洪積層における粒度分布とその応用地質学的意義

——大津市村付近（平尾—国分）の例——

宮 村 学*

The Grain Size Distribution Measurement and its Bearings on Engineering Geology

— On the Pleistocene Sediments in the Vicinity of Otsu —

By

Manabu MIYAMURA

Abstract

From the geological survey and results obtained by the grain size analyses of the sediments of the Pleistocene system distributed between Hirao and Ishiyama, the writer has drawn the following conclusions on a part of the uppermost Kobiwako group.

1) The Pleistocene system in this area is divided into two formations, the Kokubu (upper) formation and the Yakino (lower) formation.

2) On the triangle diagram (pebble+sand, clay and silt), the sedimentary materials of the Pleistocene system of this area are classified into six groups in the Kokubu formation and five groups in the Yakino formation. The distribution mode of grain size is given as the bimodal distribution which consists of the traction and suspension load.

3) In relation to the coefficient of sorting (So) and the medium grain size (Md), the sedimentary material of the Pleistocene system of this area is classified into six types (II, III, V, VI, VIII and IX) in the Kokubu formation and five types (II, III, VI, VIII and IX) in the Yakino formation. The writer proposes to call their grain size rank the “ $So-Md$ Rank”.

4) By plotting the medium grain size (Md) on Hjulstrom's diagram, it was clarified that Md is proportional to the settling velocity (Sv) and is in inverse proportion to the critical velocity (Cv), and also the coefficient curve of sorting is recognized as the interrelation curve between the critical and settling velocity curves.

5) The transition of the grain size type, depositional movement and index number of sedimentary facies of the Kokubu formation is conspicuous in comparison with the Yakino formation. It may be deduced, therefore, that the former is the disturbed zone nearer to the lake beach than the latter in the sedimentary environment.

6) The difference of the background between the two formations may be suggested by the difference in their sedimentary materials.

7) From the relation of “ N value” and index number of plasticity, the upholding

* 工業技術院地質調査所大阪駐在員事務所

strength of each grain size type is divided into A, B and C in grade. The relation between each grade is shown as $A > B \geq C$.

8) The rate of increase of the upholding strength of each grain size type is in inverse proportion, thus $|K-r|=e$.

K : rate of contained water,

r : index number of plasticity.

9) The strata conspicuous in the transition of the sedimentary environment may be conspicuous in the transition of the grain size type and upholding strength.

I. ま え が き

応用地質学において取り扱われる堆積物の諸性質が著しく堆積環境の支配を受けることはいうまでもない。小文は堆積物の粒度分布から推定される堆積過程および堆積環境を基礎的背景として応用地質学的な解析を試みた報告である。

堆積環境を知るためには環境を支配する堆積運動（構造運動）の解明が必要であり、堆積運動は、堆積物質の粒度分布の統計的处理による諸性質（粒度・分級度・頂点屈曲度）の解析によつて推定することが出来る。更に堆積運動の過程を示す分級度と粒径より粒度型を規定し、その変移の緩急を知ることにより堆積運動の変移の緩急を推測しうる。これらの粒度型の物理性（塑性指数、含水比等）より土木地質学的な地耐力強度を考察することが可能である。

以上の構想に基づいて筆者は1958年10月～11月にわたり大津市周辺一帯の地質調査を行ない、とくに洪積層に関しては調査地域内を通る名神高速道路計画によつて実施された試錐資料およびコアの材質的検討を行ない、更にコアの粒度分析により堆積物質の統計的諸性質（粒度・分級度・頂点屈曲度）の解析を行なつて堆積学的考察を試み、他方粒度型と地耐力強度との関係を解析し、土木地質学的な考察を試みた。

この報告にあたり種々と御批判下さつた諸学兄並びに諸先輩、終始御鞭撻を賜つた地質調査所大塚寅雄技官・稲井信雄技官、又名神高速道路路盤面調査のための貴重な試錐・粒度分析等の土質的資料を提供せられた川崎ボーリング KK 大阪事務所長（現大同ボーリング KK 社長）福井三郎氏に深甚なる謝意を表する次第である。

II. 地 質 の 概 要

本調査地域の地質は古生層と洪積層からなり、洪積層は古生層の山麓沿いに緩やかな起伏をもつ丘陵地帯を形成し、とくに国分層は国分附近に見られるような段丘地形をなしている（II-1 図）。

古生層は主にチャート、粘板岩からなり、後者は往々にして砂岩と互層をなしている。国分附近では石英斑岩が、更に調査地域の南方に当る千町方面では花崗岩が古生層を貫きホルンフェルス化作用を与えている⁹⁾。洪積層は層相および地質構造から国分層と焼野層の2層に分けられ、前者は後者を傾斜不整合に、後者は古生層を傾斜不整合に被覆している。従つて調査地域内の洪積層は II-2 図のように示される。

