

鉱物組成からみた沖積層の堆積環境

林 久人*・石井 求**

(1972. 5. 6 受理)

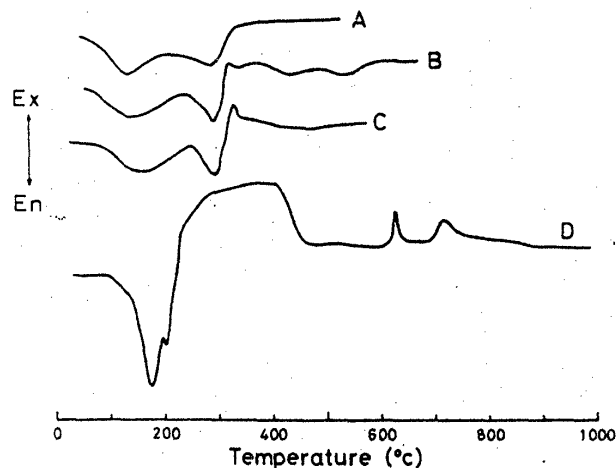
1. はじめに

日本の主要な都市の大部分は沖積平野にあり多くの産業が栄え人口が集中し、近代的な生産活動の大部分と大規模な建設工事が行なわれ、自然環境が破壊され地盤沈下や地下酸素欠乏空気の発生などの多くの問題が起っている。沖積層に関する資料の集積や最近の研究は建設作業のための試錐調査や土木試験の結果の検討と地質学的な研究としては沖積層と洪積層との境界の問題や氷期との意味付けに大きな関心が持たれ、沖積層、洪積層の層位学的な検討に主力が注がれてきた。堆積岩の粘土鉱物の研究は現世の海底堆積物と地上に露出している堆積岩については行なわれているが、地下に分布する沖積統の構成物質、それに含まれている間隙水、有機物などの地球化学的な研究は少ない。我々は昭和35年頃より東京地方に多発するようになった地下酸素欠乏事故発生の機構や原因を解明しようとした処、東京下町低地の沖積層や洪積層の鉱物学ならびに地球化学的研究が皆無であったので、これらの研究を最初に行ない、その後、上述の事故発生の機構や原因を究明した。(林, 1966; 1967, 1972; 林・石井・青木, 1967; HAYASHI, 1968; HAYASHI and Koyama, 1971)。その時に得た結果と粘土質堆積岩の続成作用の研究結果を中心として、鉱物組成からみた沖積層の堆積環境の最近の研究を紹介する。

2. 地層中の鉄鉱物

鉄やマンガンの酸化物や水酸化物は特殊な堆積環境下で堆積岩中に沈澱するので、これらの鉱物は堆積岩の研究で注目され、これらの存在は堆積環境の指標とすることができる。

東京付近で掘削を行なうと透水層である砂質ロームとその下位に分布する粘土層との境界面に沿って厚さ数mm~数cmの硬い針鉄鉱の盤層が不規則に分布する。これらの針鉄鉱のD.T.A曲線を第1図に、化学分析値を第1表に示す。また沖積層の中からはしばしば「あし」などの埋没植物の茎を置換して藍鉄鉱が存在する。藍鉄鉱は元来、無色であるが空気にふれると Fe^{2+} の一部が酸化されて Fe^{3+} に変化するために青~青緑色に変わる。この



第1図 針鉄鉱と藍鉄鉱の示差熱分析曲線

A: 針鉄鉱 (新荒川大橋産)
B: 針鉄鉱 (南青山産)
C: 針鉄鉱 (麻布十番産)
D: 藍鉄鉱 (新荒川大橋産)

第1表 針鉄鉱と藍鉄鉱の化学分析値

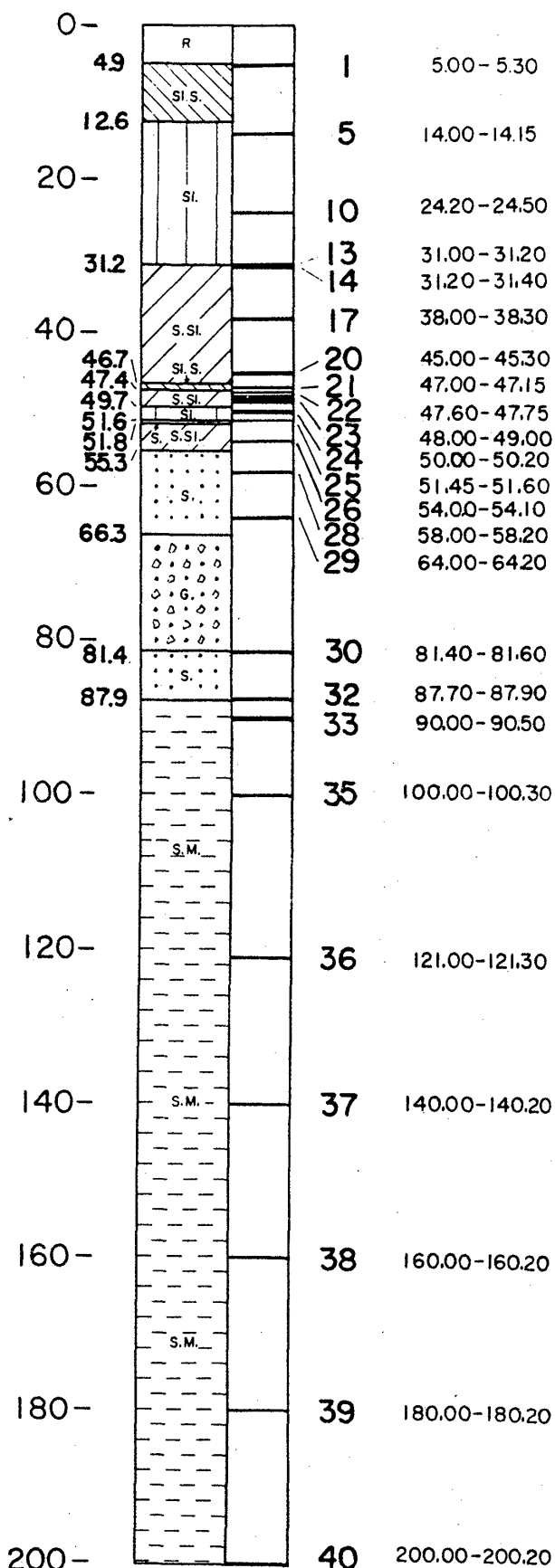
	針 鉄 鉱 (新荒川大橋産)	藍 鉄 鉱 (新荒川大橋産)
SiO ₂	18.18	1.18
TiO	0.81	0.78
Al ₂ O ₃	13.74	tr
Fe ₂ O ₃	48.07	18.80
FeO	0.41	25.13
MnO	—	0.27
MgO	0.18	tr
CaO	0.29	0.44
Na ₂ O	—	0.04
K ₂ O	—	0.02
P ₂ O ₅	—	23.85
H ₂ O(+)	8.39	15.54
H ₂ O(-)	9.21	14.14
total	99.28	100.17

鉱物の地層中での存在は Fe^{2+} の存在しうる環境であることを示す。第1図に藍鉄鉱のD.T.A.曲線を第1表に化学分析値を示す。

東京下町低地では上述の鉄鉱物の他に、磁鉄鉱、菱鉄鉱、鉄を含む非晶質ゲル、黄鉄鉱などが地層中に存在する。

* 労働省労働衛生研究所

** 東京都土木技術研究所



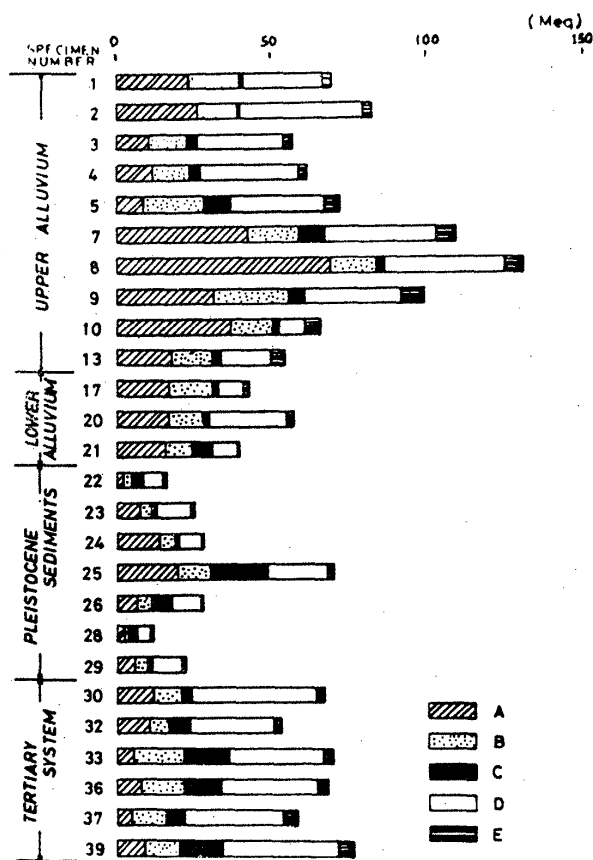
第2図 東京江東南部七号埋立地の深層ボーリングの地質柱状図と試料採集位置

一般に碎屑物の堆積環境では鉄を含む化合物は最も酸化が進んだ形をとる結晶相と碎屑物の粒子間の間隙を満たす間隙水中に液相として存在する。これらの堆積物や間隙水は多くの有機物質を含んでいるので、有機物による遊離酸素の消費がおこった後、 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 、V、Crなどの水酸化物の還元などにより、それらの環境は酸化から還元に変化する。それと同時に pH もアルカリ性になる傾向がある。この堆積環境の変化に伴い、(1)新鉱物の形成、(2)堆積物中の物質の再結晶および再編成、(3)岩石化作用がおこる。しかし碎屑物の堆積後、続成作用を受けた期間の短い海底堆積物や沖積層では、これらの堆積物中の石英が碎屑物であるか、自生鉱物であるかを区別することや、堆積後、間隙水から沈澱した炭酸塩鉱物であるのか、元来あったものであるのか、などを区別することは困難である。これらの問題を解決する手段として堆積岩中の鉱物相と接触している間隙水の水質が鉱物相の組成を変えるので、間隙水の水質を検討した。

