹地(白馬岳北方)

かつては高山に特有の地形と考えられていたが、最近ではもっと低い山地にもあることが判明している。

3.3 活断層地形

活断層の地形判読に関して、地質技術者の中に2つの誤解があると感じることがある。ここではそれについて述べる。

断層が問題となるのは、それが活動すると地震が発生し、また地表面を変形させるからである。これまでの研究から、日本のほとんどの活断層は第四紀後期にくり返し活動してきたと考えられている。近くの浅い場所にある活断層が活動してずれ動くと、地表面に変位が現れる。1回の変位だけでなくわずかな量であっても、それがくり返されれば変位も累積し、断層変位地形として明瞭に識別できるようになる。

一つ目の誤解は、活断層は断層の一種であり、したがって断層が認められなければ活断層は存在しないとするものである。これは論理的には正しいのであるが、活断層の調査研究では、厳密な意味では断層ではなくても、地下に活断層が存在することを示す地表の現象(地形面や堆積物の撓みなど)があれば、これらを含めて「活断層」として図示する習慣があることを理解する必要がある。活断層を調査する目的は、上述のように地震の発生や地表での変位のことを想定するためであり、通常観察できる地表付近のご

く浅い部分だけではなく、それより深い部分を常に意識しているのである。観察できる範囲で「断層」であるかどうかではなく、「活構造」であるかどうかを問題にしているということである(写真-3.3.1)。



写真-3.3.1 活断層により撓曲した段丘面(山形県村山市)

二つ目の誤解は、活断層の判読の場合、まずリニアメント(空中写真上の線状構造、線状模様)を抽出し、次にそれが活断層の存在を反映したものであるかどうかを解明するというのが一般的な手順だとすることである。特に、このようにして抽出されたリニアメントの明瞭度や長さを指標にして、活断層の存在の可能性やその活動度を評価するのは、全くの誤りと言ってよい。

活断層調査の専門家は、まず調査地域の地形の配置から地形発達史とそれに影響を与えた地殻変動を大づかみに捉えた上で、それをもとに通常の侵食・堆積作用だけでは説明できない異常な地形を探し出し、そこに断層変位を考えるとより合理的にその地域の地形発達史が解釈できるかどうかを考えて、活断層の存否の判断をしている(第1章の事例参照)。最終的に活断層の位置を線として表現するわけではあるが、地形発達史を考えたから異常な地形が見られる線に注目するのである。

最初にリニアメントを抽出するというやり方だと、活構造とは関係のないリニアメントが多数選定されることになる。空中写真上で線状のものが見えるからといって、明らかな侵食崖をリニアメントとするようなことが頻繁に起こる。

リニアメントという用語には直線状というニュアンスがあるため、定規で引いたようにまっすぐのリニアメントを引くような例も出てくる。活断層の専門家が引いた活断層線は、1:25,000程度以上の縮尺では、曲がりくねっていたり、途切れて雁行したりすることがまれではない(図-3.3.1)。地形発達史を考える前にリニアメントを抽出しようとする、意味のない直線状の模様にとらわれてしまいがちとなる。無駄であるばかりか、真の活断層地形を見落とすことにつながる。



図-3.3.1 活断層図の例

(鈴木康弘ほか(2010):1:25,000都市圏活断層図「四日市」(第2版), 国土地理院技術資料D・1-No.542.電子国土ウェブシステムによる出力)

原子力発電所の設置では、活断層の存在は致命的な要因となるので、慎重な審査が行われる。そのとき活断層をどのように捉えるか、地形判読技術者なら知っているべきである。「発電用原子炉施設の耐震安全性に関する安全審査の手引き」(2010年)には、次のように書かれている。

変動地形学的調査においては、地形発達過程(地形の成因を含む。以下同じ。)を重視し、耐震設計上考慮すべき活断層を認定するための根拠等を明らかにすること。

また、断層通過点の変動だけでなく、段丘面等に現れている傾動等の広域的な変位・変形も検討対象とすること。

(解説)

変動地形学的調査においては、リニアメントの明瞭度は活断層の活動度の指標にはならず、地形発達の観点から地形の成因を考察し、活断層の存在する可能性を検討することが必要である。

広域的な変位・変形とは、沖積面や段丘面、斜面等の地形面の変形(撓曲、傾動、波状変形)、段丘面から復元される過去の河床縦断面の変形、海成段丘面・旧汀線の局所的な高度変化及び堆積物に現れている撓曲構造等の数十メートル～数十キロメートルにわたる変位・変形をいう。

3.4 地震動と液状化、盛土地盤の変形

東日本大震災を受けて、地震対策の再構築が必要と

なっている。地震災害の中で、特に地形条件の影響を受けるのが地震動そのものによる建造物の被害と、地震動によって生じる液状化、盛土地盤の変形による被害であり、地形判読によってその危険性の高い場所を抽出できる。

地震動は、軟弱地盤で増幅するから、軟弱地盤に対応する地形を抽出することになる。軟弱地盤は、泥質の未固結の堆積物からなり、地下水位が高い地盤である。そのような条件を満たすところは、現成の堆積地形の場所、特に大河川の河成平野の旧河道・後背湿地や三角州、小河川の河成平野では出口を砂州や本流の堆積地形(大河川の支流の場合)でふさがれている場合、海岸平野の堤間低地などである。これらの判定を正しく行うには、その土地がどのようにして形成されてきたのか(地形発達史)を推定できることが重要である。

液状化は、地下水位の高い場所で発生する。砂質地盤が最も液状化しやすいが、泥質の地盤や砂礫質の地盤でも発生する。低地の中では、自然堤防、砂州などの微高地や砂丘は地震動に対して比較的強いが、砂質地盤なので、低湿地に接するところのように地下水位が高い場所では液状化しやすい。

多くの埋立地が液状化しやすいことは、1995年の阪神・淡路大震災や2011年東日本大震災で如実に示されている(図-3.4.1)。



図-3.4.1 2011年東北地方太平洋沖地震による液状化発生地点の分布(千葉県我孫子市)¹³⁾

上:1947年米軍撮影の空中写真

下:液状化発生地点(基図は国土地理院の電子国土ウェブシステムから供給された電子国土基本図)

丘陵地を造成して宅地化したところでは、盛土が変形(場合より流動化)して被害をもたらすことがある。

このように、液状化や盛土地盤の変形に関しては、地形の人工改変の履歴を知ることが重要となる。明治期以降の海域の埋立地は形状からだいたいわかるが、江戸時代以降の干拓地は、どのような土地の自然的・社会的条件のところで行われたかを考え、干拓地(本来低湿地または水域)の可能性を推定することも必要である。

3.5 地形の新旧

ここまで地形発達史を考察することの重要性を述べたが、地形発達史を考えるには、地形の新旧を判定し、形成順序を明らかにすることが必要になる。

堆積地形であれば、その地形の地形物質の堆積が終了してそれ以上上位に堆積物が載らなくなった時点が、その地形の形成時点となる。このため、堆積物を手がかりに地形の形成順序や形成年代を解明できることがある。

侵食作用の結果形成された侵食地形の場合は、侵食という作用によって移動した物質はそこにはない。そこにあるのは侵食作用が働くより前に形成された物質であり、その物質の形成年代が判明していても、その地形が形成されたのがその直後なのかずっと後なのかはそれだけではわからないので、地形の歴史の解明という点では不利である。ただし、侵食によってできた地形は侵食によって壊された地形より新しいから、壊した/壊された、の関係をていねいに調べることによって、地形の形成順序を明らかにできることが多い(同様に、堆積物に覆われた地形よりその堆積物できている地形の方が新しい、ということも新旧の判断材料になる)。

4. 「応用地形判読士」について

4.1 「応用地形判読士」とは

全国地質調査業協会連合会(全地連)は、平成24年度に「応用地形判読士」の資格を創設した。「地形が読める」かどうか毎年1回試験を行い、合格者は「地形が読める」技術者であるとして「応用地形判読士」に認定されるという制度である。

4.2 地形判読(「地形を読む」)技術の必要性

今なぜ、応用地形判読士という資格制度を始めるのか。

国土の整備のため大規模な土木工事を行う場合、その場所の土地の性質を事前によく調べ、その土地に合った設計、施工方法を選択すべきだ、ということに誰も異存はないだろう。特に地質は土木工事に関わる土地の性質としてきわめて重要な地位を占める。

現在と比較すれば、右肩上がりの経済下では、土木工事のための地質調査にも潤沢な経費が用意されたし、条件の悪い場所でも費用をかけて強引に施工することも許されていた。しかし今ではそのようなことは困難になっている。限られた費用で、質の高い調査・設計が求められている。環

境にも十分配慮しなければならない。

そこで、地形的な調査の重要性が増しているのである。地形は、地質そのものではないが、表層の地質(地形から見れば地形物質)とは密接な関係にある。特に、堆積地形の場所では、その地形をつくった作用はその地形物質を移動・定着させた作用にほかならず、地形も表層地質も、同じ堆積作用の結果である。一方、もとの地形物質が取り除かれてできる侵食地形の場合は、その場所の表層地質は、侵食作用が働いたときに移動する物質である。地形の形成(変化)は物質移動現象であるから、表層地質の違いは進行中の地形変化現象に反映されている。このような点から、地形と地質とはきわめて密接な関係があり、地形だけからでも地質についてさまざまな情報を得られることが少なくない。土壌、表流水、地下水についても同様である。

地形データを利用する利点はそれだけではない。わが国のように精度の良い地形図や空中写真が簡単に手にはいるところでは、どこでもすき間なく調べることができるという、大きな利点があるのである。いわば、調査地域の全部が露頭になっていると言ってもよい。深さ方向について得られるデータは限られるが、現地に行かなくても相当のデータが得られるし、空白域も生じない。このため、かなり密度の高い調査でも必要な経費が少なくすむという大きな意義が認められるのである。地殻を作っている物質の科学である地質学と、地殻の表面の環境を扱う地形学とが一体となることで、大きな効果が期待できる。

以前から、地すべりの調査では地形判読は重要視されていた¹⁴⁾。国土交通省河川砂防技術基準(調査編)では、地すべり調査の項目の一つとして「地形判読調査」という項目が以前から入っている。同基準(調査編)では、2012年の改定で、ダム地質調査に関して以前より明確に地形判読を位置づけている。道路部門でも、斜面对策の調査として空中写真を用いた地形判読が取り入れられているようになった¹⁵⁾。液状化の危険度判定でも微地形の区分は必須の判定要素に位置づけられている¹⁶⁾。最近、徳島県が活断層周辺で一定の施設を建設する場合は事業者が活断層調査を義務づける条例を制定したが、活断層調査の基本が地形判読調査であることは今さら言うまでもないであろう。

山中のトンネル工事などで地表からはかなり深い場所の地質・地盤条件が問題になる場合、地盤(岩石)の物性を定量的に計測する場合などは別にして、どこにどのような問題があるかを知るための調査では、むしろ地形の分析の方が中心となる場合も少なくない。

地すべり・斜面崩壊のように地形変化現象そのものが災害となる場合のほか、地震時の揺れやすさや液状化の危険度のように地形条件と密接な関係にある災害も多い。東日本大震災を踏まえて、多方面で災害対策の見直しが進められている。これについても当然、的確な地形判読が求められている。

4.3 地形判読技術者の不足と資格制度

以上のように、地形判読の効用が知られてきた。実際に地形に関する調査も多く行われるようになってきた。しかし、その報告書を見ると、はっきりいって玉石混交である。地形学の専門家から見ると、まるで評価できないようなものもある。私の印象では、測量系のコンサルタント、砂防系のコンサルタントに比べ、地質系のコンサルタントには信頼できる地形判読技術者が少ないようである。

その一つの理由は、大学の教育にある。地形学は地理学のコースの中で教えられていて、地質学のコースの多くでは、重要な隣接科学であるにもかかわらず地形学を教えない。地形学とほとんど一体化している第四紀後期の地質学を教えているところもごく限られている。人的なつながりも薄い。このようなことから、地形学をよく知らないまま形だけ地形判読の調査をするという事例が生まれる。

発注者側にとっても、成果の品質が保証されないことから、問題となる。専門的な業務なので、発注者側にも的確に評価できる人材が乏しい。保有する機器や作業体制、施工管理ということよりも、調査担当者の能力によって出来不出来が決まる業務であるから、この業者なら安心だ、ということにもならない。

ではどうするか、ということで、個々の技術者の能力を保證する「応用地形判読士」の資格制度が生まれたのである。

4.4 「応用地形判読士」の資格を得るには

応用地形判読士の資格を得るには全地連が実施する認定試験を受けて合格しなければならない(図-4.4.1)。

応用地形判読士は、業務として地形判読をする専門家のための資格であるが、業務としてではなく、地形学の知識・能力を判定してもらいたい人のため、応用地形マスター1級、2級という称号も用意されている。

認定試験の受験申し込みには、国籍、年齢、職歴などの条件はなく、受験料さえ払えば誰でも受験できる。

試験は一次試験と二次試験とがある。一次試験は、地形、地質、関連する社会的事項などに関する多肢選択式の問題と、記述式の問題からなる。一次試験の結果、応用地形マスター1級、同2級、不合格の3段階の評価がなされる。応用地形マスター1級となった人は、申請すれば4年間「応用地形判読士補」になる。二次試験を受験できるのは、応用地形判読士補に限られる。二次試験は、与えられた地形図や空中写真から、よく発注される業務に関係のあるテーマで地形判読を実際に行う問題が出される。二次試験に合格して登録すると、応用地形判読士となる。

この試験はかなり高度なものである。二次試験では、地形図や空中写真から「地形を読む」こと、つまり2.2で述べた判定ができ、かつその結果を限られた時間内に地形図上で図示したり、文章で表現したりしなければならないからである。実際に地形の判読調査を経験したことがないと、合格することはきわめて難しいと思われる。

したがって、合格するためには、地形学の体系的な知識

を知っていることに加え、少なくとも地形図の応用地形学的な読図ができるようでないといけない。この格好の教科書は鈴木隆介著『建設技術者のための地形図読図入門』(全4巻)¹⁰⁾である(第4巻は最近改訂版¹⁷⁾が出た)。より平易な教科書としては拙著⁹⁾があるのだが、古本としてしか入手できない。また、地域を決め、既存の学術論文や地形判読図(国土地理院の土地条件図、都市圏活断層図、防災科学技術研究所の地すべり地形分布図など)を参考にして、実際に地形判読図を作成してみることをお勧めする。

