

# 地形工学入門

地形の見方・考え方

今村遼平

IMAMURA Ryohei

鹿島出版会

# 地形工學入門

地形的概念與觀點

今村遼平

## 第5章 工程學的台地（階地）地形概念

天地不仁，以萬物為芻狗（草紮的祭祀用狗）。

（天地無仁慈之心。因為天地總是讓萬物順其自然。但這其實是一種逆說，表面上天地放任萬物自然發展好像不仁（無慈愛之心），但其實這才是真正的仁（愛）。）

—《老子》第五章—

擁有相對高程與寬闊面積的平坦地面，同時又具備陡坡、往下銜接低地的地形，稱為**台地 (plateau or tableland)**。

一般所謂「台地」，包含①階地及階地之外第四紀層所形成的台地 (upland)，②分布在山地、熔岩流與火山灰（白砂）等火山碎屑物所形成的台地 (tableland or plateau)，甚至有時候還有③隆起準平原切削(割)殘留的侵蝕小起伏面 (erosion surface with low relief) 等概念。

其中，②與③就地形區分而言，應列入山地，因此，本文只討論①也就是所謂「**階地 (terrace)**」的部分。此外，崖錐係山麓堆積地形，姑且放在山地那一章討論。

### 5.1 階地地形的區分

#### 5.1.1 階地的一般性質

所謂「階地」地形，包含①擁有寬闊面積的**階地面 (terrace surface)**，②尾端變窄形成陡崖的**階地崖 (terrace scarp)**。階地面通常係階地堆積物堆積而成的面（堆積面），階地崖則是階地面後來被切削而成的面，亦即侵蝕面。

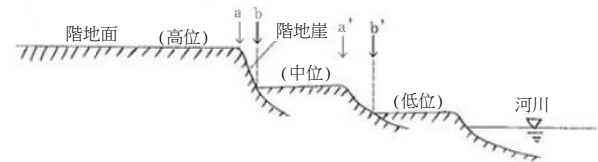


圖 5.1 階地的高位、中位與低位之區別(原圖)(a-b、a'-b'之間為階地崖)

階地有時不只一階，甚至有好幾階，此時該範圍最高的部分稱為「高位階地」，中間的部分「中位階地」，位於河岸、最低的稱為「低位階地」。這些名稱區分純粹代表高低差異，並無時代前後的含意。不過，就階地面而言，原則上「越高的階地面，形成時間越古老」。

東京近郊從古老時代（最高位置）起算，依序有①多摩階地、②下末吉階地、③武藏野階地、④立川階地等四個階地面（參照 p.46 圖表），分別稱為多摩面、下末吉面、武藏野面、立川面。關東地區周邊討論階地高低與新舊，多半以此為分類標準。

進行地形區分時，則在階地面尾端（a、a'）與階地崖下端（a、a'）之間畫一條邊界線。a-b 及 a'-b' 其兩點間，便是階地崖。



圖 5.2 河岸階地判釋例子：由高往低依序是 I、II、III、IV、V、VI，越高的形成年代越久遠。目前會受到洪水影響的為 IV～VI 的階地面。－立體照片－

### 5.1.2 河成（河岸）階地

#### (1) 什麼是河岸階地

河岸階地包含沿河岸發達的**河成階地**或**河岸階地(河階) (river terrace)**，以及沿海岸的**海岸階地 (coastal terrace)**，依形成位置高低排列，則有「最上位、上位、中位、下位、最下位」等區分。但這些區分未必與地質時代一致。

#### (2) 階地的分類與性質

河岸階地分為堆積階地 (fill terrace) 與侵蝕階地 (strath terrace)。

堆積階地係早期氾濫平原 (flood plain) 及河床後來侵蝕作用下切而階地化的地形，又名為砂礫階地 (gravel terrace)。

另一方面，山麓與扇狀地等局部被切削而形成平坦面的部分，稱為侵蝕階地<sup>1)</sup>。階地面有時會有基盤岩石出露，但多半上面有薄薄的砂礫層（稱為薄板礫石層：veneer gravel）。

#### (3) 階地形成的前後順序

階地通常越高位的年代越久遠，低位的年代較近。從階地面來看，這是根本原則。河岸階地係河川堆積作用所形成的**階地面 (terrace surface)**，但在後來在侵蝕作用下形成**階地崖 (terrace scarp)**，至於多達好幾階的階地面，則是兩者反覆進行所形成（圖 5.3）。古代階地有時被掩埋，有時被侵蝕，也有的像關東平原，係火山灰覆蓋階地面而成（圖 5.5 (B)）。

### 5.1.3 海成（海岸）階地

過去與海面變動（圖 4.1）連動而形成的海成的（因而沿海岸分布）平坦面陸化（地形學上稱為「離水作用」）；沿海岸呈階梯狀分布的地形，則稱為**海成階地**或**海岸階地 (marine terrace or coastal terrace)**。這些階地幾乎都是第四紀中期以後形成。日本的情況特別多半是在①下末吉海進時（12～13 萬年前最終間冰期）與②繩文（有樂町）海進時（約 6000 年前的後冰期）形成。

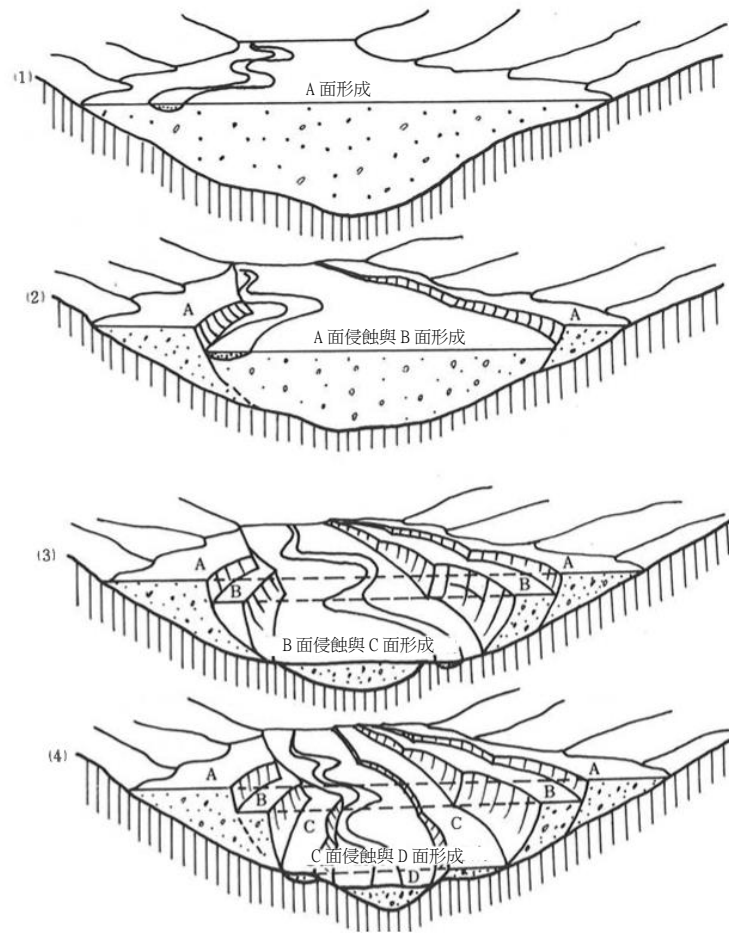


圖 5.3 階地的形成順序<sup>1)</sup> (A、B 為堆積階地，C 為侵蝕階地)

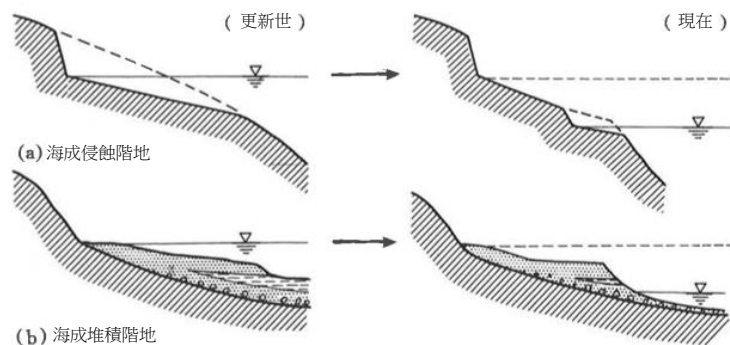


圖 5.4 海成侵蝕階地(a)與海成堆積階地(b) (原圖)

海成階地同樣可分為(1)侵蝕階地與(2)堆積階地。

**(1) 海成侵蝕階地**

海成侵蝕階地係受波浪侵蝕的岩盤，後來因為海面變動與沿岸隆起導致陸化（離水作用）而形成階地，其階地面幾乎無堆積物，或者只有薄薄的一層（3m 以下）。日本的海成侵蝕階地分布很少。

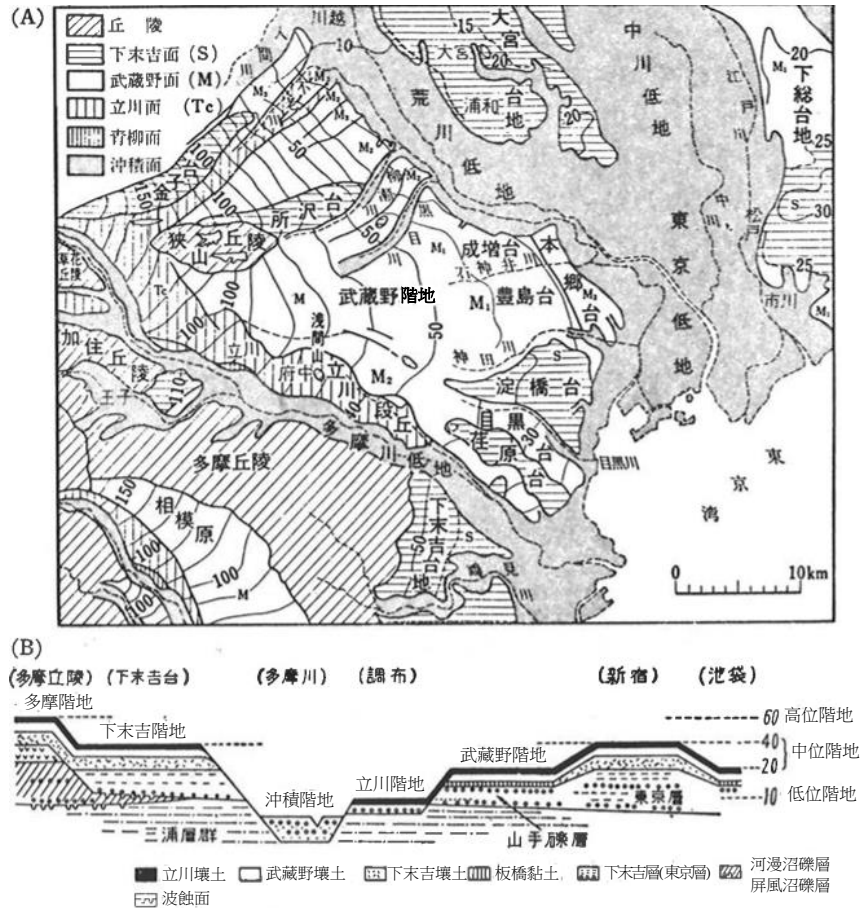


圖 5.5 關東平原與武藏野附近的地形面區分 (A)<sup>2)</sup>、覆蓋各階地面的壤土層(B)<sup>3)</sup>  
 ((A)貝塚・戸谷：1953、(B)井尻・新堀：1963)

(2) 海成堆積階地

河川注入海岸的河口附近或三角洲以及扇狀地性的堆積面陸化形成的階地面，稱為海成階地面。其表面分布著很厚的海成堆積物（圖 5.4）。

比如，興建鐵路時，就路線形狀而言，地質是否為階地堆積物不太構成問題，但施工與路線保護、管理方面，若計畫道路路面位處階地堆積物之中，就會和位於下位不透水層之中的狀況，產生明顯差異。

5.2 階地的地盤工程學問題

5.2.1 階地的地盤條件

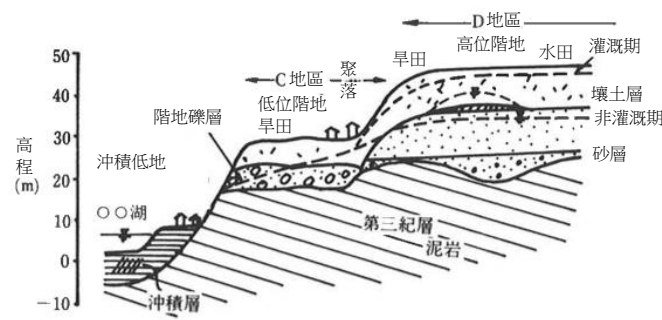
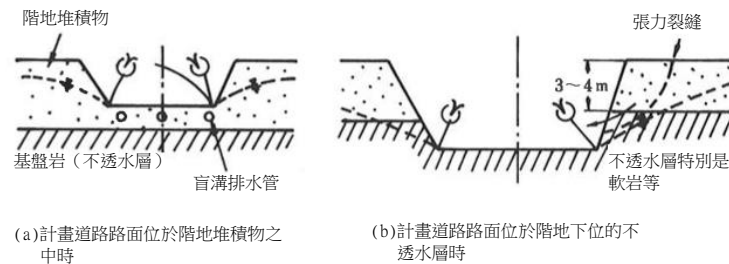
階地堆積物由砂礫（多半為圓礫）構成，位於河道面上方數 m~數 10m 高處，因此排水能力佳。階地堆積物之中並無夾雜軟弱層，因此沒有不均勻沉陷，地盤 N 值超過 50，若要作為土木構造物的支撐基盤，並無問題。

(1) 計畫道路路面位於階地堆積物中時（圖 5.7(a)）：

階地面支撐力大，作為路基並無問題，但因為與下位的不透水層很近，如此一來就會有很多來自階地礫石層的湧水，而必須在路面兩側或中央實施鋪設廢水處理用的「盲溝排水工」等等的處理。

但就像關東平原那樣，鄰近地區有活火山，階地面上方因此覆蓋著火山灰（日本稱為壤土）層，因此，越古老階地面其所覆蓋的壤土層越多（圖 5.5）。

洪水會抵達的低沖積階地面，當然不適合作為道路使用。

圖 5.6 侵蝕階地與地下水<sup>4)</sup>圖 5.7 階地堆積物的問題要點<sup>5)</sup>

## (2) 計畫道路路面位於階地下位的不透水層時

### (圖 5.7(b))

階地堆積物雜亂地位於不透水層(impermeable layer)上方且明顯黏土化時，坡面有時會發生直到下位岩盤的地滑。有時無降雨也會產生這種地滑，原因可能是挖方導致應力平衡變化以及地下水位面變化所致。

挖方面容易造成侵蝕，為了防止坡面上的階地礫石崩落，應實施適當的坡面保護工(邊坡格籠工程或鋪設落石防止網等)。在此實施撒播的植生工，因為種子不易發芽，效果不佳。厚層基材的噴覆工也因為容易剝落而成效不彰。

## 5.2.2 階地與地下水

侵蝕階地的階地堆積物很薄(5、6m 以下)，因此幾乎不含地下水，沒什麼地下水問題。堆積階地則堆積物之中必定含有地下水。調查方面，地表露頭調查與階地上的水井調查，可了解階地的形成方式差異，以及地下水的狀況。

日本的階地有的像關東平原階地那樣，階地表面上面覆蓋火山灰層<sup>\*2</sup>。關東壤土層(火山灰)在

多摩階地有 4 階層，下末吉階地有 3 階層，武藏野階地有 2 階層，立川階地則階地上有 1 階層，沖積台地(完新世的沖積階地)上方則未分布。

從各地層與地下水的關係來看，沖積層、立川礫層、武藏野礫層與下末吉層(東京層)包含自由地下水(不會承受背後水壓的地下水)，下末吉層(東京層)及其下方的三浦層群，則含有受壓地下水(承受壓力的地下水，有時會自噴)。武藏野階地有板橋黏土這樣的不透水層，上位的壤土層含有暫棲(地下)水(perched water，參照圖 5.9)。像這樣的地方，就形成了水位在階地面下方 1~2m 的淺水井地帶。

一般而言，台地的地下水較低(較深)，表層的火山灰不太有水位。這是因為其下方的階地砂礫層有效空隙率大；反之火山灰的有效空隙率小。地下水面附近的火山灰多半黏土化、透水性變差，降雨立刻短暫形成暫棲地下水。

\*2 階地內有時會形成不透水層。

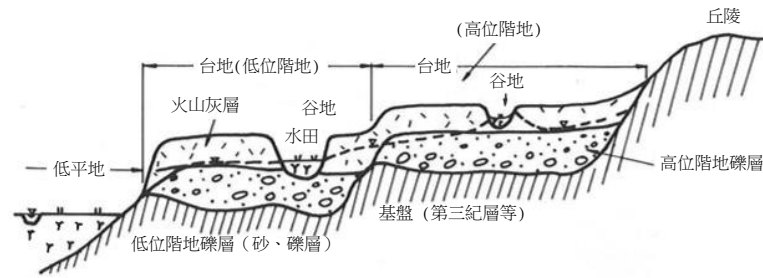


圖 5.8 台地的模式斷面圖<sup>4)</sup>

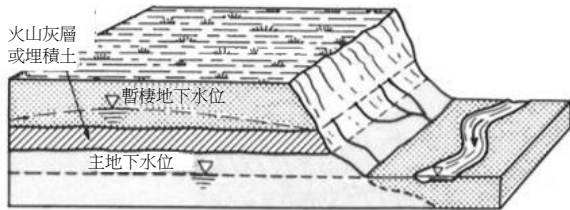


圖 5.9 台地的兩種地下水位(原圖)(分為主地下水位與暫棲地下水的地下水位二種)

火山灰層吸水與滲透能大，大約 50mm 降雨都能完全吸收而不會形成表面流出。因此，台地的水收支(水平衡)主要與地表的垂直涵養、往沖積谷的流出、蒸發散以及地下水流動所形成入流與流出有關。市街地則加上地表流出這個主要要素，水井揚水也是重要要素。

台地的地下水因為地下水位太低(太深)很少利用，自古以來聚落發達的地方，地下水位多半較高，早期很多家庭用水係以水井吊桶打水的方式取得。低位階地與高位階地之界面崖下方以及低平地、往谷地的坡面等，則大多利用湧水(湧泉)。

台地上面谷地的農業用水，多半直接利用來自台地的湧水，或搭配蓄水池使用，因此，有許多池塘的台地特別值得注意。無火山區域的階地

面表土，變成以細礫堆積物為母材的赤黃色土。但即使這樣的地帶，階地堆積物有時也會夾雜早期的地表埋積土或黏土層，形成暫棲地下水域(perched water zone)(圖 5.9)。

台地上的挖方若抵達階地層，會因為坡面湧水導致地下水位降低，此時不只無法利用周邊地區傳統取水設施，還可能會因為蓄水量減少而難以穩定取水。

階地堆積物的底部亦即不透水性基盤上面，其形狀會有大大小小的凹凸，水便在階地堆積物內部地盤上面的凹地部流動(圖 5.11)。因此，此時重點是依據水井水位測定結果，劃出地下水位等高線形狀，並依據地表地質調查(製作水文地質圖)與依據電氣探測、鑽探等結果，確認埋積階地(河階)(buried terrace: 圖 5.10)與埋沒河谷(buried valley: 又稱為化石谷)位置。若在形成地下水流入的埋沒河谷部分實施挖方，會出現大範圍聚集而來大量的水噴出狀況，有時不只造成災害，甚至會導致鄰近地區地下水位降低，災情擴大。類似這樣階地堆積物內部，通常階地規模越大、堆積物越厚的，地下水量越大。

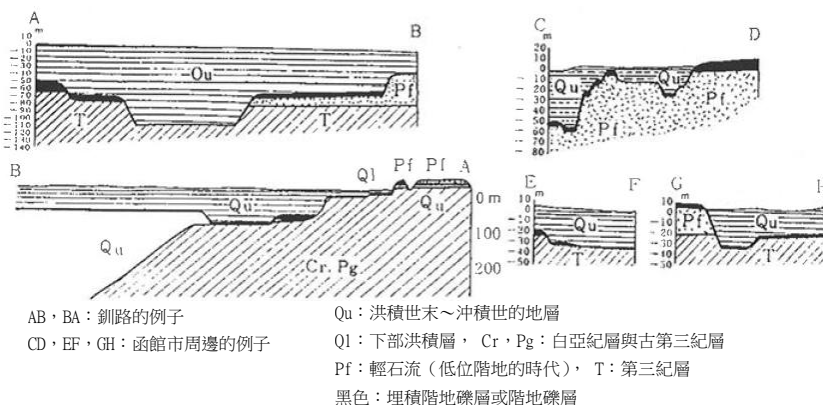


圖 5.10 埋積階地(河階)的案例<sup>6)</sup>



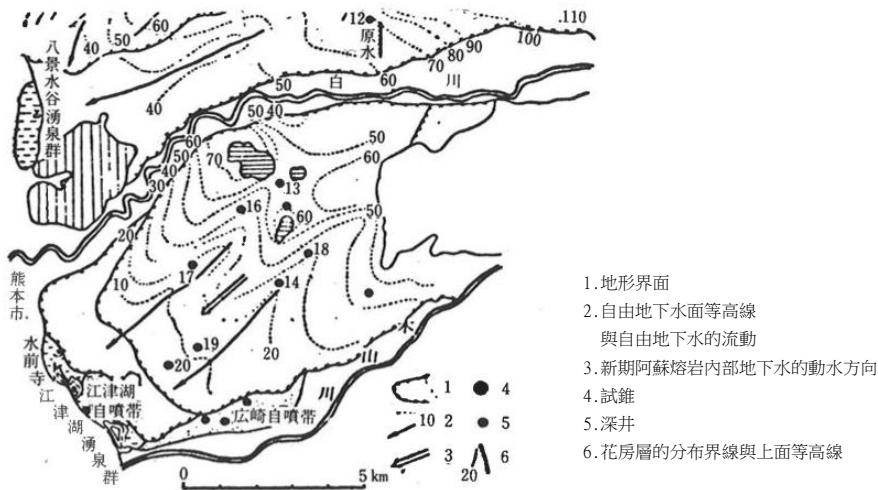


圖 5.11 沿基盤岩凹地往下流動的自由地下水<sup>7)</sup>

### 5.3 階地與災害

台地（階地面）自然災害主要是①來自山地的溪流造成台地表面上土石流往下流動、氾濫，②階地崖的崖崩，③都市化地區的台地淹水（台地洪水；內水氾濫）等等。①放到山地的部分進行討論，在此只說明②與③。

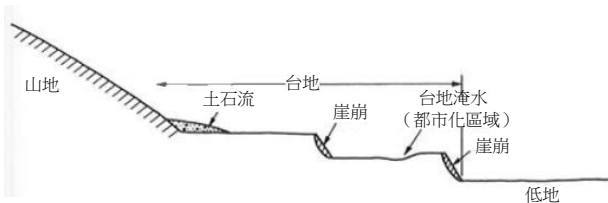


圖 5.12 台地發生災害的位置<sup>8)</sup>

#### 5.3.1 階地崖的崖崩

階地崖係侵蝕崖，傾斜度超過 30°，因此容易出現崩塌與落石。1969 年制定的「坡地崩塌災害防止相關法律」將符合下列條件的地方，列入〈**陡坡崩塌危險區域**〉（圖 5.13）。

- ① 陡坡高度 5m 以上
- ② 與地平面形成的角度（簡單講就是坡面傾斜度）30°以上
- ③ 坡面上或下方有超過 5 戶民宅（若是政府機構或學校、醫院、車站、旅館，即使未滿 5 戶也符合條件）。

陡坡崩塌危險區域的認定不限於階地崖，很多位於市街地及其近郊的階地崖，也符合這些條件。

由上可知，討論台地崖上與崖下的安全性，應以類似圖 5.14 的方法進行思考與判斷。

類似這樣的崖崩，大部分會出現①豪雨特別是雨水進入地盤內部導致土壤強度（剪力抵抗力）減弱，同時出現②含土壤重量明顯變大，最後導致原本勉強穩定的陡崖平衡破壞。其結果如圖 5.15 所示。

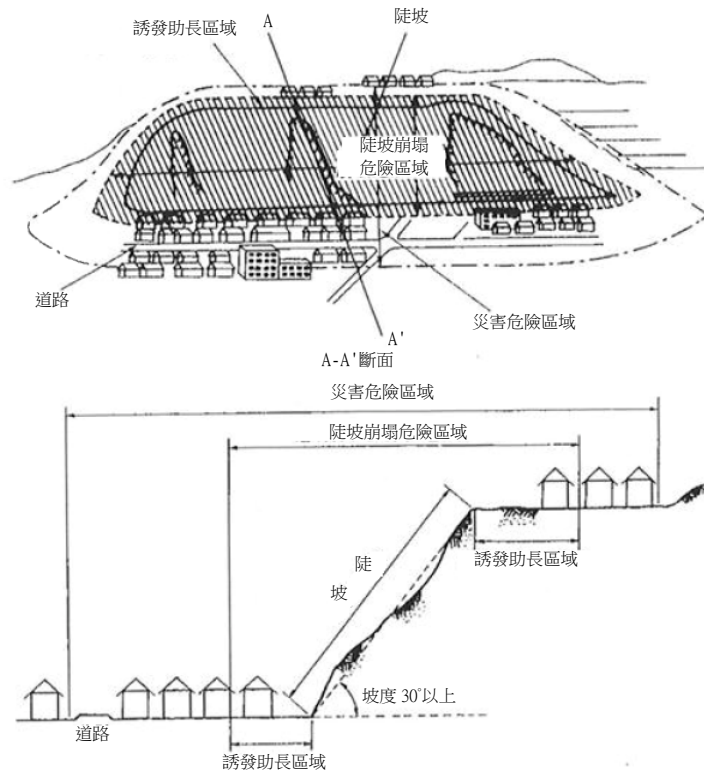


圖 5.13 陡坡崩塌危險區域模式圖<sup>12)</sup>

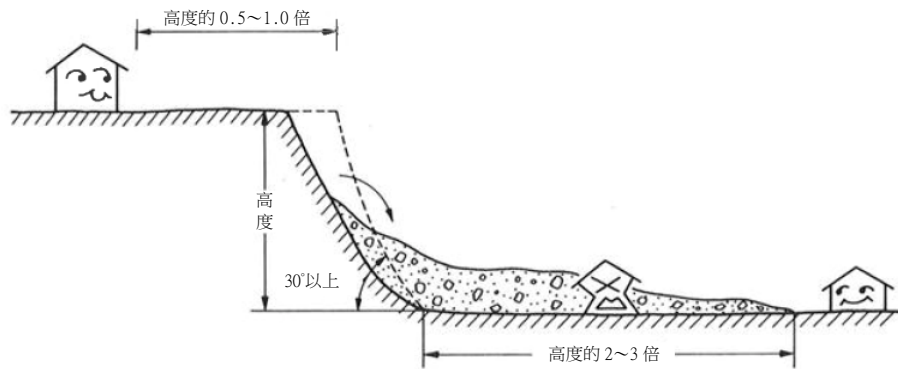


圖 5.14 崖上方與下方的安全性（崖下離開崖的距離達到崖高的 2~3 倍，以及崖上離開崖的距離超過崖的高度，即可安全）<sup>8)</sup>

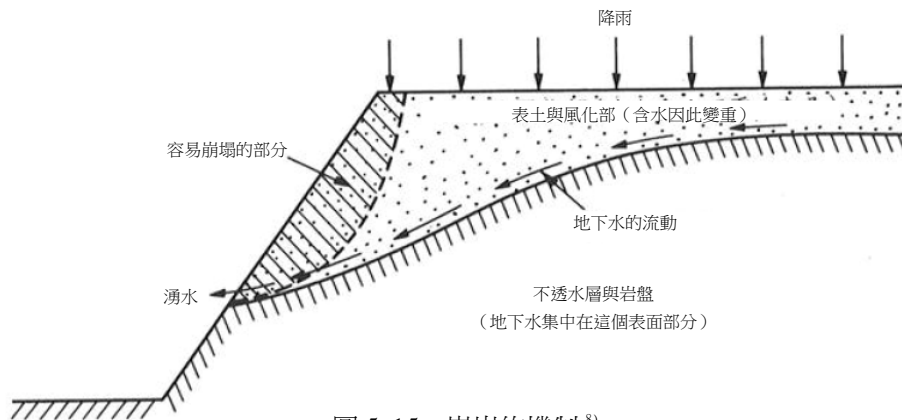


圖 5.15 崖崩的機制<sup>8)</sup>

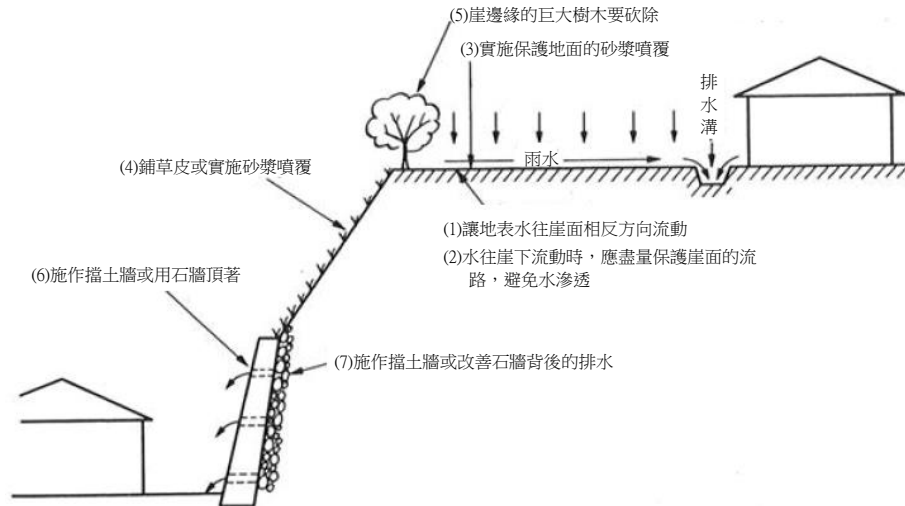


圖 5.16 崖地的防災對策<sup>8)</sup>

由上述狀況來看，台地的崖地實施防災對策時，基本上可以如圖 5.16 地進行。

### 5.3.2 階地之外的台地崖崩

即使非階地而是第三紀層，台地形狀地表侵蝕的地方，仍很容易在台地端部出現崖崩現象。千葉縣成田層構成的台地（圖 5.17）、橫濱市近郊台地或大阪層群崩塌等，即屬這種類型。這類崖崩的誘因主要是豪雨，一旦連續總降雨超過 100mm，就容易突然發生崖崩。

台地崖崩通常規模不大，但因為很少有前兆現象（也不能說完全沒有）而突然（瞬間）崩塌，若下方有房屋，可能造成類似千葉縣 1971 年發生的致命性崖崩災害。

類似這種崖崩，大概有如下的狀況（圖 5.17，大久保、服部：1973）。

#### 專欄

### N 值（標準貫入試驗的值）是什麼？

- ① 標準貫入試驗 (standard penetration) 是探測方法的一種，K. Terzaghi 與 R. B. Peck 1948 年發表，在美國普遍被應用，日本也於 1961 年制定相關的 JIS。
- ② 內徑 35mm、外徑 51mm 的取樣器放到鑽探孔的孔底，

然後以 63.5kg 鐵錘(夯錘)在 75cm 落差狀況下實施打擊，在此情況下取樣器貫入 30cm 所需的打擊次數，稱為 N 值。N 值超過 50 即可作為土木構造物的基礎。

- ① 實施標準貫入試驗的目的是採自然的土，觀察其地質強度，以此方法即可得到優質柱狀圖。未實施這種試驗的鑽探只是單純挖掘孔，不算「土壤調查」。
- ② 同時依據標準規格找出 N 值，即可了解土壤「工程學的性質」的概略值。
- ③ 依據①與②的資訊，針對地盤實施地質學考察，作為工程學方面判斷的資料。這三部分都完成，才可得到 N 值。

(引自 N 值的故事編輯委員會：1998，p.5)<sup>13)</sup>

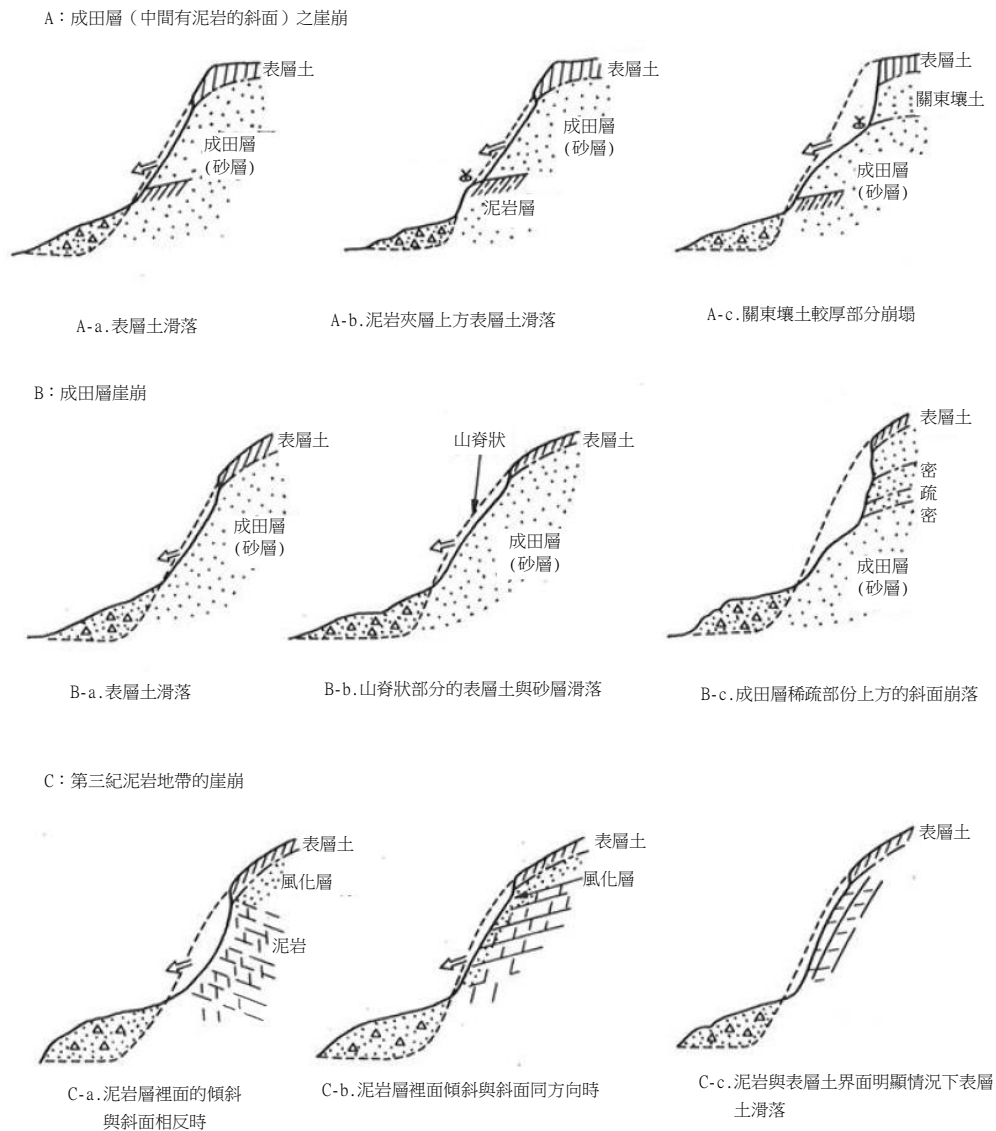


圖 5.17 千葉縣 1971 年台地崖崩分類模式圖<sup>9)</sup>

(圖 5.17, 大久保、服部：1973)。

- ① 崖(斜面)高度超過 10m 時, 發生崩塌的機率急速升高, 超過 20m 的部分高達 70%。
- ② 出現崖崩的斜面傾斜度多為 40~80°, 30° 以下時很少發生崖崩。
- ③ 從崩塌土砂的流動距離與崖高的比來看, 多半在 0.2~1.2 之間, 低於 2.0。換言之, 可說斜面高度二倍左右的範圍(95%), 崖崩災害危險度較高。

### 5.3.3 階地面上的洪水

仔細看階地面會發現, 表面堆積壤土層, 早期切削(切割)而凹下去的淺谷(埋沒河谷), 後來堆積壤土有些部分沒填滿, 仍露出 1m 左右的凹地(圖 5.19、

圖 5.20 (b)、(c))。類似這樣的部分容易被忽略, 這些地形若直接都市化, 一旦豪雨四周雨水激烈地往凹地集中, 容易釀成水災, 也就是所謂的「台地洪水」(內水災害)。

台地水災係短延時強降雨所致, 雖然不會像低地那樣長時間淹水, 但因為是發生在沒有河川的地方, 具有不同的危險性。這是因為都市化鋪設馬路以及土地宅地化, 雨水無法像過去那樣儲存在水田或滲入旱田地面。而且很多容易聚集雨水的凹地不小心宅地化, 雨水瞬間集中成為水災最大元凶。如圖 5.19、圖 5.20 所示, 只要走路或騎腳踏車繞一圈, 就會發現這類微凹地, 比四周地形大約低 1m 左右。

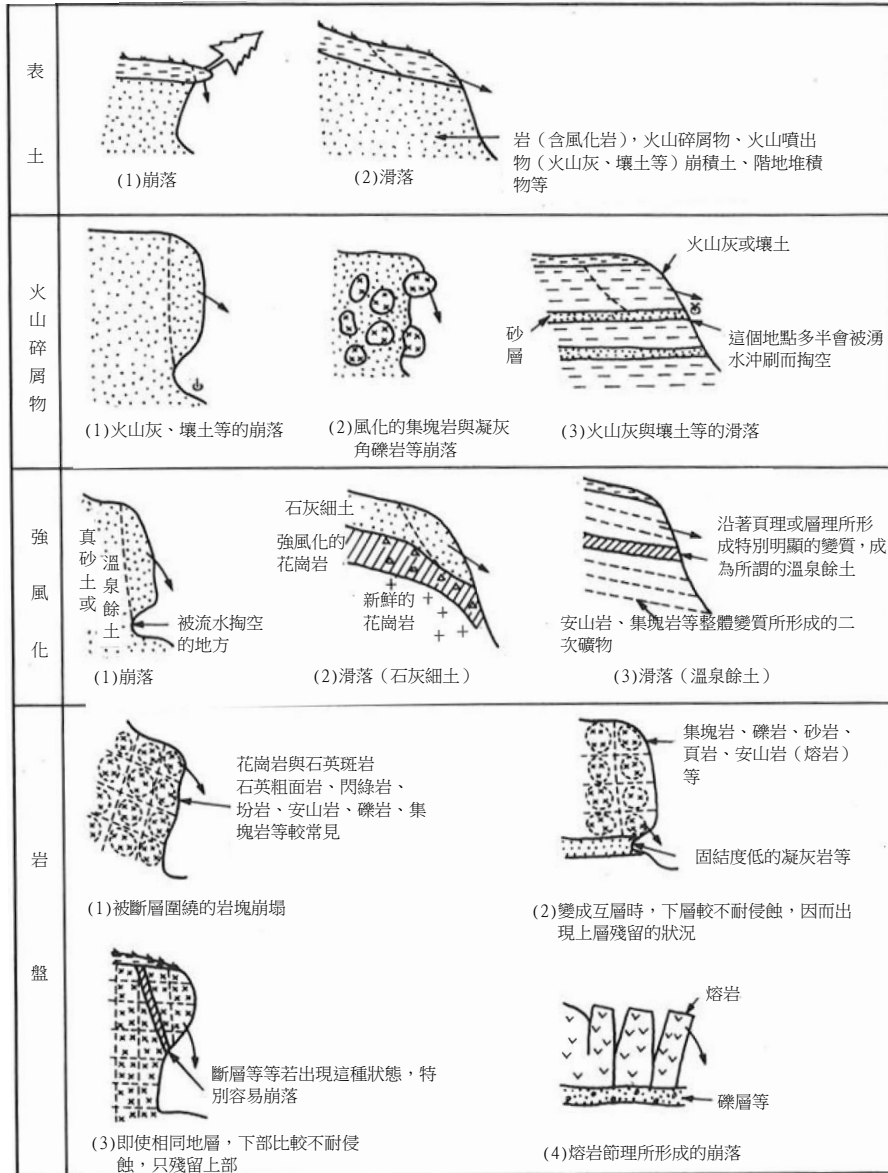


圖 5.18 崖崩的類型 (渡正亮: 1972 年整理)<sup>11)</sup>

台地洪水另一個主要原因是，地表水從背後山地或丘陵地流入。背後有山地或丘陵的市街地或建築用地，都市化後保水能力進一步降低，當地表水從後背地流入，更容易產生市街地往下游排水能力失衡的問題，於是造成淹水災情（內水災害）。

因此依據①排水溝寬度是否充足，②背後地山谷與沼澤下游延長部是否實施了充分的排水對策這兩種常識來觀察台地，相當重要。

台地整備成建築用地的部分，只要仔細調查、避開下列三種狀況，仍可找出不至於淹水的土地：

- ① 呈現凹地的平面形狀土地
- ② 四周地形水容易往中間集中的狀況

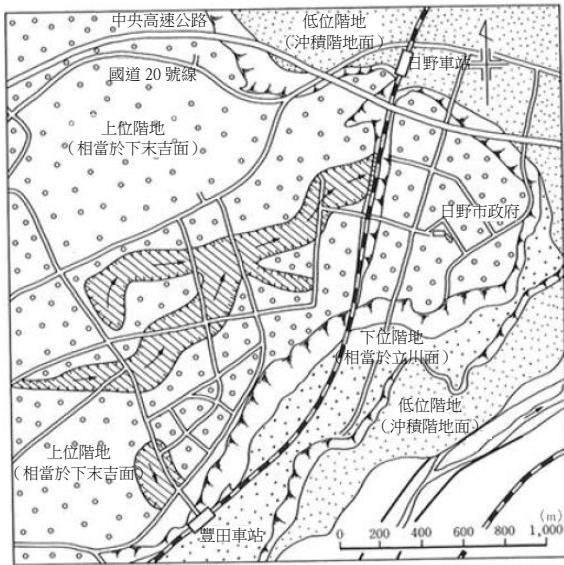
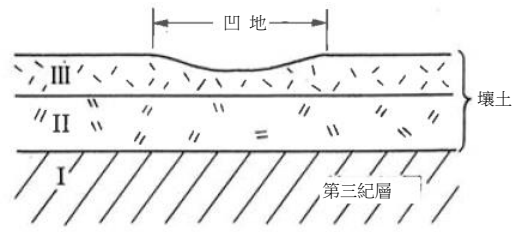
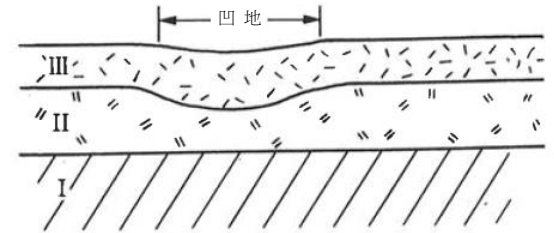


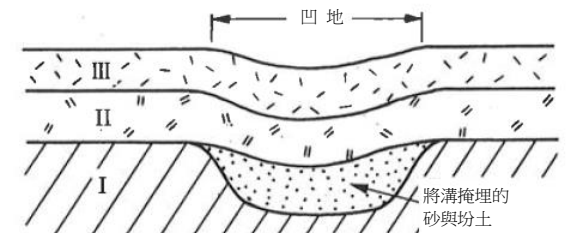
圖 5.19 台地上的凹地分布例子 (斜線部分)<sup>8)</sup>  
 —容易遭受內水災害的部分—



(a) III之後有侵蝕



(b) II與III之間有侵蝕



(c) I與II之間有侵蝕、堆積

圖 5.20 台地凹地的產生原因案例<sup>8)</sup> (水容易聚集在這種凹地而造成淹水)

③ 感覺就是凹地的狀態 (凹地的形成過程, 參照圖 5.20)

仔細調查、檢討而選擇土地, 即可找出台地上較不會遭受淹水災害的地點。

### 5.3.4 洪水指標的階地面

階地面—特別是低位階地面—的高度, 係可知該階地面未來是否容易發生洪水流與土石流的指標。該地點發生洪水與土石流等災害的概略頻率, 可從階地面目前河床高度及各沖積階地面上的植生指標 (樹木編年學: dendrochronology) 推算出來。

圖 5.21 係以此方法所推算 1975 年時足尾與神子內川中游河道的橫斷模式圖, 表 5.1 則是訪談調查所了解當時河道沿岸發生災害的狀況。

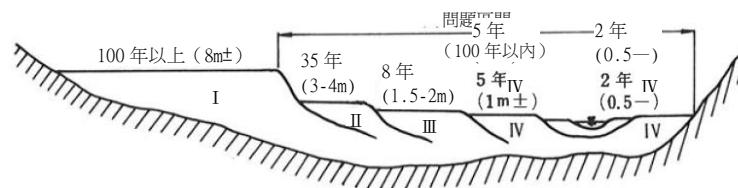


圖 5.21 沖積階地容易發生土石流與洪水流的危險程度—足尾與神子內川的例子—<sup>10)</sup> (土木地質學方面會造成問題的是階地 II ~ IV, 其中 IV 最危險, II 則最安全)—以樹木進行編年: 樹木編年學 (dendrochronology)—

災害痕跡常能與河道附近所實施的沖積階地調查、樹林調查結果對應。目前重視的多半是 100 年重現期距以下的部分, I 面在土木地質學上面並無問題, II ~ IV 則有問題。其中的 II 面具有 30~40 年的時間重現期距的危險性 (1902 年與 1938 年都出現來到這個階地面的洪水流, 造成災害), II 面則是 15 年前後, IV 面則是 3~5 年左右的重現期距, 都有遭受洪水襲擊的危險性。

表 5.1 神子內川流域發生的主要洪水災害時期<sup>10)</sup>

災害發生時期*		與河道調查結果比對
(a) 1902	.....72 年前	雖無法運用植生指標，但可確認洪水往Ⅱ接 地面上方溢流。
(b) 1906-1908	.....67 年前	
(c) 1919	.....55 年前	往Ⅱ面以下溢流、氾濫
(d) 1938	.....36 年前	往Ⅱ面上方溢流、氾濫
(e) 1967	..... 7 年前	Ⅳ面的形成，以及往Ⅲ、Ⅳ面上方的溢流、
(f) 1972	..... 2 年前	氾濫呈現在樹木變形狀況上 (小洪水似乎每 3~4 年出現一次)

\*1974 年實施的調查

\*\*當年也出現洪水，但未發生災情。

### 5.4 階地的區分方法

實施土木計畫之前應依據現地踏勘或航空照片等，事先確認與階地有關的下列內容。

- ② 階地砂礫層的厚度
  - ② 基盤岩凹度（埋沒河谷等）的分布
  - ③ 有無埋積階地及其面積
  - ④ 地下水的利用實態與地下水位
- 河岸階地的識別相當容易比較不成問題，通常可用下列方法進行識別。
- ① 舊河川與現河川沿岸的單邊河岸或兩岸，分布著階梯狀平坦面。
  - ② 表面有時呈現平坦面，但較早期形成的部分有被切割、多少凹凸的狀況。

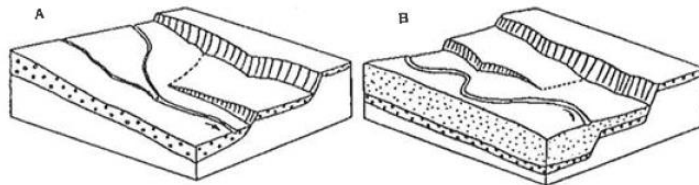
- ③ 一般而言，階地面會多少往河川方向傾斜<sup>\*3</sup>，然後用非常低的角度往下游側傾斜。
- ④ 階地面上多半被開闢為旱田、水田或住宅用地。反之，階地崖因為是陡崖，幾乎仍保持林地狀態。
- ⑤ 平滑山腹坡面下部會有些微的緩傾斜部分，山腳部分呈現陡坡的地方，有可能在其緩傾斜部分殘留著階地，容易因此誤判為地滑地如圖 6.52。

階地面的相對時代區分方面，以航空照片或踏勘作為依據。

\*3 古老階地陡峭而往河川側傾斜時，其山地側也可能隆起。

專欄

#### 階地面交叉代表的意義？



階地面交叉的 2 個例子

階地面產生交叉，可視為：

- ① 大量得到新的階地堆積物之供給(A)，或者
  - ② 侵蝕基準面(大體上就是海平面)上升的狀況(B)
- 換言之，階地面交叉代表這些事實。

另外，①的情況可視為同時出現侵蝕基準面降低的狀況（換言之，這是冰河期河川中、上游區域的現象）。另一方面，②大概就是上游河川出現下切（岩屑供給減少）的現象（後冰河期的河川中、下游現象）。

## 地形工程學上重要的四種階地區分

### 1) 砂礫堆積階地 (filltop terrace)

階地砂礫層厚度約超過 5m，也可稱為“堆積物頂部階地”，係源自谷底堆積低地、扇狀地等河成堆積低地或海成堆積地的階地。

### 2) 砂礫侵蝕階地 (fillstrath terrace)

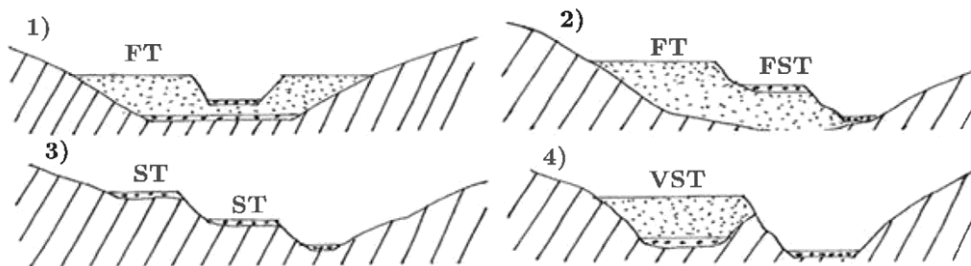
上述砂礫堆積階地受到侵蝕之後，其上方的新階地堆積物變薄形成的侵蝕階地，便是「砂礫侵蝕階地」。通常受侵蝕變薄的砂礫階地下面，有較厚的舊砂礫階地。

### 3) 岩石侵蝕階地 (strath terrace)

源自侵蝕性的低地，階地砂礫層低於 3m、很薄，其內部大多是基盤岩石所構成的侵蝕階地。

### 4) 谷側積載階地

這是砂礫堆積階地的亞種。一開始是谷壁坡面，其基部（基盤岩石）下切形成寬度很窄的峽谷，這種情況下可看到階地前面的階地崖，大多由基盤岩石構成。



① 階地的高差

② 切割的程度（通常年代越久遠，切割越厲害）

③ 堆積層厚度

等等判斷標準實施，但若要和其他區域作比較，應進行地質學方法，也就是階地構成物所含、顯示特定年代的動植物化石與人類遺物與遺跡、火山噴出物或階地上顯示特定年代的火山灰，進行比對\*4。

#### 參考文獻：

- 1) 今村遼平 (1982)：地盤の構成、土質調査法の2章、土質工學會
- 2) 貝塚 爽平・戸谷 洋 (1953)：武藏野台地東部の地形・地質と周辺諸台地の Tephrochronology、地学雑誌、Vol. 62、pp.59-68
- 3) 井尻正二・新堀友行編著 (1976)：新版地学入門、築地書館
- 4) 日本道路公団 (1977)：道路における地下水調査の手順と方法を考えるための基礎資料、試験所技術第208号
- 5) 武田 裕幸・今村 遼平 (1976)：建設技術者のための空中写真判読、共立出版

6) 湊正雄 (1961)：埋没段丘について、西田彰一退官記念論文集、新潟大学理学部地質鉱物学教室研究

7) 九州農政局計画部 (1972)：阿蘇カルデラ火山の地質と地下水、九州農政局

8) 今村遼平 (1985)：安全な土地の選び方、鹿島出版会

9) 大久保駿・服部泰英 (1973)：千葉県で発生した崩れの特徴について、新砂防、Vol.25、No.3

10) 今村遼平 (1977)：静的地形・地質情報からの土木地質に必要な動的地質情報の把握に関する研究(I)、応用地質、Vol.17、No.1

11) 渡正亮 (1972)：自然斜面の安定、施工技術、Vol.5、No.4

12) 建設省河川局砂防部 (1991)：がけ崩れ対策の手引き、全国地すべりがけ崩れ対策協議会、p.248

13) N値の話編集委員会 (2004)：改訂 N値の話、理工図書

14) 鈴木隆介 (2000)：建設技術者のための地形図読「図入門、第3巻 段丘・丘陵・山地、古今書院



## 6 章 工學角度的丘陵地與山地地形觀點

『天地之道，極則反，盈則損。』

（春天過了便是夏天，秋冬過了又回到春天。滿月之後是弦月，超過就會轉回來。滿溢之後變成欠缺，此即天地之道理，人間之常識。）

—《淮南子》 泰族訓

這句話除了此處的解釋之外，也可從其他更廣泛的角度加以理解。

### 6.1 丘陵與山地的差異

山地與台地之間的中間地形稱為**丘陵地 (hill-land)**。地形學針對丘陵地並無有明確定義，習慣上丘陵地位於台地與低地周圍、山地的前緣，係第三系<sup>\*1</sup> 乃至於下部更新統所構成、高差 300m 以下者。丘陵地即使切割，其山稜高度也幾乎呈現相同的等高性，部分則以斷面的形態，殘留者原本的堆積原地面（圖 6.1）。

