

第七章 地盤調査法

表 土 の 分 類

地表面には風化作用（廣義の）のため新鮮な岩石が露出してゐることがない、概ね土を以て蔽はれてゐる、Merrill¹⁾は之れを表土（Regolith）と稱して次のやうな分類法によつて説明してゐる。

I 定積土 (Sedentary deposits)

- 1. 残積土 (Residual deposits) 2. 堆積土 (Cumose deposits)

II 運積土 (Transported deposits)

- 1. 崩積土 (Colluvial deposits) 2. 冲積土 (Alluvial deposits) 3. 風積土 (Aeolian deposits) 4. 氷積土 (Glacial deposits)

残積土 とは岩石の風化作用（狹義）特に化學的風化の產物で之によつて生じた可溶性物質は流失し後に残つた砂礫粘土の類の層をいふ。

堆積土 とは植物が繁茂して後その場所に枯死堆積したもの泥炭の如きがその代表物である。

崩積土 は岩石の物理的風化の產物たる岩屑の堆積層即ち崖錐・冲積扇等の如きものである。

冲積土 は河流又は海水の作用で運搬沈積したもの即ち平地に於ては河の流域をなす氾濫平原の沈泥・砂礫層等から三角州層或ひは又河段丘・海岸段丘層の如きものである。

風積土 は風力による堆積物で砂丘層等から支那の黃土や東京の高臺のロオム等である。

氷積土 は氷河の作用による堆石層其他の如きものである。

茲では便宜上地質工學的に分り易いやうに次の三大別に分けて説明する。

風化土 狹義の風化作用の產物即ち残積土のこと崩積土はこの中に入れた。

堆積土 運積土を一括して斯く云ふ。

泥炭土 堆積土を便宜上分り易いやうに斯く云ふ。

第 18 節 風 化 土 層

1) 風化土の生成

地殼を構成してゐる岩石とは有らゆる元素が溫度・壓力の函數として固結した種々の状態の固體を云ふものであるが、夫等岩石の性質はその各の化學的成分と物理的條件に依て決定する。而して

1) Merrill, Rocks, Rock weathering and Soils, London 1921.

その物理的條件が變化しない限りその岩石の性質は變らない、この固定的な平衡狀態を岩石は死んでゐると云ふ。然るにこの岩石が新鮮な斷面をなし大氣中に曝され雨水に觸れ溫度の週期的變化を受けると、茲に於てその岩石は再び生き返り此の如き新な物理的變化の方向へ換言すれば平衡狀態の回復に向つて努力する。この現象を風化作用 (Weathering, Verwitterung, Décomposition et désagrégation) と稱し次の三種の相に分つことが出来る。

物理的風化 (Physical weathering) 即ち破碎崩壊作用 (Disintegration)

化學的風化 (Chemical weathering) 即ち分解腐朽作用 (Decomposition)

溶解作用 (Solving action)

a) 物理的風化 これは専ら溫度の變化並に凍結作用に基くもので、その程度は溫度の絶對値には關係なく溫度の變化の速度に比例する。

溫度の變化 岩石は普通は數種の礦物の集合體である。元來礦物と云ふものは其の種類（化學的成分）により或ひは同一礦物内に於ても方向（結晶軸）によつて膨脹係数を異にするものである。



第 724 圖 岩石露頭に於ける剝離作用

從つて岩石に加熱・冷却を繰返すと礦物の集結組織が弛緩する。空氣中に曝露されてゐる岩石表面は此の如き日夜の溫度變化に因る過程によつて崩壊を促される。岩石は熱の不良導體であるから日光を受けると表面に近い薄層部のみが膨脹し表部は殻状に剝脱する。

この作用を剝離作用 (Foliation, Abblätterung, Schistosité) と稱し多くの場合玉葱構造 (Onion structure) を呈してゐる。この現象は大震災の當時銀座通りの建物の花崗岩の角石や日本橋の

欄干の花崗岩の飾石等が、全く何處か山地にある岩石の露頭のやうに剝離したことで容易に認出出來やう。火事の熱で一度温められたものが終息後急に冷えたがためである(第 724 圖)。

溫度變化にある風化は晝夜の溫度差の著しい砂漠地方に於て最も顯著である。

花崗岩・閃綠岩の如き深成岩は各造岩礦物の結晶が粗粒である爲上記の方法による風化を受け易い。之に反して安山岩・玄武岩の如き火山岩、砂岩・頁岩の如き水成岩は非結晶質物又は微粒な膠結物を多量に含んでゐるから熱の影響を受けることが尠ない。

間隙水の冰結 弛緩せる岩石の間隙・節理又は裂縫に滲入した地表水は凍結すれば膨脹し岩石を破碎せしめる。この時の壓力は巨大なもので水は岩を割る楔の役割を演ずるのである。この力のすさまじさはアルプスの冬季旅行者の記録によるとピストルのやうな音がして岩片がハネ飛んで來

るそうである(第725圖)。此の如き物理的乃至機械的風化作用(Physical or mechanical weathering)のことを地質學では破碎崩壊作用(Disintegration, Zerkleinerung, Désagrégation)と稱する。

此の如き風化は晝夜の溫度の差の甚しい高山地方に於て特に多い、斯くて岩塊を順次に破碎して岩屑(Débris)を生成するが、高山に行くと賽の河原と稱してこの岩屑が一面に散在された特異の地貌がある。之れをアルプスでは岩海(Felsenmeer)と稱してゐる、又岩石が斷崖がなして露出してゐる時にその崖下にこの岩屑が堆積して一種の圓錐形の斜面を形成する、之れが崖錐(Talus, Schuttkegel, Cône de débris)である、此の如き風化作用に基く運積土の一種をば崩積土(Colluvial deposit)と稱す(第726圖)。

b) 化學的風化 この風化作用は空氣から遮断され且高壓力の下に礦物と大氣の成分との間に起る化學變化の結果である。即ち化學的に水分を攝取すること並に酸化作用である。以前は尠くとも30年前までは化學的風化作用とは地表からの滲入水中に含まれた酸類の作用であると云はれてゐた。然し最近の學說では(Cushman & Hubbard氏等)風化作用の大部分は、水の一部が遊離状態となつてゐる、即ち加水分解(Hydrolysis)の作用を示すためであると云はれてゐる。

例へば長石の一種なる正長石(Orthoclase)は水に遇へば次の如き分解経路をとつてカオリン(Kaolin)になる。

$$\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{KOH} + \text{H}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}$$

正長石

$$\text{H}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + 4\text{SiO}_2$$

カオリン

造岩礦物の中有色礦物(Fe・Mg・Silicates)は無色礦物(Al・Silicates)に比して分解を受け易い、即ち橄欖石・輝石・角閃石は分解し易く、白雲母・石英は最も分解され難く、長石・黑雲母の類はその中間に位する。故に最終風化生成物たる土壤中に於ては石英は安定である爲常に粗粒部分として残り、化學分析の結果を見ると砂分には SiO_2 (石英の成分)が多く粘土分には少ない。反之 Al_2O_3 (アルミナ), Fe_2O_3 (酸化鐵), CaO , MgO , K_2O 等は砂分に少なく粘土分に多量に含まれてゐる(第13表)。



第725圖 氷結作用による岩石の破碎作用



第726圖 物理的風化作用の最も烈しい高山の山麓地域

加水分解に依て分解した珪酸鹽類は滲入水中に含まれた酸類(炭酸其他)又は鹽基類と化合し可溶性の鹽類を作り、他の不溶解成分が所謂殘積土(Residual deposit)として残る。水の遊離度は溫度に比例し高くなる。従つて化學的分解作用は極地より赤道に近づくに従つて烈しくなる、一般に零度

第13表 英國土壤の化學成分一例
(Hall 及び Rassel による)

| 成 分 大きさ | SiO_2 | Al_2O_3 及び Fe_2O_3 | CaO, MgO 及び K_2O |
|------------|----------------|---|---|
| 細 磨 | 94.4 | 5.1 | — |
| 粗 粒 砂 | 93.9 | 2.8 | — |
| 細 粒 砂 | 94.0 | 3.2 | 2.1 |
| 沈 泥 | 89.4 | 6.6 | 3.4 |
| 粗 粒 沈 泥 | 84.1 | 9.8 | 4.5 |
| 物 微 粒 沈 泥 | 64.3 | 26.9 | 7.9 |
| 粘 土 | 51.3 | 38.6 | 6.7 |

(攝氏)以下の溫度では何等化學的風化作用はない。同溫度の下に於ても化學的風化作用は地表面に於ける物理的條件即ち岩石學的性質に依て非常に相異する。此の如き化學的風化作用(Chemical weathering)のことを地質學では分解腐朽作用(Decomposition, Zersetzung, Décomposition)と稱する。化學的風化作用を代表的の岩石に就いてその程度の順序に並べて見れば、

噴出岩(最大)一片岩類一泥灰岩一粘土一

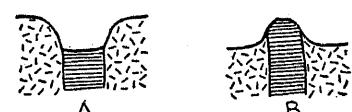
石英砂(最小)

尚もう一つ化學的風化作用に於ける重要な事柄は多くの岩石の風化產物として生ずる膠質物(Colloid)である。それは0.001mm以下程も小さい粒状態であつて風化殘溜物として或る特殊の微妙な作用をする。それを膠質作用(Colloidal action)と稱する。

c) 溶解作用(Solving action) 之れは主として石灰質の岩石の場合であるが、他の岩質例へば花崗岩のやうなものでも可成りの作用をする。

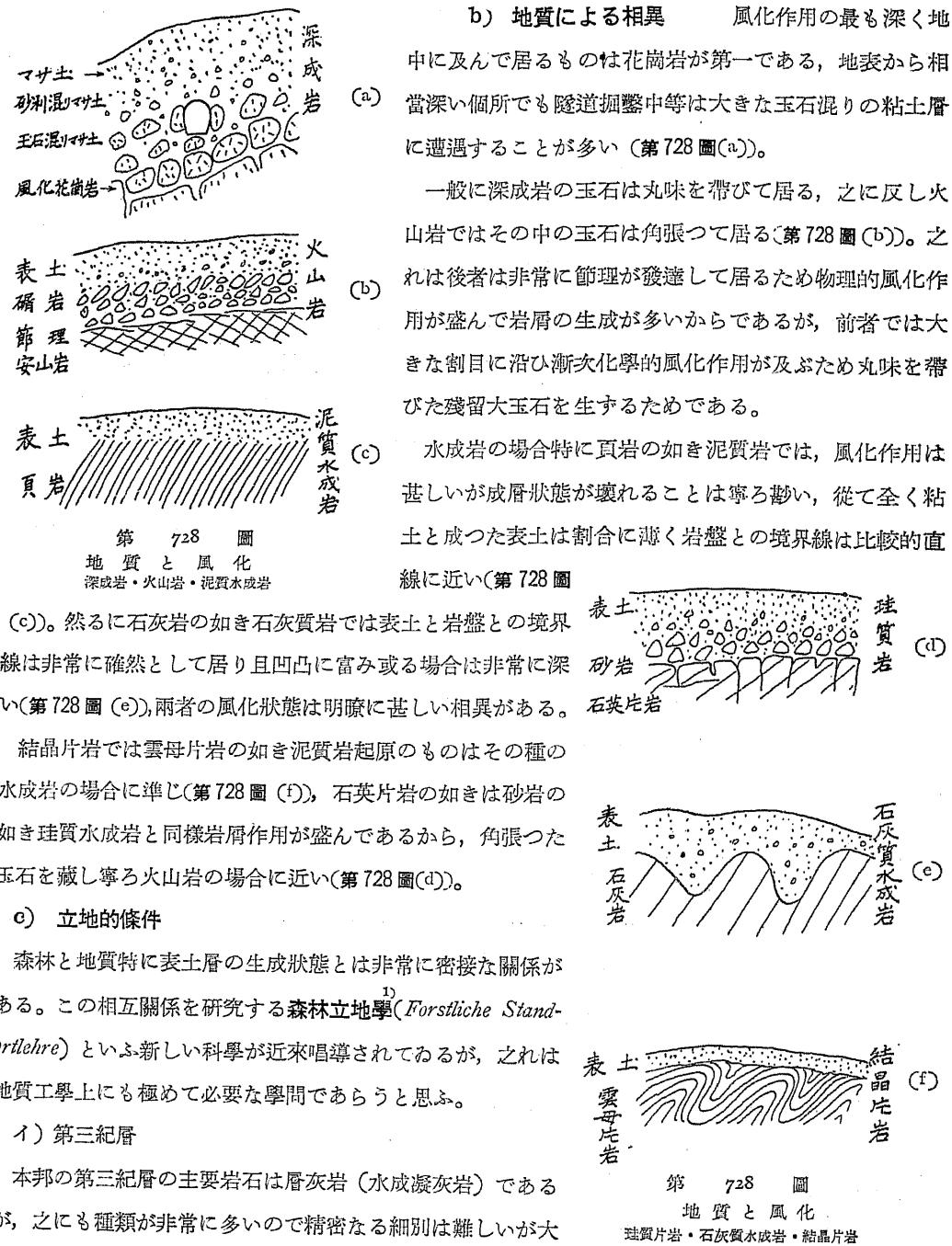
2) 風化土と地質との關係

a) 選擇風化 同一條件の下に於ける露出状態の場合でも即ち同じ氣候の場所で同じ山腹の傾斜面に於ても、表土層の厚さ即ち風化作用の深さは岩石の種類並に割目の發達程度に依て決する。この現象の明かな實例を云へば、例へば噴出岩の岩脈が石灰岩又は片岩類を貫いてゐる場合、噴出岩の岩質は周囲のものより餘程硬度が高いのに拘らず、その岩脈は10mや20mでも容易に鶴嘴やスコップで起し得るのに、周囲の岩石ではもう2mも深い所では爆發を要するが如きものである(第727圖(A))。



第727圖 岩脈と選擇風化

又逆に花崗岩の中を貫いた石英粗面岩の如き珪酸に富む噴出岩が貫いてゐる場合は、周囲の花崗岩は化學的風化に弱く大部分カオリンと石英粒に變化してゐるに反し、岩脈は唯物理的風化のみを受けてゐるため侵蝕作用によく耐え岩塊を屹立してゐることがある(第727圖B)。



體次の様な見方がある。

微粒凝灰岩と角礫質凝灰岩とでは前者の方が遙かに優つて居る。結晶質と非結晶質のものでは後者の方がいい、一體玻璃質の岩石は何種に依らず極めて不適常なものである。

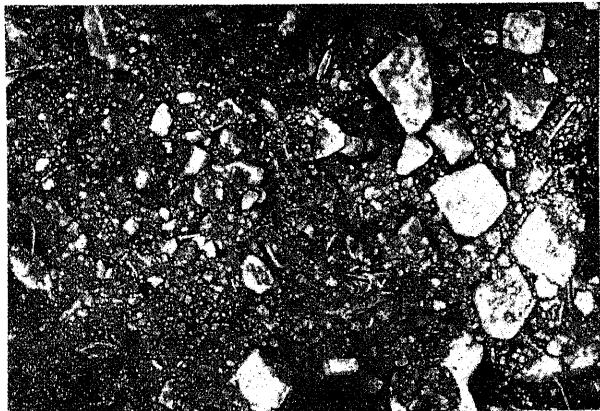
岩質的に云へば石英粗面岩質と輝石安山岩質のものとでは後者が遙にいい、前者は玻璃質であるのがその一因もあるが鹽基性礦物に乏しく珪酸に富むため風化土が酸性であることがその重な原因である。

第三紀層灰岩で杉の生育の好適なる事實は、本邦で凝灰岩の分布の最も廣い奥羽地方が我國中杉の自然郷土といふべき地方で山地の7, 8割は皆んな杉山である。

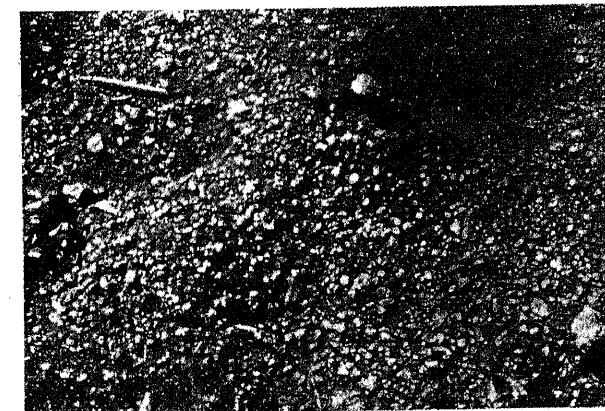
ロ) 火成岩
a) 安山岩　本邦の火山岩の過半は安山岩である。

安山岩は風化し易く且礦物成分が鹽基性に富むため土壤が酸性になることは難い。且又この岩質は節理が特に著しく發達する。

從て杉の立地的條件には非常に不利である、唯安山岩には熔流して凝固する時の關係で非常に玻璃質なものが多いから、この種の地質では條件が悪くなるのは當然である(第729圖)。



第729圖 安山岩の風化土
新鮮な岩片が砂・粘土で包囲されてゐる



第730圖 石英斑岩の風化土
小岩碎片と粘土・砂が一樣に混入してゐる

b) 花崗岩・石英斑岩・石英粗面岩
この3種の火成岩は中國地方に最も多い。花崗岩は全體が結晶質で且各結晶粒が大きい、造岩礦物の長石は直ちに分解し易いが石英は分解しない、そのため粗粒の砂状の風化土(俗に眞砂といふ)が出来るため、絶えず雨水に流されて草木の根が附き悪い、そのため大抵禿山のことが多い(第728圖(a)及び732圖)。

杉の如き深根性の植物がこの種の地

質の個所に附く筈がない、斷層谷の如き澤を除いては杉の植林は大抵不成功である。

1) 鎌木徳二、森林立地學、養賢堂、昭和3年版参照。

石英斑岩・石英粗面岩は花崗岩同様の風化状態を呈するが(第730圖),特に之等は石基が非常に玻璃質に富むこと多いため一層條件が悪い,否杉のみではない他の種の植物に取つても極めて不良な疲弱の立地を構成する。

之れは玻璃質で岩礫作用が盛んであるばかりでなく,珪酸に富むため極めて風化土が酸性であるからである。

ハ) 三波川層

本邦最古の地層で結晶片岩類からなる三波川層は,生成時代が古いため屢々地質的變動を受けた結果一般に節理に非常に富んで居る,而かも造岩礫物の大部分が溶解して居るため風化土壌は最も植物養分に富んで居る,特に綠泥片岩は最も良好な土壤である。從て本邦の地層中杉の植林には最も理想的地質で,彼の有名な天龍杉の產地はこの三波川層中を流る天龍川流域である(第731圖)。

ニ) 秩父層

之れは三波川層に次ぐ本邦の古い地質時代の地層であつて,石炭紀より二疊紀にかけての古生代層に屬する。この地層には種々の岩質があるが森林立地學より見て大體次の3種分けられる。

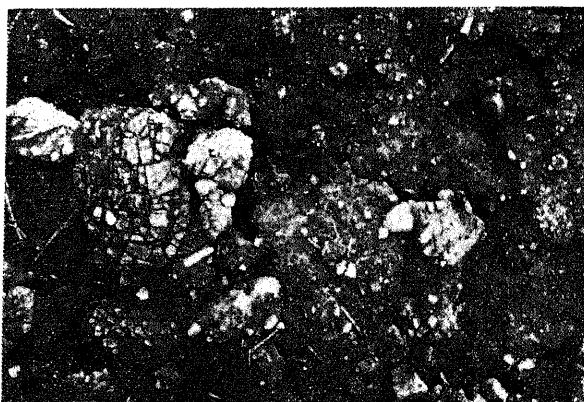
a) 硅石・角岩帶 之れは餘りに硬いため風化するのも遅く且珪酸を多量に含むのみで他の礫物成分に乏しいから,植物養分の缺乏・節理の甚少兩者の點から古生代層中杉の立地には最も劣悪な階級に屬する。

b) シヤアルシュタイン帶 之れは割目に富み且分解し易いため所謂熟土の生成が早い,而も膠質物に富むため保水力強く且岩石中方解石脈が多いため土壤中に石灰分が多い。從て本邦に於ける地質中杉の成長率が最も早い且この地質産の杉の特長は香氣の高いことである。彼の瀬戸内地方の酒樽の原料は吉野山産の杉である,因に吉野山は古生代層である。

c) 硬砂岩・粘板岩帶 粘板岩・硬砂岩の互層帶であるが硬岩砂は成る可く渺い方がいい,粘板岩は風化し易く風化土は特に軟弱であるから杉の如き深根性の植物の成長には非常に有利である,化學的成分等から見てシヤアルシュタイン帶に次ぐ杉に適當した地質である。

3) 風化土の断面と構造

a) 垂直断面 前項で述べたやうに風化土は地表面近くの土壤から下部の母岩(Parent rock)に至るまで非常に異つた垂直断面を有する。地質學ではこの最上部を表土壌(Top soil), 中



第730圖 結晶片岩の風化土
小岩碎片が粘土で固められてゐる

間の破片混り土壤を亞土壌(Subsoil),最下部の岩盤を基岩(Bed rock)と稱してゐる。土壤學ではこの三者をA,B,C三層に分けてゐる(詳細は第19節 1) c) 土壌の断面の項にて説明する)(第732圖)。

我々の工事特に切取又は隧道坑門口等に關係するのは主としてこの表土壌・亞土壌の部分であるが(第733圖),その深さは10m位は普通である,就中花崗岩は最も深い,30m位のものも往々認めることが出来る。中國地方の山崩地では大抵この風化花崗岩は俗に真砂と稱する石英粒混りの黃褐色粒土層に變質してゐることは前にも度々述べた通りである。

一體風化層の最大深さの記録はどの位であるかといふに前記のMerrillの著書中の蒐集文献に據ると次のやうなのがある。

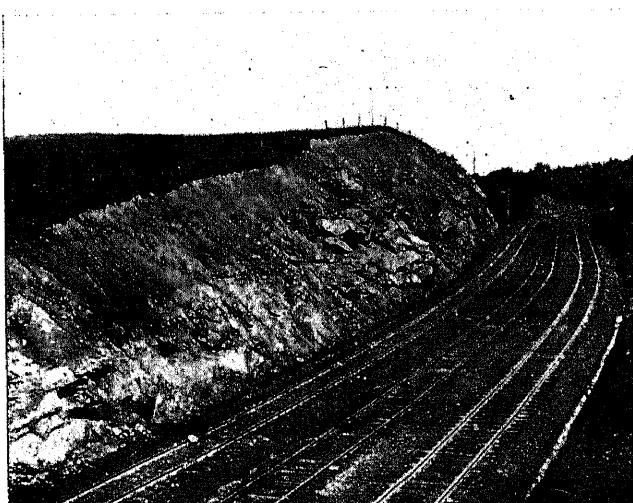
北米MassachusettsのHoosac隧道では70~100mの深さまでの個所で風化層を掘鑿したといふ。又南米中米地方の南部諸洲では30mの深さで完全に風化(Completely rotted)して居り100mの深さまでは初期の風化(incipient decay)してゐるのを認めたといふ。

又ブラジルのRio Grandeに於ける或る頁岩層では120mの深さまで粘土化してゐたといふ。以上の如く風化作用も單に地表面近くのみならず地中奥深き個所に於ても行れてゐることが往々あり,

この原因に就いては種々の論説もあるが最近の信すべき説としてはCorunの膠質化學的説明である。

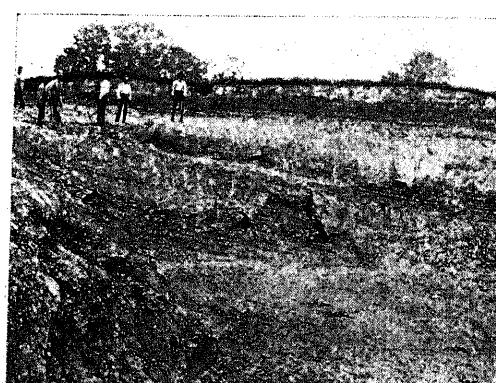
彼の説に依ると風化過程は上層の深淺によつて相異することを認め,表層風化と深層風化の二種のものに區別した。

イ) 表層風化 (Oberflächenverwitterung) とは地下水面上以上の上層中に行はる風化過程である。上層に於ては上方よりの壓力が割合に小さく溫度・含水量が著しく且頻繁に變動し,炭酸及び酸素を溶解した水がその作用を逞うしてゐる。從てこの部分では化學的風化が盛に行はれその上方では物理的風化も行はれる。表層風化は専ら膠狀の產物を生成せし



第733圖 風化土層の典型的實例

しきと頻繁に變動し,炭酸及び酸素を溶解した水がその作用を逞うしてゐる。從てこの部分では化學的風化が盛に行はれその上方では物理的風化も行はれる。表層風化は専ら膠狀の產物を生成せし



第734圖 第三紀層の風化土
深層風化の部分までも容易に完全な粘土に化してゐる

b) 構造 表土壤の深さは大抵 2m で 3m ではないが亞土壤は時に依ると非常に深い、勿論この深さも岩石の露出状態・岩質・割目の程度に依つて決定するが、断層・褶曲作用のため破碎されてゐると否とは非常に相異がある。

亞土壤層に於ける岩片の並び方は工事上重要な關係がある、何故ならば岩片集合體の安定度と内部摩擦力とは、單に岩片の性質及び空隙量のみならず大部分はその並び方に依つて決定するからである。そのためには風化土又は岩屑層の成層状態を取扱はねばならないが、それは我々が實驗室に於て人工的に造らへ得る土や砂層の如きものとは根本的に異なるもので、後者の場合では堆積のさせ方や詰め込み方で色々加減して種々の場合の並び方を造らへ、それに依つて安全度や内部摩擦力を研究したりすることも出来るが、之に反し前者の場合ではそれが不可能であるため未だ充分の研究が出来てゐない。例へば風化土の場合に於て岩片中には化學的に水と結び付いた結果膨脹するものもあるが、一方には例へば石英の如き少しも變りがないものもある。

前者の如き場合には各個々の岩片の隙間に風化産物である膠質物が滲入して行き之れを充すと、そのため風化層全體として側方に働く横壓力の強さは、單なる堆積層の場合に比して所謂土壓即ち垂直壓力より遙かに大きなものとなる。これが風化土層に於てよく見られる膨脹現象である。

次に化學變化が表土壤内に於ける溶解性物質の流出作用を一緒に伴ふこともあり得る。此の如

むるのみであつて結晶質の產物を生成せしむるには適しない。

ロ) 深層風化 深層風化 (*Tiefenverwitterung*) とは地下水下面に於て行はるゝ風化過程である。この部分は上方より大きな壓力を受け殆んど或ひは全く溫度の變化なく、上層で溶解した酸素及び炭酸を含んだ水によつて造岩礫物が極めて緩慢に變質せられる。從てこの風化作用を別名緩慢風化 (*Säkuläre Verwitterung*)とも稱す(第734及び735圖)。

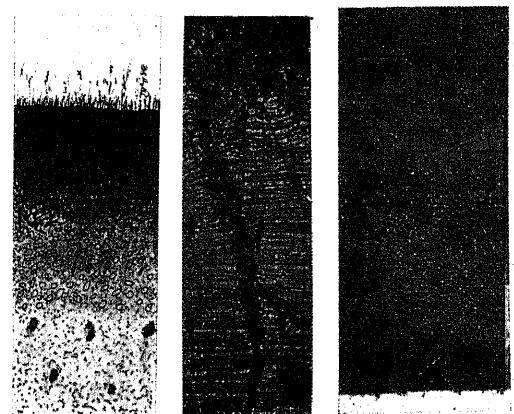


第735圖 玄武岩の風化土
表層風化の部分だけは土壤に化してゐるが、深層風化の部分はまだ土壌化してゐない唯單なる造岩礫物の變化のみ、此の如きを岩石學上プロピライト化 (Propyritization) と稱する

き場合に於ては風化作用の進んだ結果は、膠質物を含んだ水で充された空隙(肉眼的)の多い所謂蜂窩構造 (*Wabenstruktur*) を呈するやうになる。この構造は堆積層から生じた土質構造とは根本的に異なるもので、此の如き地層を切取つた場合には假令化學的乃至は物理的組成状態が同一であつても堆積層から生じた土質層の場合よりも遙かに滑動し易い。

最後には夥しい空隙増加を伴ふ風化作用が岩の割目から發展して來ることが考へられる、即ち風化土質は網状をなして新鮮な岩片を包むやうな状態を呈するに至る。斯うした場合は之等岩片は原位置から風化作用のため押し付けられ、肉眼的の空隙をも閉ぢ込めた所謂累積構造 (*Haufenwerk*) を形成する、從つて切取をなし場合は非常に不安定なものとなる。

崖錐下の堆積である匍匐性岩屑層に至つてはその力の巨大さは想像以上のものである、Penk¹⁾ や Redlich²⁾ がアルプスの山々で種々研究した實例もあるが未だ眞個のことは判つてゐない。此の如く崖の斜面に沿ふて重力作用で所謂匍匐 (Creep) するもの以外に、平地に於て例へば盛土の如きものでも雨水の滲入の結果は、所謂流出 (Flow) する性質の土質もある譯であるが未だ之等も少しも研究は積んでゐない。



(a) (b) (c)
第736圖
風化土の構造
a) ツエルノラゼニの脆弱状構造 (*Krummelstruktur*) 蜂窓構造の一種
b) ポツゴルのA層(溶脱層)の葉片状構造 (*Blattige Struktur*) 累積構造の一種
c) 或る種の粘土層の角片状構造 (*Prismatische od. Polygonale Struktur*)

第19節 風化土の成熟と土壤の類型

1) 土壤の生成

a) 腐植質の集積 地上又は地中に於て死んだ生物特に植物の遺骸は細菌及び絲狀菌のために分解せられ、褐色乃至黒色の輕くして粗鬆なる無定形の有機物即ち腐植質 (Humus) をもつて残留する。腐植質は一般に C を 60% 以内含有し、腐植質の量及び質は土壤の生成に大きな影響を與へる。

1) Penk, Die Morphologische Analyse, Stuttgart, 1924.