1) 焼 野 層

模式地、大津市焼野大池附近。

本層は調査地域に分布する洪積層の大部分を占め、国鉄大津駅附近から石山北大路附近迄見られ、それ以南では国分層に被覆されている。本層の走向は $N 10^{\circ} E$ 、傾斜 $10^{\circ} \sim 30^{\circ} E$ を示している。礫は角礫又は亜角礫のチャートが主で、少量の粘板岩礫を含んでいる。

本層は上から下へ下記のような層序を示す。

II-1 図 大津市附近（平尾—国分）の地質図 ボーリング設定位置図

Y₃ 層：砂と砂質粘土の互層

Y₂ 層：粘土と砂質粘土の互層

Y₁ 層：砂礫粘土層を主とする層

時 代	地 層	層 厚	図 表	火成活動	層 相
第 四 紀	現 世	表土
	洪 積 世	国分層			砂礫粘土層上りなり植物遺体・アルコース砂を含む。
		焼野層		花崗岩 石英斑岩の 貫入あり	砂礫粘土層よりなりチャート粘板岩の礫が多い。
	二疊-石炭紀	秩父系			チャート粘板岩からなり一部ホルンフェルス作用を受けて変質している。

II-2 図 大津市附近(平尾一國分)の地質模式柱状図

Y₃層は細粒質の砂, シルト, 砂質粘土が主で暗灰色, 灰青白色を呈し, 部分的に粒径 4 cm 内外のチャートの礫をまじえる。層厚約 10 m。

Y₂層は主に粘土および砂質粘土からなり厚さ 1 m 内外の含礫粘土層と砂層を挟んでいる。礫は亜角礫又は円礫のチャート礫および粘板岩礫である。一般に褐色を呈している。層厚 5 m±。

Y₁層は暗黄色又は青灰色を呈する粘土層および粒径 5 cm 程度のチャートの角礫又は亜角礫の礫層と砂層からなる。層厚 15 m±。

2) 国 分 層

模式地, 大津市国分町附近。

本層は石山北大路附近より以南に発達し, 北大路附近にて焼野層を不整合に被覆している。

本層は上から下へ下記のような層序を示す。

K₈層: 含粘土砂礫層, K₇層: 凝灰質粘土層, K₆層: 上部砂礫層, K₅層: 粘土および砂質粘土層,

K₄層: 下部砂礫層, K₃層: 粘土層, K₂層: 砂層, K₁層: 砂および砂質粘土層。

K₈層は粒径 5 cm ~ 1 cm の石英礫ならびに砂を主とし随所にシルト質の砂およびシルト質の粘土をレンズ状に挟む。一般に暗黄色の粘土である。層厚 2 m±。

K₇層は灰白色の凝灰質粘土層で連続性はなく僅かに 250 m 内外で尖滅し, 層厚約 0.8 m。

K₆層は花崗岩礫, アルコース砂からなり, 若干シルト質に移化する部分を挟んでいる。又灰白色の少量の粘土が所々に挟まれている。層厚約 5 m。

K₅層は灰白色又は青灰色の粘土および砂質粘土を主とし厚さ 2 m 前後のシルト・アルコース砂礫を挟む。シルト中には植物の枝, 小根等が含まれている。層厚約 3 m。

K₄層はアルコース砂および粒径 10 cm ~ 5 cm の石英礫からなり, 一部に灰白色の砂質粘土を挟む。その中には植物の枝, 小根が認められる。層厚約 4 m。

K₃層は暗青灰色の粘土からなり, 中粒質のアルコースおよび粒径 1 cm 程度の花崗岩の円礫を挟む。層厚約 5 m。

K₂層は細粒質の砂からなり部分的に厚さ 2 cm の青灰色の粘土を挟み, 砂質粘土に移化し, 粒径 4 cm ~ 1 cm の石英礫をまじえる。層厚約 2 m。

K₁層は暗灰青色の粘土およびシルト質粘土からなり, それらの中に植物の小枝, 小根等が含まれている。層厚約 7 m と推定される。

以上述べたように国分層は植物の遺体を含み, アルコース砂, 花崗岩礫を含むのが特徴である。それに対して焼野層はチャートおよび粘板岩礫を含有している。このことより前者の後背地は調査地域南方の千

町方面に分布する花崗岩地帯であるのに対し、後者のそれは古生層と推定される。

国分・焼野両層の境は B-27 地点の 22.7 m 深度で確認され、植物遺体を含む K_1 層とチャート礫を主とする Y_{1c} 層とが厚さ 0.2 m の褐鉄鉱層で接している。

III. ボーリングおよびその位置

ボーリングの各点の位置および深度は II-1 図に示した通りである。国分層に関して 9 カ所、焼野層に関しては 19 カ所の地点で行なわれ、それらの深度は 10 m～25 m 掘進されており、連続的コア採集がなされている。ボーリングの位置をつなぐ曲線は II-1 図に示したように堆積盆地の基盤をなす古生層の後背地に対して大略並行であり、各単層についての野外観察から見て、このボーリングによつて採集した堆積物およびその粒度分析はそれらを代表する資料と見做し得ると考えられ、これによつて当地域の洪積層の堆積環境の一端が推論され、堆積物の物理性に関する統計的処理を行なうことが許されるものと考えられる。

