

第三章 地面の起伏

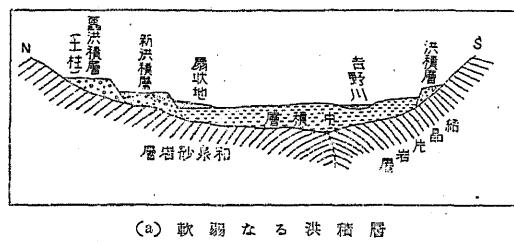
第6節 地表の平坦化

1) 風化

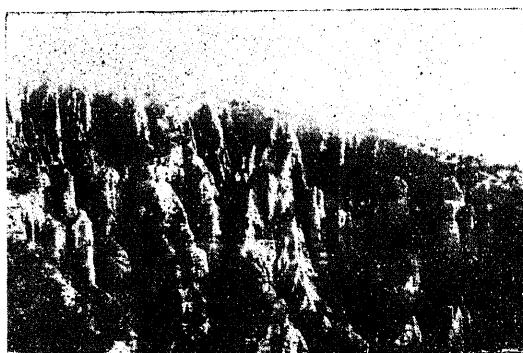
地球表面の起伏は大氣・水・溫度等の如き外力的作用を間断なく蒙つて變化しつゝある。岩石は溫度の變化に伴ふ間隙水の體積の變化に依り岩屑となり、且つ各成分礦物の膨脹係数の不齊なる爲に組織が弛んで崩壊する。循環する水は岩石を化學的に分解せしめて土壤とする。これらの作用を總稱して風化作用 (Weathering, Verwitterung, Désagrégation et décomposition) と呼ぶのである。風化作用は侵蝕・堆積の如き地表平坦化の第一歩であつて地球研究者の是非心得て置くべき事柄であるが、同時に土壤生成の過程であるから茲では便宜上之を割愛して 第二部第七章 地盤調査法 の項に於て詳論する事とした。

2) 侵蝕作用及び堆積作用

地形侵蝕の營力は流水である場合が最も多い。世界を通じて降雨の絶無な地方は極めて小部分であつて、河流の侵蝕は最も普遍的なものである。雨は窒素・酸素・炭酸瓦斯等を可成り多量に溶解してゐるもので岩石に對する化學的作用も見逃すことは出來ない。地表に降つた水は一部は蒸發し一部は地下水となり残部は流水となる事は常識的事實であるが、その侵蝕作用一主として岩屑及び土壤の流れ去る働き一は著しいものである。この働きの大小は雨量の分布及び土地の傾斜に依ることは當然で、雨量が同一でもその分布が不規則的である場合の方が侵蝕が激しい。殊に大雨が突發的に起る地方では地表を被覆する土壤は殆んど押流され、又中國地方に見るやうな花崗岩の風化した眞砂土層、洪積層に見られる凝固不充分な砂礫層からなる



(a) 軟弱なる洪積層



(b) 土柱 (Earth pillar) の生成
土層中の砂利を頂に残して雨が深く層中をえぐり取つた結果

第56圖 本邦の惡地地形 (高知縣)

土地に於ては急激な降雨は忽ち掘れ溝 (Gully) を生じ山が秃げて特有の所謂惡地地形 (Bad land topography) を造る (第 56 圖)。

河流による侵蝕は岩質によることは勿論であるが山地からの岩屑の供給量、地表の傾斜は侵蝕及び堆積 (Erosion and deposition) に重大な意義を持つ。或る一定量の岩屑を供給され一定の水を有する河流に於ても河の勾配が急に過ぎる時は、岩屑は全部運搬されて河底に砂礫を残さないのみか流水は更に河道を掘り下げる。この下刻の作用により谷の傾斜を緩にする現象を Degradation と呼んでゐる。反之、地表面の傾斜が緩に過ぎるならば河流は充分に物質を運ぶ力がなくなる爲に砂礫はこゝに堆積されて、河底の傾斜は堆積に依つて平衡位置に近付かんとする即ち Aggradation である。總べて土砂の堆積は河流が運搬能力を失つた時に起る現象であるから、渓谷が平地に接して急に河底の勾配が緩くなる様な部分、河川が海洋に注入して流速が激減する部分等に堆積物が多いのは當然である。即ち前者に於ては扇状地を作り、後者に於ては三角洲を形成する。尤も河水が海水に注入する部分に於ては泥濁水は化學的に凝固して沈殿を促されるものである。

3) 侵蝕輪廻

或る原因に依り新に生じた地形に對しては水は直に侵蝕を開始し谷を穿つ。侵蝕により生ずる山及び谷の地形は時間と共に變化し遂に或る終末地形に到達する。吾々の眼前に見てゐる地形は此の如き地形進化のある時期のものを見てゐるにすぎない。この地形變化の一連の過程を侵蝕輪廻 (Cycle of erosion) と呼ぶ。地形の變化は緩急の差こそあれ常に永續的なものであり、侵蝕の途中で地盤運動を蒙つて又侵蝕力が復活するものもあり、完全に一輪廻を遂げて後地盤運動によつて再び新しい輪廻の途をとるものもある。侵蝕輪廻を分類すれば次の如くなる。

- | | |
|------|--|
| 侵蝕輪廻 | 1. 河蝕輪廻 (Fluvial erosion cycle)
2. 乾燥輪廻 (Arid erosion cycle)
3. 氷蝕輪廻 (Glacial erosion cycle)
4. 海蝕輪廻 (Marine erosion cycle) |
|------|--|

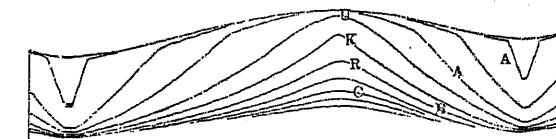
この中河蝕輪廻は最も重要なものであるから別に正規輪廻 (Normal cycle) と呼ぶ事もある。現在見る陸地の地形は大半河蝕に基くものである。侵蝕の一輪廻を次の如く分類する (第 57 圖)。

- | | |
|--|---|
| 侵蝕の時間 | 地形 |
| 1. 原地形期 (Initial stage)
2. 早幼年期 (Early young stage)
3. 晩幼年期 (Late young stage)
4. 早壯年期 (Early mature stage) ... | 原地形 (Urform)
幼年型
老年型
終地形 (Endform) |

- | | | |
|--|-----|---------------------|
| 5. 滿壯年期 (Full mature stage)
6. 晚壯年期 (Late mature stage)
7. 老年期 (Old stage)
8. 準平原期 (Peneplain stage) | 壯年型 | ... 次地形 (Folgeform) |
| | | 老年型 |
| 終地形 (Endform) | | |

原地形 (Urform) の中最も重要なものは造陸運動・造山運動の爲に新に海面上に顯はれた陸地面である。これは從來堆積面であつたもので起伏は頗る緩で表面は軟弱な岩石で被覆されてゐる。次は地塊運動に依る陥没・隆起等で山地に生じた相對的高度の變化による地形、第三は火山活動の結果新に生じた地形で富士山の如きは比較的原地形を失はずにゐる。但し火山による原地形は地球全面から見ると極めて局部的なものであるが、本邦にはこの原地形から出發した地形が鬱くないから注意を要する。

次地形 (Folgeform) といふのは原地形が侵蝕されつゝある形で之に續いて終地形 (Endform) が來たり、更に侵蝕が完全に進めば準平原 (Peneplain, Fastebene) の状態になる。之は起伏に乏しい單調な面で侵蝕輪廻はこの時代に於て安息状態に在る。斯くてすべての地形はこの平衡状態に到達せんとしてゐるものと考へる事が出来る。即ち之を要するに地表面は常に之を平坦化する方向に働いてゐるものである、従つて陸地の起伏の原因をば前章に述べた地殻運動をば内因的地質作用 (Endogenous processes) とするならば、この作用は外因的地質作用 (Epigenetic processes) と云はなければなるまい。



第 57 圖 各期に於ける谷の断面形

第 7 節 河 蝕 地 形

1) 河 蝕 作 用

a) 河 蝕 河蝕 (Fluvial erosion, Flusserosion) とは河流による岩石の侵蝕作用 (Erosion, Abtragung) で、其の結果生じた地形を河蝕地形といふ。



第 58 圖 頸穴 (Pot hole)
河流の礫は時によると忍ろしい削磨作用のため此の如き深い穴を河床に穿つことがある

河蝕は實際は水そのものによる侵蝕現象ではないのであつて、河流の流れる際轉々移動する石礫又は運搬され行く土砂の磨擦による削磨 (Abrasion) 及び溶蝕 (Corrasion) の結果に外ならぬ (第 58 圖)。

原地形の出現と同時に水は谷を刻み始める。谷の傾斜が急である時は水は下底の岩石面を侵蝕し谷は深められて行く、故にこの作用を下刻作用 (Deepening, Vertiefung) と稱する。下刻の深さには限界があつて丁度谷の傾斜が岩屑の完全なる運搬に對して過不足なき流速を與へる状態迄、即ちグレードに向つて進む。故に下刻により谷の傾斜を緩にする方法を Degradation といふ。

河流の削磨は垂直と同時に水平方向にも及ぼされる、之を側侵蝕 (Widening, Lateral erosion, Seitenerosion) と稱する。

下刻・側侵蝕を行ふ間にも河の先端部の谷は次第に奥に進んで行く、即ち之を 頭部侵蝕 (Head erosion) といふ。

b) 谷の發達 河蝕も或る條件によつては下刻のみで壁の垂直な狭い 峡谷 (Gorge, Klamm) となる (例、猿橋に於ける桂川、黒部川の猿飛)。一般には兩側の崖は多少の急傾斜を以て川に臨む。

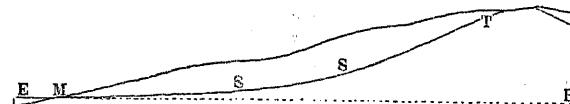
下刻の速さはある時期以後漸次變化して、夫に比して谷壁を緩にする力は餘り違はぬから谷の断面形は次第に開くが、その形は V 字形より次第に遠ざかり兩壁は凸面を呈し上方に緩に下方に急となる。この形の谷を缺谷 (Kerbtal) とよぶ。缺谷に於ては谷床を缺いてゐる。谷床のある谷を床谷 (Sohlental) とよび、更に側方侵蝕が

已むか微弱になれば谷壁の下部は凹面を呈することになる、之を 盆谷 (Muldental) といふ。盆谷に於ては谷床は益々その幅を増加してゐる(第59圖)。

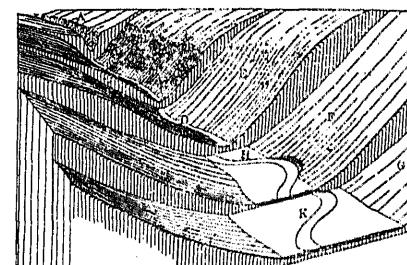
c) 減均作用及び増均作用 下刻により谷の勾配を緩にする現象を減均作用 (Degradation) とよぶ。この現象は河水が岩屑を運搬しても更に能力に餘裕のある時に行はれるのであるが、反之地表面の傾斜が緩にすぎると河流は充分に物質を運搬する力がなくなる為、砂礫はこゝに堆積され河底の傾斜は堆積によつて平衡位置に近付かんとする。即ち増均作用 (Aggradation) である。

d) 平衡曲線 河は一般的の形としては上流に於て急勾配を有し、下流に漸次に緩となる
抛物線のやうな曲線をなす (第59圖)。之を河流の平衡曲線 (Gleichgewichtskurve, Talus d'équilibre) といふ。

河水の運動力は、その水量と流速とによつて異り砂礫の大さにも支配される。上流に於ては量水は勘なく岩屑は大きい。故に之を運搬する爲には傾斜の大きいことを必要とする。漸次下流に到れば緩傾斜でも充分運搬が行はれる。河蝕の作用は最初此の作用に對して不平均であり、且つ急にすぎた地表面に谷を刻して次第にかかる平衡状態を得るやうに河床を調節して行く。



第60圖 河の断面曲線

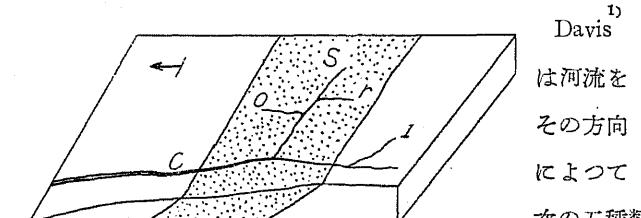
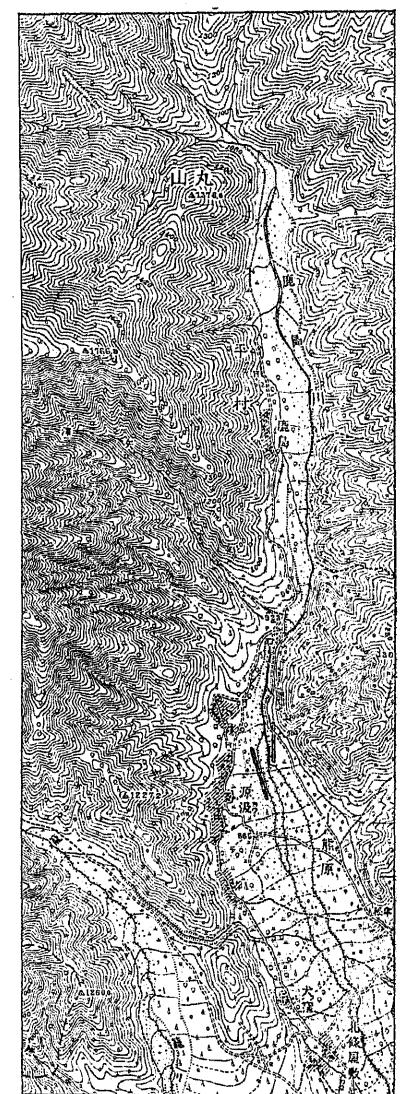
第59圖 谷の断面の變化
缺谷から順次益谷になる

河の上流の急傾斜部に於ては屢々川は瀑布 (Fall, Wasserfall) となる。瀑布の形成される條件は二つある。一は最初から地形が急斜又は垂直に近い壁をなすもので、他は河流の侵蝕作用に對する岩石の抵抗力の相違から兩岩層の境部に於て瀑布となるものである (之には断層・岩脈・硬岩 (熔岩の如き) 層等が原因となる)。侵蝕に對する抵抗力の差が左程甚だしくないものでは早瀬 (Rapid, Schnelle) をなし水は泡立つて奔流する。

河が緩勾配の谷に入れば流速を減じて運搬物質を多量に放棄するのは最も考へ易い事柄であるが、從來河原のないやうな急流をなしてゐた河が、地盤運動を受けて勾配を急に減じた爲に岩屑の放棄が多くなつて埋積谷 (Waste-filled valley) を作ることがある。信州木崎湖の西の鹿島川の谷は成因的には断層谷と見られるものであるが、河の運動力が弱くなつて岩屑が之を埋積し、現在ではその南部に發達する扇状地の頭部延長の如き觀を與えてゐる(第61圖)。

2) 谷の地形

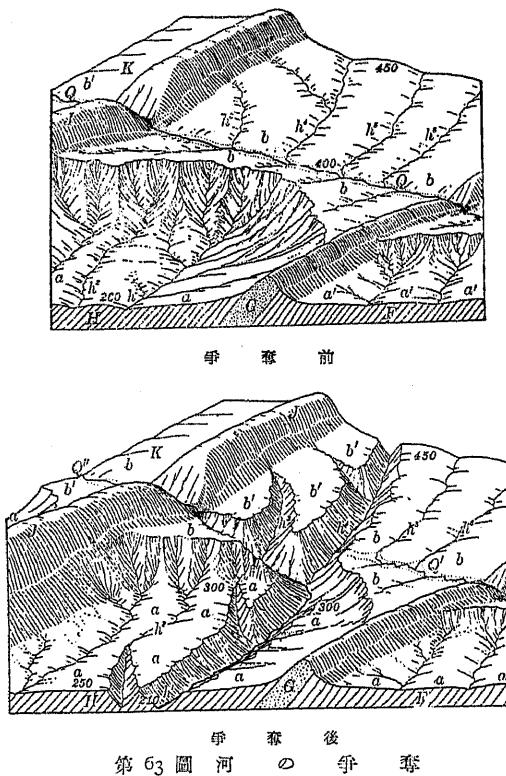
a) 水系の發達 (イ) 河流の方向 水系 (River system) は原地形のみでなく地盤運動・侵蝕作用・地質構造・地層の硬軟によつても支配されるもので、地形と水系との關係を良く知つて置く必要がある。

第62圖 河流の種類
C....Consequent river,
O....Obsequent river,
S....Superior river,
I....Insequent river
R....Resequent river第61圖 鹿島川及び籠川の
埋積谷 (信州北安曇郡)

¹⁾ Davis
は河流を
その方向
によつて
次の五種類に分類した。

i) 必從河流 (Consequent river) 地表の傾斜に従つて流れる河でその平面形は比較的直線状で

r) Davis, Die erklärende Beschreibung der Landformen, Leipzig, 1924.



第63圖 河の争奪

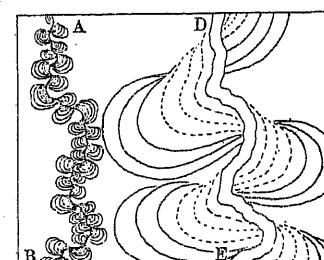
加し、*b* は反対に水量の激減を見る譯である。之を河の争奪 (Stream piracy, *Flussablenkung*) と稱す。この地形は地形圖に於ても屢々見られるもので河道は急激に轉向する。水の無い河跡や峡谷の跡は争奪の結果によるものが尠くない (第63圖)。

b) 河の蛇行性

河流が多少規則的に屈曲し、

多くの S 字を連結した様になつて流れる現象を蛇行 (Meander, *Flusswindung*, *Méandre*) といふ。(Meanderなる名は小亞細亞の河名に起源してゐる)。

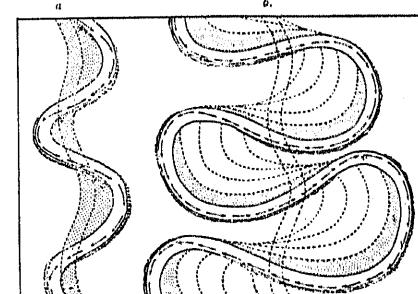
河流は最初から多少屈曲して流れるものであるが、何か邪魔物があつたりすると容易に流路の方向を變じ、河が小屈曲に應じて流れて行く中に水流は慣性に依り河の中央線から右又は左に偏し、之に面した岸は強く侵蝕されて後退し反対側の岸は土砂が沈積して淺くなり断面の形は著しく不齊となる (第64圖)。



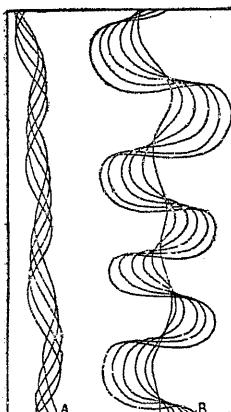
第65圖 河の蛇行帶 (A B) と切斷蛇行 (D E) にて生じた月形沼

微細な屈曲を呈し、支流は本流に殆んど平行して流れ兩者の間には小さい角を夾んで合流する。2) 無從河流 (Insequent river) 傾斜の方向に對して斜に流れる河。3) 逆從河流 (Obsequent river) 傾斜の方向に逆に流れる河で頭部侵蝕が反対側の傾斜面を齧食する様な場合に生じ、再び傾斜の方向に従ふ河を4) 再從河流 (Resequent river) と稱す。¹⁵⁾ 適從河流 (Subsequent river) といふのは地質の組織に應じて發達する河流である。

(ロ) 河の争奪 a なる河の先端部が先へ先へと侵蝕を進めてゐる中に、遂に從來あつた b なる河の横腹に到達する事がある。然る時は b の上流部の水は a の中へ流れ込み、a は水量増加の爲遂に急激に侵蝕力を増



第64圖 河の蛇行



第66圖 蛇行帶

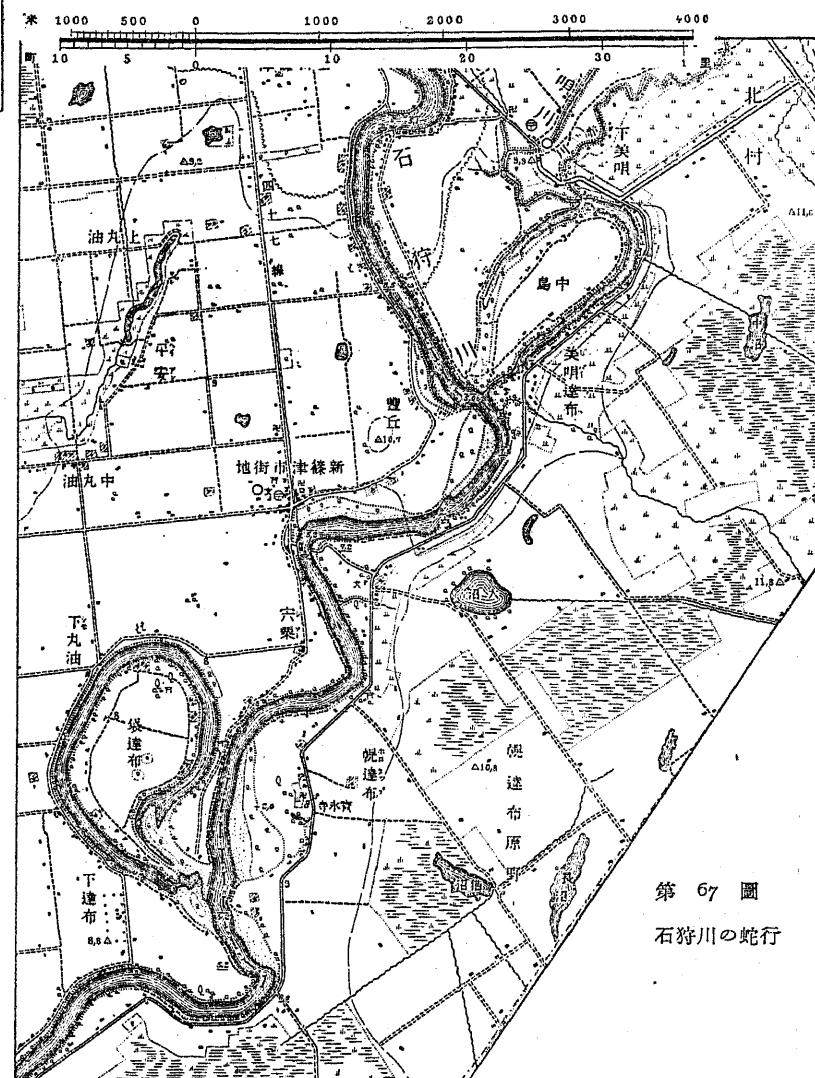
belt) と稱しその帶は蛇行の袂状部に接した所となる (第66圖)。

蛇行の例は老年期の極めて起伏の小さい地や沖積平原に多いもので北海道の石狩川や天鹽川には典型的な例が見られる (第67圖)。最後に自由蛇行を有する河が河に近い部分で地盤の沈降のため沈水し所謂汐入河 (Tidal stream) となると、海水面の昇降が河流の運動を阻止して側侵蝕による蛇行性は休止する。この際よく河口の兩岸は屹立した崖となる、

之を蛇行崖 (Meander

蛇行の一曲りで圍まれた部分を袂状部 (Lobe) と稱してゐるが、その頸状部 (Neck) の屈曲が甚しくなると著しくくびれて遂には切斷される。之を切斷蛇行 (Cut-off meander) といふ。切斷されて了へば河は直線的に流れ元の袂状部は馬蹄形や三日月形の湖沼 (Oxbow lake) となり、又は水が涸れて平地となり軟弱地盤を形成する事がある (第65圖)。

此の如き原因からして蛇行の幅には自ら制限があつて、大きい河ほど大規模な蛇行流路を生ずる。この蛇行流路の及ぶ區域を蛇行帶 (Meander

第67圖
石狩川の蛇行

scarp)と稱す(第68圖)。

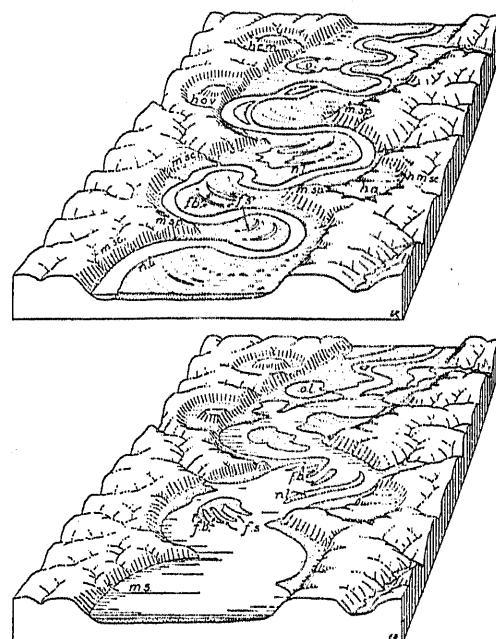
c) 河の回春 河蝕作用が進んで來ると漸次河幅を増し、山脚を削り遂には平坦な準平原に近くなるのが侵蝕輪廻の常であるが、往々にしてこの輪廻の中絶がある。夫は多くの場合地盤の隆起による侵蝕力の増大である。この變化を回春又は若返り(Rejuvenation, Verungung, Rajeunissement)といふ言葉を以て表はす。