2) Redlich, Das Wasserleitungsprojekt für Teplitz Schönau und Umgebung. Mitt. d. Hauptver. Deutsch. Ing. i. d. C. R., S. 223. Brünn, 1925.

有機物の分解は主として微生物の作用によるものであるからその進行は温度・水分及び養分を必要とする。又有機物の分解は酸素の供給如何によつても大いにその類を異にする。酸素の供給十分なる場合の分解を酸化腐敗 (*Vervesung*) と稱しその反対に全く供給なき場合のを還元腐敗 (*Fäulniss*) といふ。前者の作用が完全に行はれる時は有機物は全く氣體化し少量の無機物即ち灰分が殘溜する、此の如き作用を土壤學では礦物化 (Mineralization) と稱し熱帶土壤に於て屢々その例を見る。降雨量中位の温帶で鹽基性に富む土壤では分解し易い中性腐植質 (Mild humus) を殘溜する。之に反し冷濕な地方では還元的分解が行はれ酸性腐植質 (Sour humus) を多量に生成する。又沼澤地では還元腐敗によつて泥炭が生ずる。有機質分解産物の集積する形態を次の四種に別けられる。

イ) 泥炭

泥炭 (Peat, *Torf*, *Tourbe*) は肉眼で認め得る程度に植物構造を殘存する還元腐敗物で、諸種の褐色を呈しナイフにて切斷し得る集合體である。而して次の種別がある。

湿草地泥炭 (*Wiesentorf*) ……主として矛軟な草類より成る

森林泥炭 (*Waldorf*) ……主として落葉・林梢類より成る

平モオル泥炭 (*Flachmoortorf*) ……葦蘆・莎草より成る

丘モオル泥炭 (*Hochmoortorf*) ……水蘆より成る

ロ) 繊維腐植質 (Mader)

これは既成の泥炭が禾本科の根及び小動物によつて截斷せられて生じた細い纖維状の疎鬆聚合體である。

ハ) 粒狀腐植質 (Mull)

これは主に昆蟲・蚯蚓の糞より成り多少雨水及び草根によつて碎かれて生じた粒狀の聚合體であつて無機質の土粒と別々になつてゐる。

ニ) 粉狀腐植質 (Staubiger Humus)

これは顯微鏡下に於ても植物構造を認むることを得ぬ黒い粉末状の腐植質で機械的に分離し難い程無機質の土粒とよく混じてゐる。本州の原野にある黒土中の腐植質は概ね之れに屬する。

腐植質は主に植物の遺骸の分解によつて生じた水に不溶解性な有機膠質の複合體である。その詳細な化學的組成は未だ利用してゐない。唯判つてゐるのは炭酸アルカリ液及び苛性アルカリ液に対する反応で之れを次の如く分けてゐる。

| 類別 | 苛性アルカリ | 炭酸アルカリ | 水 |
|---------------------------|---------|---------|------------|
| 腐植酸 (<i>Humussäure</i>) | 可溶 (深褐) | 可溶 (深褐) | 僅かに可溶 (淡褐) |
| 腐植素 (<i>Humusstoff</i>) | 可溶 (深褐) | 不溶 | 不溶 |
| 腐植炭 (<i>Humuskohle</i>) | 不溶 | 不溶 | 不溶 |

() 内は過色を示す

普通の土壤中の腐植質は多量の腐植酸と少量の腐植素より成る。腐植炭は永い期間持続した還元腐敗のため植物遺骸中最も分解し悪い部分から生じた炭素に富む瀝青状有機物で、泥炭沼の下層にある緻密な黑色泥炭の主成分をなすものである。

腐植質が土壤中に集積する量は有機物の生産せらるゝ量とその分解し去らるる量との差によつて定まる。生産と分解とが均衡を保つ場合には腐植質の集積は起らない。有機物の分解を遅滞せしむる條件は寒冷な氣候並に土壤中の水分及び鹽基の量の超過又は不足の何れかの場合である。

寒帶に於ては植物の生育期間が短いため有機物の生産量は少いが最寒が永く續くから腐植質の集積する量は割合に多い。この地方は廣く泥炭層に蔽はれてゐる。暖帶では泥炭の集積するのは殆ど



第737圖 チエルノオゼム・ステップ地方

水の中に限られてゐる。歐洲東南部に發達するチエルノオゼム (*Tschernosem*) と稱せられる黒土中には多量の粉狀腐植質が集積してゐる (第737圖), 之れは土壤が夏期には甚しく乾燥し冬期には永く氷結するため春期に盛んに繁茂した草類の残根が分解し切れないからである。濕潤地方では土壤が鹽基に乏しいだけ有機物の分解が不十分で腐植質が多量に保存せられる。熱帶地方では土壤は有機物が迅速に分解するため概ね腐植質は乏しい、尤も水中は別で泥炭沼は返つて非常に多い。

ロ) 地下水の作用

風化土の成熟に及ぼす地下水の作用を次の二つに分つ即ち(イ)土層を通つて下降する水之れを透下水 (*Einsickerndes Wasser*) (ロ) 土粒間の毛細管作用によつて上昇する水之れを上昇水 (*Ansteigendes Wasser*) とする。

上昇水の運動は透下水に比して極めて緩慢である、但し土粒が細く且膠質が多い程上昇の高さは大きい。上昇運動の原因は主として地表面よりの蒸發と植物根の營む吸水作用である。乾燥期に於ては裸地は表面より乾くが植物の生立してゐる土壤内では地面の奥の方から乾く。

イ) 透下水の作用

透下水の重要な作用は溶解である。雨水が表層に滲入し諸種の物質を溶解攝取し稀薄な溶液となり下層に行くに従て次第にこの濃度を増すが、一方又續々地氣中の炭酸分を溶解攝取するためこの炭酸石灰及び炭酸苦土を溶解する力は少しも衰へない。斯くて往々にして濃厚な溶液となるに至る。次に諸種の物質が水に溶解する程度及び過程を示す。

(ア) 總ての鹽化物及び硝酸鹽・アルカリの炭酸鹽・アルカリ及び苦土の硫酸鹽は容易に純水に溶解する。石膏は400倍まで純水に溶解する。

- (2) 炭酸石灰・炭酸苦土及び炭酸鐵は炭酸を溶有する水に酸性炭酸鹽となつて溶解する。
- (3) 酸性腐植質は多量の水に出會すると膨脹し分散し褐色の膠液(gel)となつて移動する。又アムモニア及び炭酸アルカリを溶有する水には殆んど眞溶液の如き状態となつて溶解する。
- (4) 水酸化鐵は空氣の通はぬ所では腐植質のため還元され炭酸を溶有する水に酸性炭酸鐵となつて溶解する。
- (5) 水酸化鐵及び水酸化鎂は酸性腐植質のため膠液化され保護(安定)せられて水と共に下部に移動する。

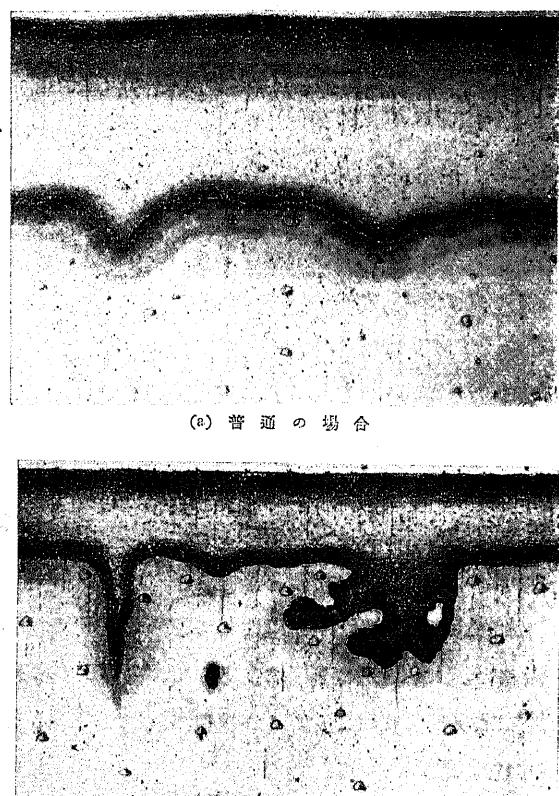
冷濕な地方に於て腐植膠液と共に移動する水酸化鐵及び水酸化鎂の膠液は下層の鹽基に富んだ所で再び凝固し、往々その部分の土粒を集結してオルトシュタイン(Ortstein)と稱する硬い盤層(Hard pan)を形成する(第738圖)。而して腐植層の下部は脫鐵せられて灰白色に變ずる。此の如く化した土壤をポツゾオル(Podsol)と稱する。

乾燥地方では一時の降雨のため飽和状態近く水に溶解した鹽類は下層に至つて再び析出し、その部分の土粒を集結してアルカリ盤(Alkali pan)又は石灰盤(Calcareous pan)を形成する。

ロ) 上昇水の作用

土層の上部で水分が欠乏すると地下水は上昇しその途中で土壤中の物質を溶かす。蒸發が續いた場合は表層内の地液は下層よりも濃度大で屢々鹽類を析出して所謂石花(Ausblühung)を形成する。乾燥地方で石花の形成する可溶性鹽類は食鹽・硫酸苦土・炭酸曹達・硝酸鹽等である。鹽化石灰は可溶性と吸濕性の大きいため伸々固體化されない。

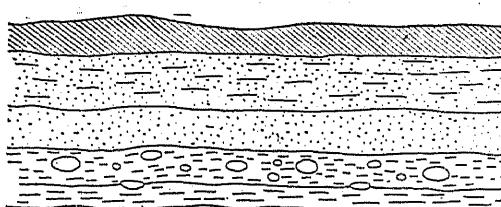
上昇水の溶有する酸性炭酸鹽は上部より空氣の流過する地氣の炭酸に乏しい所に至ると、分解して炭酸石灰・炭酸苦土・炭酸鐵及び炭酸マンガンとなつて析出する。後の二者は更に分解して夫々水酸化鐵及び水酸化マンガンとなる。之れ等析出物は或ひは粉末となつて土粒と混じ或ひは土粒を集結し時としては種々の團塊(Concretion)となつて土中に介在する(第739圖(a)及び(b))。黃土人形(Loesskinderchen)は黃土の内に出來た炭酸石



第738圖 オルトシュタインの生成

灰の團塊である(第740圖)。毎年殆んど同一氣候が来る地方では炭酸石灰及び石膏の析出する位地は決つてゐる。ツェルノーゼムの斷面に於てこの好例を見る。

濕潤地方の土壤は炭酸石灰等のやうな析出物はないのみならず一般に鹽基には欠乏してゐ



第739圖 (a) 粘土層内の團塊

る。この地方では地下水は第一鐵鹽を多量に溶有する。第一鐵鹽に富む溜水中から水酸化鐵を析出するには鐵バクテリアの如き微生物の作用に依る。併し土壤中に於ける水酸化鐵の析出は専ら化學的である。水酸化鐵より成る析出物は次の如き形態のものである。

(1) 溜水中より析出するもの

沼鐵礦(Raseneisenstein, Bog iron ore)

豆鐵礦(Bohnerz, Pisolite)

粉狀褐鐵(Ocker, Ocher)

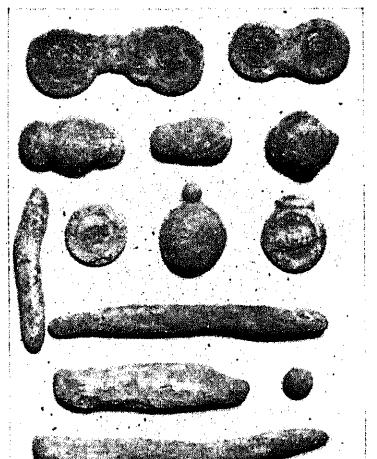
(2) 土塊中に析出するもの(地下水面上)

脈狀……火焔のやうなもの或ひは割目を充填するもの

管狀……根を包囲するもの、高師小僧の俗稱あり

球狀……散在する豆鐵礦

鍍染狀……土粉中に混じ多くの盤層となる



第739圖 (b) 粘土中の團塊

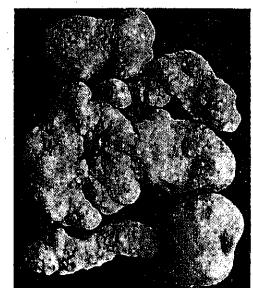
之等の鐵質析出物は概ね不純物で粘土及び水酸化マンガンを夾雜する。熱帶の赤色土中には主に水酸化鐵より成り多少水酸化鎂を含む結核が夥しく形成し、之が發育して連結し遂に所謂鐵殼(Eisenkrust)を形成するに至ることがある。

c) 土壤の断面 地質學上で云ふ表土壌・亞土壌・母岩を土壤學上では次のA・B・Cの三層に分けてゐる。

イ) A層

A層(A-Horizonte)とは断面の最上位を占めて居る土層で屢々之れを表層(Oberkrume)又は腐植層(Humusholizonte)と稱する。下層の界目は判然としてゐることもあるし又漸次に變つてゐることもある。ポツゾオルでは一般にこのA層の下部が酸性腐植質のため脱鐵せられて灰白色を呈してゐる。此の如き場合は之れを脱白層(Bleicherdehorizonte)といふ。

ロ) B層



第740圖 黃土人形

B層 (*B-Horizonte*) とは A層の直下にあつて A層に次いで風化の進んで居る部分で通常腐植質に乏しいから色は割合に純である。往々 B層の上部が A層よりの腐植質の影響を受けて多少褪色してゐることがある。

B層には主として水酸化鐵の移積により諸種の錆色若しくは赤色を呈するものがあるが、此の場合には之れを集積層 (*Illuvialhorizonte*) と稱し又集積層にその材料を供給した層を溶脱層 (*Eluvialhorizonte*) と稱す。

集積層の發達してゐるのはポッゾオルとラテライトで、前者では夫れがオルトショウタインを形成し後者では鐵質結核を有する赤色土即ち富化帶 (*Anreicherungszone*) を形成してゐる。B層に集積した物質はポッゾオルは上層よりラテライトでは下層より來たものである。乾燥土壤では一般に B層を欠いてゐる。

ハ) C層

C層 (*C-Horizonte*) とは A層又は B層の直下にある風化作用が極く僅かに行はれてゐるもの或ひは全く新鮮な岩質部分で之れを基層 (*Substratum*) と稱してゐる。

2) 土壤型及び土壤帶

或る近似的條件の下に生成した特殊の性質及び構造を有する土壤類を總括して土壤型 (*BodenTypen*) と稱する。而して或る種の土壤型が地方的に比較的に廣域に分布する時は之れを土壤帶 (*BodenZonen*) と稱する。

土壤型從て土壤帶を支配する因子は主として氣候である、從つて此の如き土壤分布を氣候的土壤帶 (*Klimatische Bodenzonen*) と稱する。氣候的土壤帶は緯度による帶狀分布と土地の高さによる垂直的分布との兩者がある。

a) 偏乾土壤と偏濕土壤 土壤型は乾濕氣候の差によつて各異る類型的土壤を生成するが、併しこの生成因子は降水量の多寡に因るのではなく専ら土壤中の地下水の運動の方向に依て決するものである。

イ) 偏乾土壤

水の滲透下降運動は極く一部分の局限せられた範圍に止まり、從て可溶鹽類・炭酸石灰及び石膏は殆んど溶脱せられずには存し、屢々地下に帶狀をなして析出し甚しきに至つては地表に出でゝ皮殼をなすことがある。

偏乾土壤 (*Aride Böden*) には乾燥土壤 (*Trockenböden*) と半乾土壤 (*Halbtrockenböden*) の二種がある。砂漠土及び皮殼土は前者に屬しチャルノオゼエム及び栗色土の如き草原土は後者に屬す。チャルノオゼエムの分布する地方の降水量は中歐の數多の場所の夫れにも劣らないが、夏期に起る高

温と烈しい蒸發によつてその特性を得たのである、且又この地方は冬期は極めて低温で永い間土壤が冰結する。

偏乾土壤は一般に粉末状のことが多い。

ロ) 偏濕土壤

偏濕土壤 (*Humide Böden*) に於ては水は續々多量に下降するから風化によつて生成した鹽類はこの部分に於いては溶脱されてゐる。温帶に於ける偏濕土壤は主なる風化產物として粘土を保有するため多くは粘稠で、植物根及び小動物が容易に達し得る部分だけが多少疎鬆になつてゐる。然るに熱帶に於ける偏濕土壤は多くは水酸化礫土が多量に生成せられてゐるため疎鬆である。

偏濕土壤には濕潤土壤 (*Feuchtböden*) と半濕土壤 (*Halbfeuchtböden*) の二種がある。ポッゾオルは前者の好例であつて酸性腐植質の媒介によつて粘土・水酸化鐵及び水酸化礫土は表層より下層に移積される。南獨の Jura 高地にある黒土 (廣義の *Rendizina*) 及び地中海地方の石灰岩山地を蔽へる *Terra Rossa* は半濕土壤と見て差支へなからう。

要するに土壤の乾濕性は土壤中に優越する水の運動によつて定まるのであるから、その平衡が破れると土壤は他の方面に漸化する。水の運動は雨量と蒸發量とに關係し溫度は蒸發量を左右するのであるから、低溫は濕性土壤を生成せしめ易く高溫は土壤をして乾性の方向に傾かしめ易い。例へば冷帶では僅か 400mm 降水が土壤に濕性を與へ、熱帶では 2,000mm 内外の降水が漸く土壤に濕性を與へる。而して半乾土壤及び半濕土壤は氣候の季節的に變化する地方に於て生成するのである。

b) 土壤階と氣候的土壤帶 土壤の成帶型 (*Zonaltypen*) には二種類あり、緯度による氣候的帶狀分布 (水平的) を普通に氣候的土壤帶と稱し、土地の高さによる溫度差に因る帶狀分布 (垂直的) を前者と區別して土壤階 (*Bodenstufen*) と稱す。

イ) 土壤階

高山の上部に於ては結氷作用烈しく岩石の物理的風化產物たる大小の岩屑を主組成分とした岩屑土 (*Skelettböden*) が發達してゐる。化學的風化は輕微であるが腐植質の集積は烈んで屢々纖維腐植質が岩屑と混じ或ひは泥炭が岩面を蔽ふてゐることがある。

この山地の高位置の土壤は大略次の四種に分けられる。

1) 氷碎岩屑土 (*Spaltenfrostgrussböden*)

本土は結氷作用によつて生成せられた大小の岩屑より成る。この岩屑は山の斜面に沿ふて移動してゐる。植物に乏しいため腐植質を欠いてゐる。

2) 高山ツンドラ (*Bergtundra*)

數多の高山の森林の境界と雪線との間には、苔蘚及び地衣の葉の土に矮小な灌木が疎生し上方には地衣のみが擴がつてゐる。而して往々通常のツンドラに於けるが如き低い小丘が澤山出來てゐる。

3) 高山泥炭土 (*Bergtorfböden*)

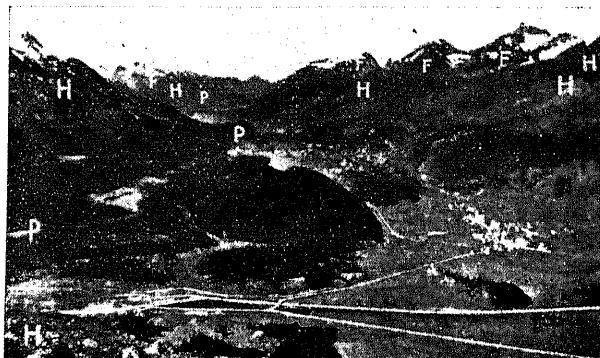
山地の高所に於てモオルが形成せられそこに莎草・地衣等に由來した黒褐色の泥炭 (*Bergtorf*) が集積してゐることがある。又アルプスの石灰岩上には森林泥炭に由來した疎鬆な深黒色の土壤 (*Alpenhumus*) が存在する。

4) 高山草原土 (*Bergwiesenböden*)

本土は草類から生じた腐植質と變色した土砂及び岩屑との黑色混合物で、表面に近い部分は草根によつて充されてゐる。

山腹斜面ではこの所謂流動性表土 (*Fliessend bodenschutt*) があり岩屑土が匐行してゐるため土壤の發達は薄い。

山の下部から麓野にかけては腐植質最も多く集積して所謂腐植土 (*Humusböden*) を生してゐる、更に山麓平原地域に至ると腐植質の透下作用による成熟土壤



第741圖 垂直的土壤分布の一例(中央アルプス)
土壤型
F=Frostboden (氷碎岩屑土)
H=Humusboden (腐植土)
P=Podsol (ポッソル)
谷の位置 1700-1800m
一年間の平均溫度 1°C
年雨量 800mm
海抜 2100-2300m
森林限界 2900-3000m
雪線 3300-4300m

例へば高山ポッソル (*Bergpodsol*) の如きものが生成されてゐる(第741圖)。

此の如き土壤の垂直的分布は氣候的土壤帶と最も密接な關係があり、結局後者の研究の鍵ともなるべきものであるが未だ餘り調査が進んでゐない。或る青年地形學者はこの目的を以て山地の土壤の垂直的分布によつて赤道から雪帶に至るまでの土壤を分類せむとしてゐる。

彼の所説中最も興味ある事柄は、赤道一雪帶に分布する土壤の全すべてはその土壤型と氣候とに應じその土壤としての最大限の運動をなさむとする傾向がある、換言すれば有らゆる氣候區に於て最も移動量の大きいものは岩石の風化物といふのである。

化學的風化產物は濕つた狀態に於て最も移動性大きく乾いた場合はよく固結して最も動き悪いものである、その生成は一年間を通じて溫度が最も高い所に於て最も盛んである。

物理的風化產物は全く乾いてゐるか或ひは又最も濕氣の大きい狀態の時最も移動性は大きいが、その生成は岩質が最も新鮮な狀態の時最も盛んである。

¹⁾ Penk, Die morphologische Analyse, Stuttgart, 1924.