IV. “*So-Md Rank*”

堆積物の粒度型を論ずるに当り、便宜上粒度型を分類する一つの方法として“*So-Md Rank*”について述べておこう。

碎屑物質は粒径(d)に応じて礫、砂、シルト、粘土等に区分されるが、この各区分の中でも粗粒質と細粒質のものがあることは周知の通りである。自然状態では同一区分のものでもこの両者が混入し不均一になり多様性を示すので、粒度の明確な変移を知るためにはこの多様性を限定し規定することが必要である。このためには分級度(So)による細分が最適であろう。

例えば砂粒といつても粒径の大略一定したもの、そうでないもの等千差万別である。従つて砂粒を分級度により細分すれば、分級度についての区分が得られ、砂粒の多様性が規定される。このように砂粒を分級度により規定すれば砂粒の粒度型が得られる。このように粒度型を規定する区分を筆者は“*So-Md Rank*”と名づけた。

上述の“*So-Md Rank*”に基づいて粒度型を任意の方向線上に求める時、比較的詳細な粒度型の変移を知ることが出来、その方向線上における堆積過程の変化も推定されうる。

分級度(So)および標準粒径(d)*を積算曲線より求め、12 等級に分けて粒度型を I から XII までのタイプに分類する。IV-1 図における最下段は分級度(So)の最も高いもので、 So が 2.5 以下を示し、最上段は最も低いものは So 4.5 以上を示している。標準粒径(Md)については、左から右へシルト、砂、礫と粗粒になり、粒径の変移を示している。

粒度型の特徴を表にすると IV-1 表のようになる。表中の I, II, III, ..., XII は、IV-1 図の I, II, III, ..., XII に対応する。以上の方法によつて当地域洪積層の堆積物は上記の方法で処理した。

IV-1 図 粒度型の区分

* 標準粒径(d)は 50 %に相当する粒径。

IV-1 表 $So-Md$ Rank

$Md(mm)$	$So = \sqrt{Q_3/Q_1}$	型	特 質
$d < 0.05$	$So < 2.5$	I	高分級度シルト
	$2.5 < So < 4.5$	II	中分級度シルト
	$4.5 < So$	III	低分級度シルト
$0.05 < d < 0.1$	$So < 2.5$	IV	高分級度細砂
	$2.5 < So < 4.5$	V	中分級度細砂
	$4.5 < So$	VI	低分級度細砂
$0.1 < d < 2$	$So < 2.5$	VII	高分級度中砂
	$2.5 < So < 4.5$	VIII	中分級度中砂
	$4.5 < So$	IX	低分級度中砂
	$So < 2.5$	X	高分級度粗砂
	$2.5 < So < 4.5$	XI	中分級度粗砂
	$4.5 < So$	XII	低分級度粗砂

(註) Q_1 : 75 % 相当粒径, Md : 50 % 相当粒径, Q_3 : 25 % 相当粒径, d : 粒径.
 $Q_3 > Md > Q_1$

V. 堆積物の粒度型

粒度分析は国分層より 167 点, 焼野層より 191 点について行なわれた。それらの分析値を V-1 図および V-2 図の三角ダイアグラムにプロットすると, 国分層は 6 グループ, 焼野層は 5 グループに集落する。国分層の大半がシルト質砂(silty sand)よりなるのに対し, 焼野層はシルト質砂(silty sand)の部分が多少粘

V-1 図 国分層の堆積物質分類図

V-2 図 焼野層の堆積物質分類図

V-3 図 国分層の粒度型

土質砂(clayly sand)に移化した結果が見られる。

V-3 図および V-4 図は前節の IV において述べた方法で “So-Md Rank” について堆積物をプロットしたものである。

国分層は V-3 図に示したように総括的に見て $So > 4.5$ の粒度型に集落するもの多く見られ、分級度の低い粒度型により多く集落する傾向がある。 $So < 4.5$ では粒度型の集落数の減少が著しい。

焼野層は V-4 図に示したように国分層と全く同じ傾向を示すが、とくに粒度型 IX に集落するものが多い。更に注目すべきことは粒度型 V の欠如であろう。V-1 表は各粒度型のパーセンテージを示したもので両層を通じてシルト質砂(silty sand)が圧倒的に多く、国分層では粒度型 VI には全体の 31 % が集落している。それに対し焼野層では国分層のように一つの粒度型への集中集落は見られない。

V-4 図 焼野層の粒度型

V-5 図 国分層の粒度型の変移図

V-6 図 焼野層の粒度型の変移図

V-3 図および V-4 図に示した粒度型をボーリング位置およびその深度に対応してプロットすると V-5 図および V-6 図のような粒度型の変移系列が得られる。