河幅が増大して大きな河原をなしてゐる際の河の回春は河砂丘の成因となる。又準平原にまで到達した場合地盤の隆起が起きる時は往々にして嵌入蛇行の成因となる。

(イ) 回春谷(幼年谷) 何れにしても侵蝕力の回春は既に下刻作用を増しV字形の幼



第69圖 北米 Grand Canon (Colorado)



第68圖 沙入河

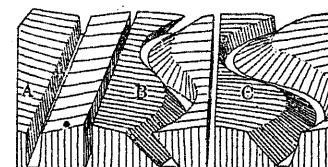
年谷(Young valley)を急速に削り、此の如くして生じた峡谷をば回春谷又は若返り谷(Rejuvenated valley)と稱す。北米のコロラドのグランド・カニオンがこの典型的な例である(第69圖)。我が國では第70圖に示すが如き木曾川の幼年谷に於いて侵蝕の若返りを見ることが出来る。兩岸の山地に急端の崖をなすが山頂部が略平坦に近いことは準平原に一度化したことを證するものである(第70圖)。

(ロ) 嵌入蛇行 前述の蛇行は自由蛇行(Free meander)と呼ばれるが、この様な土地が徐々に上昇すれば河の侵蝕力は再び回春して山の中を深く刻んで蛇行する嵌入蛇行(Incised meander)となる(第71圖)。

嵌入蛇行に際しても河流はその慣性に従

ひ左右兩岸に交互に衝突し側侵蝕を及ぼすが、其の最大侵蝕點は側岸の稍斜に上流に面した部分に相當し、蛇行の曲線は次第に其の蛇行幅を増し下流に移動していく。

この結果この部分は山脚を洗ひ流さ



第71圖 嵌入蛇行の進行

れて山崩をなして急斜面をとる。之を攻撃斜面(Under cut slope, Prallhänge)といひ、之と反対の側岸では次第に緩傾斜となり河流はその基部を強く侵蝕しないから之を滑走斜面(Slip-off slope, Gleithänge)と稱してゐる(第71圖)。このUnder cuttingが進むと蛇行の袂状部が切斷されて川中島が出来る。

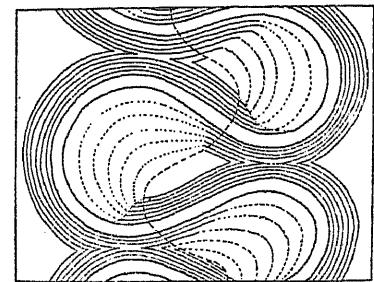


第70圖 木曾川の幼年谷

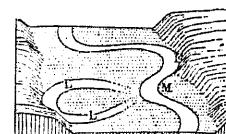
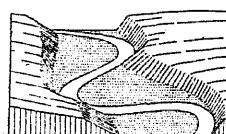
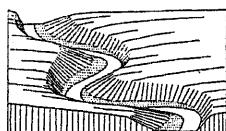
併し之も遂には削られて廣い川原となる結果兩海岸に屹立し

ても遂には蛇行帶の出來ること平地の場合と同様である(第73圖)。

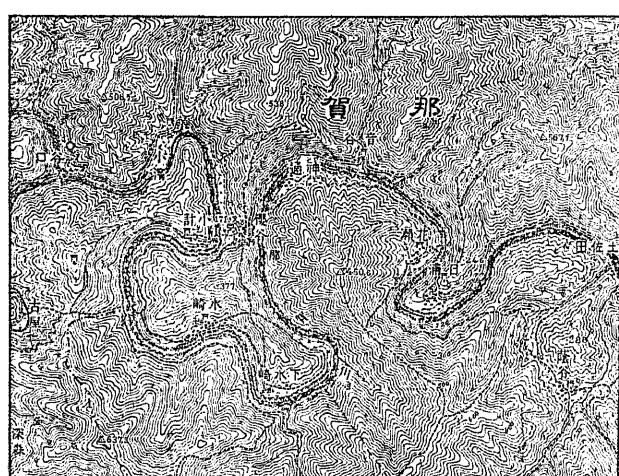
實例 本邦に於ける嵌入蛇行の河は紀洲の熊野川、日高川、日置川四國の那賀川(第74圖)赤石山脈中の大井川の下流、天龍川の上流等又保津川も京都と龜岡内で短いが嵌入蛇行してゐる。鴨緑江の嵌入蛇行はその壯大な點で有名である(第75圖)。



第72圖 嵌入蛇行の平面圖



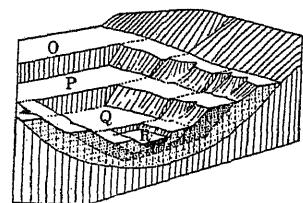
第73圖 嵌入蛇行も遂に廣い河原となる



第74圖 四國那賀川の嵌入蛇行 1:75,000

の岸は屢々平坦な地形を見るが之は大抵は河段丘 (River terrace, *Flussterrasse*, *Terrasse de rivière*) である。之は地盤の隆起等のために河の侵蝕力が急に増した爲、舊の河原の中に狭い谷を穿ち Valley in Valley の景色を呈したので、舊河原が平坦な段丘面と化したものである。

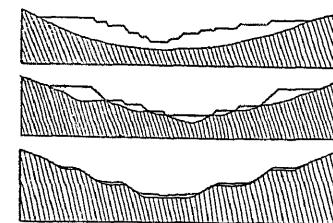
但し河段丘は必ずしも地盤の隆起に拘らずに氣候の激變



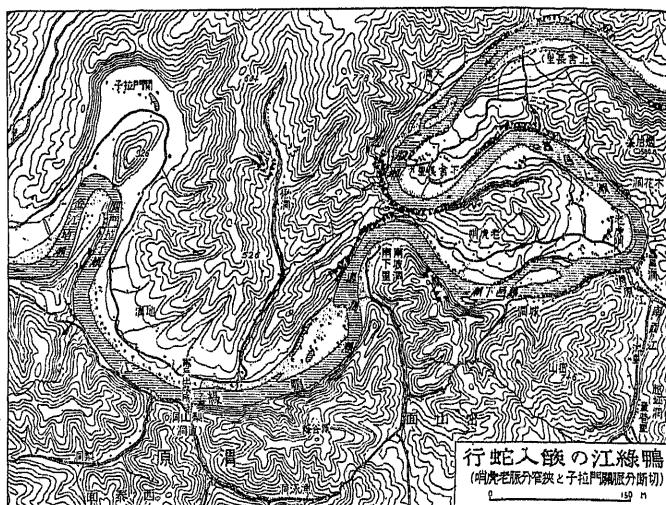
第 76 圖 堆積及び侵蝕の周期的交代による砂礫段丘
O は元の河原、P, Q, R と順次に新しい河原が出来、更に段丘面となる

イ) 段丘の種類

1) 侵蝕段丘 侵蝕段丘 (*Abtragungsterrasse*) とは地殻運動の爲地盤が隆起し侵蝕力は増加し嘗て河底の中に新しい谷を刻み下げるも

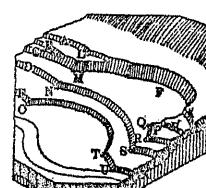


第 79 圖 河段丘の種類
a) 砂礫段丘 b) 保護段丘 c) 岩石段丘

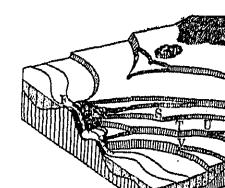


第 75 圖 鴨綠江の大狭入蛇行

により河流の水量と運搬物の量が變る事に原因することもある。即ち先づ最初の或る時期に乾燥期が續くと岩屑が非常に増しこれを河底に堆積する。すると次の湿润期には岩屑は減するが水量は非常に増し從つてこの堆積層内を侵蝕することになり茲に段丘を生ずる。此の如きものを氣候段丘 (Climatic terrace) と稱し、之に對し前者の如き單なる地盤の隆起のみに因るものと構造段丘 (Tectonic terrace) として區別する。普通は段丘を成因上次の二種に分類する。

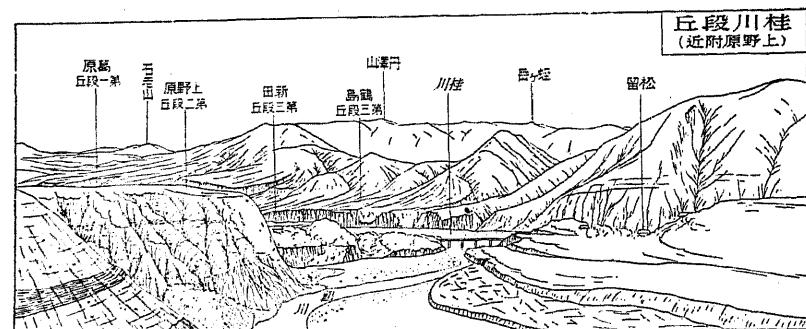


ので、其の崖を見ると大部分岩石から成つて居り上に僅かに薄い砂礫層を戴くのみである。從つて別名を岩石段丘 (*Felsterrasse*) と云ふ。

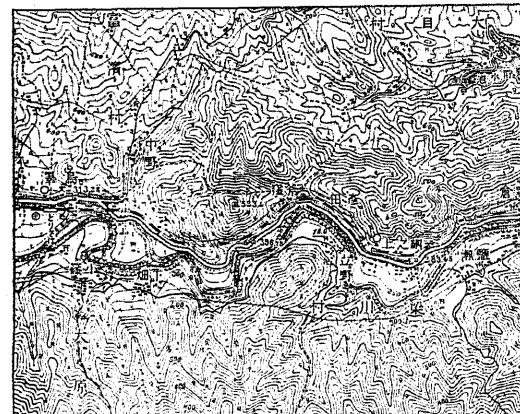


2) 堆積段丘 堆積段丘 (*Aufschüttungsterrasse*) とは地殻運動の爲地盤が隆起し侵蝕力は増加し嘗て河底の中に新しい谷を刻み下げるも

ので、其の崖を見ると大部分岩石から成つて居り上に僅かに薄い砂礫層を戴くのみである。從つて別名を岩石段丘 (*Felsterrasse*) と云ふ。



第 80 圖 (a) 桂川の河段丘



第 80 圖 (b) 桂川沿岸の段丘 (砂礫段丘)

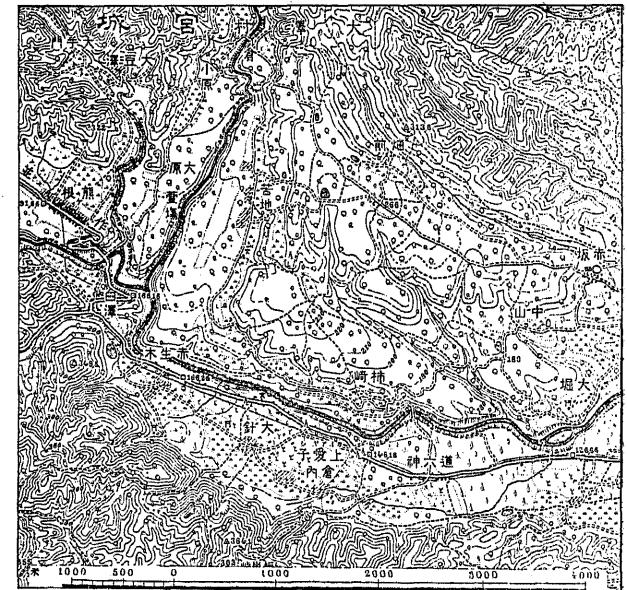
sse) とは侵蝕力が復活するに先立つて暫く侵蝕の衰弱があり砂礫層の堆積が行はれた時には、新に生ずる段丘の崖は大部分砂礫より成るものが多い、從つて別名

砂礫段丘 (*Schotterterrasse*) と稱するのであつて氣候段丘に多い形式である (第 76 圖)。

ロ) 段丘の配列

段丘形成の原因は

前述の如く地盤の昇降と氣候の變化によるものであるが、地盤上昇が一度行はれば一段の河段丘を生ずる。故に段丘の數によつて地殻上昇又は氣候變化の回数を知り、その高さによつて運動量を計算することが出来る。但し河道は常に水平的に屈曲する。故に河の一方側のみに段丘が残つても必ずしも他方側に



第 81 圖 廣瀬川の河段丘 (岩石段丘) 1:75,000



第 82 圖 信濃川河段丘を臨む
上圖 遠望—頸城山脈と河段丘の關係 下圖 近望—河丘を構成する砂礫層とその基盤をなす第三紀層

のみである。

東京附近に於ては桂川の段丘が標式的なものとして有名である(第 80 圖)。岩石段丘で大規模で高さの高いのは仙臺の廣瀬川(第 81 圖)砂礫段丘で大きなのは信濃川であらう(第 82 圖)。

e) 先行及び表生河流

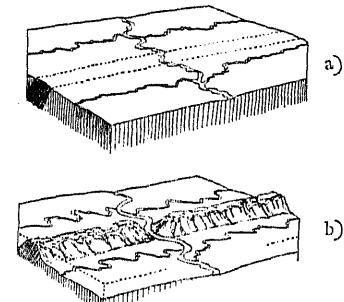
(イ) 先行河流 一般に河流の流れる方向と地形の傾斜方向とは一致すべき筈のものである。所が或る場合には河流は土地の高みを横切つて一方の低所より他の低所へ流れる事があり、極端な場合には一つの山脈を横断して流れるものがある。この様な谷を横谷(Transversal valley)と稱す。昔は横谷の説明に當り山稜が出來て後河が之を横断した様に考へた爲説明が頗る困難であったが、今日では此の如き河は土地隆起前から存在したもので地盤運動が河の侵蝕力に比して遅かつた爲隆起に伴つて河は下方に侵蝕して元の流路を維持してゐるものと考へられてゐる。此の如き河を先行河流(Antecedent river)と名づける(第 83 圖)。

先行性河谷がその横谷部に於ける地盤の隆起に基くものであることは屢々、河段丘の高さからも研究され、時としては舊谷底の堆積物を追跡する事によつて實證されることもある。

實例 大規模な先行河流の實例は支那揚子江の三峡に見られる。即ち巴蜀盆地・湖廣低地間の楚

實例 河段丘は地形上重要なものであるが五萬分之一地形圖には充分には現れない場合が多い。

我國に於ては最近地盤運動が頻繁であつたため河段丘の實例は多い。但し最も立派に發達してゐるのは中央日本で九州及び四國に於ては發育遙かに劣り、中國及び近畿地方に於ても局部的發達を見る



第 83 圖 横谷が先行河流であること説明する
a) 隆起前 b) 隆起後

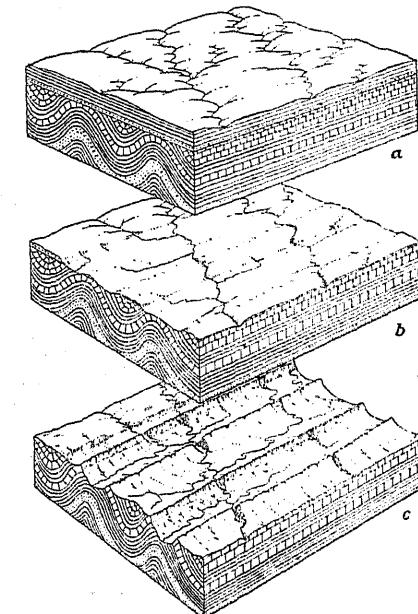
西山地は高さ 500 乃至 1000m であるが、之を横断して流れれる揚子江は比較的近代に行はれた地盤運動に抵抗して侵蝕した先行河流で、この地に米倉・巫山・鳳箱の三峡を造る。

辻付助教授に依れば天龍川は信州飯田より下流に於て著しき先行性を以て赤石山脈を横断し、木曾川も亦美濃中津川より下流に於て先行性峡谷を形成してゐるといふ。

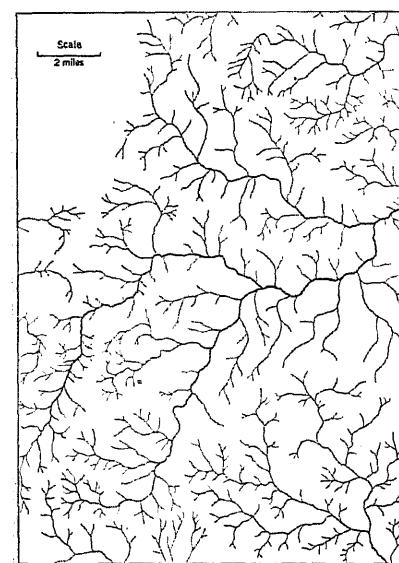
(ロ) 積載(又は表生河流)河流 表生河流(Superposed river)といふのは屢々、先行河流と非常に類似した形態を有し而も原因の全く異なるものである。今ある構造を有する古い地層の上に不整合に新しい堆積層が略々水平に近く横はりその上を河が流れてゐるとする。河の侵蝕が進めば當然河底は古い累層に迄到達し更にそれを堀り下げて行く爲、新しい地層が全部侵蝕され盡して了つた後の河流の位置は古い累層の構造に全く無関係であり、舊侵蝕面即ち不整合面の起伏によつては先行河流と類似した地形を造るものである(第 84 圖)。

f) 地質構造と水系

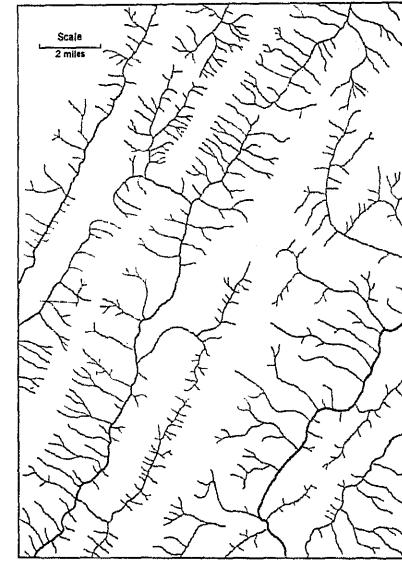
地質構造に支配されてゐる河流は第 85 圖に見る如く水系に方向性



第 84 圖 表生河流の生成

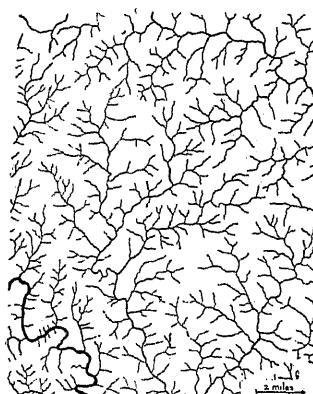


第 85 圖 地質構造に關係なき水流型



第 86 圖 地質構造に支配された水流型

があるが、均質な地質上の河は支流の方向は著しく多種で全體として樹枝状の模様を呈する。例へば第 85 圖の如きはこの後者に屬するものであるが第 86 圖の如きは明かに地質構造に支配されたことを示す。此の如く直角型状をなす場合は斷層線谷



第 87 圖 樹枝狀水系

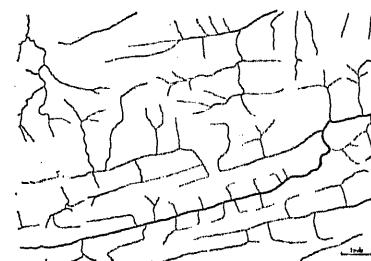
であるか或は褶曲軸に沿ふ水流型の場合である。

次に参考のため水流網型の分類を戴せて置こう。¹⁾

水流網型の分類

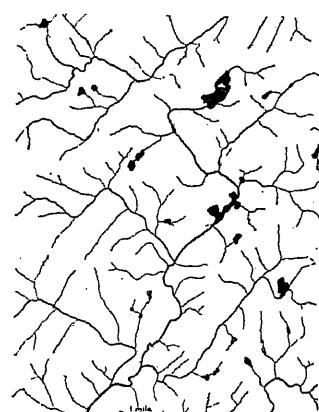
水系の型式は地表面の傾斜・岩石の抵抗等の諸要素によつて定まるが、この外に原地質構造・地殻運動にも左右されるものであつて、一水系の流路網は結局これらの諸要素の総合的結果の表現と見る事が出来る。

樹枝状水系 (Dendritic drainage) 樹枝状水系といふのは支流は本流に、更に分流は支流に色々な角度で流れ込む河である。



第 88 圖 格子狀水系

元來インセクエントであつて、コンセクエントの様に見えるのもも純粹な意味のコンセクエントではない。樹枝状水系の發達する地質條件は水の侵蝕に對する岩石の抵抗力が均等であることである。例へば比較的軟質な平面層、花崗岩の様な深成岩が廣面積に亘つて露出してゐる場合等であり、結局地質の影響の最も少ないことが條件の中に數へられる。地表の傾斜が流路を支配してコンセクエントの傾向を帶びて來ると水系は次第に樹枝状ではなくなり、又は著しい弱帶があつてサブセクエント河の發達を促すやうな地方にも樹枝状水系は見られない(第 87 圖)。



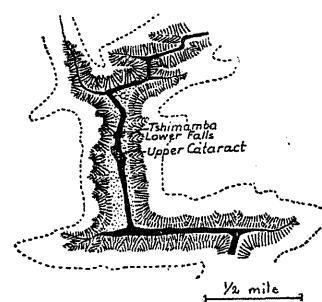
第 89 圖 直角狀水系

格子状水系 (Trellis drainage) この形式に屬する河流は主流に並行した支流が顯著に發達し、而もその様な支流は良く延びてゐる事である。一般に本流と支流との合流角は直角に近い。尤も河流の一部に偶々このやうな部分があつたからと云つて格子状水系と呼ぶことは出來ないので、本來のものは並行性を支配するやうな地質構造に基くものである。元來格子状水系はサブセクエント河がオブセクント又はレセクエント河で結ばれて出來上るものであるから、硬軟交互の地層が傾斜して露出してゐる褶曲山地には例が多い。北米ア巴拉チヤ山地の實例等はその好例である(第 88 圖)。

1) E. R. Zernitz: Drainage patterns and their Significance. Journal of Geology, Vol. 40 No. 6, 1932

直角状水系 (Rectangular drainage)

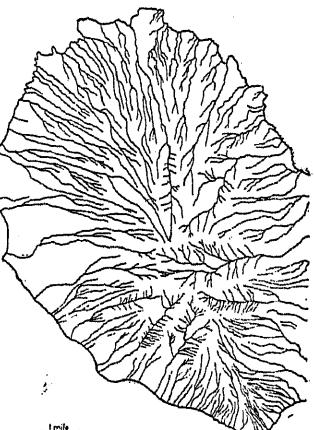
この水系の特徴は本流支流共に直角に近い顯著な屈曲を見せることである。格子状水系と異なる點は彼に見る程並行性は著しくなく、且つ支流の延び方が鮮かでない點である。節理・斷層の支配を多く蒙つてゐる(第 89 圖)。南ノオルウェイのフィヨルド海岸地方では斷層や節理が谷の配列を支配してゐることは著しいもので、從つて直角状水系も到る所に見られる。第 89 圖はアフリカのザンベジ河の實例で玄武岩中の割れ目が其の方向を支配してゐる(第 90 圖)。



第 90 圖

放射状水系 (Radial drainage)

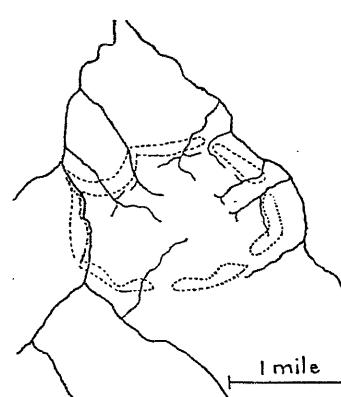
車の軸のやうに中央から四方に放射してゐる水系を指すのであつて、ドオム状地形に於ては先行性の河以外のコンセクエント河は皆この型のものである。從つて火山錐に生ずる水流は先づ最も典型的なもので、ハワイ・東印度諸島・日本等の火山地方に好例を見る(第 91 圖)。



第 91 圖 放射状水系

環状水系 (Annular drainage) 環状水系とは其の名の示す如く多少とも圓弧状の流路の集りで、ドオム状背斜山地の解析の初期に於て見る事が出来る。解析の一番初めはコンセクエント河をなして略放射状に配列して居るが、侵蝕が多少進んで來ると軟弱な地層が環状に露はれて來る爲その部分に沿ひサブセクントな支流が發生し、次第に頭部侵蝕を進め有力なものは他のサブセクント河を集め

る。結局コンセクエント河のあるものも下流を他所のサブセクエント河に横取りされて行く爲、深く山體に刻み込んでゐたコンセクエント河以外は支流を奪はれる(第 92 圖)。



第 92 圖 環狀水系の始まり

並行状水系 (Parallel drainage)