3. 間隙水の水質

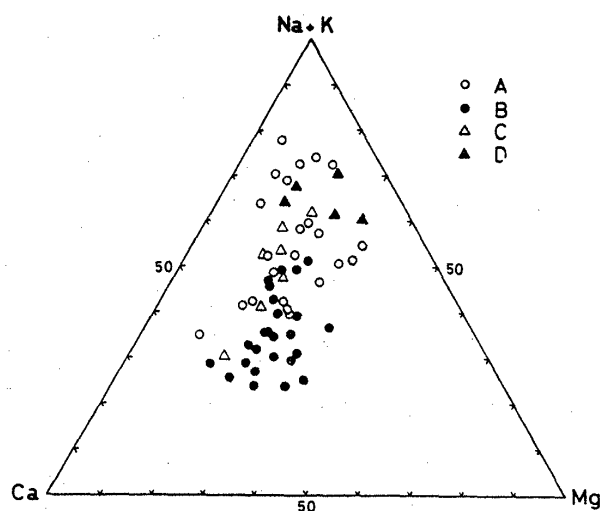
未固結の堆積物の間隙水の水質は抽出方法により得られた数値のもつ意味が違ってくる。従来から行なわれている間隙水の抽出方法には、堆積物に蒸留水を加えペースト状にして間隙水を抽出する方法 (JACKSON, 1958)、堆積物を加圧して間隙水を抽出する方法 (SILVER & BECK, 1965) などがあるが、我々は SCHOLLENBERGER 改良法である吉田 (1953) の酢酸アンモン法を用いて間隙水を抽出した。

東京江東南部の七号埋立地の深層ボーリングの地質柱状図と得られた試料の間隙水の水質を第2図と第3図に示す。上部沖積統の間隙水の含有量は他の地質時代の地層に比べて多く、水質も変化に富んでいる。また岩質別に比較すると粘土質部分の方が砂質部分よりも間隙水を多く含んでいる。この深層ボーリングとその周辺の5本の浅層ボーリングより得た試料の間隙水の水質を第4図に示す。これからわかるように、上部沖積統 (有楽町層) の間隙水は全般的に量が大きく、水質の変動が著しいが、下部沖積統 (七号地層) や洪積統 (東京層) では間隙水の量が減少し、Naイオンが特に減少している。第三系になると Na イオンや他の陽イオンが多くなる傾向がある。Na イオンの減少する下部沖積統や洪積統は青木、柴崎 (1966) によると、珪質微化石の個体数が少なく、淡水棲や汽水棲の珪藻が多く、海水棲種が少ない淡水の要素が強い堆積環境の地層であり、このことは間隙水の水質からも裏付けられる。



第3図 七号埋立地の深層ボーリング・コアの間隙水の水質

A : Ca ; B : Mg ; C : Fe ; D : Na ; E : K



第4図 東京江東南部の沖積層、洪積層、第三紀層中の間隙水の水質

A : 上部沖積層 B : 下部沖積層
C : 洪積層 D : 第三紀層

一般に海底土は 10^6 年より新しいが $10^7 \sim 10^8$ 年位経過した堆積物は圧密作用のために岩石化するが、続成作用を受けた期間が短いために、その間に形成された新鉱物や変質鉱物は光学的方法やX線分析では識別し難い。間隙水の組成は、間隙水が接触しているこれらの鉱物の粒度、Packing、間隙、透水性などの物理的性質と鉱物学的性質との関数であり、黒海や大西洋の海底堆積物の間隙水の研究によると、古い地層の間隙水はその上位にある海水とは地球化学的に異なる (SHISHKINA, 1959; SIEVER et al., 1961)。

未凝固状態の海底土はその体積の80%位の水分をもっているが、堆積物が圧密作用を受けると水分が徐々に堆積物から追い出され、初期間隙比が小さくなる。粘土含有量が類似した堆積物では上載圧履歴の大きい地質時代の古い堆積岩の方が初期間隙比が小さくなる傾向がある (桑原, 1966)。また同じ地質時代の堆積物でも、粘土鉱物の種類、交換性陽イオン、間隙水の電解質の性質、さらに堆積物の堆積環境が淡水、海水であったのか、堆積速度などに堆積物の間隙比は影響される。 (MEADE, 1964)。このような間隙比を変化させる圧密作用が進むにつれ、粘土鉱物は圧力の加重方向に対して直角な方向に配列した岩石組織ができる (MITCHELL, 1956; VON ENGELHARD and GAIDE, 1963)。その間に間隙水の水質が変化し、鉱物相を変える。その他に生物作用によっても間隙水の水質は変化する。EMERY and RITTENBERG (1952) によると California 盆地では、細菌による嫌気性条件下の硫酸塩の還元と負の Eh の発生のために、堆積物中の間隙水は深度が深くなるに従って硫酸塩量が減少する。

堆積岩中の間隙水は堆積環境の変化、堆積物の堆積速度、碎屑物が海水や淡水中に懸濁していた時間の長さ、堆積物の沈積後は続成作用として物理的、鉱物化学的、ならびに生物化学的作用を受けて変化する。それ故、間隙水の水質を調べることにより堆積物の堆積環境を推定することができる。

4. 海底堆積物と沖積層中の粘土鉱物

間隙水の電解質の濃度、堆積物の透水性、間隙率、組織構造などの他に、堆積物の粒度、粘土鉱物の種類、含有量、それがもつ陽イオン交換能などが堆積後の続成作用に重要な役割を示す。

原岩石が風化され、河川により堆積盆地に運搬される段階で岩石や鉱物の細粒は幾多の機械的、化学的な風化作用を受ける。特に粒度の小さいものは表面積が大きい

ために強い風化作用をうけると同時に強い反応性をもちながら長い間、水中に浮遊している。それが河川や海洋に入ると物理化学的な状態が急激に変化し、既に堆積していた堆積物の上に沈積する。このようにして沈積した微粒子や粘土鉱物は原岩の種類、生成環境、続成作用により複雑に変化する。

現世堆積物の粘土鉱物組成の研究では、粘土鉱物の供給源、海流などによる分篩作用、差別凝集など種々の角度より検討されている。それらの結果を概観すると次のようにまとめることができる。

A 地域的な粘土鉱物の分布における供給源の影響

Mississippi delta と Florida 半島の間の Mexico 湾北東部では Mississippi River, Mobile River と Apalachicola River が大陸から Mexico 湾に流入し、これらの河川の流域が湾内の海底堆積物の供給源である。海底堆積物はモンモリロナイト、イライト、緑泥石カオリナイトであるが、湾の西部は Mississippi River の影響を強く受けモンモリロナイトが多いが、湾の東部にいくに従って Mobile River や Apalachicola River の影響を受けてカオリナイトが徐々に増加し、最東部ではカオリナイトに富み、モンモリロナイトの量が減少する (GRIFFIN, 1962)。川原ら (1966) は有明海域の最大の河川である筑後川が運搬してくる粘土に影響され、筑後川河口付近ではモンモリロナイトとカオリン鉱物が多いとしている。

B 粘土鉱物の性質による差別凝集と波浪や海流などの影響

海水中ではモンモリロナイトが他の粘土鉱物に比べて凝集しにくいいため海水中に広く分散し遠くまで運ばれるので海岸より遠く離れた沖に行くに従ってモンモリロナイトが多くなる傾向がある。この例としてはギニアの Niger delta (PØRRENGA, 1966), Mexico 湾 (PINASK & MURRAY, 1960), 石狩湾 (塩沢, 1969 a), 有明海 (川原ら, 1966), 東京湾 (小林・生沼, 1962; OINUMA & KOBAYASHI, 1966) がある。これに対して GRIFFIN et al. (1964) は Mississippi delta の粘土鉱物組成を調べ、モンモリロナイト、カオリナイト、イライトの間では差別堆積による差はないとしている。また厚岸湖、厚岸湾では粒子分布は風浪や潮流の作用が強く影響され、粘土鉱物の差別堆積、選択的凝集はほとんど認められず、むしろ粘土鉱物と非晶質コロイドとの間の相互関係を重視すべきであると塩沢 (1969, b) は指摘している。

