

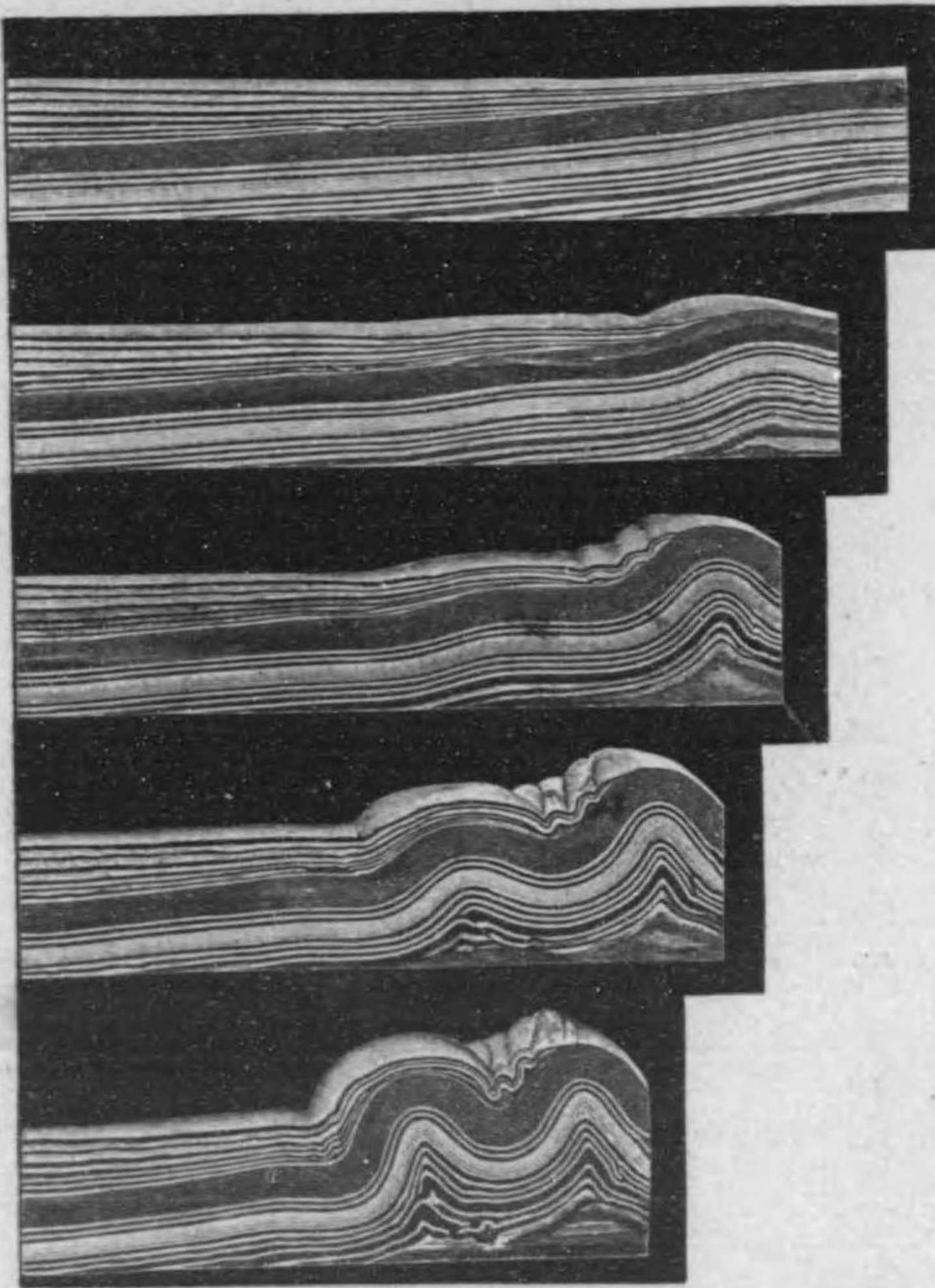
上述の如く、地球面が種々の凹凸高低を呈するのは、要するに内外の兩生力が相互に働いた結果に外ならぬのである。即ち流水、氷河、風、風化等の如き外生力(次章に説く)は主として地面を磨耗して、之を平にしつゝあるに反して、火山力や地殻の運動の如き、内生力は再び地面に凹凸を生じつゝあるのである。

内生力中最も重要なものは地殻の運動である。火山力も時に高山を生じないでもないが、之を地殻の運動によつて生ずるものに比ぶれば、殆ど言ふに足らない程些細なものである。

地殻の運動に基く二大結果は地層の褶曲と龜裂の成立とである。蓋し龜裂の成立は又多くは縦斷層の成立を促すものである。

龜裂の直接の原因は主として地殻の或る部分が下に落ちんとすること、即ち地心に近かんとすることである。此の地心に近づかんとすることは無論重力の結果である。此の重力の外、又時に左右からの壓迫で、岩石が押し潰されて、多少其の間に横切りを生じて、龜裂を造出することもあり、又地層褶曲の附隨物として、その中に龜裂を生ずることもある。

第百九圖



横壓力にて地層の褶曲する様

地層褶曲の主因は地殻内に生ずる横壓力である。横壓力の爲に地層が褶曲するのは、恰も謾謾板、羅紗、紙等の如きものが、之を左右双方から水平の方面に押せば、上に向つて屈起して襞を生ずると同様である。地層に褶曲を生ずれば、その地層はそれだけその幅を短縮する理である。之に反して、地層が龜裂を傳つて地心に近づく場合には、その地層の幅は、之が爲に多少引き伸ばされて、其の幅を増す理である。是によつて観るときは、褶曲と斷層とは根本的にその性質を異にするものやうであ

るが、しかし、此の兩者は多く互に相接して現はれて、その間には又頗る親密な關係を有するものである。

第二十八節 地面の凹凸兩形

地面の凹形は、外生力の生じた谷を除けば、意外に變化の少ないものである。即ち一口に言へば、多少の皿狀をなすか、又は平地狀をなすくらいのものである。尤も之を成因から言ふときは、種類も少からずして、或は大陸成立の當初からあるものもあるべく、或は地殼の構造の變化に伴ふて出来たものもあるべく、又其の小部分に至つては、削磨の結果たるものもあるべく、又地下水の溶解力でできた地下洞の陥落の結果であるものもあるべしである。

地殼構造の變化、即ち造力山の發作の結果として現はれた凹形で殊に重要なものは圓狀斷層と壕とである。圓狀斷層はその形多くは多少圓いに違ひないが、又多少不規則形のものもある。其の一大例は歐洲のアルプス、ジュラ、ボヘミアンフレッストの三山脈の間に在つて、四方大斷層線に取り卷かれてゐる瑞士パワリヤの

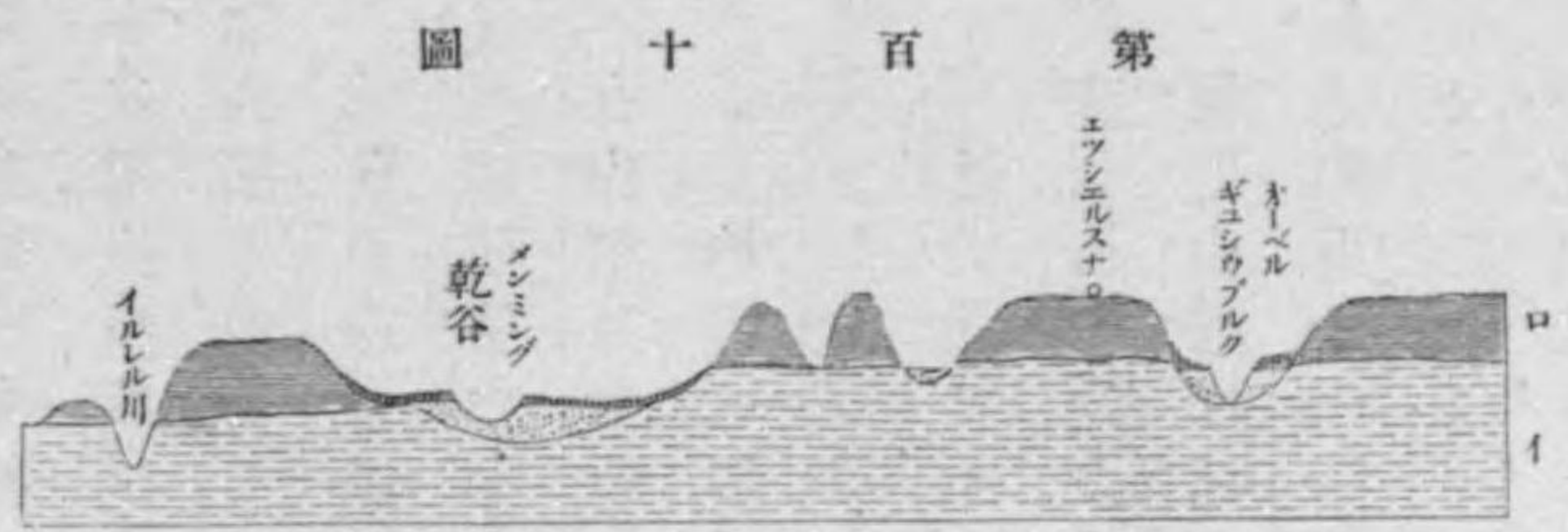
高原地である。固より斯かる凹形は陸面にのみ限る譯ではないから、海中にも亦少なからぬのである。例へば、日本海、亞濠地、地中海、歐弗地中海、メキシコ灣等の如しで、海底壕の著しいものは、近來發見された太平洋周圍のものである。

地面の凸形は臺地、山彙及び山で山彙は、成因によつて區別すれば、火山彙、浸蝕山彙及び構造山彙となるのである。

火山彙は概ね火山破裂の結果として現はれたもので、之を爲す物質は、地球の内部から地面に出て、而して後、此處に堆積したものであるが、時にその物質は、地面に達せずして、其の上に在る地層を持ち揚げて、之に山形を附與してゐることもある。浸蝕山彙は火山彙と反對で、既に地面に存在した岩石が水の破壊浸蝕を受けて出来たものである(第百十一圖)。

構造山彙は造山力發動の結果として出来た山彙で、褶曲によつて出来た褶曲山彙と第百十一圖斷層によつて出来た斷層山彙(一名孤殼山彙、第百十二圖)とに細別するのである。

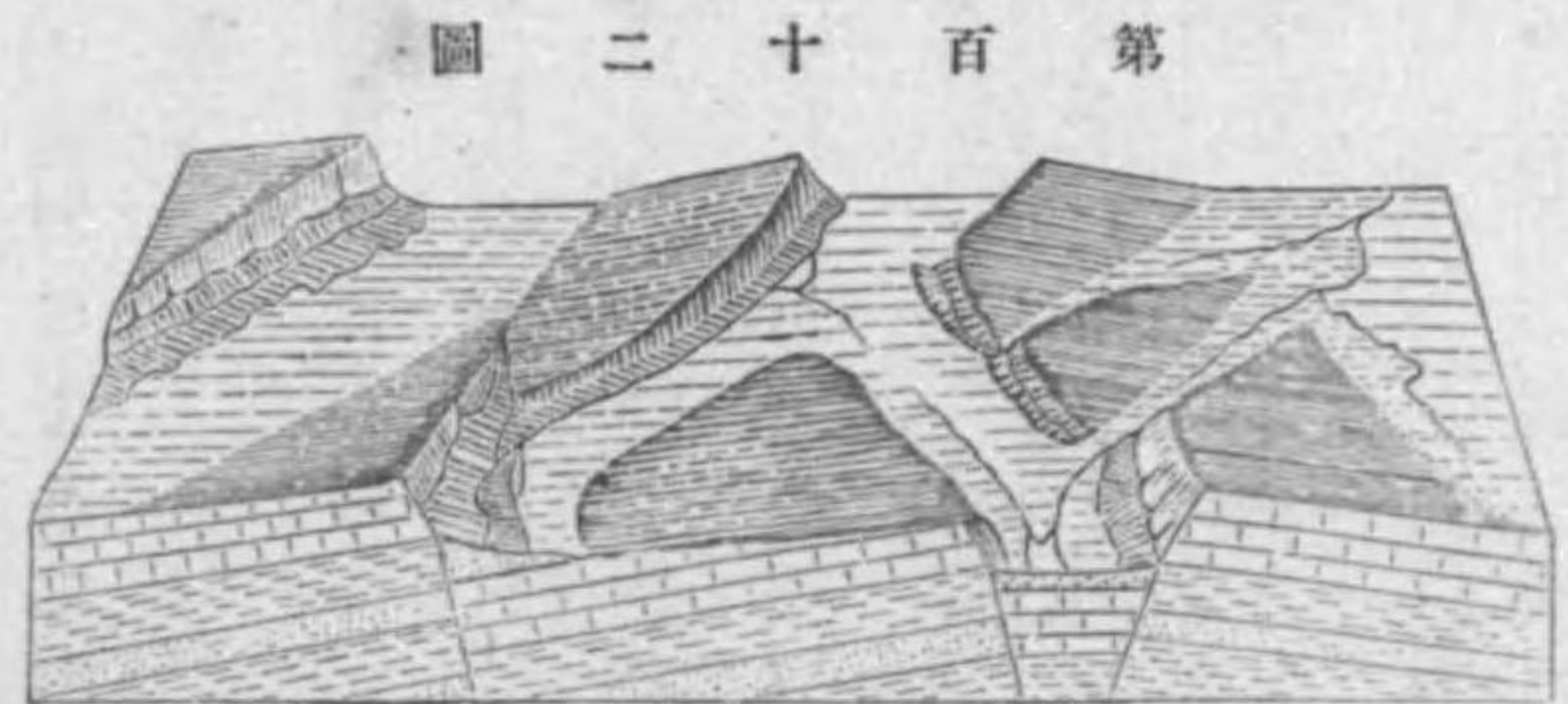
褶曲山彙は、その時代の新舊によつて、大にその觀を異にするものである。即ち



紀四第(ロ)紀三第(イ)ヤビエウス逸獨 彙山蝕没



彙山曲褶 層三第(ロ)層白(イ)方地カルケ州ヤシマルダ國境



部西州ンゴレ 國米 彙山層斷

山やアレガニー山を除いては、水の削磨や断層によつて、大に其の原形が毀損されて、外面から観ては、その褶曲地層から成ることが不明である。斯かる褶曲山彙には、洞山彙の

第三紀と其の後に出来た山彙では、其の褶曲地層から成り立つことが明に山の形に現はれて、山は長く鏈脈状をなしてゐるに反して、第三紀以前の、殊に古生代若くはそれ以前のものは、稀な場合(ウラル

名が附いて居る。

孤、穀、山、彙、断、層、山、彙はもと一続きであつた地層が、断層の爲に切れ々々になつて、その連絡を失つたものを云ふので、此の中には小さな孤立山もあれば、又山脈もあり、又大きな高原もある。米國コ罗拉ド高原(第百十三圖)の如きは、その一例である。又洞山彙の如きも、断層によつて、其の地層が切れ々々になることがある。すると、之を孤、穀、洞、山、彙と云ふのであつて、吾が何武隈の高原はその一好例である。

尙茲に一言したいことがある。それは以上列挙した諸山彙は、必ずしも單獨に別々に産せず、多くは互に相合して産するのであるから、一山彙で、他山彙の性質を兼帯して居るものも少からぬことである。

第二十九節 新褶曲山彙

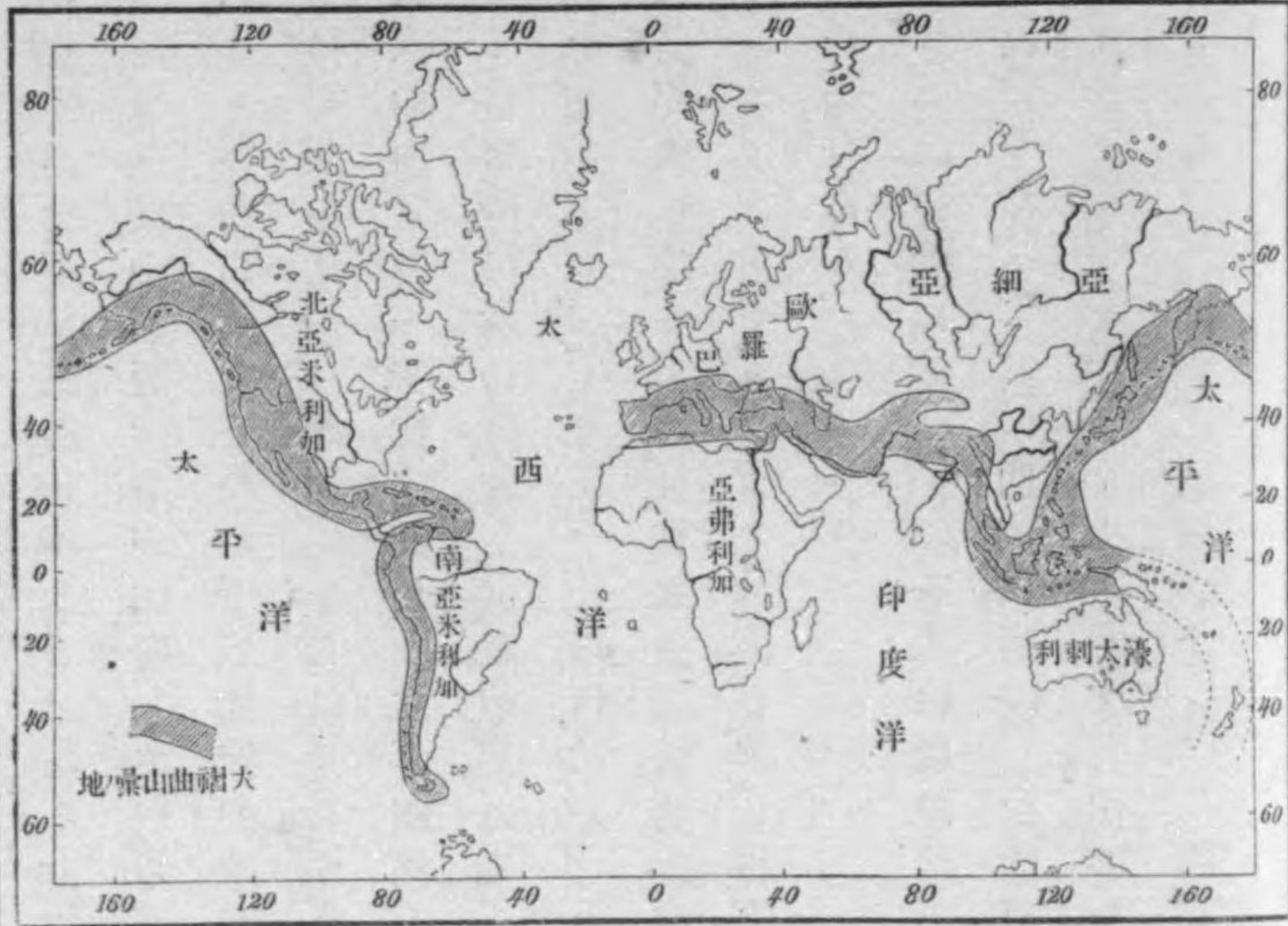


原高ドラロコ 國米

前述の如く、褶曲山彙は、其の成立の新舊によつて、大にその觀を異にするのであるが、高さに於ても亦此の新舊によつて、大に違ふ所がある。即ち新しいものは舊いものより大抵は高いのである。蓋し目下世界の大山脈と稱へらるるものは、皆之に屬して居る。底で先づ東亞から始むれば、カムチャツカから、日本諸島を経て、臺灣、非律賓并に亞濠間の諸島に連る山は、多く之に屬して、又亞濠間から、一方はニウカレドニヤを経てニウジラントに連り、他方は後印度を経て中央亞細亞に連り、それから更に西して、波斯、小亞細亞、地中海沿岸地等を経て西班牙半島に連る山も、亦大抵之に屬して居る。そして、ヒマラヤ、昆崙、カラコルム、天山、カウカサス、アルプス、アペナイン、ピレニース等の有名な山脈は、皆此の中にある。

又新世界の新褶曲山彙は北の方アルーシヤン群島から、アラスカの南方、英領コロンビヤ、合衆國の西部メキシコ等を経て、中米に至つて特に西印度の方に彎曲し、それからアンタルス列島を経てから再び南米のベネズエラ國の方に彎曲して終りに西岸に接するコロンビヤ國に出でそれから海岸に沿ふて、南下して終りに南米の南端まで走つて居る。そして、此の中には、有名なロツキヤ山脈やアンデス山脈が

第百十四圖



勢力篇 内生力

ある。(第百十四圖)

新褶曲山彙でも、その山骨をなすものは多くは矢張り古い時代の岩石で、新時代の地層はその上に乗つて居るに過ぎないのである。例へばアルプス山に於ては、其の山骨に結晶片岩があつて、其の上に順次古生、中生、新生等の諸層が重つてゐる。ピレニース山も、其の山骨は片麻岩、花崗岩、并に古生層から成り立つて、その後の層は其の上に乗つて居る。ヒマラヤ山、ロツキヤ山、アンデス山等も亦以上に類して、吾が邦の褶曲山彙として最も著明な赤石山脈か

ら、紀州半島を経て、四國九州まで連なる山彙も、亦た山骨に、結晶片岩と古生層とを控へ、その上に中新兩生層が成層して居る。

因より、褶曲山彙でその構造が比較的單調のものもある。例へば、瑞西國のジュラ山は褶曲山彙の一好例であるに拘らず、全部中生層から成り立つて居る。

又褶曲山彙の一特性は、其の成立の關係上、多少長く連なることである。而も其の多くは多少弓狀に彎曲して、直線であることは少ないのである。吾が國の褶曲山彙を初めとして、ヒマラヤ山でも、アルプス山でも、明に彎曲して、その他のものも、殊に長距離に連るものは皆多少の彎曲を呈するのである。そして直線と見らるるピレニース山や、カウカサス山も、若し相當に長いものなら、又彎曲を呈するやも知れぬのである。

ジウスは彎曲に伴ふ一の著明な現象があると言つて居る。それは概ね其の凸側に高原を控へて、其の凹側に陥没した斷層地を有することである。してその例に、ヒマラヤ山、カルパシヤ山、アルプス山等を擧げて居る。又伊國を縦斷するアペニン山も、その凹側には深いチレニヤ海があつて、その凸側には淺いアドリヤ海

があると言つて居る。然るに、日本は之れと反對である。即ち凸側の太平洋は凹側の日本海より深いのである(理由といふのは次ぎに在る)。

尙又褶曲山彙と關係の深いものは、火山岩の噴出である。是れも多くは凹側の落ち込んだ方面に在るのである。アペニン、カルパシヤ、アルプス、ヒマラヤ等は、その例である。

リヒトホーフンによれば、吾が國の褶曲山彙の如く、東亞の東邊に在るものは、一見した所では、アルプスやヒマラヤのそれと似て居るに拘らず、其の細い性質の全然之れと一致しない(前述のものもその一)のは、もと此の褶曲は純正の横壓力で出来たものではなく、之に接する地殼の一部分(孤殼)の下降沈没した爲に、他の部分に生じた一種の歪み(扭曲)の結果であるからとの事である。尤も是れには又反對説もある。即ち孤殼を沈没させる力は矢張重力で、山を屈起させるのは矢張横壓力であるにあらずやといふのである。しかし、又日本の地體の構造から觀ると、東北地方から北海道樺太に掛けての山脈は、亞細亞大陸の沿岸山脈と併行せずして、之と銳角をなして居て、又、南日本の山脈の方向は反つて支那のそれと一致して居る

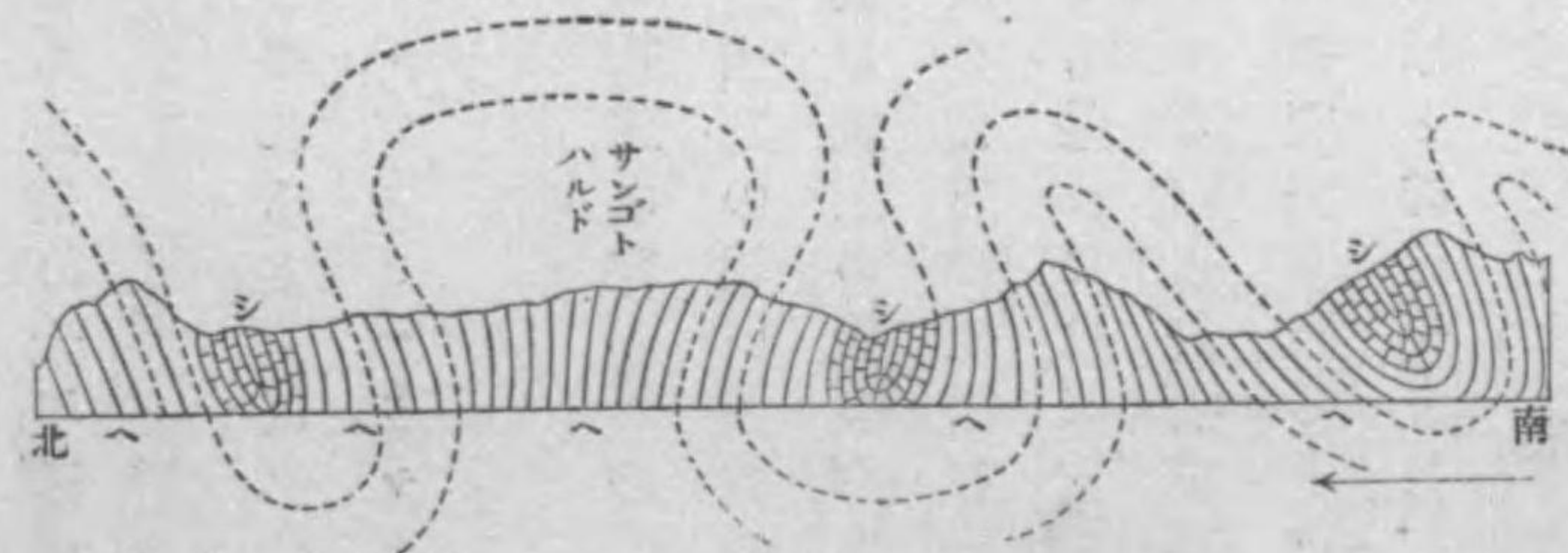
斯く、山脉の方向に不統一な所があるのみならず、又山脉其の物の中に、多數の火山が噴出してゐる（アルプス式では山其の物の中には噴火山なし）所などから考へて見ると、リヒトホーフェンの説も全く理由のないものでもないやうである。

尙褶曲山彙に就て、最近に證據立てられた事は、横壓力が双方から同じ強さで襲來したものでなく、必ず一方は弱く他方は強かつたことである。此の事實はアルプス山（第百十五圖）やジュラ山に尤も能く現はれて居る。即ち此等の山では、褶曲は北方に傾いて、之を起した力の南方から來たことを證明して居る。

第三十節 舊褶曲山彙

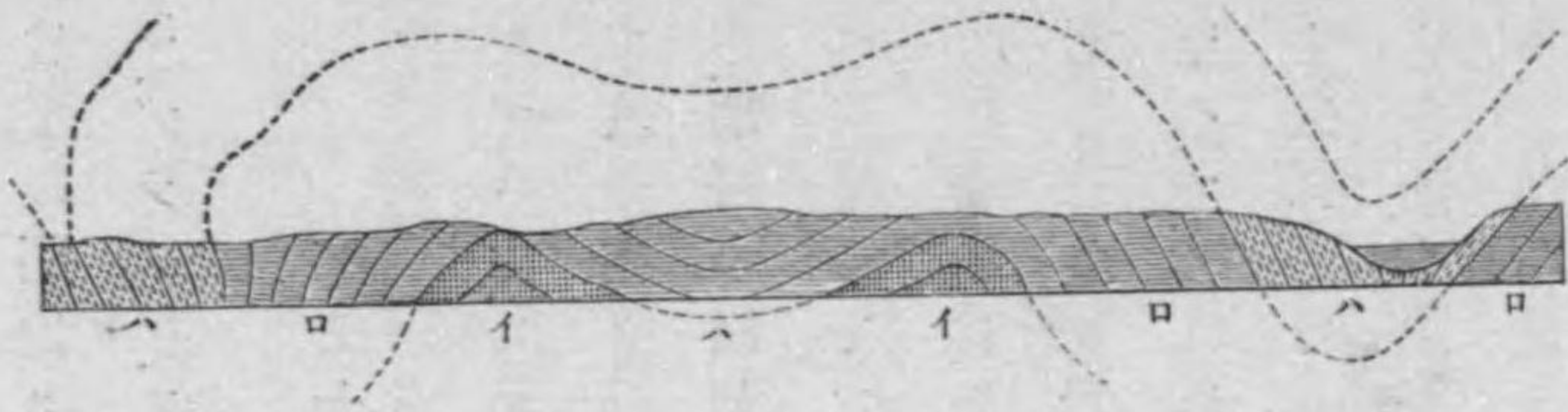
是れは一名洞山彙とも稱して、古い地質時代には普通

第百五十圖



層羅儒(シ)岩麻片(へ)向方來の力壓は矢曲褶の山スプルア

第百六十圖



系炭石(ハ)盆泥(ロ)亞利留志(イ)ケーロアパ南のルーエウ、彙山洞

の鏈狀褶曲山彙であつたものであるが、長い間、削磨を受けて終に外觀上鏈狀の形を失つたものである。洞山彙は、構造上から云ふと、一大壘地の形をなして居るから、ジウスは之を、普通の水平層から成り立つ壘臺壘といふから區別する爲に、褶曲壘と稱して居る。一體此の山彙は、其の輪廓に於ても、亦縦の擴がりに於ても、少しも地層の方向に關係しないものであるから、山彙が層向と同方向に長い場合もあれば、又之と直角に長い場合もある。因て前者を縦洞といひ、後者を横洞といふのである。中位の高さを有する褶曲山彙は多く洞山彙（第百十六圖）である。吾が國でも最も明かな洞山彙は阿武隈高原で、美濃飛驒の高地もさうである。又北上山彙も主として古生層と花崗岩から成る洞山彙である。尙世界の極めて古い大洞山彙として有名なものは加奈陀からグリーンランド

に掛けての洞地、スカンデナヴィヤ、阿弗利加洞地（アラビヤ半島とマダガスカルも之に連る）、ブラジル、アンガラ國（シベリヤの北部と東部）南極大陸等である。

第三十一節 新褶曲山彙に關する經驗と考説

アルプス山、ヒマラヤ山、カルパシヤ山等の如き新褶曲山彙が、主として第三紀に至つて、其の高きを増したものであることは事實であるが。しかし最近の研究によつて、地層の屈起は、第三紀前にも又第三紀後にも行はれて、決して一時期にのみ限られたものでないことが判然したのである。例へばカルパシヤ山の如きは、ウーリヒに據れば、その結晶片岩から成る部分は、既に石炭紀に屈曲して、其の上に乗つて居る二疊紀乃至第三紀層は、白堊の中頃から屈起し始めて第三紀の中新の初めに至つて、其の極度に達して、それから尙同じ中新の未まで屈曲を繼續したのであると云ふのである。

斯くの如く地層が數次に屈起したことは、ウラル山の如き洞山彙にも亦見るのである。即ち此の山は主として石炭紀に屈起したのであるが白堊紀の初半に至

るまでは尙數回の屈起を爲したのである。しかるに、其の後に至ては、屈起はその歩を止めたのであるから、山は大に削磨を受けて、今では洞山彙の好例となつて居る次第である。

次に、褶曲を受けた土地は、時代が經つに連れて、漸次其の數を減じて來て居る。即ち、太古界の層は到る處褶曲して居るから、當時は、地層が褶曲し易く、隨つて褶曲は遍く全世界に行はれた様に考へらるるのであるが、始生界の層になると、其の褶曲が或る地方に限られて、全く褶曲を受けない所もいくらかもある。是れは地層中太古時代に比べると、抵抗する所が出來て褶曲し苦くなつたからと見るの外ないのである。それから、石炭二疊兩紀の大褶曲の時代になると、之に抵抗する力が一層強くなつたと見えて、褶曲した場所が一層少なくなり、第三紀の最後の、大褶曲の時には、之を受けて大山脈となつた所は、前にも述べたやうに、地球を取り巻いてゐる狭い帶狀の地に限られたのである。是に依つて地層の褶曲に抵抗する部分が、年代が經つに隨つて、次第に多くなつて來たことが極めて明である。

此の褶曲に就て、一の著明な事實がある。それは即ち褶曲すると、褶曲しない所

とが略一定してゐることである。例へば、新褶曲山彙の地は是れまで常に褶曲して、昔から褶曲しない所は、常に褶曲しないのである。是によつて、地質學者は斯ういふことに考へ付いたのである。即ち褶曲山彙のある所は、地殻の特に弱い所であると。何故に弱いかと云ふに、多くの地質學者の説では此の處は古い時代から他に比して永く海水を湛へてゐた地殻中の溝渠で、此の溝渠中には、比較的地層が多く堆積して居る。其の理由は、言ふまでもなく、或は陸となり、或は海底となるやうな桑滄の變がなかつたからである。斯かる溝中に出來た地層は絶えず水中に在るから、他と比べては、どうしても弱い理である。よつて陸地になつてからも、他より褶曲を受け易いに違ひないといふのである。そして此の所謂溝渠には、*ヂオシククリナル* (地球の向斜地) の名稱が附けてある。今のアルプス山からヒマラヤ山地方に掛けての地は古生代の初めから第三紀の初期まで、*テチス* と命名された一大地中海の存した所であるが、此の海は *ヂオシククリナル* 中でも他に比し特に明かなもので、舊世界の *大褶曲山彙* は本此の中に沈澱した層の崛起して出來たものであると云ひ又此の *ヂオシククリナル* の地が地震や火山に富んでゐるのも、蓋

し地殻中の弱所であるにやるといふのである。

地層屈曲して褶曲山彙を造出する以上は、褶曲した地層の幅の短縮することは言はずして明である。例へば、アルプス山のある地の幅は目下約三十里であるが、*ハイム* の計算によると、その層が全く平であれば、その幅は今の約二倍になるとの事である。斯くの如く、地層の幅が褶曲によつて次第に短縮しつゝある以上は、地球の周圍も亦それだけ小さくならざるを得ないのである。蓋し、褶曲、龜裂、陷落等が皆互に密關係を有して、絶えず地球を小さくしつゝあることは、最早一點の疑を容るべきことではないのである。地殻は實際收縮しつゝあるのである。

第三十二節 岩石の力的變質

地殻内に生ずる横壓力は、獨り地層を屈起褶曲せしむるに止まらず、岩石の性質の上にも、亦其の影響を及ぼすものである。乃ち此の影響は其の組織の變化に止まることもあれば、又多少その鑛物的成分の變化となることもある。

(一) 組織の變化 岩石は強大な壓迫を受くれば、或は押し潰されたり或は粉塵され

たりして、明にその組織を變じて居ることもあれば、又一見何等の異状を呈せず、その組織を變じて居ることもある。甲の場合には、岩石は必ず大小の破片に毀はれて居るのであるが、その破片の間は弛く結び付いて居ることもあれば、又固く結び付いてゐることもある。固く結び付いてゐる場合には、結び付くる媒物は方解石や石英の如く溶液から沈澱したものである。以上の現象は褶曲層に屢々實見さるゝ所で、石英岩、石灰岩、砂岩等の角礫岩の如き觀を呈するのは、全く以上の如き組織の變化に基くのである。

乙の場合、即ち一見しては何等の異状をも呈せず組織を變へてゐる場合は、粘土質やその他軟い質の岩石で壓力に遭へば多少その形を變へ得る質のものに見るのであつて、その變化は皺波や横劈開、その他細柱状や引伸状の如き諸組織となつて現はれて居る。

皺波組織とは多くは結晶片岩に見るもので(第百十七圖)謂はゞ地層の屈曲の甚だ小さいものである。

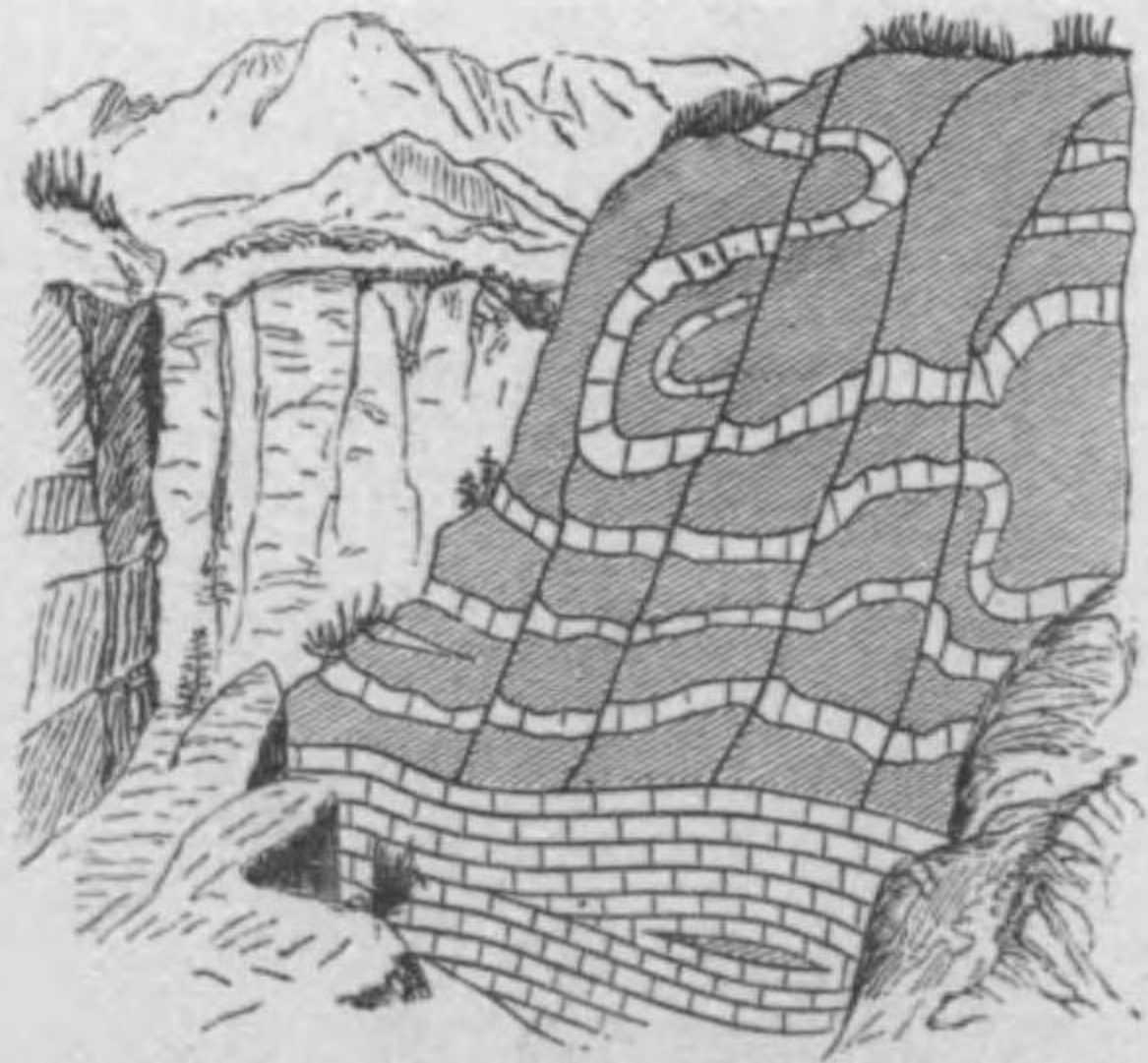
横劈開は多く粘板岩に現はれて、地層の屈曲の如何に拘らず、一定の方向(横壓力)

第百十七圖



岩石の皺波組織

第百十八圖



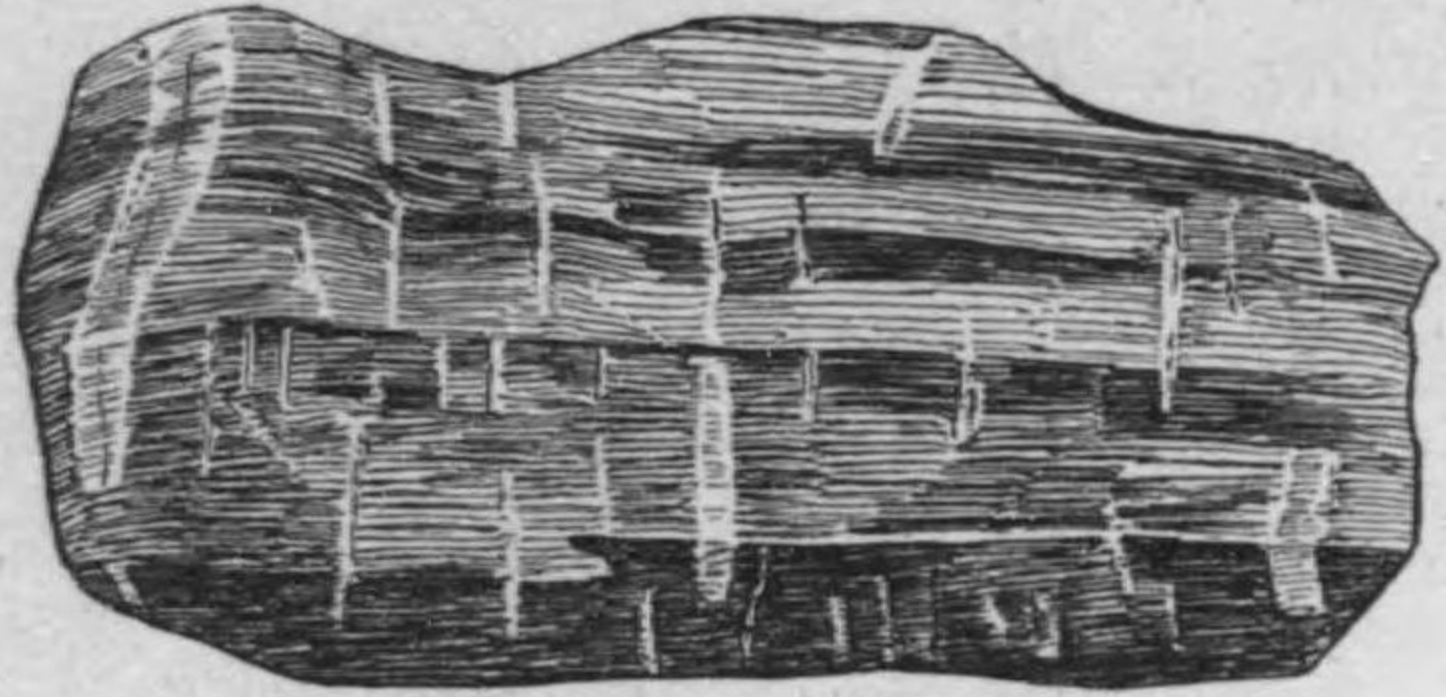
岩の面は斜線は粘板岩の開裂を示す曲るせ
 白灰色石灰岩は層理を示す(瑞士チゲンル)

の方向に垂直に薄く裂け易い性質をいふのである(第百十八圖)。

細柱組織とは、横劈開と層理との兩組織に従つて劈くるの結果、破片が多少細い柱状になるものである。

引伸組織とは、岩石が横に引き伸ばされた結果、縦に數多の龜裂を生じて、その龜裂が、その後、鑛物に充たされてゐるものである。岩石が層理に垂直に石英方解石等

第百九十圖



片岩中の縦脈

現象である。しかしその最も多いのは水成岩である。即ち石灰岩の如きは多少結晶質となるのみならず、其の結晶間に雲母、綠泥石、石榴石その他種々の礦物が新造されて居る。又粘板岩では、粘土質の纖維が雲母や長石の如き礦物に變じて、岩

第百二十圖



箭石化石の伸引を受
けず片に斷つた所

の脈に貫かれてゐるか(第百十九圖)又は化石などが數片に切れて(第百二十圖)その間に他の物質が這入つてゐれ

ば、それは何れも引伸を受けた結果に外ならぬのである。
(二)礦物成分の變化 是れは力的變質、普遍變質、潛積變質等の別名あるもので、水成岩にも見れば又火成岩に見る

石全體が結晶片岩の如くになつて居る。アルプス山には儒羅紀の化石を含んだ綠泥片岩がある。伊國カラ、産の大理石は三疊紀の産であるが、之と重疊して居る諸岩層は非常に變質して、絹雲母片岩、雲母片岩、綠泥片岩等になつて居る。

火成岩に至つては、その變質が水成岩ほど明でないが、しかし、その中に新礦物の出來てゐることは少なくない。蓋し太古界の片麻岩が多くは花崗岩の力的變質を受けたものであるとの説は事實のやうである。又アルプス山には、火成岩で變質の結果、絹雲母片岩や綠泥片岩に化してゐるものもある。吾が邦の閃綠片岩と稱する岩石も、多く閃綠岩の力的變質を受けたものゝやうである。

力的變質は場所によつて大にその度を異にして居る。故に新造礦物も、同じ層中でも、隨所其の多少と種類とを異にすることがある。

岩石が力的變質を受けたや否やを見ることは時に頗る困難である。先づその證據ともすべきものは、變質した部分と、變質しない部分とが明であること、次ぎには化石を含むことである。結晶片岩の類は、元來化石を含まないものであるから、それが化石を含んで居れば、その結晶質は普通の碎屑岩の變質の結果に極まつ

てゐるのである。米國のカリフォルニアには、白堊紀や第三紀の如き比較的甚だ若い時代の化石を産する結晶片岩がある。又伊國のアペナイン山にも、始新世の石灰岩で、力的變質の爲に、硅質石灰岩に化したものがある。

力的變質の原因に至ては、地層の屈曲斷層等を總括する所謂變位、即ちその構造の變化であるといふのである。蓋し、變質の度は、通則としては、變位の度に正比例するものである。

變位の變質を促す理由は蓋し、大きな變位は地殻を深い地の底に導いて、之に熱と壓力とを加ふるからのやうである。して此の説の如何にも實らしいといふのは、下の如き事實があるからである。即ち、變質を受けた地層の最上部に見る變質には、器械的のものが化學的のものより多く、中部に見るものには、化學的のものがより多く、最下部に見るものには化學的のものが最も多いのである。言ひ換ゆれば上部では石英岩、千枚岩、板狀礫岩等が出來、中部では雲母片岩、角閃片岩、大理石等が出來、最下部では片麻岩や白粒岩が出來て居る。是れには、前の説に據れば、上部は自然熱も低く、壓力も弱いに反して、中部は熱もより高く、壓力もより大に、下部は

熱が最も高く、壓力も最も大であるからとの説明が付くからである。

第三十三節 地殼運動の原因

前段述べた通り、地殼は種々に運動して、或は大陸となり、或は大洋となり、或は平地山岳となるのであるが、さてその運動の原因はと問へば、學者は多少その説を異にして居るのである。乃ち、其の重なるものは平均説、結晶説、膨脹説、流落説、收縮説、等である。

(一)平均説 此の説の主唱者は米國のダットンである。ダットンは、地殼は、地心に比ぶれば、その質が比較的輕疎であるから、其の上に乗浮いて居るやうに考へて居る。是れは詰まり軽い物は、重いものより、地球自轉の結果として現はるゝ遠心力に隨從し易いからである。底で、彼れは下の如く言ふのである。即ち地球面に何事も起らなければ、兩者間の平均は保たれて行くのであるが、絶えず此の平均を打破せんとしつゝあるものが二ある。一は水の削磨力で、一は海底に於ける物の沈澱である。削磨は當該地面の減量を來たして、之を軽くし、沈澱は當該海底の増量を來

たして、之を重くするのであるから、軽くなつた所は上昇し、重くなつた所は下降して、以て、以前の平均を回復せんとするのである。是れが即ち地殻の運動を來たす主因である。

(二)結晶説 是れは奥國のアンベルの唱道する所で、是れに據れば、地心が次第に冷却凝固するに連れて、その物質は結晶する。すると地心は増積するから、地殻は勢ひ動搖せざるを得ない。是れが即ち山の成立を來たすので、火山の破裂や地震も、亦同じく之が結果に外ならぬといふのである。

(三)膨脹説 英のリード、米のデーナ等の主唱する説で、地層崛起の主因は、地殻の受熱増積するに在るとするものである。而してその受熱の理由は左の通りに説明さるゝのである。

褶曲山彙を形する各系統の地層の厚さは、山彙のない地方に現はれてゐる同系統の地層の厚さより著しく大である。して見ると、此の山彙のある地方が海底であつた頃には、その海底には、特に他よりより多くの沈澱を見た譯である。それには勿論其の海はそれだけ他より深くなければならぬ。ロツキヤ山の地層の厚さは、

一萬八千米以上であるから、その沈澱した海底は地層が沈澱するに随つて下降したものと見なければならぬ。何故なれば、今の海の深さは、最深點でも一萬米に足らないからである。前に掲げたヂオシンクリナル(地球の向斜地)とは、即ち斯かる場所をいふのである。

乃ち地層が海の中でも特に凹んだ此の向斜地溝狀をなすと想像せらるゝに沈澱するに連れて、その底が下降するとすれば、此の所に於ける地熱は上の方に持ち揚げらるゝに違ひない。換言すれば、下降する地層は次第に熱せらるゝに違ひない。何故なれば、地熱は上から下に向かつて平均三十三米毎に攝氏一度の割で昇るからである。斯くして地層が熱せらるれば、その結果必ず多少膨脹する。然るに、膨脹しても、左右と下とは餘地がないから、相押し合ふの結果止むを得ず上に向かつて崛起することになるといふのである。そして、褶曲山彙には、その褶曲する直ぐ前に沈澱した地層までも、共に高く海中から持ち揚げられて居るのであるから、此の説の主張者は之を此の説の正しい一證と見るのである。

此の説と似た説で、地盤の下降を説明する學者もある。即ちリヒトホーフンの

如きは、水の削磨は地面を摩り減らして、地熱の位置の下降を促し以て、其の個所の減温、收縮、陷落となると言つて居る。

(四) 流落説 此の説では、地層が重力の爲めに、下の方に滑り落ちて、之が結果として褶曲が生ずるといふのである。例へば、斜面に沈澱した地層は、之を滑り落ちて、下に至つて他の物に衝突して屈曲し、又盆地に沈澱した地層は、中央に向かつて集らんとして屈曲するといふのである。ライヤールはこの説の主唱者であるが、その正しい證として、屈曲のない若くは少ない地層の上に甚しく屈曲した層の乗つてゐる事を舉げてゐる。しかし此の説の賛成者は甚だ少ないのである。

(五) 收縮説 此の説は、地球を次第に冷却しつゝ、ある物體と見て、立てたものである。即ち地球は減温の結果必ず收縮しなければならぬ。收縮すれば、地球は必ず小さくならねばならぬ。換言すれば、地殻は地心に近づくなければならぬ。然るに地殻は固體でもあり、且穹状をなして一續になつてゐるのであるから、全體に地心に近くことは出来ない理である。因つて、各部互に押し合ふの結果、地殻内には横壓力を生ずることになる。すると弱い個所は押し潰されたり、崛起したりする。す

ると他の所は、之によつて餘地を得て下に沈んで、地心に近づくことが出来る。即ち地層の褶曲は、全く收縮の結果であること、恰も林檎面が乾いて縮んで皺を生ずるのと同じであるといふのである。そして、此の收縮説は、斷層、地盤の沈没、緩慢昇降、地震、火山の破裂等の現象も亦此の地球の收縮と密接の關係を有つてゐると説くのである。

此の説は、カント、ラプラスの立てた太陽系并に地球の成立に關する星霧説の天體は皆減温しつゝあるものと見るのと一致するのみならず、非難も他の説に比して、最も少ないのであるから、目下多數の學者の信する所となつて居る。

第三十四節 接觸變質

接觸變質とは、内生力活動の結果として、地の底から噴出する火成岩に接觸して、始めて起る變質で、前の力的變質とは、全く其の原因を異にするものである。

此の變質に二種ある。一は地面まで出ずに、地の底で凝固した深成岩の起したものと、一は地面まで流れ出た流出岩(火山岩)の起したものである。甲を水熱性

變質、と云ひ乙を苛性、又は燃焼性變質、といふのである。蓋し兩者間の區別は、甲は水蒸氣や瓦斯の作用に基くことが多く、乙は此等の作用に基くことが少ないのに在る。

深成岩では、その中の水蒸氣や瓦斯が他へ逃れ去るの道がないから、其の四圍の岩石中に浸潤して、之が化學的及び分子的變化を起して居るが、其の起し方が極めて徐々で、恰も力的變質の場合に於けるが如しである。之に反して、火山岩では、水蒸氣の類は他へ逃れ去るの道があるから、變質は主として熱で行はれて、岩石が焦げたり、焼けたり、熔融したりして居るのである。

水熱性變質は多く、花崗岩の附近に見るのである。即ち粘板岩で、此の花崗岩に觸れて、其の質が硬くなつて、之と同時に其の中に新礦物を發生したものがいくらかもある。斯かる場合には、先づ岩石中粒狀物が現はれ、次に岩石が硬い石英岩様のもものになつて、それから最後に、雲母片岩、若くは時に片麻岩様の岩石に變じて其の中には黒雲母、堇青石、空晶石、紅柱石等の立派な結晶が現れて居る。

