

# 第1章 土の生成と土質力学の基本

人類は地球上で生存し、多種多様な活動をしているが、その場所は図 1.1 のように地表面を挟んだ上下 10km 程度の範囲である。さらに、諸活動に必要な主要な構造物が構築される範囲は、上空で約 200~300m、地下で約 40~60m までであり、地下は沖積層ちゅうせきそうと洪積層こうせきそうの一部である。従って、この範囲の地下や地表上に構造物を構築し、利用し、維持するためには、それを取り巻き、支える地盤、地盤を構成する土の層（土層と呼ぶ）、さらに土層を構成する土の特性を知ることが必須である。それにより、合理的で安全かつ経済的な構造物の計画、設計、施工、維持管理、さらに補修、更新が可能となる。

本書は地球の表層部の地盤を対象として、地盤を構成する土層、さらに土層を構成する多様な土の持つ物理学のおよび力学的特性の理解に必要な基礎的専門知識を網羅している。そのため、全 14 章で構成するが、本章は全章の導入として位置づけ、土と地盤の生成過程を概観するとともに、2~14 章を横断的

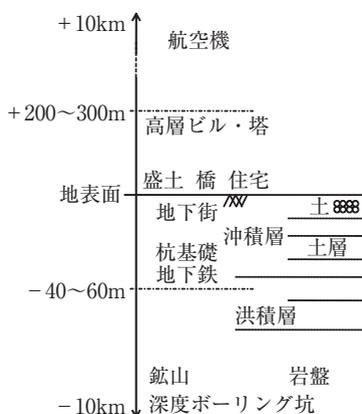


図 1.1 人間の主たる活動範囲

かつ系統的に見ることにより、各章の土との関わりや類似性や差異を対比して、2章以降を理解しやすくしている。なお、山岳トンネルなどに関係する岩盤は岩盤力学、岩盤工学の範囲であり、本書の対象外である。

## 1.1 土および地盤の生成

### 1.1.1 地質年代的な地盤の生成

地球の誕生は46億年前とされており、地質年代では先カンブリア紀、古生代、中生代を経て、約6千5百万年前から新生代に入ったが、新生代は第三紀と第四紀に二分され、約258万年前から現在までの第四紀は1万年前までが更新世、その後が完新世と呼ばれる。現在は新生代の第四紀の完新世である。

氷河時代といわれる第四紀では4回の氷期とその間の間氷期が繰り返され、それに対応して海面の下降（海退）と上昇（海進）が繰り返された。図1.2は20万年前から現在までの海水面の変動の推移である<sup>1)</sup>。4回目の氷期の海退により海岸線が沖に後退し、約2万年前の最終氷期の最盛期には海面が現在よりも100～140m低下したといわれる。その後、海進に転じて海面は上昇し、5～6千年前の縄文海進をピークとして低下（弥生小海退）し、現在の海水面の高さとなった。これらの海水面変動により、海退時には陸化した海岸平野に上

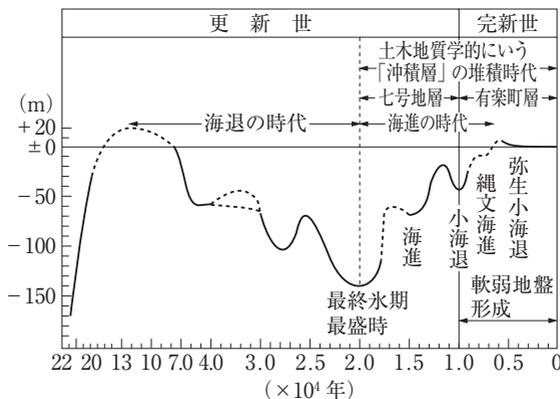


図 1.2 海水面の変動の推移<sup>1)</sup>

## 1.1 土および地盤の生成

流から運搬された粗粒土<sup>そりゅうど</sup>が堆積して河成沖積土<sup>かせい</sup>を、その上部には海進により海面下となった海底に細粒土<sup>さいりゅうど</sup>が堆積して海成沖積土<sup>かいせい</sup>を形成した。さらに、その上部には弥生小海退以降、上流から運搬された粗粒土が河成沖積土として堆積し、現在の海岸平野の沖積層が形成された。なお、地質年代的に若い1万年前以降の沖積層は十分に固結していないため、軟弱地盤と呼ばれる。

### 1.1.2 岩石からの土の生成

沖積層を形成する粗粒土（礫、砂）あるいは細粒土（シルト、粘土）といった土が生成される源は岩石である。岩石が土の生成や沖積地盤の形成へと変化する過程とそれに関係する要因は、図1.3によって概観できる。地表近傍および上部マントルの岩石は造岩鉱物の集合体で形成されているが、その成因により火成岩、堆積岩および変成岩の3種類がある。火成岩は地球内部のマグマが固結あるいは噴出して固結したものであり、花崗岩、流紋岩などがある。また、堆積岩は岩石が風化、侵食、運搬されて堆積した土が長期の続成作用により固結したものであり、砂岩、凝灰岩、石灰岩などがある。さらに、変成岩は火成岩や堆積岩が高温や高圧による変成作用を受けて固結したものであり、千枚岩、ホルンフェルスなどがある。これらの岩種の簡易判別法を図1.4に示す。8.5節で示すように、岩盤の地盤定数は岩種に応じて評価されるため、岩種の判定は重要である。