四) 氣候的土壤帶

氣候的土壤帶の研究は専ら露西亞に發達したものであるが、之れは比較的平坦廣漠たる大陸地方に於ては氣候帶と土壤型がよく整然と區分されてゐるからである。この土壤型の分類に就ては Glinka¹⁾ 及び Ramann²⁾ 等の著述があるが本書では關豐太郎氏の著述によることとする。³⁾

- I. 寒帶に於ける偏濕土壤
- II. 冷帶に於ける偏濕土壤
- III. 暖帶に於ける偏濕土壤
- IV. 热帶及び亞熱帶に於ける偏濕土壤
- V. 諸帶に於ける偏乾土壤

I. 寒帶に於ける偏濕土壤

寒帶の大部分は偏濕土壤である。低溫のため蒸發量の少きこと並に冰結期の長きことの兩者により僅かに數百 mm の降水が土壤に偏濕性を帯びしめる。寒帶に於ては概して化學的風化よりも物理的風化の方が盛んに行はれる。地下一定の深所は互に冰結して居つて上層だけが日照を受けて融解する場合が多い——冰結土 (*Eisböden*)、土壤の多くは定著性を缺き融冰水若くは融雪水により流動せらるゝ——流動土 (*Zliessböden*)、それ等の中には飽水後徐々に乾燥して無数に多角型の龜裂を生ずるもの、菱形土 (*Rautenböden*) 等の如きが夫れである。而して寒帶土壤中最も注意すべきものはツンドラ (*Tundra*) である。



第742圖 ツンドラ地方の風景

(第742圖)。

ツンドラは一種の泥炭土であつて北ロシヤ・シベリア・アラスカ・北カナダ等に分布してゐる。その多くは無数の低い小丘より成つてゐる。丘陵の内部は互に冰結して居つて短い暖い期間だけ蘚苔及び低い灌木が丘上に生育してゐる。この状況は一寸丘モオルに似てゐるが後者に特有な水蘚を缺き他種の蘚苔が灌木を支柱として繁殖する。

北地に於ては生産せらるゝ植物質の量は少いが分解が遅いからそれが比較的多量に泥炭となつて集積する。泥炭の厚さが 40~70cm に達すると表面よりの熱の傳導が妨げられ水の融解が停止し水

¹⁾ Glinka, Die Typen der Bodenbildung, Berlin, 1914.

²⁾ Ramann, Bodenbildung und Bedenteilung, Berlin, 1918.

³⁾ 關豐太郎, 土壤の生成及び類型, 岩波地質講座。

の供給が絶する。これがため上部の蘚苔は枯死するか或は地衣により蔽はれてしまひ、丘側の蘚苔だけが辛うじて生命を保つてゐる。而して泥炭丘の間の低地は水の流路となる。水路は蛇行して小丘を區割しツンドラ地帯に特有の景観を與へる。土地が冰結する際押上げられた無機土は屢々ツンドラ植物の最初の足場となる。

II. 冷帶に於ける偏濕土壤

冷帶土壤の大部分は偏濕土壤である。その第一の特徴は酸性腐植質の影響所謂腐植風化(*Humusverwitterung*)を蒙つてゐる、第二の特徴は低地に於て地下水位が高く時に地表に達するがため水酸化鐵の析出し集積する場合が多い。

冷帶中にはモオル土壤は勿論發達してゐるがこの外に卑濕な位地を占め地下水の影響を受けた所謂局部土壤(*Regionale Böden*)が數多くある。その主なるものは被水地土壤、濕草地土壤、海岸沼土壤等である。この地方の土壤の表層は酸性腐植質を含有するから自然地下水は酸性水酸化鐵を溶かならず溶有する。從て斯る地下水が空氣に觸れると水酸化鐵を析出する。通氣の杜絶した上層の部位は水酸化第一鐵・硫化鐵・磷酸鐵等の析出により青鼠色乃至綠鼠色を呈してゐる。此の如き部分及び地下水のすぐ上の鐵锈の析出してゐる部分をグレイ層(*Gleihorizonte*)と總稱し土壤断面ではGの記号で表示してゐる。

次に冷帶土壤の類型と特徴を略述しやう。

i) ポッゾオル(Podsol)

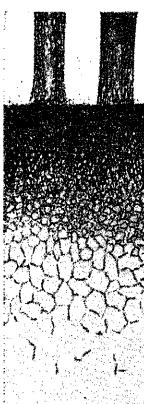
ポッゾオルは表層が諸般の鼠色を呈しその下部が漂白されてゐる濕潤土壤である。この名稱はロシア語で灰土を意味するもので漂白層の外觀に由來したものである。

本邦では北海道の大部分及び樺太を占有してゐる。ポッゾオル地方の植物群は夏緑闊葉樹・鍼葉樹及びヒイス等である。ポッゾオルは暖帶及び熱帶の山地の濕冷なる部位にも發達してゐる——高山ポッゾオル(第741圖参照)。

ポッゾオルの特徴はA層の下部が漂白層を形成し灰白色を呈すること、並にB層にはA層より溶解透下して來た鐵锈が膠結した時としては厚さ數mにも及ぶ堅硬な盤層即ちオルトショタインの發達してゐることである(第743圖)。

ii) 鼠色森林土(Graue Waldböden)

歐洲東南部の大ステップ地域に發達した弱度にポッゾオル化した淡黑色土壤で



第744圖
鼠色森林土壤



第743圖 ポッゾオル層

ある(第744圖)。

iii) プレイリ土(Prairie earth)

本土は平均100哩の幅をなして北米の中部を南北に縦走する黒色土帶の東方に廣く分布する暗褐色土壤である。この成因に就いては學說紛々として定まらないが大體主として地下水の影響を受けた濕草地土壤であらうといふことである。

iv) モオル土壤(Moorböden)

冷濕なポッゾオル帶の低地にはモオル(Moor)が殆んど到る所に散在し屢々廣大な面積を占めてゐる。モオルとは天然に泥炭生成が行はれてゐる場所を云ふので必ずしも沼澤地でないこともある。モオルは通常次の三種に分けてゐる。

(イ) 平モオル(Flachmoor)

(ロ) 林モオル(Waldmoor)

(ハ) 丘モオル(Hochmoor)

| | | |
|--|---|--|
| モオルの種類により泥炭も各次の名稱がある。 | | |
| W.....森林泥炭 | 平モオル泥炭(Flachmoortorf) | |
| M.....水蘚泥炭 | 林モオル泥炭(Waldmoortorf) | |
| R.....草蘚泥炭 | 丘モオル泥炭(Hochmoortorf) | |
| 同一のモオルであつても植物群の交代によつてその断面は原植物の種類と分解の程度とを異にした數多の層より成つてゐる場合がある(第745圖)。 | | |
| G.....基岩 | (イ) 平モオル 淡い湖沼は附近より流れ込んだ土砂及び泥炭粒・飛來した花粉・浮遊した水草及び微生物に由來した腐敗した黒色湖泥状沈澱物——腐泥(Faulschlamm)によつて淺くされ、又周囲の陸地より侵入した莎草・燈心草・葦等の草類によつて堰塞せられた泥炭地である。その表面は略々水面と一致し平坦である。上部に於ける泥炭の大部分は水面下に蔓延した草類の部分及び枝状藻に由來する。平モオル泥炭は通常軟脂状で暗色を呈し不完全に分解した根を無数に混じてゐる(第746圖)。 | |
| | (ハ) 林モオル 平モオルが堰塞せられて | |

第745圖 泥炭層の縦断



第746圖 平モオルの生成

泥炭層が舊水面に達するとその生成が停止し——死モオル (*Totes Moor*)，榆及び樺等の如き耐濕性の樹木が侵入して草類を壓倒し後から鍼葉樹（例へば松及び櫟）及び石南科の小灌木が前の樹木と交代して森林を形成する。此の如きモオルは屢々，丘モオル生成の前段であるから過度モオル (*Übergangsmoor*) 又は中間モオル (*Zwischenmoor*) とも稱せられる。林下に堆積した落葉・枝梢等は分解して森林泥炭に化する。

後者は勿論無機土の林下に於ても生成するものである（第747圖）。

(ハ) 丘モオル 森林泥炭の生成によつて土地が濕潤になると水蘚が發生し所々饅頭塚を形成する。水蘚の厚さが 30 m を越えると大抵の樹木は枯れてしまふ。水蘚は頑強に残

つた少數の樹木を支柱として生長すると同時に周圍に發展し，平モオル中に主に水蘚より成る丘陵即ち丘モオルを形成する。

水蘚の塊は海綿状であつて雨水を多量に吸持し，丘陵が高くなると丘側より流出した水のために附近を沼澤に化せしめる。氣候の乾燥化・水の過度の流出等により水の缺乏を來たし，水蘚が成長を止めると樹木が周圍より侵入して再び森林が丘上に成立する。丘モオル泥炭の古いものは赤褐色乃至暗褐色を呈し濕つたものを捏ねると粥状になるが，新しいものは淡色で彈性を有し乾かすと屢々殆んど白色になる。

泥炭土 (Torföden) モオルが固定するに至ると侵入した草木の根によつて碎破せられ又小動物によつて攪拌せられ，他の土壤に於けると同じく風化作用を受け固有の構造が潰滅せられ，細かい纖維状若しくは顆粒状の泥炭土に化する。泥炭土の上部に於ては蒸發及び通氣の行はるゝ結果水酸化鐵及び炭酸石灰の析出が起る。炭酸石灰の析出は殆んど一部の平モオル泥炭にのみ限られてゐる。泥炭殊に平モオル泥炭は屢々硫化鐵を含有する。以上泥炭層に關する詳細は第21節泥炭地の項を參照。

v) 濕草地土壤 (Wiesenböden)



第747圖 林モオルの沼澤化——丘モオルへの過程



第748圖 濕草地土壤の生成

濕草地土壤は腐植質を多量に含んだ無機土であつて常に濕潤なる若しくは一時に過度の飽水をする生草地に生成する。本土はポッゾオル帶中に頻繁に現はれ又チエルノオゼエム帶及び栗色土帶中にも散在する（第748圖）。

vi) 海岸沼土壤 (Marschböden)

遼阔の海岸及び潟湖又は淺き河口に於ては鹹水性又は半鹹水性の沈積物の土に諸種の海草が繁茂して海岸沼澤地を形成する。そこに生成した沼中の植物質並に陸地及び沖より移送された植物質に由來した有機土を海岸沼土壤と名付ける。本土は材料の主要部をなす植物質は大部分腐敗して泥土と化してゐる。暗色の泥土と淡色の砂土とが互層をなしてゐることが稀でない。

III 暖帶に於ける偏濕土壤

年中多雨であつて溫度と降水量が南方に行く従て増加するやうな地域である。夏期は高溫にして乾燥し秋冬は溫暖にして多雨である。

i) 褐色土 (Braunerde)

腐植質のため中度以下に汚染せられ諸種の染色をしてゐるものである（第749圖）。

ii) 黃色土及び赤色土 (Gelberde u. Roterde)

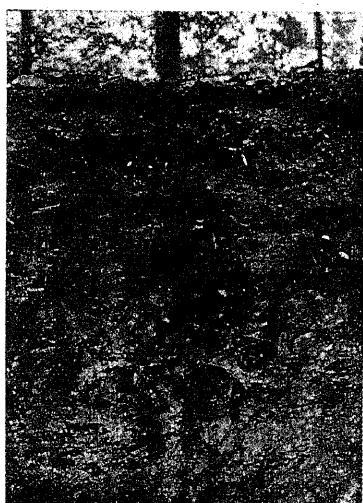
前者と同じ唯色が濃ふだけである。

iii) テラ・ロッサ (Terra Rossa)

石灰岩の殘溜土で濃赤色を呈してゐる地中海方面に最も多い。之に次の二種ある。

(イ) カルスト赤色土 (Karstroterde)

石灰岩の高原のカルスト地地方に發達するものでこの全面を蔽ふてゐる。



第749圖 褐色土層

(ロ) 山縁赤色土 (Randroterde)

石灰岩の裂目又は凹地を充してゐるもの又はドリイネ或ひは山麓緩傾斜面に發達し所謂流積赤色土 (Zusammenschwemmte Roterde) をなしてゐる。



第750圖 テラ・ロッサの地形

テラ・ロッサの成因に就いては種々の學説があるが、目下の所では氣候乾燥で植物が疎で腐植質の性質なき個所の純粹の石灰岩の分解及び溶解した殘滓であるといふことになつ

てゐる(第750圖)。

iv) レンディナ (Rendzina)

石灰岩上にある疎鬆な黒土壤で別名腐植質石灰岩土 (*Humuskalkböden*)ともいふ、即ち之れはテラ・ロッサが表面に植物繁茂なきに反し森林簇生した結果の腐植質の影響を蔽つた土壤である。

IV 热帶及び亞熱帶の偏湿土壤

之等の地方は年中高溫でそこには

1) 絶えず濕潤な地方——雨林 (*Regenwald*)

2) 雨期と乾期とが交代する地方——サヴァンナ (*Savanna*) 及びモンスウン林 (*Monsunwald*)

3) 絶えず乾燥してゐる地方——ステップ (*Steppe*) の三種類がある。

所謂原始林 (*Urwald*) は原始的な雨林及びモンスウン林を包括するのであつて、その壯大なること到底温帶人の想像し得ざる所である。

乾燥地以外に於ては岩石は温暖なる水のため烈しく分解せられる。熱帶風化の特徴の一つはその深達性で風化層の深さは往々 50m を超過する。原始林では石灰岩を除いては未風化の岩石の露頭は見られない。沼澤及び雨林以外では有機物は速に腐朽してしまふから酸性腐植質の働く機會に乏しい。乾濕の交代する地方に於ては雨期には分解と脱鹽が行はれ、乾期には地液が上昇し蒸發によつて鐵及び礫土を上層中に析出し集積せしむる。その結果として遂にラテライトが形成せられる。

ラテライト (Laterite)

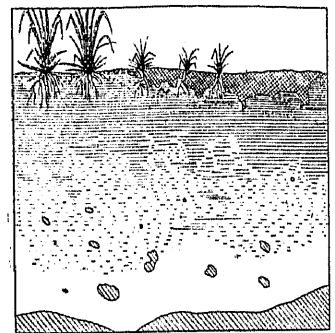
ラテライトは熱帶特有の赤色土壤で地質學者は紅土と譯してゐる。地上に知られた風化層中最も深いものでその厚さ 60m 以上を越えることは珍しくない。その断面は次のやうである。

(イ) 鐵殼 (*Eisenkrust*) 之れは多孔状乃至鏽渾状をなせる赤黑色の堅固なる層で多くは主に酸化鐵からなり礫土と多少の珪酸とを含有する。鐵殼中には數多の管状の空隙を有し絶えず柔軟な粘土質乃至礫土質の白色物を充填してゐる。印度では鐵殼の直下に厚さ 3m 内外の純粹な水酸化礫土の層が生じてゐる (*Aluminiumkrust*)。鐵殼の厚さは數 m のことが多いが時に 15m に達することもあり、往々熔岩流と間違へられることがある。

(ロ) 富化層 (*Anreicherungszone*) この層は赤・黃・紫・青等の色斑より成る部 (*Fleckenzone*) である。屢々その土部乃至殆んど全部が赤色土に變つてゐる。材料は概ね礫土質である。鐵の富化はその下部より始り上方に向つて増進する。赤色土の上部には水酸化鐵及び水酸化礫土より成る豆子石 (*Bohners*) が多數に出來てゐる。之等の豆子石は次第に數を増し且癒合して鐵殼になる。上部の鐵殼は元この方法で生成されたものである。鐵殼は始め柔軟であるが後から硬化するのである。佛國岩石學者 Lacroix はこの層を結核層 (*Zone de concrétion*) と名付けた(第751圖)。

(ハ) ツェルザツ (*Zersatzzone*) この層は基岩と班状部との間にある白色の軟塊状の部であ

つて多少丸味ある岩塊を包裏する。その厚さは時に 20m 内外に達する。この層は時に脱白層 (*Bleichezone*) とも呼ばれるがボッゾオルに於ける夫れと混合される處がある。その材料は粘土質乃至礫土質である。本層は化學的に著しく分解してゐるが母岩の構造をよく保存して居りその裂目は鐵質物で充されてゐる。鐵と礫土はツェルザツ層を根據として上方に移動するのである。Lacroix はこの層を出發層 (*Zone de départ*) と名付けた。



第751圖 ラテライトの断面

(=) 基岩 (*Grundgestein*) この層はツェルザツ層の直下にある比較的に新鮮な岩石より成る。ラテライトは長石類及び礫土を含む珪酸鹽礦物を有する殆んど各種の岩石から生成し、特に鐵分に富む鹽基性岩からはよく發達する。

アルミニウム礦石なるボウキサイト (*Bauxite*) は石灰岩に由來したこの種の風化殘留礦床である。

V 諸帶に亘る偏乾土壤

偏乾土壤は冷帶より熱帶にかけて廣く分布する乾燥及び平乾土壤である。之れ等はステップ、乾燥ステップ (*Trockensteppen*)、半砂漠 (*Halbwüsten*)、砂漠 (*Wüsten*) 等に分布する。

A. ステップの偏乾土壤

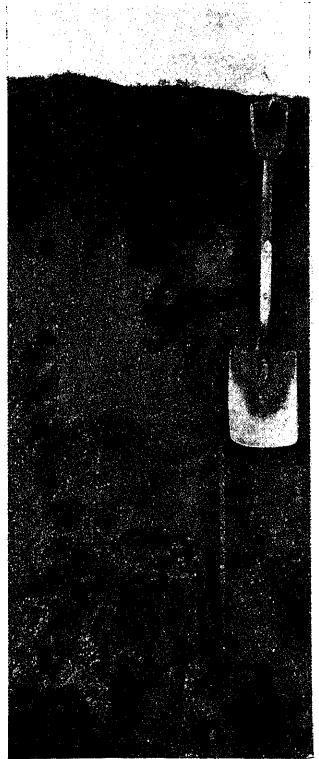
i) レグウル (*Regur*)

レグウルは熱帶より亞熱帶に亘る印度の黒土でチエルノオゼエムは暖帶より冷帶にかけての黒土である。殆んど均等に黑色を保つ極めて厚い腐植層を有する。この成因に就いては種々の學說があるが、草の生えた濕つた土の上に塵埃が積り生草を枯死せしめこの過程を數回反復したがためであると云はれてゐる。

ii) チエルノオゼエム (*Tschernosem*)

このチエルノオゼエムは別名ステップ黒色土 (*Steppenschwarzerde*) と呼ぶ、疎鬆な黑色土壤で東歐より亞細亞にかけ又北米の中大平原の一部分にも廣く分布する(第752圖)。

この土の成因説に二つあり 1) 森林説では大古の密林に生成したものであると云ふ、2) モオル説ではモオルの遺物であるとも云ふ。



第752圖 チエルノオゼム層

iii) 栗色土 (*Kastanienfarbige Böden*)

東歐から亞細西西部に分布する、栗色を呈する腐植質の色であると云はれてゐる(第753圖)。

iv) 灰白土 (*Graue Böden*)

この土は草類の疎生する乾いたステップ土壤で表層に淡い鼠色を呈してゐる。

v) 鹽類土 (*Salzböden*)

この土は半乾又は乾燥地方で烈しく蒸發の行はれる場所に生ずるもので、他の質の土壤中の低地又は窪地に發達し水溶性鹽類に富む。この可溶性鹽類の集積はそれ等を溶有する地下水と鹽類土の表面を洗滌して低所に流集する水とで生じたものである。

この土は灰色を呈しアルカリ性反応をなす、含有する鹽類は $\text{Na} \cdot \text{Mg} \cdot \text{Ca}$ の鹽化物・硫酸鹽及び炭酸鹽である、時により硝酸鹽及び磷酸鹽をも含有する。之等鹽類の源は風化によるものもの、風送による鹽塵、雨水によるものもの、水成岩の鹽類又は温泉によるもの等がある。



第753圖 栗色土層

第754圖 鹽類土の柱状構造
所謂ソロネット層

水溶性鹽類中土壤に對し直接最も重要な役目を演ずるものは炭酸曹達で、之れは粘土を疎解し腐植質を溶解する。斯くして生じた粘土の懸濁液と腐植質の溶液とは下層に至つて沈澱し凝固してその部を緻密化する。表土は乾くと軽く脆い塊となり屢々薄皮となつて剝離する。粘土に富化した下層は屢々柱状或ひは集塊状の構造を呈する。要すに炭酸曹達の含量の多いだけこの構造は一層著しくなる(第754圖)。

ロシアの土壤學者はこの構造の有無によつて鹽類土を
1) ソロネット(Solonet)と云つて強度の炭酸曹達の作用を蒙り下層が柱状或ひは集塊状をなすに至つたもの、2) ソロンチャック (Solontshak) と云ひ弱度の炭酸曹達の作用を受け無構造のものとの二種に分けてゐる。

北米の大平原の鹽類土 (Alkali lands) を 1) 白色アルカリ土 (White alkali), 2) 黒色アルカリ土 (Black alkali)

に分けてゐる。

B. 半沙漠及び沙漠土壤

vi) 皮殼土及び暗膜土 (*Krustenböden und Rindengöden*)

半乾地方でステップと砂漠の境の地帶に於ては炭酸石灰及び石膏が地表及びその直下に析出し堅い皮殼 (*Krusten*) を形成し、又水酸化鐵が多少の水酸化マンガンと共に岩石・岩屑又は砂礫の表面に凝着して比較的薄い暗膜 (*Dunkle Rinden*) を形成する。皮殼及び暗膜の生成は、雨後に於ける烈しい日照又は夏期に於ける烈しい旱魃により地水及び地下水が地表に引寄せられ、蒸發により夫れ等の溶有した物質を析出するために起るものである。

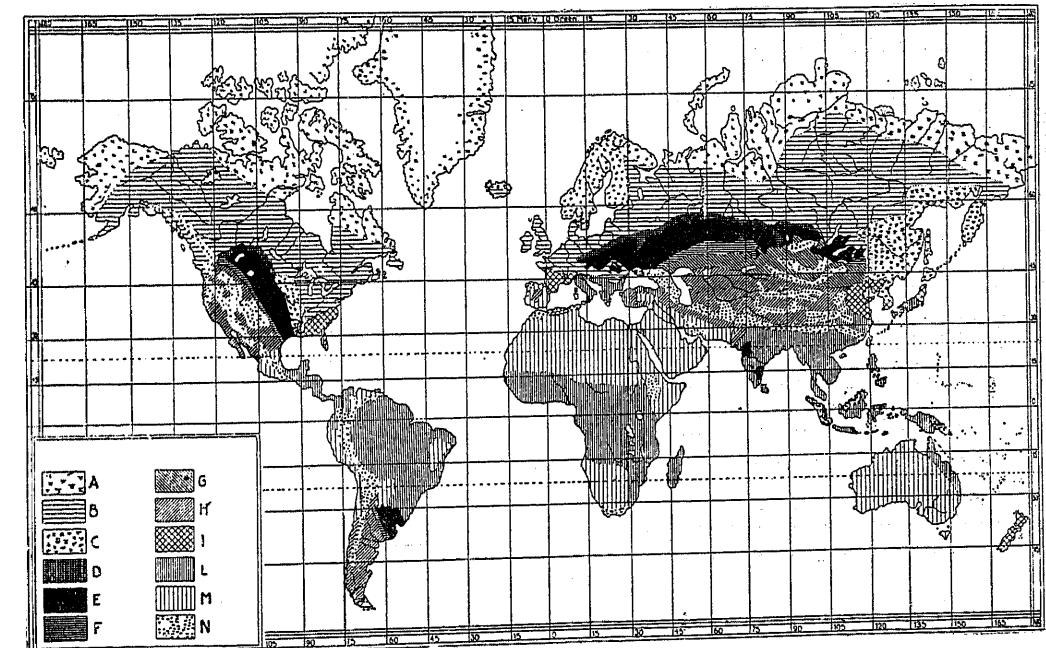
(イ) 皮殼に純白のこともあるが多くの鼠色・褐色・黃色・赤色等を帶び、その厚さは 0.5m 内外から往々數 cm に達する。

石灰殼 (*Kalkkrusten*) 及び石膏殼 (*Gipskrusten*) の二種があるが、之等兩者に蔽はれた半沙漠土壤を皮殼土 (*Krustendöden*) と稱する。

(ロ) 暗膜は又別名保護膜 (*Schutzzinden*) とも稱せられ、多くは褐色で往々黑色・赤色・黃色等を呈しその表面は滑かで光澤を有するそのため砂漠ニス (*Wüstenlack*) ともいふ。この暗膜の厚さ數 cm で之れ蔽はれた砂礫を暗膜土 (*Rindenböden*) と稱する。

vii) 砂漠土壤 (*Wüstenböden*)

この土は大部分所謂移動土壤 (*Wanderböden*) である。砂漠は通常これを 1) 岩屑砂漠 (*Steinwüste*)



第755圖 世界の氣候的土壤帶 (Glinka)

A) ツンドラ 1) 蘭種のボツゴル化土壌 C) モオル土壌 D) 栗色森林土 E) 黒色土 F) 栗色土
G) 淡栗色土 H) 灰白土 I) 黄色土 L) 赤色土 M) 乾燥地赤色土 N) 山岳土

wüsten)・2) 砂漠 (*Sandwüsten*)・3) タキイル土壤 (*Takyrböden*) に大別する。タキイル土壤とは豪雨のために生じた一時の湖水の乾涸した跡に残つた龜裂に富んだ沈泥層をいふのである。砂漠は殆んど總ての氣候帶に分布する、チベット高地にあるものの如きものは高砂漠 (*Hochwüsten*) 又は冷砂漠 (*Kaltewüsten*) と稱する。前の第755圖は Glinka¹⁾ の作製した世界の氣候的土壤帶分布圖であるが第802圖世界の泥炭地分布圖 (449頁) をも参照せられたい。眞個は本邦の土性分布圖が欲しかつたのであるが手に入らなかつたのは殘念である。

第20節 堆積土

1) 堆積土の分布

a) 水成堆積土

元來山腹斜面に於ては地表を蔽ふてゐる土質 (主として風化土である)

が) は、絶えず緩慢な匍行運動をしてゐるものでテルツァギイ等も流動性表土 (*Fliessenbodenschutt*) と稱してゐる位で、この事實は山腹斜面に於ては水成岩の層の如きは下方に鉤形に曲つてゐることが多いことでも證せられる (因に獨逸の地質學の書では *Hakenwerfen* と記してある)、地質學の教科書には之れを縁端匐行 (Terminal creep) と名付けて記載されてゐるのである (第756圖)。

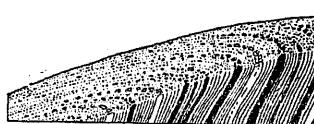
この事實は一見當り前の事のやうに思へるが判つて來たのは案外最近のことである。蓋し山腹斜面では草木が繁茂してゐるため一寸見ると少しも動いてゐるやうには見えないからでもあらう。併し彼の關東大地震の時に箱根や諸所の山々で山の表皮が剝げてすり落ちたことはこの事實を明かに物語るものではないか。

斯くして山腹の風化土は廣域な所謂表土流 (*Schuttschüm*) の材料となり (第757圖), 之れが遂には谷の深所を充してその土の中を流れる河水に沈澱物を供給して行く、而してこの沈澱物はその粒徑に従ひ種々の部分に分たれ、夫れが再び所謂汎濫區域 (Flood region) で地表に現はれ遂には湖や海の堆積層を形成するに至るのである。

斯うした觀察方法に基いた水力堆積作用の取扱ひ方は極く最近のことであつて、段々面白い著述²⁾

1) Glinka, Die Typen der Bodenbildung, Berlin, 1914.