上野國渡良瀬川沿岸には、古生代の粘板岩で花崗岩の變質作用を受けて居るも

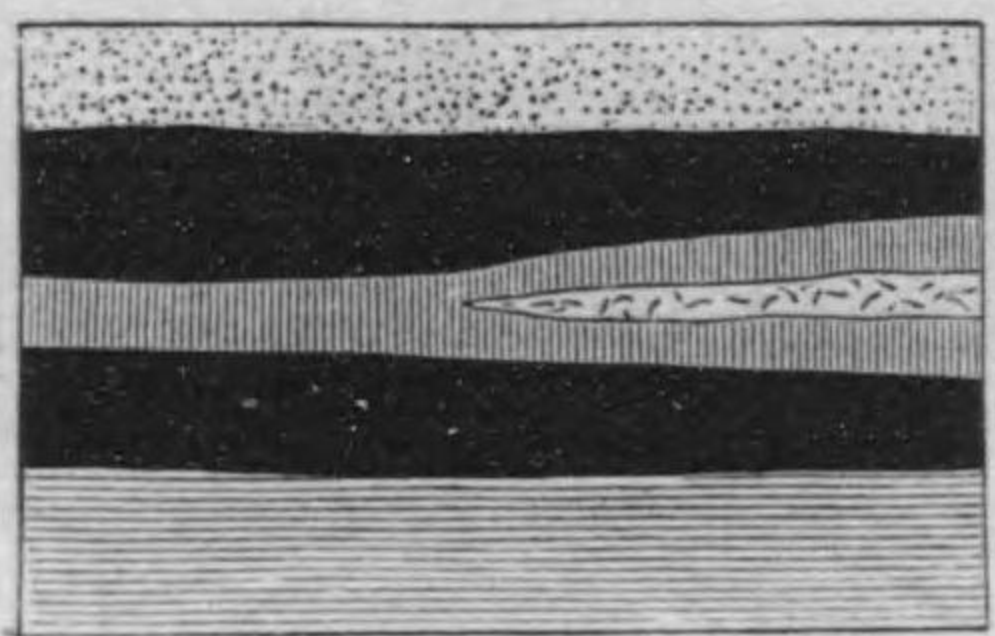
のがある。即ち粘板岩が之に近づくに随ひ硬くなつて、其の中に斑文狀の粒を生じてゐるが、此の粒は鏡檢すれば、黒雲母である。それから愈花崗岩に接する所は緻密質となつて、立派な堇青石の結晶を含んで居る。

石灰岩の如きは、水熱性變質に遭へば、純白結晶質の大理石となるのみならず、又大抵その中に種々の礦物をも發生して居る。磐城原の町の西、大原に、棒砂糖の如

き白色無層理の大理石があるが、是れは中生代灰色石灰岩の之に接した閃綠岩の爲めに變質したものである。又相州丹澤山には、御坂凝灰岩(中生代)の閃綠岩の變質作用で、角閃岩様のものに變じてゐるのである。

以上の如き類例は一々枚舉に遑あらずである。

次に、火山岩と接觸して起つた變質の例も極めて多いのである。先づ石炭が之に接すれば、其の中の揮發物が去つて、炭質は多少骸炭的になる。九州豊筑の炭田で、煇石と稱する石炭は普通炭の火山岩と接して一種の無煙炭に變じたものに外な



第百二十一圖
(イ)九州上山田炭田(ロ)第三紀砂岩(ハ)石炭(ニ)火山岩(ホ)頁岩(カ)同炭石

らぬのである。第二百二十一圖は上山田炭田の炭層の、火成岩突入の爲に、燻石に

變じた状を示すものである。

粘土の如き岩石は、火山岩と接すれば、焼けて黄色乃至赤色となり、同時に碧玉(ジャスパー)様の石となつてゐる事が間々ある。石灰岩は、水熱變質の時の如く、大理石に變ずるのである。其の最も名高い一例はアイルランド嶋の沿岸に在るラスリン嶋の白堊である。此の白堊は、第二百二十二圖は玄武岩の二大脈と一小脈とに貫れて、二大脈間の幅約四十尺間は全部大理石となり、二大脈の外側も約三尺間は同じ大理石に變じて居る。

燃燒變質の結果として、菱鐵礦が磁鐵礦に變じた例もある。

尙變質と見做すべきものは、接觸の爲に、柱狀節理を現はしたものである。例へば獨逸の三疊紀砂岩の如きは、その色赤色となつて層理を失つてゐるのみならず、之と同時に、柱狀節理を現じて居る。



圖 二 十 二 百 第
ケ ケ ケ
(ケ) 聖白は所き白所るたじ變に石理大の聖白
(島) ンリスラ・ドンラルイア) 石理大(タ) 岩武玄

第二章 外生力

第一節 外生力の種類

外生力とは地球面若くはそれ以外に在つて種々に之を變形せしむる所の力である。即ち水、空氣、并に有機物の作用はそれである。此等は孰れも、一方に破壞的に働くかと思へば、他方には必ず建設的に働いて居る。而して斯く此等を活動させる原動物は、取りも直さず彼の太陽である。太陽はその光線を以て地球面を照らし、之を温めて、水の循環や浸蝕を促し、化學的作用や風化を起し、海水や空氣の運動を生じ、又生物の發生をも惹き起す等、其の地球面の諸機關を動かす勢力は偉大なものである。蓋し太陽の外、月も亦地球面に於ける一勢力に相違ないが、其の力は潮汐を起すくらいに止まつて、太陽のそれに比べては、極めて微弱であると云ふの外ない。

第二節 水的作用

水の力は、外生力中最大のものである。水は液體として働くの外、又固體としても働くのであるが、是れは別に氷の作用として述ぶる積りである。

水の作用は内生力によつて陸面に生じた凹凸を平にするものである。即ち、謂はゞ内生力に反對するものである。故にその最後の結果は陸面の凹凸を全く除去するに在る。しかし、内生力は又之と反對に働くのであるから、詰まる所、兩者は絶えず一種の争闘をしてゐるやうなものである。何れが最後の勝利を得るか、は地球面から水のなくなるのと、地球の内生力の衰弱するのと、何れが早いかといふことに在るのである。然るに此の問題は今容易に之を解決することが出来ないのであるから、先づ兩者は今後も尙長く相戦ふものであると見なければならぬ。

水は一種の流轉循環をなすものである。即ち地球面から空中に昇るかと思へば、復空中から地球面に降るのである。中で陸面に降つた水は多く海中に入るのであるが、その水が海中に入るまでに取る途には二筋ある。一は陸地面を流るゝのと、一は地の底に入つて、此の中を流るゝのとである。尤も地の底に入つた水は、又何れの場所か地面に出て、之を流るゝ水と一所になつて海中に入るのである。

海中に入つた水は又蒸發して空中に昇つて、後更に又地球面に降るのである。實に水は斯くぐるぐる流轉循環をする間に、種々の作用を爲すのである。此の作用に二様ある。一は化學的作用で、一は機械的作用である。

化學的作用は地面でも行はるれば、又地下でも行はるゝ。地面では、器械的作用と共同して、盛に岩石の風化を促すのであるが、地下では、主として岩石を分解して其の溶け易い部分を溶解するのである。

器械的作用は主として流水と海岸に打寄する波浪とで行はれて、流水は主として地面に溝を掘ることに力むるのである。此の溝を掘ることを水の浸蝕と稱へて、褶曲によつて出来た地球面の凹凸を更に複雑な形に變するものである。

水の作用は、化學的なるものと器械的なるものとを問はず、一方に破壊を專にするかと思へば、他方には建設的に働きつゝある。例へば、化學的作用は岩石を風化溶解するのであるが、其の溶解した礦物は更に之を或は地面に、或は湖海の底に、或は地の底空所に沈澱しつゝある。又浸蝕の如きも、自ら岩石を掘つて奪ひ取つた物質は之を他の個所に沈澱して、新地層を作りつゝある。

第三節 水の化學的作用

一個年間に雨雪となつて全地球面に降下する天水は約二千二百萬億石と見積らるゝのであるから、之を地球面に萬遍なく配布すれば、厚さ三尺強の水層となるが、此の水は必ず多少空中に在る瓦斯を溶解して居るのである。その瓦斯といふのは酸素、窒素並に炭酸で、水が化學的作用を爲すのも主として此の中の酸素と炭酸とに因るのである。炭酸は、地面に降つた儘の水中には、未だ甚だ少なく、その量は吸収した空氣量の約二厘五毛にしか過ぎないのであるが、地面に浸み込んで、腐敗植物と觸るれば、忽ち此の腐敗から生ずる炭酸を吸収するのである。又此の水が地の底深く浸み込む場合には、地心から昇り來る炭酸をも吸収するのである。随つて水は遂に炭酸に飽和さるゝことも少なくないのである。

尙又地下に入つた水は腐植酸をも吸収するのであるから、此の酸と、前に述べた炭酸と酸素とで、その溶解力や分解力は大に増して來るのである。蓋し岩石で、永年間に氣長に、此等の瓦斯に働かれて、尙且完全に之に抵抗し得るものはないといふ

のである。窒素に至つては、無氣力のものであるだけ、何等の作用をもなさないものである。

何故に、岩石は、脆くも諸瓦斯を含む水に浸かざるゝかと云ふに、地下に入る水は、獨り岩石中に在る大きな龜裂や層面を傳ふばかりでなく、岩石を組み立つる礦物の結晶間、若くは結晶其の物の中に在る毛のやうに細い割目にまで入り込むからである。而も上から入り込む水の量が愈多ければ、その壓力も亦愈多い譯であるから、水も愈容易に入り込むのである。岩石が如何に小龜裂や微孔に富んで、水を多量に吸収し得るか、は、鑛山内や隧道で、意外に出水の多いことでも明で、又瑪瑙、玉髓等の如き一見無龜裂無孔のやうに見ゆる緻密質の石でも、之を染料にて、着色せしめ得ることによつて判然するのである。

斯く岩石は水の侵入に對して、絶対に抵抗し能はざる通りに、又分解や溶解に對しても、絶対に抵抗し得るものはないのである。例へば石英の如き堅實の石でも、もし氣長に水に働かるれば、終には全く溶け去つてしまふのである。況や長石、雲母、輝石、角閃石等の如きものに於てをやである。此等を水中に入れて、其の溶けた

痕跡を見ることの出来ないのは、溶けた分量が極めて少ないからである。然るにもし之を粉末にして水に入れば、其の之に溶けた痕跡は、確に之を見ることが出来るのである。もし此等が絶対に溶けないものとするれば、石英の假品例へば石英の形を取つた褐鐵なるものは出来ない筈である。此等が溶け去つて、その跡に他の礦物が沈澱すればこそ、假品も出来る譯である。

又分解も岩石の決して免るる能はざるものであることは、石英岩などのポロポロになつて、土となるので判るのである。又石英岩を顯微鏡に照せば、龜裂の走る所は、多く變質して居るが、是れは水が龜裂に入り込んで、その周圍を分解し始めたからである。

斯くの如く、水の分解力や溶解力は、殊にその中に前に掲げた炭酸其の他の瓦斯を含んで居る場合には意外に強大であるから、岩石で絶対に此等に抵抗し得るものはないといつても、誇張した言ではないのである。地下から再び地面に湧き出る水の多量の礦物を溶解して居るのも、全く以上の理由に基くのである。

第四節 天水と滲漏水との溶解力

膽礬、硝石、明礬等の如く、特に水に溶け易く、随つてその天然の産出も稀である岩石を除けば、大量に産して且水の溶解力を受け易い岩石は石鹽、石膏、石灰岩、白雲岩の四者である。

石鹽は食鹽の大塊で、百石の水中に攝氏の十二度乃至十五度の温度で、三十六石まで溶解し得るのである。故に水に最も博く溶解して産する礦物は此の石鹽である。而も飽和量まで溶解してゐる場合も決して少からぬのである。随つて石鹽の層は二枚の漏水せざる粘土層間に介在してゐなければ、懸て全く水に溶解し去らるるの虞がある。

石膏は、吾が國にこそ少なければ、歐洲では、山岳まで成して居る。是れは、石鹽に比すれば、水には甚だ溶け苦いものではあるが、しかし、尙百石の水中に二斗五升だけは溶けるのである。故に岩石中では可なり溶け易いものと云つてよいのである。地の底から湧出する水の、多く此の礦物(硫酸石灰の二分子の水を含むもの)を含み、

又此の石の山に洞窟の多いのも、全く此の比較的溶け易い性質によるのである。石灰岩は世界到る處に産出する岩石で、吾が國の山にも決して少からぬものである。其の成分は炭酸石灰で、水中に含まれてゐる分量は其の中の酸の量によつて異つてゐる。先づ水を純粹のものとすれば、石灰の量は水百石に付き一升の割であるが、水が炭酸に飽和されてゐる場合には、石灰の量は、約一斗に増し得るのである。石灰岩中洞穴の多いこと、其の博く水中に産すること、は亦全くその割合に水に溶解し易いによるのである。

白雲岩は吾が國には少ないが、外國には可なり多く、成分は炭酸石灰、苦土で、百石の含炭酸水中には、約三升だけ溶け得るのである。故に此の岩石の山にも、洞穴が多いのである。

以上の外、少量に産する礦物類でその水に溶け得る量は、百石の水中、菱鐵礦、炭酸炭は七升二合、菱滿俺礦、炭酸滿俺は四升乃至五升、ストンロシウム礦、炭酸ストンシウムは一斗二升、毒重石、炭酸バリウムは七合、螢石、弗素石灰は三合七勺等で、硅酸礦物に至つては、その溶解量は極めて少ない爲に、普通不溶解とさへ稱へらるるくらいである。

第五節 天水と滲漏水との分解力

水の分解作用には、單純なものと複雑なものとの區別がある。純單なものでは、水がその中の炭酸、酸素、有機酸等を以て働き、複雑なものでは、水が溶解したり、分解したりして生じた酸性や鹽性の溶液を以て、相互に働くか、又は更に他の礦物に働くのである。

(甲) 單純なる分解

此の分解には、礦物が(一)新成分を吸収してその質を變ずる場合と、(二)舊成分の一部を排出して其の質を變ずる場合と、(三)互に成分を交換してその質を變ずる場合とがある。

(一)新成分吸収の例は、無水礦が水を吸ふて有水礦に變ずる場合、(二)酸素を吸ふて酸化するか若くは硫化礦の硫酸礦に變ずる場合、(三)炭酸を吸ふて炭酸礦に變ずる場合とがある。

無水鑛の水を吸ふて有水鑛に變ずる例は、赤鐵鑛(Fe_2O_3)や磁鐵鑛(Fe_3O_4)の褐鐵鑛($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O} = \text{H}_6\text{Fe}_2\text{O}_7$)となること、硬石膏(CaSO_4)の石膏($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)となること、並に長石、霞石、白榴石等の如き硅酸鑛の沸石類となること等である。沸石とは含水硅酸鑛物の一類で、金屬では、アルミニウムの外、殊にカルシウムとソヂウムとを含むものである。

酸素を吸ふての變化の例は、磁鐵鑛(Fe_3O_4)の赤鐵鑛(Fe_2O_3)となり、方鉛鑛(PbS)の硫酸鉛鑛(PbSO_4)となり、黃鐵鑛(FeS)、白鐵鑛(同上)磁黃鐵鑛(Fe_7S_8)等の綠礬($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) (此の變化は水も加)となるが如しである。

石炭中に含まるゝ黃鐵鑛は上述の如き變化をするのであるが、之が爲に必ず熱を生ずるのであるから、黃鐵の量が多い場合には、石炭の自然發火を來すことも少くないのである。又瀝青を含む粘板岩の間々赤くなつてゐるのもその自然發火の爲に焼けた爲である。

暗色の石灰岩、頁岩、泥灰岩等が間々漂白されて褪色してゐるのも亦含有々機物の緩慢酸化によるのである。

炭酸を吸ふて炭酸鑛を生ずるの例は、生銅が酸化して赤銅鑛(Cu_2O)となり、後更に酸素と炭酸と水とを吸ふて、孔雀石($\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}_2(\text{OH})_2$)となるが如しで、橄欖石の蛇紋石に變化するのも、亦同様の變化によるのである(下に詳なり)。

(二)舊成分の一部を排出しての變化は主として還元と稱するもので、是れは腐敗有機物の作用によるのである。即ち有機物が腐敗すれば、炭水素瓦斯を生ずるのであるが、此の炭水素瓦斯は更に別れて、炭素と水素とになるのである。中で炭素は酸素を取つて炭酸となるのであるから、是れが地の中であれば、酸素を空氣に取ることが出来ないによつて、附近に酸化鑛物があれば、之を此の鑛物中から取るのである。因つて、酸化鐵(Fe_2O_3)の如きは、その酸素の一部を奪はれて、亞酸化鐵(FeO)に還元さるゝのである。然るに此の亞酸化鐵は更に炭酸と化合して、炭酸鐵($\text{FeO} + \text{CO}_2 = \text{FeCO}_3$)となるのであるが、此の炭酸鐵は、空氣に接すれば、再び炭酸と亞酸化鐵とに分離して、炭酸は空中に飛び去り、殘る亞酸化鐵は、空氣中の酸素と水とを吸ふて、終に水酸化鐵(褐鐵)に變化するのである。

以上と同様に、硫酸金屬は、還元を受くれば、硫化金屬となるのである。石炭中に、

硫化銅や硫化鐵の混じてゐるのは、全く硫酸銅や硫酸鐵の腐敗植物の爲に還元された結果に外ならぬのである。

金屬鹽は、時に還元の爲に、純金屬となることがある。米國テネッシー州ダックタウンの銅山は南北戰爭時代に一時廢業したことがあつたが、此の間に於ける黃銅の分解から生じた硫酸銅膽礬は、坑内の木材の腐敗産物の爲に還元されて生銅となり、木材上長さ約一寸の葡萄の房の形をなして附着してゐたのである。

長石の高陵土に變化するのも、成分排出と同時に水を吸ふものと見るべきである。即ち正長石は $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 (=K_2Al_2Si_6O_{20})$ で、高陵土は $2H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 (=H_2Al_2Si_2O_8)$ であるから、長石が高陵土化するには、其の中の酸化加里と硅酸の一部とが水に溶かし去られてその跡に水が新に入り込んだものとなるのである。

(三)成分交換による變化の例は左の如きものである。

菱鐵礦(炭酸鐵)は往々水酸化鐵褐鐵に變化するのであるが、是れは、前にも一寸述べた通り、炭酸を捨て、その代りに酸素と水とを取つての變化であるから、詰まり炭酸と交換するに酸素と水とを以てするのと同じである。

炭酸苦土含有の水が、石灰岩中を流るときは、石灰岩の一部を溶解すると同時にその場に炭酸苦土を沈澱して、石灰岩を白雲岩に變ずることがある。

炭酸苦土若くは炭酸石灰は菱亞鉛礦炭酸亞鉛に變ずることがある。

硫化金屬から生じた硫酸金屬を溶解した水が、石灰岩と觸るゝときは、石膏を生ずることがある。

以上の諸例より、地質學上一層大切なのは、硅酸鹽物の分解である。何故に是れが大切であるかと云に、岩石の大部分は此の硅酸鹽物から成り立つてゐるからである。含炭酸の水が硅酸鹽物を攻撃するとき、大體その中に亞爾加里、カルシウム、鐵等を炭酸鹽物に變化するのであるから、最初此等と化合してゐた硅酸の一部は遊離するのである。即ち岩石中分布の甚だ廣い長石、雲母、輝石、角閃石等は複雑な硅酸鹽物で、その中には亞爾加里の外、カルシウム、鐵、滿俺、マグネシウム、アルミニウム等を含むものであるが、中で硅酸亞爾加里、硅酸石灰、硅酸鐵、硅酸滿俺等は、硅酸苦土や硅酸アルミニウム(硅酸礬土)の甚だ溶け苦いに反して割合に、水に溶け易いのである。故に含炭酸の水の作用は、炭酸石灰、炭酸鐵、炭酸滿俺、炭酸亞爾加里等の

成立と、硅酸の一部の遊離となつて、跡に残るものは溶け苦い粘土(硅酸礬土と水)と硅酸苦土(水を含む)とである。此の際に遊離する硅酸は水に溶けて他へ去るか、又は石英、蛋白石の類となつて残るのである。蓋し、硅酸も一萬倍の水に溶解するものであれば、則ち水さへ潤澤なれば、跡に残ることはないのであるが、是れが不足であれば、無論純硅酸となつて残らざるを得ないのである。

以上に依つて観るときは、硅酸礦物分解の最後の産物は、含水硅酸礬土と、含水硅酸苦土とであることが明である。前者は粘土や高陵土の類で、後者は蛇紋石や滑石の類である。岩石分解の場所に、此等の多量に産するのは全く上述の理由によるのである。

尙爰に述べて置きたいことは、橄欖石の水を吸ふて蛇紋石に變じ易いことである。橄欖石は硅酸苦土($2MgOSiO_2$)で、蛇紋石は含水硅酸苦土($3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$)であるが、前者が後者に變ずる際、餘分の苦土は水中の炭酸と化合して、菱苦土石となり、餘分の硅酸は石英又は蛋白石となつて分離するのである。輝石や角閃石も亦蛇紋石に變じ易い礦物である。此の變化を蛇紋石化といふのである。

(乙) 複雑なる分解

水は原生若くは分解産物として生じた種々の鹽類を溶解してゐるもので、中でも尤も普通のものには食鹽(鹽化曹達)、鹽化加里、鹽化石灰、鹽化苦土、硫酸石灰、硫化苦土、炭酸石灰、炭酸苦土、炭酸鐵、炭酸曹達、炭酸加里、硫酸鐵、硅酸等である。勿論此等の量は甚だ少ないものではあるが、しかし尙斯かる溶液が互に相出會ふか、又は礦物の上に、濺がるれば、必ず化學的反應を起して、時にその反應は頗る複雑を極むるのである。今一々之を詳述することは本書の目的でもなく、又頗る繁雜に渉るを以つてこの事はピシヨフの化學地質學に譲ることとして、茲には獨り同じやうな方法で出来ると見做された假品の事を少しく述ぶることとする。

假品は、岩石内にあつては、極めて多いもので、つまりその中に浸み込んだ水の作用で、一礦物が他の礦物の結晶形を取つたものである。例へば石英が方解石の形を取り、蛇紋石が橄欖石の形を取り、錫石が正長石の形を取るが如しである。

假品には二種類ある。一は變質假品で、一は驅逐假品である。變質假品は原礦物が新成分を吸收するか、舊成分の一部を排出するか、若くは又

多くの場合に於けるが如く、舊成分の一部の去つた跡に、新成分の入り込んで出来たものである。例へば硬石膏の形を取つた石膏、赤銅礦(Cu_2O)の形を取つた生銅、黄鐵礦(FeS_2)の形を取つた針鐵礦($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$)等である。

驅逐假晶とは、新礦物が原礦物を全く驅逐してその形を取つた場合をいふのである。蓋し假晶の大部分は此の類に屬するのである。方解石の形を取つた赤鐵礦、螢石の形を取つた石英、食鹽の形を取つた石膏等は、その例である。

假晶現象は獨り礦物の小塊に止まるのみならず、時に岩石の大塊にも見ることがある。例へば石灰岩が大部分赤鐵や褐鐵に變ずるが如しである。又大木幹の化石が全部蛋白石に變じてゐるのもその一例である。

第六節 風化

風化とは岩石の變色して、軟くなつて、自然に小片に毀はるることを云ふので、結局水の化學的作用と、風、雨、氣温、結氷、有機物等の器械的作用との合同結果に外ならぬのである。蓋し中で風雨は岩石面に生じた、小片を持ち去つて、絶えず新表面の露

圖 三 十 二 百 第

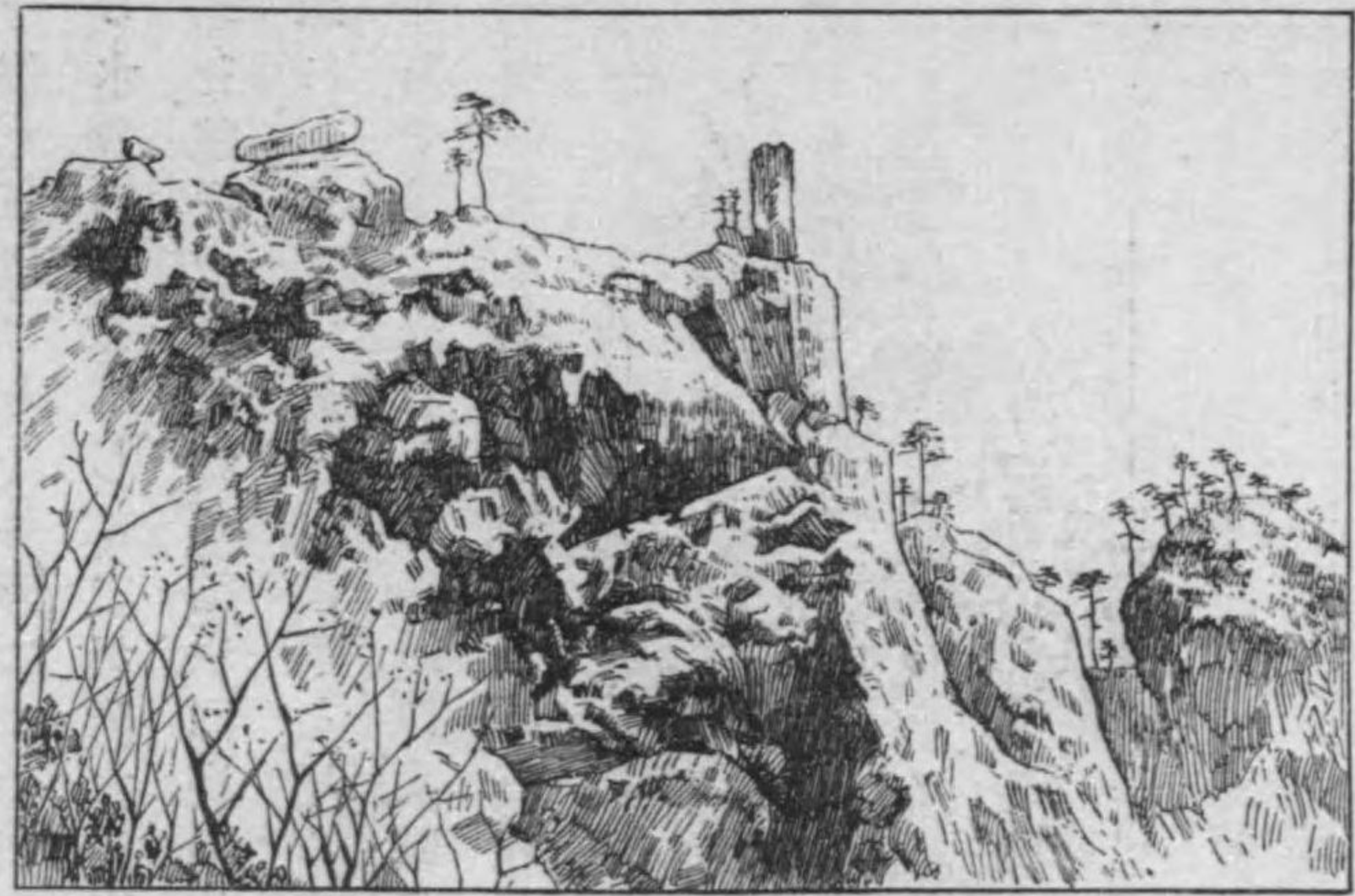


門 石 一 第 の 山 義 妙

出を促し、氣温はその昇降によつて、岩體の膨縮破裂を促し、結氷は岩石の龜裂中に在る水の容積を増して、之が擴大を來たし、次いで岩石自身の破壊を促し、植物も其の根を龜裂中に入れて、結氷同様の作用をなし、動物も、地中棲の種は、之を覆へし、之を疎にして、下の岩盤の破壊を早め、尙又一般の動植物に在ては、その腐敗から生ずる瓦斯や酸で、岩石を化學的に攻撃するのである。殊に次硝酸を分泌する微菌は、岩石中の最小孔や最細龜裂に侵入して、意外に著しい破壊力を働くものである。

風化の岩石に働いた直接の結果は、其の岩石をして、種々の之に特有な形を取らしむることである。蓋し風化は軟弱な岩石に最も強く働くのであるから、岩石中に、特に軟弱な部分があれば、その部分は他の部分より一層強く風化することになる。故に山が種々異質の岩石から

圖 四 十 二 百 第



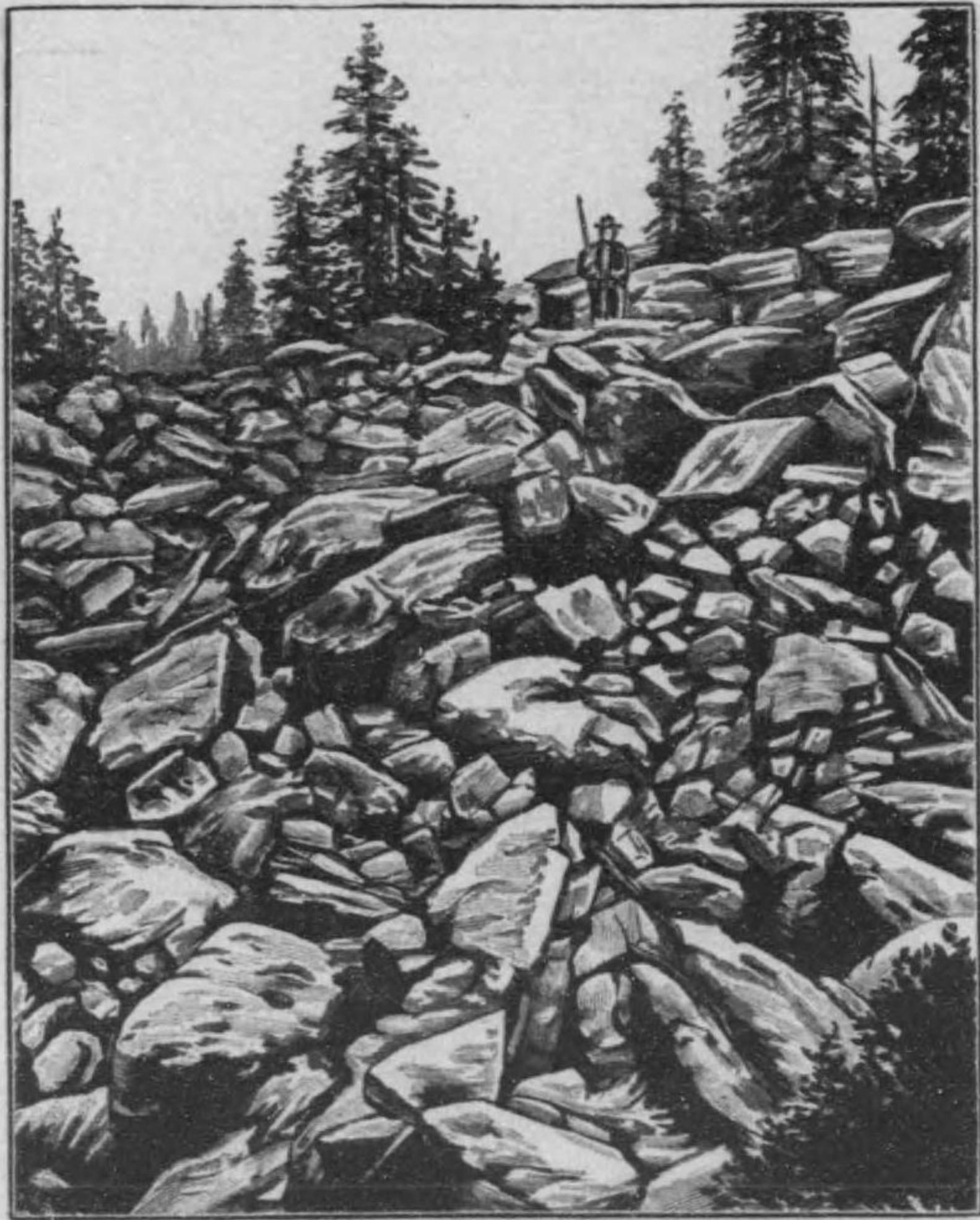
岩 奇 の 山 義 妙
岩砲大はのもの臥横方左岩ギルユはのもの立直央中

成る場合には、堅實な岩石の部分は他の部分以上に突出するのである。風化した岩石面の往々凹凸を呈してゐるのも全く以上の理に由るのである。上州妙義山の石門井に其の他の奇岩も亦風化形に過ぎないのである。(第二百二十三、二百二十四圖)。

岩石が塊状岩で、その風化が主としてその割目や節理から進捗するとき、その結果は多数の岩塊の堆積である。之を岩石海と稱するのである(第二百二十五圖)。岩石海の成立は略第二百十六圖と第二百二十七圖とによつて説明することが出来る。便ち第二百二十

六圖を花崗岩の龜裂に沿ふて風化しつゝある所とす

圖 五 十 二 百 第

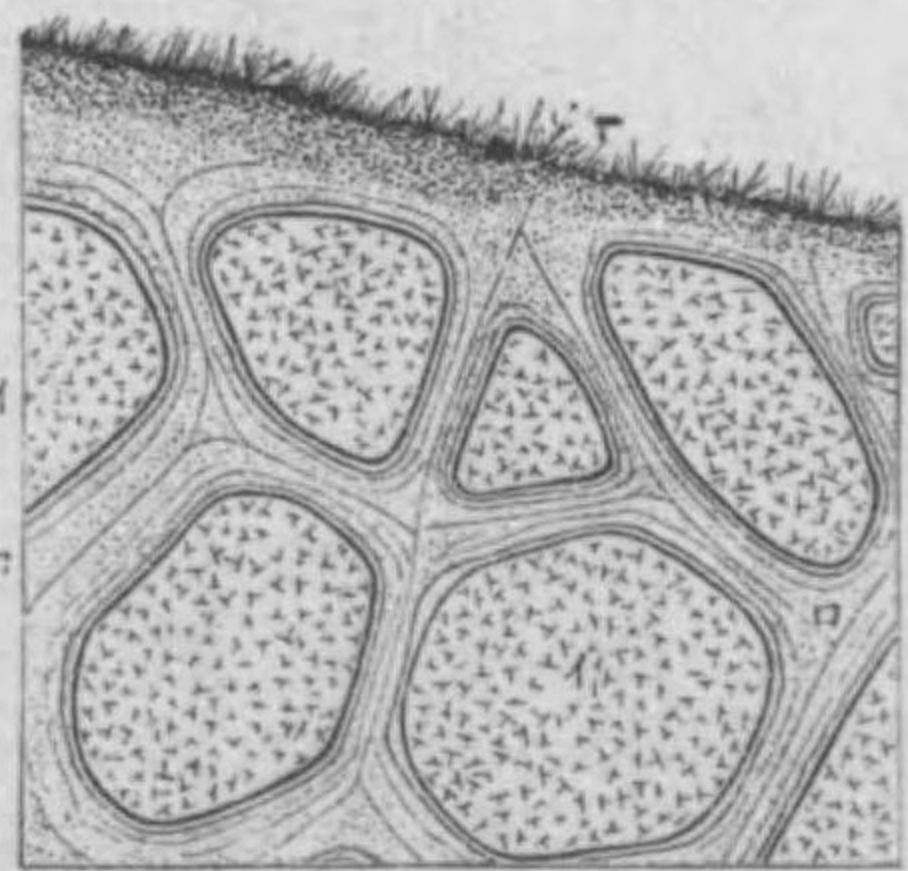


海石岩のトスレチフンヤミへホ逸獨

れば、風化が進んで之が爲に出来た岩砂が水に洗ひ流されてしまへば跡に残るのは第二百二十七圖に示すが

勢力篇 外生力

圖 六 十 二 百 第



花崗岩の風化

分部たけかし化風(口)分部の鮮新(イ)

圖 七 十 二 百 第



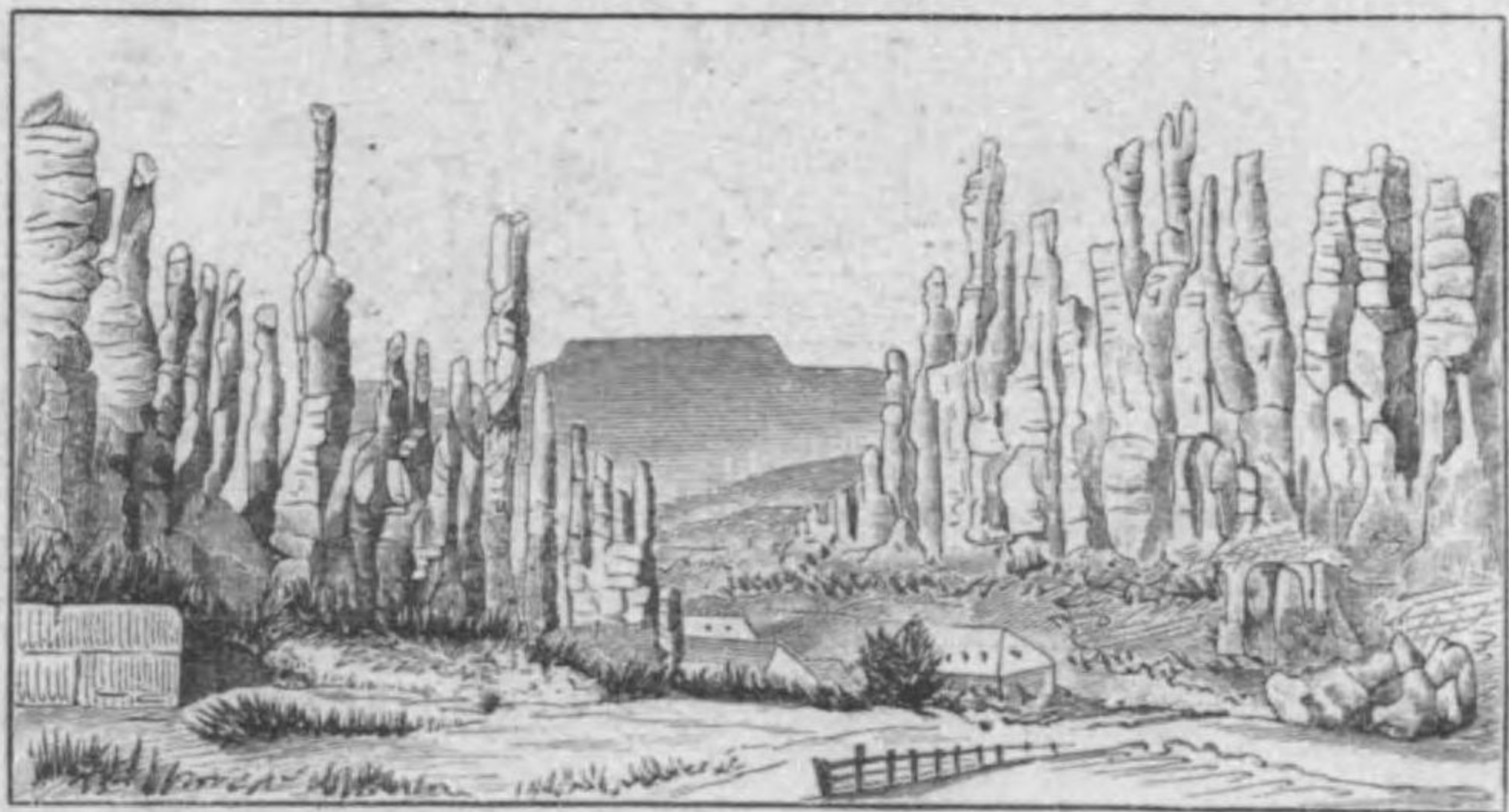
積堆の塊石

圖 八 十 二 百 第



化 風 狀 棘 の 山 ス プ ル ア

圖 九 十 二 百 第

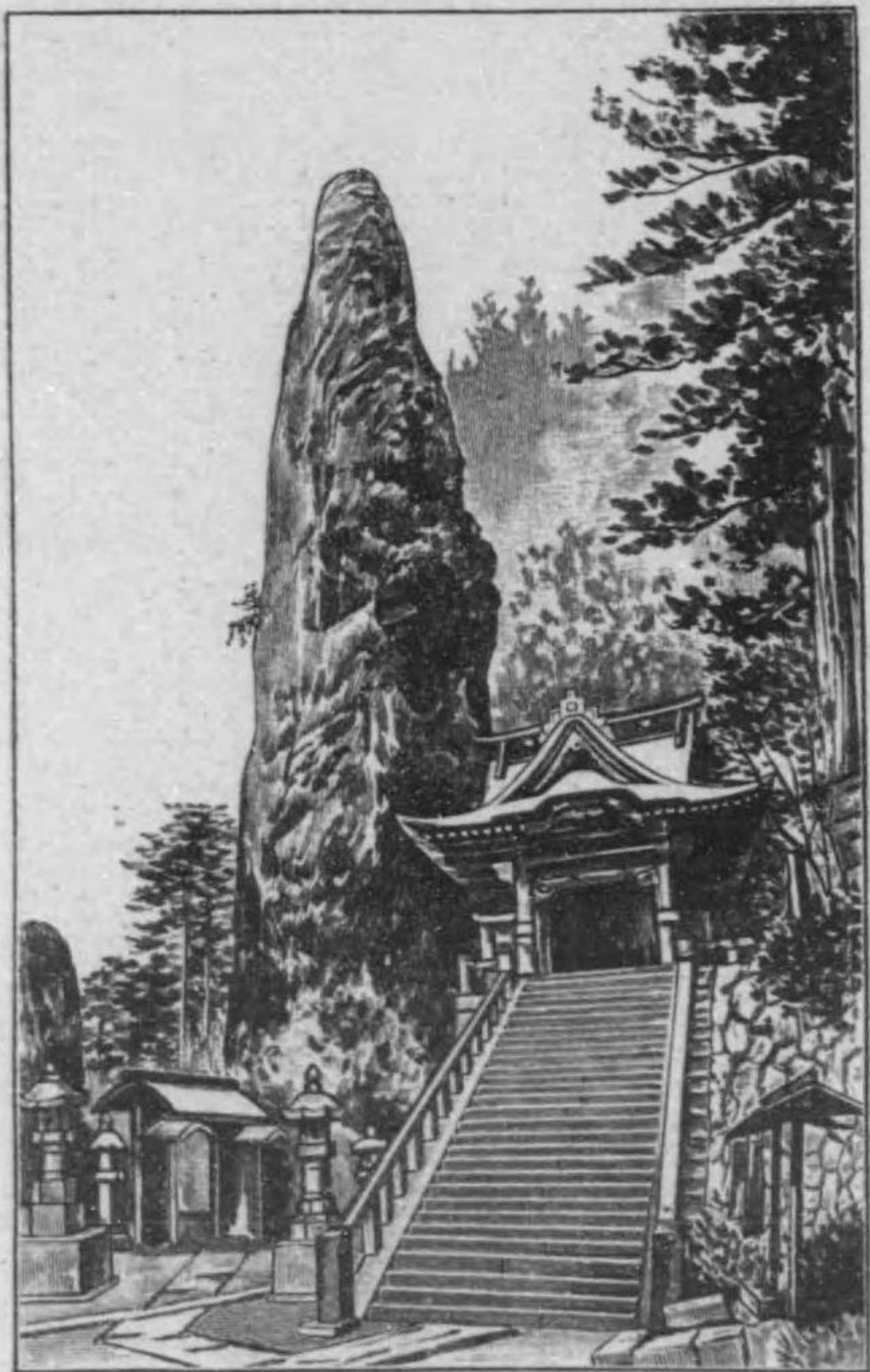


林 石 の ハ バ ス ル テ ー ア

如き龜裂間の心を形
つた岩塊の堆積であ
る。
異様の風化形の中
には、岩針を駢べたや
うにその頭の尖つた
ものがある。是れは
アルプス山では、結晶
片岩の急勾配で傾い
たもの(第百二十八圖)
たあり、吾が國の長野
附近では、白色石英粗
面岩の山頂に在る。
獨逸アーデルスバ

ハの石林(第百二十九圖)と稱するのは、縦節理を有する砂岩が此の節理に沿ふて風
化して出來た岩柱の林である。

圖 十 三 百 第



岩 燭 蠟 の 山 名 榛

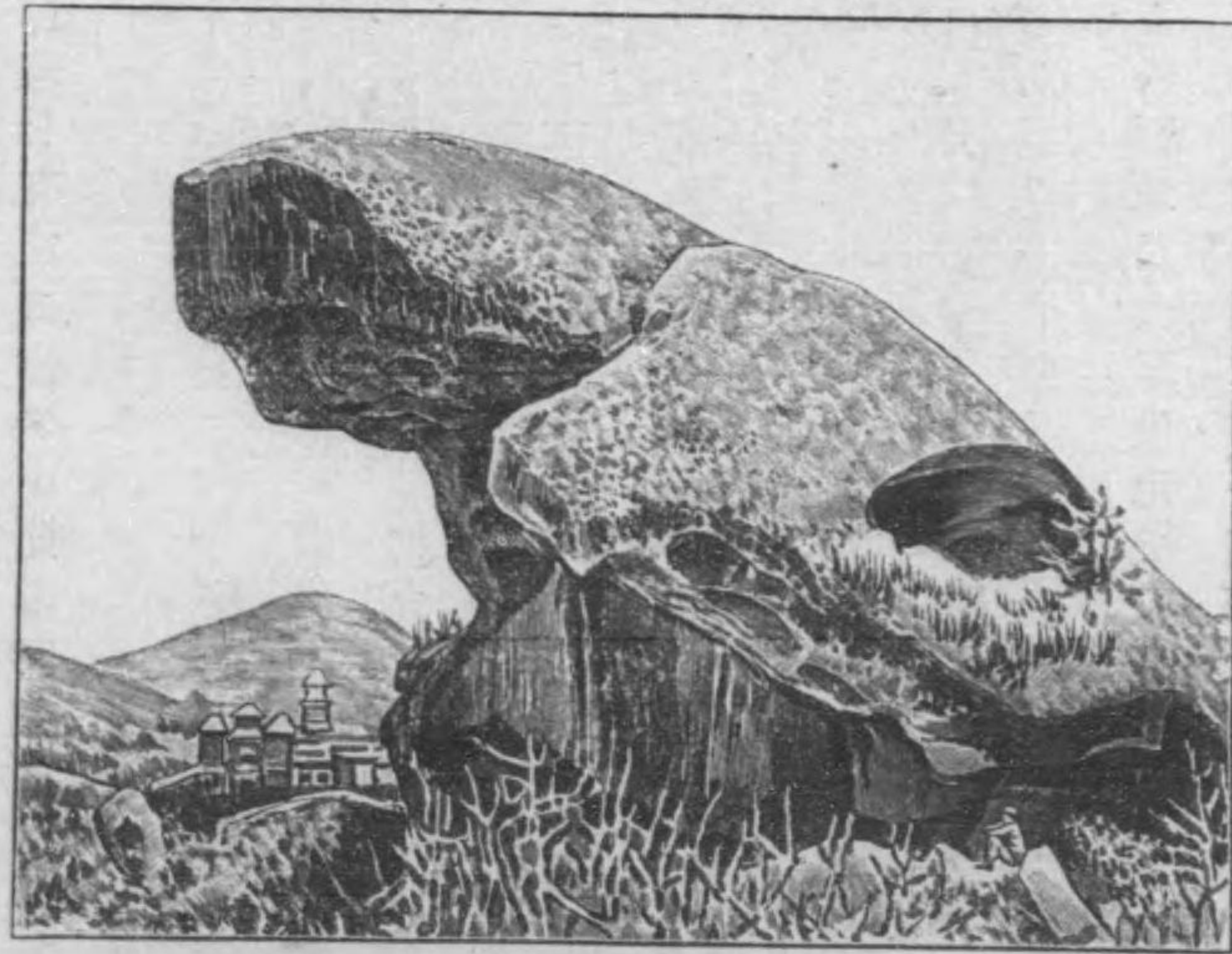
榛名山の蠟燭岩(火
山集塊岩、第百三十圖)
同九折岩(安山岩、印度
アプー山の大礫岩、花
崗岩、第百三十一圖)等
は何れも奇異の風化
形に外ならぬもので
ある。

他へ運搬されざる限りは、原位置に止まり、斜面地又は懸崖地であれば、その麓に堆
積するのである。此の堆積を堆層(第百三十二圖)と稱して、一個所なれば扇状をな

し、長く連なる崖下であれば、又長く連なる斜面をなすのである。

風化産物の最終の結果は土砂である。通常土壌と稱するものは此の風化産物の最終の状態である土砂に外ならぬのである。土砂とは、精く云へば、粘土、礫母並に砂である。吾が國の諸所に産する赤土と稱して、酸化鐵に富む赤色の土も亦此の風化産物の一である。歐洲で、此の赤土の多いのは地中海沿岸の地である。然るに中歐には、褐色土が多く、北歐には灰色土が多いが、褐色は水酸化鐵の來たす所で、灰色は腐植

圖 一 十 三 百 第

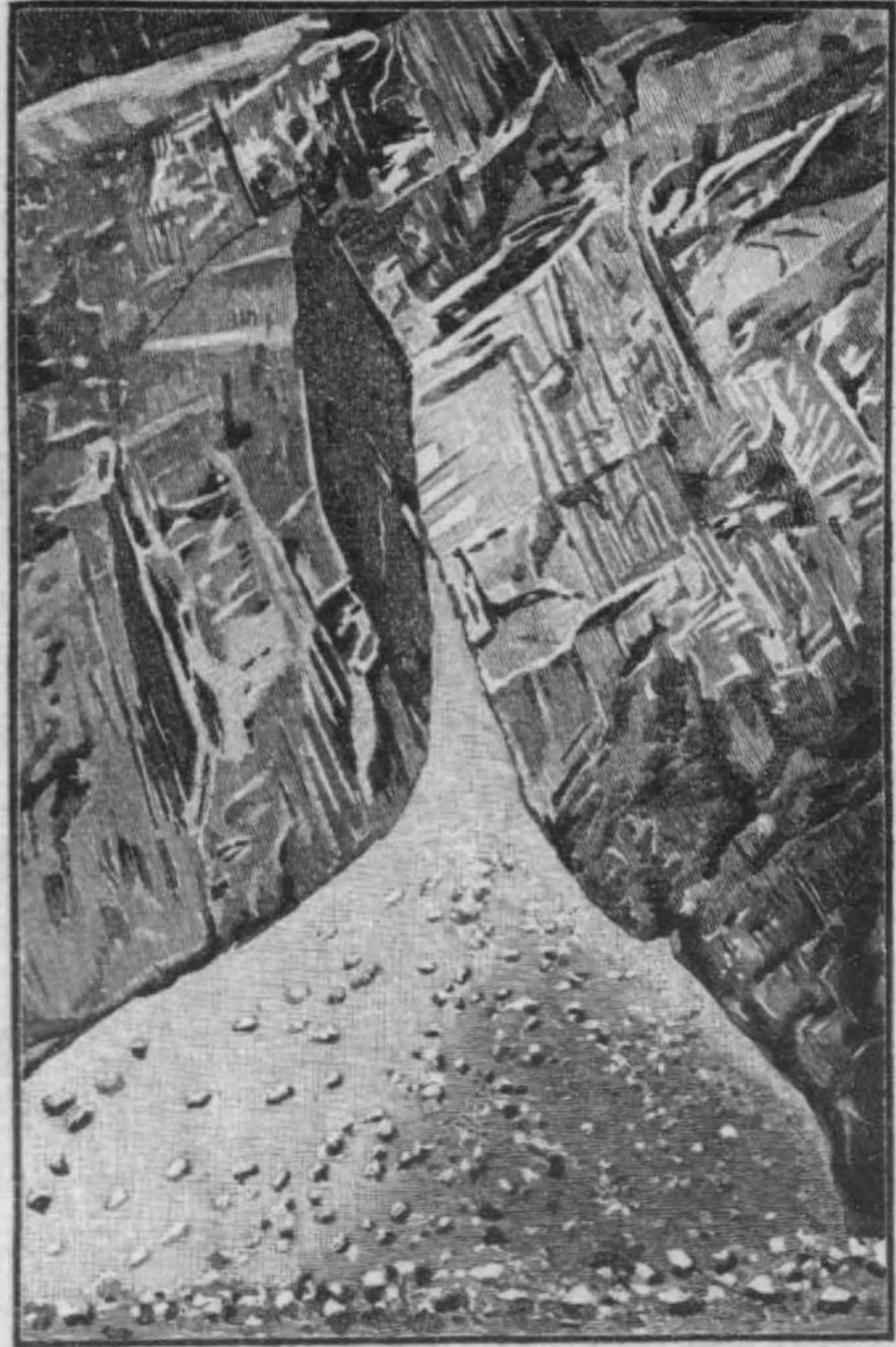


岩 墓 大 の 山 - ナ ア 度 印

物の來たす所である。

熱帶地方の赤土は特にラテライトと稱して、其の分布が極めて博いのみならず、

圖 二 十 三 百 第



層 堆

又非常な厚さに及ぶものである。此の土も、亦水酸化鐵の着色を受けてゐるが、其の質は、パウエルによれば、普通の粘土や礫母と違ふといふのである。即ち此等の如く、含水硅酸礬土ではなく、水酸化礬土で、礦物

の水礬土($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$)と同様の成分を有つてゐるとの事である。

第七節 地下水と泉

空中から降下する天水は、地面に達すれば則ち下の如き三途を取るものである。
 (一)再蒸發をすること。(二)河湖に流れ込むこと。(三)地下に滲漏すること。今此の三途を取る水の分量は、之を精細に知ること困難であるが、先づ全量を三等分して、その一は天上し、その一は河湖に入り、その一は地下に入ると見たならば、敢て大きな誤りはないかと思はる。

地下に入る水の分量は地盤を構造する岩石の質によつて大に異なることは勿論である。地盤が砂や砂利から成り立つてゐれば、水は自在に之に滲漏し、粘土や礫母であれば、滲漏は頗る困難でもし又それが既に幾分の水を含んでゐれば全く不漏と見てもよいのである。又地盤が堅岩であれば、水は龜裂ある場合にのみ、之に滲漏するのである。しかし、地盤が地面から深い地の底まで、又廣い面積に亘つて、全然不漏質であることはないから、地の底には大抵水が溜つてゐるものと見るべしである。之を地下水(一名地水)と云つて、その再び地上に出るものを泉といふ