以上のようにして生成した岩石は、まず大気、水、植物などによる風化作用<sup>ふうか</sup>により、岩塊、岩屑、土へと細片化、変質あるいは細粒化する。ここで、風化作用には物理的作用、化学的作用および植物的作用がある。

- (1) 物理的作用：岩石の組成鉱物の温度変化による膨張の差異、水の凍結膨張、塩結晶の成長、水の吸水作用などにより、岩石に亀裂が発生し、細片化する。
- (2) 化学的作用：水や炭酸ガスにより、岩石中の鉱物が酸化し、分解することにより変質、細片化する。
- (3) 植物的作用：草木の根の作用や鉱物とのイオン交換などにより、岩石が変質、細片化する。

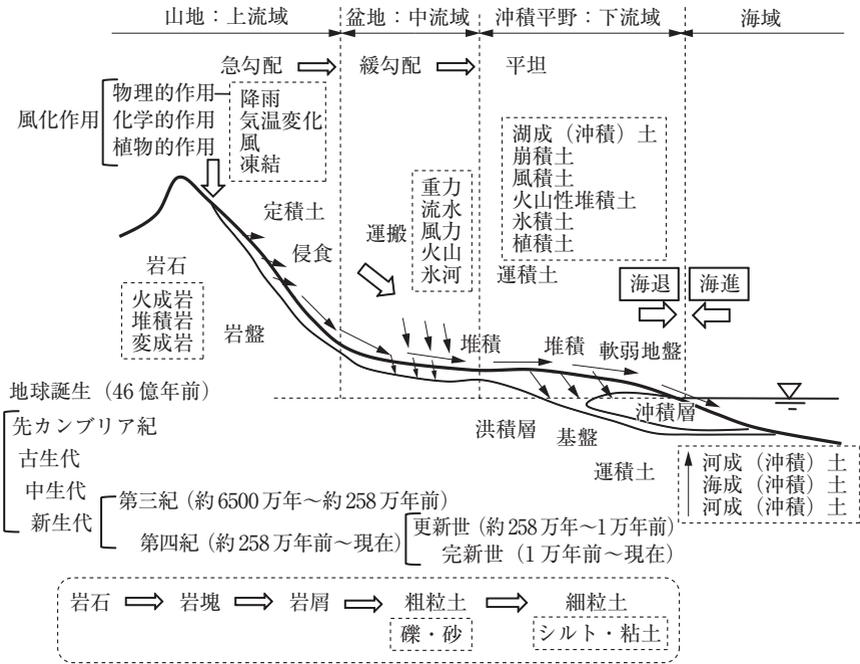


図 1.3 土と軟弱地盤の生成過程

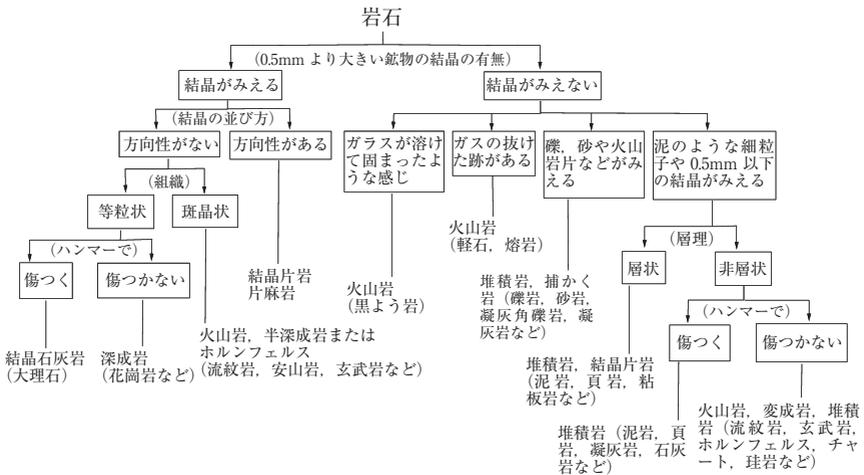


図 1.4 岩種の簡易判別法

## 1.1 土および地盤の生成

以上の風化作用で生成された土がその場に<sup>ていせきど</sup>残存しているものを定積土（残積土）と呼ぶ。さらに、風化作用で生成された岩塊、岩屑あるいは定積土は、重力による崩落、流水による流出、風による飛散、火山の噴出、氷河の移動など、様々な形態で移動、運搬されて堆積するが、移動して生成される土を<sup>うんせきど</sup>運積土と呼ぶ。通常、豪雨、洪水時の流水による流出が多く、川の上流域の急峻な山地から緩い勾配の中流域を経由し、平坦に向かう下流域へ運搬される。この運搬過程では、河床勾配が緩くなると流速が低下するので、粒径が大きい粗粒土から堆積を始め、下流域ほど細粒土が堆積し、海域にも達する。また、粗粒土は角ばった形状であるが、流下に伴って円磨され、角が取れて丸みを帯びた形状に変わる。