2) Twenhoffel, Treatise on Sedimentation, New York, 1925.



第756圖 縁端匐行

元來山腹斜面に於ては地表を蔽ふてゐる土質 (主として風化土である) は、絶えず緩慢な匍行運動をしてゐるものでテルツァギイ等も流動性表土 (*Fliessenbodenschutt*) と稱してゐる位で、この事實は山腹斜面に於ては水成岩の層の如きは下方に鉤形に曲つてゐることが多いことでも證せられる (因に獨逸の地質學の書では *Hakenwerfen* と記してある)、地質學の教科書には之れを縁端匐行 (Terminal creep) と名付けて記載されてゐるのである (第756圖)。



第757圖 表土流の最も烈しき實例

樹木の成長不能のため芝地を形成する (Guatemala, Buckengebirge)

も現はれて來たやうである。

一般に河流に運ばれて沈澱堆積したものは可成り粒徑が種々混じてゐるのを常としてゐる。電解質に富むだ水に依つて沈澱したものは微粒である (例へば石灰岩地域を流れる水流の集まつた湖水とそれから太洋とはそうである), 何故ならば粗粒のものは電解作用に依つて細分され普通の土質成分とは區分されてしまふからである。之に反し電解質に乏しい湖水では、粒徑の大さに従つて可成り判然と區分された沈澱層から成り立つてゐる。三角洲層は一般に粒の大さは上部から下部になるに従つて少さくなつてゐる。河筋では絶えず沈澱堆積が行はれてゐるから粒徑は同じ水平的區帶に於ても可成り大きな開きがある、從て幾分等質的な成層は極く局部的で且つ稀にしかない。

工事上から見て水成堆積土層の性質で大切な所は、その沈積した材料ばかりではなく主としてその成層の密度といふことである、例へば砂層はその沈積作用の速度に依つて異り (第758圖), 粘土層は沈積狀態の如何即ち湖盆であるか或ひは河筋であるか等に依つて異なる (第759圖)。水中で沈澱したもの或ひは常に水中に残溜する粘土は軟い。假令夫れが嘗て永い地質時代を経て乾燥されたか、或ひは後程堆積した上層の重量で壓縮されてしまつても、その一部分は伸展されてしまふではあらうが未だ凝集力の大部分を持つてゐる。この事實は我々は天然に於て屢々観察し得ることである。

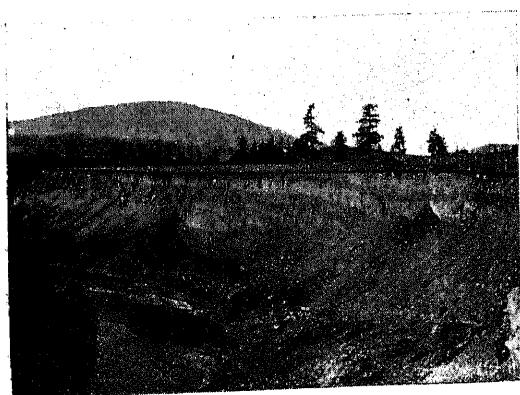
此の如き乾燥作用に依る一時的の壓密作用は、例へば汎濫區域に沈積する粘土層で經驗することである。従つて河筋粘土層は非常に堅硬であるが、



第758圖 砂と沈泥の互層

砂は平水時の堆植物・沈泥は洪水時の跡に沈澱せるものである。

その中に同じ性質の材料から成るレンズ状の挿み層を含むことがあり得る、而して夫れが一度切取に依つて露出せらるゝや軟質状態となり押し付けられるものである。軟質の挿み層は既に死んだ絶えず水で充された凹地又は支流の埋積物を示すものである (第759圖)。



第759圖 沈泥と粘土の互層

静水中の湖底堆積層

水中の電解物の含量がその水中に堆積した粘土の堅硬度及び其の他の物理的性質に及ぼす影響については種々の研究もあるが、電解質の含有量は粘土層の粒徑に一定限界 (混合土粒徑度)

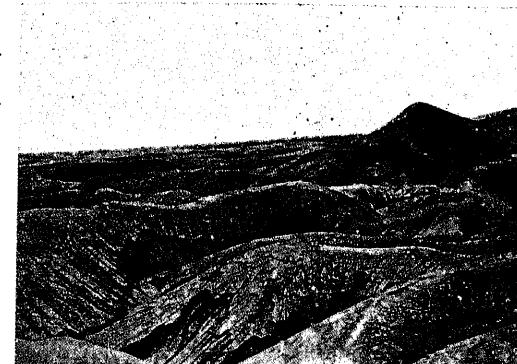
を與へる、従つて夫れは粘土層の堅硬度に影響する。併し乍ら普通基礎工事の目的で考察される深處にある粘土層の物理的性質は、沈澱媒介物である電解質の含有量には可なり無關係である。

b) 風成堆積土 水力に依る侵蝕堆積系統は狭い脈状をなして地表を網目状に蔽ふてゐるに反し、風力の働く場面は地表全面を蔽ふてゐると云つてもいゝ、而して何等貯水をなすことがない。加之その表面に植物の被覆のない限り風の侵蝕作用は絶間なく、之れは一方に於ては雨水の汎濫作用に相當し他方に於ては河水がその底面を彫刻して行く作用に匹敵する。又風の侵蝕作用の度は水の場合と同様浮遊物の含有量と共に増加して行く。

風の流に依つて生成された凹所や堆積は河の深潭や砂・粘土の洲に比敵する、唯その風の流は底盤が非常に廣いため到る所大きな面積を占めてゐるのが違ふだけである。

風力はその強さ又は方向を非常に屢々變化する、而して水力の場合よりは完全に運搬物の粒徑を區分する、従つて風力堆積物は均等係數が小さいことに依つて見分けられる。風力運搬物の場合では土粒の消耗度は水力運搬の場合よりも甚しい。¹⁾

後者は砂利や礫のやうな程度のものに制限されてゐるが、前者ではその粒徑は有らる範圍にまで擴がつてゐる但し約 0.1mm よりは大きい。圓い粒形と等粒性であることのため風力に依る砂は最も動き易い土質類とされてゐる。粒徑は水力の場合と同様原產地を遠ざかるに従つて小さくなる。一體山地の前面では河流の場合と同様に砂を堆積し(砂丘)，その前面の縁邊部の方面では微塵を沈積する(黃土)(第 760 及び 761 圖)。



第 760 圖 風成堆積層の特殊地形
微塵層 (Staubhaut) で蔽はれ植物の繁茂なく烈しい水蝕作用で急斜面をなす(南米チリ北部の所謂 Kernwüste)

砂丘地では堆積状態が弛い關係上一般に支持力は小さい。而して一體に含水量大きく透水度が大きいことは注意を要する。只こう云ふことがある海岸砂丘の場合に於ては往々にして泥炭地を砂層で蔽ふてゐることがあり、その砂層の重量で泥炭層が堅く壓し潰されて變質し全く不透水性となつてゐる(第 21 節第 809 圖参照)。



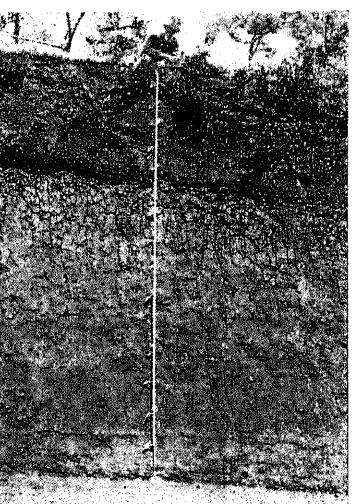
第 761 圖 黃土堆積地形の風景(支那)
後方に見えるは黄河

¹⁾ 第八章第 22 節 5) 分析結果表示法の項参照。

斯ういふ不透水性の層が中に介在してゐることはそこに地下水に溜りを造らへ、その結果流砂層を形成して工事上危険を及ぼすことがある。鐵道線路と砂丘生成との關係に就いては非常に面白い研究があるがこゝでは割愛する。²⁾

黃土の有效徑は 0.005 mm である。色は大抵黃又は褐色を呈して居り石英・雲母・長石等の圓くなつた粒片で、層の中に石灰質で周囲が固められた小さい縦に伸びた穴が生じてゐる。この細穴のお陰で黃土層内では透水度が可成り大きい、³⁾ その結果普通の砂礫層では地下水位は略水平に近いがこの黃土層中では非常に急傾斜である、詰り地下水は水平的の流動より垂直的の流動の方が速度が大きい譯である。

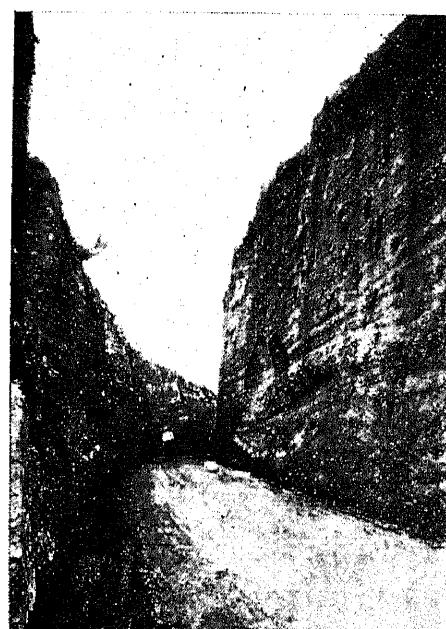
黃土層(Loess)は濕つた場合では殊更に粘着力は増さない、何



第 762 圖 東京山の手の赤土
(ロオム) 層

故ならばこれは粘土の場合の如く水の表面張力の影響で粘硬性を呈するのではなく、石灰質の結合物があるためその硬度を有してゐるからである。併し水浸りになつて風化しその土質構造が壊れた場合は別である。

東京の高臺に發達する赤土は所謂關東ロオム(Loam)と稱して火山灰の堆積層の風化したものである、厚さは 2.3m から最大 10m の程度のものまでがある(第 762 圖)。



第 763 圖 火山地方の堆積層
火山砂・礫及び灰

火山地方では特に風成堆積層が發達するがこれは遠くから運ばれて來たといふよりも火山拠出物であるから粒徑は大きい、火山灰・砂・礫等が含まれてゐることが多いから殆んど組成分の大きさは河成堆積層に近い、形狀が角張つて居り且つ弛やかな堆積であることが非常に之と異つてゐる(第 763 圖)。そのため乾いてゐる時は高い切取等でも安定を保つが一度淋雨のため含水量を増すと全く凝集力を失ひ崩壊する危険がある。

¹⁾ Clavenad, Les dune du Sahara, Possibilité de les transverser en voie ferrées., Ann. des Ponts et Chausées, I, p. 696. 1911.

²⁾ 第八章第 22 節 5) 分析結果表示法の項参照。

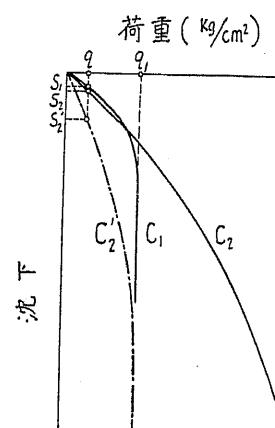
³⁾ Uatter, Eine Grundwasserstudie im Lössgebiet des Sundgau (Obreelsass), Stuttgart. 1919.

2) 基礎沈下の力学

基礎地盤を判断するには種々複雑な因子を考へなければならない。例へば或る土質の特徴が岩石學的にも物理學的にも全く判然した場合すら基礎地盤の許容荷重に對する問題は到底不明の事が多い。

基礎工事に關する問題をば地盤内の掘りの坑底で行つた小規模の荷重試験で解決しやうとしても、夫れは肝腎の問題の表面にすら觸れてゐないと云つてもいゝ。何故かと云ふに問題になるやうな缺陷のある個所と云へば大抵基礎工の下部 20~30m 深さの位置であるからである。基礎狀態を適切に判断しやうといふには土質の物理的性質・地層構造・沈下過程の力学等に關する知識を充分備へてからねばならぬ。

成層状態はボウリングに依り判定することゝし、又新鮮な擾されてゐない自然状態のまゝの土質標本の室内試験に依つて土質の物理的性質は判定することが出来る。併し乍ら何より先づ最初に基盤地盤を各個所に就いて比較しやうとする前には、地質學的観察で大略の見當からつけてからねばならぬ。之れは最も大切なことで地形學乃至地層學の研究が如何に必要であるかは屢々我が實地に於て経験した所である。



第764圖 載荷面積と沈下量との關係に對する凝集力の影響 (Terzaghi に據る)
C₁・C₂曲線は凝集力が大きい、C₁・C₂曲線は全く凝集力がない土質に對する沈下を示す

では $3q_1$ に近いものとなる。唯併し夫れが適度な同一の壓力強度 q の場合では沈下 S_1 及び S_2 は

¹⁾ Terzaghi, Closure of the discussion of the paper "Science of Foundation," Proc. Am. Soc. of Civ. Eng., February, 1929.

²⁾ 兹で云ふ限界荷重とは第764圖に於て沈下曲線が急に屈曲して垂直になる時の荷重(壓力強度)をいふのである。

極く僅かの相違しか無い。

元來沈下現象は 第十章第32節第962圖 に示したやうに即ち (a) 地盤の壓縮作用に起因する沈下 (b) 周囲に押出す作用に起因する沈下に分けられる。周囲が全然閉塞されてゐる時で平坦な地盤上の基礎工事の場合では、荷重を加へられた地盤の側方押出の最大部分は基礎の幅の半分に等しい深さに於て起る。支持力のある砂層(全然弛い堆積層ではない)上の淺さい平たい基礎工で $1\text{kg}/\text{cm}^2$ の壓力強度の場合では、建造物が落付く迄には沈下量は略 $0.05\sim0.5\text{cm}$ までの間であると豫想されてゐる。工事に使用する重量の大きい機械のため基礎が振動を受ける場合では沈下量は大きく、砂層の密度が加るに伴ひ動荷重と靜荷重との場合の沈下量の比は 1 に近づく。

以上の問題は乾いた砂層の場合である。地下水を伴つてゐる場合では土壓論の法則に從て限界荷重は乾いた砂層の場合より 33 %だけ少くなる、何故かと云ふに兩者の限界荷重は丁度乾いた砂の単位重量とその砂が静水圧に因る浮力だけ減却された重量との比即ち約 1.5:1.0 の関係を成すからである。併し乍ら實際に於ては水の存在といふことの限界荷重に對する影響は非常に大きい、而かも種々の實驗に從へば(北米 Massatusett 州 Cambridge に於ける Terzaghi の研究所に於けるもの)次のやうな事實を示してゐるやうである。即ちその水の影響に因る理論的價からの相異をば限界荷重の百分比として表はして見ると、その距りといふものは砂層の微粒度が加はるに從て増加するのみならず同時に同一の微粒度に於ては荷重を高めて行く速度と共に増加する。

基礎の深さが加はるに從て限界荷重は急に大きくなる、併し乍ら限界荷重の増加率は基礎の深さの絶対値ばかりでなくその深さを基礎工の平均的幅で割つた商にも關係する。諸外國の土木關係の官廳で規定されてゐる砂層の許容荷重は $1\sim5\text{kg}/\text{cm}^2$ となつてゐる。非常に厚い礫層であれば時に由ると $7.5\text{kg}/\text{cm}^2$ までと認定されてゐる所もある。

b) 等質粘土層

全く等質で凝集力のある地盤の場合では限界荷重は載荷面積には無關係である、而して或る與へられた壓力強度に依りて惹き起される沈下は、凝集力に比しその物質の自重に因る内部摩擦抵抗を無視し得る範圍内に於ては、載荷面の直徑に正比例して増加して行く。この事實は第764圖で前と同様説明出来る。

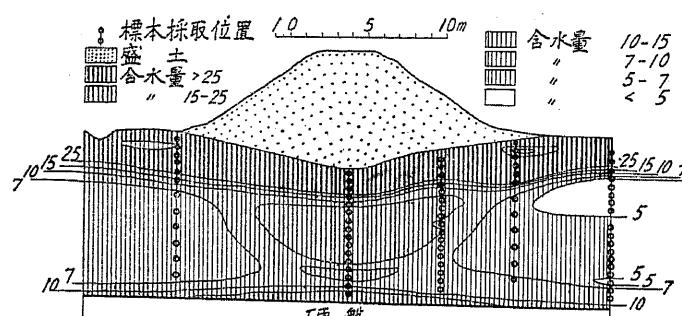
つまり今度は或る等質の粘土層上に設置した半径 r の載荷板の沈下曲線を C_1 とすれば、同様の地質で載荷板の半径を $3r$ にした場合その沈下曲線は C_2 とならず C'_2 となる。前者の載荷板に對する限界荷重を q_1 とすれば後者の場合に於ても之は略 q_1 に等しい、換言すれば載荷板が地中に沈下して行く場合には壓力強度は荷重板の直徑に殆んど關係がないものと見て差支へない。然るに

¹⁾ Terzaghi, Concrete Roads—A Problem in Foundation Engineering, Pub. Mass. Inst. Tech. Vol. 65. No. 60, 1929.

適度な同一の圧力強度を q とした場合、その際生ずる沈下 S_1 及び S_2' は時間的に見て $1:3$ の関係を示すことになる。此の如き條件に依て等質粘土層は凝集力のない砂層とは根本的に相異する。凝集力が摩擦力に比し因子としての役割が大きくなればなる程沈下に対する載荷面積の影響は少さくなる、換言すれば此の如き土質中に於ける曲線 C_1 の形狀は、半径 $3r$ の荷重板に対する沈下曲線との差が無くなり漸次實線の曲線 C_2 に近づいて来る。併し乍ら此の如きは C_1 及び C_2' の曲線に相當する沈下が最早之以上沈下作用が進行しないと云つたやうな或る時間に到達した場合で、その時始めて著しく斯した現象が現はれて來るのである。硬くプラスティックな粘土層上に設置した大きな載荷面の場合では、此の如き状態になるためには數百年を経過した後のことであらうと思はれる。

基礎の沈下現象の中 第十章第32節第962圖に示したやうな壓縮に因るものは、第八章第25節第868圖に示したやうな壓縮試験の曲線から略豫想することが出来る。純砂層の場合では計算結果と實地に觀測した沈下量とはよく一致する。併し乍ら若し此の如き計算法を中位の硬さの粘土にあてはめるとしたならば、粘土の壓縮度が大きいため實際の沈下量より計算結果が數倍にもなることがある。此の如き一見矛盾した事柄は粘土の透水度が少いといふ理由で解釋出来る。沈下量に対する透水度の影響は同様第869圖の曲線で應用出来る。

第八章第25節第881圖の圖表中右下端部の土質は粒の大きい有機組成を多量に含む土質に相當する。此の如き土質類は粘土同様壓縮性に富むでゐるが透水度は夫れより遙かに大きい。此の如き相關連した性質が一諸になつてゐる結果この種の土質層上では建造物の工事は何等困難を感じしめない。



第765圖 盛上の重量で壓密された微粒土質層
(瑞典土質調査委員會に據る)

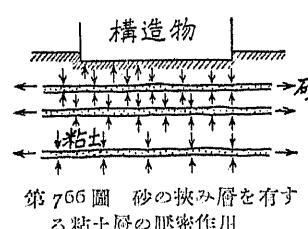
測定する方法に依つた、ハツその種類は土質の緊硬度を表はす。曲線は等緊硬度點を連続したものである、之れで見ると水の大部分は上方へ逃げ極少部分が下方へ抜けたことを示す。土質の含水比は $30\sim29\%$ を示してゐた。土質層の上部 $2.5m$ 区間は築堤の盛土以前既に表面蒸發作用に結果する硬い外皮を形成してゐた、その部分の含水量は前記の如きものより非常に多いものであつた(第十章第82節 b) 壓縮沈下第963圖参照)。

r) Terzaghi, Determination of Consistency of Soils by Means of Penetration, Pub. Mass. Invst. Tech. 63 No. 34, 1927.

第765圖の様な土質から見れば脂粘土は本質的に壓縮性に富むでゐる、併し乍ら同時に數倍透水度は少さい。此の兩様の性質の作用は一部分互に相殺されるから十分大きな緊硬度の場合ならば良い基礎地盤と見做すことが出来る。一般に云ふ粘土の許容應力或は安全荷重といふのは最も硬い粘土層の場合で先づ大略に云へば $8kg/cm^2$ としてあるが、軟粘土の場合であると $1kg/cm^2$ 又は夫れ以下である。

c) 砂層を挟む粘土層

前項で述べたのは等質な粘土層が地中奥深く迄發達してゐる場合である。茲では或る粘土層が三枚の薄い砂の挟み層を持つてゐる場合を考へる、而してこの層が直接地表面に何處かで露出してゐるか或は又厚い砂層の中に封じ込められてゐるものとする(第766圖)。此の場合過剰の間隙水が逃げ出す個所としては或る單一の面の代りに7個の面が考へられる。然る時は 10 個年後に於ける兩者の場合の間隙量減少に結果する沈下量を考へるに、同一條件の下に於ける等質粘土層の沈下量より



7倍だけ大きい沈下をすることになるであらう。此の如き觀測に從へば基礎の地盤を取扱ふ場合次のやうな重要な結論が成立する。即ち透水度の異なる土質が五層をなしてゐる時は、成層状態といふものは基礎工事の施工上單一な地層の場合より遙かに重大な意義を有する。深い廣い湖盆で沈積した半ば等質な粘土層の場合では過剰の間隙水が逃げ出して行く面は或る單一な面として取扱へばいい、而して又之に杭工を施す時は荷重の加はる個所は粘土層内の深部に移るから此の如き面は避け得されることになる、從て建造物の沈下は主として荷重を加へられた土塊の側方押出作用のみに因ることになる。

之に反し堆積當時の條件が屢々交代的に變つてゐる淺い水の中に於ては、粘土質及び微粒砂質の地層が五層をなして發達してゐるから、人為的荷重の下に於けるその固結作用は、夫れ自身としては支持力のある砂の挟み層が介在されてゐるに拘らず、恰かも之が無きが如く迅速に行はれる。從て泥土の浸込みや砂類が頻繁に交代し五層をなす淺水堆積層は最も不良な基礎盤と見做さなければならぬ。此の如き例から或る地層の成因條件とその支持力とは極めて密接な關係のあることが判る。

3) 基礎地盤の種類

全く凝集力のないものと或ひは強く凝集してゐる土質とでは、この支持力を支配してゐる法則は根本的に全く異なるものであるから、先づこの兩者の區別から判然と決めてからねばならぬ。凝集力のある地盤の中でも又厚い粘土層と砂の挟み層を介在してゐる淺水堆積層とは區別しなければならぬ、何故かといふに前者の場合の沈下は主として側方に土塊が押し出される作用に因り、後者の場合では間隙量の減少といふことが最も主な役目を演じてゐるからである。

a) 砂層

凝集力のない砂層は成因的に次の3級の種類に分つことが出来る。

イ) 河底堆積層、ロ) 三角洲堆積層、ハ) 海濱堆積層

之等を地質工學的見地から判断するためには次のやうな因子を考慮に入れて置かねばならぬ。

比密度(第八章第24節(2)参照)・粒形・均等係數・有效徑(第八章第22節(5)参照)・成層狀態比密度の力学的意義は第871及び872圖で説明してある(第八章第25節(3)参照)。均等係數・粒形・有效徑は比密度の等しい時その範囲が決まる。有效徑及び成層關係は種々の互層の透水係數(第八章第24節(6)参照)で適用される。

(イ) 河底堆積層 流水に依て成層した谷の堆積物の比密度及び成層狀態は、その堆積材料は河流沿岸から採取されるものであるから大部分その河の性質に關係する、而かもその組成はその堆積が行はれる際の水理的條件をも表現してゐることになる。或る川の水面勾配が急なればなる程且又河に依つて運搬された沈殿物の量が多ければ多い程、夫れだけ餘計急速に堆積層が沈殿させられ且その比密度はより少さくなつて来る(第767圖)。

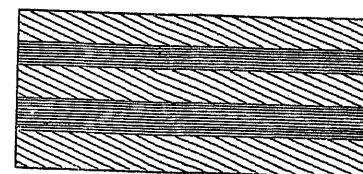
¹⁾ Terzaghiに據ると北米Texas及びNew Mexicoに於ける或る急湍をなして居り而かも沈殿物を多量に運んで来る河で堆積した砂層では、成層狀態が非常に亂いため注水なしに17mの深さまで杭を打ち込むことが出来たのに拘らず、同じ性質のものでも密に堆積し



第768圖 谷の上流區間の埋積物
岩塊・岩屑・細土より成る。比密度の最大値を示す。

では、その埋積物は極く僅かしか水を透さぬやうである(第768圖)。石灰岩地方では石灰岩の溶解

¹⁾ Terzaghi, Tragfähigkeit des Baugrundes und die Setzungsercheinungen, Ingenieurgeologie, Berlin, 1929. S. 465~489.