のである。

地下水が何程の深さまで入り込み得るものであるかは未詳であるが、若し攝氏百度に熱する所まで入り込むものとすれば、その下限は約三十町の深さとなる譯である。しかし、入り込むに随つて愈増大する壓力を計算に入れば、水は六百度に熱して始めて水蒸氣となる理であるから、前の深さは四里半強とならねばならぬ。

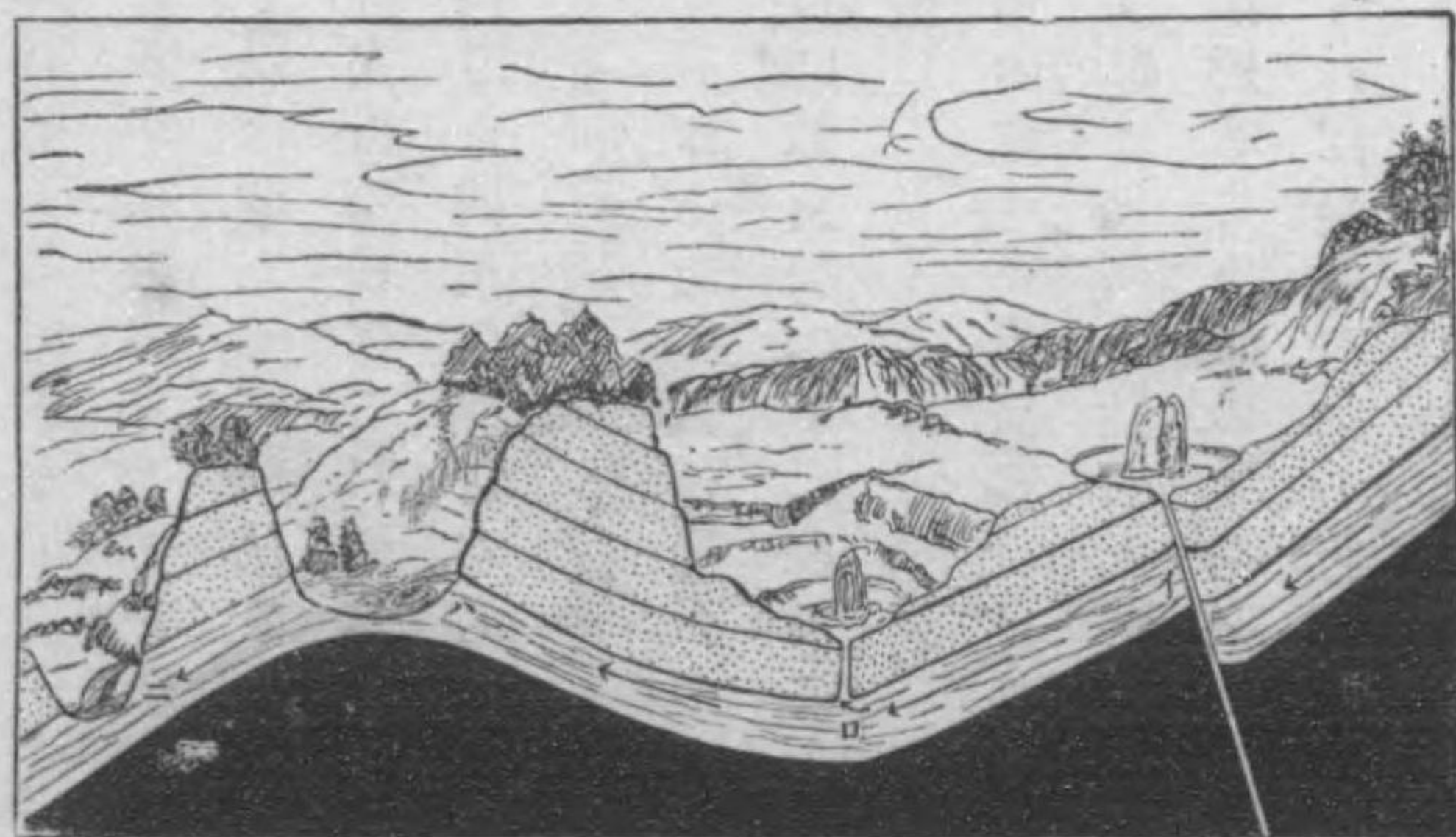
地下水の面は隨所大にその高さを異にして居る。即ち此の面は、降雨の多い土地では、地面下僅に數尺の下に在るが、乾燥地では、時に數百尺の下に在ることがある。

地下水は地の底に溜つてゐるものとは言へ、地面の水と一般、又多少流れてゐるものである。但しその動き方は、地面のそれに比すれば、場所の性質上甚鈍いのである。蓋し其の地面水に比し、一層多量の礦物を溶解してゐるのも全く之が爲である。今此の溶解礦物は之を地面水のものに比すれば、炭酸石灰と曹達鹽とに富んで、有機物と加里や安母尼亞の鹽類に乏しいのである。是れは、地の底は、地面若

くは地面附近の如く、腐植物に富んでゐないからである。斯くの如く地下水は有機物に乏しく且地面水の如く塵埃等の不純物を混じてゐない所から、飲料としては概して良好である。故に大市街地でも河水によらずして、深井を掘つて此の地下水による所が少なくないのである。水質は概してその源が深ければ深いだけ、それだけ良好である。

地下水の表面は大體地面の形に併行してゐるものではあるが、液體だけに、その凹凸が地面より遙に少ないのである。故に谷の如き凹地では地下水面と地面と相接近して、遂に相横切ることがある。斯かる所では、水は地面に湧出するのである。此れが即ち前に

圖 三 十 三 百 第



泉層(ニ) 泉溢氾(ハ) 泉底谷(ロ) 泉層斷(イ)

述べた泉(俗稱出水)である。

泉には、之を湧出する地層の深淺によつては、上水と底水とを區別し、地層の形によつては、層泉と氾溢泉と谷底泉とを區別し、水の流るゝ方向によつては、降泉と昇泉とを區別するのである。

上水(地面水)とは、下に不漏の岩石を控ゆる疎鬆質の含水層が、地面に露出する場合に、その層中に在るものである。底水とは、地盤が水の滲漏しない岩石から成りて、其の中の割目から出て來る水である。前の場合には水は多く直接附近の地面から浸み込んだものであるから、其の質不良であるに反して、後の場合には、水は遠方から地の底を潜つて來るものであるから、その質は多く善良である。

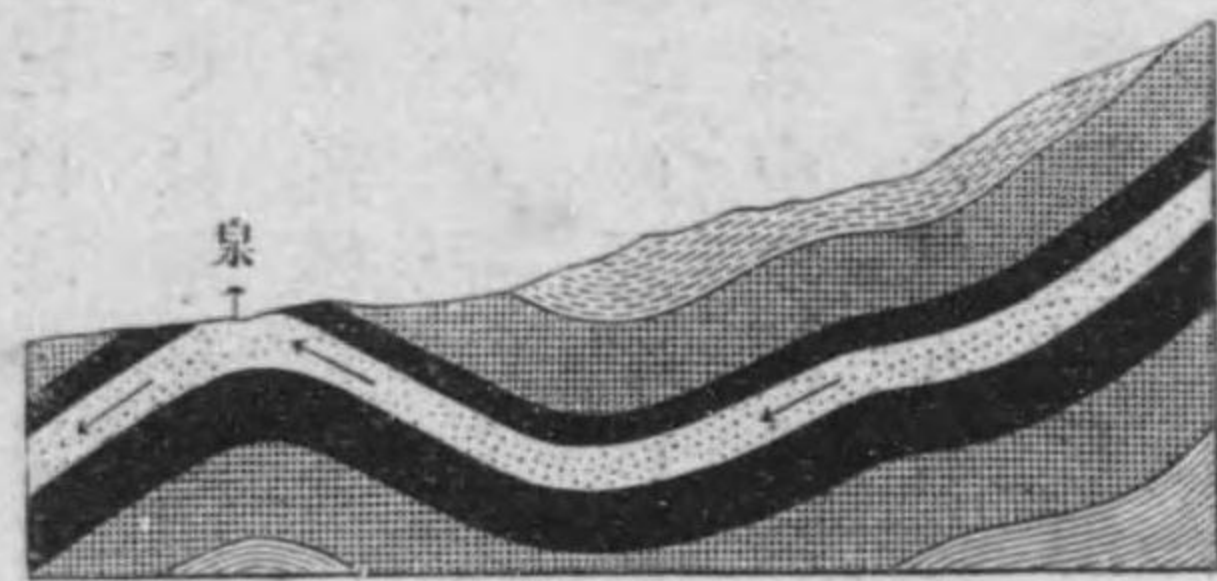
層泉とは、山が傾斜層から成立つ場合に、その一に含まれた水が傾斜面を流れて山腹に湧出するものを云ふのである(第三百三十三圖ニ)。

氾溢泉とは、含水層と、之と重なる不漏水層とが、槩狀をなす場合に、その中の水が槩から溢れて山腹に出るものをいふのである(第三百三十三圖ハ)。

谷底泉とは、谷が地下水面以下まで地盤に切り込んである場合に、その谷底若く

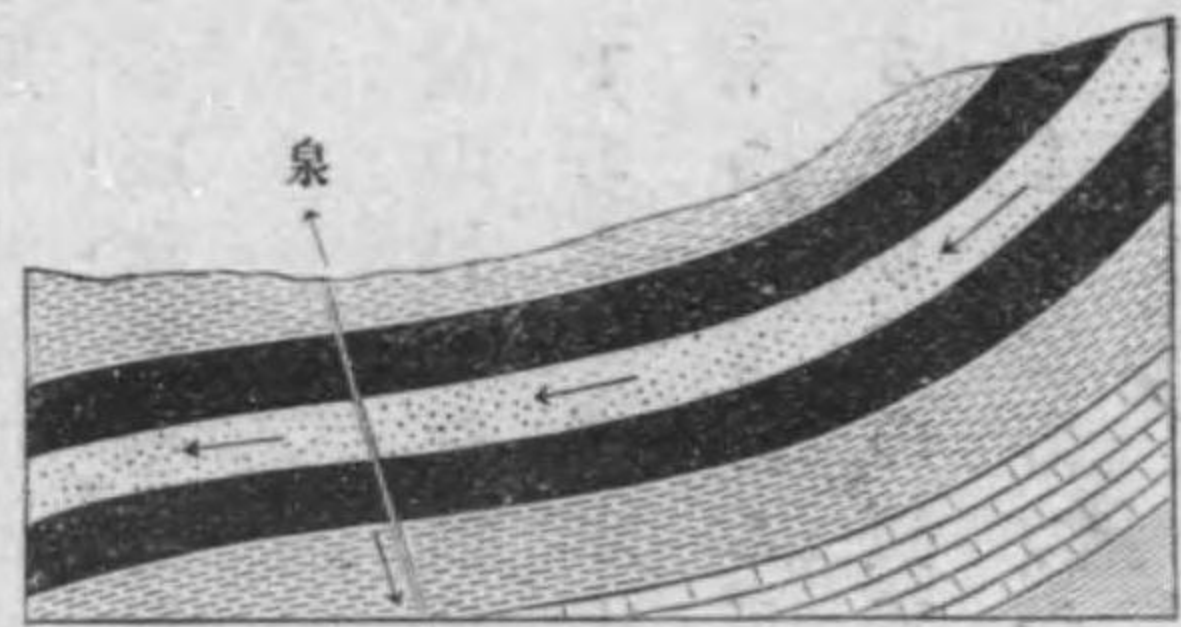
は谷側に出る水を云ふのである(第三百三十三圖)。降泉とは層泉と同様、不透水の層面を流れてその下端に出るものであるが、昇泉とは、水壓によつて上方に押し出さるゝものである。昇泉では、水路が必ず二部に別かれてゐる。即ち一は傾いて下に向いてゐる部分で、一は上に向いてゐる部分

圖四十三百第



合場るめてれ露に面地の層水含てに泉昇

圖五十三百第



合場ふ傳を目割りよ層水含てに泉昇

圖六十三百第



合場のみを目割部全てに泉昇

であることもあり、又下向き上向きの兩部分とも割目(第三百三十六圖)であることも

である。此の上に向いてゐる部分は同じ含水の層であること(第三百十四圖)もあれば、又はそれから分岐する割目(第三百十五圖)

圖七十三百第



戸井拔掘の地沃レリウの漠沙ヤリセルア

ある。何れの場合にても、水を上に湧出さずるものは水壓である。而して含水層から分岐する割目が斷層線であるときは、特に此の泉を斷層泉(第三百三十三圖イ)といふのである。

降泉でも又昇泉でも、それより一層高い地に、水を供給する所があつて、始めて成立するものである。是が山の頂上に泉のない所以である。世に掘抜井戸と稱するものは、人工によつて出来た昇泉に過ぎないので、此の井戸の成功し易いのは、水を含む層と含まない層とが互に重り合つて、且同時に向斜谷をなしてゐる場合である。近來沙漠又は半沙

るものは、人工によつて出来た昇泉に過ぎないので、此の井戸の成功し易いのは、水を含む層と含まない層とが互に重り合つて、且同時に向斜谷をなしてゐる場合である。近來沙漠又は半沙

漠の地で、掘抜井戸を掘つて、多量の水の噴出を見た所がある。例へばアルゼリヤの沙漠(第三百三十七圖)や、合衆國西部の半沙漠の如しである。此等の地では、之が爲に、水が潤澤になつて不毛の地も次第に耕地に變じつゝある。

泉の温度は種々であるが、多くは其の湧出地の一箇年の平均温度以下である。現に温帯地にも、時に攝氏二三度の低温度を示すものがある。水の温度が其の土地の一箇年平均以上となると、通例此の泉を温泉といふのである。

第八節 温泉

泉の温度は、少しは泉源をなす降雨の温度にもよるのであらうが、しかし其の重なる本源は泉の通過する岩石の温度と云はなければならぬ。地熱は前にも述べた通り、下に向かつて次第に増すものであるから、温泉は大抵高熱を有する深い地の底から来て、しかも多くは昇泉であると見るべしである。但し火山地方の温泉は除例外で、その源は非火山地に於けるが如く、深くもなく、又泉種は昇泉ではなく、降泉であることも少からぬのである。

温泉の火山地に多いことは勿論であるが、その非火山地にあることも少なからぬのである。吾が國の如き火山の多い土地でも、非火山質の地から湧出する温泉がいくらかもある。例へば神戸諏訪山(花崗岩)、伊豫道後同上、但馬城崎(第三紀層)、紀伊鉛山(同上)、能登和倉(同上)、紀伊龍神(三倉層等)の如しである。

温泉はその所在地が火山地であるとなしに拘らず、必ず地心の火山的活動と關係あるものであるとは、従來の考であつたが、ジウスは之を三種に別けて、天水の地の底に浸み込んで熱くなつたものと、地心から立ち昇る水蒸氣の地殻内で凝集したものと、兩者の混合したものにして、地心から出たものは之を天水から来たものに比すれば、溶解物に富んで、その中には銅、ニッケル、コバルト、砒、アンチモニー、錫、鉛等の如き金屬があり、又天水から来るものは昇降何れの泉でもあり得るが、地心から来るものは多くは昇泉であると云つて居る。又ゴーチエーも、温泉は一般に氣體の凝集したものとしてゐるが、その氣體は地心から来るものばかりでなく、地殻内に在る固體火成岩中に含まるゝもので熔岩上昇の際に熱せられて、外に放出されたものもあると言つて居る。何れにしても此等の説は理窟に叶つてゐる。

説と云ふべしである。
 温泉中には、其の湯を多少週期的に、噴き出すものがある。之を間歇温泉といふのである。

間歇温泉の所在地は北米ワイオミン州のエローストーン國有公園、ニウジールランドの北島、アイスランド島、智利のピエホ火山、サンフランシスコ市の北、アゾールス島並に日本である。

北米ワイオミン州の間歇温泉地は世界で最も有名で、約五百方里の区域内に普通温泉が約三千四百、間歇温泉が約一百、あつて外に尙多數の泥湯泉、硫氣孔、炭酸孔、蒸氣孔等の類がある。此の地の間歇温泉中、大きいので有名なのは古忠泉(オールド、フェイスフル)、巨人(ジャイヤント)、巨女(ジャイヤンテス)、蜂の巢(ビーハイブ)等で、古忠は約六十五分毎に湯を二百尺の高さに噴出し、巨女も十四日毎に湯柱を約二百尺の高さに噴出し、巨人は二百五十尺の湯柱を不規則に噴出し、蜂の巢は八時間毎に湯柱を約二百五十尺の高さに噴出して居るのである。

アイスランド嶋は最も古くから知れてゐた間歇温泉地で、其の大ガイシルと稱

第百三十八圖



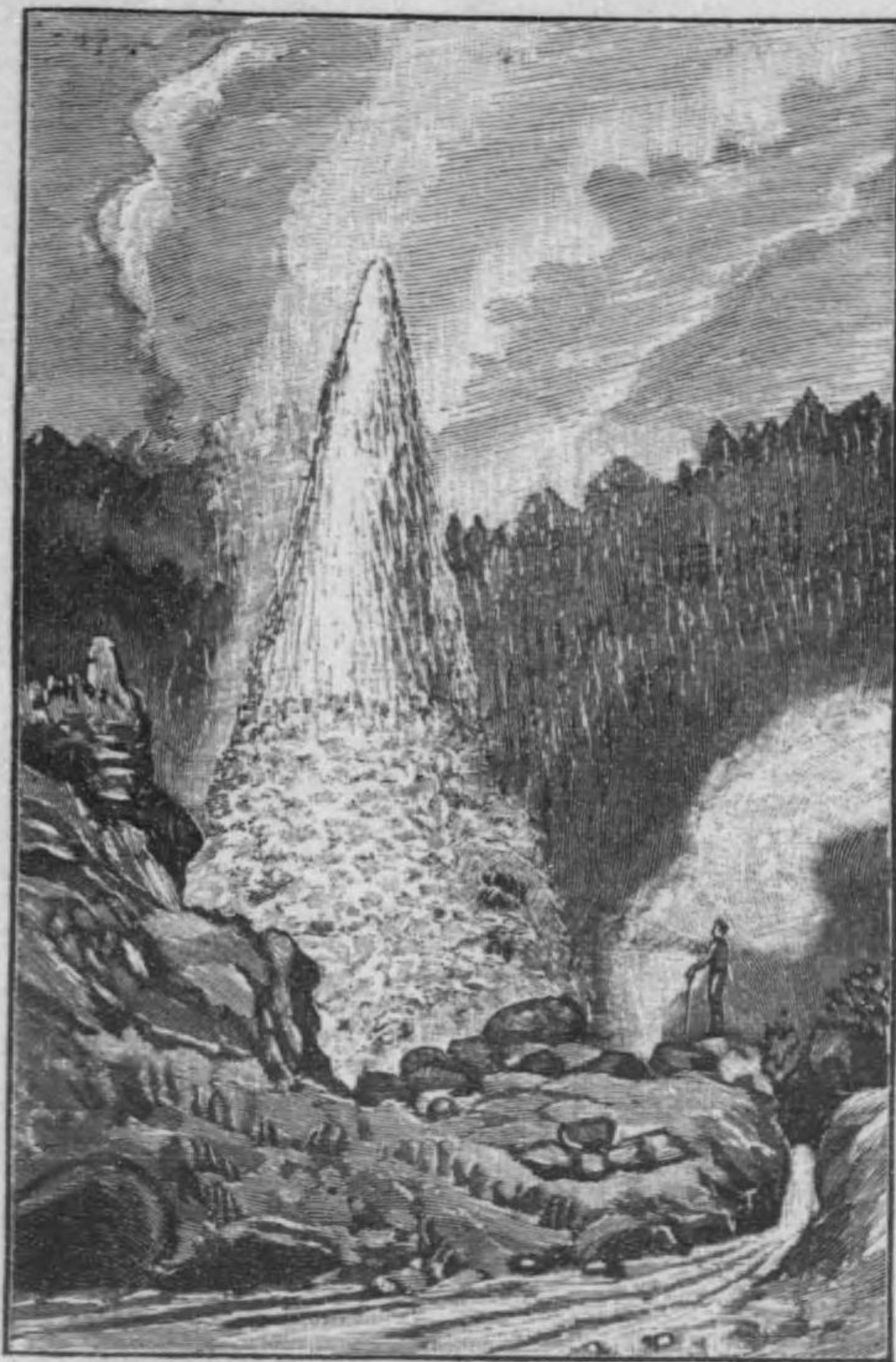
ニウジールのドンラマイン泉

するのは明治二十九年の大地震までは規則正しく二十四乃至三十時毎に、湯を百尺の高さに噴出してゐたが、その後は噴出時間が甚しく不規則になつて、時に二十日間も全く噴出しないことがあり、又その側に在るストロクル泉は地震後全くその噴出を停止したのである。此の嶋には以上の附近に尙二小噴泉がある。

米國のエローストーンと相駢んで有名であるのは、ニウジール北嶋の温泉地である。惜哉此の地で最も有名なテタラタ地域の多數の間歇泉は、明治十九年の附近のタラウエラ火山の噴火で皆破壊されたが、しかし、不思議にも、明治三十二年に至て一大新間歇泉が現れて、盛に黒い泥湯を七百尺乃至千五百尺の高さに噴出したのである。然るに是れ又明治三十七年十一月以來其の活動を

停止したのである。此の泉第三百三十八圖は一時ワイマングーと稱べられたのである。蓋しワイマングーとは、土人の言葉で黒水の意である。

圖九十三百第



(熊狀の頃年十三治明) 泉溫上吹村首鬼前陸

吹上温泉とである。前者は本は一晝夜に五回の噴出をしたが、近來湯脈に當つて

ニウジーランドの北嶋もホワカレワレワの地には尙多數の間歇泉があつて、中でワイロア泉は其の尤も有名なものである。

日本の間歇温泉で、既に人に知られてゐるのは熱海の大湯と、陸前鬼首の

湯井濫掘の爲に、噴出が僅に二回に減じて居る。噴出の際には湯と水蒸氣とが交互に出て、且湯口の上には石があるため湯は上に昇らずして、横に迷るのである。

吹上温泉は約三時間毎に十尺乃至二十尺の高さに噴湯する。

噴出週期の極めて短い小間歇泉は肥前雲仙岳(駒田氏による)と陸奥恐山(佐藤氏による)とにあると云ひ、又佐藤氏によれば、島原小濱の噴登湯と稱する温泉は人工で出来た短週期的の間歇温泉であるとの事である。

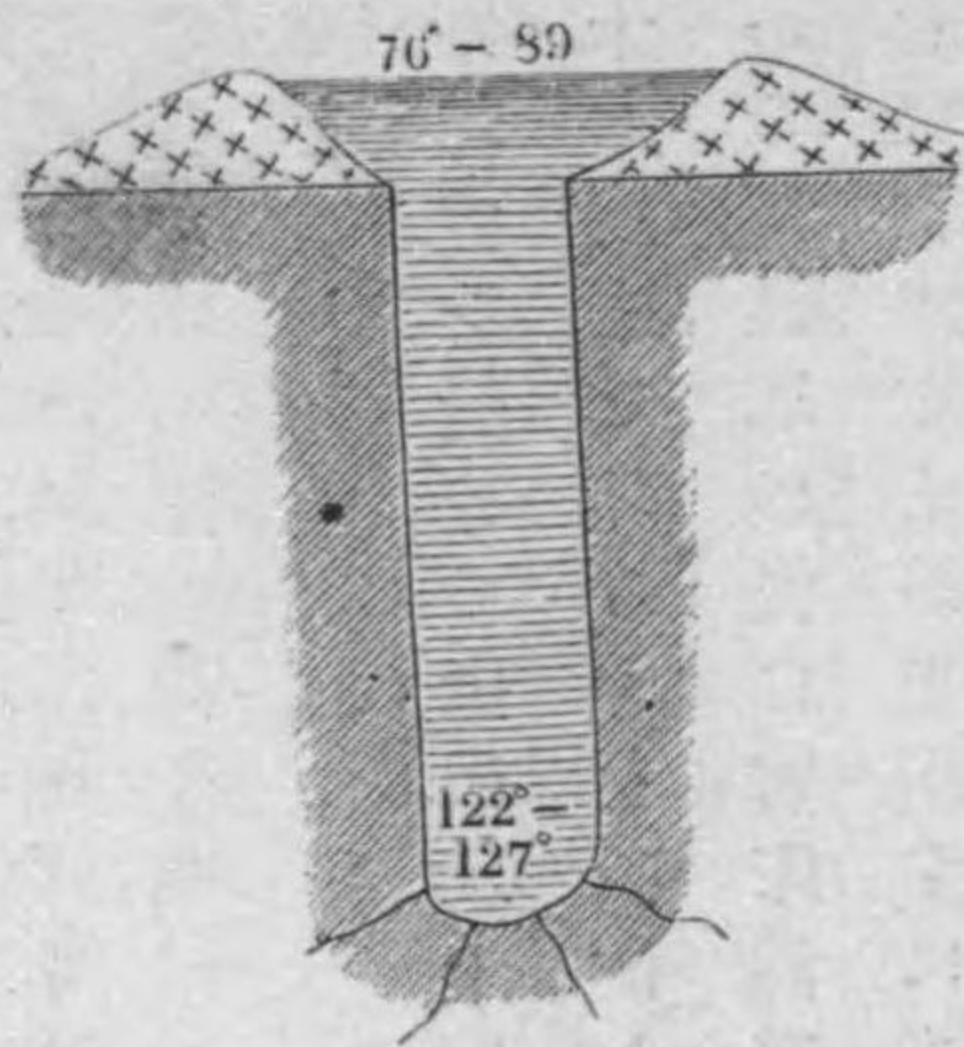
間歇温泉の口には大抵硅華が沈澱して、多少圓錐形の丘をなしてゐる。此の硅

華には、特にガイシル石 Geysirite の名が附いてゐる。

間歇的噴水の理由の説明を初めて試みた者はブンセンである。ブンセンはアイスランドの大ガイシルを自ら研究して、その説明を試みたのである。

先づ大ガイシルには、ガイシル石から成る平

圖十四百第



面斷るす明説を説考のンセンブ

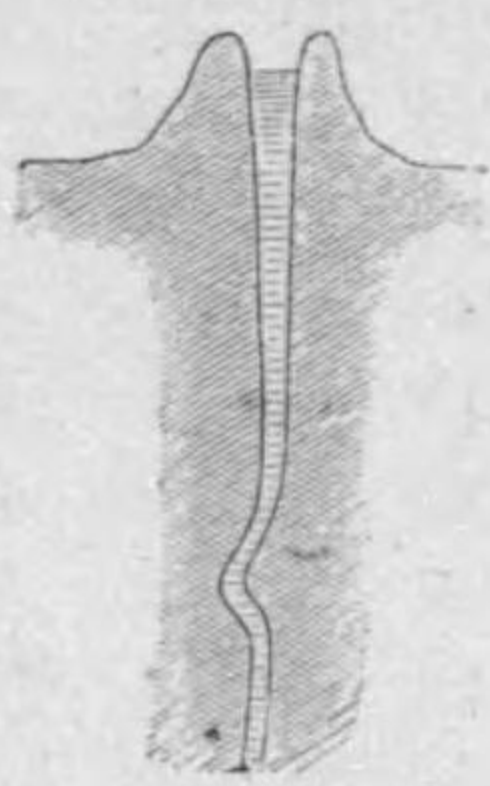
圓錐丘があつて、其の中央に湯の池があり、又池底から地の底に向かつて、鑿坑のやうな孔がある(第四百十圖)。ブンセンは中の湯は表面から下に降るに随つて其の溫度を増し、又噴出時に近づくに随つても之を増すとを確め、又表面の溫度は空氣の冷却力を受けて攝氏八十度前後であるが、孔底の湯は百二十二度、噴出前には百二十七度まで昇るを觀測したのである。底でブンセンは下の如く説明したのである。孔底の湯は實際沸騰點以上に在るが、平素は上に湯柱の壓力あるを以て之を果たすことが出來ずにある。しかし新熱湯が絶えず孔底に湧出するのであるから、之が爲にその湯が終に百二十七度まで熱せられて、壓力あるに拘らず、水蒸氣となる。其の際、その膨脹力で、湯を高く噴出するのである。噴出すれば、湯の一部は池外に流れ、一部は又降つて孔中に戻るのであるが、是の戻つた分は幾分が冷へてゐるから、之が爲に、孔底の湯も冷ゆる。すると、沸騰が歇んで、噴出も停止すると言つたのである。即ち一口に之を言へば、噴出は一時の沸騰に基くといつたことになる。

米國エローストーンの間歇泉も、その一二の断面は第四百四十一圖乃至第四百四十

三圖の通りである

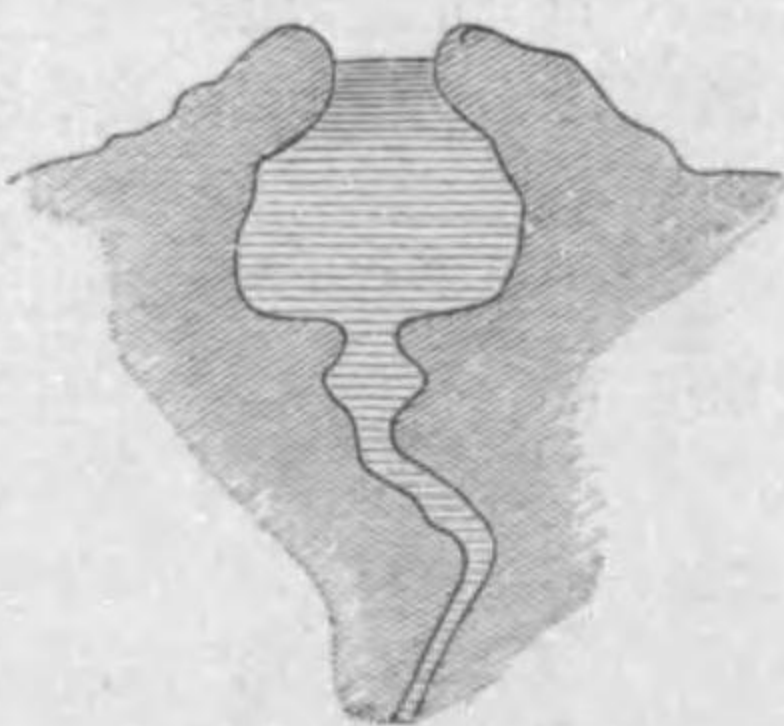
が、是れ又大體ブン

圖一十四百第



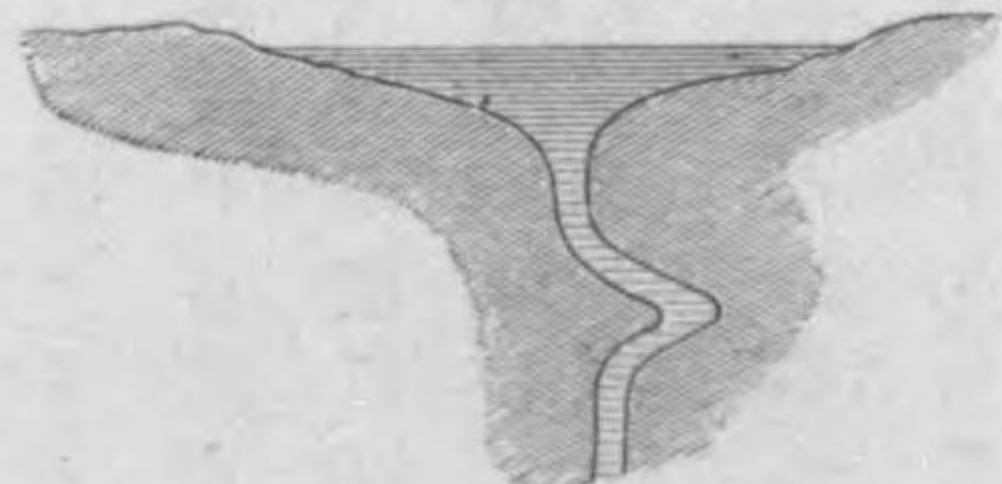
泉巢の蜂

圖二十四百第



泉ンオニユ

圖三十四百第

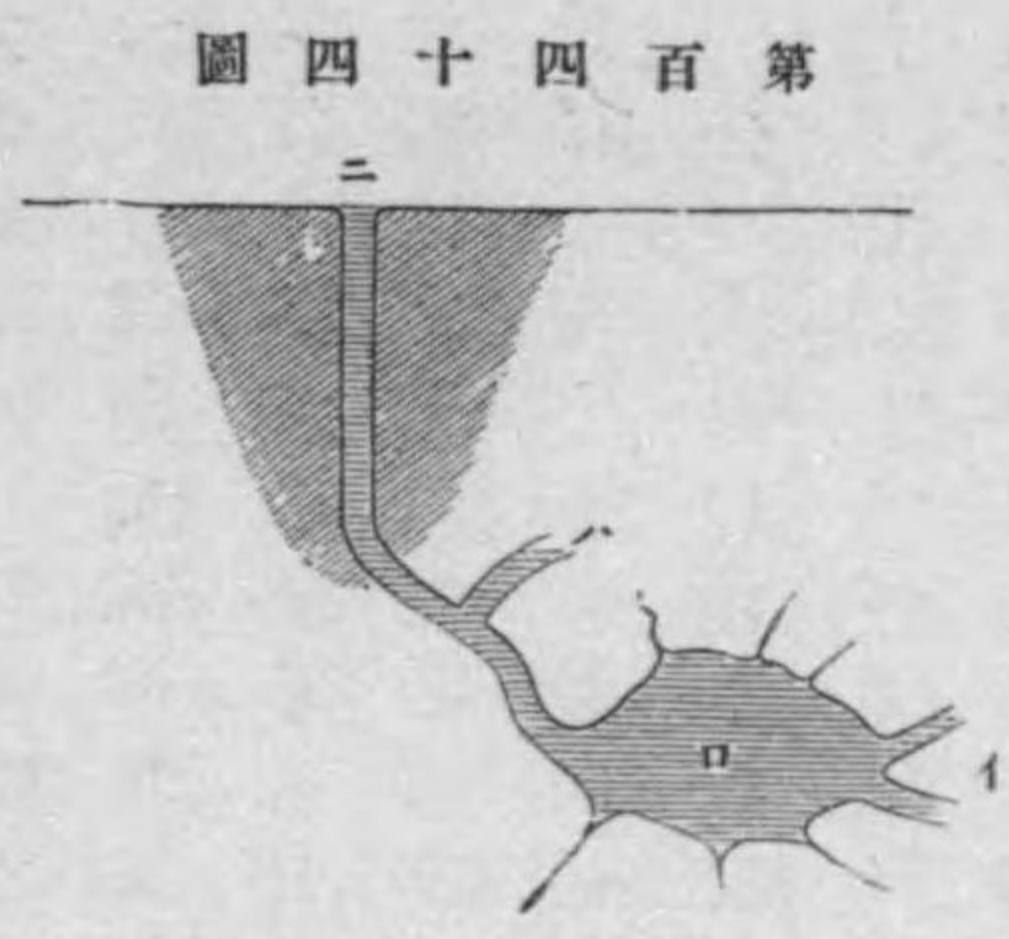


泉ルミウソ

センの考説で説明することが出來るといふのである。然るに熱海の大湯は、之を研究した本多寺田の二氏によると他の説明法を要するとのとである。

先づ大湯の湧き方を云へば、最初轟鳴が聞えて、それから沸騰した湯が湯口に出たり引いたりすること約一時間に及んで、次ぎに湯が間歇的に出て、次ぎに湯と水蒸氣とが勢ひ込んで噴出するが、水蒸氣が多くなると、湯の方は之に準じて少なくなり、水蒸氣の最も盛に出る頃には、湯は殆ど全く出ななくなる。それから次ぎは、湯が段々増して来て、水蒸氣が少なくなる。斯く湯と水蒸氣との増減が五六回に及べば、湯も水蒸氣も次第に少なくなつて、活動は終に歇むのである。此の活動の長

さは約二時間で、是れは所謂通常湧と稱へて、毎日起るものであるが、此の外に、罕に起る長湧といふものがある。此の時には、活動は十二時間も續くのである。本多寺田の二氏は、通常湧の理由を、左の如く説明したのである。



先づ湯口から湯の本源である溜りまでの断面を第四百四十四圖の如く假定して、溜り(ロ)に向かつて湯を供給するのは(イ)といふ湯脈とし、外に尙(ハ)といふ湯脈もあるとし、扱(ロ)の湯が岩石の熱で水蒸氣を生ずるまでに熱すれば、此の水蒸氣は、その張力を以て、湯を(ニ)といふ湯口から噴出さして、次いでその水蒸氣も亦之から噴出するに至る。それから此の水蒸氣が多量に噴出してしまへば、水路中の壓力が大に減じて(ハ)からも亦湯が水路中に入り込むことになる。すると噴出は一時中止する。しかし、(ロ)中の水蒸氣の張力が又強くなつて、再び水路中の湯を湯口から噴出さするに至る。斯くの如くすること數回に及べば、水蒸氣の壓力は大に衰へて來る。すると(イ)か

らも、(ニ)からも、比較的冷な水が入り込むで、活動は終に停止するに至るといふのである。して兩氏は更に類似の装置を拵へて、之を實驗室で試験して大湯と同様の活動をすることを確めたのである。

間歇温泉の噴出は石鹼を投げ入れても、又時に土石の類を投げ入れても、之を促すことが出来るのである。是れは或は將に水蒸氣にならんとしてゐる湯に、水蒸氣になる動機を與へる爲であるかも知れぬが、確な理由は未詳である。

第九節 泉中の溶解礦物

泉は必ず多少の礦物を溶解してゐるものである。此の礦物には、水が水その物で直接に溶解したものと、其の中の炭酸や酸素の作用で、間接に溶解したものとがある。

直接に溶解したものは、食鹽、鹽化加里、鹽化苦土、硫酸石灰、硫酸苦土、硫酸曹達等である。

炭酸の作用で溶解したものは、炭酸石灰、炭酸苦土、炭酸鐵、炭酸滿俺、炭酸亞爾加里、

硅酸亞爾加里等である。

酸素の作用は、前にも既に述べたやうに、硫化鏽を可溶的硫酸鏽に變ずるのであるから、泉中に溶解してゐる硫酸化合物には、酸素の作用で出來たものもある。

尙外に極めて少量の磷酸化合物、硝酸化合物、安母尼亞鹽等もある。

溶解鏽物の量は普通の泉では平均すれば一萬分の一乃至三であるが、鏽泉冷温ともでは一萬分の六から一萬分の五百(百分の五)までになり得るものである。

蓋し水は温度が愈々高ければ、其の溶解力も愈々強いのであるから、温泉は又大抵鏽泉である。

鏽泉の分類は未だ一定してゐないのである。普通の分類は、左の如くその主成分によつたものである。

(一)炭酸泉、(二)亞爾加里泉、(三)食鹽泉、(四)鐵泉、(五)硫黃泉、(六)瀉利鹽泉、(七)硫酸化合物泉、(八)硅酸泉。

明治十九年發行の日本鏽泉誌には、極々簡單に、左の如くに別けてある。

(一)單純泉(固形物千分の一以下、箱根湯本)、(二)鹽類泉(伊香保、熱海、和倉)、(三)炭酸泉(神

戸諏訪山、紀伊龍神)、(四)硫黃泉(箱根蘆の湯、同湯の花澤)、(五)酸性泉(那須、草津)

ドーブリーの分類は左の如く稍精細である。

(一)鹽化金屬泉

甲、食鹽泉(能登和倉、箱根宮の下、三日月湯、箱根堂ヶ島)。

乙、鹽化石灰泉(箱根湯本、攝津有馬の一の湯、二の湯)。

丙、鹽化苦土泉(瑞士ベックス)。

(二)遊離鹽酸泉(噴氣孔、火山)。

(三)遊離硫酸泉(那須、草津)。

(四)硫黃泉 硫化水素多し(箱根蘆の湯、肥後山鹿、日光湯本)。

(五)硫酸化合物泉

甲、硫酸曹達泉(箱根姥子、豊後地藏、ポベミヤ國カルルスバード)。

乙、硫酸石灰泉(上野伊香保、陸奥淺蟲)。

丙、硫酸苦土泉(英國スカーパーロ)。

丁、硫酸礬土泉(箱根湯の花澤)。

戊、硫酸鐵泉箱根小涌谷。

己、混合硫化々化合物泉種々の硫化々化合物を含む(佛國克蘭サグ)。

(六)炭酸化合物泉肥前嬉野薩摩横瀬。

(七)硅酸化合物泉(諸國のガイシル)。

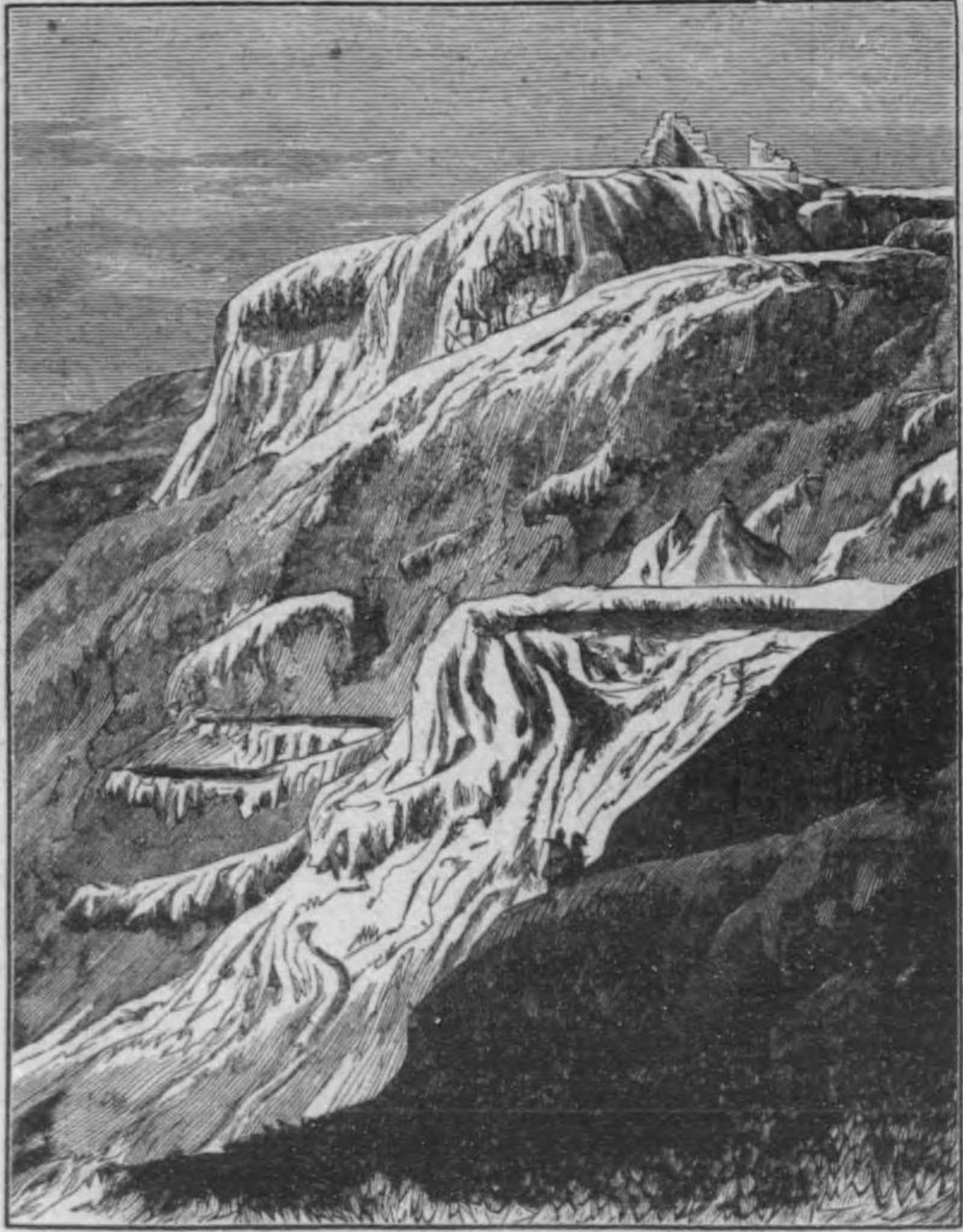
鑛泉分類の困難は其の鑛物が多種に亘り、且その分量も種々様々で、その間に明確な界を引き難いことが多いのである。

吾が國では、鑛泉の低温度のものを冷泉と稱するのであるが、外國では此の名稱は普通の泉に用ゐてあつて、低温度の鑛泉には別に名稱はないのである。

第十節 鑛泉の地面沈澱

鑛泉は、地面に出て空氣に觸るれば、その一部は必ず蒸發するのみならず、中にあ
る炭酸や酸素の類も亦一部は泉中より遁出するのである。故に泉中の鑛物の一
部は自然沈澱せざるを得ないのである。是れ即ち鑛泉の出口には泉華と稱して
一種の沈澱物を生ずる所以である。

第 百 四 十 五 圖



小亞細亞ヒエロポリスの石灰華沈澱

泉華中、最も多いのは石灰華(炭酸石灰)であるがその沈澱するのは主として中の
炭酸の遁出によるのである。蓋し此の炭酸の遁出は水が速かな運動をなす場合

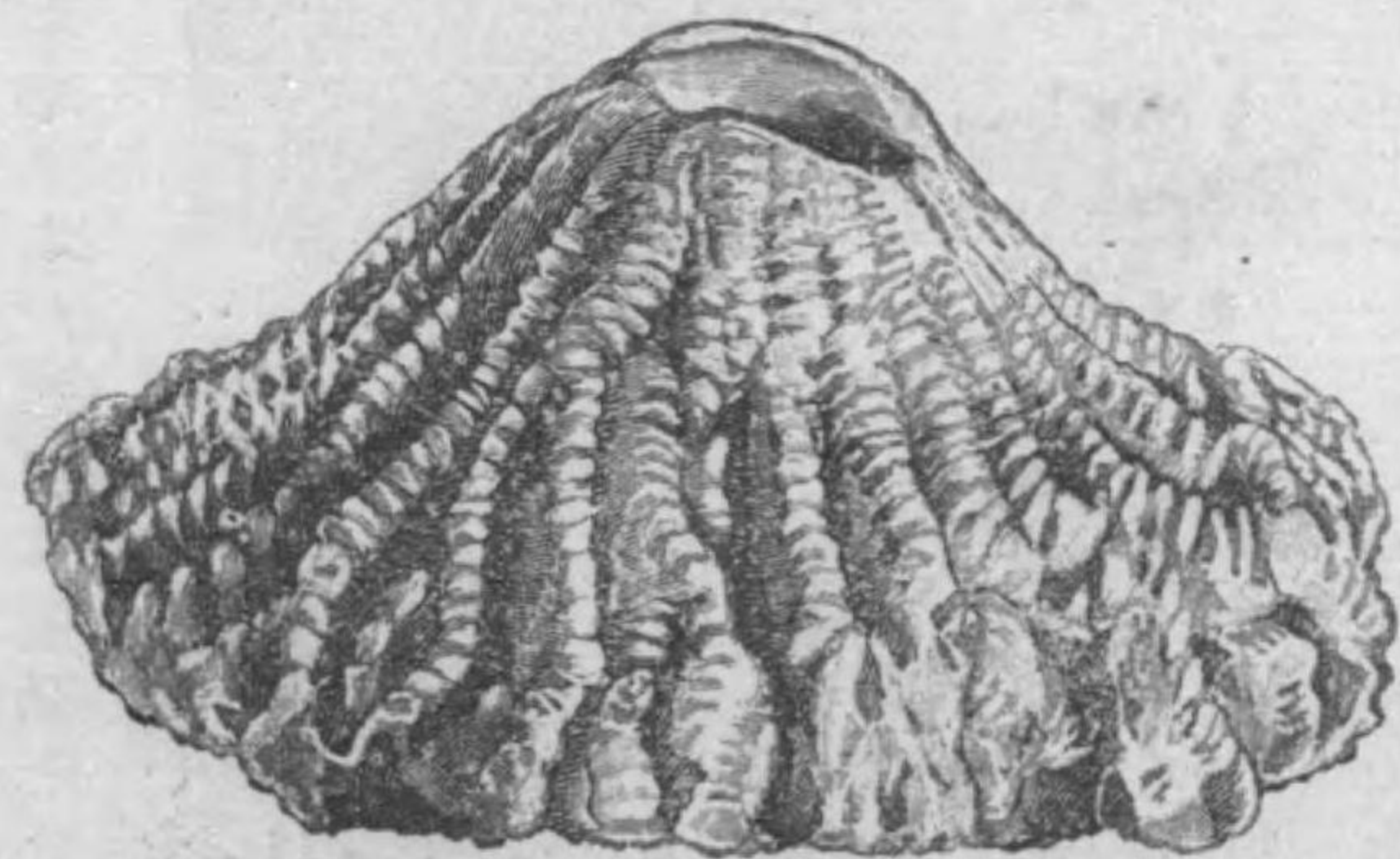
に尤も多いやうである。石灰華は、泉が寒
冷な場合には、方解石
から成り、温な場合に
は、霰石から成るので
ある。石灰華を多量
に産するので有名な
泉は小亞細亞スミル
ナから遠くない古代
のヒエロポリス市附
近のもので、此の地で
は、數千年間に亘る温

泉の沈澱は堆積して、高さ三百三十尺、長さ一里の白壁を形つてゐる。土地の人は之を棉花城、第四百十五圖と稱して、古來有名なものである。伊國チポリ瀧の石灰華も石灰岩の多いアペニン山から流出する河水の沈澱に係るものである。

我が國での石灰華の産地は、秋田縣鹿角郡小坂村相内、群馬縣北甘樂郡星尾、長野縣伊奈郡遠山等である。

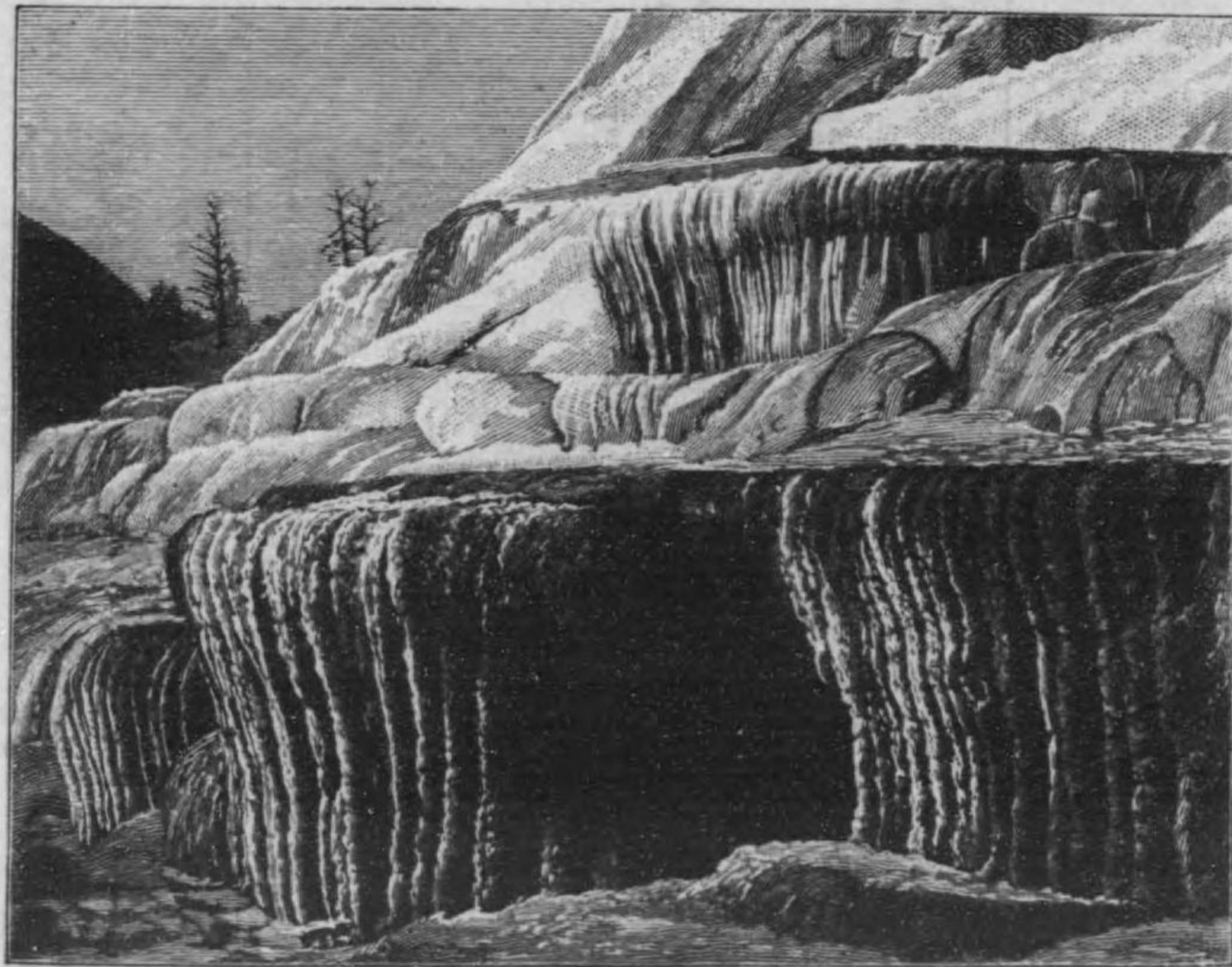
前に掲げた肥前小濱の人工間歇温泉から、約五個月間に、沈澱した石灰華丘は高さ四寸五分、底の直径一尺二寸の小さなものではあるが、復沈澱の頗