V-1 表 各層における粒度型の百分率表

粒 度 型	国 分 層	焼 野 層
II	6 % シルト質粘土 } 12%	9 % 砂質粘土 } 15%
	6 % 砂質シルト }	3 % シルト質砂 }
III	3 % シルト質粘土 } 9 %	3 % 砂質シルト }
	6 % シルト質砂 }	6 % 砂質粘土 }
V	6 % シルト質砂 6 %	3 % 砂質シルト }
VI	31 % シルト質砂 31 %	3 % シルト質砂 }
VIII	9 % シルト質砂 } 18%	10 % シルト質砂 10%
	6 % 砂 }	9 % シルト質砂 }
	3 % 粘土質砂 }	3 % 粘土質砂 }
IX	18 % シルト質砂 } 24%	18 % 粘土質砂 }
	3 % 砂質シルト }	15 % シルト質砂 }
	3 % 砂質粘土 }	18 % 砂 }
	100 %	100 %

国分層は V-5 図に示したような下記の水平方向の粒度型の変移系列が見られる。

K₈ 層 VI → II → VI → VIII → IX → VI
漸移的変移

K₇ 層 VIII → II
急激的変移

K₆ 層 VI → IX → VIII → III → VI → VIII
漸 移 → 急激 → 漸 移

K₅ 層 III → IX → II → VI → IX → II → VI
急 激 → 漸 移 → 急激 → 漸移

K₄ 層 IX → VIII → VI → IX
漸 移

K₃ 層 III → V → IX → III → II → V
漸 移 → 急激 → 漸 移

K₂ 層 IX → VIII → VIII
漸移 → 一定

更に焼野層の粒度型の変移は V-6 図に示した通りで、水平方向に下記の変移系列が見られる。

Y₂ 層 III → VI → VIII → II → VI → II
漸 移 → 急激 → 漸 移

Y_{1d} 層 II → II
一 定

Y_{1c} 層 IX → IX → IX → VI → VI
一 定 → 漸移 → 一定

Y_{1b} 層 VI → IX → IX
漸移 → 一定

Y_{1a} 層 IX→IX

一定 ?

ボーリング掘進深度の関係で地層によつては資料不足の点はまぬがれないが大略以上ようになった。両層の粒度型の水平的な変移系列を比較して見ると、国分層は急激—漸移の変移が反復するのに対し、焼野層では Y₂ 層のみが国分層と類似した変移を示すが、他は漸移又は一定の変移を示している。又垂直方向の変移についても同じことがいえる (V-5 図, V-6 図参照)。

従つて国分層は焼野層に比べて粒度型の変移が激しいといえる。

VI. 分析結果の考察

1) 粒子の運動と粒度分布頻度

この項を論ずるに当り粒度型、粒度分布頻度と限界流速、沈降速度との一般的関係を述べておこう。

Hjulston's diagram⁹⁾ に粒度型を付した図において限界流速、即ち堆積物が運搬されるに必要な最小流速は、粒径 0.1 mm~0.5 mm で最小値を示し、それ以上および以下の粒径では限界流速は増大する傾向がある。従つて粒径 0.1 mm~0.5 mm を含む粒度型 VII-IX では一般に最小値附近の限界流速を示すといえる。

いま粒径 2 mm 附近のものを例にとつて見ると、限界流速はおよそ 50 cm/sec を示し、これと同じ限界流速を示すものは粒径 0.7 mm 附近のものであるが、前者の沈降速度は大略 15 cm/sec、後者のそれは 0.9 cm/sec を示している。このことは前者が沈降堆積している時、後者はいまだ運搬過程にあることになる。従つて粒径 2 mm 附近の粒度型 X-XII のものは一般に Pettijohn のいう monomodal distribution mode の分布形態を示すことになる。このことは一般にいえることである。次に限界流速が最小値を示す粒径 0.1 mm~0.5 mm 附近の粒度型 IV-IX を見ると、この附近の一部では往々にして転動による運搬物質 (traction load) と懸濁による運搬物質 (suspension load) とが混入して堆積されることが推定される。そのために流速の多少の変化によつて転動による運搬物質と懸濁による運搬物質とが多少選択的に堆積されるので、運搬形態の転位点*である粒径 0.1 mm 附近のものは一般に少いといえる。

従つて運搬形態の転位点を有する粒度型 VII-IX に属する堆積物を含むものは往々にして Pettijohn のいう bimodal distribution mode¹⁾ の分布形態を示すことがある。

次に粒度型 I-III のうち粒径 0.01 mm 以下の粘土では沈降作用はむしろ水の化学的要素に支配され、凝固作用による粒団化により沈降が行なわれるので殆んど分級作用は欠如しているといえる。