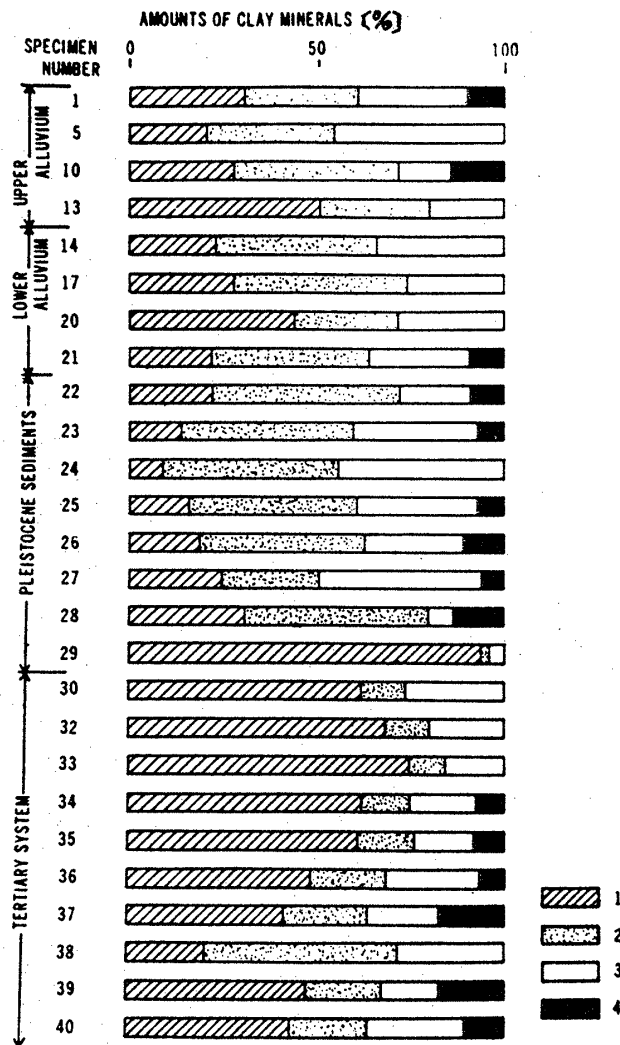
C 粘土鉱物の海洋環境での変化

Mexico 湾の北西部にあたる Texas の Rockport では Guadalupe River が San Antonio 湾, Mesquite 湾 Aransas 湾のような内海を経て Mexico 湾に通じている。河川により運ばれてきた堆積物が San Antonio 湾の湾奥部で海水と初めて接触する場所では急激にモンモリロナイトが減少し、イライトと緑泥石が増加する。この傾向は San Antonio 湾の湾口部, Mesquite 湾を経て Aransas 湾に至るまで続くが、外洋になるとモンモリロナイトが多くなり緑泥石が減少する。外洋の緑泥石は内湾のものよりも結晶度が良く、層間のブルーサイト層が発達するために熱安定性もよくなる。この他に海緑石が外洋の粗粒堆積物中に存在する (GRIM & JOHNS, 1954)。

このように水底に沈積した未凝固の沈積物が岩石化作用を受け堆積岩になる過程を通じて低温低圧下の物理、化学、生物化学的作用をうける。日本では沖積層の粘土鉱物の研究例は比較的少なく、有明海海域と東京下町低地の沖積層の粘土鉱物の研究と、世界的によく研究されている Mississippi delta の研究例を紹介する。

東京江東南部は古利根川が形成した扇状地性堆積物の南端に当り軟弱な地層が厚く分布する。東京都土木技術研究所 (1969) によると沖積層は有楽町層上部 (Yu), 有楽町層下部 (Ye) と 7 号地層 (Na) に三分され、有楽町層は -20~-30m 付近に分布し、上部砂層の層厚は 5~10m で砂または砂礫からなり層相の変化が著るしく、N 値は砂質部で 5~10, 粘土質部分で 0~1 である。下部粘土層の層厚は 20~30m で比較的均質な粘土からなり N 値は 0~2 である。7 号地層は埋没谷内に分布し、砂泥互層と砂質粘土を主とし層相の変化に富み、時に腐植物を含む。N 値は岩質により異なり、粘土で 10~30, 砂質部で 20~50 である。この下位に埋没礫層 I, 海成埋没ローム層 (立川ローム層), 埋没礫層 II, 東京湾, 江戸川層などが存在する。この論文では便宜上、沖積層を上下二分し、主として有楽町層を上部沖積統とし、7 号地層を下部沖積統とした。

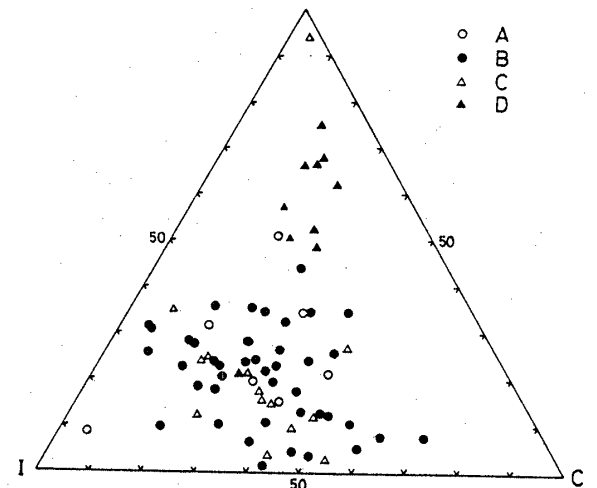
東京江東南部で施工した浅層ボーリング 5 本と 7 号地で施工した深層ボーリング 1 本から得た試料の粘土鉱物を調べた。深層ボーリングの地質柱状図と試料採集位置を第 2 図に示し、これらの試料の粘土鉱物の定量結果を第 5 図に示した。粘土鉱物相互の量比は沖積層ではほぼ一様でモンモリロナイト、緑泥石、イライトと少量のカオリン鉱物からなるが、洪積層の上部ではイライト>緑泥石>モンモリロナイトである。下部の砂層ではモンモ



第5図 七号埋立地の深層ボーリング・コアの粘土鉱物

1: モンモロロナイト 2: イライト
3: 緑泥石 4: カオリン鉱物

リロナイト>イライト>カオリン鉱物>緑泥石となり、最下底の砂質部ではモンモロロナイトが90%を占める。第三系は全般的にモンモロロナイトが40%以上を占め、特に上部第三系にモンモロロナイトが多い。このようにモンモロロナイトは第三系に最も多いが、沖積統、洪積統ごとでは、下位の地層の方が上位の地層よりもモンモロロナイトが多く、特に不整合面の上位の地層に多い。イライトは東京層に最も多く、下部沖積統ではモンモロロナイトより幾分多いが、上部沖積統ではモンモロロナイトと同程度である。緑泥石は沖積統から第三系に至るまでのすべての地層でイライト、モンモロロナイトよりも少なく、(001) 回折線の強度が他の底面反射より弱いことから Mg-Fe 質緑泥石であると考えられる。カオリン鉱物は粘土鉱物中で最も少なく、下部沖積統からは検出されなかった。これらの粘土鉱物の結晶度は沖積統、



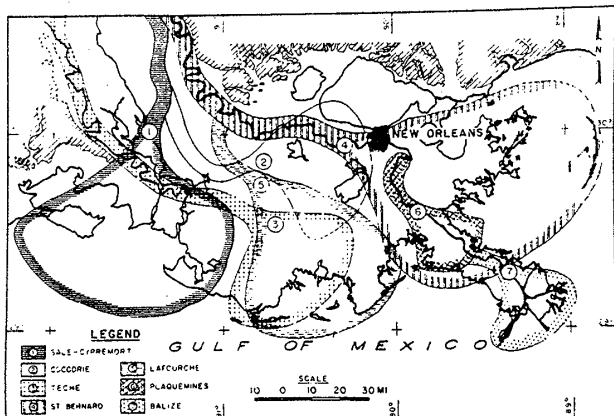
第6図 東京江東南部の沖積層、洪積層、第三紀層の粘土鉱物

M: モンモロロナイト, I: イライト,
C: 緑泥石
○: 上部沖積統, ●: 下部沖積統
△: 洪積統, ▲: 第三系

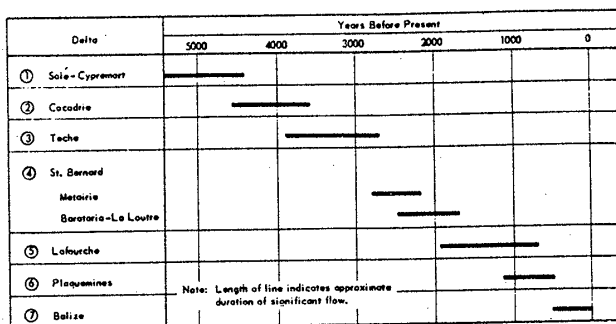
洪積統、第三系の順に良くなる傾向がある。この深層ボーリングとその周辺の5本の浅層ボーリングの試料の粘土鉱物組成を第6図に示す。これを見ると沖積統、洪積統と第三系との間に組成の差があることがわかる。この差は第三紀層は外洋性堆積物であり、洪積層や沖積層は浅海、内湾性の堆積物であるという堆積環境の差と地層の堆積後の続成作用の差によると考えられる。

川原ら (1966) は有明海海域の粘土鉱物組成を調べ、沖積層の粘土鉱物は大体均一した組成をもち、モンモロロナイトを主体とし、イライト、緑泥石がこれに次いで多く、少量のカオリン鉱物からなり、通常の浅海や内湾性堆積物にみられる粘土鉱物組成を示すが、有明海南西部の沖積層は海湾北半分と諫早海域に比べるとモンモロロナイトが少なく、有明海を環流する定常流のために海水中に分散されずにモンモロロナイトが湾奥部に運搬された結果であり、また後背地の影響としては、諫早海域の沖積層は下位になる程、カオリン鉱物が多く含まれている。これは基盤を構成する洪積層の浮土質凝灰岩層に由来する物質が多く取り込まれた結果であるとした。

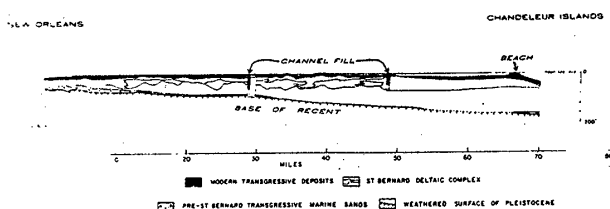
Mississippi River Delta の粘土鉱物組成の研究は非常に多いが、すべての研究者は堆積物がモンモロロナイト、イライト、緑泥石、カオリナイト、混合層鉱物からなり、粘土鉱物組成は母材に影響されているとしている。Kolb and Van Lopik (1958) によると Mississippi delta は過去5000~7000年の間に第7図に示すような7つの独立した subdelta を形成していた。各三角州の堆積時期を第8図に示し、Mississippi delta の東部地域



第7図 Mississippi River の現世三角州の位置
(KOLB and VAN LOPIK, 1958)



第8図 Mississippi River の現世三角州の堆積時期
(KOLB and VAN LOPIK, 1958)



第9図 Mississippi River の現世三角州の断面図
(KOLB and VAN LOPIK, 1958)