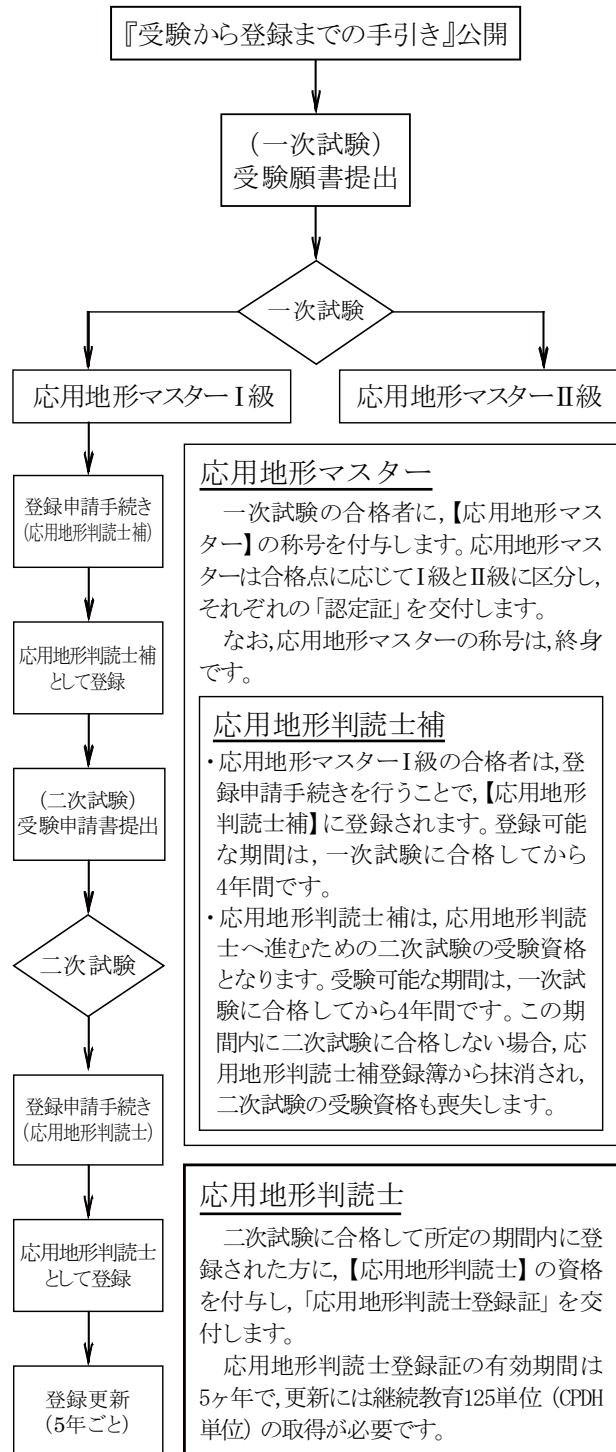


図-4.4.1 応用地形判読士資格制度の概要

参考文献

- 1) 中田 高(1984)ヒマラヤ前縁帯, 藤田和夫編『アジアの変動帯』海文堂, 5-28.
- 2) 中田 高(1990)活断層からみたインド・ユーラシアプレート衝突境界の地殻変動, 米倉伸之ほか編『変動地形とテクトニクス』古今書院, 144-156.
- 3) <http://www.geol.tsukuba.ac.jp/~yagi-y/EQ/2005Pakistan/index.html>
- 4) Nakata, T. *et al.* (1990) Active faults, stress field and plate motion along the Indo-Eurasian plate boundary. *Tectonophysics*, 181, 83-95.
- 5) 宇根 寛・熊木洋太(2007)パキスタン北部地震による地表断層変位の“リモートセンシング”. *E-Journal GEO*, 2, 86-94.
- 6) 中田 高・熊原康博(2005)パキスタン北部地震と活断層 (IKONOS画像の判読結果)
http://www.ajg.or.jp/disaster/files/20051018_research_doc.pdf
- 7) Tobita, M. *et al.* (2006) Three-dimensional displacement field of the 2005 Northern Pakistan Earthquake measured by SAR image offsets.
http://cais.gsi.go.jp/UJNR/6th/poster/poster/P17_Tobita_poster.pdf
- 8) 粟田泰夫ほか(2006)現地調査による2005年パキスタン地震の地震断層,
<http://unit.aist.go.jp/actfault-eq/katsudo/jishin/pakistan/report01.html>
- 9) 熊木洋太ほか(1995)『技術者のための地形学入門』山海堂.
- 10) 鈴木隆介(1997~2004)『建設技術者のための地形図読図入門』全4巻, 古今書院.
- 11) 齊藤享治(1988)『日本の扇状地』古今書院.
- 12) 藤田和夫(1983)『日本の山地形成論』蒼樹書房.
- 13) 宇根 寛・青山雅史(2012)内陸部の液化化と液化化ハザードマップの予測可能性 *Journal GEO*, 7, 250-252.
https://www.jstage.jst.go.jp/article/ejgeo/7/2/7_250/_pdf
- 14) 日本測量調査技術協会編(1984)『空中写真による地すべり調査の実際』鹿島出版会.
- 15) 日本道路協会(1999)『道路土工のり面工斜面安定工指針』
- 16) 国土庁・建設省監修, 液化化対策検討委員会編(1994)『液化化マップと対策工法』ぎょうせい.
- 17) 鈴木隆介(2012)『建設技術者のための地形図読図入門 第4巻 火山・変動地形と応用読図 改訂版』古今書院.



地形 を 読む

変動地形学と活断層地形判読 —変動地形から何がわかるのか

信州大学教育学部 廣内 大助

1. はじめに

未曾有の大被害を出した2011年3月11日の東日本大震災から2年、南海トラフを震源とする巨大地震の発生が危惧されるなど、東海地方においても地震災害への関心は益々高くなる一方である。また海溝型地震ばかりでなく3.11以降、特に東北日本内陸部における地震活動が活発化しており、長野県北部の地震(3月12日, M6.7)、福島県いわきの地震(4月11日, M7.1)など、内陸直下型地震も頻発し、内陸地震を引き起こす活断層についても注目が集まっている。これとあいまって、原子力発電所の安全審査については、原子力規制委員会が新たに発足し、活断層と原子力発電所の重要施設との関係について調査が行われ、新たな知見や判断が示されるなど、活断層研究自体への期待と要請は、より一層高まっている状況である。

活断層の調査研究には、地質学、地形学、地球物理学など地球科学の様々な知見が必要である。その中で変動地形学は活断層の認定や活動履歴の解明などに、重要な役割を果たしている。本稿では変動地形学とはなにか、どのように検討し何が明らかになるのかについて述べていく。

2. 地形学と地質学、変動地形とはなにか

「空中写真からなぜ活断層がわかるのか」との声を時々耳にすることがある。堆積物の層相と層序、その対比から分布を明らかにする地質学の基礎を考えれば、もっともな疑問なのかもしれない。一方、地形学にとっての基礎は、地形面と構成層を確認しその分布を見ることであり、空中写真を用いて行う地形判読は、地質学における露頭観察と同等の役割を果たす。では地形とはどのようなものなのか。

地球の表面には川や海の堆積や侵食、重力による移動などにより形成された地層や地形が多く残されており、また現在も絶えずその形成が行われている。堆積や侵食作用は局所的に起こるものもあるが、気候変動や地殻変動に対応した地形の形成は、面的な広がりを持って起こっている。特にその形成年代が若ければ、堆積面や侵食面の形状が維持されている。地形学ではこれら面的な広がりを持った地形面について、空中写真を立体視することで判別し、記載していく。図-2.1は河川中流域に広がる地形の模式図である。段丘地形には段丘面と呼ばれる平坦面が見られるが、段丘面は堆積当時の氾濫原=旧河床の堆積面である。段丘堆積物の露頭は、その一部を観察している。地形学でももちろん堆積物の層相を確認し、堆積環境の復元などを行



図-2.1 河成段丘の模式図¹⁾

1~5の平坦面が段丘面である。段丘面は各々の時代の河床(氾濫原)であり、その面的な広がり、同一時代の河床の分布を示している。段丘地形が明瞭に見られる地域では、すべての場所で堆積物を確認できなくても、段丘面の連続性から、堆積物の広がりを知ることができる。

うが、全ての場所で堆積物の確認ができなくても、平坦面の分布や高度、連続性を根拠に、同時代に同じ環境下で形成された一連の地形を認定できるのである。

さて、侵食や堆積だけではその形成が説明できない地殻変動によって形成された地形を、変動地形と呼ぶ。活断層によって形成される変動地形の模式図を図-2.2に示す。

図-2.2には図の奥側が隆起し、右横ずれを示す活断層がある(矢印)。様々な地形が変位を受け、地形はどの方向へどのくらい動いたのかを知る変位基準となる。図面左右方向に連続する断層によって、尾根が右横ずれする様子(A-A')がわかり三角末端面(B)が露出する。河川も同様に右屈曲を示す(C)、(D)では尾根が谷を塞ぐシャッターリッジ(閉塞丘)を形成し、堰き止め湖が見られる(E)。



図-2.2 変動地形の模式図²⁾に加筆

図の左には手前に流れる河川が形成した2面の河成段丘面が見られるが(F,G)、断層を境に右横ずれする様子が認められる(F',G')。またその変位量はより低位の地形が削り込んだ際にできた段丘崖(オレンジ色と黄色の崖)によ

て正確に認定可能である。さらにより古い段丘ほど変位量は大きくなり、変位の累積も認めることができる。

変動地形は、過去に活断層が活動した痕跡として、地形の変位(ずれ)が認められること、また変位地形が複数かつ断続的に認められること、変位の累積があることなどによって、第四紀後期の堆積物を変位させる断層露頭の発見と同様に、活断層の存在とその位置を正確に認定できるのである。

このように地形学では変動地形の存在から活断層がどこにあるのか明らかにすることができる。ただ断層露頭での地層の変位や、構成層と下位層の層相や傾斜の変化などの地質学的な情報も取得し、活断層の存在や変位量などをより確実に確認することが大切であることは言うまでもない。

3. 変動地形を判読する

3.1 横ずれ活断層の事例

では実際の変動地形を見てみることにする。下のステレオペアの航空写真(写真-3.1)は、岐阜県中津川市付知町付近において、1977年に国土地理院が撮影したものである。また同地図を図-3.1に示す。写真は北が上に撮影されており、写真中には阿寺断層が北西～南東方向に分布する(矢印)。ほぼ南北に流れる付知川が見られ、右岸側には河成段丘面が広く分布する。この河成段丘面は、およそ北から南へ緩やかに傾斜しており、南流する付知川が形成したものであることがわかる(図-3.1)。写真-3.1を立体視して良く見ると、矢印の延長線上付知川右岸(図-3.1中、大門町から倉屋)には、段丘面を横切って北側が高くなる明

瞭な崖地形が、北西～南東方向に連続することがわかる(矢印)。また同地域を南から斜め空撮したものが写真-3.2であり、崖地形を北から眺めたものを写真-3.3に示す(位置は写真-3.2の赤丸)。この崖の形成時期は、南へ傾斜する付知川右岸の河成段丘面を横切るのだから、段丘離水以降に形成されたことは明らかである。次にこの崖の成因を考えると、侵食によって段丘面上に崖を形成するような流れが段丘を下刻した付知川が供給することはできず、また北西方向からの明瞭な支流も存在しない。従って崖の成因は河食では説明できないことがわかる。

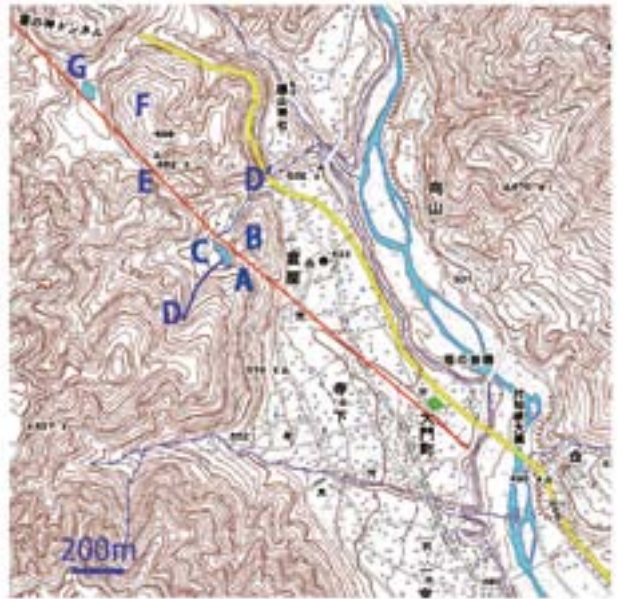


図-3.1 中津川市付知町付近の地形図
数値地図25000「飯田」に一部加筆して使用



写真-3.1 岐阜県中津川市付知町付近の航空写真
(CCB77-14 C4-11, CCB77-14, C4-12 国土地理院撮影)

崖の延長を見てみると、崖はそのまま山地の手前まで連続し、倉屋西方の鞍部(A)へと続く。鞍部を隔てた北側には南西からの谷を塞ぐ閉塞丘(B)が分布し、その南西には、堰き止め池(C)も見られる。また池のある谷の上下流(D-D')は左屈曲することがわかる(図-3.1, 写真-3.1)。図-3.1ではさらに北西側にも鞍部(E)と閉塞丘(F)、堰き止め池(G)が連続する様子が見られる。これら変動地形の分布から判断して、大門町～倉屋の崖地形は断層活動によって形成された変動崖であり、ここに北側隆起、左横ずれを示す阿寺断層の存在と、その連続的な分布も示すこと



写真-3.2 中津川市付知町付近(南側より)
矢印の延長に北側上がりの崖が見られる。(筆者撮影)

ができる。

次にもう一箇所、岐阜県中津川市坂下町付近の事例を見ることにする。ステレオペアを写真-3.4に示す。写真-3.4では、木曾川が北から南へ流れており、その兩岸に数段の河成段丘が分布している。対岸から撮影した写真-3.5と地形分類図(図-3.2)を次頁に示すが、特に右岸側には、木曾川が形成した6～7段の河成段丘面が存在する。阿寺断層



写真-3.3 中津川市付知町付近

写真-3.2中、赤丸付近で南側を向いて撮影したもの。断層崖の場所には、地面に大きな落差があることが見て取れる。(筆者撮影)



写真-3.4 岐阜県中津川市坂下町付近の航空写真
(CCB77-14, C8A-17, C8A-18 国土地理院撮影)



写真-3.5 中津川市坂下町付近

木曾川の対岸から撮影した阿寺断層。赤矢印の延長に河成段丘面を変位させる阿寺断層の断層崖が見られる(直線状の植生列を境に右側が高くなっている。写真奥ほど古い段丘面であり、崖の比高が大きくなるのが良くわかる)。右下の写真は、赤矢印の先の木曾川沿いに見られる破碎帯の露頭。断層崖(変動地形)の延長と破碎帯露頭の位置は一致する。(筆者撮影)

はこの河成段丘群を河川と直交方向に横切って北西～南東方向に分布し、北側上がり左方向の横ずれ変位を与えている(写真-3.4, 3.5矢印)。この崖についても、木曾川と直交方向に連続すること、形成年代の異なる複数の段丘面に崖が連続することから、侵食では説明できず、断層変位によって形成された断層崖であることがわかる。断層変位は断層崖の比高と、高い段丘を下刻した一つ低い段丘が形成した侵食崖の横ずれ量から認定できるが(図-3.2)、これらは離水年代が古い段丘面ほど変位量が大きくなる

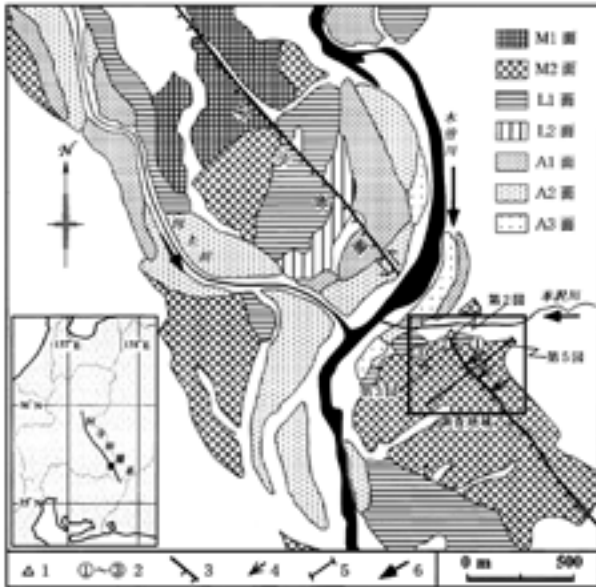


図-3.2 木曾川右岸の坂下町を載せる段丘面群と阿寺断層による変位³⁾

古い段丘ほど変位量が大きく、変位の累積が見られる。凡例は3:阿寺断層(ケバは沈降側)、4:撓曲変形、6:河川の流向

特徴を持ち、変位の累積を認めることができる。

具体的な左横ずれ変位量は、M2面で約 $140\pm 35\text{m}$ 、下位のL1面で約 $90\pm 20\text{m}$ 、L2面で約 $50\pm 7\text{m}$ 、A1面で約 $14\sim 20\text{m}$ 、A2面で約 $10\sim 18\text{m}$ とされている⁴⁾。またM2面では、堆積物中に木曾川泥流堆積物(kmf, 約50ka)を含むことから、先にあげた段丘の水平変位量と、垂直変位量約19m、約50kaの形成年代を根拠に、平均変位速度(約 2.8m/ky)が求められており⁴⁾、阿寺断層が非常に活発な活動性を示すことがわかっている。

阿寺断層は岐阜県東部の中津川市～下呂市にかけて、北西～南東方向に長さ約66kmに渡って分布する規模の大きな活断層である。その中でも中津川市坂下町において見られる阿寺断層の変動地形は、特に有名で注目度も高い。岡山俊雄⁵⁾によって後期更新世の活動が報告されて以来、複数の河成段丘面の変位から、第四紀後期における断層活動を定量的に検証できる場所として注目され、活断層研究の草創期から数多くの研究が行われてきた場所である⁴⁾⁶⁾⁷⁾⁸⁾。阿寺断層にはここで取り上げた坂下町や付知町ばかりでなく、典型的な変動地形が数多く分布するため、活断層研究にとって第一級のフィールドであると共に、変動地形を理解するためにも取り組みやすい教科書的な地域である。

3.2 低角逆断層の事例

阿寺断層は顕著な左横ずれを主体とする活断層であり、断層面は高角であることから、地表に見られる断層線も直線に近いものである。一方、低角逆断層の地表トレースは、必ずしも直線的ではなく、地形の凹凸とも相まって湾曲するような形状を示すことがある。ここでは、福井平野東縁断層帯の一地域を例として、逆断層において形成される変動地形を見てみることにする。