当地域で得た標準粒径 (Md) を図にプロットして限界流速 (C_v) および沈降速度 (S_v) を求め、国分層および焼野層中の各層について、標準粒径 (Md) の変移に伴うそれらの変移を考察して、限界速度・沈降速度・分級度および標準粒径の相関関係図を得た。この相関関係図において、標準粒径 (Md) の変移は沈降速度 (S_v) の変移と比例的であるのに対して、限界流速 (C_v) とは逆比例的であることが示されている。このことは標準粒径が 0.5 mm 以下の懸濁による運搬物質 (suspension load) のために招来した結果であると考えられる。

更に分級度 (S_o) の変移を見ると、限界流速 (C_v) と沈降速度 (S_v) の変移との相関性を示し、限界流速の要因の大きい部分では限界流速に、沈降速度の要因の大きい部分では沈降速度に比例する傾向がある。従つて分級度の変移曲線は限界流速および沈降速度の変移曲線を大略平均した曲線を描くようである。このことはおそらく標準粒径が 0.5 mm 以下のために伴う限界流速と沈降速度の逆比例関係に基因するものと考えられる。

粒子の運動はその結果として堆積物の粒度分布頻度をもたらすが、当地域では上述の粒子運動の結果と

* 木村春彦(1954)は実験的に traction と suspension の限界点を確認し、粒径 $d=0.1$ mm のとき suspension 粒子が急増し転位することを提唱した。

して bimodal distribution を示している。

両層の分布形態には多少の差異はあるが一般に traction load と suspension load からなり, traction load では 2 mm, suspension load では 0.03 mm 附近に極大が見られ, 両者の 限界点である 0.1 mm 附近では分布頻度の激減が著しい。

このような現象はおそらく砂および粘土の生成量がそれらの 中間粒度である極細粒の砂の生成量に比して多かつたことを意味するものと考えられる。

2) 構造解析

粒度型を支配する一つの要因である流速は, 構造運動・気候的ならびに 地理的環境に支配されるが, Barrell (1917) が指摘したように構造運動による 支配がそのうち最も有力な要因であると考えられる。即ち, 隆起構造運動は後背地域と堆積地域の間に傾斜を招来し, 沈降構造運動は堆積地域を形成し堆積作用を支配する。更に傾斜の変化は地域的な隆起率と沈降率の変化によって生じ, そこに堆積される堆積物の組成変化に対応している。

以上述べた Barrell の概念に基づいて構造解析を試みたが, この試みに先立ち Cadigan (1961) も指摘している^{*)} ところの隆起率と沈降率の変化による粒径の増減および分級度を前述の概念に基づいて 考察してみよう。

(1) 後背地域が緩慢に隆起しているか, 又は安定している時は削剥率は一定であり, 沈降と堆積は調和した割合で行なわれる。しかし, いうまでもなく後背地の 隆起率が急激に増加すると削剥率が増加し, 堆積地域にはより粗粒な堆積物が運び込まれる。削剥率の増加は水の 分級能力を著しく低下するので分級度は貧弱になる。従つて後背地の隆起率の増加は粒径を増加し, 分級度を低下することになる。

(2) 埋積率の増加のために堆積地域の沈降率が増加すると, 堆積地域における水の営力が減少し, 細粒物質が増加して分級度が低下する。そのために堆積地域の沈降率の増加は粒径を減少し分級度を低下するといえる。

(3) 埋積により堆積地域が隆起する場合, 後背地域と堆積地域間の 境界領域は後背地から遠ざかる如く推移し, ある点では一時的に堆積作用が止まる。従つて堆積物質は graded bedding を呈するようになり, その粒径は増加し, 分級度は高い。このことは後背地および堆積地の両者を含めた広域隆起においてもいえる。

(4) 気候・地理・地形的条件により, 高地帯の後背地からの供給物質が少く堆積地域の沈降率が非常に小さい時は運搬営力が分級作用に最適であるため, 堆積物質は埋積される以前に淘汰作用を受けるので一般に粒径は大きく分級度は高い。従つて一般に構造的に静穏な状態では粒径は増加し, 分級度は高くなるといえる。

当地域の堆積物の粒度分布の統計的結果を上述の基礎的概念に基づいて 解析すると, 次のようなことがいえる。

i. 焼 野 層

Y₁ 層は下部からチャートの主とする礫層・砂層・粘土層と堆積しているので Y₁ 層の 粒径は減少傾向を示すことになる。単層について得た標準粒径および分級度を各層毎に平均した粒径および分級度 (以後本項の粒径・分級度はこの意) はそれぞれ粒径 0.37 mm, 分級度 6.47 の貧弱な分級度を示し, また屈曲度* (Kurtosis) 0.295 を示している。このことは堆積地域の沈降率の増加を意味し堆積地域の沈降に伴う堆積作用により Y₁ 層は生成されたものと推定する。

Y₂ 層は粘土および砂質粘土からなり粒径 0.12 mm, 分級度 5.3, 屈曲度 0.5 を示し, Y₁ 層に比して 粒径は減少し, 分級度はやや高くなっている。このことは Y₂ 層においても堆積地の沈降状態が継続されてい