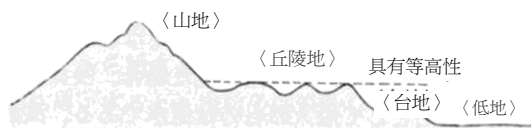


圖 6.1 山地與丘陵地、台地、低地的差異

高程(海拔)300m 以上起伏較大而以明確山麓和四周低平地點形成界面的地表部，稱為**山地 (mountains)**。其起伏大，陡峭部分明顯占據大片面積。

山地依起伏量大小，可分為①高山性山地（起伏超過 2000 m）、②中山性山地（起伏約 1000m 或以下）、③低山性山地（起伏低於 500m）或丘陵地三種（地形學辭典：1981）。

\*1 「新第三系」指「新第三紀時代的地層

就成為言，山地可分為①火山活動所形成火山，以及②地殼運動所形成山地。②之中的山地又可分為④曲隆山地、⑤穹丘狀山地、⑥褶曲山地、⑦斷層山地、⑧傾動山地等。侵蝕作用形成的山地，則有⑨水蝕山地與⑩冰蝕山地。另一方面，從侵蝕輪迴的不同階段看，可分類為幼年山地、早壯年山地、滿壯年山地、晚壯年山地、老年山地。

山地與丘陵地的形態頗類似，但丘陵地因為靠近人類居住領域，因此在防災上具有較大的重要性。

### 6.2 山地與丘陵地的地盤工程學問題

#### 6.2.1 山地的地形區分

漫無目的地觀察山地，可能無法取得有意義的資訊。換言之，用不同的目的觀察山，可以得到不同的觀點。其中，就工程學而言，較有用的是從**地形區分(landform division)**的角度出發。山地的地形區分本身即可成為一種目的—亦即想藉由觀察山地了解什麼—，如此就會產生各式各樣不同的觀點以及區分的方法。表 6.1 即為山地的地形區分及其目的。

表 6.1 山地的地形區分及其目的<sup>1)</sup>

著眼點	區分	區分的目的
地形的侵蝕循環	①幼年期 ②壯年期 ③老年期	①討論地形與地質的基礎知識 (利用航空照片等進行地質鑑定分類時,也有必要考量侵蝕的發生地點。即使相同地質也會因為發生地點不同而看起來不一樣。)
對坡面產生的作用	①侵蝕地形 ②堆積地形	①侵蝕部分(崩塌、地滑、崖崩等所形成的部分)與堆積部(土石流、洪水等所形成的部分)之區分 ②土地利用的可能性(特別是傾斜、土壤等)的檢討
地形規模	①大地形 ②中地形 ③小地形 ④微地形 ⑤超微地形	①選出土木工程學上值得討論的地形(微地形與大多數人關係密切,也具備更有現實感的問題) ②比較宏觀的路徑以及位置的選定(在大地形這種概念之下進行選定)
坡面發達的方法	①正常地形 ②異常地形(災害地形)	①選出土木工程學上值得討論的地形,或者預測今後可能發生的災害
坡面形態	①上昇(凸)坡面 ②平衡(平滑)坡面 ③下降(凹)坡面	①崩塌發生位置的預測 ②掌握區分侵蝕地與堆積地的要領 ③掌握可大致了解表土厚度與含水狀況等的要領 ④土地利用可能性的檢討
在坡面上的位置	①山稜 ②斜面 ③山麓 (④鞍部)	
坡面傾斜	① 陡 ⋮ ⑥ 緩 } 依度數區分為 4~5 種	①土地利用可能性的檢討 ②可用來了解崩塌與地滑、土石流等現象發生與坡面傾斜之關連
地形的形狀	① 坡面(山地)	①了解侵蝕(崩塌、地滑、崖崩、土石流等等)營力所及的範圍(不及於台地) ②土地利用可能性的檢討
	②台地 { ③小起伏面 ④熔岩台地	

## 6.2.2 河谷(谷)的形成與侵蝕現象

### (1) 侵蝕是什麼

地表常有①外在的作用與②內在作用,以不同的形式發揮其作用(表 6.2)。其中,流水與地下水、冰河、風、波浪、海流、潮汐等營力(agents)—這些可總稱為侵蝕營力(erosional agency)—對地表發揮作用使地表切割變低的現象,稱為侵蝕(erosion)。

基本上,這些現象係地表的物質受到地形營力形響而在重力作用下降低位能的現象—亦即「能趨疲」(熵)增加(熱力學第二定律)。地形學書籍指出,「侵蝕作用之中包含著物質的搬運,但不包含靜態的風化作用與重力作用所導致的物質移動(mass movement):也可稱為塊體移動)(《地形學辭典》:1981)。傳統上是否就是如此定義「侵蝕」

不詳,但這樣的定義相當不易理解。原因是,沒有任何侵蝕現象與重力作用無關。

至少就以日本看得到的情況為例,會導致侵蝕的營力,最大部分乃是流水。流水直接產生了切割地表的作用(這部分其實也可定義為「侵蝕」)。流水所形成的營力,主要有以下三種。

- ① 針對一般坡面形成的面的侵蝕(sheet erosion)
- ② 在河谷形成的下蝕(deepword erosion)與側蝕(lateral erosion)
- ③ 地滑、崩塌、土石流等塊體移動(mass movement)所形成的土砂移動

這三種營力之中,目前日本最明顯的是③,同時也是土木工程學最關注的問題。

表 6.2 對於地形形成有影響的作用、營力、與災害現象 (表)

作用	營力	影響的方式	變動地形	災害現象 (初生的)	
外 在 作 用 ( 地 形 營 力)	1) 風化作用	機械性的風化 科學性的風化	組織地形	(形成土砂災害的基本原因)	
	2) 侵蝕作用	流水	河蝕	河成地形	洪水、土石流、地滑、崩塌
		地下水	溶蝕	喀斯特地形	地滑、崩塌、坍塌
		潮流	海蝕	海岸地形	海岸侵蝕、海嘯、暴潮
		波浪	(浪蝕)		
		風	風蝕	風成地形	暴潮、颱風、颶風、飛砂
		冰河	冰蝕	冰河地形	雪崩、冰河性洪水
		雪	(雪蝕)	(周冰河地形)	雪崩、豪雪
	電力	塊體移動	地滑地形	地滑、坡面崩塌	
		生物	附著	(重力斷層) (珊瑚礁地形)	
內 在 作 用 ( 地 質 營 力)	1) 火成作用	岩漿貫入、地震	變動地形	地震、斷層形成	
	2) 火山作用	噴出	火山地形	火山噴發等災害	
	3) 地震變動	褶曲、斷層 隆起、沉降	變動地形	斷層形成、地震、海嘯、崩塌	

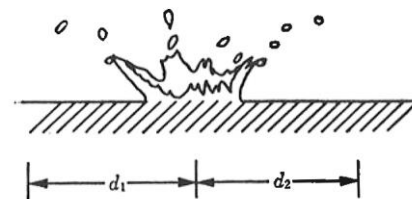
過去地質學認為，長時間風化而成的地面，在①與②發揮作用後，才形成今日我們所看到的山地與河谷，但其間也有地質學所謂的「齊一說」理論，認為不論現在還是過去，③④影響最大、最關鍵。

目前侵蝕現象最明顯部份實際上是山地坡面的③地滑、④崩塌、⑤土石流等塊體移動。但①與②也不能忽視，因此在此先以①、②為主，進行討論。③則另外在 6.3 詳細說明。

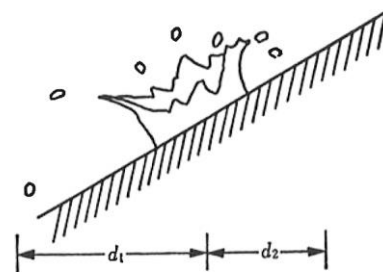
### (2) 侵蝕作用始於雨滴侵蝕

流水所造成的侵蝕，始於雨滴侵蝕(raindrop erosion)。雨一滴一滴掉落裸露地坡面，土壤顆粒因此飛散。雨滴掉落的地點則形成水窪，屋簷下的雨滴可說可是侵蝕的形態之一。在沒有植生被覆的地表，雨滴侵蝕可說是非常常見的現象。

若雨滴掉落在水平完全相同的地表，土壤顆粒會相同方面地左右飛散；但若掉落在坡面上，土壤顆粒的飛散距離就會產生差異，往坡面下方的大於往坡面上方者。這種飛散距離的差異，就是水流造成坡面上土壤顆粒移動的主要原因。換言之，即使沒有形成地表水，坡面物質也會因此朝向坡面下方移動(圖 6.2)



(a) 平地時， $d_1$  與  $d_2$  相等



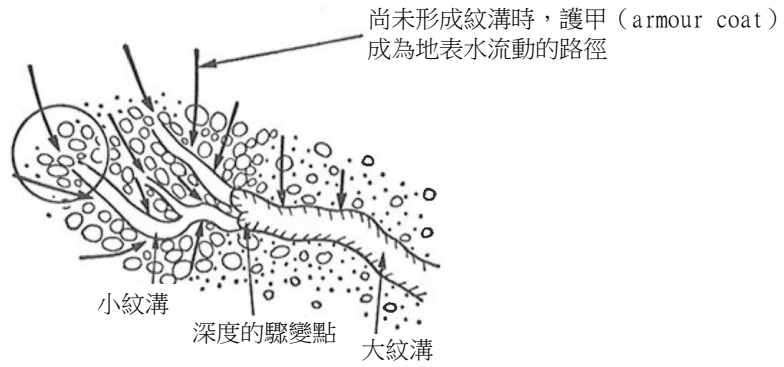
(b) 坡面時， $d_1$  大於  $d_2$

圖 6.2 雨滴造成表土移動的距離<sup>2)</sup>

### (3) 沖蝕溝侵蝕

土壤進入過飽和狀態後，或降雨量超過滲透量，就會形成地表水。地表水反覆朝地表低處流動、匯流的過程中，漸漸會具備明顯的侵蝕力(圖 6.3)。剛完成整地的建築用地，常看到細長且看起來有點深的谷狀溝。這種地形稱為紋溝(rill)，這便是最初被固定下來的流路。這樣的紋溝流路稍微擴大一些，便是「沖蝕溝」(gully)(圖 6.3、圖 6.4)。

(a) 平面圖



(b) 斷面圖\*

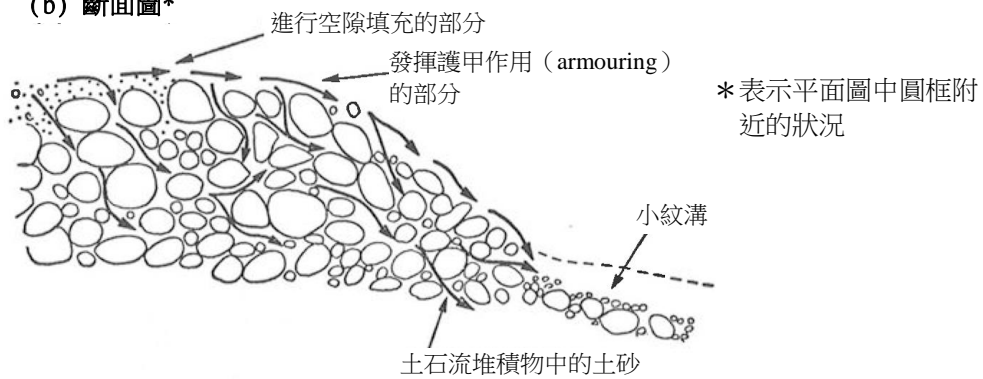


圖 6.3 紋溝尾端附近 ((a) 的○符號) 代表土砂流出過程的模式圖 (但屬於穩定時)<sup>2)</sup>

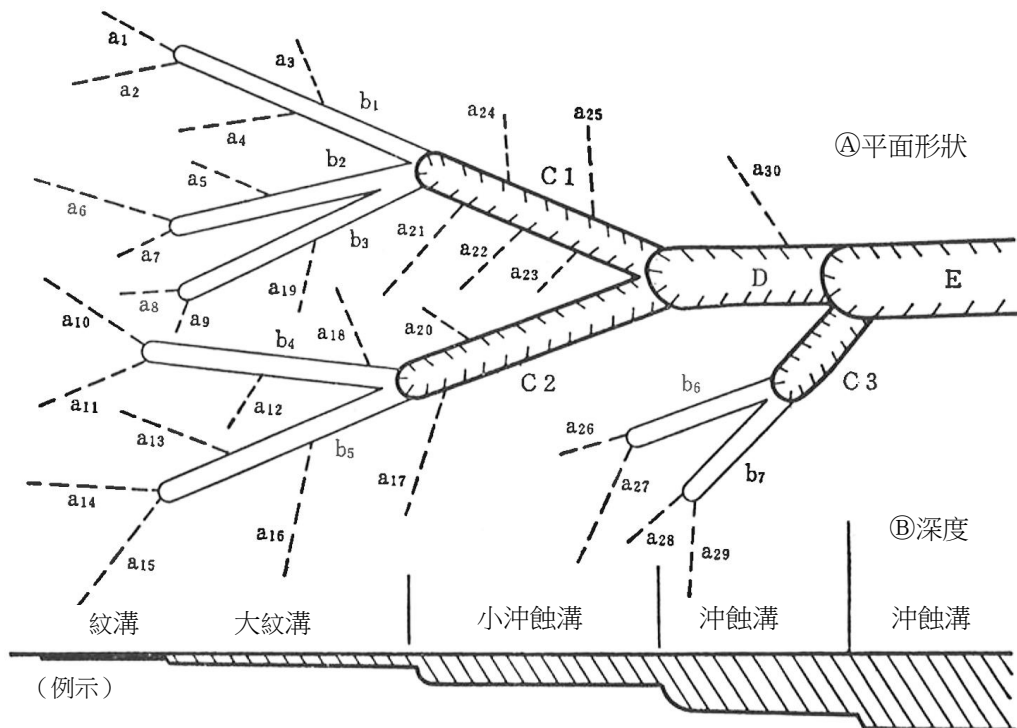


圖 6.4 呈現紋溝與沖蝕溝規模不連續性的模式圖 (深度之差異一目了然)

不論紋溝還是沖蝕溝，流域都很小，而且不具備穩定流，只有下雨時才出現流水並產生侵蝕。這些都是地表水系發展初期的侵蝕形態。

沖蝕溝的定義是①平常無流水，只有降雨時或降雨後短暫水流的蝕溝，②只要耕耘就不可能回復原狀的溝，③深度超過 30cm 的溝，④其底部尚未

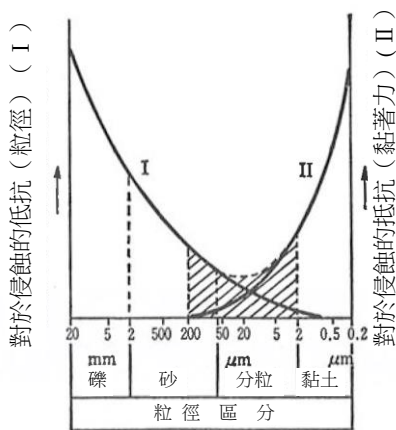


圖 6.5 粒徑與水與侵蝕抵抗力的關係模式圖 (E.C.J. Mohr, 1944) 3)

到達地下水面，只有降雨時才有流水的溝。這些沖蝕溝不同的定義都清楚顯示出其不同的性格。

不過，目前尚無針對沖蝕溝的精確定義。原因大概是，實際上沖蝕溝的狀況是，並無做為區分基準的規模與地形特徵。甚至在日文翻譯方面，也未統一因此容易產生誤解，有人認為屬沖蝕溝的部分，有人認為只是紋溝。但即使沒有明確定義，由其地形成長過程來看，仍有很清楚不同規模的概念，也就是 rill (紋溝) → (rivulet, 細流) → gully (沖蝕溝) → valley (溪谷)。

沖蝕溝常出現在火山山麓、扇狀地與火山灰台地、階地等地點。相對於明確的溪谷（水系）能清楚反映其地域的構成岩石的岩質，紋溝與沖蝕溝則清楚反映分布地表未固結堆積物特性。

如圖 6.5 所示，沖蝕溝的形成與構成其表層的物质粒徑與黏著力有關，在相同條件之下，粉粒(粉土)與細砂這類的最容易受到沖蝕溝侵蝕。這部分很容易在軟岩地區的挖方面找到證據，此外，沖蝕溝的縱斷形狀與橫斷形狀和表層物質關係，大致如圖 6.6 所示。

至於火山碎屑物所形成的火山山麓，多半呈現 V 字型 (圖 6.8)。

土壤	橫斷形狀	縱斷形狀
砂~黏土 黃土(粉土)		
砂、礫、砂礫等，非可塑性而粒徑粗、無黏著力。火山岩地區的沖蝕溝也是這種類型		
黏土、粉質黏土等具備黏著力與可塑性。透水性較低的部分，通常寬度會加大		

圖 6.6 土壤的性質以及其所形成沖蝕溝斷面形狀差異的模式圖 (Robert E. Frost, 1960 補充) (武田、今村：1976 起引用)

幾個紋溝所匯集，容易形成小規模沖蝕溝。兩個以上小型沖蝕溝匯合，進一步成為大型沖蝕溝。這類規模變化很清楚，顯示紋溝與沖蝕溝之間有很明顯的深度不連續性，小型沖蝕溝及比他大的大型沖蝕溝之間，同樣存在這類不連續性 (圖 6.4)。

理論上坡度坡面 45° 時，最容易產生沖蝕溝。此外，類似扇狀的地面、較均質物質構成平滑地形所產生的沖蝕溝，似乎容易保持一定間隔。

(4) 沖蝕溝的形狀

扇狀地面、火山灰台地、風化成較厚的山腰等等地點，容易形成沖蝕溝 (gully)。如後述，相對於山地水系常能反映當地構成岩盤的岩質，沖蝕溝則反應地表分布的未固結堆積物 (unconsolidated deposits) (圖 6.5、圖 6.6)。因此，需注意同一區域會反覆形成兩種不同類型的水系 (圖 6.7)。

(5) 水系的形成

幾條山地坡面的沖蝕溝匯集而形成某種程度的流域面積 (10<sup>2</sup> m<sup>2</sup> 位數)，這便是 0 級序河谷 (澗地)。其流域面積擴大，則逐步形成 1 級序河川、2 級序河川... 等更高級序的水系 \*2。

\*2 水系的級序視匯流方式而定，與流域面積無直接關連。但一般而言，越遼闊的流域，水系級次越高

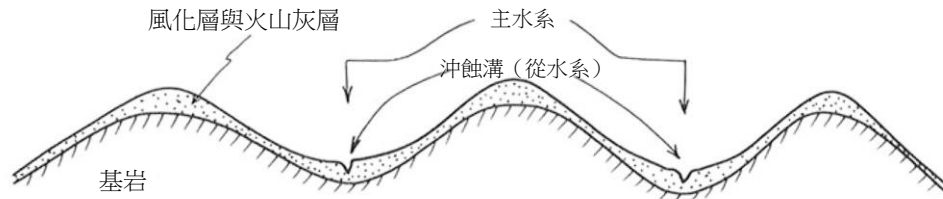


圖 6.7 顯示水系二重性的模式圖 (原形)<sup>3)</sup>

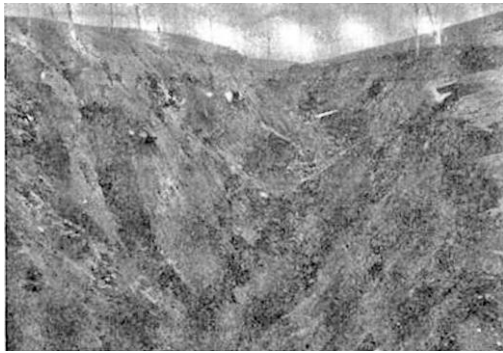


圖 6.8 北海道有珠山火山口的沖蝕溝<sup>2)</sup>

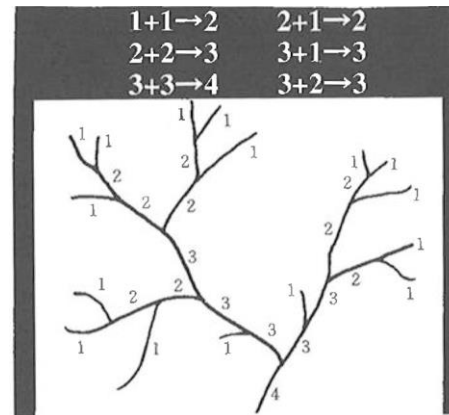


圖 6.9 河川級序的增加 (Strahler 所做的級數分析)<sup>21)</sup>

接下來稍微討論地形學與砂防工程學常使用的河川級序 (stream order)。

具備穩定水流的小溪谷，稱為 1 級序水系。地形上與有無水流無關，只要谷部等高線縱深大於橫寬的地點，就稱為 1 級序水系 (圖 6.31)。但大部分情況，1 級序水系附近多半有穩定的水流。

水系的級序可依據 Strahler 的方法 (如圖 6.9) 地判定。換言之，「同等級序的水系匯合，其級序會往上升一級，但若與下位級序的溪流會合，級序不會變化」。

不過，若所使用的地形圖精度 (比例尺) 提高 (變大)，河川級序也會提高，因此，級序分析結果的比較，必須是運用相同比例尺地形圖做的分析結果，否則沒有意義。

溪谷變大之後，水流狀況也會改變。河川水流通常越上游流速越快，越下游流速越慢。但就河道整體而言，上游常出現漩渦，產生相反成份的流向。下游則較少出現這種狀況，反而經常具有穩定水流方向。由此可見，就河道整體而言，上游流速慢，下游流速快。上游流速降低的部分，變成是河床與河岸產生磨擦熱，其結果是出現「土砂運動」這樣的能量轉換。

## (6) 水系型態所呈現的內容

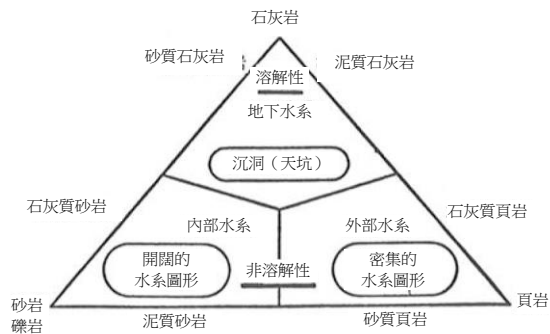
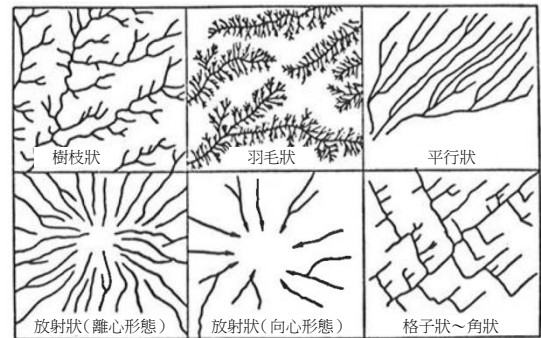
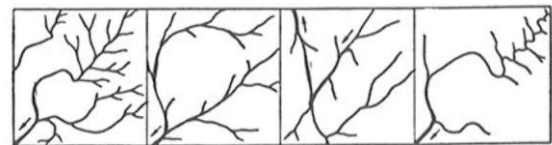
水系型態 (drainage pattern) 係利用地形圖與航空照片判釋而分析地形與地質時，很有效的方法。

### a) 水系密度

水系密度與岩石種類具有密切關連性 (圖 6.10)。第三紀之後的砂岩與礫岩這種顆粒粗且具有較大的有效孔隙率 (effective porosity)，因此，透水性 (permeable) 岩石區域水系密度較疏 (coarse textured)。另一方面，粉粒岩與黏土岩、頁岩等細粒有效孔隙率小、不透水性 (impermeable) 岩石區域的水系，比較密集 (fine textured)。

### b) 水系型態的形狀

水系型態的形狀與岩相 (岩種) 以及地質構造關係密切，但會因為當地雨量 (大致上多雨的地方即使相同岩種，水系模式仍較密集)、侵蝕的階段 (erosional stage: 幼年期、青年期、壯年期、老年期等區分) 等而明顯變化 (圖 6.13、圖 6.14)。但水系也有如下特徵 (圖 6.11)，因此能成為以航空照片進行地質判識的有效關鍵。

圖 6.10 堆積岩與水系的關係(Von Bandat, 1960)<sup>3)</sup>圖 6.11 主要的水系型態<sup>3)</sup>

(1)水系的偏位 (2)水系的彎曲 (3)流路的驟變 (4)蜿蜒的疏密驟變

圖 6.12 異常水系的例子

① **樹枝狀** (tree-like or dendritic)：這是水系的基本型態，形成於水平且均質的地層。不過，同樣是樹枝狀，頁岩這類不透水性地點的較密，砂岩這類透水性較佳的稀疏。花岡岩與閃綠岩等深成岩類的水系，也呈現均質樹枝狀。黃土 (loess) 與黏土岩 (clay stone) 這種細粒、均質水平堆積成的地面，其樹枝圖形會呈現極度緻密的**羽毛狀** (feather like)。

② **平行狀** (parallel)：整個地區整體地往某個方向傾斜，就會形成平行水系。火山麓的水系，局部來看也會形成平行水系

③ **放射狀** (radial)：成層火山與穹丘 (dome) 這類地形，在其呈現圓錐形突出的地方，會出現離心式的 (centrifugal) 放射狀水系，破火山口內側與盆狀凹地則形成向心式的 (centripetal) 放射狀水系。

④ **格子狀~角狀** (trellis or angular)：在強烈受斷層與大規模節理等地質構造影響的地方，格子狀與角狀水系發達，並且也成為判斷地層是否斷裂的有力證據<sup>3)</sup>。

#### c) 異常水系

水系型態未必能精確呈現岩種的差異與地質構造等。因此，進行土木相關調查與地質調查應注意①水系的偏位，②水系的彎曲，③流路的驟變，

④水路蜿蜒稀疏與密集的驟變，這類**異常水系** (anomalous drainage：圖 6.12)，並深入討論其原因。

這些**水系異常**大多具備如下的意涵。

① 顯示局部岩質的差異

② 顯示斷層存在

③ 顯示有穹丘 (dome) 或凹地 (depression) 這類特殊構造存在

④ 顯示有地滑

不只異常水系，有時水系也會在坡面中途消滅，而這些現象背後可能都隱藏某些問題點。

#### d) 水系型態與侵蝕的階段

即使相同岩種，也會因為不同的侵蝕階段而產生明顯的水系密度差異。圖 6.13 係印尼蘇拉威希 (Sulawesi) 島同一個花岡岩地區的水系圖，但其中的  $G_1$  與  $G_2$  水系密度差異很大， $G_2$  屬於侵蝕輪迴 (erosion cycle) 之中較早期的準平原 (peneplain)。相對的， $G_1$  係侵蝕持續一段時間之後，來到壯年期的狀態。相同的差異也出現在圖 6.14 的冰礫土 (till) 侵蝕過程之差異。因此，水系密度 (density of valley) 形狀的差異，未必能表現出地質與土質的差異。

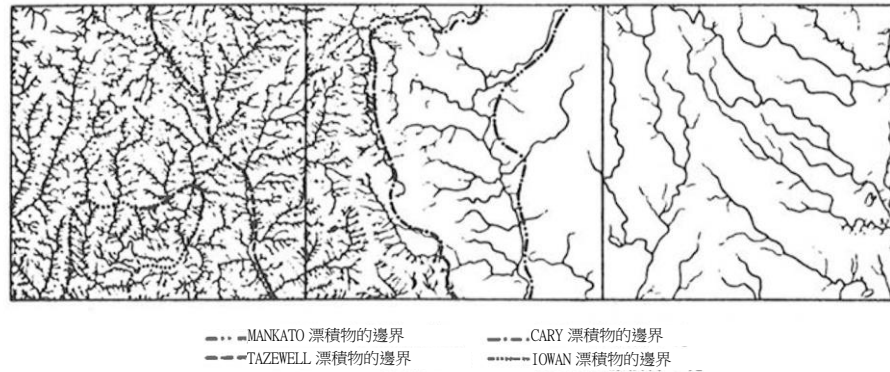


圖 6.14 美國愛荷華州第四紀威斯康辛階地冰堆石上面的四種水系差異。Iowan 漂積物 (drift) 與 Tazewell 漂積物與 Cary 漂積物之間，可看出明顯的地形不連續狀況 (R. V. Rube)<sup>3)</sup>。

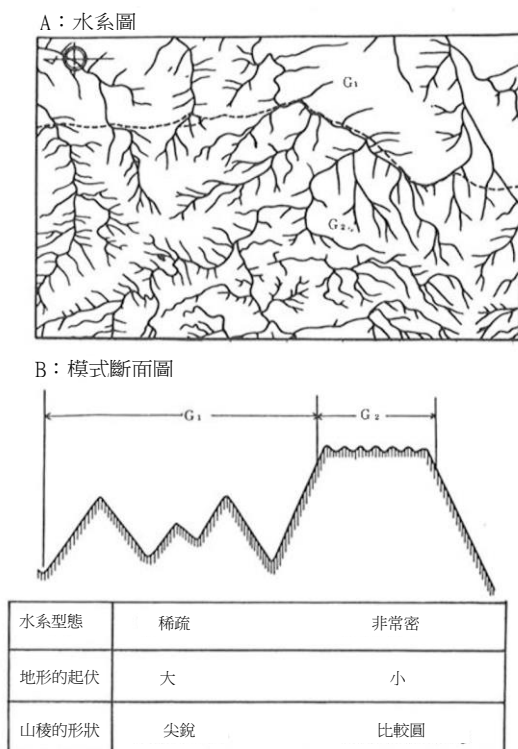


圖 6.13 侵蝕循環差異所造成的地形差異。G1 與 G2 雖為相同的花崗岩，但因為侵蝕階段不同，導致地形幾乎完全不同。這種狀況在水系圖方面也很明顯<sup>3)</sup>。

### (7) 河谷—河道、河床—地形所顯示的內涵

河道 (river channel) 除了呈現水與土砂的流路這種事實，也提供了如下資訊。

- ① 土砂的運移形態
- ② 作用在河道的營力大小與平衡

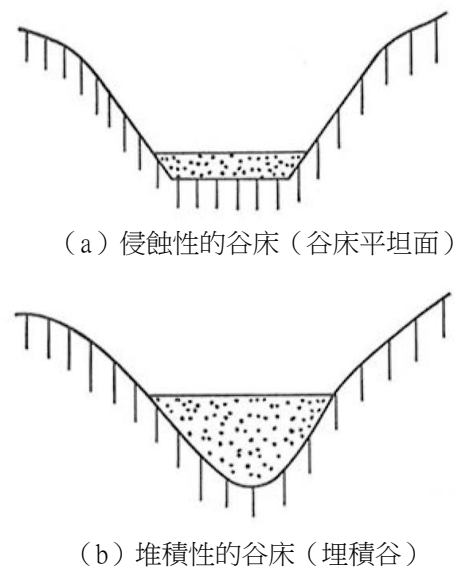


圖 6.15 谷床平坦面與埋積谷兩種谷床型態<sup>2)</sup>

- ③ 河床堆積物的厚度
- ④ 河道沖刷段的危險度

河床堆積物的堆積構造 (砂礫的比例分布與粒徑構成等) 會決定該堆積物是①土石流所運移來的，還是②河水推移來的。若是被土石流運送來的堆積物，會呈現雜亂且巨礫多、礫石間填滿黏土質土砂的狀態。推移堆積物則大致呈現層狀，以及不含黏土成份的鬆散狀態。因此，從河床礫石的斷面可了解該區間是土石流區間，還是推移區間 (參照下頁專欄)。

谷底較寬闊平坦的部分，稱為谷床 (valley floor)，此處若如圖 6.15 (b) 所示，被厚度數公尺～數十公尺堆積物 (砂礫) 掩埋，稱為埋積谷 (waste-filled valley)。

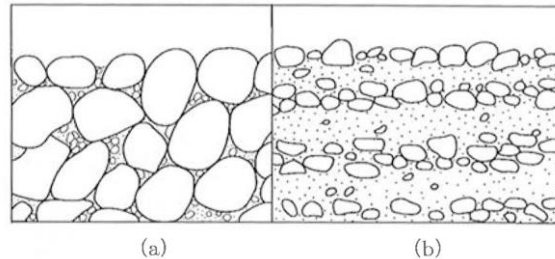


### 土石流堆積物與推移堆積物的堆積構造不同<sup>5)</sup>

扇狀地（沖積錐）面形成的溝壑壁面顯示，土石流堆積物的斷面並無層狀構造。相對的，後續流推移形成的堆積物，具有層狀構造。

土石流堆積物多半有明顯的巨礫（大多直徑 20~50cm，甚至有的 2m 以上）部分，以及巨礫之

間填塞的黏土成份（大多是直徑 5mm 以下的礫石與砂、粉土、黏土等）。相對的，推移堆積物則都是很平均地含有黏土成份之外的各種粒徑河川物質。



土石流堆積(a) 與推移堆積物(b)的堆積構造差異

埋積谷係河谷兩側谷壁與谷頭部所供給土砂量比谷床部土砂侵蝕與搬運能力還大時形成，依據其成因，又可分為以下幾類（日本道路公団，1992）

#### a) 上游巨大崩塌形成的類型

- ① 靜岡縣安倍川上游大谷崩塌所供給、形成的埋積地（圖 6.16）
- ② 高知縣佐喜濱川上游加奈木崩塌形成的山谷堆積地
- ③ 長野縣浦川稗田山崩與富山縣常願寺川的鳶崩塌等巨大崩塌形成的埋積谷
- ④ 如岐阜縣揖斐川支流的白谷、山腹崩塌造成溪谷阻塞，短暫形成的埋積谷

#### b) 火山山腹與火山麓扇狀地的侵蝕谷，被浮石、岩滓、火山灰、火山砂礫等火山性堆積物掩埋的類型

總之，谷壁與谷頭的供給土砂量非常大，這些土砂量以土石流與土砂流的形式運送下來堆積，並呈現短暫穩定狀態。埋積谷寬度與坡度會因為流域大小，以及上游、周遭地區供給土砂多寡而呈現不同面貌，但基本上都在 10° 以下。

埋積谷下游端多半形成扇狀地性質的地形。相對於山地溪流的埋積谷，很多用來進行雜木林與杉樹植林；靠近社區的埋積谷，則開闢成水田、旱田與住宅用地。

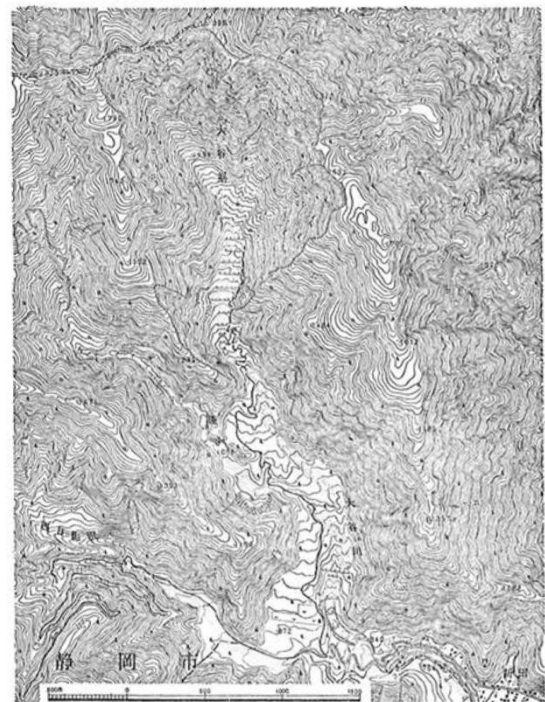
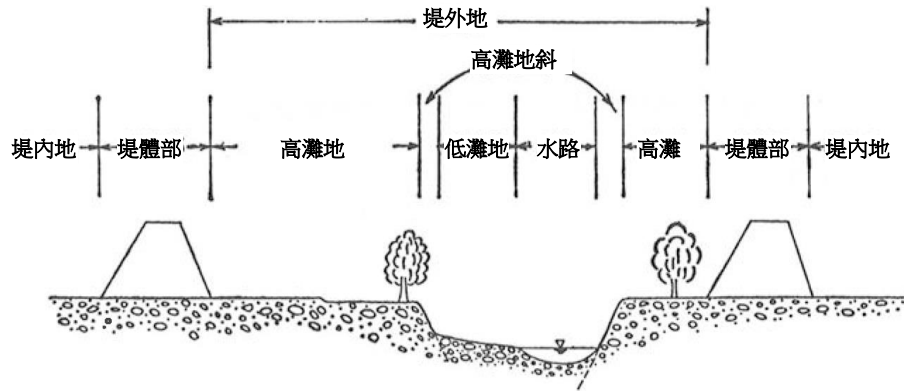


圖 6.16 來自大谷崩塌土砂所形成的大谷川埋積谷（1/2 萬 5000，梅之島）<sup>2)</sup>

埋積谷幾乎都很平坦，而且流經其間的流路也較小，寬度甚至有的小到人可以跳過去，看起來相當穩定。

圖 6.17 河道橫斷面圖<sup>2)</sup>

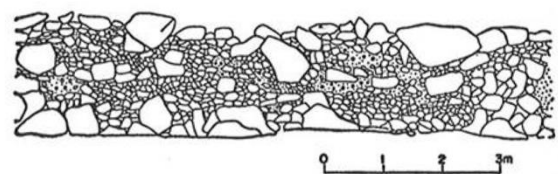
但原本就是因為上游部供給大量土砂，所埋積的土砂量很大，所以豪雨時上游側的山腹崩塌等可能就會形成土石流而瞬間大量流出，在河川沿岸與下游造成嚴重災情。

#### (8) 河道地形

河道地形從橫斷面來看，可分成好幾個區段（圖 6.17）。其中較高的區段，稱為**高灘地**（major bed），較低的稱為**低灘地**（low water channel）。高灘地係洪水時會淹水、土砂堆積成的面，若洪水頻率低，可能會開發成農地或生長樹木。都市近郊高灘地寬闊處，常闢為公園。高灘地的高度因河川而異，也可能因為處於上游或下游而產生差異，但基本上平常時的高灘地，約比水面高 1~5m。

低灘地係豐水時會淹水、平常露出砂或礫的部分。低灘地高度同樣因河川而異，基本上平常時的低灘地高於水面約 0.5m~2m。低灘地的特徵是，不像高灘地那樣平坦，而呈現些微凹凸，堆積物粒徑變化較大。堆積物係洪水流所帶來，在山地與扇狀地發達的地方，容易形成含有大量礫石的混合砂礫。此時在後續流作用下，細粒物質會被選擇性地帶走而流失，現場只留下較大的礫石。這種現象稱為**護甲**（armoring），也是低灘地只剩下大型礫石的原因所在<sup>\*4</sup>（圖 6.18）。

還有一種不能不提的河道地形，那就是**地上河**（raised bed river）。地上河也有各種不同的形態，有的規模大到其河道下方足以讓道路或鐵路通行；

圖 6.18 河床斷面所呈現的護甲（地表附近細粒土砂流失之後殘餘較大粒徑礫石的部份）<sup>2)</sup>圖 6.19 河床礫石疊置現象（implication，礫石的長軸指向上游側）<sup>2)</sup>

也有的只是比周遭地面稍高而已。地上河產生的原因是，人們為了抑制河川氾濫而修築堤防之後，上游所供給的土砂持續堆積使得河床上升，堤防加高而使得河床越來越高。因此，越是自古就實施河道整備、上游供給土砂越多的河川，越容易形成地上河。

琵琶湖西側的百瀨川，便是典型的地上河。日本地上河的分布，主要是較早開發且山地生產土砂較多的近畿地方與濃尾平原西端。變成地上河的河川，簡單講可說都會形成**土石流扇狀地**（沖積錐）。

#### (9) 河道變遷

從人類的時間尺度來看，強大又堅固的堤防

\*4 在粒徑相對而言比較均等、扁平礫石為主要的地方，礫石多半會呈現朝上游、類似骨牌倒塌的覆瓦構造（imbrication）（圖 6.19）。

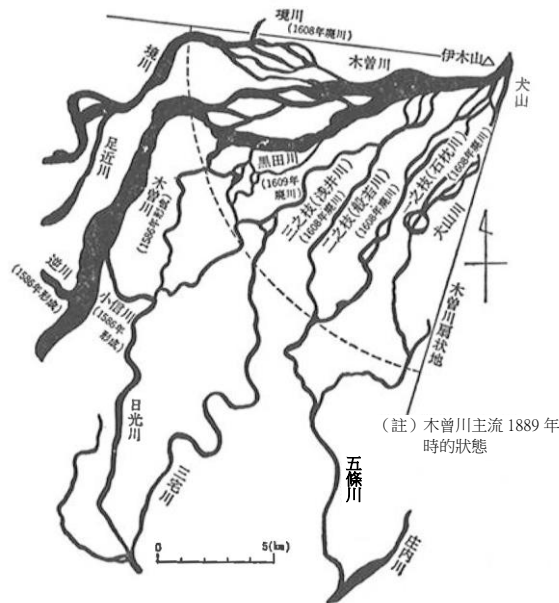


圖 6.20 航空照片判釋的木曾川扇狀地舊河道（可看出扇狀地的“擺尾現象”<sup>2)</sup>）

包圍之河道（river channel）位置，大概不太會慢慢或突然改變。但如果從更長期的時間尺度來看，河道還是會以相對於山地、丘陵、台地等變化更快得多的速度產生變動。

事實上，日本大部分大河川都在進入歷史時代之後，出現大小小變遷。譬如，木曾川在聖德太子時代的河道，位於目前庄內川或往日光川的方向流動，但後來河道突然往北轉，現在流經岐阜市內的境川，便是豐臣秀吉時代木曾川主流河道。但後來 1586 年發生大洪水，導致木曾川大規模改道，形成現在的位置（圖 6.20）。類似這樣河川改變位置的狀況，稱為河道變遷（river channel changes）。

河道變遷有的像北海道石狩川那樣持續而緩慢（圖 6.21），有的像木曾川那樣因為大洪水突然改變河道。前者多出現在水量大的平原蜿蜒河川，後者常見於大河川的扇狀地。

但若人工修築堤防或上游興建防砂壩，河道變遷可能幾乎停止或明顯鈍化。

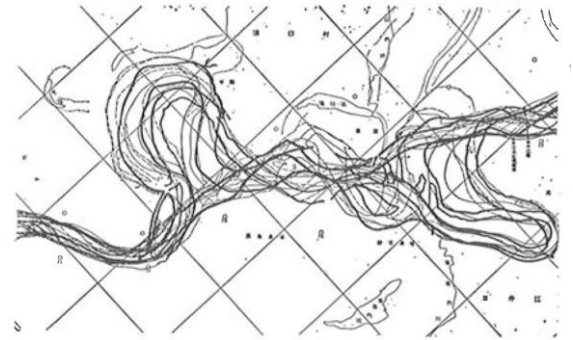


圖 6.21 石狩川與奈井江附近的河道變遷狀況<sup>2)</sup>

從地形圖可看出有些河道改變後變成幾乎無水流動的舊河道，這部分運用航空照片，可非常精確地掌握。照片判釋確認的舊河道位置，和歷史資料記載比對，能掌握不同時間點的河道變遷（圖 6.20）。了解河道的變遷歷史，則能更精確掌握該河川性格，取得河川計畫與防災相關有用資訊。

#### （10）曲流（河道蜿蜒）

低地平原流動的河道，經常像蛇行那樣蜿蜒前進，稱為曲流（meander）。

蜿蜒帶曲折河段（meander belt）地形，在地形學上有各種相關名稱（圖 6.22）。其中，**攻擊坡**（切割坡、基蝕坡，**undercut slope**）指河岸平面部分呈現凹狀的地方，顧名思義係河流攻擊谷壁或堤防之處，堆積狀況少且多半呈現岩盤出露或堤防淘刷狀況。土木工程領域稱這部分為**冲刷段**。

相對的，**滑走坡**（堆積坡，**slipoff slope**）為河岸平面形狀呈現凸狀的部分，和緩彎曲部分稱為河曲沙洲（point bar,）<sup>\*5</sup>。

河曲沙洲多半出現在舊河道沿岸（圖 6.23）。小河川的河曲沙洲，從凸岸側往凹岸側多成緩傾斜、較少凹凸斜面，且比背後發達的後背濕地高約 0.5~2m。

\*5 也可稱為點狀沙堆、突洲、環流丘等。

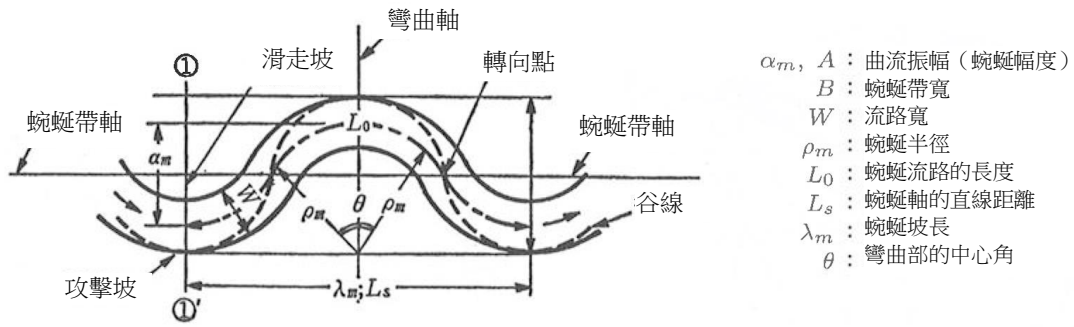


圖 6.22 曲流各部位的名稱<sup>4)</sup>

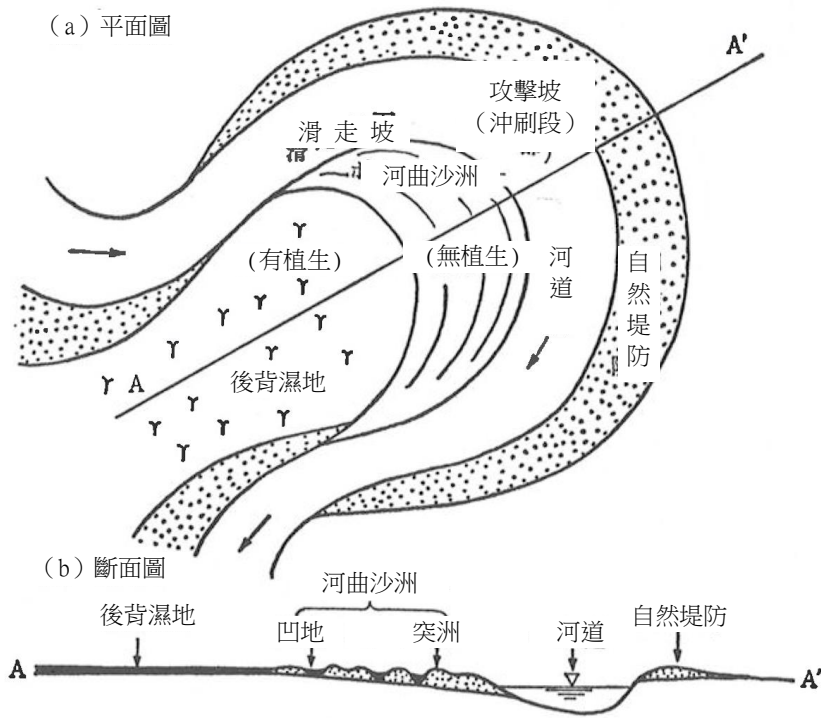


圖 6.23 河曲沙洲模式圖<sup>2)</sup>

河曲沙洲之中微突地的部分稱為突洲 (scroll bar) 或環流丘 (meander scroll)，微凹地則稱為谷或凹地 (swales)<sup>\*6</sup>。日本河川河曲沙洲地形並不常見，即使有也很少突洲與凹地發達例子。特別是舊河道沿岸地區，土地早就開發利用，人為改變之下幾乎都已平坦化。但即使如此，只要經過土地利用與土地區劃，仍多半會留下痕跡。大河川微凸地與微凹地的高度落差，甚至有的達到 5、6m。

河曲沙洲如上述，基本上是砂地地盤，地盤條件相對良好，但仍屬舊河道，大型洪水時還是容易淹水。河曲沙洲堤防下相對於堤防成銳角的地方，

容易產生漏水與噴砂 (boil) 現象。

經過山區、河道下切而形成深谷的河川，有時也會出現曲流。山區河川曲流不具備寬闊谷底平原，和平原自由曲流 (free meander) 不同地稱為穿入曲流 (incised meander)。

### 6.2.3 山腹形狀 (地形) 的工程學意義

#### (1) (山腹斜面) 坡面的基本形狀

(山腹斜面) 坡面 (mountain slope) 從山脊到山腳，係由以下 4 部分組成 (圖 6.24)。

\*6 微凸地為河漫灘 (flood plain bar)，微凹地為河漫灘沼澤 (flood plain swale)

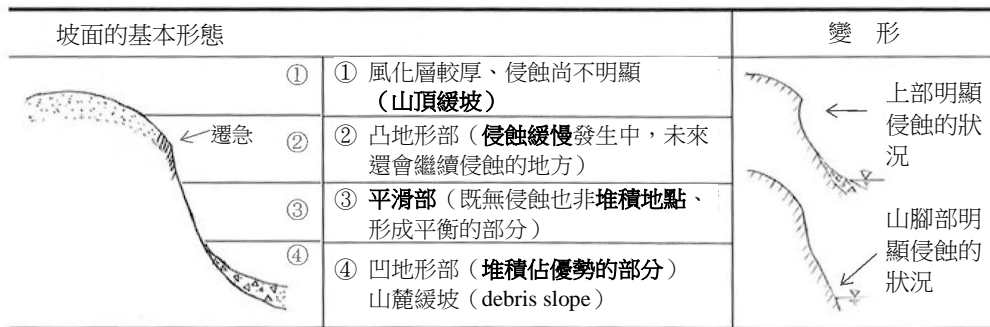


圖 6.24 坡面的基本地形 (原圖)

- ① 山稜部的山頂緩坡 (crest slope or waxing slope) 部分
- ② 與山稜相連的下方陡坡上部凸坡面部 (稱為上升坡面或凸坡面: squar-end slope)
- ③ 與②相連的平滑坡 (平衡坡或等齊坡: valley-side slope)
- ④ 山腳的凹地形部 (下降坡或凹形坡: valley-haed slope)

山稜部有的呈現刀狀山脊 (knife ridge)、新鮮岩盤出露的狀況, 但大多數情況侵蝕不會繼續發生, 而是形成厚而平均的風化層與風化岩, 稱為山頂緩坡。

④稱為山麓緩坡 (debris slope), 主要是坡面上部崩落土砂 (debris) 構成的崖錐坡面。②的凸地形部侵蝕尚未很明顯處, 其末端部也就是②與③交接處 (陡降點) 附近, 會形成侵蝕作用最明顯的遷急線 (erosional front)。相對的, ③的平滑面為陡坡 (free slope), 侵蝕持續發生, 並非土砂堆積處。

從其縱斷方向崩塌狀況來看, 豪雨型崩塌 (表層滑落型崩塌) 較容易出現在②部分, 也就是突坡下端附近的③遷急線附近, 或其稍下方的④0級序谷 (河川) (山溝) 部分。

如圖 6.25 所示, 豪雨所導致與地震所導致的坡面崩塌狀況, 其發生位置有些微差異。

- ① 豪雨所導致的崩塌, 由其橫斷 (水平) 方向來看, 很明顯是出現在谷形坡 (水比較容易聚集的坡面)。
- ② 地震所導致的崩塌, 其橫斷方向呈現山脊型或直線 (平滑) 型坡面; 從縱斷方向來看, 則

圖 6.25 山腹地形與崩塌<sup>7)</sup>

容易形成複合型、超過 40°的坡面 (圖 6.26)。

## (2) 遷急線 (侵蝕前線)

山腹大概會有某個部分傾斜狀況持續變化, 這種遷急點 (裂點, knick point) 之中, 由上而看下來傾斜狀況變緩的部分, 稱為遷緩線, 變陡的部分稱為遷急線 (圖 6.27)。換言之, 遷急線係“侵蝕強弱的轉折點”, 其上方侵蝕狀況輕微, 下方激烈, 特別是遷急線附近容易出現新的侵蝕 (可視之為崩塌), 因此這部分也稱為侵蝕前線。

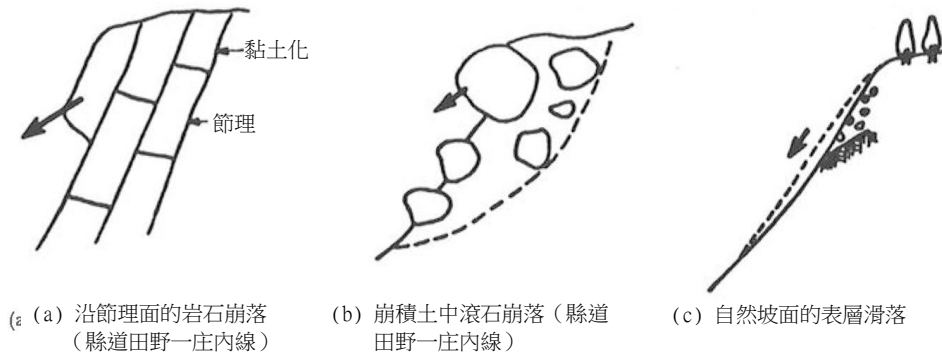


圖 6.26 大分縣中部地震的坡面崩塌<sup>7)</sup>

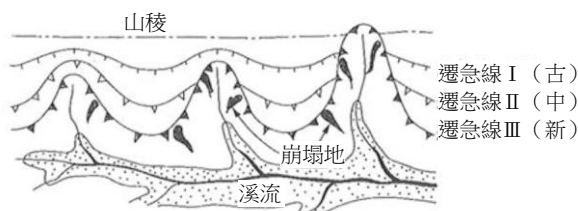


圖 6.27 遷急線與崩塌的發生位置<sup>5)</sup>

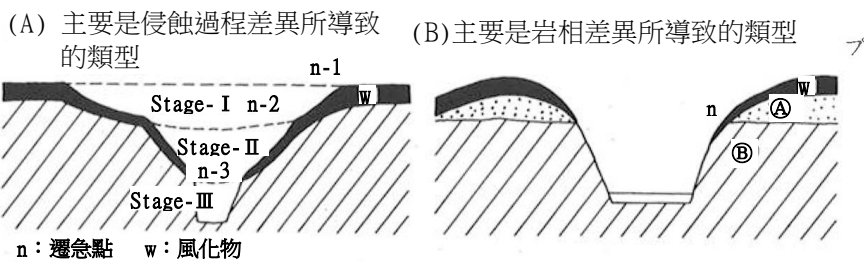
遷急線的實際狀況與面對侵蝕的坡面穩定性如圖 6.28 所示。

事實上，大多數表層崩塌出現在遷急線附近，慢慢地往上側移動（圖 6.29）。反之，因為經常出現這樣的山崩，山崩下方坡面變陡。此外，遷急線附近豪雨時滲透到泥土中的雨水呈現飽合狀態，然後噴出的地方，也具備地形學與水文地質上容易崩