福井平野東縁断層帯は、福井県北部の嶺北地方に位置する福井平野の東縁に沿って、ほぼ南北に長さ約45kmに渡って分布する活断層である。断層の変位は、大局的には東側隆起の左横ずれ変位を示す逆断層とされ、1948年に発生した福井地震(M7.1)時には、最も西側の断層が震源断層として活動したものと考えられている。

福井平野東縁断層帯は高角で左横ずれ変位を伴う逆断層と考えられているが、一部では湾曲する断層線の形状や、変形帯の幅が広い撓曲崖が認められることから、低角逆断層のトレースも存在する。断層帯南部の永平寺町の松岡町周辺がそれに該当する(写真-3.6, 図-3.3)。

写真-3.6の上部にクランクの道路が見える集落は、九頭竜川左岸の最終氷期に形成された段丘面上に位置する松岡町の一部である。クランクの道路付近を境にその東(右)側では、段丘面の勾配が大きく、幅の広い撓曲変形帯を示している(写真-3.6の細矢印)。その南(下)側に向かって、東西に湾曲しながら連続する低崖が見られる。地形分類図を図-3.3に示すが、ここでは東から西への流れによって形成された完新世の河成面(Lf2, Lf3, A)が3面分布しており、低崖はその全てを横切るように連続する。これらの河

成面は低崖を挟んで、Lf2面で約2.1-2.2m、Lf3面と最も低位のA面では約1.4-1.6mの高度差が認められる(図-3.4)。この低崖と地形は、低崖を挟んだ東西でも、地形は一様に西へ傾斜すること、低崖は形成時期の異なる複数の河成面を連続的に横切ること、より古いLf2面の変位量がLf3面やA面よりも大きいことから、変位の累積が認められること、低崖の北側延長には顕著な撓曲変形が認められることなどの特徴が見られる。したがってこの湾曲した低崖は侵食によって形成されたものとは考えられず、逆断層によって形成された断層崖であると、判断することができる。

ここまで活断層の活動によって形成された変動地形の認定について説明を行ってきた。変動地形学は地形の形状を見るために空中写真判読を用いるが、活断層の認定は、断層変位以外の堆積や侵食などの作用も考慮しながら、そこに見られる地形の形成過程を合理的に説明できるかどうか、すなわちどのような地形の発達史を考えることが合理的であるのか、判断していくものである。活断層抽出の際に、リニアメントを判読することが良く行われているが、これは直線的に連続する地形を抽出する作業にすぎず、地形の合理的な発達過程を考えながら活断層を判断する変動地形学の空中写真判読とは、似て非なるものといえるであろう。少なくとも図-3.3のような活断層をリニアメント判読から抽出することは不可能である。

さらに航空写真から観察できる地形を構成する地層や断層露頭など地質学的情報や、反射法地震探査の資料など地球物理学的な情報を加えることで、より精度の高い確実な判断を行うことが重要である。

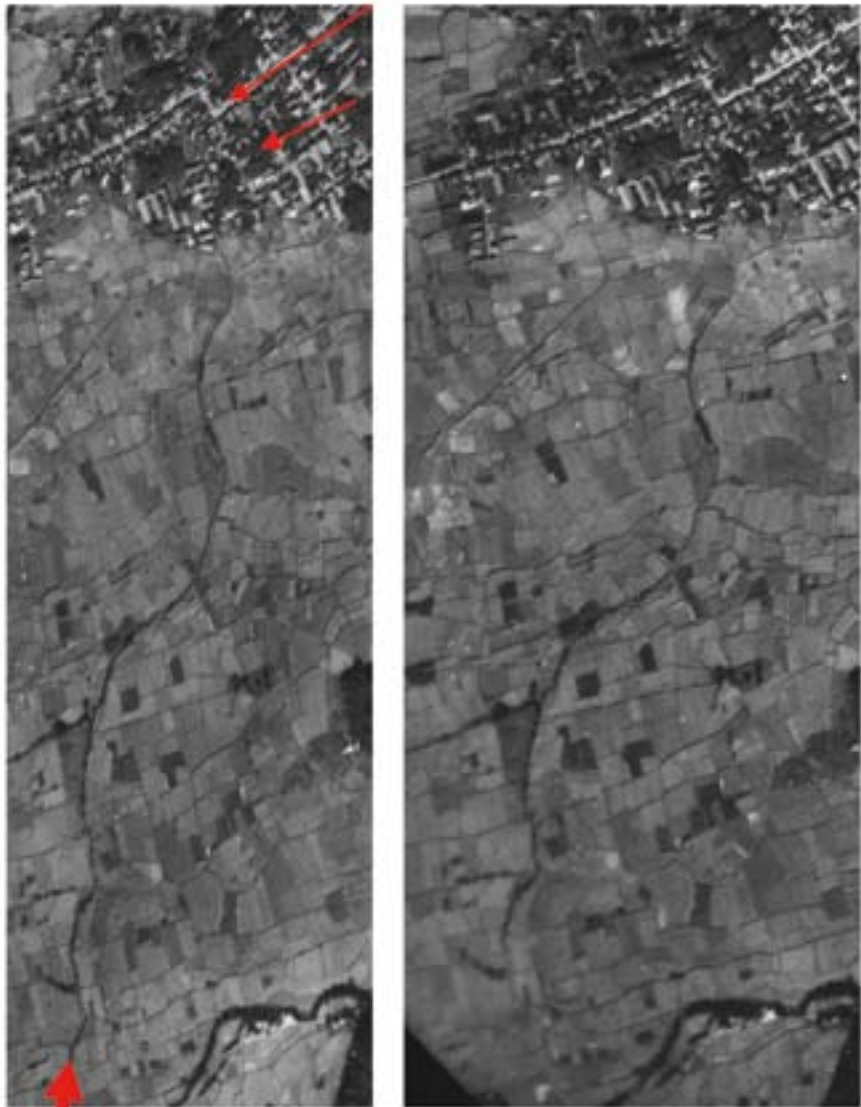


写真-3.6 福井平野東縁断層帯南部, 松岡町付近の航空写真
(米軍撮影R283-22, 23を使用)

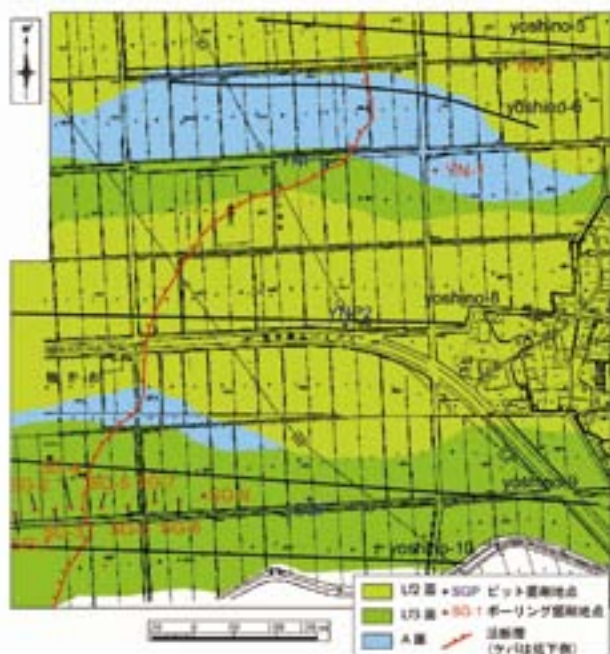


図-3.3 福井平野東縁断層帯松岡町付近の地形分類図⁹⁾

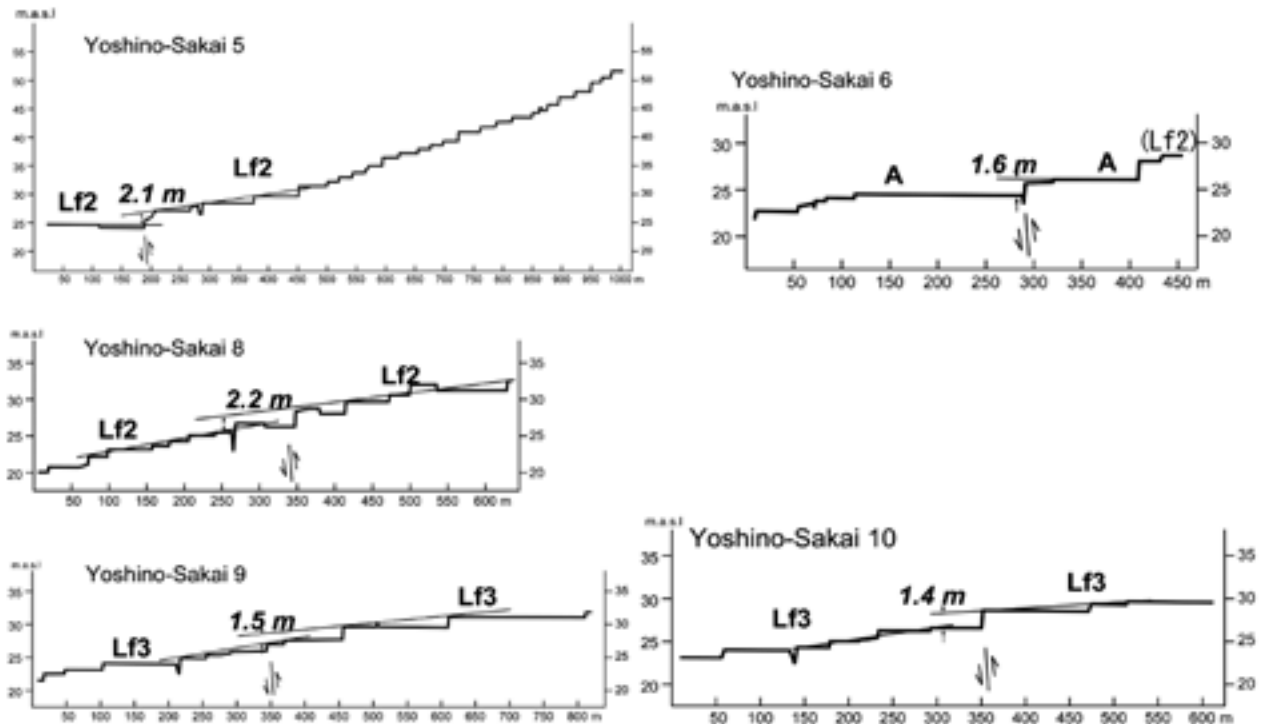


図-3.4 福井平野東縁断層帯南部、松岡町周辺における地形断面図⁹⁾

4. 変動地形から探る活断層の活動時期

活断層研究では、過去の地震の発生時期から活断層の再来周期と最新活動時期を明らかにし、将来の地震発生予測を行っている。これは通常断層によって切断された地層と断層を覆う地層の年代から、過去の活動時期を明らかにするものであり、断層露頭の観察結果に基づいて活動時期を判断する。ただ観察に都合の良い自然露頭は滅多にないため、人工的に地面を掘削し観察面を作るトレンチ掘削調査を行うことが一般的である。トレンチ調査の候補地は、断層崖が大き過ぎても掘削できず、また活動時期を知るためには年代測定試料となる腐植層などがなければならない。この好適地の選定には、変動地形が重要な役割を果たすが、一方で変動地形自体の形成年代と地形の変位量などから、過去の断層活動時期を特定することがある程度可能である。

その事例として先に紹介した福井平野東縁断層帯の南部について解説する(図-3.3)。福井平野東縁断層帯の図-3.3の範囲では、形成年代の異なる複数の地形面に断層変位が認められる。地形面の離水年代は、地形面構成層中に含まれるC¹⁴年代試料の測定結果によって明らかにされており、Lf2面で約14000~16000年前、Lf3面では約7000~8000年前、A面では約3700年前以降である。また各面の変位量は地形断面の測量結果から明らかにされており、Lf2面で約2.1~2.2m、Lf3面では約1.5~1.4m、最低位のA面では約1.6mである(図-3.4)。Lf3面とA面の変位量はほとんど変わらないことから、断層変位を受けた

回数は変わらないと判断できる。一方でLf2面の変位量はLf3面やA面よりも有意に大きいことから、少なくとも過去2回分の変位を受けたと考えることができる。したがって断層活動時期はLf2面形成以降かつLf3面形成以前に1回、A面形成以降に1回の計2回であり、最新活動時期はA面形成以降の約3700年前以降、一つ前の活動時期は約14000年前~16000年前以降であり約7000年前~8000年前以前と判断することができる。

福井平野東縁断層帯では、北部の瓜生断層においてトレンチ掘削調査が実施されており、過去の活動時期が明らかにされている⁹⁾。その結果では、最新活動時期が約3000年前以降で約2700年前以前の範囲であり、一つ前の活動時期は、約11000年前以降で約8200年前の範囲であることが明らかとなっている。福井平野東縁断層帯北部の瓜生断層と南部の松岡周辺が同時に活動するかどうか不明確な部分もあるが、松岡町付近の変位量と段丘の形成年代から示した断層活動時期と、瓜生断層のトレンチで明らかになった活動時期との間に齟齬は無く、少なくとも過去2回の活動については、断層帯が一括で活動し地震を引き起こした可能性を示唆するものである。同時に地形の形成年代とその変位量から過去の活動時期を推定する手法は、極めて有効であるといえる。

5. 写真測量による変動地形の復元

活断層による地形の変位や形成年代を調査することで、断層の過去の活動時期を明らかにできることを述べてきた。一方で過去に撮影された航空写真に見られる低断層崖などの変動地形が、現在もそのまま残存していることは極めて稀であり、特に平野部では、地形改変によって消失している場合が多い。航空写真の撮影時期が古ければ、多くの変動地形に関する情報を取得可能であるが、撮影からの経過年数が長いほど、被写体である変動地形が現地に残っていないという矛盾は、解消しがたい問題であった。ところが近年、写真測量の図化技術を開発することで、過去の航空写真を使って断層崖の形状や高さ、これを横切る地形断面を精度良く描くことができるようになってきた。特に米軍が撮影した1万分1航空写真における変動地形の復元は、変動地形学にとって極めて有益な情報を提供してくれる。

航空写真を図化するためには、GCP (Ground Control Point) を決定して航空写真を標定し、座標を持たせた数値地形モデルを作成する必要がある。古い航空写真ではこの作業が困難であったが、新しい写真を標定・図化し、次に新旧の写真に写る地物を同定し、その座標をGCPとして用いることで、古い写真を標定する方法が考案された¹⁰⁾。この作業によって、米軍撮影航空写真を用いても2-3m程

度での標定誤差を確保することが可能となり、数値地形モデルの画像において相対的位置関係から作成する地形断面にも、十分な標定精度が保証されるようになった。この図化手法の開発研究には、玉野総合コンサルタント株式会社地理情報部が、開発当初から取り組んでおり、現在も図化精度を向上させる様々な取り組みがなされている。

写真-5.1は先述した福井平野東縁断層帯南部、松岡町付近の写真-3.6とほぼ同じ範囲において1977年に撮影された航空写真である。圃場整備によって断層崖や段丘地形はほとんど消失した様子がわかる。この範囲において1946年、47年米軍撮影の航空写真を図化し、数値地形モデルを作成した上で地形断面測量を行った⁹⁾。図-3.4の地形断面図はすべて、写真-3.6を図化し作成したものである。

数値地形モデルによる地形断面の作成が可能になったことで、これまで現地で実測して取得していた場合と比較して、地形断面を精度良く大量に計測できるようになったことを意味する。このことは活断層の変位量分布を高い密度で取得・表現できるようになった。これを用いた研究として、断層による変位量を高密度で取得しその分布を調べた上で、断層の平均変位速度分布やネットスリップ分布を明らかにし、さらにそこからモーメントマグニチュードを算出することで、活断層が活動した場合のより正確な地震規模の推定を行うなどの研究に応用されている¹¹⁾。



写真-5.1 福井平野東縁断層帯南部、松岡町付近において1977年に撮影された航空写真

1948年米軍撮影の写真に見られた低断層崖や3段の河成面などの詳細な地形は、圃場整備によって全て失われている。(CCB77-6, C15A-1, C15A-2 国土地理院撮影)