* 粒度分布曲線の中央部附近の屈曲度で次の式で示される。 $K = (Q_8 - Q_1) / 2(F_{90} - P_{10})$

Q₁: 75 %相当粒径, Q₈: 25 %相当粒径, P₉₀: 90 %相当粒径, P₁₀: 10 %相当粒径

たが、多少沈降率が低下し隆起のきざしをみせたことを意味するもので、 Y_1 層に比して堆積地に運搬された物質に対する水の作用が多少増大したことが推定される。

Y_3 層は砂および砂質粘土からなり粒径 0.18 mm, 分級度 5.9, 屈曲度 0.09 を示している。 Y_2 層に比して大きな条件変化は考えられないが、堆積地に運搬された物質に対する水の作用は Y_2 層に比して減少していることを意味する。

ii. 国分層

本層は前述したように焼野層を傾斜不整合に被覆する大略水平な地層である。

K_1 層は資料不足のため明らかでないが、堆積物質の種類から見て K_3 層に類似している点から K_3 層の粒径に相応するか、又はそれ以下と推定され、分級度においても大差なきものと考えられるので、後述の K_3 層と同様、堆積地の沈降率の急増に伴う水の運搬営力の減少が推定される。

K_2 層は粒径 0.173 mm, 分級度 4.53 の中程度の分級度および屈曲度 0.27 を示し、堆積地の沈降率の減少が考えられる。

K_3 層においては粒径は激減して 0.059 mm, 分級度 5.88, 屈曲度 0.16 を示し、堆積地の沈降率の急増と堆積地域に運搬された堆積物質に対する水の作用の減少を意味している。

更に K_4 層に到ると粒径 0.276 mm, 分級度 5.55, 屈曲度 0.145 を示し、堆積地の多少の隆起を伴うと共に水の堆積物に作用した営力の増大を暗示している。

K_4 層では粒径 0.124 mm, 分級度 6.46, 屈曲度 0.11。

K_5 層では粒径 0.265 mm, 分級度 5.21, 屈曲度 0.21 を示している。

これらのことから、 K_4 層堆積後、堆積盆地は若干沈降し、 K_5 層は沈降率の多少増大せる堆積環境下に堆積し、更に堆積物に対する水の営力の激減が考えられる。その後 K_6 層において堆積地の隆起と共に水の営力が増大し、その後一時的に静穏な状態が保たれ凝灰質粘土の K_7 層が堆積し、 K_8 層においては粒径 0.113 mm, 分級度 5.64, 屈曲度 0.153 を示して、多少堆積地の隆起が考えられるが、多少の擾乱はあったとしてもそれ程の大きな乱れは考えられない。従つて緩慢な堆積地の隆起現象があつたものと推定される。

上述のような構造的変遷は Blissenbach (1957) の提案した沖積作用の激度を示す層相指数⁹⁾の応用からも知られる。即ち

$$\text{層相指数 } F = \sqrt{f \cdot d} \quad (f: \text{砂礫の}\%, d: \text{粒径})$$

焼野・国分両層の層相指数の変化をみるに、前者が徐々に変化するのに対し、後者のそれは周期的な変化が現われている。換言すれば焼野層は沖積作用が比較的徐々に激しくなり隆起現象を示すのに対し、国分層の沖積作用は緩急が周期的に交代し、最終的に安定した状態を示している。このことを前述の構造解析、とくに堆積地の構造運動と対比すると、沖積作用が進み層相指数が大きくなると沈降に向い、沈降状態の持続は沖積作用の減少を招き層相指数が小さくなるに従い堆積地は隆起に転向することが分る(前述の基礎的概念(2),(3)を参照)。

両層の堆積環境を推測すると、焼野層は比較的安定した静穏な環境下にあつたのに対し、国分層のそれは比較的湖岸に接した擾乱帯を意味するものといえよう。従つて本地域の構造運動は前述において考察したように、埋積率の増減に伴う一つの堆積運動と考えたい。

以上のことから粒度分布による地質学的考察を総括すると次のようになる。

本洪積層は焼野層と国分層とに分けられ、後者は前者の上に不整合に堆積している。両者の堆積物の粒度型には大差なく II-IX までの粒度型に分類され、堆積作用を通じての水平方向の粒度型の変移は焼野層より国分層が激しく、国分層は一般に漸移—急激—漸移の反復を示すのに対し、焼野層は一定—漸移—一定といった比較的安定した変移状態を示している。一方、堆積運動に伴う垂直方向の平均分級度、平均粒