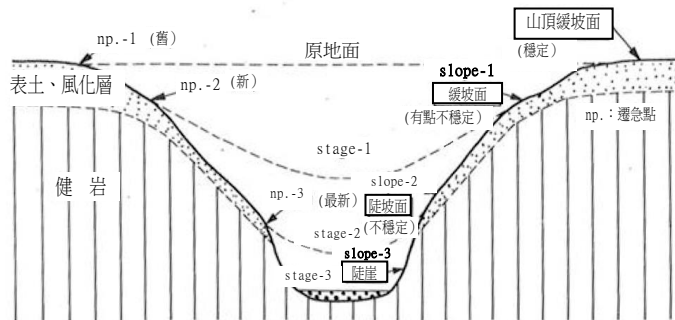
塌的條件。

另一方面，遷緩線位於崩塌、地滑與雪崩所堆積的土砂堆積面及非堆土砂堆積面(陡坡)的界面。而且遷急線與遷緩線的上側與下側，地質有時完全不同。換言之，面對侵蝕的抵抗力強弱差異導致坡面傾斜改變的狀況也相當少。而類似這種類型的線若幾乎連成一直線，多半代表當地已形成斷層。

表面滑落型崩塌（豪雨型崩塌）的崩塌地點相當難以預測，原因是這類大多容易出現在遷急線下方的 0 級序谷部分（圖 6.30）。因此，要了解何處是崩塌危險地點，只要找出①遷急線的下側坡面且②該下側坡面的 0 級序谷部分。換言之，圖中①和②塗黑部分，就是容易發生豪雨型崩塌的地點。



n：遷急點 w：風化物



(C) 一般的遷急線與侵蝕的階段  
np.：遷急線的位置

圖 6.28 遷急線的形成類型與抗侵蝕的坡面穩定性<sup>6)</sup>

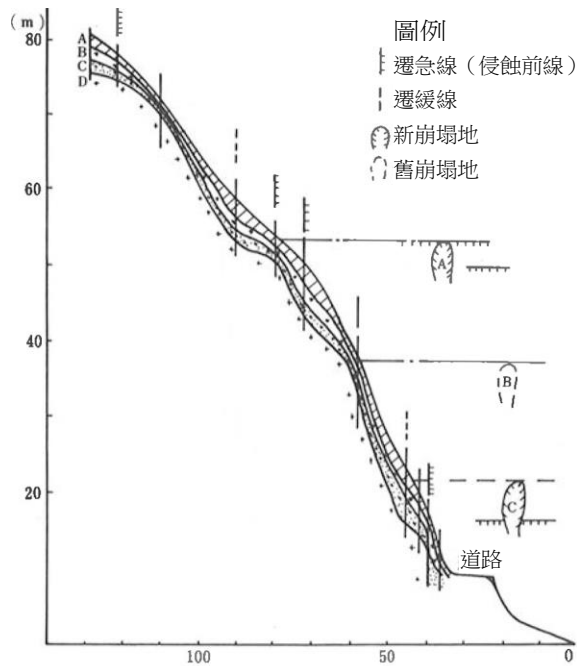


圖 6.29 崩塌容易出現在遷急線附近—淡路島北部花崗岩地區的案例—表土、崩積土、風化基盤的厚度畫得有誇張<sup>8)</sup>



圖 6.30 豪雨型崩塌多出現在遷急線下方 (原圖)

### (3) 0 級序谷

圖 6.31 這種等高線的溪谷部分，其谷的縱深還大於等高線寬度部分的下方，就是 1 級序谷。尚未侵蝕到 1 級序谷的  $a > b$  區間因尚非 1 級序谷，所以俗稱 0 級序谷（砂防領域的俗稱）。

從地形發達的角度來看，谷的成長無非是山地發生的主要侵蝕現象（erosion）。從而水系末端應

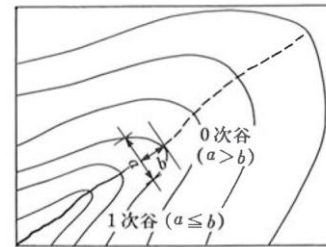


圖 6.31 0 級序谷（虛線部分）(原圖)

該也有顯示侵蝕進展狀況的地形，這便是山腹常見的“山溝”（山溝）。因是尚未成長成 1 級序水系的谷，塚本等人（1973）稱之為 **0 級序谷(ephemeral stream)**。

到目前為止的調查與研究成果顯示，山崩與蝕溝容易在 0 級序谷形成；以細粒風化堆積物為主地區的“豪雨型山崩”，發生的單位則是第 0 級序谷（塚本等，1973）<sup>39)</sup>。上述內容可整理出以下重點。

- ① 0 級序谷之中大概有一個可能發生山崩的地點（谷的成長點）。
- ② 成長點的位置在 0 級序谷的谷線上。
- ③ 成長點出現崩塌之後，會有 0 級序谷 5~10% 左右的面積崩塌，加上崩塌導致山腹下部損傷，大概會有 15~20% 0 級序谷裸地化。
- ④ 山崩多半發生在 0 級序谷的上半部谷線上，相對於其他部分，這些山崩會在山腹下部造成大面積損傷地帶。

豪雨時發生山崩與形成蝕溝的地點，主要是容易匯集地表水的 0 級序谷，因此若實施航空照片 1/2000 以上的大比例尺地形圖判釋，就能預先知道何處會發生山崩與蝕溝（圖 6.32、圖 6.33）。特別是採伐後的地點，接下來的內容也須詳讀。

- ① 與挖方預定地相鄰的 0 級序谷，豪雨時會成為集水區，匯集的地表流水造成挖方坡面損傷，因此，這部分最好實施能改良坡頂排水的設計。
- ② 地滑土塊上方分布許多 0 級序谷之處，豪雨時地滑土塊容易二次移動。

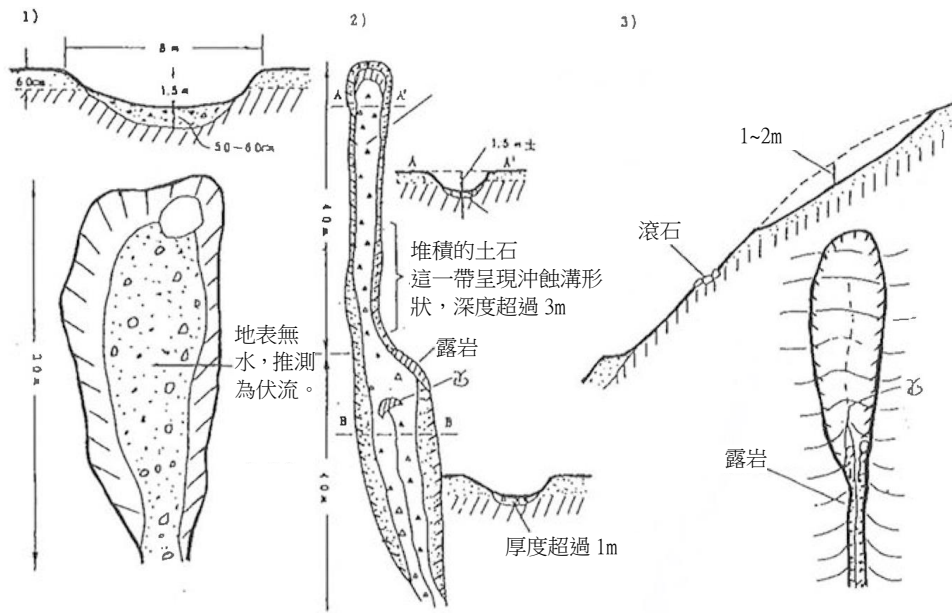


圖 6.33 0 級序谷的型態實例 (原圖)

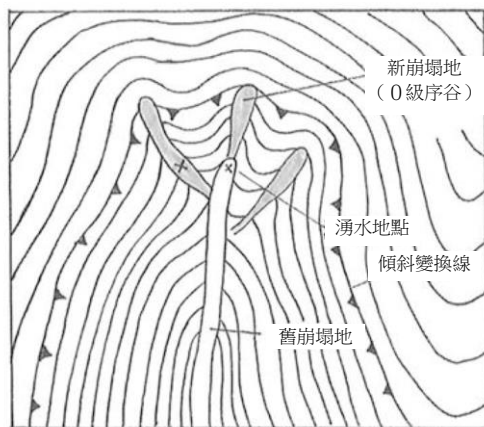


圖 6.32 傾斜變換線 (遷急線)與 0 級序谷 (x 代表湧水地點) (原圖)

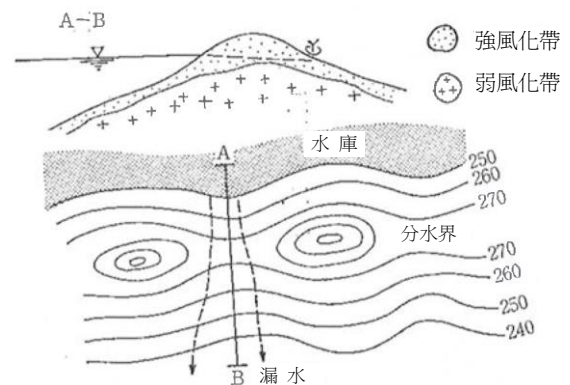


圖 6.34 分水嶺的鞍部風化與漏水模式圖<sup>9)</sup>

### 6.2.4 山稜的鞍部地形須特別注意

山稜常平順地由上往下降。但有時山稜也會出現鞍部 (saddle)，就土木工程學與地盤工程學而言，下列原因可能使鞍部產生問題。

#### (1) 當作水庫可能出現的問題

a) 鞍部的地形條件及該地點風化的部分，常成為漏水的主要原因

這種類型最常見的大概就是圖 6.34 所示、特別是花崗岩地帶的丘陵性山地。

b) 地質構造可能造成問題的主要原因

i) 斷層與破碎帶

構成分水嶺的山稜鞍部常出現有斷層與斷層破碎帶 (圖 6.38)。有些破碎帶寬度達 200m，在這個部分就可能形成漏水，造成管湧這種危險。

ii) 不整合面、基底礫石層

一般而言，地質時代較新、從新第三紀中新世末期到第四紀之間所形成的不整合面，以及分布在該不整合面的基底礫石層固結度低、較鬆散，因此透水性非常高，常導致大範圍漏水 (圖 6.35)。



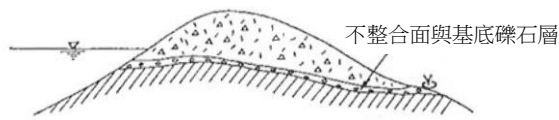


圖 6.35 與不整合面、基底礫石層有關的漏水模式圖

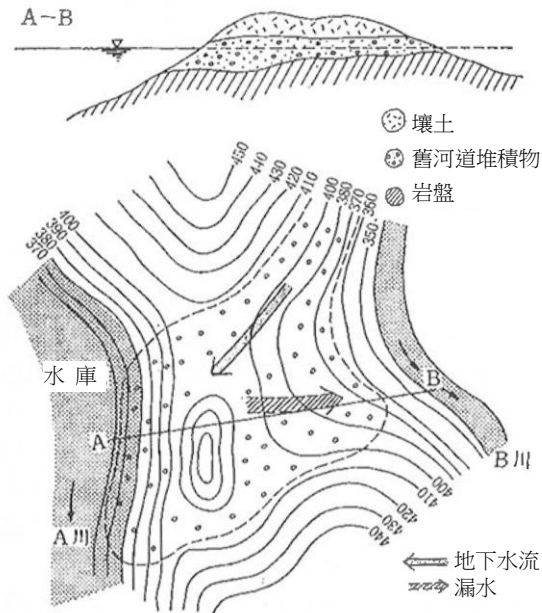


圖 6.36 分水嶺部殘留的舊河道堆積物與漏水模式圖<sup>9)</sup>

c) 特殊岩質與地層所可能造成問題的主要原因

i) 舊河道堆積物 (地下谷的堆積物)

如圖 6.36 所示，舊河道堆積物 (鬆散砂礫所構成) 目前仍殘留山脊的地下，蓄水後有時會在該處形成漏水問題。特別是覆蓋厚壤土層時，容易被判斷為單純的高位階地，因此需特別注意。

ii) 新期火山岩類

圖 6.37 的 a 係覆蓋新期火山岩類的第三紀層古老谷地形部。b 係基盤岩層上方大面積且不整合地覆蓋著火山灰或熔結凝灰岩類。這兩種狀況水庫蓄水後，都容易因為管湧 (piping) 等問題產生漏水。

(2) 斷層通過地點形成的問題

山稜鞍部又名斷層側窪 (kerncol)，其下側往外突出部分稱為斷層側丘 (kernbat)。斷層谷部分係沿著斷層線形成，斷層部分破碎，容易受侵蝕而成為凹地形鞍部，也可稱為斷層鞍部 (fault saddle)。

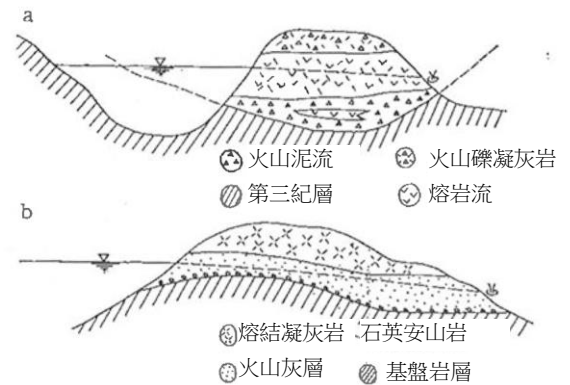
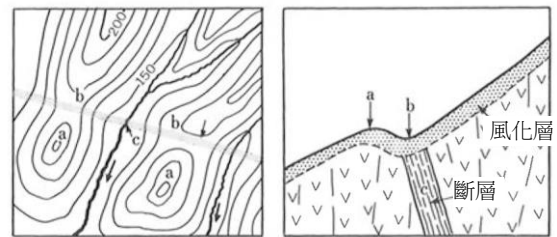


圖 6.37 與新期火山岩類有關的漏水模式圖<sup>9)</sup>



a: 斷層外側丘, b: 斷層外側室, c: 斷層

圖 6.38 斷層鞍部的平面圖與斷面圖<sup>3)</sup>

斷層側窪 (kerncol) 容易用來架設輸電電塔，但其實電塔應極力避開斷層鞍部，改設到斷層側丘部 (凸部)。

6.2.5 崖錐的危險性

(1) 崖錐是什麼？

山腹陡坡面與崖面上風化後的自由面 (free face) 岩屑，在重力作用下往崖下掉落而形成半圓錐狀堆積物，稱為崖錐 (talus or talus cone)<sup>\*7</sup>，這個用語並非地形用語。構成崖錐的斜面則稱為崖錐坡面 (岩屑坡, talus slope)。基本上崖錐並非水的營力所搬運形成，因此，其供給源也很靠近堆積地。只是，崖錐趾部大部分初生堆積物會被流水帶走，形成二次堆積土砂面 (圖 6.39)。

(2) 崖錐的分類與性質

崖錐性質因為形成過程與風化程度而有差異。到目前為止，主要針對崖錐實施分類的學者是 A.Rapp<sup>50)</sup>以及 S. E. White 等等，以這些分類

\*7 talus, 源自法語 (talus: 緩坡)。

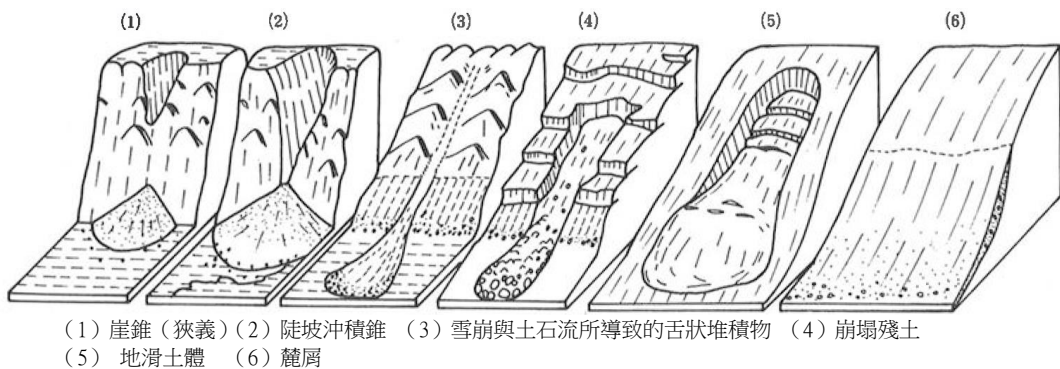


圖 6.40 廣義的崖錐分類—(1)~(4)參照 Rapp : 1957<sup>30)</sup>。IMAMURA : 1976 補充<sup>3)</sup>

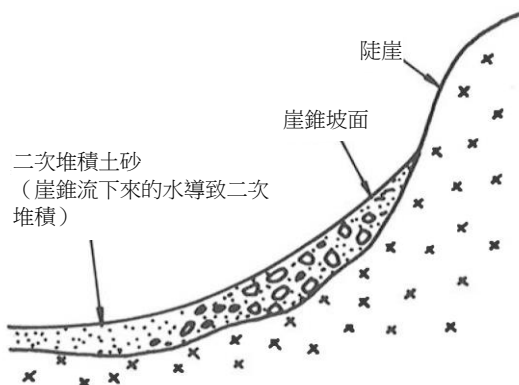


圖 6.39 崖錐剖面構造<sup>3)</sup>

作基礎而從土木工程學角度嚴密區分日本廣義的崖錐，則有以下幾種類型（圖 6.40）。

- ① **崖錐 (talus cone)**：裸地地區等日常性風化與剝離產生的坡面上，土砂受重力作用掉落並在懸崖與陡坡下方堆積成半圓錐狀的地形，崖錐趾部（下方）多為大礫石，錐頂部（上方）多為細礫石。這類分級稱為粒徑分級 (grainsize grading) 或落下分級 (fall sorting)。滾落占優勢時分級度佳，乾燥岩屑流占優勢時，較多粗糙層理。此時，單層之中上部為粗礫石，下部為細礫石分級。
- ② **陡坡沖積錐 (steep alluvial cone)**：①除了同樣直接落下之外，其主體為溪流上游被土石流往下推、反覆供給的土砂，然後在沼澤口形成初期小型扇狀堆積的扇狀地。因其

構成物係塊體移動所推下來，因此大小混雜在一起。

### ③ 土石流與雪崩所形成的舌狀巨礫堆

(avalanche boulder tongue)：日本的情況主要是土石流（有時是沼澤泥流）導致形成的堆積物，舌狀地分布在山腳下正下方不遠處。其構成物的粒徑沒有像②那麼混雜，舌狀尾端部附近多大礫石。

### ④ 崩塌殘土 (rock-slide tongue)

：山腹崩塌下方舌狀地殘存崩塌岩塊與土砂。礫徑因為源岩性質而有差異，但大部分情況是，堅硬岩盤形成巨塊。大多數堅硬岩盤殘土坡度陡且厚，第三紀玢岩與砂岩等崩塌而產生的土砂傾斜緩且薄，屬於黏土質。

### ⑤ 地滑土體 (landslide mass)

：山腹局部受重力作用而落下、堆積，因為不只受到重力作用，同時也是水的營力所形成的堆積物，依據其性質，在土木地質分類有時歸類為“崖錐”<sup>\*8</sup>。

### ⑥ 與山的大小無關，山麓部堆積山地所供給土砂而形成“崖錐”時，特別稱為麓屑 (piedmont debris)

。麓屑有初生性與二次性兩種，大多是長時間從山腹上方以崖錐潛移 (talus creep) 方式往下移動、堆積而成。

\*8 實用上稱為“地滑土塊”或“地滑崩土”，但應該與崖錐不同的圖示較好用。

### (3) 崖錐在土木工程學上的問題點

就土木計畫與施工而言，崖錐的堆積區域常有下列問題。

- ① 這些有的是古代崩塌物，有的是今日日常風化與侵蝕所生產，因此，有些幾乎都是疏鬆角礫，有些是在風化物構成黏土上面固結角礫比較緻密等，有多樣性的構成，但基本上屬於未固結狀態，容易受到沖蝕溝侵蝕。

表 6.3 崖錐的內容與坡面地形<sup>3)</sup>

崖錐的內容	崖錐坡面的形狀
構成物的粒徑	在分級作用下，通常錐頂部為細粒，下部為粗粒
構成物的形狀	角突出就會變成陡峭
構成岩片的硬度	花崗岩以矽岩這類較硬的較陡（35°~40°），泥岩這類軟質的較緩（35°以下）
構成物的表面狀況	表面越粗糙的越陡峭
構成物密度	密度變大後坡面會比較緩和
構成物的落下高度	落下高度越大，坡面越緩和
構成物的含水量	達到飽和之前，含水量越高越陡峭，但超過飽和點會變緩和
構成物堆積之前原本的地形	無關

- ② 崖錐與基盤之間有一種不整合的地層不連續面。崖錐整體而言透水性大，基盤的界面附近成為水的通道。即使平常時崖錐下部末端也常冒出地下水，與岩盤接觸的崖錐下端部持續黏土化，因此這部分容易形成滑動面、產生地滑。
- ③ 目前仍持續成形的崖錐，有時會呈現 35° 以上陡峭坡度，非常不穩定。但很快有植生侵入的，力學上大致就會達成平衡狀態。因此，應在上面實施填方，須判斷是否具有足夠的支撐力（可能需調查，確認此事），除此之外大概沒有其他問題。但若不穩定的崖錐，興建鐵公最好往崖錐的上或下方偏移（圖 6.41）。

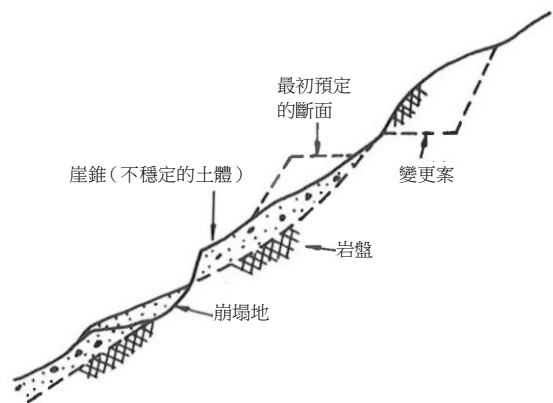


圖 6.41 避開崖錐、往上移的高速道路路線<sup>10)</sup>

在崖錐中部或下方實施挖方，或崖錐受到側向侵蝕，導致堆積物失去下部支撐，就容易出現崩塌與地滑。特別是若崖錐位於不透水性岩盤上方，或基岩部分為容易聚集水的凹地地形，界面附近容易（滯）積水，量大就可能產生地滑。

- ④ 即使沒有劇烈的地滑，崖錐也會長期往下方潛移（崖錐潛移：talus creep：每年移動約數 cm）（參照 6.3.2 地滑項目）。另外，堆積物有許多空隙，實施挖方時溫度反覆變化與凍結、融解，也會導致形成緩慢潛移。斷層與破碎帶形成的崖錐，和一般山腹斜面部分相比，更容易產生更大規模的滑動，而且下位岩盤會因此破碎，必須注意。
- ⑤ 越是陡峭的崖錐危險性越大。池田（1971）11) 研究指出，崖錐坡面長  $S$  與平均傾斜  $\alpha$  之間的關係的表 6.4，這應該也可作為掌握穩定性的基準。

表 6.4 崖錐穩定性的基準<sup>11)</sup>

穩定	條件
穩定	$\alpha < 39 - 4 \log S$
稍不穩定，反覆受外在條件影響會有崩塌之虞	$39 - 4 \log S \leq \alpha < 44 - 4 \log S$
非常不穩定，崩塌危險性高	$\alpha \geq 44 - 4 \log S$

$S$ : 崖錐的坡面長  $\alpha$ : 崖錐的平均傾斜

- ⑥ 實施隧道工程，容易產生偏壓與變形移動、導致事故，因此應完全除去坑口部份的崖錐。
- ⑦ 沿溪床的崖錐，豪雨時混入大量的水，容易成為土石流源。
- ⑧ 新崖錐分布之處，未來其上方山腹也有落石危險性。
- ⑨ 黏土化的大量崖錐，可當作壩心材或填方材（特別是當作黏土成份不足砂礫材質的混合材）。

如上，崖錐的基盤與不連續面乃問題所在。隧道坑口與挖方坡面等地點崖錐分布較厚，就會產生上述①~⑦問題，特別是與基岩的界面出露而產生流水時，會有地滑危險性。

#### (4) 崖錐的分辨方法

崖錐在地形方面有下列性質，可作為識別的依據。

- ① 位於臨河山麓的崖或(山腹斜面)坡面下端坡腳，其上方表面有大約 $35^\circ$ 的傾斜。
- ② 從(山腹斜面)坡面中途(岩盤部分)進入崖錐部之後，傾斜突然變緩。從地形圖上看來，崖錐的部分等高線平順且間隔相當寬(圖 6.42)。
- ③ 堆積物表面由平滑且未固結的土砂構成，地表水屬伏流，因此，出現在山腹的小水系進入崖錐部分之後多半消滅。山坡表面有 0 級序谷。

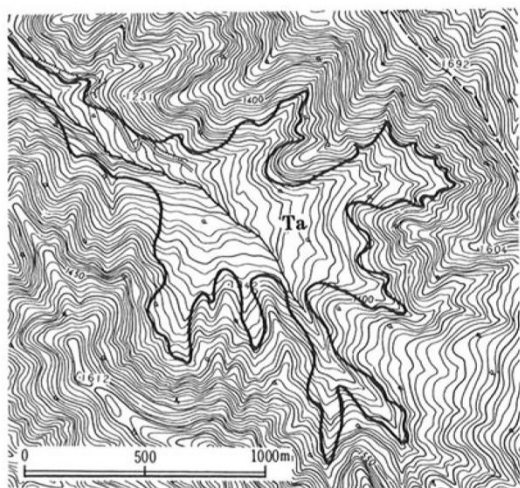


圖 6.42 依據地形圖進行崖錐判釋的案例  
(1/2 萬 5000, 廣河)

這種細山溝(山溝)(參照 6.2.3)，山麓與中腹山溝消失而形成平滑斜面處，可能是崖錐掩埋形成的(圖 6.42)。

- ④ 新形成崖錐及形成中的崖錐土砂移動頻繁，空拍圖呈現亮灰色，代表植生不易附著，崖錐坡腳則慢慢有植生正在侵入。
- ⑤ 土砂供給已停止的古老崖錐受到風化影響，黏土成分多因此水分也多，且因地層厚容易著根，植生生育狀況良好，很多形成山麓深根性的樹林。
- ⑥ 傾斜較緩山谷且分布箱型剖面沖蝕溝的地方，大多會風化而分布較厚的黏土化崖錐。
- ⑦ 靠近村落地區多半開闢成田地，崖錐下沿的道路，有時會設置數段的邊緣砌石矮牆。

航空照片顯示，崖錐若有 1~2m 以上厚度，其分布容易判釋。

#### (5) 崖錐的不穩定度

崖錐容易出現潛移(creeping)，因此，闢建道路時，分布在計畫線上及其附近的崖錐，都應進行和地滑一樣的處理，並且最好事先依其規模與不穩定程度予以分級。

- ① 越是大規模(分布面積)、形成年代越新(可從植生侵入的狀況判斷)，不穩定度越高。
- ② 坡度越陡的等級越高。
- ③ 崖錐坡腳若與河川相鄰，以及斷層與破碎帶形成的崖錐，不穩定度越高。
- ④ 若崖錐表面的植生與附近山地部分的植生相同，可視為崖錐本身相當穩定，不穩定度較低。
- ⑤ 崖錐與基岩界面附近有水流出，代表崖錐非常危險，不穩定度提高。

崖錐當作填方材使用時，最好參考下列事項，實施崖錐厚度別的程度分級。坂梨地區(日本道路公團, 1973)區分為① 10m 以上, ② 5~10m, ③ 2~5m 三個階段<sup>40)</sup>。

- Ⓐ 分布面積大小（通常面積較大的，厚度會和分布面積同比例地變大）。
- Ⓑ 與周圍地形的關係（崖錐坡面所形成的傾斜若靠近山腹斜面，崖錐會變薄；傾斜突然改變的地方則較厚。將小山谷掩埋之後的崖錐分布，掩埋面積廣的崖錐厚，面積窄的崖錐較薄）。
- Ⓒ 侵蝕河岸崖面露頭的崖錐，寬度較大。

## 6.3 山地、丘陵與災害

### 6.3.1 塊體移動地形

#### (1) 對地盤的營力

對地盤的營力（agency）包括屬於①外營力（exogenic agents）的地形營力（geomorphic agents），以及屬於②內營力（endogenic agents）的地質營力（geological agents）。**地形營力**指具備生產（侵蝕）大地構成物質與搬運能力的自然媒體（natural medium）<sup>41</sup>，內容包括①流水、②地下水、③波浪、④潮流、⑤海嘯、⑥冰河、⑦雪、⑧風等，根本上則與重力有關。

另一方面，**地質營力**指起因於地質內部的Ⓐ岩漿活動、Ⓑ火山作用、Ⓒ地殼變動（含斷層活動及其伴隨產生的地震等）等，也就是包括地球內部岩漿活動，以及板塊移動造成的應力（stress）。但一般而言所謂「營力」，多半指上述①～⑧這類「地形營力」。

#### (2) 塊體移動在土砂移動之中的定位

「地層堆積」或「地層形成」係被搬運的物質「半永久性穩定狀態（堆積）的形態」，而要達到這種狀況，必定經過①風化（weathering）②各種地形營力造成侵蝕（erosion）以及③搬運（transportation）等過程（process）。其中，侵蝕→搬運的過程，包含Ⓐ堆積粒子在水、冰與風等營力作用下，個別地受到侵蝕與搬運的**單粒搬運（individual transportation）**，以及Ⓑ具備某體積大

而移動的**集體搬運（mass transportation）**，後者稱小的地表物質塊體（岩塊、土塊等），然後藉由自重為塊體移動（mass movement）或塊體崩壞（mass wasting）。

這些以大體積狀態移動的物質，會在短暫穩定狀態下進入靜止狀態，形成堆積層，但不會長期處於穩定狀態，而會以相同或不同的移動型態，往更穩定的地點移動、堆積。換言之，從「地層的形成」與「地層的堆積」的地質學角度來看，塊體移動係侵蝕與搬運的過程，可視為「不穩定狀態下的移動狀態」。

#### (3) 塊體移動與土砂災害現象

這類塊體移動<sup>9</sup>廣義上係地表剝蝕作用（denudation）的一種，並非水、冰與風等所造成的物質個別搬運，而是自重（重力）作用下的物質（岩石與未固結堆積物）直接移動現象。過去有人認為①**塊體移動**指地滑這類地質整個移動的狀態，②**塊體崩壞**包含重力所支配的地表構造所有移動，但目前大部分學者認為，兩者內容相同，且大家較習慣使用的是「塊體移動」。

如後述，**塊體運動**具備下列運動模式①落下、②翻倒（傾翻破壞）、③滑動、④流動、⑤潛移等（圖 6.43、圖 6.44），這幾種移動模式都會因為其作用力Ⓐ強弱及Ⓑ發揮作用地點是否為人類生活圈，而決定是否會造成災害。前述，表 6.2 便是營力與災害關係圖。

由此可見，「災害」終究是與「人類生活圈」有關的現象，現象本身不過是自然「能趨疲」（熵）擴散（增加）的一種型態。換言之，塊體移動本身是非常自然的土砂移動現象，只不過發生在人類生活圈內會造成問題罷了（圖 2.2、圖 6.44）。

<sup>9</sup>日本地滑學會有人主張，用地滑（landslides：廣義）來取代傳統的「塊體運動」與「塊體崩壞」區分（2003年8月的日本地滑學會提案等），但我認為這會帶來混亂，還是傳統定義較妥當，因此仍使用傳統定義。

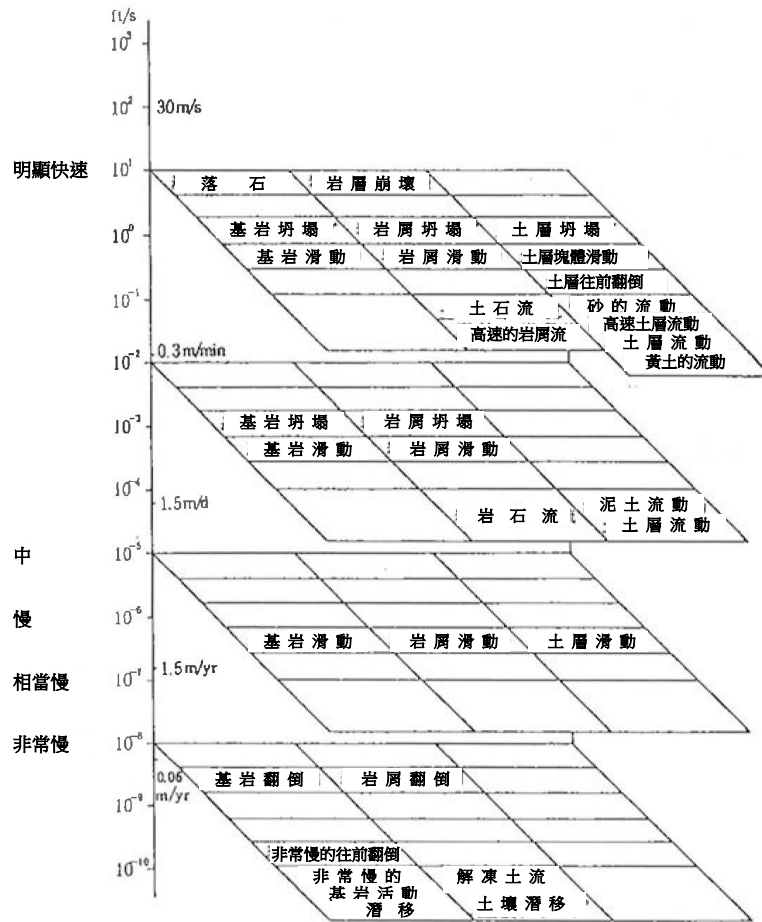


圖 6.43 在 Vernes(1978)的分類之上，嘗試加入移動速度作為分類基準。一般而言，各種類型都可放入平面上下延伸出去的領域<sup>12)</sup>

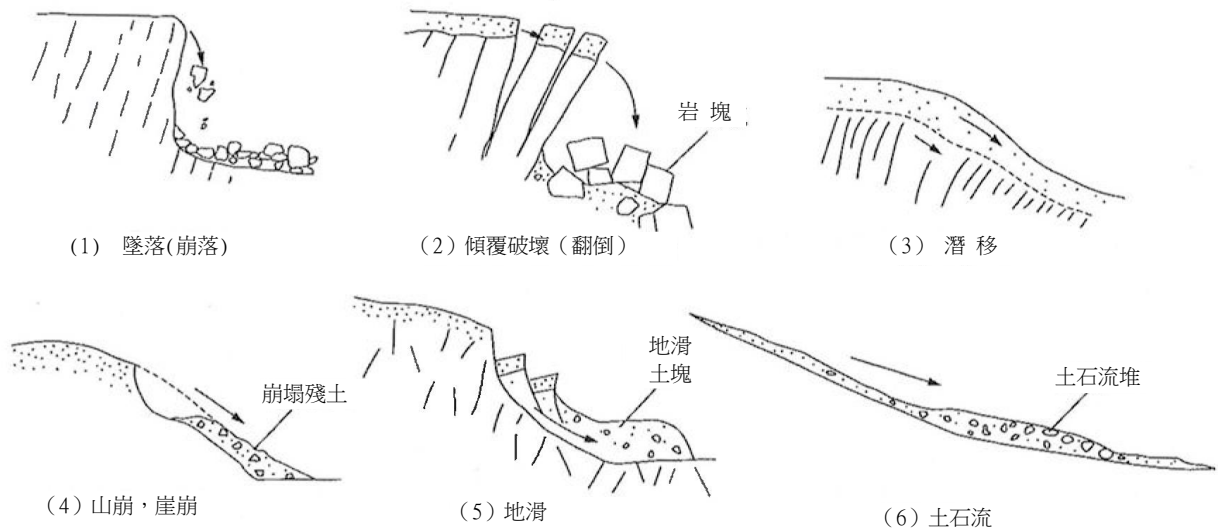


圖 6.44 塊體移動的分類<sup>5)</sup>

(4) 塊體移動的分類

塊體移動有各種分類 (Sarpe, C.F.S : 1938) , 其分類基準包括①移動模式、②物質的種類、③原因、④移動速度、⑤含水量、⑥內部摩擦性質、⑦

物理性質等。日本近年來大部分參考 Vernes, D.J. : 1978<sup>42)</sup>作法，為了避免煩雜，在此用幾個簡單的圖加以說明 (圖 6.44) 。

## 切鋒面圖

切鋒面圖 (summit level map) 又稱接鋒面圖。想從巨觀角度觀察複雜的山地地形，一般做法是**製作切鋒面圖**。製作切鋒面圖的方法有①方眼法、②埋谷法 (谷埋法) 二種。方眼法將對象地區劃分成 2~3km 的方眼，標示出各方眼的地形最高點，利用該位置與高度，以內插法畫出新的等高線 (虛擬等高線)。

比較切鋒面圖與地形圖 (目前的地形)，即可輕易達成或看出以下幾點：①推測侵蝕程度概況，②地盤運動所造成的地形 (斷層崖等會變成接近線形的陡坡)，③新舊侵蝕面的界面 (階地面的差異等)，

④侵蝕導致形成的軟硬岩石界面，⑤熔岩流末端等 (也包含熔結凝灰岩等)。因此，切鋒面圖能在土木建設的設計階段與預備階段，有效地概觀大區域地形。

埋谷法 (谷埋法) 可重新描繪掩埋一定谷寬以下溪谷的等高線 (接谷面: river level)，應用於台地與丘陵地原地形復原。此外，從切鋒面圖可看出①分水嶺兩側侵蝕基準面高度與分水嶺的移動，②溪谷側面圖呈現的遷急點位置，③是否存在著複數侵蝕面，④是否存在著地壘、傾斜地塊、地塹等。

一般會造成防災問題的，主要是以下狹義的「塊體移動」，若是移動速度非常緩慢的解凍土流或土壤潛移等，則問題不大。

- ① 墜落 (崩塌) --- 落石
- ② 翻倒 (往前翻倒) .... 傾覆破壞
- ③ 滑動...崩落 (山崩、崖崩)、地滑
- ④ 流動...土石流、流動型地滑
- ⑤ 潛移...滑坍

### a) 墜落 (fall)

部分岩石與地層從陡坡或形成地面的地盤剝離掉落的現象，主要有下面兩種，①構成斜面的部分地盤整塊移動、②風化岩塊與岩層個別掉落。

### b) 翻倒 (topping)

部分岩壁在柱狀節理、片理面、層理面之處形成分離面而往前 (自由空間側) 傾斜，最後整個翻倒的現象。

### c) 滑動 (slide)

以地盤內部明確的地滑面與剪裂面為界，其上方物質在不太變形的狀態下往後方邊滾邊移動的現象。其形態包括基岩圓弧型坍塌 (slump)、岩層滑動 (dcbris slide)、岩石滑動 (rock glide) 等，所謂山崩、山地崩塌、地滑，大多指這種類型。

### d) 流動 (flow)

土石流 (delris flow: 早期日本人稱為山海嘯、鐵砲水、山瀨等) 以及流動型地滑等，指部分地盤流動性地往下移動 (流動型地滑)，或者因為

山崩使得沿溪流土砂與水混成一體，形成粥狀地流動 (土石流)<sup>\*10</sup>。另外，乾燥地帶或富士山大澤源頭部等可看到完全沒有水、乾燥狀態下岩層流動的現象，稱為**乾燥岩屑流 (dry fragment flow: 岩屑雪崩)**。

### e) 潛移 (creep)

土砂移動各種型態之中最緩慢的移動現象，包括①首先來自斜面上位的壓力，地盤表層部緩慢變位，②接下來，變位的土塊因為水分與溫度變化或地表部分凍結融解等，往斜面下方緩慢 (以一年數 cm 的速度級距) 移動的現象。這部分依構成地表物質的差異，有岩屑 (或崖錐) 潛移 (talus creep) 以及土壤潛移 (soil creep)、岩盤潛移 (rock creep) 等類型。

## (5) 挖方坡面的崩壞形態

就岩盤的強度而言，非常少斷裂的新鮮岩盤，以及具備斷層、層理、節理、片理等不連續面的岩盤，兩者之中後者明顯較小。因此是否會發生岩盤挖方坡面的變狀、破壞及其規模與形狀，都很容易受到不連續面狀況影響。受不連續面影響而形成的坡面形狀與坡面破壞，會因為不連續面位置與傾斜狀況 (走向、傾斜)，出現圖 6.45 所述的四種基本類型

\*10 土石流見 6.3.4 詳述

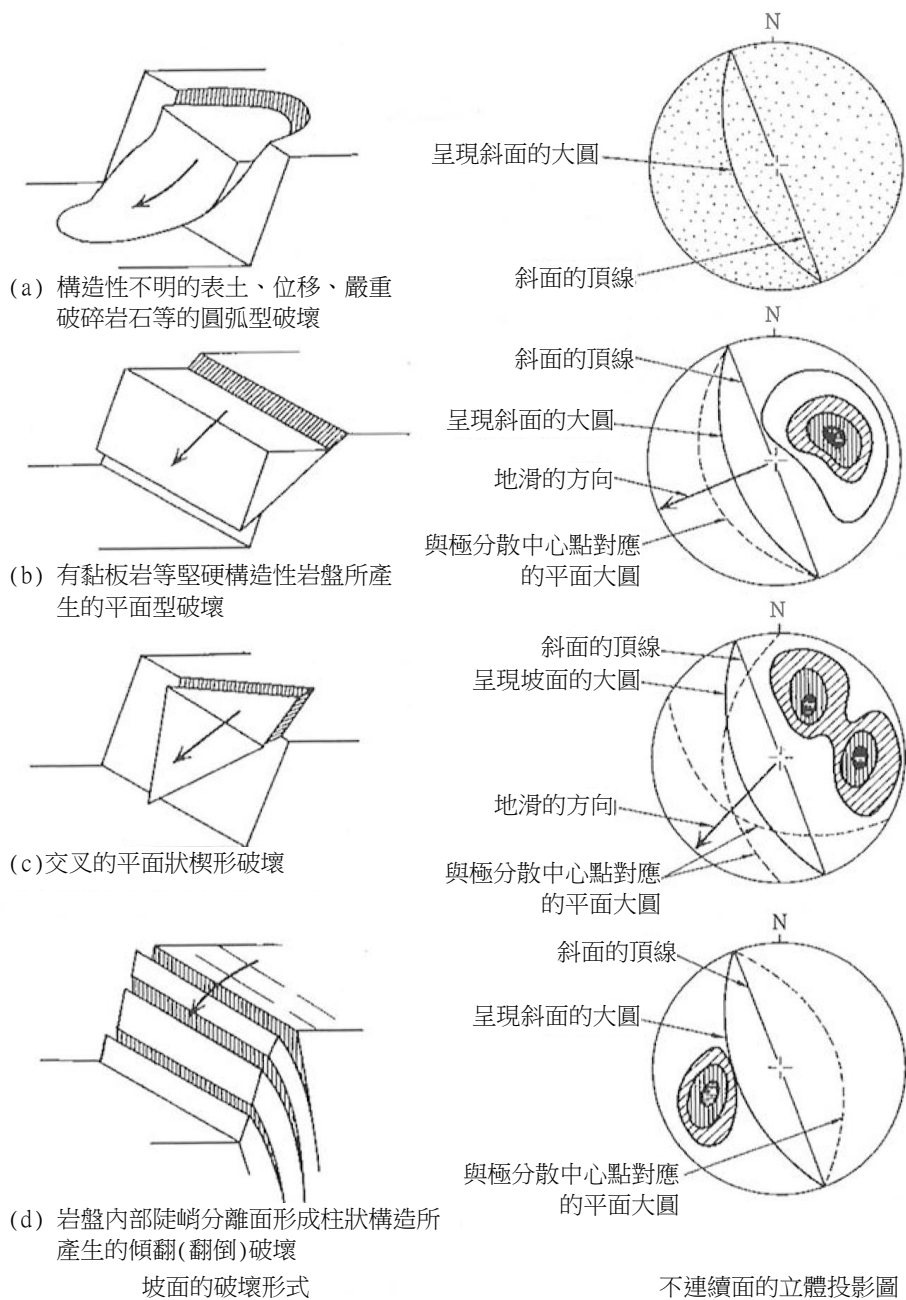


圖 6.45 不連續面的坡面破壞形式<sup>13)</sup>

①土砂地盤形成的圓弧型破壞，②岩盤形成的平面型破壞，③楔型破壞，④傾翻(翻倒)破壞。

**(6) 土砂災害的免疫性及其本質**

土砂災害具有“免疫性”。這與生物學上的免疫不同，指土砂災害發生過後相同地點不易出現相同現象的性質(小出, 1973)。換言之，所謂土砂災害「免疫性」，指某任意山地空間發生一種災害現象後，該空間發生相同現象的機率，遠低於周邊地區。

這類山地災害現象免疫性的根本原因，在於有無“儲留現象”，亦即該地點是否可能自然地產生“儲留現象”。

在此所謂“儲留”，指「水等物質的聚集與累積」，即①存在著某種“容器”，然後②水等物質靜靜待在這些容器中的狀態。「儲留」在該地點的水等物質量增加或減少，稱為“儲留變化”，可說是“容易被解放的位能儲留”。



專欄

塊體移動發生的重要原因<sup>42)</sup>

I 導致剪應力增加的重要原因

- ①水平支撐消失（坡面下部受到侵蝕—坡面傾斜度提高）
  - Ⓐ河川所導致的侵蝕
  - Ⓑ冰河所導致的侵蝕
  - Ⓒ波浪的作用
  - Ⓓ風化
  - Ⓔ先前的崩塌與滑動、沉陷、斷層（坡面傾斜度提高）
  - Ⓕ採石場、地洞、用水路、水庫等的建設
  - Ⓖ湖與水庫的水位變化
- ②載重增加
  - Ⓐ來自雨、雪、管湧、下水管或用水路的水所導致的載重
  - Ⓑ崖錐的堆積
  - Ⓒ植生、樹木
  - Ⓓ滲水的壓力
  - Ⓔ填土造路、蓄水、建築物的建設
- ③短暫的土中應力
  - Ⓐ地震
  - Ⓑ爆破、交通工具所造成的震動
  - Ⓒ風導致樹木搖晃
- ④去除下方的支撐
  - Ⓐ河川與波浪所造成的侵蝕
  - Ⓑ地下的溶解與礦山開採
  - Ⓒ位於下方塑性物質擠壓出來

⑤來自側向的壓力

- Ⓐ破裂地內部的水
- Ⓑ破裂地點內水的凍結
- Ⓒ膨潤（黏土與硬質石膏或水）
- Ⓓ殘留應力的解放（應力解放）

II 降低剪力強度的重要原因

- ①風化及其他物理化學反應
  - Ⓐ有裂縫的黏土軟化
  - Ⓑ粒狀岩石的物理性分解（霜的作用、熱膨脹等）
  - Ⓒ降低黏力的黏土礦物或水、膨潤
  - Ⓓ鹼基的交換（物理特性產生變化）
  - Ⓔ黏土與頁岩的乾燥—裂縫、黏著力喪失—水的進入
  - Ⓕ排除溶解所形成的膠結物質
- ②含有水分造成顆粒間相互作用力的變化（間隙水壓變化）
  - Ⓐ飽和—浮力、顆粒間壓力與摩擦減少、毛細管黏著消滅
  - Ⓑ物質軟化
- ③構造變化
  - Ⓐ頁岩與固結黏土破裂
  - Ⓑ黃土、砂、敏銳性黏土再生（remoulding）
- ④生物
  - Ⓐ動物挖的洞
  - Ⓑ樹根腐蝕

（出處：Varnes，1978）

表 6.5 主要災害現象與“儲留現象”<sup>14)</sup>

主要的災害現象	儲留的類型	儲留的物質	“容器”（儲留空間）	備註
1. 洪水流	—	—	—	無免疫性
2. 山洪爆發	物質的儲留	水	溪床	
3. 土石流（土砂流）	物質的儲留	岩塊、土砂（水）	溪床	還會加上水的儲留 有免疫性
4. 地滑	剪應力較低部分的儲留 風化層的儲留	風化層（水）	山腹	
5. 坡面崩塌	剪應力較低部分的儲留 風化層的儲留	風化層（水）	山腹	
6. 崖崩	不穩定地部分的儲留* 風化層的儲留	不穩定風化層（水）	陡崖	
7. 落石	不穩定地部分的儲留*	不穩定石礫 風化層	陡峭	
8. 雪崩	物質的儲留	雪 (雪的堆積高度)	“雪崩斜面”	儲留時間短

\*未必伴隨風化。

在一個“容器”的“儲留量增加”，代表“容易被解放的位能提高”，也可視為進入能量解放前的一個步驟。越容易被解放的能量，其“免疫性”越強<sup>71)</sup>。

若把焦點放在土砂災害免疫性的本質也就是“儲留”，由此來觀察地形與災害現象的關係，就可得到表 6.5 的結論。因此，若要正確了解土砂災害現象發生的危險性，應掌握土砂儲留量是否已到極限，但可惜掌握這方面資訊的方法還有不足。

### 6.3.2 地滑地形

#### (1) 地滑的定義

全國地滑對策協議會曾定義，「地滑 (landslide) 指某特別地質狀態地區的土地，部分地下水等緣故所造成移動的現象，和山崩不同，因此，兩者雖都是土地移動現象，但地滑一開始移動緩慢，然後才逐漸加速，有時也會急速移動。這確實和突

發且劇烈的山崩不同」。

土木工程實施地滑地形的初期調查，首先重視下列五點。若無法明確掌握這五個重點，接下來的調查與防災對策，可能就會走錯方向。

- ① 無遺漏地整理過去的地滑地形
- ② 將每個地滑區域劃分為幾個「移動區塊」
- ③ 以平面型態與運動模式進行地滑（每個移動區塊）分類
- ④ 每個移動區塊都事先實施容易地滑程度分級（A、B、C 級等）
- ⑤ 掌握移動體的相互關係與動向，了解地滑機制

#### (2) 地滑地形的特徵

圖 6.46 為地滑的一般型態。就像每個人長像都不太一樣，地滑地形也是各自不同，因此，圖 6.46 只是概略形狀。

大體上來看，地滑地包括①比較舊地形的滑落崖

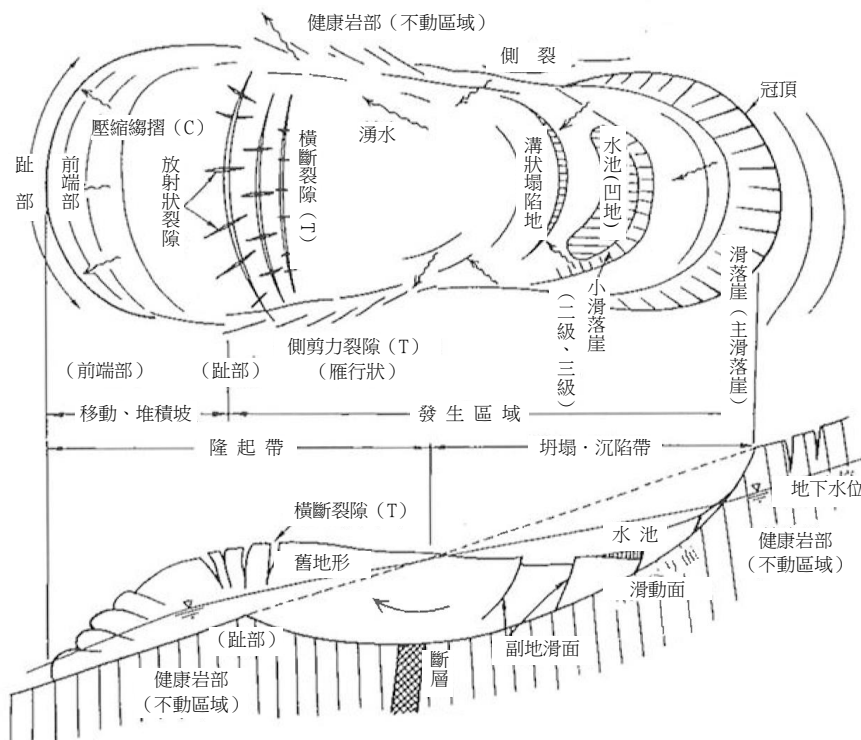


圖 6.46 地滑地的一般型態—地滑地的微地形— (原圖)