6. おわりに

本稿では変動地形学による活断層の認定方法とその具体的事例、活断層の変位量や地形の形成年代に基づく断層活動時期の認定、写真測量技術による消失した変動地形の復元、変位量データの活用による地震規模の推定など、変動地形の認定方法から活断層研究におけるその活用例までを紹介してきた。活断層の調査研究において、変動地形学は極めて重要な役割を果たすことは、疑う余地もない。しかしながら、変動地形学の調査手法のみを用いて、すべての活断層を明らかにできる訳ではない。段丘地形のような有効な変位指標に乏しく、侵食量が大きな山地や丘陵地などでは、断層活動の痕跡である変動地形が不明瞭な場合がある。また著しく活動間隔が長い活断層や変位量が僅かな活動性の低い活断層についても、その存在を正確に掴むことが困難な場合がある。2000年鳥取県西部地震や2004年の岩手・宮城内陸地震を引き起こした活断層、1945年の三河地震を引き起こした深溝断層などはこれらにあたる。活断層の特性を明らかにしていくためには、変動地形学とともに地質学や地球物理学など、各学問の強みを生かしたアプローチが重要であり、複合的な検討が必要である。その中で本稿では変動地形学からなにがわかるのかについて、紙面の限り説明したつもりである。変動地形学について多少なりともご理解いただければ幸いである。

引用文献

- 1) 町田真: 地形学, 大明堂, 404p, 1984
- 2) 活断層研究会: 新編日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会, 437p, 1991.
- 3) 安江健一・廣内大助: 長野県山口村, 木曾川左岸における阿寺断層の露頭と活動, 活断層研究, 19, pp. 63-68, 2000.
- 4) 佃栄吉・栗田泰夫・山崎晴雄・杉山雄一・下川浩一・水野清秀: 2.5万分の1阿寺断層系ストリップマップ説明書, 構造図(7), 地質調査所, 39p, 1993.
- 5) 岡山俊雄: 阿寺断層とその最近の運動, 地理学評論(1959年度日本地理学会春季学術大会発表), 32, pp. 339, 1959.
- 6) 木曾谷第四紀研究グループ: 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, pp. 153-166, 1964.
- 7) Sugimura, A. and Matsuda, T.: Atera fault and its displacement vectors, Geol. Soc. Amer. Bull., vol.76, pp. 509-522, 1965.
- 8) 平野信一・中田高: 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, pp. 231-246, 1981.
- 9) 産業技術総合研究所: 福井平野東縁断層帯の活動性および活動履歴調査, 「活断層の追加・補完調査」成果報告書, H19-8, pp. 1-13, 2008.
- 10) 鈴木康弘・佐野滋樹・野澤竜二郎: 航空写真測量に基づく桑名断層の変位地形の解析—米軍撮影航空写真による活断層航測図化の精度—, 活断層研究, 22, pp. 76-82, 2002.
- 11) 鈴木康弘・杉戸信彦・隈元崇・澤祥・渡辺満久・松多信尚・廣内大助・谷口薫・田力正好・石黒聡・佐藤善輝: 平均変位速度分布に基づく糸魚川—静岡構造線断層帯北部の地震発生予測, 活断層研究, 33, pp. 1-14, 2010.



地形 を 読む

地すべり分野におけるGISを用いた地形解析の利用方法

国土防災技術株式会社 龍見 栄臣・竹村 文

1. はじめに

わが国における地理情報システム (GIS:Geographic Information System) は、平成7年の阪神淡路大震災をきっかけに災害対策及び防災分野でも利活用が進められてきた。その後、新潟中越地震や岩手宮城内陸地震、また先の東日本大震災といった大規模災害では、自治体が建物やインフラなどの被災状況を把握するためにGISが活用されたほか、個人のGISボランティアなどが協力、分担してデータ作成支援なども行うなどといった、新たな取組みも生まれた。

また平成23年に発生した台風災害では、山間地で発生した大規模崩壊などの斜面災害発生時に、現地の被災状況をいち早く把握するため、高精度の航空写真や衛星画像、航空レーザ測量等の成果をもとにGIS上で解析、分析等が行われた。その際、GIS上で崩壊地等を判読し、被災状況の把握を行うことで、迅速な避難勧告の発令や災害対策の検討に用いられた。

これまでの地形判読は、緊急時の対応に時間を要する場合や、判読者のスキルによって判読結果が異なるなどのデメリットがあった。しかし、GISを用いて地形判読を実施することで、迅速かつ客観的に詳細な現地の状況を把握することが可能になった。

本稿では、GISを利用して斜面災害の分野でもよく用いられる地形解析手法とその利用方法について紹介する。

2. わが国におけるGISの利用環境

2.1 データ整備のための関連法

災害発生時あるいは地形判読の際に、GISを活用するという認識が高まってきたことを受け、さらなる普及と関連データの充実を図るため、平成19年5月23日に地理空間情報活用推進基本法 (NSDI法:National Spatial Data Infrastructure, 平成19年 法律第63号) が成立し、平成24年3月に従前の基本計画から新たな地理空間情報活用推進基本計画が閣議決定された。

NSDI法はその基本理念として、地理空間情報の整備・提供、地理情報システムや衛星測位の利用推進、人材育成、関係機関の連携強化等による総合的・体系的な施策の実施が謳われ、誰もがいつでもどこでも必要な地理空間情報を使ったり、高度な分析に基づく確かな情報を入手し行動できる「地理空間情報高度活用社会 (G空間社会) の実現」を目指すこととしている。この中で、地理情報システ

ムに係る施策として、下記の項目が挙げられている。

- ・利用者にとって価値のある使いやすい地理空間情報を適切に整備・更新
- ・電子地図の基準として基盤地図情報等を利用
- ・社会一般に対し広く提供すべき情報については、インターネットを利用して可能な限り無償または低廉な価格で提供

2.2 基盤地図の整備状況

基盤地図情報¹⁾とは、地理空間情報のうち、電子地図上における地理空間情報の位置を定めるための基準となる測量の基準点、海岸線、公共施設の境界線、行政区画その他の国土交通省令で定めるものの位置情報であって電磁的方式により記録されたものをいう (法第二条第三項)。

表-2.2.1 基盤地図情報の種類

基盤地図の種類	内容	範囲
基盤地図情報 (レベル2500)	道路や河川、建物など	都市計画区域
基盤地図情報 (レベル25000)	道路や河川、建物など	全国
基盤地図情報 (数値標高モデル)	5m, 10mのメッシュデータ	10mは全国, 5mは一部
基盤地図情報 (測量の基準点)	電子基準点, 三角点, 多角点, 水準点	全国
基盤地図情報 (街区の境界線及び代表点)	街区の境界線と代表点	全国の都市計画区域

表-2.2.1に示すとおり、基盤地図情報の種類は5種類ある。このうち、基盤地図情報 (縮尺レベル2500) 及び基盤地図情報 (縮尺レベル25,000) は、25,000分の1地形図及び2,500分の1都市計画図をもとに作成した全国の都道府県などの行政区界や道路、海岸線などの情報がベクタデータで整備され、レベル2500は全国の都市計画区域、レベル25000は全国整備が行われている。また、基盤地図情報 (数値標高モデル) は、写真測量や航空レーザ測量を基に作成された5mメッシュ (標高) や25,000分の1地形図の等高線データ等を基に作成された10mメッシュ (標高) も整備され、10mメッシュ (標高) は全国で整備さ

れている。これらはユーザー登録後、データをダウンロードすることで利用可能となる。基盤地図情報は、「国土地理院が整備する基盤地図情報利用規約(試作版)」の範囲内で、自由に利用することが認められている。詳細については、基盤地図情報の情報サイトを参照されたい。

その他にも国土交通省国土政策局による国土数値情報²⁾や(独)産業技術総合研究所の20万分の1シームレス地質図³⁾、(独)防災科学技術研究所の地すべり地形分布図⁴⁾などがあり、利用規約に基づき、利用可能である。

3. 地形解析

3.1 使用するデータの諸元

解析に利用したデータは基盤地図情報(数値標高モデル)のうち、5mメッシュ(標高)データで、航空レーザ測量により取得された、家屋や橋、樹木等を取り除いた地表面データである。図-3.2.1にGIS上で利用できるように変換した数値標高モデルの例を示す。

3.2 数値標高モデル(DEM)

数値標高モデル(DEM:Digital Elevation Model)は、等間隔に並んだ標高を地形として表現したデータであり、数値地形モデル(DTM:Digital Terrain Model)と呼ばれることもある。基盤地図情報(数値標高モデル)が該当する。標高の間隔はメッシュやセルと呼ばれる。

広域の地形を判読するのに有効で、リニアメントや地形の境界線など判読に利用される。データの存在する地域では連続した情報を提供するため傾斜度等、様々な地形解析の基本データとなる。山頂部などがメッシュの大きさよりも小さい場合、平坦な尾根として表現されることもあるなどのデメリットも存在する。

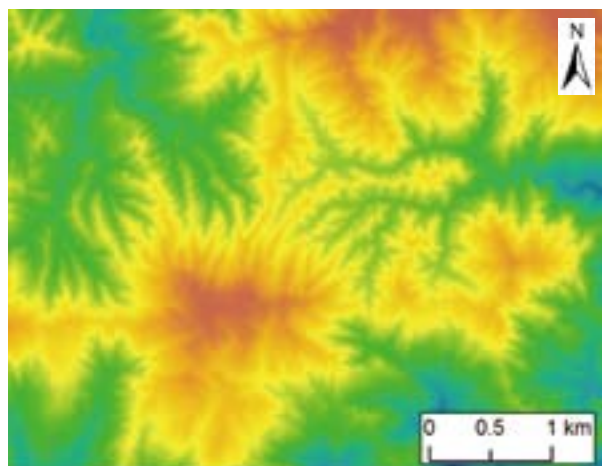


図-3.2.1 数値標高モデル(DEM)の例

3.3 等高線(Contour)

等高線は、地形上の同じ高度をつないだものを線分として表現する。対象地の高度のほか、等高線の形状から周辺の起伏や傾斜等地形に関する情報を得ることが可能である。その一方で、判読には経験を要する上、航空レーザ測

量データをもとに作成される等高線は、データが密であるため、データ量が膨大になる場合が多く、また等高線は不連続なラインという地物データであることから隣合う等高線との相対位置などの情報を持っていない⁵⁾。

1m間隔などの詳細な等高線を作成することができれば、小規模な崩壊地やガリーなども判読することが可能となる。

図-3.3.1に5m等高線の例を示す。

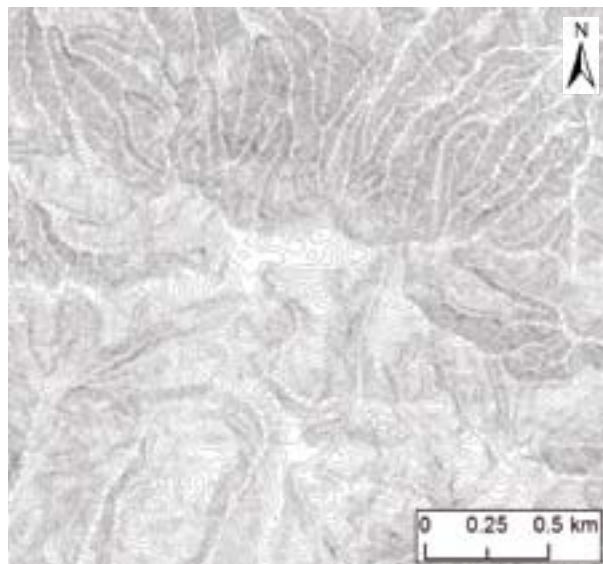


図-3.3.1 等高線の例

3.4 傾斜度(Slope)

GISにおける傾斜度(単位はラジアン)は、DEMの対象メッシュとその近傍メッシュの標高差から変化率を計算する以下の計算式で求められることが多い。

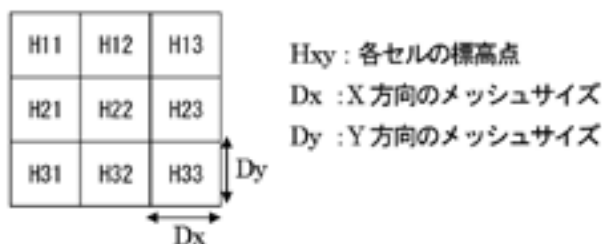


図-3.4.1 傾斜度の考え方

$$\text{傾斜度(Rad)} = \text{ATAN}(\sqrt{S_x^2 + S_y^2}) \quad (1)$$

式(1)の S_x 及び S_y の算出方法については、複数の方法が提案されており、よく利用されている式を(2)に示す。

$$S_x = \frac{(H_{13} + 2H_{23} + H_{33}) - (H_{11} + 2H_{21} + H_{31})}{8D_x} \quad (2)$$

$$S_y = \frac{(H_{31} + 2H_{32} + H_{33}) - (H_{11} + 2H_{12} + H_{13})}{8D_y}$$

式(2)では、対象メッシュ(H22)とその近傍メッシュとを比較して、それらの値の最大変化率を計算している。これは、

距離(メッシュサイズ)に対して最大の標高変化が、対象メッシュの最も急な傾斜となることを表している⁶⁾。式(1)以外にもいくつかの計算方法があるが、大きな違いはほとんどない。

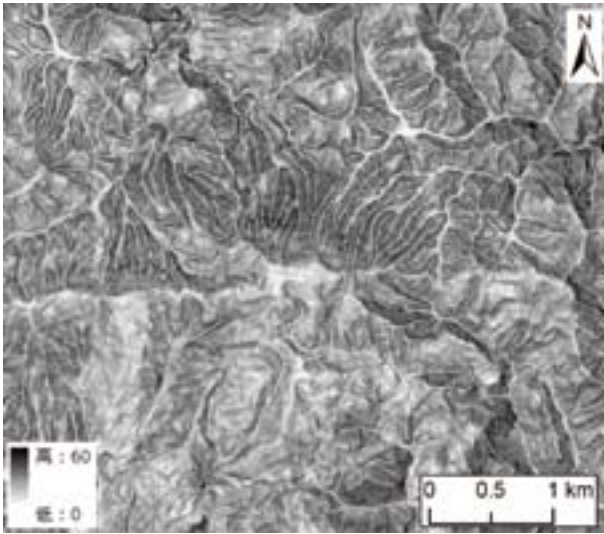


図-3.4.2 傾斜度の例

傾斜度は山地と平坦地の境界等、異なる地形間で生じる勾配の変化を捉えることで、両者を分離することが可能であり大まかな地形を捉える手法として広く活用されている⁷⁾。図化された傾斜度は、山地、火山、構造線・断層などの地形区分に活用され、また異なる岩石間で風化・侵食に対する抵抗が異なるとの考えから大まかな地質判読も可能であるとの報告もある⁸⁾。1m程度のメッシュサイズであれば、詳細な微地形判読にも利用できるが、傾斜が緩やかな箇所では、尾根部か谷部かの判読は見た目には難しい場合がある。

3.5 陰影図(HillShade)

陰影図は、任意の方位角と仰角を持つ無遠限の太陽を仮想光源とし、標高モデルのラスターデータ内の各セルに対し、隣接セルに対するイルミネーション値を算出する⁹⁾。

陰影図は、立体感を持って地形を表現できるため、等高線や標高モデルなどと比べて地形が把握しやすい反面、光源に対して垂直方向にある地物は表現されず、また光源を変えると同じ地物でも見え方が全く異なるなど、光源の方向が図上の微地形の出現の仕方に影響するなどデメリットも存在する。陰影図は、DEMや傾斜度などと重ね合わせて表示すると、地形の立体感を認識しやすくなる。

3.6 斜面方位(Aспект)

斜面方位は、DEMにおける対象メッシュから近傍メッシュに向かう下り勾配が最も大きい値となる面の真北方向を0度に時計回りの方位角として、数値化したものである。

平坦地の抽出や、崩壊地や地すべり地などの斜面方位を集計し、統計的に把握することによく利用される。

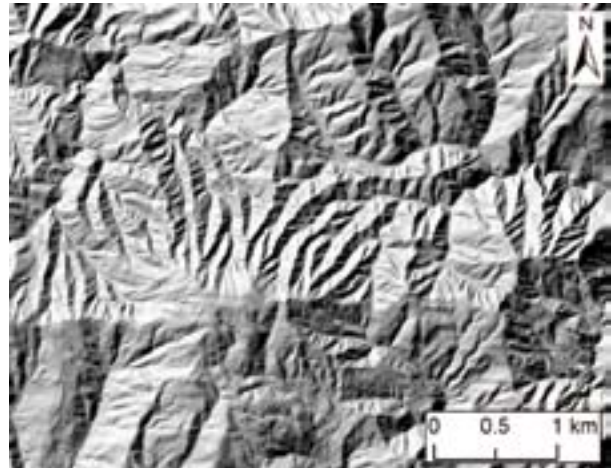


図-3.5.1 陰影図の例

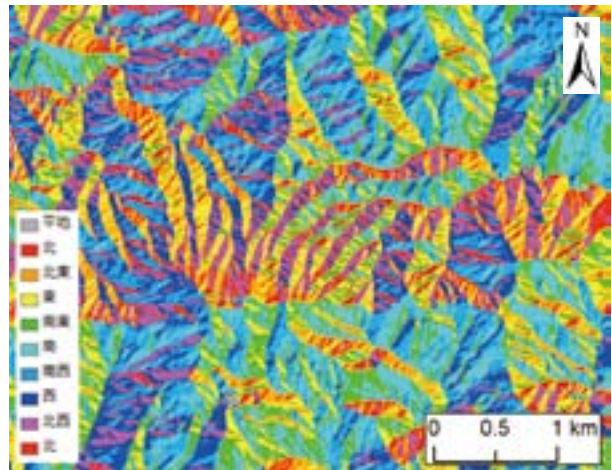


図-3.6.1 斜面方位の例

3.7 開度(Topographic Openness)