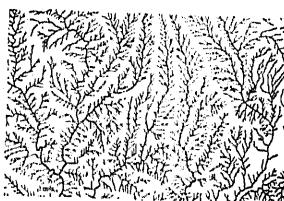
相當廣い面積に亘つて澤山の河川が略並行に流れてゐる場合を並行状水系と稱する。これはその地域が相當急斜面であるが、氷河堆石列・並行褶曲・並行斷層等何か並行的要素に支配されてゐるのである。新しい傾動海岸平野・氷河渠・若い谷の側壁・斷層崖等に於ては、河流又は溪谷は著しく斜面の影響を受けて成因上コンセクエントな並行性水系を示す。フィンランド北部の侵蝕された傾動海岸平野は、傾動と氷蝕との兩原因により並行性がよく顯はれてゐる。北米アスパラキヤの褶曲山地には澤山のサブセクエントな並行状水系が存在する。併し乍ら之



第93図 並行水系

は大きく見ると格子状水系の一部とも考へられる性質のものである。一體格子状水系に属する場合には並行といふのは一つの河の支流間に就ての話であるが、並行状水系で並行と呼ぶ場合には全く連絡なく海に注ぐ流路間の並行状態を指す場合が多い。並行状水系は又並行断層の断層帶に沿ひサブセクメントに発達する(第93図)。

樹枝状水系の變型 上述六種の水系は典型的なもの分類であるが、この外に當然變型乃至は中間性のものが澤山ある。最も多いのは樹枝状水系の變型である。例へば模様は樹枝状ではあるが分類上コンセクトである爲純粹の樹枝状水系と區別せねばならぬものがある。地形が比較的單純な斜面である場合には等間隔な並行線の河を生じ、更に澤山の細流は傾斜に支配されて鋭角の方向からこれらに流れ込む爲に鳥の羽の様な水系を生ずる。即ち羽毛状水系(Pinnate drainage)である(第94図)。



第94図 羽毛状水系

次に準樹枝状水系(Subdendritic drainage)とは第95図の如きもので元來の主流はコンセクトであるが、支流が水平に分岐してゐる間に均質な地質に出遇ひこゝに樹枝状水系を刻んでゐる。汎濫平野及び三角洲の水系も亦特徴あるもので迂曲した流れそれからの連續・沼澤地・三日月湖が交



第95図 準樹枝狀水系

連絡して交流状(Anastomotic)な水系を作る(第96図)。ミシシッピ河の汎濫及び三角洲は其好例であり、フロリダ地方の若い海岸平野にも屢々見られる交流状水系は樹枝状水系發達の一過程に在るものと見る事が出来る。

格子状水系の變型 並行断層の發達した地方では断層面に沿ひ侵蝕が進む。断層作用によつて硬岩と軟岩と相接觸する時は軟岩は當然侵蝕されて低地となり断層に原因する格子状水系を現出する。

直角状水系の變型 断層又は節理で支配された流路

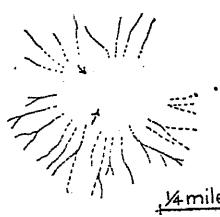


第96図 交流状水系

は必ずしも直角に交はつてはゐない。Hobbs氏の研究によると断層や節理の流路に及ぼす影響は以外に大きなもので、現在の地形學者はこれらの構造面の價値に對する認識が兎角不足になり勝ちである。交差する断層系・節理系は流路に限りなき變化を與へはするが、普遍的な方向・交流角を以て急曲した水系を現出する。之を角状水系型(Angulate pattern)と呼ぶ(第97図)。

放射状水系の變型 放射状水系の變型として求心状水系(Centripetal drainage)がある。噴火口カルデラ・盆地等にある型で分類上コンセクトである。好例はジャバの火山に

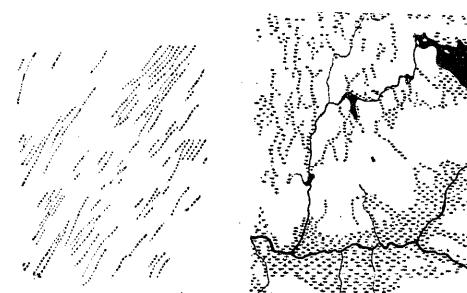
見られるが、中央アジアのタリム盆地に流れ込む河川も大規模な求心状水系の例である(第98図)。



第98図 求心状水系

並行状水系の變型 大體同一方向に流れではゐるが並行といふ程顯著な並行性を有してはゐないものを準並平行状水系(Subparallel drainage)と呼ぶことにする。傾斜面の支配を受けてゐることは當然で大起伏の地方では並行的乃至準並行の分流が多い。この外に氷河積物・堆石丘に支配されて

この型式を探つてゐる場合は尠くない(第99図)。



第100図 特種な並行状水系

第101図 氷河性不規則水系

ハンガリイのブタベスト・西

アフリカの或地方では河が現れ

ては消え、又延長上に現れて而も全體が並行した群をしてゐる稀らしい例がある(第100図)。これらの地系は水の滲透し易い黃土層又は砂地で風成の平行凹地に沿つて河が流れるのであるが、地下水位の低い部分では地下にかくれ高い所では再び地表に出現するのである。

不規則的又は複雑な水系 不規則的な水系は氷河

作用を受けた地方に殊更に多い。この様な地方では土地の一般的起伏と水系とは殆んど無關係で、河は谷らしい谷の中を流れてゐない。從つて排水が悪くて湖水・沼澤に富む。氷河以前の地形は氷河堆石類で埋没されて下の地質構造と無關係な新らしい流水系統が刻み始められてゐるのである(第101図)。

3) 山の地形

a) 幼年期地形

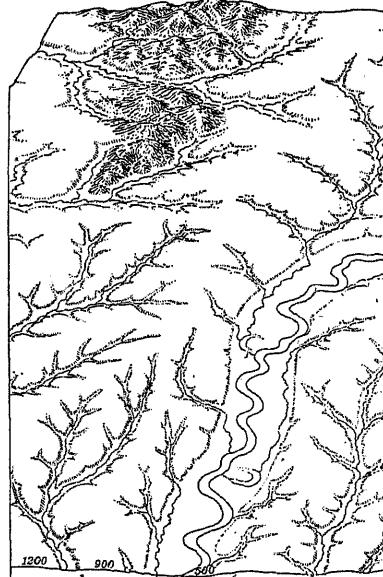
原地形は出現と同時に侵蝕を受け殆めて間もなく幼年期に入る。侵蝕の初期に刻まれる谷は必從河である(第102図)。準平原面が隆起して新な侵蝕輪廻に移つた場合に於ては幼年期の谷の谷壁と高原面との境界は極めて明瞭であり、一般に谷壁の傾斜は頗る急で侵蝕力は旺盛である爲谷底には堆積により平地を作つてゐる暇はなく、谷の横断面はV字形をなしてゐる。谷と谷との間には一般に高原性の臺地が残つてゐる(第103図)。

實例 早幼年期地形は中國地方の一部に發達してゐる。備後油木附近に於ては準平原面は400—500mの高度の位置によく保存され高梁川は300m以上の深さの谷を刻む。

晚幼年期地形の例は飛彈山脈から北流する黒部川・天龍川中流・木曾川等中央日本に専くない。

平頂の峯 晚幼年期から早壯年期に至る過渡期では、往々にして急峻な山嶺群の頂に於て原表面を其儘残して居るところがある(第104圖(a))。

此の如きことは一寸ありそうにも思はれるが、一度準平面になつたものが隆起して侵蝕を始め



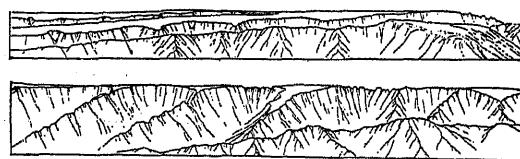
第102圖 残丘 (Monadnock)
を有する準平原



第103圖 幼年期地形 谷は侵蝕が激しく
峡谷 (Kerbtal) をなし、谷底と平頂部との境界
は極めて明瞭である

たといふ觀念から見れば當然のことであつて、此の如き大山脈の高山群内に於て所謂平頂峯 (Flat-topped crest) を發見したのは、1903年 Carnegie の中央亞細亞探險隊員の一人として天山の一部を Davis が通過した際であつて、12000~13000呎の高所にある平頂峯を幾つかを觀察することが出來たといふ(第104圖(b))。

我が國の實例としては紀州の大臺原山に於て顯著の平頂峯を見出しが出来る。之は明かに準平原の遺物であつて第105圖に示す如く 1500m の高地よりなる文字通りの山顛が一大臺地を形成してゐる。



第104圖(b) 天山 Bural-Bas-Tan
Davis の發見せる平頂峯

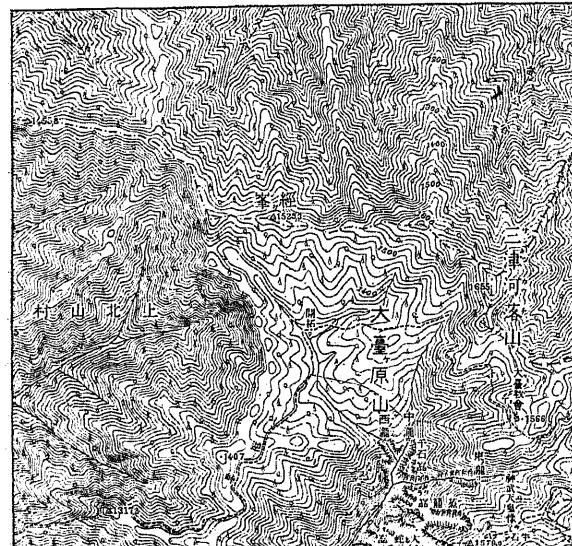


第104圖(a) 晚幼年期より早壯年期への過度期に
於ける平頂峯

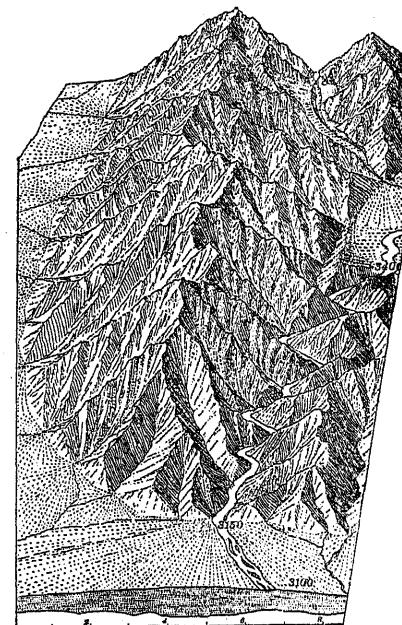
b) 壮年期地形

壯年期地形に於ては原地形面は消失して山頂は尖り起伏は大きい。但しこの尖峰の山頂

を連ねて所謂切峰面を作つて見ると略々平坦な原地形を覗ひ得る場合もある。

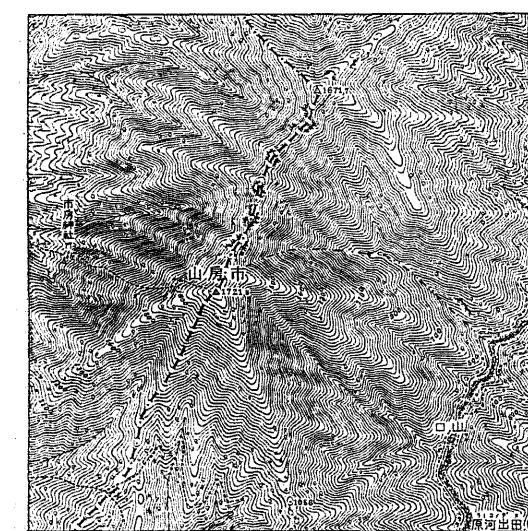


第105圖 大臺ヶ原の準平原遺物 1:75,000



第106圖 壮年期地形

この時期の地形にあつては最大傾斜線は谷底から山頂迄連續的な曲線を示し、河谷の縦断面即ち河の傾斜は供給された土砂及び水量を運搬するに必要且つ充分な平衡状態の曲線(一般に拋物線を描く)を示す。満壯年期にあつては谷は著しく分枝して而も深く地形は錯雜して來る。谷系の間に挟まれた山稜は鋸くない。三つ以上の澤はその上方に於て一つの尖峰を挟む(第106圖)。



第107圖 九州市房山の満壯年期地形 1:75,000

所謂日本アルプスの名で呼ばれてゐる飛彈山脈・赤石山脈の諸峯は大起伏の壯年期地形を示してゐるが、水蝕の外に多少の氷蝕を伴ひ飛彈山脈では露岩が著しい(第107圖)。

切峰面 或る山脈に於て地形は充分壯年期に開析されてゐるが、峰部の高さが略々同様で頂部の分布で大體に於て一つの面を形成するやうに見える場合が多い。Penk¹⁾は最初の高さの分布の如何に拘らず、長い侵蝕後には高さが漸次

1) Penk, Die Gipfelflur der Alpen., A Sitz.-Ber. Preus. Akad. Wiss., 1919.

均等化して行く傾向があるものと考へたが後に切峰面 (*Gipfelflur*) の説を發表した。

切峰面とは適當な方法に依つて山頂の高度分布の状況を表示せんとする面をいふものである。今或る山地の地形圖上を適當な間隔の（例へば 4km）網目を描き、この目の中に入る地形の最高點を一つ宛採つて、今度はその高さの分布を表示するやうな等高線を描いた時生ずる一つの空想的な面が即ち切峰面である。

若し侵蝕前の準平原面が山頂によつて示される場合には該面と切峰面とは一致すべきである。併し山頂が果して原面を代表するものかは頗る疑問である。唯例へば中央日本の如き充分壯年期に入つた山地に於てすら各所に平頂の存在を認め得る點から見ると、山頂低下の量は以外に渺いものであるかも知れない。故に渺くとも原面に略平行な面と考へるならば切峰面の方法は原地形を推定する有力な手懸りとなることは否まれない。

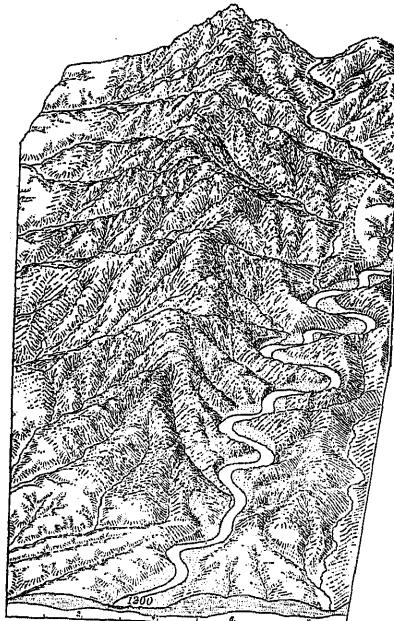
c) 晚壯年期及び老年期地形

曾て大起伏を有せる壯年期山地も侵蝕を受けて尖峰は次第に圓頂と化し所謂晚壯年期に入るが（第108圖），この起伏の規模も更に小さくなれば老年期と稱せられる從順な地形を示すに至る。即ち山は次第に丘陵と化し河は侵蝕力を失ふ。斯くて遂に地形の終形なる準平原となるのである（第101圖）。準平原は高度から云へば海面上高からぬ所に横はるに相違ないが、一般に廣大な面積を有すべき性質のものであるから其の中央部では數百米の高さに及び得る。老年期の少起伏山地の例は長門國小郡の附近に見られる。

4) 堆積地形

a) 崖錐 主として物理的風化の產物たる岩屑（Debris）は山の斜面に轉落堆積し一種の圓錐状地形を形成する。之を崖錐（Talus, *Schuttkegel*, *Cône de débris*）と呼ぶ（第109圖）。崖錐は斷崖の麓下に傾斜の急變部をつくるので地形的に判然としてゐる場合が多い。

崖錐の傾斜角度は岩屑の安息角を示してゐるもので



第108圖 晚壯年期地形

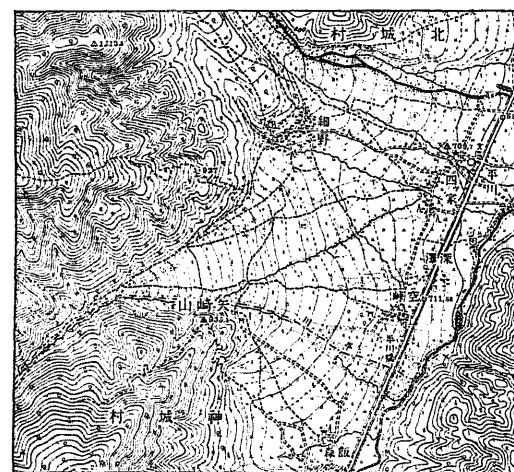


第109圖 典型的崖錐

あるが、岩屑同志の間の空隙も多く從つて風化も速い爲不安定なもので常に下方に匐行せんとする傾向を有してゐる。特に谷川に於けるが如くその足下を水流で洗はれてゐる場合にはこの傾向は著しい。崖錐の傾斜角度は普通 30° 前後で岩質が硬堅である程傾斜は急で頁岩の場合は最も緩である。含水の多い場合には乾燥したものに比べると一般に勾配が緩である（第二部第三章第6節の項参照）。

b) 扇状地 川が急に山中の谷を離れて本流又は平野に

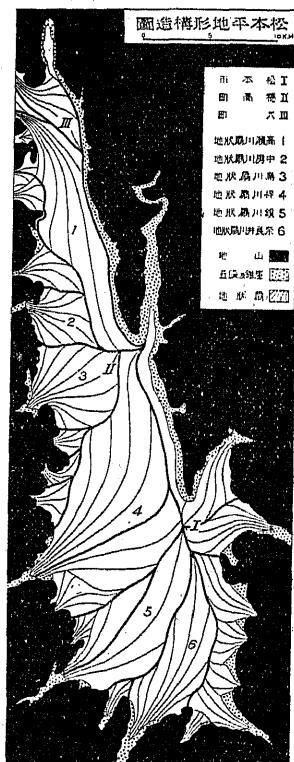
移る部分に於ては、其の谷底の傾斜が急に減じた結果として今迄



1 : 50,000 第111圖 飛彈山脈前面の扇状地の一例
(網目状の荒河)

運搬して來た土砂は大部分こゝに遺棄堆積する爲、谷の出口には傾斜の頗る緩い扁平圓錐堆積地形をつくる。之を扇状地又は冲積扇（Alluvial fan, Alluvial Fächer, Cône alluvial）と呼ぶ（第110圖）。

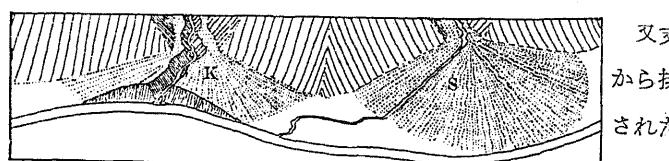
河流は其の上の最大傾斜の部分を選んで暴河（Wild brook, Wildbach）の状をなして流れ、河床には堆積が



第112圖 飛彈山脈前面松本平に於ける扇状地群の發達

常に行はれるから河流は砂礫で構成された中洲の間に挿まれ、網状路を呈する（第111圖）。

本邦に於て扇状地の特に顯著な發達を見せてゐるのは中部地方で、信州松本平に於ては飛彈山脈より發する梓川、高瀬川其の他の川が松本平に接する部分に大小多數の扇状地が見られる（第112圖）。



第113圖 本流による侵蝕される扇状地
(山崩の原因)

又支流から排出された扇状地が本流のため

削り取られる場合は山崩れを伴ふことが多い。本邦に於ては此の松本平の奥姫川沿岸に於て屢々見られる所である(蒲原附近)(第113圖)。

c) 三角洲 河が海又は湖に流れ込む所に於ては流速が急に減する爲、運搬物を全部放棄沈積して海中又は湖中に突出した三角洲(Delta)をつくる(第114圖)。三角洲は大海に注ぐ河口に出来る事もあるが、一般に灣とか湖とかの波の弱い且海流の強くない所で河口の前面の海底傾斜が緩慢な部分にはよく發達し得る。上流からの土砂供給の充分なる事、堆積期間の永い事は大きな三角洲を作る

條件として數へられる。又三角洲は單に河流の吐出土砂以外に河流中の膠質物(Bodenkolloid)が海水に出會し凝結固結し沈澱し堆積層をなす事もある(第二部第七章第20節の項参照)。

之等の條件が良ければ三角洲成長の速度は頗る大で、例へば北米ミシシッピ河は毎年4億噸の物質を運搬しその三角洲は毎年100mも前方に進出すると云はれてゐる。イタリイのPisaは中世に於ける良港であつたがArno河の三角洲の進出により今は河口から15kmも奥にある。

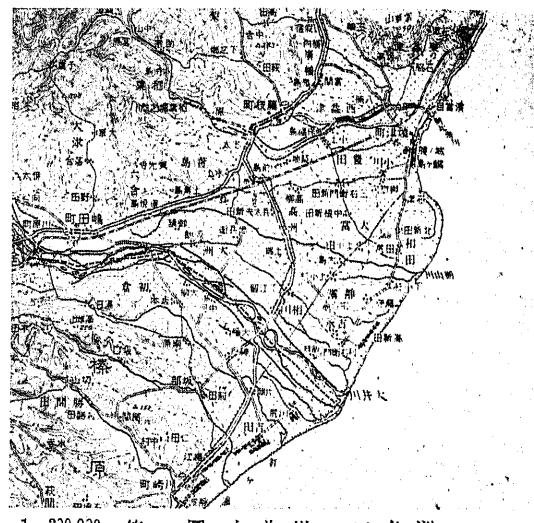
三角洲の型態及び構造 三角洲の型態の標式的なものはギリシャ文字△(Delta)に似た三角形をなす爲にこの名がある。併しこのやうな規則正しい型態のものはむしろ稀で、或るものは單に河口を満たしてゐるに過ぎない程度の可成り狭長なものもある。而して三角洲を形成する河一本の河道で海又は湖にそゝぐ事もあるが、屢々五指を擴げた如く亂流すること扇状地の場合と同様である(第115圖)。



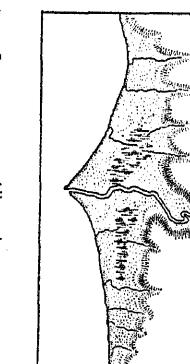
1:75,000 第115圖 富士川三角洲の亂流

三角洲海岸を大別すれば次の三種に分つことが出来る。

- (i) 尖三角洲 (Cuspate delta) (第116圖)
- (ii) 分裂三角洲 (Lobate delta) (第117圖)
- (iii) 彎曲三角洲 (Arcuate delta) (第118圖)



1:820,000 第114圖 大井川の三角洲



第116圖 尖三角洲
(Tiber河)

但し、分裂三角洲は漸次變曲三角洲に移るものである(第119圖)。

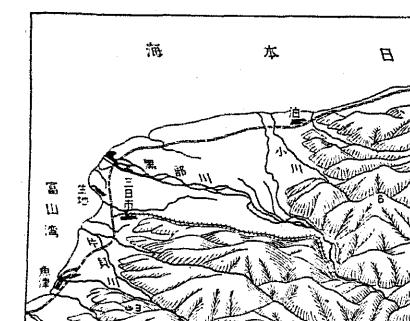
本邦で三角洲の最も大規模なのは大井川・富士川・黒部川等である。大井川は尖角三角洲の型態を稍帶びてゐる(第114圖)。

黒部川は彎曲三角洲と云つても良いであらう(第120圖)。我が國では



第117圖 分裂三角洲
(Mississippi河)

は第117圖の如き分裂三角洲は見當らない。



第118圖 彎曲三角洲
(Niger河)



第119圖 Thun湖に見られる三角洲
(分裂三角洲より彎曲三角洲への過程)



第120圖 黒部川の三角洲

砂丘 砂丘は海岸砂丘(Coastal dune, Strand-dünen)と内陸砂丘(Inland dune, Binnen-od. Inlandsdünen)大別されるが、本邦のものは専ら前者に属する。尤も第三紀層の如き軟弱な地層(主として砂岩)の廣域に發達してゐる平原又は丘陵地とか、幅の廣い谷

等には往々内地砂丘に屬するものが見られる。例へば房總・三浦半島地方とかである。

砂丘の形狀 海岸地方に普通に見る砂丘は横砂丘(Querdünen)で卓越風の方向に直角に砂丘が並んでゐる。之に反して砂漠地方には風の方向に並走する縦砂丘(Längsdünen)が多い(第121圖)。前者では

前後の勾配が著しく異り、外側即ち向風側の傾斜は $3^{\circ} \sim 10^{\circ}$ であるに對し、内側では $25^{\circ} \sim 30^{\circ}$ である(第123圖)。縦砂丘では左右の勾配は略等しい。

砂丘の中で最も奇妙な形態をなしてゐるものはバルカン(Barchan)と稱せられる内陸砂丘である。これは横砂丘と縦砂丘との混成したもので弓形・新月形又は馬蹄形をなし風上に緩斜面の凸面向けてゐる。凹面は風下に向つて急傾斜を示してゐる。バルカンの起原に關しては議論が一定してゐないが砂丘の風