の模式断面図を第9図に示す。GRIFFIN and PARRAT (1964) は7つの Subdelta のうち初めの3つは三角州の底面に薄く分布する Pre St. Bernard 海進海成層でカオリナイトを多く含む。これは更新統の表面を形成していた赤色、ラテライト質の土壌の海成堆積物であり、これを Pre St. Bernard 相と名付けた。4番目の subdelta は Mississippi delta の主要部分を形成し、Mississippi River 流域の土壌や岩石の風化生成物を Mississippi River が1000年間運んできたもので多量のモンモリロナイトからなり、これを St. Bernard 相と名付けた。最新の3つの subdelta は Pre St. Bernard 相よりはカオリン鉱物は少ないが St. Bernard 相よりもカオ

リン鉱物を多く含んでいる。この三角州表層の海進により形成された地層は、St. Bernard subdelta が浸食され堆積したもの、Mississippi River が運搬してきた粘土、Mississippi sound 海域の海流により運搬されてきた物質との複合されたものであるとした。このように Mississippi delta の主要部分が形成された時期は Mississippi River によるモンモリロナイトの多い地層ができ、新旧の海進の時期にはモンモリロナイトが少なく、カオリン鉱物の多い地層が形成された。TAGGART and KAISER (1960) は Mississippi delta の粘土鉱物組成はモンモリロナイト、イライト、カオリナイト、緑泥石からなり、モンモリロナイトの含有量の大小は堆積環境の差を示すものではなく、モンモリロナイトを多く含む堆積物は淡水、海洋両環境の堆積物から産する。三角州形成時のある時期には場所により Red River によるモンモリロナイトの少ない赤色の堆積物も存在することから供給源が三角州の粘土鉱物に反映していることを示した。

5. 堆積物中の有機物と土壌ガス

1950年代に堆積岩中にアミノ酸が検出されて以来、海底堆積物や堆積岩中に蛋白質やアミノ酸が存在することが明らかになり、泥岩、石灰岩、砂岩中に含まれる有機物の平均含有量はそれぞれ 2.1%, 0.29%, 0.05% とされている (DEGENS, 1965・1967)。これらの有機物は堆積物中に埋没後、続成作用をうけ還元状態下の産物であると同時にそれ自身が還元剤であるので地質時代が古い地層ほど有機物の含有量が少なくなる。第2表に東京江東7号埋立地で行なった深層ボーリングから得た試料中の有機物の量を測定した結果を示す。有機物質は砂質部分よりも粘土質部分に多く、地質時代が古い地層ほど有機物質の含有量が減少する傾向を示す。このような事実は市原・市原 (1968) による尾崎市で掘削したボーリング・コア (沖積統～洪積統) 中の有機物の含有量にもみられる。さらにアミノ酸の含有量についてみると埋没深度が増加するに従って指数関数的に減少する。DEGENS (1965・1967) は還元環境と酸化環境下の堆積物に含まれるアミノ酸の深度分布を示し、酸化環境下の San Trough ではアミノ酸含有量は深度 2.5 m までの間に急激に減少するが、それ以深の泥質堆積物中のアミノ酸含有量には大きな変化はないが、これに反して還元環境下の Santa Barbara 盆地では、海底から 4 m 位までの堆積物中のアミノ酸含有量は大きな差異がないことを示した。このことは酸化環境下では微生物の活動により有機物が急激に分解されるものと考えられる。堆積した有機物は堆積物中に埋没された直後から微生物により分解さ

第2表 七号埋立地の深層ボーリング・コアから採集した試料中の有機炭素、窒素、C/Nと有機物質

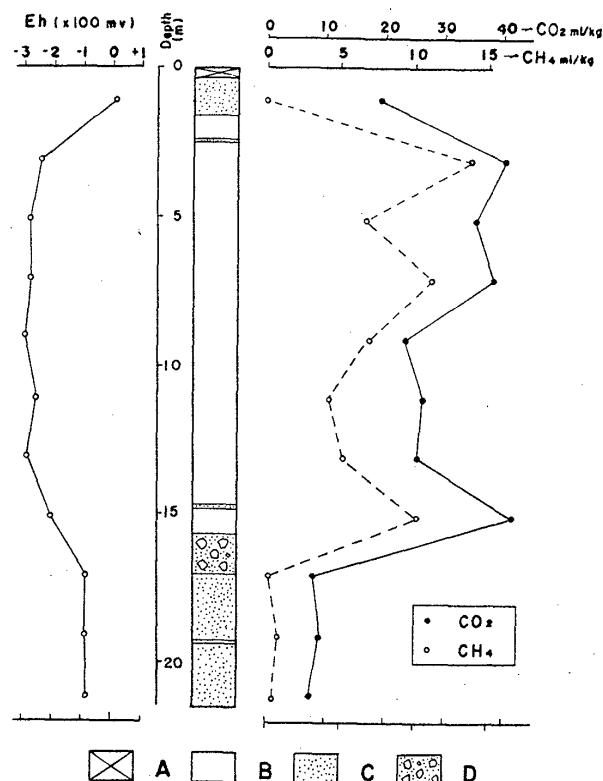
	Sample Number	Depth (m)	Lithology	Organic carbon %	Kjedahl nitrogen %	C/N	Organic matter (%)	Average value of organic matters
Upper Alluvium	1	5.00- 5.30	Silty sand	0.466	0.0414	11.2	0.5685	0.96682
	5	14.00- 14.00	Silt	1.350	0.0758	17.8	1.6470	
	10	24.20- 24.50	Silt	0.807	0.0748	8.8	0.9845	
	13	31.00- 31.20	Silt	0.547	0.0372	15.1	0.6673	
Lower Alluvium	14	31.20- 31.40	Sandy silt	0.476	0.0320	15.8	0.5807	0.91527
	17	38.00- 38.30	Sandy silt	0.560	0.0368	15.2	0.6832	
	20	45.00- 45.30	Sandy silt	0.627	0.0527	11.9	0.7649	
	21	47.00- 47.15	Silty sand	1.338	0.104	12.8	1.6323	
Pleistocene sediments	22	47.60- 47.75	Sandy silt	0.318	0.0210	15.1	0.3879	0.79480
	23	48.00- 49.00	Sandy silt	0.997	0.0690	14.4	1.2163	
	24	50.00- 50.20	Silt	0.725	0.0331	21.9	0.8845	
	25	51.45- 51.60	Silt	0.900	0.0715	12.9	1.0980	
	26	54.00- 54.10	Sandy silt	0.557	0.0396	14.1	0.6795	
	27	55.15- 55.30	Sandy silt	0.736	0.0537	13.7	0.8979	
	28	58.00- 58.20	Sand	0.575	0.0084	68.5	0.7015	
	29	64.00- 64.20	Sand	0.404	0.0105	39.4	0.4928	
Tertiary System	30	81.40- 81.60	Sand	0.418	0.0111	37.6	0.5099	0.57573
	32	87.70- 87.90	Sand	0.359	0.0112	32.0	0.4379	
	33	90.00- 90.50	Sandy mud stone	0.451	0.0278	16.2	0.5502	
	36	121.00-121.30	Sandy mud stone	0.540	0.0313	17.2	0.6388	
	37	140.00-140.20	Sandy mud stone	0.590	0.0394	14.7	0.7198	
	39	180.00-190.20	Sandy mud stone	0.490	0.0376	13.0	0.5978	

れ、あるものはガス状に、あるものは可溶性物質に変化し、堆積物中の間隙水に溶出し、ついで徐々に水塊に逸出して行く。SUGAWARA et al. (1954) によると堆積物中の有機性窒素や有機性水素は有機性炭素より速やかに微生物による分解を受ける。また堆積物中のメタン発酵は圧力が増加すると多少抑制されるが450気圧の高圧下でもメタンは生成され、埋没深度2500mの地層中でもメタン発酵が可能であることを示した。

地層中の有機物の分解により発生した炭酸ガス、メタンガスは土壌ガスとして地層中に存在する。その1例を第10図に示す。地表から1m位までに分布する砂は溶存酸素を含む地表水の浸透や大気との交換によりEhは+10mVを示しCO₂は19ml/kgであったが、これより深い処に分布する粘土のEhは-240~-290mVを示し、土壌ガスも多くCO₂は25~42ml/kg、CH₄は4~14ml/kg

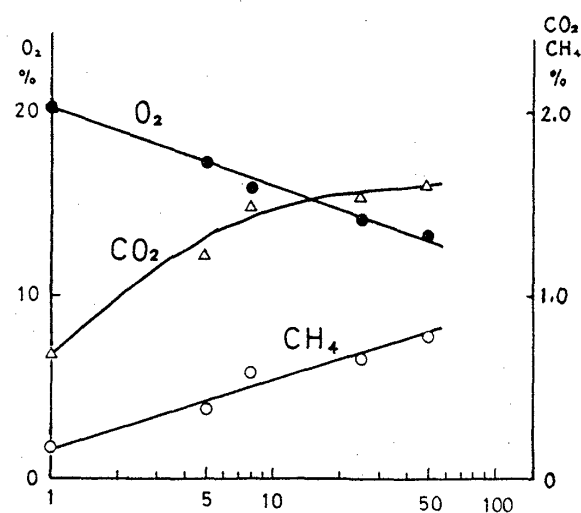
を含む。砂質部は粘土質部より地下水の影響を多少受けるために、Ehが-90mV位となり、粘土質部より土壌ガスの量も減少する。

土壌ガスを多く含む粘土を密栓した瓶の中に入れ、10g当りの粘土が消費する酸素、発生するメタン、炭酸ガスの経時変化を追跡した結果を第11図に示す。密栓後約50時間経過した時に、0.21mlのCO₂、0.10mlのCH₄が発生し、酸素は1ml消費された。還元状態にあった地層が空気に触れ酸化され、好気性および条件的嫌気性細菌により地層中の有機物が分解され、酸素が消費され炭酸ガスの生成がおこり、その後酸素の不足した状態でメタン生成菌の代謝活動が盛んになり、メタンが発生するものと考えられる。このような現象が換気が悪い状態での井戸掘り作業、小規模な地層の掘削でおこる酸素欠乏事故の原因となる。