地上開度は、ある地点において空を見上げたときにどの程度上空が開いているかということの数値化したものである¹⁰⁾。一般に地上開度は周囲から高く突き出ている尾根部で大きくなり、窪地や谷部では小さい値をとる。同じ谷部でもV字谷とU字谷においては、前者のほうが小さい値をとり、後者は比較的広い平坦地となるため、大きい値となる。地下開度では逆の傾向となる。このことから、開度は尾根線および谷線を把握する際によく用いられ、地すべり地形においては滑落崖など突き出ている(又はへこんでいる)エッジの抽出などに活用されている¹¹⁾。

ある地点Aからの見通し距離Lの地上開度 ϕ 及び地下開度 ψ の計算式は以下のとおりである。

$$\phi = \frac{\phi_0 + \phi_{45} + \phi_{90} + \phi_{135} + \phi_{180} + \phi_{225} + \phi_{270} + \phi_{315}}{8}$$

$$\psi = \frac{\psi_0 + \psi_{45} + \psi_{90} + \psi_{135} + \psi_{180} + \psi_{225} + \psi_{270} + \psi_{315}}{8} \quad (3)$$

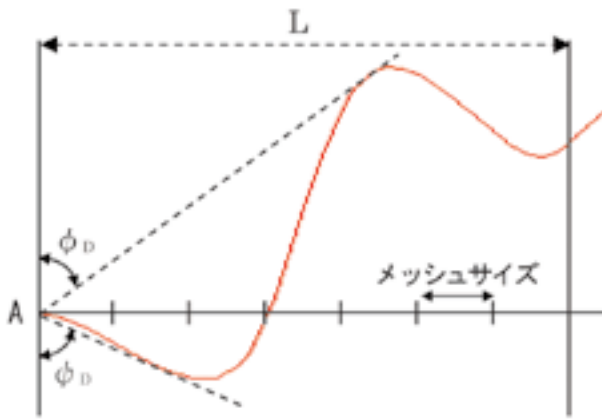


図-3.7.1 地点Aの方位Dにおける断面図

ここで、 ϕ_D と ψ_D は、ある地点Aの方位Dの方向について地点Aからの見通し距離L以内の範囲での最大の地上角又は地下角を示す。図-3.7.2の地上開度図を見ると、尾根(明)と谷(暗)の構造線が明瞭に抽出されているのがわかる。

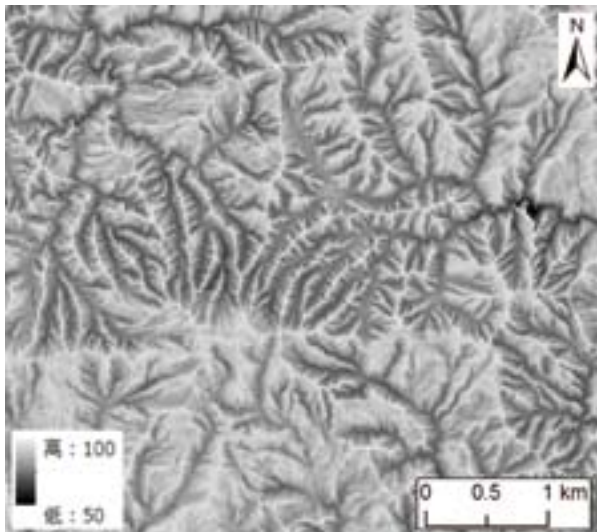


図-3.7.2 地上開度(見通し距離100m)

また、地上開度と地下開度の差分をとり、その2分の1を尾根谷度¹²⁾として利用することもある。尾根谷度は尾根や凸地形で正の値となり、谷や凹地形で負の値をとる。

図-3.7.2では、見通し距離を100mとしているので、各方位で計測するメッシュの数は20となる。

4. 高精度GISデータの活用

4.1 航空レーザ測量の普及と利用環境

航空レーザ測量とは、高度約2,000mを飛行する航空機に搭載された測距儀等を用いて、地表にある地物にレーザパルスを照射、反射光の到達時間と方向から地表の3次元座標を取得する測量技術である。

航空レーザ測量は、1995年頃に日本に初めて導入され、レーザ発光数の向上等、ハードウェアの改良が進められてきたことで、現在ではかなり普及が進んできた¹³⁾。

先に紹介した基盤図情報(数値標高モデル)も航空レーザ測量成果をもとに作成されたものも公開されており、より精度の高いデータをもとに地形解析などを行うことが可能となっている。

航空レーザ測量により取得される標高データの精度は概ね $\pm 15\text{cm}$ が標準であるが、平面位置精度は使用機器等によって異なるが概ね高さ方向のそれより低くなる。

基盤地図情報(数値標高モデル)における航空レーザ測量成果として、平成17年～平成21年にかけて1級河川沿いを中心に国土交通省が実施した航空レーザ測量成果を基にした高精度な数値標高データがある。このデータは、取得面積約134,000km²(国土の約35%)について、国土地理院の基盤地図情報サイトで5mメッシュ(標高)としてダウンロードが可能となっており、国土地理院の整備分と加えて、約170,000km²(国土の約45%)が提供されている。

図-4.1.1に基盤地図情報の10mメッシュ(標高)と5mメッシュ(標高)から作成した傾斜度と等高線を重ね合わせた図を示す。

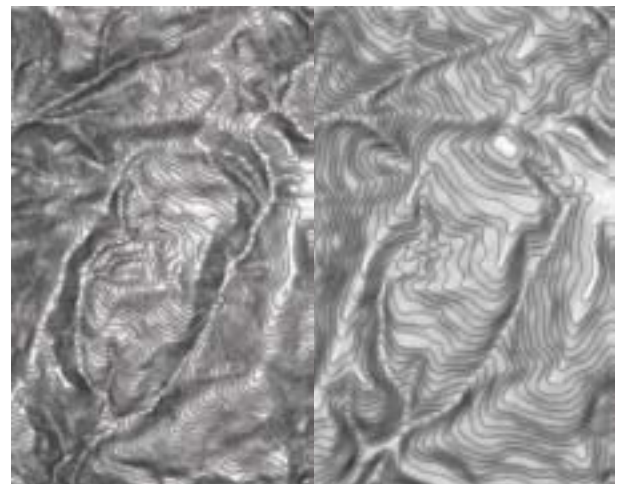


図-4.1.1 左:5mメッシュ 右:10mメッシュ
(等高線と傾斜度の重ね合わせ)

5mメッシュと10mメッシュでは、情報量としては4倍になるため、10mメッシュが全体的にぼやけて見えるのに対して、5mメッシュでは尾根や谷が明瞭に認識できることがわかる。

4.2 地すべり地形判読

4.2.1 地すべり地形分布図

地すべり地形分布図は、独立行政法人防災科学技術研究所により作成、公開されている。地すべり変動によって形成された地形的痕跡である「地すべり地形」を空中写真の実体視判読によってマッピングしたもので、地すべり地形GISデータとしてデータもダウンロードできる。地すべり地形分布図は、研究用途や業務対象地周辺の地すべり地形を把握するためなどに利活用されている。

ここでは、地すべり地形GISデータを前章において紹介

した地形解析結果を重ね合わせて、地すべり地形が地形解析で的確に抽出できるか検証を行うための比較対象として用いた。

4.2.2 地すべり地形の判読

地すべり地形の判読手順は、尾根地形の連続性(地すべり範囲の抽出)・遷急線の連続性(滑落崖上部と末端崖の抽出)・遷緩線の連続性(移動体上限および下限の抽出)・緩斜面部の包括(移動体の抽出)・小崖地形の連続性(変形構造の抽出)の手順を経る。

航空レーザ測量データは、崖地形や地形変換線を正確に捉えることができるため、空中写真に較べて、判読の時間が少なくなる。上述した地上開度や傾斜度などの解析データを用いれば、尾根や崖地形を立体的・視覚的に表現できるため、従来よりも詳細な地すべり地形を判読することが可能である。

図-4.2.1に等高線と地すべり地形データを比較した結果を示す。一般に、見分けやすい地すべり地形は、地すべりの移動により取り残された移動しない上部の明瞭な滑落崖と呼ばれる崖地形や移動土塊そのものの緩やかな斜面が残る場合である。図-4.2.1では、滑落崖が不明瞭となっているが、等高線の乱れなどから地すべり地形を呈していることが確認できる。

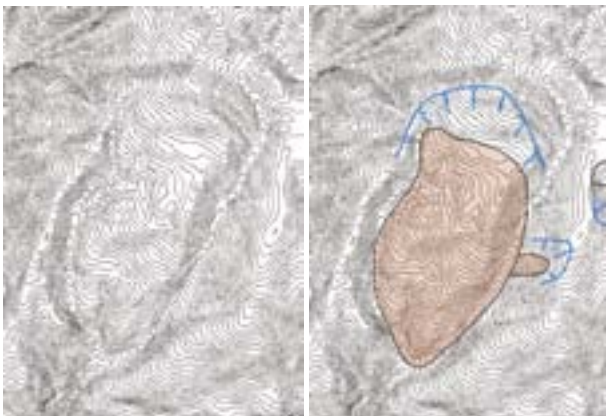


図-4.2.1 5m等高線と地すべり地形データの比較
(地すべり地形GISデータ：(独)防災科学技術研究所 地すべり地形分布図データベース)

次に、地上開度と傾斜度を重ねた図を図-4.2.2に示す。地すべり地形分布図では、冠頂が著しく開析された滑落崖とされているが、図-4.2.2を見ると滑落崖は2段になっていて、上段はピーク付近まで達した拡大性の亀裂であると推測される。

図-4.2.3に別の箇所における判読結果を示す。

地すべり地形分布図は必ずしも全ての微地形や地すべり地形を判読・表現しているとは限らないが、図-4.2.3は滑落崖や移動体がより明瞭・詳細に表現され、陥没帯も容易に抽出できることがわかる。さらに図-4.2.3からは、写真判読では抽出困難と考えられる小崖地形・分離小丘・末端崩壊などが判読でき、地すべりの機構解析に極めて有効な手法であることがわかる。

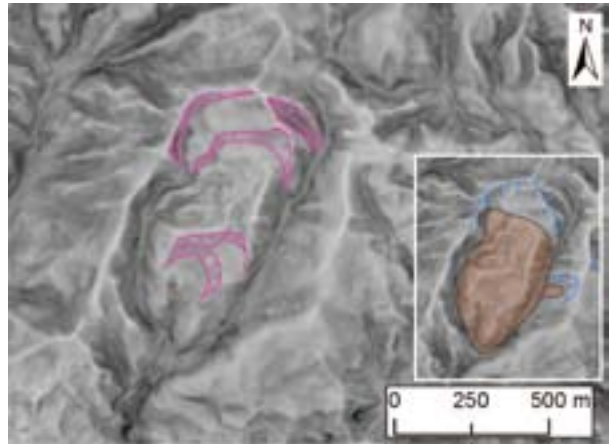


図-4.2.2 地上開度(40%透過)と傾斜度の重ね合わせ
(地すべり地形GISデータ：(独)防災科学技術研究所 地すべり地形分布図データベース)

5.おわりに

近年は、台風災害やゲリラ豪雨に伴う深層崩壊など地形に起因する自然災害も多く発生しており、今後も同様の傾向が続くと推測されている。平時において、GISを活用して、より定量的に、あるいは広範囲に地形判読を行い、災害が発生しうる場所を未然に抽出することで効率的な防災対策をとることが可能になると考えている。そのための研究も盛んに実施されている¹⁴⁾。

これまで地形判読は、地形に関する専門知識と経験がないと難しいとされてきた。GISによる地形解析を実施することで、より多くの情報や視覚的表現が加わることで、判読に客観的な材料を提供できるようになった。

基盤地図情報は、誰でもいつでも利用できるように整備されており、中でも数値標高モデルは、GISを利用した地形解析に非常に有用である。

地形解析を実行できるソフトウェアは、商用ソフトウェアだけでなくオープンソース¹⁵⁾もあり、低コストでの導入も可能になってきている。それに伴い、ウェブ上に存在する情報量も増加し、操作方法などの習得は以前より容易になっている。紹介した地形解析手法は、計算量が少ないため、一般的なパソコンの処理能力で、10mメッシュ標高データであれば、県全域程度の処理も可能である。また、地形解析は紹介した方法の他にも多々あり、今後も重要なツールとして活用されることを期待したい。

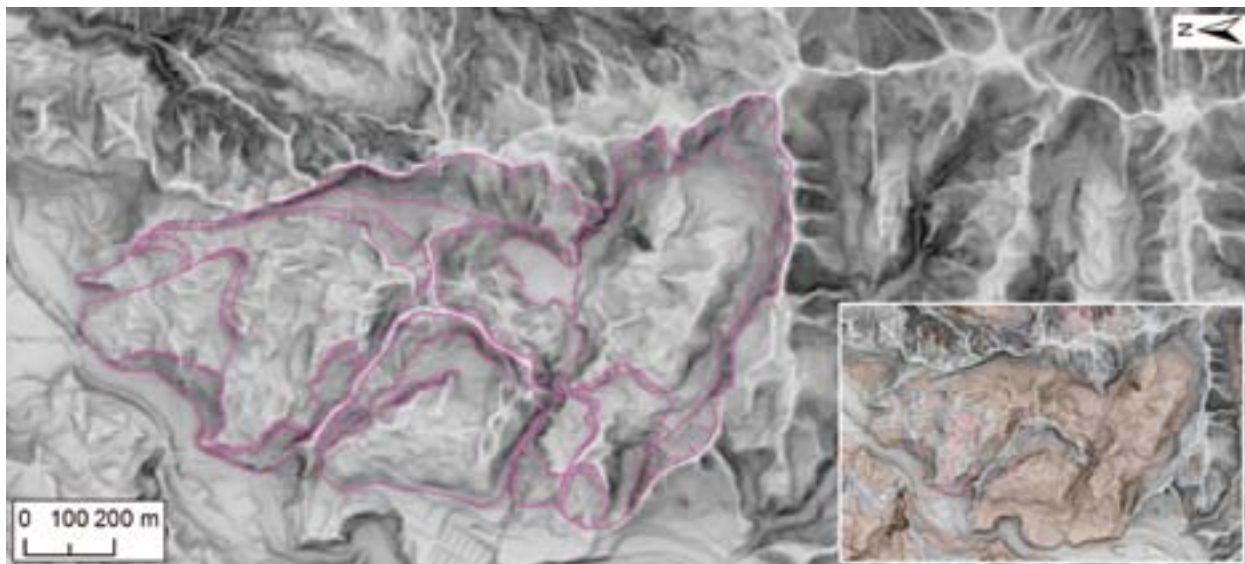


図-4.2.3 地上開度(40%透過)と傾斜度の重ね合わせを利用した判読結果
(地すべり地形GISデータ:(独)防災科学技術研究所 地すべり地形分布図データベース)