微地形	平面型	推定的內部構造
凹陷地		①大規模坍塌性地滑所導致形成 凹陷地 凹陷地
		②地下侵蝕所導致形成 凹陷地 土體內鬆散的部分 地下水導致土體流出
		③不規則的移動 *黏性流動成地表 凹凸等
溝狀的 凹地 裂隙 階地上的 裂縫	土體上半部的狀況 	拉裂區域 裂隙 階地上的裂隙 溝狀凹地(開口裂隙)
	土體側部的狀況 	剪切力造成的裂隙
	土體下半部的狀況 	壓縮區域 往側方拉裂的區域

圖 6.47 地滑地的微地形及其推估的內部構造<sup>2)</sup>

(**landslide scarp**)，與②從地形分離出來而滑動的地滑塊體(**landslide mass**)。能否現地確認或利用航空照片、地形圖等加以確認，係能否識別地滑地的關鍵。

#### a) 滑落崖的特徵

滑落崖多呈馬蹄形(有的接近方形)，頂部落差最大，越下方落差越小。崖面陡峭無植生的地滑，代表很新；陡峭但樹木繁茂，則可能很早就已形成。

更古老的滑落崖，大概都已被侵蝕坡度變緩。每次劇烈地滑形成的滑落崖高度多半 2~3m，頂多 5m 左右。因此，滑落崖高達數 10m 的地滑，大概是長期持續地滑所形成的。

滑落崖外側與崖平行的側裂(側向裂縫 **side crack**)稱為張力裂(隙)縫(**tension crack**)，地滑與崩塌便是發生在張力裂縫這個地點的上方或側方。

## b) 地滑土體的地形特徵

滑落崖內部區塊為地滑土體（圖 6.46），滑落崖側稱為頭部（head），下游端稱為前端（tip）。地滑土體會圓弧狀地翻轉、滑落\*11，因此，地表的傾斜會比原地面（original ground surface）緩和。

地滑土體頭部有的會形成二次性滑落崖（minor scarp）。即使尚未形成二次滑落崖，也可能形成與移動方向垂直交叉的張力裂縫。地滑激烈且翻轉運動很大時，部分土體會出現大崩落成爲凹陷地（窪地，depression），這種地點容易形成水池或濕地。

與滑落崖連接的地滑土體兩側崖面，稱爲「翼」（flank），其越上端落差越大，翻轉運動前端（稱爲趾部：toe）附近落差變小，更下端則變成地滑塊體隆起而高於原地面。趾部土體上方與移動方向垂直的張力裂縫，也容易在前端附近的隆起部，形成放射狀的壓縮裂縫（compression crack）。

這些地滑地形的特徵（圖 6.46）與 a) 或 b) 與地滑內部構造的關係，如圖 6.47 所示。

### (3) 地滑移動土體區分

大型地滑土體會因爲二次滑落崖等而細分成幾個移動土體區塊。區分移動土體區塊的要點，如圖 6.48 所示。細分化的移動土體未必會往同方向運動，爲了今後實施地滑土體移動預測等防災對策，首先應將地滑地內部區分成幾個移動區塊（圖 6.48、圖 6.49）。

### (4) 依據地滑運動模式進行分類

因爲不同地滑類型有不同的運動特色，因此，道路、鐵路、輸電線等建設計畫，以及水壩建設計畫等土木工程相關的地滑調查，應進行地滑運動模式分類。各類型都有其特色，重點在於，

- ① 須能更容易判斷未來地滑會是那種模式

\*11 岩盤地滑（slide）這種類型幾乎無翻轉，只呈現些許滑落形狀。

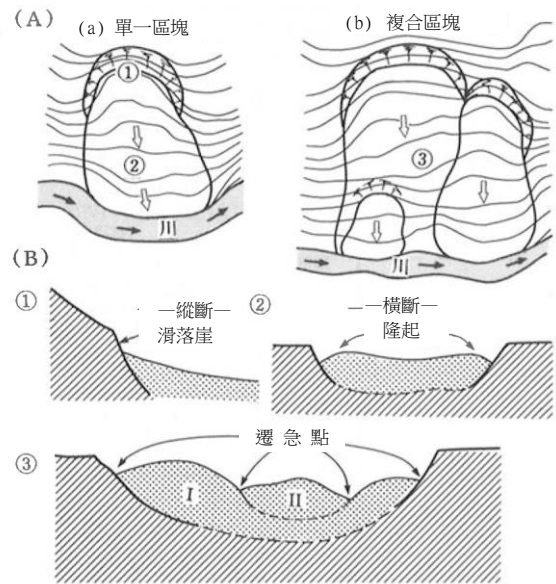


圖 6.48 地滑移動區塊的區分 (A)，以及進行區分的要點 (B) (原圖)

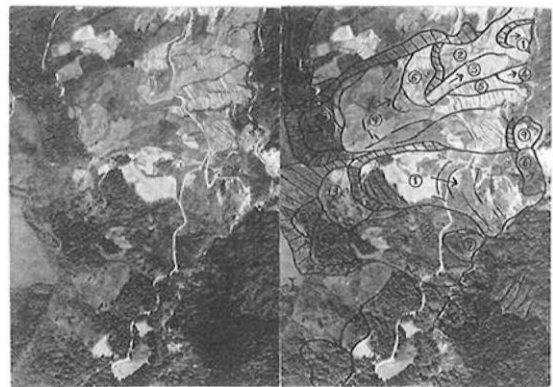


圖 6.49 移動區塊詳細區分的例子 (立體對照)

- ② 能容易與利用航空照片判釋、地形圖讀圖與地表踏勘等清楚認識的“地滑型態”（平面型態）結合，更容易進行分類
- ③ 分類淺顯易懂

表 6.6 這樣利用平面型態所呈現運動模式進行分類，實務上是比較簡單易行。

### a) 崖錐潛移 (talus creep)

區分重點在於掌握地滑地的型態，型態不太明顯的潛移性地滑，多半難以看出是地滑地。

因此，若已看出與陡峭崖錐及地滑相鄰崖錐或大規模地滑後殘存的未固結表面地質，就可標示為崖錐潛移性地滑地。

### b) 流動型地滑 (flow)

類似熔岩流且寬達數 10 公尺、長數百公尺 (甚至有的長達 1 公里) 沿山谷往下流動、前端與熔岩流一樣往上圓形隆起而停止流動。因為是受舊地形影響往下流動，厚度不會太厚。這種地滑土體會形成與流動方向平行的凹槽 (groove)，航空照片可清楚由此看出流動狀況。此外，和周遭地形相比，這些凹槽顯然較平滑低平，容易辨識。

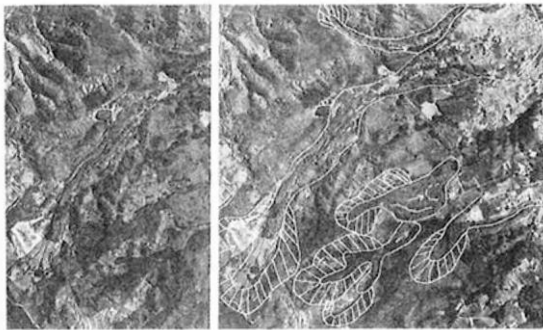


圖 6.50 流動型地滑類型區分案例一月夜野附近<sup>18)</sup>

### c) 弧型地滑 (坍塌, slump)

圖 6.46 與圖 6.51 這種邊迴轉邊往下滑動的典型地滑地形，稱為弧型地滑或坍塌。

較小的弧型地滑容易誤判為①坡面中腹殘留的階地堆積物、②坡面中腹堆積的崖錐，或③階地侵蝕的切割殘餘部分 (圖 6.52)。



圖 6.51 地滑地的判讀—弧狀地滑類型—箭頭代表地滑方向，F：斷層，Ta：崖錐

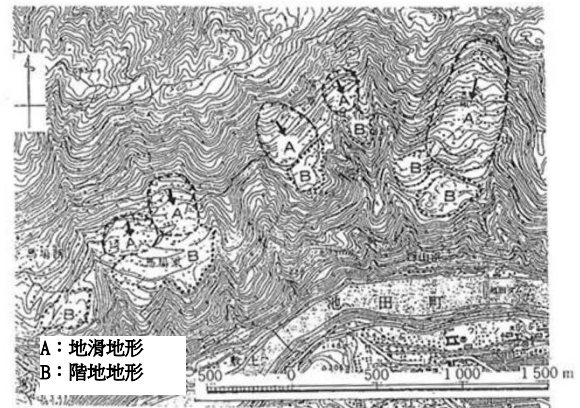


圖 6.52 容易誤判的階地與地滑地形<sup>26)</sup>

進行判讀之際，因為如果明確的階地面附近、與其大約相同高度或較低地點出現類似地滑的地形，代表可能是階地，因此需了解，是否有殘存階地原本的平坦面，或者是否有殘留代表地滑存在的滑落崖。





但若即使如此仍很難判斷，畢竟“罪疑惟輕” (有可懷疑之處則不可認定有罪)，因此，發現「難以分類的異常地形」時，應另外標示，等待進一步現地確認。

## 專欄

### 實施地滑地調查的五個重點

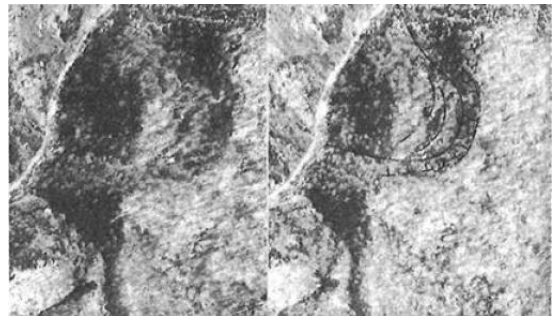
- ① 毫無遺漏掌握地滑地狀況 (運用航空照片、地形圖與現地調查)。
- ② 將地滑地區分為幾個移動區塊。
- ③ 用地滑運動模式來進行分類 (a)崖錐潛移、(b)流動型、(c)弧型、(d)岩盤)
- ④ 容易地滑的危險度分級 (3~4 分級：分成 A、B、C、D 等)。
- ⑤ 掌握地滑機制 (防災對策重要事項)。

表 6.6 以運動模式進行地滑的分類<sup>3)</sup>

地滑的類型	形 狀		地滑的模式	規 模	發生地點的 地質狀況	地滑土體的狀況	辨別的難易	
	縱剖面形狀	平面形					現地踏勘	照片判識
潛移 (creep)			崖錐與風化表層部通常平地緩慢運動，隨著運動黏土化更明顯，因此運動規模變得更大，有可能持續發生下去。	由小到大都有，「地滑土塊」很難掌握。厚度約 5~10 公尺。	容易發生在崖錐部分與較大地滑的滑落遺跡或末端部等。	地滑土體明顯紊亂，若吸水而飽和，會更容易產生潛移活動。	很難	難
流動型地滑 (flow)			一開始可能是因為豪雨等而讓水一口氣往下流動。一度停止之後地滑土體內部似乎會多少移動，但不明顯。	多半屬於較大規模（長 100~數百公尺）。厚度約 5~10 公尺。	似乎較常見於凝灰岩、凝灰角礫岩等地區。	地滑土體整體而言明顯紊亂，與熔岩流同樣地形成與流動方向平行的「縐摺」。末端稍微圓圓地往上隆起。	相對容易	易
弧型地滑 (坍塌 slump)			形成圓弧地滑。地滑較緩慢，但多半在連續降雨與融雪等情況下，也多半會相當激烈地運動。	厚度 10~15 公尺、長 30~50 公尺的稱為弧型地滑（坍塌 slump），厚 15~30m 左右且分成好幾個土體而運動的大規模地滑，稱為滑動（slide）。	容易出現在砂質礫岩、玢岩、凝灰質砂岩、泥岩等風化的第三紀層地區或結晶片岩類、綠色岩類等變質岩地區等的順向坡部分。	地滑土塊末端也有很多並不紊亂，但中~前端的土體出現迴轉運動，因此明顯紊亂。	相對容易	易
岩盤滑動 (rock glide)			看似要由岩盤中的層理面與節理面、斷層面等往外崩落地滑動。滑動狀況突然而激烈。	長 30~50 公尺，厚度達 10~30 公尺左右，特徵是雖然面積不是很大，卻很厚。	容易出現在有較多斷層與破碎帶的地方，以及有較多侵入岩等的岩盤區域。	地滑岩塊幾乎都未紊亂，只有往下滑動的感覺。特徵是呈現類似椅子形狀的滑動面。	很難	易

#### d) 岩盤地滑 (rock glide)

岩盤地滑並未呈現明顯的地滑地形，地形上只些許外露，因此現地觀測時容易被忽略。以航空照片進行判釋時，可依據下列特徵加以識別，①有椅子狀的平面形狀，②呈現幾乎無紊亂而只有部分山體滑動崩落狀況，③地滑岩塊平面規模不大，卻很厚，④其背後滑落的岩塊直接聚攏，形成相似形狀的滑落崖（圖 6.53）。即使航空照片發現岩盤地滑，但現地觀測不太有地滑岩塊破碎、移動的狀況。地滑土體是三種之中最深的。

圖 6.53 地滑地的判釋—岩盤地滑類型—<sup>17)</sup>

### (5) 地滑地形的土木工學的問題重點

出現地滑的地點以及反覆持續地盤移動的地點，大約 90% 屬過去（約 3 萬年內）曾發生地滑或地滑性崩塌的二次地滑。即使現在為穩定狀態，施工實施挖方時，很多地滑地因此坍塌。因此，了解地滑地係預知未來可能發生地滑地點所不可或缺，也就是出現地滑問題的地點，多半可藉由事先判斷是否為地滑地而加以掌握。

地滑土體之所以造成土木施工上的問題，主要有以下因素。

- ① 地滑地地滑停止時，土體內部應力可能集中於某處，若實施挖方時剛好挖除這部分，就會再度滑動。即使只是少量挖方，也可能導致再滑動。移動狀況嚴重時，可能造成致命性災害。
- ② 地滑土體頭部（上游部）實施大型填方，有時會破壞其穩定與平衡，導致再度滑動。即使載重量未過大、失去平衡，地滑土體下測實施填方也會使基礎地盤透水性變差、間隙水壓上升，有時會因此造成上側地滑土體再度移動。
- ③ 即使施工期間未發生地滑，土方工程完成後受到挖方卸載影響或透水性提高，於是風化速度變快，有時就會出現地滑與坡面“鼓脹”的現象。

### (6) 地滑地形的辨別方法

判斷地滑遺跡重點在於識別**地滑土體與滑落崖**的差別，使用航空照片是有效的方法。小規模地滑地形可現地觀察地滑後紊亂的土體，或從對岸眺望，就能了解地形概略。若規模變大，現地觀察多半難以掌握是否為地滑土體。這類大規模地滑地形，不待言不只航空照片，就連 1/50,000~1/25,000 比例尺左右的地圖，都能識別出來。

以下說明進行地滑地形航空照片判釋與地形圖讀圖所應了解的地形特徵。

- ① 地滑土體地形並不平滑，呈現與周圍隔絕的紊亂地形。
- ② 侵蝕狀況持續發生的地滑地點（老年期），凹凸地多的緩坡面會從滑落崖正下方一直延續到地滑末端的谷地，中間有時會出現沼地與濕地。
- ③ 地滑土體呈現舌狀或馬蹄形，其長軸方向大概就是運動方向。傾斜狀況則比周圍健康岩部明顯緩和。
- ④ 地滑土體末端附近有時有壓縮裂縫，頭部附近有張力裂縫及其衍生的塌陷狀況（圖 6.46），有時也會形成小型池塘與沼澤。
- ⑤ 地滑土體進一步分割為階梯狀小塊，由這些階梯狀的方向可推測**各移動岩塊的運動方向**（圖 6.48）。
- ⑥ 地滑土體側方多形成谷地，成為地滑土體界面。壯、老年期地滑土體越厚的，側面部越容易也產生陡崖與深谷，有時還會出現二次地滑。
- ⑦ 地滑土體上方會形成馬蹄形或弓形且比四周山腹陡峭的滑落崖，但有時形狀並不明顯。滑落崖外側有時會形成與這部分平行的側向裂縫或落差，判釋時須小心注意。
- ⑧ 地滑地背後山脊下緣形成凹地形，前端面積多半擴大成為鼻形。
- ⑨ 地滑地內發生的二次與三次小地滑會讓山腹坡面明顯變緩，且地滑面上所形成地滑黏土（landslide clay）提高了保水能力，因此常開闢成水田（千枚田、梯田）。山區沖積地與階地之外的地方若出現水田，可能就是地滑地。
- ⑩ 目前移動中或停止的地滑，有時會因為地滑土體往前推擠，使前端部河寬變窄，或變成曲流。
- ⑪ 判釋地滑土體內與滑落崖外側所分布的裂隙，可據此推測地滑未來的運動方向。另外，判別地滑地時也應注意下列事項。

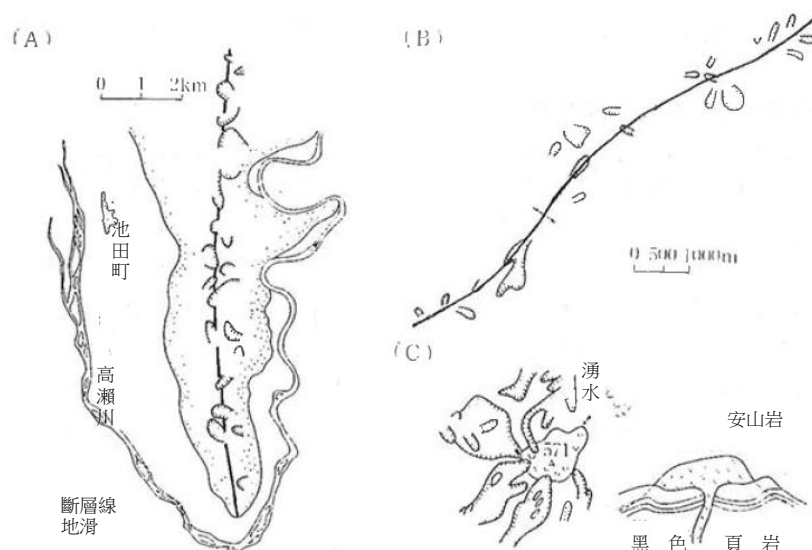


圖 6.54 地質構造導致之地滑—(A)沿斷層之地滑，(B)沿背斜軸之地滑，(C)受蓋岩構造影響之地滑<sup>21)</sup>

- ① 崖錐性堆積地常有(潛移性居多的)地滑地。但即使照片判釋能辨別是崖錐，也很難看出其動向。
- ② 地質構造線(大規模斷層或斷層破碎線)容易導致發生地滑，因此，地滑地多半沿地質構造線分布(圖 6.54)。反之，若地滑地以某一定傾向而分布，代表該方向很可能有斷層分布。
- ③ 應以直線狀或一定曲率興建的傳統道路若局部突出，可能就是地滑地。

#### (7) 從地形圖辨識地滑

利用航空照片最容易看出地滑地形。另外，某種程度也可從地形圖判讀出來。讀圖的關鍵在於，基本上就「判斷地形」而言，讀圖與航空照片無異，但下列部分和航空照片不同，判讀精度較差。

- ① 微妙地形變化—即微地形—地形圖無法充分呈現，因此，小規模地滑或非常小規模滑動的地滑，難以判讀。地形圖判讀地滑塊體內部微地形，以及移動塊體區分方面，精度較差。
- ② 地形圖雖也標示地表植生狀況，但很難直觀地產生其與地形的關聯。
- ③ 如①所示，即使已長年移動變化仍很難判讀，就更無法依據地形圖實施動態的定量

測量。

另一方面，地形圖也有航空照片所無的下列優點。

- ① 即使不以立體角度觀看，也能判讀。
- ② 同時也能進行地名等的判斷。
- ③ 精度較差，但可輕鬆畫出地形的縱斷形狀等，並能簡單實施地形量測定。
- ④ 能輕易判讀航空照片難以判識的大規模地滑地。

利用地形圖判讀地滑地形的重點，和航空照片相同，判讀者應先有地滑地形型態的基本概念，兩相比較即可判讀，基本上應仔細掌握等高線間隔。掌握下列等高線特徵，係地滑地形圖判讀重點(圖 6.55 (A))。

- ① 等高線比周遭地形明顯紊亂(圖 6.55 (A))。
- ② 等高線的走向，坡面上部與下部相反(圖 6.55 (B))。
- ③ 等高線基本上具備①、②要素，且從坡面上位來看，其變化的順序是最陡(或崖)→最緩→緩→陡(圖 6.55 (C))。



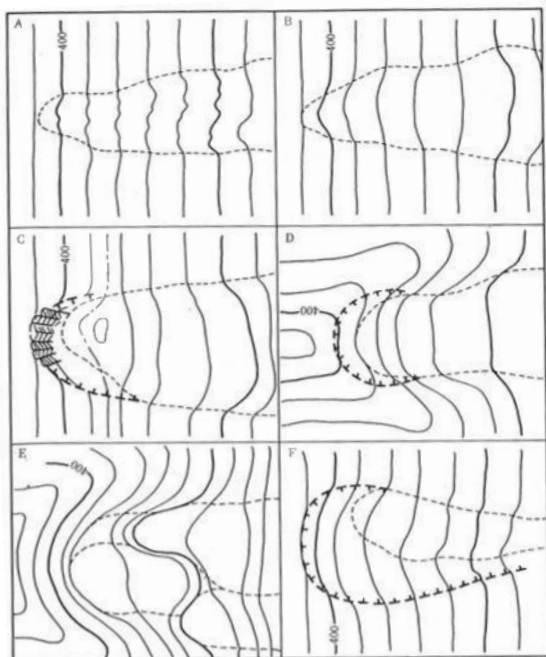


圖 6.55 從地形圖等高線特徵判讀地滑狀況

- ④ 緩坡背後形成陡坡的山脊，呈現類似鼻子的形狀（圖 6.55 (D)）。
- ⑤ 陡坡與緩坡連續出現、形成多段式地形（圖 6.55 (E)）。
- ⑥ 整體而言呈現平緩的谷地形（圖 6.55 (F)）。

不過，利用地形圖判讀地滑地形，同樣也不可只把上述特徵當作“知識”背誦，如果不能累積大量訓練、掌握直覺判斷方法，可能實際上無法派上用場，還可能誤判。另外，地形圖上判讀了解的地滑地形，若未進一步以航空照片進行二次判釋，或現地詳細再調查等，並無意義。圖 6.56~圖 6.58 係利用地形圖判讀地滑的例子。

#### (8) 超大型地滑地形的區分方法

超大型地滑規模太大，很多甚至人在現地也不知道何處為地滑地，但利用比例尺 1/50,000 的地形圖或 1/40,000~1/25,000 左右航空照片，就能看出來。此時判讀基準和一般規模地滑的判讀基準相同，但應特別注意下列要點。

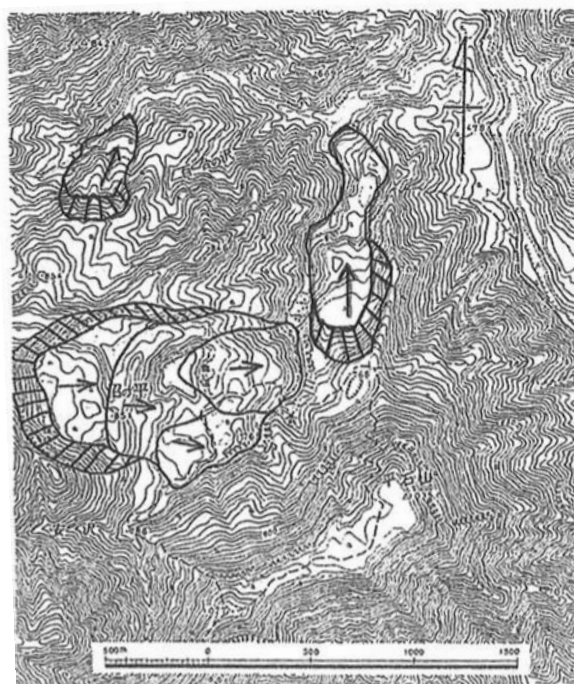


圖 6.56 以地形圖判讀地滑狀況的案例  
(1/25,000，只見)

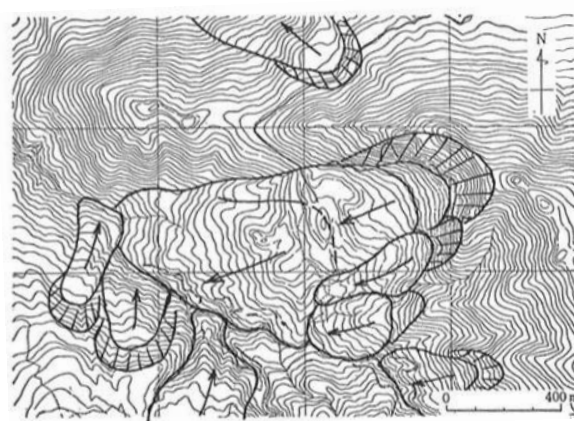


圖 6.57 顯示姬川支流大所川中游部典型地滑地形的地形圖 (1/10,000 地形圖)

- ① 冰河谷卻呈現 U 型谷斷面形狀的地方（北歐等）
- ② 地滑地點谷寬（幅）變窄，某種狀況下形成狹谷時
- ③ 谷未被破壞，但谷底部有塊狀物質時

### 冰河地區的超大型地滑

日本很少面積超過數平方公里的超大型地滑 (massive landslide)；相對的，受冰河影響的北歐地區 U 型谷沿線，則很常見。這應該是因為，冰河侵蝕導致兩岸陡峭，後來隨著冰河後退、谷部剪力抵抗力降低，就在節理密集發達

處與破碎帶等地質構造較弱部分出現地滑 (H. E. Disaw : 1967)。而且岩盤地滑，也有冰河堆積物地滑。

#### ▼大型地滑的岩盤滑動與冰河堆積物滑動之區別 3)

岩盤滑動	冰河堆積物滑動
①岩盤崩落的感覺(滑動型)。	①地表部感覺呈圓弧型滑動(坍塌型)。
②滑動深度很深。	②滑動的深度很淺。
③滑動崖很明顯。	③看得出是滑落崖，但很低，因此與地滑部分的落差小。
④滑動塊體呈塊狀，張力裂縫並非很清楚的圓弧狀。	④張力裂縫呈清楚的圓弧型。
⑤面對河川與湖泊的部分滑動，會使谷地變窄。	⑤滑動塊體呈現非常鬆散狀況，滑動體末端受到側向淘刷，因而很多冰河河岸反而比正常部分更往內縮。

- ④ 河川與冰河谷掩埋形成的湖(冰河湖: glacial lake) 中有島時
- ⑤ 湖岸與河岸呈不規則狀況時
- ⑥ 基盤岩破壞面積大且深
- ⑦ 溪流或峽灣\*12 (fiord) 內有快速流水時
- ⑧ 溪谷坡面上分布水池或無流水凹地等時

原本應該平滑的溪谷斷面是否出現異常地形紊亂，可說是辨別冰河地形是否分布超大型地滑的關鍵。若只有一個地區等高線變緩，可能當地曾有超大型地滑(圖 6.58)。

#### (9) 超小型地滑地形的辨識方法

就土木工程規模特別是輸電電塔的塔基位置而言，只要是寬 10 公尺到數 10 公尺的小型地滑都是很大問題，但這種小型地滑調查階段常被忽略，因此現地踏勘前應先詳細實施航空照片判釋，再現地確認，這點非常重要(圖 6.59)。

小型地滑多屬下列三種之一。

- ① 舊崩塌的崩土

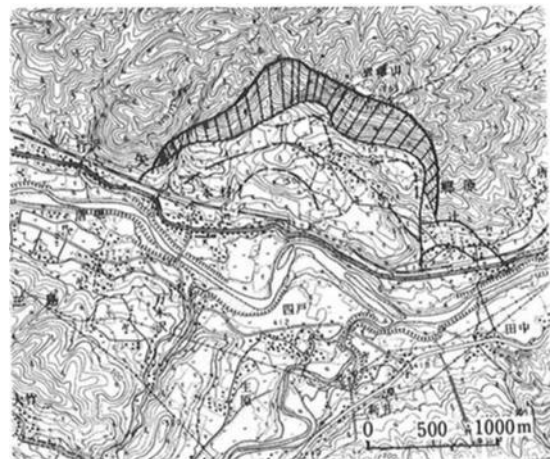


圖 6.58 超大型地滑地的判讀(1/50,000、中之條)<sup>17)</sup>

- ② 小型崖錐的滑動(含潛移)
- ③ 小規模的圓弧型滑動

若要了解崩土是否存在，首先應觀察是否有崩塌地形。新的崩塌地與植生復育完成的狀況，也都可從馬蹄形崩塌遺跡下半部到其下游側崩土是否有小小隆起判斷出來。崩土不只要容易潛移，不知情地實施挖方，更容易導致滑動。

利用航空照片或現地踏勘可清楚看出位於狹窄崖錐與中腹的薄崖錐<sup>\*13</sup>。小型崖錐不只實施挖方容易滑動，其陡坡上的地質平常就已在緩慢潛移(creep)。

\*12 冰蝕所造成的谷沉入海面下所形成的深灣。



- (1) 舊崩塌的崩土滑動，(2) 小崖錐的滑動  
(3) 小規模的圓弧型滑動

圖 6.59 超小型地滑的例子

識別小規模圓弧型地滑的方法，基本上和判讀一般規模地滑相同，但因為小型，若大樹繁茂，照片上可能無法清楚呈現地滑地形。因此，使用航空照片，最好選擇植被較少的晚秋～初春進行攝影，或在剛砍伐不久的時間實施。

#### (10) 可能第一次地滑的地點

和過去地滑地的再移動（地滑地可以說 90% 還會再地滑）不同，也有大約 10% 的情況是，事前毫無徵兆的地方卻出現地滑。雖然很難事先判定、掌握可能發生地滑的地點，但最好依據以下幾點，盡可能提早標示出有地滑危險與可能地滑的地點。

- ① 從發生過地滑的岩種，找出有斷層分布或堆積岩形成陡峭順向坡的地點，其中河道的**攻擊坡（冲刷段：undercut slope）**河水上漲容易遭受側向侵蝕，導致河岸崩塌。這種狀況也可能誘發地滑。特別是若在崖錐或未固結堆積物崩塌處，非常危險。冲刷段若位於堅硬露岩，其兩側反而更危險。
- ② 上述地點以及因為其他原因被認定危險或預定實施挖方的地點，坡度越陡越容易發生地滑。但進行危險度比較時，未固結堆積物與崖錐等不可和堅硬岩石所構成地區一視同仁地處理。

- ③ 不透水性第三紀層上方覆蓋許多有裂縫的透水性火山岩（比如長崎縣與佐賀縣的玄武岩地區等），以及不透水性火成岩（比如黏土化的凝灰岩與凝灰角礫岩等）上方覆蓋新的低固結度堆積岩（成為所謂的蓋岩構造）之中，沿等高線方向或有點斜交方向走的地方，橫跨內有斷層二岩塊上方的土體容易滑動（圖 6.60）。

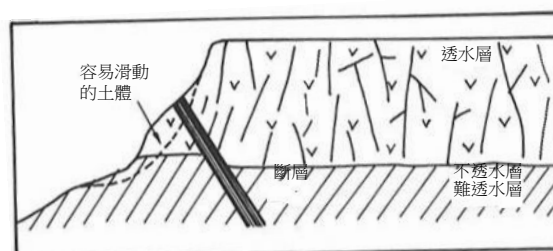
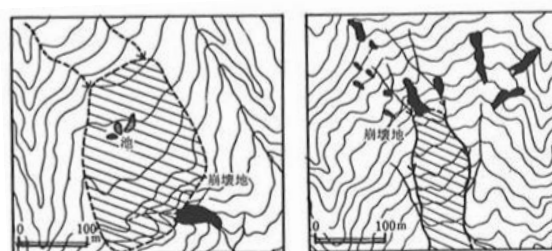


圖 6.60 容易產生地滑的地質條件（蓋岩構造與斷層部分）<sup>3)</sup>

- ④ 河川曲流部的橫斷方向也會產生不自然的凸地形，特別是河岸受側向侵蝕導致崩塌時，其上側容易出現地滑或地滑性崩塌。
- ⑤ 山腹坡面中途有積水的小凹地處，若下游側稍微隆起（圖 6.61 (a)），水系迂迴沿某岩塊往下流動的地方（圖 6.61 (b)），可能產生地滑。這種地表水滲透不只出現在小凹地，也會在水塘、水庫、用水路地等發生，若在比這些地點更低水位處實施挖方、切斷地下水流動，容易產生地滑。



(a) 有積水凹地、形狀不自然的岩塊 (b) 水系沿某岩塊迂迴往下流的狀況

圖 6.61 從水系與地形判斷是否容易地滑的地點案例（斜線部）<sup>3)</sup>

\*13 比較薄的崖錐和周遭幾乎沒有傾斜的差異。

⑥ 大部分地滑的發生都與地表水、地下水有關。從現有的地滑地來看，高處流下來的水在地滑土塊處成為伏流（伏流水會在地滑前端附近湧出，更加助長地滑），更多的狀況是沿其兩側或單邊往下流。因此，在類似①~⑤的地點，及其上游有水系的地方，都可能發生地滑。

(11) 依據地形評估地滑地形的地滑容易程度（危險度）

上述現有地滑地的分布，可用航空照片判釋或以地形圖讀圖、現地踏勘等方式加以掌握。用這些方法完成識別的地滑土塊，目前是否仍在運動，以及運動情況下運動態勢大小，乃至於目前無運動但未來是否有運動可能性等，只依據上述方法很難得到正確判斷，但這項判斷卻是未來擬定調查計畫與設計施工計畫所不可或缺。

若只能依據航空照片判釋來進行上述判斷，可選擇下列判斷基準（圖 6.62）。






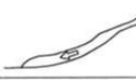






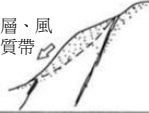



	容易地滑的重要因素	不容易地滑的重要因素
地形條件	明顯的地滑地形 	不明瞭的地滑地形 
	平面形狀為舌狀 	平面形狀為紡錘狀 
	陡峭 	緩坡 
	攻擊坡 	滑走坡 
	周邊有新的崩塌地 	無（穩定） 
地質條件	順向坡 	逆向坡 
	有斷層、風化變質帶 	無 
植生條件	水田等的人工改變 植生不均勻、稀疏 	植生均勻且密集 

圖 6.62 容易地滑程度的判定要素模式圖<sup>15)</sup>

表 6.7 建築物與構造物等地滑所導致的變動狀況<sup>①</sup>

建築物、構造物	變動、異狀與破壞的狀況
建築物	①牆壁出現裂隙 ②牆壁剝落 ③地板下方以及敲打處形成裂隙與高低差 ④建築物的傾斜移動 ⑤建築物的地基(地盤)產生高低差
擋土牆 基礎擋土壁	①形成縱向裂隙 } 壓縮裂縫(地滑末端附近較多) ②形成縱向落差 } ③形成水平方向裂隙 } 張力裂縫(地滑頭部附近較多) ④形成水平方向高低差 } ⑤壁面整體傾斜移動(趾部的運動方向為地滑運動方向) ⑥壁面整體沉陷
槽溝	①橫斷方向形成裂隙 } 壓縮導致形成的槽溝(地滑前端附近較多) ②橫斷方向形成落差 } ③槽溝壓損(壓力損失)* }
道路	①整個路面的寬度都出現帶狀隆起或沉陷(形成起伏) ②路面橫斷方向形成裂隙 ③挖方坡面形成裂隙 ④路面水平移動(線形往上鼓起) ⑤挖方坡面產生湧水 ⑥山腹端部鋪設工程隆起
隧道	①橫斷方向形成裂隙 } 壓縮所導致形成的槽溝(地滑前端附近較多) ②橫斷方向形成高低差 } ③槽溝壓損 } ④水路隧道出現漏水
電線桿	①電線鬆弛——地盤壓縮所導致(地滑前端部較多) ②電線太緊——地盤拉扯所導致(地滑頭部較多) ③電線桿傾斜移動——與平常地滑移動方向相反的傾斜移動
耕地	①梯田分布 ②畦畔產生裂隙 ③畦畔移動 ④畦畔傾斜 ⑤湧水田 ⑥洩水田 ⑦荒地化 ⑧蘆葦等濕生植物入侵
水井	①水井形成裂隙 ②水井水脈切斷 ③水井傾斜移動 ④地下水位變動(遽增或遽減) ⑤水井水混濁(白濁、紅褐色、產生臭氣)
其他	①防砂壩翼部形成裂隙 ②防砂壩破損 ③水塘蓄水量減少 ④墓石傾斜移動 ⑤用水混濁 ⑥局部隆起、塌陷

\*寒冷地帶也可能結凍導致槽溝遭受壓力損失，因此須注意。

- ① 有明確地滑地形的部分可能是不久前地滑，只要地滑土塊尚未完全進入穩定狀態，就還是容易產生地滑
- ② 若地滑地形的明確程度與其他條件差不多，山腹傾斜越嚴重的地方，地質越不穩定
- ③ 地形上不自然的部分比自然的部分，更容易地滑
- ④ 舌狀且前端變寬的，比紡錘形與馬蹄形的更容易地滑
- ⑤ 若其他條件相同，分布在順向坡的部分比逆向坡的更容易地滑
- ⑥ 有斷層或斷層破碎帶的部分，地滑危險性等級提高
- ⑦ 地滑地植被不均勻且薄，代表表層土塊曾反覆移動、樹木難以深根長大，因此容易地滑

- ⑧ 河川攻擊坡(沖刷段)，比滑走坡<sup>\*14</sup>或山腹的高、中位的地方，更容易地滑
- ⑨ 崩塌容易導致發生地滑。地滑土塊下部與上部有新崩塌地的，比無新崩塌地的容易地滑
- ⑩ 分布在有明顯岩盤破碎或變質部分的地方，比健康岩盤更容易地滑
- ⑪ 上下重複、連續的地形，下位有不穩定(容易地滑等級較高)地滑土塊，則上位的土塊也會容易滑動

進行現地踏勘，除了上述基準之外，也應參考下列要點，進行判斷(表 6.7)。

- ① 地滑土塊前面或側面出現湧水或表流水流入裂隙、凹陷地內處，容易地滑

\*14 指河川蜿蜒部的凸側河岸，沖刷段的對岸側。

- ② 頭部附近有張力裂縫或凹陷地、兩側有側方裂隙或前端部出現隆起的地滑，可視為地滑活動中
- ③ 建築物、擋土牆、道路、電線桿、隧道、石牆、墓石等出現傾斜或龜裂，代表地滑可能正在發生
- ④ 地滑土塊上方樹木明顯根部彎曲，代表地滑可能正在發生
- ⑤ 其他調查者實施綜合觀察所形成的判斷  
依據上述事項可實施類似下面的定性等級區分。但很多像崖錐潛移並未顯現地滑地形，因此難以判斷。

- A 等級：非常可能發生地滑
- B 等級：發生地滑可能性頗高
- C 等級：發生地滑可能性普通，或者不是那麼容易發生地滑
- D 等級：地滑等級中屬最不易發生地滑，但和地滑地之外的地方相比，仍屬地滑發生頻率較高的地點

**(12) 依據其他觀點的重要程度分級**

依據航空照片判釋掌握地滑地形分布狀況，並評估該地點容易發生地滑程度，接下來針對調查對象別的重要程度區分與調查計畫，提出建議。地滑調查主要目的有下列幾點。

- ① 農地與住宅的保全
- ② 現有或新設路線的保全
- ③ 水庫的保全
- ④ 水庫壩體的保全
- ⑤ 河川的保全
- ⑥ 輸電線的保全
- ⑦ 公共設施及其他設施的保全

上述調查對象的地滑地形重要程度（影響程度）評估方法各有若干差異，但大致上仍是可如表 6.8 地實施判定與區分。

基本上，本表所實施的等級區分，具有下列意涵。

表 6.8 重要程度等級區分的基準表<sup>15)</sup>

重要程度等級	容易地滑的等級	規模	對對象物的影響
Ⓐ重要程度非常高	A	大	直接的
	A	大	間接的
	A	小	直接的
	B	大	直接的
Ⓑ重要程度相當高	A	小	間接的
	B	大	間接的
	B	小	直接的
Ⓒ重要程度相對比較低	C	大	直接的
	C	小	直接的
	C	大	間接的
	D	大	間接的
Ⓓ重要程度非常低	C	小	間接的
	上述之外的全都是 D	—	—

- ① 重要程度Ⓐ：應進一步實施詳細調查，其調查結果會暫緩整體建設計畫。
- ② 重要程度Ⓑ：應進一步實施詳細調查，但實施對策工應該足以對應。
- ③ 重要程度Ⓒ：表面上看起來沒有太大問題，但最好還是先實施調查。
- ④ 重要程度Ⓓ：應該不會有問題。

在此所謂的重要程度，會隨調查對象不同產生很大差異。比如，非常容易地滑的地形若規模很小，雖會明顯影響水壩本體，但不太會影響水壩周邊。此外，地滑發生可能性 B 等級部分若曾發生地滑，新設道路計畫可用頭部挖方或前端部填方的方式解決；但若已存在交通路線，得實施大規模對策工程。

不論多麼容易滑動，只要不直接影響施工地點問題就不大。但另一方面，有些看起來穩定的地滑地，若計畫路線與土木構造物剛好在此，一旦實施新的挖方或填方等土方工程，仍可能改變其穩定度。因此，從實際土木計畫與施工面的角度看，仍應該考慮下列兩種要素。

- ① 各地滑地容易產生地滑的等級
- ② 與土方工程實施地點<sup>15)</sup>的位置關係（圖 6.63）

<sup>15)</sup>水壩等情況時，也包含水庫、替代道路、水壩本體、替代地點等。

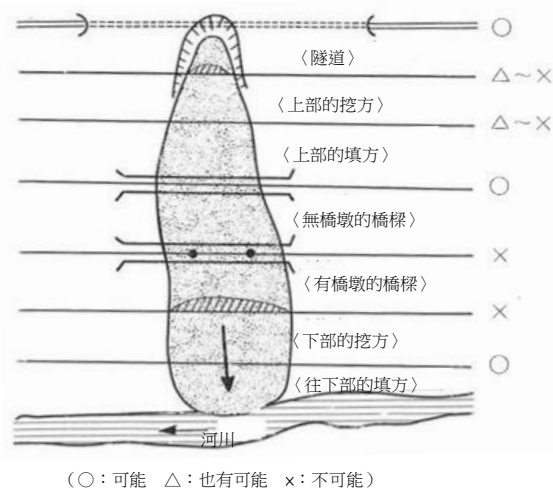


圖 6.63 大部分情況下道路開闢路線是否可橫越地滑地的判斷（原圖）

實施路線調查時，有下列這種重要程度分級的做法（武田・今村：1976）<sup>3)</sup>。

- ① 若道路計畫線上分布著非常難以施工、或施工後難以保全的地方，原則上應變更路線
- ② 今後也應詳細調查或甚至變更路線，因此，擬定施工或實施施工後的保全對策
- ③ 大致上無問題，只要依據進一步調查的結果，確認其狀況而施工即可
- ④ 可說幾乎沒有問題

實施水庫周邊的地滑調查，可參考下列地滑危險性分級。

- ① 迴水地區若無法避開地滑地，應實施排土等的處理，闢建道路的計畫盡量避開，已闢建完成的道路，則甚至得實施全部地滑地排土，做更詳細的動態調查
- ② 須進一步詳細調查，在迴水之前實施地滑防止工程
- ③ 雖無太大問題，仍應大致調查並保持注意
- ④ 應該沒有問題，或至少目前看不出有問題

現階段評估屬①、②等級的，接下來的調查項目應包括詳細的現地調查或以鑽探調查等實施的各種量測（實施地中水平定位觀測（量測）等）。

表 6.9 路線調查過程中依據地滑塊體規模實施嚴重性評估（山田等：1971）<sup>58)</sup>

分級	地滑塊體的規模
ㄅ	a: 寬 30m 以下、長 50m 以下者，地滑層厚度可能高達 5~10m，因此若難避開，可實施對策工而通過。 b: 即使寬 30m 以下，若長度超過 50m 便是呈現老年期型態，最好避開。但若條件許可，也可架設無橋墩橋樑（橋基放在地滑地區域外）。
ㄆ	a: 寬 30~50m，長 50~100m 的，地滑層厚度多半達到 15~20m，從地質地形來看若屬青年期，道路建設最好避免破壞該地滑地穩定性。當然，若能避開最好。若須經過該地點，可能得實施相當大規模對策工，且須有充足的調查。 b: 寬 30~50m、長 100m 以上的，最好避開。
ㄇ	a: 寬 50~100m，長 100~150m 者，地滑層厚度約高達 20~30m。若屬青年期，可針對其頭部實施大範圍挖方，或以前端部填方方式開闢道路，但工程費用大增，所需調查內容與調查經費，也可能是前項的數倍。 b: 寬相同、長 150m 以上者，應盡可能避開。
ㄉ	超過上述規模的，滑動層厚度還更大，對策工經費更加龐大，因此除非特殊狀況，否則原則上應盡可能避開。

(13) 掌握地滑形成機制與過程的重要性

擬定地滑對策計畫應①掌握對象地區的地滑構造，②將移動土塊詳細區分成幾個區塊，③了解該地滑地的地滑發生機制與過程，④確認接下來的施工是否會導致二次地滑。詳細掌握地滑形成機制與過程，才能擬定有效防災對策。

比如，如圖 6.64 所示，複數滑動塊體上下相連，若要實施涵蓋全部滑動塊體的對策工，和只針對最靠近對象構造物的滑動塊體實施對策工，施工費用差距甚大（甚至達到 10 億元或 20 億元），且實務上只要上下相連地滑塊體最下位（最靠近對象構造物）部分實施完善的對策工程，大概也能擋住，避免上位滑動塊體繼續往下滑動。

因此，雖然是從定性的角度掌握地滑形成的機制與過程，但對於防災對策而言，卻是非常重要的。

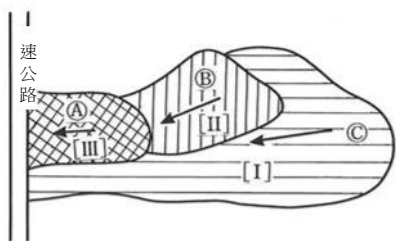
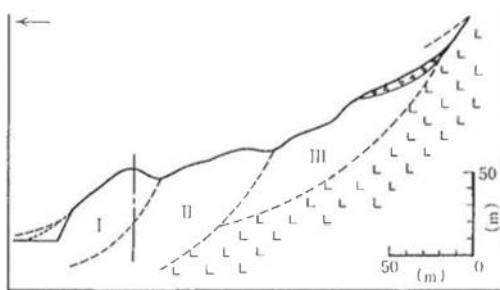


圖 6.64 有的案例是，現場有複數移動塊體，只須針對最靠近對象構造物的[III]（容易地滑等級①）實施對策工，就可不必針對[II]與[I]實施對策工（A、B、C為容易地滑的等級區分）（原圖）



(a) 平面圖



(b) 剖面圖

圖 6.65 挖方導致產生地滑的案例（原圖）



### 平家亡命傳說的部落大多位於地滑地

平家被源家追殺而逃進山區，若他們抵達的是未開發山地，恐怕難以立即經營農業。因此，較可能的情况是，他們抵達地點地力肥沃且已某種程度開闢耕地，亡命者進來只須增加開墾即可養活多出來的人口。山區能增加開墾

的土地，大概就是坡度緩、含水佳的地滑遺跡。四國祖谷山村便是典型例子。

表 6.10 地滑、崩塌與崩塌性地滑<sup>16)</sup>

	地 滑	崩 塌	崩塌性地滑
①地 質	大多發生在特定地質構造地點。	與地質的關聯性不大。	地質與地質構造為其主因。
②土 壤	主要是黏土形成的地滑面滑動。	常發生在砂質土（真砂土、火山灰土砂、火山灰等）地形。	較少發生在黏土形成的地滑面。
③地 形	多半發生在 5~20°緩坡，特別是上部有台地狀地形時。	多半發生在 20°以上陡坡。	多發生在超過 20°的陡坡。
④活動狀況	持續性、再發性。	突發性。	突發性。
⑤移動速度	多半 0.01~10mm/d，速度較慢。	速度非常快、超過 10mm/d。	速度非常快。
⑥土 塊	土塊多半未凌亂，保持原形地移動。	土塊被攪動而凌亂。	土塊被攪動而凌亂。
⑦誘 因	主要受地下水影響。	主要受降雨特別是降雨強度影響。	多半受降雨、融雪水影響，並受到地下水壓力。
⑧規 模	1~100ha，規模相當大。	規模較小。	規模很大。
⑨徵 候	發生前多半出現裂隙、呈現隆起與地下水變動等現象。	徵兆很少，多半突發性地滑落。	徵候很少，多半突發性地滑落。

### 6.3.3 坡面崩塌

#### (1) 坡面崩塌的定義

坡面異常現象之中也包括坡面崩塌 (collapsed form)<sup>\*16)</sup>。坡面破壞形狀有以下幾種，都很容易從坡面形狀看出來。

- ① 豪雨形崩塌 (heavy rain type or torrential rain type failure)：又名表層滑落型崩塌)
- ② 岩盤崩塌 (rock basement failure)
- ③ 地滑 (landslide)
- ④ 火山性噴發 (volcanic explosion)<sup>\*17)</sup>

自然坡面與部分坡面受降雨與地震等誘因 (incentive factor) 影響而急速崩落的現象，稱為坡面崩塌或山崩 (slope failure)。相對於地滑大規模緩慢發生，崩塌規模較小，但幾乎都是無前兆突然發生(表 6.10)。有些坡面崩塌無法像「地滑性崩塌」或「崩塌性地滑」那樣清楚分類。道路等邊坡崩塌也屬廣義坡面崩塌，但在此主要指

自然的崩塌坡面。

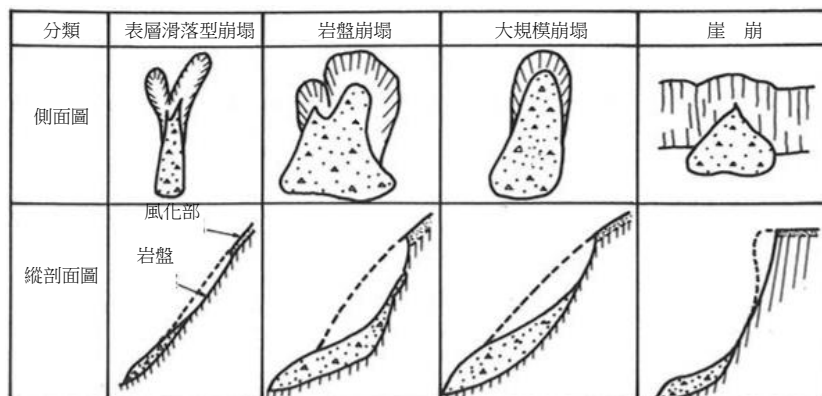
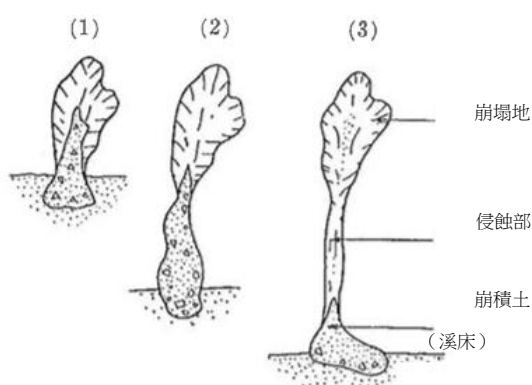
#### (2) 坡面崩塌地的地形特徵

崩塌地<sup>\*18)</sup>與地滑相同型態，基本上由①崩塌源的滑落崖，②崩塌土塊（崩塌殘土；也可稱為崩積土）構成。但崩塌物沿山腹或支流流動一段距離、堆積時，途中會有不太受侵蝕的輸送部；其更下方有時會有堆積區域，分布著崩塌物（俗稱崩塌殘土）(圖 6.66 之(3))。

<sup>\*16)</sup> 地形切割係因這類斜面崩塌或地滑反覆進行所致。除此之外，裸地等地點會出現面狀侵蝕 (sheet erosion) 與沖蝕溝侵蝕 (gully erosion)。

<sup>\*17)</sup> 火山性噴發導致形成的馬蹄形山谷下游側，大多會殘存很厚的噴發崩塌物。

<sup>\*18)</sup> 崩塌地有的植生復育後好不容易勉強維持馬蹄形的部分，稱為「崩塌遺跡」。

圖 6.67 崩塌地的分類（但巨大崩塌除外）<sup>17)</sup>

崩積土不移動到下方區域 (1、2)，會移動到下方區域 (3)

圖 6.66 崩塌地與崩積土的位置關係<sup>1)</sup>

### (3) 坡面崩塌的分類

自然坡面土體崩塌主要分類如下圖 6.67<sup>\*19)</sup>。

- 表層滑落型崩塌（豪雨型崩塌）
- 岩盤崩塌
- 大規模崩塌
- 崖崩

#### a) 表層滑落型崩塌

這種型態的崩塌係降雨地下水位急速上升所形成，又稱為“豪雨型崩塌”，易密集發生在集中豪雨時。特別是花崗岩地區（圖 6.68）有時會高密度的形成。其厚度在地表風化部與崖錐部，大約 1~2m（大多 1m 左右），不太受地質構造影響，其崩塌不太會到達新鮮岩盤部。沖繩與九州的這類崩塌地大約 5~6 年，中部與關東地方也只需 7~8 年植生就能復育，到了第 10 年幾乎無法辨別與四周的差異。這類崩塌地只要充分實施崩塌殘土排土，施作填方工作也只需完成水的處理工作，