第121圖 砂漠の砂丘

蔭に起る渦動によると説明する人もある(第122図)。

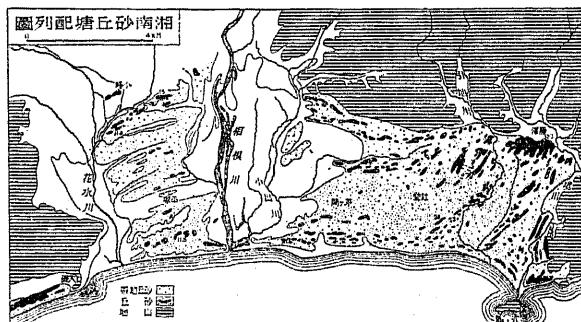
砂丘の成長 砂丘の成長状態を砂の量について観察すれば次の3種となる(第123図)。

A. 砂の量が少しも増減なき場合には正規の発達状態を示す。

B. 砂の量が漸次増加する場合には砂丘の前進は遅れ次第に高さを増す。

C. 砂の量が漸次減少する場合には砂丘の前進は速いが高さを減少する。

以上は風が一定の方向から等風速を以て吹いてゐる場合の事で、風の方向が變はれば勿論形状も異なる。

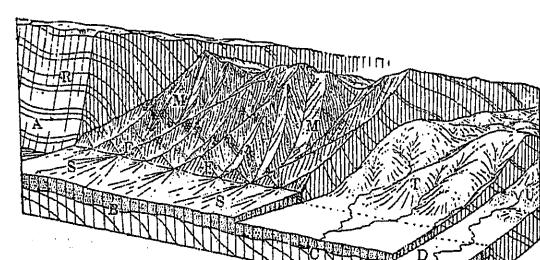


風力が減退するに従つて砂丘の成長も漸次終息することは勿論であるが、風力が再び増加するに従ひ再び生長を始める。此の如き場合往々にして風の向方に砂丘が重なり合つて並ぶ。之を連砂丘 (Reihendünen) といふ。

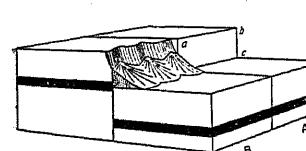
實例 本邦には砂漠がないから勿論殆ど海岸砂丘ばかりである。最も手近な所で湘南一帯から海岸を國府津附近まで砂丘地が續いてゐる(第124図)。九十九里濱にある砂丘列は上陸した沿海洲もあるが砂濱の中で風のために出來た純粹の砂丘が渺くない。又日本海岸でも山陰・北陸にかけて砂丘列があるが、その一部分は沈降海岸に生じた砂嘴又は砂州の内側の潟が乾涸したまゝではあるが、又斯くして生じた砂地の中にも純粹の砂丘が渺くない。

5) 断層地形

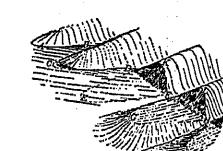
a) **断層崖** 断層の陥込みが地表に現はれてゐる時は断層崖 (Fault scarp, Bruchstufe) と稱する比較的直線的な急崖となる。併し乍ら断層崖は何回となく繰返された断層運動の結果であることが多いから、断層面は侵蝕開析された状態に在る(第125図)。



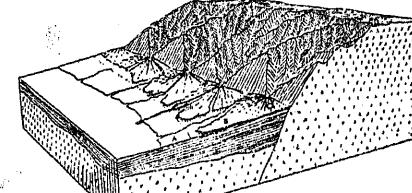
第125図 断層崖の開析過程(左一右)



第126図 断層崖錐



第127図 拍車形丘阜地



第128図 六甲山南側の断層崖
末端切面と扇状地の發達

比較的に短時間で生じた断層崖は急な傾斜を保ち断層面も生々しいが、このやうな断層崖にはあまり高いものはない。

断層崖に見られる地形に次の如きものがある。

(イ) **断層崖錐** 断層崖の下盤部には断層面からの風化作用の物産たる岩屑が堆積して扇状の地形を作る。之を断層崖錐 (Fault scarp fan, Bruchstufeschuttkegel) といふ(第126図)。

第129図 比良山傾動地塊

前面の断層崖断層
崖下には扇状地
がよく發達してゐる

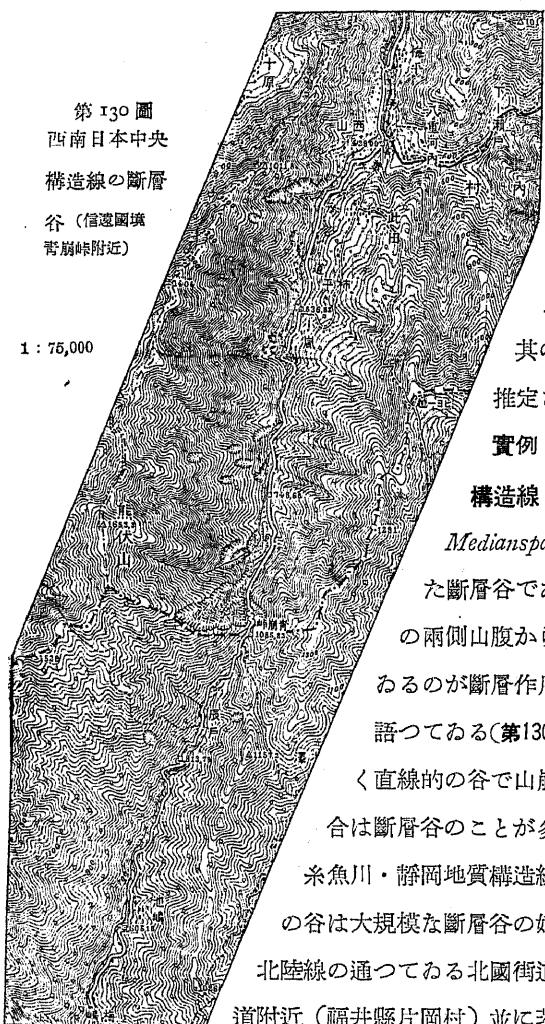


(ロ) 拍車形丘阜地 断層崖に出来た澤の侵蝕作用と崖錐の堆積作用とは相殺して断層崖下に拍車形丘阜地を生ずる(第127図)。

(ハ) 末端切面 これは断層崖に見られる重要な地形である。

断層崖の急斜面には之に直角にV字形断面を有つ小さい澤が侵蝕彫刻されるが、兩澤の間には直線状の山稜が並行に並びその末端には断層面が三角形の急斜面となつて残る。これを末端切面 (Terminal face) と呼ぶのである(第128図)。

實例 本邦の典型的實例として比良傾動地塊断層崖を擧げることが出来る。この地形は比良山に昇



るとよく認めることが出来る。又四國の石槌山脈・中部の飛彈山脈は大断層崖を形成してゐる。(第129圖)。

b) 断層谷 断層に沿つて生じた谷を断層谷 (Fault valley, Bruchtal) と呼ぶ。

この種の谷は可なり直線状をなすから地形圖上で判定し得る場合が多い。地形圖を一目見て其の地方に一般に断層線は断層谷の走る方向から推定される。

實例 信濃と遠江の國境の青崩峠は西南日本の中央構造線 (Grosse Medianpalte) に沿ふ

た断層谷である。断層谷の兩側山腹から山崩れしてゐるのが断層作用の影響を物語つてゐる(第130圖)。此の如く直線的の谷で山崩れを伴ふ場合は断層谷のことが多い。例へば糸魚川・諏岡地質構造線に沿ふ姫川の谷は大規模な断層谷の好例である。

北陸線の通つてゐる北國街道特に柳瀬隧道附近 (福井縣片岡村) 並に茨城縣久慈郡高倉村附近では典型的な直線状断層谷が見られる(第13圖)。断層線の方向がこの断層谷によつて直ちに推定出来る (第二部第三章第6節の項参照)。此の如きは第8節河蝕地形の水流型綱の項で述べるが如く直ちに地形圖より推定出来るものである。断層谷は屢々水を堪えて断層湖 (Fault lake, Bruchsee) を作る。断層湖は傾動せる兩地塊の間に生じた三角形断面の底部即ち断層角 (Fault angle) に生ずる場合が渺くない。信州の青木湖・木崎湖の例に就て見ると、飛彈山脈の東縁には小熊山脈の地塊があり、この地塊とその東に接する第三紀層山地との間の断層部に兩湖を湛えたものであ



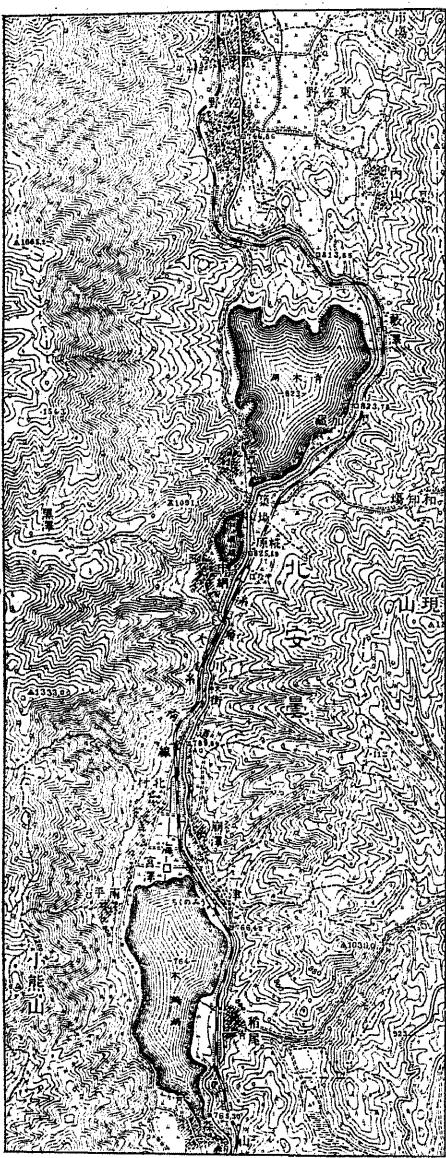
第131圖 断層谷
(茨城縣久慈郡高倉村)

る(第132圖)。

近江琵琶湖の北方に在る余吳湖の場合は矢張り断層と關係があるが、前者とは少しく異り断層盆地の一部を占めるものである。断層崖は東部の地塊の西邊に見られ、西部地塊上には當て三個の湖水があつたものと見られる (第133圖)。

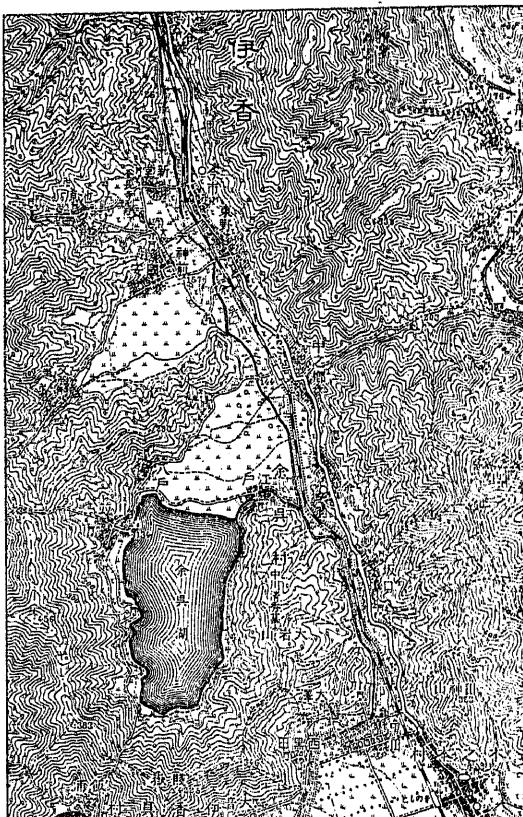
琵琶湖は我が國最大の断層湖であらう。比良断層崖に直線状に延びた湖岸と断層の末端切面とは地形圖の上でも判るが、現地に於ても大津附近にあつて北東方向を臨むと非常によくその特徴を認めることができ来る。

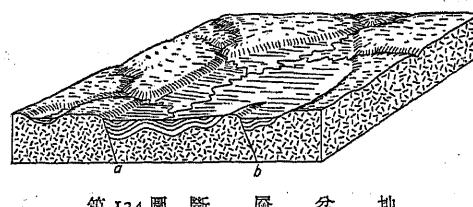
前記の余吳湖附近の断層谷とその琵琶湖と淀川とをつなぐ一系の地質構造線は 1:200,000 地形圖上で観



第132圖 信州の断層湖
(青木湖及び木崎湖)
1:75,000

察するとよく判る。第129圖の比良山傾地塊はその断層崖の一部を示すもので大津附近車窓よりその地形的特徴をよく臨むことが出来る。





第134圖 断層盆地

断層盆地 (Fault basin, *Bruchbecken*) とは第134圖に示す如く断層群に囲まれて生じた盆地である。西南日本でも丹波篠山盆地・琵琶湖盆地等がよくこの地形を現はしてゐる。中部にては秩父盆地が断層盆地である (第135圖)。其他東北日本

の中央地溝帯に属する會津盆地・米澤盆地・奥羽盆地等は何れも大規模な断層盆地である。

丹那盆地は陥落火口・噴火口・マアル或ひは又侵蝕凹地等の説があつたが、工事中筆者が現場監督をして施行したボウリング結果により断層群による桶状陥没地帯なることが判明した。一體日本には断層が多いから盆地の大部分は断層に關係あるものと推定しても大して間違ひはない (第2圖参照)。

c) 断層線崖

断層崖に外見類似してゐるが別の起源を有する地形に断層線崖 (Faultline scarp, *Bruchlinienstufe*) がある。先づ舊期の断層運動によつて變位が行はれた結果硬軟その質を異にする二種の地質が断層面を境として相接したとすると、侵蝕に對する抵抗力が異なる爲遂に硬岩層の方が侵蝕が後れて断層線に沿つて断層面を露出し地形は屹立する。之を断層線崖と呼ぶのである。即ち地中に隠されてゐた断層面が侵蝕作用により地上に露出されたのである (第136圖)。



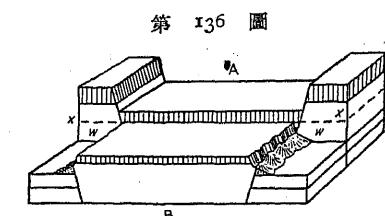
第135圖 秩父盆地 (断層盆地)

断層線崖に於てはその形態から直ちに断層の動き方を判定するのは危険であり、垂直變位量を算出することも不可能である。何となれば断層運動の結果、低下した地塊の硬層と上昇した地塊の軟層と相接すると、遂には低下した地塊の方が屹立した断層線崖を形成し、高低兩地塊の關係が断層崖の場合に逆になる場合もあるからである。

例へば (第136圖) に示すが如く (a) 地溝 (b) 地壘の開析を示すものであるが、原断層崖とは全く反対の高低を示す断層線崖となつてゐる。

d) 断層線谷

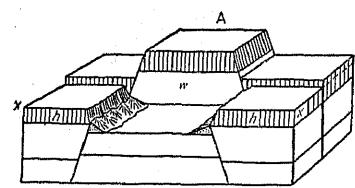
断層崖下に於ける渓谷は當初には扇状地の形成に邪魔されて断層線に沿つて流れる機會は無いが、漸次侵蝕が進むに従ひ其の一部が偶然断層面上でも觸れたならば、最早其附近の最も弱線に相當する断層線は離れられない。それは断層線に沿つて断層角礫



第136圖

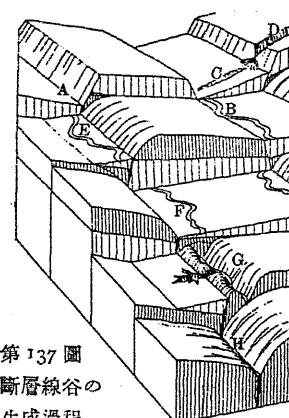
(a) 地溝の開析

A 断層作用直後 B 侵蝕作用後
×××の線まで侵蝕作用が及んだとすれば、軟岩層 W に取去られ硬岩層 h が残り断層線崖を形成し、當初の地形とは全く反対の地臺の状態を呈するに至る



(b) 地壘の開析

A 断層作用直後 B 侵蝕作用後
×××の線まで侵蝕作用が及んだとすれば、軟岩層 W は取去られ硬岩層 h が残り断層崖を形成し、當初の地形とは全く反対の地臺の状態を呈するに至る



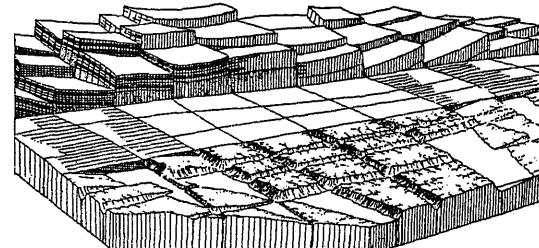
第137圖
断層線谷の生成過程

の如き軟弱な層を挿んでゐるからである。本流の兩岸から起る支流の侵蝕作用はこの軟弱帶内に進んで行く中、本流はその上流地方でその弱帶の方向へ水流を奪はれることもあり得る。此の如くして次第に河の流路は断層線に沿ひ遂に真直な谷が生ずる (第137圖)。なほ此の断層線を流路とする直線的の渓谷を断層線谷 (Fault line valley, *Bruchliniental*) といつてゐる (第138圖)。

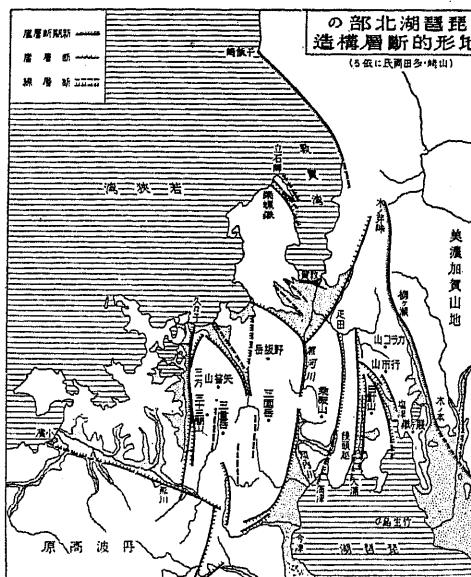
断層の起つたのは古い地質時代で現今侵蝕輪廻中の出來事でないとしても、断層線は長く弱線として永久に存在するから侵蝕の結果は第一次、二次と順次に断層線と谷を形成して行く。或る河は断

層線に沿つて頭部侵蝕で生長して行く。又断層線に沿ふ河が次から次と又他の水流を奪つて流路の延長水系の發達を續けて行くであらう。殊に起伏の小さい地域で行はれ易い。

此の如くにして直線状の流路を有する断層線谷は生ずる。樹枝状に屈曲した水系の

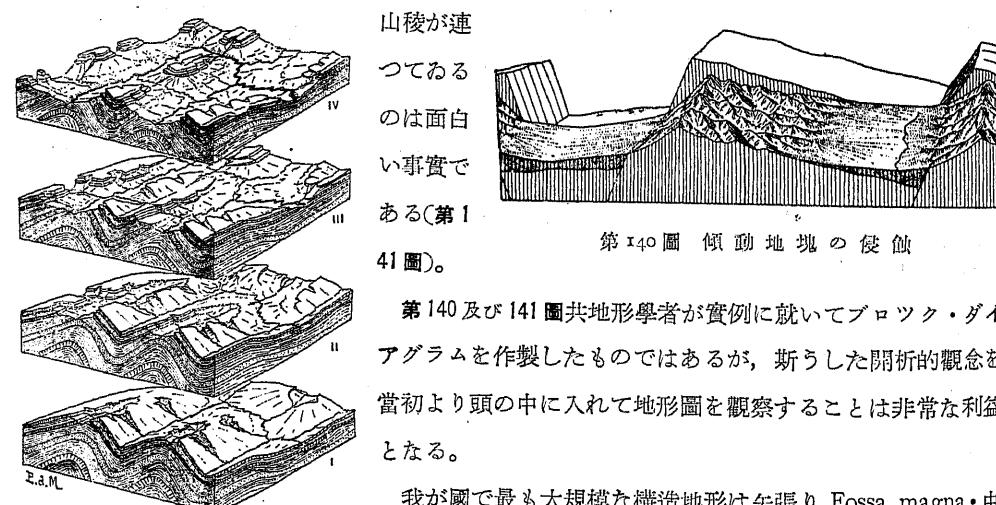


第138圖 スエーデンの断層線谷群



第139圖 本邦中央部に見られる地形的断層構造
ば地質構造も略推定することが出来る。

例へば第140圖に示すが如く傾動地塊の侵蝕地形或ひは第141圖に示すが如き褶曲山地の侵蝕地形等も地図の上で推定出来ないこともない。前者の如きは断層線に沿ふて低地が直線的に発達して居り且断層崖に相当する急斜面が残ることは判然たる推定の材料となる(第140圖)。又後者に於ては褶曲の軸に沿ふて直線的な谷が発達するが夫れが特に背斜軸の方向に生じ返つて向斜軸の方向には



第141圖 褶曲山地開析の順序

第140及び141圖共地形學者が實例に就いてプロツク・ダイアグラムを作製したものではあるが、斯うした開析的觀念を當初より頭の中に入れて地形圖を觀察することは非常な利益となる。

我が國で最も大規模な構造地形は矢張り Fossa magna・中央構造線に沿ふるものであらう。糸魚川・大町間を連ねる大斷

中にあつて特に眞直な河があつたならば大抵之を断層線谷と見て差支へない。五萬分の一地形圖で水流系だけを彩色して見て同時に二十萬分の一を對照して見ると非常によく判る。筆者は地質調査をやる前に何時でも先づこの方法で地形的に谷の發達から見た地質構造の觀察を行ふのを常としてゐる(詳細は第三章第7節f)水流型綱の分類の項参照)。

e) 構造地形 本邦で最も断層地形の發達してゐるのは中國地方でらう。二十萬分ノ一地形圖を擴げて見ると北北東の方向に走る断層線谷群と之と45度に斜交する断層線谷の發達がよく見られる。第139圖は地形學者の入れた断層構造圖である—此の如く地形圖をよく注意して見れば

層谷から赤石山傾動地塊の西邊の断層下を流れる天龍川の如きは著しい特徴を示してゐる。中央構造線に沿ふては紀州を横断する断層谷——櫛田川・紀の川・日高川等、更に四國に渡つては最もよく地形に現はれ吉野川の直線的大断層の谷から石槌山の断層崖から沈降した佐田岬の断層崖等である。又前記の琵琶湖・淀川を連ねる断層谷もその一つである。

唯我が國には大褶曲の構造地

形は餘り見られない。日本列島



第142圖 コニイデ型火山の断面(富士山)

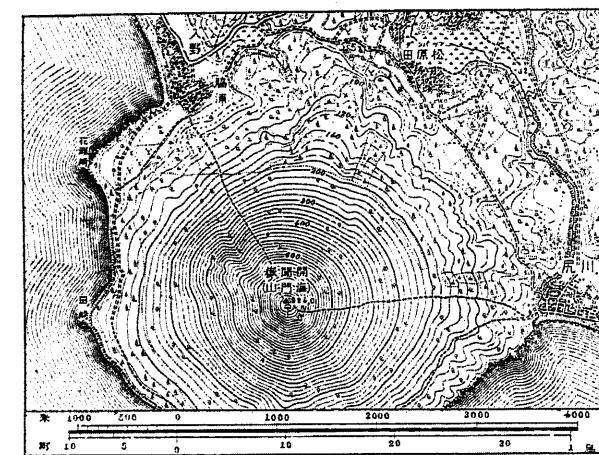
そのものが褶曲山脈の一つにすぎないから大陸の構造の如く興味あるものは尠い。

6) 火山地形

a) 火山の分類 火山は主として構成熔岩の性質によつて型態が決定される。現今一般に火山地形は次の如き Schneider の分類法を用いてゐる。

(イ) コニイデ型 (Konide typ)

コニイデ型火山は成層火山の適例で美し



1:75,000 第143圖 コニイデ型火山の地形圖
(開闢嶺)

Schneider の火山分類

古期		Perioniten
中 期	噴出相	Aspiten
		Tholoide
新 期	熔流生成物	Betenite
	熔流破碎生成物	Konide
	破碎生成物	Homate
	破碎生成物	Maar

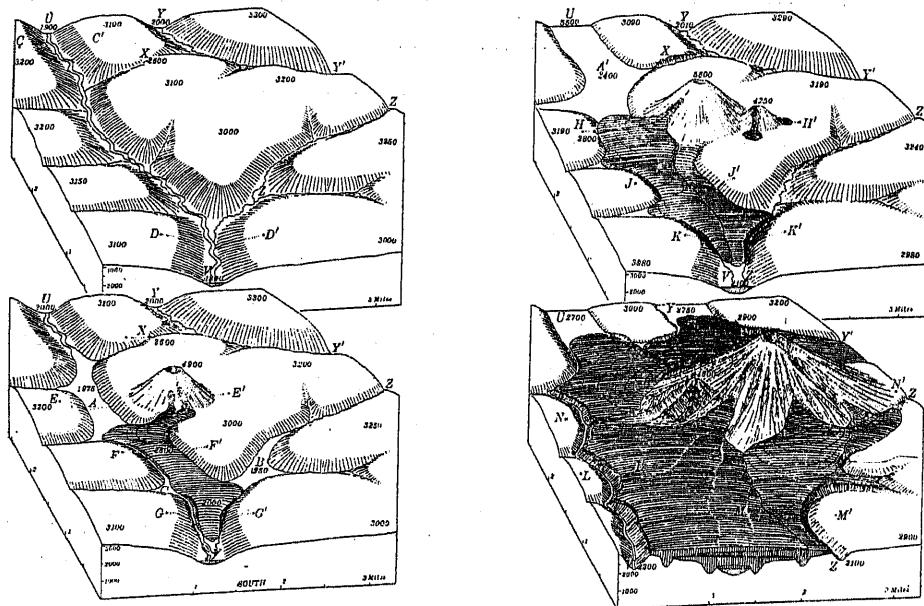
い裾野を長く引き頂上に噴火口を有する倒扇状の火山で富士はその好例である(第142圖)。地形圖で見ると等高線は丹念に同心