径および平均粒度型の変移を見ると VI-1 表の通りである。

VI-1 表 平均粒径, 平均分級度, および平均粒度型変移表

国 分 層				焼 野 層			
地層区分	平均粒径 mm	平 均 分 級 度	平 均 粒 度 型	地層区分	平均粒径 mm	平 均 分 級 度	平 均 粒 度 型
K ₈ 層	0.11	5.64	IX	Y ₃ 層	0.18	5.9	IX
K ₇ 層	0.10	3.25	VIII	Y ₂ 層	0.12	5.3	IX
K ₆ 層	0.26	5.21	IX	Y ₁ 層	0.37	6.74	IX
K ₅ 層	0.12	6.46	IX				
K ₄ 層	0.27	5.55	IX				
K ₃ 層	0.05	5.88	VI				
K ₂ 層	0.17	4.50	VIII				

上述の VI-1 表と前記層相指数の変移とを考え合せて見ると, 焼野層の粒度型の変移は比較的一様であるのに対し, 国分層のそれは周期性を持つことがうかがわれる。

従つて両層の堆積環境を比較して見ると, 焼野層は堆積運動を通じて一般に水平的にも垂直的にも比較的一様な安定した堆積環境を示すのに対し, 国分層のそれは水平的にも垂直的にも緩急の堆積運動が周期的に現われる不安定な堆積環境を示すといえる。この不安定な堆積環境はアルコース砂のような接岸侵蝕堆積物および植物遺体を含み比較的湖岸に接した浅所の擾乱帯を示すものと推定される。

VII. 粒度型と地耐力強度との関係

焼野層と国分層のそれぞれにおける各粒度型の N 値を縦軸, 塑性指数(r)を横軸にとるとき, 一般傾向として塑性指数(r)が減少するにつれて N 値が増加するような逆比例関係が見られるが, 各粒度型個々に見るとき上記の関係は必ずしも成立しない。しかしながら N 値と r 指数 (塑性指数) により各粒度型の分布および地耐力強度が VII-1 表のように規制される傾向がある。

VII-1 表 粒度型と地耐力強度 ($A > B \geq C$)

分 布 範 囲	粒 度 型	地 耐 力 強 度
$5 > N < 20$ $20 > r$	II · III	C
$5 > N < 20$ $5 > r < 20$	II — VIII	B
$N > 20$ $5 > r < 20$	VI — IX	A

次に各粒度型の N 値を増加順位に配列してそれに対応する塑性指数(r) および K 値 (含水比) をプロットすると r 指数および K 値の変移図が得られる。

r 指数と K 値は N 値の増加に伴い相関的な変化を示すが, $|K-r|$ が大きいとき N 値の増加率は減少し, $|K-r|$ が小さいとき N 値の増加率は増大する傾向を示している。

今 $|K-r| = e$ として, N 値を増加順位に配列しそれに対応する e 値をプロットして各粒度型における N 値と $|K-r| = e$ との相関関係をみるに, e 値が激減する位置では N 値が急増する傾向が示されている。従つて N 値の増加率を ΔN , $|K-r| = e$ とすれば, 一般に上述の事柄は下式により示される。

$$\Delta N \propto C 1/e \dots\dots\dots (1) \quad C: \text{比例常数}$$

(1) において $e \rightarrow 0$ に近づけると

$$\Delta N = \lim_{e \rightarrow 0} C 1/e \quad N \rightleftharpoons \infty \dots\dots\dots (2)$$

$e \rightarrow \infty$ の場合には

$$\Delta N = \lim_{e \rightarrow \infty} C 1/e \quad N \rightleftharpoons 0 \dots\dots\dots (3)$$

従つて $|K-r|=0$ のとき ΔN は最大値を示すことが理論的に推理されるので、地耐力の増加率は K 値と r 指数の差の絶対値が小さいときほど大きいといえる。

次に地耐力強度と粒度型との関係を見ると VII-1 表のようになって A, B, C の3段階に分けられ、それらはそれぞれ $A > B \geq C$ なる関係を示し、粒度型 VI~IX の大部分の細粒および粗粒の砂質物質が強度 A に属するが、粒度型 VI~IX のうちの一部の細粒および粗粒の砂質物質は強度 B に属している。

この事実からして、砂質物質といつても一部のものには地耐力強度の貧弱なものが考えられる。このような地耐力強度の貧弱な砂質物質は、それを構成している鉱物組成に原因があるものと思われる。即ち比較的粘土化し易く K 値の大きい不安定鉱物成分（長石のようなもの）に基因するものと推定される。

本論文においては資料の関係上含水比(K)と塑性指数(r)により N 値との関係を論じたが、含水比(K)と孔隙率(P)とは全く比例する所から、含水比(K)の代りに孔隙率(P)と塑性指数(r)により N 値との関係を論じて同じことがいえると考ええる。

従つて以上のことから砂質物質といつてもそれを構成する鉱物組成により必ずしも強度が大きいとはいえないことが推定され、鉱物組成、特に安定鉱物と不安定鉱物の比率を明らかにすることにより、一層正確な地耐力強度が推定されるものと思う。更に V および VI 節に論じたことから堆積環境の変遷の著しい地層は地耐力強度においても変移が著しいことが推定され、焼野層の地耐力強度の変移に比べ国分層のそれはより著しいことが粒度型の変移から推測出来る。