第767圖 急流の河底堆積層

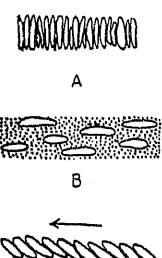
急流の河底では微粒物質と粗粒物質とが水平に交代成層をしてゐる、而かも後者は水平に成層してゐる前者と鋸角をなして所謂交又層(Cross bedding)を形成してゐる。交斜性粗粒物質層は洪水時に急速に堆積したもので、微粒物質層は平水時に静かに沈殿したものである。

キイの抵抗は、既に2~3mの深さに於てすら木材の耐壓強度を超過する程大きかつたといふ。又伯林の古期冲積層に屬する谷埋積層の密な地層は、非常に緩やかに流れてゐる水中で堆積したものと推定されてゐる。

一般に堆積物の粒徑は谷の源から河口に行くに従ひ少さくなつて行く、最大の漂石は上流地方で打ち當る。岩塊・岩屑・細土等の積み重つて成層してゐる斯うした谷の上流區間

殘溜物から出來た微粒物質の泥質化作用に依つて谷の埋積物が密に封せられることがよくある。氷河地域では氷河中に含まれる岩石粉は非常に密度を増加させられることがあるといふ。斯うした方法で支流の出口で形成された冲積層の密度は増加せられる。唯高山地の渓谷の急斜面の下麓部に形成される新鮮な大片の岩屑層は非常に大きな水の攝取力を持つてゐる。

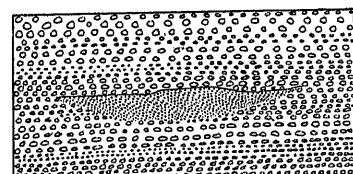
¹⁾ Max Singerの説に據ると東アルプスの奥部の谷々の埋積物は殆んど水密性だそうである。Terzaghiは合衆國の西部の多くの谷の上流・中流地方の冲積層で同様の事實を認めたと云つてゐる。New Mexicoのオロ・グランデ河の岩片混りの沈泥質谷埋積層では、底面積1,000.1²・深さ15mの根掘り内に滲出するためには、總計10in·6in·4inの遠心心筒3個で事足りたそうである。又北米Idaho州のArrowrock堰堤の根掘りでも同程度の簡単なものでも済んだといふ。此の如き粗大の谷埋積物の比密度は、組成狀態が大洪水に依つて滅茶苦茶に搔き亂された後は可成り小さいやうに見える。



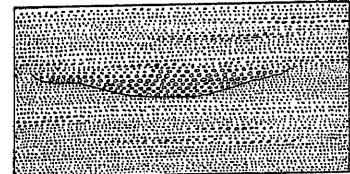
第769圖 磯の堆積狀態と成層地の關係

- A) 多數の薄い偏平な層で形成された海灘では、磯面に打上げられた殆んど鋸角を直角に立て成層し、波浪の作用に對して最少抵抗の形態を取るやうになつてゐる。
- B) 上流のやうな優が無い海灘では水平に並んで成層する。
- C) 河底では密に詰め込んだやうに成層し水流と逆の方向に傾いて積み重なり、流勢に對して最も抵抗の形態を取るやうになつてゐる。

その河水の流动狀態並に堆積作用の條件が單にその場所の横断面内ばかりでなく、與へられた水準面内に於ても所に依て異ることがある事實を判然と眼前に浮べて見ることが出来ねばならない。



(a) 磯層内の砂のレンズ
砂層は左から右に向つて流れつつ堆積したもの——この砂層は砾層内の凹味を充填して生成されたものである。



(b) 砂層内 磯のレンズ
砾層は左から右に向つて流れつつ堆積したもの——この砾層は砂層をえぐり取つて生じた凹味に堆積したものである。

第770圖 河底堆積層の磯の分布

¹⁾ Singer, Über Flussregime und Talsperrenbau. Zeitschr. d. Oesterr. Ing.-u. Arch.-Ver., S. 803. 1909.

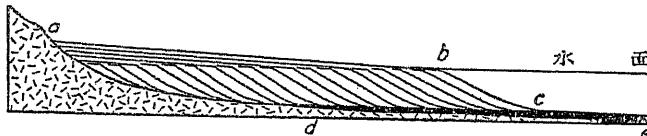
らぬ。或る河の横断面内に存在する堆積物は、その全量中の極く一部しか本來の河筋には沈積せられない、何故かと云ふに河筋内の堆積物は云はゞ浮遊状態になつてゐるやうなもので、洪水になると再び運ばれて流れて行く。又或る部分は洪水時に河筋の兩岸の谷底に堆積せられる。從て夫れは密で微粒である。此の如き成因状態に依るため谷の堆積物は種々の比密度と微粒度を有する不規則な堆積物で組成せられてゐる(第770圖)。

或ひは又水の流れてゐない枝河のある場合には斯ういふことがある。その枝河の元來の堆積物である軟い泥土質の層の上に、洪水でもあつた場合は一見抵抗力のありそうに見える砂層のやうなものが蔽ひ被ぶさることがある。よく斯うしたものと誤認してその上に基礎を設置することがある、そうするとこの被覆層は到底耐え得べくもないから遂に皮が破けて基礎が沈下することになる。一般にこの種の被覆層のある場合はその枝流の輪廓を持つた淺い凹味が表面に生じてゐるからこの點は注意を要する。

所謂溺れ谷に堆積した地層の組成は特に複雑を極めてゐる。多くの場合有效徑は上部から下部に行くに従て大きくなつて来る。併し乍ら各個の部分からいふと均等係數さへも所々で飛躍的に變化してゐる。

第771圖は Hudson 河の河底横断面である。New York から Albany までの區間 210km は溺れ谷に相當する。河底から相當の深さまでは殆んど軟い土質であつたため、橋脚基礎工事には灌漿工法を採用した。Hudson 河の Poughkeepsie 橋梁・蘇格士の Forth 橋梁・墳太利 Hawkeburg 橋梁等も同様の状態であつたといふ。

(ロ) 三角洲 三角洲堆積層の比密度は大部分その組成物が堆積する速度に關係する。山地の湖水等によくある暴河で形成される礫の冲積圓錐は河筋に堆積される礫層等より弛い成層のやうに見える。



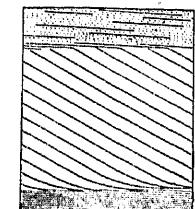
第772圖 三角洲堆積層の構造
ab 前堆積層
bc 前堆積層
この成層傾斜は三角洲が形成始めた初期の湖底の傾斜に平行する
この層は湖水の前面に注ぎ込まれた沈積物から成るので、その物質の水中に於ける屈角($30^{\circ} \sim 35^{\circ}$)を取つた成層傾斜をなす、但しあまり大きな三角洲であるとこの角度は若干緩くなつてゐる。
この層は湖水で浮遊した微細物質即ち泥又は沈泥で形成されたもので、静かに湖底に沈積し水平成層をなす、別名を原三角洲粘土(Prodelta clay)と稱す。

¹⁾ Terzaghi, Tragfähigkeit des Baugrundes und die Setzungsergebnisse, Ingenieurgeologie, Berlin, 1929. s. 475.

密度の大きい成層をしてゐることがよくある(第761及び762圖)。

¹⁾ Terzaghi に従へば此の如き事實には北米 Massattanett 州 Chicopee 堤防の地質調査の際出會した三角洲で経験したといふ、又 New York の Kensington 貯水池、New Hamburg の White mountain 等でも同様實験した

²⁾ Veitmayer は Müggel 湖で驚くべき程間隙量の少さい(36.6%)砂層に出會したと云ふ。Mississippi 河の地盤では 2枚の砂層(微粒の白色砂)に出會したが、低水位面下約 50m の深さで硬い青色粘土(Gumbo と俗稱す)の數 m 厚さの層を覗いてゐた。この砂層中上部のものは河底堆積物で非常に弛い層であるため橋脚の基礎には適しなかつたが、下部の方のものは静水中で沈積したもので非常に密に緊つてゐたといふことである。



第756圖 三角洲堆積層の断面
a 頂堆積層
b 前堆積層
c 底堆積層
前堆積層は頂堆積層と急角度をなし底堆積層とは平曲線で接してゐる

堆積物で非常に弛い層であるため橋脚の基礎には適しなかつたが、下部の方のものは静水中で沈積したもので非常に密に緊つてゐたといふことである。

静水中の堆積物は可成りの程度に精選されたものであるから、砂から成り立つてゐる三角洲の砂層とは均等性の著しいこと(均等係數 1.5~5)に依つて識別出来る。三角洲の礫層中の粗大な漂石中の間隙は河の礫層の場合と同様微粒の組成で充されてゐる。礫質の三角洲の種々の部分から取つた礫の標本の機械的分析並に此の如き三角洲に於ける粒の性質の詳細な研究をなす事は、この種の地層の安全度を判定する際極めて必要な事である。

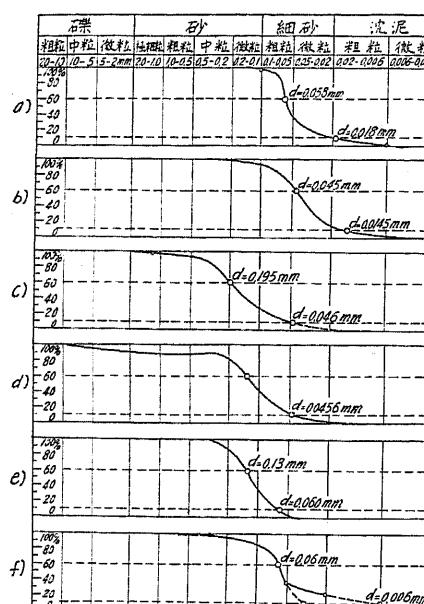
(ハ) 海濱堆積層 凝集力のない海濱形成物は一般に可成り密に成層してゐる。之等は砂嘴或ひは港の岸壁・岬等で堆積されたものである。此の如き地層中に杭打ちを施工する場合は、單に注水式のみで樂に出来てゐるやうである。時に依ると特に砂嘴のある陸岸のやうな所では、この中に弛い地層が介在してゐることがある。之れは非常な速度を以て流れてゐる海水中に浮べられた土砂が海濱に堆積されたものである。この種の土質の海濱形成物の均等係數は三角洲の場合と同様に少さい。粒は非常に滑かで圓くなつてゐる。

b) 流砂層 流砂(Quick sand, Schwimmsand, Sable mouvant)といふのは工事上から見れば基礎の根掘りのやうな場合岬等に依て含水を吸上げて干してしまはなければ、崩壊して來て作業が出來ないといふやうな状態にある砂層の全ての場合を指すのである。勿論斯ういふ状態に化すには過飽和含水作用に因るのであるが、砂粒が少しく砂と沈泥の中間に位すべきもの即ち微粒砂乃至沈泥(粒徑 0.1~0.005mm)である場合である。從て更に之を物理的性質から精確に云ふならば、液状化す傾向のある砂層と安定を保ち得るものとの性質に依て區別される。

第763圖(a)~(e) は工事作業中に困難を極めた砂層(約 20 個所以上も試みた)の機械的分析結果である。この種の砂層の共通的特徴は微細の粒片からなつてゐるといふことである、即ち有效徑 0.01~0.06 mm・均等係數 2~5、雲母の含まれてゐることは夫が適量である限り何等重要な役目

¹⁾ Terzaghi, Tragfähigkeit des Baugrundes und die Setzungsergebnisse, Ingenieurgeologie, Berlin 1929. s. 475.

²⁾ Veitmayer, Vorbereiten zur Wasserversorgung der Stadt Berlin. 1871.



第763圖 流砂状態に化し易い細砂の機械的分析結果實例

は演じない、最も重要なのは粒形であつて丸められた石英粒は角張つたよりも動き易い。

尚之以上重要な因子は比密度である。密に成層してゐるが粒の組成又はその性質のため動き易い様な砂層は動き易くはないが、併し弛い成層状態の砂層よりも遙かに取扱ひ易い。多くの人々は流砂状態は弛い成層内に地下水流动面が持ち上つて来る影響であるといふ意見を持つてゐる。

又或る人は水に依て過飽和された砂或ひは砂粒が水で厚く包まれた状態にある等とも云つてゐる。第一の考へ方は必ずしも事實の核心に觸れてはゐない、又第二第三の考へ方と雖も物理學的に見てはどうかと思へる。危険なものと全く害のない微粒砂層との間の物理的差別は、第八章第25節3)の項第871圖に説明する。

弛い成層のものと密に成層した乾いた砂層との間の差

別ほど大きくはない。

この兩様の成層状態の相異は工事施行上特に杭打ちの際殆んど大抵の場合關係して來る事である。密に堆積した砂層は杭の打込みに對して抵抗力が非常に大きい、從て地下に砂の塊のある表面では杭打作業の終つた後杭の頭が他の部分より高い。之に反し弛く堆積した砂層では杭は 20m の深さまで到達させることができ、而かも其の打ち貫かれた砂層の表面は沈下をすることさへある。砂層が地下水面下にある場合は杭打作業中弛んで崩れるといふこともあり得る(運動作用)。

¹⁾ Terzaghi¹⁾は砂層内の杭打作業に就て詳細な報告を發表してゐる。北米 Massatuset 洲 Frammingham で氷河成微粒砂層中に長さ 14m の杭を施工したが、その際杭打した地域では周囲の地表面が約 90cm も沈下したそうである。900cm² の底面積を有する四角形の載荷板が 1kg/cm² の壓力強度で 0.7~2.4cm だけ沈下したが、この事實からしてこの下部の地質は非常に弛く堆積した砂層であることが推定された。又同洲のリィヌ²⁾では同様の方法で、同種の但し可成り密に堆積した砂層で載荷板が同じ壓力強度で 0.2~3cm (上層) 0.13cm (下層) だけ沈下した。Rhode Island の Providence では Point Street 回旋橋の基礎工の際纏足杭を弛く堆積した微粒砂層中に打ち込んだが、沈下が 15cm にも達したので一時渡橋を閉塞するの止むなきに至つた(第763圖(b)参照)。土質調査結果に従ふと微粒砂(ボウリングでは粘土質泥土と鑑定してあるが)の間隙率は 39~42 % に相

¹⁾ Terzaghi, Erdbau mechanik auf bodenphikalische Grundlage. s. 128, Wien, 1925.

²⁾ Maher, Foundation Problems in Enlarging Center Pier of Swing Bridge at Providence, Eng. News-Rec. Dec. 3, 1927.

當した、然るに之を實驗室で拂り込んで堆積させると 31~34% 迄低下させることが出來たといふ。

¹⁾ 市加古では氷河後期の微粒砂から成る粘土塊で圍まれた岸壁の陸岸に潜函工事を施行したが、沈井作業中唧筒で排水したため何等困難を伴はなかつたといふ。然し乍ら或る杭では或る深さ迄到達した時坑底の砂層が持ち上つた、そのため沈井工を繼續して施行する事が不可能になつた。砂層の性質並に静水壓關係とが同一條件である時は比密度の相違が主要な因子となる。

地下水流动面が持ち上つて來るといふことが問題となつて來る意味は、此の如き流动作用は元來が密に堆積してゐる砂層でも全く弛緩させてしまふといふことである。地下水面が持ち上つて來てその流动作用で砂層が支持力を減ずるといふことは、流动水の壓力で比重が見掛け上減少するといふ事で説明される。

從て若しもこの流动作用が停止するや否や再び支持力は大きくなつて來る、唯併し砂層の成層状態は弛められた儘である。實際上この事實は地下水面上にある密に堆積した砂層中に潜函作業を施行する場合、その坑底で砂層が弛緩して來る有様で明かに觀察することが出來る。

與へられた砂層の成層状態が密であるか或は又弛いかを判斷する唯一の手段としては、現在の所では荷重試験又は試験杭等の如き方法に依る外はない。この兩者ともに可成り費用は嵩む方法ではあるが、地下の砂層の成層状態を其儘擾さずに採取するボウリング工具が發明されない限り目下何等方法はあるまい。基礎の根據り作業中危険性のある流砂状態を惹起しそうな砂層には、隧道工事では流砂性地壓の山として切取工事の時は不安定な斜面として屢々出會する所である(第四章第9節 7)軟弱岩 b) 流砂層の項参照)。

この種の流砂性の地層を征服するため種々の特殊施工法が考案されてゐる、例へば地下水降下法(Grundwasseraabsenkung)・凍結法(Gefirieverfahren)・珪化法(Versteinerungsverfahren)等がその例である、詳細は第四章第10節2)湧水帶の項参照。

c) 粘土層 砂層の性質は元來その性質上保存的構造を有するため、或る與へられた砂質のものである場合はその砂が堆積した時の状態の儘保存されてゐる。併し一度砂を人工的に堆積させるとその姿は全く失はれてしまふ。又砂層の性質といふものも天然に於ては元來略一定したものであるが、之が一朝不時の出来事(地下侵蝕作用・地下水流动面の上昇・繼續的人為的拂動等)の影響を蒙ると甚しく變化されてしまふ。砂層がその上部を蔽ふ地層のため一時的に荷重を加へられるためとか、或ひは又その傾斜層が侵蝕作用に依て絶えず除去されといふことばかりでは、弛い砂層から密な成層に變移して行くものではない。砂の成層状態は砂層が永い地質時代を経て生成された砂岩の構造に依てよく認むることが出来る。而かも此の如くしても砂層の構造は依然として尚保存されて行く。

¹⁾ Terzaghi, Erdbau mechanik auf bodenphikalische Grundlage. s. 128, Wien, 1925.

之と全く反対に粘土層の化學的乃至物理的性質は生成された後には全然異つたものに變化してしまふ、そのため最後の產物は地質工學的見地に據れば當初の物質とは殆んど共通點は認められないほどのものとなつてゐる。化學的變化とは専ら還元並に酸化の兩作用である。之等の變化の一部分は可成り急速に完成される。之れは多くの河が湖又海水をその河口から遠く離れた區域までも黃色してしまふのに拘らず、而かも尙その河口附近自身の中で沈積した泥土は暗灰又は黒色を呈してゐるといふ事實に依ても明かである（有機性混合物の作用に依る鐵化合物の遷元作用）。又之等の變化の中でも或る部分のものでは永い時間を要するものもある。例へば若期第三紀層の如き未だ凝集力のないやうな土質層では、化學的乃至物理的に見ても現在我々が河口等で目撃する泥土層と少しも變らないやうなものを屢々観察することの出来るが如きが夫である。

粘土層の中には、よく鳥賀の甲のやうな形をして表面が鏡のやうに滑らかで光つた細い脈が貫いてゐることがあるが、之れは隙間が出來てその中で化學變化が進んだ結果生じたものである。この種の事實は河底で一見少しも擾されてゐないやうな粘土層内にもよく見られる、而してその上層部分ではこの種の無数な鏡のやうな凸面が發達して居て暗茶褐色を呈してゐるに拘らず、下層部分では黃綠色でそんな裂目等の少しも見られない狀態を呈してゐることが屢々ある。此の如く兩者の區分が殆んど水平的の堀目をなしてゐることは、Terzaghi に據ると元來その物質は赤色のと黃色との二種の角張つた破片で組成された角礫質のものであつたものが、夫れが極く軽い壓力の下に各その違つた種類の破片部分に分析された結果であるといふ。從て前記のやうな鳥賀の甲のやうな凸面の形成されるのは、同一層帶の種々の點に於て種々の時間に化學的置換作用が行はれ、その變化した部分と變化しない部分との界面で皮殻が生ずるためあらうと思はれる。この粘土が時間の経過するに連れて受ける化學變化の本質に就いては未だ判然と分明してはゐない。褐色の粘土塊の表面を乾かして見ると、その粘土の色は時間の経過するに連れて酸性分に乏しい鐵化合物の酸化作用のため黃色になつて行く。物理的變化は主として表面の蒸發作用又は一時的の荷重作用に依て含水量並に緊硬度の變化となる。

粘土はその地質的成因に依つて次の二種に分つことが出来る、即ち河の汎濫地域で沈積した粘土、それから岸を可成り距つた水溜・湖水・海の中の凹所等に沈澱した粘土、それを茲では河筋粘土及び深水產粘土と稱することにする。又第三種としては岸の近くで沈積したもので微粒砂層を挟んでゐるものとか、或ひは又有機性粘土質組成を混ずる泥土質のものである。

(イ) 河筋粘土 この種の粘土は流出限界は 75% プラスティシティの限界は 30% 位で普通脂粘土といひ非常にプラスティックなものとされてゐる。この種の粘土が若しも深い靜止した水中に沈積すると何百年の間といふもの半流動體の狀態を呈し、而かもその性質に依ては殆んど不透水性である。Shaw¹⁾ に従ふと此の如き狀態にある物質は唧筒で吸上げることが出来、恰かも粘液質の液体のやうに殆んど水平な地表面上に於てすら流出運動を始めるといふ。之と全く反対に汎濫區域内にあるこの種の粘土は表面まで硬くなつてゐる。而して若しもこの粘土内に孔を穿つと地下水の

1) Shaw, Observation at Lake Pontchartrain, La., Short Report, 9, Jan. 1928.

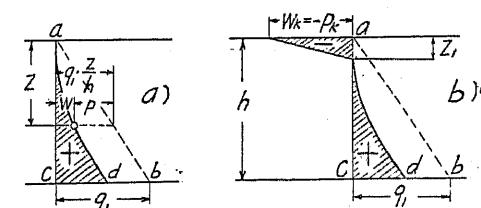
下部では、草根の孔や少々の割目等から細い噴出水があり空隙内に水が注ぎ込むで来る。又深いボウリングを施して見ると、地中には所々微粒砂で汚染されてゐたり或はその層塊に出會したり、時に依るとレンズ状の軟粘土の介在層が存在してゐたりする。この後者は明かに水の枯れた枝河の泥質化物を示すものである。河筋粘土の緊硬度が大きい所は、明らかに堆積し立ての粘土層が澁水時に毛細管壓力（一部分は乾燥作用）に依て壓密化されるためである。

(ロ) 深水產粘土 深水產粘土の運命は非常に變化に富んでゐる。當初の狀態即ち沈澱した當時は、粘土の成層は弛く從てその含水量は流出限界以上である。之れは電解質の多い淡水中で沈積した粘土よりも海水產粘土に多い。

沈積過程が進むに連れて前に沈積した層は夫れに續いて沈積して來る物質で蔽はれてしまふ。微粒の堆積層は透水度が少ないのでその際過剰の水は極く緩慢にしか排出されない。そのため深所にある粘土層内の間隙水は或る壓力を蒙つてゐることになり、從てこの層の含水量はその層が受け得る重量壓に相當するだけのものよりも遙かに多量の鹽或る永い期間保つてゐることになる。凝固作用の過程は壓密・透水度試験の助けを借り計算に依て研究することが出来る。而かもこの計算の結果は膠質分の多い現世の或ひは地質的に若い時代の泥土沈積層は、今日尙夫等は未だ不完全な凝固狀態の鹽にあるのを發見することが屢々あるが、この事實を十分裏書してゐるものと云へやう。間隙水内に過重壓力が支配してゐる限りは泥土は未だ壓縮される可能性がある、從て若しも之に何等かの人為的荷重を加へるとすればその沈泥層の表面は漸次沈下して行く。

第775圖 (a) はその種の沈泥層内を支配する應力關係を表はしたものである。その層自身の重量に依る全壓力を深さ z の點に於て q_1 の強度になるものとする。この壓力は深さに比例するから Z の深さの場合ならば $q_1 \cdot \frac{Z}{h}$ となる。次に沈澱した沈泥塊から漸次緩慢に上部に逃げ去る過剰水の流動壓力 W をこの壓力から引き去ると、その殘額 $A = q_1 \cdot \frac{Z}{h} - W$ は土粒から土粒に傳はり下部へ働く壓力に相當することになる。三角形 $a b c$ は泥土塊自身の重量に依る全壓力に表はすものとし、ハッチした $a b c$ の面積は逃げ出して行く間隙水が上部に向つて働きかける壓力を表はすものとする。凝固度が進むに従ひ單位時間に對する泥土内から逃げ出す水の量は減少する。

この排出水が上方に働く壓力は流動の速度と共に次第に減退し遂に靜水壓平衡が成立されて後止む、



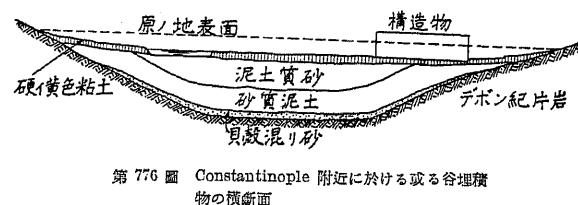
第775圖 壓縮作用の過程にある或る沈泥層内に於ける應力關係
(a) の場合では沈泥層の表面には水が流れてゐるものと假定し、(b) の場合ではその表面が乾いて蒸發作用が行はれてゐるものと假定する。
兩者の場合共三角形 $a b c$ はその層自身の重量に基く全壓力、ハッチした部分は上昇水の流動壓力に依てこの全壓力から引き去られる部分に相當する。

1) 第八章第25節 3) 壓縮試験の項参照。

この状態は第775圖(a)中にハツチした面積で表はした壓力が次第に減じ遂には全く無くなつてゐるので表はされる。此の凝固作用過程の竟局の状態に於て泥土層内の各點に於ける含水量は、之等各點に於て支配する全壓力 $q_1 - \frac{z}{h}$ に相當するだけの含水量に等しい。

過剰水が沈泥の間隙中に存在する限りはこの水は Terzaghi の所謂正の静水壓¹⁾ (Positive hydrostatic pressure) の下にあることになり、從てその水は壓力の小さい方向に對し即ち上方に向つて逃げ出して行く、沈泥塊はそれに依て圧密化され而かもこの圧密化作用は、その上部を蔽ふものの中よりも深部の地層内の方が稍速やかに行はれて行くのである。

此の如き凝固過程を計算に依て研究しやうといふことは唯單に之に關する數値だけを求めただけでは目的は達し得ない、天然に於ける沈泥層が必ずしも全く一様な等質のものでない限り計算に依て得た數値を實地に當て嵌める譯には行かぬ。唯この種の計算を行ふ意味は或る現象の解釋に苦しむ場合とか、或ひは又之を正當に判断するに必要な鍵を求めやうとする努力に外ならない。或る現象の觀察を誤つて解釋することは工事上實に重大な結果を及ぼすことになる、そのため事故や損失の原因を求めて作ることさへなるからである(第八章第25節(3) 壓縮試験の項参照)。



第776圖 Constantinople 附近に於ける或る谷埋積物の横断面

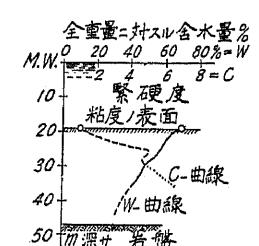
Terzaghi¹⁾ は前記のやうな沈下現象の土質力學的説明をする好適例として、Constantinople (土耳其)郊外の或る渦渦谷に於ける地層の場合を掲げてゐる、この谷の堆積物である沈泥は第八章第25節(4) 第881圖に示すやうな分類法に従へば、膨脹性屬2級透水性屬 VI 級に相當するもので、その下部には周囲を塞がれた含水性の在砂層を埋藏してゐるものである。第776圖はその谷埋積物の横断面を示すもので泥土の元の表面は現の位置より 2, 3m 高位にあつたが、土塊の凝固作用の結果現在の位置まで沈下したものである。ボウリング孔が砂層まで達した時水が掘抜井戸のやうに噴出したそうである。其際地下水水面降下のため岬筒を据え付けたが、その岬筒の運動開始と共に地盤はその上に建てた建造物と諸共に沈下を始めて來たそうである、而して大凡その見當を數字的に當てて見た結果に依ると、井戸から汲上げた水の容積は、地盤の表面が舊位置から新に沈下して來た位置までの空間の容積に等しかつたそうである(第776圖)。

沈泥層の凝固作用に伴ふ自然沈下は極く微々たるものであるため直接に觀察することが出来ないから、多くの場合沈下が起ると新に設置した建造物の重量のためだといふことにしてしまふやうであるが、實際は建造物の設置以前に既に沈下作用が少しづゝ始まつてゐるのである。沈下の原因を確めるには建造物上に一定標點を取り、その個所より可成り離れた所で表面に何等荷重物のない地面上に、他の一定標點を取つて水準測量をするのがいゝ。前記のやうな場合では建物自身よりもその周囲の土地の一部分の方が甚しく沈下する。

1) Terzaghi, Concrete Roads—A Problem in Foundation Engineering, Pub. Mass. Inst. Tech. Vol. 57. No. 73. 1928.