第10図 沖積層中の土壌ガスとEh

A: 埋土, B: 粘土, C: 砂, D: 砂礫



第11図 沖積粘土10g当りの酸素, 炭酸ガスとメタンの量の経時変化

上述のような現象は水田土壌の物質変化および微生物の遷移として研究されている。高井・和田(1966)は水田土壌の風乾試料を注射筒に入れ湛水した状態で密栓して35°Cに約1ヶ月保ち, その間の土壌中にあらわれるEh, 物質の変化と微生物群の遷移を調べた。初期は好気性および条件的嫌気性細菌の活動に伴ないEhが低下し

土壌有機物の酸化分解が進み, 嫌気性代謝生成物である水素やメタンの発生はEhが低下した後におこり, 水素メタンの生成開始と嫌気性細菌数の増大と相関している。またEhの低下は第二鉄の還元(第一鉄の生成)と対応している。同種の多くの実験から湛水した土壌内で起こる微生物学的物質代謝は次のような段階を経て起こることが知られている。

a) 含有する酸素が初めに消費されると同時にEhが経時的に急激に低下する。

b) NO_3^- と NO_2^- が N_2 に還元される。

c) Mn^{4+} が Mn^{2+} に還元される。

d) Fe^{3+} が Fe^{2+} に還元される。

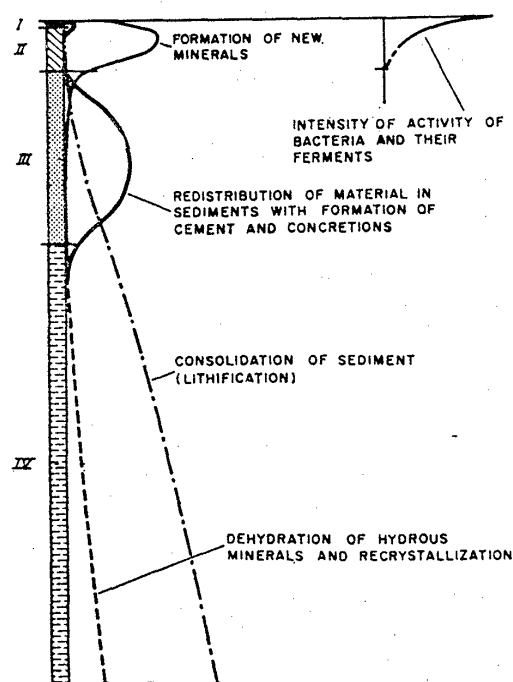
e) SO_4^{2-} が S^{2-} に還元される。

f) H_2 と CH_4 が生成される。

これと同様な現象が碎屑物が沈積した水底の堆積物中で最初におこり, 堆積物の環境が変化していくものと考えられる。

6. 続成作用による堆積物中の変化

浸食され運搬されてきた碎屑物が海洋または湖, 河川の水底に沈積した未凝固の堆積物はそれを構成する鉱物, 有機物と間隙水中の化学組成との間で, 物理化学的・生物化学的作用が働き, 第12図に示すような過程を経て自生鉱物の生成, 堆積物中の物質の再編成, 再結晶がおこり徐々に岩石化して行く。水底に数日から数千年の間



第12図 堆積岩の続成作用の段階 (STRAKHOV et al., 1954)

に沈積した現世堆積物の表面から深さ 10~15 cm 位の堆積物は初期の続成作用を受ける (STRAKHOV et al. 1954), この堆積物は酸化または中性の環境にあり, 鉄やマンガンの結核や海緑石粒, 燐灰土, 沸石を含んでいる。

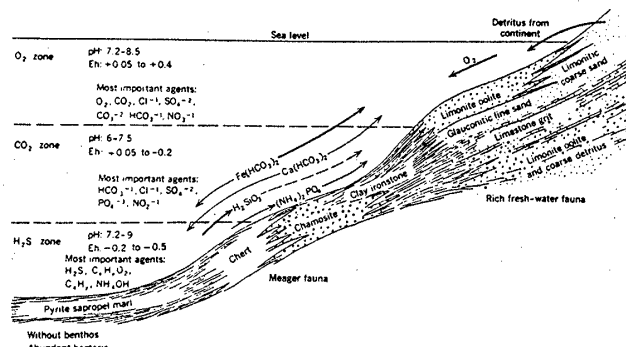
続成作用の第二期は海底堆積物の深さ 10m 位までのものに見られ, 第三期は 10~50m から 200~300m 位の浅所に埋没した堆積物に見られる。堆積物中の有機物が好気性細菌により分解されると同時に間隙水中の遊離酸素が消費され, その後 Fe^{3+} , Mn^{4+} , V, Cr などの水酸化物や SO_4^{2-} の還元が始まり, 堆積環境は酸化状態から還元状態になり, Eh の値は低下する。pH の値は最初は低下するがその後幾分増加する。堆積岩中に存在する SiO_2 , CaCO_3 , MgCO_3 , SrCO_3 などの固相は間隙水中に徐々に溶解し, 粘土に吸着されていた陽イオンは塩基交換により間隙水中に溶出する。これと同時に嫌気性細菌により堆積物中の有機物が分解され CO_2 , H_2S , H_2 , N_2 , NH_3 などの気体が生成され, 可溶性物質や堆積物中に残存している物質と結合して複合体を作る。その結果, 間隙水中の硫酸塩は減少するが, これに反して Fe^{2+} , Mn^{2+} , SiO_2 , 有機物, 亜磷酸や微量元素が増加する。これと同時に O_2 がなくなり, H_2S , CH_4 , CO_2 , NH_3 , H_2 などが蓄積され, Eh は急激に低下し, -150~-330mV になり, pH は 6.8~8.5 の間になる。またこの時期に堆積岩中の間隙水と底層水との交換がおこるので堆積物が沈積した時に含んでいた埋没海水よりも間隙水の方が S や Mg が多くなる。このような種々の化合物を含む間隙水がレプト緑泥石, 菱鉄鉱, 菱マンガン鉱や鉄, 鉛, 亜鉛などの硫化物のような続成鉱物を晶出させ, 種々のイオンの濃度, Eh や pH の違いにより 自生鉱物がレンズ状または塊状で堆積物中に形成される。また既に形成されていた鉱物の再結晶がおこる (STRAKHOV, 1960)。

300m から 1000~1200m 位の深所に埋没した堆積物は圧密作用により岩石化され, 埋没深度 300 m 位で間隙水が絞り出され (STRAKHOV et al. 1954), また鉱物の脱水作用がおこり, 石膏 ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) → 硬石膏 (CaSO_4), 加水針鉄鉱 ($\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$) → 加水赤鉄鉱 ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) や赤鉄鉱 (Fe_2O_3) 蛋白石 ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) → 石英 (SiO_2) などの変化がおこり, 微少な粘土は粗粒や粗粒の集合体に再結晶する。

7. 堆積相

地殻の 4.7 % を占める鉄は針鉄鉱, 赤鉄鉱, 磁鉄鉱, 菱鉄鉱, シャモサイト, ゲリーナライト, 海緑石, ミネソタイト, スティルブノメレイン, 黄鉄鉱, 白鉄鉱など

の形で, ほとんどすべての堆積岩中に存在する。主要な鉄の酸化物, 珪酸塩, 硫化物により堆積岩を分類しようとする試みは古くからあったが, TEODOROVICH (1954), BORCHERT (1960) や JAMES (1954) により, 鉱物学を基礎とした堆積環境を反映する堆積岩の地球化学的な facies の概念が確立された。第 13 図に BORCHERT (1960)

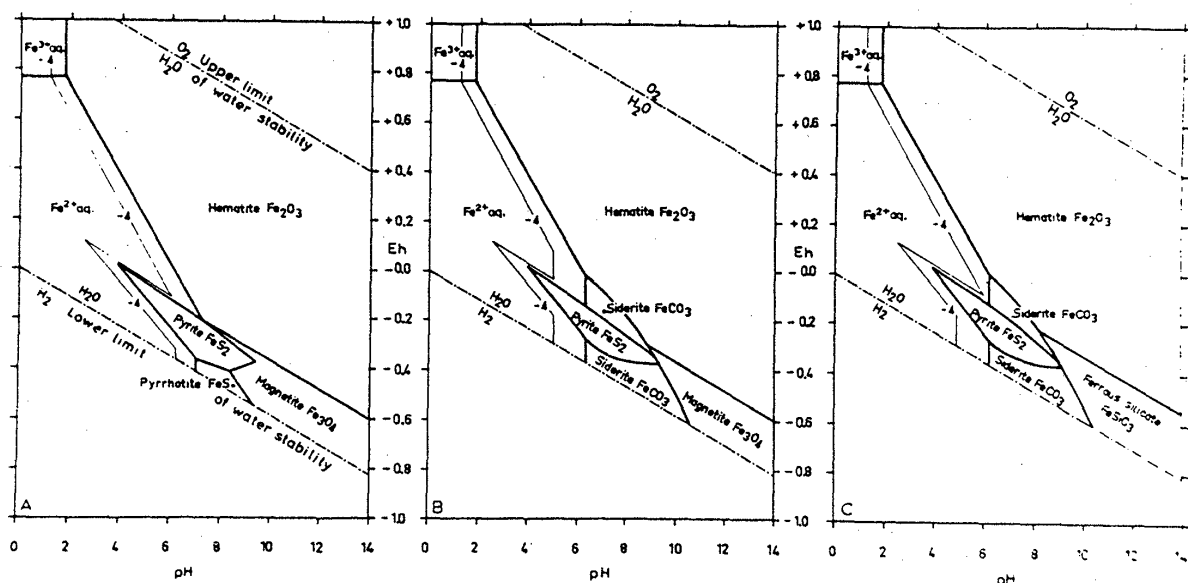


第 13 図 堆積相と物理—化学的状态との関係 (BORCHERT, 1960)