第四百十六圖



(る據に氏藤佐)丘華灰石の泉工人の濱小前肥

第四百十七圖



米國エロスント公園のモンモス泉の華硅

る速かなことを示すものである第四百十六圖)。石灰華に次いで多い泉華は、硅華である。吾が邦の熱海や鬼首の間歇温泉も、亦之を沈澱しつつあるが、最も盛に之を沈澱しつつあるのは米國エローストーンの諸温泉である。中でも其のマンモス温泉から沈澱したもの(第四百十七圖)は階段状をなして、雪白色を帯び、且湯の碧色やその中に棲む微藻の綠色橙色等と互に相映じて、其の美観は言語に絶するばかり

りである。此の藻は美色なるばかりでなく、硅華の沈澱を大に促進するものと見做されて居る。尙自由帽(第四百四十八圖)と稱して高さ三十尺に及ぶ錐狀硅華丘も

圖八十四百第



丘華硅のルシイがい古

以上二泉華の外、温泉は又大抵その他の含有物をも沈澱するのである。例へば褐鐵(岩代微温湯、箱根姥子)、炭酸鐵(カルルスバード)、弗化石灰(同上)等の如しである。泉華は吾が國では、之を湯の花と稱して、薬用、人工温泉等に利用して居る。

第十一節 鑛泉の地下沈澱

地盤をなす岩石中には、大小の孔や割目があるのであるから、鑛物は此等の中にも亦沈澱するのである。之を分泌といふのである。

先づ岩石の毛狀龜裂や層面に、炭酸鐵や炭酸滿俺の溶液が入り込めば、此に奇麗

な蘇狀の酸化鐵や酸化滿俺を沈澱することがある。之を忍草石(第四百四十九圖)と稱して、可なり普通のものである。

又溶液が泡孔に入り込めば、此にその鑛物の一部を沈澱して、その一部若くは全部を充たすことがある。之を杏子又は腺といふのである。杏子と腺との區別は、餘り嚴密には立て難いのである

圖九十四百第



石 草 忍

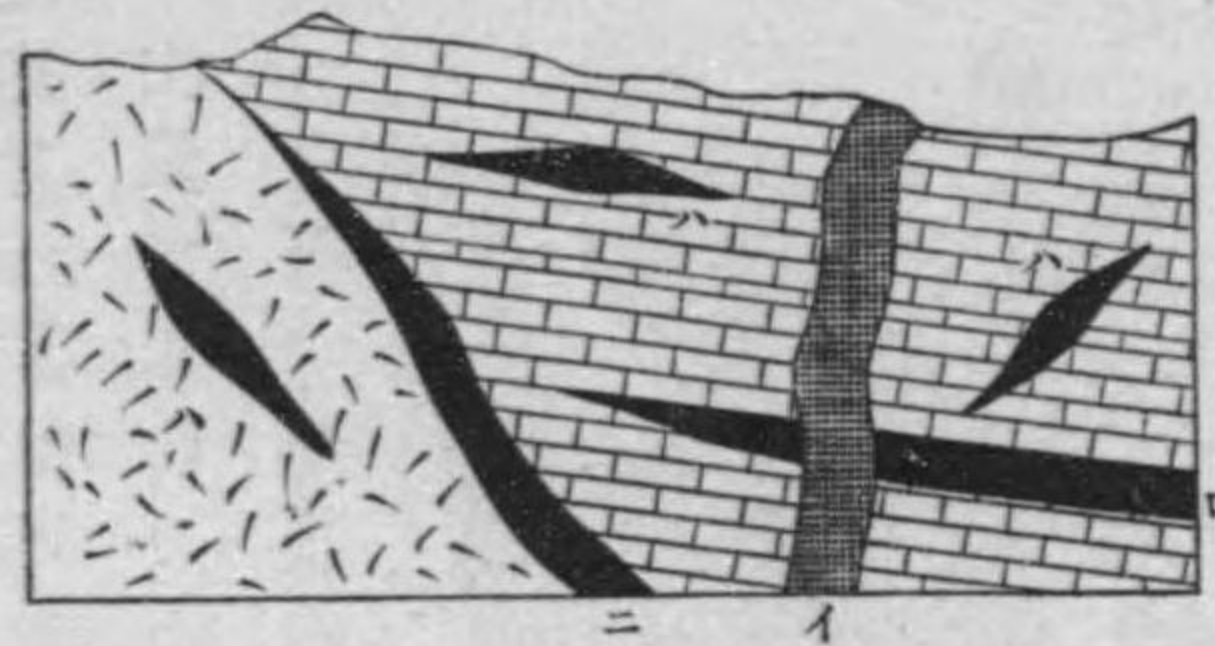
が、通例孔内の鑛物が顯結晶狀を呈しない場合には、之を杏子といひ、顯結晶狀をなして結晶の頂が孔心に向いて簇生して居る場合には、之を腺といふのである。杏子や腺の形は球狀の事もあれば、楕圓狀の事もあり、又不規則に長いこともある。鑛物の種類は種々である。方解石、石英、玉滴石、紫水晶、沸石、綠泥石等、一々枚舉に遑

あらずである。

杏子の多い岩石は黒玢岩、輝緑岩、玄武岩、其の他の火山岩であるが、吾が邦では、シヤールスタイン中にも、之を見るのである。

岩石の割目に成立した沈澱は所謂鑛脈である。鑛脈には正鑛脈、床鑛脈、鑛床、扁豆鑛脈、接觸鑛脈の四類を大別して、之を挿む岩石をその母岩といふのである。

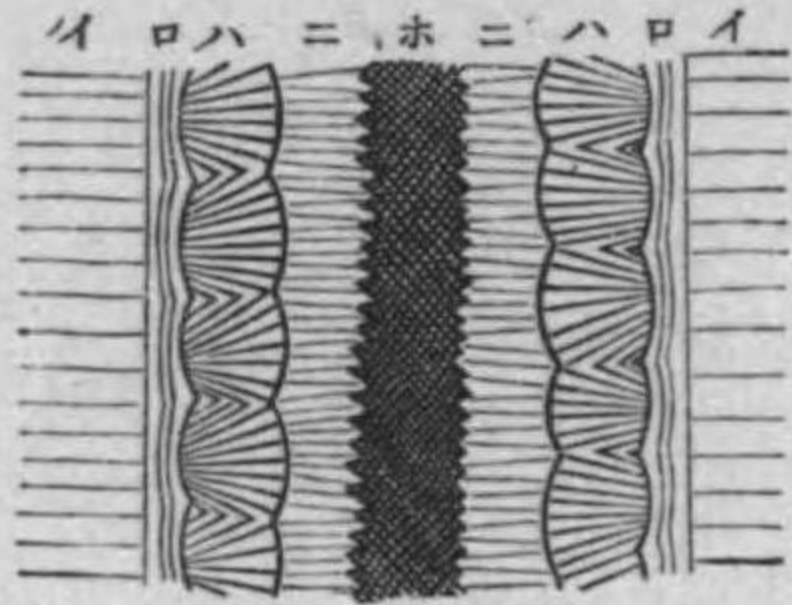
圖 十 五 百 第



脈鑛觸接(ニ)脈豆扁、ハ)床鑛(ロ)脈鑛正(イ)

正鑛脈は、母岩が成層岩である場合に、之と多少の角度を以て横切るものである(第百五十圖イ)。床鑛脈は層の間に介在して、母岩同様に成層してゐるものである(第百五十圖ロ)。扁豆鑛脈は鑛脈が扁豆形(同圖ハ)をなして居る場合を云ふので、母岩の成層不成層には關係しないものである。又接觸鑛脈(同圖ニ)は二異岩種の間に挾つてゐるものである。鑛脈が數種の鑛物から成り立つて居る時には、中央の鑛物を除いては、他は左右對稱的に、二帶づゝあるを常とす

圖 一 十 五 百 第



脈鑛狀帶稱對右左
(ハ)青瀝土質土粘(ロ)岩頁(イ)
青瀝土純(ホ)石解方(ニ)鑛鐵黃
(ムイハトンベ逸獨)

るのである(第百五十一圖)。是れは即ち此等の脈が溶液から沈澱した一證とも見るべきものである。時に中央の一帯は未だ充たされずにあることもあるが、又その左右壁に數多の結晶が族生してゐることもある。

鑛脈が溶液の沈澱に歸すべきものであることは、何人も之を疑はないのであるが、脈をなす鑛物の出所に就ては、二説ある。一を側面分泌説といひ、一を昇泉沈澱説といふのである。

側面分泌説では、脈をなす石英、方解石、螢石等の如き非金屬鑛物でも、亦銅、鉛、銀等の如き金屬鑛物でも、皆母岩中を流るる水が、その割目に浸み出して、沈澱したもので、謂はゞ、鑛物は母岩その物に含まれてゐたものであるといふのである。然るに、此の説に符合しない事實がある。それは外でもない。即ち同じ母岩中に、異質の鑛脈があり、又一鑛脈で種々の異鑛帶から成り立つものもある。何故是れ等が符合しない事實であるかといふに、一母岩中を流るる溶液ならば、大體同じ化學的成

分でなくてはならぬ。それにそれが種々の異質を沈澱するとは不思議といふの外ないからである。

昇泉沈澱説では脈中の鑛物は深い地の底から出て来る温泉の沈澱に係るといふのである。言ひ換れば、鑛物は地心から来たものであるといふのである。此の説の一證ともいふべきものは、ウラージユ山ブロンビエールでは、現に温泉が花崗岩の割目の側壁に石英、螢石、重晶石、赤鐵鑛等を沈澱しつゝあることである。

此の兩説を折衷した説は、二三の米國地質學の唱へて居るものである。是れによると鑛脈中の鑛物は、昇泉と天水泉と相會して、沈澱したものであるといふのである。

上述の通りであるから、鑛物の確な出所は未だ詳ならずとしても、其の多くが地球内から、その原料を得たものであることは、實らしいやうである。

鑛脈を終るに當つて、一言述べて置きたいことは、鑛脈にも脈向、勾配、厚さ、斷脈、上盤、下盤等、地層の上に用らるるが如き名稱のあることである。

最後に、沈澱は地下の洞窟中にも成立するのである。此の洞窟で、尤も奇形の沈

圖 二 十 五 百 第



洞ニラノゼのスルーエウ・スウサ・ウニ洲濠

澱を産するのは石灰岩中のものである。此の洞中では、天井から滴る水は、天井に垂氷状の鐘乳石を沈澱し、下に落ちた水は洞底に筍石を沈澱し、側壁を傳ふ水は、その形に應じて、種々様々の形の石を沈澱するのである。

州のマンモス洞(全長二十里と稱す)で、之に次ぐものは同インヂャナ州のワイキンドット洞(九里餘)である。尙濠洲ニウ、サウス、ウエールスのゼノラン洞(第五百十二圖)、キウパ島のペラマル洞、埃國のアーデルスベルグ洞等も有名で、本邦では肥後に神の瀬の岩戸、長門に秋吉の瀧穴、伊豫に羅漢洞、武州秩父に橋立洞、その他にも石

灰岩地には小さい穴がいくらかもある。
 洞窟中の沈澱は必ずしも石灰には限らない。即ち罕ではあるが、方鉛、黄鐵、褐鐵等の鐘乳状をなしてゐるものがあり、又花崗岩中には、水晶の大結晶を産するものがある。例へば、甲州金峯山の如しで、結晶の中には時に長さ三尺にも及ぶものがあり、瑞士國では、直徑三尺餘のものを産したこともある。

第十二節 地下のカルスト現象

カルストとは塊國の石灰岩地の名稱であるが、此の處には水の溶解力で生じた種々の奇現象があるにより、一般に、石灰岩地に見る同様のものを、カルスト現象といふことになつて居る。

地下に見るカルスト現象は、天然井戸、天然竪坑、天然漏斗、ドリネ、Doline、カルスト槃、ボルエ、Polje、洞窟等である。

天然井戸、第五百十三圖とは石灰岩中に掘れた圓筒状、鍋状、不規則の漏斗状乃至囊状の孔で、岩石を貫く縦龜裂の一部の、滲漏水の爲に、擴張されたものと見做され

て居る。してその特に大きいのを天然竪坑(第五百十四圖)と稱して、時に深さ三百尺にも及ぶものがある。

天然漏斗は漏斗状の孔で、其の底に流れ込む水は、雨水でも亦河水でも、全く消へ失せて、地下河となつて他へ流れ去る者



第五百十四圖

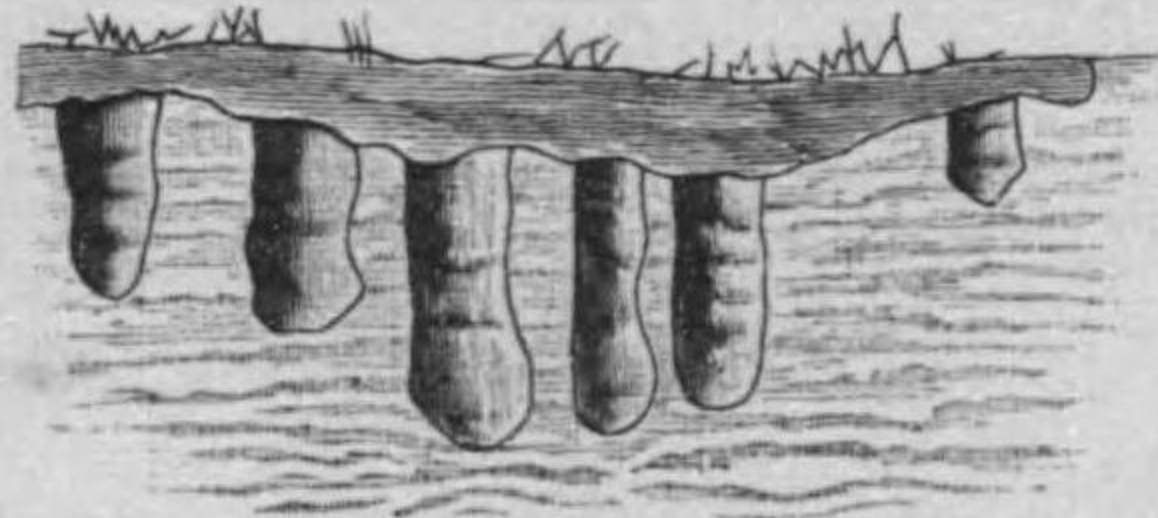
佛國山中の天然竪坑

である。孔の深さは時に百尺にも及ぶことがある。

ドリネは陥落孔(第五百十五圖)とも云ふべきもので、地下穴の天井が毀れて、地面に出來た鉢状乃至漏斗状の孔である。直徑は時に四百尺深さも時に七十尺にも及ぶことがある。

是の孔は天然漏斗と共に長門の秋吉臺に多いのである。

カルスト槃とはドリネの細長いものをいふのである。ボルエはカルスト槃の大きいものである。ボスニヤ國のウブノに在るものは



第五百十三圖

佛國アチエの一の天然井戸

圖 五 十 五 百 第



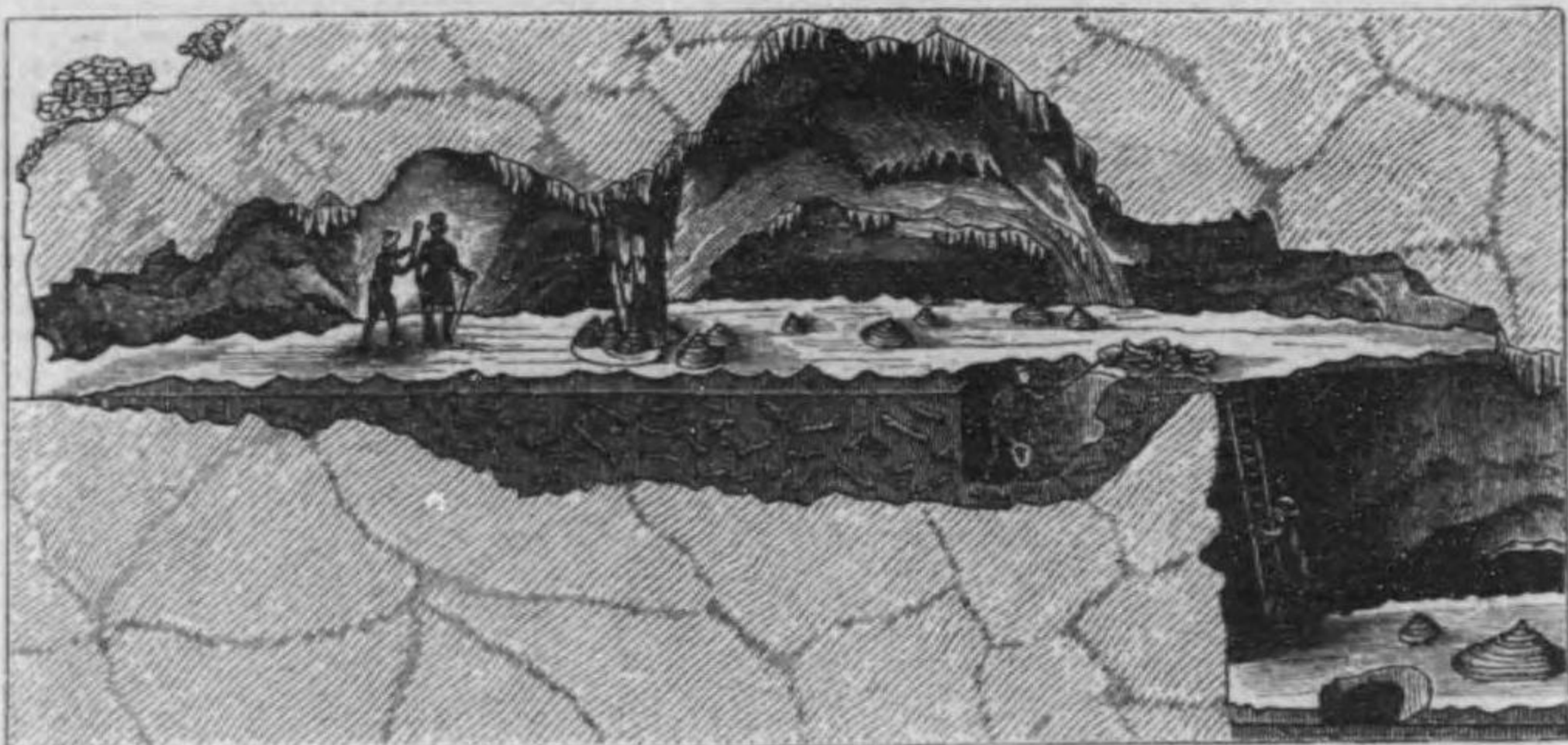
(のヤリブンカ州ンミオイロ國米) 孔 落 陷

二十五方に及んで、繁の次第に擴大したものと説もあり、又構造的の陥落地であるといふ説もある。

地下の洞窟は、熔岩隧道を除けば、皆水の溶解力によるものと見なければならぬ。故に斯かる洞窟は實際石灰岩、白雲岩、石膏等の如き水に溶け易い岩石の地に多く、前の鐘乳洞の如きも亦その一に外ならぬのである。洞窟の形は、大抵極めて不規則で、多くは狭道で連なる數多の房から成り立つてゐる(第百五十六圖)。

洞窟では時にその天井が陥落することがある。すると之が爲にその上

圖 六 十 五 百 第



洞 ト イ ロ ン レ イ ガ 逸 獨

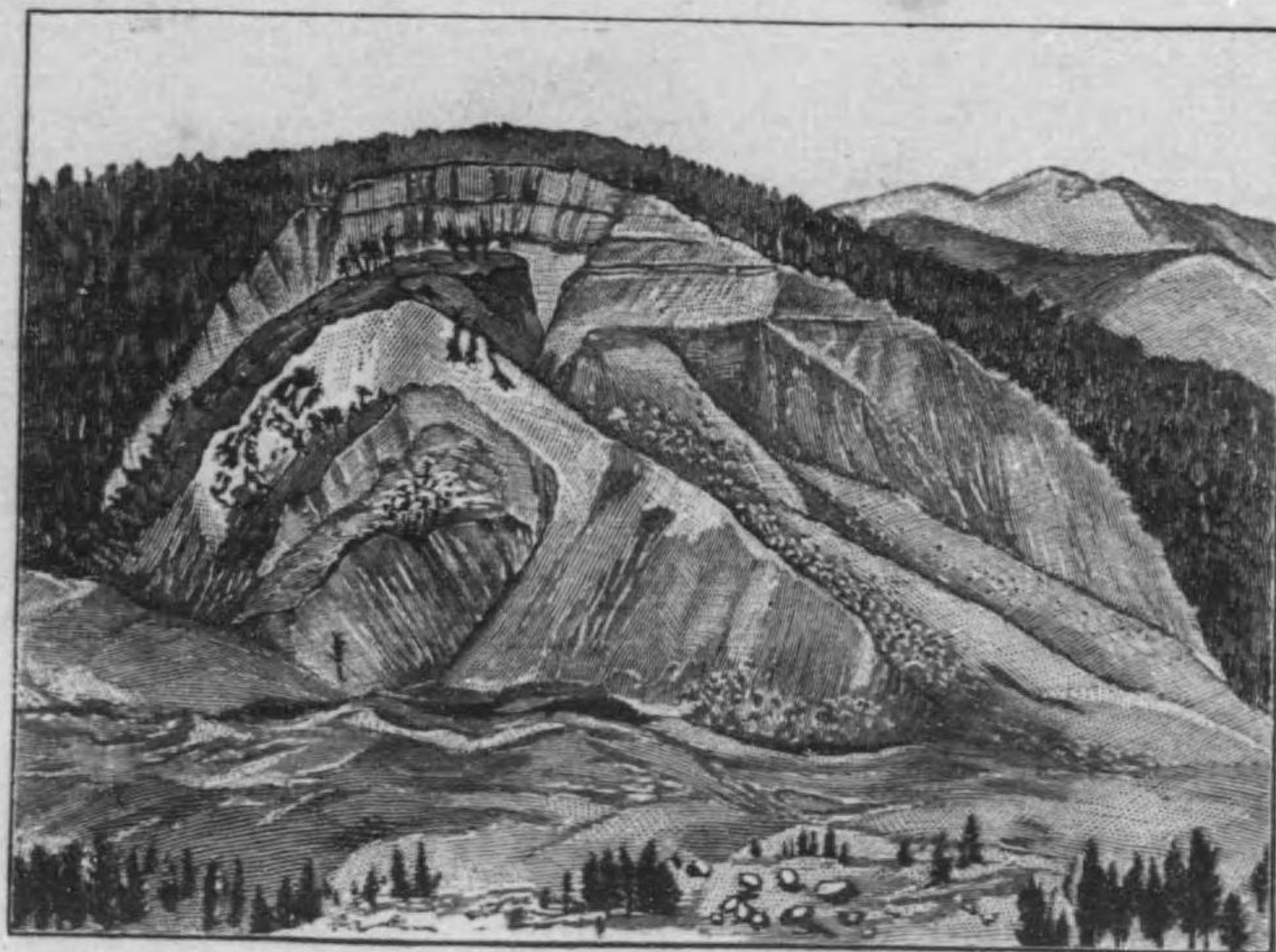
の地に地震を起すのみならず、餘り深くないものならば、地面にも影響して、多少之が低下を來たすことがある。又洞窟の陥落の結果として上の地層の構造に變化を起すこともある。

第十三節 山 崩

山崩とは、山腹の一部が崩壊して、谷底に送り落ちることであるが、その原因は、直接間接に、水の作用と云はなければならぬ。尤も、崩れる部分が、概ね風化の爲に、崩れ易くなつてゐることは事實である。

山崩を崩壊物の質によつて、土砂崩と岩石崩とに區別し、又落ち方の如何によつて墜落と流落傾斜面を送り落ちるを云ふとに區別することがあ

第五百七十七圖



駿河志太郡瀬戸川の支流細屋澤の崩壊

るが實際に於ては明に斯かる區別を立て得る場合が少ないのである。山崩は多く降雨の時に起るものである。此の時には、水は山腹をなす風化岩石の間に浸み込むのであるから、その量が多ければ、その壓力によつて、山腹の崩壊落下を來たするのである。又山腹を谷の方に傾く地層から成る場合には、水が層と層との間に入り込んで、その面を滑にして地層の迂り落ちを促すこともある。

降雨時に於ける山崩の結果は土砂が必ず一種の泥流となつて、谷を奔流することである。之が爲に、家屋耕地

山林等の埋没も珍しからぬのである。去る明治四十三年八月中、静岡縣地方に稀有の大雨が降つて、駿河志太郡の一小河の瀬戸川筋のみでも、千四百餘個所の崩壊を生じて、田園の荒廢、人畜家屋の埋没、山林の損害等頗る多大であつたことがある（第五百五十七圖）。

降雨なしの山崩は大地震の時に多いのである。その最も著名な例は、弘化四年三月の善光寺地震に際して、長野附近の震域に生じた山崩が、大小合せて四萬九千個所あつたことである。

降雨もなく、又地震もなくして大崩壊をしたのは、信州北安曇郡南小谷村の安山岩地の稗田山である。此の山は、同地の浦川奥に、川底から千尺餘の高さに達したものである。明治四十三年の秋冬の交、度々鳴動して、翌四十四年の八月大崩壊をなし、次いで翌四十五年の三月と四月にも、復又崩壊して、終に全くその跡を絶つに至つたのである。蓋し此の崩壊の原因は、山の内部に大空洞を生じたのに在つて、最初の中はその天井の墜落鳴動に止まつたのであるが、終に山は自ら支へることが出來ずに、全體の潰滅となつたやうである。してその時の崩壊

産物が殆ど全く土砂と小岩塊とのみであつたことから考へると、山は舊い山崩産物の堆積ではなかつたかとも思はるるのである。

一體崩壊産物の谷を落下する速力は一秒五十乃至百五十米(百六十五尺乃至四百九十五尺)で頗る早いものである。現に稗田山の場合にも、その土石の二里餘の下流に達したのは僅々數分の後である。故に住民中には、轟然たる大音響を聞いて直に、家を飛び出して、尙且多少の土砂を被つたものがある。随つてその他のものに生理となつたものゝあることは勿論である。

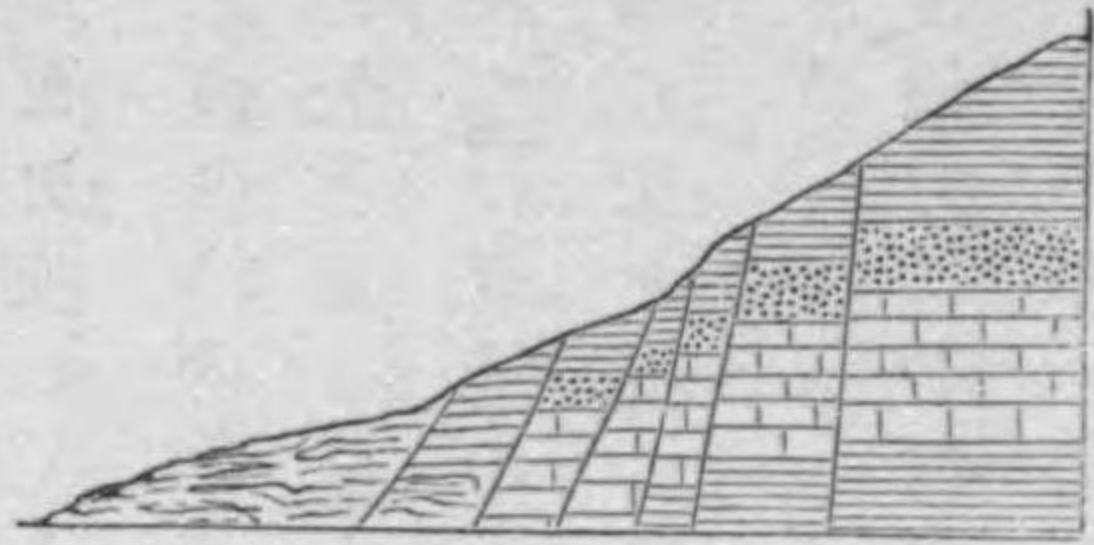
山崩の際に、岩石相互に摩擦して、火を發することは甲州、駿州並に浦川でも觀測されたのである。

山崩は外國でも決して珍しからぬ現象で、歐洲アルプス山中並に伊太利亞のアーナイン山中は其の尤も多い所である。

山崩でなくして、多少之に類した二三の他の現象がある。それは山腹の一部の徐降、層頭の鈎曲、並に二層間に於ける軟弱地層の褶曲である。

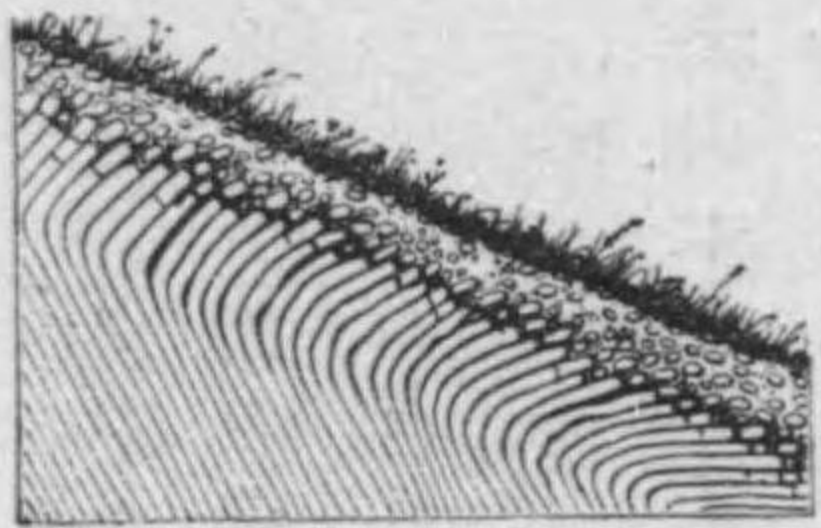
山腹の徐降とは、谷の成立により、山腹が谷の方面の支へを失つて、小斷層を起し

圖八十五百第



降徐の腹山

圖九十五百第



曲鈎の頭層

圖十六百第



曲風の層間

ある(第百五十九圖)。

二層間の層の褶曲とは、上下の層は堅實で異状を呈しないに反して、中間の層は甚しく屈曲してゐることである(第百六十圖)。是れはその層が軟く谷の方に迂り落ちんとして停滯屈曲したのである。

以上の現象は決して珍しからぬもので、殊に徐降や鈎曲は可なり多いものである。現に此の徐降は前に掲げた山崩を生じた浦川谿側にも實見されたのである。

第十四節 流水の作用

天水は、一部は蒸發し、一部は地の中に滲漏し、一部は地面を流るゝものであることは、前段既に述べた通りである。しかし地の中に滲漏した水も結局は泉となつて、又地面に出るのであるから、地面を流るゝ水は天水の三分一以上に及ぶことは、謂はずして明である。

地面を流るゝ水は河である。此の河も、その源に遡れば、極々小さな流れとなるのである。是れは恰も木の幹が、その冠部では、細い枝梢となり、人體の大動脈が手足の先きでは、最小の毛細管となるのと同じである。

流水は皆溝中を動いて居る。此の溝は水自身が掘つた路である。して見ると、流水に溝を掘る力のあることは明白である。此の力を水の浸蝕力と云ふのである。

浸蝕力は一種の機械的作用に違ひないが、又大に水の化學的作用をも利用するものである。即ち水が浸蝕するには、岩石は多少風化してゐなければならぬ。さ

うであれば、その上を流るゝ水は必ずこの風化産物たる土砂石等を運轉するのである。よつて自然溝も掘るるのである。此の掘るるといふことは言ふまでもなく、大にその上を轉がる土砂石の摩擦力によるのである。水のみが如何に早く、岩面を流れたからとて容易に溝を掘り得るものではないのである。蓋し浸蝕の大は結局(一)水の速力と(二)岩石の硬さとによることになる。

水は其の速力が大きければ大きいだけ、其の運搬力が強いのである。随つて其の運轉する土砂石も多くなる。すると水底に對する摩擦も強くなる。よつて掘れ方も多くなる。然るに水の速力は、後から押し出す水量にもよれば、又水底の勾配にもよるのであるから、浸蝕は、出水の時に最も強く、又山間の急勾配の地に最も大である。

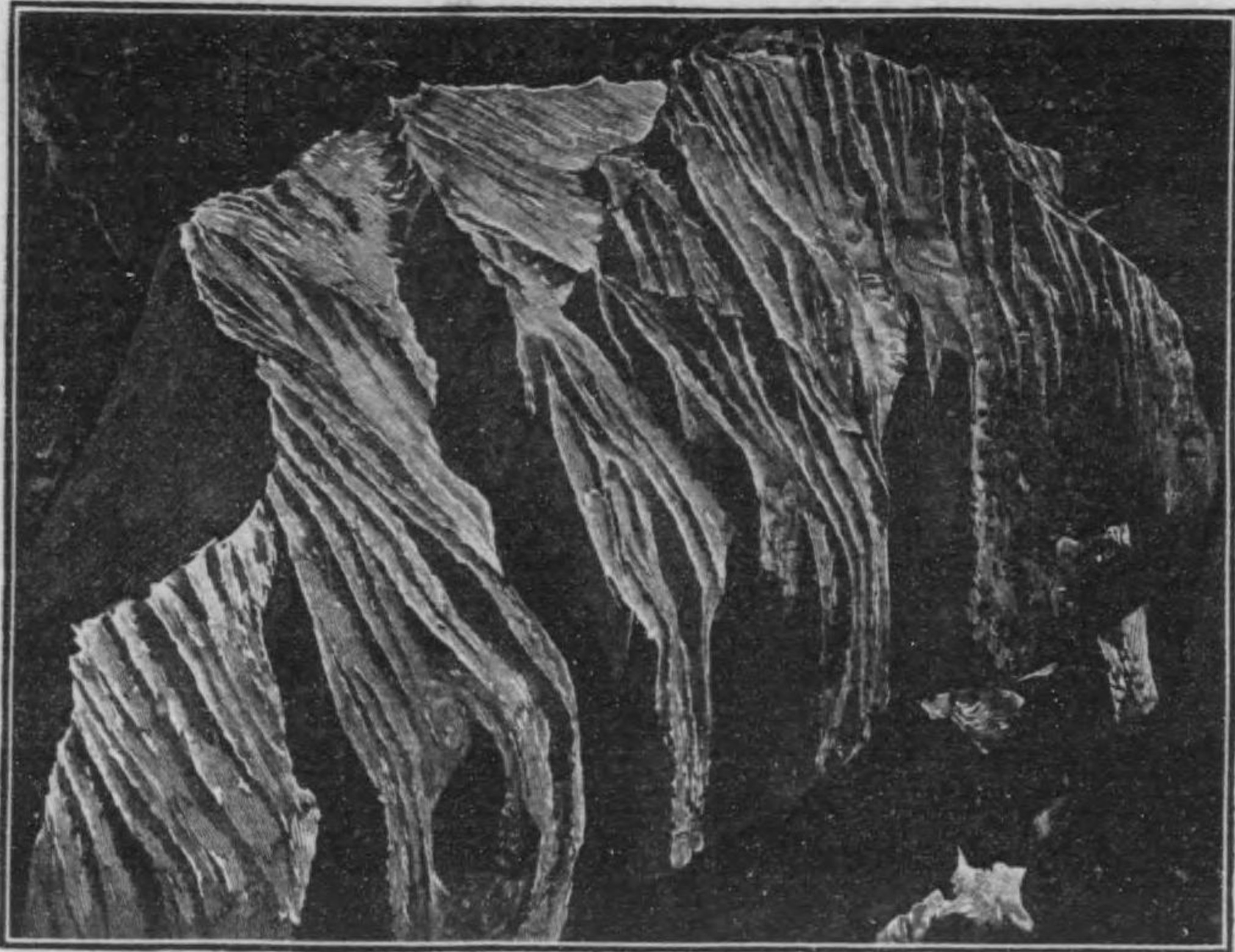
水底をなす岩石の硬軟が、浸蝕の多少遲速に大關係あることは勿論である。延暦十八年(西暦七九九年)に流れ出たと稱せられてゐる富士山の熔岩は、甲州猿橋まで達してゐるが、此の所で桂川の急流の爲に、今は百尺餘も掘られてゐる。よつて其流出の年に誤りないものとするれば、一個年間の浸蝕力は約九分となる譯である。また

千六百三年中に伊國エトナ山から流れ出た熔岩も、今既に百尺餘掘れて居る。因つて其一個年の速力は三寸強となるのである。然るに信州南小谷村浦川の山崩で押し出した土石の層は、約二個月間に五十尺掘れたのである。以て溝底の岩質が如何に浸蝕の遅速に大關係あるかを知ることが出来る。

流水の浸蝕作用の結果は谷の成立であるが、之を述ぶるに當りて、先づ谷の初步で、まだ谷と名けることの出来ないものを述べなければならぬ。

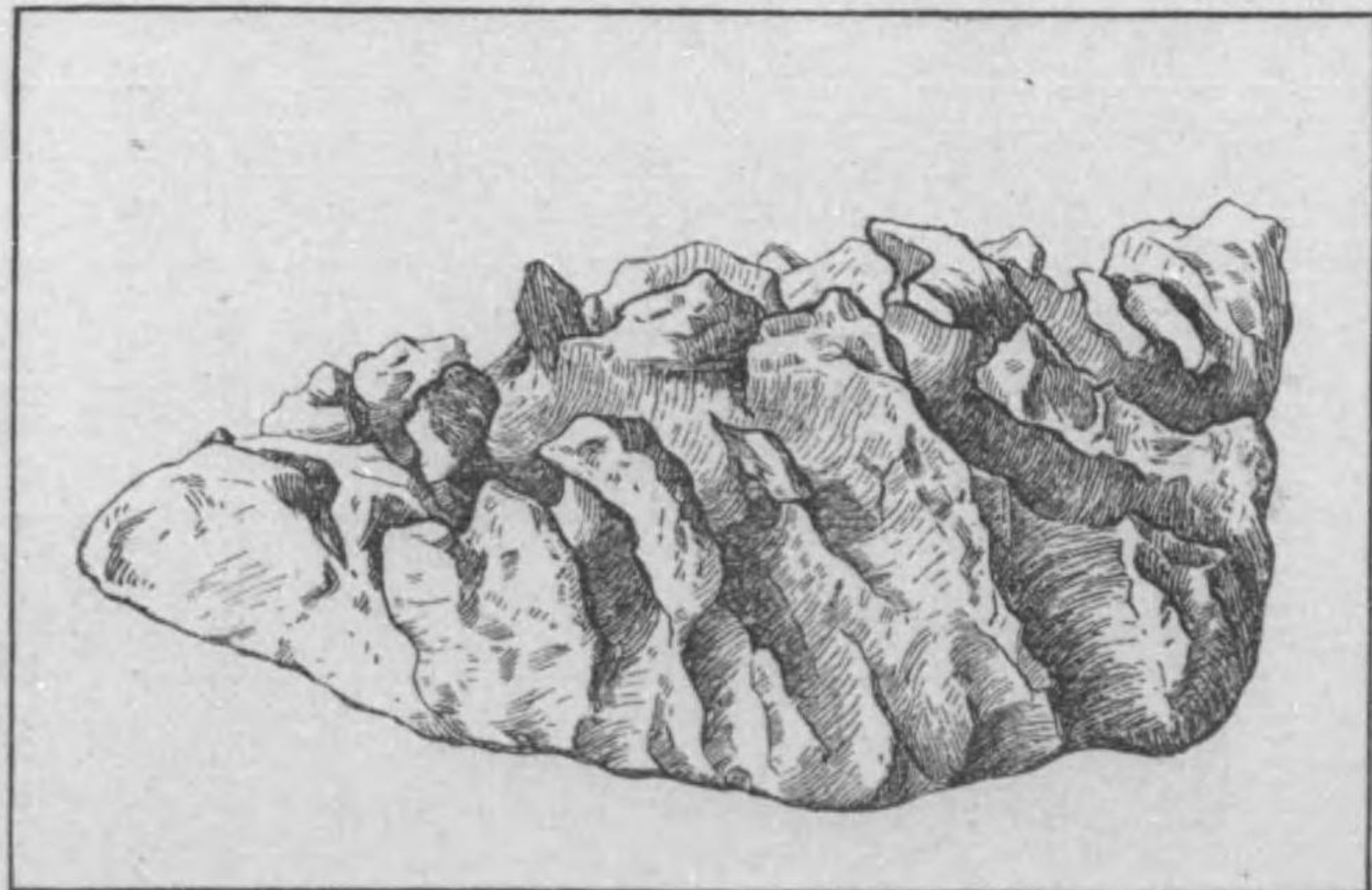
山上に降つた雨が、風化産物、その他軟質の岩石に覆れた山腹を流下すれば、忽ちその上に細溝を穿つのである。之を雨溝と稱して、多少硬い岩石の上にも出来るものである。蓋し硬質の岩石で此の種の溝の最も出来易いのは石灰岩である。是れは、一は、此の岩石は炭酸を含む水に溶け易いからである。第百六十一圖は石灰岩面に出来た數多の雨溝の一例であるが、此の溝が深くなれば、其の間の脊が鋭くなつて、時に殆ど劍の如くなることがある。アルプス山中にあるカレン面と稱するのは、即ち是れで、第百六十二圖に示す上野國青倉産の石灰岩面も、亦カレン面に似た、浸蝕を受けて居る。

第百六十一圖



雨に穿たれた石灰岩(石灰岩)

第百六十二圖



上野國青倉産石灰岩面浸蝕の形

又疎質の岩石で、その中に石片を含むものがあれば、その疎質の部分は掘れても、石とその下になる部分だけは掘れないことがある。すると所謂土塔、一名土柱、第

圖三十六百第



塔上のユニイセンア州イレソ西端

る岩石は、前世界の氷河の産物たる堆石である。

吾が國には、堆石に類した火山集塊岩があつて、是れも時に塔状をなすことがあ

百六十三圖といふものが生來るのである。其の最も大きいのはアルプス山中に屬する奥國チロル州のボーチエン附近、伊國イセオ湖附近、瑞西國ワレイ州、北米コロラド、ヒマラヤ山中等に在つて、其の高さは時に三百尺にも及んで居る。蓋し土塔成立の條件は軟い土の中に稍大なる石片あることであるから、歐米で之を産す

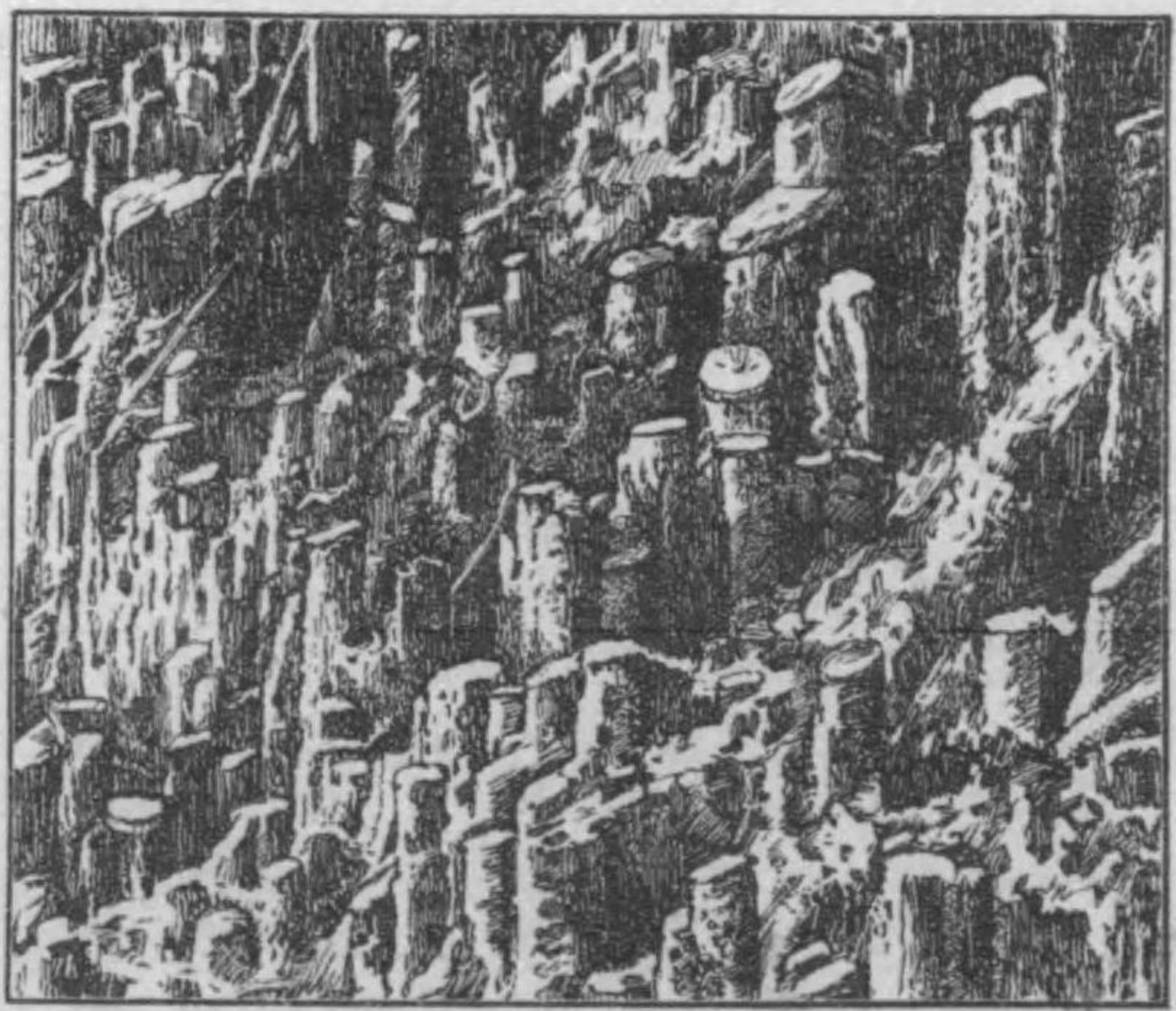
るが、眞の土塔の如く、上に石の笠を有たないのである。臺灣基隆港附近に在る土塔は如何なる岩石中なるや未だ明でないが、極々小さなものは、東京附近箱根山、その他各地の路傍の崖側で、土と石とから成る所に見るのである(第百六十四圖)。

第十五節 谷の成立

リウチマイヤは谷の成立の順序を左の如くに説いて居る。

山上に降つた雨滴が、相集つてその斜面を流下するに際しては、必ずその上に許多の細い雨溝を穿つのであるが、此の雨溝は又相合してより廣く且深い溝となるのである。是れが即ち山川で、山川成立して始めて谷の成立する條件が出来

圖四十六百第

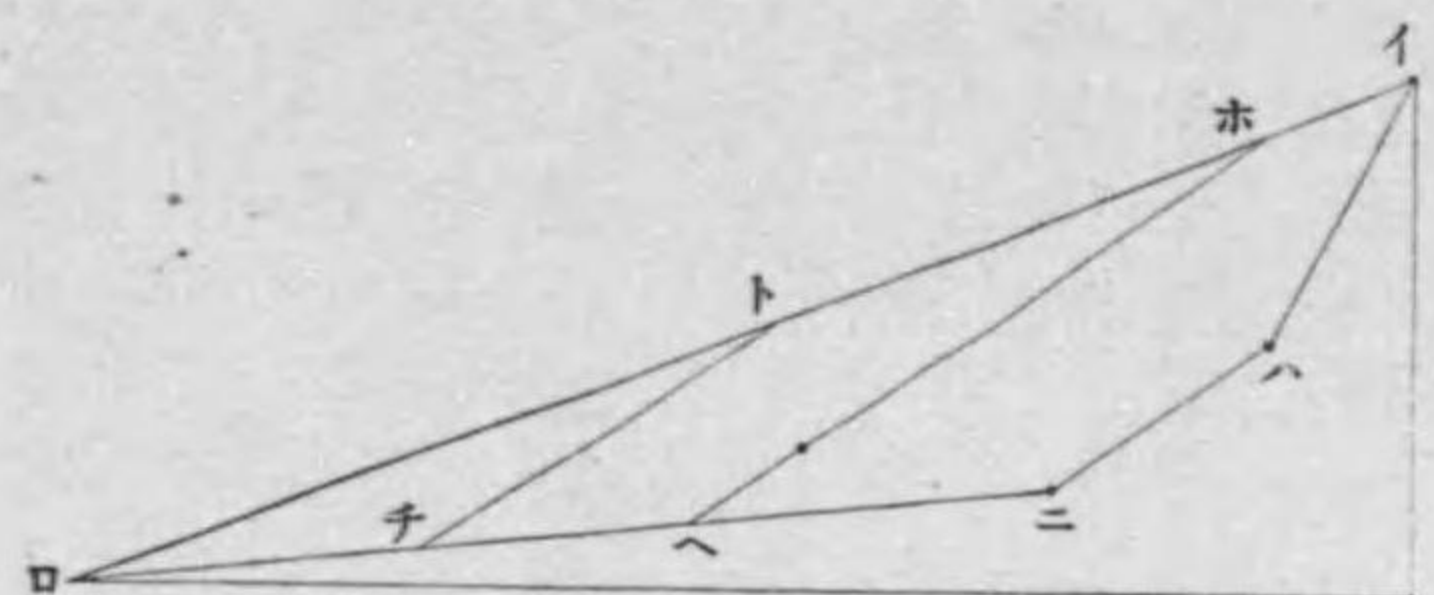


塔土小の傍路近附臺平大山根箱

たといふべしである。

さて水の多い山川は急速力で流るのであるから、其の底は山腹を流るゝ小水流より一層速に廣くもなり、又深くもなる。故に谷の成立は初め此の山川區域に最も進捗して、それから次第に後方、即ち山の上方に進むのである。例へば第六十五圖に於て、イ、ロを未だ水に浸蝕されない山腹とすれば、その上を流下する水は、その麓附近に至つて最も多量で、又最も早いのであるから、自然先づ此の所に深溝を穿つことになる。それで此の時の山の縦断面は略イトチロの線の如くなる。然るに、チに於ては川は殆ど麓に在る平地の水平に達してゐるのであるから、河底の勾配は甚だ少く、随つて水勢も亦極めて鈍いのである。その結果川は、チロの間では、その底を掘ることは出来ないがしかし、其の左右側に向かつては、遠慮なく浸蝕を行ふのである。殊に増水時にさうである。故に遂に崖崩れを生じて、谷は益々廣くなる。

圖五十六百第



谷の成立の順序

其の代りに、その底は土砂の爲に次第に淺くなる。すると今度は増水時になると、水は左右の岸に溢れることになる。此の區域を氾濫區域と稱して、平素は土砂原又は河礫で、水は僅にその間を流れて居るのである。此の河筋で、増水時に當つて、左右に氾濫する部分を谷の區域と云ひ、深溝を掘る山川の區域を山の區域といふのである。

さて山川の部分は、次第に深く其の底に切り込むのみならず、又後退して行くのであるから、之れに準じて、下流の谷の區域は増して來て、懸てへらの線によつて表はさるゝことになり、山の區域は新にイ、ホへの線によつて表はさるゝことになる。斯くして山川が終に山の最高點(イ)まで退くことになれば、元來此の邊は降雨の最も多い所であるから、一度深溝が出來て、水が勢よくその中を流るゝ以上は、水は此處に勾配急峻乃至直立の岩壁に取り巻かれた谷底を造出するに至るのである。斯くなると、河筋は更に三區域に分るゝことになる。(一)上流(イ、ハ)即ち水が奔流して間々瀬や瀧をなす區域、(二)中流(ハ、ニ)勾配稍緩で、水量と土砂礫の量とはより多く、河底は平素に在つては浸蝕を受けず、水勢も辛ふじて砂礫を轉送するに足る區域

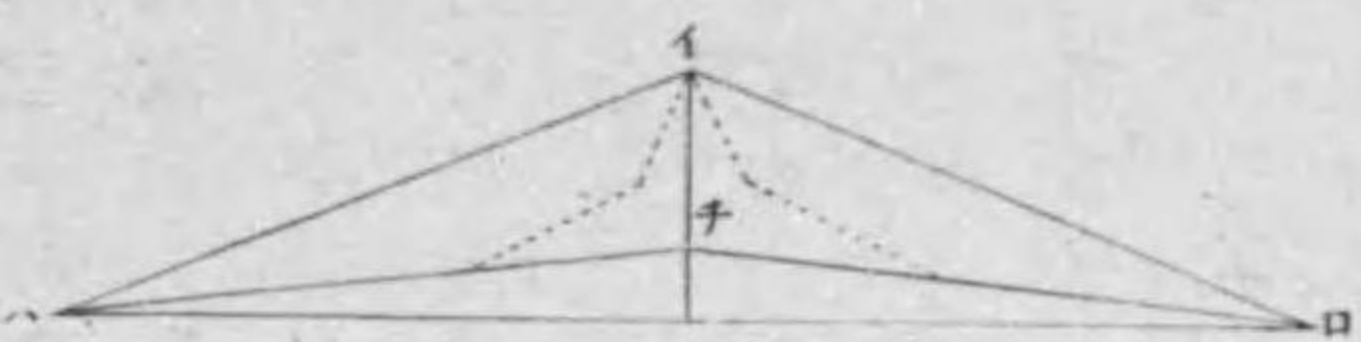
(此の區域では所々に砂礫が集合堆積して、之が爲に、河筋は自然其の屈曲を増す)。
 (三)下流、砂礫は多く沈澱堆積して、川底を高め、以て、時にその水路に變更を來すことのある區域。

河がその山の區域を穿ち、谷の區域を填むる最後の結果は、その源から口まで、規則正しい曲線を書くことになることである。此の曲線は水源地で最も急で、それから河口に近づくに随つて次第に緩くなるものである。

以上は是れリウチマイヤが谷の成立の順序を説明した一般的法則であるが、山の區域も浸蝕が著しくその歩を進むることになると、水は必ず山の双方に流るゝものであるからその分水線である山頂は次第に浸蝕されて、終には極めて低くなり、爲に河筋に前記の三區域を區別することが出来なくなる(第六十六圖)のである。