参考文献

- 1) 「基盤地図情報サイト」, <http://www.gsi.go.jp/kiban/index.html>, 国土地理院, 2013年2月4日
- 2) 「国土数値情報ダウンロードサービス」, <http://nlftp.mlit.go.jp/ksj/>, 国土交通省国土政策局, 2013年2月4日
- 3) 「日本シームレス地質図」, <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/>, (独)産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013年2月4日
- 4) 「地すべり地形分布図データベース - 防災科学技術研究所」, <http://lweb1.ess.bosai.go.jp/>, (独)防災科学技術研究所, 2013年2月4日
- 5) 神谷泉, 田中耕平, 長谷川裕之, 黒木貴一, 早田靖博, 小田切聡子, 政春 尋志: 傾斜量図の作成とその応用, 情報地質, Vol.10, No.2, pp76-79, 1999年
- 6) Burrough, P. A., and McDonell, R. A.: Principles of Geographical Information Systems (Oxford University Press, New York), 190 pp., 1998年
- 7) 岩橋純子, 神谷泉: 標高データを用いた画像処理手法による地形分類 - 国土数値情報を用いた例を中心として -, 情報地質, Vol.4, No.2, pp97-108, 1995年
- 8) 神谷泉, 黒木貴一, 田中耕平: 傾斜量図を用いた地形・地質の判読, 情報地質, Vol.11, No.1, pp11-24, 2000年
- 9) 株式会社ESRIジャパン: ArcGIS 10ヘルプ 陰影起伏(Hillshade)の仕組み
- 10) 横山隆三, 白沢道生, 菊池裕: 開度による地形特徴の表示, 写真測量とリモートセンシング, Vol.38, No.4, pp26-34, 1999年
- 11) 独立行政法人 土木研究所: 地すべり地における航空レーザー測量データ解析マニュアル(案), 土木研究所資料第4150号, 2009年
- 12) 千葉達郎, 鈴木雄介: 赤色立体地図-新しい地形表現手法, 応用測量論文集, Vol.15, pp.81-89, 2004年
- 13) 川野明夫, 川野睦也, 佐々原秀史: 航空レーザー測量によるレベル500地形図の作成について~事業初期段階における効率的な地形データの取得~, 平成21年度国土交通省 国土技術研究会: 自由課題(一般部門) 発表論文, <<http://www.mlit.go.jp/chosahokoku/h21giken/program/kadai/pdf/ippan/ippan2-11.pdf>>, 2009年
- 14) 横山修, 内田太郎, 中野陽子, 石塚忠範, 笠井美青, 鈴木隆司: レーザ測量データを用いた岩盤クリーブ斜面の表面形状把握, 砂防学会誌, Vol.64, No.6, p.13-24, 2012年
- 15) 「OSGeo.JP」, <http://www.osgeo.jp/>, OSGeo財団日本支部, 2013年2月4日

上記に示した地図の作成に当たっては、国土地理院長の承認を得て、同院発行の基盤地図情報を使用した。(承認番号 平24情使, 第689号)

地形 を 読む

沖積低地の地形と堆積物 ～濃尾平野を例に～

名古屋大学大学院環境学研究科 堀 和明

1. はじめに

日本の平野は主として、沖積低地（沖積平野）と台地（段丘）で構成されており¹⁾、古くから人間生活の場として利用されてきた。とくに沖積低地では、近世前期以降に河川改修工事や干拓がおこなわれ、耕地面積が増大した。また、戦後になると、臨海部の埋立てが進み、大規模な港や工業地帯が各地に出現した。

しかし、沖積低地は河川から運搬されてきた土砂が海や湖に堆積することで形成されてきた低平な地形であるため、上流域のダムや河川・海岸に沿って伸びる人工堤防が整備される以前は、洪水や高潮、津波などの危険に常にさらされてきた。なかでも河川の増水は毎年決まった時期、日本の場合は梅雨や台風の襲来する時期、に起こり、河川が氾濫するたびに低地に暮らす人々は湛水被害を受けてきた。よく知られているように、濃尾平野にみられる輪中集落は、こうした洪水被害を軽減するための工夫であった。

第二次大戦直後、戦時中に治水工事が進まなかったことや枕崎台風をはじめとする大型台風が日本列島に頻繁に襲来したことにより、日本の沖積低地では大規模な洪水被害が頻発した²⁾。また、食糧増産のために、水田が広く分布する沖積低地の地形・地質学的な知識が求められた²⁾。こうしたなか、洪水の予測や治水対策をおこなう目的で、1956年から総理府資源調査会（科学技術庁資源局）により水害地形分類図が作成されるようになった。図-1.1は大矢によって作成された濃尾平野の水害地形分類図³⁾である。また、1960年以降は国土地理院による洪水地形分類図や土地条件図、治水地形分類図が作成されてきた。2007年度からは治水地形分類図の更新が始まり、その成果は更新前の分類図も含めて、国土地理院のウェブサイトで見ることができる。

沖積低地は起伏が小さく、低平であるため、上記のような詳細な地形分類図を作成する際には、航空写真の実体視による地形判読が必須となる。また、その地形の成因や形成時期を明らかにするためには、地表面下に分布する堆積物を採取・分析することが求められる。本稿では沖積低地にみられる堆積システムについて簡単に説明した後、濃尾平野を事例に、地形やそれを構成する堆積物の特徴を紹介する。

2. 平野にみられる堆積システム

日本の沿岸には、河川や波、潮汐的作用によって形成された平野が発達する。また、このような平野は、第四紀の氷



図-1.1 木曾川流域濃尾平野水害地形分類図³⁾

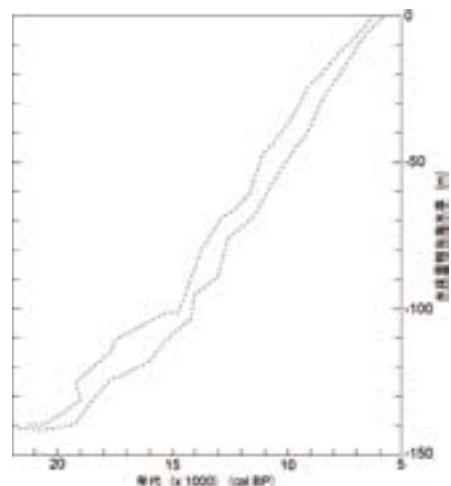


図-2.1 氷床量相当の海水準変動値⁴⁾

期—間氷期サイクルにともなって100m規模で上下動を繰り返してきた海水準変動に強い影響を受けてきた。

図-2.1は、この20年間ぐらいに沈水サンゴ礁や陸棚のコア堆積物の解析により蓄積されてきた過去の海水準に関するデータとアイソスタシー(荷重に対する固体地球の変形)の影響を考慮にいた地球物理学的モデルから復元された海水準変動曲線⁴⁾である。この図によれば、最終氷期最盛期の21,000年前頃には海水準が現在よりも130~140m程度低下していた。その後、氷床の融解にともなって、海水準は1,000年あたり1m以上の速さで上昇した。この上昇は7,000~8,000年前以降に減速し、現在に至る。

海進期・海退期において、沿岸域にどのような堆積システムが発達するかを提示した模式図^{5),6)}を示す(図-2.2)。なお、海進・海退は海岸線の後退・前進をそれぞれ意味する。河口付近では海進期にエスチュアリスシステム、海退期にはデルタシステムが発達する。また、河川の影響が小さいあるいはほとんどない沿岸域では、潮汐や波浪の影響の程度に応じて、海退期には潮汐低地や浜堤平野、海進期にはバリアー—ラグーンシステムが形成されやすい。

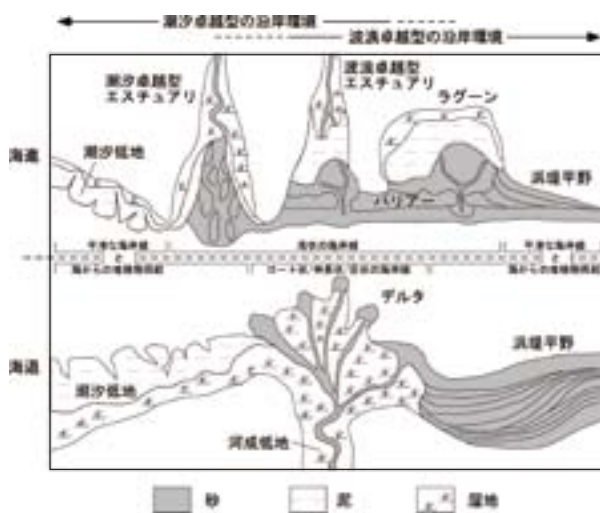


図-2.2 海進期・海退期において沿岸域に発達する堆積システム^{5),6)}

図-2.1との関係でいうと、海水準上昇が急速であった約8,000年前までは世界の沿岸域のほとんどで海進期の堆積システムが発達し、このシステムが陸側へ移動を続けた。その後、海水準上昇速度が大きく低下し、海退期の堆積システムに移行するようになった。ただし、土砂供給量の小さい場所や、地殻変動やアイソスタシーの影響により相対的な海水準上昇が続いている場所では、海進から海退へ移行する時期が遅れたり、海退期の堆積システムが顕著にみられなかったりする。

日本では相対的海水準が過去約6,000年にわたってほぼ安定しており、河川からの土砂供給量も大きいため、河

口部にみられる平野の多くで、海水準上昇時(いわゆる縄文海進時)に形成された湾入部の埋積がすでに完了している。つまり、現在の沿岸域には海退期の堆積システムが発達している。たとえば、東京湾や伊勢湾、瀬戸内海、有明海といった外洋に直接面していない海域に流入する河川の河口部にはデルタシステムがみられる。本稿で事例として取り上げる濃尾平野もこのタイプである。一方、潮差が極めて小さく、波浪の影響が強い、日本海に流入する河川がつくる平野では前進する堆積体がみられるにも関わらず、波浪の影響が強すぎるため、海岸線は平滑に近い形状をとる。これらの堆積体の多くは、おそらく海進時のバリアー—ラグーンシステムにおいて湾頭デルタから進化し、ラグーンの埋積が進んできたものである⁷⁾。ちなみに、河口の河床勾配が大きく(1/1,000~2/1,000以上)、河口付近まで粗粒な堆積物を運搬している河川、たとえば黒部川や安倍川などが形成する堆積体は、扇状地とみなすこともできる。

3. 濃尾平野の概要

濃尾平野は木曾三川と称される木曾川・長良川・揖斐川をつくる沖積平野であり(図-3.1)、沖積低地の面積の占める割合が、更新世に形成された台地と比べて大きい¹⁾。また、先述したように、沖積低地はデルタシステムをなしている。

木曾三川の流域面積は9,100km²で、その内訳は、木曾川5,275km²、長良川1,985km²、揖斐川1,840km²となっている。流域の年間降水量は約2,500mm、年平均流量は約170x10⁹m³である。また、木曾三川が流入する伊勢湾の潮差は大潮時で1.9m、平均波高は0.3mである。

沖積低地の面積は約1,300km²で、地形は一般的に上流側から扇状地、自然堤防帯(蛇行原)、三角州に大きく区分される。扇状地は河川勾配の小さくなる、山地と平野の境界付近に形成されている。たとえば木曾川は犬山付近を扇頂とする100km²程度の規模をもつ扇状地を形成しており、扇状地上には一之枝川(現青木川)、二之枝川(三宅川)、三之枝川(日光川)などの旧派川がいくつかみられる。また、現在の流路の平面形態は網状を呈し、河床物質も砂礫からなる。ただし、この扇状地の勾配は、養老山地の東縁に沿ってみられる小規模な扇状地に比べて小さく、0.14°程度である⁸⁾。扇状地の下流側に広がる自然堤防帯(蛇行原)は、旧河道、自然堤防に代表される微高地、後背湿地(後背低地)といった微地形で特徴づけられる。この区間では河川の蛇行(曲流)もみられる。とくに木曾川左岸側に位置する稲沢市およびその周辺には旧河道が多く認められる。三角州は、平野の西側を流れる揖斐川や長良川沿いに広く分布するが、大部分が平均潮位以下であるため⁹⁾、伊勢湾台風時の高潮で甚大な浸水被害を受けた。干潟ではとくに江戸時代以降に干拓が進められ、耕地の拡大をみた。さらに20



図-3.1 濃尾平野の地形²⁵⁾

世紀後半には埋立てが活発におこなわれた。その結果、現在の海岸線は直線的になっている。

海岸線よりも海側に位置する三角州の水中部分は水深2.5m付近まではほぼ平坦になっており、木曾川の流軸に沿って滞りがみられることもある¹⁰⁾。さらに水深10m付近に向かって傾斜が大きくなり、それ以深では再び緩傾斜になる。

台地は沖積低地の周囲にみられ、たとえば、平野の南東側では堀川付近よりも東側に台地(熱田台地と呼ばれる)が分布する。名古屋城、栄、金山、熱田神宮は、この熱田台地上に位置する。さらにその東側には開析が進み平坦面があまり残されていない台地や丘陵地がみられるようになる。余談になるが、以上のような台地と低地の違いは東京や大阪にもみられ、江戸城(現在の皇居)や大阪城も名古屋城同様、台地上に立地している。

濃尾平野は、西端を通る養老断層の活動によって、西に傾動しつつ沈降を続けている¹¹⁾。平野西部の沈降速度は年1mm程度である¹²⁾。この傾動運動により、とくに平野の西部において第四紀に堆積した地層が地下に厚く分布する。

平野下に分布する沖積層は、低地の開発にともなって実施されてきたボーリング調査の際に得られる柱状図や土質サンプルの解析・分析によって、その層序や特徴が明らかにされてきた。沖積層は、最終氷期以降の海水準変

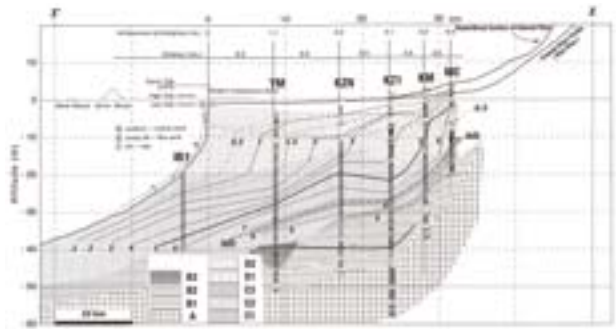


図-3.2 地下地質断面図¹⁶⁾

動に応答して形成されており、層相によって下位から沖積層基底礫層、下部砂層、中部泥層、上部砂層、頂部陸成層に区別されている¹³⁾。地層名との関係でいえば、沖積層基底礫層は第一礫層、下部砂層は濃尾層、中部泥層、上部砂層、沖積陸成層は南陽層¹⁴⁾にそれぞれほぼ相当する。沖積層の厚さは臨海部で50~60mに達し、一部の例外を除き上流側に向かって薄くなる。

最近の研究では、オールコア堆積物に堆積相解析を適用し、堆積相や堆積システムが検討されている。また、加速器質量分析装置(AMS)を用いた放射性炭素年代測定が普及し、沖積層に多数の年代を入れることが可能になった。その結果、沖積層の断面図に時間線を入れ、その形成過程が1,000年オーダーで議論されるようになった^{15), 16)}。

図-3.2は、このような研究で得られた濃尾平野の地形地質縦断面図¹⁶⁾で、木曾川に沿って犬山付近から伊勢湾までが描かれている。10,000年前から8,000年前ぐらいまでは海進が進み、その後、デルタの形成が始まり、デルタが海側へ前進していったことが分かる。また、デルタフロント(三角州の水中部分の傾斜の大きいところで、地層では上部砂層に当たる)の通過時期から、デルタの前進速度が一定ではなかったことが伺える。

4. 空中写真, 地形図, 数値地図による地形判読

空中写真判読によって平野の地形を分類する際には、形態や色調、きめ、模様、傾斜変換線などに着目する¹⁷⁾。たとえば、蛇行する河川の旧河道を判読する場合には、標高が周囲に比べて低いこと(凹地状)や、狭い幅で帯状に伸びること、色調が暗いこと、土地利用の多くが水田であることなどが手掛かりとなる。1枚の写真のみでは実体感(立体感)は得られず、土地の高低は分からないので、撮影範囲の一部が重複(オーバーラップ)するように撮影された2枚の写真を並べて実体視し、地形を判読していく。

平野の地形は、農地の区画整理や河川改修、海岸部

の干拓や埋立てにより大規模に改変されてきたので、判読に用いる写真は古い時代に撮影されたもののほうが望ましい。日本では、米軍が1946年から1948年にかけて日本全域を撮影した縮尺約1/40,000のモノクロ(白黒)空中写真を利用できる(鉄道沿線や主要平野部では1/10,000の写真も撮影されている)。ただし、米軍写真では縮尺が小さすぎる場合や写真がぼやけている場合には、国土地理院が1960年代に撮影した、縮尺の大きい空中写真を利用することも有効である。

はじめに木曾川が形成した扇状地(江南付近)の空中写真を図-4.1に示す。写真中央のやや上を東西方向に流れる大きな河川が木曾川である。州の部分は砂礫質のため白く見える。木曾川の南側には、周囲よりも暗く、屈曲しながら南西方向に帯状に伸びる形態が認められるが、これは旧河道で、土地利用は田である。木曾川より北側(各務原)にも周囲よりも暗い部分があり、これらも旧河道と解釈され、木曾川が流路を頻繁に変えてきた、あるいは越流や破堤を繰り返してきたことが示唆される。また、後述する旧版地形図でも確認できるが、こうした旧河道に比べて明るく見える部分には桑畑が多くみられる。