(ハ) 粘土層の外殼形成と緊硬度 前項で説明したやうな場合で第775圖(a)中横断面で示した沈泥層は、その表面が水で蔽はれてゐるものと假定した。この假定の下に於ては間隙水中を支配する物理的條件としては、ハツチした面積 $a c d$ で表はされた正の静水壓だけしか考へられない。併し乍ら土地の上昇又は地下水の下降の結果泥土の表面が空氣に觸れるやうになると、蒸發が始まつて蒸發面の附近に於ては水中で張應力が働き始める、換言すれば丁度毛管管の束の内部に於けるやうにその束の頂端から水が蒸發し始める、即ち Terzaghi の所謂負の静水壓¹⁾ (Negative hydrostatic pressure) が支配することになる。

沈泥の表面に働くこの張應力の強度を W_h 並に蒸發作用の影響する深さを Z_1 とすれば、之等はその地質の性質・蒸發速度・蒸發作用の開始から經過した時間に關係する。壓力とその反力とは相等しいから、蒸發作用に依て發生した間隙水内を支配する張應力の泥土表面に於ける強度 W_h は(重量壓=0), 泥土内に働く張應力(毛管管壓力) P_h と同じ強度となる即ち $P_h = W_h$ である(第775圖(b))。蒸發作用に依て發生した應力は前記したやうな壓力關係を以て組立てられる、其際誘因の主なる源は泥土自身の重量とその透水度が少さいといふことこの兩者互に作用するためである。第775圖(b)中に示すハツチした面積は、間隙水中に於ける蒸發作用と自重との相互作用に依て誘發された正負の壓力關係を表はすものである。



第777圖 瑞典 Stockholm 附近入江内に於ける粘土層を試験して得た含水量及び緊硬度の値
○—曲線は緊硬度を表す
W—曲線は含水量を表す

硬化した外殼の下部の面は地下水の位置 Z_1 まで進まうとする、而かもその點に於ても尚間隙水を支配する壓力は負である。この種の硬外殼の生成が到る所で見出せる事實は瑞典土質調査委員會の發表で明かである。この委員會の手に依て測定された含水量並に緊硬度の數多の結果は、此の種の外殼の物理的性質を定量的に説明するに役立つてゐる。

前記した様な粘土層の自重作用に依る凝固過程の理論から、凝固作用中のみならずこの作用が終つた後に至つてまでも、粘土の緊硬度は深さの増すに従つて加はるが同時に深さと共に含水量は減少して行く。

この法則は一例を掲げれば瑞典 Stockholm 附近の入江(幅 750m)内に於ける微粒軟質青粘土のボウリング標本の土質試験の際確認することが出來たそうだ。第777圖に示すは其際その外殼の最も厚かつた場所の一例である。

併し乍ら又或る場合に於ては緊硬度と深さとの關係は必ずしも規則正しくないこともある。この種の例は特に乾燥外殼で蔽はれてゐる粘土層、或ひは又一時的乃至は永久的の被覆作用に依て透水層が一部分硬化した場

1) Terzaghi, Concrete Roads—A Problem in Foundation Engineering, Pub. Mass. Inst. Tech. Vol. 67. No. 73. 1928.

2) Statens Järnvägars Geotekniska Commission, 1914~1922, Slutbetänkande, 31. Maj, 1922. Stockholm.

3) Kranz, Die Geologie im Ingenieurbaufac', Stuttgart, 1927. S. 352.

合の如きものに多い。堆積作用の條件としての場所並に時間の交代(沈泥作用の集中度・水中の電解質含有量)・粒徑並に礫物組成の種類・後天的化學變化に起因する緊硬度の差別等は、斯うした場合理論的には規則正しくあるべき管の凝固作用の過程を全く蔽ひ隠してしまふ。緊硬度關係の研究は單に實地に於て重大な意味を持つてゐるばかりでなく、その粘土層の生成経路を物理的乃至は地質的に説明する唯一の手段となるのである。含水量を不變にして粘土を捏ね廻した場合その緊硬度は不確實ではあるが減少するから、擾されない土質標本(圓盤標本)の緊硬度測定を先づ行ふことは忘れてはいけない。標本採取用のコオア・テウブをば地中で廻轉させずに押込むやうに注意したならば、その物質は何等擾されてない状態の儘で地表に持ち出すことが出来る。凝集力のある土質の支持力と圓盤土質標本の耐壓強度との間の關係は、或る地盤でその上に設置した建造物の様子から、既にその支持力が判つてゐるものとこれから鑑定しやうと云ふ地盤とを、比較するために緊硬度測定結果を用ひやうとする場合ならば考へられ得ることだと思ふ。斯くして粘土の性質と緊硬度とを地質工學的に識別することに依り、或る一つの工事で得た經驗からして將來の他の工事に於ける不安や危険を避けることが出来る。

(二) 等質粘土層上の基礎工 地盤の許容荷重測定の際は一般工事現場では軟・中・硬の三種の粘土に區別してゐる。所謂乾いた粘土といふ言ひ表し方はその物質の外觀を基としたものである。深い地下に產する乾いた粘土を研究して見るとその所謂乾いた粘土が 30~40 % の間隙率を示して居り、而かもその全部が水で充されてゐるといふことは直ちに認め得られることである。乾いた粘土は其の含水量から見れば或る密に成層した水で飽和された砂層に匹敵する。

軟粘土は既に前述したやうに屢々、その表面附近で甚しく硬いことがある。そのため時に依るとその層が非常に少しい支持力しか持つてゐないのに拘らず、大きなものと誤認させられることはよくあることである。之等の粘土の許容荷重は先づ 1~2kg/cm² 或ひはせいぜい 2.5kg/cm² である。中硬粘土では 1.75~3kg/cm² 或ひは時として 4kg/cm² に相當する。硬粘土は主として第三紀又は第三紀以前の地層に屬するものである。緊硬度の大きいのは或る乾燥過程——普通の場合では外殻の生成から始まるものであるが——の産物であるが、或ひは又永い地質時代の間作用して來た土質塊そのものゝ自重の結果に依るものである。この種の粘土は屢々深さに殆んど無關係な一様の緊硬度を持つてゐる。若年期の粘土中緊硬度の大きいものは一般に河筋粘土・氷の壓力で壓密された氷成粘土或ひは軟又は中硬の粘土層の外殻部分の範圍に限られてゐる。

¹⁾ 粘土層上の基礎工事の實例として次に Terzaghi¹⁾ の經驗を掲げて見やう。場所は北米 Washington Potomac 河水力發電所の基礎工事で、地盤は 0~12m までが硬い灰青色粘土・12~15m が硬い黄色粘土・その下部が密に成層した褐色砂層。この粘土に就いて Terzaghi は土質試験を施したが、その結果は流出限界 5.2, プラステイシティ限界 24, 収縮限界 12, 含水率 31 %, 新鮮な圓盤標本の耐壓強度 3.4kg/cm², 膨脹性属 VII で

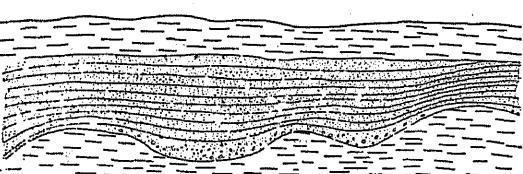
¹⁾ Terzaghi, Tragfähigkeit des Baugrundes und die Setzungerscheinungen, Ingenieurgeologie, Berlin, 1929, s. 485.

あつた。基礎は簡単な平板試験では許容荷重 4kg/cm² (深さ 6m) であつた。取扱つた物質は汎濫平原に堆積し乾燥作用の結果緊硬度の大きい粘土層となつたものである。この同じ地層中で粗大な礫及びレンズ狀の軟い儘で保たれてゐる青色粘土の挟み層に出會した(乾涸した枝流)。

硬粘土は一般質地では 4~6kg/cm² の壓力には耐へ得る。併し乍らこの種の數値を無批判に取扱ふことは非常な誤謬を招き易い。沈下量と載荷面との關係をその度毎に測り別け得る一般的の適當な方法が未だ成立されぬないから、許容荷重に關する問題は未だ眞の一時的の間に合せ方法の範囲を出てゐない。粘土の所謂許容應力としての沈下量は基礎工の最大沈下量の 10 倍に及ぶことは珍しくない、所が同様の場合で砂層の地盤であるとその沈下量は許容應力の最大値に相當する。即ち粘土層上の基礎工の沈下量は年次を逐ふて絶えず繼續的に加はつて行く(地盤の漸次的壓縮作用)，然るに砂層上の基礎は設置後短い期間で安定する。

最後に海濱から遠く離れた所或ひは堆積物を運ぶ流水の河口から遠い距離の所で生成される沈泥・粘土・有機物等から成つてゐる深所の流動し悪い膠質物に富んだ泥土層を考へて見やう。建造物の設置後第一年目に起る沈下は殆んど含水量の變化のない際に、早くも専らその物質の流動作用を以て始まる。併し乍らこの種の泥土層は未だ殆んど完全な凝固狀態に達してゐないから、その上に建設された建造物は數百年間經過する中に可成りの量沈下する(0.5m 或は夫れ以上)。粘土層中に深く且廣い根掘りを行ふ場合は、前記のやうな深さに到達した後根掘りの側面に残存し屹立してゐる土塊の重量に依る地盤の應力は、既に完成した建造物に依る應力よりも屢々不利な條件となることは注意しなければならぬ。

¹⁾ Weichsel 河橋梁の第 16 號橋脚の根掘りの際、その根掘りの底部は約 0.3m、基礎杭はその坑内に設けた足場諸共に 0.4m だけ持ち上つた。地盤は硬粘土であつたそうである。又根掘りの杭底が持上る處がある際にには、一つの試験杭を設けその上端に一定標點を附し掘下げ作業中時々夫れを測定する。それでもその移動狀態を確かむることが出来ない場合がある。北米 Detroit で或る根掘り作業中、この種の測定を行ひ小砂利混りの氷成硬粘土層中で未だ軟い固つてゐない一枚の泥土層に出會した、そのため根掘りの坑底が約 2.4m も持ち上つた所があつたそうである。



第 778 圖 粘土層の不整合——第一次堆積と第二次堆積との間に侵蝕作用の時代があつたことを示す

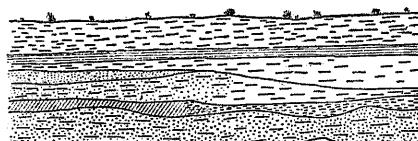
又粘土層内の基礎工事中の事故發生の原因としては不意に微粒砂混りの部分に切り込むで掘り下ることである(第 778 圖)。

²⁾ Terzaghi²⁾ に據ると市加古に於て或井戸掘作業中この種の微粒砂塊に出會し、非常な時間と工費の損失とを蒙つたことがあつたそうである。井戸

¹⁾ Eisenhahnbrücke über die Weichsel bei Thann, Zeitschr. f. Bauwesen, s. 35, 1876.

²⁾ Terzaghi, Tragfähigkeit des Baugrundes und die Setzungerscheinungen, Ingenieurgeologie, Berlin, 1929, s. 487~488.

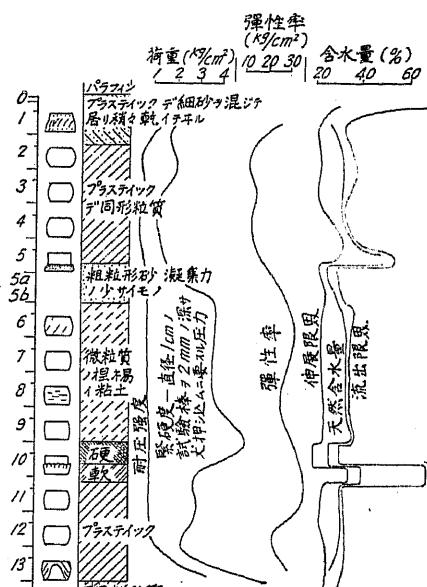
の深さ約 6 の附近で突然に噴泉が湧出し、水と微粒砂の混合物が幅 5cm 位の穴から 40l/min の割合で噴出したそうである。之れはその井底の下部約 1m の所にあつた含水微粒砂層がなした技である、その結果この噴に依つて破壊された穴は混凝土で埋めるとか、砂と出水との混合噴出物には瀝過層を設け砂の噴出を防ぐ等の方法を講じなければならなかつたそうである。



(ホ) 砂の挟み層を含む浅水産粘土 洪積層の分布區域にはよくこの種の粘土層が發達してゐる組成物質は脂粘土から微粒砂までの間のもので(第八章第25節第881圖中膨脹性級 2-I に屬するもの), 第779圖 粘土層の成層状態が水平的にも垂直的にも如何に變化があるかを示す 薄い盤をなして成層してゐることが多い(第779圖)。

第780圖 はこの種の粘土層の圖鑑標本(現状のまゝの)土質試験結果を示す(Terzaghi¹⁾に據る)。標本は紐育 Albany 附近のボウリング孔深さ 10m の個所から採取したものである。上部から下部に行くに従ひ標式的の氷河粘土を示してゐる。圖表中左側に入れた少しき形狀は土質の圓鑑標本の各個を、原寸から約 20 %だけ壓縮した際の形狀を示すものである。砂の挟み層は第788圖の場合と同様に粘土内の過剰間隙水の逃げ出し場所の役目を勤めた。從て此の種の粘土塊に荷重を加へた場合は著しい沈下が起る、而して特に粘土質の挟み層の壓縮作用(空隙減少又は壓密作用)を惹起する。第780圖の粘土層で根掘りの作業中砂の挟み層から滲出水があつた。その結果根掘りの壁面には周到の土留工を施したのに拘らず、その附近の建物が不規則に沈下した。

基礎杭の打込みに依つて土留の壓縮度は杭の占めてゐる容積の約 20 %に及んだ。この作業の前から打込んであつた杭の多くはこの打込み作業の影響で約 90cm も持ち上つた、之に依て土質の組織が破壊されたことが物語れるものである。紐育市廳の鑑定ではこの地盤の最大許容荷重は 2.5kg/cm^2 のことであつたが、この程度の荷重で加之建物の基礎は相當廣げたのに拘らず沈下は非常に著しかつたそうである。



第780圖 Albany, N.Y., U.S.A. における粘土層より採取した長さ 40cm の錐心の土質試験 (Terzaghi)

¹⁾ Terzaghi, Tragfähigkeit des Baugrundes und die Setzungsercheinungen, Ingenieurgeologie, Berlin, 1929, s. 488.

第21節 泥炭地

こゝでいふ泥炭地(Fen or fen land, Moorgebiet, Tourbière ou Terraine tourbeux)といふのは有機性腐朽堆積物を含有する粘土・砂泥類から成る軟弱地盤のことをいふのである。工事現場では上述のやうな意味で例へば北海道の谷地の如き一般に泥炭地といふ言葉を使用してゐる。併し乍らこの種の軟弱地盤の地質を説く前に先づ順序として所謂モオル地質学(Moorgeologie)から記述しなければなるまい。以下大體 Bülow¹⁾の著述の内容を骨子としてモオルの成因・地質・生成過程・序を順次説明し、最後に現場言葉の所謂泥炭地特に本邦のこの種の地域の成因及び地質に就いて述べやう。

1) 泥炭地の成因

泥炭地の生成條件は泥炭生成材料物の發生とその腐朽作用による換言すれば植物の發生とその腐朽が交代的に働くことであるが、この兩現象は氣候的・地形的・地質乃至岩石學的條件に關係する。

I 氣候的影響

- a) 最大限の濕度之れは $\frac{1}{1} \text{降雨量}$ に關係する………積極的 $\begin{cases} 1. \text{緯度・海拔・陸地内の位置} \\ 2. \text{蒸發量} \end{cases}$
- b) 植物の腐朽と腐植質堆積の因子……………消極的 $\begin{cases} 1. \text{溫度} \\ 2. \text{濕度: a) 大氣, b) 土壤} \end{cases}$
- a) b) 共に最も好條件であるためには降雨量が一年中一様に分布すること並に蒸發量が最少限であること。

II 地形的影響

- a) 集水地形：局部的に限られた泥炭地の形成………積極的
- b) 堰水地形：氣候的條件に恵まれた場合で寧ろ地方的に限られない泥炭地の形成………消極的

III 地質乃至岩石學的影響

- a) 土壤の物理的性質
 - i) 透水度: a) 不透水性(岩盤・粘土・腐植質其他), b) 透水性(砂・礫其他)
 - ii) 泥土を透す性((i) に關係する)
- b) 土壤の化學的性質
 - iii) 可溶性物質を土壤中に貯藏すること(植物の發生と腐植質生成への影響)
- c) 植物の被覆(I—III の a) に關係する): 泥土を透す性への影響

2) 泥炭地の種類

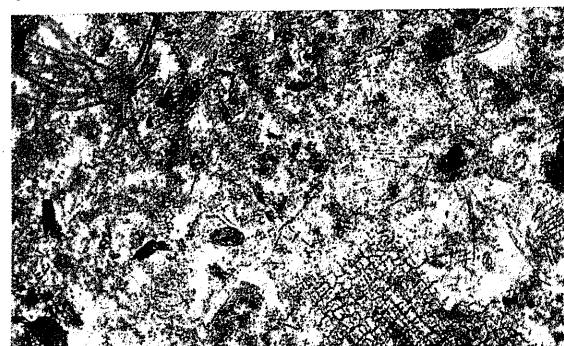
I. 集水地形に於いて局部的に限られた泥炭地の生成即ち所謂平モオル(Flachmoor, Fen)或ひ

¹⁾ Bülow, Moorkunde, Leipzig, 1925, Allgemeine Moorgeologie, Berlin 1929.

は低モオル (*Niederungsmoor*), 但しこの名稱は泥炭地の位置からいふのではなくして表面の形狀から名付けたものである。又別名堆積モオル (*Verlauungsmoor*) 等とも呼ぶ。

II. 土地の地形的條件には何等關係のない局部的に限られたない地方的な泥炭地の生成即ち所謂丘モオル (*Hochmoor*, Hill moor) で純粹に氣候的條件のみに關係する。之れも表面の形狀に因んだ名稱で位置から云ふのではない、別名蘚苔モオル (*Moosmoor*)、淋雨地モオル (*Niederschlagsmoor*)、草原モオル (*Heidemoor*) とも呼ぶ。

III. 平モオルの生長が一時中止し所謂死モオルとなり更にこの上に森林が繁茂して所謂林モオル (*Waldmoor*, Forest moor) を形成する、此の如き狀態は廳て丘モオルへの推移の過程であるため別



第781圖 粗粒破碎物質腐泥 顯微鏡寫眞 (×45)

名過渡又は中間モオル (*Übergangs-od. Zwischenmoor*) とも呼ぶ。(第19節風化土の成熟と土壤の類型の項参照)

泥炭地換言すれば泥炭を生成する沼澤地のことを茲では術語としてモオルなる言葉を用ふることにする。

3) 泥炭地の地質

泥炭地の地質を大別し次の三種とす。

a) 腐泥, b) 腐植質, c) 無機土

a) 腐泥類 (*Mudden*)

i) サプロペル (*Sapropel*)

東京の下町の堀割等ではよく見られるお歯黒溝のやうなもの多くは暗緑色を呈してゐる。湖底の深所に沈澱堆積したもので水中浮遊生物 (Plankton) の遺骸並に空中から落下した微塵の混合したもの。

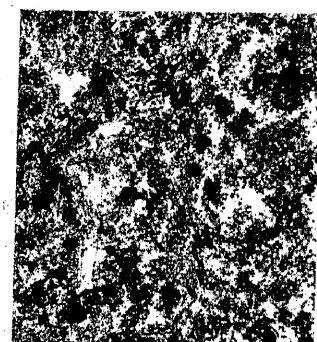


第782圖 水藻腐泥 顯微鏡寫眞 (×45)

2) 腐泥 (*Faulschlamm*) 褐色で水草の遺骸を數多混じた湖岸堆積物。木片・孢子・葉片・葦苔等陸地の植物を含むことが多い。從て沖積泥炭とも稱することがある(第781圖)。

3) 水藻泥 (*Algenresten*)

前兩者の中間に位するもので純然たる水藻類の遺骸からな

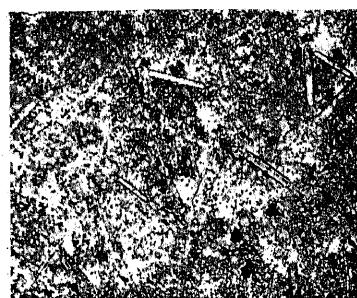


第783圖 湖水產水藻 顯微鏡寫眞 (×45)

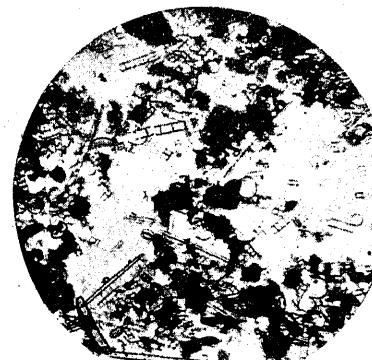
る泥があることがある。この色は種々雜多である(第782及び783圖)。

4) 鎌物成分

之等三者の中によく石灰分が混じられてゐる、或ひは遂には殆んど純粹の所謂草地石灰 (*Wiesen-kalk*) 一別名湖水產石灰 (*Seekalk*) になつてゐる



(a) 内眼擴大寫眞 (×45)



(b) 顯微鏡寫眞 (×65)

第784圖 珊瑚腐泥

こともある。この石灰分の原料は地下水から供給されたものである。

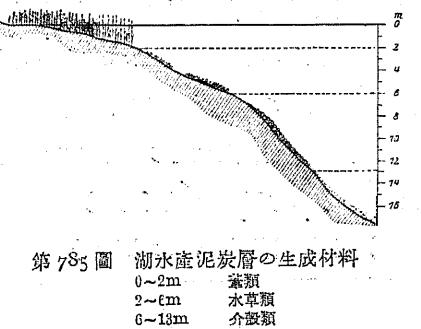
水草類はその軀體の生育上水中から炭酸瓦斯の一部を攝取する、水の石灰分溶解度はその炭酸含量に關係するからこの攝取によつて夫れを減却しやうとする。その結果石灰分は殼皮の形狀で植物の表面に沈澱することになる。エビ藻類では如何にして石灰分がその葉から溶けて來て土の中に落ち沈んで來るかを觀察することが出来る。又車軸藻類では非常に多量の石灰を分泌した結果は白色の純粹石灰藻に化してしまふことがある。又動物では如何なる方法に依るか不明ではあるがその殼・貝・骨等の生育上水中から石灰分を攝取してゐる(第784圖(a)及び(b))。

純粹の石灰分のみから成る湖水產白堊 (*Seekreide*) は空氣中から落下沈澱したものである。

石灰質腐泥 (*Kalkfaulschlamm*) はサプロペル粘土 (*Sapropelton*) と同様乾くと強靱な硬い固體塊になる。

白堊が泥炭で被はれてゐる時は之れをモオル泥灰土 (*Moor=od. Wiesenmergel*) と稱する。

b) 腐植質類 (*Humus*) 腐植質(第19節參照)とは植物の不完全分解物で炭素を多量に含む可燃性黑色土である。泥炭の主要元素成分 (45~50%) は腐植酸 (*Humussäure*) であつて、これは炭素を多量に含むが比較的酸素及び水素には乏しい。平モオル泥炭及び丘モオル泥炭の何れもこの腐植質類から成るものである。平モオル及び丘モオルの根本的の區別は勿論その下盤にある岩石の種類に依る、從て兩泥炭地の水はその源に依つて非常に異なる。平モオルは營養分に富む水からの堆積物で形成せられるものであるから、その營養分と云へば石灰鹽類のことであるが若しそこに他の成分为這入つて來れば、泥炭生成の主要材料たる泥炭苔の發育の妨げとなる。即ち先づ第一に泥炭苔



第785圖 湖水產泥炭層の生成材料



(a) 肉眼寫真 (2/3)

(b) 電微鏡寫真 ($\times 16$)

第 786 圖 莖 泥 炭

が營養分の攝取に明かに必要である石灰分をその種の成分（酸類）が減却する、而して第二には營養分に富む土壤又は水中に於ける泥炭苔の繁殖をこの理由に依て閉塞してしまふことになる。

イ) 平モオル泥炭類

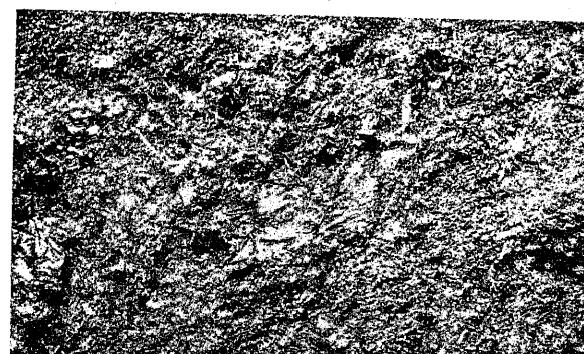
i) 濕地泥炭 (*Sumpfmoor*)