河筋に谷の區域を缺くものがある。例へば、徐昇しつゝある

圖六十六百第



腹山の後最後はロチハ・腹山のめ初はハロイ

土地で、嶮岸で終る所に流れ込む河の如しである。

又石灰岩地の河には時に岩石の割目を傳ふて、地の底に入り込んで、上の河床を流れないものがある。斯かる場合には、河床は頗る不規則な曲線を書くことがある。素より河底が其の源から口まで、完全の曲線を書くといふことは、理論上のこととて、實際では其の道筋に當つて岩石の硬軟、地層構造の差異等があるによつて、一様の浸蝕は多く行はれて居ないのである。山の區域に、瀧や瀬の多いのは、全く右の理由によるのである。此等が除かれさへすれば、理想の曲線は畫かるゝ譯である。實際河も其の浸蝕力に依つて此の理想を實現せんことに努めて居る。その證據には瀧の退却といふことがある。河は瀧の個所に突出する岩石を浸蝕し、つゝある。故に瀧は退却せざるを得ないのである。谷の區域も、その瀧や瀬が、全く水源地まで退却し了つて、初めてその上に理想の曲線が現はるゝのである。以上の事實によつて、谷も未成谷と成就谷との二類に分るゝのである。未成谷は謂はゞ若い谷で、成就谷は、謂はゞ老成したものである。

第十六節 瀧の穿掘力

瀧は其の流るゝ崖地の退却を促すのみならず、その落下する水勢を以て、其の脚

下を掘るのである。此の掘れた部分は之を瀧壺と稱して、特に他に比し深いのみならず、又多少圓い壺状をなしてゐる。是れは、落下する水が渦を巻いて(第百六十七圖)瀧壺を攪亂して、その中に在る石を回轉するからである。

瀧も瀧と略同様の作用をなすものである。瀧でも水が石に激して之が爲に渦巻く所があるから、斯かる所では、又石が回轉して圓孔を穿つのである。此等の圓孔には壺孔の名が附いてゐて、その大きさは種々である。

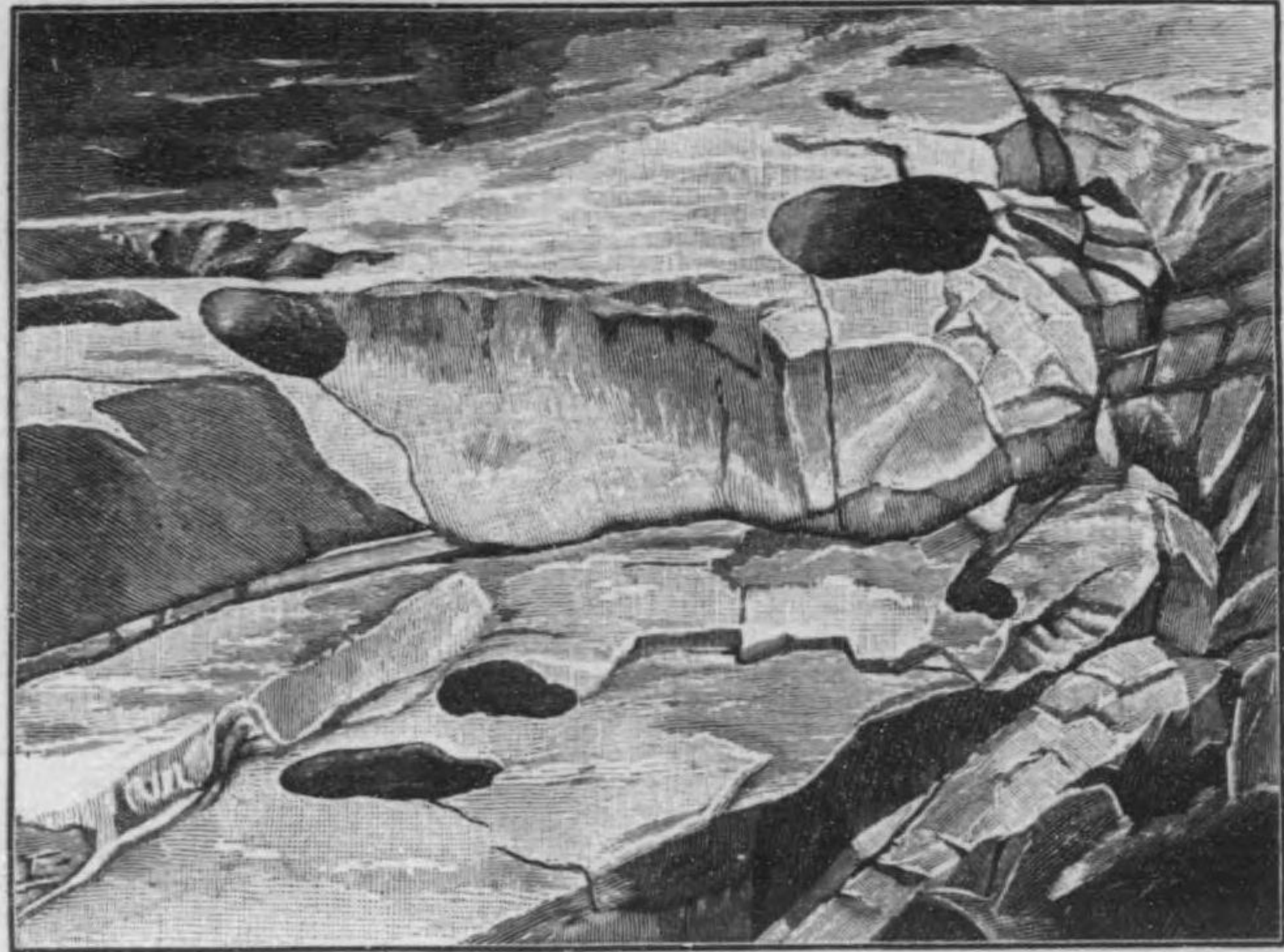
第百六十七圖



ナイヤガラ瀧の断面圖

が回轉して圓孔を穿つのである。此等の圓孔には壺孔の名が附いてゐて、その大きさは種々である。

第百六十八圖



木曾寢醒の壺孔

吾が邦の河底にも此の壺孔の出来つゝある所、若くは既に出来て、今は水面上に在る所も多いのである。播摩國安志の北で關と稱する地に鹿ヶ坪といふ孔があるが、是れは段階状をなして流るゝ小溪底に出来た十個以上の壺孔である。又同國神西郡龜ヶ坪山の龜ヶ坪も又同様の壺孔といふことである。

外國では壺孔の多いのは佛國ポンドズールの石灰岩地である。此の地には壺孔が澤山群つて居るが、吾が日向都の城附近の關の尾瀧の上に在る土狀熔岩中には佛國のに

も優つて多く群つた壺孔がある。

尙吾が國には木曾の寢醒第百六十八圖秩父の荒川その他諸所に在る。

壺孔は獨り河底に産するに止まらず、前世界の氷河の底になつた岩面にも産するのである。これは勿論昔し其の底に水が流れてゐたからである。

氷河底の壺孔で、今最も有名なのは瑞西國ルセルン市の氷河園のそれである。

此の園には半分出來かけた孔から、深く掘れた孔まで色々あつて、その孔中には之を掘つた石まで残つて居る。

氷河底の壺孔は勿論のこと、今の河底にあるものでも、既に水面以上に昇つてゐるものは、多くは土砂雜草等に埋れて、一見其の存在を認め難いのである。氷河園の壺孔も、草を刈り、土砂を取り拂つて、始めて外に露はれたのである。秩父皆野の荒川に架した親鼻橋下の孔も、橋を造くるに當つて始めて發見されたのである。

壺孔成立の速力は、岩石の硬軟、渦流の遲速、孔を掘る石の性質等によるものに相違ないが、時に頗る大であることは、瑞西國フライブルヒ附近に、十八年間に、十尺の深さに掘れた孔あることで明である。

壺孔は獨り河底や氷河底ばかりでなく、罕には海濱にも出來ることがある。その例は瑞典ゴートランド島に在る。

第十七節 谷の種類と形

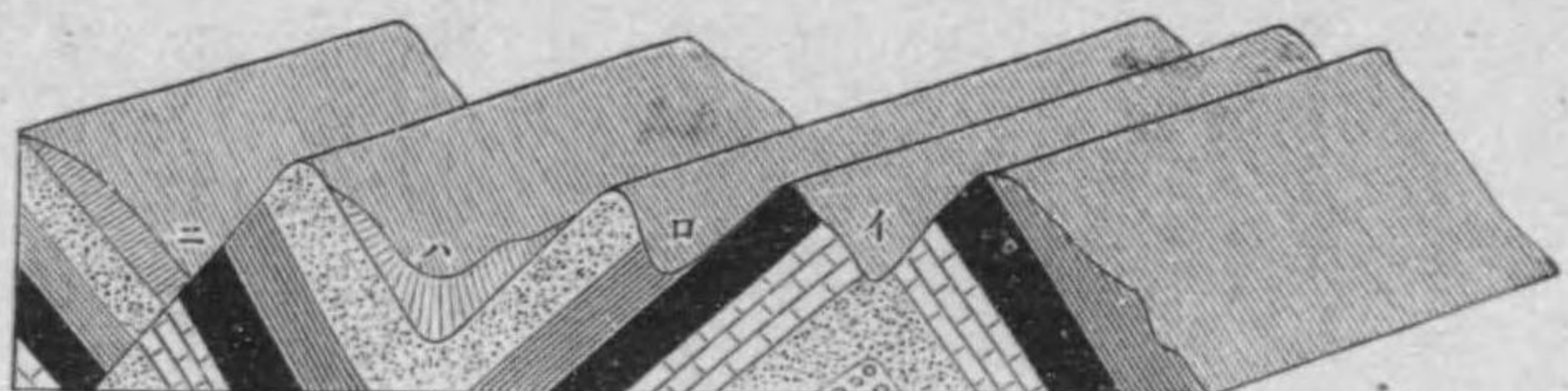
水平層の中に出來た谷は、之が細別をしないのであるが、變位層の中に出來たものは、之を變位の種類に依つて細別するのである。

先づ谷は地層の層向に對する方向に依て、之を縦谷、横谷、並に斜谷に別つのである。

縦谷は層向に併走する谷で、横谷は之を略直角に横切るものである。又斜谷は層向を斜に切るものである。

縦谷は更に向斜谷、向斜層の間を走るもの、背斜谷（一名鞍谷）と稱して背斜層の上を走るもの、同斜谷（一方にのみ傾く地層の上を走るもの）の三者に區別するのである。尙外に斷層谷

第百六十九圖



谷層斷(エ) 谷斜向(ハ) 谷斜同(ロ) 谷斜背(イ)

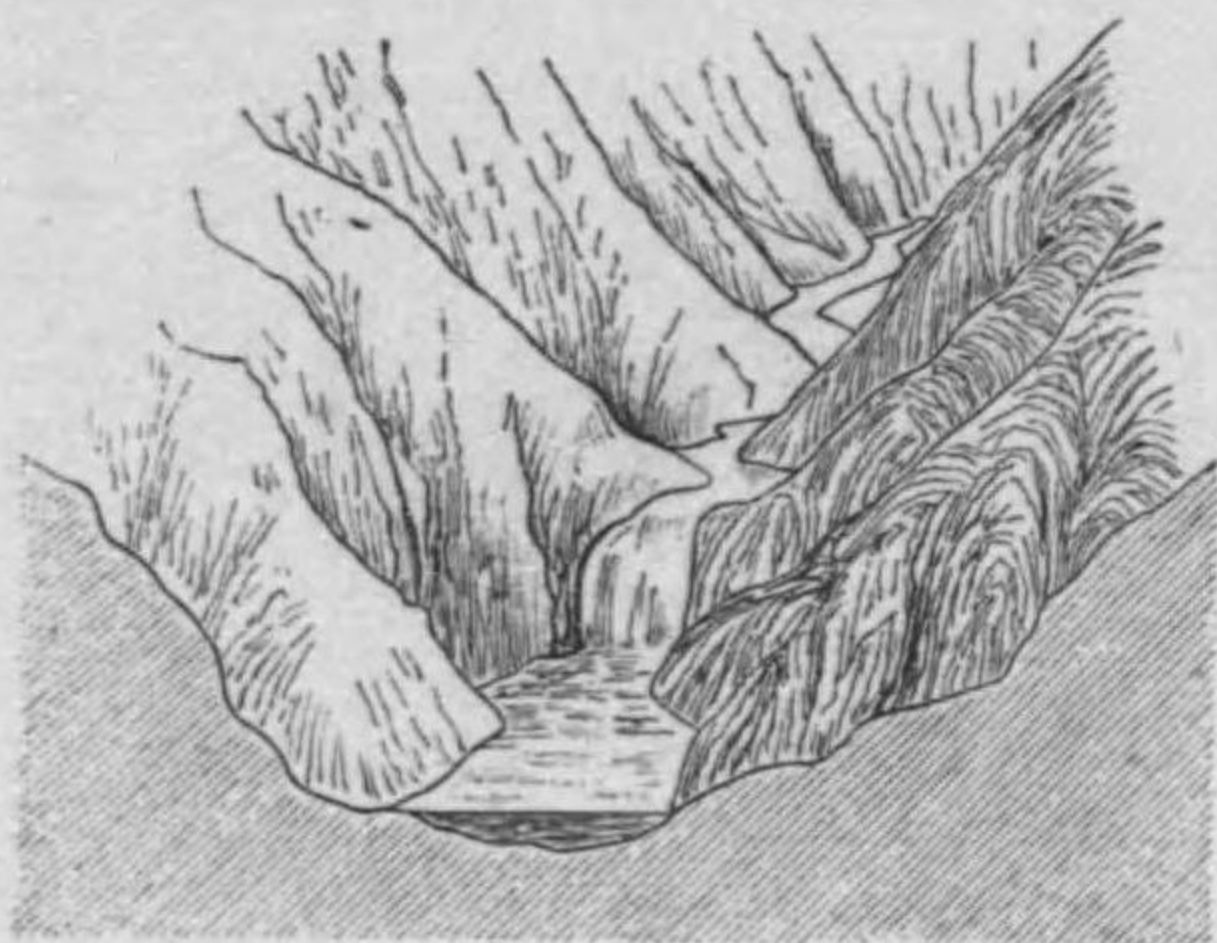
と稱して、斷層線上を走るものもある。是れは多く縦谷中に在る。以上四種の縦谷は第百六十九圖に示してある。

縦谷と横谷とは必ずしも單獨に産するものではなく、同じ谷で一部分は縦谷に屬し、一部分は横谷に屬する場合が頗る多いのである。例へば四國阿波の吉野川谷の如しで、此の谷は河口から板野までは縦谷で、それから土佐界までは横谷で、そ

れから上流は又略縦谷である。

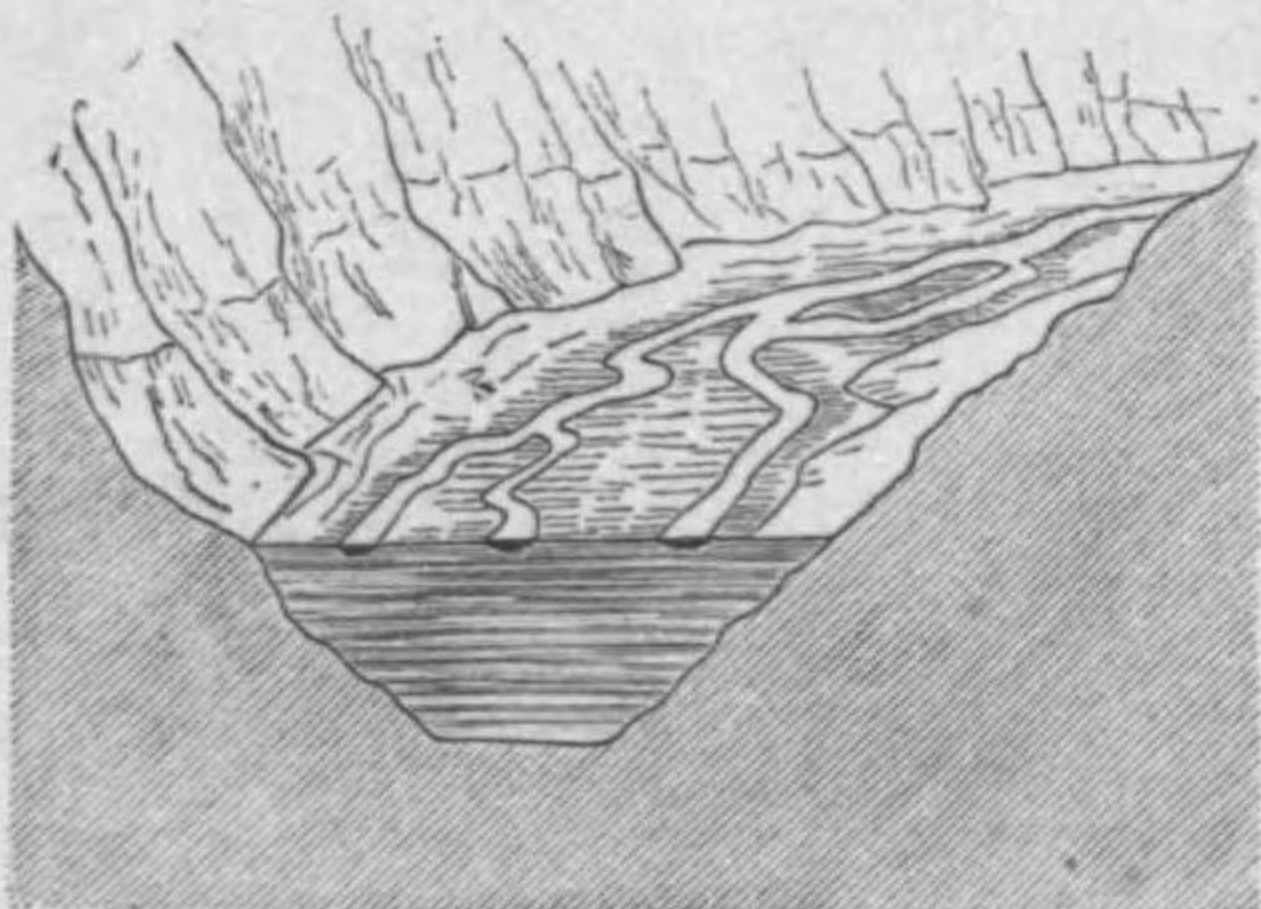
斷層谷の好例はシリヤ國ジョルダンの谷であるが、吾が邦では、信州伊奈郡の北入川、青木川、和田川等の谷である。

第百七十一圖



V谷形

第百七十一圖



U谷形

谷の横断面は、通則として山の區域ではV形(第百七十圖)で、谷の區域では、U形(第百七十一圖)であるが、精細に見來れば、尙大に岩石の硬軟岩石の水を漏らすの難易、氣候の乾濕等にも關係するのである。

(一)岩石の硬軟 概して言へば、堅岩中に掘れた谷は狭く且深く、軟岩中に掘れた谷は浅く且廣いのである。又水平の位置を有する堅軟兩岩層の相重る地では、谷の兩側は多少段階狀をなして、堅岩は突出してその側面は斷崖を呈し、軟岩は多少平であるか又は斜な面を呈するのである。

(二)岩石の水を漏らすの難易 地層が疎質であるか、又は龜裂に富んであれば水はその中に滲漏し易いのであるから、浸蝕の作用はそれだけ弱いのである。随つて、谷側は此の作用を受くることが少ない爲に、急峻であるに反して、谷底は深く掘れてゐるのである。

岩石が水の滲漏し苦いものであれば、水は多く其の表面を流るゝものであるから、谷底も浸蝕さるゝと共に、谷側も浸蝕され、而もより多く浸蝕さるゝのである。よつて谷側は傾斜するのである。

圖 二 十 七 百 第



(三)氣候の乾濕 水の多い地では、浸蝕が強いのであるから谷は比較的廣く且傾斜した兩側を有するのであるが、半沙漠や沙漠の地では、僅かばかり流るゝ水は専ら河底にのみ働くのであるから、兩岸は極めて急峻で、その間は狭いのである。斯かる谷の最大最好の例は米國コロラド河の峽谷、第七十二圖である。即ち此の河はロツキー山脈の水を集めてアリゾナ州に入り、其の半沙漠を流るゝこと約九十里で、その間水

平層中三千乃至六千五百尺の深さに切り込んで其の左右側は狭い段階状をなした斷崖からなり立つて居る。蓋し此の斷崖は河水の量の不充分なによるものである。

第十八節 谷の成因に關する説

谷は専ら浸蝕によつてのみ出来るものであるか、又は斷層線の如き地殻面の割目あつて始めて出来るものであるかは、古來地質學者の大に論戰した所であるが、兎に角、水平層中に切り込んだ谷は、専ら浸蝕の結果たる事が明であるのみならず、又變位層の地に在る谷でも、全然浸蝕に由つた形跡の明なものがいくらかもある。よつて此等までも、皆割目で説明せんとすることは、無理といふの外ないが、茲に此の割目で説明すれば、大に都合の好い谷もある。それは即ち貫通谷と稱して、山脈を全く横斷して居る横谷である。此の種の谷には自家の水源地より一層高い山脈を横斷するものさへある。例へば印度のブラマプトラ、スットレイ、インダス等の河の谷の如しである。斯かる谷は山脈に裂罅あつて始めて水がその所を流れ

得べきもので、さうでない場合には、水が一時此に停滯して、湖水を造つて、その水が山脊を越えて溢るゝ際に、之を浸蝕して谷となしたと見るの外ないが、是れも水源地が山脊より高い時の事で、低い時には、水は却つて水源の方の逆流することになるから、山脈を横切り得るとは思へないのである。

此の割目説に對して、貫通谷が斷層線上を流れないことを認めた地質學者は、谷を初成とし、山脈を晩成とすれば、説明は差して六かしくないと言ひ出したのである。即ち山脈は徐々に崛起するものであるから、其の路に當つて既存する谷を流るる水が、地盤が膨れ上がるに随つて之を浸蝕し去つたとすれば、何等の不都合もない譯であるといふのである。

尙外に構造説といふものもある。是れによると、山脈はその初めでも必ずしも全脈同じ高さのものではない。其の故はもし此の脈が更に縦に壓力を受ければ、脈上多少の高低を生すべきは勿論であるから、その特に低い所を水が浸蝕して、貫通谷成立の基礎を拵へたとすれば、少しも不都合はないといふのである。

右の通りで、貫通谷に關する議論は、未だ一定してゐないのである。して觀れば、

谷が専ら浸蝕にのみよるものとは言へない道理になる。又斷層谷の如きものゝある所で見れば、割目や斷層線は少なくも谷の成立を助くるものと云はなければならぬ。蓋し、古い谷の中には、随分複雑な歴史を有つてゐるものもあるべしと思はるゝのは、その成立中、地形や氣候に多少の變化がなかつたとも限らないからである。

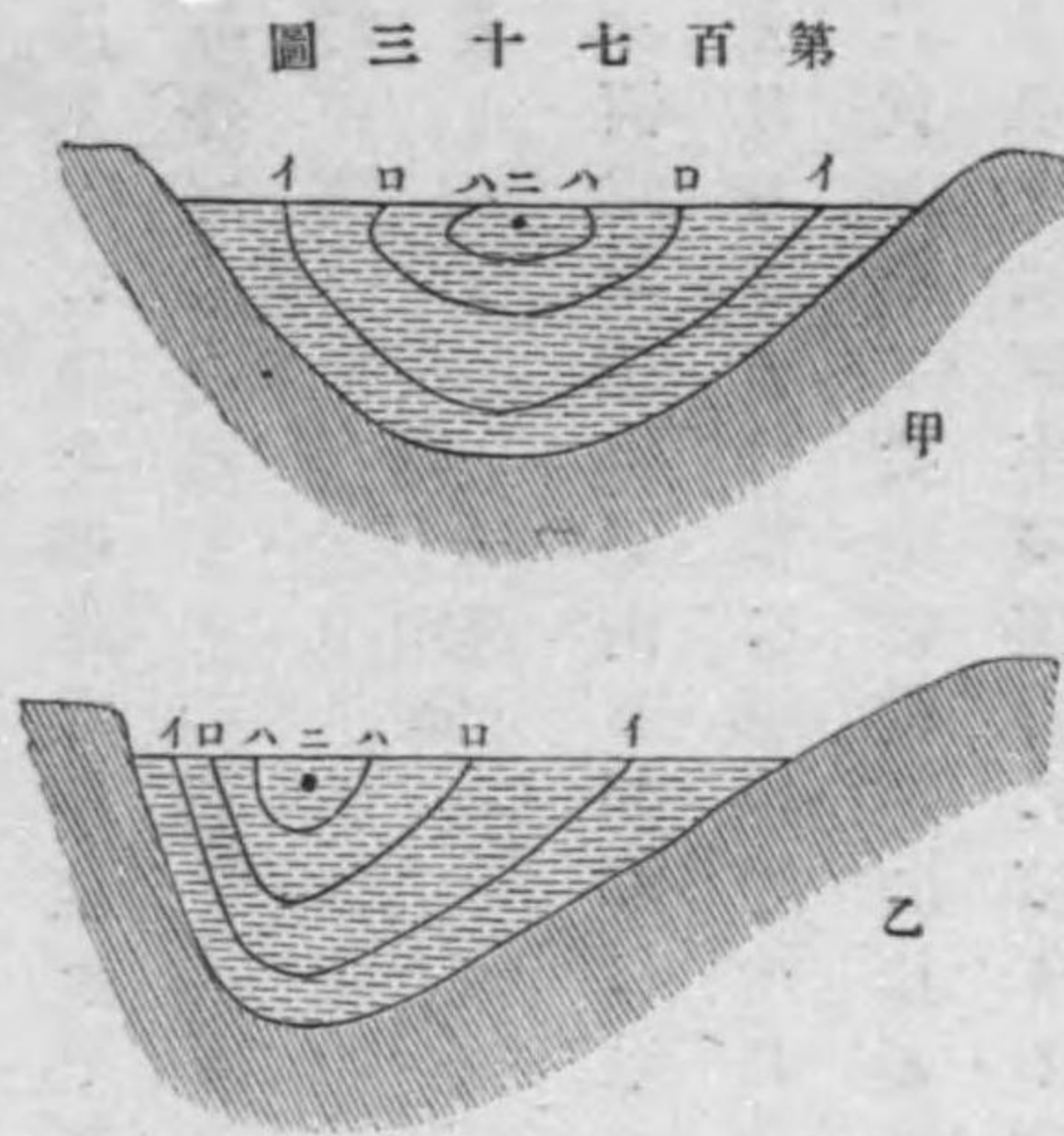
第十九節 水の運動

河水の速力が山の區域に最も大で、それから其の出口に近づくに随ひ次第に小となることは、前に既に述べた通りであるが、是れは畢竟河底の勾配がその口の方に向かつて次第に緩かになるからである。

以上は河水の速力に關する一般の法則である。然し實際に於ては、途中多少の不規則あることは免れないのである。即ち、水は瀧や瀬では、他の個所でより一層早く流れ、又狭い谷中でも、廣い谷中でより、一層早く流るゝのである。

又水は、河身中其の兩側、底、中央といふ工合に各その速力を異にするものである。

是れは摩擦の有無多少が水の運動に大なる影響を及ぼすからである。此の理に由つて、河身中、水の尤も早く流るゝ所は中央であるが、表面には又空氣の摩擦があるから、理論上水の最も早い所は、中央表面の稍下である(第七十三圖甲)。素より



同は線の(ハロイ)面斷横の身河
點い最も速の水は(ニ)線力速

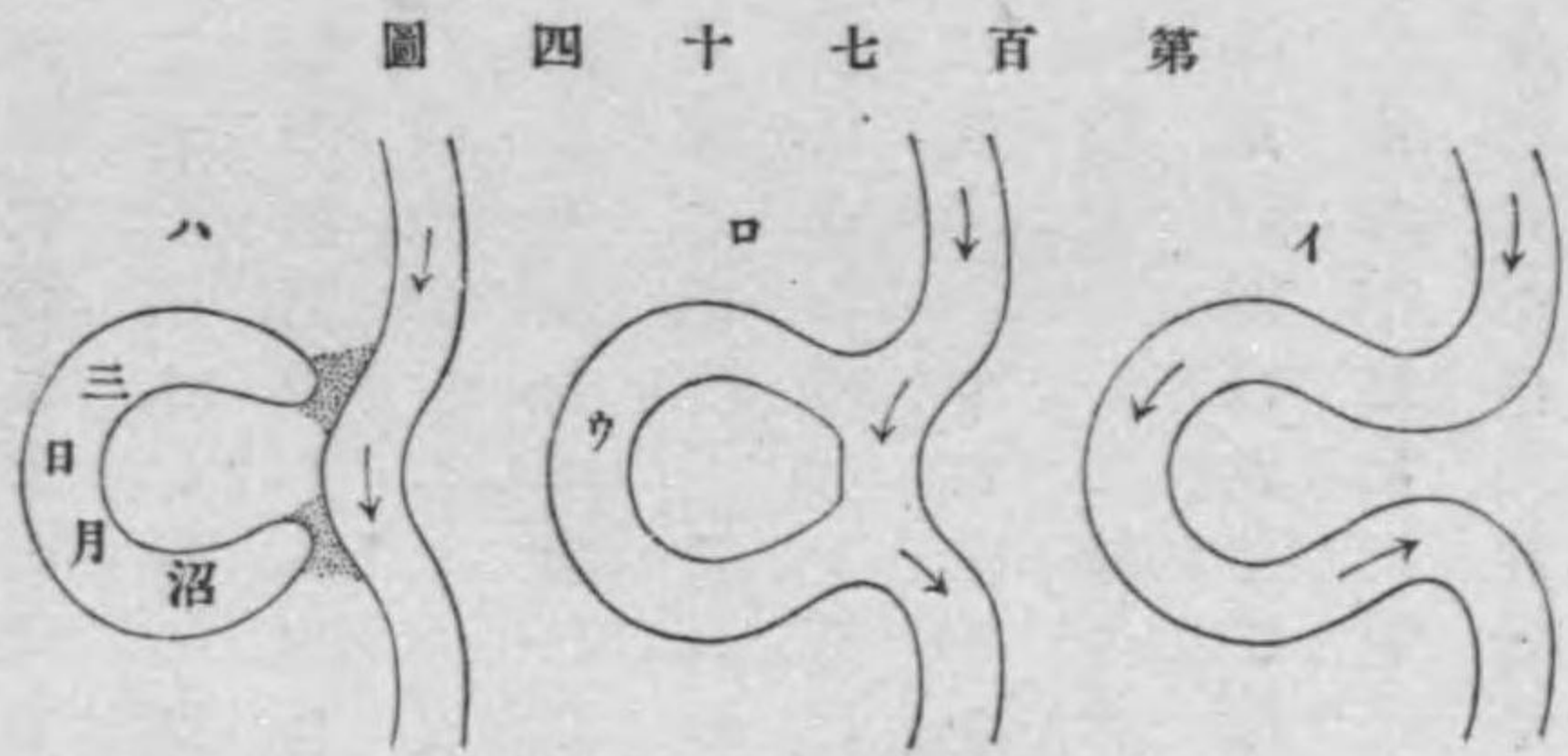
是れは河がその中央線に最も深い時の事で、最深の線が百七十三圖乙の如く、一方に偏する時は、最大速力の線も亦その方に偏するのである。蓋し河水浸蝕力の最も大きいのはその速力の最も大きな所であるから、前の二線は常にその所を同ふして居る。此の線は所謂河心線と稱するものである。

前述の如き理由であるとする、河水面は常に真平でないことになる。即ち河心線は水の最も早く流れ去る所であるから、其の水平はその左右側より多少低いことにならなければならぬ。實際も減水の時にはさうである。然るに増水とな

ると、水は左右の流れ苦い所より寧ろ中央の流れ易い所に集るのであるから、河心線の水平は反つて高くなるのである。随つて平水時には水面の中央左右共に略同水平になるものと見るべしである。

若し河水の流るる地面が、その源から口まで全部同質の岩石から成つて且均勾配の斜面である場合には水路は直線であるべき理であるが、實際はその路に多少の凹凸があつたり、又之に當る岩石に硬軟があつたりするのであるから、水は之に應じて多少屈曲して流れざるを得ないのである。屈曲すれば、水は、隋力によつて凹側に衝突し、是れから反射されて又次ぎの凹側に衝突するのである。それで凹側は水の浸蝕を受けて益々凹むに反して凸側は、水勢の緩なる所だけ、土砂礫が次第に沈澱して、益々凸形を増すのである。是れが即ち川が蛇のうねくつた様に甚しい彎曲をなして流るる所以である。而して此の彎曲の最も甚しいのは水勢の鈍い平地の河にあるのである。

川の下流には、その附近に往々三日月形の沼がある。是れは全く川が甚しく屈曲した結果の産物である。即ち川が非常に屈曲して第七十四圖イの如くにな



階終(ハ)階次(ロ)階初(イ)立成の沼月日三

七十五圖に在る。

川筋の屈曲が浸蝕にのみ由るものでないとは、カラウエイの説である。是の説



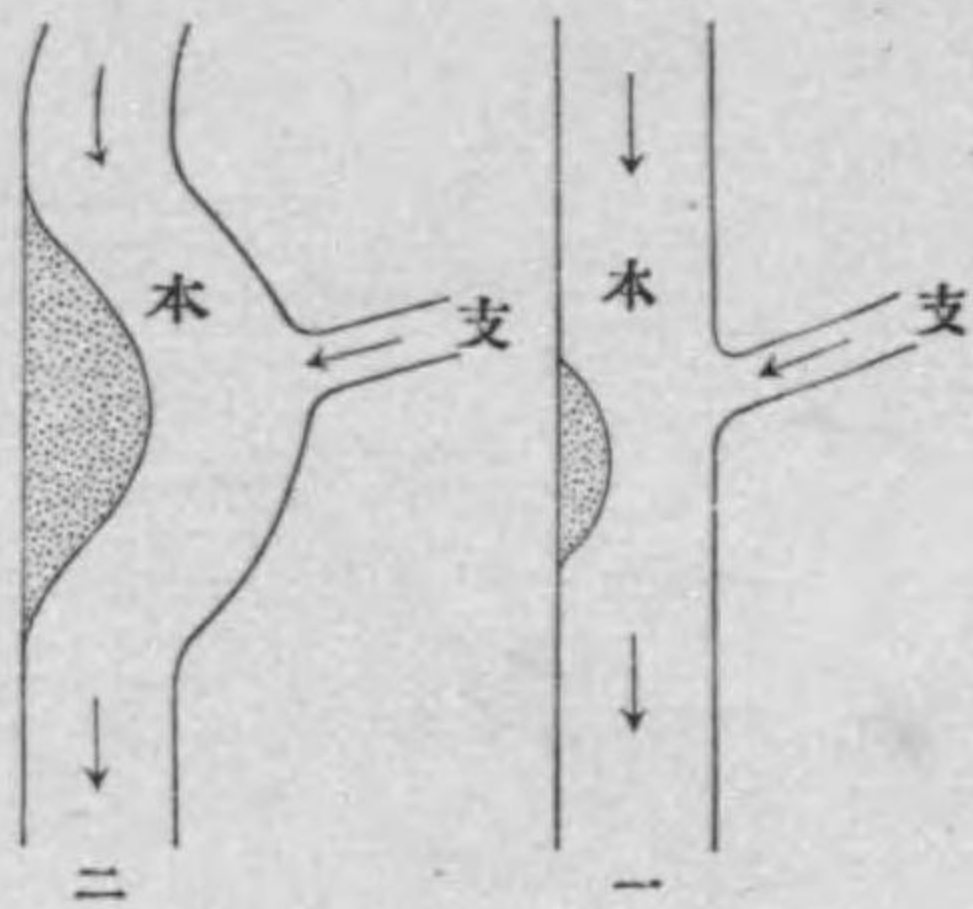
沼月日三の川狩石

の間には、土砂が沈澱するのであるから(ハ)川中島は陸續きとなつて、舊路は三日月沼と化するのである。三日月沼はミシシ、ツビー川に多く、吾が邦では石狩河邊(第百

と此の間に川中島が出来るのである。しかし懸て水の動かない舊い迂路と、水の流るる新路と

るとする。すると増水時に當つて、水は迂回路(ウ)を取るより圖(ロ)中矢の示すが如く直路を取るようになる。斯く新路が一旦開けて見ると、此の方が流れ易いのであるから水は平水に復しても最早舊路を取らなくなる。する

圖六十七百第



圖す明き解を説のイエウラカ 所たじ生を曲屈(二)段初(一)

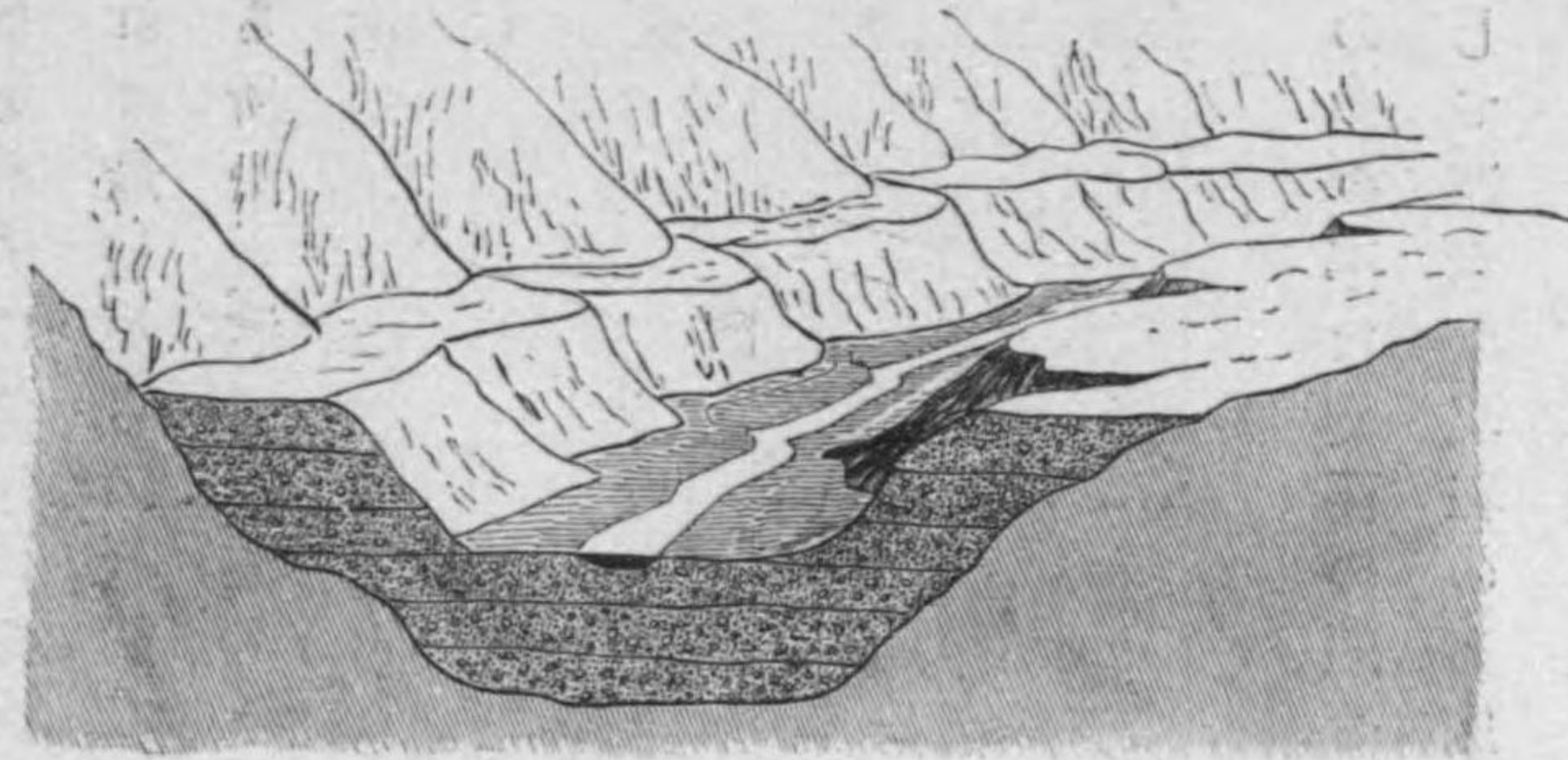
によると、本流に流入する支流は、屢その凸側(河流の曲り出た側)で落ち合つてゐるが、是れは最初からの状態ではなく、支流の本流に入る口の對岸に、支流が土砂を沈澱する所から、遂に本流も勢ひ支流の來る方向にその路を曲げざるを得ないやう

になつた爲であるといふのである(第百七十六圖)。是れは、素より随分有り得べきことではあるが、しかし河の屈曲が皆盡く斯くして出來たものであると言ふに至つては、聊異論を唱へざるを得ない次第である。

第二十節 河段丘

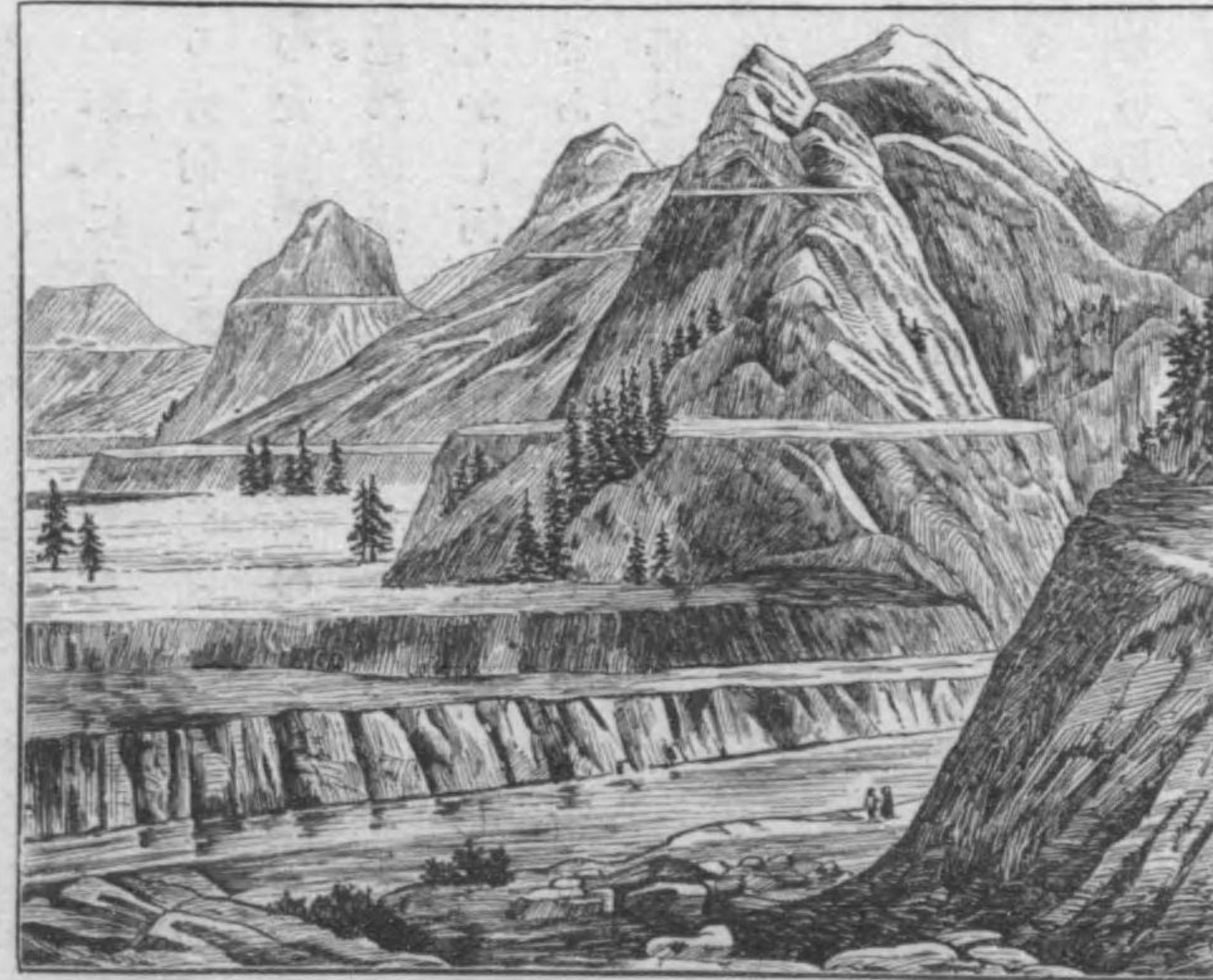
山間を流るる河には、その一方若くは双方に、表面の多少平な、側面の頗る危峻な丘あることがある。之を河段丘(第百七十七圖)と稱して、河水が現在の河底まで浸蝕しない以前の河底と見做すべきものである。段丘は必ずしも一段に止まらない。即ち二段三段罕にそれ以上あることもある。

圖七十七百第



丘段河

圖八十七百第



丘段岩の河—ザ—レフのヤビンロコ領英

(第七十八圖)

河丘段には二種ある。一は礫段丘で、一は岩段丘である。礫段丘は最も普通のもので、河水が自ら押し出した砂や砂利中に切り込んで出来たもので、岩段丘は河水が堅岩中に切り込んで出来たものである。

段丘が一段でなく、數段であるときは、最高のものが最古のもので、最低のものが、

最新のものである。

谷に段丘のあるのは、河水に浸蝕の激烈

な時期と、緩慢な時期とがあつた爲である。

便ち浸蝕激烈の時期には、河底が掘れ、緩慢

の時期には、河底が掘れないばかりでなく、

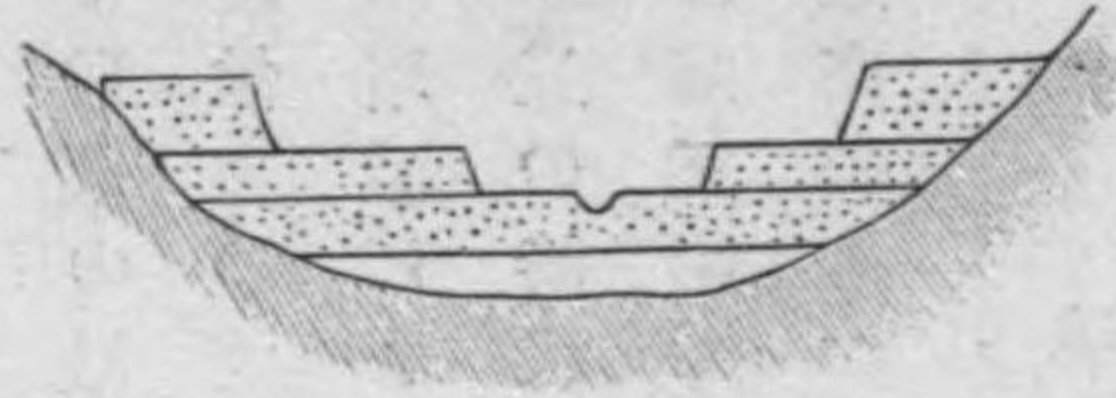
場合によつては、反つて砂礫の堆積を見た

のである。例へば河底に第七十九圖の

如き構造を見る場合には、河水は或る時期

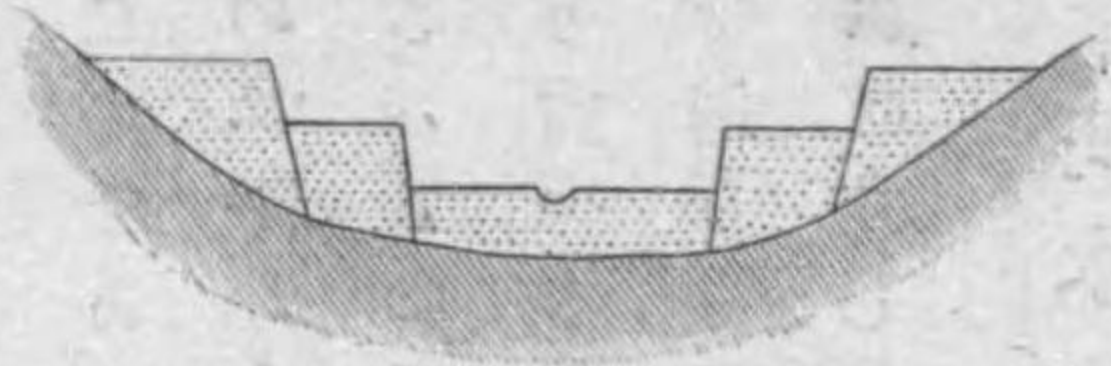
には掘り、或る時期には掘らなかつたので

圖九十七百第



丘段礫

圖十八百第



丘段礫

あるが、第百八十圖の如き場合には、河水は或る時期には、掘らないばかりでなく、反つて砂礫の堆積を促したのである。

浸蝕力の消長は、土地の昇降から来る河底勾配の變化、並に氣候の變化に基く水量の増減によると見做さるるのである。

段丘の時代には可なり古いものがある。即ち洪積期に遡るものは極めて多く時に第三紀鮮新世にまで遡るものもある。例へば獨逸ライン河下流の四段丘の中、最高のもは、鮮新世に成立したものと云ふことである。

第二十一節 河水の運搬する物質

物が河の中を流るる方法には二様ある。一は水中に浮いた儘流ること、一は河底を轉がりながら流ることである。浮いて流るるのは、多くは細粒の土砂で轉がりながら流るるのは、多く粗い礫である。しかし、水勢の強い河では水勢の弱い河で浮かないものまでも浮き、又前者で動かないものも、後者では動くのであるから、河水の運搬力は、全く水勢によるといふの外ないのである。蓋し水勢は水

の質量と速力の二乗とに正比例するものである。

河中の石片(礫)は其の稜角が取り去られて、皆多少丸味を帯びて居る。是れは石が其の轉輾の際互に相摩擦し、又底に向かつて摩擦するからである。それで、礫は下流になればなる程小且丸くなり、上流に遡れば遡る程大きくて角立つて居る。

山川に大石の轉がつてゐるのも、全く上述の理に基くのである。

水中では、可なりの大石でも、陸上より比較的動き易いものである。是れは多數の石はその比重が二、五以下で、且水中では、その一を失ふからである。それに、増水の時には、水量速力共に増すのみならず、枯木の太幹なども流れ出て、石を下流に突き遣るのであるから、斯かる時には大きい石も意外に軽く轉がるのである。

河が如何に多量の土砂を流し出すかは、左の表によつて、略之を知ることが出来る(上段は一秒時間に流れ出る水量、下段は一個年間に流れ出る土砂量)。

	立方 米	立 方 米
楊 子 江支 那	二一八一〇	一八二〇〇〇〇〇
ミシシッピ(合衆國)	一七五〇〇	二二一五〇〇〇〇

ガ ン ジ ス (印 度)	五 七 六 二	一 八 〇 三 〇 〇 〇
黄 河 (支 那)	三 二 八 五	四 七 二 五 〇 〇 〇 〇
白 河 (支 那)	二 二 〇	二 二 六 六 〇 〇 〇
テ ム ス (英)	六 五	五 二 八 三 〇 〇

計算によれば、浮游土砂の量は、轉送礫の量より十倍乃至五十倍も多いのである。又その尤も多いのは増水の際で、此の時水の濁つてゐるのも全く浮游土砂の來たす所である。

河水の運搬する物質は、器械的にするものばかりではなく、尙外に溶解してゐるものもある。此の溶解物の量は、概して減水の時には、増水の時より割合に多いのである。何故なれば、減水時には、河水中に入る泉が天水より多いからである。

河水中の溶解物の量と種類とは、河によつて多少異なるのであるが、先づ通則としては、量は、鑛泉中よりは、勿論のこと、普通泉中よりも遙に少なく、種類は大體泉のものと同じであると言つてよいのである。

先づ河水中最も多く溶けてゐるものは炭酸石灰で、之に次ぐものは硫酸石灰と

食鹽とである。夫から尙炭酸苦土、硫酸苦土、硅酸等もある。蓋し此等は岩石の分解産物中、尤も博く産するもので、此等の一が、水中に缺けてゐることは極めて罕である。

河水中に於ける溶解物の量は、ベングの計算によれば、海中に注入する水の重さの約六千分の一に當るといふのである。して觀れば、一個年間に、河から海に流れ出す溶解物の量は約四十一億噸となる譯である。

第二十二節 河水運搬物の沈澱

河水の運搬力が河底の勾配にもよることは、前に既に述べた通りである。此の故に、小さな山川は、大きな勾配の一層少ない山川に合する所で、自然その押し流す砂礫を沈澱堆積せざるを得ないのである。此の堆積第百八十一圖は前擴がりの扇狀をしてゐるから、之を沖積扇といふのである。