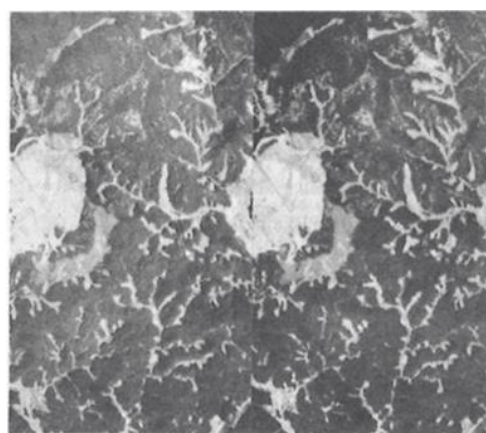


圖 6.68 花崗岩地區所形成的豪雨型崩塌（1973 年西三河災害案例）（立體圖像）

實施土方工程並無困難。

容易產生表層崩滑型崩塌的坡面，有以下特性。

- 1) 坡面構成物的不均勻性

從崩塌現象可看出其造成因素（causative factor）之一、坡面構成物的不均勻性（heterogeneity），幾乎所有崩塌的發生，都是以構成下列坡面的不連續面作為剪裂面（shearing surface）<sup>\*20)</sup>。

<sup>\*19)</sup> 除此之外，也有像鳶山崩塌與眉山崩塌這種巨大崩塌，但這類地點特殊，不太會成為建築工對象，在此省略不討論。

<sup>\*20)</sup> 不連續面上方崩塌所可能導致移動的表層部分，也可稱為可動物質（國土地理院：1976）。

### 即使雨停、土砂崩落仍在持續

坡面崩塌是發生在豪雨高峰前、高峰期間還是高峰之後，會因地形、地質狀況與先行降雨的量等而有不同；崖崩則容易出現在降雨高峰後的 2~3 小時。所以，雖然豪雨高峰已過或雨已停，也不可從避難地點回家，或者立刻

跑去查看山崖狀況。筆者前輩就有人因此遭遇不測。至少也應靜待一日之後才行動，比較不會招致危險。

- ① 風化部與未風化部(或強風化部與弱風化部)的界面
- ② 地層與地層的界面<sup>\*21</sup>
- ③ 岩盤及其上面堆積的未固結堆積物(崩塌土、崖錐、階地等堆積物)
- ④ 斷層、夾層(厚數 mm 的黏土化分離面, seam)與節理等分離面的界面

這些以不連續面為界面的構成物質所具備的物理性質差異—特別是透水性差異—會因為降雨而提高土層中的間隙水壓，或導致地下水湧出伴隨形成管湧 (piping)。因此，若能事先掌握上述 ①~④ 的不連續面，就能進行未崩塌坡面的崩塌預測。但 ② 與 ④ 並未出現在地表，其他重要因素也很難在坡面上找到證據。因此，接下來的 ii) 與 iii) 就成為關鍵。

#### ii) 遷急線

從山稜側來看山腹，突然變陡部分往水平方向延續的位置，稱為**遷急線**(參照 6.2.3 (2))，豪雨型崩塌多半發生在遷急線附近。雖然也可從精確度高的地形圖找出遷急線，但利用航空照片通常更能精確掌握到遷急線的變化。

#### iii) 0 級序谷

崩塌容易發生在斜面的**0 級序谷**(參照 6.2.3 (3)) 部分，形成 1 級序谷之後便不易出現。0 級序谷發達處會有很厚的風化物等表層，水易聚集。這些 0 級序谷，多半常見於日常性地下水湧出地點附近，或其稍上游側。

#### b) 岩盤崩塌

<sup>\*21</sup> 多半是厚度數 cm 的黏土層與凝灰岩層造成問題，或厚層面表面的凹凸所導致。

與 a) 相同係豪雨所引起，但也與大型節理或斷層等地質構造—特別是分離面的新鮮岩盤—有關，溪岸較容易出現深度達地表下方 5~10m 部分的崩塌。復舊很慢，即使 10 年、20 年之後，土砂仍會持續供給。這種類型的崩塌地點，多半也有地質構造上的問題，因此道路路線或土木構造物位置選定時，最好避開。

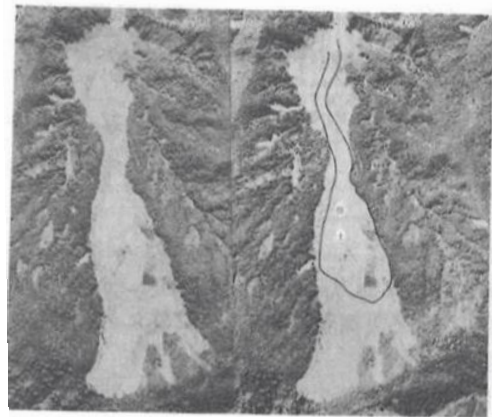


圖 6.69 大規模崩塌地：根尾川右支流、八谷的案例

#### c) 大規模崩塌(地滑性崩塌：“深層崩塌”)

仔細觀察山地，會發現分布著很多寬數十公尺到數百公尺、長數百公尺的古代大規模崩塌地 (**massive failure**) (圖 6.69)。這些大規模崩塌地未必都像 a)、b)、d) 一口氣地崩塌而成，似乎多半係與地質有關，像地滑那樣長時間斷續形成。因此，即使其表面有植生，經驗不足者仍不易辨識出來。

崩塌初期滑落崖高差小，土塊凌亂少，進入末期之後滑落崖高差變大，土塊推擁到溪流也可能短暫阻塞流水而「成壩」(dam up)。因此，和地滑相同，選定道路路線應極力避開這種類型的崩塌地。最近受重視的「大規模崩塌」，也多半屬於這種崩塌。

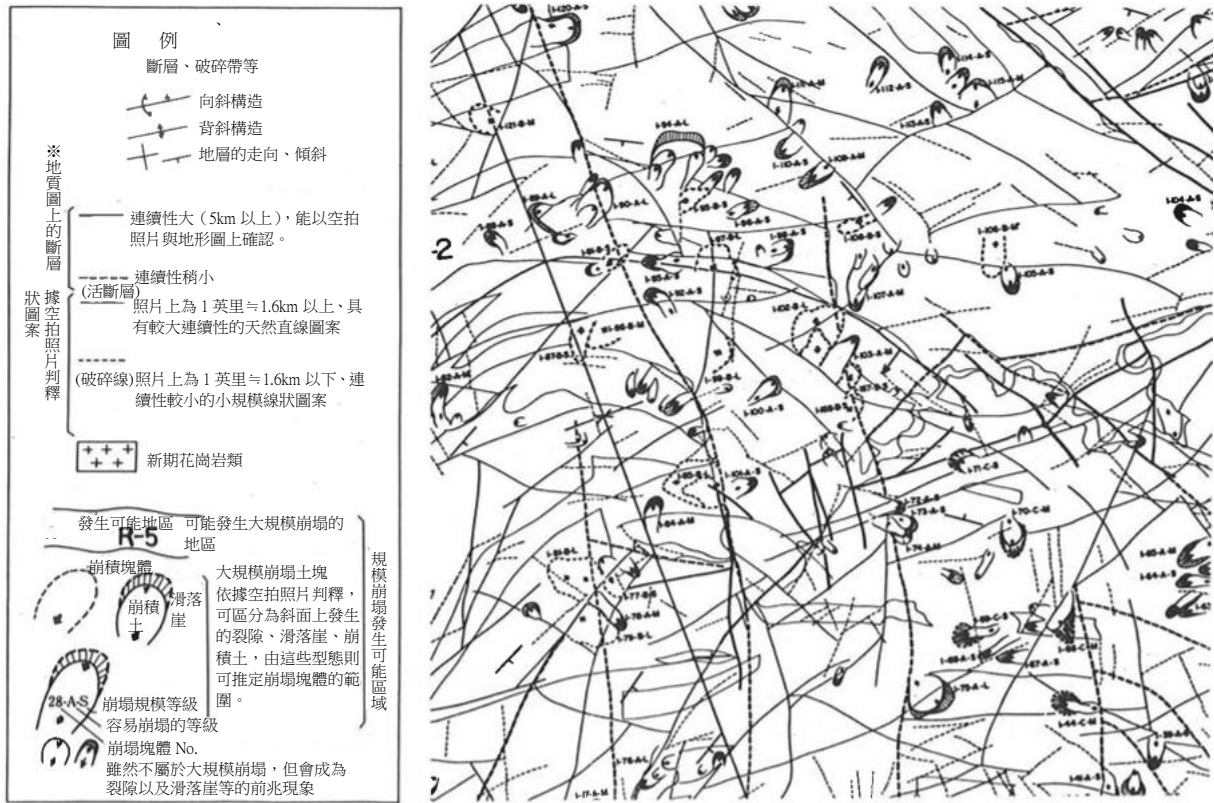


圖 6.70 大規模崩塌的分布與地質構造線（足立原圖）<sup>17)</sup>

#### d) 大規模崩塌的坡面特性

圖 6.70 為大規模崩塌地（含地滑性崩塌）與斷層、活斷層等的地質構造線。這些構造線可從①滑落崖的高差大小、②崩落土塊坡面的位置、③崩塌形狀等，分為岩盤滑動型（rock glide type）與圓弧坍塌型（slump type），且各有其初期、中期、晚期的區分（圖 6.71）。

大規模崩塌的直接誘因為降雨與地震，其發生地點則有如下地形與地質的特徵。

##### i) 破碎帶與“裂隙地形”

滑落崖附近或崩落土塊下方，大都分布著斷層或破碎帶（圖 6.72）。這部分成為直接誘因，然後降雨或發生地震，就會產生張力裂縫（tension crack），山腹形成“裂隙地形”。這部分會進一步發展成為沖蝕溝、剝離的岩塊也逐漸滑落，最後抵達溪岸穩定下來。不過也有的只稍微運動而形成“二重山稜、多重山稜”。地滑土塊有時會阻塞

溪流而形成堆砂地（圖 6.72）。

另一方面，與斷層、破碎無直接關連，有時黏土化的破碎帶與裂隙地形導致地下水位上升、地表部黏土化或剪力抵抗力降低，也可能造成地滑。總之，可確定的是，斷層與破碎帶等的剝離面，與大規模崩塌的發生有關。

##### ii) 蓋岩

揖斐川流域的根尾白谷與南野谷的大規模崩塌地（圖 6.69），和下位的輝綠凝灰岩風化一起發揮作用，形成水的貯蓄地點。石灰岩內涵養的地下水，從石灰岩與輝綠凝灰岩的界面往下流動，通過輝綠凝灰岩風化部、被斷層破碎帶阻擋而流出地表。

這類水的貯蓄地點，以及相對於下位層面形成類似“岩壁（over hang）”形狀的地點，蓋岩就可能產生的大規模崩塌。

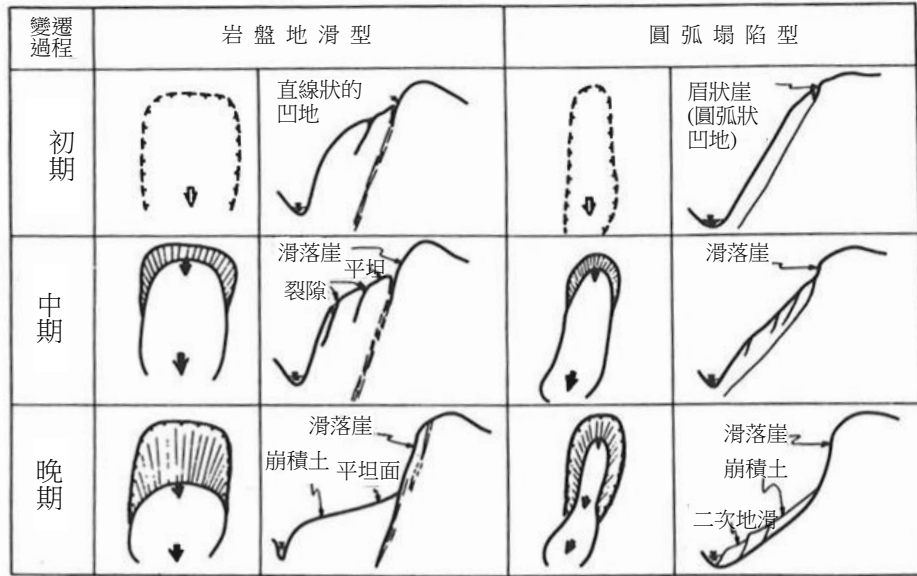


圖 6.71 崩塌塊體之微地形與變遷過程區分 (足立原圖)<sup>17)</sup>

iii) 上升型坡面 (往上凸的坡面)

相對於豪雨型崩塌與地質構造大致無關，其誘因為累積在表層風化部的水，大規模崩塌的形成原因則是受地質構造影響而累積的水。

大規模崩塌與坡面的類型有關，較常發生在形成凸地形的上升坡面。這點與下降坡面與平緩坡面較常發生豪雨型崩塌，明顯不同。

iv) 岩層與風化物質

從揖斐川流域的例子看，大規模崩塌幾乎不會發生在花崗岩地區，而會密集出現在輝綠凝灰岩與黏板岩地區。花崗岩地區較少出現地滑與大規模崩塌，其他區域也確認有類似現象。岩相的差異也會以風化物質差異的型態呈現 (輝綠凝灰岩與黏板岩容易破碎、黏土化)，參照這些因素可看出，有些岩相容易發生大規模崩塌，有些不容易。

v) 大規模崩塌地及其危險地點的辨別方法

大規模崩塌地可整理出下列幾種地形特徵：

- ① 背後有滑落崖
- ② 其前方分布著比原坡面稍緩傾斜的崩落土體
- ③ 滑落崖與崩落土體之間可看到二重山稜與多重山稜、張力裂縫 (裂隙地形) 等



圖 6.72 裂隙地形的發展過程 (足立原圖)<sup>17)</sup>

- ④ 崩落土塊兩側或單側，有張力裂縫所發展形成的沖蝕溝 (gully)

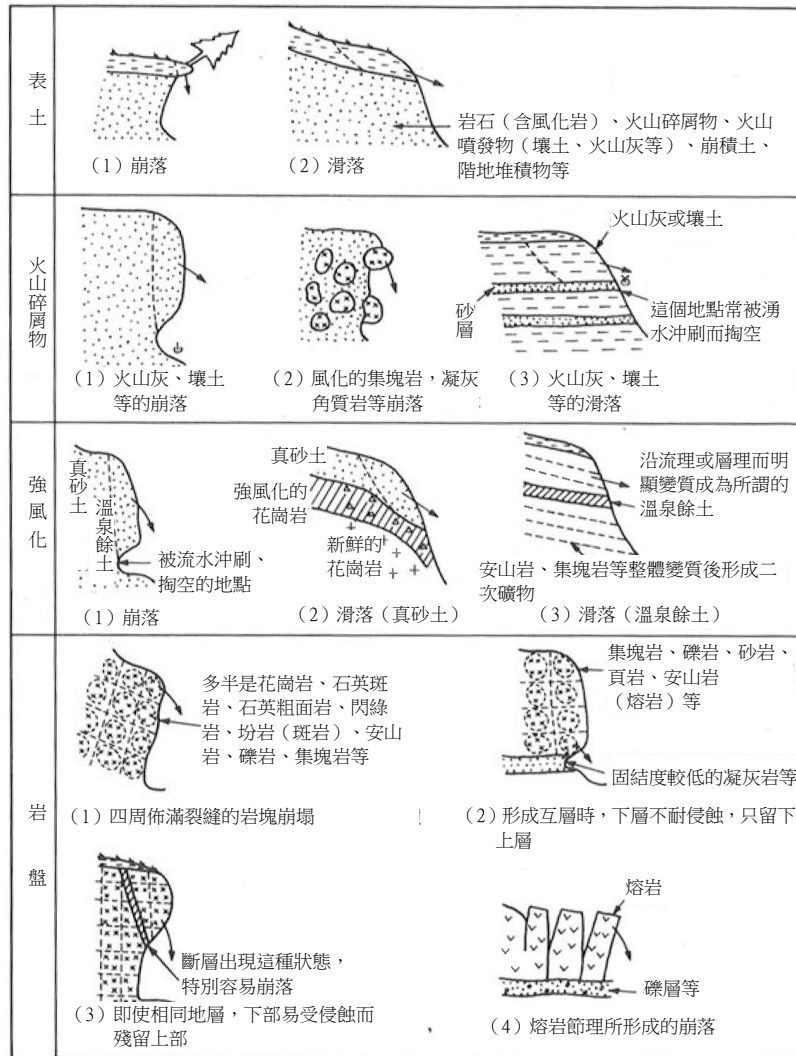


圖 6.73 崖崩的模式 (渡：1972 年綜合整理)<sup>43)</sup>

⑤ 山腹往前突出阻塞溪流

因此，重點是藉由照片判釋與現地踏勘，找出類似的“前兆地形”。若能了解哪些地方接下來容易崩塌並加以分級，就可掌握每個崩塌區塊的嚴重程度，實施更詳細的精查與經時測定(時間軸測量)等調查。

總之，調查大規模崩場地應運用和地滑調查相同的概念與方法、工程。

e) 崖崩

鹿兒島與宮崎的火山灰台地，關東的下總台地等陡崖部突出部分(圖 6.73)，豪雨時出現緩慢崩落

專題

未曾崩塌的山崖是否最危險(?)

“崖崩”係侵蝕現象之一，長期來看，山崖都會輪流崩塌而逐步後退，沒有不崩塌的。

因此，長達幾十年未曾崩塌的崖，可說危險度反而更高，住在崖下的人應特別注意這個問題。

的現象稱為**崖崩 (slope failure)**。崖上的樹木搖動助長地盤鬆弛、崩落狀況也相當常見。不過，其能充分注意實施挖方坡面的坡度，以及坡頂的水的處理，問題較少。

#### (4) 崩塌地的土木工學問題重點

掌握現有崩塌地 (existing failures) 及其所供給的崩積土 (崩塌殘土) 分布、規模、性質等，對於路線規劃、興建水庫等建設計畫時能否掌握下列幾點很重要。

- ① 現有崩塌地會持續供給新的土砂 (崩塌擴大或下切狀況仍在進展)
- ② 在崩塌地山腹實施單邊挖方或單邊填方等土方工程，坡面容易不穩定

③ 針對早期崩塌物實施挖填方，基盤的界面附近容易因為降雨而滯留滲透水，導致形成新的地滑與崩落

④ 現有崩塌地的分布狀況可做為判斷未來是否發生崩塌的判準

因此，現有崩塌地應精確掌握其①崩塌的類型、②型態，③殘土的堆積位置與量，④目前的變動動向等。

溪岸附近發生崩塌，幾乎所有崩土都會流進溪流；但若山腹中間發生崩塌，可能有部分殘土留在坡面上。若針對這部分實施植生復育，可能會忽略該部分是崩土。應仔細觀察崩塌地內及其下部的微地形，事先依據是否有局部等高線鼓起

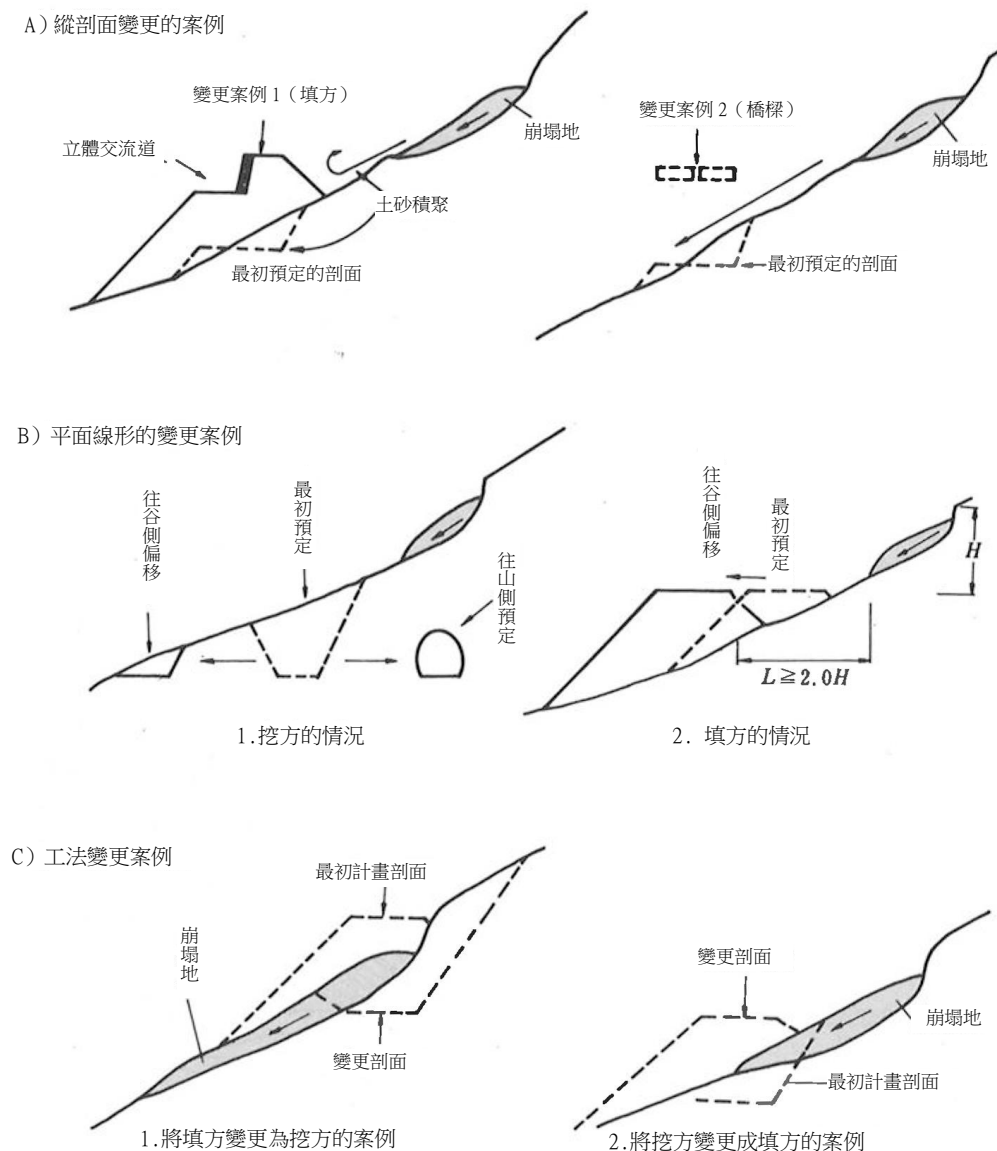
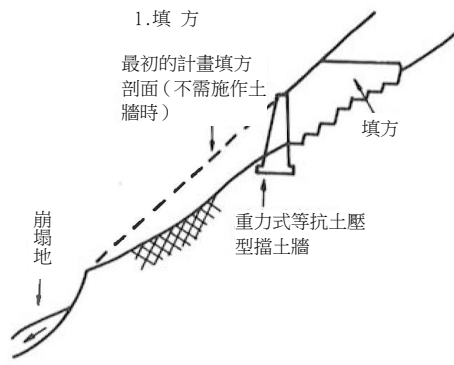
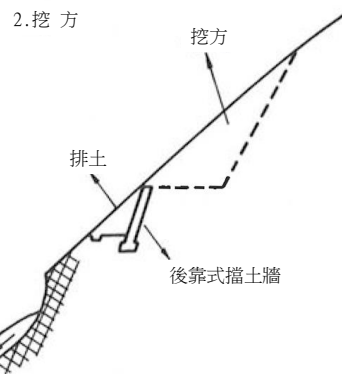


圖 6.74 針對崩塌地變更計畫路線的案例<sup>10)</sup>

A) 不穩定土體少或無時的對策案例

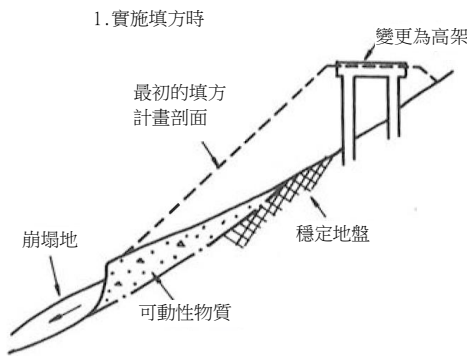


【縮短填方坡面，以擋土牆保護，因此能降低上方載重。】

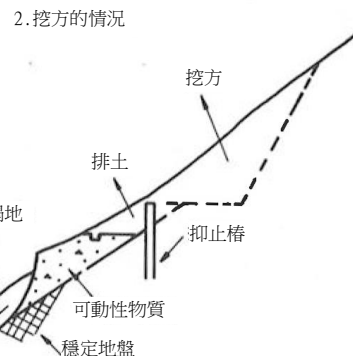


【從最初預定的挖方端部，進一步用很陡的坡度實施挖方，然後用後靠式擋土牆等加以保護，前面實施排土。】

B) 不穩定土體存在時的對策案例



【填方案變更為高架案，不只全在安全圈內處理，也減輕了上方載重。】



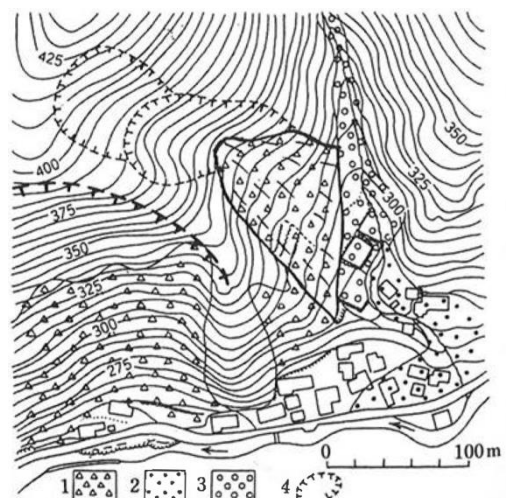
【挖方端部打設抑止樁並施作擋土牆<sup>1)</sup>，然後排出部分前面的不穩定土體。】

圖 6.75 崩塌地上游側路線對策案例<sup>10)</sup>

或紊亂等狀況，確認是否有殘土<sup>\*22)</sup> (圖 6.76)。

道路路線若會經過崩塌地，應判斷：

- ① 是否應修改該地點的縱剖面形狀或改變工法，避免受到崩塌地不良影響 (圖 6.74A) )
- ② 是否應避開崩塌地部分，路線往上游或下游修正 (圖 6.74B) )
- ③ 針對崩塌地實施挖方或在上游實施填方，讓道路通過 (圖 6.74C) )。



(1: 崖錐, 2: 土石流堆 (新) 3: 土石流堆 (舊) 4: 崩塌地) 圖 6.76 古代崩塌性地形下方分布的崩積土<sup>18)</sup>

\*22 崩塌殘土 (崩積土) 屬崖錐的一種 (參照 6.2.5)。反之，崖錐分布地的上方，很可能是以前的崩塌地 (圖 6.76)。



### 6.3.4 土石流與地形

日本有許多土石流災害，土石流相關研究 1960 年代後半期以來備受關注。1968 年土石流造成飛驒川巴士翻落事故之後，建設省也大量投入人力物力進行研究，並全面調查早期的土石流堆積物。1975 年四國仁淀川災害與 1974、1976 年小豆島災害等，促使有關單位開始實施全國大規模的土石流調查，到 1970 年代後半已完成①現有土石流堆積物實態調查，②不久前發生的土石流災情實況與堆積實態調查，③動態觀測，④模型實驗等多樣化的調查與研究，成果豐碩，土石流實際狀況大概都已能掌握，於是在 1978 年完成『**土石流溪流與危險區域調查要領**』，進一步發展為 1978-1980 持續三年的第一屆全國性規模土石流調查。這些調查研究結果更反映、成為全國性的國家級防災計畫，也就是「**綜合土石流對策計畫**」。

#### (1) 土石流的定義

溪床或山腹坡面堆積的土砂，以及山腹山崩所產生的土砂，以含有大量水份的**集體（集合）搬運型態、類似“粥狀”流體**往下流動的輸送型態，稱為**土石流**。

土砂被水搬運的狀況包括①土砂浮在水面上、像泥水那樣流動的現象，稱為**浮流或懸浮**

（**suspension**），②洪水時礫石被水力推擠、沿河床跳躍或滾動地往下流，稱為**推移（traction）**，③土與土砂像混凝土拌合機剛完成拌合的預拌混凝土那樣，渾然一體、“粥狀”流動的輸送型態，稱為**土石流（debris flow）**。另外，這裡不含用化學方法溶解可溶性物質，然後由河川水往下運送的“溶流”。

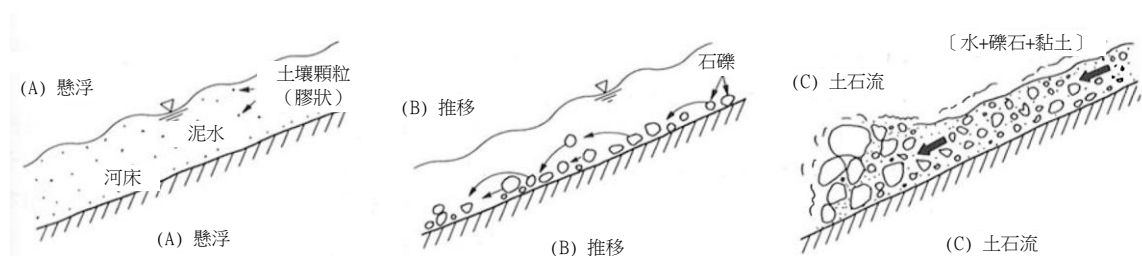


圖 6.77 水與土砂的三種輸送方式

日本砂防學會（1976）的「土石流」定義是，「土石量大於水量，且非水推動土石流動，而是含水粥狀土砂因自身重力而移動，這種現象稱為“土石流”。土石流伴隨下雨產生，具有非常大的動能，因此具備直進性，流動途中會侵蝕溪岸與溪床，造成嚴重災害」。換言之，「土石流」定義的重點不在於「物質」，而是**土砂與水混合流體的「流動方法」**（圖 6.77）。

#### (2) 土石流的發生

土石流多半是坡面崩場所觸發形成。土石流發生形態依據其觸發原因也就是崩塌位置，可分為下列三種（圖 6.78）。

另外，1925 年十勝岳與 1993-1995 年的雲仙普賢岳土石流，係火山噴發導致土石流，但這方面例子罕見。

- ① 源頭崩塌型—含大量水份的源頭部附近，新崩塌土砂沿山腹坡面往下流動，直接形成土石流…常發生於 1 級序水系。最近 0 級序谷土石流也增加了
- ② 溪岸崩塌型—大規模溪岸崩塌地土砂短暫阻塞溪流形成天然壩，這些天然壩土砂含水量



圖 6.78 土石流發生型態模式圖

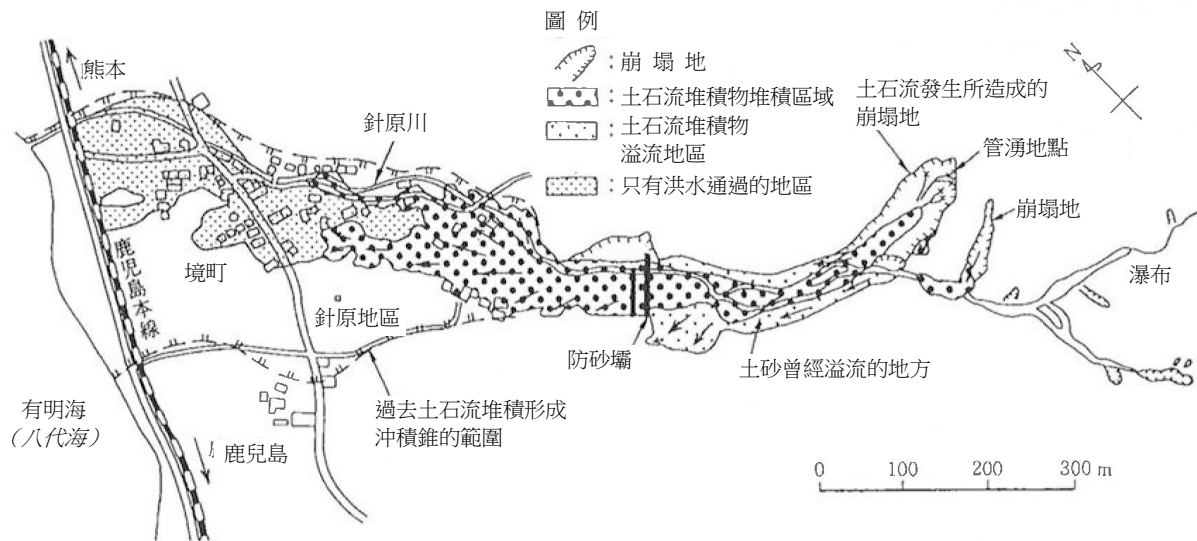


圖 6.79 鹿兒島縣出水市町針原地區巷的土石流災害（上述的②類型），也是發生在過去土石流曾經氾濫、堆積的沖積錐<sup>19)</sup>

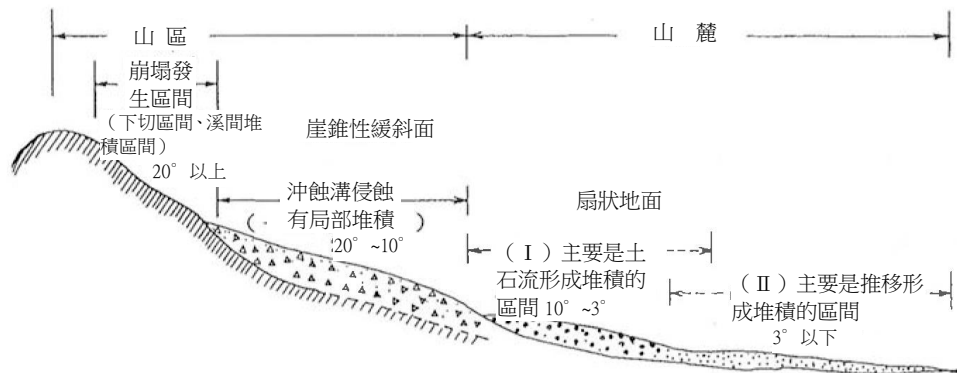


圖 6.80 土石流的發生、運移與堆積區間模式圖

變多開始自行移動，或蓄水壓力導致天然壩崩塌、往下流動（圖 6.79）... 不太會受水系級序影響。

- ③ 土砂集合型—激烈洪水造成溪床與溪岸堆積土砂強烈侵蝕，或上游累積小規模崩塌土砂，流水突然夾帶大量土砂往下流動，侵蝕下游溪岸與溪床、形成土石流... 多半出現在 2 級序水系。

### (3) 土石流發生危險度的重要因素

土石流的發生、運移、堆積與溪床坡度的關係如圖 6.80 所示。可用來判定是否會發生土石流，也就是溪流危險度的重要現象（田畑等：1973）<sup>59)</sup>如下。

- ① 有的地方溪床坡度超過 10%

- ② 20~30°附近有溪床堆積物

- ③ 上述溪床堆積物不均勻分布

- ④ 該地點出現伏流水

- ⑤ 上游側有評估可能發生山崩的凹地（可視為 0 級序谷—筆者註）

以上是主要基準，除此之外也可參考下列事項。

- ⑥ 上游部有可能提供土砂（或過去曾提供土砂）的崩塌地

- ⑦ 溪流出口附近是否形成扇狀地形沖積錐（alluvial cone）？（沖積錐係過去土石流土砂流出所形成的地形）

若上述重要現象都出現，代表非常危險。

反之，若未出現①、②等現象，尚屬安全；只缺少③、④、⑤、⑥等現象，則稍具危險度。

#### (4) 土石流輸送區間的特徵

土石流通常發生在溪流的上、中流域。已發生的土石流不太會堆積在坡度超過  $10^\circ$  的溪床，而是會往下流動。若土石流土量少且途中溪流區間有坡度 10% 上下、河床幅較大的地點，土石流也可能在此堆積（圖 6.81）。

處於輸送區間的土石流體有如下特徵。

- ① 土石流具有慣性，容易直線前進（圖 6.82(a)）
- ② 曲流部外側坡高可能達數公尺，內側則較低（圖 6.82(b)）
- ③ 溪床變寬處，土石流體可能停止或堆積（圖 6.82(c)）
- ④ 兩岸崖錐與未固結堆積物、半固結堆積物、溪

床土石、下游沖積錐（扇狀地）堆積物等，容易被流動的土石流直接侵蝕。

#### (5) 輸送區間的土石流流動速度

過去的調查結果顯示（表 6.11），土石流速度從  $1\text{m/s}$  左右到  $15\sim 16\text{m/s}$  都有。土石流流動速度快慢的主要影響因素，除了土石流體黏性與構成物質、含水比等差異之外，也包括溪床坡度以及溪床寬度、有無人工工作物等。但過去的實例來顯示，應了解土石流流動時速可能高達  $40\sim 50\text{km}$ ，因此，在谷底看到上方土石流下來，可能就已經很難逃脫。

#### (6) 土石流容易開始堆積的地形

土石流容易堆積處（容易遭受土石流災害的地點），其地形特徵有三。

- ① 位處流域面積  $1\text{km}^2$  以下溪流（1982 年的長崎

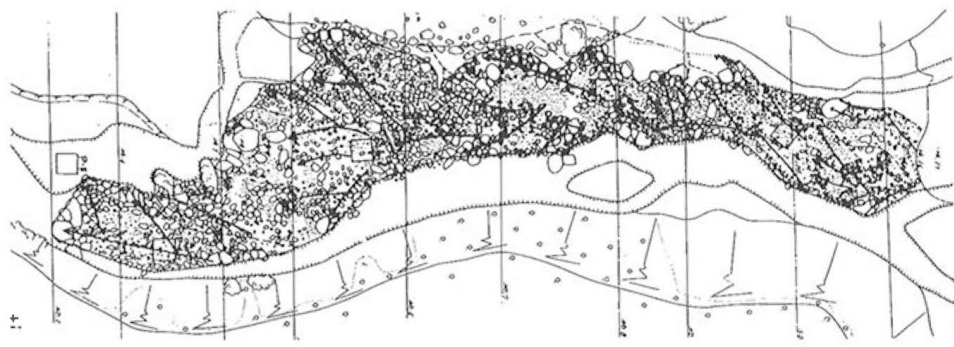


圖 6.81 溪流區間堆積的土石流堆積物一日光荒澤的案例<sup>20)</sup>

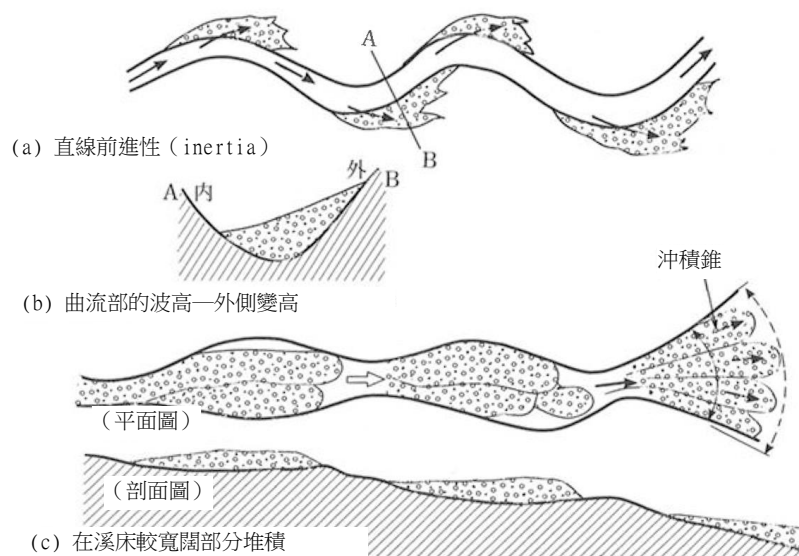


圖 6.82 輸送部的土石流體運動

表 6.11 土石流的流動速度<sup>25)</sup>

速度 (m/s)	量測場所與發表者		摘要
0.6~3.8	Wrightwood	Norton and Campbell	Mudflow (土石流)
4.8~7.7	浦川	松本砂防	土石流前端、最高速度、感測器
4.5	Wrightwood	Sharp and Nobles	前端的 速度
5.0	芦屋川	遠藤	推測
5.4~8.9	燒岳	松本砂防	土石流前端、最高速度、感測器
7.8~13.6	櫻島	田原	土石流前端速度、感測器
約 9	濁澤	山崎	由通過時間推測
11~16	Enterbach	Aulitzky	坡度 1/50~1/100
13	十勝岳	村野	為平均速度，火山口部為 40.0m/s，元山事務測到 21.8m/s，新井牧場則是 6.6m/s，相關參考速度有 8mm(釐米)影片
13.6~14.3	豬野山	高野	其流動呈牛頓流體狀態。土石流
15~16	Tenmil Range	Curry	

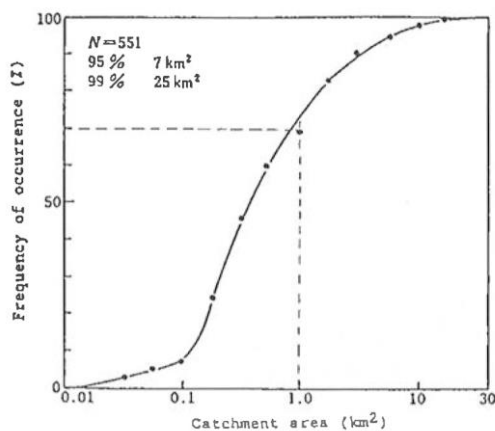


圖 6.83 發生土石流溪流的流域面積

土石流災害，84 件土石流之中，81 件發生在 1km<sup>2</sup>以下溪流)\*<sup>23</sup> 的下游側 (圖 6.83)

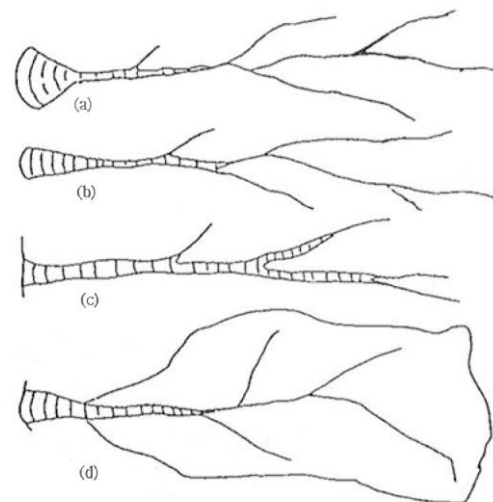
② 沼澤出口形成扇狀地性的地形 (圖 6.84)

③ 且土地坡度超過 3% 的地方

(7) 土石流的氾濫、堆積的地形

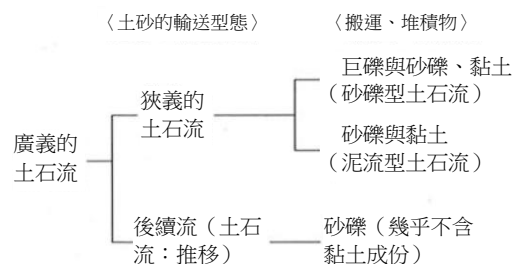
一次土石流的輸送與堆積，可分為①狹義的「土石流」輸送與堆積、②後續流 (土砂流運移) 的輸送與堆積。①與②通常會同時出現 (圖 6.85、圖 6.86)。

一次土石流通常會同時出現狹義土石流與土砂流<sup>21)</sup>。



(a) 有沖積錐的沼澤 (扇狀性地形)  
(b) 兩岸受限、有扇狀性地形的沼澤  
(c) 河床堆積物多、寬闊的沼澤  
(d) 流域看起來封閉的沼澤

圖 6.84 容易遭受土石流災害的沼澤特徵



一開始堆積的是狹義的土石流堆積物，堆積個數 10 秒~數分鐘，就可能帶給當地居民致命性災害。通常是以紡錘狀~舌狀的平面形狀，以及往上凸的縱斷面形狀 (接近二次曲線的縱斷地形) 堆積。

\*23 日本道路公團的《土石流對策相關綜合檢討概要報告書》(2003)<sup>44)</sup>，2004 年改編成手冊，將流域面積 1ha(0.01km<sup>2</sup>) 以上的列為調查對象溪流。

狹義土石流堆積、停止流動後，接著會有推移所形成塊體運動模式的後續流（俗稱土砂流），一面侵蝕部分已堆積的土石流堆積物，一面來到下游區域，讓土砂流堆積物（推移堆積物）堆積在這裡（圖 6.86）。

土砂流（後續流）的堆積，大概會在土石流堆積之後持續進行數十分鐘~2 小時左右，但不會造成致命性災害，大多破壞力弱，不致於沖倒房屋。

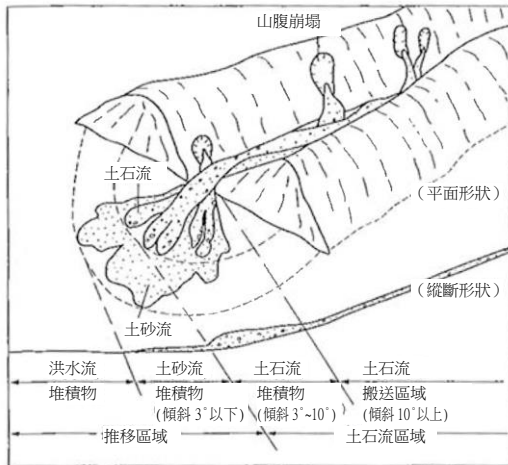


圖 6.85 土石流的發生、輸送、堆積與溪床坡度<sup>19)</sup>

(8) 土石流堆積物所形成的地形

富山常願寺川扇狀地、黑部川扇狀地、木曾川扇狀地這些半徑達數 km~數 10km 的大型扇狀地（沖積扇：alluvial fan），係反覆洪水流（推移）所形成的地形（圖 4.12）。相對的，大多數半徑數百公尺的小規模扇狀地（沖積錐：alluvial cone），係土石流反覆堆積所形成（圖 6.87）。

土石流堆積形成的沖積錐，可依其形成的位置區分為半圓形的完全扇狀、半開扇狀以及未開展的扇狀等（圖 6.88）。相對於低地與台地產生的土

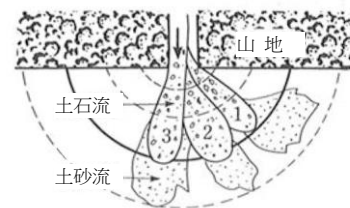
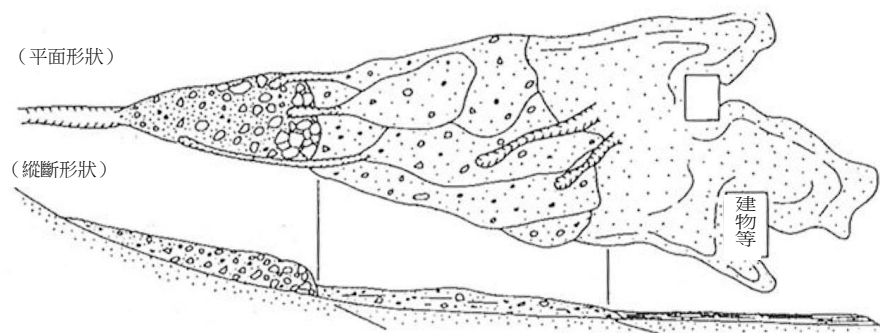


圖 6.87 土石流所形成的扇狀地地形（沖積錐）與土石流堆積位置變化（此即俗稱的“擺尾現象”）<sup>19)</sup>



搬送型態	土石流	推移流	
被搬送的物質	土石（土砂） <sup>*1</sup>	土砂 [ I ] <sup>*2</sup>	土砂 [ II ]
堆積的特徵	土石流堆積物本體	土石流本體堆積後短時間堆積的部分	土石流堆與推移土質 [ I ] 堆積之後，長時間堆積的部分
粒徑	Max $\phi=1.5\text{m}$ 以上 有時 $\phi=3\sim 4\text{m}$ 平均 $\phi=20\text{cm} \pm$	Max $\phi=1\text{m}$ 平均 $\phi=5\text{cm} \pm$	Max $\phi=10\sim 20\text{cm}$ 平均 $\phi=0.5\text{cm} \pm$
堆積厚度	最大 4m，平均 2m	最大 1.5m，平均 0.5m	最大 1m，平均 0.3m
表面形狀	不規則	受地形與構造物等限制，有時不規則，有時平滑	幾乎平滑
斷面形狀	魚板形狀地隆起，幾乎無層理。	呈平坦型。有層理（層狀構造）	可發現明確的層理
破壞力	非常大，具有致命破壞力。	較弱，但有時會造成木造房屋受損	幾乎無破壞力

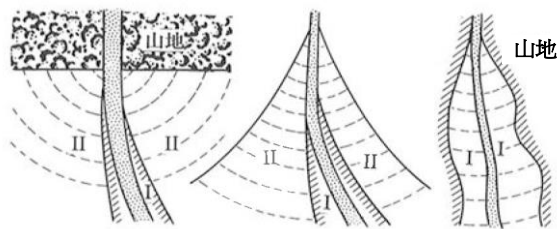
\*1, \*2: 諏訪 (1982) 謂「隆起型」大致相當於\*1, 「平坦型」相當於\*2。  
\*3: 土砂 [ I ] 與 土砂 [ II ] 經常難以區別 (圖 6.85、圖 6.86)。

圖 6.86 一次土石流所形成的土砂堆積（單式）模式圖（依據小豆島、燒岳、日光荒澤等的實例）<sup>19)</sup>

專題

高速公路發生土石流災害的發展趨勢<sup>44)</sup>

- ① 日本土石流災害大多發生在西部地區
- ② 發生災害的溪流流域面積，約 6 成（20 條溪流）為  $0.1\text{km}^2$  以下； $0.01\text{km}^2$  以下的溪流占一成（2 條溪流）。
- ③ 溪床坡度超過  $15^\circ$  的溪流，約佔 6 成（24 條溪流）。
- ④ 災害類型之中，實施挖方區間所發生的土砂災害案例約佔 5 成（19 條溪流）。
- ⑤ 流出土砂量與流域面積關係方面，大多數案例（約占 8 成）位於流域面積  $0.1\text{km}^2$  以下的溪流，流出土砂量低於  $2000\text{m}^3$ 。但也有的溪流因為地質特性（花崗岩地帶、火山岩地帶等），即使流域面積小的溪流，也流出大量土砂。
- ⑥ 從使用年限與災害發生的關係來看，同區間發生過複數次土石流災害的，有二個例子。



(a) 完全扇形 (b) 半開扇形 (c) 未展開扇形

圖 6.88 土石流堆積物所形的扇狀地形（沖積錐）的類型。I：危險度大，II：危險度小<sup>21)</sup>

石流多為完全扇狀，火山山麓的土石流則為半開扇狀（比如富士山的大澤扇狀地等），若是無法開展的地點（位於山區內部等），頂多河床變寬（比如妙高的白田切川等）（圖 6.88）。

若不考慮堆積形狀，基本上溪床坡度  $10^\circ$  以下的扇狀地性地形，大概都是土石流堆積區域。

(9) 土石流氾濫堆積的危險度評估

若想從上述土石流的發生、輸送、堆積特徵了解土砂以土石流型態流動、堆積與氾濫（容易導致災害）的危險程度，首先應從以下角度觀察地形。

- ① 溪床坡度  $10^\circ$  以下的地點（山區溪床變寬處，即使坡度超過  $10^\circ$ ，土石流通過當然還是很危險）
- ② 沼澤出口為扇狀地性地形（沖積錐）的地點。針對這種地點，首先應利用地形分析與植生侵入程度、土地利用狀況等，判斷屬於古老穩定扇狀地，還是新生且今後乃會持續堆積？越是

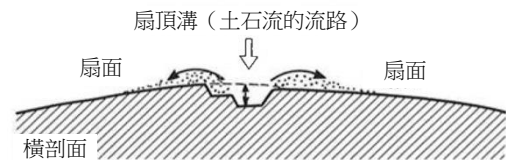


圖 6.89 扇面與溪床的高差小於 5、6m，危險度較高<sup>19)</sup>

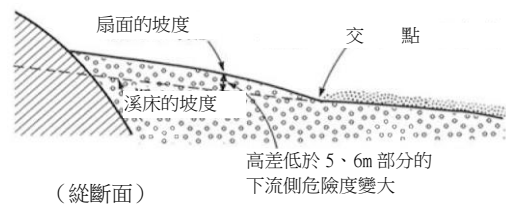
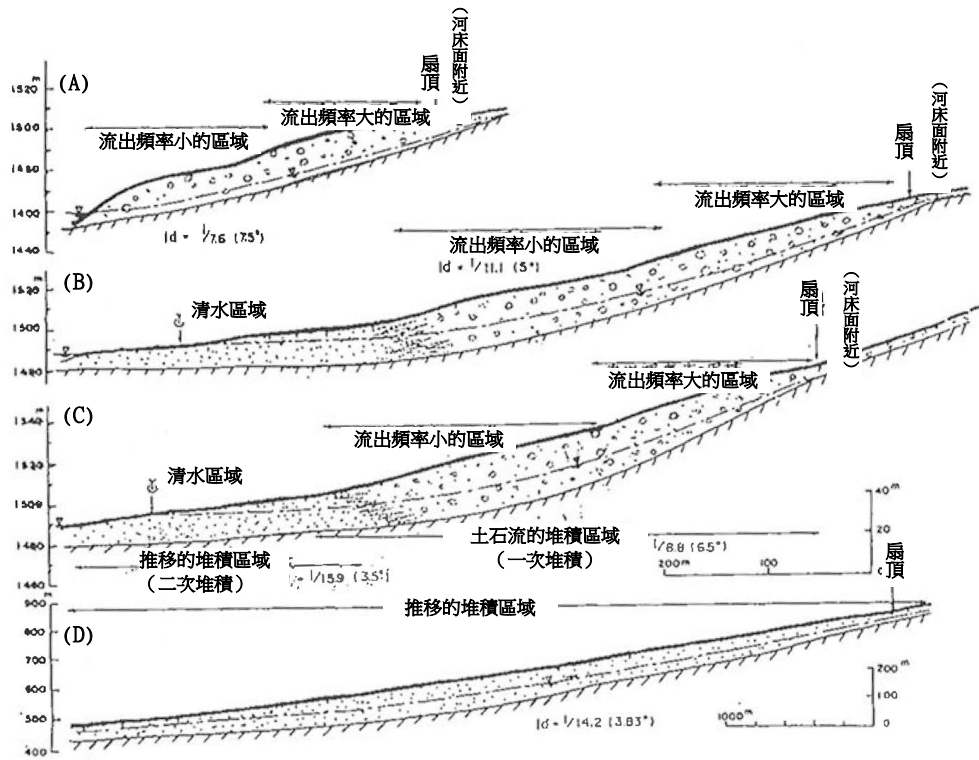