圓状に噴火口を取り巻き、その断面は略々對數曲線をなしてゐる(第143圖)。この火山は間もなく放射谷(Barranco)が發達して原傾斜面は次第に失はれて壯年期地形に移る(第144圖)。山頂の噴火口壁は容易に破壊されその一部が秀峰となつて殘るに過ぎない(第145及び146圖)。

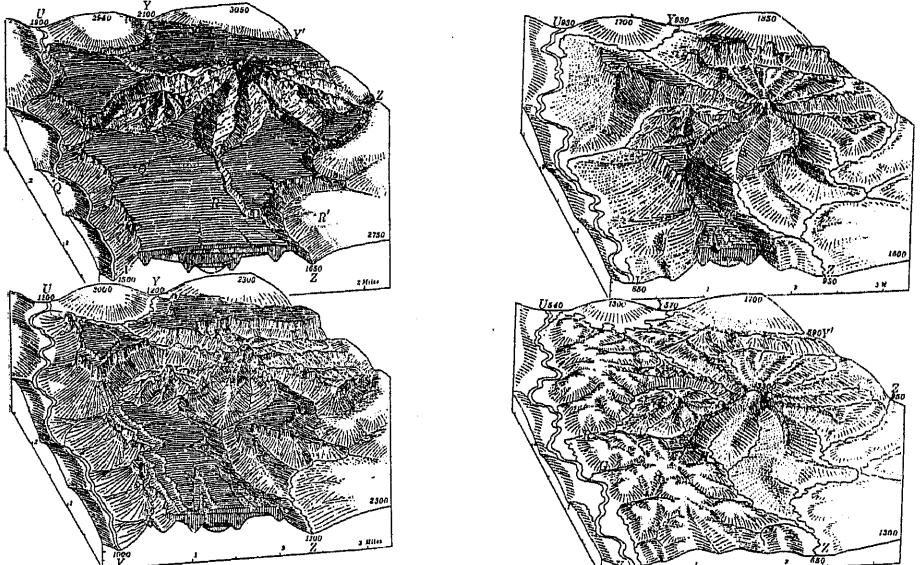
i) Schneider, Die Vulkanische Erscheinungen der Erde, Berlin, 1911



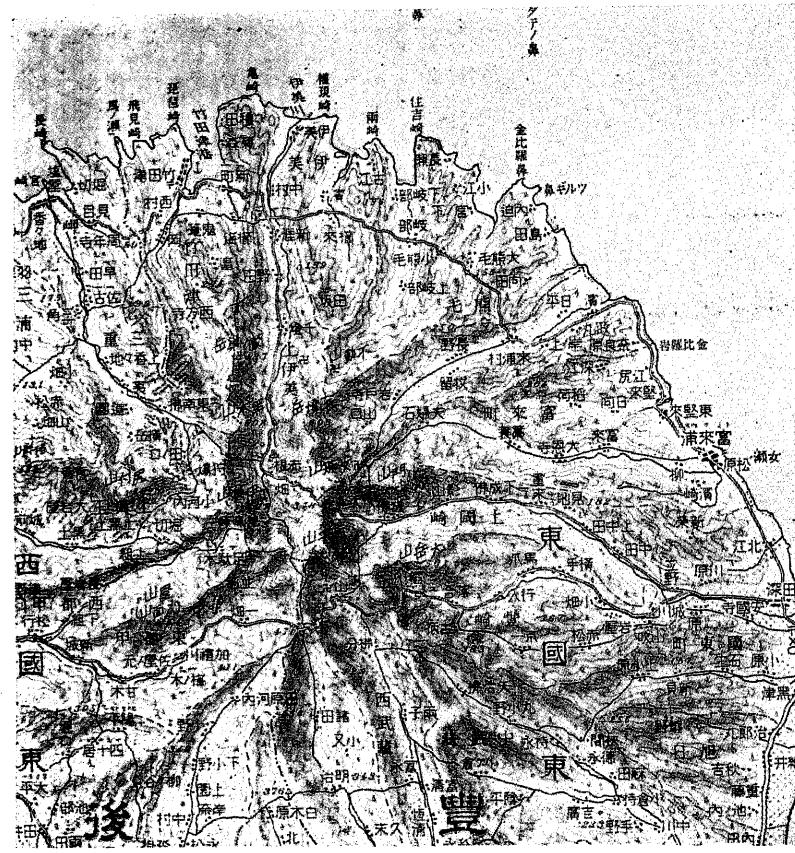
第144圖 コニイデ型火山の航空寫真
放射谷の發達状況がよく見られる(霧島火山)



第145圖 火山地形輪廻(幼年期—早壯年期)
(I) 原地形の谷間に熔岩を流しつゝ圓錐型火山を形成する
(II) 熔岩は益々流出し谷間を埋め盡してしまふと同時に第一期の火山錐は開析され第二期の火山錐が成長し始める



第146圖 火山地形輪廻(晚壯年期—老年期)
(I) 第二期の火山錐も全く開析し盡された熔岩のみが臺地として残り所謂メエサの地形となる
(II) このメエサも漸次侵蝕し盡され最後に残るのは舊火山錐の中央火山頸が残丘として残り他は準平原に近づこうとしてゐる



第147圖 開析されたる火山錐(國東半島) 1:300,000

濃の霧ヶ峯は侵蝕されたアスピイテであらう(第148圖)。

(ハ) トロイデ型(Tholoide type)

ヘルメット型乃至は鐘状の塊状火山で底部に比して丈が

高い。従つて傾斜は35°以上にも及びその側面は外部に丸く彎曲してゐる。箱根の中央火口丘である二子山や駒ヶ嶽・中國の三瓶山・九州の由布・鶴見の火山群・山陰の大江高山(第149圖)等はこの類である(第150圖)。一般に鹽基性熔岩は粘性小さく従つてよく熔流し所謂アスピイテ型となる。然

るに酸性熔岩は粘性大であるためドオム状に凝固する即ちトロイデ型と成る、トロイデ型の著しいものを乳房山(Mammelon)と稱してゐる。又熔岩ドオム(Lava dome,

第148圖 アスピイテ(Mauna-Loa, Hawaii)

1147

927

第149圖 トロイデ(Puy de Sarcouy)

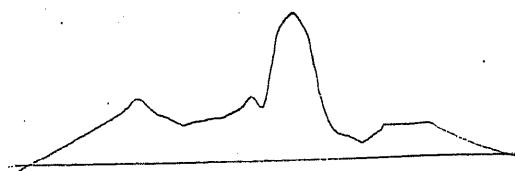
927

コニイデ型火山としては富士・櫻島・開聞岳等この幼年期地形を示してゐる(第145圖)。八ヶ岳・榛名等は壯年期開析に入りかけて居り(第146圖)愛鷹・箱根・双子山(國東半島)は壯年期に在る(第147圖)。

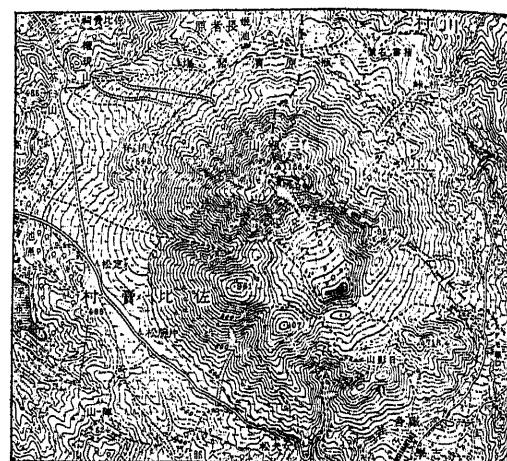
(ロ) アスピイテ型(Aspite type) 流動性熔岩からなる爲傾斜は10°に及ばない。噴出に際しては爆發を伴はなかつた爲頂上部の火口も陥落に結果せるものが多い。日本のアスピイテは濟州島の火山島で、羽後の月山・信

Kuppe, Dôme de lave)と記載してあることもある。又は主として破碎物の堆積で中間に熔岩をも挟んでゐるが大部分前者である。従つて山腹の傾斜はこの破碎物の安息角に相當する譯である。

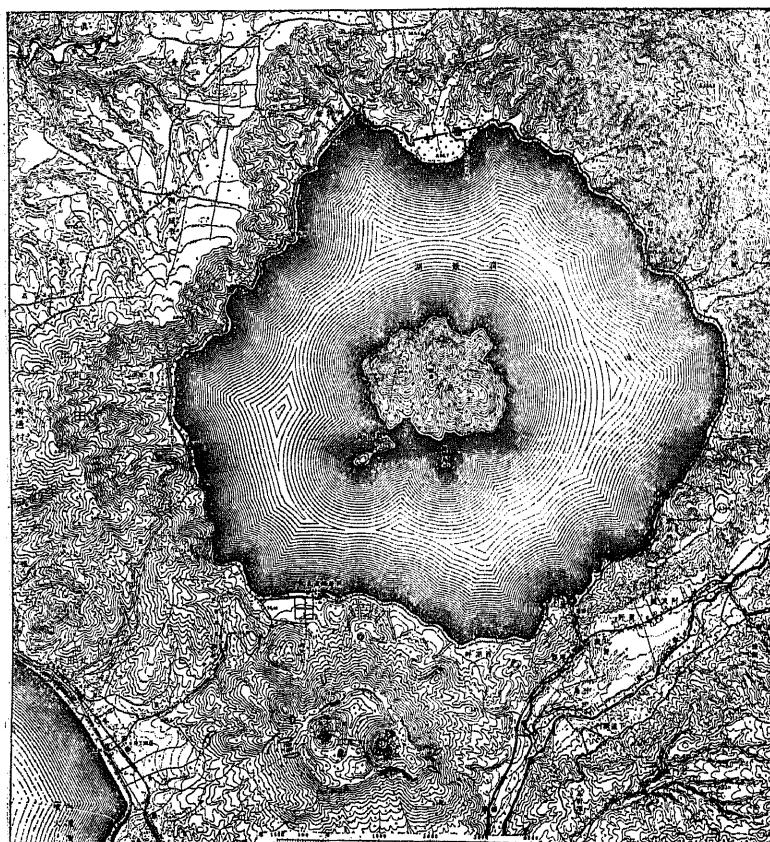
(=) ベロニイテ型 (Belonite type) 極めて流動に乏しい熔岩が押し上げられて生じた尖峯で我國には純粹なこの型のものはないが淺間離山はこれに近い(第151圖)。



第151圖 ベロニイテ (Mt. Pelée)



第150圖 トロイデ式火山 三瓶山 1:75,000



第152圖 北海道洞爺湖のカルデラ湖 1:100,000

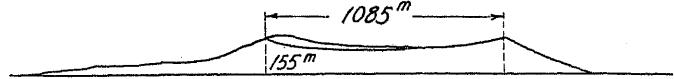
(ホ)カルデラ
(Caldera) コニイ
デ型火山で熔岩が
多量流出した爲地
下に空洞を生じ陥
没すると阿蘇・箱
根の如く外輪山の
直徑が非常に大き
なものになる(第
153圖)。これがCal-
deraで、内部に他の
火山を噴出して
二重火山になつたり、
水を満えて湖
水になつたりする
事が多く。十和田
湖・田澤湖・洞爺湖
等がその典型的實
例である(第152圖)。

第三章 地面の起伏



第153圖 阿蘇火山カルデラ模型

兎に角多量の熔岩が廣大な地域に
亘つて溢流し、大熔岩臺地を作つ
たものである。



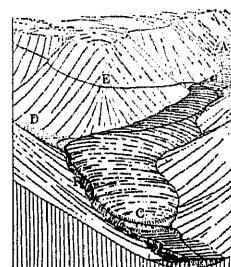
第154圖 ホマアテ (Hverfell)



第155圖 薩摩半島東南端のマアル 1:75,000

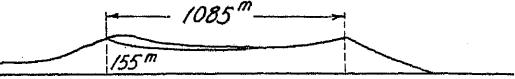
低位に在つた熔岩層が反対に周囲の土地よりも高くなつて残る事が多い。
Davisはこの現象を地形の轉換 (Inversion) と名付けた(第157圖)。

斯くして嘗つては廣區域を蔽つた熔岩臺地が開拓されて局部的に残つた
臺地を所謂メエサ (Mesa) と稱する。メエサとは西班牙語で机のことを意
味する。又メエサの小さいのを佛蘭語ではビュット (Butte) と稱する。熔
岩流は多くは垂直節理を有する爲メエサの縁邊部は急崖をなす事が多い。
本邦に於てこの例は讃岐の屋島の地形は代表的なものが見られる。この地
方に於ては讃岐岩 (Sanukite) と稱する緻密な安山岩の熔岩流が花崗岩の

第156圖 谷を埋めた
熔岩流

(ヘ) ホマアテ (Homate) 基底の面積に
比して火口の頗る大きい火山で山體を構成する
物質は全部火山拠出物である。但しこの様な火
山の實例は少ない(第154圖)。

(ト) ペディオニイテ 裂隙噴出に依るか散
在する多數の火口より出來たかは不明であるが、



(チ) マアル (Maar) 單なる爆裂火
口であつて別に熔岩は流さない。従つて
火山胎兒 (Volcanic embryo) と云はれて
ゐる。丹那盆地が餘りに圓形であるため
當初マアルだと云はれてゐたことがあつ
た。併し本當のマアルは薩摩の鰐池の如
きものであらう(第155圖)。

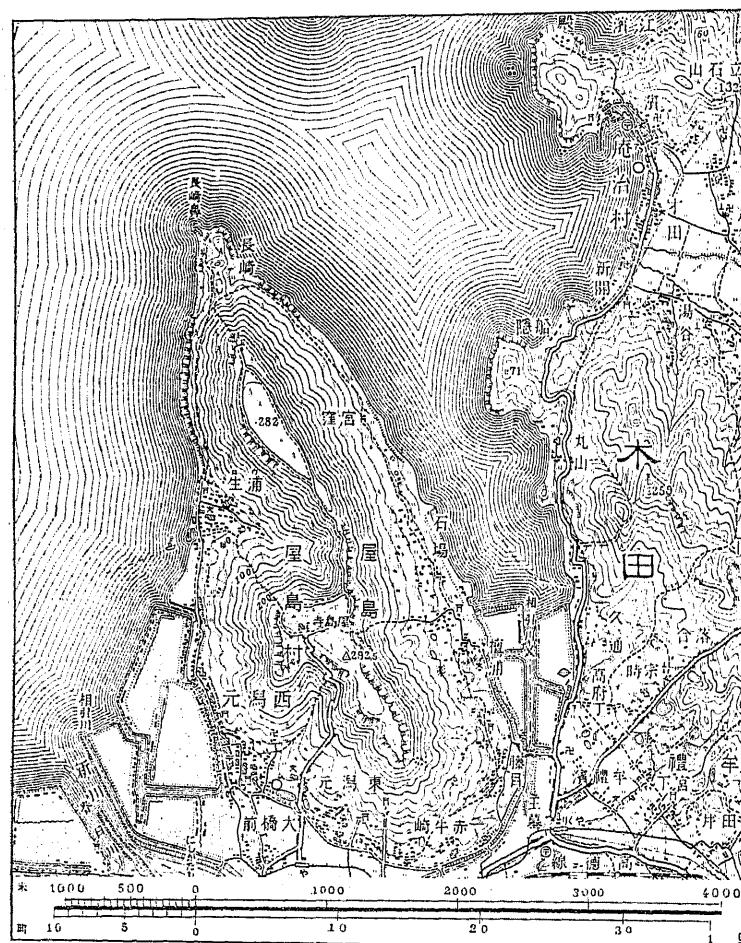
b) 熔岩流地形 流動性熔岩は
谷に沿つて非常に遠方迄流動するもの
である。阿蘇火山の東部・南部に流出した
所謂阿蘇熔岩 (灰石) と呼ばれる浮石質
の特殊な熔岩流は延岡附近迄流れてゐる
(第156圖)。熔岩層が開析される場合多く
は下底の岩石よりも侵蝕に強い爲、初め

侵蝕面上を流水侵蝕に耐えて大小のビュットとして残つたものである(第158圖)。殆んど垂直な溶岩の崖には粗い柱状節理と細い板状節理を表はし(この板状節理で剥げた一片を叩くと金属性の音を發する一種の響岩の有様を呈するため之を玄闇に下げて案内を乞ふ鐸として賣つてゐる), その下からは河床の圓礫が見出される。崖の下の稍緩やかな山腹は花崗岩の地である。

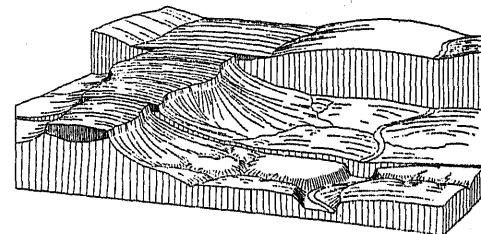
此の附近には更に高さ400mの廣い國府臺の大メエサがあり, 又高さ600mに達する象頭山は高いビュットである。之等の高さの相異は地殻變動によつて生じたものと考へられる。元は一枚の熔岩層であつたものであらうと思はれる。瀬戸内海の島では豊島が同じ地形を示して明かに屋島が嘗つてあつたやうな一部沈水したメエサであることを語るものである。

中國地方には玄武岩の熔岩流よりなるメエサ地形がある。但馬國間鍋山の鐵ヶ野はその地形自身が示す如く熔岩流の浪打つた表面をよく現はしてゐる。長門國の千石臺の西臺及び東臺等は極めて新しい熔岩流のメエサである。

九州にはメエサ地形が非常に多い。大分縣の北西部には數多あり丁度切株の様な形をしてゐるので遠望してよく之を認むることが出来る。例へば万年山



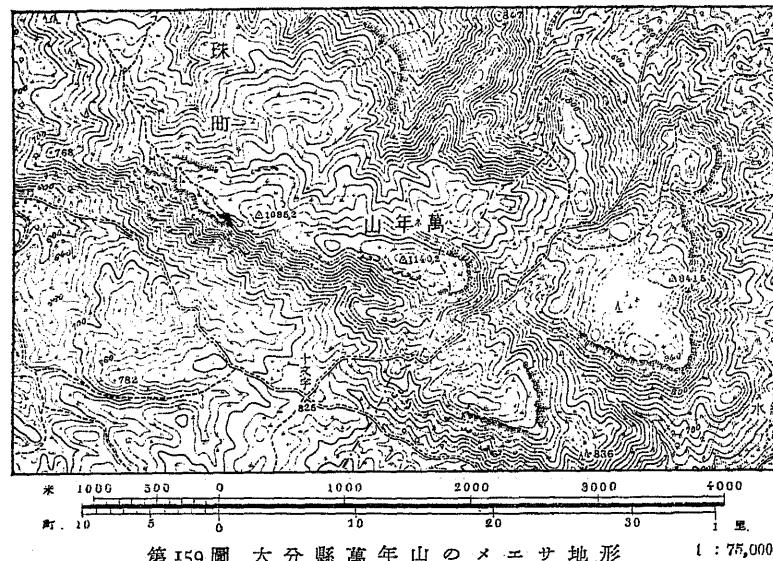
第158圖 屋島のメエサ地形



第157圖 熔岩流の保護による地形の轉換

(第159圖), 大・小岩扇山(第160圖), 切株山等は大分縣玖珠郡の森町を中心に發達してゐる。

これ等のメエサ群は最高1000mから最低500mに至る階段状地形をなしてゐるが, 之は勿論裂隙噴出による一枚の熔塔流臺地であつたものが數多の断層によつて千切られ, そ



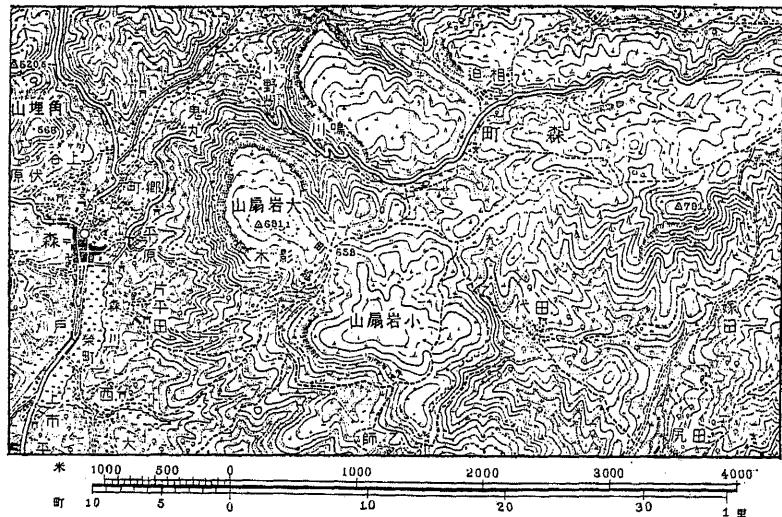
第159圖 大分縣萬年山のメエサ地形 1:75,000

の各箇が隆起又は沈降したもので夫れが更に侵蝕作用を受けメエサ又はビュットとして残つたものであらうと思はれる。

耶馬溪は大規模な熔岩台地(Lava plateau)が侵蝕されて發達した數多のメエサ群より成るもので, 下部が集塊岩であるためよくえぐれて上部の熔岩が屹立し屏風岩を形成してゐるのである。

九州の五千粒川は阿蘇熔岩の中を流れてゐるので一種特別の熔岩峡谷を形成してゐるが, 之もメエサ地形への過程を踏んでゐるものである。

メエサが漸次侵蝕され盡し準平原の中に残丘として残つたものに讃岐の飯ノ山(讃岐富士)がある。之はトロイデと區別さるべきもので熔岩圓丘(Lava cone)と稱してゐる。



第160圖 大分縣岩扇山のメエサ地形 1:75,000

第8節 氷蝕及びカルスト地形

1) 氷蝕地形

a) 氷河 氷蝕 (Glacial erosion) とは氷河による侵蝕である。氷河の研究は歐洲に於ては氷河學 (Glaciology) といふ一分科をなし、アルプス山中に研究の良い對象がある爲に可成り古くから始まつてゐるが氷河の侵蝕による地形の研究は之に遅れて始まつた。

兩極及び高山地方に於ては一年中の降雪量は夏季の融雪量を超過し、殘雪は萬年雪となつて残り次第に氷化して氷田 (Ice-field) となる。雪線 (Snow-line) の位置は主に氣温と降雪量とに支配されるが、一般には夏期に於ける 0°C の等溫線附近に存在し、赤道附近に於ては $4400\text{m} \sim 5500\text{m}$ 、極附近では海平面と一致する。

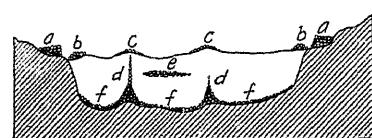
氷田の厚さが増して來ると氷雪 (これを *Névé* と稱す) は高壓力のためプラスティックになり運動を始める。加之一度流れ始めるや底部のものは岩盤との摩擦で融けて益々氷塊の運動を強める。此の如く氷塊が斜面に沿ひて運動するものを氷河 (Glacier, Gletscher,) と稱する。

氷田の發達する地方が廣い平坦面であれば氷は或る地點を中心として四方に運動し始め所謂大陸氷河又は氷蓋 (Continental glacier or Ice sheet) となり、又氷田が山地の急斜面に發生すれば氷塊の運動は一方的で多くは谷内に沿ひて流下する。之を谷氷河 (Valley glacier) と稱する。

谷氷河の長さは最少 1km 最大なものを數十 km に達するものもあるが幅は比較的狭い。谷氷河が山の斜面を運動しつゝ流下する際急に勾配の變る個所では大袈裟を數多生じ之をベルグシュルント (Bergschrund) と稱す (第163圖E)。

氷河の運動速度はアルプスで測定したのによると夏期に於て一日に $3 \sim 1.5\text{cm}$ の程度である。グリインランドの氷蓋の末端部では一日 5cm 位の速さまであるとのことである。勿論速度は中央部は兩側よりも早い、又表面部は基底部よりも速い。

氷河が運動のため伸張を受けて割目を生ずるが之をクレバッス (Crévasse) と稱す。氷河の基盤が急傾斜となつた場合氷塊が碎れて氷瀑となつて落下することがある。之をセラック (Séracs) と稱す (第163圖D)。