これは主として湖岸附近に形成せられるものでその結果鐵物性組成例へば粘土・砂等を多量に含んでゐる。併し乍らその主組成は湿地植物の遺骸である。満潮時又は洪水時等に被つた泥土層を差し挿むものを獨逸では泥炭泥 (*Darg*) と稱してゐる（第 785 圖參照）。

ii) 平モオル泥炭 (*Flachmoor*, Fen peat)

これは狭義の平モオル泥炭で湿地・草原・芝地等の泥炭のことである、大部分が多少とも一様に分解されてゐるが之れは微生物の活動が極めて盛んであることを意味する、概ね黑色脂質で數多の草類の根莖を藏してゐる（第 786 及び 787 圖）。鐵物成分從て灰分の含量が多い。大抵 2.5~5% の灰土 (CaO) 0.25% の磷酸 (P_2O_5) 及び $1/10\%$ の加里を含んでゐる。

iii) 森林泥炭 (*Bruckwaldtorf*)

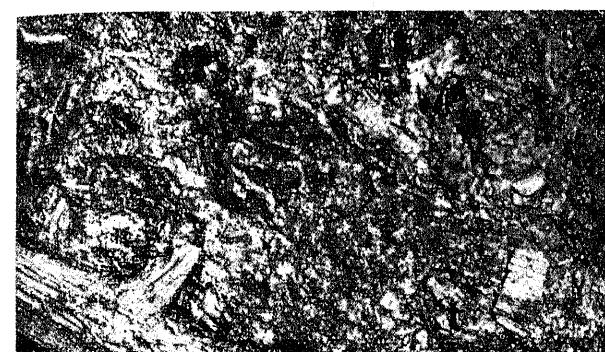


(a) 肉眼寫真 (2/3)

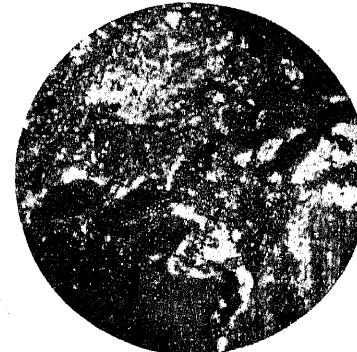
(b) 電微鏡寫真 ($\times 16$)

第 787 圖 莖 泥 炭

これは平モオルから丘モオルへの過度期に於ける中間モオルに生成するもので森林の樹木が倒潰腐朽して生じた泥炭地のことである、前二者よりは鐵物成分は稍、渺いが樹木片例へば赤楊・樺・柳等を多量に藏してゐる（第 788 圖 (a) 及び (b)）。これを別名林モオル泥炭 (*Waldmoor*, Forest peat) ともいふ。



(a) 肉眼寫真 (2/3)

(b) 電微鏡寫真 ($\times 16$)

第 788 圖 松柏・苔・泥炭

これとは別に枯渇した丘モオルに生ずる森林泥炭があるが、之れは乾泥炭と稱し鐵物性森林土壤たる所謂原生腐植質があることで普通の林モオル炭泥と區別出来る。

森モオルは平モオルから丘モオルに至るまでの種々の植物帶を有してゐるから非常に種類の異った性質の泥炭を産する。平モオルの草原には苔類・水蘚等を繁茂するが就中水蘚苔が大きな役割を演ずる。赤楊・樺・柳等は平及び丘モオル何れにも組成成分となり得る。然しこの種の灌木類は一般に地形的に極く短い期間しか繁茂しない、從て若いモオルに於てはこの種のものから成る泥炭は大して重要な役割を持たない。

iv) 沖積泥炭 (*Schwemmtorf*)

これは洗ひ流され吹き寄せられて來て堆積した植物から成るものである。

岸邊に漂積した物質は蒿屑・漂木・葉片等の泥炭を形成する。これが一種の浮島となりその下部に硬い細かい破片から成る沖積泥炭を形成する。これは浮島の下面から湖底の方へ伸びて行く根又は莖類が集まつたものである。

同様に約 5~7m の水深以下では沖積泥炭しか形成出来ない、何故ならばこの區域では日光が乏しいため植物は大した量は生存し得ない、從て主として破片堆積物の漂流のみが行はれるに過ぎないからである。

ロ) 丘モオル泥炭類

丘モオルの植物は泥炭苔が主要部分を成して居り且これ等は酸類含有物のため容易に腐朽し悪い



(a) 肉眼寫眞(2倍)



(b) 顯微鏡寫眞(×16)

第789圖 若年期苔泥炭

から、丘モオル泥炭は大抵容易に識別し易い從て別名苔泥炭 (*Moostorf*)ともいふ。化學的に丘モオル泥炭 (*Hochmoortorf*, *Hill peat*) は平モオル泥炭と灰分の少いことで容易に區別出来る、即ち前者では石灰土は0.5%, P_2O_5 は0.1%以上超過することは滅多にない。

若年期苔泥炭 (*Jüngere Moostorf*) は一般に非常に明るい色をして居り殆んど白色のことが多く(特に乾いた時は)軽く彈性に富み吸水性を呈してゐる、これは苔類が完全に保存されてゐるからである(第789圖(a), (b))。

老年期苔泥炭 (*Älteren Moostorf*) でも亦植物纖維を認めることが出来るが、この植物も指頭で容易に粉末に揉み潰すことが出来る。色は赤褐乃至暗褐で時によると殆んど黒いことがある、吸水性も殆んど失はれて居り彈性も亦失はれてゐる。前者に比し非常によく燃え易い(第790圖)。

丘モオルの新しい状態の時期は種々の莢類を含んでゐる、例へば毛芝又は湿地苔等の如き纖維性で擴がり易い泥炭を苔泥炭中に混へてゐる。

これが死んだ水分の脱けた丘モオル泥炭であると叢林に被はれ木片状の所謂ヒイス泥炭 (*Heidetorf*) も形成する、これは乾泥炭又は鐵物成分に富む原生腐植質とは殆んど區別し難い。

ハ) 乾泥炭とオルトシュタインの生成

上記の兩モオル泥炭類とは別に乾泥炭 (*Trockentorf*) と稱するものがある、これは丘モオルの森林が枯死して生成された一種の森林泥炭であつて平モオルと丘モオルの過渡期に生ずる林モオル泥炭とは原生腐植質の存在によつて區別される。原生腐植質 (*Rohhumus*) は植物の腐朽度が不完全で酸性に富んでゐるものである。從てこの腐植酸と共に種々の可溶性鹽類が透下水のために下層に導

第790圖 老年期苔泥炭
顯微鏡寫眞(×16)

かれそこに所謂オルトシュタインと稱する硬い鐵質富化帶 (*Eisenanreicherungszone*) を生成する。(第19節風化土の成熟と土質の類型參照)

c) 無機土類 古いモオルになると鐵物成分が流れ込んで来る或ひは又機械的に運ばれ込んだりするが、又一面溶解状態で地下水の中から湖底堆積物に混じて來たりする。純粹の機械的の混合物であつても可溶性状態にあることが多い、即ち石灰・鐵・珪酸・硫黃・磷酸等して食鹽等を含んでゐる。

石灰分のことは先にも述べた通り草地石灰或ひは石灰質腐泥として平モオル即ち湖沼堆積地に含まれてゐる。丘モオルに於ては之れは全く缺けてゐる。

鐵分は種々の状態で存在する。

沼鐵礦 (Bog iron ore) として到る所廣く分布して居り而かも平モオルには必ず存在してゐる。有らるる土壤中に存在する鐵の過酸化物(二酸化鐵)は、腐植質中にある有機物のためその酸素の一部分を奪はれO₂に乏しい一酸化鐵に還元される、而して忽ち炭酸分を含有する水又は有機酸を含有するその種の水によつて容易に溶解せられる。然るに腐植質地域にある水はどんな水でもその有機酸として炭酸分を缺くことがないから、鐵分は二酸化炭酸鐵の状態で如何なるモオルに於ても(特に平モオルに於て)存在する。微生物による沈澱も亦行はれる。例へば鐵バクテリア・鐵藻等の如きものである。石灰分と鐵分が同時に這入り込んで来る時は前者が先に沈澱する、從て石灰分に富むモオルでは概ね極く僅かの鐵分しか含まない。又その逆の場合もある、即ち鐵分に富むモオル例へば沼鐵礦質のものでは勿論石灰分に乏しい。

泥炭地の排水管又は排水溝等内に於いては鐵分の沈澱がよくある。この種の中を流れる水によくある所謂油面 (Oil scum) は、大氣中の酸素によつて酸化せられた鐵の薄層で、泥炭地水が往々赤褐色を呈するのはこのためである。

沼鐵礦が多量生産するのは褐鐵礦 (Limonite) — $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$ 一の鐵床としてあつて上記の微生物の活動によるものである、その層は脆い土状の鐵滓状を呈し黃色又は褐色銹を呈す。之れが粘土又は砂を混すると極めて硬い層になることがある。

磷酸 (P_2O_5) に富むモオル内では(この源は動物の遺骸、造岩鐵物の磷灰石、地下水の含有物並に腐泥等から來るもの) 淡褐色の粒状磷酸化鐵となり、大氣に觸れると直ちに酸化して青色の美しい藍鐵礦 (Vivianite) — $5Fe_3P_2O_8 + 8H_2O$ 一に變化する。之れはモオルの鐵分の第二の重要な特徴である。

次に最近判明したことであるが腐植酸との作用で生じた白鐵礦 (White pig iron ore) の產することである。之れは大氣との遮閉の下に生成されたもので、

第791圖 泥炭地内の鐵物成分の生成
1) 平モオル泥炭, 2) 森林泥炭, 3) 老年期苔泥炭
4) 岩年期苔泥炭, 5) 白鐵礦 持ち上つてゐる箇所
はその酸化帶

モオル中に必ず存在する炭酸分に會ふと水酸化鐵は酸性炭酸鐵と化すのである(第791圖)。

珪酸(SiO₂)は地質が砂質の場合、食鹽(NaCl)は海岸地域に特に多い。硫黃分は白鐵礦(Markasite)(FeS₂)等には黃鐵礦(Pyrite FeS)として産する。之等のSは動植物の蛋白分から出てゐる。Sの分量が多い時は硫酸(H₂SO₄)を生ずる。

4) 泥炭地の層序

前項に於て述べた通り泥炭地の地質は生成條件に依つて種々の異つた相を示すが、次項で述べるやうに泥炭地が平モオルから中間モオルを経て丘モオルに至つて、その發育が終るやうな正規の過程を取るものとしての層序は如何、次に此の如くして生成された所謂複成沼澤地(Kombinirerten Mooses)の層序を下部より上部に向つて述べて見よう、因に Bülow はこの研究法に泥炭地層學(Moorstratigraphie)の名稱を與へてゐる。

a) 鑽物性基盤(Mineralische Untergrunde) この部分では大して風化は進んでゐない。

(イ) 不透水層 泥炭地は元來は土地の窪地で且溜水をなす個所であるから基盤の地層は不透水性のことが普通である。

(ロ) 透水層 下に不透水層があるため自然その上部にある部分は返つて含水性強く從て透水性である、この性質が將來水蘚其他の沼炭生成材料たる種々の植物の繁茂の原因となるのである。

b) 腐泥層 泥炭地質の最深部は腐泥であることが一般で、概ね鑽物性の無機物が混じて不純化されてゐるのを常とする。この混合物は周囲の状況で決定する。例へば砂岩質層であれば粘土質の混合物より砂層が多い。石灰質の基盤であれば地下水中に炭酸石灰を混じ、砂岩質であれば珪酸に富む地下水のため珪藻を發育する。從て砂質・粘土質・石灰質乃至珪藻土質サプロペル等の種類を生ずる。尤も漸次無機性のものは散逸し最後は有機性の腐泥に化してしまふ。

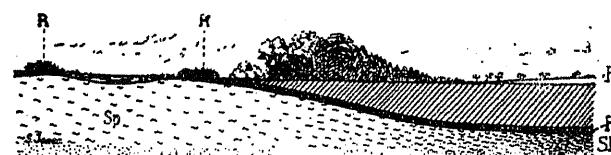
c) 腐泥質泥炭層

(イ) 泥炭質腐泥(Torfmudde)

純腐泥層に植物遺骸が多量に混する

と泥炭質腐泥が生ずる、之れはサプロペルと腐植質との混合で一般に水藻類が重要な役割を演じてゐる、即ちこの生物がサプロペルを生成する動物遺骸と泥炭を生成する植物遺骸との化學的結合の役目を演ずるのである。この泥炭質腐泥と膠狀腐植質との區別は後者が砂又は粘土を含むことである、サプロペルを乾燥さると脆い粘土とならずゼラチン状に收縮するので判る。

(ロ) 腐泥質泥炭(Muddetorf) 前者より遙かに泥炭質物に富んでゐる。新鮮な時は軟く泥土質

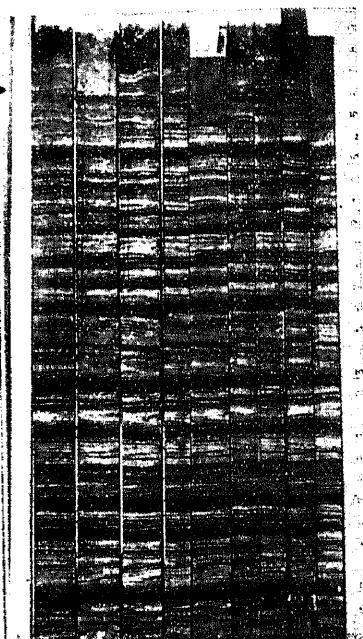


第792圖 完全に堆積物で埋められた湖沼
腐泥(Sp)がその上に堆積した基泥(R)並に平モオル及び丘モオル泥炭(H)で壓縮されて含腐植質腐泥(Sk)に變つて行く状況を示す。Sk=Alpenroholl (Bülowによる)

であるが乾くと前者の如く硬くならず寧ろ粉體状に脆く崩れる(第792圖)。

d) 平モオル泥炭層 前記の二者の累層の上に愈々平モオルが發達して水面とこの下部の腐泥層との空間を所謂平モオル泥炭で厚く堆積埋没してしまふのである。この種類は蘆葦泥炭乃至沙草泥炭である。この厚い堆積物の結果元來がそう厚くない下部の腐泥層は壓縮されて(第793圖)この兩者の間に隙間を生ずる、これは概ねレンズ状をして居り Bülow は水枕(Wasserkissen)と稱してゐる(第794圖)。

時として平モオル泥炭層がこの水枕の所を界として下の腐泥層から切斷されて湖沼内に浮んで來ることがある、之れが浮島として本邦では山形縣の庄内及び紀州の新宮地方で屢々見られ



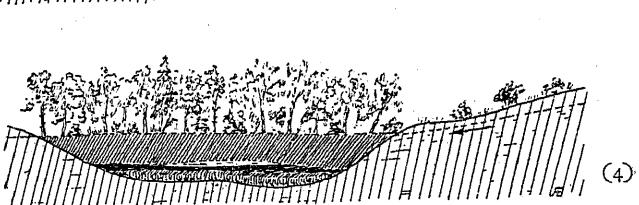
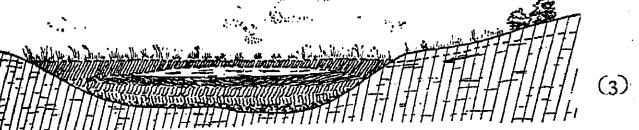
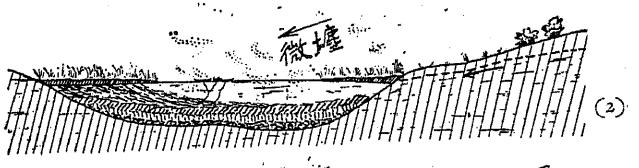
第793圖 湖底沈積層
上部の泥炭層のため壓縮された腐泥

る漂流性の泥炭層のことである、泥炭層が廣域に擴がり且堆積が厚くなると地盤の移動が行はれることがある、之れは概ね泥炭層の沈下現象であるがその原因是地質學上の沈降運動のこともあり得るだらうが、多くは基盤の陥没又は地下水のため基盤内の鹽類層が溶失されるこ

とである。

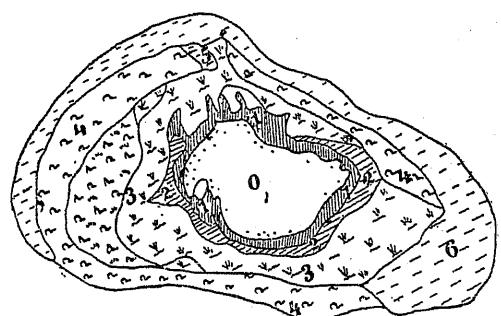
e) 林モオル泥炭層

前記の泥炭層の沈下作用が進んでゐる間は未だ水面と泥炭層との間に水草が繁茂し且堆積する餘裕があるが、下部の腐泥層の壓縮作用の進行が停止するや泥炭層の發達は愈々水面にまで及び最早平モオル泥炭の發



第794圖 平モオル泥炭生成過程(上より下へ)

- 1) 腐泥の沈殿
- 2) 蓼草類及び冲積泥炭
- 3) 水草類が水を封じ込めてしまう。水枕(Wasserkissen)を生じ所謂浮島時代(漂流泥炭)を観出する。
- 4) 林モオルの發育、腐泥は押付けられてしまふ地下水又は風によつて礦物成分が移入されて来る。



第795圖 (a) 淤炭層の發育のため埋められてゆく湖沼
0..ひつじぐさ及びえび等の水藻を含む水面
1..平モオルの堆積泥炭區域
2..水草類の泥炭
3..苔類の泥炭
4..藍苔を伴ふ白揚類の泥炭
5..蘇苔を伴ふ樹類の泥炭
6..草地泥炭
周囲..無機性土類



第795圖 (b) 同上 (實例)
(北獨—Sperenberg, Teufel 沼)

林モオルが發育して原生腐植質がその日蔭に生ずると再び地下水は上昇して來るから又再び今度水蘚が發生する(第786圖)。丘モオル泥炭には二つの層がありその區別は判然として居り、暗褐色で甚しく腐朽してゐるもの古期 (*Älteren*) とし鮮明色で未腐朽のものを若期 (*Jüngere*) としてゐる。この兩者の境には薄い綿苔泥炭又はヒイスの遺骸等から成る層が介在し判然たる境界線をなしてゐる(第798及び799圖)。

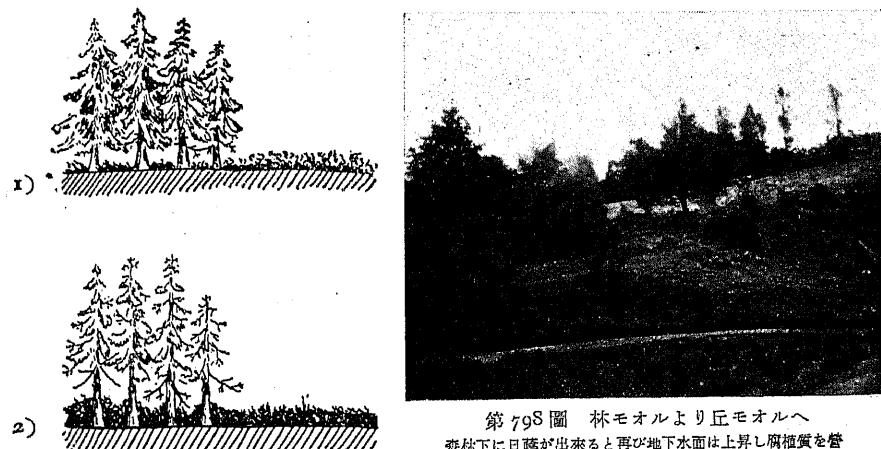
g) 泥土層 (*Moder*) 最上層は概ね乾いた粉體状の淡褐色で腐植酸に乏しい泥土層となつてゐるのを普通とするが、之れは多くは人工的に排水を行ふため水分が脱せられて風化作用が行はれるためである、Bülow はこの状態

育は不可能になつて來る(第795圖(a)(b))。この状態を死モオル (*Totes Moor*) と稱し地下水は地表面下に没してしまふ、そうすると今度は橡・樺等の如き耐濕性の樹木が簇生し水草を押し出し、續いて松・樅等の鍼葉樹及び石楠科の小灌木が前の樹木と交代し森林となる(第796圖)。而してこの森林下に落葉が堆積して原生腐植質を生成するが之れは普通の森林下に生成される鍼物性の原生腐植質とは異なる、兎に角この中に森林の樹木が倒潰枯死して茲に森林泥炭が形成されるのである。この層の厚さは前の平モオルに比べるとそう大して厚くはない、即ち次の丘モオルの生成の材料たる泥炭苔の發育には夫れ程の厚さは必要としないのである(第797圖)。

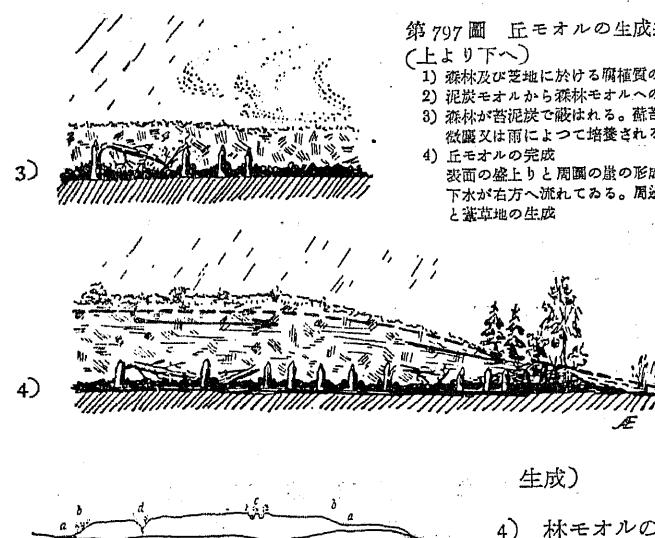
f) 丘モオル泥炭層 前記の



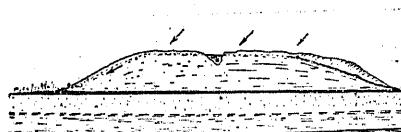
第796圖 森林モオルの下生に
原生腐植質が堆積し始める



第798圖 林モオルより丘モオルへ
森林下に日蔭が出来ると再び地下水は上昇し腐植質を營養として水蘚類が發生し漸次森林を征服し始める



第799圖 丘モオル
蘇苔の發育の結果段々地盤が持ち上
つて來る
a) 周邊の湿地, b) 周邊の層, c) 水路
d) 溪木林, e) 丘モオルの発生の源



第800圖 丘モオルより死丘モオルへ
矢は降水及び地下水の方向, 0 點は泉
蘇苔泥炭が甚しく持上り泉又は人工排水のため表
面は水が枯れて死丘モオルに化す

1) Dachinowski, Stratigraphic Study of Peat Deposit, Soil Science, Vol. XVII, No. 2, Feb. 1924.