圖 6.90 交點的下游側，危險度明顯變大<sup>23)</sup>

侵蝕不多的新扇狀地（沖積錐），土石流流動、堆積的危險程度越高。

- ③ 扇狀地被沖刷、切割形成的**扇頂溝 (fan trench)**，其溪床面與扇面高差若小於 5、6m，氾濫危險度較高（圖 6.89）
- ④ 扇狀地的「**交點**」（扇頂溝溪床與扇狀地面（扇面）交會點附近，**intersection point**：圖 6.90）附近，會成為土石流氾濫的開始點
- ⑤ 扇狀地面發生氾濫時的水平面危險度高低，會受到下列三種因素影響，**①**扇狀地附近流路（扇頂溝：fan trench）的流向，**②**此時從溪床到扇面的高度（如前述，5、6m 是危不危險的判準之一），**③**所發生土石流的規



(A：上高地的下掘澤，B：同上掘澤，C：同上上掘澤，D：富士山大澤)

圖 6.91 扇狀地面縱斷面地形與土石流氾濫的頻率判斷方法<sup>20)</sup>

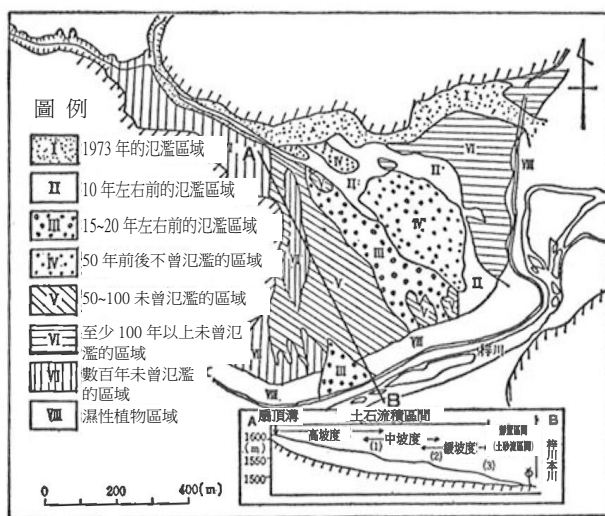


圖 6.92 上高地善六扇狀地的土砂堆積狀況與縱剖面形狀<sup>20)</sup>

模等。不過，一旦土石流開始往下流動，大概都會走扇面的低地部路線。因此，一般而言，從扇頂放射出來的扇頂溝延長部分之低地部，最為危險。

- ⑥ 扇狀地(沖積錐)面以縱斷方向堆積氾濫的危險程度，有下列二種判斷方法。
- ④ 縱斷形狀坡度達到 3°、上面凸起的部分為土石流堆積範圍；其下游側坡度低於 3°平滑部分，則是土砂流(後續流：推移)形

### 成的堆積地

- ⑥ 往上凸部分(暫稱為“瘤”)有二處時，土石流氾濫抵達上游側“瘤”的頻率較低；但大規模土石流時仍會抵達(圖 6.91)。進行堆積物上的植生調查時，可依據該地點生長樹木的年代，預測土石流氾濫頻率(樹木年代編年：dendro chronology：圖 6.92)

(10) 鐵公路土石流問題要點與對策

a) 概要

選定土石流頻發溪流作為鐵公路路線、擬定施工計畫時，應注意以下幾點。

- ① 橋樑通過土石流頻發溪流，構造上應足以抵擋土石流所造成的淘刷與側向侵蝕。特別是攻擊坡（沖刷段）更是問題重點。
- ② 溪流下游端為扇狀地性堆積地（扇狀地或陡坡沖積錐）者，可預期河道會變小，流路整體變成有點像涵洞，此時土石流側向侵蝕可能造成填方破損，因此在這樣的地點，③問題較大的溪流，土石流須在路線上游至少 30 公尺附近停止，因此應施作小型土石流防砂壩（攔阻工），⑤應拓寬溪床空間、施作護岸，實施能將土石側向侵蝕影響降到最低的對策。

扇狀地土石流堆積位置會以扇頂部為軸地慢慢變化（每次氾濫就稍微變化，此即所謂扇狀地擺尾現象：圖 6.87、圖 6.93）。即使無土石流堆積，洪水時來自扇狀地上游的流路也常產生變化。因此，鐵公路計畫以橋樑方式通過扇狀地流路，應極力避免以長跨距橋樑通過扇頂附近上游側，或扇頂部附近流路不太變化的地方（圖 6.94），並應保護路線不受土石流與水災破壞。

最好如圖 6.95 所示，讓橋樑從無土石流氾濫的扇狀地扇頂上游側通過，或讓橋樑在扇狀地末端附近通過。但若無論如何得在土石流積區間的溪流架設橋樑或施作橫斷箱涵，應事先算出上游區域可

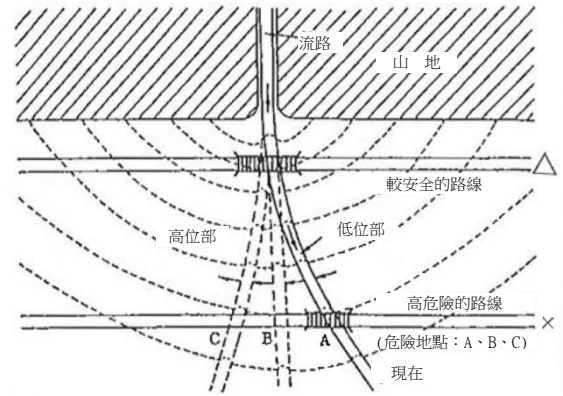


圖 6.94 扇狀地的鐵公路路線安全性比較<sup>3)</sup>

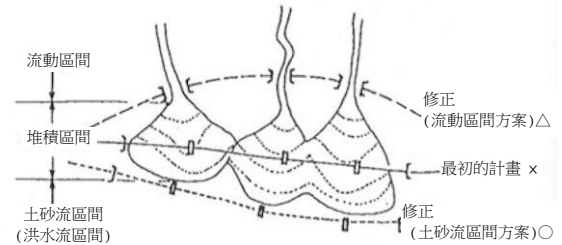


圖 6.95 土石流危險溪流的鐵公路路線選定<sup>26)</sup>

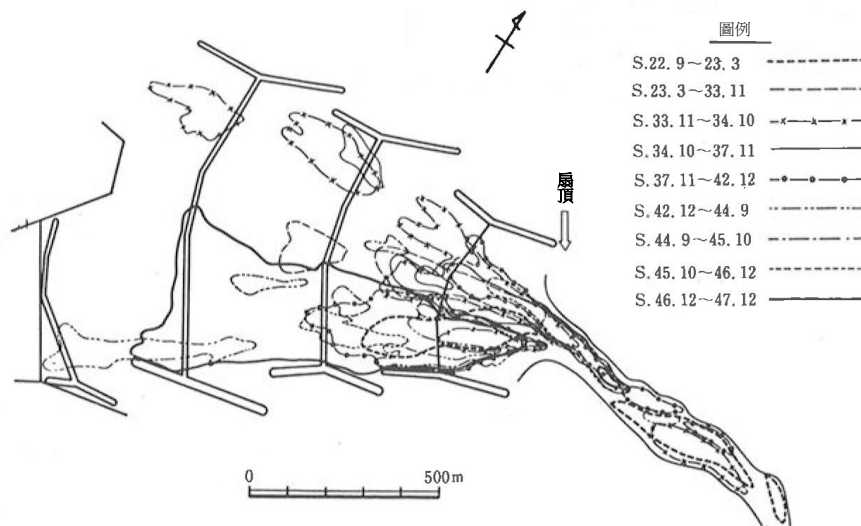


圖 6.93 富士山大澤扇狀地土砂堆積位置變化<sup>20)</sup>



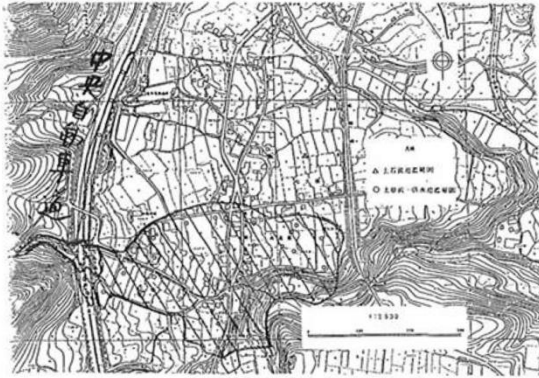


圖 6.96 1983 年中央自動車道宮澤的土石流氾濫災害（原圖）

能搬運土砂量，確認現行河道與橫斷箱涵的土砂流動能力。

土砂收支平衡時，上游部應設置土石流防止壩與階段工，然後擬定計畫，擴大河道橫斷面積，讓土石流短暫堆積。

圖 6.96 為 1983 年宮澤地方段中央自動車道遭受土石流災害狀況。

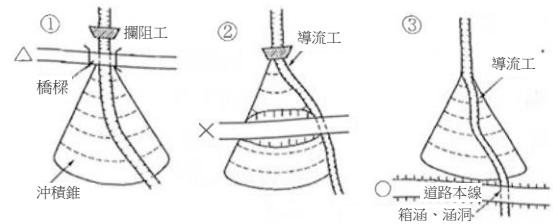
從土石流地形特徵與路線構造來看，土石流氾濫與堆積區間有下列三種狀況①通過土石流堆（沖積錐）扇頂部（樞軸部分）時，多使用橋樑，②橫越中間部分（從這部分橫越為最差選擇）時，扇狀地性地形（沖積錐）上方應實施挖方或填方，③橫越末端部時，多半得實施填方（圖 6.97）。維護氾濫與堆積區內的鐵公路安全，應實施下列對策檢討<sup>\*24</sup>。

- ① 選擇路線時最好避開土石流氾濫與堆積區間（上策）
- ② 將土石流流動的溪流固定下來（實施攔阻工+導流工等）
- ③ 在本線不遠處實施土石流對策（攔阻工+導流工等）

#### b) 挖方區間的問題要點

實務上鐵公路路線通過扇狀地面中間部附近時，多半會在沖積錐上實施挖方（圖 6.97②）。

\*24 此外，就日本道路公團 2004 年製作了土石流溪流防災對策手冊《土石流對策手冊（草案）》。



○：最優，△：問題少，×：差

圖 6.97 土石流危險溪流的鐵公路路線選定<sup>21)</sup>



圖 6.98 「中國自動車道」受災狀況（0 級序谷與道路本線以挖方交會的情況，最難實施對策工程）<sup>21)</sup>

此時應將流路固定在扇面上而讓土砂往下流動，但即使在此情況下，也有如下的幾個問題。

- ① 往沖積錐面堆積的土砂實際上就是土石流堆積與氾濫，非常危險
- ② 若要安全通過此區間，應墊高路面、減少挖方量，並在沖積錐上游側（扇面樞軸稍上游側）設置壩工，攔阻以土石流型態往下流動的漂流木與巨礫、大礫等，讓水以及中、細礫土砂順暢通過設在扇面的流路（箱涵、涵洞等）而往下流動
- ③ 因此，應針對路線上游側目前的溪流與河床，實施大規模開挖
- ④ 但如圖 6.98 所示，中國自動車道鹿野段出現道路破壞災情，0 級序谷與本線交錯且靠挖方讓鐵公路通過的傳統對策面臨極大挑戰，只能在溪流上游側實施攔阻工或落石防護工（鋪設環網，Ring Net 等），防止問題惡化。

c) 填方區間的問題要點

實施填方係因道路通過沖積錐扇端部(下游端)(圖 6.97③)。附近土砂以土石流或推移形式而氾濫、堆積。道路通過這類沖積錐扇端部附近時，應注意下列問題。

- ① 若不打算固定流路，應有即使本線填方上游側土砂堆積也不至於造成問題的堆砂空間。因此，應掌握上游預測流出土砂量以及本線填方與溪床的高差，清楚設定應確保的空間規模(可堆積多少 m<sup>3</sup>)。現有路線則應檢討，目前的堆砂空間是否足以讓土石流在此堆積而停止下來。
- ② 若要以箱涵、涵箱等方式通過本線填方部，應將溪流固定下來，且箱涵須具備至少能讓土石流安全往下流動的高度、寬度與坡度(10°以上)。
- ③ 在此目標下，應事先在扇面上游側配置壩工(攔阻工)等，攔阻漂流木與巨礫、大礫，

提早降低流下土砂的粒徑。

d) 橋樑區間的問題要點

道路橋樑通過沖積錐扇頂部，(圖 6.97①)問題較少，但需注意下列狀況。

- ① 沖積錐上游側以壩工等攔阻漂流木或巨礫，讓土砂經由扇頂上的固定流路通過時，應拓寬流路，讓土砂不閉塞地往下流動。
- ② 應採取土石流能往下流動、避免橋樑部側向侵蝕的設計
- ③ 溪河床面與橋墩之間應清掃維持乾淨

e) 隧道坑口附近土石流溪流問題要點

近年來出現許多道路隧道坑口附近的土石流災情。

鐵路選定路線時，若為了縮短隧道長度而選擇山谷最上游附近，會造成地形學上難以避免、隧道坑口與土石流溪流靠太近的狀況。這些路線的隧道坑口附近，後來確實成土石流輸送或氾濫、堆積

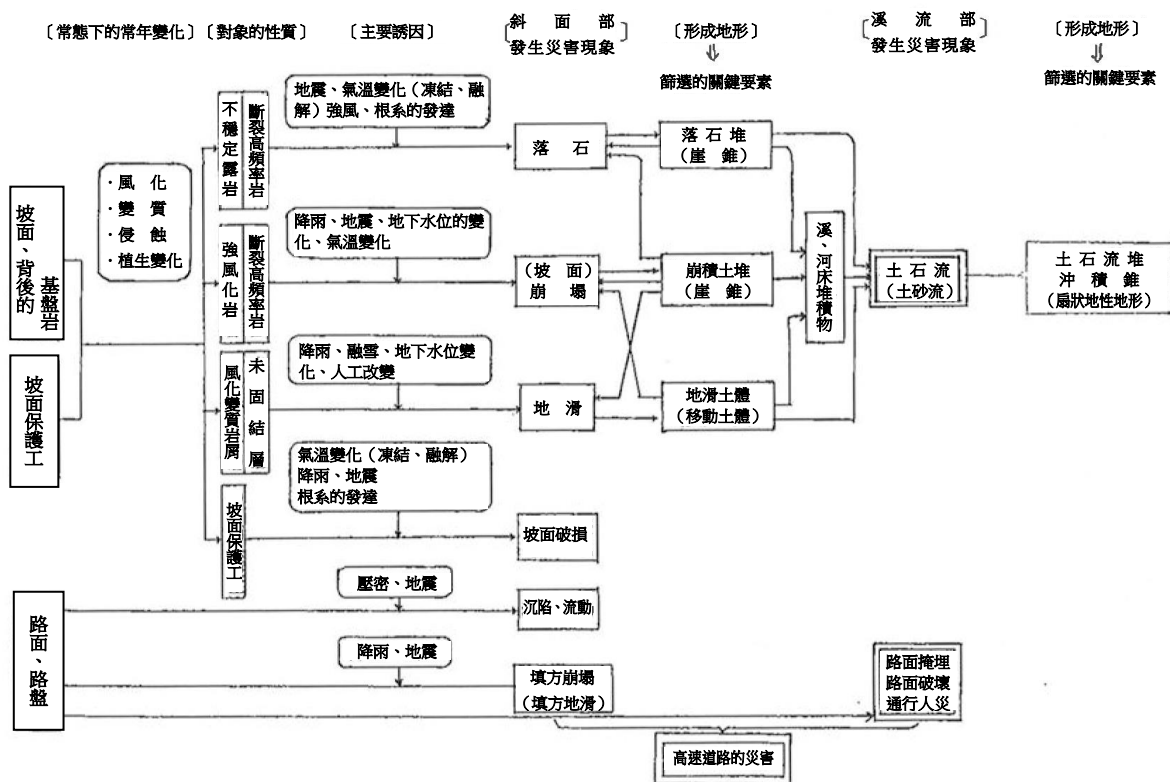


圖 6.99 土石流造成災害現象的因果關係 (原圖)

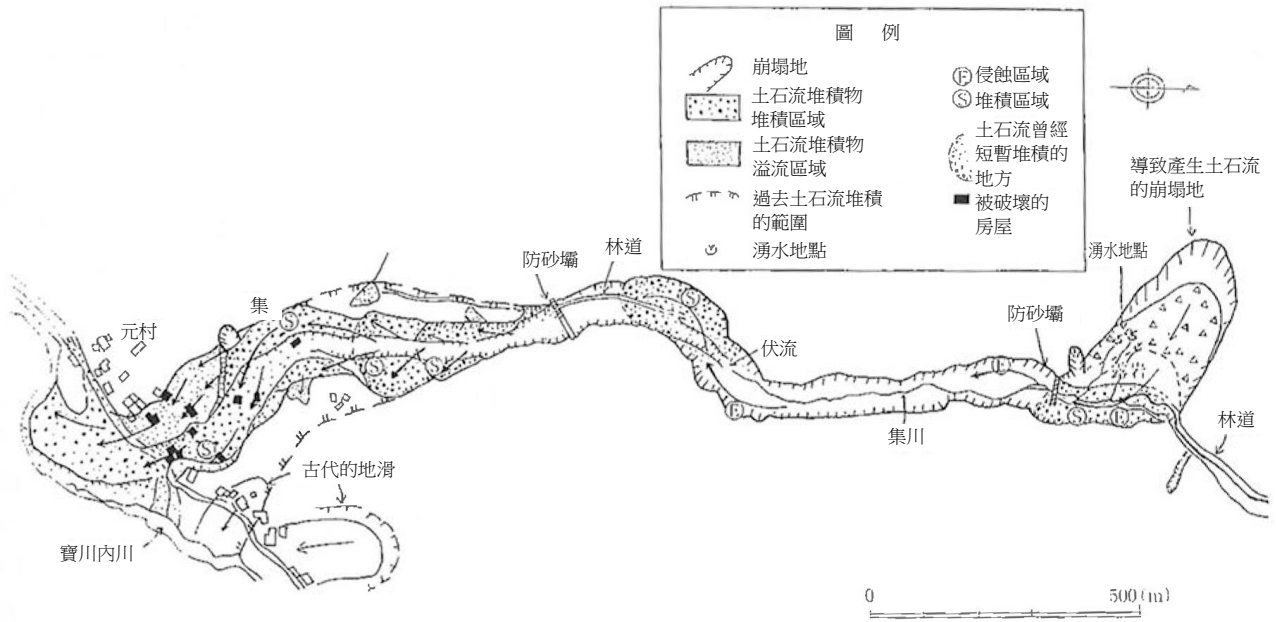
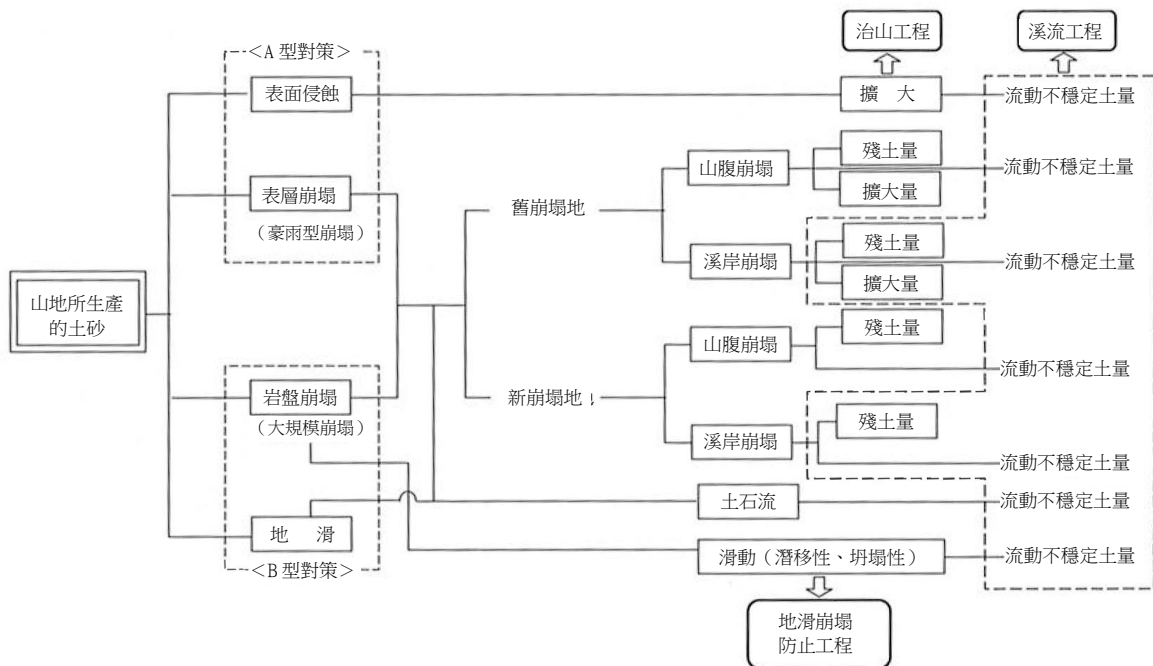


圖 6.100 2003 年 7 月發生的熊本縣水俣、集地區的土石流災害（原圖）



註) A 型對策：發生地與受災地具有直接關連且生產土砂的發生源整個面非常開闊，以植生為中心的對策特別有效  
 B 型對策：發生地點較集中，生產土砂量規模也比較大，且發生源與受災地區之間有較長距離河道，因此災害形態複雜，現象持續很久。

圖 6.101 山地土砂生產形態及其防災對策概念（山口：1979 補充）<sup>24)</sup>

空間。這種情況如何對應，基本上應採取 a) 概要說明的方法，但仍應注意下列問題。

- ① 現有道路實施對策工程，多少都有困難，隧道支撐工程若能延伸到土石流堆積氾濫區域外側，就能擺脫土石流威脅

- ② 若沖積扇扇頂部樞軸部分附近設置壩工（高約 5 公尺）等土石流與漂流木攔阻工問題卻仍存在，應先在下游側實施雙重安全對策，比如下游側設置箱籠（石籠），攔阻從上游攔阻工流下來的土砂。

- ③ 本線的填方與土石流、堆積區域之間的高差相當夠（超過 5m），且與本線之間有側道與林道、能確保充分土砂空間時，就省略扇頂部份的壩工等，只在本線禁止通行圍籬外側附近實施板樁等的打設及落石防護柵等防止土石流往本線堆高的防止柵，基本上這也是能有效利用本線與扇面的空間防護對策。
- ④ 從發生區域流出的土砂對策（0 級序谷的土石流對策）基本上係以落石防護柵與緩衝式擋土牆等發生源對策為主，以此為前提進一步設置攔阻往下游流動土砂的角型蛇籠或改變流下土砂流向的導流工（擋土牆與蛇籠、角型蛇籠等），實施雙重安全對策。

此外，本節所述山地土砂災害現象的因果關係，如圖 6.99 所示。

另外，到目前討論的山地土砂災害防災對策與土砂生產型態的關係，如圖 6.101 所示。

## 6.4 變動地形與地盤工學的問題

### 6.4.1 斷層地形

—「詩人與作家常用「整合」與「斷層」這類地質學用語寫文章（中略），他們所說的「斷層」，正確用法應該是「斷崖」。他們應該知道再怎麼重視音韻和諧，斷層也未必會形成斷崖，且斷崖並非斷層吧。」

（井尻正二、湊正雄《地球の歴史》）

#### （1）斷裂的規模

地上或地下斷裂（fracture）對該地區發揮剪應力（shearing stress）的結果，就是形成剪斷裂（shearing fracture）。剪斷裂有好幾種規模（長度、延伸）與性質，由小到大依序如下。

- ① 裂隙（crack）—不規則斷裂  
.....數 cm~數 10cm
- ② 節理（joint）（規則的斷裂）  
.....數 10cm~數 m

- ③ 斷層（fault）.....數 100m~數 km  
④ 斷裂系（fractures）.....數 km~數 10km  
⑤ 構造線（tectonic line）....數 100km 以上

主斷層（major fault）沿線或構造線沿線那樣巨大剪斷性斷裂導致岩盤大範圍壓碎的區域，總稱為剪裂帶（sheared zone），是土木工學與地質工學重大課題之一。

#### （2）斷層的定義

斷層係以水平攤開方式堆積。但堆積後不論是地層尚未固結還是已固結成為岩石，因為地殼變動（crustal movement）作用出現連續性切斷，於是地層位移而參差不齊。這種地層位移所形成的地質現象，稱為斷層（fault）\*25（圖 6.102）。地層仍在堆積、常未固結的部分，其斷層不會乾淨俐落切斷，這部份會形成擾動帶（disturbed zone），或出現局部的層內褶曲現象（圖 6.103）。

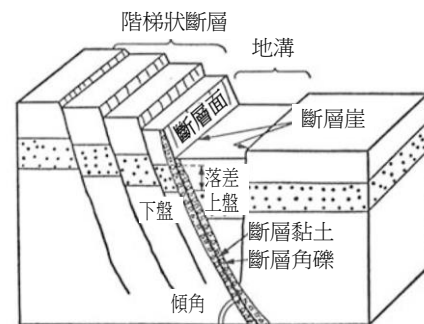


圖 6.102 斷層模式圖（原圖）

不只堆積岩會出現斷層，火成岩體與變質岩體也可能產生斷層。從露頭的地方觀察斷層，不只可看到兩塊岩體位移，也就是斷層面（fault plane or fault surface）的狀況，其兩側岩石破壞後的不連續面（弱面）也就是斷裂（fracture or rupture）以及位移被擠壓、壓碎（cataclasis）或破碎（crushing or shattering）等作用下，容易形成

\*25 原本“fault”意指「過失」或「缺陷」、「失敗」等，早期歐洲煤炭田採煤消失炭層的区域稱為“fault”後來就用這個名稱指涉斷層。

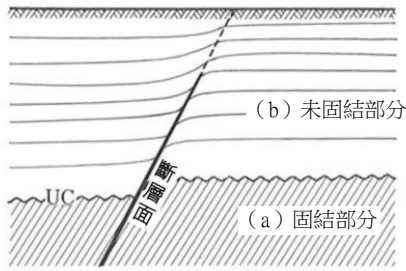


圖 6.103 斷層發生時的固結狀態 (a) 與未固結狀態 (b) 地點，兩者所形成斷層面差異模式圖 (原圖)

黏土或角礫、不規則斷裂等密集連續帶狀部分。這類在斷層面及其兩側形成的破碎部分，稱為**破碎帶 (crushed zone)**或**斷層破碎帶(fault crush zone)**，其抗侵蝕性比周邊地質弱。

(3) 露頭的斷層型態

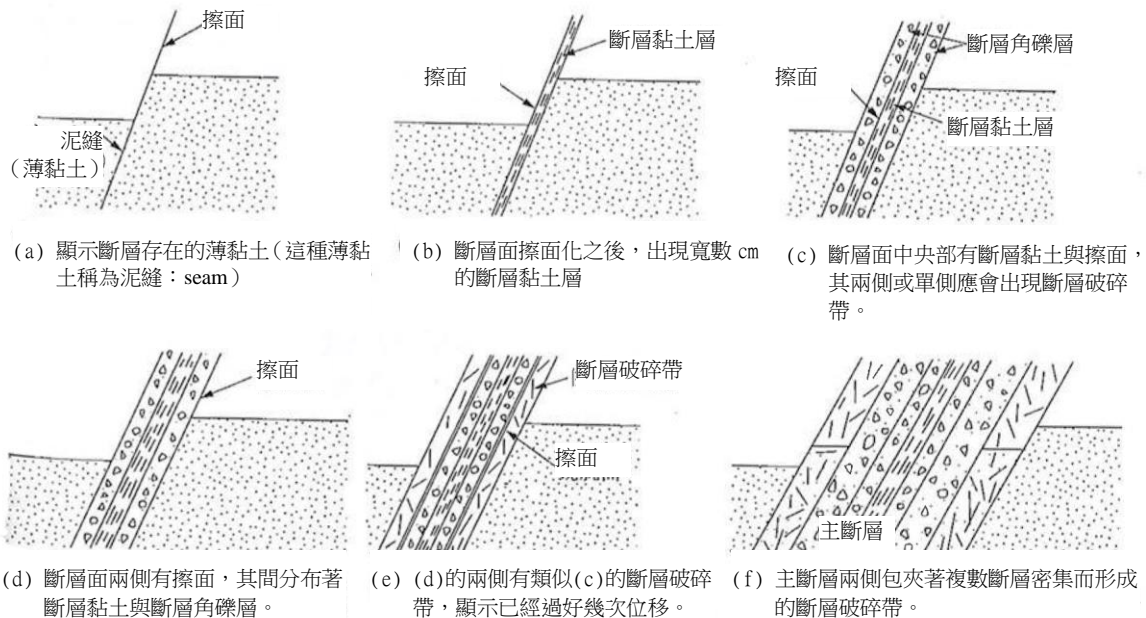
**斷層面**係巨大岩塊與岩塊位移的面，一次位移之後形成，同一個面經過好幾次不同地質時代反覆位移，界面岩石相互位移、摩擦、破碎、壓碎而形成**斷層黏土 (fault clay or gouge)**與**斷層角礫 (fault**

**breccia)** (圖 6.102、圖 6.104)。

斷層露頭 (out crop) 的出現並不簡單。中、古生層的黏板岩與砂岩、綠色岩類 (green rocks) 或深成岩類等硬岩石，其斷層面在所謂**擦面(slicke nside)**這種岩盤彼此位移下被研磨成像鏡子表面光滑，並留下顯示斷層位移方向的磨擦痕跡也就是**擦痕 (straition)**。這是岩石之中石英等堅硬部分所造成，可由此了解位移方向。一般而言，有擦面的斷層與斷裂，比無擦面的斷裂更容易滑動。

擦面與其旁邊的岩盤之間有時夾著斷層黏土，兩側形成斷層角礫帶 (圖 6.104)，斷層活動越激烈、越新的破碎部分越厚，斷層部分形態也越複雜。

斷層黏土與斷層破碎帶通常處於未固結狀態；有些斷層早期位移過，後來停止位移、呈現完全固結狀態。即使從地質分布可了解其變位，但斷層面之間破碎物的物理性質已和兩側岩盤一樣堅固化，黏著力也完全恢復，斷層面本身就變成很難清楚鑑定分類。這便是所謂的「無面斷層」(planeless fault)，不再屬於土木工學的「斷層」。



(a) 顯示斷層存在的薄黏土 (這種薄黏土稱為泥縫: seam) (b) 斷層面擦面化之後，出現寬數 cm 的斷層黏土層 (c) 斷層面中央部有斷層黏土與擦面，其兩側或單側應會出現斷層破碎帶。 (d) 斷層面兩側有擦面，其間分布著斷層黏土與斷層角礫層。 (e) (d)的兩側有類似(c)的斷層破碎帶，顯示已經過好幾次位移。 (f) 主斷層兩側包夾著複數斷層密集而形成的斷層破碎帶。

圖 6.104 斷層面的各種型態<sup>21)</sup>

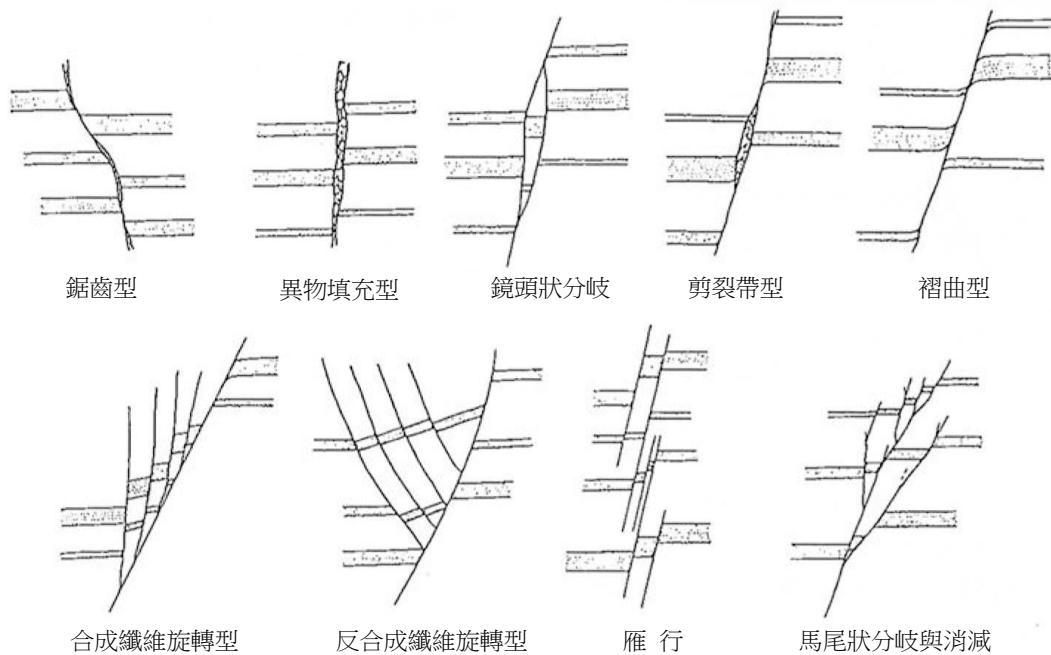
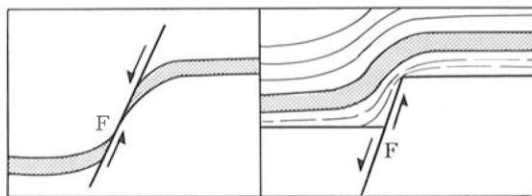


圖 6.106 斷層之各種型態（衣笠等，1969 年起編輯）。房總半島東部中新統三浦斷層與鮮新統上斷層群出現的各種不同斷層型態。（藤田至剛、鈴木尊元編，1981）<sup>21)</sup>



(a) 斷層活動所造成的地層拖曳 (b) 斷層形成後堆積造成的地層拖曳

圖 6.105 斷層所導致地層的拖曳（原圖）

壓碎所形成斷層黏土與破碎帶大範圍帶狀連成一片、變硬而具備片狀組織的岩層，稱為壓碎岩（*milonite* or *mylonite*），日本中央構造線（*median line*）沿線有斷斷續續大範圍的這種岩石分布。這類岩石呈灰綠色，含水會呈現與原本斷層黏土相同的性質。

較新的斷層與活斷層<sup>\*26</sup>（*active fault*），斷層面多半以斷層崖（*fault scarp*）地形的形式出現在地表。最近幾乎都未移動的原因是，斷層崖受侵蝕而消失或變成不明顯。斷層崖的高差（斷崖頂端與下端的高度差）未必是斷層的落差（*throw*）。

\*26 活斷層的詳細說明，見 6.4.3。

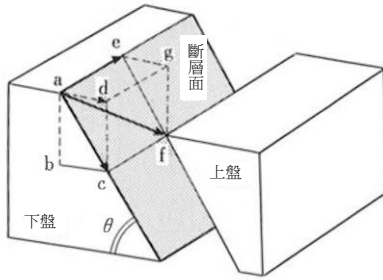
比如，橫斷島原半島北部的千千石斷層，目前斷層崖高差不過約 150m，地層垂直位移達 450m，是好幾次斷層斷續活動的結果。

斷層面附近原本水平的地層，受斷層活動影響往運動方向些微拖曳，會在地層產生撓曲（*flexure*）。這類地層拖曳（*drag*）有地層活動導致的情況（圖 6.105 (A)），及斷層形成後堆積導致的情況（圖 6.105(B)）二種。

斷層形態具有上述特徵，斷層形態也就是斷層露頭的出露形態，未必都很單一。相反的，如圖 6.106 所示，通常呈現不同形態。

#### （4）斷層所造成的變位

斷層運動係在斷層面出現的兩個岩盤（或地盤）相對滑動（*slip*）。這種位移又稱為變位（*displacement*）。其中，低於斷層面的岩盤（或地盤）稱為下盤（*foot wall*），上側岩盤則是上盤（*hanging wall*）。



af: 實移動、ab: 垂直移動、ac: 傾斜移動、  
ad: 水平傾斜移動→隆起、ae: 走向移動、 $\theta$ : 斷層的傾斜

圖 6.107 斷層所致變位的重要內容 (原圖)

斷層所造成變位的幾何學形狀，如圖 6.107 所示。其中，兩地之間的斷層實際移動距離，稱為實移動 (net slip)。實移動的斷層走向方向部分稱為走向移動 (strike slip)；斷層傾斜方向部分稱為傾斜移動 (dip slip)。實移動的垂直部分稱為落差 (throw)。水平部分稱為隆起 (heave)。正確掌握這些實移動的量，非常有助於精確了解斷層。

### 5) 斷層的分類

斷層分類主要有三種，①依位移方向分類，②依與斷層面的關係分類，③依與其他構造延長方向的關係進行分類<sup>34)</sup>。如圖 6.108 所示、從依據應力與運動關係判斷斷層位移而如下地進行成因分類的方法淺顯易懂，因此廣被使用。

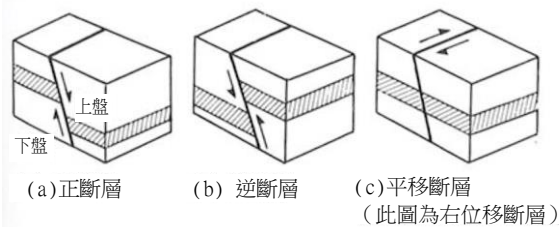


圖 6.108 斷層的分類

- ① 正斷層 (normal fault)
- ② 逆斷層 (reverse fault)
- ③ 平移斷層 (走向滑動斷層: strike slip) — (圖 6.108(c))

斷層之中相對而言「看起來好像上盤往下掉落的」，稱為正斷層 (normal fault)。實際上是否上

\*27 一般正斷層的落差稱為下降落差 (down-throw)；逆斷層的落差稱為上升落差 (up-throw)。

盤往下掉而下盤往上抬升，並不清楚，因此只是“相對性”的變位。反之，「看起來好像上盤往上抬升的斷層」稱為逆斷層 (reverse fault)。同理，實際上在此上盤是往上抬升還是下降，並不一定。

相對的，若看起來並無上下變位，而只是單純水平方向移動的斷層，稱為平移斷層 (strike slip fault)。平移斷層也有類似狀況，除非歷史上有記載，否則並不清楚是上面還是下面地盤運動所導致，其中，在斷層面地點二地盤成順時鐘移動關係的，稱為右行走向滑動斷層 (right-lateral fault)，成逆時鐘運動關係的，稱為左行走向滑動斷層 (left-lateral fault)。山稜與水系等確認有斷層時，斷層地點相對側往右邊移動，係右行走向滑動斷層；往左邊移動，則是左行走向滑動斷層。

圖 6.108 之中的水平層很明顯，但實際地層多少有點傾斜。斷層走向與地層走向很少一致，因此地層的傾斜狀況，實際上只是平推移動，但露頭面的地方大部分看起來還是會很像正斷層與逆斷層 (圖 6.109)。因此，進行判斷時不能只觀察一個露頭，而應綜合了解地層與斷層面走向以及傾斜等，可說相當困難。

不過，就土木地質學的角度來看斷層如何位移固然重要，斷層面破碎狀況及其規模，以及有無黏土化等等，經常是更重要的課題。

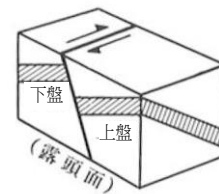


圖 6.109 表面上看是正斷層の平移斷層 (地層傾斜處只是水平移動；從露頭面看起來卻變成是上下位移)

這三種斷層型態各自具有如下的土木地質學特徵<sup>48)</sup>。

- ① 就斷層長度的規模而言，橫移斷層最大，

日本大型地質構造的主要斷層，多半屬橫移斷層，其斷層面接近垂直，斷層分布為直線狀。

- ② 主斷層(major fault)伴隨形成的副斷層(minor fault)以及衍生斷層(分歧斷層、枝斷層、二次斷層)等，多半為逆斷層或正斷層，很少橫移斷層。前者係主斷層上面的區塊產生副斷層，形成大範圍的破碎帶。
- ③ 逆斷層與正斷層的垂直滑動很大，因此，在活斷層上面的構造物，設計時得特別注意。斷層活動頻率係地質學上固定期間會出現的「事件」，實施土木計畫應充分考量土木設施的耐用年限與目前有問題的狀況(重要程度)等，進行設計上的判斷。
- ④ 地表踏勘時，地形上最常見也最容易發現的是橫移斷層，逆斷層則較難發現。另一方面，地塹與地壘相對容易實施正斷層與逆斷層調查；橫移斷層則難以判定。地震所導致的災害，通常逆斷層上盤側災情更嚴重。

#### (6) 斷層群分布的特徵

##### a) 共軛斷層

仔細觀察一個地區的斷層分布，經常會發現主斷層(major fault)產生的同時，也會有與主斷層某方向交錯的斷層。類似這樣彼此具有共軛關係\*28的斷層，稱為**共軛斷層(conjugate fault)**(圖 6.110、圖 6.111)。

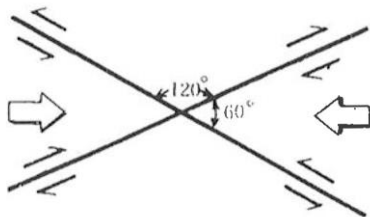
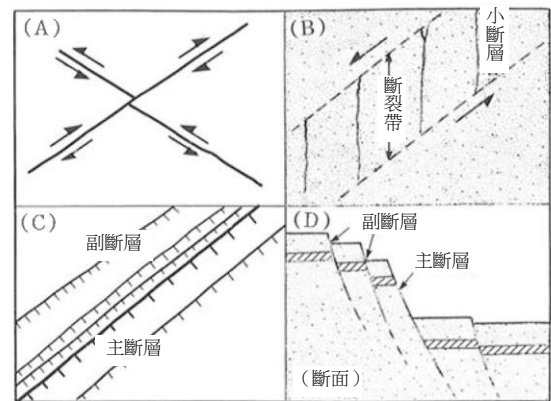


圖 6.110 共軛斷層

斷層係斷層形成時三種主應力所造成剪斷面的斷面，安德森(Anderson: 1951)指出：

\*28 共軛關係：二種事物據有相互特別關係，且相互替換不影響該事物性質時，此二事物便具備「共軛關係」



A: 共軛斷層, B: 雁行斷層, C: 平行斷層, D: 階梯狀斷層

圖 6.111 斷層群的分布(原圖)

- ① 所有水平方向壓縮應力都增加時，為逆斷層。
- ② 所有水平方向壓縮應力都減少時，為正斷層。
- ③ 水平方向的某方向壓縮應力增加而其他某方向減少時，為水平橫移斷層。

這些斷層都會各自產生有共軛斷層。至於複數斷層是否相互共軛，應以下列四種狀況判斷。

- ① 斷層多半同時形成(且彼此交錯)。
- ② 斷層面與填充物的性質如何。
- ③ 滑動狀況(方向)彼此相反。
- ④ 和主斷層之間形成固定角度。

##### b) 雁行斷層

有的帶狀區域分布許多和主斷層方向幾乎都呈現 $45^\circ$ 角度的**雁行狀斷層(echelon fault)**(圖 6.112, 圖 6.142)。斷層常係大規模平移斷層所導致形成。

##### c) 階梯狀斷層、平行狀斷層

沿大型斷層常會出現平行且相同方向往下掉的小規模階梯狀**正斷層(minor fault)**。這種斷層稱為**階梯狀斷層(step fault)**，也可稱為副斷層(secondary fault)。當然，這些斷層多半是彼此



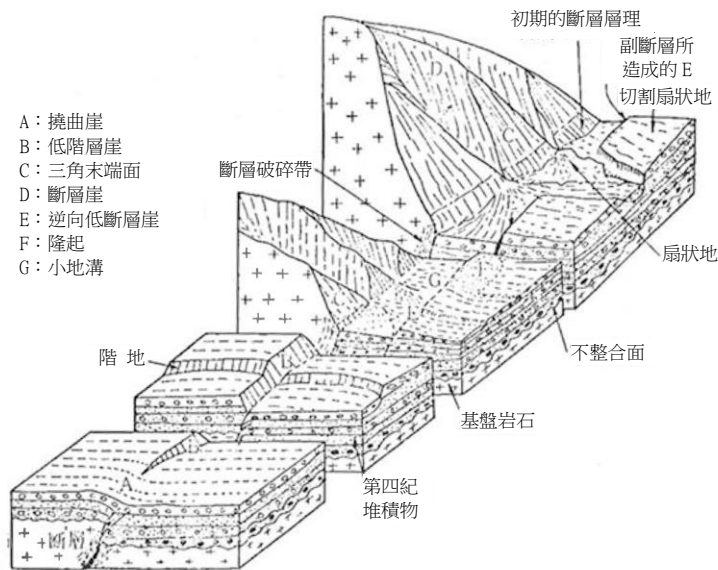


圖 6.112 各種斷層崖地形<sup>28)</sup>

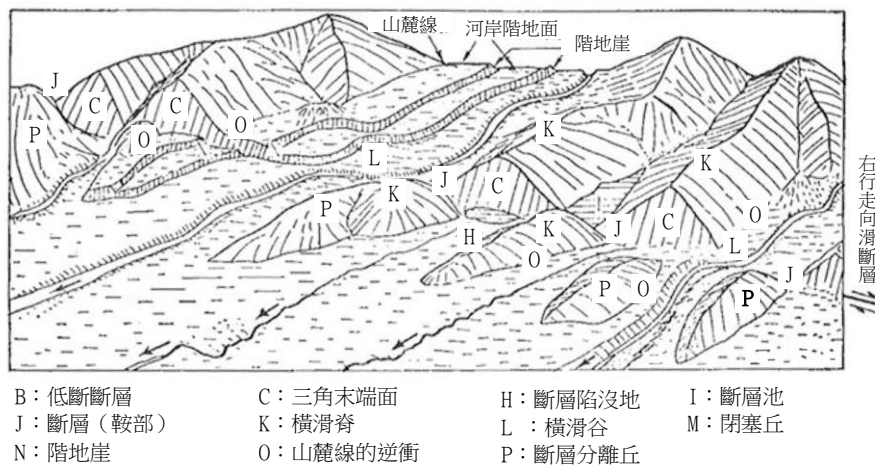


圖 6.113 橫移(右行走向)滑動斷崖所伴隨產生的各種斷層變位地形<sup>28)</sup>

與主斷層平行的**平行狀斷層 (parallel fault)**，而類似這樣許多平行斷層集結出現，就會形成該地區主要斷裂帶 (fracture zone)。

d) 放射狀斷層

除了火成岩體穿入，有時也以火成岩為核心形成斷裂(破裂)—放射狀節理 (radial joint) 與放射狀斷層 (radial fault)—這部分之後有的開口被填滿填充物，有的出現另外的火山岩逆向穿入，形成放射狀岩脈 (radial dike)。

(7) 斷層地形

出現上述斷層形狀地形，稱為**斷層地形 (fault landform)**。這種地形又可分為①斷層破碎帶受侵蝕結果的斷層，也就是**斷層組織地形 (structurally controlled landforms by fault)**，以及②斷層

表 6.12 斷層地形的分類

斷 層 地 形		
	斷層變位地形	斷層組織地形
崖地形	斷層崖 三角末端面 低斷層崖、撓曲崖 逆向低斷層崖	複(雜)斷層崖 回春斷層崖 斷層線崖 再現斷層 · 再生斷層線崖 · 逆生斷層線崖
	斷層谷 斷層角盆地 地溝、少地溝 斷層凹地	複(雜)斷層谷 斷層線谷

導致變位而直接成為地形的**斷層變位地形 (displacement landforms by fault)** (表 6.12)。不論哪種，都不只可清楚了解斷層存在，也可看出其型態、規模與性質狀態等。

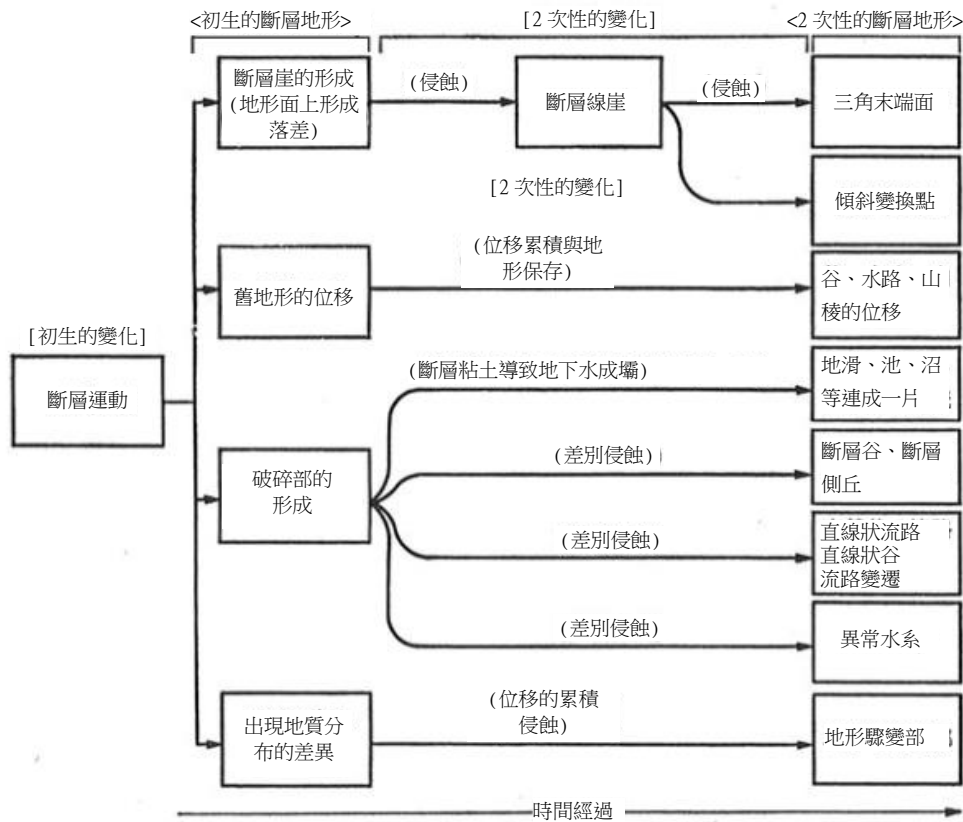


圖 6.114 斷層運動與地形變化<sup>2)</sup>

表 6.13 斷層變位地形的的主要用語與分類<sup>28)</sup>(括弧內的符號與圖 6.112、圖 6.113 的符號對應)

斷層崖地形 (變動崖)	斷層崖(D)、撓曲崖(A)、低斷層崖(B)、三角末端面*(C)、逆向低斷層崖(E)
斷層凹地形 (變動凹地)	斷層谷、地溝、小地溝(G)、斷層凹地、斷層塌陷地(H)、斷層池*(I)、斷層鞍部(J)、斷層角盆地
斷層凸地形 (變動凸地)	地壘、半地壘、小地壘、隆起(F)、斷層地塊(山地)、傾移地塊(山地)、壓縮山脊、斷層分離丘(P)
橫移地形	橫移山脊(K)、橫移谷(L)、閉塞丘(M)、階地崖的錯移(N)、山麓線的錯移(O)

\*符號地形也可能因為其他原因形成，未必是斷層變位地形

a) 斷層組織地形

斷層面出現在地表的部分稱為斷層線(fault line)，地質圖上顯示「斷層」的部分，就是這條線。通常如(3)所述，斷層面附近常破碎或角礫化、粘土化，斷層線沿線對侵蝕的抵抗比周遭弱，因此產生的差別侵蝕(differential erosion) 就會產生大量谷頭侵

表 6.14 代表斷層存在的特徵<sup>2)</sup>

	航空照片上的特徵
地形要素	①出現斷層崖(fault scarp) ②出現直線性的谷(fault valley:斷層谷) ③出現斷層側窪(kerncol:斷層鞍部)、斷層側丘(kernbut:斷層突起) ④特定方向出現平行的地形 ⑤稜線與河川流路產生位移 ⑥山腹坡面的傾斜變換點連成一直線 ⑦河川流路明顯成直線狀 ⑧水系呈格子狀或直線狀 ⑨地形上的驟變部 ⑩水系異常 ⑪湖沼、溫泉、火山口、湧水地點、崩塌或地滑等一直線排列 ⑫有扇狀地移動(斷層扇狀地) ⑬河成階地面(通常為平坦面)有直線界面，並產生落差或水平移動
植生特徵	①植生的生長差異比四明顯，且直線分布 ②樹種與樹高呈直線性變化 ③植生的分布呈直線性狀況
照片的色階	①土壤覆蓋的部份，照片的色階與色階變化變長且成線狀 ②有直線邊界，照片的色階和色階改變

蝕等，於是容易沿著斷層線形成直線性的谷。這種斷層部份二次侵蝕所形成的谷，稱為**斷層線谷(fault line valley)**，與受斷層運動直接影響形成的**斷層谷(fault valley)**不同。

以斷層為介面不同岩質若產生不同的侵蝕抵抗力強弱差異，不耐侵蝕那一側容易被選擇性地侵蝕，沿斷層線斷斷續續地產生陡峭坡面。類似這樣二次侵蝕所形成的陡坡面，稱為**斷層線崖(fault-line scarp)**，與斷層直接形成的**斷層崖(fault scarp)**不同。大部份深成岩地區的直線性谷為斷層線谷或斷層線崖，可用航空照片輕易判讀(表 6.14)。