VIII. むすびと今後の問題

堆積作用は地質学的事象の一つとして可なり古くから研究されており、その最も古いものは紀元前 500 年にさかのぼる。

近年になつて米国において盛んに堆積作用に関する研究が行なわれ、多くの研究報告がある。Gilbert (1914) は堆積物の削剝作用と運搬の関係についてエネルギーの概念を初めて導入し、Barrell (1917) は堆積作用を規制するものは構造的上昇と沈降の二つであるとしているのに対し、Krynine (1948) は堆積物の供給地、運搬エネルギー、時間、強度（時間とエネルギーの組合せ）の 4 要素が堆積作用を規制するといっている。Krumbein, Sloss, Dapples (1948) は堆積環境を構造盆地、地相斜、沈降、隆起の 4 構造区に区分しており、又 Doeglas (1946) は粒度分布の特性について詳細な研究をしている。Udden (1914) は堆積物の粒度分布と堆積地域との対比のために初めて粒度分析を使用し、Hatch, Choate, Krumbein, Otto といった研究者は統計的な粒度分析法を考案し、類似した堆積環境下の堆積物はよく似た粒度分布の特性を示すといった Udden の理論をうらづけた。しかし Correns は Udden の理論に対し疑問をはさみ、現在行なわれつつある堆積作用の解明が出来た時初めて解決されるであろうと述べている。最近、木村春彦 (1951) は実験を基礎にした一連の研究を行ない、基礎的な堆積機構の解明を試みている。また佐藤任弘 (1961) は浅海性堆積物の粒度型を研究し、その分布状態を解明している。Cadigan (1961) はエネルギーレベル、構造的上昇および沈降運動を提唱した Barrell の概念を基礎に粒度分布から堆積運動（構造運動）を論じている。以上のように堆積機構についての研究は種々あるが、いずれも佐藤任弘のように粒度型とその分布から堆積

機構を,さらに Cadigan のようにエネルギーレベルに基づく構造運動を論じているのに対し,筆者は粒度型を規定しその変移から堆積運動を論じ, 粒度型と堆積運動との関係を論じた。

また“*So-Md Rank*”により規定した粒度型の変移に基づく相対的な堆積環境の差異,それらの差異を背景にしたある程度の地耐力強度の範囲を論じ, 調査地域の粒度分析資料から比較的容易に大略の地盤強度を知ることが可能であることを論じた。今後,粒度型と構成鉱物との関係を究明することにより,なお一層詳細な地耐力強度の区分が可能であるにちがいない。その意味では志岐常正が六甲山地多井畑の砂質堆積物中の石英量および長石量を研究し,小粒径のものには石英は少く斜長石が多い,そしてカリ長石は石英と類似した集落のしかたを示し,これらの増減が0.2~0.25 mm の粒径を境とする傾向がある¹⁰⁾と述べている点は興味深いものがある。これらの点についても考慮に入れて粒度型との関係を検討したい。

以上述べた事項は高精度の地質調査の上に立つてサンプリング コアを細かく採集し,検討してこそ真の意味がある。その点では現段階では不十分のそしりはまぬがれないが,応用地質学的解析の一試みとしてあえてここに発表する次第である。今後この点について検討を加え,より高精度の地質調査を行いたいと考えている。

主 な 文 献

(本文中に引用しないものも収録する)

- 1) Pettijohn, F. J. (1949): Sedimentary Rocks, New York, Harper & Erose, p. 19-45.
- 2) 木村春彦(1953-1956): 堆積機構の基礎的研究(その1~その7), 地質雑, Vols. 59-62.
- 3) Krumbein, W. C. & Sloss, L. L. (1955): Stratigraphy and Sedimentation, San Francisco, W. H. Freeman & Company, p. 122, 159-205.
- 4) Francis P. Shepard (1956): Late Pleistocene and recent history of the central Texas coast, Jour. Geol., Vol. 64, No. 1, p. 57-64.
- 5) 粉川昭平(1957): 畿内の低地帯生成の地質学的背景, 畿内歴史地理研究, 日本科学社, p. 48.
- 6) 宮村学(1959): 如意山塊と醍醐山塊間の地質, 地学研究, Vol. 11, No. 1, p. 51-53.
- 7) 佐藤任弘(1961): 浅海性堆積物の粒度型について, 地質雑, Vol. 67, No. 758, p. 59-64.
- 8) Robert A. Cadigan(1961): Geologic interpretation of grain size distribution measurements of Colorado plateau sedimentary rocks, Jour. Geol., Vol. 69, No. 2, p. 134-139.
- 9) 徳山明(1961): 秋吉造山輪廻の堆積層の発達, 地質雑, Vol. 67, No. 792, p. 503-506.
- 10) 志岐常正(1961): 六甲山地多井畑峠付近における砂質堆積物の石英量および長石量, 榎山次郎教授記念論文集, p. 309-310.