ここで、岩石から岩塊、岩屑、礫、砂、粘土への細粒化、変質の流れの概念は図 1.5 で表現できる。ここで、粒子の形状は岩石、岩屑、粗粒土を円、細粒土は矩形で模擬している。岩石を組成する造岩鉱物には石英、カリ長石、斜長石、雲母、角閃石などがある。例えば、花崗岩は石英、カリ長石、酸性斜長石、黒雲母、白雲母を主成分とする。また、岩石は風化、侵食、運搬により細片化、細粒化するとともに、造岩鉱物は化学的作用（加水分解作用、水和作用など）により粘土鉱物へと変質する。ここで、粘土鉱物は珪酸イオンと酸素イ

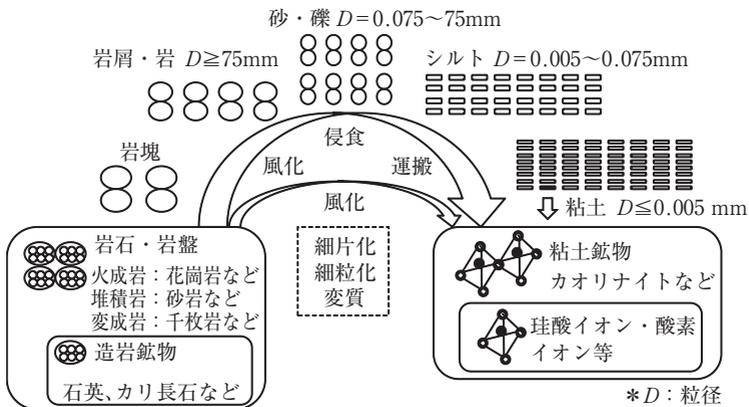


図 1.5 岩石の細粒化、変質のプロセス

オンの構成体、アルミニウムイオンあるいはマグネシウムイオンと水酸基の構成体で組成されている。この構成体の種類や組合せによって異なる粘土鉱物になるが、カオリナイト、モンモリロナイトなどがある。これらの粘土鉱物は粘土と呼ばれるが、例えば、造岩鉱物の石英は細粒化により砂やシルトになる。

運搬された土は中・下流域に堆積し盆地や平野を形成するが、運積土は形成過程の違いにより河成（沖積）土、海成（沖積）土と呼ばれ、形成された土層を沖積層、沖積層で構成される地盤を沖積地盤と呼ぶ。関東平野、大阪平野など、一般的に河川の下流域の平野は沖積地盤である。また、運積土には堆積する場所あるいは運搬形態の違いによって、湖成土、崩積土、風積土、火山性堆積土、氷積土、植積土がある。なお、通常、沖積層の下層は沖積層より地質年代が古く、続成作用により固結化が進行している洪積層が存在しているが、洪積層で構成される地盤を洪積地盤と呼ぶ。

### 1.1.3 地盤の構造とモデル化

土質力学が対象とするのは、自然に由来し、かつ人間の生活や生産活動に必要な構造物に影響する地盤であり、沖積地盤（運積土が主体）および自然斜面での表層地盤（定積土が主体）である。ここでは、主に運積土を念頭においた工学的な地盤の取り扱い方法および本書の各章の関わりを見る。

沖積層は図1.6のように下から上へと堆積するが、ほぼ同じ堆積環境の下で連続して堆積した土は、同じ物理的特性（密度、塑性指数など：2章）や強度特性（内部摩擦角、粘着力など：7章）を持つと見なし、ひとつの土層として層の区分が行われる。一方、これらの土層は多様な堆積過程を経て形成されるので、各土層の層厚は図1.6のように、三次元空間の深さ方向や平面方向に不均一に変化しているのが普通である。また、土の種類は粗粒分や細粒分の混入割合により異なる（土の分類：2章）。

しかし、土質力学の基礎的専門知識の範囲では、現象や取り扱いを容易にして理解し易くするために、実際の三次元の不均一地盤を図1.6の単純な地盤構造でモデル化している。ここで、地盤構造のモデル化には、一次元の成層地盤および二次元の単一地盤の2つの視点がある。