を死丘モオル
(*Totes Hochmoor*) と稱してゐる(第800圖)。

泥炭地の發育過程

上記の泥炭地の層序は明かに泥炭地の

發育過程換言

すればその生成史を物語るものである。即ち之れを順次に追ふて見るに

1. 湖沼の生成 (窪地への集水又は堰水)
- 2) 腐泥の生成 (微塵及び動植物遺骸の沈澱)
- 3) 平モオルの發育 (水草類の繁茂と堆積並に腐植質の生成)

- 4) 丘モオルの發育 (平モオルの死と森林の簇生並に原生腐植質の生成)
- 5) 丘モオルの發育 (水蘚類の繁茂と森林の倒潰並に泥炭苔の生成)

第801圖 は以上の如き泥炭地の生成過程が完全に進展し去つた後の層序の一例である。

以上述べた如く泥炭層はその成因に従て種々の異つた組成をなすが又同時にその物理的性質は大いに異つてゐる、次に Dachinowski の分類法に據つて泥炭を土

質科學的見地から之れを別けて見ると第
14表 の如くなる。

糊泥状泥炭 滞水中で形成されたもの(プランクトン遺骸の沈澱物)。概ね成層せず、堆積成分には種類多し。含水率70~95%。

纖維状泥炭 舎水率 85~95%。成層せること多し。糊泥状に移り變ることあり。

木質状泥炭 成層をなしてゐるが或ひは泥炭層全體の厚い層を成してゐるものもある。鋸屑状の粉體又は粗纖維状の樹枝等の集合體。湿つた時は汎濫する森林地に形成する。森林繁茂と泥炭生成とが周期的に交代してゐることがある。

湖水產白堊 膠質狀又は微粒狀泥炭
土で石灰質腐植泥又は貝殻等を含む。

腐植泥 成層せず大部分珪酸質礦物

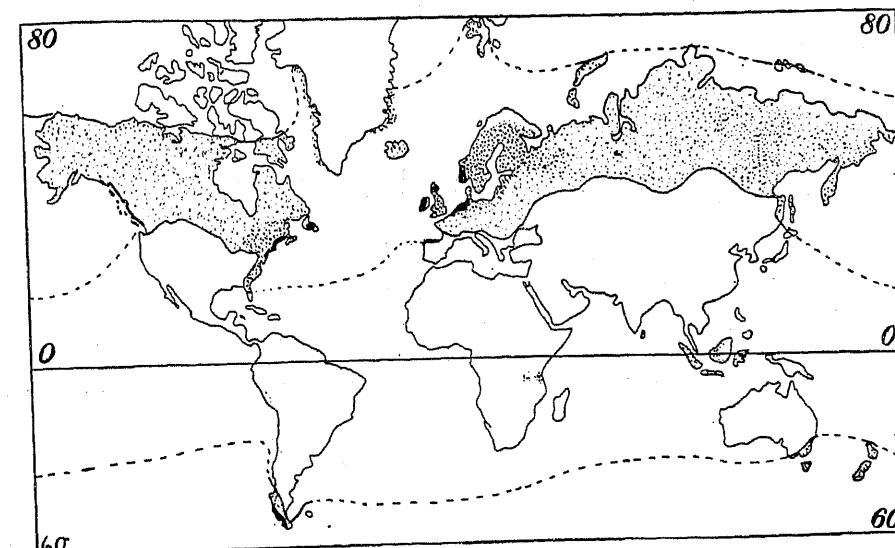
第 80 圖 泥炭地の層序 (北獨逸のモオルの一例)

| 第14表 泥炭の土質科學的分類 | | | | | |
|-----------------|--------------|-------|------------------|-----------|---------------------|
| 組成植物 | 土 質 | 品 質 | 色 | 破 碎 度 | 組 織 |
| 浮遊生物 | 糊泥状膠質物 | 糊 泥 状 | 橄欖色褐色乃至黑幼色 | 粉狀より膠質状まで | 緻密・不透水性・硬質・プラスティック |
| 沼澤植物 | 蘆葦・燈心草・蘇苔類 | 織 繩 状 | 灰・赤或ひは黃褐色より赤褐色まで | 織 繩 | 密にして紡毛状より多孔質又は海綿状まで |
| 濕地植物 | 泥 炭 苔 | | | | |
| | 叢林 雜 草 | 木 状 | 暗褐色より黒褐色まで | 棒 片 | 緻密・粒狀より弛き粗纖維状まで |
| 樹 木 | 柳・赤楊・闊葉樹・針葉樹 | | | | |

泥炭層は壓縮度が高く且可成り透水度が大きいため最も不良な基礎地盤とされてゐる。特に泥炭地の下部によく出て来る泥土質の沈積層は一層條件が悪い。この沈積層は概ね完全な膠質狀態を呈し荷重を加へる時は殆んど粘稠な液體のやうな性質を示す、泥炭層は支持力が小さいといふばかりでなく又其の含水は混凝土に非常な害を與へる危険がある。

5) 泥炭地の地理的分布と生成條件の地形學的考察

泥炭地の發育は専ら氣候によつて支配される、而して専ら冷帶に於ける濕潤地域に生成されるを常としてゐる、このことは第19節風化土の成熟と土壤の類型の氣候的土壤帶中冷帶に於ける偏濕土壤の項で謹細に述べた、而して世界に於ける泥炭の分布は第802圖の如きものである。



第802圖 地球上の泥炭地の分布
赤道の南北両側に泥炭地の發達しない地帯があるのが明かに認められる。黒の區域は泥炭地が
確実に存在する所。黒色は泥炭地。

次に泥炭生成の條件たる濕潤地の發達は集水又は堰水地形に因るとのものであることは前にも述べたが、次に泥炭地の生成條件の地形學乃至地質學的觀察によるモオルの分類をして見よう。

モモ平

- a) 湖沼モオル (*Limnische Moor*)

 - 1. 低湿地モオル (*Beckenmoor*)……排水の不完全な窪地
 - 2. 谷モオル (*Talmoor*)……河の蛇行跡
 - 3. 渕モオル (*Lagunenmoor*)……沈降・隆起海岸の砂丘地の内側

b) 地下水モオル (*Grundwassermoor*)……地下水の滲出箇所

泉モオル (*Quellmoor*)・砂丘モオル (*Dünenmoor*)

III 丘手オル

- a) 山地丘モオル (*Gebirgshochmoor*) 又は高地丘モオル (*Höhenhochmoor*)

 - i. 壇地モオル (*Plateaumoor*)
 - ii. 分水嶺モオル (*Kamm=ed. Wasserscheidemoor*)

- 3. 崖モオル (*Hang=od. Gehangemoor*)
- b) 平地丘モオル (*Flachlandshochmoor*)……平モオル又は腐植質上に生成した丘モオル
- 1. 沿岸氣候丘モオル (*Seeklima=Hochmoor*)……年雨量 700mm 以上 (但し獨乙のこと)
- 2. 大陸氣候丘モオル (*Landklima=Hochmoor*)

實例 以上のやうな成因的分類に従つて我が國に存在する泥炭地の状況を観察して見るに平モオルが多いが丘モオルは尠い、次に順序に述べて見よう。

(I) 平モオル

- a) 湖沼モオル
- i) 低濕地モオル

この種のモオルは到る所に存在する、特に盆地に多い、併し最も大規模なものは沖積地の汎濫平原のものであらう。大洪水のため屢々泥土で蔽はれる地域で河と山地との間に狭まれて排水の悪い箇所に生じ易い(第 803 圖)。北海道によくある谷地と稱する泥炭地はこの種のものが多い(第 804 圖(a)) (b)。三角洲平原にも時として泥炭地が生ずることがある、原因は前者と同じ(第 805 圖)。それはもう一つは平原に於て河が自由蛇行する地域では蛇行の膨みが干切れて生じた所謂月形沼の多いため



第 806 圖 北海道石狩川の蛇行と月形沼——札沼線建設工事中

それが泥炭地になることが多い。第 806 圖に示す如く北海道石狩川平原は山際に生じた大規模な低濕地と蛇行跡の泥炭地の分布をよく示してゐる。

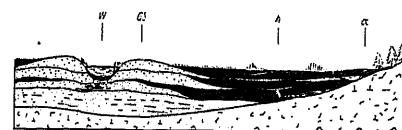
2) 谷モオル

廣い谷では河と山地との間の排水の悪い低濕地に特に生じ易い又蛇行跡も専なくない、唯平野と異り谷モオルでは平モオルから丘モオルにまで發達してゐることがよく見られる(第 807 圖)。

唯この兩者共に北海道は特別であるが内地では全く見られない、内地にあるものは次の潟モオルが大部分だと云つていゝだらう。

3) 潟モオル

潟の生成過程に就いては第一部第三章第 9 節海蝕地形の項で詳述した通り (イ) 隆起海岸 (ロ) 沈降海



第 803 圖 汎濫冲積地の泥炭生成
W…河 GS…珪質砂 h…泥土
a…海岸堆積 黒色…泥炭



(a)



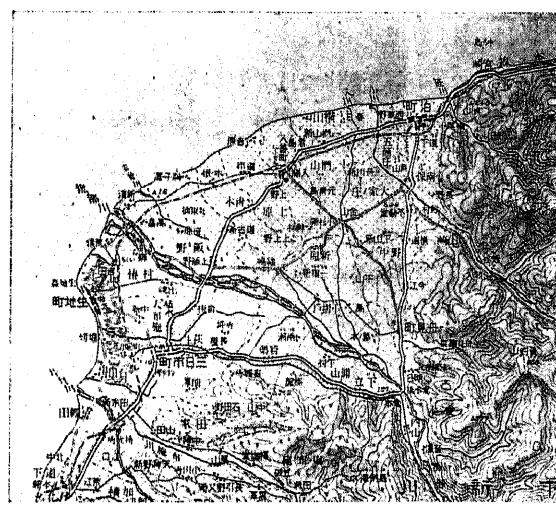
(b)

第 804 圖 北海道の谷地風景

岸の二種がある。

(イ) 隆起海岸

隆起海岸は遠浅になるため沖の方で磯波が打ちその結果砂を打ち寄せて所謂沿海洲を作る、この沿海洲が段々に陸地に押し寄せて來て遂に海を封じ込め潟を作りこれが淡水沼と化し泥炭地を生ずる。九十九里濱

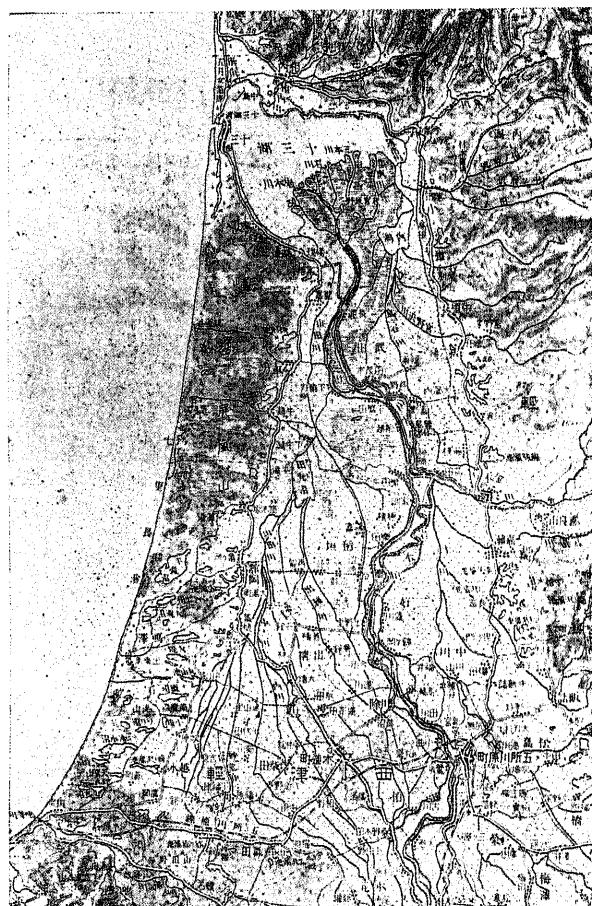


第 805 圖 黑部川三角洲の泥炭地

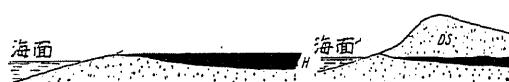
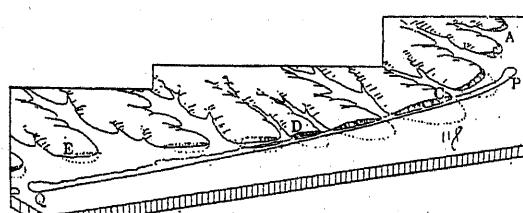


第 807 圖 河岸沼澤地の泥炭生成
點ハツチ 舊時の沼澤地
白色 現時の沼澤地
黒色 平モオル泥炭
豊ハツチ 丘モオル泥炭

の如きはその代表的實例である。日本海側の北部地方では厳密な意味に於て隆起海岸とは云へないかも知れないが兎に角遠浅のため沿海洲を生じ之が沼炭地の原因となつたものが多い(第一部第三章第 9 節第 179 圖及び第二部第三章第 8 節第 543 圖参照)。例へば第 808 圖秋田縣



第808圖 秋田縣五所川原附近泥炭地 1:300,000

第809圖 海岸沼澤地の生成
砂丘 (DS) のため蔽れて泥炭 (B) が海面位まで圧縮されてしまつたもの。

第810圖 沈降海岸の入江を砂州が封める過程

五所川原附近の如きは沿海洲が陸地に押し寄せて来て潟を生じその一部は埋めつくされて泥炭地となつたものである、又金澤市附近の河北潟はその典型的なものとも云つていゝし、山形縣の酒田附近一帯に亘る海岸沿ひの砂丘列は沿海洲が上陸してこの種の潟を全く埋めてしまつたものである。(第一部第三章第9節第181及び182圖参照)。以上の如く沿海洲が上陸して海岸に併行に並んだ砂丘には泥炭層を封じ込んでゐることが多い(第809圖)。前記の山形縣の酒田附近及び新潟縣の新發田附近では、地中より泥炭を掘り出して乾燥し燃料に供してゐる。

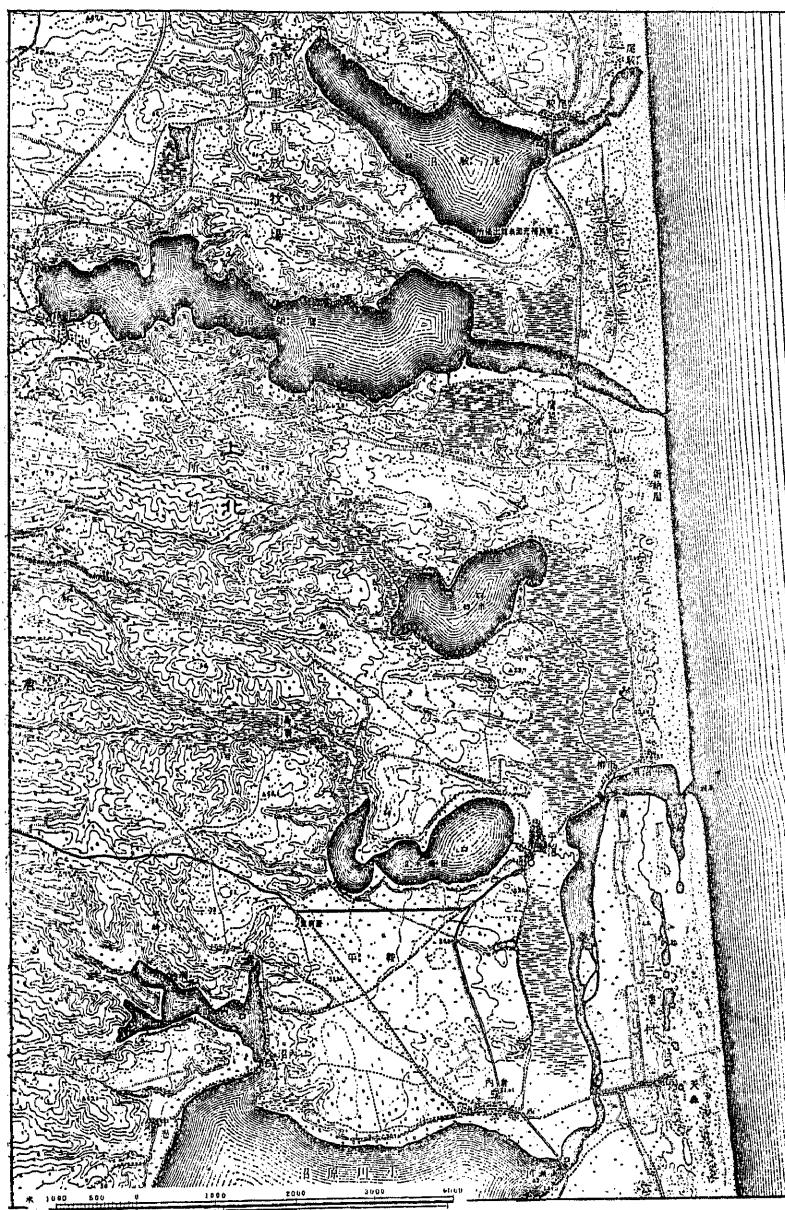
(ロ) 沈降海岸

沈降海岸では入江が數多生じるがこれも沿海流のため生じる砂嘴や砂洲のため封じ込められて淡水沼となり結局は泥炭地となる(第一部第三章第9節第192圖及び第二部第三章第8節第541圖並に第810圖参照)。

第811圖はその模式的のもので入江(溺れ谷)が未だ一部分残つてゐるもの、然しづら大抵は入江が閉塞されたものが内地には多い、特に山陰・紀州等の沈降海岸にはよく見られる。

例へば鳥取附近に於ては湖山池・湯山池の如きはその數多の潟の大部分が埋めつくされ僅かにその跡を止めてゐるものである、この附近では鐵道線路は建設工事中築堤が沈下して非常に困つた所である(第二部第三章第8節第540圖参照)。又若狭の海岸は複雑極まるも

ので壯年期の山地が入江をさし挟んでたが、入江は一部埋まり別れて久久子湖、日向湖、水湖、三方湖等となつてゐる。又但馬の豊岡出石附近では恐らく嘗つては入江が深く侵入してゐたのであることは、現今地中から掘出される介殼によつても知られるが、今は埋められ全くの平野を化してゐるが矢張り地下には泥炭層がある。

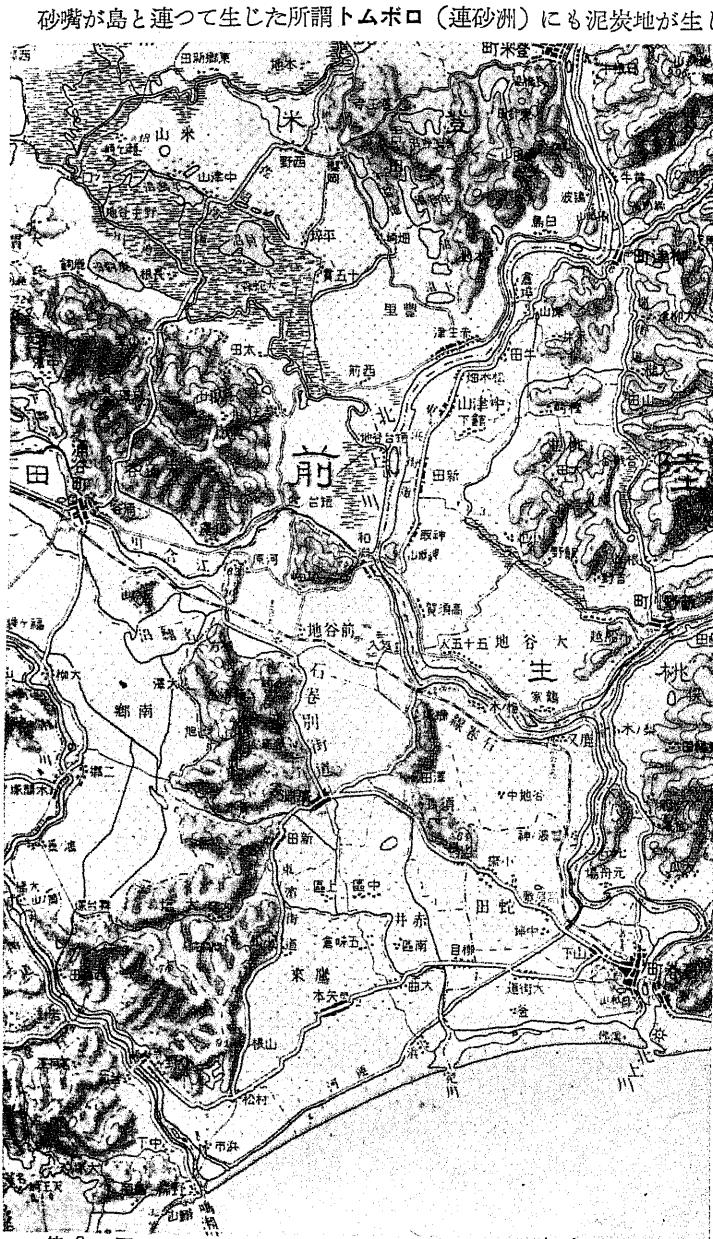


第811圖 岩手縣附近の砂洲に閉塞せられた沈降海岸の入江 1:75,000

分岐砂嘴は特に泥炭地を生成し易く海を中へ抱き込むやうに發達するため必ず潟が生することになる、例へば北海道の野付崎の大分岐砂嘴及び清水港の三保崎の如きがその好適例である(第一部第三章第9節第194及び第195圖参照)、又灣頭砂洲・灣央砂洲及び灣口砂洲等はこの種の泥炭地を生成するに最も容易な地形である、例へば山陰の久美濱灣、宮津灣の天の橋立の如きは漸次に湾を埋めつゝあり鹽ては潟を生じ泥炭地を形成する前提となつてゐる(第一部第三章第9節第196及び197圖)。

最も大規模なもののは石巻附近的もので、

之れは第一部第三章第9節第188圖に示す大船渡附近の如く一度大隆起した地表の起伏の大きい土地が沈降したもので、從て入江も曲折した大きなものであつたため泥炭地の發達も大きく海岸より意外の奥地に於ても見ることが出来る(第812圖)。この石卷附近の如きは埋めつくされた大入江が又は平原となつたため河の蛇行も生じ二重に泥炭地を形成する原因を作つてゐる。



第812圖 陸前石巻附近の大沈降地形に生じた泥炭地 1:200,000

砂嘴が島と連つて生じた所謂トムボロ(連砂洲)にも泥炭地が生じ易い第813圖の函館灣に於けるものの如きはその實例である。八郎潟は複連洲が抱かれた我が國最大の潟であるがその周囲は漸次埋めつくされつゝ沼炭地を形成してゐる(第一部第三章第9節第202圖参照)。

又地溝が砂嘴のため閉塞されて生じた邑知瀬は有名な實例である(第802圖)又松江市附近の地溝帶に於ては砂洲によつて封込められた宍道湖と夜見ヶ瀬の灣央砂洲にある泥炭地が發達してゐる。(第一部第三章第9節第199圖参照)。

佐度島は地溝からなつてゐるが相州附近の凹地は恐らく砂洲によつて埋めつくされた潟であらう。

又突角岬に生じる砂嘴で生じた泥炭地も尠くない(第一部第三章第203圖参照)。駒ヶ嶽の北麓の砂嘴はその好適例である(第803圖)。

b) 地下水モオル

これは小規模であるが到る所に發見出来る、別に地形的の特徴はない、唯地下水の滲出地なれば生成されること次の崖モオルと同前である。

(II) 崖モオル

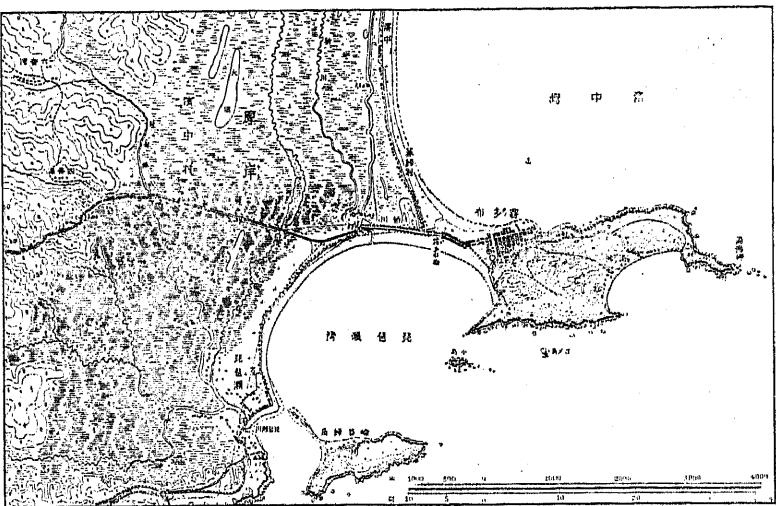
a) 山地崖モオル

i) 臺地モオル

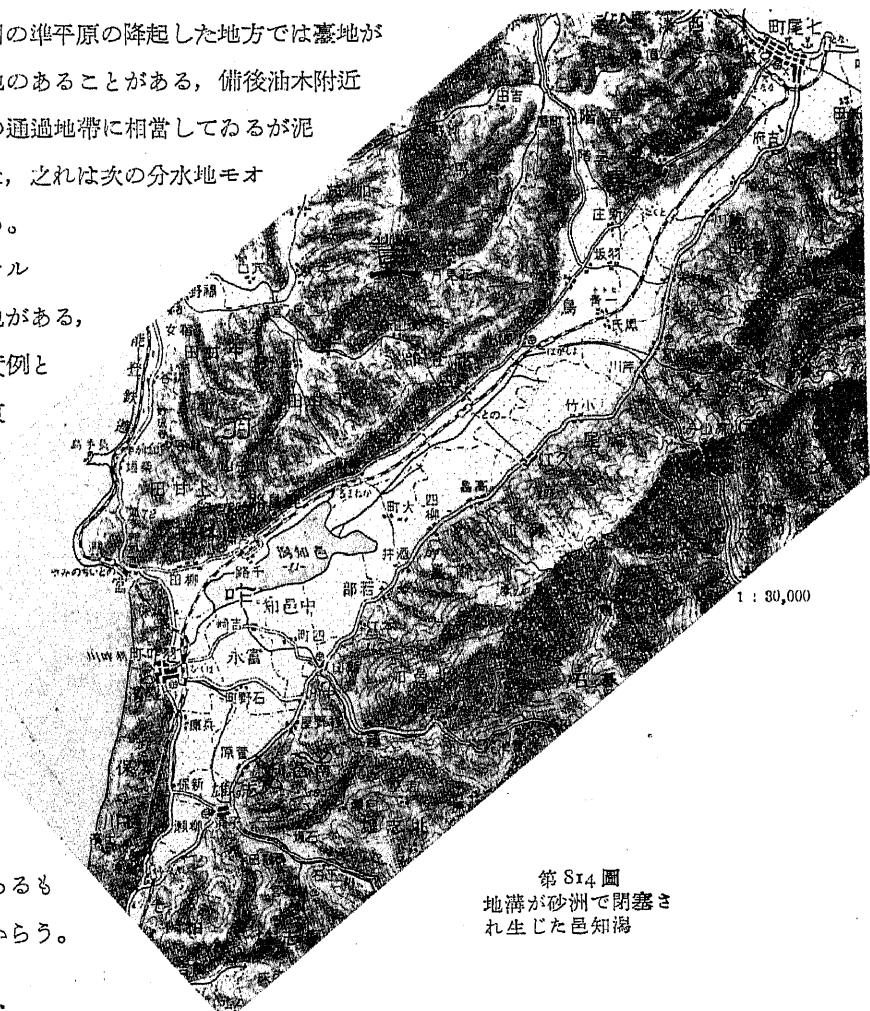
我が國では臺地は餘りないから從て崖モオルは尠い、唯中國の準平原の隆起した地方では臺地があり時として泥炭地のあることがある、備後油木附近は丁度省線三新線の通過地帯に相當してゐるが泥炭性の濕地があつた、之れは次の分水地モオルの一種に相當する。

2) 分水地モオル

分水嶺にはよく池がある、筆者が見た手近の實例としては丹那盆地の東側の山地に鞍形的地形があつたが、之れは池の山峠と稱してゐるだけあつて大きな沼池があり泥炭地が發達してゐる、其他分水嶺には大抵あるものと見て差支へなからう。



第813圖 函館灣に於ける連砂洲に由て生じた泥炭地 1:30,000

第814圖
地溝が砂洲で閉塞され生じた邑知瀬



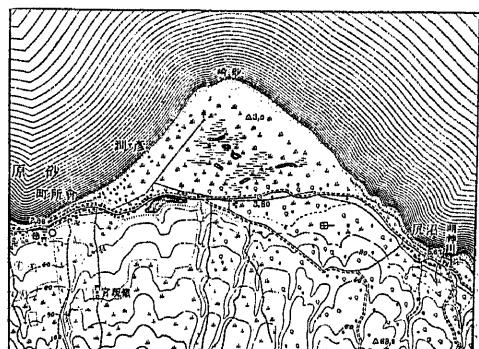
第815圖 相馬中村附近の沿海洲と潟沼

3) 崖モオル

之れは小規模であるが到る所で見ることが出来る、特に断層崖に岩屑の堆積が多く透水性では岩屑あり加之下部の岩盤が不透性であるため地下水の滲出のある箇所が多い。

b) 平地モオル

この種のモオルは我が國にはない獨乙には多い。

第816圖 1:50,000
北海道駒ヶ岳北麓砂峰(突角岬)の泥炭地