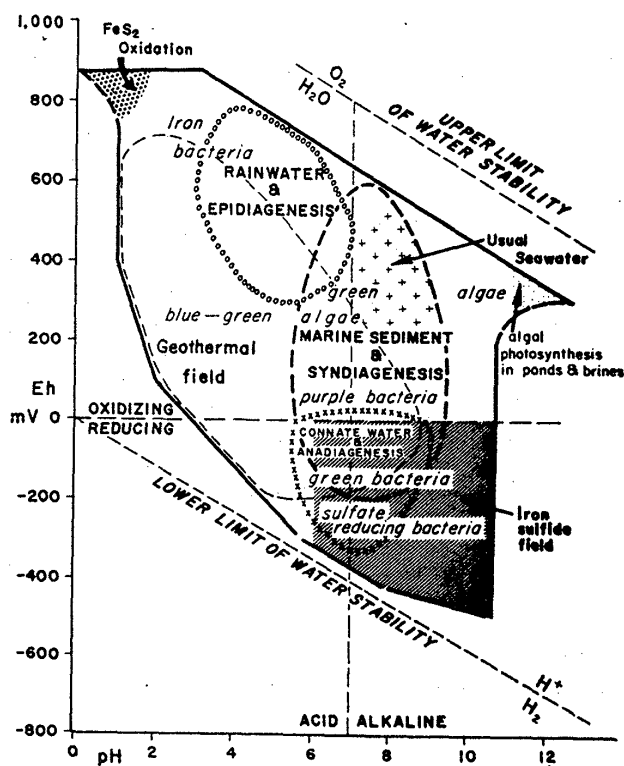
による模式的な関係を示す。STRAKHOV (1959) は (1) 鉄の酸化物を除き他のすべての鉄鉱物は続成作用により生成された。(2) 菱鉄鉱とシャモサイトの相対的な位置が逆転していて, 海岸から深海底になるに従い, 酸化物, 珪酸塩, 炭酸塩, 硫化物の順となる。この 2 つの重要な相違はあるが全体的に類似した関係を示した。この関係は JAMES (1954) も先カンブリア界の鉄鉱層の研究で提唱している。また TEODOROVICH (1954) は海底堆積物の地球化学的環境を Eh や pH と鉱物組成により次のように分類した。

- a 酸化相 第二鉄の酸化物, 水酸化物帯
- b 弱酸化相 海緑石, オキシケルシュナイト帯
- c 中性相 レプト緑泥石, ケルシュナイト帯
- d 弱還元相 菱鉄鉱, 藍鉄鉱帯
- e 還元相 鉄の炭酸塩, 硫化物帯
- f 強還元相 鉄の硫化物または H_2S 帯

このような堆積相は酸化還元電位 (Eh) と水素イオン濃度 (pH) の関数として示された鉄化合物の安定領域により理論的に説明される。Eh-pH 関係は土壤や細菌学の分野から ZOBALL (1946) に堆積岩研究の分野に導入され, GARRELS (1960) により地質学の分野に応用され, 第 14 図に示すような種々の条件下の鉄鉱物の安定領域が示された。この Eh-pH ダイアグラムは天然の鉱物組合せの重要性を評価するに役立つが, 地質現象に直接応用するには, 熱力学的計算に利用した鉄の化合物が天然の結晶相と一致しなかったり, 準安定相が加えられていなかったり, 多くの重要な課題があるが, これらの問題が解決されれば, 地球化学的方法の 1 つとして続成作用の



第14図 種々の条件下での鉄鉱物の安定領域; $t=25^{\circ}\text{C}$, $p=1$ 気圧
 A: SiO_2 と CO_2 無, $\Sigma\text{S}=10^{-6}$, B: SiO_2 無, $\Sigma\text{CO}_2=10^{-2}$, $\Sigma\text{S}=10^{-6}$
 C: SiO_2 有, $\Sigma\text{CO}_2=10^{-2}$, $\Sigma\text{S}=10^{-6}$
 (GARRELS, 1960)



第15図 Eh-pH ダイアグラム上の自然環境, 特に続成作用の各時期の位置 (FAIRBRIDE, 1967)

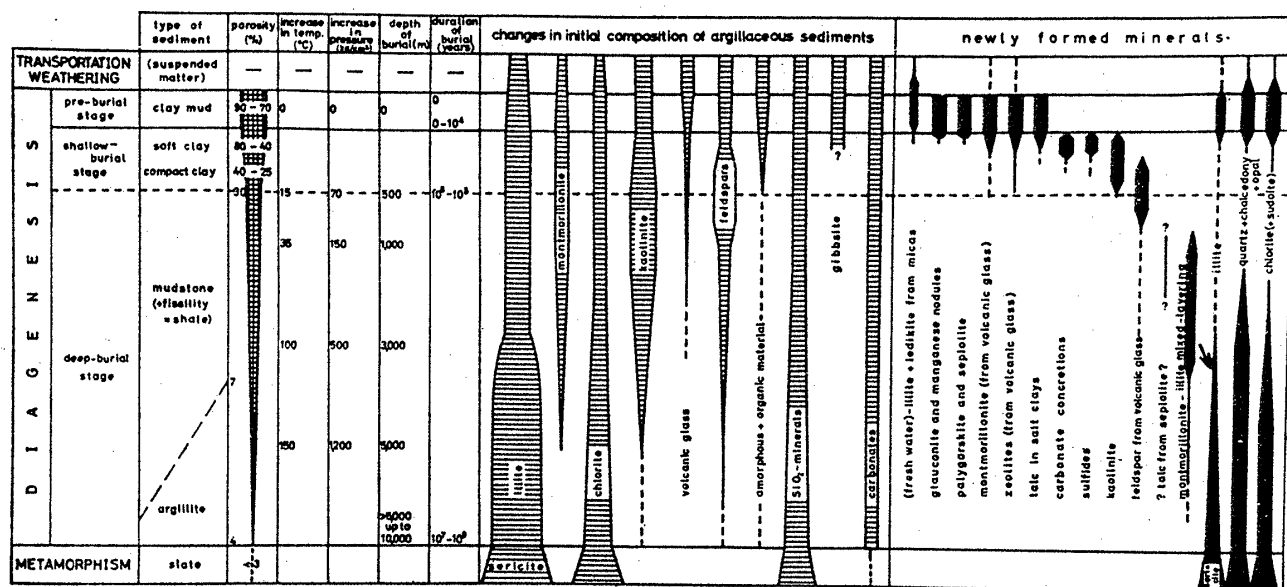
解明に貢献するものと考えられる。第15図に Eh-pH ダイアグラム上に、現世海底堆積物や各続成作用の時期な

どを模式的に示す (FAIRBRIDE, 1967)

8. 続成作用の指示鉱物

堆積岩中の個々の構成物質の詳細な研究は固体物理や結晶化学その他の関連分野の研究や方法が進むに従って発展し、続成作用の異った堆積岩中の石英や長石などの碎屑された造岩鉱物、粘土鉱物、自生鉱物の研究が進み、粘土鉱物、粘土鉱物の変質に密接な役割をはたす有機物、沸石、長石や石英のような自生鉱物や黄鉄鉱、方鉛鉱や輝水鉛鉱などの硫化物が続成作用の指示物として利用できるようになってきた。ここでは特に堆積環境の変化に敏感な粘土鉱物に関する最近の研究結果を示す。粘土質堆積物の続成作用は堆積物が沈積した水域の性質に著しく影響される。各粘土鉱物の続成作用による変化については、MÜLLER (1967), 庄司 (1971, a, b) が詳細に紹介しているので省略するが、MÜLLER (1967) は粘土質堆積物の続成変化を第16図のようにまとめ、堆積物の機械的、鉱物化学的变化と埋没深度、温度、圧力の増加、埋没時間との関係を示した。

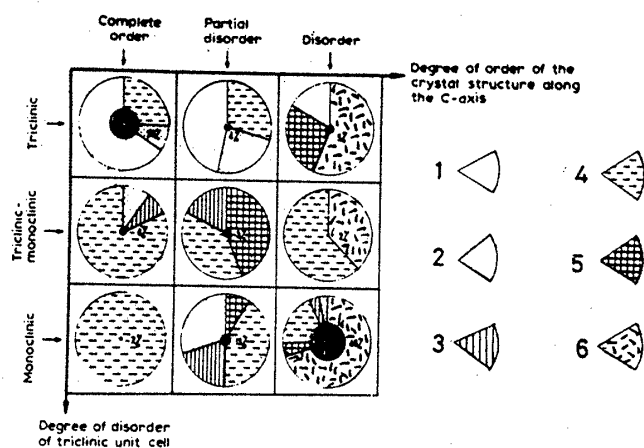
KARPOVA (1969) は続成作用、初期の katagenesis を代表する鉱物はモンモリロナイト、カオリナイト、混合層鉱物、Fe 質 IMd 加水雲母、orthohexagonal Ib 緑泥石であり、deep Katagenesis を代表するのは Al 質 IM 加水雲母、カオリナイト、Mg-Fe 質 monoclinic



第16図 続成作用による粘土質堆積物の機械的ならびに鉱物化学的变化
(MÜLLER, 1967)

Ⅱb 緑泥石であり，初期のmetagenesis を代表するのは2M₁ 加水雲母，Fe-Mg 質 monoclinic Ⅱb 緑泥石であり，metagenesis の末期は2M₁ 白雲母，金雲母，Fe-Mg 質 monoclinic Ⅱb 緑泥石が代表するとした。

VIKULOVA and ZVYAGIN (1965) は種々の堆積環境中のカオリナイトについて，その構造不整-C軸方向の乱れと単位胞の擬単斜化作用-と堆積環境との関係を第17図