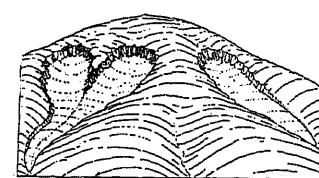


第161圖 氷碎石の種類
a b 側氷碎石 c 中央氷碎石
d e f 底氷碎石

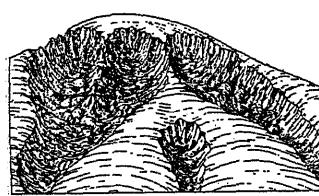
b) 氷蝕作用 氷蝕は氷自身が岩塊をもぎ取る (Plucking) 作用と、氷河の移行していく際に多量に氷の中に虜にされてゐる岩塊が谷壁を削磨する作用とに分けられる。雪線附近では岩石中に滲込んだ水が凍結して體積が

膨張する結果山は大規模に弛緩させられる。崩壊した岩塊は氷河の上に落ちて氷碎石 (Moraine, Moräne) となるのである。氷河の表面を見ると、谷の兩傾斜面からの岩屑が縁邊部に帶状に残り即ち側氷碎石 (Lateral moraine), 之が他の氷河と合流すると中央にも氷碎石の列が見られる即ち中央氷碎石 (Medial moraine)。氷河は隙縫に富んで居るものであつて、氷隙から氷底へ落ち込んだ岩塊

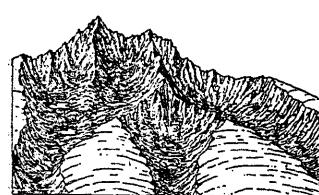
は底氷碎石 (Ground moraine) となつて谷底を磨削するに役立つ。氷河は重量が大きく固體である上に磨削の道具として多量の底氷碎石を持つてゐる爲に侵蝕力は極めて強く、その作る谷は谷底は廣く兩側の壁の傾斜は急で横断面の形は U 字形である。從つて一度氷河作用を受けた山地の地形は奇峰をなす。



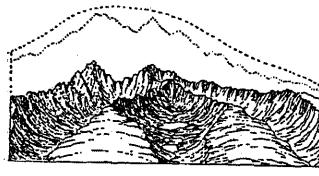
幼年期



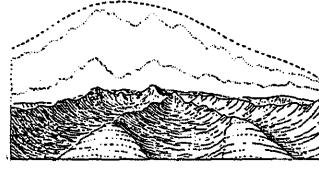
晚幼年期



壯年期



晚壯年期

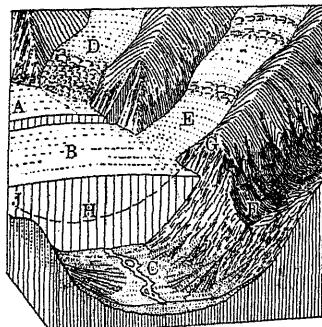


老年期

第162圖 カアル地形の發達

c) 氷蝕山形 力アル或は圈谷 (Kar, Cirque) と呼ばれる地形は氷河地形中極めて普遍的なもので圓形劇場 (Amphitheater) に類似した形をなし、一方の開いた鍋形の溝地をしてゐる。三方の壁は傾斜急で圈谷底 (Karboden) は緩傾斜で小湖を湛えてゐる事もある。地形の氷蝕輪廻はカアルの生成から始まるもので、幼年期に於てはカアルとカアルとの間には元の山の單調な面が残つてゐるが、山が四方からカアルに刻まれると山の傾斜面は次第に concave になつて銳い山稜が残りその形狀は甚しい鋸歯状を呈する。アルプス地方ではこの地形を氷蝕山稜 (Graat, Arête) と呼んでゐる。極端な場合にはこの山稜も消えてあとには尖つた峰が残る。Matterhorn はその好例である。本邦に於ては所謂日本アルプス・北海道の日高山脈の高所にはカアルの地形が見出される。日本アルプスに於けるカアルの存在を指摘して日本に嘗て氷河の存在した事を論じたのは故山崎教授である。立山・雄山・鎌ヶ岳には立派なカアルが見られ、赤石山脈・仙丈ヶ嶽のものは甲斐駒ヶ嶽の頂上から觀察する事が出来る。

氷河のため基底の岩盤が削磨された際生ずる特有の磨面を氷河搔痕 (Glacial striation) と稱す。又嘗て氷河の作用を受けた地方では岩盤は凡て滑かな丸味を帯びた波状の凹凸を示し、この表面には氷の動いた方向に搔痕を残してゐる。此の如き岩盤を羊群岩 (Roches moutonnées) と稱す。恰かも羊群の如き遠



第163圖 氷蝕懸谷
H: 氷蝕前の谷底 D: 氷河裂隙
F: 氷河消失後の懸谷

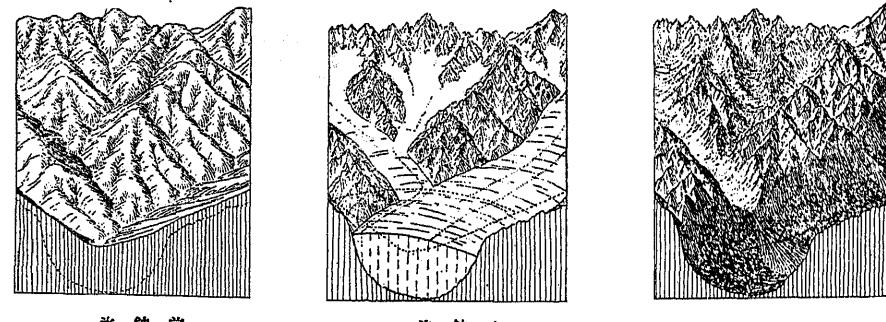
望を呈するからである。

d) 氷蝕谷形 既述の如く氷河の侵蝕力は河に比して頗る強いもので特有な氷蝕谷 (Glacial trough) を作るものである。氷蝕前の谷が氷河に依つて急激に侵蝕され、氷河消失後鋭い山稜と大きな U 字谷 (U-shaped valley) を残す有様は第164圖で見られる。氷河の本流は氷量が多く支流よりも侵蝕力が旺盛である爲に本支流の合流點は傾斜が不連續的であるから所謂不協的合流をなし懸谷 (Hanging valley) をなすものである (第163及び164圖)。懸谷部に於ては氷河は裂隙に富み (D) 氷河消失後は瀑布を形成する事が多い (F)。

氷河は河流の様に細かく屈曲して流れず多少の起伏はすぐに削磨して真直に進む傾向がある。その爲に全長は割合に短かく下流からは上流を一目に見上げられる様なものが多い。この爲に元の地形の山稜は中途から切斷されて所謂切斷山脚 (Truncated spur) をなすものである (第164圖)。

Norway 海岸に發達した懸谷 Fjord 地形は陸地の奥部へ深く侵入した狹長な灣である。兩岸の壁は急斜面をなし多くの懸谷を有し河流は瀑布となつて灣中に注ぐ。この様な地形は氷蝕山地 U 字谷の溺れ谷とも見られるが、氷河が海迄達してゐる時氷塊の厚さが非常に大であれば海面下の或る深さの所迄も氷蝕が行はれ Fjord を形成し得るものである (第二章第14圖参照)。

e) 氷蝕堆積地形 (イ) 氷河堆積 (Glacial deposit) 氷河は多量の岩屑を堆石として



第164圖 氷蝕前後の地形
U字谷の發達と鋸齒状山陵に注意

運搬するが終點に於ては之を放棄する。之を終堆石 (Terminal or end moraine) と呼ぶ。嘗て氷河の分布してゐた北歐地方等には終堆石は多量に堆積して特有な堆石景觀 (Moränenlandschaft) を

¹⁾ この場合 Moraine を特に堆石といふ。

作る。終堆石は多くは半圓形の堤防狀に堆積して屢々高さ 100m に及ぶものであり、一般に廣區域に亘つて平行な丘陵脈をなす爲に其の間の凹地に小湖水を作る事が屢々ある。氷が次第に融けて先端が漸次に後退した所では廣面積に亘つて氷河砂礫 (Till, Boulder clay) が被覆する。

尙氷河の作用を受けた地方の一特徴は地表に遠い國から運ばれて來た大小の岩塊が存在することで、これ等の岩塊を棄子石 (Erratic rock) と稱す。北獨逸平原などには遠くスカンジナビヤ半島から運ばれて來た棄子石が澤山ある。

(ロ) 融氷堆積 (Fluvio-glacial deposit) 氷河の氷が解けると流水となり多量の土砂・岩屑の類を運び出す。谷氷河の場合はそのため一種の沖積平原を生ずることがある。之をヴァレエ・トレエン (Valley train) と稱す。氷蓋の場合ではその周邊部に廣域の沖積平原を形成する。之をフロントアル・エプロン (Frontal apron) と稱す。

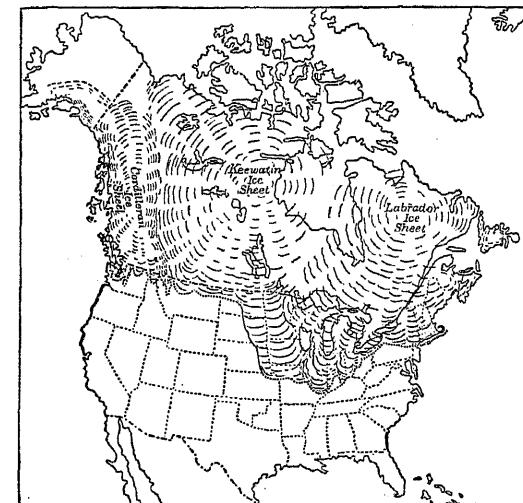
此の種の沈澱堆積物が普通の氷河のと異なる點は明かな成層を示して居り河水の堆積層と同じ性質を示してゐることが特徴である。

最後に融氷堆積物の作る特別な地形に北歐でオザアル (Osar) と稱してゐるものがある。これは氷河の移動方向に長く續く數 m 乃至數十 m の成層沈澱物 (主として砂礫層) からなる丘陵である。これは氷河底に出來た隧道狀水流の底部に於ける河流堆積物なのであつて Sweden の Upsala 地方, Finland に於て顯著な發達を見る。Ireland ではこれをエスカア (Esker) と呼んでゐる。

又融氷堆積物の一様に縞状粘土がある。之を氷縞 (Varve) と稱す。氷蓋後退後に氷下の流水が湖沼の中に粘土を運び込み靜かに沈澱したものである。

f) 氷河時代 最近の氷河時代

(Glacial age) 即ち洪積期 (又は更新世) には北米及び北歐の大半が厚い氷蓋によつて覆はれたことは、現今其の地方に發達する特有の羊群岩の地形及び氷河砂礫層並びに迷子石の存在によつて明かである (第165圖)。もつと古い地質時代にも地球上諸處に大規模なる氷河作用が行はれたことは種々の時代に搔痕を有つた岩盤の上に氷河砂礫の固まつた氷河砂礫岩 (Tillite) の見らるるによつて明かである。最も著しいのは古生代末期に相當する氷河時代の遺跡が印度・南アフリカ・オーストラリア・南米の廣くに亘つて残つて居ることである。



第165圖 氷河時代に氷蓋により覆はれた地域(北米)

g) 氷山 氷山 (Iceberg) とは大陸氷河の海に終る點即ち氷壁 (Ice barrier) から氷が破れて氷塊として海に浮んだものである。

氷山は時に甚だ大きなものがあり、稀には 100m も海面上に現はれるものがある。此の海面上に現はれたものゝ七倍位は海面下に沈んで居る。氷山の表面は多量の氷碎石が乗つて居りこれは氷山が溶融する場所で全部海底に沈積する。有名な太西洋のニューファウンドランド浅瀬 (Newfoundland Bank) は北方から流れて来る氷山が總て此邊で溶け消える爲めに其の沈積物によつて生じたものである。



第 166 圖 カルスト地形

岩鹽及び石灰岩を擧げることが出来るのであるが、前二者は其の分布が石灰岩域に及ぶ事はないので溶解によつて生ずる地形は石灰岩地に限られると考へて差支へない。

この種の地形は Dinar-Alps の Karst 地方の石灰岩地域に多いのでカルスト地形 (Karst topography) と呼ばれる(第 166 圖)。

石灰岩の割目に沿つて地下水が循環する時は、石灰岩は次第に溶解されて石灰洞 (Limestone cave) をつくり地下水道となる(第 167 圖)。之を鐘乳洞とも稱す。そのためカルスト地方では河が突然地中に潜流となつて隠れてしまふことがある。所謂盲谷 (Blind valley) はこの地下水道が原因となる。この時屢々天井部の岩石が落込んで落込み穴 (Doline or Sink-hole) をつくる。

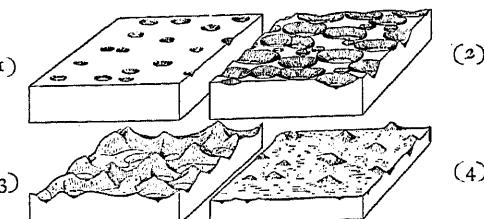
石灰岩地の地表には雨水の流れによつて澤山の平行な小溝が生ずるのが普通である。丁度これは車の轍の様な地形であるからカルレンフェルト (Karrenfeld, Champ de lapiez) とよぶ。

第 167 圖 鐘乳洞の内部
地表水又は天水 (Meteoric water) 中には CO_2 が溶けてゐるから石灰岩を溶かしその石灰分と化し CaCO_3 となつて水の中に含まれてゐる。その水が石灰洞で點滴してゐる中 CO_2 分は蒸発し Ca 分が残り方解石の結晶を作る。之が集つて石灰洞の天井から圓錐状にぶら下つたものが所謂鐘乳石 (Stalactite) でその下部に沈殿して生成したものが石筍 (Stalagmite) である。

石灰岩の溶解作用が最後まで進むと表面を赤味がかつた土で覆ふやうになる。之をテラ・ロッサ (Terra rossa) といふ。蓋し石灰岩は純粹の CaCO_3 でなく多少の不純物を含むから赤色は FeO の作用である(第二部第七章第 19 節第 750 圖参照)。

長門の秋吉台に於ては古生代末の大褶曲運動の結果厚さ數百 m の石灰岩層が水平又は緩傾斜をなしてゐる。従つて典型的なカルスト地形が發達して居り、厚東川の上流にはドライネが無数に存在する。一方台地の南方には秋芳洞を始め澤山の石灰洞が發見されてゐる。

カルスト輪廻ドライネの數が増して來ると夫等が相連りウヴァレ (Uvaledale) を形成するが、更に侵蝕が進むと各ドライネ又はウヴァレが續いて溶蝕し残された部分は山稜となる。之をコックピット (Cockpit) と稱す。又更に進んで來ると愈々準平原化して最後に低い残丘を殘した平坦地となる。それをフウム (Hoom) と稱す(第 168 圖)。因にドライネの大規模のものをポリエ (Polje) といふ。

第 168 圖 カルスト輪廻
(1) ドライネ (Doline) 時代
(2) ウヴァレ (Uvale) 時代
(3) コックピット (Cockpit) 時代
(4) フウム (Hoom) 時代

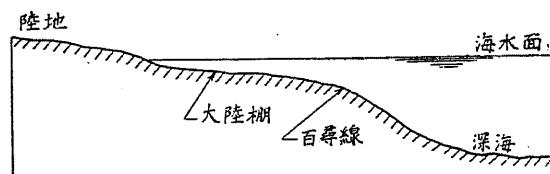
第 9 節 海 蝕 地 形

1) 海蝕作用

a) 海洋 海洋は地表面の $3/4$ の面積を占めその平均深度は 3600m に達する。海洋を二つの部分に分ち淺海又は被陸海 (Epicontinental sea) と深海又は洋盆 (Ocean basin) とする。淺海といふのは 100 尋線 (約 190m) 迄の海で所謂大陸棚 (Continental shelf) 即ち大陸が海に覆はれてゐる所であつて、深海は 100 尋以上の深さの海を總稱する(第 169 圖)。

大陸棚の部分は全海洋の 7% を占めるにすぎない。海底の地形は極めて單調で陸面の様に起伏の變化が細かくない。太平洋特に太平洋の周圍には割合に幅の狭い海溝 (深淵) が帶状に發達してゐる。

最も深いものはフィリピン Mindanao 島沖の Emden 深淵で 10790m に達す。其の外 Guam 深淵 (9814m), Philippine 深淵 (9788m), Mariana の Nero 深淵 (9636m) タスカロラ深淵 (日本沖 9435m) 等は著名

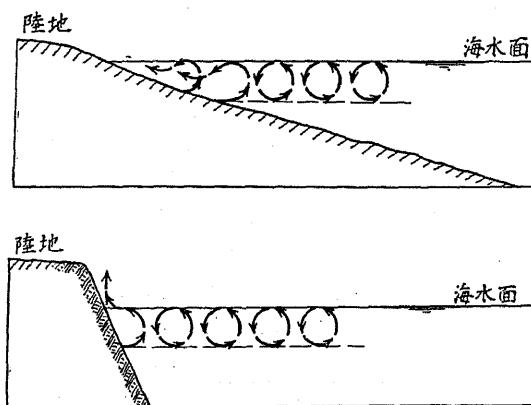


第 169 圖 海洋の断面

な海溝である。

b) 海の破壊作用

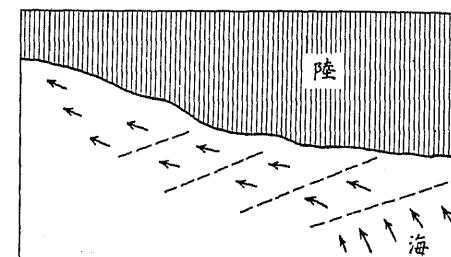
水面に起る普通の波は所謂振搖波 (Wave of oscillation) で、水の分子



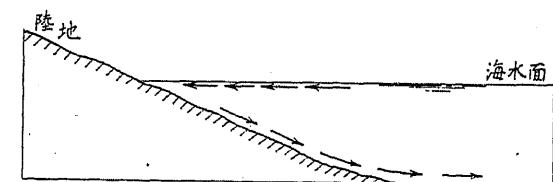
第170図 遠浅及び海崖で礫波の生ずる状態

から後からと移動波が水を岸に向けて運ぶので、水は何れか一方の方向へ掛けなければならぬ。即ちこの際には一部分の水は海岸に平行に流れを生じて沿岸流 (Coastal current) となり(第171図)、一部の水は海底に沿ひ沖の方に流れる底流(Underflow)となる(第172図)。礫波は土砂を運んで海岸に打ちつけ、底流と沿岸流とはこの土砂を運んで結局沿岸流の動く方向に運んで行くものである。

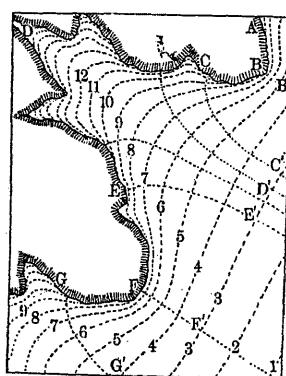
屈曲のある海岸に於て波浪が岸に近付くとその進行の平面形は屈折して波は常に海岸に直角の方向から打ち當る。波浪の屈折



第171図 沿岸流の生成



第172図 底流の生成



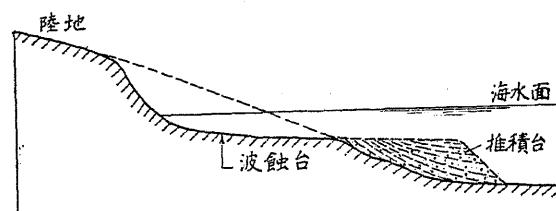
第173図 海の屈折

(Wave refraction) の結果としても運動量は岬の尖端に集中されるから、この原因によつても岬の部分は激しく海蝕されるものである(第173図)。

海の破壊作用の最も著しいものは波の侵蝕作用 (Wave-erosion, Brandung) である。波浪は大きな水平な鋸となつて絶えず陸を水平に削る結果、海岸に近い海底は常に平坦に削られて所謂波蝕台 (Wave-cut terrace) となり、削られた物質は底流に運ばれて堆積台 (Wave-built terrace) をつくり、兩者相俟つて海岸近くの海底を平坦にする。後に地盤隆起の結果この平坦臺が隆起すれば海岸段丘と

自身は前進しないで波動の進行のみを傳へるものである。水の分子が自由に振搖し得ない淺い處、即ち遠淺な海岸では波は移動波 (Wave of translation) となり水の分子が前進する波となる。此の波は礫浪 (Breaker or Surf) と呼ばれ大きな地質的作用を營むものである。勿論振搖波も断崖に打ち當る場合には上方に向つて動く移動波を起す(第170図)。

遠淺の海岸で礫浪の烈しい地方では、後



第174図 海岸の海蝕面の生成

及び176図)。

實例 江の島の辨天窟は断崖に沿ひて波蝕作用が進んだ海蝕洞窟である。又森鷗外の即興詩人にて來る琅玕洞(伊太利 Capri 島)は大規模な海蝕洞窟で、干潮時に小舟で洞窟内に入り満潮を待つてゐると入口が海面で塞がるため、日光は海水中を屈折して洞窟内に射し入むで來るので洞内が美麗な緑色の光で包まれることになるのである。

c) 進均作用及び退均作用

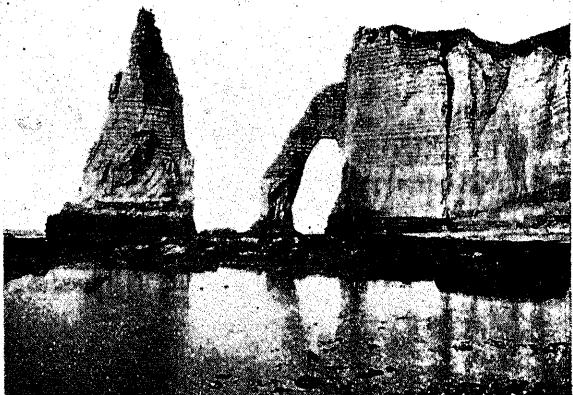
海岸には一般に二つの反対な力が作用してゐる。海蝕作用 (Marine erosion, Abrasion) は海岸の陸地を破壊して海洋線を陸方に退却させやうとする。一方陸地から注ぐ河流の供給する土砂と海蝕により運ばれた岩屑とは沿海を埋めて海岸線を海の方へ進出させやうとする。この兩作用は絶えず争闘を

続けてゐるが、結局岩屑の供給が多くて波浪の弱い海岸には堆積作用が起り、砂漬(Beach, Strand)を作り海岸には進均作用 (Progradation) が行はれる。

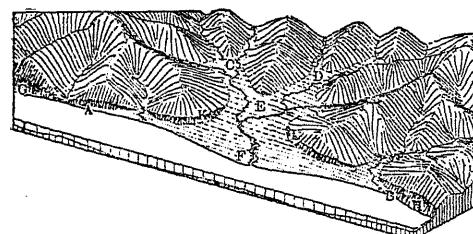
反之、外洋に突出した半島のやうな所では海蝕作用が著しくて、堆積は行はれないから陸地は専ら退均作用 (Retrogradation) を蒙る。出入りある海洋に於ては突出部は退的作用を受けて海崖 (Sea-cliff) をつくる一方に於ては湾入部は海蝕で



第175図 紀州木の本海岸の鬼ヶ城の隆起海蝕洞窟



第176図 海蝕で生じた洞門と離れ岩



第177図 海の進均及び退均作用

供給された岩屑と、河川の運搬して來た土砂とは海を埋積せんとし、結局岬の後退、灣の前進に依つて海岸は漸次に直線化する(第177圖)。

d) 砂礫の沿岸漂流 遠方からの波は段々屈折して海洋に平行にならうとするが全く平行にはならず磯波は多少斜に海岸を打つことになる。又風が特に地方的に烈しい時は磯波の線と海岸線とは一致しないことが一層甚しい。その結果として砂礫は一波毎に少しづつ岸に沿つて移動し、長い中には元の位置から余程遠方に運ばれて來る。この作用を沿岸漂流(Beach drifting, Küstenversetzung)と稱しこのため後に述べるやうに海岸線の變化の途中で諸種の著しい地形を作る。

従つて河口から吐出された物質はこの作用のため左右の海岸に廣く薄き散らされて濱を作つて海岸を所謂進均する作用をなす。

2) 海蝕地形

a) 海岸線の分類¹⁾ Johnsonは海岸線を分類して次の四種とした。

沈水海岸(Shoreline of submergence)

離水海岸(Shoreline of emergence)

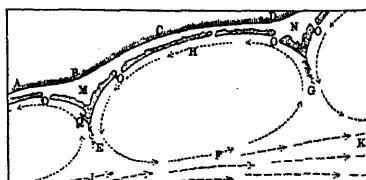
中性海岸(Neutral shoreline)

合成海岸(Compound shoreline)