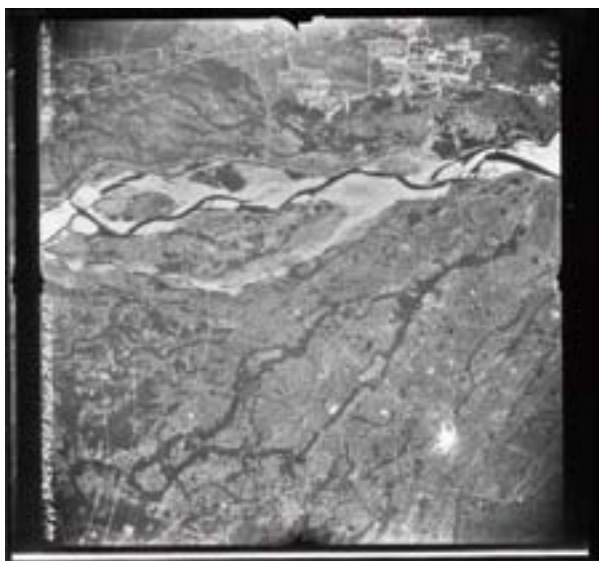


図-4.1 江南付近の空中写真

(写真名:USA-M438-44縮尺:1/43,799,撮影日:1947年8月27日)

次に、自然堤防帯に位置する、長良川と揖斐川に挟まれた岐阜県安八郡安八町牧付近(図-3.1のAP付近)をみてみよう。写真(図-4.2)の西端を南に向かって流れる河川が揖斐川、南東端に見える河川が長良川である。揖斐川の東側には、屈曲しながら南北方向に帯状に伸びる土地があり、この中を水路が走っている。色調が暗いことから、土地利用は水田である可能性が高い。また、これらに沿って、西側には集落、東側には農地が分布する。南東

側の農地は、写真で白っぽく見えることから、おそらく畑地である。また、集落と揖斐川との間にも農地が広がっており、色調から水田と判断される。

前述したようにオーバーラップする2枚の写真を実体視すれば、土地の高低を把握できる。先ほど説明した、屈曲しながら南北に帯状に伸びる土地の高低は、その両側に分布する集落や農地よりも低い。地形分類では、この低い場所が旧河道、その両側に伸びる標高のやや高い場所が自然堤防と解釈される。また、集落と揖斐川に挟まれた土地は後背低地(後背湿地)である。

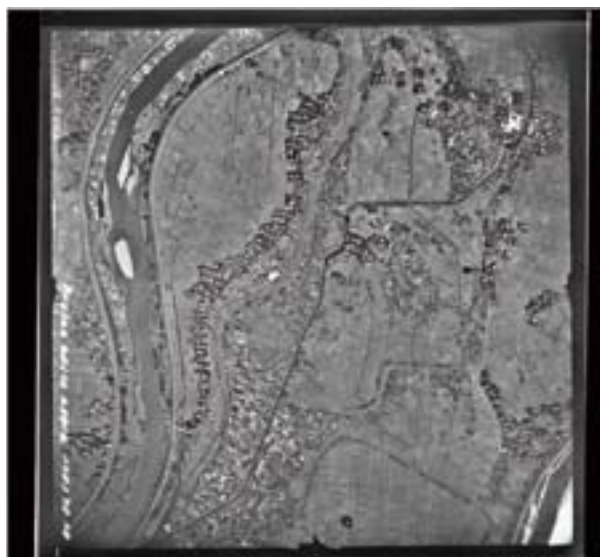
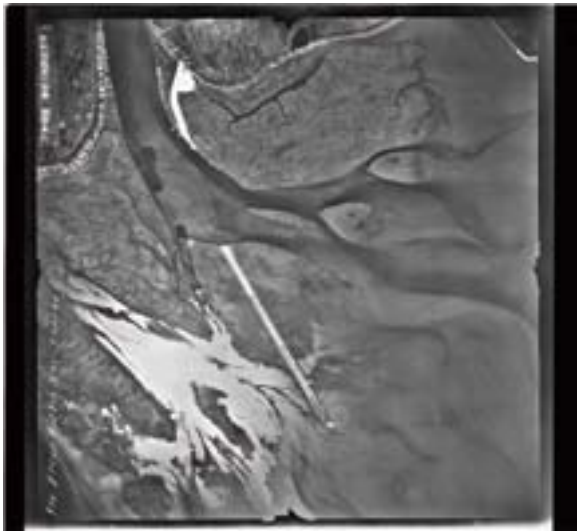


図-4.2 安八町付近の空中写真

(写真名:USA-R1854-8,縮尺:1/12,898,撮影日:1948年10月7日)

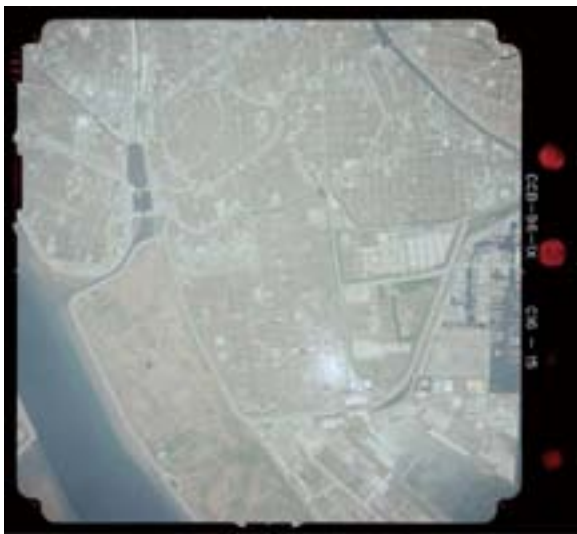
最後に河口付近(三角州)をみてみよう。図-4.3は撮影時期の異なる、鍋田干拓地付近(図-3.1のNB付近)の3枚の空中写真である。鍋田では江戸時代末期から一部で干拓がおこなわれていたが、本格的な干拓は戦後になってからである。干拓地は1959年に完成したが、よく知られているように、その年の9月に襲来した伊勢湾台風によって壊滅的な被害を受けた。図-4.3(a)は1949年に撮影された干拓完成前の空中写真である。この写真では、干潟や、河道に並行して伸びる河口州を確認でき、この場所が(当然のことではあるが)海だったことをみてとれる。また、州の上には屈曲したクリーク(滞)をみることができる。図-4.3(b)は伊勢湾台風直後の写真である。干拓地にはまだ水(海水)が残っている。また、図-4.3(a)にみられた流路の一部がこの写真にも現れているように見え、かつての地形が浮き彫りになっている様子を伺える。図-4.3(c)は1996年に撮影されたカラー空中写真で、かつての流路を識別することは困難になっている。また、干拓や埋立てがさらに海側に進んだことがわかる。



(a)



(b)



(c)

図-4.3 鍋田干拓地付近の空中写真

(a)写真名:USA-R2800-94, 縮尺:1/12,983

撮影日:1949年5月9日

(b)写真名:KK592YZ-P20B-230, 縮尺:1/20,000

撮影日:1959年11月26日

(c)写真名:CCB961X-C16-15, 縮尺:1/25,000

撮影日:1996年5月15日

空中写真のみでなく、地形図も地形を読む際に用いられる。とくに人工改変の少なかった明治・大正期に発行された地形図(旧版地形図)は多くの有益な情報を提供してくれる。これは人工改変が進む前の平野において、地形を反映した土地利用や道路形態が広く認められるためである。たとえば、後背低地や(泥質な)旧河道は田, 自然堤防をはじめとする微高地は畑や桑畑, 果樹園, 集落, (砂礫質な)旧河道は畑や荒地となっていることが多い。また, 現在の地形図には使用されていない地図記号も地形を読む手掛かりになる。大正6年の地形図図式において, 田は沼田, 水田, 乾田に区分されており, 土地の排水性を推定することができる¹⁸⁾。このほか流路内に矢印で示された感潮限界も, 平野の最下流に形成される三角州の範囲を検討する際に有益である¹⁸⁾。

図-4.4の地形図は, 養老山地東縁から濃尾平野に流下してくる小倉谷が形成した小規模扇状地を示している。小倉谷は天井川となっているが, これは小倉谷を横切る等高線の一部が下流側に飛び出していたり, 小倉谷が南北方向に走る近鉄養老線や津屋川の上を通過していたりすることから読み取れる。こうした特徴もあってか, この付近の地形図は大学入試の問題(地理)で取り上げられることがある。



図-4.4 小倉谷が形成する扇状地
(国土地理院の電子国土Webシステムを使用)

先ほどの安八町牧付近の明治時代の地形図をみてみよう(図-4.5)。空中写真判読で旧河道とした場所に揖斐川が流れており, この右岸に沿って牧の集落が伸びている。また, この付近には輪中集落が形成されており, 牧村も馬瀬村とともに牧輪中を構成していた。

実は, 明治時代(1868-1912)の木曾三川分流工事の際にこの河道が放棄され, 揖斐川は図-4.2にみられる現在の河道に付け替えられた。また, 歴史記録によると, 揖斐川

は流路を何度も変えており、慶長年間(1596-1615)の洪水時にここを流れるようになったとされている¹⁹⁾。したがって、写真判読(図-4.2)で認められた旧河道は極めて新しい地形である。つまり、最近の地形だからこそ、空中写真で明瞭に認められるとも言える。自然堤防と解釈した場所は、白く抜けているが、これは当時の畑地である。また、後背低地と解釈した場所には水田記号がみえる。



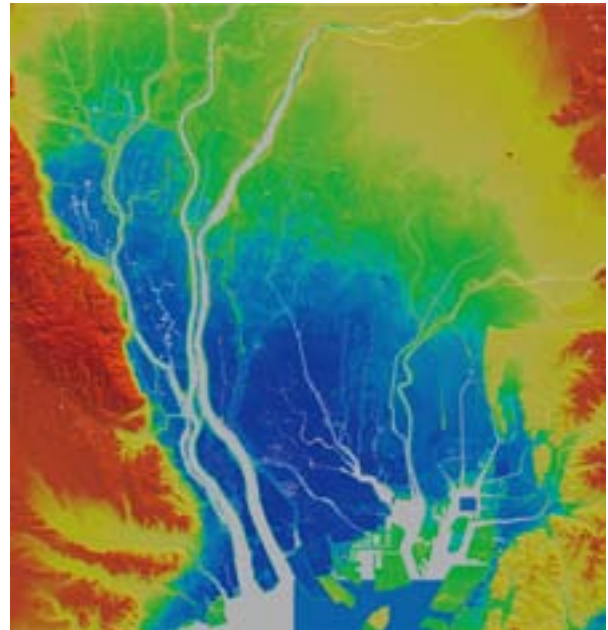
図-4.5 安八町付近の旧版地形図
(1892(明治25)年発行, 5万分の1地形図「津島」「大垣」)

図-4.6は大正時代に発行された2.5万分の1地形図である。木曾川および長良川では、海津町付近に感潮限界の記号がみられる(図中矢印)。この位置は図-3.1の自然堤防帯と三角州の境界付近にあたる。

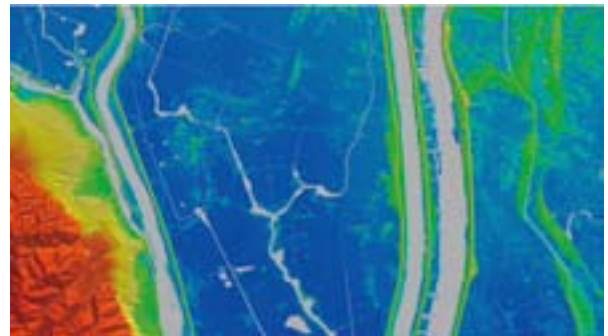


図-4.6 木曾川, 長良川の感潮限界
(1924(大正13)年発行, 2.5万分の1地形図「津島」)

最近では数値地図の整備も進んでいる。とくに航空レーザ測量で取得されたデータをもとに作成されている5mメッシュの数値標高モデルは、平野内の地形の特徴や標高分布の把握に適している。濃尾平野でも、5mメッシュの



(a)



(b)

図-4.7 5m DEMでみた濃尾平野.
(a)濃尾平野, (b)平野の一部を拡大した図

データを利用することができ、GISソフト等で地図表示させることで、平野の標高分布を詳細に知ることができる(図-4.7(a))。

養老山地東縁には直線的かつ比高の大きな崖(斜面)、堀川沿いには熱田台地と沖積低地を境する崖もみられる。低地内をみると、北東縁に分布する扇状地で標高が高く、海側に向かって標高が低下する。とくに濃い青色で示された地点は0m以下であり、海面下にある土地の分布を瞬時に把握することができる。また、臨海部の埋立地の標高が干拓地に比べて高いことや(拡大表示をすると)木曾三川沿いの人工堤防が周囲の後背低地に比べて明らかに高いことなども読みとることができる(図-4.7(b))。

5. 地形を構成する堆積物

空中写真判読や地形図読図によって沖積平野の地形を分類することはできるが、その地形がいつ形成されたのか、

また、どの深さまでその地形が続くのか、言い換えると、どの深さまでその地形を構成する堆積物が分布するのか、を明らかにすることは難しい。このような場合、ボーリング調査による堆積物の採取、分析が必要になる。たとえば、自然堤防帯を考えた場合、流路は側方に移動するので、平野内で堆積物の累重が生じている場合、旧河道や自然堤防堆積物の下に、後背低地の堆積物が存在することがある。

従来の地理学や地形学では、地形を判読することに重点が置かれていたように思われる。一方、地質学や堆積学、土質工学では、土(堆積物)の物理的性質や地層の累重様式への関心が高かったと考えられる。侵食地形の場合、堆積物は失われるが、堆積地形の場合、堆積物は残される。日本にみられる沖積低地は基本的に堆積地形であるから、地形を判読することに加え、その地形を構成する堆積物に関する理解を深めることが重要である。

図-4.1および図-4.5において、(揖斐川の)旧河道、自然堤防、後背低地と判読された場所でボーリング調査がおこなわれた^{20), 21)}。ボーリング地点は旧河道を横切るように設定された5地点(図-4.5)である。また、それらに沿った地形断面図を図-5.1に示した。図-5.2はAP1~AP5コア堆積物の柱状図、図-5.3はAP1とAP2コア堆積物の柱状図のみを拡大し、AP1の最下部までを示した図である。

図-5.1から、旧河道は標高が4m程度、幅が約100mであることがわかる。また、左岸側にみられる自然堤防と旧河

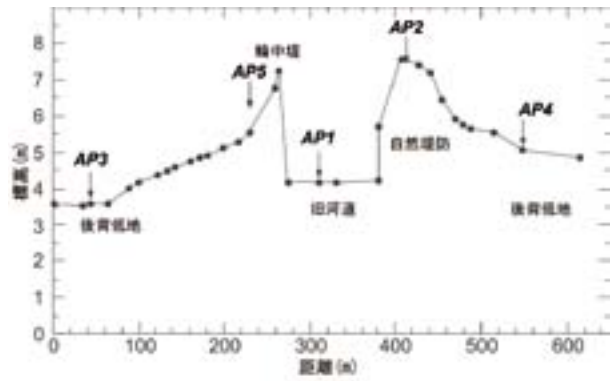


図-5.1 揖斐川の旧河道を横切る地形断面図

道および後背低地との比高はそれぞれ3m, 2mとなっている。現存する自然堤防の横断面形は非対称で、旧河道側に向かう斜面のほうが、後背低地へ向かう斜面よりも傾斜が大きい。

旧河道に位置するAP1地点では、水田土壌の下位に河道堆積物と考えられる3.6mの厚さをもつ砂礫層が認められた(図-5.2, 図-5.3)。また、この砂礫層はAP1地点のみで確認された。礫は円磨されており、礫径は最大3~5cmである。この砂礫層は下位にある泥質な後背低地堆積物を侵食している。