右と同理由で、河底中特に水勢の弱い所には、砂礫が集合堆積するのである。中流や下流で、屈曲の内側(岸の凸側)で、水の凹側)に、砂礫の河原や泥土の洲のあるのも

圖一十八百第



沖積扇

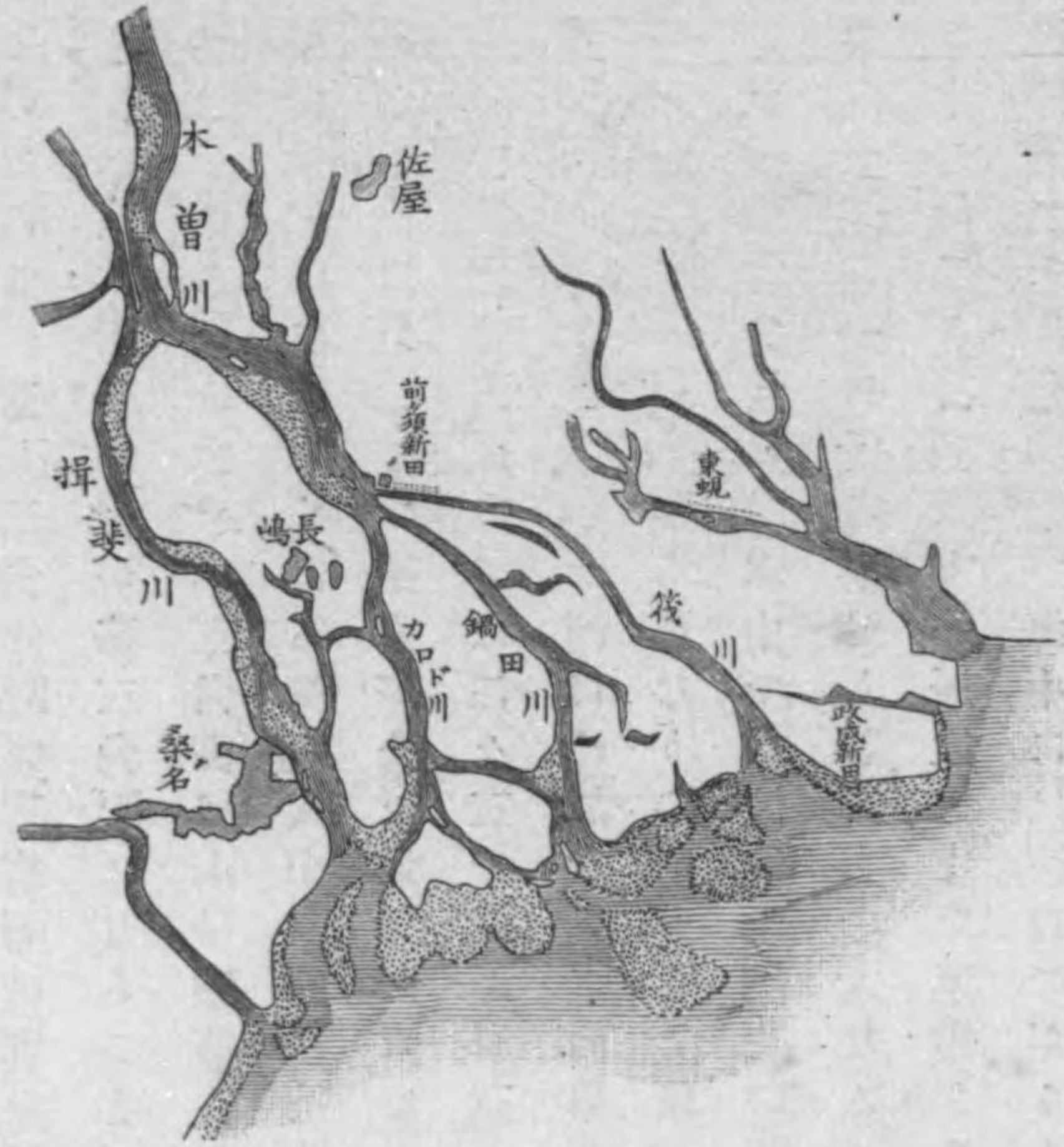
築いて之を防がなければならぬ。しかし之が爲に河底の高まりは一層早くなる

亦此の方側に於ける水勢の弱いのに在る。此等の堆積は其の面形多少紡錘状をなして、その兩端は尖つてゐる。河原や洲の内部の構造は、必ず交叉層理を呈して居る。是れは水の勢と方向とに、時々變化があるからである。

河底の勾配は下流に於ては極めて緩であるから土砂は屈曲の内側に沈澱するばかりでなく尙又河底の他の個所にも沈澱するのである。その結果は河底全體の高まることである。河底が高まれば、河水は増水毎に氾濫し易くなるのであるから、田園ある所では必ず堤防を

の理である。何故なれば、河はその土砂を堤防内の河底にのみ沈澱すべく餘儀なくさるるからである。

圖二十八百第



洲角三の口川曾木

河水は、其の運搬する土砂の類を皆盡く河底に沈澱するものではなくその一部分は必ず之を其の口まで流し出すのである。口に至れば水は最早流れなくなるのであるから、その中に浮遊してゐるものは皆沈澱せざるを得ないのである。此口の水底に沈澱して遂に水上に出たものを三角洲(一名三稜洲)

といふのである。蓋し三角といふ形容詞は洲の爲に河が分岐する所から、洲の形

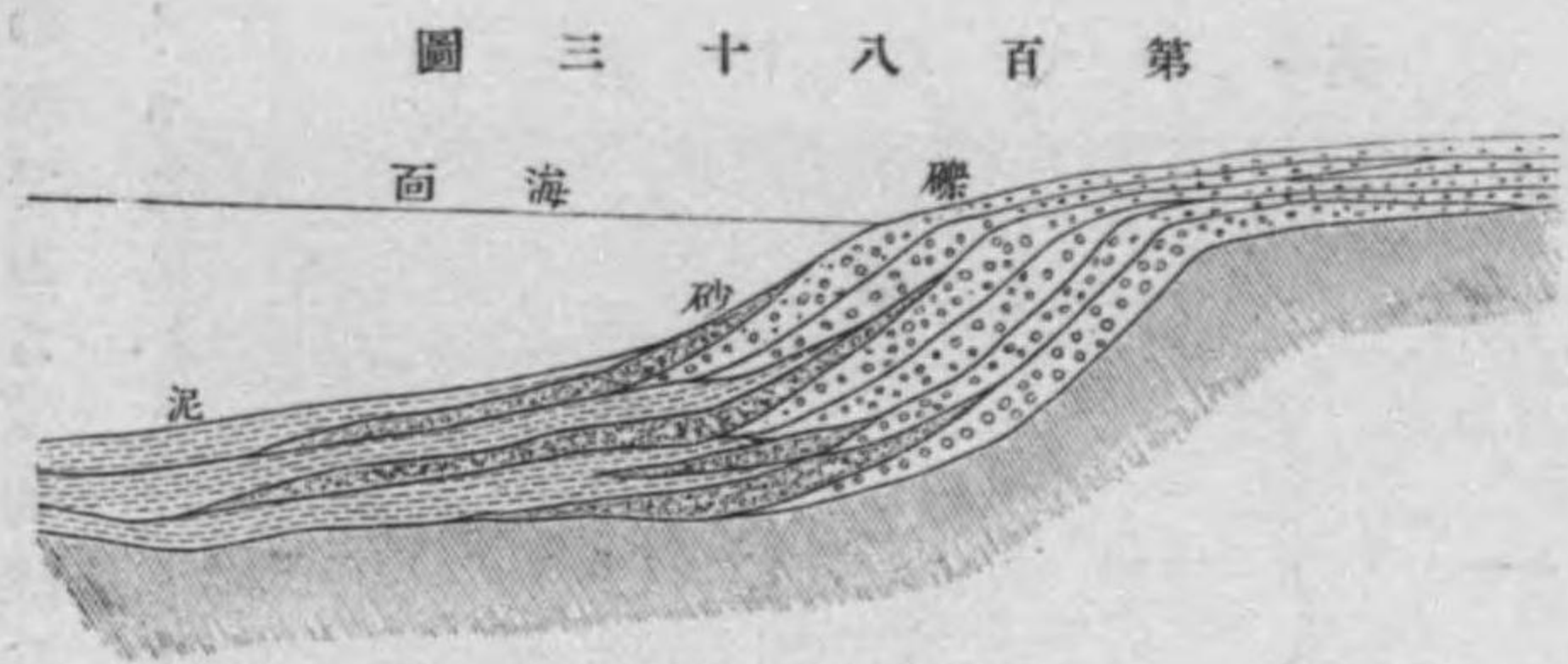


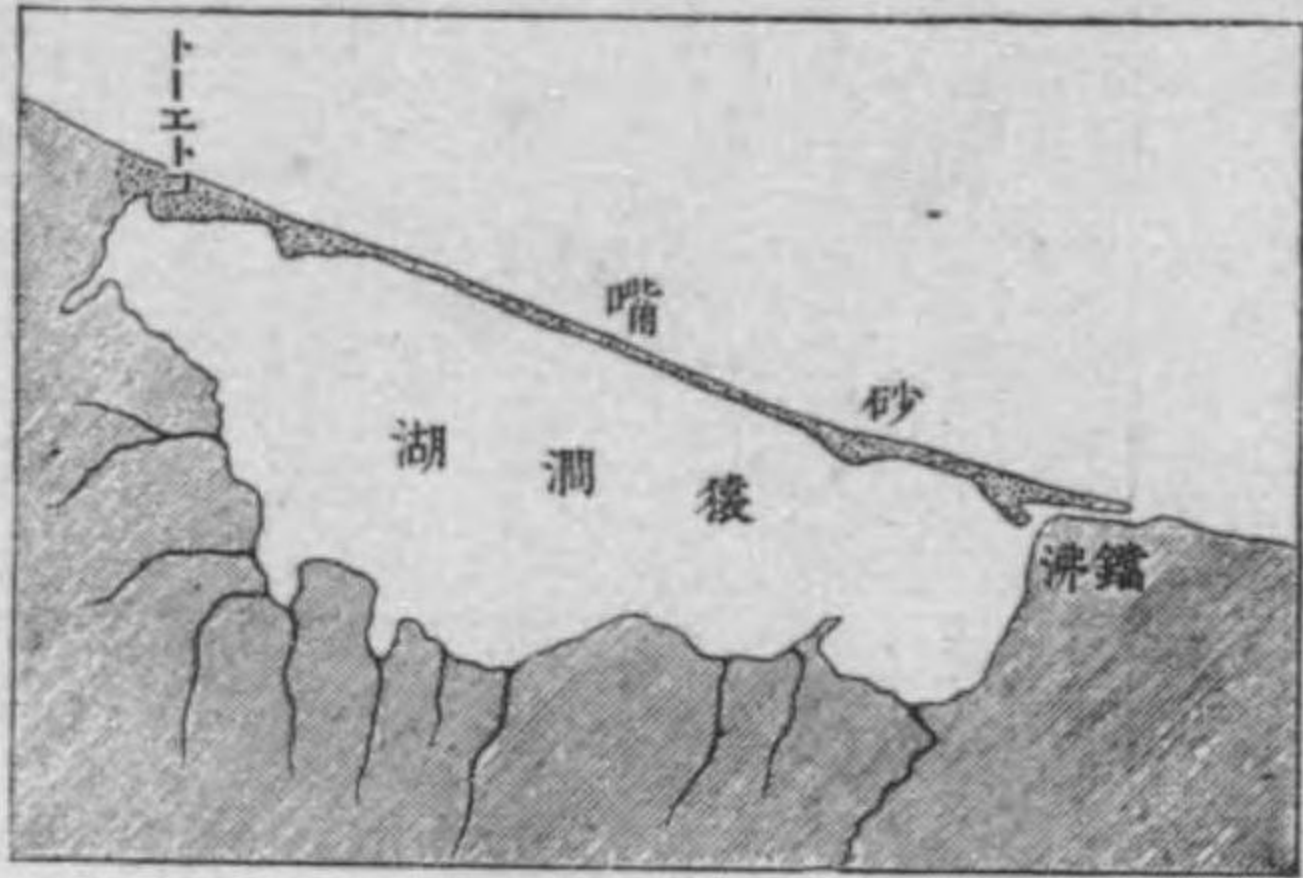
圖 三 十 八 百 第

理 層 又 交 の 洲 角 三

が略三角形になることが多いからである(第百八十二圖)。三角洲は土砂礫等の相重なる層から成り立つものである(第百八十三圖)。是れ増水、平水、減水の三時に水の運搬力が夫々違ふからである。三角洲は前面の方へ向いては往々三十度乃至三十五度の角度を以て傾いて居る。河口に於ける水面以下に沈澱した土砂は時に河口から可なりの遠方まで擴がつてゐることがある。殊に海中では、波浪や潮流の助けと海水の淡水より土砂を浮遊せしむる力の大なることで、土砂は、湖水中に於けるより、一層遠方まで運搬さるるのである。

海中には、河口を距る小距離の所に、海岸と併行して細長い砂洲の出来ることがある。之を砂門シヤセと云つて、その一方の陸と連絡したものを砂嘴と云ふのである。

圖 四 十 八 百 第



嘴 砂 の 湖 洲 嶺 見 北

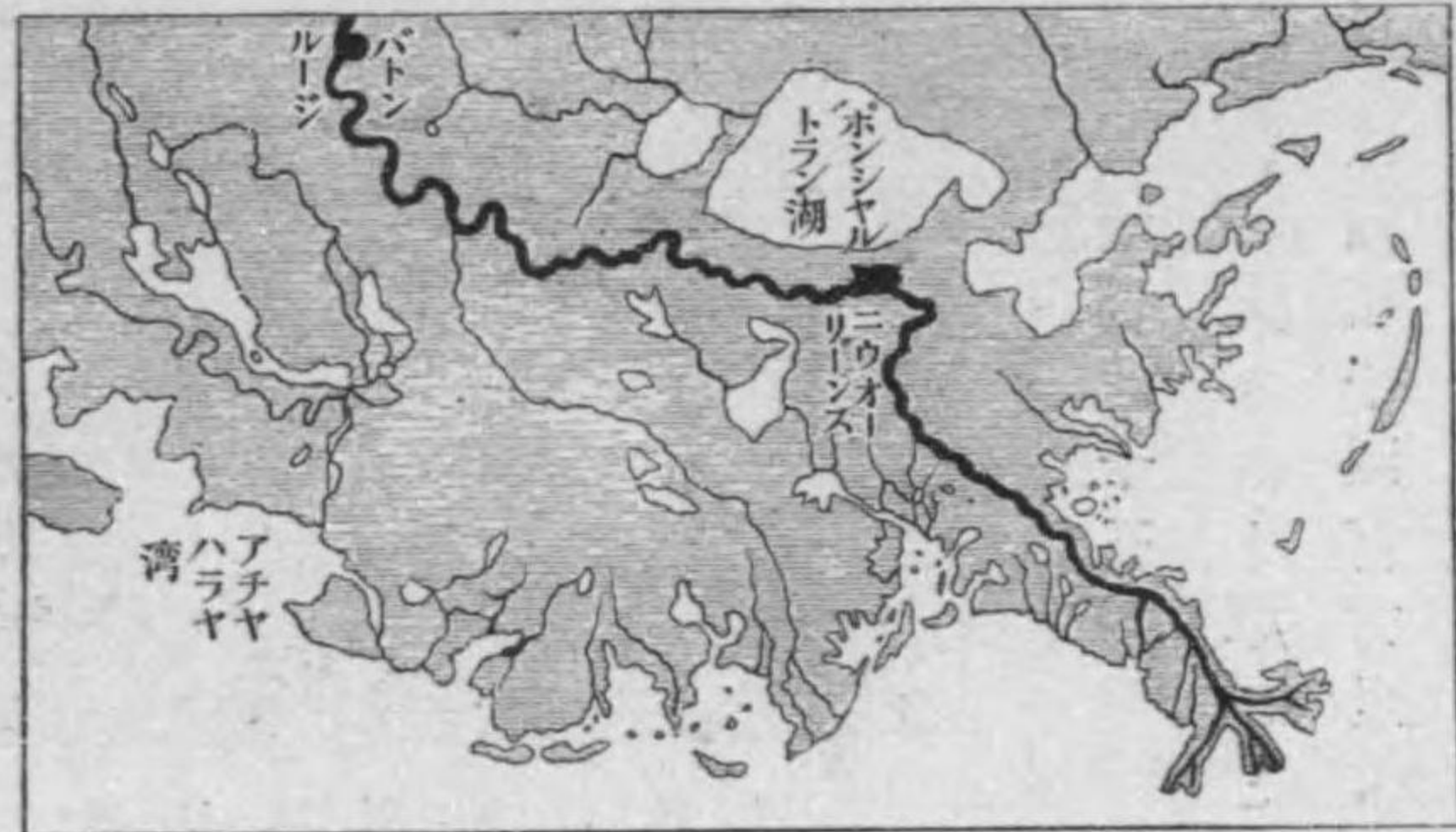
砂門や砂嘴の出来るのは、河水と海から打寄する波とが相衝突して、其の個所に水の静な所が出来からである。

三角洲は通例二種に區別さるのである。一は直線の湖岸や海岸に出来る、突出三角洲、その模範は西伯利亞レナ河口のものである。一は填充三角洲と稱してその例は揚子江、ナイル、ガンジス等のものである。固より兩者間には、中間の形のものもあり、又填充三角洲で次第に成長して、突出洲に變じた場合もある。例へでミシシッピ河口のもの、如

しである(第百八十五圖)。

三角洲の大きさと厚さとは、河によつて、大に異なるものである。即ちナイル河のものは面積千四百里もあつて、厚さは、サガングの地で、約三百五十尺に及んで居り、ミシシッピ河のものは面積二千四百里に及んで、厚さは、ニウオーリンス

第百八十五圖



ミシシッピ河の三角洲地

口約一里半強の南まで成長したとすると、その一個年間の前進速度は少なくとも約

市の稍南で既に百尺である。又印度ガンジス、ブラマプトラの兩河合併のものは、厚さは不明であるが、面積は實に五千六百里に及んで居る。又歐洲諸河の三角洲の、試錐によつて知られた厚さは、ライン河約二百尺、ロトヌ河三百四十尺、ボイ河五百七十尺等である。

三角洲の成長には頗る速かなものがある。ボイ河邊に在るアドリヤ市は、今は河口から九里も隔つてゐるが、千九百年前の羅馬のオーガスタス帝の時代には、港であつたのであるから、此の邊に於ける洲の前進速度は、一年平均六十尺である。

吾が隅田川の洲も、長祿二年(西曆千四百五十八年)太田道灌築城の年以來、淺草橋の邊から、今日の河

四十三尺となるのである。又リード、グツビーの二人は、北支那の諸大河の土砂は十萬年かゝれば、黃海全部を填充し得るとの計算を立てて居る。又カスピ海に注ぐテレク河は、一年平均千六百尺の速力で、その洲を前進せしめつゝある。

三角洲成長の遅速は、大に土地の緩慢昇降にもよるのである。即ち成長は昇りつゝある土地では早められ、降りつゝある土地では遅くなつて、場合によつては、洲は全く水面に出る機會のないこともある。

第二十三節 湖とその性質

湖沼學者フオレルに據れば、湖とは地盤の窪みを充たした靜止水で、四方陸に取り巻かれて直接に海と連絡しないものといふのである。

湖には、淡水を湛ふるものと、鹹水を湛ふるものがある。淡水湖は、之に流れ入る河があれば、又是から流れ出る河もあるものである。鹹水湖は、海と連絡して、多少その水の之に流れ込むものであるが、若くは入る河あつて出る河のないものである。此の出る河のない場合には、水の排出は、主として蒸發によらなければなら

ぬによつて、入る河が流がし込む鹽類は次第に蓄積して、終に水を鹹水に變ずるのである。尤も、此に二三の除外例がないでもない。例へば、ガテマラ國のベテン湖の如しで、此の湖は、是れから出る河がないに拘らず、淡水を湛へて居る。その理由は、入る河の水が殆ど純粹であるからといふのである。

内陸の鹹水湖は、沙漠や半沙漠の如き氣候乾燥の地に在る。其の數例はカスピ海(鹽分一分四厘、但しその一灣カラブガスでは一割七分餘)、大鹽湖(米國ユタ州に在つて、鹽分約一割九分)、死海(鹽分約二割四分)、エルトン湖(露領ギルギースの半沙漠に在つて、鹽分二割七分等)である。

湖水の色は、藍から綠の間にある。水が、浮游混濁物に乏しければ、乏しいだけ、それだけ、その色は藍に傾いて、反對の場合には、綠の方へ傾くのである。何故に、水が藍色を帯びてゐるかに就ては、議論も少なくないが、人によりては、之を水の本色と認めてゐる。

水の温度は、湖によつて種々異なるのであるが、之を左右する重なる温源は日光である。

日光は水中に入り込みながら、之を温めるのであるから、直接之に温めらるるのは其の最上層(約三十尺の下まで)である。蓋し、此の層では、日々太陽の位置の高低から生ずる温差まで、之を感じるのである。水中に浮游する混濁物には、水温の上昇を早める作用がある。但し、是れは上層にのみ限るのである。上層中では、下に向ふ温度の減少は甚だ小さいのであるが、此の層の下(約五十尺以下)には、急變層と稱して、少し下つても温度の急に變化する水層がある。それから此の急變層の下では、また、温度の下に向ふ減少が次第に小さくなつて、遂に最下層では、温度が略一定するのである。此層の温は直接日光から來るものではなく、間接に傳導によつて來るものである。そして水は傳導力の悪い物であるから、此の層の水温の變化は極めて緩慢にしか行はれないのである。

フアレルは、湖をその水温の高低と、その下に向かつての昇降の工合とによつて、左の三種に別けて居る。

(一)熱帶湖 水温は常に攝氏四度(水の最大密度の温度)以上で、又表面から底に向いて低下するもの。斯かる湖は熱帶並に温帶中の暖い地方に在る。

(二) 溫帶湖 水温は、夏には攝氏四度以上で、冬には四度以下である。よつて、夏には上から下へ向けて降り、冬には上から下へ向けて昇るもの。溫帶地方の湖は多く之に屬する。

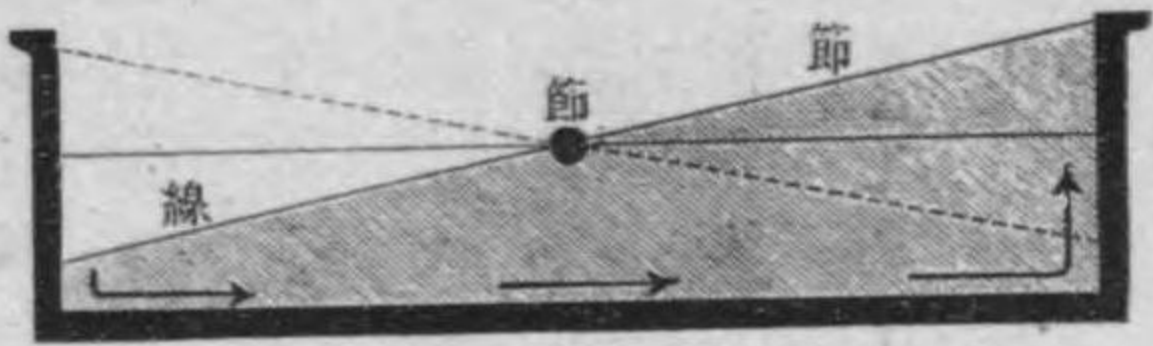
(三) 極帶湖 水温は、年中四度以下である。よし又高いとしても四度を越えないによつて、水温は上から下に向けて昇るもの。此の種の湖は寒帶と溫帶の高山とに在る。

海水に運動がある通りに湖水にも亦運動がある。それは波、セイシユ、並湖流である。

波の大きさは湖の大きさと正比例するものであるが、湖の四圍の地形も亦大に之に影響を及ぼして、殊にその附近の高山からの吹き下す風(嵐)は平地の大湖にさへ見ない大波を生ずることがある。湖には、又頗る複雑な波を見ることがある。

是れは、岸の諸所に打寄する波が反射されて、互に相横切る所から起るものである。又湖にはセイシユ(定常振動と譯す)と稱する一種の波がある。これは四方環陸の海にも見ることがあるが、それと初めて氣附いた人は、ドウキイエで、年は西暦千

第七百八十六圖



セ イ シ ユ

七百三十年、場所は瑞士のゼネバ湖中であつたのである。フラルルに據れば、セイシユでは、湖水全體の水が動いて、一方の岸に昇れば反對の岸に降り、一方の岸に降れば、反對の岸に昇るといふ工合に、規則正しく昇降して、而も水は節線と稱する一定の線(第七百八十六圖)を中軸として降昇するのである。してその週期は、湖の大小にもよりはするが、普通の波の數秒であるに反して、數分乃至數十分である。故に、波は昇つた儘動かないやうに見ゆるのである。是れが之を佇立浪ともいふ所以である。吾が邦でも、近來琵琶湖、箱根湖、その他の湖に、之を實測し得たのである。セイシユの原因は氣壓の差、嵐、その他局部的氣象の變化である。

湖中にも亦水の流れがある。先づ流れは河水の出入で起り又風でも起るのである。又セイシユも節線内に、多少水平的水流を起すのである。終りに、底と表面との間に、溫度や密度の差から生ずる上下的の流れもある。

第二十四節 湖の類別

湖の別け方も種々あるが、ムシユケットフは之を盆地湖と堰止湖とに大別して更に又之を數種に細別して居る。

盆地湖とは、地盤に初めから窪んだ所があつて、水の之に溜つたものであるが堰止湖とは、元來地盤には窪みのない所に、土砂、砂利、その他のものが一方若くは四方に堆積して、水の滯溜を來たしたものである。

盆地湖一名槃湖又は凹地湖中には、左の如き種類がある。

(一)浸蝕湖 瀧やその他渦巻く水のある所で、河底に孔の掘れることは前に述べた通りであるから、前世界に氷河の存した地にある小湖は、多くこの氷河水の穿つたものであるとの説である。この説からして之には廻穿湖の名もある。勿論此の類の湖は皆小である。

(二)氷蝕湖 前世界に於ける氷河その物の掘つたと稱へらるるもので、多くは圓い小湖である。

(三)風蝕湖 風の作用で掘れたと稱せらるる窪みに水の溜つたものである。蒙古の鹹水湖が多く之に屬するとはリヒトホーフエンの説である。

(四)墜落湖 地の底にある洞穴崩壞の爲に、地面に孔が出来て、それに水の溜つたものである。石灰岩地のドリネで、水を湛へて居るものは即ち此の種の湖となるのである。

(五)構造湖 水を湛ふる盆地で直接地體の構造と關係あるものである。この盆地には地層の褶曲によるものもあれば、又斷層によるものもある。甲は褶曲湖と稱し、乙は斷層湖と稱するのであるが、斷層湖には線狀の斷層線を充たすもの(死海)もあれば、圓狀斷層の跡を充すもの(羽後田澤湖)もある。

堰止湖には左の如き種類がある。

(一)氷湖 氷河が谷川を堰き止めて、その水を停滯せしめたもので、その例はグリーンランドやアルプス山中に在る。

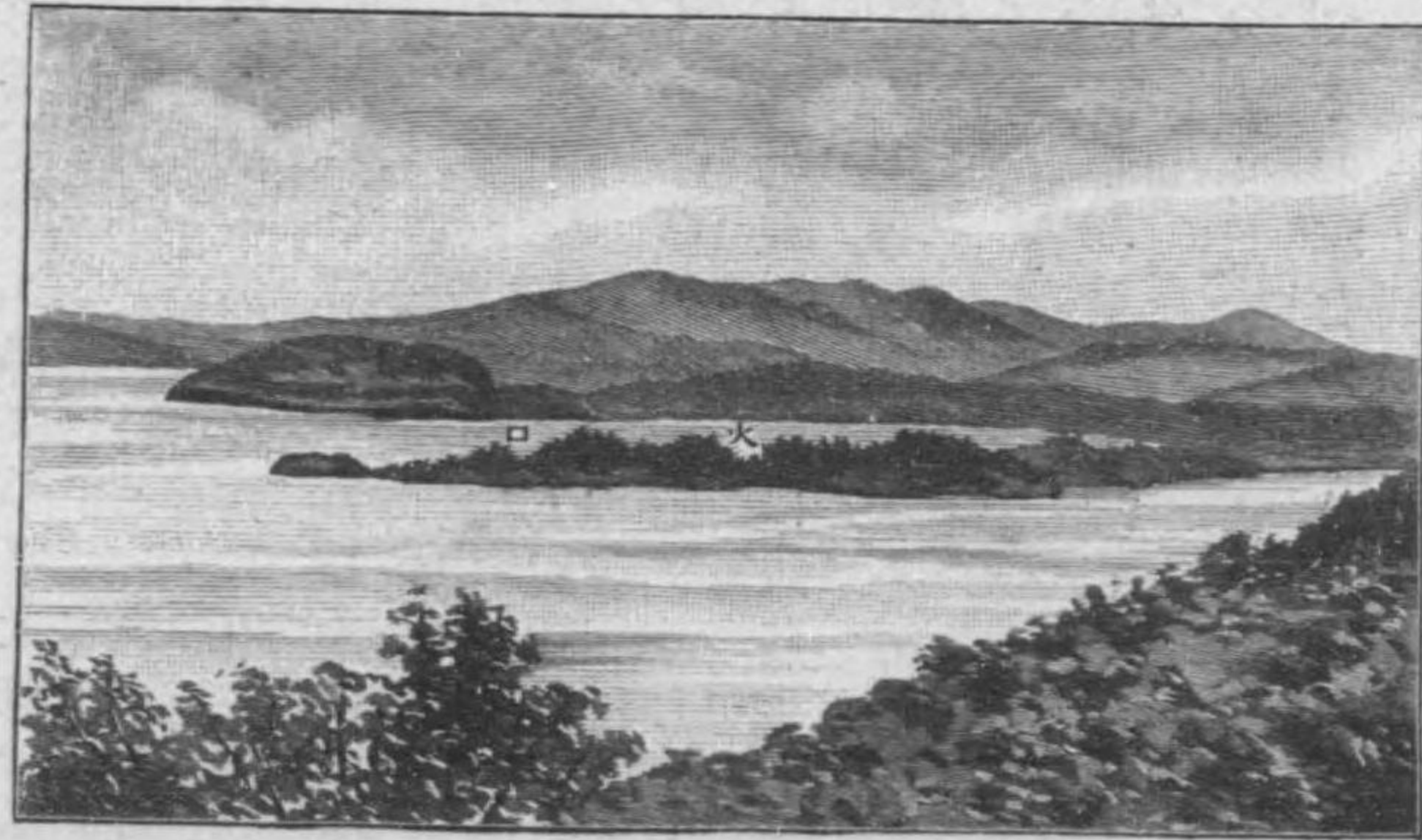
(二)雪崩湖 雪崩が谷川を填めて、その水を停滯せしめたもので、多くは一時的のものである。

圖七十八百第



(湖名榛)湖口火

圖八十八百第



む望な(間島半二)口火噴の内湖田和十けよ峠山銀

(三)山崩湖、山崩の爲に、谷川が堰き止められて、湖となつたものである。此の中にも一時的のものがある。
(四)堆石湖、堆石が氷河の融解後に、水を停滞さしたものである。其の例は歐米の前世界の氷河地に多いのである。

(五)燒岩湖、熔岩流で堰き止められた水の溜つたもので、米國カリフォルニアのオーウエン湖はその一例である。

(六)火口湖、噴火山の噴火口やマールの水を湛ふるもので、吾が邦には前者の例(第六百八十七圖)は甚だ多いが後者の例はまだ確に知れてゐないのである、但し十和田湖(第六百八十八圖)は、マール中に、噴火口を出現した謂は、合併湖のやうなものである。

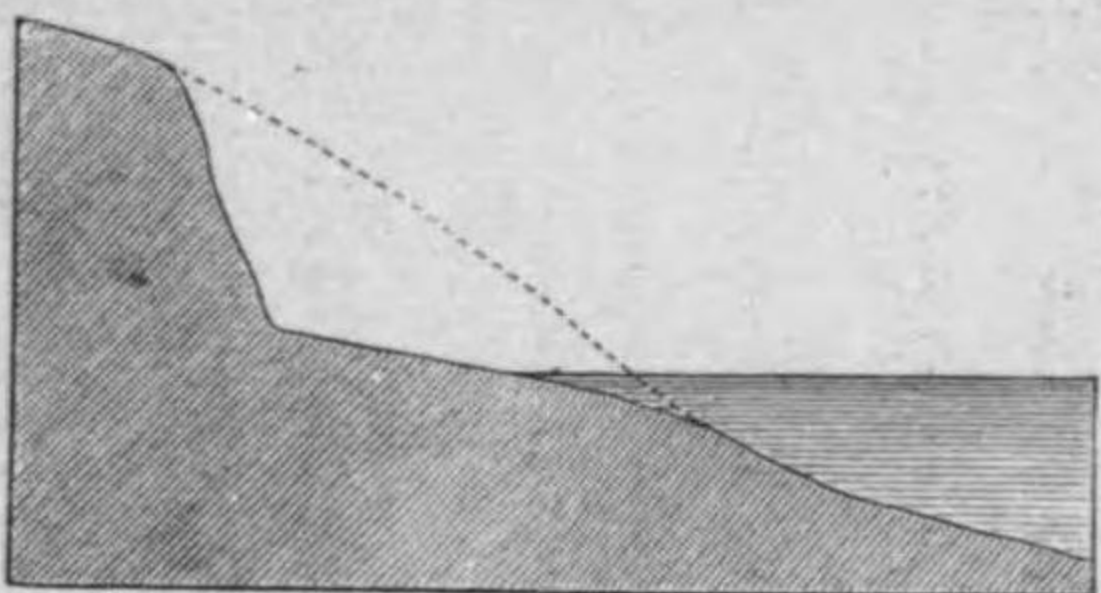
(七)環礁湖、環狀珊瑚礁の中央に在る鹹水湖。

(八)海岸湖瀉、海面の一部が砂嘴や砂丘の成立によつて湖となつたもので、吾が邦の沿岸には甚だ多いのである。

第二十五節 湖の作用

湖の作用は流水や海のそれに比すれば、その區域が狭いだけそれだけ些少である。しかしそれでも、矢張機械的作用と化學的作用とに別れて、機械的作用には又破壊的のものと建設的のものとがある。

圖九十八百第



湖の岸の汀

先づ機械的破壊作用の結果は湖邊に見る汀臺である。便ち湖に起る浪はその岸に打ち附けて、之を蠶食するのであるから、之が爲に砂礫を生ずるのみならず、又此處に湖の方に傾く平面を生ずるのである。此の平面成立後、氣候その他の變化で、水面が低下すれば此の平面は湖面以上に昇つて、波打際には又新平面が出来るのである。斯かる平面が、米國ユタ州大鹽湖の沿岸には、都合四段も出来てゐる。是によつて、此の湖が昔しは今より遙に大であつたことも

亦分つたのである。

尙又破壊的作用としては、波が軟岩の部分を喰ひ取つて、硬岩の部分を半島として突出させることがある。合衆國スベリオル湖畔のケウキーノー半島は斯くの如くにして出来たものである。

湖の機械的建設作用は、波が沿岸に砂を打ち寄せて、砂門や砂壁を造くることや、湖底に土砂礫、硅藻土、湖白堊(石灰藻や介類の破片等から成る)等を沈澱すること

ある。

湖の機械的作用より一層大切なものはその化學的沈澱作用である。湖には前述の如く、鹹水湖といふものがある。斯かる湖では、その鹽類が飽和量以上に達すれば、それ以上の分量は水から分離沈澱せざるを得ないのである。

鹹水湖中の鹽類は、湖によつて種々違つて居るのであるから、其の沈澱するものも、自然之れによつて違ふのである。例へばカスピ海の如きは、海と同様主として食鹽を含むのであるが、外に多量の瀉利鹽(硫酸苦土)を含んで、その量は全鹽分の四分の一(海水では二十分の一弱)にも及んでゐる。尤も沈澱する場合には溶解力の少ない食鹽から先きに沈澱するのである。故に互に相混合する憂はないのである。

露國のエルトン湖では、鹽化苦土が主部を占めて、瀉利鹽と食鹽とが、之に次いでゐる。しかし、毎年乾燥季になつて、その底や沿岸に沈澱しつゝある二千萬貫目の鹽は、皆食鹽である。

シリヤ國の死海も、鹽の沈澱で有名であるが、此の湖の鹽分の主成分は、鹽化苦土

で、之に次ぐのは食鹽、それから鹽化石灰、鹽化加里、臭素苦土等である。
米國の大鹽湖では、鹽分の五分の四までが食鹽で、他は鹽化苦土、硫酸曹達、硫酸加里等である。

以上の如き鹹水湖が、それ々々鹽類を沈澱する所から、始めて前世界の地層中に介在する厚い鹽類の層も亦鹹水から沈澱したものであることが判つたのである。
しかし、獨逸スタスフルトの石鹽層の如きは、廣い面積に亘つて、厚さ三千尺餘に及んで、スベールンベルグの層の如きは、尙是れよりも厚いのである。して見ると此等の層が小さな湖水などに出來たのではなく、氣候乾燥の地の大内海か若くは大洋との連絡不十分な大灣の如きものに出來たものであることは明である。その一的例ともいふべきは現にカスピ海の一灣であるカラブガスに在るのである。此の灣は吾が四國島大の面積を有つてゐて、カスピ海との連絡は僅に狭い一口によつて遂げられてゐる。且此の地方は熱乾で、灣に入る河としては、一もないのであるから、灣内の水は盛に蒸發するばかりである。而も水はカスピの本海から狭口を経て入るのみであるから、鹽分は漸次増して、今は本海に十數倍して一割八分に

上つてゐる。爲にその底には、既に多量の鹽類が沈澱してゐる。しかも、水中の食鹽で沈澱すべきものは既に沈澱し了つて、その表面水に在る分量はカスピ海のそれに比すれば既に割合に少ないのである。即ち食鹽一、九（一七に對し）瀉利鹽三、三、鹽化苦土二、五である。然るに食鹽、鹽化曹達と瀉利鹽、硫酸苦土とは、分解反應の結果、硫酸曹達と鹽化苦土とを生するのであるから、今は盛に此の中の硫酸曹達鹽化苦土は、溶解力が強いから未だ沈澱せず、が沈澱しつゝあつて、其の量は實に一年一億貫目に及ぶといふのである。

前世界の石鹽層并に之に伴ふ他の鹽層が、上述の如き出口不完全の内海や灣に流れ込んだ海水の沈澱に係ることは、殆ど疑を容れない所である。現にスタスフルトでも、鹽類は溶解力の強弱によつて整然として相重なつて居る。即ち大體から言へば、最下部に溶解力の弱い硬石膏、硫酸石灰があつて、その上に溶解力の強い石鹽、食鹽があり、それから其の上に溶解力の一層強い砂金鹵石、鹽化苦土と鹽化加里と水や瀉利鹽石、硫酸苦土と水の如きものがある。

第二十六節 海の破壊作用

海には、流水と同じく、破壊、建設、運搬の三作用がある。して破壊作用は、海蝕と稱して、波浪と潮流とによつて行はるるのである。

(一) 波浪の破壊力

波浪の力は、大海に向かふ開放海岸では、頗る大きいものである。斯かる海岸では、平素でも、磯浪が荒いのであるから、暴風時になると、非常な大波が打ち寄せて、其の破壊力には實に驚くべきものがある。英國の海岸では、七噸(千八百貫目餘)からの大石が、暴浪の爲に、山に打ち上げられた例もあり、また重さ八百噸の防波堤が、七八間も動かされた例もある。又波の打ち上ぐる高さも時に甚だ大で、斷岸では、百尺にも及び、孤島の燈臺では、波が海拔二百尺の上にあつた窓ガラスまで登つた例もある。

波浪の破壊力は、獨りその機械的勢力にのみあるのではなく、その化學的分解力にも在るのである。即ち最近の研究に據れば、硅酸礦物の分解は、海水中では、淡水

中でより二倍乃至十四倍も早いとの事である。

波浪に手傳つて、海岸の破壊を助長するものは、岩石の上に生へる植物、岩石を穿つ動物、并に寒冷氣候の地では、岩石の割目や孔隙に在る水の結氷である。

又海岸破壊の利器となるものは、此の所に在る砂礫や岩塊である。此等は波浪の勢で、海岸に打ち附けらるるから、海岸は、絶えず、石の射撃を受けるやうなものである。

二此の石はもと波浪の直接に海岸を破壊した産物である。先づ嶮岸では波浪はその脚部を穿つのである。すると、其の上の石が次第に崩壊墜落するのである。墜落した石は初めは岸脚に堆積するのであるが、懸て波浪に翻弄されて、大小の礫や石片となつて、更に岸脚を射撃する利器に變るのである。此の故に、此等の石も、河礫と同様、皆互に摩擦して丸石となるのである。して此の丸石も、結局は砂となるのであるから、破壊さるべき岩石なきに至れば、海岸の礫原は、遂には砂原と變ずるのである。

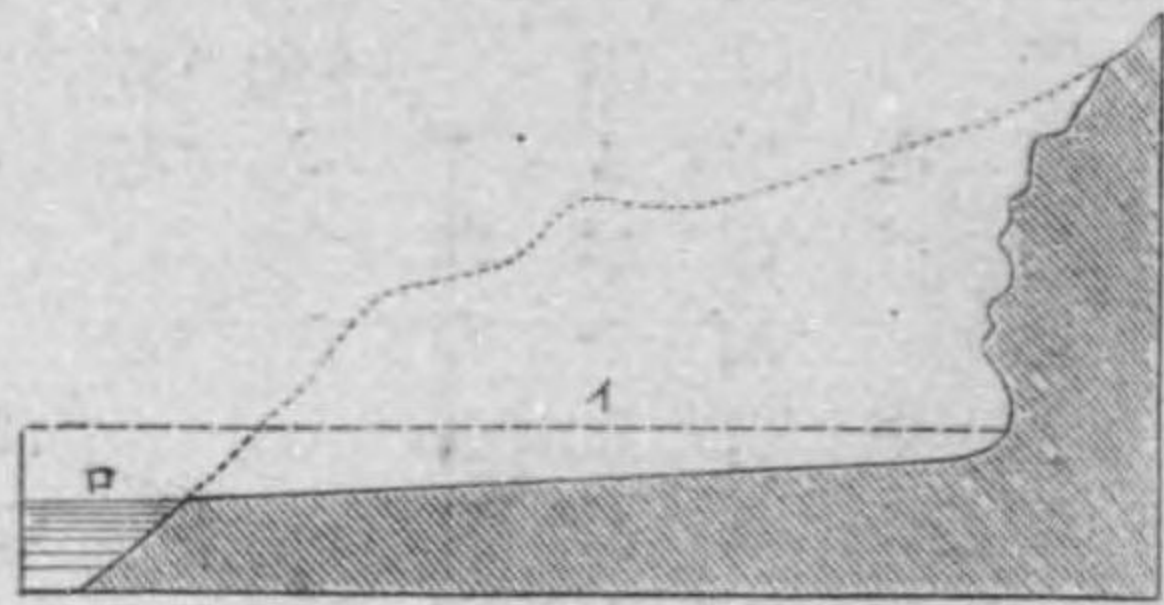
波浪の破壊力の強弱は、波浪の海岸に打寄する勢力と、方向と、海岸の状態とによ

るのである。波浪の勢は、波浪が高ければ、高いだけ、強く、早ければ、早いだけ、それだけ、強いのである。方向から云へば、海岸に垂直に来る波浪の破壊力が最も強いのである。又海岸の状態から云へば、峻しい海岸は、平たい海岸より破壊され易く、軟岩の海岸は、硬岩の海岸より破壊され易いのである。蓋し極めて平い海岸では、破壊力は微弱であるか又は皆無である。

波浪の破壊力は、勿論最上水層のものに止まつて、五米乃至八米十五尺半乃至二十六尺四寸の深さのものは殆ど言ふに足らない程微弱である。尤も運動だけは、二百米の深さまで、傳へらるるといふことである。

波浪の海岸を破壊する順序を述べれば、先づ浪が峻崖の脚部に喰ひ入つて、之を抉ぐり取るの結果、陸前松嶋の海岸に於けるが如く、廂下に似た空溝が出来るか、又は諸所に洞穴が出来るのである。して此等は、波の間断なき働きで、次第に深くなるのであるから、上の岩石は、遂に崩壊墜落して、崖脚には岩石の堆積を見るに至るのである。しかし此の岩石は、絶えず波浪の襲撃を受くるのであるから、之が爲に、破碎されて、更に崖脚に打ち附けらるゝのである。それで此處に、又新空溝や新洞

第百九十圖



汀臺の成立は線點・立成の崖汀
線潮干はロ、線潮高はイ

穴が穿たるるのである。斯くの如くして、海岸が次第に破壊され行くときは、終に崖脚と水際との間に、緩く海の方に傾く一帯の平面が出来るのである。之を汀臺(第百九十圖)と稱して、その幅は高潮時の波が達し得る所まで擴張するのである。汀臺の表面は、砂礫に覆はれて居ることもあれば、又岩面を露はして居ることもある。岩面である場合には、其の上に渦流孔が出来ることがある。是れは河底の

壺孔と同じもので、波が退去の際、岩面の凹凸の爲め、諸所に渦巻いて穿つものである。

以上の如くして、汀臺の出来た後に、海岸が急に昇るか、又は海面が急に降るかすれば、汀臺はその位置を高めて段丘となり、波打際には、又新に汀臺が出来るのである。斯かる段丘は、數段重なることがある。吾が北海道から樺太の沿岸に在る段丘は、即ち是れである。此の段丘は、河段丘と區別する爲に、海岸段丘と稱するのである。海岸の破壊が如何に盛に行はれつゝあるかは、海岸に

接近して、昔しその一部分であつた岩石が、數多の嶋となつて残ることに分かる。陸前松嶋に於ける海中の諸小嶋は、皆海岸破壊の殘遺物である。又海岸の汀臺上に、岩塊の孤立してゐる(第百八十九圖)のも、同じ破壊の產物である。時によれば、海

濱の岩頭から、數多の岩塊が、一直線に海中に突出して、駢立することがある。例へば紀州南岸の橋杭岩の如しである。是れ又、海岸破壊の名殘に外ならぬのである。

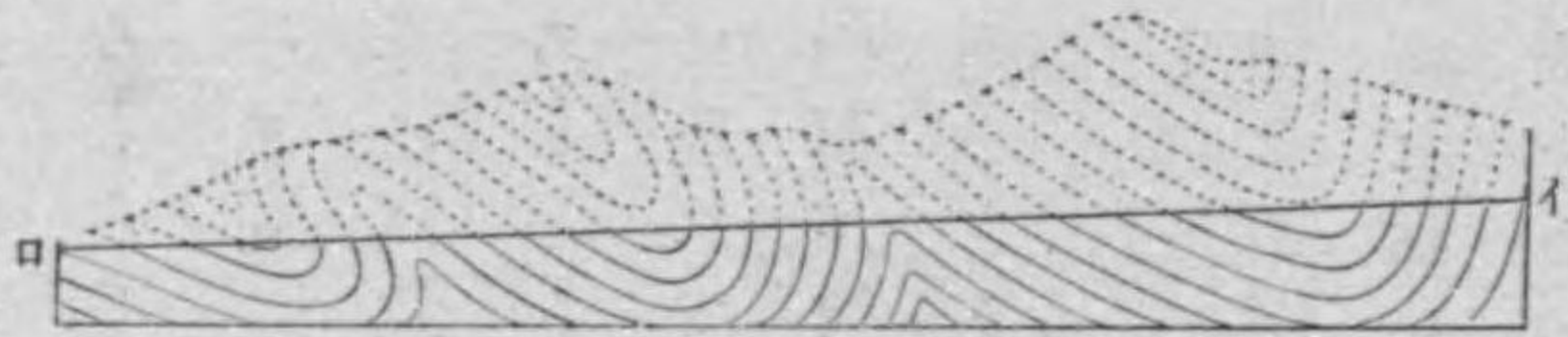
英國ヨーク州の沿岸は、一個年間に、七尺乃至十尺づつ破壊されると云ひ、同國ノーフウィーク并にサツフラーク二州の沿岸には、五年間に、約六十尺も毀れた所があるといふのである。又北海中に在るヘリゴランドの嶋は、主嶋と之から約九町を距る一小嶋とからなるのであるが、この二嶋は千七百二十年までは相連絡してゐたのである。然るに、此の年の大荒れ

圖一十九百第



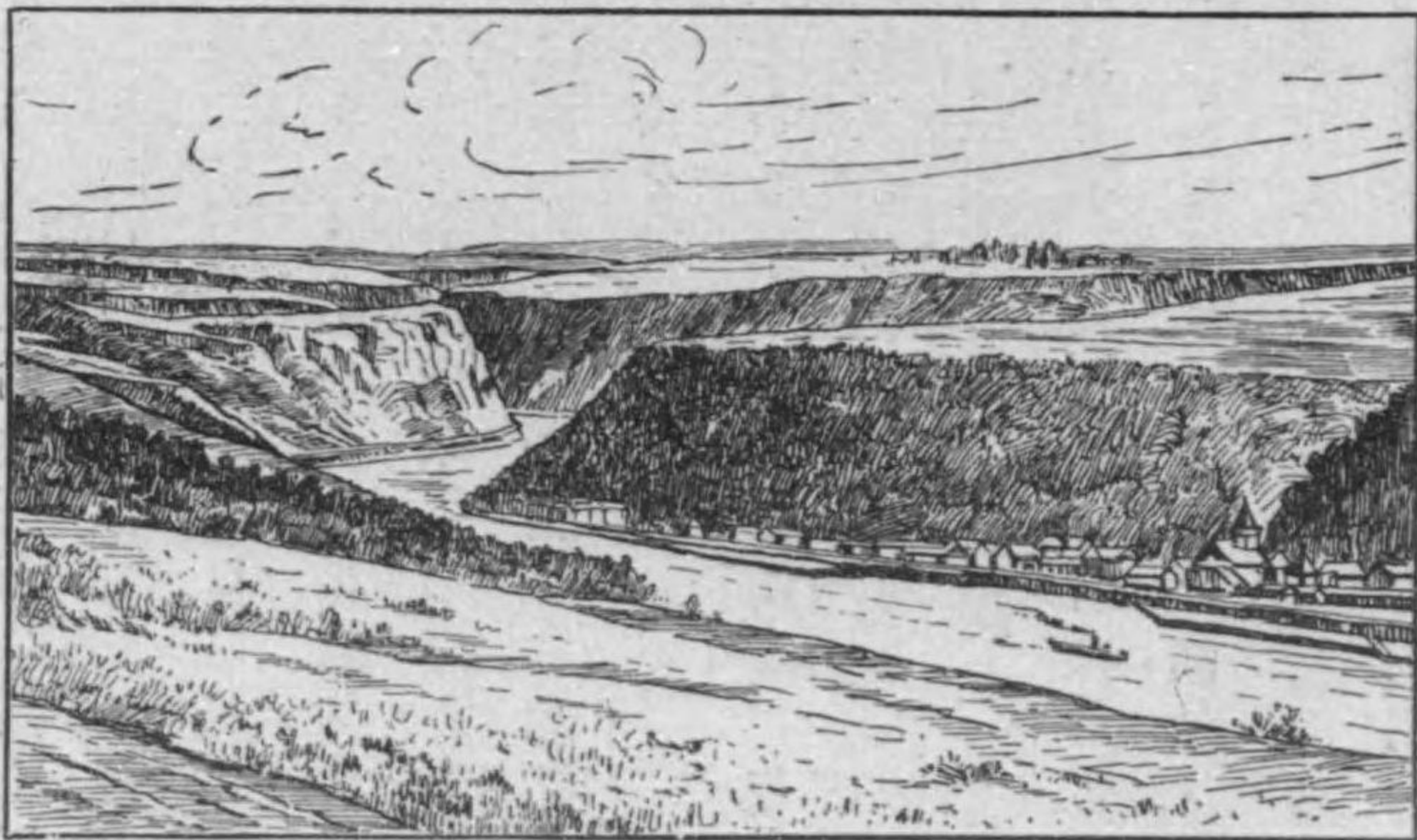
立孤の塊岩濱の崩大河駿

圖二十九百第



所たれら取り削は分部の線點上以(ロイ)面蝕海

圖三十九百第



壑蝕海の畔河ンイラ

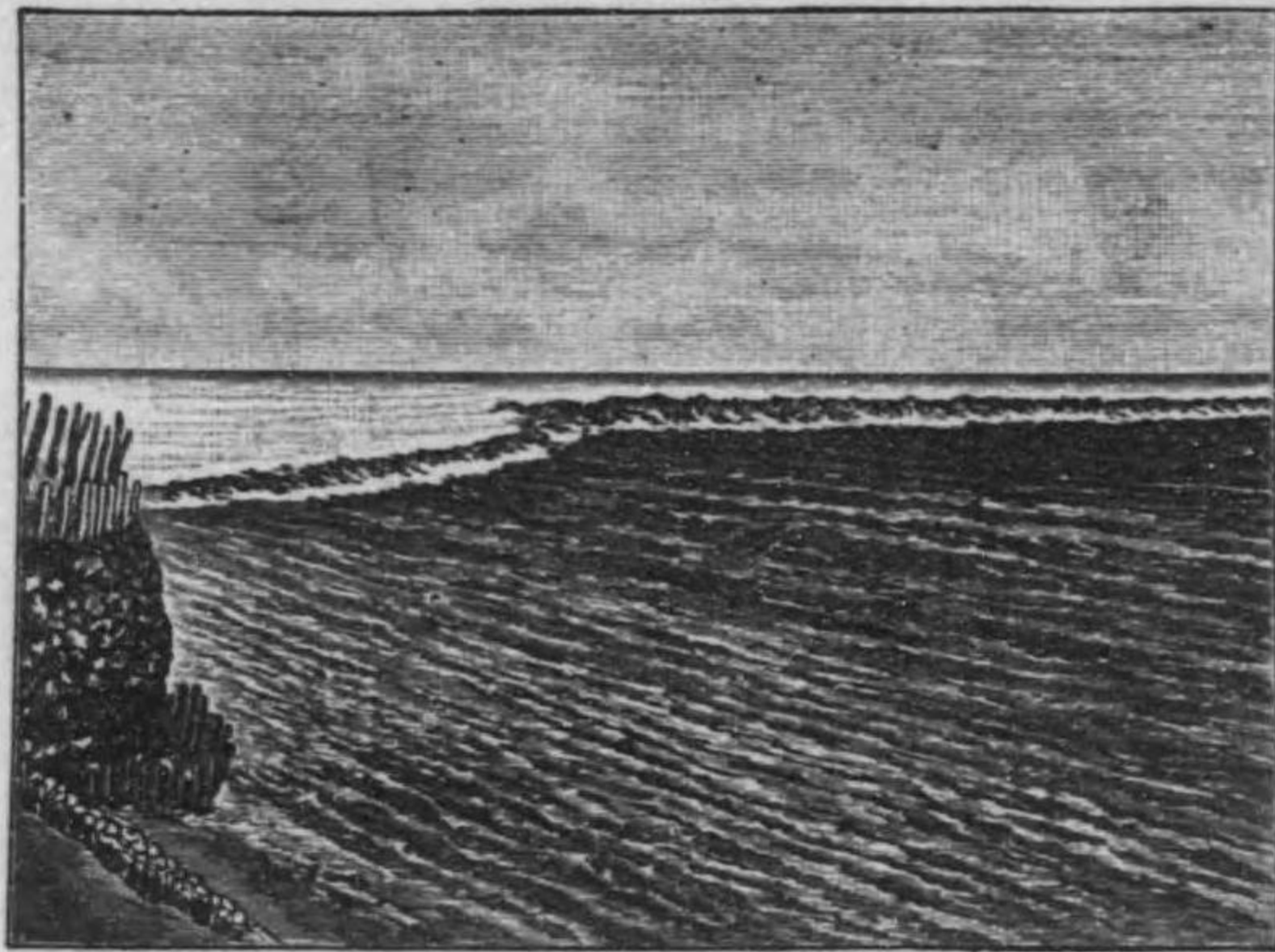
で大波が起つて、遂に二嶋の間を斷ち切つたのである。波浪破壊の結果、最も大袈裟に現はれてゐるのは、古い地層の上である。便ち甚しく褶曲して居る地層で、其の上が、恰も鉋で削つたやうに、平になつてゐることがある(第百九十二圖)。斯かる地層は削られた儘露出してゐることもあれば、又其の上に若い