第17図 堆積環境によるカオリナイトの構造不整

- 1: 風化生成物, 4: 湖水堆積物
2: 沖積～洪積層, 5: 潟, 沼地の堆積物
3: 湖, 6: 海洋堆積物

(VIKULOVA and ZVYAGIN, 1965)

に示すように図解した。それによると海成堆積物はC軸方向の乱れを示す右の欄にしかないが，海成堆積物と類似する湖-三角洲の堆積物を除いた他の堆積物はその他の欄に広がっている。また風化堆積物のカオリナイトは

完全な三斜晶系のものが多く（試料中の20%），全く不完全なカオリナイトは海成堆積物中に多い（試料中の45%）。洪積統，沖積統，沼地，湖などのすべての大陸性環境中ではカオリナイトの構造不整は広い範囲にわたり，徐々におこり，海洋性環境では，その変化は速く，強くおこるものと考えられる。それ故，堆積岩中の完全な三斜晶系のカオリナイトの存在は典型的な風化堆積物であることを示し，構造不整の著しい偽単斜晶系のカオリナイトの存在は海成堆積物であることを示す。SHUTOV et al. (1970) は sedimentogenesis の過程で，カオリナイトの構造不整の程度が異なること，deep epigenesis ではカオリナイトはデイッカイトに変化し，metagenesis によりデイッカイトかナクライトに変化することを示した。

KARPOVA (1969) は Bolshoy Donbas の石炭系中の粘土鉱物の結晶化学的变化と続成作用との関係を研究し，katagenesis が進むに従って，dioctahedral 雲母や加水雲母は Al-Mg-Fe 質 I M (IMd) → Fe-Al 質 I M → Al 質 I M → 2M₁ 加水雲母 → 2M₁ 白雲母に変化し，加水雲母は Al が増加し，Mg が減少する。KOSOVSKAYA and DRITS (1970) は続成作用による dioctahedral 雲母質鉱物の結晶化学的性質を調べ，雲母質鉱物の四面体層中の Si の Al による置換の程度は，その鉱物を含む堆積岩がおかれた堆積環境の熱力学的状態によりきまり，温度や圧力が増加すると Al^{IV} が増加し，八面体層中の 2 価の陽イオンが放出され，その過程で雲母質鉱物の多形が 1Md → 1M → 2M₁ の順に変化することや堆積岩中に多く

GROUP DIOCTAHEDRAL MICAS	ENVIRONMENTS AND CHARACTERISTIC PARAGENESIS OF MINERALS					
	SEDIMENTOGENESIS, DIAGENESIS, INITIAL EPIGENESIS			DEEP- EPIGENESIS METAGENESIS	METAMORPHISM	HYDROTHERMAL CONDITIONS
	Detrital	Transformed	Authigenic			
MUSCOVITE AND HYDROMUSCOVITE	Redeposited crusts of weathering kaolinite, quartz			---	Greenschists chlorite, biotite	Different clay min- erals and other (dickite, pyrophyllite, sulphide, etc.)
ILLITE AND AL-HYDROMICA	Continent and marine sediments	Predominantly marine sediments montmorillonite, mixed-layer structures, chlorite	Carbonate rocks	Terrigenous rocks Fe-Mg-chlorite aphrosiderite repidolite	---	---
ILLITE FERRIQUE AND HYDROMICA FERRIQUE		---	Evaporitic rocks Mg-chlorite corrensite			
GLAUCONITE AND GLAUCONITE HYDROMICA		---	Marine sediments			

第18図 雲母質鉱物と地質環境との関係
(KOSOVSKAYA and DRITS, 1970)

存在する10Å, 14Å鉱物と地質環境との関係を第18図のように示した。

緑泥石は多くの堆積岩中に存在し、その多形の研究も進んでいる。続成作用が進むに従って緑泥石はFeが減少しMg質となり、その多形はFe質Ib ($\beta=90^\circ$, 7Å) → Fe質Ib ($\beta=90^\circ$, 14Å) → Mg-Fe質Ib ($\beta=97^\circ$, 14Å) → Fe-Mg質Ib ($\beta=97^\circ$, 14Å)に変化する (KARPOVA, 1967)。また, HAYES (1970) は緑泥石の多形と成因との関係を次のように示した。続成作用の初期は低温の還元状態で少量の膨潤層をもち、非常にorderingの悪い準安定のIbdの緑泥石が形成される。埋没深度が深くなり熱エネルギーが増加するとIbd → Ib ($\beta=97^\circ$) → Ib ($\beta=90^\circ$)になる。この緑泥石は深所続成作用の過程で最も安定であり、ペンシルバニアンのMorrow seriesの頁岩から多産する。緑泥石で最も安定なものはIbであるが、変成作用を受けない堆積岩中には存在しない。これらのことから緑泥石I型を含む岩石は余り深くまで埋没しなかったか、変成作業を受けなかったことを示す。緑泥石I型を含む岩石が隆起したり、上位の岩石が浸食され、風化作用を受けると、Ib ($\beta=90^\circ$) → Ia → Ia 緑泥石パーミキュライトの不規則混合層鉱物 → Ia パーミキュライトとなる。また緑泥石Ib型を含む岩石が風化されるとIb → 緑泥石・パーミキュライト規則混合層鉱物 → 緑泥石・パーミキュライト不規則混合層鉱物 → Ia パーミキュライトとなる。こ

のIaパーミキュライトが再び堆積すると緑泥石I型に変わる。このように緑泥石は地質環境の変化に伴ってその多形を変化させながら循環している。

このような循環はモンモリロナイトとイライトの間にもみられる。モンモリロナイトからイライトへの転移は堆積物が埋没前から始まり、続成作用の過程で堆積物中の間隙水との反応により促進される。WEAVER (1959)によると、約10,000フィートの深所でモンモリロナイトからモンモリロナイト-イライト混合層鉱物が形成され深度が深くなるに従ってイライトの量が増し、15,000～17,000フィート、25,000フィートでの混合層鉱物のイライト：モンモリロナイトはそれぞれ7：3, 9～4：1となり、25,000フィート以深ではモンモリロナイトは消失する。BURST (1959), DUNOYER DE SEGONZAC (1964), KOSOVSKAYA (1960)も同様な事実を認めている。しかしこれとは反対にイライトからモンモリロナイトの形成をKELLER (1963)はColorado高原のジュラ系で記載している。

鉱物の evolution という考え方がフランス、ソ連を中心とした堆積岩中の粘土鉱物を研究する人々の間にあり、混合層鉱物がどちらの方向に変化するのかを問題とするようになってきた。

8. むすび

堆積学研究の中でも続成作用の研究はヨーロッパ諸

国, ソ連, アメリカなどでよく研究され, LARSEN and CHILINGAR (1967) は砂質岩, 泥質岩, 岩酸塩岩, 珪質岩, 有機物, 石炭, 堆積鉱物, 地下水, 間隙水など広範囲にわたる続成作用を紹介し, この分野の研究に大きな貢献をした。日本でも現世海底堆積物, 関東ロームなどの第四系や第三系の堆積岩や火山砕屑岩の続成作用の研究は行なわれているが, 沖積層の堆積物に関する研究は比較的少なく, その上, 粘土鉱物, 間隙水など個々の研究に留まっている。堆積岩の続成作用は既に述べたように鉱物相, 間隙水, 有機物などが複雑にからみあった現象であるので, 堆積物の総合的研究が行なわれなければ解明されない。わが国ではこのような総合的な研究は余り行なわれていないので, 沖積層の堆積物を中心として堆積岩の続成作用の粘土鉱物学, 地球化学ならびに生物化学的観点から紹介した。

文 献

- 青木滋・柴崎達雄 (1966), 海成“沖積層”の層相と細分問題について。第四紀研究, vol. 5, p.113—120.
- BORCHERT, H. (1960), Genesis of marine sedimentary iron ore. *Inst. Mining & Metallurgy, Bull.* 640 (Trans., v. 69), p.261—279.
- BURST, J. F. (1959), Postdiagenetic clay-mineral environmental relationships in the Gulf Coast Eocene. *Clays & Clay Minerals, Proc. 6th. Natl. Conf.* Ed. by SWINEFORD, A., p.327—341.
- DEGENS, E. T. (1965), "Geochemistry of Sediments, a brief survey". Prentice-Hall Inc., New Jersey.
- (1967), Diagenesis of organic matter, in "Diagenesis in Sediments". Ed. LARSEN, G. and CHILINGAR, G. V., Elsevier Publishing Company, Amsterdam, p.343—390.
- DUNOYER de SEGONZAC, G. (1964), Les argiles du Crétacé supérieur dans le bassin de Doral (Caméroun) : Problèmes de diagenèse. *Bull. Serv. Carte Geol. Alsace Lorraine*, vol.17, p. 287—310.
- EMERY, K. O. and RITTENBERG, S. C. (1952), Early diagenesis of California Basin sediments in relation to origin of oil. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, vol.36, p.735—806.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1967), Phases of diagenesis and authigenesis in "Diagenesis in Sediments". Ed. by LARSEN, G. and CHILINGAR, G. V., Elsevier Publishing Company, Amsterdam. p.19—89.
- GARREIS, R. M. (1960), "Mineral Equilibria, at low temperature and pressure", Harper and Row, New York,
- (1962), Regional clay mineral facies-products of weathering intensity and current distribution in the Northeastern Gulf of Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.* vol.73. p.737—768.
- and PARROTT, B. S. (1964), Development of clay mineral zones during deltatic migration. *Bull. Amer. Assoc. Geol.* vol.48, p.57—69.
- GRIM, R. E. and JOHNS, W. D. (1954), Clay mineral investigation of sediments in the Northern Gulf of Mexico. 2nd Natl. Conf. Clays and Clay Minerals, *Proc. Natl. Research Council Pub.* 327, Ed. by SWINEFORD, A. and PLUMMER, N. V. p.81—103.
- 林久人 (1969), 酸素をくう砂礫層。全建ジャーナル, 昭和41年10月号, p.30—37.
- (1967), 地下作業における酸素欠乏の原因の研究。安全工学, vol. 6, p.31—38.
- (1972), 酸素欠乏空気発生地球化学的検討。日本地質学会第79年学術大会「地盤と地下水に関する公害」討論会資料, p.37—46.
- 林久人・石井求・青木滋 (1967) 建設工事における酸素欠乏事故について。柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 297—303.
- HAYASHI, H. (1968), Cause of the accidents due to oxygen deficiency in underground workers in Tokyo area. *Industrial Health*. vol. 6, p.165—220.
- and Koyama, N. (1971), On the causes of oxygen deficiency in underground works. *Proc. XIV International Congress Occupational Health*, Tokyo, p.701—703.
- HAYES, J. B. (1970), Polytypism of chlorite in sedimentary rocks. *Clays & Clay Minerals*, vol. 18, p.285—306.
- 市原優子・市原実 (1968), 大阪層群の泥質堆積物に含まれているアミノ酸。地質雑, vol.74, p.233—238.
- JACKSON, M. L. (1958), "Soil Chemical Analysis". Prentice-Hall Inc. New York.
- JAMES, H. L. (1954), Sedimentary facies of iron formation. *Econ. Geol.* vol.49, p.235—291.
- KARPOVA, G. V. (1969), Clay mineral post-sedimentary ranks in terrigenous rocks. *Sedimentology*, vol.13, p. 5—20.