## 1.1 土および地盤の生成

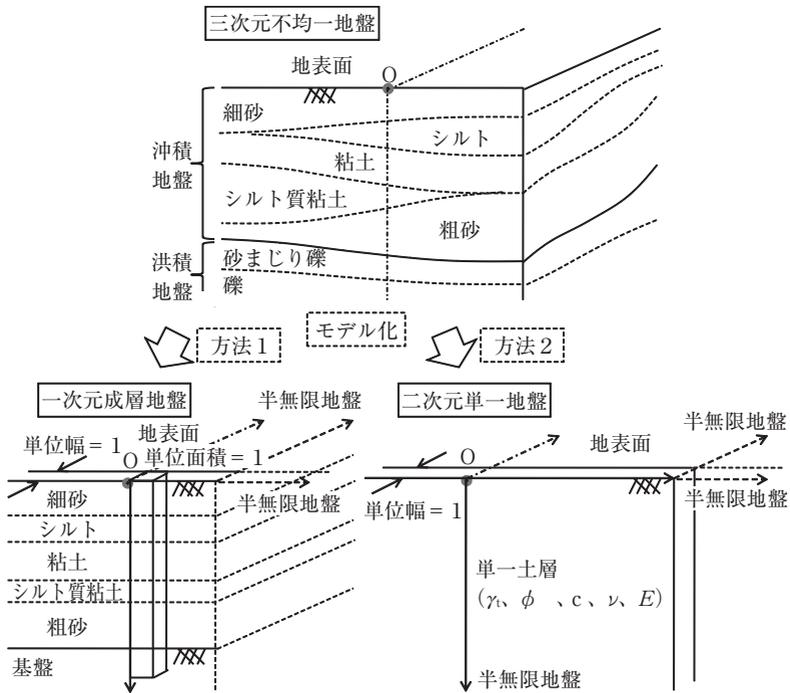


図 1.6 実際の地盤の構造と土質力学で想定する地盤

- (1) 一次元成層地盤：ある点  $O$  で一次元方向（深さ方向）に、複数の土層がそれぞれの層厚で半無限の広がりを持った水平層として存在すると見なした地盤。単位面積を持つ土柱あるいは単位幅を持つ鉛直面として扱い、水平方向の広がりや奥行を考える場合は、広がりや面積や奥行長を掛ける。
- (2) 二次元単一地盤：地盤が三次元的に半無限の広がりを持つ単一土層から成ると見なした地盤。単位幅を持つ二次元鉛直面として扱い、水平方向の奥行を考える場合は、奥行長を掛ける。

各章別に見ると、一次元成層地盤の扱いは、成層地盤の透水係数（5章）、テルツァーギ（Terzaghi）の一次元圧密理論（6章）、粘土層と砂層の互層での杭の周面摩擦力度（11章）、地盤の液状化（13章）などである。一方、二次元単一地盤の扱いは、フローネットの透水（5章）、地表面荷重による地盤内

の応力と変位 (9章)、擁壁ようへきの土圧 (10章)、浅い基礎の支持力 (11章)、斜面のすべり (12章) などである。なお、二次元あるいは三次元の不均一地盤の挙動は土質力学の応用分野で取り扱われる。

#### 1.1.4 土の構造と物理的特性、力学的特性

土は土粒子どりゅうしおよび土粒子間かんげきの間隙にある水および空気の三相で構成され (2章)、土粒子は土の骨格を形成 (=骨格構造) する。

骨格構造は土の物理的特性や力学的特性に深く関係し、特に粗粒土と細粒土で大きく異なるが、それぞれの概念は図1.7と図1.9の二次元的な骨格構造で表現できる。土粒子は球状、扁平状、細長状などの不規則な形状であり、角ばったり、尖ったり、丸みを帯びたりしているが、粗粒土は球状が多く、細粒土は扁平状や細長片状である。

図1.7の粗粒土では、土粒子の基本単位を円とし、同じ大きさの円粒子の詰まり具合で骨格構造の違いを表す。粗粒土は土粒子が互いに接触し合って骨格構造 (単粒構造と呼ぶ) を形成し、土に作用する土粒子の重量や外力は土粒子間の接点を介して伝達される。図1.7には密詰め構造みつづめと緩詰め構造ゆるづめを併記するが、骨格構造から土の透水性、せん断強度および締固めしめかたが説明できる。

まず、土の透水性 (5章) は間隙水が間隙を通り抜ける容易さであるので、間隙が大きい骨格構造 (=緩詰め構造) の土は間隙水の通りが良い、つまり透水性が高くなる。また、図1.7のいずれの骨格構造も上下、水平方向の土粒子の配列構造に差がない (等方性とうほうと呼ぶ) ので、透水方向 (上下方向、水平方向) による透水性の差はない。

また、土に作用する外力 (通常、せん断力) に対して発揮される土の強度 (7章) は、土粒子間の摩擦と土粒子のかみ合わせにより生じる。土にせん断力が作用すると、土中にせん断面が発生して、その面上にせん断抵抗力が発生する。通常、せん断面はある幅で形成されるが、図1.7では1本の線で表わしている。摩擦によるせん断抵抗力 (摩擦抵抗力) はせん断面上の接点数に関係するので、接点数が多い密詰め構造の方がせん断強度は大きいことになる。