地層を載せて居ることもある。褶曲地層面の斯く平なのは、波浪の削り取つたものと見るの外、説明のしやうがないのである。如何となれば、流水の作用は、溝や谷を掘るもので、土地を平坦にするものではないからである。リヒトホーフェンは斯かる平坦面に海蝕臺の名を附けて居て、その成立の順序を左の如く説いて居る。海岸には或る距離までは汀臺が出来るのであるから、若し、其の海岸が徐降しつゝあるものとすれば、波は、海岸が降るに随つて、愈深く入り込むに違ひないから、汀臺も之に連れて次第にその幅を増すに違ひない。すると終には廣い平面が出来る。此の平面が即ち海蝕臺であるといふのである。獨逸のライン河畔(第九十三圖)や露國のウラル山は、海蝕臺の好例である。

(二) 潮流の破壊力

潮流の破壊力は、その差し引きによつて行はるるもので、波浪のそれに比すれば、無論甚だ弱いのである。して此の破壊力は潮蝕ともいふべく、主として海底を掘るに止まるのである。夫で、その力の最も大であるのがその差し引きの最も早い所に在るのは、理の當に然らしむる所である。例へば、狭い海峡や喇叭狀の河口や

第百九十四圖



浙江省錢塘江海口海嘯

灣の如しである。加奈陀のファンデイ灣は、有名な潮の高い(七十尺)所だけに、その差し引きも早く、随つて其の底の如きは、潮路以外の部分の四十米乃至七十米(百三十二尺乃至二百三十一尺)の深さであるに反して、潮路線に當ては、深さが百十米(三百六十三尺)もあるのである。

漏斗口と稱して、錢塘江、オビー河、エニセイ河、アマゾン河、セイントローレンス河等に於ての如く、先き擴がりの喇叭狀をなしてある河口では、入口が廣い割に奥の方が狭いのであるから、上げ潮は、上るに随つてその水平を高めて、遂に津浪の形をなして河を遡るのである。之を海嘯と稱して、その引く時は、一時停滯を受けた河水も共に流下するのであるから、その勢は頗る強いのである。随つて河口底は自然之によつ

て掘らるるのである。

狭い海峡も、潮の早い所では、必ず其の底が深く掘れて居る。吾が下の關海峡は其の最狭個所に於て幅四町に足らざるに拘らず、中央は十尋（一尋は二ヤード即ち六尺三分）以上に掘れ、鳴門海峡の如きも中央數町の間は二十尋以上に掘れて居る。蓋し鳴門は、潮の早い點に於ては世界一ともいふべく、此の所では、潮が一方から他方へ流るときは、恰も河中の瀬の如き状態をなして壯觀極まるものである。

第二十七節 海の建設作用

海の建設力に由つて出来るものは、海岸壁と、砂嘴と、海底沈澱物とである。海岸壁とは、風波の時に、平時波浪の達する限外に、海岸に打ち上げられた砂礫の土堤である。故に此の壁は、嶮岸では、往々直接崖脚に倚りかゝつてゐる。海岸壁の一種ともいふべきものは、砂嘴である。砂嘴は、前にも述べた通り内側に瀉を控ゆる砂壁である。砂嘴第九十六圖は、其の數個所に切れてゐることもあれば、又全く口なしのこともある。

圖五十九百第



壁岸海のドーラルブンサ島—シルセ

圖六十九百第



嘴砂の後旗灣壩

砂嘴に隔てられた瀉は概して浅いのである。是れは之に注ぐ川が、その土砂を皆此の中に沈澱するからである。

昔の砂嘴で今は普通の海岸壁となつてゐるものがある。その好例は田子の浦以東に連る砂山である。是れが砂嘴の性質を失つたのはその内側にあつた浮島沼の瀉が涸渴したからである。

海底の沈澱物は、海の建設力の産物中、最も樞要なものである。其の故は陸地をなす地層の大部分は海底の沈澱に係るからである。

海底沈澱物の原料は左の如きものである。

- (一)、波浪の破壊力が若くは海底の崖崩れによつて生じた土砂礫、并に河から流出した同質物。
 - (二)、河水中に溶解して、海中に流れ出た鑛物。
 - (三)、陸上并海底の火山から噴出した物質。
 - (四)、風の爲に海上に吹き飛ばされた塵埃。
 - (五)、流水并に氷山に乗つて、海上に流れ出した岩石。
 - (六)、生物の甲介、骨骼等。
 - (七)、地球以外から飛んで來た鑛物。
- 次に、海底の沈澱物は、之を沿岸、近海、遠洋の三沈澱物に大別して、更に之を數種に細別するのである。

(一) 沿岸沈澱物

是れは全然陸上から出た物質で、礫と砂泥とである。此の沈澱物を二類に細別するのである。一は汀渚、一は坦海（名墳底）の沈澱物である。

汀渚とは、満潮干潮の兩水平の間に在る海底で、陸地に直接相接してゐる部分である。故に此の所には、平濱では砂と泥とがあつて、嶮岸では砂と礫とがある。又此等の中には海濱棲の介やその他の動物の遺跡が混じて居る。古い地層で、波浪網狀龜裂、動物の足跡等の附いてゐるのや、交叉層理を示すのは、皆此の汀渚の沈澱物である。

坦海とは、海岸と約二百米六百六十尺の水深線との間の海で、此の間に於ける海底は、その勾配が甚だ鈍く、地學上寧大陸の一部分と見做さるるくらいのものである。沈澱物は細砂と泥とでなる。古い地層中、此の海に成立したのものには、軟體類、海百合、腕足類、海綿、小形の珊瑚等を産するのである。

(二) 近海沈澱物

近海とは、大體、坦海以外、深さ約二千四百米までの、所謂大陸斜面の上にある海を

云つたものである。然るに、沈澱物に至つては、規則正しく、水深線によるとも限らないのであるから、是の線から多少出たり入つたりすることは、普通の事と見て置かなければならぬ。

此の海の底に在る沈澱物は、矢張陸上から出た泥の極々細微なものである。マレイは曾て之を色で左の如くに區別したのである。

青土 多少藍色がかつた土で、粘土と、直徑半粒以下の礦物粒(石英、雲母、角閃石、長石等)とから成り、その中に、放散蟲、硅藻、その他石灰殻の小動物を含んで居る。藍色は、硫化鐵の來たす所で、此の硫化鐵は、蓋し硫酸鐵の腐敗有機物に還元されたものである。

緑土 海綠石と稱する一種の硅酸鹽物の粒を含むもので、此の礦物が綠色を帯ぶる所から、土も又綠味を帯びてゐるのである。此の礦物粒が多くなれば、土は砂の如くなる。海綠石の粒は有孔蟲の殻の仁を形するものである。白堊系に産する綠砂岩や綠色泥灰岩の如きは、此の種の土砂の凝固したものである。有機質物の量は可なり多いのである。

赤土 前の二土に比すれば、有機物が少なく、又酸化鐵や水酸化鐵の爲に多少赤色を帯びて居る。

以上三種の土は皆多少の炭酸石灰を含んでゐるが、其の量は平均三割ぐらいのものである。又青土は多く温帯と寒帯の近海とに産して、緑土は主として熱帯に産するのである。但し熱帯でも大河の流出する所には赤土がある。蓋し赤土は、ラテライトや、塩母の如き土の、海中に流れ出したものではないかとの疑がある。

石灰土 珊瑚島附近にあつて、其の粒の粗なものは石灰砂といふのである。その原料は主として珊瑚である。故に珊瑚土や珊瑚砂の名も附いて居る。色は多く白であるが中には黄味乃至綠味を帯びたものもある。

尙外に、火山島附近には、灰色、黑色若くは褐色の火山砂や火山灰の泥がある。

(三) 遠洋沈澱物

遠洋とは、大體深海臺と深淵區域とを云つたものであるから、海底の地學上の區分から云へば、深さ二千四百米乃至最深點となる譯であるが、沈澱物は、前にも言つた通り、さう規律正しく配布されるものでもないのであるから、大體深さ千米以上

と見れば、大差ないのである。面積は、深海臺が既に地球面の半分以上あるくらいであるから、極めて廣いものである。

沈澱は多量の小有機物を含むものであるが、その土臺となつてゐるものは、矢張陸上から出た最微の泥土である。此の中に、又天外から飛んで來た鑛物も混じてゐる。

是の沈澱物を別つて、淺淵、深淵の二沈澱物とするのである。

淺淵沈澱物とは、一名有機物泥土とも稱して、深さ八千米(二萬六千四百尺)の邊まで蔓延して、多少石灰に富んで居る。其の細別は左の通りである。

(一)球形蟲泥土、主として大西洋に産して、印度洋にも可なり多く、太平洋では、殆どその南部に限られて居る。色は白乃至灰で、多量の有孔蟲の殻を含んで居る。中で球形蟲、グロビゲリナ屬が最も多いのであるから、泥土にも此の名を冠してある。有孔蟲以外の有機物は、粒石球(コッコライト)、軟體介の破片、海膽の刺、海綿、放散蟲、硅藻等である。石灰量は、九割乃至二割で、淺い所のものに多く、下に向かつて急減してゐる。石灰の外、硫酸化合物や磷酸化合物もあつて、鑛物の破片も亦多量に混じ

て居る。

白堊系の白堊と稱する岩石は、此の球形蟲の泥土と大に相似てゐる所はあるが、全然一致してはゐないのである。

(二)翼足蟲泥土、主として翼足蟲の介殼から成り、外に異足蟲、有孔蟲等の殻をも含むでゐるから、大に球形蟲泥土に似た所もある。分布區域は甚だ狭く、只所々に散在するのみであるが、中で最も多いのは大西洋である。

(三)硅藻泥土、黄味を帯びた細泥で、主として硅藻から成り、外に放散蟲の殻や海綿の針を含んで、石灰量は三割以下である。産地は寒冷の海底で、主産地は北太平洋である。第三紀に多い硅藻土と稱するものは、大に之に似て居るのである。

深淵沈澱物は多く赤色を帯びて居る者で、その大部分をなす者は赤粘土である。(二)散散蟲泥土、酸化鐵の爲に赤褐、黄等の色を帯ぶる泥で、放散蟲の骨の外、海綿の針や硅藻を含むものである。随つて、硅酸の量は、平均四割六分もある。産地は太平洋と印度洋とで、大西洋には全くないやうである。吾が國の放散蟲板岩并放散蟲石英岩は、大に此の泥土に似た所がある。

(二)赤色、深海粘土。是れは、放散蟲泥土の明な有機物を含んでゐないものと見るべきである。此の泥土の中には過酸化滿俺と酸化鐵との球塊が混じてゐる。此の塊は頭大にも及ぶもので、魚骨、鮫齒、珊瑚片等の如きものを其の核として居る。その出所に就ては、火山岩の分解とも云ひ、又海底から出る含滿俺や含鐵の泉であるともいふのである。

右の球塊の外、奇混合物ともいふべきものは、宇、宙、塵と稱する隕石の小粒である。球状をなして黒色、乃至褐色を帯び、徑は一耗以下である。

此の泥土は、大洋の最深淵には、博く蔓延して居て、面積からいふと、諸泥中最も廣區域を占むるものである。

赤色粘土の出來方に就ては、二説ある。一は、有機物粘土の炭酸によつて、その石灰分を溶解された、謂はゞ不溶解的渣滓であるといふので、一は、火山灰の分解産物であるといふのである。何れにしても、炭酸の深海底の水中に比較的多いとは確である。是の炭酸は有機物の腐敗から生ずるものとの説である。

前世界の地層中、現在の赤色深海粘土に相當する岩石のないことは奇である。

よし又之に似たものがあつても、其の石灰量が多いのである。故に前世界の海底には、赤色粘土に相當するものは、皆無であつたとの説まで出たのである。

今此の沈澱物の記事を終はるに當つて、一言爰に述べたいことがある。それは即ち、浮游物の沈澱する速力が、海水中では、淡水中でよりも、遙に早いことである。例へば、最近の試験によると、普通の泥土の如きは約十五倍、其の最微のものに至ては数十倍乃至數百倍も早く沈澱するのである。陸上から出る土砂の大抵海岸近くで沈澱し了るのも、全く之が爲であると思はるるのである。

第二十八節 海の運搬作用

海の運搬作用は、主として海流によつて行はるるのである。波浪や潮波は、河から流出する土砂を海岸の方に押し遣つて、反つて此等の沈澱を促すのである。海岸壁や砂嘴の出来るのが全く波浪の逆送的作用によることは、前にも既に述べた通りである。又陸上から出る砂礫の大部分の近海に沈澱してしまふのも、一部は、全く上述の理由によるのである。

海流は軽い物質に對しては、非常な運搬力を有つてゐるものである。熱帶地方の樹幹のアイスランドやスピッツベルグの島まで漂ふのも、全く灣流の力によるのである。又南洋の黑色浮石の、吾が沖繩島から四國の沿岸まで漂流するのも、黒潮の力によるのである。アラスカ産の浮石の、大西洋の北部に流れ出るのも、全く北氷洋を横斷する海流の力によるのである。蓋し、グリーンランドの東岸を閉塞する氷塊が、亞細亞東部の北岸から出た流水であることは、從來、此の地方を探検した人々の、證明した所である。尙又遠洋底の有機物泥土の土臺をなす極微粒の陸成土も、海流によつて遠く持ち去られたものと見るべしである。

第二十九節 氷の種類

氷は、其の成因から謂へば、氷水と雪氷とに區別することが出來、其の成立の場所から謂へば、海水と陸氷とに區別することが出來る。

氷水とは水の氷結したもので、海水の氷結したのもあれば、又河湖の水のやうな淡水の氷結したのもある。

雪氷とは雪の固結したもので、雪と山氷と氷河氷とに區別することができ、海水と陸氷との區別を云へば、海水は海水の氷結したもので、陸氷は河湖水の氷結したものと、雪、山氷、并に氷河氷とである。

雪は空中の水蒸氣の直接固體に變じたもので、最初は奇麗な結晶形を呈するものであるが、高山に降つたものは、日光の融解力と、蒸發力とに遭ふて、砂の如き粒になつて居る。

山氷は、此の砂粒狀の雪の、弛く相集つたものであるか、又は其の間に浸み込んだ水の氷結して、爲に、固く結び付けられたものである。粒の中には氣泡が這入つて居る。

氷河氷は山氷の、壓迫并に一部の融解によつて凝固したもので、結晶的粒狀を呈し、層理を有して、各粒は併行薄片から成り、粒と粒との間には毛細的小龜裂がある。色は、小塊では皆無であるが、大塊では美藍である。

氷水は、河湖海の表面に出來るものは、硬く、透明で、白色乃至黄色を帯びて居るが、その底に出來るものは、多くは、有孔で、疎である。且土砂を混じて、濁色を帯びて居

る。

水水中の淡水氷はその組織薄片状で、その薄片は水面に併行してゐるが、海水は氷河水と同じく粒状である。但し粒を形する許多の併行薄片は、海水では水面に對して、皆垂直であるが、氷河水ではその方向が種々である。

氷水の大製造場は極地方の海で、其の厚さは最初二米以下であるが、風や海流の爲に押されて、その間に壓力を生ずるの結果、遂に上に突き揚げられて、厚さ五十尺にも達し、且その表面も亦甚しい凸凹を極むるに至るのである。之を螺氷又は叢氷と稱するのである。

終りに、出來方不明の氷ともいふべきものは所謂化石氷である。此の氷は西伯利亞、アラスカ等に産して、其の中には、氷河水の動かなくなつたものもあるべく、淡水氷もあるべく、又雪の降つた儘固まつたものもあるべしである。してその化石の名を得たのは、洪積世から今日まで解けずにあるものとの推定に由るのであるが、近頃此の時代に異論を唱へる者も出て來たのであるから、兎に角化石の名は穩當でないかと思はるゝのである。

第三十節 雪崩

山腹に堆積した雪は、時に大塊をなして、谷底に轉下することがある。之を雪崩と稱して、雪國の冬、若くは雪線と稱して、四時雪の絶えない限界の上に抽する高山ある地では、決して珍しからぬ現象である。

雪崩の本場ともいふべきアルプス山中では、之を塵雪崩と、底雪崩とに別けてある。

塵雪崩は冬季に起るもので、前年降つて固くなつた雪の上に積つた新雪が下の固い雪の上を滑り落ちるものである。蓋し、之を塵雪崩と名くる所以は、雪が乾いて居て、岩角に突き當ると、糠の如き細粒の雪塵に碎くるからである。此の種の雪崩の來たす損害は、雪崩その物に因るものより寧ろ、その落つる勢で起す猛烈な風に因るものが多いのである。

底雪崩は、主として、春季雪の融解し始むる時に起るもので、此の雪崩では、上部の新雪のみが落つるのではなく、地盤に接する固結の舊雪まで、共に、落つるのである。

してその雪は、濡れて固結した儘で轉がり落つるのであるから、大抵の物は、之に押し潰されてしまふのである。雪塊の大きさは時に一邊一町の立方體ぐらいのことがある。アルプス山中では、底雪崩の落つる場所は、大抵一定してゐて、雪解けの季節になると、同じ道筋を、幾塊となく落つるのである。

尙外に氷河崩といふものがある。是れは雪其の物の落つるのではなく、次節に述ぶる氷河の下端の崩れて急勾配の谷を滑り落つるものである。明治二十八年、瑞西國ゲンミ峠の上に在る小氷河から出た氷河崩は、勾配三十度の谷を、約二十七町間轉げ落ちたのであるが、此の場合に落ちた約一億八千萬立方尺の氷は、その落つる勢が強かつた爲に、空氣の抵抗を受けて、終に粉末に破碎されたのである。

雪崩が谷を填めて、時に水の停滯を來たして、爲に湖を生ずることは既に、前に述べた通りである。

第三十一節 氷河

氷河とは山の雪線以上の地に發して、徐に谷を滑り落つる河狀、氷(第百九十七圖)

第百九十七圖



である。山の雪線以上の地では雪の結晶も、日光の融解力によつてその稜角を取り去られて、砂の如き小粒に變じて居る。是れが即ち山氷で、此の山氷も、少し山の下方では、自家の壓力と解融水の浸み込みとによつて、緻密(百九十九圖イ)となつて、次第に氷河水に變じて居るのである。尤も山氷が氷河水に變ずるのは、必ず下層に始まつて次第に最上層に及ぶこと、第百九十八圖に示す通りである。して觀ると、氷河の上流には必ず山氷の部分がある理で、

氷河を普通の川とすれば、山水部は水源の泉又は湖の如きものである。

圖 八 十 九 百 第

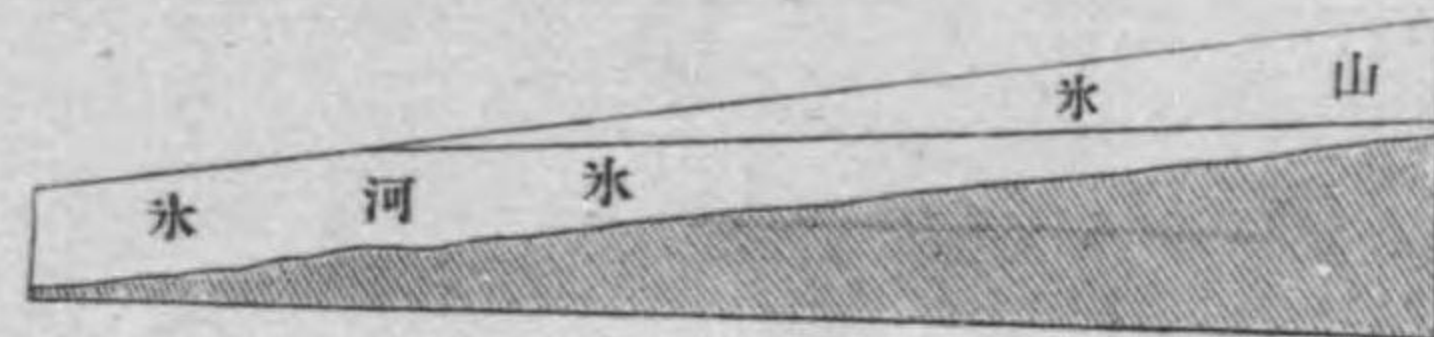
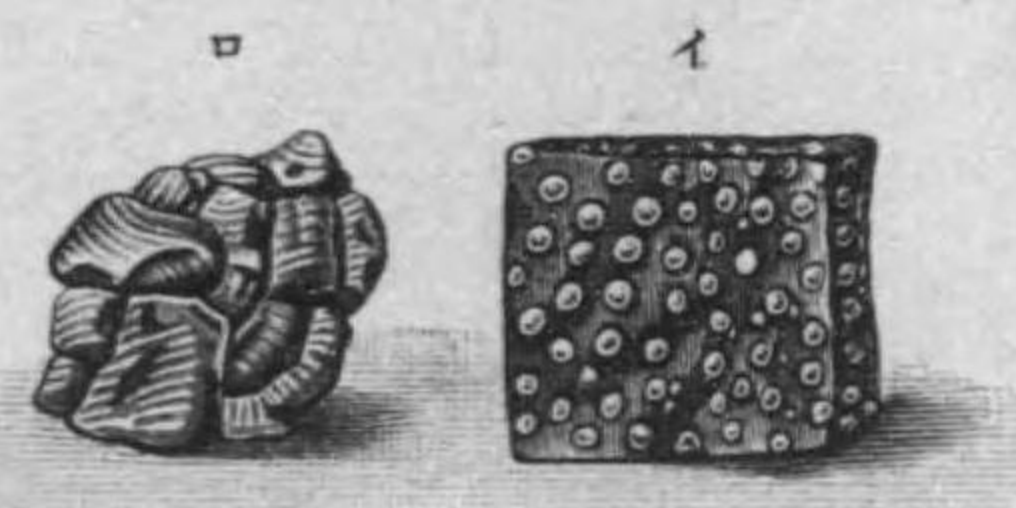


圖 九 十 九 百 第



狀粒のと氷河水(ロ)と氷山(イ)

圖 百 二 第



面斷部一の河水スラグドルーメ山スブルア (す示を狀粒の氷)

氷河は互に相重なる藍白二色の層から成り立つて居る。藍色層は緻密透明であるが、白色層は有孔海綿狀である。是れは

るのである。

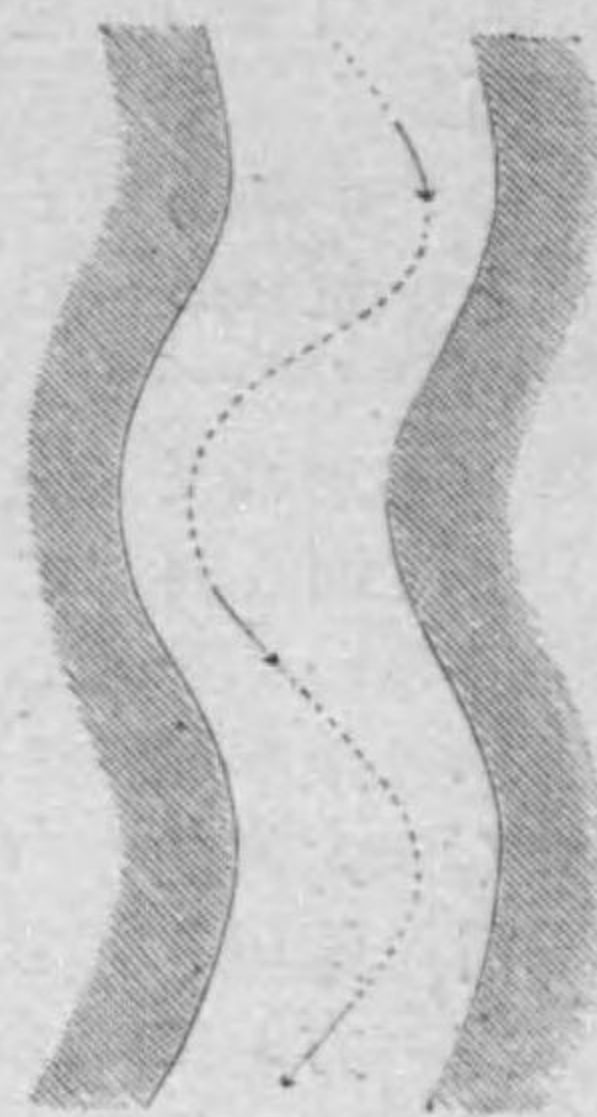
各層を形る氷粒は、大小相交る(第二百圖のみならず、谷の下方に至れば次第に増

第三十二節 氷河の運動

大するのである。故に氷河の下端では、鶏卵大時に、拳大にも及ぶことがある。

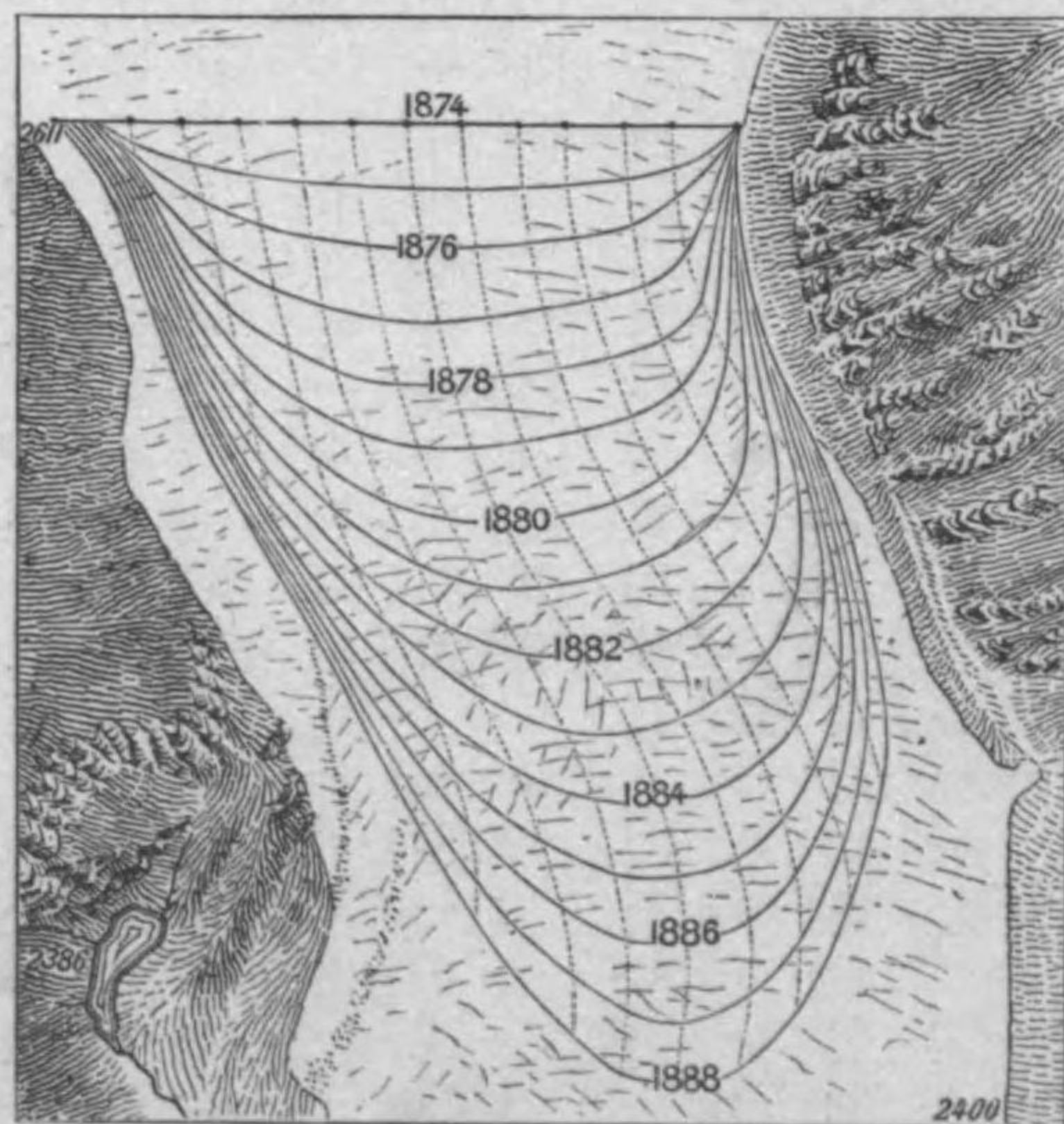
氷河は間斷なく前進するもので、その速力は質量の大小と、谷底の勾配の多少とに正比例するものである。氷河の運動は、斜面を滑り落つる大石の運動とは違つて所謂液體的である。便ち河水

圖 一 百 二 百 第



線の力速大最の河水

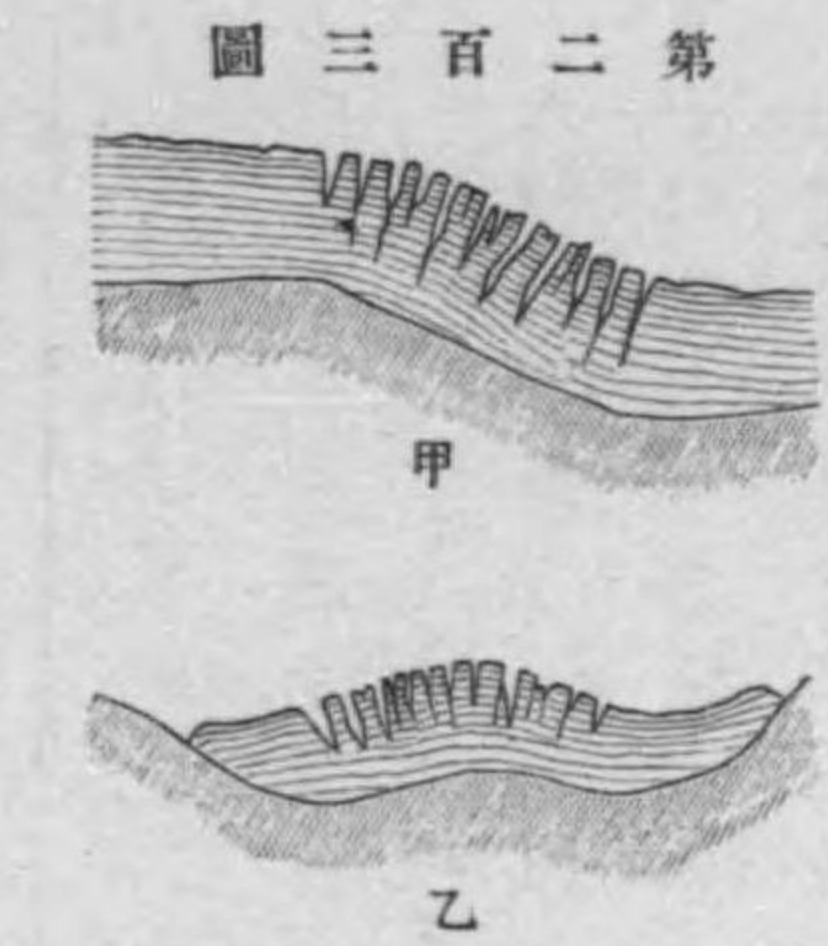
圖 二 百 二 第



速運の動運の面河水

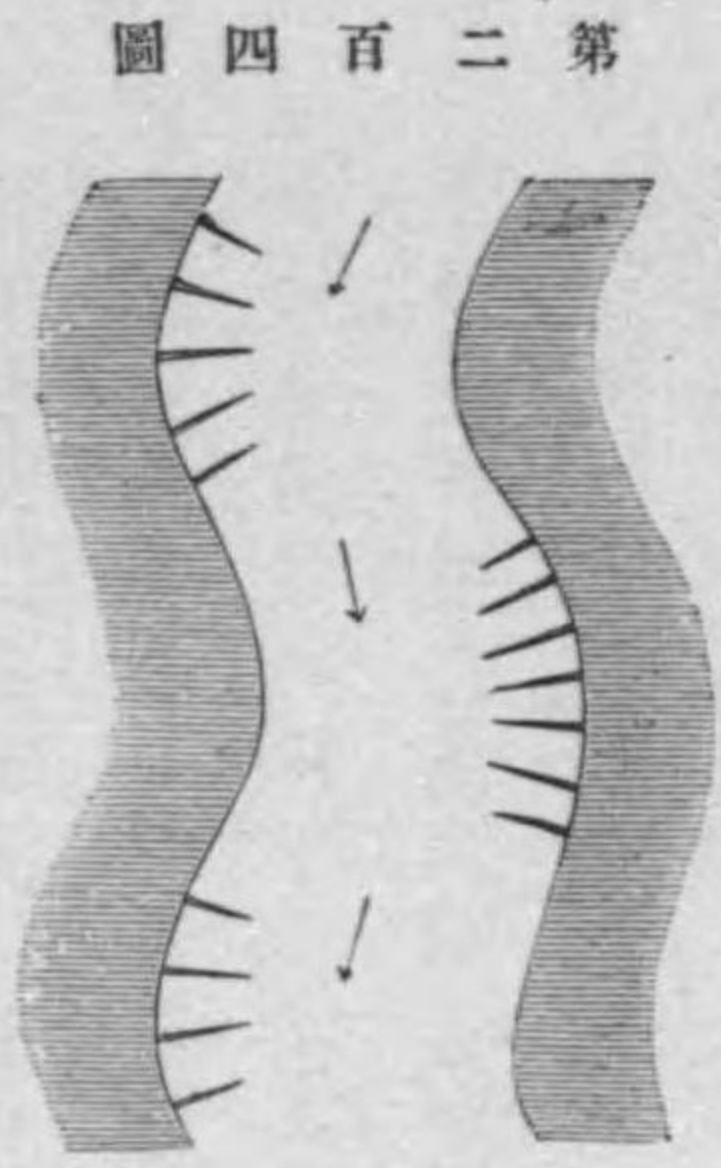
の流るるのに似てゐるのである。随つて左右と底とに遅く表面の中央に最も早いのである。又谷が屈曲してゐる場合には、流水の河心線が谷の凸側(山の凹側)に近づくが如く、氷河の最大速力線も必ず谷の凸側に近づくのである(第二百一圖)。氷河面のその中央に早く前進することは、明治五年(一八七四年)アルプス山のロトヌ氷河上、横に一直線に駢べた石が、年一年に曲線となつて、明治十九年(一八八八年)には、第二百二圖に示す通り、甚しい前凸曲線になつたので明である。

氷河の運動は、液體的運動に似て居るものとは云へ、物が固體だけに、全然之と一致するものではないのである。即ち、谷底の勾配が均等でなく、急にその度を増す

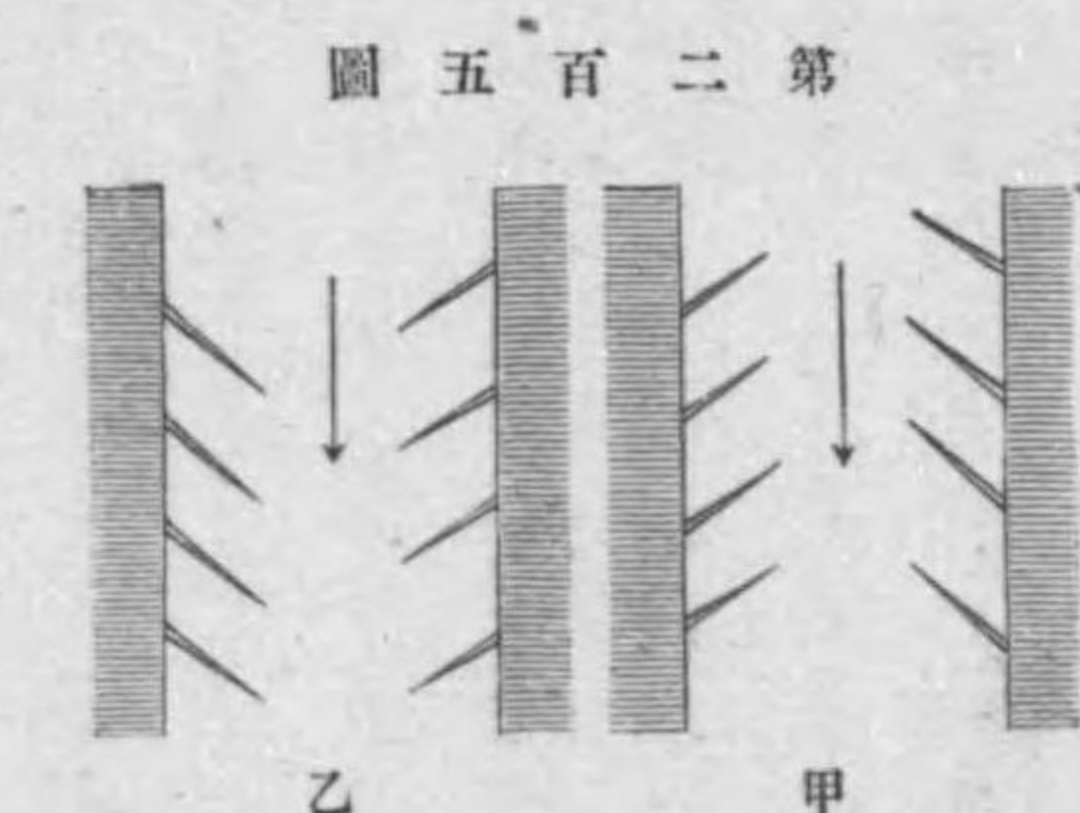


圖三百二第
裂龜横・面斷縱河水(甲)
裂龜縱・面斷横河水(乙)

場合には、氷河は縦に伸びて、其の表面に横龜裂(第二百三圖甲)を生するのである。又谷幅が急に廣くなる場合には、氷河が横擴がりをして、爲に、其の上に縦龜裂(第二百三圖乙)を生するのである。又谷に屈曲があれば、氷河の凸側(山腹の凹側)は必ず多少擴張せざるを得ないのであるから、此處に側龜裂(第二百四



圖四百二第
裂龜側



圖五百二第
裂龜側(甲)の初最(乙)の経程の状

圖を生するのである。又側龜裂に似た龜裂が谷に屈曲のない所にもある。之を縁龜裂(第二百五圖甲)と稱して、表面の不同速力に基くものといふ説である。して側龜裂

でも又縁龜裂でも、其の尖端は初め氷河面の中央の稍上流に向ふのであるが、表面の不同運動の爲に下るに随つて、次第に下流の方に向ふことになる(第二百五圖乙)。同じ理由で、横龜裂も亦遂には前凸の曲線となるのである。

さて氷河は直下する斷崖に出遇へば、水が瀧をなすが如くに、又一種の瀧をなすのである。之を氷瀑布と稱へて、水の如く一續きになつては墜ちずに、大小の塊に毀れて落つるのである。しかし下に落ちてしまへば、大小の氷塊は又再び相附着

して一続きとなつて前進するのである。

氷河面の龜裂系中には、時に互に相横切るものがある。すると、その間に塔狀若くは柱狀の氷塊を出現することがある。之を氷針といふのである。

河に、水の激する個所や渦巻く個所が一定して居る通り、氷河にも、その龜裂の出来る所は常に一定して居るのである。故にその個所で出来た龜裂が前進してしまへば、その跡に、又新規の龜裂が出来るのである。然るに前進した龜裂に至ては大抵其の儘閉ぢてしまふのである。

氷河の運動は、夏冬共に、少しも其の歩を止むることはないが、盛夏の候は、氷河中に浸み込む水が多いただけに、運動も幾分か早いのである。

運動の速力は、アルプス山では、一個年に二百五十尺乃至三百六十尺であるが、グリーンランドでは、遙に早く、明治八年、ヘランドが、同地ヤコブスハウンで觀測した結果によると、此の所の氷河は、一晝夜に三十七尺乃至六十尺の速力で運動したと云ひ、又明治二十五年、ドリガルスキーも、同じ氷河に、一晝夜間に平均三十四尺の速力を觀測したといふのである。

氷河面には、日光の力で、少しづつ、水を生ずるものである。此の水は氷河の割目や不規則な孔溝を経て、その底に達するのである。此の際、水は底で渦巻くこともある。斯かる場合には、石が回轉せられて、壺孔を掘るのである。此の石の回轉には、特に氷河車の名が附いて居る。

氷河底に達した水は、底堆石の間を縫ふて流れて、終に氷河の下端に出るのである。之を氷河溪と稱へるのである。そして、その氷河溪の氷河の下端に在る出口は、之を氷河門と稱へて、上は多少穹窿狀をなしてゐる。

氷河門から出る水は、甚しく溷濁して居る。是れは底堆石中の土砂を携へてゐるからである。しかし、數町を流るれば、その間に土砂を沈澱し去つて、清水となるのである。

氷河面の融解は、太陽の昇ると共に始まつて、日中、最大の度に達し、晩景になつて又止むのである。故に、氷河溪も、その水量は日中に最も多く、夜間に最も少ないのである。

氷河が、何故に、液體的運動をなすかに就ては、ヘルムホルツ、ハイム、その他の學者

の説がある。是れによれば、運動は、主として、氷塊が受けてゐる高壓と融解した水の再結氷とによるといふのである。

抑高壓の下に在る氷が、粘氣ある物質の如く、流るるものであることは、物理學の教ふる所である。即ち金屬の圓筒中に在る氷は、之に數氣壓を加ふれば、筒の徑より遙に小さい孔から筒の如くに流れ出るのである。其の然る所以は、氷は、壓力の爲に數多の薄片に毀れて、相互間の位置を變へて、如何なる形でも之を取ることが出来るからである。それに又之を助くるものがある。それは即ち、氷の一部が壓力の爲に融解して、各片の間を充たして、之を動き易くすることである。水の結氷點が、壓力の下にある場合に、攝氏の零點より低いことは、人の知る通りである。故に氷が壓力を受ければ、水の結氷點が降るによつて、一部は必ず融解するのである。すると之が爲に、全體の壓力は少しく弛むのである。すると又各片の間に浸み込んだ水の氷結點が昇つて、水は再結氷をして、各片の間を連結するに至るのである。是れが即ち氷をして粘氣體の如き舉動を取らしむる理由であるといふのである。右の説が實らしいのは、氷河の溫度が、概して攝氏の零度以下に在ることである。

即ち内部はその個所の壓力に相當した溫度を示して居る。その相當溫度とは、結氷點は一氣壓毎に 0.0075 度づゝ低下する理であるから、四十米(百三十二尺)の深さでは、攝氏零下 0.3 度であるのである。

第三十三節 氷河の下端

氷河は谷を流下するものではあるが、河水の如く、必ずしも平地を経て海に入るものではないのである。氷河が、海まで下るのは極地方の如き寒冷の地のみで、温熱兩帶の地では、氣温の許す限り、下つて、それ以下には下らないのである。此の限りを下れば、氷河は融解し去るのである。故に此の處を融解線と稱するのである。此の線は、雪線(四時雪の解けない區域の下限)より遙に低いもので、アルプス山では、平均千五百米(四千九百五十尺)の下に在る。融解線の高さは、各氷河で、略一定してはゐるが、年の寒暖乾濕によつて、多少の相違は免れないのである。即ち寒くて濕潤の年には低く、温暖で乾いた年には高いのである。尙近來の觀測によると、融解線には此の年々の高低の外に、長期に亘る高低の週期があるやうである。即ちア

ルプス山の諸氷河は、嘉永三年（一八五〇年）から收縮し始めて、中には、六百米乃至千
 米（約二千尺乃至三千三百尺）も、その長さを減じたものがあつたが、明治十九年以來、
 再び伸び出して、今尙之を繼續しつゝあるのである。それで、ブリュックネルは、精
 査して、斯かる氷河の伸縮は、二百年前迄追蹤し得ることを確めたのである。乃ち
 之に據ると、その週期は、平均三十五年で、是れは全く氣候が、此の間に、週期的變化を
 する爲と云ふことである。

融解線の海面上の高さは、四季の温度の差によつて極まるもので、冬は如何に寒
 くても、夏が甚だ暑ければ、融解線は割合に高いのである。故に極地方の如き夏の
 涼しい所では、同線は意外に低いのである。尙此の線の高低に關係あるのは、雨雪
 の量の多少である。即ち降雪の多い所では、氷河を養ふ本源が多いのであるから、
 融解線は低いのである。ヒマラヤ山の南側の氷河の、その北側のものより、遙に下
 に伸びてゐるのは、全く雨雪の量が、南側に多く、北側に乏しいからである。
 左に掲ぐるは、各地に於ける融解線の高さである。

熱帶亞米利加

海拔四千乃至四千七百米

ヒマラヤ南側

最低海拔三千四百米

カシミヤ國

最低海拔二千九百米

アルプス山の諸大氷河

海拔千五百乃至二千米

諾威（北緯六十度と六十一度との間）

海拔二百乃至六百米

バタゴニヤ（南緯四十六度半）

海面に達す

アラスカ、グリーンランド、ラブランド等

同上

第三十四節 氷河運動の産物

氷河は運動するものであるから、運搬力をも有つて居れば、又破壊力をも有つて
 居り、尙又建設力をも有つて居ることは、恰も流水の通りである。此等の諸力に基
 く産物は、次ぎの如きものである。

風化、結氷、水その他雪崩の如きもの、作用で、山から墜つる土砂や岩塊は、谷底に
 河があれば、その中に入つて、次第に下流に運搬さるるのであるが、谷が氷河に填め
 られて居れば、自然その上に落ちるのである。又落ちた物は、氷河が動かないもの

であれば、其の墜ちた所に堆積するのであるが、氷河は前進するものであるから、自然氷河の左右兩側に、土堤の如き形をなして、長く連るのである。之を側堆石(第二百六圖イ)と稱へるのである。その故は、氷河の左右に連る石の堆積であるからである。



石堆中(ロ) 石堆側(イ)

然るに、氷河は、谷を下るに随つて、河水が他の河水を合はせる通りに、又他の氷河を合はするのであるから、双方の氷河の側堆石で、内側に在るものは、互に相接して、合流した氷河の中央に現はるのである。之を中堆石(第二百六圖ロ)といふのである。中堆石は、氷河が數回他の氷河を合はする場合には、數條になるのである。

側堆石と中堆石とは、氷河の表面にあるから之を表面堆石と併稱するのである。又表面堆石は、氷河の下端に至れば、之が融解によつて、皆其の所に集積するのである。之を端堆石と稱するのである。

圖七百二第



面斷の石堆中

圖八百二第



卓河氷

石の擡んづるは氷河面は、日射で融解するに反して、堆石に覆はれた部分には之に保護されて融解しないからである。氷河卓(第二八八圖)と稱して、氷柱の上に岩石の笠を戴いてゐるものも、矢張同理由によつて出来たもので、笠の石は、山から轉落した時に、勢によつて他の石片よりも、一層遠く氷河上に轉げ出したものである。此の石の笠は次第に日光の來る方向(北半球では南に傾くもので、其の傾き方が餘り強くなれば、終に下に滑り落ちるのである。

表面堆石を組み立つる石片は、山から落ちた儘のものであるから、其の稜角は皆鋭いに反して、氷河の側面と山腹との間に挟つた石や氷河の下になつたものは非

常な摩擦を受けて居る。して殊に氷河の下に在るものはその全重量で押し潰さるるのであるから、一部は最微粒の泥に、一部は角のある砂に、一部は丸味を帯びた

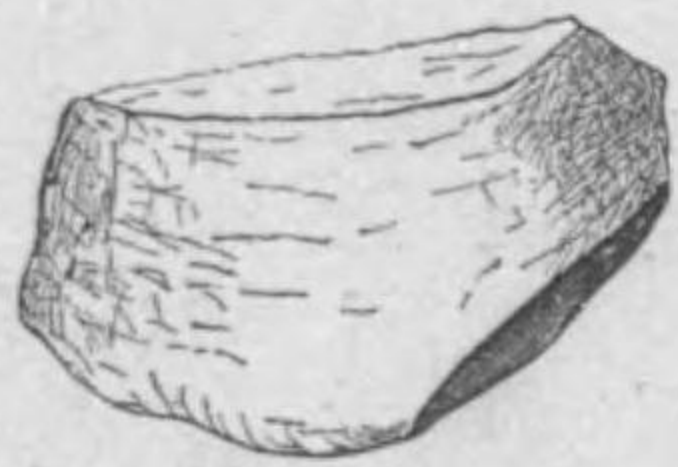
礫に變じて居る。又此の礫中には、その表面が滑に磨かれたり又はその上に搔き傷が附いてゐた

圖九百二第



石るあ傷搔

圖十百二第



印度ソルト山脈の二疊系の切子礫

りするものがあるのみならず、切子礫と稱して、切子玉のやうに、其の上に磨かれた數多の面を具へて居るものもある(第二百十圖)。さて氷河の下に在る石の類は總て之を底堆石と稱して、上述の如き物質から成

圖一十百二第



石堆底の期氷

産ルゴンバ州ヤニバルシンベ國衆合

り立つてゐるのであるから、表面堆石とは大にその性質を異にしてゐるのであるが是れも亦氷河の下端に至れば、表面堆積と共に相合して集積するのである。故に端堆石は種々雜多の石や泥砂から成積立つてゐる譯である。

爰に、堆石に關して近來發見された新事實がある。それは即ち氷河中から、岩島でも、抽んつる場合には、此の岩島も、亦中堆石の原料を供給し得るのみならず、氷河の此の岩に衝突する所では、底の堆石が上に突き揚げられて、(第二百十二圖ナ)表面に出で、中堆石の觀を呈することである。之を内堆石と稱して、眞の中堆石とは、その石の性