- 川原鳳策・石井次郎・米田義昭 (1966) 有明海海底堆積物中の粘土鉱物. 地質雑, vol.72, p.23—33.
- KELLER, W. D. (1963), Diagenesis in clay minerals—a review. *Clays & Minerals, Proc. 11th Natl. Conf.* Ed. by Bradley, W. F. p.136—157.
- 小林和夫・生沼郁 (1962), 海底堆積物中の粘土鉱物の研究. 海洋地質, vol. 1, p.13—23.
- KOLB, C. R. and VAN LOPIK, J. R. (1958), Geology of the Mississippi River deltaic plain. Southeastern Louisiana, U. S. Army Corps Engineers, *Waterways Expt. Sta. Tech. Rept.* 3—483, Vol. 1 and 2.
- KOSSOVSKAYA, A. G. (1960), Über die spezifischen epizenetischen Umwandlungen terrigener Gesteine in Tafelland-und Geosynklinal-Gebieten. *Dokl. Akad. Nauk. S.S.S.R.* vol.130, p.176—179.
- and DRITS, v. A. (1970), The variability of micaceous minerals in sedimentary rocks. *Sedimentology*, vol.15, p.83—101.
- 桑原徹 (1966), 沖積層の土質工学的性質とその意義. 第四紀研究, vol. 5, p.121—138.
- LAESSEN, G. and CHILINGAR, G. V. (1967), "Diagenesis in Sediments". Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- MEADE, R. H. (1964), Removal of water and rearrangement of particles during the compaction of clayey sediments—Review. *U. S. Geol. Survey Professional Paper*, 497-B.
- MITCHELL, J. R. (1956), The fabric of natural clays and its relation to engineering properties. *Proc. Highway Res. Board. Natl. Acad. Sci. Natl. Res. Council. Publ.* 426, (35) p.693—713.
- MÜLLER, G. (1967), Diagenesis in argillaceous sediments in "Diagenesis in Sediments". Ed. by LARSEN, G. and CHILINGAR, G. V., Elsevier Publishing Company, Amsterdam, p.127—177.
- OINUMA, K. and KOBAYASHI, K. (1966), Quantitative study of clay minerals in some Recent marine sediments and sedimentary rocks from Japan. *Clays & Clay Minerals, Proc. 14th Natl. Conf.*, Ed. by BAILEY, S. W., p.209—219.
- PORRENGA, D. H. (1966), Clay minerals in recent sediments of the Niger Delta. *Clays & Clay Minerals, Proc. 14th Natl. Conf.* Ed. by BAILEY, S. W., 221—233.
- PINASAK, A. P. and MURRAY, H. H. (1960), Regional clay mineral patterns in Gulf of Mexico. *Clays & Clay Minerals, 7th Natl. Conf.* Ed. by SWINEFORD, A. p.162—177.
- 塩沢孝之 (1969,a), 石狩湾堆積物中の粘土鉱物組成. 第四紀研究, vol. 8, p.83—88.
- (1969,b), 厚岸湖および厚岸湾の底質. 地質雑, vol.75, p. 1—11.
- SHISHKINA, O. V. (1959), Metamorphization of the chemical composition of muddy waters in the Black Sea, in "Toward Knowledge of Diagenesis of Sediments (Symposium). Ed. by STRAKHOV, N. M., *Izd. Akad. Nauk. S.S.S.R.*, Moscow, p.29—50 (in Russian).
- 庄司力偉 (1971,a), 堆積岩. 朝倉書店
- (1971,b), 堆積岩石学. 朝倉書店
- SHUTOV, V. D., ALEKSANDROVA, A. V. and LOSIEVSKAYA, S. A. (1970), Genetic interpretation of the polymorphism of the kaolinite group in sedimentary rocks. *Sedimentology*, vol.15, p.69—82.
- SIEVER, R., GARRELS, R. M., KANWISHER, J. and BERNER, R. A. (1961), Interstitial waters of recent marine muds off Cape Cod. *Science*, vol.134, p. 1071—1072.
- and BECK, K. C. (1965), Composition of interstitial waters of modern sediments. *Jour. Geol.* vol.73, p.39—73.
- STRAKHOV, N. M. (1959), Schema de la diagenese des depots marins. *Eclogae Geol. Helvetiae*, vol. 51, p.761—767.
- (1966), Principle of theory of lithogenesis I. Types of lithogenesis and their ditribution on the earth's surface. *Izd. Akad. Nauk. S.S.S.R.* Moscow, p.212.
- , BRODSKAYA, N. G., KNYAZEVA, L. M., RAZZHIVINA, A. N., RATEEV, M. A., SAPOZHNIKOV, D. G. and SHISHOVA, E. S. (1954), Formation of sediments in recent basins. *Izd. Akad. Nauk. S.S.S.R.* Moscow, 791p.
- SUGAWARA, K., KOYAMA, T. and KOZAWA, A. (1954), Distribution of various forms of sulphur in lake, river and sea-muds. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol.2, p.1—14.

- TAGGART, M. S. JR. and KAISER, A. D. JR. (1960), Clay mineralogy of Mississippi river deltaic sediments. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol.71, p. 521—530.
- 高井康雄・和田秀徳 (1966), 水田土壌の物質変化と微生物. "土と微生物" 土壤微生物研究会 編, 岩波書店, p.45—72.
- TEODOROVICH, G. I. (1954), Toward question of studying oil-producing formations (source rocks). *Bull. Moscow Nat. Hist. Soc.* vol.29, p. 59—66.
- 東京都土木技術研究所 (1969), 東京地盤地質図.
- VON ENGELHARDT, W. and GAIDA, K. (1963), Concentration changes of pore solutions during the compaction of clay sediments. *Jour. Sed. Petrol.* 33.
- VUKIĆ, M. F. and ZVYAGIN, B. B. (1965), Vliyanie uslovii obrazovaniya glinistyykh porod na razvitiye i izmeneniye strukturnykh osobennostey glinistyykh mineralov, (Influence of the conditions of formation of clay rocks on the evolution and change of the structural features of clay minerals). *Sov. Geol.*, vol.5, p.24—37.
- WEAVER, C. E. (1959), The clay petrology of sediments. *Clays and Clay Minerals. Proc. 6th Natl. Conf. Clays & Clay Minerals*, Ed. by SWINEFORD, A. p.154—187.
- 吉田稔 (1953), 土壌の塩基置換容量について. 岩手大農報告, vol. 1, p.29—33.
- ZOBELL, C. E. (1946), Studies on redox potential of marine sediments. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, vol.30, p.477—513.

Sedimentary environments of Alluvium from the Viewpoint of mineral components

Hisato HAYASHI and Motomu ISHII

(Abstract)

There has been little information about mineralogical or geochemical characteristics of Alluvial deposits in Japan. We once studied the sedimentary environment of the sediments distributed in subsurface of Tokyo area for the investigation on the cause of the accidents due to oxygen deficiency in underground work. In this report, recent knowledges on sedimentary environment of Alluvium and Pleistocene series are reviewed from mineralogical standpoint chiefly using the data in our investigation.

Iron minerals are given particular attention in field of sedimentology. According to specific environmental condition, different minerals of the iron family are deposited in sediments. Although various parameters such as salinity, temperature, microbial activity, pressure and so on, determine the development of the prospective end-members, the Eh-pH relationship is the most decisive factor in low temperature and low pressure environments at or near the surface of the earth. Sedimentary rocks may be divided into four major facies—oxide, silicate,

carbonate and sulfide—on the basis of the dominant iron minerals. This facies classification has been theoretically established by the distribution of stability fields of the iron species expressed most effectively in terms of Eh and pH. The facies are a direct reflection of sedimentary environments.

Clay minerals record the physical and chemical conditions under which they were formed. They, once formed, are sensitive to subsequent changes in physical and chemical environments of their host rocks. Each stage of diagenesis is characterized by the structural change of clay minerals and their polytype. Clay mineral is one of the indicators of each stage of diagenesis. According to the crystallochemical mechanisms of the diagenetic change of clay minerals, they are transformed by movement of ions from the interstitial solutions towards the crystalline lattices and complex cation exchanges in the octahedral and tetrahedral layers. At the end of this evolution, micas and chlorites are the common stable layer silicate.

The compositions of interstitial water may be a function of chemical and physical characteristics of the mineral phases with which it is in contact. An important indicator of each stage of the diagenesis is organic matter which as a rule closely correlates with the alteration of layer silicates.

It is generally thought that as a result of interaction between minerals and interstitial water, formation of new minerals and redistribution and recrystallization of substances in sediments take place during diagenesis.