沈水・離水兩海岸は海面と陸地との位置の相對的變化に基くものであり、中性海岸とは斷層海岸・三角州海岸の如く海面の位置の變化と關係のないもの、合成海岸とはこれらの中の二つの原因に基くものである。

b) 隆起海岸(Shoreline of elevation, Hebungsküste) (イ)沿海洲 海岸が隆起すると

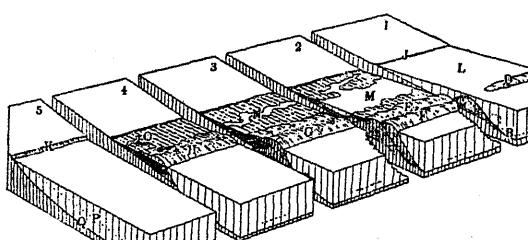
從來土砂の沈積してゐたあまり高低のない海底が水面上に現はれる爲に緩傾斜の海岸平野が出來、新海岸線も屈曲の極めて少なく海は遠淺であるのが普通である。彼つて磯波は可なり沖合で碎け海底の土砂は一部は深所に運び去られるが淺部は淺い所で打ち上げられ堆積して遂には海岸に並行した洲を作り水面上にも現はれるに至る。これ即ち沿海洲(Off-shore bar)で其の所々には切れ目(Tidal inlet)を生じて潮汐の溝干に依つて海水はこの口から出入りする。この切れ目の位置は勿論色々な條件に支配されて屢々移動するものである。就中海流にその位置を變化される事が著しい(第178圖)。



第178圖 沿岸洲及び潟と沿岸海流
A-D 海岸線 M, N 潟 O 潮流口 H 沿岸海流 J, K 海流

¹⁾ Johnson, Shore Processes and Shore Development. New York 1919.
²⁾ 離水海岸の同義語

地形學の論文にはよくこの種の地形のことをリドといふ言葉で説明してゐるが、之は伊太利の北部 Adria 海の海岸では沿岸洲がよく發達して居り之れをリド(Lido)と稱してゐることから出發してゐる。この海岸に注ぐ河の三角洲は鎌形に突出して左右はリドに連續し内側に潟を抱いてゐる。沿海洲は第179圖の如



第179圖 沿海洲の陸地への進行(右より左へ)

き経路をとつて砂丘列となる。即ち沿海洲は先づ冲に砂丘状に出來て本當の海濱との間に潟(Lagoon)を作り之は次第に沼澤地(Marsh)になる。沿海洲は一時其の幅を増加して砂濱の發達をなし砂丘をつくるが、その位置は次第に陸に移り幅を減じ之に伴つて沿海洲の外側と元の沼澤地の泥炭層が露出する事がある(第179圖)(第二部第三章第543圖参照)。

沿海洲の發達し易いのは遠淺な海岸であるから北米東南海岸の様な所にはよく發達し(Long Island の如き)、吾が國の如く海が急に深くなる所では發達し難い。唯後述するが如く臺灣の西南海岸に長大な沿岸洲を見るのみである。下總の九十九里濱の地域は沿海洲が陸地に進行し潟又は沼澤地を作りつゝある。以上の所を總括すると隆起海岸の進化は次の様になる。

幼年期……海底の隆起から沿海洲の生成迄

壯年期……沿海洲と潟の生成から消滅迄

晚壯年期……砂丘の生成、海岸線は直線となり海崖が形成される

老年期……海岸は直線的で崖下には海蝕平原を生ず

實例 隆起海岸地形を幼年期から順次擧げて見れば

幼年期 我が國では完全な沿海洲は見られない。唯一の例外として臺灣の

西南海岸に長さ 150km に亘つた長大な沿海洲が發達してゐる。北海道の北東海岸には晚幼年期とでも言ふか沿海洲が殆んど陸地に接近しその内側に數多の潟沼列を形成してゐるのが見られる(第180圖)。

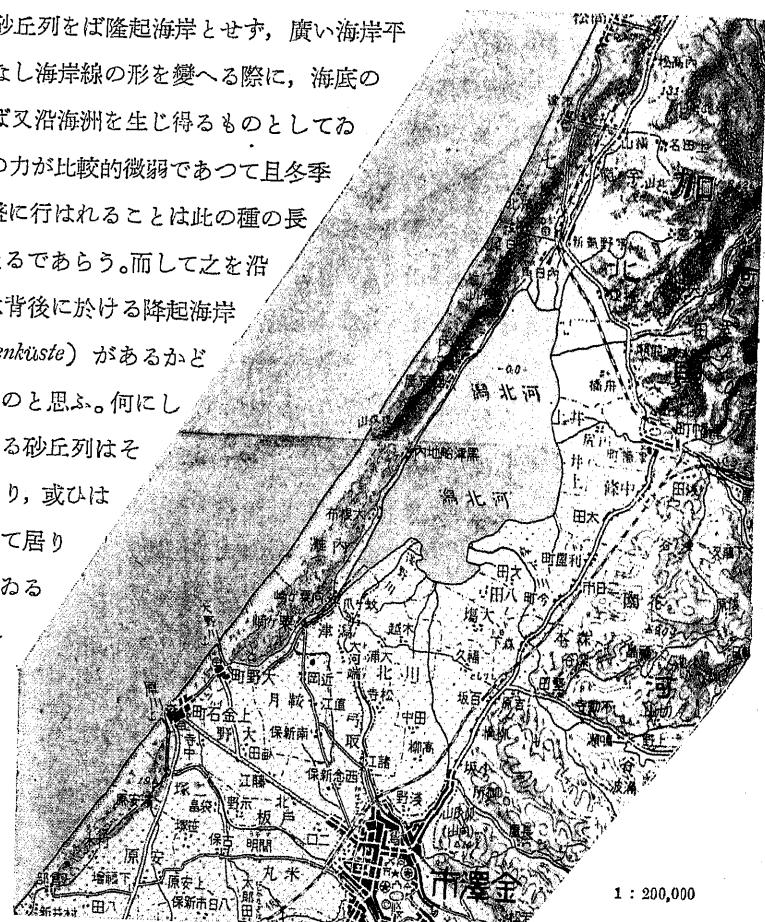


第180圖 北海道北東岸の沿海洲と潟沼

壯年期 下總の鹿島地方は武藏野の海岸平野の末端にある隆起海岸の一部と略見做してゐる。特に九十九里はこの壯年期の代表的のもので砂丘がよく發達してその内側には沿地が並んでゐる。遠洲灘に面する海岸平野の端も一部隆起した海岸の壯年期に相當する。

一體日本海々岸にも局部的ではあるが隆起海岸と思はれるやうな地形が多い。例へば金澤の河北潟の如きは海岸に砂丘列を控へた地形が隆起海岸の壯年期と考へられそうである(第181圖)，又新潟縣の新發田附近の海岸はその晚壯年期とも見做されるもので沿海洲は既に上陸して海岸砂丘列を形成してゐる。潟は既に埋めつくされてゐる平野となつてゐるが地中から泥炭が掘り出される所が多い。又鐵道の築堤も諸所で沈下してゐる(第182圖)。

¹⁾ 辻村太郎氏はこの海岸砂丘列をば隆起海岸とせず、廣い海岸平野の一部が僅かな沈降をなし海岸線の形を變へる際に、海底の傾斜が適當に緩慢であれば又沿海洲を生じ得るものとしてゐる。日本海岸に於ける波の力が比較的微弱であつて且冬季の風による沿岸の漂流が盛に行はれることは此の種の長い洲を造る重要な條件となるであらう。而して之を沿岸洲と認むべきかどうかは背後に於ける降起海岸獨特の所謂平海岸(*Flachenküste*)があるかどうかによつて區別されるものと思ふ。何にしても日本海岸に發達してゐる砂丘列はその内側に量、潟を擁して居り、或ひはその潟も埋まり平野となつて居り非常に平な海岸線を作つてゐるが、或ひはこの場合に相當してゐるかも知れない。斯うした意見は Johnson の著述にも見えて居り北米の North Carolina の海岸は最近の沈降であることを示すに拘らず沿海洲のあるのを見て之れを中性海岸の一種としてゐる。又東獨乙の Königsberg 附近に發達してゐる沿海洲もこの種のものに屬す



第181圖 隆起海岸の壯年期地形
沿海洲は陸地に迫り潟沼を形成してゐる

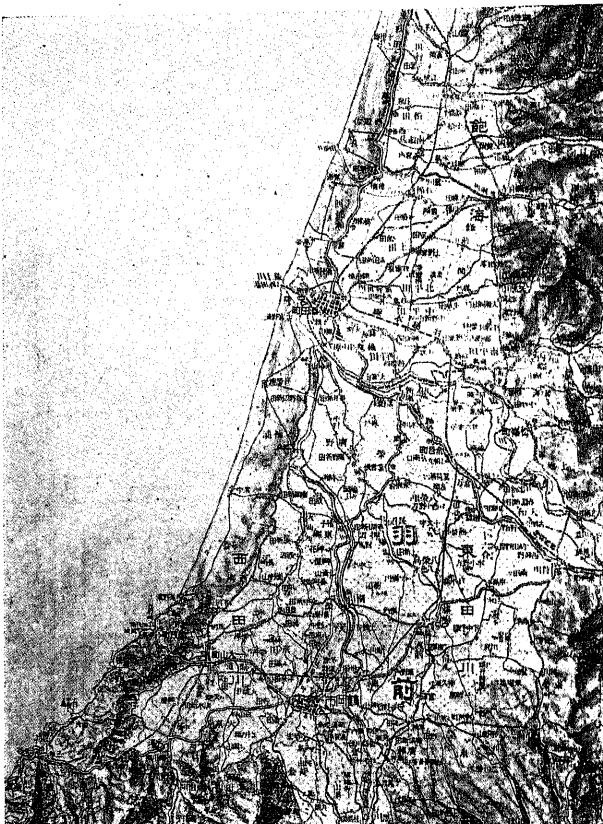
1) 辻村太郎、地形學、452頁

ものとしてゐる。

(ロ)海岸段丘 海岸に一段或は數段の海岸平野面が階段状に發達してゐることがある。之を海岸段丘(Coastal terrace, *Brandungsterrasse*, *Terrasse de côte*)と呼ぶのであつて、各面は隆起した舊海蝕臺の面である。従つて其の數と高さとは海岸隆起運動の回数と量とを示すものと考へてよい(第183圖)。

隆起海岸の中には断面の傾斜を増す増傾斜的のものと、之を減ずる減傾斜的のものとを區別することが出来る。後者に属するものは最大隆起の點が海中に存在すると考へられるもので、半島の先端に限つて發達してゐる海岸段丘は當然此のやうな性質の地盤運動の結果と考へてよい。

北海道・本州北部・四國・南日本の太平洋海岸では半島の先端に海岸段丘が發達する傾向が著しい。遠江國御前崎の高度 40m の段丘、志摩大王崎の 50m、紀伊潮岬の 80m、土佐室戸崎の 250m、足摺岬の 50m の段丘は何れも太平洋側に在り、之に對稱する日本海岸の隆起海岸は若狭湾の東方の越前崎の 100m と丹後半島の 80m の兩段丘にすぎない。唯東北地方の海岸



第182圖 隆起海岸の晚壯年期地形 1:100,000
沿海洲は上陸し潟沼は埋め盡してゐる

特に青森縣鶯澤附近及び龍飛崎に於ては三段程の海岸段丘があり、その幅は狭いが明瞭な地形を作り最高の段は 100m 位に達してゐる。蓋し隆起作用が間歇的に行はれたものであらうがこの地形は之より北方の海岸の特性となつてゐる。

北海道の沿岸は殆ど全周圍に亘つて著しい海岸平野があり、所によつては數段の段丘をなして頗る高い所まで舊海底が隆起してゐる。最近



第183圖 海岸段丘を穿つ若い谷
(Santa Monica, California)

の地質時代に間歇的隆起作用の行はれたことは東北地方と同様であらう。筆者が實地踏査で知つたのは天鹽國羽幌附近で、海拔約35mの所に海岸段丘の美しい平坦地形が發達してゐる(第184圖)。

c) 沈降海岸 (Shoreline of depression, Senkungsküste) (イ) 潟れ谷 海岸の沈降は一般に海岸線を複雑化する。即ち陸地は侵蝕を受けて小規模な起伏谷を有してゐる爲、之が沈水すると丁度等高線の通りの出入りの多い海岸線となる譯である。若し沈降した土地が壯年期の山地であつて沈下量が僅かの時は所謂溺れ谷 (Drawn valley) となつて短い灣を作る(第185圖)。

而して更に沈下量が大きくなると海面は谷の奥の方まで入り込んで、その割合に間の山稜は僅かの距離しか海水に侵されないから、この結果として極めて長い入江(Embayment, Bucht)を生ずることになり(第186圖)，而して山稜は岬 (Headland, Vorland) となる(第185及び186圖)。

豊後水道を挟んだ四國・九州の海岸、土佐灣の沿岸、九州の若松灣等其の例は尠くない。就中最も特長のあるは對馬の海岸で屈曲甚しく狹長な入江が陸地深く侵入し、所によつて兩側の入江の間には狭く低い地峽があつて漁船等は上方の灣から引上げて他の灣に移すことも容易であるといふ。

一度海岸が隆起せる後沈降の経路を取りつつあるものも専くなれる(例へば Ria de la Vigo の如し)。

(イ) 沈水海岸の同義語

沈降海岸に於ける溺れ谷の生成

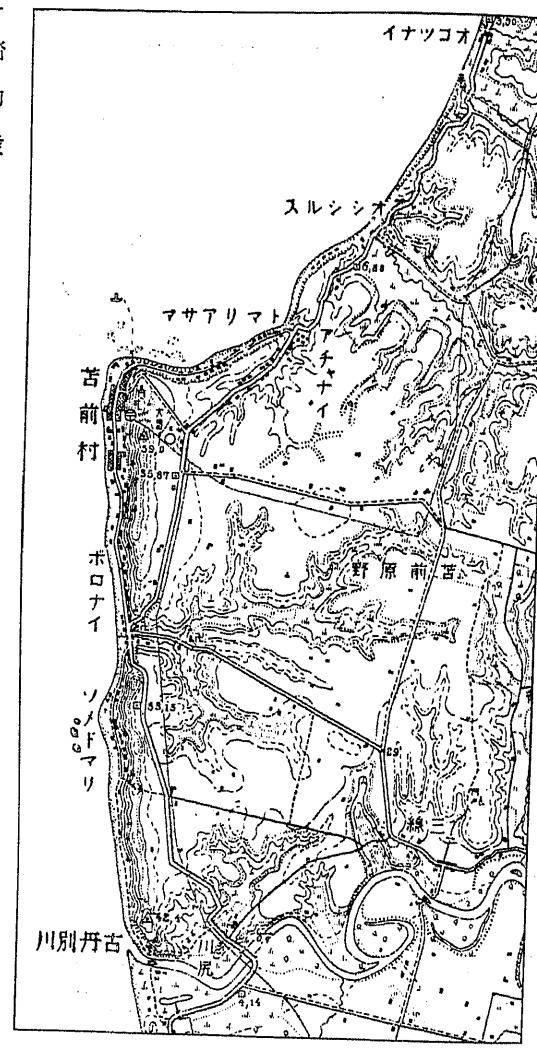
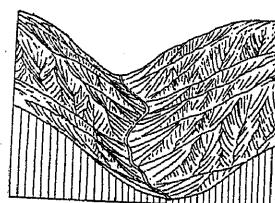
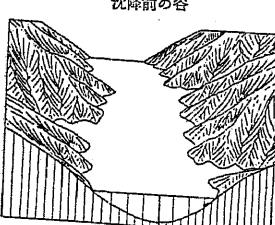
第185圖

沈降後の溺れ谷

第185圖

沈降海岸に於ける溺れ谷の生成

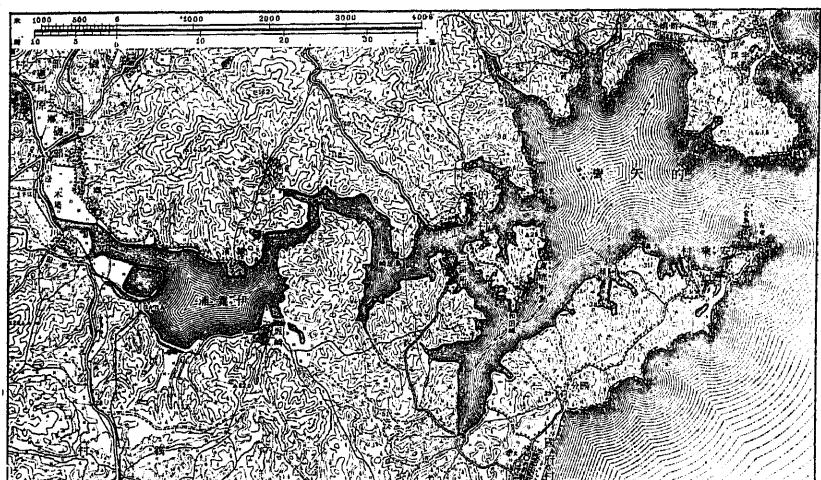
沈降前の谷



第184圖 北海道北西岸羽幌附近の海岸段丘

い。其の間に多少時間が経過してゐる爲に隆起で生じた海岸平野には小谷が刻み込まれてゐる。これが沈水した爲に小刻みな屈曲の甚しい沈降海岸が出現する。

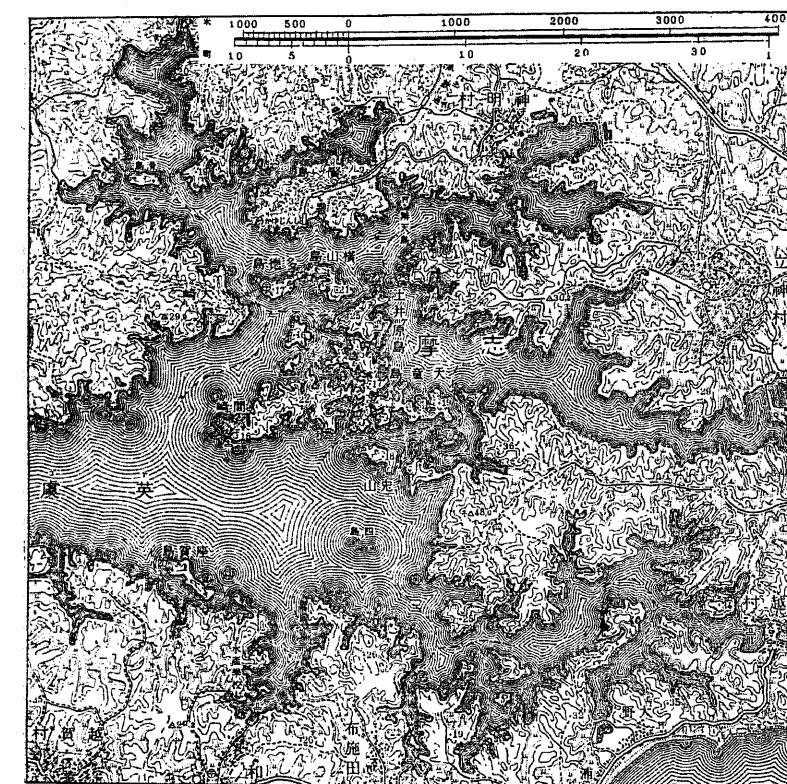
紀伊半島東部の先志摩の半島はこの最も良き例として知られてゐる。即ち全體



第186圖 烏羽の溺れ谷地形

1:75,000

としては50mにも及ばない海蝕臺地であるが隆起後著しく侵蝕されて無数の谷を刻まれ、然る後



第187圖 先志摩のリアス式海岸地形

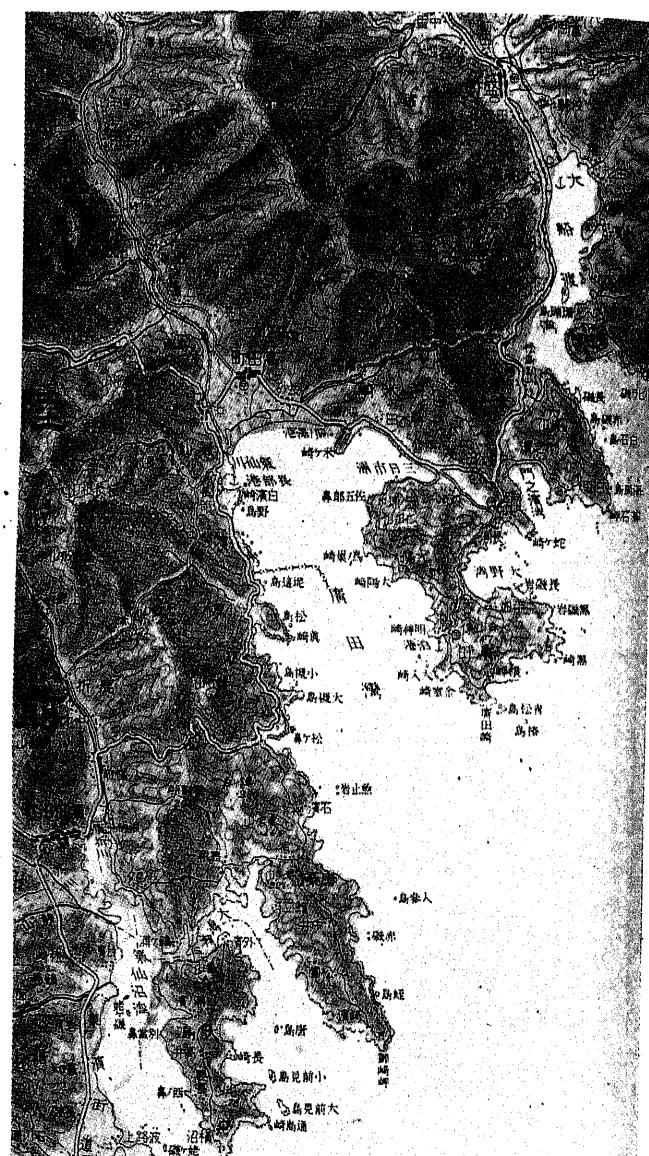
1:75,000

に再び沈水した爲に谷の中に水は深く侵入し極めて錯綜した人江と小島とを生じた。その如き地形をリアス式(Rias type)海岸地形と稱す(第187圖)。このRiasといふ言葉は、西班牙語の西部の Galicia 地方には屈曲の甚しい海岸線が發達して居り、この地に於てはこの種の湾のことを Ria と稱してゐることに發してゐる(例へば Ria de la Vigo の如し)。

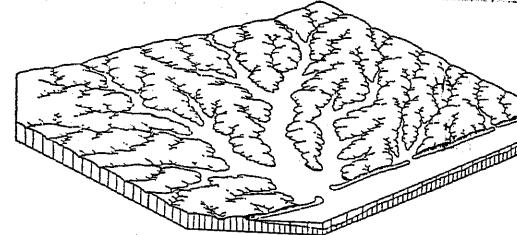
Richthofen がこの種の海岸を稱するに *Riasküste* の名を以てしたのに始まる。その後リアス海岸は多くは褶曲山脈の海に終る所に發達することから、破碎帶 (*Zertrümmerung*) を表はすものだともされたこともあつたが、直接原因は矢張り沈降作用と考へる可きで破碎帶が沈降すればリアス海岸にもなり得るといふことである。

陸中の海岸はもつと大規模な隆起後沈降海岸である。即ち元の海岸線は現在は 200m の高さの所に在り、その前方には厚い堆積物で被覆された海岸段丘が廣い面積を占めて居るが、之が相當に開析された後に沈水してゐるので谷々は深い灣入をして釜石・大船渡等の港灣として利用されてゐる(第 188 圖)。

前記の先志摩又は大船渡湾の如き海蝕臺地で細く狭く刻まれた若年谷又は壯年谷が、沈水して深く



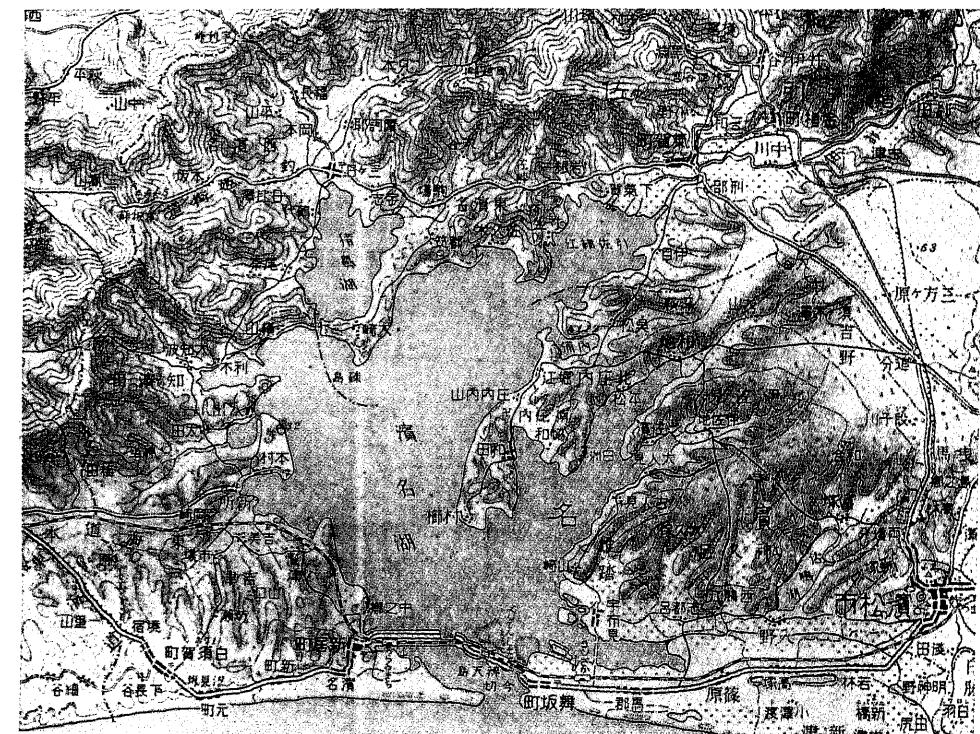
第 188 圖 大船渡附近の大沈降地形 1 : 300,000



第 189 圖 開析海岸平野の沈降せる地形 (New Jersey, U. S. A.)