ここで、せん断抵抗力を土粒子のレベルでなく、土のレベルで見ると図1.8

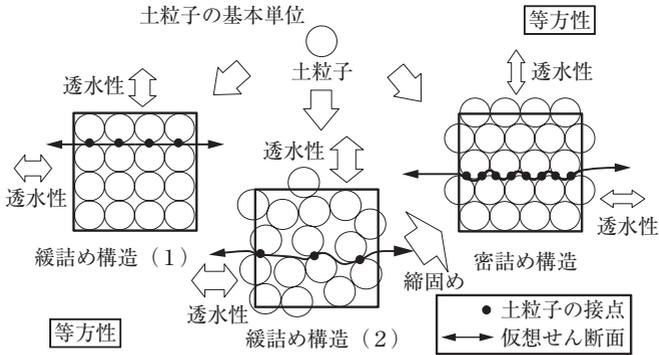


図 1.7 粗粒土の骨格構造と土の特性との関係

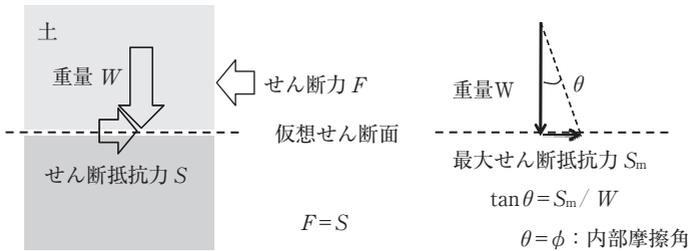


図 1.8 土の強度定数 (内部摩擦角)

になる。同左図のように仮想せん断面の上部の土の部分 (重量  $W$ ) にせん断力が作用すると、せん断面上にせん断抵抗力が発生して釣り合う。せん断力が増加すると摩擦抵抗力も増加し、ある限界を超えるとせん断面ですべり (=破壊) が始まる。この限界の最大せん断抵抗力と重量のベクトルの交差角度  $\theta$  に基づく  $\tan\theta$  は摩擦係数であるが、土質力学での  $\theta$  は内部摩擦角 ( $\phi$ ) と呼ばれ、土の強度定数のひとつである (7章)。従って、内部摩擦角が大きい土はせん断抵抗力、つまりせん断強度が大きいことになる。なお、砂のボイリング (5章) や液状化 (13章) は、土の間隙内に発生する過剰間隙水圧の増加に伴って土粒子の接点が離れ、抵抗力や支持力が発揮できなくなる状態である。さらに、土の締固め (4章) は緩詰め状態の土を密詰め状態にして、間隙を小さくして土の透水性を低下し、密度増加により強度を増加させることである。

次に、図 1.9 の細粒土では、土粒子が細長片状で電荷を帯びており、その表面には土粒子と強固に結合された水分子の吸着層がある。吸着水は間隙にある自由水より密度が高く、粘性は約 100 倍にも達する。吸着層をもつ土粒子の基本単位を細片で表現し、その分布形態により土の骨格構造の違いを表す。土粒子は吸着層を介して互いに接触し合うが、以下の 3 つの骨格構造がある。

- (1) ランダム構造：堆積のごく初期の状態あるいは繰り返した状態で見られるが、土粒子が不規則に分布し、かつ密には接触していない状態
- (2) 綿毛構造めんもう：土粒子が不規則に分布、接触していて、ランダム構造より密な状態
- (3) 配向構造はいこう：土粒子の細長片が平行に配列した密な状態

細粒土は粗粒土と違って、外力には粘着力で抵抗する。この粘着力 ( $c$ ) は土粒子の化学的固結作用、界面作用、吸着層の電氣的粘着力といった物理化学的作用により発現される抵抗力であり、粗粒土の内部摩擦角と同様に土の強度定数のひとつである (7 章)。図 1.9 の骨格構造から土の透水性、せん断強度、圧密特性、締固めが説明できる。

まず、土の透水性 (5 章) では、間隙の大きいランダム構造や綿毛構造で透水性が高く、間隙の小さい配向構造では低い。また、ランダム構造や綿毛構造では、配列構造が等方性を持つので、透水方向による透水性に差はない。しかし、土粒子が平行に配列した配向構造では、方向によって配列構造が違う (異方性と呼ぶ) ので、透水方向により透水性が異なる。つまり、間隙の連続性が良い平行方向 (図の水平方向) は、土粒子の直交方向 (図の上下方向) よりも透水性が高いことになる。

また、土のせん断強度 (7 章) は物理化学的な作用による粘着力 ( $c$ ) により生じるが、ここでは物理化学的な作用のうちの吸着層の電氣的粘着力を考える。粗粒土と同様に、図 1.9 のようにせん断力によりせん断面が発生して、その面上にせん断抵抗力が発生する。ここで、粘着力によるせん断強度はせん断面上の吸着層に関係すると考えられ、その吸着層が多いほどせん断抵抗力が大きいことになる。従って、ランダム構造より吸着層が多い綿毛構造、さらに