#### b) 斷層變位地形

##### i) 初生的斷層變位地形

斷層運動(同時產生地震)出現後，地形與地質學上會①形成斷層崖，②舊地形錯移(位移)，③形成破碎部，④出現地質(岩相)的分布差異，等等。從地表變化來看，上下方向與水平方向會有錯移現象，稱為**斷層變位地形(fault displacement landform)**或單純稱為**斷層地形(fault landform)**，其差別如圖 6.112、圖 6.113 所示。

這類斷層運動導致形成的變位地形，目前殘存者多半是第四紀(其中約 200 萬年間)特別是其後半期間活動的**活斷層**所導致形成的。

斷層變位地形之中最明確的是**斷層崖(fault scarp)**。斷層崖係上下位移(變位)斷層運動所形成的地形，會形成平面上的直線或緩慢彎曲。1 次地震形成的斷層崖位移通常 2、3 公尺左右，大一點的也不過是 7、8 公尺左右。

因此，比如島原半島北部的千千石斷層，目前斷層崖高達 150 公尺，代表相同斷層過去曾多達數十次持續運動、變位累積。斷層崖高差不少達數百公尺。但沖積層與階地面等形成的階地崖，通常只有數公尺或數十公分，相當的低，因此稱為**低斷層崖(low fault scarp)**。

地表分布軟且容易塑性變形的未固結地層時，地下斷層有時會分歧，或在地表部份形成撓曲崖(flexure scarp);若斷層位移只有少少的 1 公尺左右，沒辦法形成明顯斷層崖，只形成連續的緩傾斜地(圖 6.115 (a))

也有像雲仙火山這樣斷層崖形成後往下流動的熔岩流，覆蓋斷層崖使斷層崖模糊化的情況，以及(圖 6.115 (b))、熔岩流在斷層崖部份停止下來的狀況(圖 6.115 (c))等，不易一看就能辨別的型態。

斷成崖形成時，斷層崖即是斷層面。但侵蝕持續發生崖面逐漸後退，傾斜變緩，這便是**斷層線崖**。

##### ii) 二次性的斷層變位地形

斷層導致形成斷層崖、舊地形位移、形成沿斷層面的破碎部、出現地質分布驟變點這些地形與地質變化，隨時間經過侵蝕持續進行，加上斷層反覆位移而累積變位，就會出現明顯的下列二次性斷層變位地形。

① 斷層崖即使受侵蝕，斷層仍持續累積、高差變大，並與山地細凹凸無關地直接相連而切

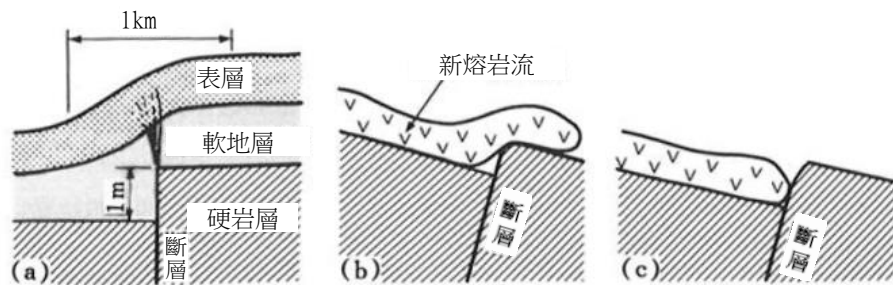


圖 6.115 不太容易看出斷層崖的案例 ((a)為杉村<sup>29)</sup>、(b)、(c)為今村原圖)

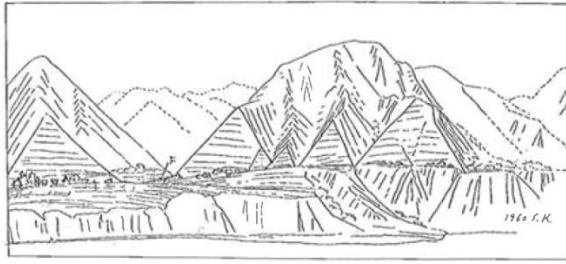


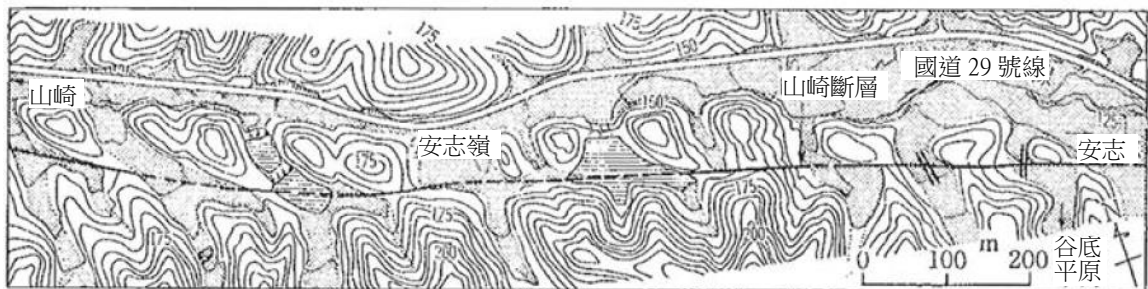
圖 6.116 上野原(山梨縣)南方的御坂山地北面三角末端面(照片中的桂川向左也就是往東流)<sup>33)</sup>

斷山地，或斷層形成後與斷層直交地持續侵蝕，於是山脊末端出現三角形的三角末端面(terminal facet)(圖 6.116)。此時，三角末端面與平地接觸部延伸方向，就是斷層伸長方向(圖 6.112)

- ② 谷的縱斷面坡度突然改變，以及形成瀑布或急流的傾斜驟變點，稱為遷移點(knick point or nick-point)，由此地點往下游側陡坡處，稱為遷急點(knick point)。山腹上傾斜遷移點橫方向連續出現的地方(遷急線)，多半代表斷層存在。
- ③ 斷層運動導致地表陷落的地形，稱為斷層凹地(fault depressions)。當然，這部分也會遭受二次性侵蝕、形成新的堆積，但原先斷層變位形成的谷地，稱為斷層谷(fault valley)，會沿斷層線形成細長的一直線。正斷層與橫移斷層容易形成凹地寬度低於數十公尺的小規模斷層谷，稱為小地溝<sup>28)</sup>。

沿斷層二次侵蝕產生的凹地，稱為斷層凹地，水聚集後會形成斷層池或斷層湖。大型斷層沿線常有這種地形。不耐侵蝕的斷層破碎帶沿線容易產生谷。因此，直線性的谷或流路連成一條線，或流路與谷成直角或銳角彎曲，以及其附近流路整體形成格子狀的地方，其直線狀的谷與流路部分，可能就是斷層。

- ④ 山脊上方鞍部連成一定方向時，該方向大概就有斷層。這類斷層鞍部(fault saddle)稱為斷層側窪(kerncol)；突出的部分則是斷層側丘(kernbut)。這種斷層鞍部係侵蝕所致，但也可能因為大型斷裂陷落而產生。
- ⑤ 水系模式通常呈樹枝狀或羽毛狀，以及前兩者稍微延伸、拉平的平行狀與亞平行狀。但水系偏位或彎曲處，或者驟變部、蜿蜒疏密的驟變部這種水系異常(drainage anomaly)部分(圖 6.12)，多半係斷層所導致形成。
- ⑥ 橫移斷層通常也會伴隨產生多少上下變位。橫移斷層每次活動導致形成的水平方向位移不過數公尺，但相同方向位移長年累積，可能形成多達數百公尺的橫移。因此，谷與山稜、階地崖等，會在斷層線的部分褶曲，而山稜與水系出現大規模且相同方向、有系統的橫移地區，可能直到最近仍持續存在活斷層。
- ⑦ 起伏量與水系密度等之所以在某直線狀界面差異特別明顯，係因構成兩區域的岩石不同，



本圖顯示，山脊與河谷有系統性地在山脊斷層部份褶曲、往左移動。斷層線上的山脊形成鞍部，部分也可看到破碎帶與活斷層露頭。東側二次谷實施槽溝開挖調查，確認係 8~12 世紀間的斷層變位(大概是 868 年的播磨地震(M=7.1))。此外，沿國道似乎也形成了古老的斷層與斷層線谷。

圖 6.117 山崎斷層中東部(安志嶺)的橫移地形<sup>28)</sup>

且常是斷層所導致形成。

除此之外，即使未形成明顯斷層地形，火山口連續出現的方向，多半就是地下斷裂方向。另外，岩脈(dike)大多沿斷層或與之平行的斷裂處穿入。

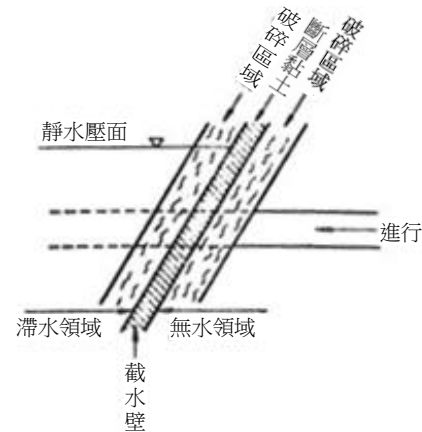


圖 6.118 斷層粘土與地下水的貯蓄狀況<sup>78)</sup>

6.4.2 斷層與破碎帶的土木工程問題點

斷層與破碎帶直達地下深處，因此，土木建設常在壩址或隧道、挖方區間等出現問題。

① 破碎部分只要乾燥，本身不會有太大問題<sup>\*29</sup>，但在後背條件等因素影響下，可能產生大量湧水。且湧水可能從開挖地點全面噴出，有時還同時大量流出土砂。其原因是，岩盤破碎形成斷層粘土，像難透水性屏風那樣堵塞(圖 6.118)，阻擋住的地下水因為開挖一口氣全部流出來<sup>\*30</sup>。

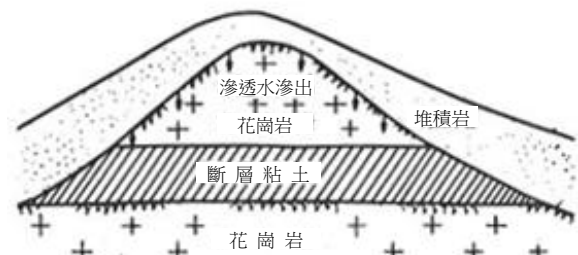


圖 6.119 斷層岩體上方有堆積物的地盤橫剖面<sup>73)</sup>

- ② 開挖隧道會導致斷層粘土接觸外氣、逐漸軟弱化，膨潤化而形成巨大土壓。
- ③ 在破碎部興建水壩，岩盤即使外表看起來沒問題，實際上卻已嚴重漏水，須實施大規模灌漿 (grouting) 與補強工程。
- ④ 挖方坡面破碎部經常脆弱，容易形成地下水或湧水，導致產生地滑或崩塌。

如圖 6.119 所示，呈馬背型的花崗岩上方堆積洪積世堆積物處，橫跨其上的斷層破碎帶挖

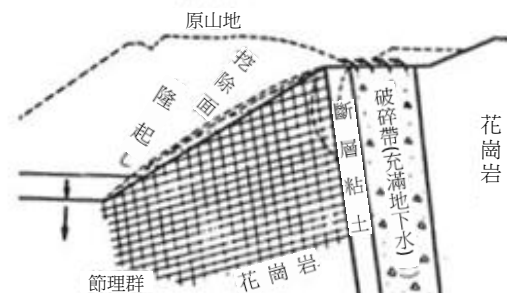


圖 6.120 包藏地下水的斷層破碎帶前方基岩挖除面的橫剖面<sup>73)</sup>

然後有些因為黏土膨潤 (swelling) 而被從背後推擠出來<sup>73)</sup>。

此外，如圖 6.120 所示，開挖包藏地下水的斷層破碎帶前方基岩成為坡面，應力解放有的會因為沿著斷層破碎帶具有高水頭的脈狀地下水水壓，以及來自該處的湧水導致坡面隆起<sup>73)</sup>。

\*29 當然，即使使用炸藥爆破效果也不佳，徒增麻煩，且落盤與落石具有危險性，須盡快實施混凝土支撐工程等等對應措施；這部分問題反而較易處理。

\*30 丹那隧道的三島口工程在此狀態噴出地下水，導致 16 名工程人員喪生 (有馬、1954)。這種斷層堵住地下水，可能是斷層地區容易地滑主要原因 (杉山、1977)。

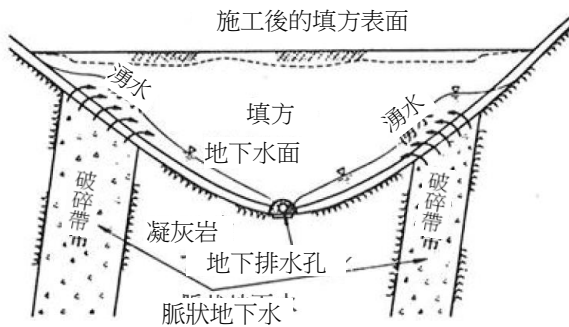


圖 6.121 破碎帶發達 V 型谷實施填方後產生的不均勻沉陷



圖 6.122 因斷層(火山性斷層)位移裂成兩半的公寓(有珠山 西山川)<sup>6)</sup>

- ⑤ 即便小規模斷層或破碎帶，若其延伸方向與計畫線方向一致，或成銳角交叉，多半就會導致斷層破碎帶變大而造成問題。
- ⑥ 斷層破碎帶通過的山谷實施填方，有時會因為長期形成的破碎帶產生湧水，土壤顆粒移動造成填方面不均勻沉現。圖 6.121 是這方面的實例。完成最大厚度 30m 的填方後，約 10 年產生不均勻沉陷。原因可能有許多，其中不可忽略的是，填方覆蓋的地表山谷斜面發達的破碎帶，每次雨季豪雨流出地下水，從填方底部滲透出來，導致土壤顆粒與土塊移動(田中、1975)。因此，這類填方設計時須特別注意地下水處理。
- ⑦ 斷層與破碎帶係地殼“斷裂”處，地震時這部分有時會產生新的位移(新的斷層)，造成斷層

上方的土木構造物與建築物破損(圖 6.122)。

⑧ 航空照片判釋篩選的斷層與破碎帶(或斷裂線, lineament)之中，約 80% 程度可用彈性波檢查加以確認。此外，約 70% 可用 1/2,000~1/5,000 精度的地表地質調查加以確認<sup>3)</sup>。

#### 6.4.3 活斷層地形

一進行活斷層相關的防災活動，首先應先知道自己居住地區是否有活斷層。其次，活斷層的活動度(發生大地震的頻率高低)如何(A 級、B 級還是 C 級)? 這是防災基本概念。即使當地未曾發生地震，但只要知道有活斷層經過，社區規劃、房子興建乃至於家具擺設方式，就能有所因應與調整。若真的發生地震，有無做這些準備，災情會很不一樣，特別是祖先歷代未曾經歷大地震但事實上住在活斷層地帶的民眾，特別需要有這樣的認知。

(引自松田時彥《活斷層》<sup>30)</sup>)

日本 1920 年代出現「活斷層」(active fault or live fault)這個用語<sup>30)</sup>。1970 年發生伊豆半島外海大地震(1974)，發現是活斷層所造成(圖 6.123)，日本民眾開始注意活斷層這個問題，近年來地震防災與土木建設方面，更是深入了解、重視活斷層相關問題。

##### (1) 活斷層的定義

學術上所謂活斷層，指斷層之中「在最近的地質年代曾反覆活動且將來也可能活動的斷層」。依據這項定義，土木工程特別注意的是「將來也可能活動」斷層內涵，「在最近的地質年代曾反覆活動……」，也成為推測該斷層將來是否可能活動的根據。

不過，所謂「最近地質年代曾反覆活動的斷層」，很難明確定義、確認從哪個時間點起算。比如，有人認為第四紀曾活動的斷層，都算「活斷層」；也有研究者認為，應把時間拉遠到 50 萬年甚至 100 萬年左右。事實上，明治時代(1868-1912)之後日本出現斷層運動的斷層相當有限(大塚彌之助等<sup>31)</sup>)。

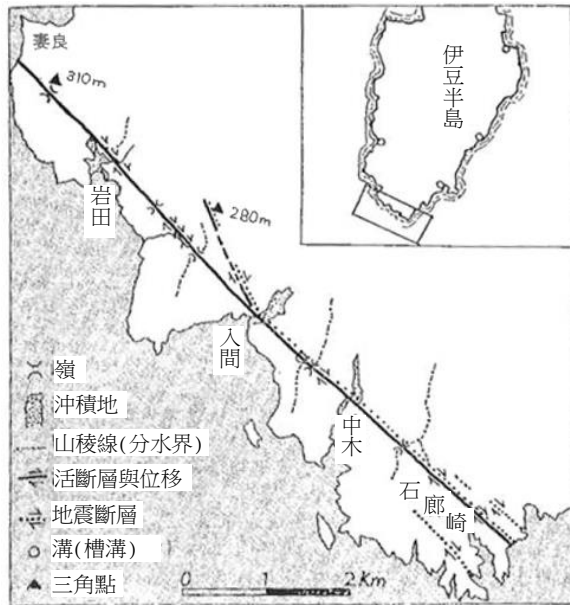


圖 6.123 石廊崎活斷層(實線)與 1974 年伊豆半島外海大地震斷層(虛線)<sup>33)</sup>

但最近研究認為，所謂「最近的地質年代」應該可設定為「第四紀」或「第四紀後期」左右。<sup>46)</sup><sup>47)</sup>。原因是，第四紀之後地殼運動形成的地殼整體應力場，可說是地球變成目前這種狀態的主要原因。

此外，美國核能委員會設定臨時基準，有關核能設施的設置基準之中，如下地定義活斷層(菅原、1976)。

- ① 實施大地測量(geodetic)時，確認有潛移(或「潛變」，指非常慢的地層移動)，或在地震觀測中確認存在活斷層。
- ② 第四紀後半(數十萬年前)之後曾經活動。
- ③ 地形、地質學上確認存在著裂隙(crack)、傾移(tilting)以及地形上的位移(displacement)。
- ④ 與確認是活斷層同時出現的地質現象。

## (2) 土木工程上活斷層代表的意義

土木工程上活斷層主要具備如下的要點。

- ① 活斷層本身可能會成為大地震發生源。

\*31 大塚彌之助(1948)認為，「活斷層指有證據能確認目前仍在活動的斷層」

- ② 活斷層運動伴隨產生大地震動，導致活斷層正

上方附近的地盤出現特異地震，可能導致地盤橫向位移或縱向位移等的變位。

- ③ 與一般斷層相同，斷層附近存在破碎的地盤或岩盤，且其地下水流動阻塞，地盤本身不完整。

三點之中，①是土木工程最重要課題，也是實施土木構造物建設而檢討活斷層時的焦點。

如上述，學術上有許多不同的活斷層定義，但就土木工程等實用領域而言，正如「軟弱地盤」的基準會因為在上面建造構造物的規模而改變，活斷層的基準也應隨著該土地利用目的而調整。比如，若興建核能發電廠而地盤變位，將嚴重危及地盤正上方的建造物安全，此時就不只須進行第四紀地質調查，甚至還得往前了解更早的斷層分布，嚴密實施斷層歷史事件與記錄的調查。

另一方面，若只是一般道路建設，「活斷層」的定義只需設定在第四紀後半，並且如果具備下列狀況，也不必太在意是否有活斷層。

換言之，土木工程需判斷下列 3 件事情：

- ① 從土地的使用目的與建造物的時間規模(耐用年限等)、對社會的影響等的角度，確認活斷層是否會造成問題。
- ② 若會造成問題，應深入了解、確認對象斷層有怎樣的活動歷史。
- ③ 依土地使用目的判定為「活斷層」的斷層，應如何因應？

基本上，並非所有活斷層都很危險，重點在於依據土地利用目的，從常識的角度給予活斷層定義一個限定範圍。完成這種判斷，大概就能清楚掌握活斷層的性格。

## (3) 活斷層的性质

活斷層和一般斷層具有明顯不同的特質<sup>46)</sup>，而且具備特殊危險性。但相反的，正因為活斷層有這整特質，某種情況下反而不構成問題。

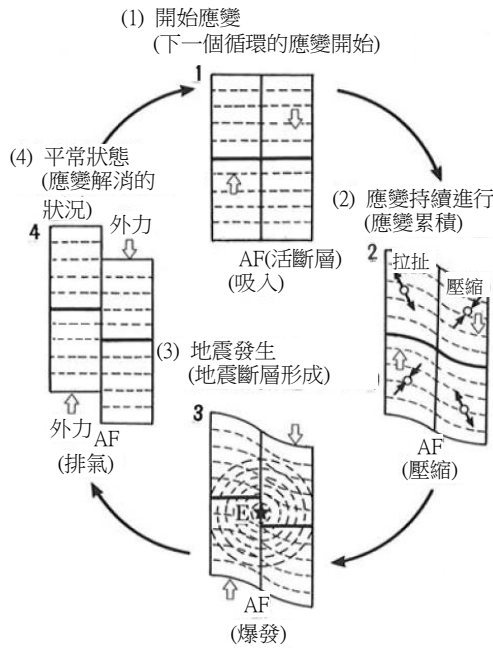


圖 6.124 地震發生與活斷層形成—彈性反跳理論模型  
—四周的( )為汽油引擎循環<sup>38)</sup>

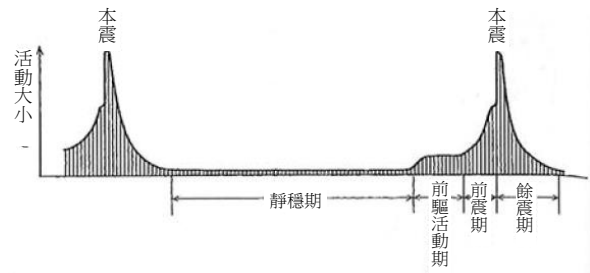


圖 6.125 斷層的活動循環<sup>30)</sup>  
—每個循環各有 4 個時期—

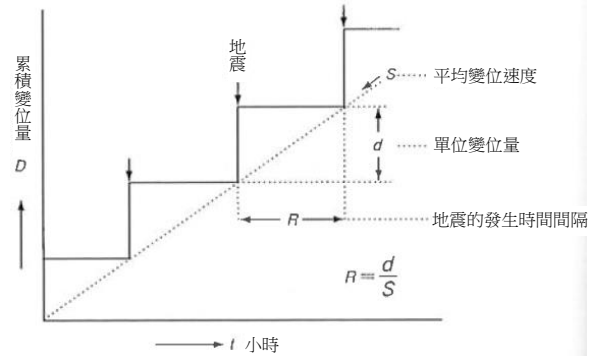


圖 6.126 活斷層的平均變位 S 與單位變位量 d、  
地震的發生時間間隔的關係 R<sup>30)</sup>

a) 活斷層係間歇性的活動

活斷層的斷層面平常緊密固著，雖受到來自四周地質的壓縮與拉扯，未必會立刻運動。不過，斷層本身雖無運動，當地盤承受應力，活斷層兩側岩盤往不同方面緩慢移動，就會導致斷層面附近岩盤隨時間經過，累積更多的「應變」。

當「應變」達到臨界點，岩盤就會破裂。為了解消應變及其應力，沿斷層兩側的層面彼此反方向急速位移，這便是斷層運動，也就是地震。

就像汽油引擎反覆「吸入→壓縮→爆發→排氣」的過程，活斷層活動特徵之一可說就是「循環發生」(圖 6.124)。從地震這種現象的角度看，如圖 6.125 所示，活斷層確實會發生間歇性的位移與地震。這便是可用來說明地震發生原因的「彈性反跳理論」。

b) 活斷層的活動幾乎都是以相同模式反覆發生

活斷層區域基本上都會反覆出現相同規模的斷層活動，這也是活斷層最主要特質。因此，以側

溝開挖調查<sup>\*32</sup>等方法掌握活斷層過去的活動狀況，能某種程度預測斷層未來是否會活動。

如圖 6.126 所示，若能了解目前活斷層所累積的實績(變位量)，以及之前發生地震時的位移量(地震規模)，就可能可以預測下次何時發生地震，及其位移大小(地震大小)。

c) 活斷層其實不常活動

活斷層雖會間歇反覆活動，但其週期遠大於人類生命週期，即使日本這種地殼“經常”變動的國家，最活潑的活斷層活動週期也有 1,000 年或更長。因此，實務上土木工程擬定活斷層對應措施，都會依據土地的利用目的，判斷「建造物是否能因應發生頻率不高的活斷層活動」。只不過，像東南海地震(1944 年發生:M8.0)與南海地震(1946 年發生:M8.1)這樣發生在大陸板塊與海洋板塊接觸區

\*32 挖大深約 3m、長 20~30m 的大型槽溝，觀察其側面以調查地層過去活動狀況的調查(圖 6.133)。參照(8)節。



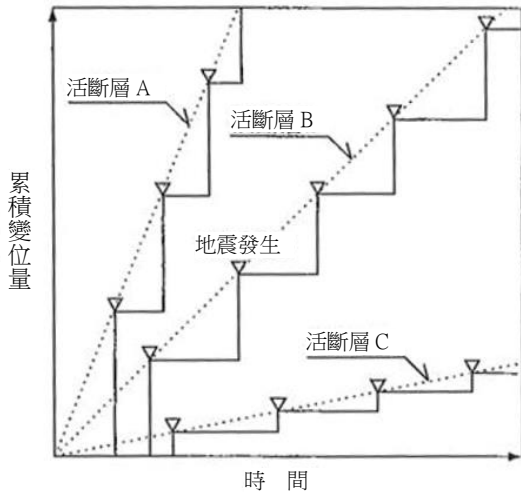


圖 6.127 不同種類活斷層累積變位速度也不一樣 (原圖)

域的地震發生期距多半是 100 年，因此須特別注意。

#### d) 活動層活動有其固定特性

活斷層會依其個性，每次活動的運動量及時間間隔(週期)，幾乎都固定。換言之，活斷層活動具有固定的特性，各活斷層這方面幾乎都固定(圖 6.127)。

每次斷層位移頂多數公尺，但會長期累積。比如，島原半島的千千石斷層，斷層崖達 150m，應該就是過去數十次地震位移累積而成。累積速度則因斷層而異(圖 6.127)。因此，若能針對各斷層實施挖掘調查，就能預測活斷層的活動時間間隔，以及每次位移大小(也就是地震規模)等等。

日本內陸第一級活斷層(會發生 M8 級地震的斷層)，平均變位速度大概是每 1,000 年變位數公尺(也就是每年數釐米)的等級。比如，岐阜縣阿寺斷層過去 3 萬年間位移 140 公尺，也就是每千年約位移 4.7 公尺；通過四國北部的中央構造線則是大約 1 萬 4,000 年之間錯移超過 100 公尺，等於大概每 1000 年最多錯移 7.8m。這種斷層稱為「A 級斷層」。相對的，每千年變位量不到 1 公尺的，稱為 B 級斷層。東京西部的立川斷層，就是 B 級斷層。不過，2011 年 6 月日本內閣地震調查委員會完成調查之後指出

表 6.15 日本主要斷層的變位量與 M(芮氏地震儀強度)<sup>49)</sup>

斷層名稱	地震名稱	發生年	變位量(m)	M
根尾谷	濃尾	1891	8(水平)	8.0
水島	濃尾	1891	6	8.0
秋田	天長	830	6+	7-7.5
丹那	北伊豆	1930	3.5(水平)	7.3
千屋	陸羽	1896	2.5	7.2
鄉村	北丹後	1927	2.5	7.3
深溝	三河	1945	2.0	6.8
野島	兵庫縣南部	1995	2.0	7.3
鹿野	鳥取	1943	1.5	7.2
下浦	關東	1923	1.5	7.9

，受東日本大地震(311 大地震)影響，①雙葉斷層(宮城縣、福島縣)、②立川斷層(埼玉縣、東京都)、③牛伏斷層(糸魚川 - 靜岡構造線斷層帶)，活斷層活動機率可能提高。

#### (4) 活斷層的平均變位速度與活動度評估

掌握活斷層未來可能如何活動的判斷基準，是土木建設重大課題。日本有超過 2,000 條活斷層，實施大規模土木建設無法完全避開斷層，因此，重點在於如何正確分析、掌握活斷層活動狀況，擬定可預估並因應斷層再活動的土木計畫。

進行相關設計判斷，得先確認活斷層動向屬於地震性斷層運動(日本活斷層可說幾乎都是這種類型)，或屬於潛變性斷層運動。前者會間隔發生，下次大概會何時活動、變位方向與變位量如何，以及後者的變位方向與變位速度如何，都須加以預測。

學術上將活斷層造成的變位量(前面斷層崖地方介紹過的變位量(斷層的落差:圖 6.128)，也就是斷層運動反覆出現所累積的位移大小)設定為 D，其累積位移的期間為 T，到目前為止斷層導致產生位移的速度(平均變位速度)為 S，則

$$S = \frac{D}{T}$$

表 6.16 依據活斷層平均變位速度實施的分級<sup>31), 47)</sup>

活動度	平均變位速度 S(m/千年)	案例
AA	10 ≤ S < 100	南海海溝斷層、San Andreas 斷層
A	1 ≤ S < 10	中央構造線、阿寺斷層、丹那斷層、跡津川斷層
B	0.11 ≤ S < 1	立川斷層、深谷斷層、長町・利府斷層、石廊崎斷層
C	0.01 ≤ S < 0.1	深溝斷層、鄉村斷層、櫛挽斷層

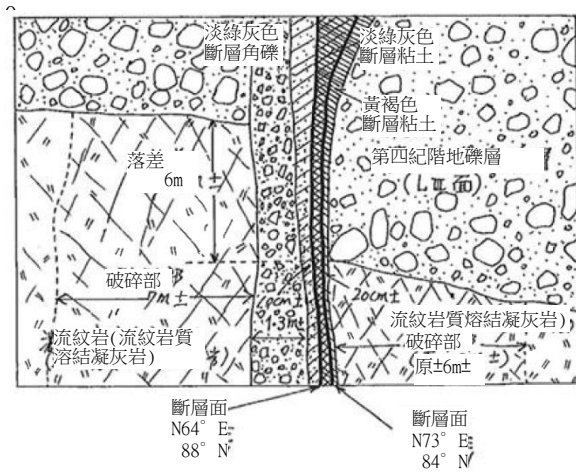


圖 6.128 依據地表地質調查所繪製飛驒川沿岸出露的豬花斷層(活斷層)——高根村中之宿、飛驒川左岸<sup>38)</sup>

松田<sup>32)</sup>與岡田<sup>28)</sup>依據這種平均變位速度，將活斷層活動度區分為 AA、A、B、C 三級(表 6.16)。

活斷層形成斷層也就是地震反覆發生的週期(重現週期)為 R(年)，每次地震造成的斷層變位(位移)量為 d(m)，活動的平均變位速度為 S(m/年)，則

$$R = \frac{d}{S}$$

各地震之間若有潛移運動的斷層，其平均速度為 C，則

$$R = d(S - C)$$

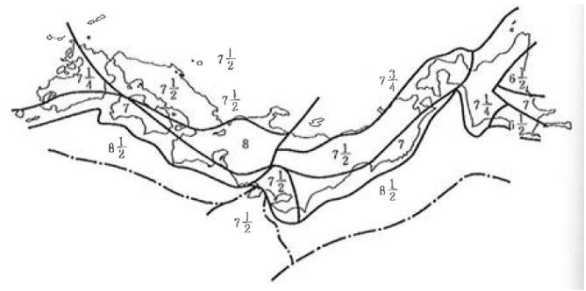


圖 6.129 依據活斷層長度推測的地區別最大地震芮氏地震儀(M)強度<sup>30)</sup>

(5) 依據活斷層進行地震規模預測

活斷層深度大多在距離地表 20km 以內，超過 M7 大規模地震的震源斷層，則會出現在地表。將來可能發生大地震的地點，因此，應可預測大概在活斷層分布線上或附近。

至於地震規模多大，松田<sup>32)</sup>依據 1868 年代以來日本各地發生的許多地震規模及其所產生地震斷層規模，導出下列簡單的經驗公式

$$\log L(\text{km}) = 0.6M - 2.9$$

$$\log d(\text{m}) = 0.6M - 4.0$$

式中，L：活斷層長度

d：一次地震產生的變位量

M：地震的芮氏地震儀強度

若能以照片判釋或地表踏勘等算出活斷層長度(km)，就大致能預測該斷層所可能導致地震的最大規模。類似活斷層密集分布的地方，也可能連動形成大地震。因此，相近活斷層的合計長度，設定為 L。2012 年 3 月，日本經產省原子力保安院要求，日本全國各電力公司，確認相近活斷層的連動是否會導致比預期更大地震而危及核電廠，指出大飯等八座核電廠具有危險性。日本大體上長約 80km 的活斷層 d = 6m，會產生約 M8 的地震；長約 20km 的活斷層，d = 1.5m，會產生 M7 左右的地震。

松田<sup>30)</sup>據此推算活斷層分布狀況，繪製未來可能發生地震之處與規模分布圖(圖 6.129)。

## (6) 活斷層分布的文獻調查

目前日本民眾較容易取得的活斷層分布市售地圖，主要有下列 2 種。

- 1) 《日本的活斷層(比例尺 1/200,000)》(活斷層研究會編、東京大學出版會,1991—初版 1980 年)<sup>47)</sup>
- 2) 《都市圈活斷層圖(比例尺 1/25,000)》(國土地理院編、1996 等)<sup>51)</sup>

首先，依據 1) 確認對象地區是否有活斷層。《日本的活斷層》依據下列 2 種基準實施活斷層分級。

- ① 第一項基準是將活斷層的活動度區分為 **AA**、**A**、**B**、**C** 四級(表 6.16)，據此分級就能了解約幾年會發生一次地震，以及地震強度、每次地震造成多大位移量。
- ② 第二項基準為活斷層的確實度。調查階段無法明確掌握是否為活斷層的部份，依其不確定程度，而將每個活斷層的「確實度」區分為 **I**、**II**、**III** 三級。

最近有人發行這類 DVD 版，筆電就能查看<sup>52)</sup>。只不過，《日本的活斷層》比例尺為 1/200,000，因為太小，初學者可能不太容易找到精確位置。專業人士可將該地點複製到 1/25,000 地形圖，再利用 1/25,000 地形圖來判斷「活斷層的地形(後述)」，邊判讀邊記載很方便。初學者則可使用國土地理院出版的 2) 《都市圈活斷層圖》。這份地圖在《日本的活斷層》之上，並詳細標示國土地理院獨立實施調查的結果，很容易細部讀圖。

但《都市圈活斷層圖》內容侷限在出版的都市區域，到 2011 年為止，只有表 6.17 所示的 128 個地區發行。

## (7) 活斷層出現在地形上的狀況

活斷層有下列特徵。

- ① 屬於較新(約 200 萬年)、不久前曾活動(或活動中的)斷層。
- ② 位於地質構造上較容易運動的地點(地帶)。

表 6.17 2011 年完成出版「都市圈活斷層」的地區與發行年(皆為 1/25,000 比例尺)

	發行年	地區名
都市圈活斷層圖	1995 年調查	江別、惠庭、札幌、仙台、深谷、熊谷、大宮、川越、東京西北部、青梅、八王子、橫濱、橫須賀、三崎、藤澤、平塚、秦野、小田原、熱海、伊東、名古屋北部、名古屋南部、半田、津島、桑名、四日市、京都東北部、京都東南部、京都西北部、京都西南部、廣根、大阪東北部、大阪東南部、大阪西北部、大阪西南部、神戶、須磨、明石、五條、岸和田、粉河、和歌山、廣島、小倉、福岡
	1996 年調查	津、奈良、櫻井
	1997 年調查	茅野、葦崎、甲府、金澤、新居濱、西條、松山、郡中
	1998 年調查	白馬岳、大町、信濃池田、松本、諏訪、德島、川島、高松南部、協町、池田、伊予三島
	1999 年調查	函館、白石、桑折、福島、飯山、中野、長野、富士宮、大分、別府、森
	2000 年調查	青森、新庄、村山、山形、長岡、小千谷、十日町、福井、久留米、熊本、八代
	2001 年調查	帶廣、盛岡、花卷、北上、高田、富山、赤穂、飯田、佐用、山崎、松江
	2002 年調查	大正、新發田、新津、伊那、時又、泊、魚津、礪波
	2003 年調查	喜多方、若松、瀨戶、豐田、蒲水、福山、直方、大宰府
	2004 年調查	本庄、藤岡、鹽原、大垣、長濱、敦賀、熊川、北小松、行橋
	2005 年調查	小千谷
	2005 年調查	荻原、下呂、坂下、白川 阿寺斷層及其周邊、「荻原」「下呂」「坂下」「白川」
	2006 年調查	松本、高山、鹽尻、岡谷、伊那、酒田、鶴岡
	2007 年調查	高山、飛騨、下呂、郡上、大竹、岩國、下松、光、柳井、周南
2008 年調查	岩見澤、苦小牧、美唄、三笠、千歲、津、四日市、松坂、鈴鹿、龜山、甲賀	
2009 年調查	七尾、水見、羽咋、河北、小矢部、寶達清水町、中津川、飯田、上松町、大桑村、木曾町、南木曾町、阿智村	

- ③ 今後也可能活動。

這 3 種特徵的重點是，如何判斷該斷層新且曾活動？最簡單方法是利用航空照片與地形圖，掌握下列活斷層特徵。

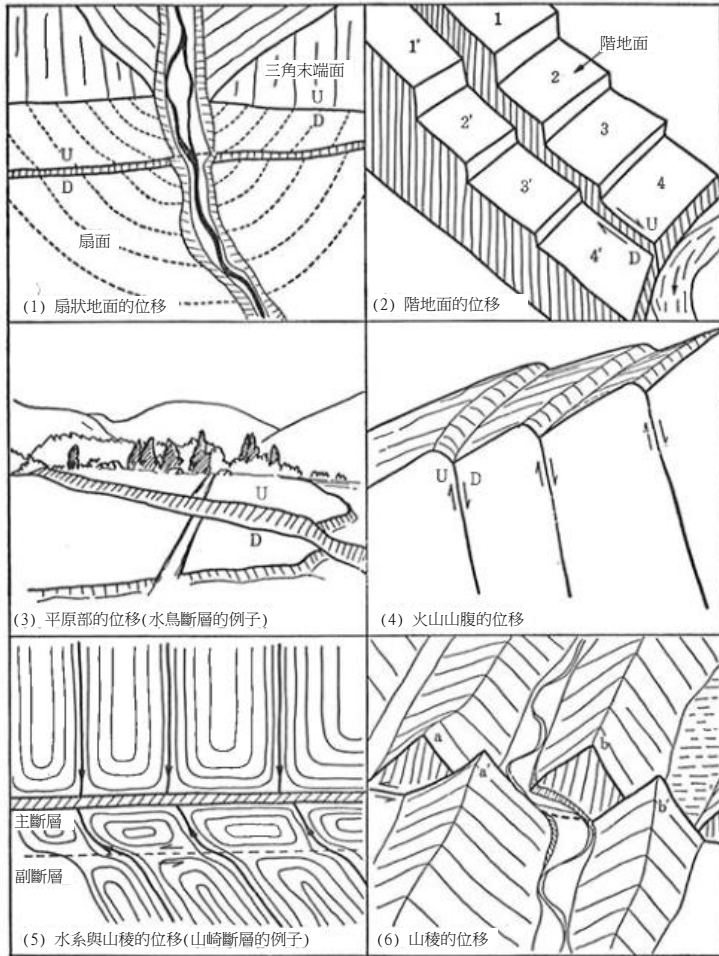


圖 6.131 顯示出有活斷層之各種地形變位<sup>2)</sup>

- ② 有低斷層崖(scarplet)
- ② 出現畔道、道路、流路與山脊等的橫向移動
- ③ 階地與扇狀地等(一般而言係第四紀層或第四紀產生的地形面)形成了落差
- ④ 有斷層側窪與斷層側丘
- ⑤ 房屋與土木構造物出現緩慢的破損與龜裂
- ⑥ 出現往低斷層崖下方等的龜裂

(8) 活斷層的槽溝開挖調查

若要了解①某地方是否存在斷層，②某斷層是否為活斷層，③確認為活斷層的斷層過去曾經活動過幾次及其時間點等等，就有必要開挖大型槽溝(挖掘坑)進行調查。其中，依據③之目的、1978年所實施的鳥取地震斷層(1943年:M7.2)槽溝開挖調查之後，日本各地已經累積進行過很多類似的活斷層調查。特別是1995年兵庫縣南部大地震(阪神大地震)之後，15年來全國已經有多達110個地點實施過活斷層槽溝開挖調查。

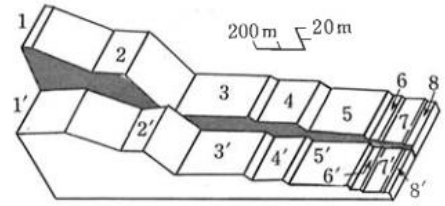


圖 6.130 阿寺活斷層造成的河階階地左位移(岐阜縣版下町)<sup>32)</sup>

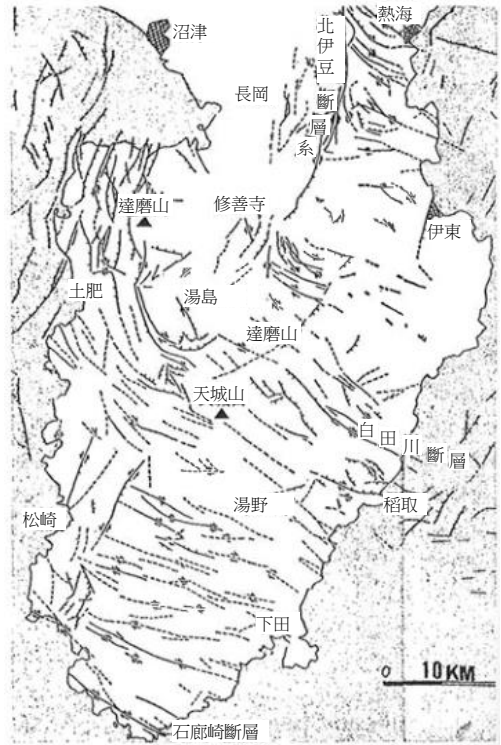


圖 6.132 伊豆半島及其周邊海域的活斷層分布(金子、海上保安廳水路部資料合成)<sup>33)</sup>



圖 6.133 根尾谷斷層槽溝調查現場(作者攝影)<sup>38)</sup>

### 由過去的地震判斷震度VI的範圍

桑原(2008)依據《日本受災地震總覽》的舊版(使用 1950 年之前的資料),將過去地震產生震度VI的範圍整理成圖 6.134。(L:活斷層長度, M:地震強度),這張圖上面長度方向的平均線連結起來,可得到下列公式

$$\log L = 0.6M - 2.48 \quad (1)$$

$$\log L = 0.6M - 2.08 \quad (2)$$

同樣的方法,較短的活斷層之值為

$$\log L = 0.6M - 2.66 \quad (3)$$

$$\log L = 0.6M - 2.08 \quad (4)$$

然後,其最大值為

上述兩種狀況如圖 6.135 所示。

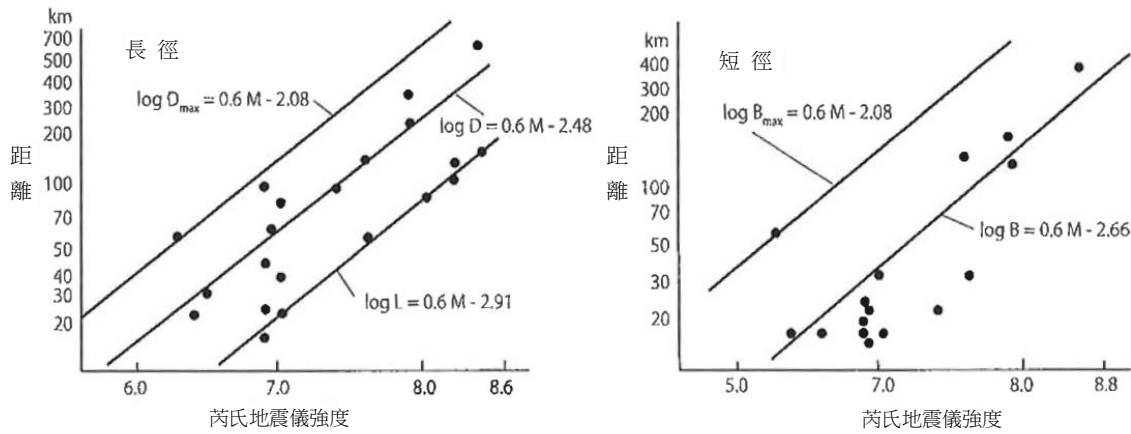


圖 6.134 過去地震造成震度VI的範圍<sup>70)</sup>(桑原、2008)

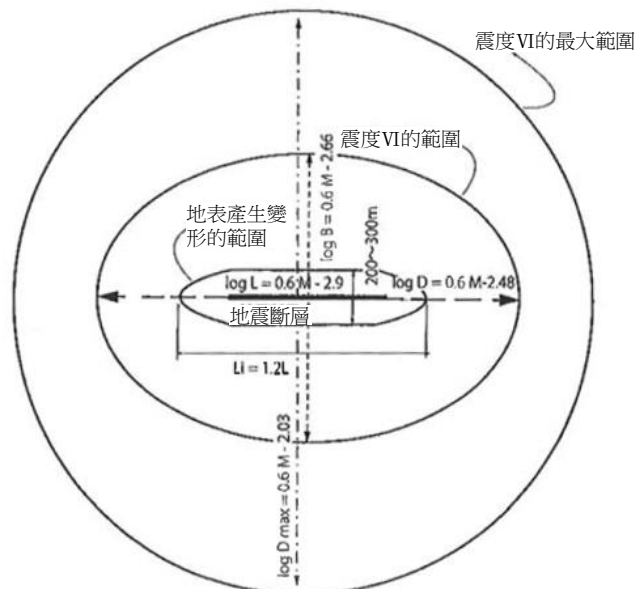


圖 6.135 活斷層與震度VI的範圍<sup>70)</sup>

針對古代紀錄沒有或很少的活斷層，實施這種活斷層斷面方向槽溝挖掘調查，可正確掌握①斷層的活動周期，②每次活動的變位量(位移大小)，③最後的活動時期，然後應用於地震預報與土木構造物防災等工作上。

調查主要依下列順序進行。

- ① 槽溝挖掘地的詳細地表地質踏勘
- ② 依據踏勘結果擬定開挖計畫並開挖
- ③ 槽溝壁面的詳細繪圖(素描)
- ④ 以相同層準地層取的木片等，實施放射性碳定年法(碳-14定年法)
- ⑤ 活斷層活動的紀錄分析(大地震次數、每次變位量(位移大小)、活動時間間隔等等)

但事實上即使以相當大資料實施年代測定仍有誤差，因此要以 100 年單位的精度判定斷層活動年代，似乎相當困難。

#### (9) 建築物應離開活斷層多遠?

建築物應離開活斷層多遠距離，是很大的難題。其基本原則無非是，「盡量避免讓建築物或構造物直接因為地震斷層等而受損」，其做法可參考下列例子。

美國加州法律規定，興建民宅不可橫跨斷層，且活動層 15m 內不可興建房屋。另外，活斷層 400m 內，須判斷地表無變位之虞，才可取得建築執照(桑原：2008)<sup>70)</sup>。

#### 6.4.4 褶曲地形

——現實上地球內部存在應力一事，可以開發深礦山石、爆破危險岩石的狀況清楚證明。若坑內無足夠支撐，坑道天花板、牆壁與地面會往內側突出，最後承受過大應力的岩石無法負荷而破碎。開挖礦山至少須排除岩盤一側的封壓，必然就會造成一直作用在封閉岩石上的應力不平衡。

降低這種災害危險性的方法之一是，解除開挖面前方 1m 左右岩石的“應力”。先以削岩機挖一條長孔並在其尾端實施爆破，如此就能安全而少危險地往已事先破壞的岩盤掘進。

(Arthur Holmes 《一般地質學-I》<sup>53)</sup>)

#### (1) 褶曲的定義

水平堆積的地層在側方或下方的力(應力:stress)作用下，所產生有點“皺褶”曲面的波狀形態，稱為**褶曲(fold)**。造成這種地形變形的作用，便是**褶曲作用(folding)**。

褶曲所形成的應力不只出現在堆積岩分布區域，應該也會對火成岩地帶與變質岩地帶發揮作用，但無地層層理(bedding)這種識別標的物，因此較不明確。同樣受到應力，粘土層與粉土層這種泥質地層與較薄砂岩層等黏度較大地層，會因為應力而緩慢**塑性變形(plastic deformation)**而形成褶曲構造；反之，較厚砂岩層與礫層等物理性質較無法承受塑性變形的岩石，褶曲過程會產生大量破裂也就是斷層，藉此解除應力。

由此可見，褶曲與斷層大多同時發生，只不過同樣受應力，地層的不同物理特性會產生不一樣的變形。容易塑性變形的地層會漂亮地褶曲；難以塑性變形的地層，則頻繁形成斷層之後，才終於呈現褶曲形態。

褶曲作用也和斷層相同，有的是像**層內褶曲(intraformational folding)**：圖 6.141)那樣與堆積同時發生，有的是地層堆積後受應力變形影響而產生，前者可能與構造運動無關。

#### (2) 褶曲的形態

##### a) 垂直的形態

褶曲波浪狀變形之中，背部也就是地層往上彎曲部稱為**背斜(anticline)**；反之，向下彎曲的谷部分，稱為**向斜(syncline)**。前者的區域稱為背斜褶曲區域，後者則是向斜褶曲區域。

背斜的背部水平方向連成一線稱為**背斜軸(anticline axis)**，與其相反的谷底部分連成一線則是**向斜軸(syncline axis)**。背斜軸與向斜軸等褶曲軸的方向，大多與單層或單層群的延伸方向差不多一致。褶曲軸兩側部分稱為翼部(wing)，離軸越遠處，傾斜度越緩和。

如圖 6.136 框圖所示，褶曲斷層面之中，其背斜最高位置稱為**褶峰(crest)**，褶峰延長方向為**褶峰線(crestal line)**，包含各地層褶峰線的面為褶

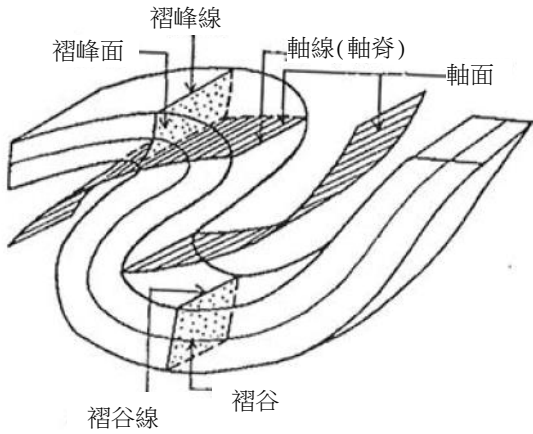


圖 6.136 褶曲的重要構成內容(J.G. Dennis 1967)<sup>34)</sup>

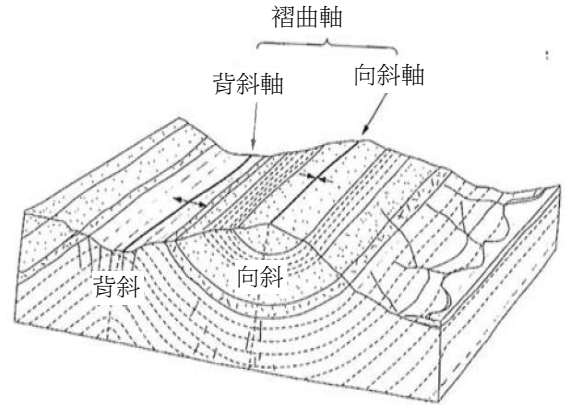


圖 6.137 褶曲的構造名稱<sup>21)</sup>

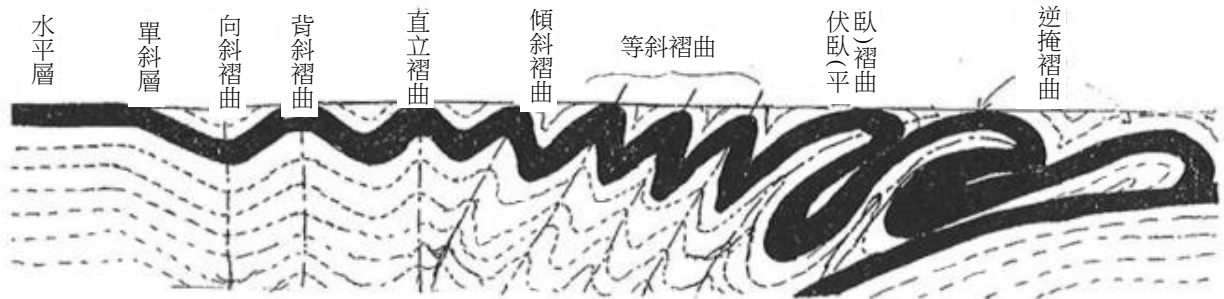


圖 6.138 褶曲的各種類型與名稱(原圖)

峰面 (crestal surface 平面時為 crestal plane)。反之，向斜最低的部分稱為褶谷 (trough)，相同延伸方向稱為褶谷線 (trough line)，包含各地層褶谷線在內的面則是褶谷面 (trough surface) (圖 6.136)。

褶曲的背斜與向斜區域曲率最大稱為軸 (hinge)，其連續方向稱為摺線(軸脊, hinge line)。換言之，地層在軸線產生彎曲。背斜的軸線為背斜軸，向斜的軸線為向斜軸。層裡面內部的軸線稱為褶曲軸 (fold axis)，各地層每個層裡面的褶曲軸連起來形成的，稱為軸面(axial plane)。軸面為平面時，稱為軸平面(axial plane)。