湾入した溺れ谷をなす地形とは又異つて、單に波状起伏をなす開析海岸平野が沈降した地形も屢々ある(第 189 圖)。北米 New Jersey の一例の如きそれで、凹地は深い入り江となり軟弱な海岸平野の堆積層から成る岬は前記の先

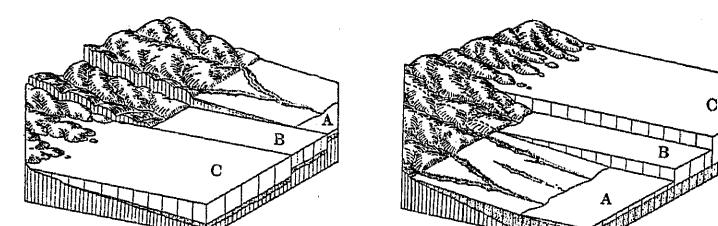
志摩・大船渡の如き岩盤でないため容易に侵蝕されて直線上に走る海岸に化してしまふ。我國では濱名湖がその代表的なものである(第 190 圖)。



第 190 圖 濱名湖の沈降した海岸平野 1 : 200,000

最後に沈降地形の一類として瀬戸内海の如き小島群の特殊海岸地形を擧げることが出来る。之は沈降作用と共に断層作用を伴つたもので準平原臺地が断層のため數多の地塊片に破裂され陥落帯を形成したものである。播磨灘・備後灘・燧灘及び伊豫灘の如きが夫て我が國獨特の海岸地形であるため Penk¹⁾ は灘式海峡 (*Nadstrassen*) と名付けて海岸地形の一形式として分類してゐる。

最後に一言して置くが所謂沈降海岸の成因に二通りの経路が考へられるので、例へば



(a) 海面の上昇により生ずる海岸地形

第 191 圖 沈降海岸の生成過程

第 191 圖に示す如く (a) 海面の上昇に因る場合と (b) 陸地の沈降に因る場合との兩者が考へられる

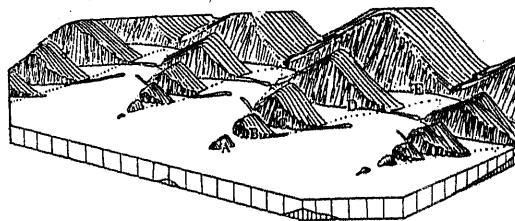
1) Penk, A., Morphologie der Erdoberfläche, II. Aufl. Stuttgart, 1894.

が、氷河調節論者は前者を取り地殻運動論者は後者を取つてゐる。筆者は大體後者の説に賛成する。

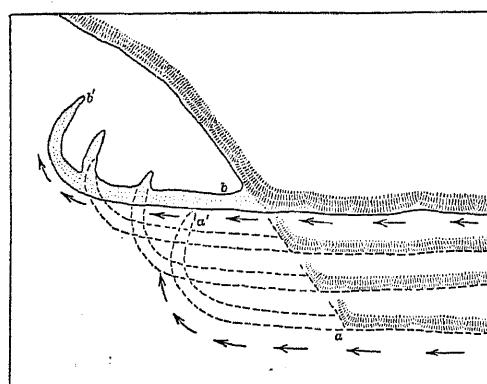
沈降海岸の變化 入江と岬に富んだ沈降海岸も海蝕を受けて岬は後退し入江は埋没されて砂嘴を生ずるが、更に夫さへも漸次侵蝕されて最後に直線的海岸になるのが常である。

斯くて次に述べるが如き種々の海岸地形を生ずるに至る(第192圖)(第二部第三章第541圖参照)。

(ロ) 砂嘴及び砂洲 砂濱が海中に長く突出してゐる地形を砂嘴(Spit, Haken)及び砂洲(Bar, *Nehrung*)といふ。兩者の差は必ずしも厳密な定義はないが、海岸から單に海に突出してゐるもの



第192圖 沈降海岸の地形變化
A. B 幼年期 C. D. 晩年期 E 壯年期

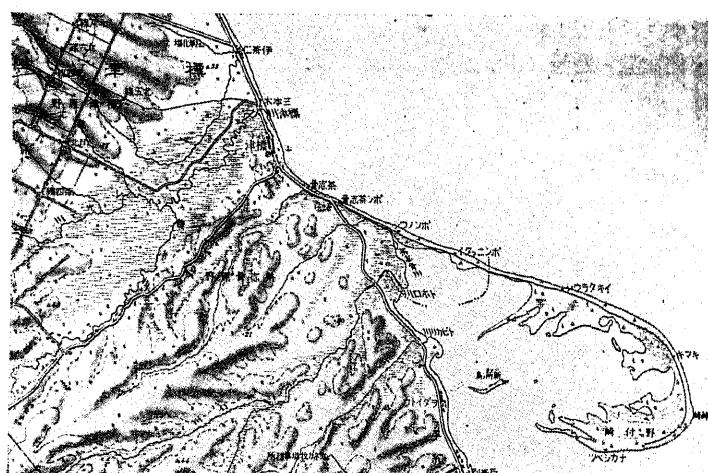


第193圖 分岐砂嘴の生成



第194圖 三保崎の分岐砂嘴 1:200,000

砂嘴と呼び、灣内に於ける砂嘴の如く一方の海岸から他の海岸へ向つてゐるものを砂洲とよぶやうである。これらの地形は海蝕崖面から落下した物質が海岸線に沿つて



第195圖 北海道野付崎の分岐砂嘴

1:300,000

漂流する際、沿岸海流と地形との關係から海中に濱が突出して出来るのである。砂嘴の尖端は陸の方に向つて鉤状に曲ることが多い。之を鉤状砂嘴(Recurved spit)といふ。伊豆半島の西海岸には短い入江があり、その湾口には極めて標式的な砂嘴が發達してゐる。この海岸には西南の方向から吹く風が多く、その影響によつて砂嘴は北に向つて成長したのであるといふことである。砂嘴が形成されてゐる間にこれに隣接する海岸が海蝕を受けて形狀を變化する。然る時は沿岸流の位置及び方向が變化する爲砂嘴の成長する方向も漸次變化する筈である。其の結果として砂嘴の先端は幾つかに分岐して分岐砂嘴(Compound recurved spit)となすのである(第193圖)。

¹⁾ Davis は米國太西洋岸の Cape

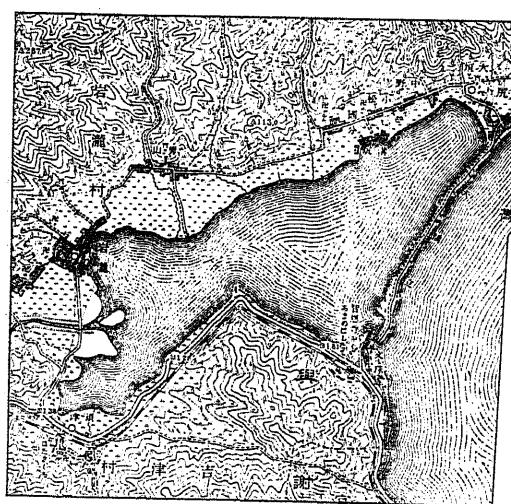


第196圖 久美濱湾の湾口砂州 1:50,000

Cod 附近の分岐砂嘴に就いて詳説した。久能山の海岸に接した三保の崎の砂嘴は三枝を有する分岐砂嘴の例である(第194圖)。この様な場合に何故に砂嘴が間歇的に成長したかと云ふ理由に就いては未だ充分な研究は行はれてゐない。

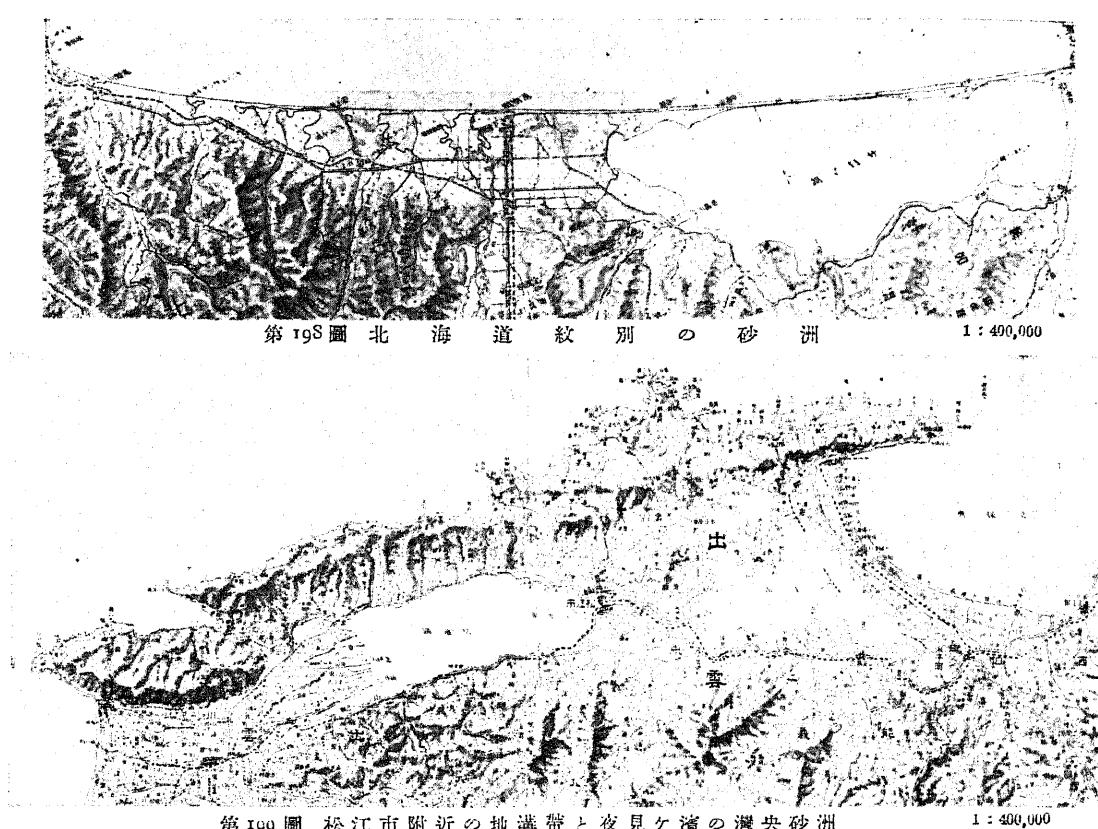
北海道根室の海岸野付崎の物が我が國第一の壯大な分岐砂嘴で、鉤形の内側には數多の枝を分岐してゐる(第195圖)。

砂嘴が非常に長く延びて海岸の一點から他の部分近く迄達すると砂洲となる。砂洲はその位

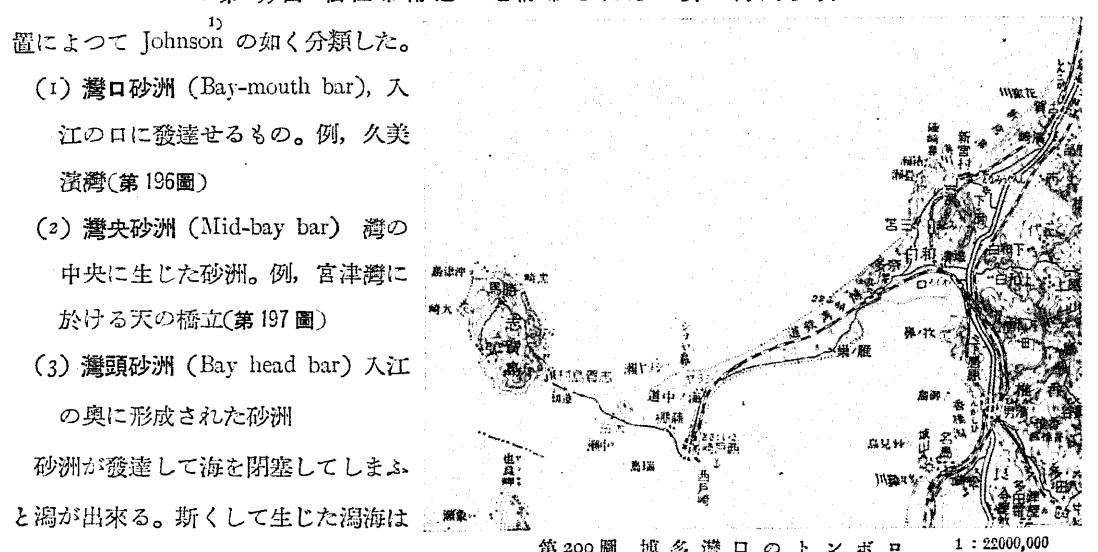
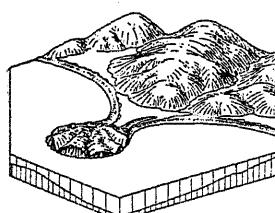


1:50,000 第197圖 宮津灣の湾央砂州(天の橋立)

1) Davis, The outline of Cape Cod. Proc. Amer. Acad. Ark. 1896.



第199圖 松江市附近の地溝帶と夜見ヶ浜の灣央砂洲

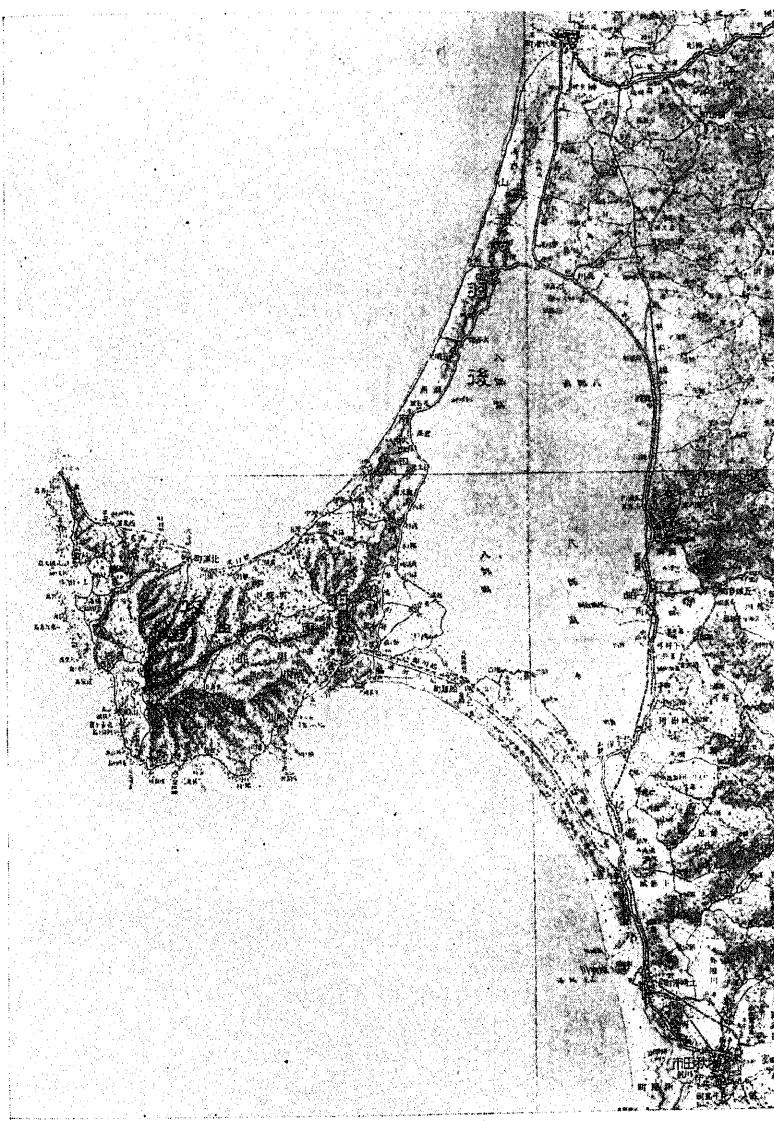
¹⁾ Johnson, Shore Processes and Shoreline Development, New York, 1919.

第201圖 複連砂洲

潟に相當する(第199圖)能登半島の邑知潟は大分潟が埋められて來てゐる(第二部第七章第813圖參照)。佐渡の相川に至つては全く埋めつくされ平野に化してゐる。

連砂洲 沈降

海岸の晚壯年期には砂濱が弧状に連るが、同時に陸に近い島が砂洲によつて海岸に連絡され所謂陸繫島 (Landtied island) となる。此の如き砂洲をトムボロ又は連砂洲 (Tombolo) といふのである(第200圖)。北海道釧路の琵琶瀬灣(第二部第七章第812圖參照)、函館灣等はトムボロによつて抱かれた港湾で

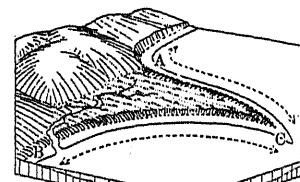


水の出入が多い間半鹹半淡の状態にあるが次第に淡水湖に變つて行き、且つこの周圍から埋つて遂には平野となること沿海洲の場合と同様である(第198圖)。従つてこの地中には淡水産水草類の堆積沈澱した泥炭層の發達してゐることは明かな事實である。

茲に最も興味あるのは地溝帶が砂洲のために閉塞されて潟となり遂には平野となることである。松江市附近の宍道湖及び中海がその

あり、内地に於ても博多灣を包む海の中路は志賀島を陸繋する標式的なトムボロである(第200圖)。これらのトムボロは一本の砂洲からなるから單連砂洲(Single tombolo)と呼ばれるが、男鹿半島の如きは二本の砂洲からなる複連砂洲(Double tombolo)によつて陸繋され(第201圖)其の間に八郎潟が存在してゐる(第202圖)。最も小規模の實例は江の島で見ることが出来る。又紀洲の潮崎は一つの陸繋島であつてそれを連絡する州の上に串本の町がある。

尖角岬 (Cuspate foreland) 前記のトムボロと同様の原因で叉屢、尖つた岬があつて砂泥よりなる平地を生じることがある。即



第203圖 尖角岬の生成

ちは屈曲して海岸に沿つて流れる沿岸海流(Littoral current)のため小環流が幾つも生じる時は、其等の中間になる静かな部分には物質が沈積して斯した岬を突出するのである(第203圖)。

東京灣内の富津の鼻、北海道駒ヶ嶽の地盤噴火灣の海岸に突出してゐる砂崎では潟の残りが湿地の間に數個の沼となつて残つてゐる(第二部第七章第815圖参照)。

d) 中性海岸 陸地の緩慢な昇降現象以外の原因に就いて生じた海岸で断層海岸、三角洲平野の海岸、火山性海岸、珊瑚礁海岸等を擧げる事が出来る。

(イ) 断層海岸 (Fault coast, Bruchküste) 現在の海岸線が断層に依つて決定されてゐる海岸をいふ。この種の海岸は著しく直線状をなすので目に付く。断層作用によつて地盤の一方が陥落して海面下に沈降すると断層崖の下部は新しい海岸線を作る。之れが眞の断層海岸であるがこの外に陸地の断層崖が沈水して作ることもあり得る。

我國に於ける断層海岸の例は決して尠くない先づ伊豆半島の東海岸(第204圖)、

鹿児島湾西岸・

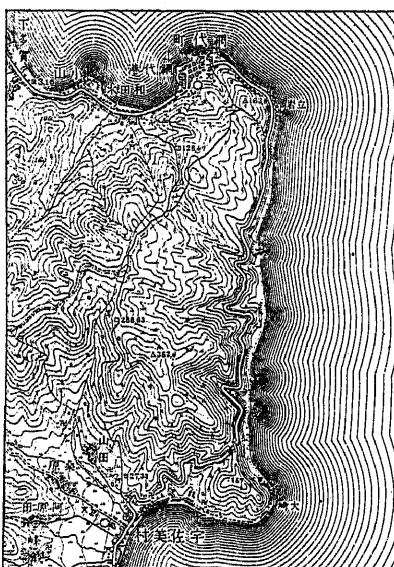
敦賀湾東岸・北

陸親不知海岸

(第205圖) 等も

断層海岸である

事が地形圖で容

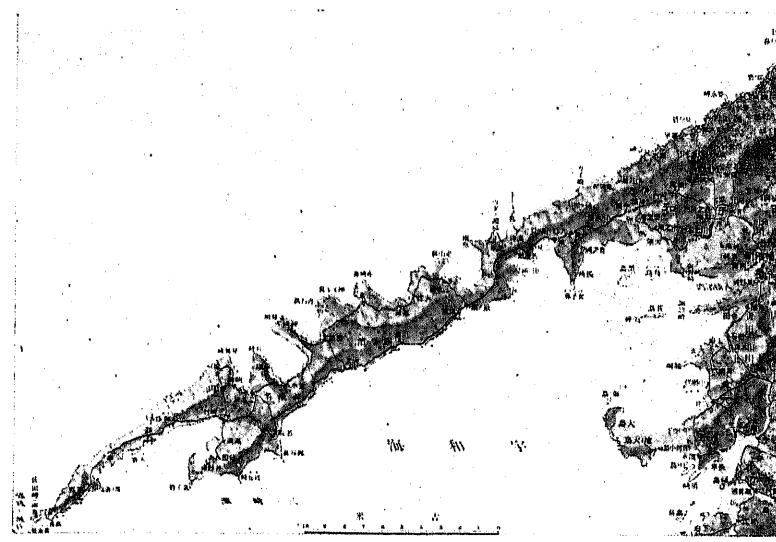


第204圖 伊豆東海岸の断層海岸 1:75,000



第205圖 日本海海岸親不知の断層海岸 1:75,000

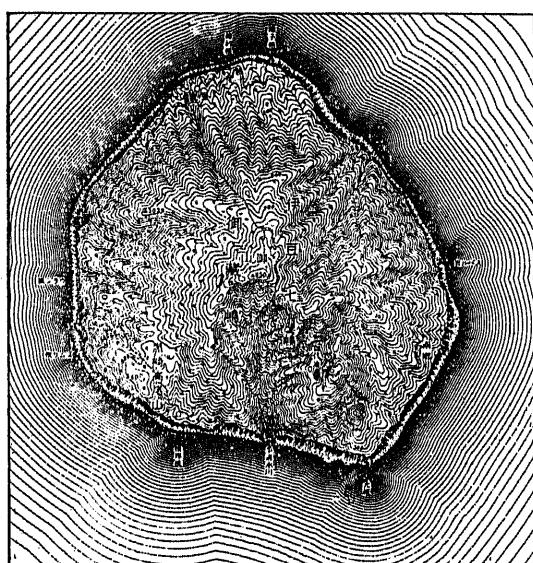
易に認め得られる。出雲の島根半島は殆んど断層岸に取囲まれてゐる。断層運動後高い位置に残つた方の地盤も甚しく海水に浸はれると、断層崖は水面下に没し岬の先端が一直線上に配列して水中に断層崖が存在してゐることを暗示してゐる。四國の西端佐田岬は40km



第206圖 四國佐田岬への沈降断層海岸 1:400,000

に及ぶこの種の海岸の好例である(第206圖)。瀬戸内海は大局から見れば断層と摺曲に依つて生じた地溝帶で局部的の断層海岸は所々に見られる。

(ロ) 火山性海岸 (Volcanic coast) 海中にある火山島はコニイデ式の火山である場合には平面形は著しく圓に近い。そして島の周囲には一様に崖をめぐらしてゐる事が多い。伊豆諸島の中御藏島はその典型的なものである(第207圖(a)(b))。

第207圖 (a) 火山島の海蝕崖 1:75,000
(伊豆御藏島)

e) 合成海岸
(Compound shoreline) 上の分類による諸海岸

形式の合成による

と見られる海岸を合成海岸と呼ぶ。地殻運動の頻繁な我國にはこの種の海岸の多い事は當然期待される。先志摩の隆起後沈降海岸に於ては一度隆起して生じた海蝕臺地が再度の沈降により小刻な入江を作つてゐる。断層海岸が断層崖下迄一度海水を被つてゐたが、後に隆起して前面に海岸平野を有するものは断層隆起海岸と稱する合成海岸である。この例は大阪灣沿岸に標式的發達を遂げ生駒傾動山脈の西部は地形によ

が断層崖下迄一度海水を被つてゐたが、後に隆起して前面に海岸平野を有するものは断層隆起海岸と稱する合成海岸である。この例は大阪灣沿岸に標式的發達を遂げ生駒傾動山脈の西部は地形によ

く現はれてゐる(第208圖)。神戸の北の六甲山脈に就いても同様で南側は急な断層崖で嘗ては断層海岸をなしてゐたものであるが、後隆起して海岸平野を生じ神戸市は其の上に發達した。



第208圖 生駒地塊西線の断層隆起海岸