## 1.1 土および地盤の生成

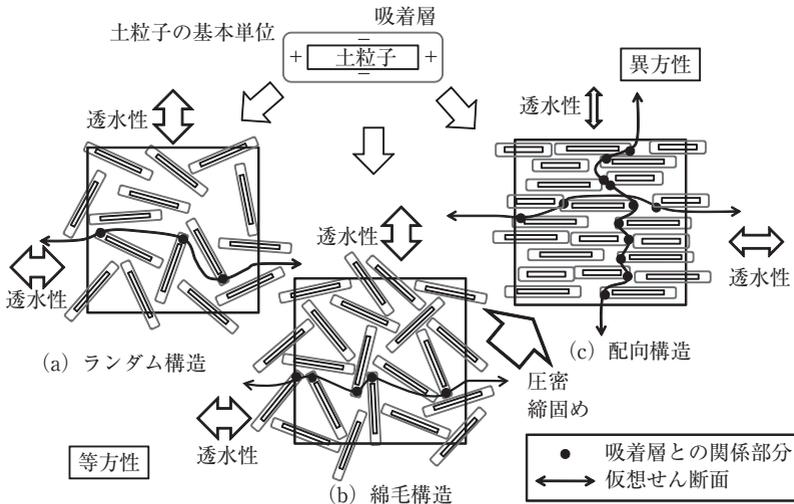


図 1.9 細粒土の骨格構造と土の特性との関係

多い配向構造の方が粘着力は大きく、せん断強度が大きいことになる。また、配向構造ではせん断強度の異方性も現れる。

さらに、圧密特性（6章）では、間隙が大きく圧縮性の高い綿毛構造に圧力が加わると、間隙水が排出されて間隙が縮小されるとともに、密な配向構造へと変化して土の体積が減少（地盤では沈下）する。また、密度（言い換えると、土粒子の数）の増加によってせん断強度が増加する。

また、土の締固め（4章）は、締固めのエネルギーによって間隙が大きい状態から小さい状態に変化することであり、それによって土の透水性が低下し、密度の増加によってせん断強度が増加する。

ここで、粗粒土と細粒土の主要な差異は以下のとおりである。

- (1) 粗粒土は細粒土より間隙が大きいので、透水性が高く、細粒土は小さい（5章）。
- (2) 粗粒土は粒子間の接触により力の伝達が行われるので、圧縮性は小さく、圧密は考えない。圧密は細粒土で考える（6章）。
- (3) 粗粒土は内部摩擦角、細粒土は粘着力がせん断強度の主要因である（7章）。

以上、粗粒土と細粒土の骨格構造から、主要な土の物理学的特性と力学的特性の違いを概観した。実際の土は粗粒土と細粒土が混じり合っていることが多いが、土質力学では取り扱いを簡単にするために、砂、粘土あるいは砂質土、粘性土といった呼び方で土を扱うことが一般的である。本書の各章で扱っている土の種類は、以下の1)～7)のように異なることに注意が必要である。ここで、土の種類を特には意識しないまま、変形定数や強度定数だけで間接的に土を区別している場合もある。

- 1) 全ての種類の土：2章、8章、14章（ただし、圧密促進対策は粘性土、液状化対策は砂質土）
- 2) 砂と粘土（強度定数）：7章
- 3) 粘土のみ（体積圧縮係数、透水係数、圧密係数）：6章
- 4) 土の種類に依らない（1）（含水比、透水係数）：3章、4章、5章（ただし、ボイリングは砂質土）
- 5) 土の種類に依らない（2）（強度定数、周面摩擦力度）：10章、11章、12章（ただし、土留め壁の変状、支持地盤の破壊形態は砂と粘土の別）
- 6) 土の種類に依らない（3）（ポアソン比、せん断弾性係数、ヤング率）：9章
- 7) 土の種類に依らない（4）（せん断弾性係数、減衰定数<sup>げんすいじょうすう</sup>）：13章（ただし、液状化は砂質土）

#### 1.1.5 土の変形特性の取り扱い

土は外力を受けて変形するが、一般的に図1.10の応力～ひずみ関係がある。ひずみは変形割合を表す指標であり、軸ひずみとせん断ひずみがあるが、土ではせん断ひずみを用いることが多い。ここで、微小なひずみ領域では応力とひずみは線形（＝直線）関係にあり、ひずみが大きくなると非線形関係に移行し、応力が最大となった後、ひずみの増加に伴って応力は低下し、ある応力で一定となる。ひずみ領域の範囲の目安と土の変形状態は次の通りである。

- (1) 微小ひずみ領域（ひずみが $10^{-5}$ 、あるいは0.001%程度以下）：弾性
- (2) 中ひずみ領域（ $10^{-3}$ 程度以下）と大ひずみ領域（ $10^{-2}$ 程度以下）：弾塑性
- (3) 破壊ひずみ領域（ $10^{-2}$ 程度以上）：破壊し、ひずみだけが増加

## 1.2 土、地盤と構造物の関係

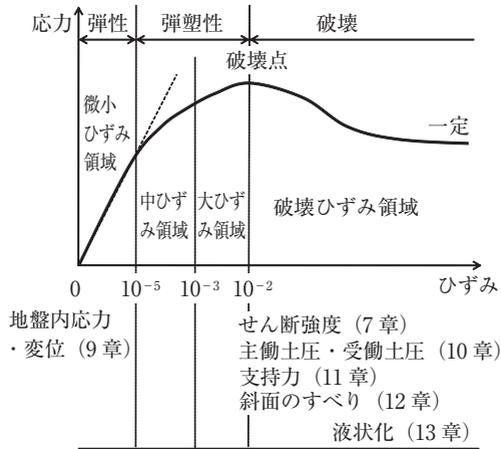


図 1.10 土質力学で考える土のひずみ領域

なお、弾性領域では応力が零になるとひずみも零に戻るが、弾塑性あるいは破壊した場合は、ひずみは残留（残留ひずみと呼ぶ）する。

土のひずみの大きさは土の諸特性に深く関わるが、本書の各章での取り扱いを図 1.10 に併記してある。つまり、地盤内応力と変位は弾性領域、モール・クーロン（Mohr-Coulomb）の破壊規準で定義される土のせん断強度に基づいた主働土圧や受働土圧、支持力および斜面のすべりは破壊点、液状化は破壊点から破壊ひずみ領域で考えている。