質を異にするので、直に之を區別することが出来る。又時によれば、底堆石が氷河

中、横に入り込むとがある(第二百十二圖ヨ)。然る時は此の堆石は氷河の下端に至つて、層の如くになつて現はるるのである。第二百十三圖はその數層を有する

一例である。

尙外に岸堆石と

いふものがある。

是れは氷河收縮の

結果、側堆石がその

儘下の岩盤上に残されて動かなくなつたものである。

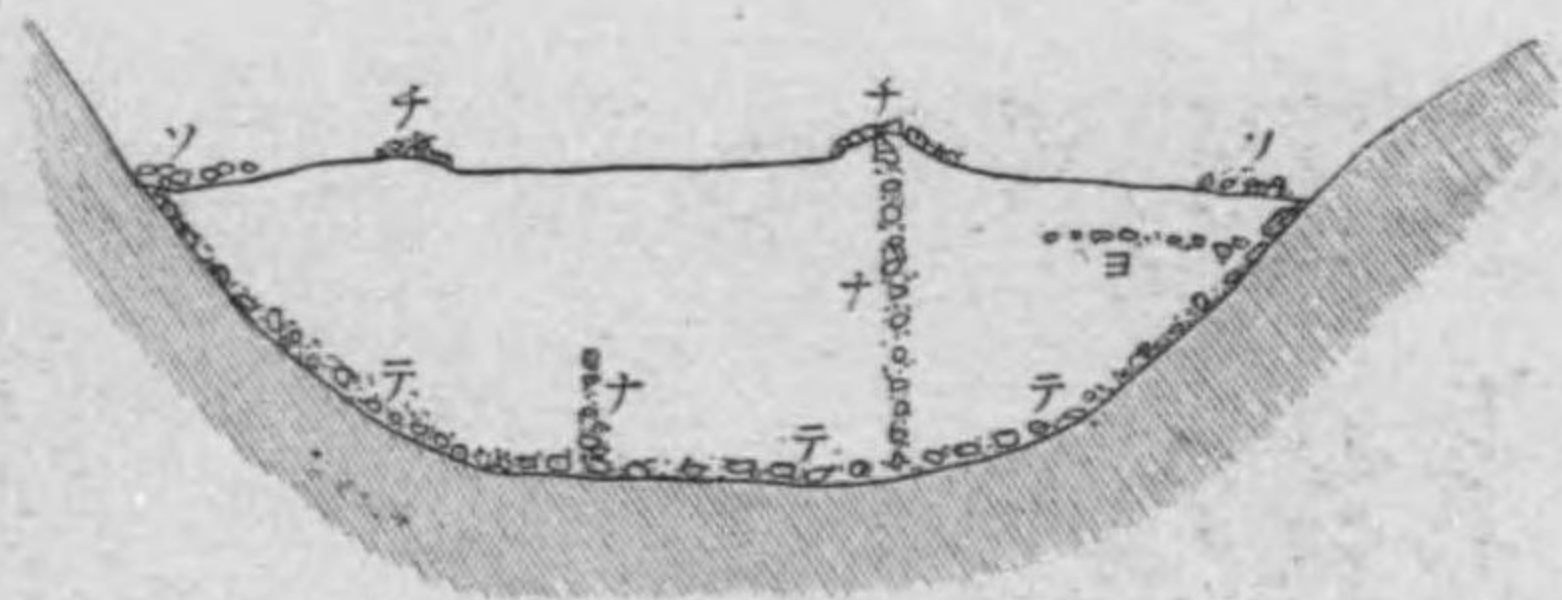
氷河の摩擦作用は、底堆石中の石にのみ限らず、その下

の岩盤に對しても行はれて居る。即ち其の面は矢張

磨かれ、傷けられて、而もその面が丸くなつて、恰も饅頭

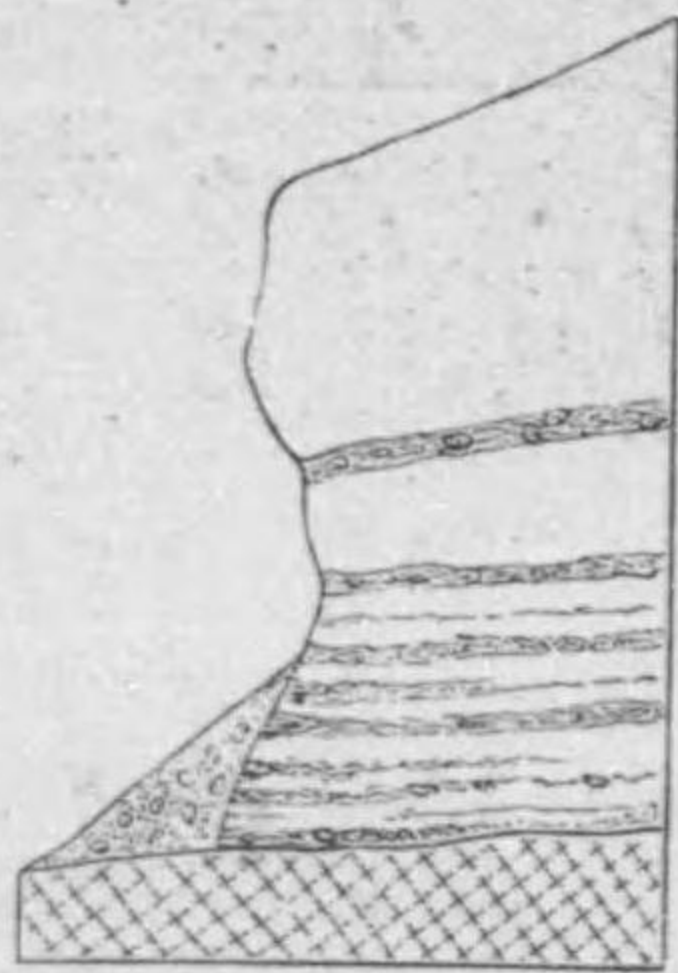
面の如きものまでである。之を饅頭岩又は羊背岩と稱して、昔し氷河の通過した地

圖二十百二第



面 斷 横 の 河 氷
石堆底(テ) 石堆中(チ) 石堆側(ソ)
石堆内の横(ヨ) 石堆内の縦(ナ)

圖三十百二第



ラアのドンランーリグ
端下の河水トンヤイ
りあ層數石堆内の横

圖四十百二第



(州ドラロコ國米) 岩頭饅

方には頗る多いものである。但し氷河が何故に岩面を丸く饅頭形にしたかといふことは未だ之を究めた者はないのである。

第三十五節 氷河に歸す

べき谷形

前世界に氷河を産した山中の特色ともいふべきものがある。それは左の如き谷の形である。

に反して、昔氷河の通過した谷底は、緩勾配で傾くかと思へば、又俄に、數十尺乃至數

(一)谷底の段階状なること 流水の

浸蝕によつて出來た谷底の勾配は、

多少一定の曲線を畫くものである

百尺の間急勾配を以て傾くのである。

(二)谷を横断して岩の門くわんかきあること 谷を横断した岩壁は、今は流水の爲に、貫通されてゐるか、又は、水を堰き止めて、湖を形つて居る。

(三)谷が盤形を呈すること 谷の形は所謂幅廣のU字の如く、河水の浸蝕で出来たものに比すれば、左右兩側のみならず、その底面も滑である (第二百十五圖)。

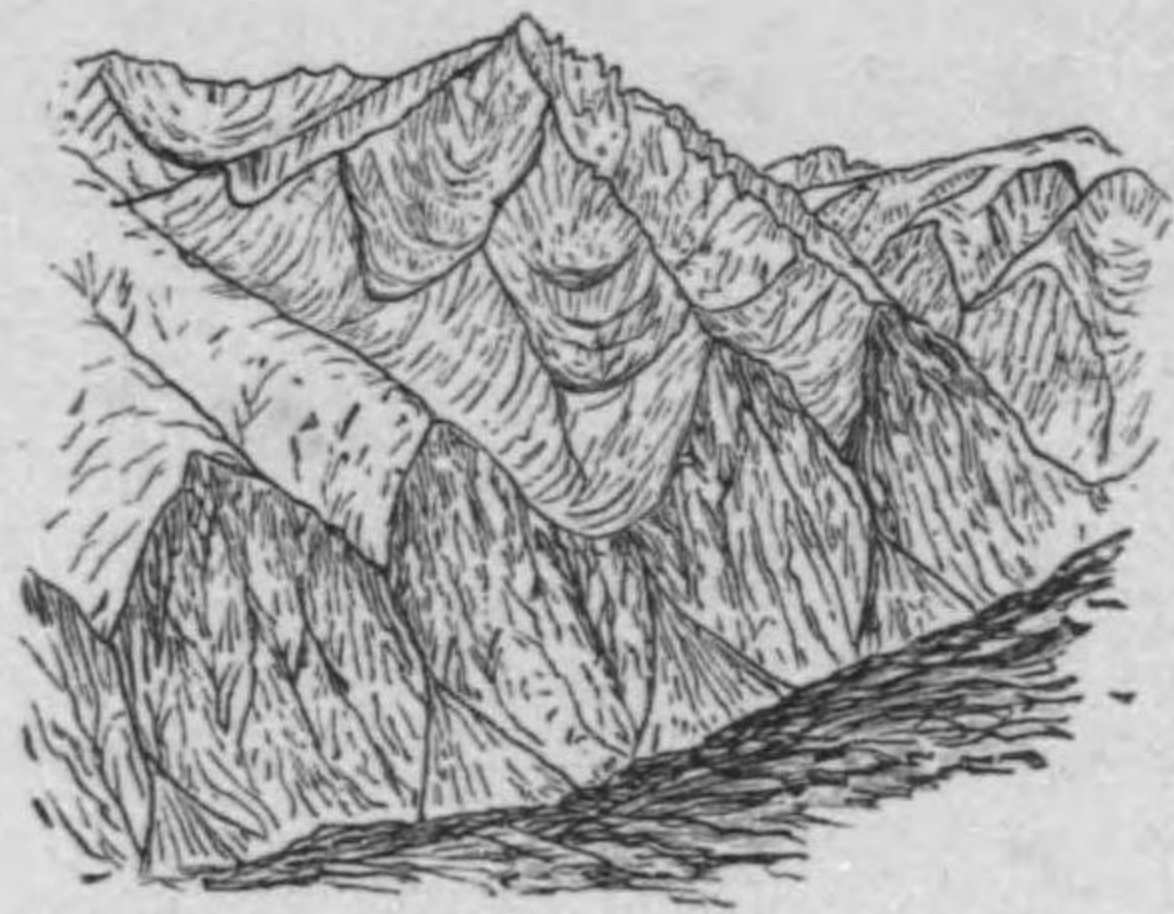
(四)懸谷あること 懸谷とは本谷に入るに、懸崖を以てしてゐる支谷で、その水は此の個所で瀧をなしてゐるものである。斯く谷底の水平に大差のあるのは、本谷を充たした氷河は、大きく支谷を充たした氷河は小であつた爲に、その穿掘力にも強弱があつたからと説明さるるのである。

圖 五 十 百 二 第



谷形盤のツピ州ルロチ國埃

圖 六 十 百 二 第



谷 懸

圖 七 十 百 二 第



圖像想たれきた充に河水の谷本谷支

(五)龜谷あること 龜谷カールとは、山脊の側面に在る壁龜狀の凹所で、昔し山水でも溜つてゐた所かとも思はるるものである。是れは普通の谷とも違ふので、雪や山水の山腹を流下して出来

たものと説明さるるのである。(第二百十八圖)。

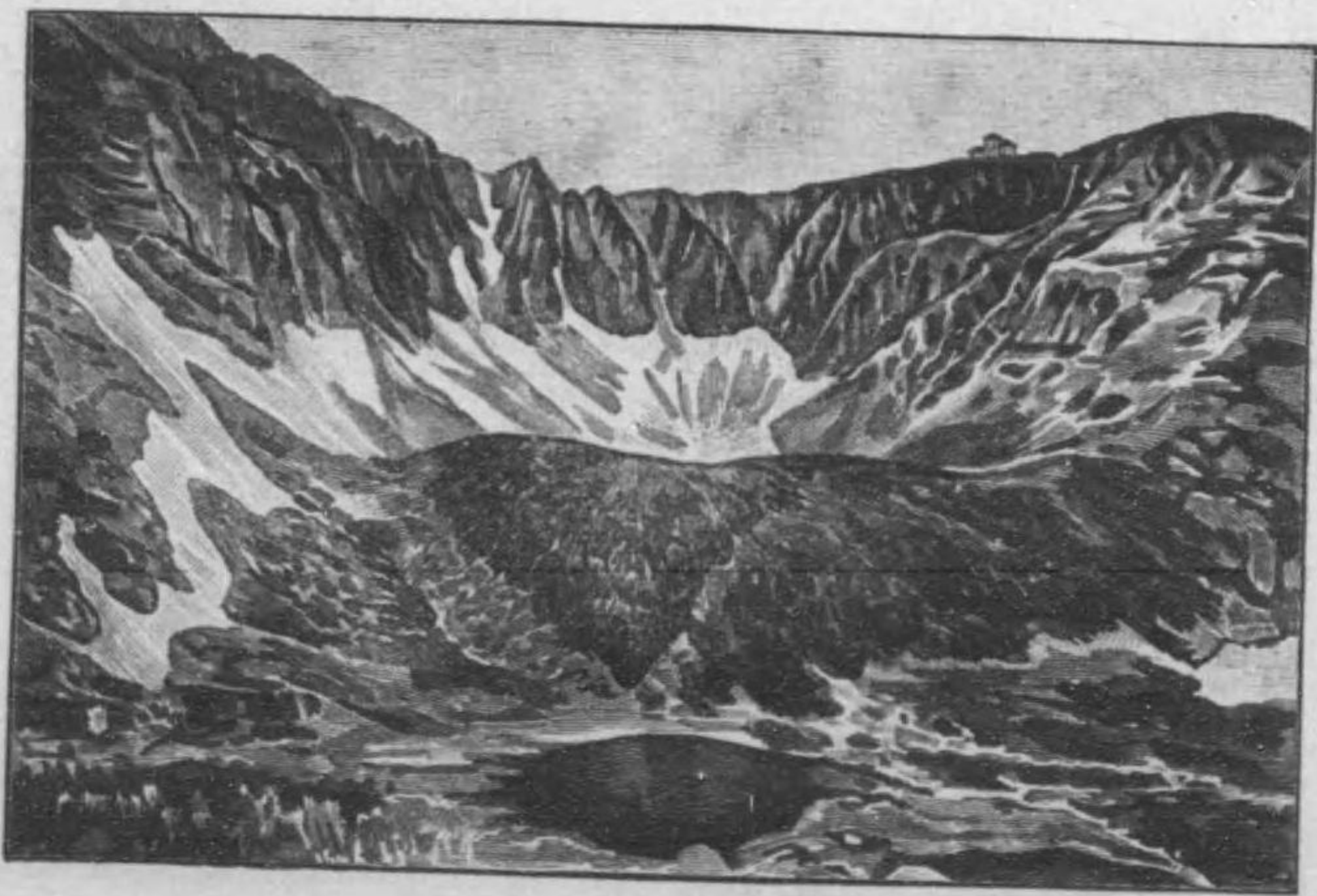
以上舉げたやうな谷形が、氷河によつて出来たものとするれば、氷河には一種の浸蝕力があると見なければならぬ。實は、氷河に此の力があるや否やは、可なり古い問題で、之に就ては、學者も、從來隨分その説を戦はしてゐるのである。しかし、昔し氷河のあつた地方に、上述の如き谷形があるのみならず、又實際氷河が岩石を摩り

減らしたり、磨いたり、傷けたりする所を以て見ると、氷河にも、一種の浸蝕力あることは争ふべからざることである。但し、その結果が流水のそれと違ふことは勿論である。故に、是には特に氷蝕の名が附いてゐる。

氷蝕の、氷河底に對して、行はるる理由を、フィンステルワルデルは左の如く説明してゐる。

氷河の底に於ける氷の温度は、その個所の壓力の大小に相當してゐるものである。故に、氷河が前進して、岩の出つ張りに乗り上げたり、急坂を下つたり、又谷が廣くなつた爲に擴張したり、狭くなつ

第 二 百 十 八 圖



氷 谷

た爲に縮んだりする場合には、底に於ける温度は、壓力の増減と共に、絶えず少しづつ變化しなければならぬ。其の結果は氷が解けたり再結したりすることである。して此の融解再結は、下の岩盤の龜裂を充たす氷にも行はるるのであるから、結局岩盤は少しづつ毀るることになる。すると、氷河は、此の破壊された岩片を運び去るのであるから、詰まり岩面に喰ひ入つて之を浸蝕することになると。

第三十六節 氷河の分布

現今、氷河を産する土地は、地面傾斜して、その上部に氷を供給し得る雪線以上の山ある所に限るのである。斯かる場所は、温熱兩帶では高山で、寒帶では低い山であり得るのである。

- 亞細亞　ヒマラヤ山、崑崙山、天山、雲嶺、カラコルム山、亞爾泰山、ムスタグ山、カウカサス山等。
- 歐羅巴　アルプス山、ピレニース山、スカンヂナビヤの北部。
- 亞弗利加　キリマンジャロ山、ケニヤ山、レンソロ山。

濠洲

ニウジーランドアルプス山。

北亞米利加

アラスカ、シエラネバタ山(少なし)、ロッキーマウンテン(少なし)。

南亞米利加

智利南部、テラデルフェゴ、アンデス山(少なし)。

北極の周圍

アイスランド島、グリーンランドの周圍、ノバゼンブラ島、スピッツ

ベルゲン島、フランツヨセフ島等。

アルプス山の氷河はその數二千以上に達して、その最長のもの(アレッチ氷河)は、長さ六里七分、幅半里である。

ヒマラヤ山の氷河には、長さ六里以上十五里に及ぶものが可なり多いのである。又アラスカには、長さ二十五里、幅十三里乃至十五里のマラスピナ氷河といふのである。

第三十七節 内陸氷

内陸氷とは、一名帽氷とも稱して、極地方にのみ産するもので、一種の氷河には違ひないが、谷を填むる氷河でなく、帽子を被せたやうに、土地全體を覆ふものである。

内陸氷の最も廣大なのはグリーンランドと南極地方とに在る。グリーンランドは吾が日本帝國の二倍餘に當る大島であるが、その内部全體は一続きの氷原に覆はれて、その厚さは、多分三千尺を越ゆるのである。蓋しその發源地は島の東岸に在る海拔一萬尺餘の高山で、是れから氷は四方に向かつて動いて、海岸近くになると、山と山との間に入つて、普通の谷氷河となつて、海に達して居る。此谷氷河中最大のものは、北緯七十九度附近の西海岸にあるフンボルト氷河で、その幅は海に入る所で四十里ある。

内陸氷の性質は、谷氷河のそれと同一である。即ち矢張粒狀で、層理を有つて居る。但し表面堆石といふものは谷に入つて後の外ないのである。

内陸に於ける氷の運動は極めて緩慢のやうであるが、周圍の谷氷河に於ては甚だ速で、一晝夜六十五尺にも及ぶものがある。

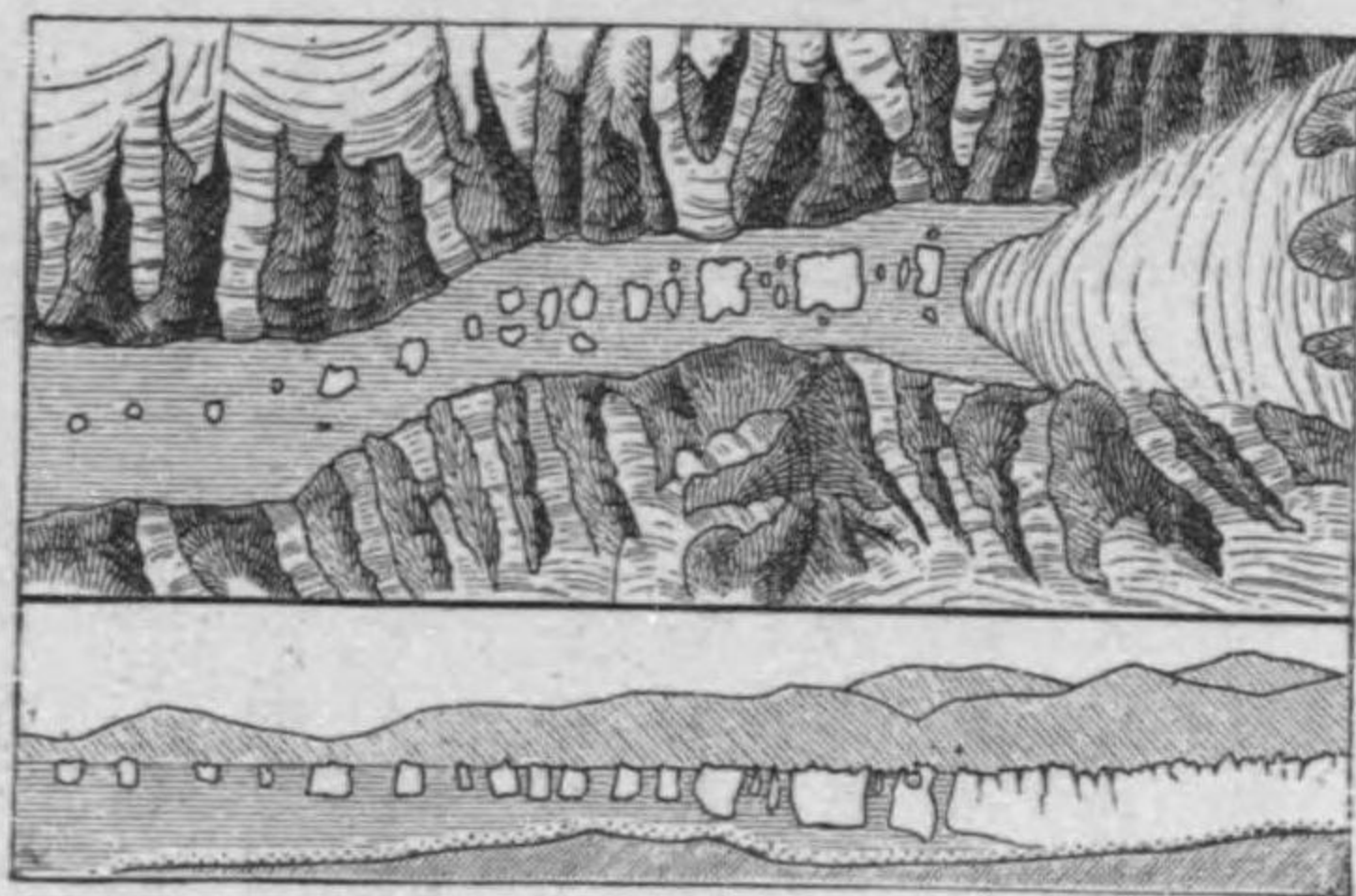
南極地方の内陸氷は、グリーンランドのそれに七倍する大きさを有つて、南極附近では、一萬尺餘の高原をなして居る。ロス海の有名な壁氷と稱して絶壁をなす氷は、内陸氷の下端の海水に浮いて居るものらしいのである。

尙小さな内陸氷は、スピツベルゲンやアイスランドの島に在る。氷河や内陸氷は、前世界中、今より遙に廣い面積を覆ふてゐた證據があるが、是れは前世界史中に述ぶることとする。

第三十八節 氷山

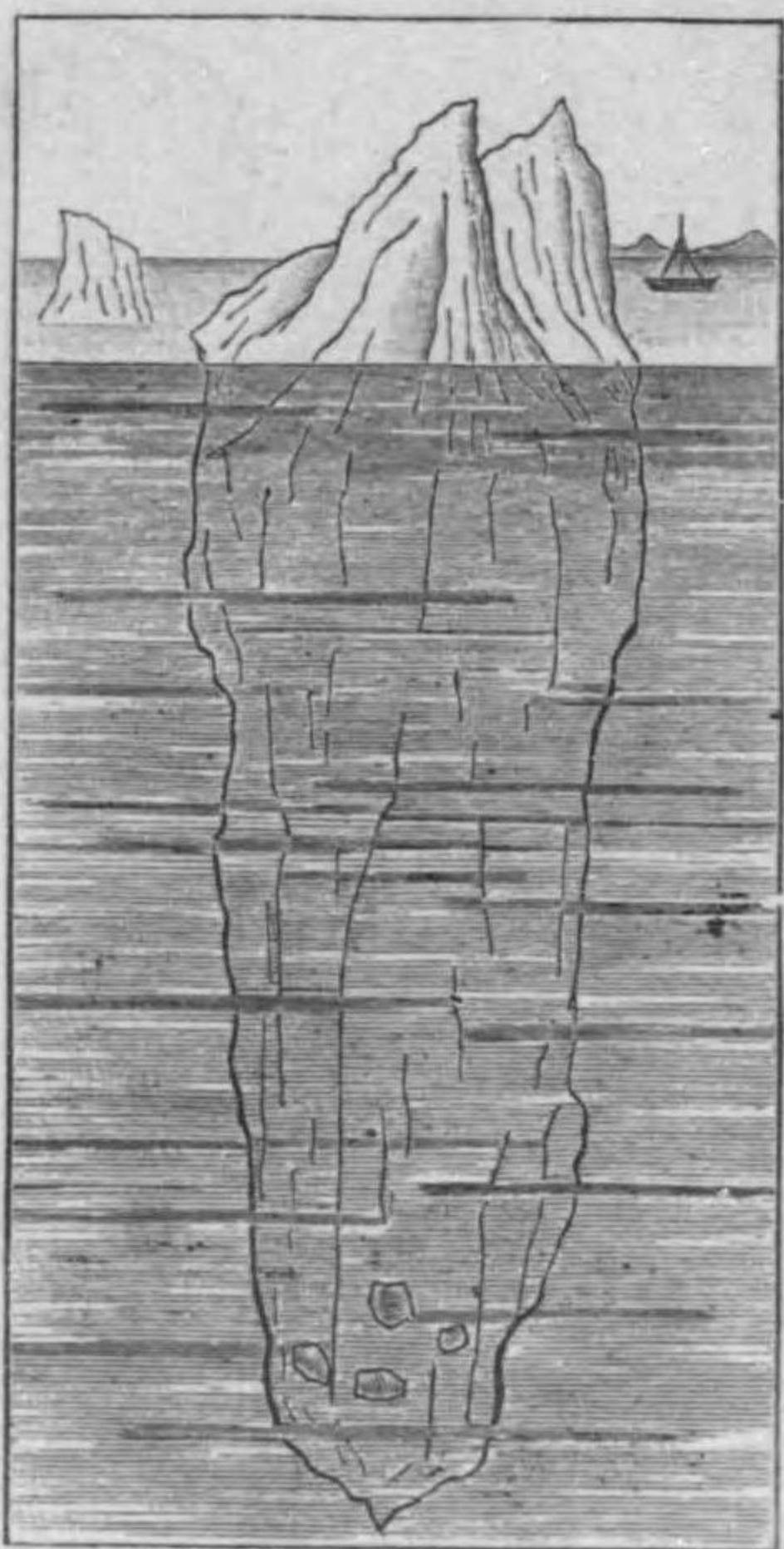
極地方では、氷河が海中に突出することは、前に述べた通りである。勿論氷河の下端は、小距離の間は海底を傳ふて前進するのであるが、氷は海水に比すれば、軽いのであるから、その先きは毀れて、海面に浮くのである。之を氷山と稱して、浪のまに／＼、海上に漂ふのである。蓋し氷河の毀はるる時は、轟然として、百雷も雷ならざる音響を發するのであるが、その海中を攪亂して、大波を起す状は、實に凄愴を極むるものである。

圖九百二十第



方來出の山氷
面斷同は圖下・所るた見りよ上を所る入に海の河水は圖上

圖十二百二第



ある。氷山はその直徑時に數里に及んで、高さも海拔三百尺餘に達することがある。然るに、氷は其の水中に在る部分が水面に在る部分の九倍もある(二二〇

圖)から、海拔三百尺の氷山は、その全體を計れば二千七百尺からある理である。是によつて氷山が氷河から出たもので、海水でないことが判る。海水が厚さ二米(六尺六寸)以下であることは既に前にも述べた通りである。又氷山がその上若くはその底に、堆石を携へることも、その海水でない一證である。氷山の最も多いのはグリーンランドの海岸で、此の所の氷山は、海流によつて、南方に流れて、多くは加奈陀の東岸に在るニウファンランド島附近に至つて融解するのである。故に此の附近の海底には、氷山から沈澱した堆石が、廣面積を覆ふ

て、一の淺瀬を形つてゐるといふくらいである。
 グリーンランドの氷山中にはニウファンドランド島より一層南まで漂ふて、罕には西印度のキウバ島までも達するものがある。又南極地方から出るものも、南米ラプラナ河口に達することは珍らしくないのである。

北太平洋の東側には、氷山は皆無である。

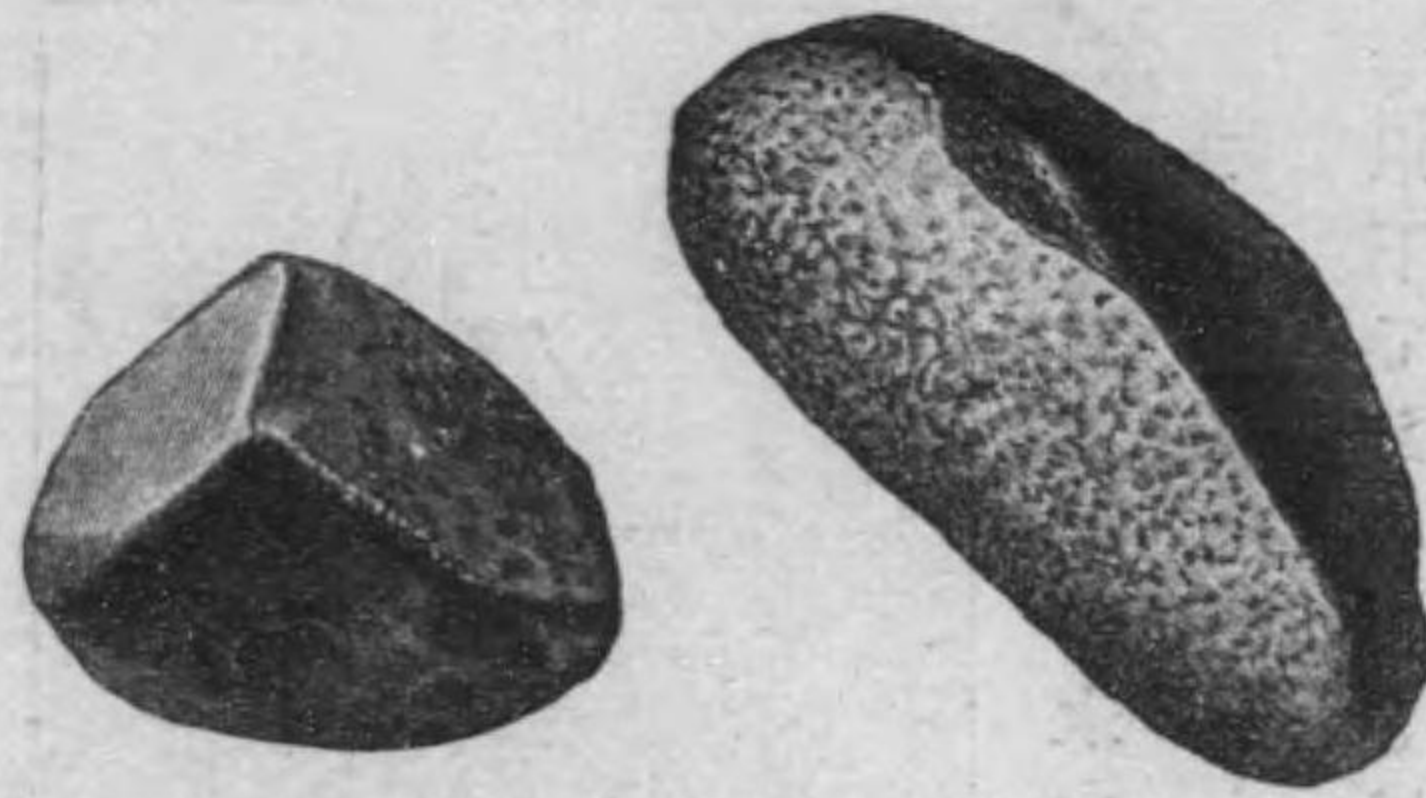
第三十九節 風の破壊作用

風には、流水、氷河、海等に於けるが如く、破壊、建設、運搬の三作用がある。

風の破壊作用は、砂を岩石に吹き附けて、之を磨耗するに由るのである。此の磨耗の結果として現はるるものは種々ある。

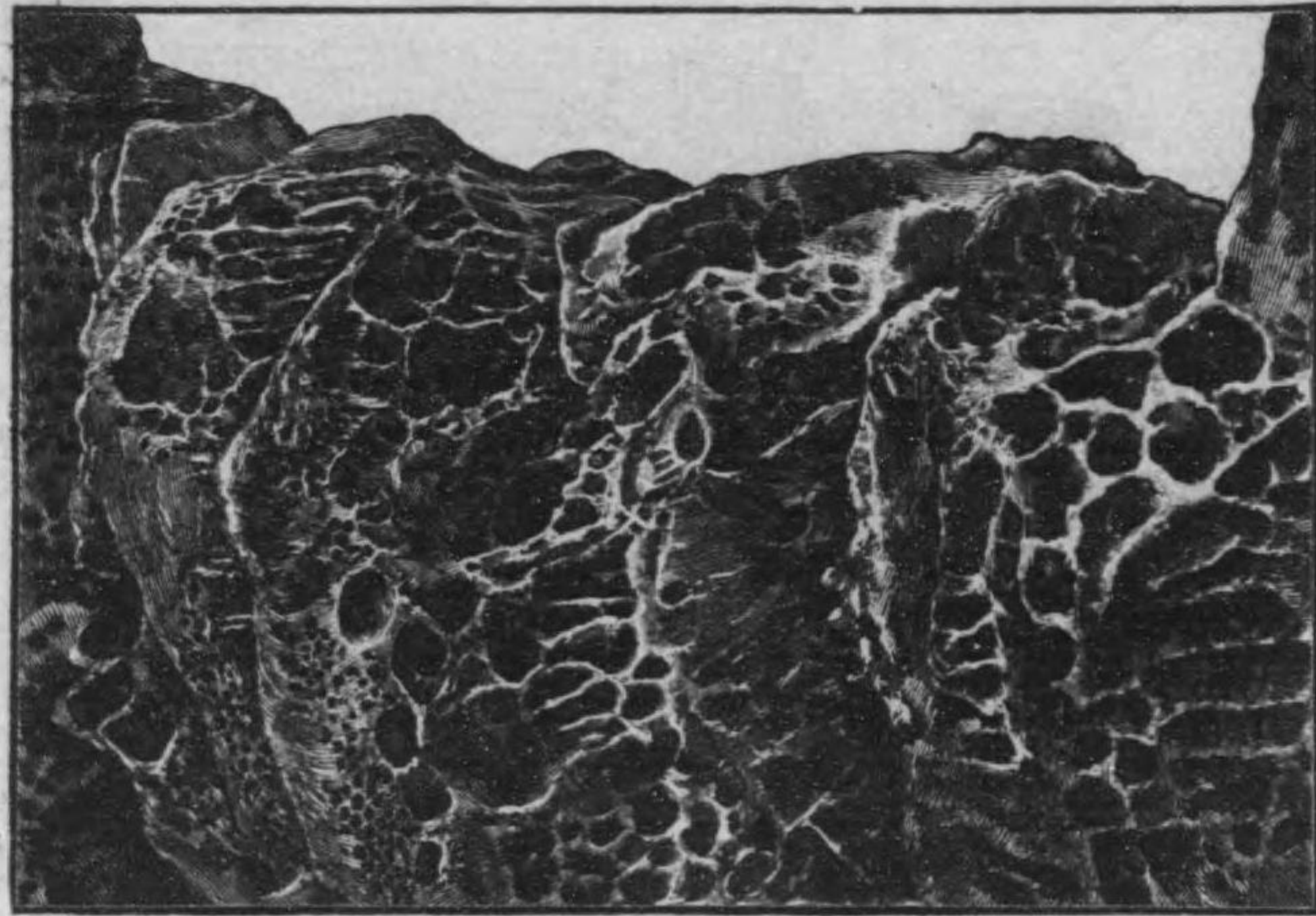
(一)稜礫、是れは三稜、五稜等を有する礫(第百二十一圖)で、風強く、雨の少ない所に産する者である。故に

圖 一 十 二 百 二 第



産逸獨(左) 産島黃硫中(右) 礫稜

圖 二 十 二 百 二 第



岩巢の窟の山クツラプ州タコダ國米

砂漠の地はその最も多い所で居る。
 (二)蜂の巢岩、砂の摩擦によつて軟い部分が摩り減らされて、孔だらけになつてゐる岩(第百二十二圖)である。
 (三)聳岩、一種の岩柱で、高いものは土塔状をなし、低いものは多少菌状をなしてゐるもの(第百二十三圖)である。
 (四)島丘、砂の穿掘力を受けて、高臺の地が數多の孤立した卓子山の如きものに變じたもの(第百二十三圖イ)である。
 (五)風成壺孔、砂が風の爲に渦巻いて、岩面に穿つた孔で、その形は流水の作用に成つた壺孔に似たものである。
 (六)ジャルダン、ヘデンによつて、中央亞

(イ)島丘(ロ)砦岩(米國)



圖 三 十 二 百 二 第

細亞の沙漠に發見された數多の併行した溝
 でその深さは二十尺、幅は三十乃至百三十尺
 に及び、溝と溝との間は鋭い脊をなして、一見

第二百二十四圖 支那黃土地の峽道



大規模のカレン面に似たものである。

(七)壩斯空道 支那の黄土層中、深さ五十尺乃至百尺に掘れた左右絶壁の狭道(第二百二十

四圖)である。

以上の如き風の破壊作用は之を風蝕と稱して、沙漠や半沙漠に、尤も著しいのである。

沙漠の成立が降雨の乏しいことに因ることは、いふまでもないことであるが、沙漠の種類が、風の強さと、方向と、岩石の風化の状態とによることは、明な事實である。沙漠には、場所により砂原もあり、礫原もあり、又石原もある。砂原は、極々細微の岩粉が、風に吹き飛ばされてしまつて、粗砂のみ残る所で、礫原は岩粉や砂が吹き飛ばされてしまつて、礫のみ残る所である。又石原は一切の風化産物が運搬し去られて、下の岩盤の裸出する所である。礫原は北部亞弗利加のハンマダに在り、石原はサラハ東部の山や臺地のある所に在る。

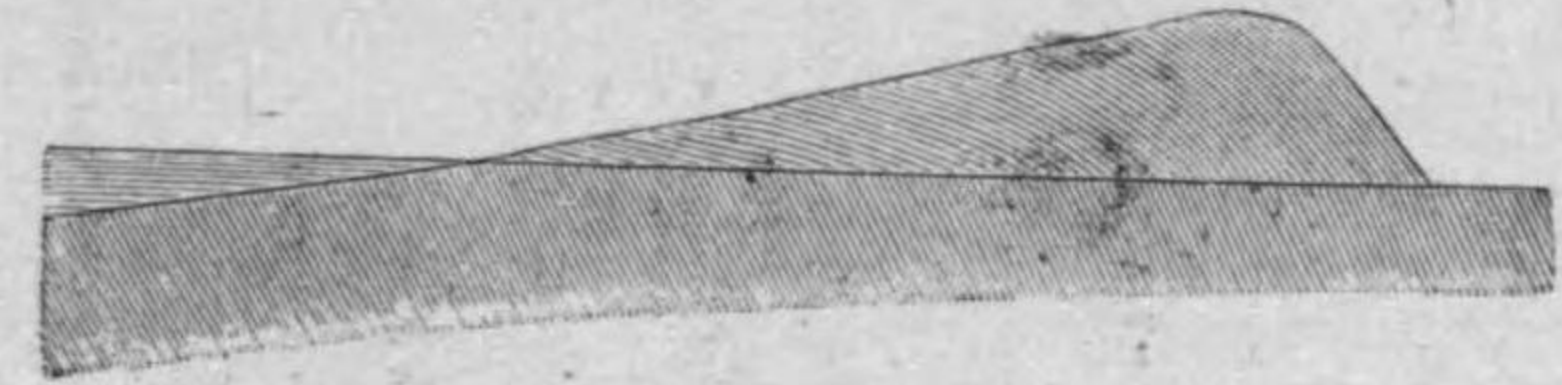
第四十節 風の建設作用

風に吹き飛ばされた物は、何れの處でか又再び降下するのである。此の降下した物は、大體二類に區別することが出来る。一は砂丘で、一は岩粉の堆積である。

(一) 砂丘

砂丘とは、時に數百尺の高さに及ぶ砂の堆積である。砂丘をなす砂は、風の爲に飛ぶ土砂の中でも、特にその粒の粗なものである。

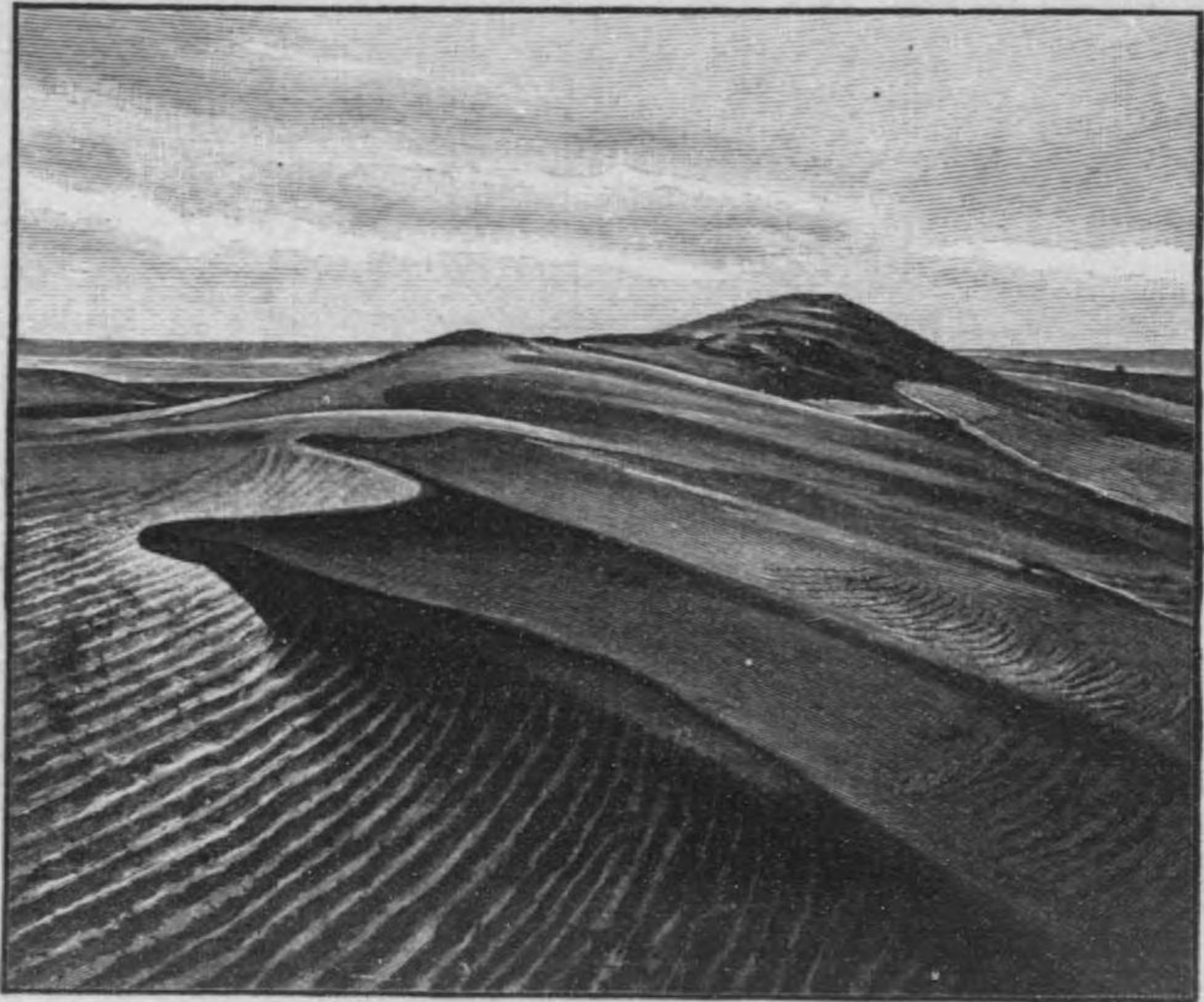
砂丘は、砂原と風とさへある所なれば、何地でも、出來得るものであるが、通例、その出來場所によつて、之を二類に區別することになつてゐる。一は海岸に出來るもので、一は内陸に出來るものである。



風の一の定したる海岸の砂丘

海岸砂丘は、平濱で、干潮に際して、砂濱を露出する所や、砂嘴の上に出來、内陸砂丘は、主として砂の多い沙漠に出來るのである。砂丘が、風によつて出來るものである以上は、其の勾配は、風の來る方面に緩で、反對の方面に急でなくてはならぬ(第二百二十五圖)。然るに、風にはその方向や強さに變化があり、砂粒には大小輕重があり、又地盤にはその形に變化がありするのであるから、實際には、砂丘も種々の形を呈して居る。

第二百二十六圖



北獨逸の砂丘

(一) 横砂丘 主風の吹く方向と直角をなして、長く連なるもので、風が餘り強からず、且長距離の間、砂の供給の充分な所に出來るものである。

(二) 縦砂丘 風の方向と相併走するもので、中央亞細亞の如く、風の甚だ強い所に出來るものである。

(三) 馬蹄砂丘 弓砂丘とも稱して、其の本場であるタルケスタンでは、之をバルハンと云つて居るものである。形は所謂三日月狀で、その凸側は風と相對

して居る。此の形は、一説に、中央の大且高い部分は、左右の小且低い部分より、その前進の速力が鈍いからに由るといふことである。兎に角、此の馬蹄形は、總ての孤立砂丘の取るべき形で、又是れが多數相連りて、始めて脈状砂丘ができるやうである。其の理由は、脈状のものに、その丘脊が出入して、恰もバルハンを駢べたやうなものがあるからである(第二百二十六圖)。

砂丘は大抵多數相群つて産して、又間斷なく動くものである。之が爲に、耕地の之が侵入を受けた例も少からぬのである。

圖七十二百二第



理層斜の丘砂

圖八十二百二第



理層又交の丘砂

砂丘の表面は滑でなく、漣の如き形を呈することが間々ある。是れが風の爲であることは、言ふまでもないことである。内部の構造に至つては、所謂斜層理(第二百二十七圖)であるか、又は交叉層理(第二百二十

八圖)である。前者は風の方向の一定した場合に出来、後者はその變はる場合に出来るのである。

砂丘を形る砂の質は、必ずしも石英には限らないのである。即ち附近の岩石が石灰岩であれば、その砂は石灰砂であり、種々の岩石であれば、砂も亦此等の岩石から成るのである。

砂の色は、多く黄であるが、アラビヤ、戈壁等では、紅である所がある。斯かる紅砂が凝固した場所では、紅砂岩ができてゐるのである。此の事からして、前世界に産する紅砂岩で、斜層理を呈するものは、蓋し、砂丘砂でありしならんとの考が起つたである。

(二) 岩粉の堆積(墟斯)

極々細粒の岩粉に至つては、砂より一層風に吹き飛ばされ易いのであるから、何處にでも堆積し得るのではあるが、降雨の多い地方では、忽ち之に流されて、河に入り、河から更に湖海に入つて、其の陸上に積もる折がないに反して、中央亞細亞の如く、土地乾燥の地では、場所により、随分厚く堆積し得るのである。即ち山から風に

よつて谷間に吹き落とされた岩粉は草ある所に溜れば草は次第にその上に生長するのであるから、大袈裟に再び他へ吹送さるるやうなことはないのである。故に度々積れば随分厚くなり得るのである。勿論草のない地面であれば、風吹く毎に、他へ轉送されて堆積の機會がなく、又草はあつても、降雨があれば、之に流されて堆積する機會がないのである。

北支那から蒙古、タルケスタン等に掛けて、廣面積の地に産する厚層の黄土は、上述の如き方法によつて、出來たものであるとの説である。此の土が厚さ三百尺以上及び拘らず、水中の沈澱でないことは、その無層理で、蝸牛や陸生哺乳類の骨を含んで、水生動物を含まないことで、判るのである。

陸成黄土の外、支那には諸所に層理のある黄土がある。是れはリヒトホーフエンによれば、湖成ならんとの説である。

歐羅巴にも、南露から、西方白耳義にかけて、墟斯がある。矢張無層理であるが、左なくば微に層理を呈するのみで、蝸牛や陸成哺乳類を含んで居る。是れは氷期の堆石をなした泥土の、風の爲に吹き飛ばされて、堆積したものであるとの説である。

尙墟斯に似て、風成と見らるる土がある。それは南米バンパス平原と北米のブレインリー原との土、并に南露の黒土と稱する有機質物に富んだ墟斯の一種である。

(三) 火山灰の層

吾が國の關東平野には、厚さ數十尺に及ぶ褐色無層理の土がある。相摸の東部から武藏、下總、上總、常陸、下野、上野等に擴がつて、頗る廣面積の地を被覆して居る。之を凝灰墟母と稱して、火山灰の變質したものであることは、殆ど疑を容れない所である。してその斯く廣く蔓延したのは、蓋し風力によるのである。

第四十一節 風の運搬作用

風の運搬力は主として細微の火山灰や、岩粉の上に現はるのである。

火山灰の遠距離運搬は古來有名なものである。關東平野の凝灰墟母が、風の爲に博く蔓延したものでらしいことは、前に述べた通りであるが、その吾が國の火山から出たものであることは、殆ど疑を容れない所である。故に、その運搬が大した遠距離に及んだものとも思はれないのである。然るに、外國にあつては、火山灰の數

百里の距離に飛んだ例は、甚だ多いのである。即ち伊國のベスピウス山の灰が埃及やコンスタンチノール地方まで飛んだとは屢次あつて、又アイスランド島アスキヤ山の灰は、明治八年に、瑞典のストツクホルムまで、百三十里を飛び、中米ニカラガ國コセギナ山の灰砂は、千八百三十五年には、約四百里を距るジャマイカ島やホンヅーラスに飛び、スンバワ島テンボロ山の灰は、千八百十五年には、四百三十里を距るスマトラ島まで飛び、明治十六年にクラカタア火山が破裂した時には、その灰は大氣の最上層に昇つて、全世界に擴り、數個月の間日没時の天をして濃紅色を帯びしめたことまである。

明治三十四年三月九日から十二日にかけて、南歐並に中歐に、血の雨と云つて、赤色の泥土の降つたことがある。此の土は、調査の結果、アルゼリヤのサハラから飛んで來たもので、石英、粘土並に酸化鐵の細塵から成り、赤色は全く酸化鐵の爲であつた事が判つたのである。そして、當時その伊太利亞に降つた分量のみでも、百三十萬噸からに及んだとの事である。

又大西洋上には、硅藻を含む岩粉の降ることがあるが、是れは貿易風がサハラ沙

漠から携へるものである。

第四十二節 生物の破壊作用

生物の作用は、水、氷、風等のそれに比べて、左程大きくないのは勿論であるが、しかし、地質學上から觀れば、尙侮るべからざるものである。

此の作用にも亦破壊建設の兩者を區別するのである。但し、運搬作用に至つては、特に茲に記述すべき程のものもないのである。

生物の破壊作用に、植物の行ふものと、動物の行ふものがある。

(一)植物の破壊作用 植物は、その根を地盤中に入れて、機械的に之を破壊するのみならず、又その腐敗から生ずる酸を以て、化學的にも、大に岩石を攻撃するものである。

微菌は一般に言へば有機物を分解するの結果炭酸やアンモニヤを生じて、岩石分解の手傳をなすのであるが、中で硝酸バクテリアの如きは空氣中から吸収した炭酸や窒素を、その死後、硝酸として残すによつてその岩石分解力は激烈を極むる。

のである。又硫黄バクテリアの如きも、硫黄泉や潜水中に在る硫化水素を分解して、硫黄を取るものであるから、是の硫黄が岩石の分解を促すことも大したものである。兎に角、地中水中等に棲むバクテリアの岩石破壊の力は、一見些細のやうではあるが、極めて廣く行はるるものであるから、決して侮るべからざるのである。

さは言へ、植物の重なる破壊力は、その腐敗産物たる炭酸と、腐植酸とに在るのである。蓋し、岩石の風化分解から生じた土壤の層が多く、黒色を帯びてゐるのも、此の腐植酸や、腐植質物を混する爲で、是れあればこそ、始めて農作物も穰る譯である。前に掲げた南露の黒土も、その黒色は正しく、多量の腐植質物を混する爲で、其の分量は四分から時に一割六分にも及ぶといふのである。

(二)動物の破壊作用 蚯蚓モグラ鼠、川獺等の如く、地の中に棲むものは、この處の空氣の流通をよくして、岩石の分解を助け、又穿孔介の類は、現に海岸の岩石に孔を穿つて、岩石崩壊の原因を作りつゝある。最後に、人類も、鑛山を掘り、隧道を穿ち、その他種々の大土工を起して、岩石破壊の大動力となりつゝあることは、人の皆知る通りである。

第四十三節 植物の建設作用

植物の建設力によつて出来るものは、石炭、石灰岩並に硅質岩の類である。

(一) 石炭の成立

植物體の大部分を成すものは、木、纖維と稱して、炭素(五割)、水素(六分)、酸素(四割四分)の三元素から成るものである。小部分をなすものは、窒素と灰(礦物)とであるが、その分量は言ふに足りない程少ないものである。

さて植物が、地面で腐朽する場合には、是より生ずる炭素や水素は、自由に空中の酸素と化合するのであるから、炭酸や水となつて消へ失せて、跡に残るのは少量の灰に止まるのであるが、地の底や水中の如く、空氣の供給の不足な所で腐敗すれば、是れから生ずる諸元素は、相互に化合するの外ないのである。即ち炭素の一部は、酸素と化合して炭酸となり、又水素は、一部は酸素と化合して水となり、一部は炭素と化合して、沼氣となるのである。然るに重さで云ふと、炭酸は炭素一と酸素二、六との割合で出来、沼氣は炭素三と水素一との割合で出来、水は水素一と酸素八との

割合で出来るによつて、木纖維中に在る三元素の割合から云ふと、割合に多く費消さるるものは水素と酸素とで、炭素は前の二元素が皆費消されても、尙跡に多量に残る譯である。故に木纖維が空氣の供給の不足な所で腐朽する場合には、地面に於て腐朽する時と違つて、跡に炭素を残すことになる。之を炭化と稱して、世に石炭と稱するものは、此の炭化の結果に外ならぬものである。

炭化は、地面に於ける腐朽の比較的早いに反して、極めて遲鈍なものである。數百萬年を経た石炭で、尙完全に炭化を了へてゐないものがある。石炭に、泥炭から褐炭、黒炭を経て、無燐炭と炭素の量の種々に異なる種類のあるのも、全く石炭の炭化してゐる度に種々の違ひがあるからである。左に各種の石炭の平均成分を擧げて、炭化の程度を示すことにする。

木纖維	炭素	五〇	水素	六	酸素	四四
泥炭	同	六〇	同	六	同	三四
褐炭	同	七〇	同	五	同	二五
黒炭	同	八二	同	五	同	一三

無燐炭	同	九四	同	三	同	三
石 墨	同	一〇〇	同	〇	同	〇

炭化は時に大に早めらるることがある。例へば造山力や、火成岩との接觸によつての如しである。即ち、同じ時代の炭層でも、之を挿む地層が屈曲したり、斷層を受けたりした所では、此等の變位のない所より、一層炭化して居る場合が少からぬのである。又火山岩の接觸が褐炭や石炭を無燐炭に變じてゐる場合も頗る多いのである。

炭化に伴ふ沼氣の發生は、炭坑内で、屢實驗されたことである。即ち炭坑内の爆發は此の沼氣の起す所に外ならぬのである。

石炭が植物の炭化産物であることは、以上の説明によつて、明であるが、尙直接に、その然る所以を證明するのは、沼澤の底に水草堆積して、泥炭を成しつゝあること、褐炭、黒炭等に木理の未だ明なものゝあること、地層中に在る木幹がその儘石炭に化して居ること等で、ある。

(二) 石灰岩の成立