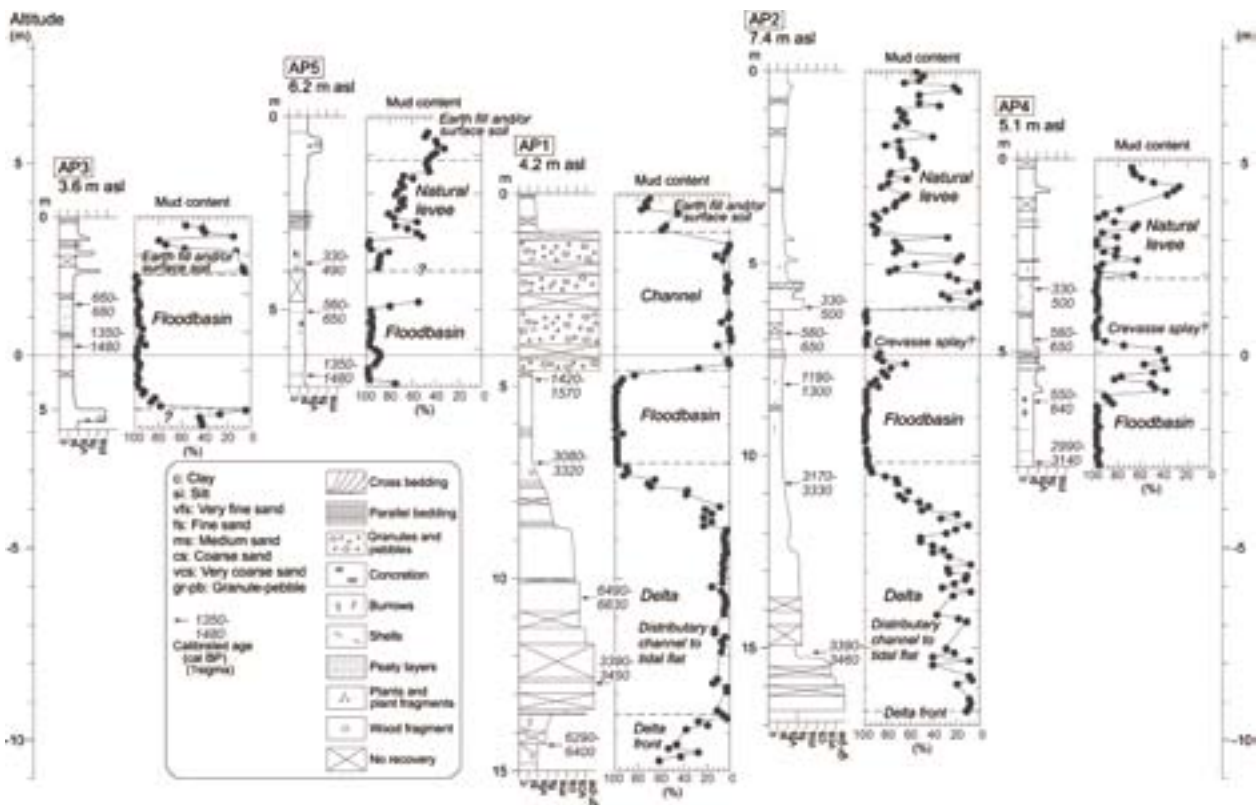


図-5.2 AP1~AP5コア堆積物の柱状図²¹⁾

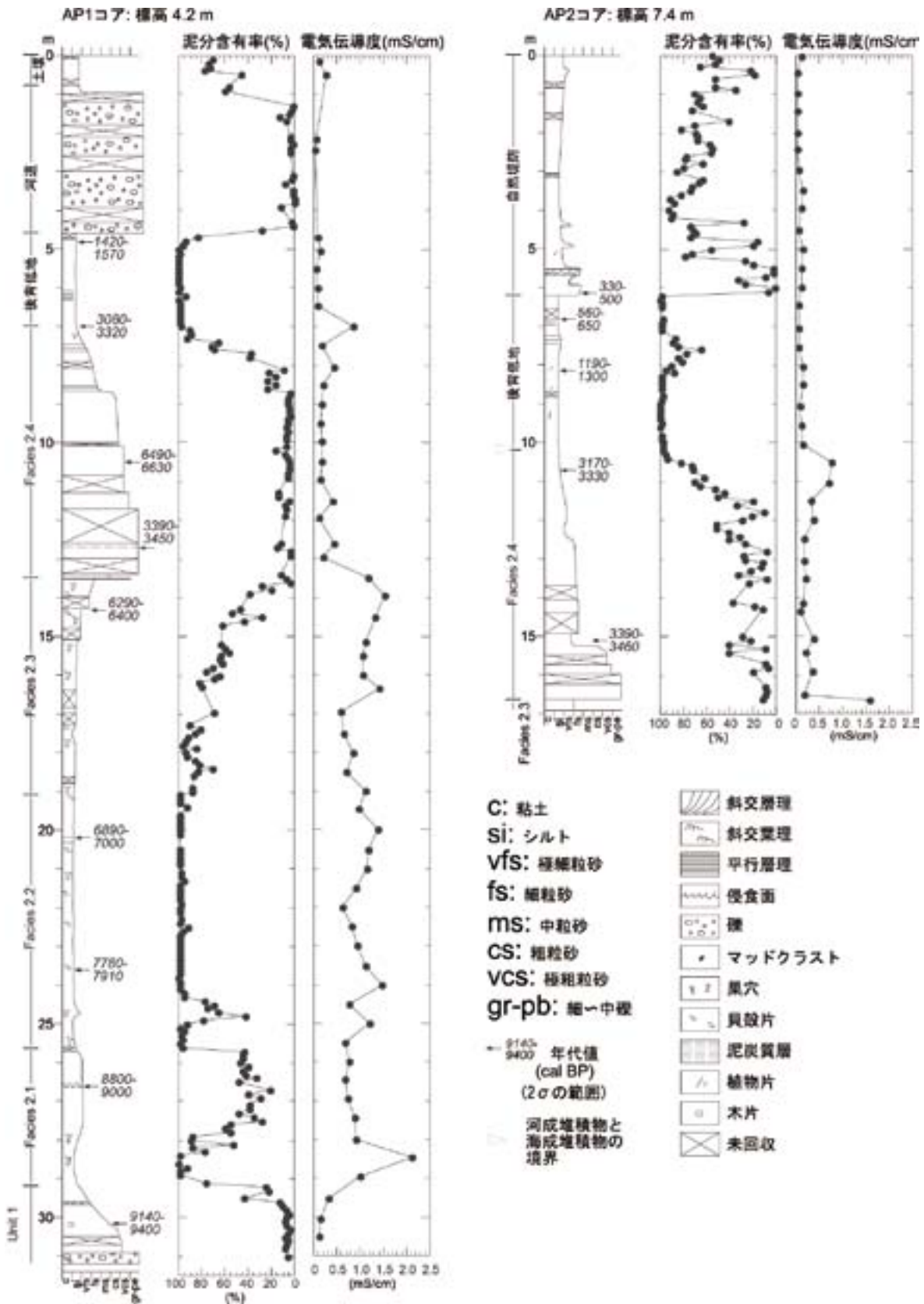


図-5.3 AP1, AP2コア堆積物柱状図²⁰⁾

後背低地堆積物は、すべての掘削地点で確認され、有機物からなる薄層や植物痕を多く含む泥層で特徴づけられる。層厚はAP2やAP4で4~5m程度となっている。ときおりAP2やAP4の標高0m付近のように泥分含有率の低い層準がみられる。こうした層準には極細粒~細粒砂が含ま

れており、破堤堆積物(crevasse-splay deposits)の可能性^{23), 24)}がある。AP1やAP2の堆積物の累重様式から判断すると、調査地点では、後背低地堆積物が下位の三角州成堆積物を直接覆っている。

自然堤防上に位置するAP2地点では、表層から深度

6m付近まで細粒砂～粗粒シルトの堆積がみられる。この堆積物は植物片や木片をまれに含んでおり、砂層には斜交層理が認められることもある。また、下半部で上方細粒化、上半部で上方粗粒化を示す。AP4やAP5でも、AP2の上半部と同じように上方へ粗粒化する傾向がみられる。現在の地形や堆積物の粒度から、これらの堆積物は自然堤防堆積物と解釈される。また、上方細粒化や上方粗粒化は、それぞれ自然堤防の放棄や前進²⁴⁾を示すと考えられた。

堆積物に含まれる木片や植物片について放射性炭素年代を測定したところ、後背低地堆積物の堆積開始時期は3,200年前頃と考えられた(図-5.3)。また、AP1の河道堆積物(砂礫層)直下の年代は1,500年前、AP2の自然堤防堆積物の最下部の年代は400年前頃となった。これは400年前頃、揖斐川がこの地点を流れるようになったことを示唆する。前述したように、歴史記録では慶長年間(1596-1615)の洪水時に、揖斐川がAP1地点を流れるようになったとされており¹⁹⁾、ボーリング調査の結果とも調和する。また、写真判読で認定できる地形(自然堤防や旧河道)が数千年前のものではなく、数百年前と極めて新しいこともわかる。つまり、同じ堆積環境が長期間にわたって安定して存続してきたわけではない。

最後に、河口付近をみてみよう。図-5.4は鍋田干拓地でおこなったオールコアボーリングで得られた堆積物の柱状図である。最上位まで、砂が堆積しており、APでみられたような自然堤防帯の堆積物はみられない。深度20m付近よりも上位から上方粗粒化がみられるようになり、デルタフロント堆積物が堆積していったことがわかる。年代測定の結果から、デルタフロントは1,000年前ぐらいにボーリング地点を通過している。ここは空中写真(図-4.3(a))からもわかるように干拓前までは干潟だった地点であり、これからさらにデルタシステムの前進が進んでいけば、やがてAP地点と同じように自然堤防帯の堆積物に覆われていくはずである(図-5.3)。内陸の安八町ではデルタフロントが6,000年前頃に通過し、3,000年前頃から自然堤防帯の環境になったと推定されるので、(今後も河口への土砂供給が過去と同じように起こり、デルタシステムが前進すると仮定した上での話だが)、鍋田付近が三角州から自然堤防帯のような環境へ移り変わるのにと2,000年程度はかかるとみられる。

6. おわりに

本稿では、濃尾平野を事例に、写真判読や地形図読図から読み取ることのできる地形、さらにはその地形を構成する堆積物の特徴について紹介した。地表面にみられる地形とそれを構成する堆積物についての理解を深めていくことで、さらに下位に分布する堆積物がどのような「地形」を過去に形成していたかを多少なりとも想像できるようになるかもしれない。また、これまで大量に蓄積されてきた土質柱状図の読み方や解釈についても新たな視点を提供する可能性がある。

今回、濃尾平野で採取されたボーリングコア堆積物につ

いても紹介しましたが、この原稿を作成しながら、ボーリング調査の際に中部地質調査業協会の方々が大変お世話になってきたことを改めて実感しました。ここに記して謝意を表します。

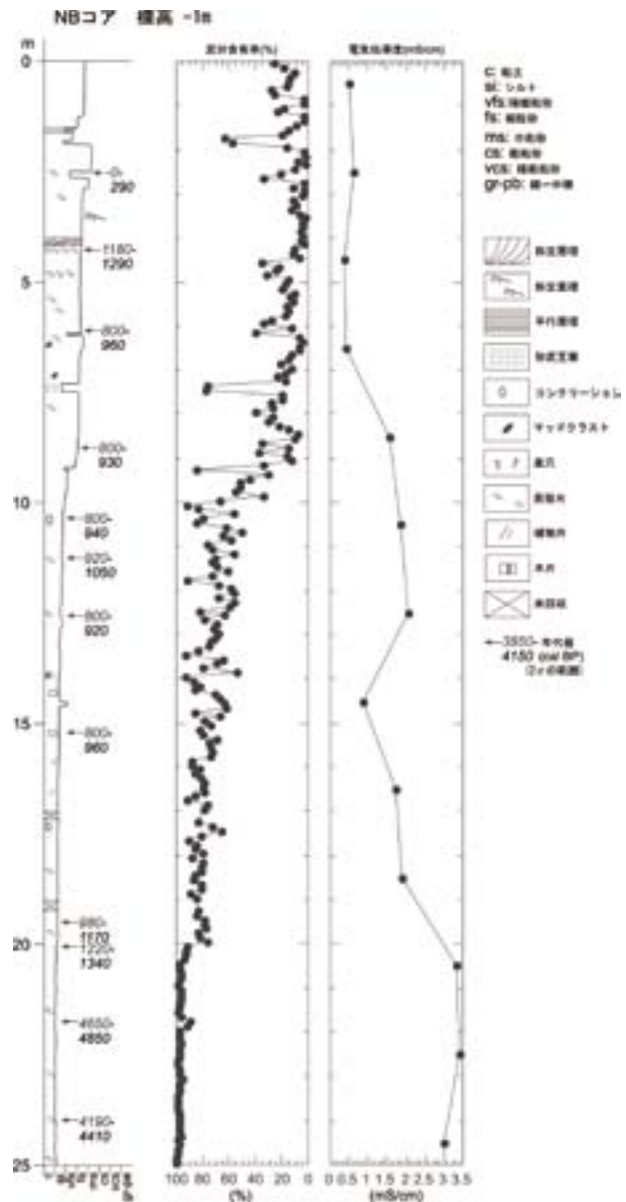


図-5.4 NBコアのボーリング柱状図²⁵⁾

参考文献

- 1) 貝塚爽平:日本の地形-特質と由来-, 岩波書店, 234p, 1977.
- 2) 大矢雅彦編:地形分類の手法と展開, 古今書院, 219p, 1983.
- 3) 大矢雅彦:木曾川流域濃尾平野水害地形分類図, 総理府資源調査会資料第46号水害地域に関する調査研究第1部附図, 1956.
- 4) Lambeck, K., Yokoyama, Y. and Purcell, T: Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2, Quaternary Science Reviews, 21, 343-360, 2002.
- 5) Boyd, R., Dalrymple, R. and Zaitlin, B.A.: Classification of

- clastic coastal depositional environments, *Sedimentary Geology*, 80, 139-150, 1992.
- 6) 斎藤文紀: 沿岸域の堆積システムと海水準変動, *第四紀研究*, 50, 95-111, 2011.
- 7) 堀 和明・斎藤文紀: 世界と日本のデルタ, 日本第四紀学会編「デジタルブック最新第四紀学」, 日本第四紀学会, CD-ROM, 2009.
- 8) Saito, K. and Oguchi, T.: Slope of alluvial fans in humid regions of Japan, Taiwan and the Philippines, *Geomorphology*, 70, 147-162, 2005.
- 9) 地盤工学会: 濃尾平野の地盤-沖積層を中心に-, 社団法人地盤工学会, 128p, 2006.
- 10) 坂本市太郎・山田 純: 木曾川河口デルタ海域の堆積学的研究, 三重県立大学水産学部紀要, 8, 17-40, 1969.
- 11) 桑原 徹: 濃尾盆地と傾動地塊運動, *第四紀研究*, 7, 235-247, 1968.
- 12) 須貝俊彦・杉山雄一: 大深度反射法調査による濃尾平野の活構造調査, 地質調査所速報no.EQ/98/1, 55-65, 1998.
- 13) 井関弘太郎: 沖積平野, 東京大学出版会, 145p, 1983.
- 14) 古川博恭: 濃尾平野の沖積層-濃尾平野の研究その1-, 地質学論集, 7, 39-59, 1972.
- 15) 山口正秋・須貝俊彦・藤原 治・鎌滝孝信・大森博雄・杉山雄一: 濃尾平野ボーリングコア解析にもとづく完新統の堆積過程, *第四紀研究*, 42, 335-346, 2003.
- 16) 大上隆史・須貝俊彦・藤原 治・山口正秋・笹尾英嗣: ボーリングコア解析と¹⁴C年代測定にもとづく木曾川デルタの形成プロセス, *地学雑誌*, 118, 665-685, 2009.
- 17) 海津正倫・丸山裕一: 第4章 地形分類図作成の手ほどき, 大矢雅彦編「地形分類の手法と展開」, 37-58, 1983.
- 18) 鈴木隆介: 建設技術者のための地形図読図入門(第2巻)低地, 古今書院, 554p, 1998.
- 19) 安八町: 安八町史通史編, 956p, 安八町, 1975.
- 20) Hori, K., Usami, S. and Ueda, H.: Sediment facies and Holocene deposition rate of near-coastal fluvial systems: An example from the Nobi Plain, Japan, *Journal of Asian Earth Sciences*, 41, 195-203, 2011.
- 21) 堀 和明・田辺 晋: 濃尾平野北部の氾濫原の発達過程と輪中形成, *第四紀研究*, 51, 93-102, 2012.
- 22) Aslan, A. and Autin, W.: Evolution of the Holocene Mississippi River floodplain, Ferriday, Louisiana: insights on the origin of fine-grained floodplains, *Journal of Sedimentary Research*, 69, 800-815, 1999.
- 23) Stouthamer, E.: Sedimentary products of avulsions in the Holocene Rhine-Meuse Delta, The Netherlands, *Sedimentary Geology*, 145, 73-92, 2001.
- 24) Bridge, J.S.: *Rivers and floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*, Blackwell Publishing, 491p, 2003.
- 25) 堀 和明: 濃尾平野の表層堆積物, 海津正倫編「沖積低地の地形環境学」, 古今書院, 90-99, 2012.