## 1.2 土、地盤と構造物の関係

土質力学が関係する各種の構造物を例示し、これらに関係する土や地盤の挙動および本書の各章を対比すると図 1.11 になる。まず、土、地盤と構造物に作用する荷重は重力、降雨、地震などに起因するが、降雨時や地震時は常時と異なる荷重条件となるので、これらの影響（地下水位や地震荷重など）を考慮する。また、構造物には堤防、土留め、盛土、（杭）基礎、擁壁などがあるが、人工地盤である埋立地や崩壊により影響を及ぼす斜面も対象である。ここで、埋立地、堤防、盛土は短時間で土を人為的に堆積あるいは積み上げた人工

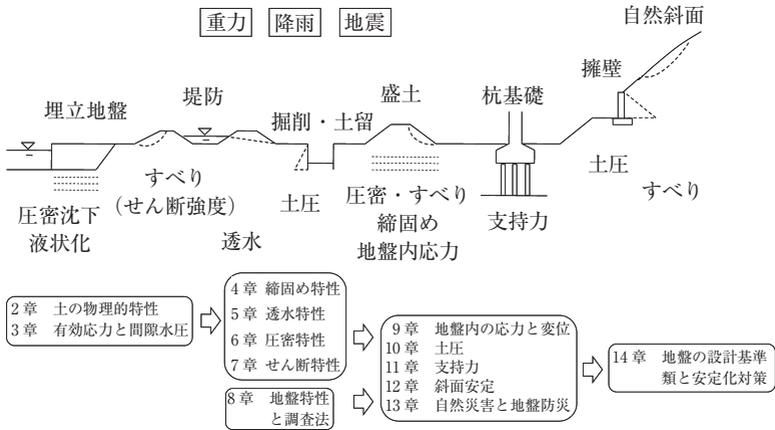


図 1.11 土、地盤と構造物の関係と本書の対応

地盤であるので、これらの構造物はそれ自体が土質力学に関係している。

さらに、各種の構造物などで関係する土や地盤の挙動は、埋立地では圧密沈下や液状化、堤防では透水、せん断強度やすべり、土留めでは土圧、盛土では圧密沈下、すべり、締固めや地盤内応力、杭基礎では支持力、擁壁では土圧、斜面ではすべりが関係する。

このように、多様な構造物が土や地盤に深く係わっているので、構造物などの安全を確保するためには、4章から7章の土や地盤の基本特性、9章から13章の構造物の設計に関係する諸特性の理解が必要である。また、2章の土の物理的特性および3章の有効応力と間隙水圧は、4章以降の基本事項として、8章の地盤特性と調査法は9章以降の基本事項として、14章は6章の圧密沈下、12章の斜面のすべり崩壊、13章の液状化に対する地盤の安定化対策に関係しているので、各章間の関係の理解が必要である。

### 1.3 重量と質量、重力単位とSI単位

土の物理的、力学的特性を定量的に表す数値の単位について、従来は重力単位が用いられていたが、現在はSI単位に移行している。しかし、移行の過渡期にあるため、土質力学では従来の重力単位が使用あるいは併用される場合が

表 1.1 重力単位と SI 単位の関係例 ( $g=9.81\text{m/s}^2$  の場合)

	記号例	重力単位 (換算)	SI 単位
重量	$W$ など	1kgf =	9.81N
		1tf =	9.81kN
質量	$m$ など	—	1kg
		—	1t
単位体積重量	$\gamma$ など	1gf/cm <sup>3</sup> =	9.81kN/m <sup>3</sup>
		1tf/m <sup>3</sup> =	9.81kN/m <sup>3</sup>
密度	$\rho$ など	—	1g/cm <sup>3</sup>
		—	1t/m <sup>3</sup>
応力	$\sigma$ など	1kgf/cm <sup>2</sup> =	98.1kN/m <sup>2</sup>
		1tf/m <sup>2</sup> =	9.81kN/m <sup>2</sup>
荷重	$P$ など	1kgf =	9.81N
		1tf =	9.81kN

あるので、単位の表記方法の理解が必要である。また、質量が従来の重量で表されることもある。特に、関連が深い事項を以下に示す。

- ・重量 (weight) 表記と質量 (density) 表記があること。例えば、単位体積当たりの重量は単位体積重量  $\gamma$ 、単位体積当たりの質量は密度  $\rho$  と呼ばれる。重量と質量には次の関係がある。

$$\text{重量} = \text{重力加速度} \times \text{質量} = 9.81 \text{ or } 9.8 \text{ (m/s}^2\text{)} \times \text{質量}$$

- ・重力単位と SI 単位があること。質量は SI 単位だけであるが、重量は重力単位と SI 単位の表記がある。ここで、単位の  $\text{kg} \cdot \text{m/s}^2$  は  $\text{N}$  と呼ぶ。

土質力学に関する諸量について、重力単位および SI 単位の表記例と換算例を表 1.1 に例示するが、本書では SI 単位による表記に統一している。

## 引用文献

- 1) 土木学会編：土木工学ハンドブック（第 4 版），技報堂出版，1989.