乾燥地帶這種缺乏植生的地點，常出現褶曲構造地形，雖能直接以空拍照片或衛星影像確認其分布，但日本大多數國土覆蓋很厚的植生、地層出露狀況不佳，得調查地層的傾斜分布，才能掌握褶曲構造。

地層褶曲部分不一定背斜部就是山稜部，向斜

部就是谷部，很多狀況其實相反 (圖 6.137)。原因是，背斜部產生張力裂縫，容易受侵蝕。

水平累積形成的地層，後來因為構造運動作用下而形成朝單一方向傾斜的地層，稱為單斜層 (monoclinic beds)<sup>\*33</sup>，這部分在褶曲作用下，就會產生背斜褶曲與向斜褶曲。如圖 6.138 所示，褶曲軸直立的，稱為直立褶曲 (upright fold)，往左或右傾斜的，稱為傾斜褶曲 (inclined fold)。相鄰褶曲幾乎都以相同傾斜度倒向某個方向，稱為等斜褶曲 (isoclinal fold)；傾斜褶曲呈伏臥狀態、地層傾斜度幾乎變成水平的，稱為伏臥褶曲 (平臥褶曲, recumbent fold)。有的古老地層往新地層上方堆疊，或古老地層被逆衝斷層 (trust) 切斷，就會長距離下堆疊在新地層上方，這種褶曲稱為逆掩褶曲 (overturned fold) 或倒轉褶曲 (over fold) (圖 6.138)。

\*33 傾斜非常緩和的稱為撓曲(曲滑褶曲, flexure)。

除了形成這種褶曲構造之外，後來當然也有很

多斷層導致褶曲地區被切斷的狀況。

b) 平面的形態

褶曲軸長度通常為數公里~數十公里，明顯大過褶曲波長，背斜與向斜則數條平行而形成褶曲帶。這樣的褶曲稱為連續褶曲(continuous folding)，呈現出厚地層堆積區域也就是地槽(地向斜，陸沉帶 geosyncline)特徵構造。

相對的，背斜軸與向斜軸有的相當短，分別稱為短軸背斜(pranchy-anticline)與短軸向斜(branchy-cyncline)。此外，褶曲軸變短，整個褶曲構造變成橢圓形~圓形且呈背斜形狀的，稱為穹丘(圓丘，dome)；其相反向斜形狀的，稱為構造盆地(basin)(圖 6.139)。這些褶曲彼此孤立，也稱為不連續褶曲(discontinuous folding)。

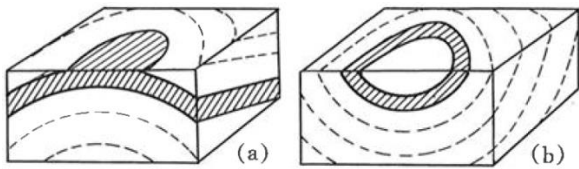


圖 6.139 穹丘構造 (a)構造盆地 (b) (原圖)

背斜局部隆起的地方，稱為褶昇區(culmination)。褶昇區的背斜軸略呈波浪狀。這類褶昇區位於古代背斜軸與新背斜軸交會處，多半蘊藏礦床與石油<sup>54)</sup>。

c) 褶曲的平面分布

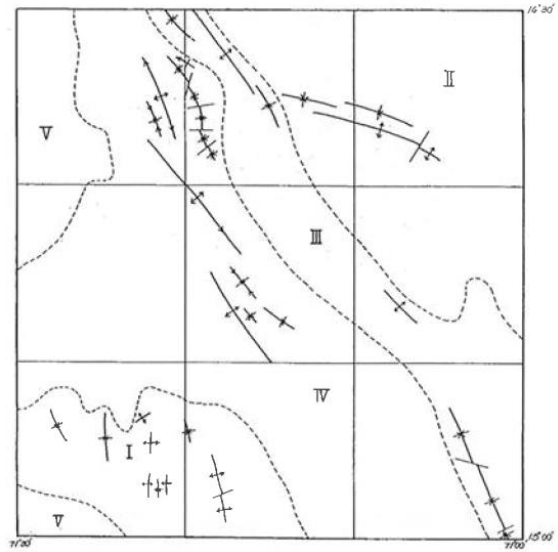
一個年代所對特地定區發揮作用的應力多半方向相同，因此才會形成平面上具有相互平行褶曲軸的連續褶曲。但從大範圍來看，每個分布著不同堆積年代地層的區域，其褶曲軸方向都會彼此稍微不同(圖 6.140)。推測這可能是地層堆積後發揮作用的主要應力方向各自差異所致。

(3) 褶曲的各種型態

a) 層內褶曲

上下地層完全無變形而只有特定地層形成細微褶曲的狀況，稱為層內褶曲(intraformational folding)(圖 6.141)。這類褶曲都是與地層的堆積幾乎同時形成，也就是該地層尚處於未固結或半固結狀態時地層位移或海底斜面地滑(submarine

sliding)，於是在重力作用下海底斜面滑動，只



- I. 上部侏羅紀——中部白堊紀層區域
- II. 上部白堊紀地層
- III. 第三紀層區域
- IV. 第四紀層區域
- V. 火山岩或穿入岩區域

圖 6.140 祕魯雅烏里(Yauri)地區背軸與向斜分布狀況(原圖)<sup>46)</sup>

有該地層滑動時所產生的擾動，便導致產生小小型褶曲構造。擾動休止之後堆積形成的地層，則幾乎看不到褶曲構造。

早期一般認為這種褶曲構造與構造運動無關，但也有的情況是，地層堆積之後出現斷層，堆積中的地層受影響，而出現褶曲構造。此外，堆積物凝固時的脫水作用以及細粒物質的物理化學變質作用——所謂的成岩作用(diagenesis)——也可能導致形成層內褶曲。

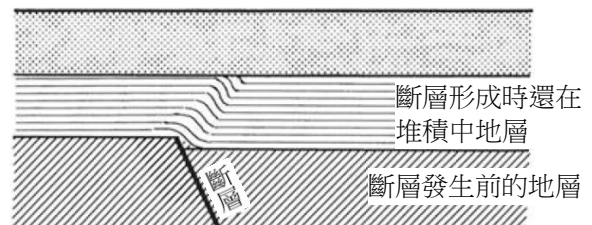


圖 6.141 層內褶曲 (原圖)



### b) 單斜(單斜撓曲)

水平累積而成的地層受到微弱差別性升降運動影響而同樣地往特定相同方向傾斜的構造，稱為**單斜 (monocline)** 或 **單斜撓曲 (monoclinial flexure)**，可說是褶曲模式之一。這也可說這是大範圍形成水平層或呈現相同方向緩傾斜的地層局部出現陡峭構造的部分。這類升降運動多半會產生斷層。

### c) 活褶曲

新第三紀層的褶曲，有的到了第四紀現在仍在持續，用類似活斷層的稱呼稱之為**活褶曲(或活動褶曲：active folding)**。若未實施詳細的水準測量等無法確認，不過，日本山形縣最上川支流小國川等地方，可從其階地剖面出現變形，確認有活褶曲。最上川流域的新庄盆地、庄內平野東緣、羽越地方、石狩低地帶等都發現了活褶曲。另外，新瀉地方的活褶曲活動，堪稱最明顯。

這類活褶曲呈現階地表面縱斷面變形(隆起)，越古老階地變形越明顯，顯示出褶曲所導致變位的累積。活褶曲所造成的變形，褶曲波長越短的變形越大(越快產生變形)，最多一年可達到  $2\text{mm}^{55)}$ 。

活褶曲存在代表造成褶曲的應力目前仍對該地區發揮作用，這也成為土木工程學上重要課題。

### d) 雁行褶曲

褶曲通常不只一個，而是成群地分布。當然，大多數褶曲彼此平行排列，但也有很多大約相同規模的褶曲(主要是背斜)，雁行梯隊(echelon)似地分布(圖 6.142)。這種梯隊分布的褶曲群，稱為**雁行褶曲(en echelon fold)**。

雁行褶曲的排列狀況如圖 6.142 所示，褶曲軸順著作用在該軸附近的應力方向延伸分布，其方向與雁行斷層的分布方向剛好相反。

### (4) 褶曲與斷層的關係

大部分褶曲都與斷層同時形成。原因是，地層受到某種應力時，粘板岩這類具有較強大塑性變形(plastic deformation)的地層，就會形成褶曲構造；反之，砂岩這類塑性變形較弱岩石所承受應力超過某極限(彈性限度)，地盤就會產生斷裂，稱為

斷層。斷層一旦產生，其應力會因為接下來的斷層進化—落差與位移的擴大—而逐漸消滅。

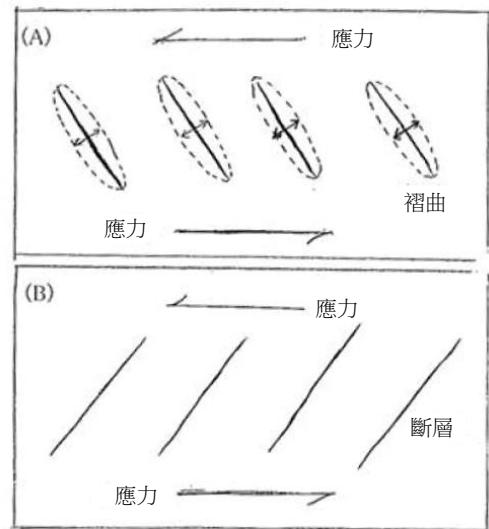


圖 6.142 雁行褶曲(A:左偏雁行褶曲)與雁行斷層(B:右偏雁行)形成之差異(原圖)

褶曲的形成會產生大範圍壓縮應力(剪力 compression)，局部來看的話，背斜部產生作用張力(tension)，向斜部產生壓縮力。圖 6.143 係 Dor・Sita 利用航空照片所分析、了解的阿爾及利亞東南部褶曲區域的褶曲構造與小斷層排列狀況。由這個圖也可清楚看出，背斜頂部受局部張力作用影響，在張力方向鈍角(約  $160^\circ \pm$ )之處形成了成對的剪切線小斷層與節理。相對的，向斜軸部分受到壓縮力作用，形成與這個方向成銳角( $35^\circ \pm$ )的成對壓縮性小斷層以及節理。這些都是與褶曲幾乎同時形成的斷裂群。

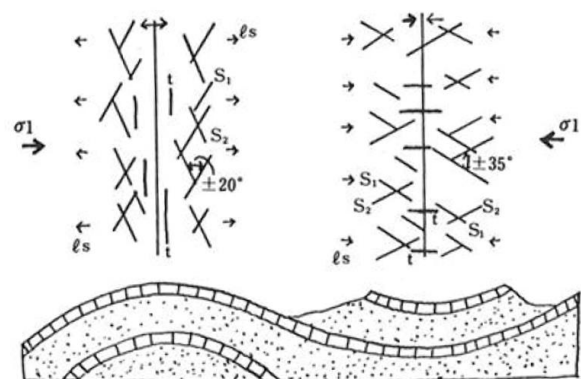


圖 6.143 阿爾及利亞東南部的褶曲構造與小斷層排列狀況(Dor・Sita)<sup>35)</sup>

### (5) 褶曲的土木工程意義與問題要點

波長數公里以上的大規模褶曲構造，只要是出現在局部地表、認定只是單純的地層走向與傾斜變化，就不算是土木工程重大問題，反之，波長寬數百公尺等級，會產生下列問題。

- ① 褶曲地點會明顯變形，出現很多節理與裂隙等破裂狀況。砂岩與頁岩互層地帶，水容易聚集在向斜部；當褶曲本身往同一個方向傾斜，聚集的水也會往傾斜方向流動。

若針對這部分在向斜軸實施直角方向的挖方或開挖，容易跑出大量的水，導致坡面崩塌。這些水同時也是下游區域水井水源，因此實施挖方，有時會造成水井乾涸。同樣的向斜部挖掘平行隧道，也會產生湧水過度的問題。

- ② 背斜部形成褶曲主要是張應力發揮作用所致，有很明顯的小斷層節理等破裂狀況，並且容易產生由此所導致的崩塌與地滑。從地表部的侵蝕狀況來看，背斜部多半成為山谷(圖6.137)，這部分也是許多破裂或斷裂的成因。橫斷褶曲部的隧道，其垂直應力容易集中在背斜構造的兩翼部，向斜構造時則集中於軸部。因此，只要壓力集中在這部份，隧道開挖時容易產生仰拱隆起、支保彎曲與落盤(落石, spalling)等事故。完工後的破損，也多半出現在這部份。
- ③ 石油大多儲存在背斜部份，特別是二個褶曲交叉形成的褶昇區(culmination)。另一方面，若要找地下水，可從向斜部被粘土化斷層切斷之處切入。該地點沿著向斜部聚集的水被斷層擋住，容易找到水流；若想在此向斜部開挖隧道，地下水必定集中於隧道內、湧水大量增加。

## 6.5 組織地形與地盤工程學的問題要點

### 6.5.1 什麼是組織地形?

不同岩石種類的抗侵蝕特性各有差異。這類差異形成並反映出地質構造的侵蝕地形，稱為**組織地形(structurally controlled landform)**<sup>\*34</sup>。在此所謂反映出地質構造，指的是不只反映①成層狀況、②斷層、③褶曲、④節理等構造，還能呈現火成岩與變質岩的組織(texture)與岩石性質。

台地(方山, mesa)、單面山(cuesta)、豬背嶺(hogback)等地形都是典型的組織地形。

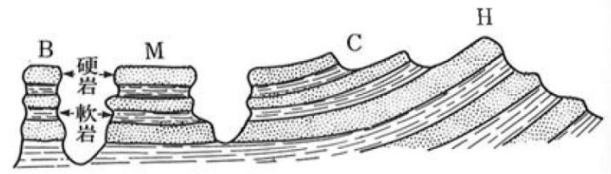


圖 6.144 組織地形—B: 孤立丘(butte), M: 台地, C: 單面山, H: 豬背嶺 (原圖)

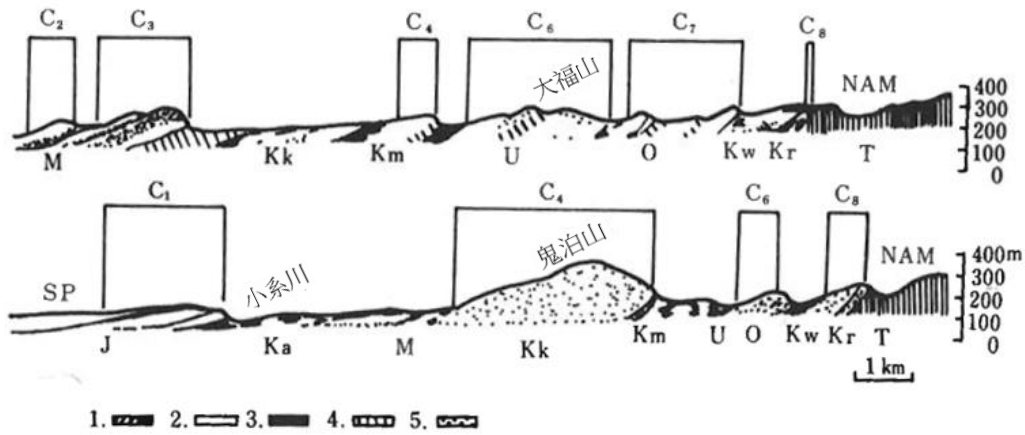
### 6.5.2 台地、單面山、豬背嶺

砂岩這種堅硬岩層，與頁岩或粘板岩這類相對軟的岩層彼此形成互層之後，表面部被硬岩覆蓋，水平狀態地層受侵蝕而變成桌子形狀的殘留地形，就是**台地(mesa)**。台地是美國西南部的第一個桌子狀地形用語。台地進一步被切割或侵蝕之後，其頂面會變成非常狹窄的桌子形狀孤立地形，稱為**孤立丘(butte)**。不論台地還是孤立丘，其桌子形狀台地前端都會變成陡崖。日本的代表性台地地形的屋島(香川縣)。

### 6.5.3 單面山地形與順向坡、逆向坡

如上述，軟硬互層受到傾動或褶曲等作用影響而往同一個方向傾斜，又被侵蝕形成的非對稱性斷面形狀侵蝕地形，稱為**單面山(cuesta)**(圖

\*34 學界通稱為構造地形(structural landform)



上: 幾乎沿著養老川分布的南北方向剖面, 下: 通過木更津川而幾乎呈南北方向的剖面

1: 礫岩、2: 砂層、3: 坩層、4: 砂、坩土互層、5: 凝灰岩

C<sub>1</sub>~C<sub>8</sub>: 沖繩嘉手納地編號、NAM: 安房北部山地、SP: 下總台地

地層(由上位開始) S: 瀨又層、Y: 藪層、J: 地藏堂層、Ka: 笠森層、M: 萬田野層、Ch: 長南層、  
Kk: 柿木台層、Km: 國本層、U: 梅之瀨層、O: 大田代層、Kw: 黃和田層、  
Kr: 黑瀨層、T: 豐岡層群(市宿層為 Kk、Km 的同時異相)

圖 6.145 鹿野山附近的單面山地地形<sup>36)</sup>

6.145)。砂岩等硬岩突出且容易被切割或侵蝕的頁岩與粘板岩部份，會形成凹陷地形。宮崎縣青島的“鬼之洗衣板”等地形雖低，卻也是變形的單面山組織地形。

硬地層與軟地層所形成互層，以和地表約 45 度以上的角度交叉且承受差異侵蝕所形成硬層部份突出而往其走向方向延伸的細長山稜，稱為**豬背嶺(hogback:指豬背)**。

單面山地地形係構成岩石抗侵蝕抵抗力差異所致<sup>35)</sup>。抗侵蝕的主要條件有下列二種。

- ① 岩石硬度(與固結度與構成物質的差異有關)<sup>36)</sup>
- ② 岩石(地層)透水性大小(與固結度、構成力度、有效孔隙率大小有關)

侵蝕力大小端看是否容易形成地表水，這部分受到岩石(地層)透水性大小限制。燧石與石灰岩等之所以容易以凸地形的形式殘留，主要應該是岩石硬度所致。此外，砂層、礫層、砂岩、礫岩、凝灰

岩等之所以容易形成凸地形，原因在於岩石本身的硬度(耐侵蝕性)與透水性大小(滲透能)。降水難以滲透地下而容易形成地表水、不耐侵蝕的難透水性頁岩與坩岩、黏板岩等，容易形成凹地形<sup>37)</sup>。

單面山地地形之中，地層傾斜與地表平行或與之靠近的部份，俗稱**順向坡(dip slope)**；地層傾斜相反方向的坡面(斜面)，則是**逆向坡(cuesta scarp)**。順向坡容易發生地滑或滑落性崩塌，擬定施工計畫應先了解計畫線相鄰的山腹坡面是否為順向坡。

實施順向坡與逆向坡照片判釋時，也可運用下面幾個方法(圖 6.146)。

- ① 判斷層面的整體走向與傾斜，了解順向坡的分布。
- ② 由水系分布狀況(特別是密度與形狀)了解順向坡與逆向坡。

地表即使植生覆蓋，但從照片的線狀圖案或帶狀階調分布等等，仍可了解地表走向與傾斜

\*35 透水性差異所導致的地形，稱為嘉手納地形<sup>36)</sup>。

圖 6.145 嚴格上就是嘉手納地形。

\*36 ①就結過而研就是可以從透水性大小(亦即②)的角度探討。

\*37 這種不同岩石侵蝕程度各自不同的狀況，稱為差異侵蝕(differential erosion)。

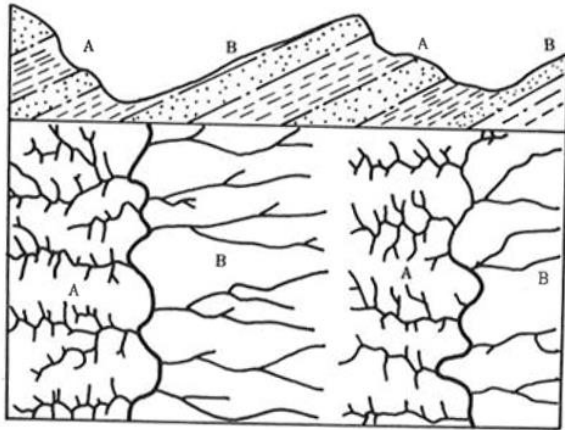


圖 6.146 逆向坡(A)與順向坡(B)的斷面與水系形狀模式圖<sup>3)</sup>

(strike,dip)狀況。最明顯的是，順向坡側的層面與地表幾乎一致、山腹坡面較平滑時，另一側逆向坡的傾斜，多半形成陡崖。因此即使從航空照片也能看得很清楚。

地層傾斜緩和時，與坡面的傾斜方向幾乎平行的長水系側，大概便是順向坡；細小彎曲短水系分布的地方，則是逆向坡(圖 6.146)。陡傾斜時(約 $60^\circ$ 以上)，水系的坡面長短關係則相反，形狀上則與上述傾向無異。水系密度通常逆向坡部分大於順向坡部分。

但實際上日本地質構造複雜，同一個地層很少大範圍分布，且經常被火山岩類覆蓋，地層分布因此呈現複雜的切斷狀態，因此很難進行地層走向、

傾斜乃至於順向坡地區的判斷。

## 6.6 喀斯特地形與地盤工程學的問題要點

Karust 一詞最初指歐洲阿爾卑斯山脈東南分支地拿里(Zinal)阿爾卑斯山北部的石灰岩地帶。當地的特殊地形就是所謂的石灰岩地形，因此稱為「喀斯特地形」(地學事典:1970)。石灰岩與白雲岩、岩鹽等可溶性岩石(石灰岩會被雨水的弱酸性溶解，稱為**溶蝕 (corrosion)**)分布區域，有很多具備天坑、岩溝、乾寬谷，灰岩盆地(polje)等特徵的「壺穴地形」，總稱為**喀斯特地形 (karust topography)**。如後述，這類地形稠密且薄，且在排水相對良好區域分布著有許多節理的岩石，這些地方若有適度的降水，就容易產生喀斯特地形。

### 6.6.1 喀斯特地形的種類

#### (1) 天坑

喀斯特地形區域有時會出現直徑數公尺~200公尺(通常 20 公尺左右)、深數公分~100 公尺左右的平面形或圓形乃至於橢圓形、縱剖面形狀的漏斗狀坑穴，稱為「天坑」(**doline**) (圖 6.147)，也可稱為「滲穴」或「溶

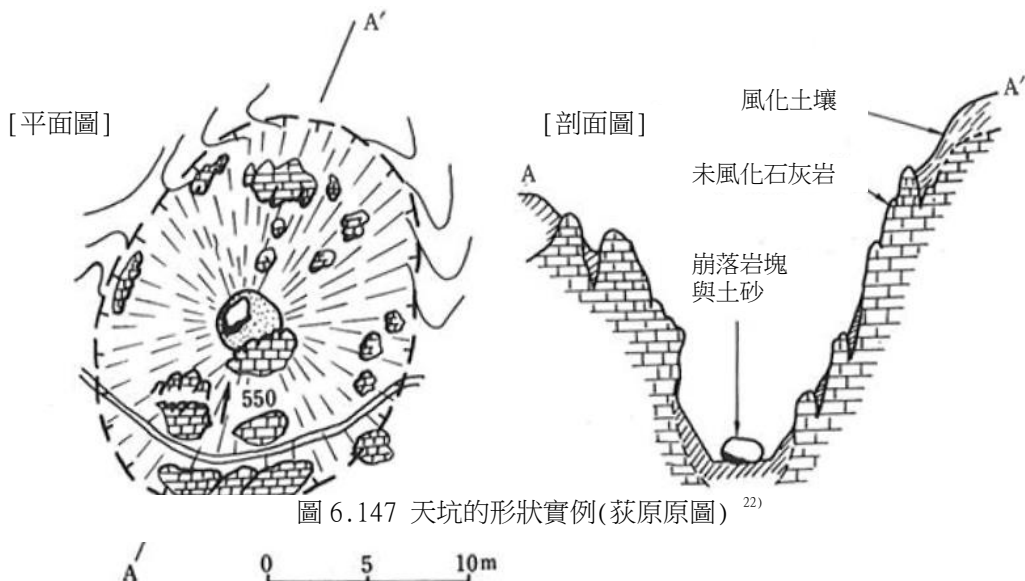


圖 6.147 天坑的形狀實例(荻原原圖)<sup>22)</sup>



圖 6.148 印地安納州歐爾連地方的沉洞(sink hole)  
(C. A. Malott)(引自 Thornbury: 1960)<sup>41)</sup>

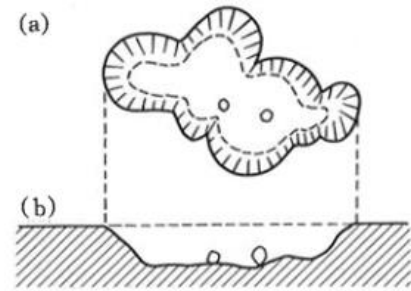


圖 6.149 乾寬谷的平面圖(A) 與剖面圖(B)  
(原圖)

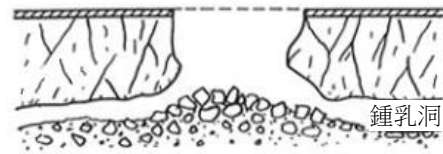


圖 6.150 塌陷所形成的洞(剖面)(原圖)



圖 6.151 石灰岩石柱的例子(中國雲南省 昆明:筆者攝影)

岩塌陷」。天坑有的是單純溶蝕所導致(trichter-dine: 圖 6.148)，有的是地下石灰洞擴大造成地表塌陷形成塌陷坑洞(collapse doline: 圖 6.150)。天坑大多形成在裂隙與節理交叉處，且分布密集。比如美國印第安那州的喀斯特地區，密度 395 個/km<sup>2</sup>，山口縣秋吉台密度 68 個/km<sup>2</sup>。

塌陷的天坑側壁，傾斜多半陡峭，岩石出露。有些早期的石灰洞出現在地表，形成「喀斯特窗」(karst window)，地下河流只有這部分出現在地表(圖 6.150)。

天坑洞穴累積大量的水，稱為天坑池(doline pond or sink hole pond)，好幾個天坑擴大且相連，

變成乾寬谷(uvala)。天坑與乾寬谷這類石灰岩洞穴，總稱為沉洞(sink hole)。

## (2) 乾寬谷

相鄰的幾個天坑持續受侵蝕、相連形成不規則狀地形，稱為乾寬谷(uvala)。乾寬谷多半淺而且底部平坦(圖 6.149)。

## (3) 溶溝、石灰岩石柱、岩溝

雨水從出露地表的石灰岩上方淋溶形成眾多小溝，這些小溝之間殘留銳利稜角的突出部分，稱為溶溝(karren)、或岩溝(lapie)乃至於墓石地形。有時許多天坑同時侵蝕，形成相同地形。溶溝密集的地方，稱為石灰岩石柱(karrenfeld: 圖 6.151)。

### 6.6.2 喀斯特輪迴

有些科學家認為，地形變化會經過幾個能區分的階段（輪迴說）。出現在溫暖濕潤地區的典型喀斯特地形發展也有類似的變化過程（圖 6.152）。其假定是，喀斯特地形幼年期（圖 6.152 之 1），成分單純、厚度大且節理發達平均的石灰岩層，因為隆起而遭受侵蝕。幼年期石灰岩層上部持續溶解，形成鐘乳洞。然後，地下水系與天坑發達，地表的面變成幾乎看不出來，這便是壯年期，大多數降水經由地下發達的鐘乳洞系統流出（圖 6.152 之 2 與 3）。進入老年期之後，石灰岩層持續侵蝕，地下水面逐部靠近地表，於是崩壞，水系狀態成形，出現殘存丘這種顯著地貌（圖 6.152 之 4）。不過，目前越來越少人支持這種過度單純化的喀斯特地形發展過程進化理論。只是，高低不同的鐘乳洞（比如斯洛伐克的圖 6.157，以及英格蘭北部地 Craven 地區）顯示，早期的地下水面或侵蝕基準面高度，代表喀

斯特地形進化（Sweeting：1972）。

### 6.6.3 喀斯特地形的土木工程問題點

石灰岩溶解係①氣體（大氣與土壤中的空氣、洞窟空氣中的二氧化碳： $\text{CO}_2$ ）、②液體（天然水之中的碳酸： $\text{H}_2\text{CO}_3$ ）、③固體（天然生產礦物或二次沉澱物之中的方解石： $\text{CaCO}_3$ ）形成一連串可逆化學反應所造成。因此，石灰岩的溶解量與速度，視下列各種重要影響因素而定。

- ① 水內部的  $\text{CO}_2$  量
- ② 與岩石接觸的水的量（流量）
- ③ 亂流的程度（與流速與溫度有關）
- ④ 水與石灰岩的接觸時間（發揮和②和③相反的作用）
- ⑤ 水的溫度（高溫時溶解速度快，但溶解  $\text{CaCO}_3$  的平衡量變小）
- ⑥ 植物遺體分解形成有機酸、腐植酸、細菌所產生的酸

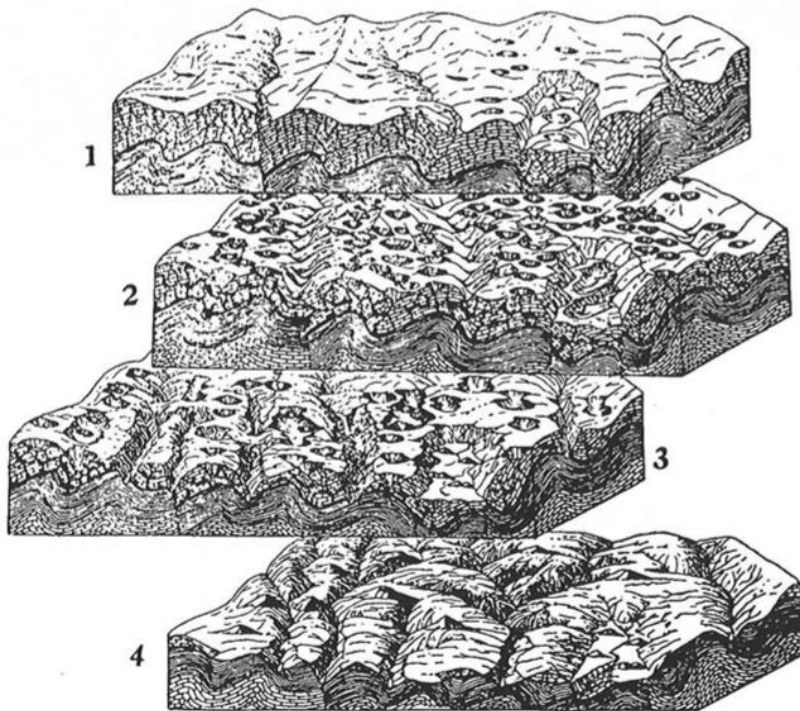


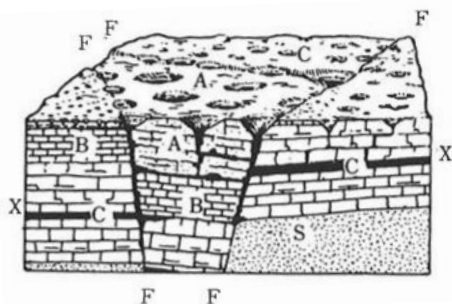
圖 6.152 喀斯特輪迴四個階段的區塊圖。詳細內容參照本文。  
（出處：Cotton, 1948, figure 365, p.468, Cvijic）

表 6.18 石灰岩的物理性質比較

	比重	間隙率	壓縮強度 (lb/in <sup>2</sup> ) *
白堊質石灰岩 (USA)	1.8	26.0	3,000
古老結晶質石灰岩 (USA)	2.6	<6.0	17,000-37,000
現行珊瑚礁角礫岩 (比基尼環礁)	2.35	14.0-16.0	4,960
砂岩 (USA)	2.05-2.33	3.0-16.0	6,000-32,000

\*lb/in<sup>2</sup> (磅/平方英寸 p.s.i)  $\approx$  70g/cm<sup>2</sup>

(出處: Sweeting, 1972, table lb, p.11)



沉洞直線狀底排列、斷層(F)交點處最深且大。不同石灰岩種類的沉洞，有的很大(A)、有的普通程度(C)、有的很小(B)。X：不透水層，S：砂岩，F-F：斷層 (Vandat, 1960)

圖 6.153 受斷層影響的沉洞<sup>74)</sup>

- ⑦ 地下水或土壤水之中所含的鉛、鐵硫化物、鈉與鈣的存在。比如，從含有黃鐵礦頁岩流出的水，含有弱硫酸 (R. J. Chorley、S. A. Schumm、D. E. Sugden: 1995) \*<sup>38</sup>。

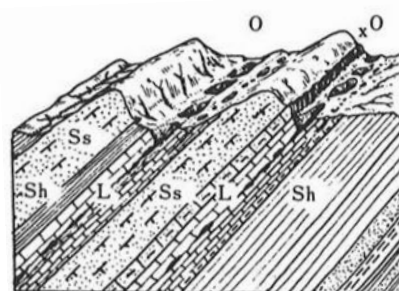
沉洞就是這些因素綜合形成的結果。石灰岩的物理性質因石灰岩種類而異 (表 6.18)，除了白堊 (chalk) 之外的石灰岩，都不太有物理特性質的問題。

沉洞大小因不同地區而異，可說是不同類型石灰岩接觸所致 (6.153)。

沉洞朝一定方向排列，有下列兩種，不是①，就是②。

- ① 沿斷層方向形成 (圖 6.153)
- ② 沿層理方向形成 (圖 6.154)

沉洞有下列幾個土木工程學的問題。



橢圓形沉洞出現在石灰岩(L)的部分。砂岩(Ss)具有透水性，難以溶解。頁岩(Sh)為不透水性。X 為不易溶解的沙質石灰岩 (Vandat, 1960)

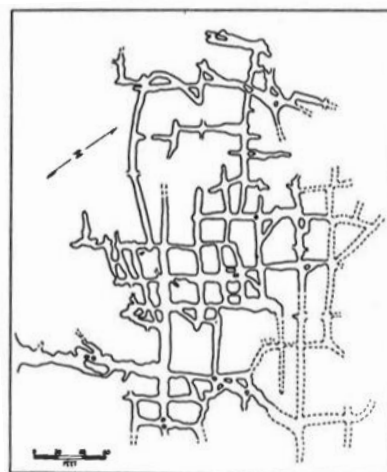
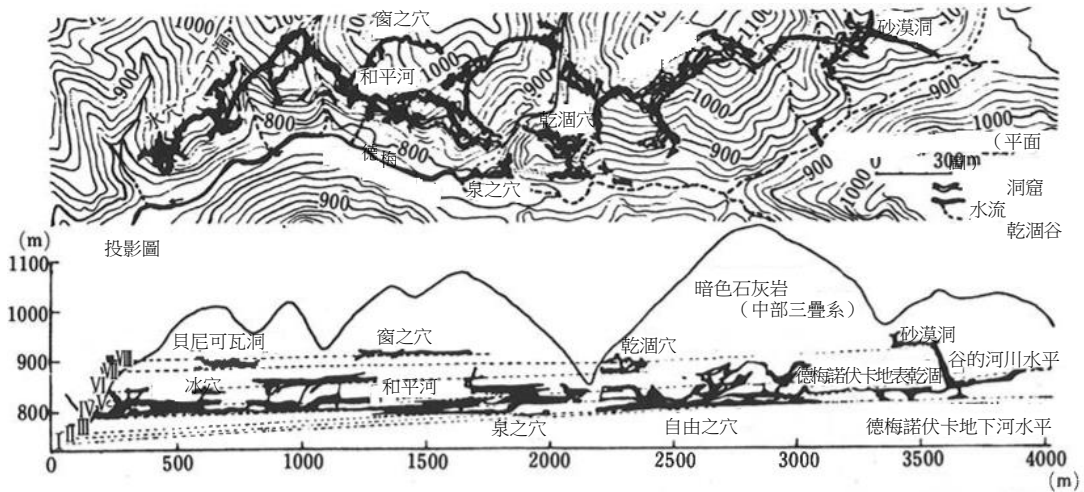
圖 6.154 受地層走向影響的沉洞<sup>74)</sup>

圖 6.155 受節理影響的鐘乳洞。美國維吉尼亞州西部的漢彌爾頓鐘乳洞案例 (W. E. Davies) (Thornbury, 1960 的研究)<sup>4)</sup>

- ① 沉洞下方大多有流水經過的洞穴 (鐘乳洞: cave) 在此興建水壩或開採石灰石容易嚴重漏水，造成致命事故。即使地表看起來只是小小的斷裂或坑洞，地底下卻可能已形成巨大洞穴，實施挖方就可能突然大量出水，開挖隧道則可能造成地盤塌陷。

\*38 「現代地形學」(大內俊二役) 古今書院



I~VII 代表洞窟水位，各自對應不同的階地面

圖 6.157 鐘乳洞的水平分化。捷克斯洛伐尼亞德梅諾瓦洞的案例(Droppa, 1996)簡圖<sup>67)</sup>

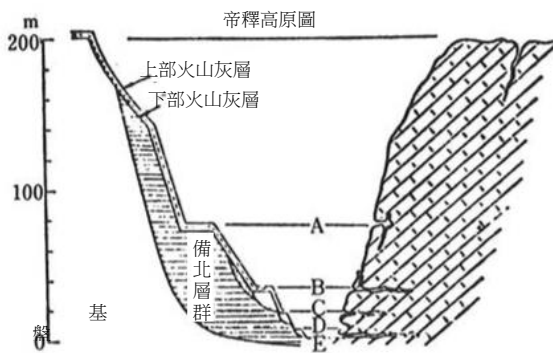


圖 6.156 帝釋峽附近的鐘乳洞與階地高度比較圖。

A~E 為兩者的對應水平<sup>66)</sup>

- ② 且洞穴不只一個，如圖 6.155、圖 6.156 所示，受斷層與節理、斷層影響與限制，彼此複雜牽連，因此水量多半很大。
- ③ 這種地形容易破碎（特別是斷層附近）而導致塌陷，不適合作為建築基盤。

洞穴並非在石灰岩底部無秩序地形成，洞窟口對應著附近階地面的高度（圖 6.156），可作為了解洞穴分布水平的基準。除了沉洞分布之外，石灰岩內部流動的泥沼水突然伏流形成空沼澤，以及裂縫中一直到很深的位置分布著黃褐色黏土（泥土長期浸潤水中所形成），是了解洞穴存在的方法。

石灰岩地帶地下列踏勘很重要。

- ① 仔細調查沉洞的詳細分布與沿伸方向、型態。
- ② 詳細調查裂縫（含尚未形成沉洞部分）的方向
- ③ 仔細觀察地表水的狀況

除此之外，鑽探應注意孔內水位的急劇變化。

就岩石性質而言，石灰岩裂縫少，對於破碎作用的抵抗力也較大，不易應變，因此只要沒有上述狀況，可當作支撐層使用。但石灰岩也有下列兩種弱點：①抵抗摩擦力弱，②下雨容易溶解。另外，③如上述，內部有許多洞穴導致石灰岩層弱化，可能產生漏水之外的問題。

筆者 1975 年調查興建中的泰國桂河水庫及周邊地質。該地區地質幾乎都以石灰岩為主，設計者聚焦的問題是「在此興建水壩，能蓄水嗎？」廣達 6000km<sup>2</sup> 的整個區域內有非常多鐘乳洞與沉洞類地形，若要一一調查，恐怕即使兩個月也得出結論。於是，筆者依據下列兩點做出「可蓄水」的結論。



### 「風水」係都市計畫的「科學」

自古以來中國的都市計畫都儘量研究、配合自然環境設計。這種觀念的根本可能是圖-1 的思考模式。日本古代平安京也是依據「風水」進行立地條件的選定與設計，由此角度就能了解中國人的想法。圖-2 係依據「風水」實施的理想化都市配置。這種作法在日本的稱呼與概念，如圖-3 所示。玄武（北側）龍脈代

表山系蘊含的能量，並能抵擋背後的敵人入侵，東方的青龍與西方白虎山脈，乃至於外側的河川（鴨川、桂川），都可抵擋敵人入侵與災害，並且型塑都市景觀。前面（南側）兩條河川會合的流域很開闊。這種依據風水成立的都市計畫，應該也是具有合理性、符合心理學的「科學都市計畫」吧。

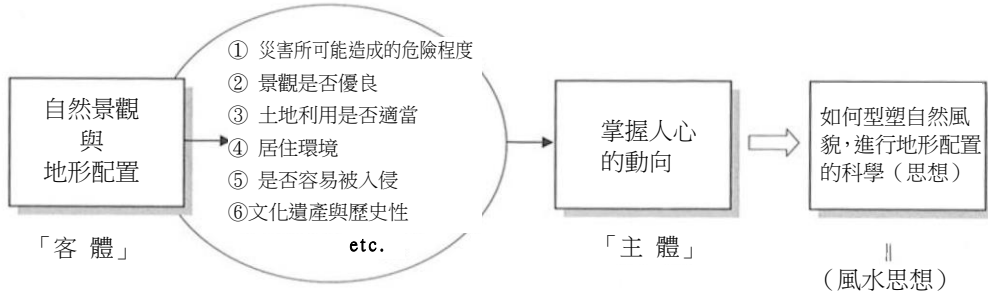


圖-1 自然環境與都市計畫是否會影響、形塑人的心理？——選擇適合建築用地的科學<sup>7)</sup>

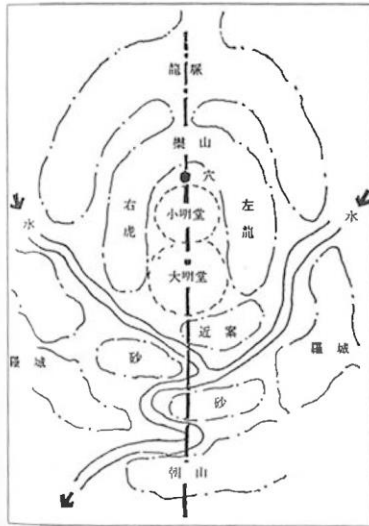


圖 2 理想的陰宅環境簡略圖（關：1981，渡邊等：1994）

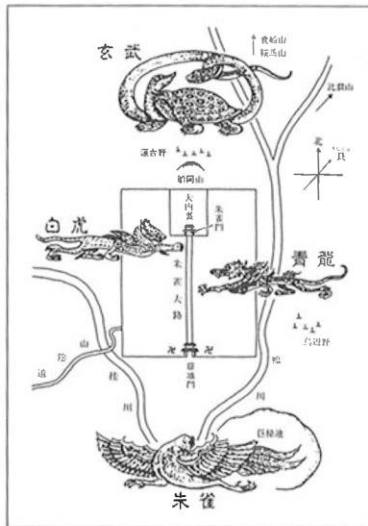


圖 3 平安京（京都）的風水（三浦等：1995）

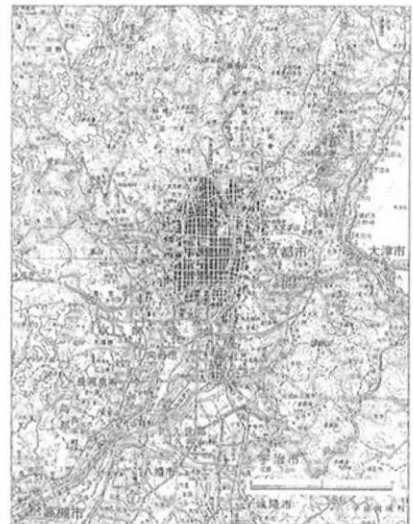
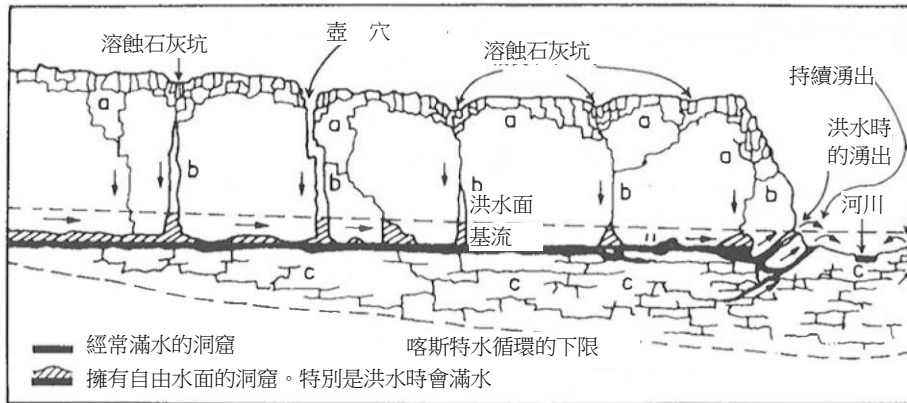


圖 4 平安京的地形（京都和大阪）

- ① 與水庫沿伸方向幾乎平行的地層（石灰岩之間，也包括黏板岩等）好幾層褶曲，因此就構造而言，水不易逃到相鄰流域去
- ② 水庫預定地的正中央（長徑約 100Km）分布著很厚的第四紀初湖水堆積物。因為這些是

過去堰塞湖所堆積形成，實際上等於證明曾經蓄水。因此可認定能蓄水。

後來證明，正如我的結論，目前整個水庫總長度 100km 蓄水滿滿，從 Landsat（NASA 地球觀測衛星）影像可清楚看出來。



a: 溶解導致擴大的節理與層理面以及流經當地的滲透水 b: 壺穴 (pothole) 與節理以及流經當地的滲透水、流水。c: 溶解導致擴大的節理。水滿滿的。(出處: Jennings, 1971, figure 24, p.92, Cavalle)

圖 6.158 假定存在著複數帶水層與獨立流路的喀斯特水循環<sup>64)</sup>

### 專欄

## 能用鐵鎚敲碎的是石灰岩

石灰岩和燧石外表相似，但地質專家不會認錯。因兩者硬度顯著差異。石灰岩硬度 3，燧石幾

乎達到 7，因此，石灰岩可用鐵鎚敲碎，燧石則幾乎無傷。

### 参考文献

- 鈴木隆介(1997):建設技術者のための地形図読図入門、第1巻:読図の基礎、古今書院
- 今村遼平・岩田健治・足立勝治・塚本哲(1986):画でみる地形・地質の基礎知識、鹿島出版会
- 武田裕幸・今村遼平(1976):建設技術者のための空中写真判読、共立出版
- 高山茂美(1974):河川地形、共立出版
- 今村遼平(2005):事例で学ぶ地質の話、2章、6章、(社)地盤工学会
- 今村遼平(1985):安全な土地の選び方、鹿島出版会
- 反町雄二・古川正徳(1978):地震による斜面崩壊の特徴、昭和53年度砂防学会研究発表会概要集、砂防学会
- (財)高速道路調査会(1976):空中写真による地すべり斜面崩壊の調査手法に関する研究(その2)、(財)高速道路調査会
- 神田淳男(1980):応用地学ノート、第7章、国際航業(株)
- (財)高速道路調査会(1977):地すべりおよび斜面崩壊の防止対策の調査方法に関する研究報告、(財)高速道路調査会
- 池田和彦(1971):崩壊堆積物斜面の安定について、応用地質、Vol.12、No.3
- 大八木規夫・福岡正巳(1983):土砂災害の予知と対策、留意点—山岳道路斜面对策、土質工学会中国支部、島根出版
2. 土砂災害の現状と問題点、土と基礎、Vol.31、No.3
- フック・ブレイ(小野寺・吉中訳)(1979):岩盤斜面工学、朝倉書店
- 今村遼平(1996):山地災害の『免疫性』の本質、財団設立35周年新ビル移転地域地盤環境研究所解説記念フォーラム講演集(これを論文化したのが71)である)
- 今村遼平・中筋章人(1984):空中写真による地すべり地の判読、安全工学、Vol.23、No.6
- 川上浩(1982):崩壊性地すべりの前兆現象と予測の可能性、自然災害科学、Vol.1、No.1
- 島博保・奥菌誠之・今村遼平(1981):土木技術者のための現地踏査、鹿島出版会
- 今村遼平(1984):建設計画と地形・地質、第2章、土質工学会
- 地盤工学会編(1999):ジオテクノート10-地盤の見方一、地盤工学会
- 今村遼平(1977):静的・地形・地質情報からの土木地質に必要な動的地質情報の把握に関する研究(II)、応用地質、Vol.17、No.1
- 今村遼平(2009):地形工学概論、中央大学理工学部教科書、中央大学
- 萩原博之(1982):青海地区環境調査、明星セメント
- 今村遼平(1993):地形からみたルート選定上の

- 24) 山口伊佐夫(1979):治山設計、農林出版
- 25) 池谷浩(1978):土石流の分類、土木技術資料、Vol.20、No.3
- 26) 藤井義仁(1999):地盤の見方、ジオテックノート10、第6章、地盤工学会
- 27) 藤井義仁(1996):応用地学ノート、第I部第13章路線調査、共立出版
- 28) 岡田篤正(1984):建設計画と地形・地質、2.6 断層地形、土質基礎工学ライブラリー26、地盤工学会
- 29) 杉村新(1973):台地の動きをさぐる、岩波書店、岩波科学の本
- 30) 松田時彦(1995):活断層、岩波書店/岩波新書
- 31) 島崎邦彦・松田時彦編(1994):地震と断層、東京大学出版会
- 32) 松田時彦(1975):活断層と地震—その地質学的研究—、日本地質学会/地質学論集第12号 断層と地震
- 33) 金子史朗(1995):活断層と地震、中央公論社/中公新書
- 34) 垣見俊弘(1978):地質構造の解析、地学双書22、地学団体研究会(原典は、Dennis, J. G. ed. (1967): International Tectonic Dictionary, 196p, Am.Assoc. Petroleum Geol., Tulsa.)
- 35) 金子史朗(1967):構造地形学、古今書院
- 36) Nakagawa, H. (1960): On the Cuesta Topography of the Boso Peninsula, Chiba Prefecture, Japan, Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. II(Geol.), spec. Vol.4, pp.385-391
- 37) 高野秀夫(1960):地すべり防止工法(訂正版)、地球出版
- 38) 今村遼平(2004):地震タテ横ななめ、電気書院
- 39) 塚本良則ほか(1973):侵食谷の発達に関する研究(III)、昭和48年度砂防学会研究発表資料
- 40) 日本道路公団(1973):東北高速道・航空写真による地形・地質解析(坂梨地区)、日本道路公団
- 41) Thornbury, W. D. (1960):Principle of Geomorphology, John Wiley & Sons, Inc.
- 42) Varnes, D. J. (1978): Slope Movement Types and Processes, Landslides Analysis and Control, T. R. B. Spec. Rep., No.176
- 43) 渡正亮(1972):自然斜面の安定、施工技術
- 44) 日本道路公団(2003):土石流対策に関する総合検討概要報告書、日本道路公団
- 45) 衣笠善博・垣見俊弘・平山次郎(1969):房総半島東海岸の小断層、地質調査所月報、Vol.20、pp.1338(藤田至則・鈴木尉元(1981):構造地質、共立出版より引用)
- 46) 今村遼平(1972):ペルー共和国ヤウリ地区地質調査報告書、JICA
- 47) 活断層研究会編(1980):日本の活断層、東京大学出版会
- 48) 菅原捷(1976):活断層の活動性とその調査法、土木技術資料、Vol.18、No.2
- 49) 国立天文台編(2004):理科年表、丸善
- 50) Rapp, A. (1957): Studien über Schutthalden in Lappland und auf Spitzbergen.
- 51) 国土地理院(1996):都市圏活断層図、国土地理院
- 52) 中田高・今泉俊文編(2002):活断層詳細デジタルマップ、東京大学出版会
- 53) アーサー・ホームズ(上田誠也ほか訳)(1983):一般地質工学-I、東京大学出版会
- 54) 杉山隆二(1999):へそ曲り地質学考、杉山隆二先生米寿記念誌、米寿を祝う会
- 55) 太田陽子(1968):旧江線の変形からみた第四紀地殻変動に関する二、三の考察、地質学論集、No.2、pp.15-24
- 56) Sarpe, C. F. S. (1938): Landslides and related phenomena, A study of mass-movements of soil and rock, Pageant Books Inc.
- 57) 小出 博(1973):日本の国土(上)、東京大学出版会
- 58) 山田剛二・渡正亮・小橋澄治(1971):地すべり・斜面崩壊の実態と対策、山海堂
- 59) 田畑茂清ほか(1973):尾鷲土石流災害発生の要因について、新砂防、Vol.25、No.3
- 60) Anderson, D. L. (1971): The Sain Andreas Fault, Scientific American, Freeman, SanFrancisco, Vol.225, No.5
- 61) 大塚弥之助(1948):日本列島の生い立ち、大八州出版
- 62) 島博保・奥園誠之・今村遼平(1984):土木技術者のための現地踏査、鹿島出版会
- 63) 地学事典(1970):平凡社
- 64) Cotton, C. A. (1948): Geomorphology, Whitcombe & Tombs, Ltd.
- 65) Von Bandat (1960): Aerogeology, Gulf Publishing Company
- 66) 北備後台地団研グループ(1969):鍾乳洞の形成期について、地質学雑誌、Vol.75、No.5
- 67) 沖村雄二・高安克己(1976):最近の第四紀地質学・7、石灰岩地帯の第四紀地質学、土と基礎、Vol.24、No.1
- 68) 土木学会編(1977):ガムの地質調査、土木学会
- 69) 井尻正二・湊正雄(1974):地球の歴史(第2版)、岩波書店
- 70) 桑原啓三(2008):地盤災害から身を守る—安全のための知識—、古今書院
- 71) 今村遼平(2007):山地災害の『免疫性』について、応用地質、Vol.48、No.3、pp.132-140
- 72) 今村遼平(2011):リアル M9.0 一次の地震の前におきたいこと、徳間書店
- 73) 田中茂(1973):地盤の災害と防災、地質学と土質工学の境界領域の問題点、土質工学会関西支部