原著 Gohara, Y. : Climatic Fluctuations and Sea Level Changes During

the Latest Pleistocene and Early Holocene, Pacific Geology II, 1976.

参考文献

- ・地盤工学会：土質・基礎工学のための地質学入門（第13版），2001.
- ・地盤工学会：地盤工学用語辞典，丸善，2006.
- ・畠山直隆：最新土質力学，朝倉書店，1992.
- ・足立格一郎：土質力学，共立出版，2004.

## 第2章 土の物理的特性と試験法

図2.1に示すように、土は様々な大きさの粒子から構成される。それぞれの粒子が単体で存在するときは一次粒子とよばれ、砂や礫は一次粒子として、粘土やシルトは二次粒子以上の粒団として存在する。1章1.1.4項で述べたように、一次粒子は相互に接触して土の骨格を形成し、二次粒子以上の粒団は、鉱物の種類、土粒子表面の電荷密度、鉄・アルミニウム等の酸化物や有機物が関係して形成された複雑な形態で存在する。

このような土の性質を求める試験法を表2.1に示す。試験に供する土質試料には乱した土と乱さない土の2種類がある。乱さない土とは土の骨格構造が原位置に近い状態で採取された土で、力学的性質の試験や湿潤密度試験および保水性試験などに用いる。乱した土とは8章の標準貫入試験などで採取されて骨格構造が乱された土で、主に物理的性質の試験に用いられる。

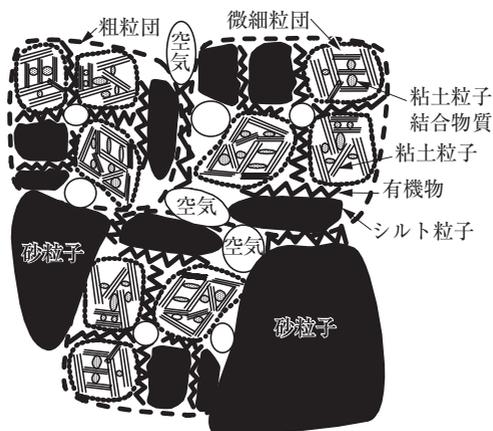


図2.1 土の骨格構造の巨視的模式図

表 2.1 土の性質を求める室内試験一覧

試験目的	試験名	試料の状態	求められる値	規格
土の状態を表す諸量を求める	土の含水比試験	乱した	含水比 $w$	JIS A 1203
	土粒子の密度試験	乱した	土粒子の密度 $\rho_s$	JIS A 1202
	土の湿潤密度試験	乱さない	湿潤密度 $\rho_t$	JIS A 1225
土の相対密度や保水性を調べる	砂の最小密度 最大密度試験	乱した	最小乾燥密度 $\rho_{amin}$ 最大乾燥密度 $\rho_{amax}$	JIS A 1224
	土の保水性試験	乱した 乱さない	含水比 $w$ ポテンシャル $\phi$	JGS 0151
土の力学的性質の推定などに役立て、工学的分類を行う	土の粒度試験	乱した	粒径加積曲線 有効径 $D_{10}$ ほか 均等係数 $U_c$ 曲率係数 $U_c'$	JIS A 1204
	土の液性限界 塑性限界試験	乱した	液性限界 $w_L$ 塑性限界 $w_p$ 塑性指数 $I_p$	JIS A 1205

## 2.1 土の構成と状態を表す物理量

図 2.2 に土の三相の模式を示す。体積を  $V$ 、質量を  $m$  で表示する。図に示すように、土は土粒子（無機質の鉱物や有機質などの固体）、水（自由水や吸着水などの液体）および空気（大気、ガスなどの気体）で表現でき、三相構造と呼ばれる。

### 2.1.1 直接測定できる物理量

直接測定できる物理量は、式 (2.1) の含水比  $w$ 、式 (2.2) の土粒子の密度  $\rho_s$  および式 (2.3) の湿潤密度  $\rho_t$  である。

含水比  $w$  は土粒子の質量  $m_s$  に対する空隙に含まれる水の質量  $m_w$  の割合を百分率で表したもので、砂で 5~30%、粘土で 10~300% 程度である。 $m_s$  は  $(110 \pm 5)^\circ\text{C}$  の温度で一定になるまで乾燥した土の質量、 $m_w$  は同じ温度で蒸発する水の質量と定義され、 $110^\circ\text{C}$  の温度で蒸発する水分は主に自由水と毛管水で、土粒子表面の吸着水は残留している。

土粒子の密度  $\rho_s$  は固体部分のみの単位体積質量である。体積  $V_s$  は図 2.3 のピクノメーターを用いて、式 (2.4) によって同体積の水の質量として求めら

## 2.1 土の構成と状態を表す物理量

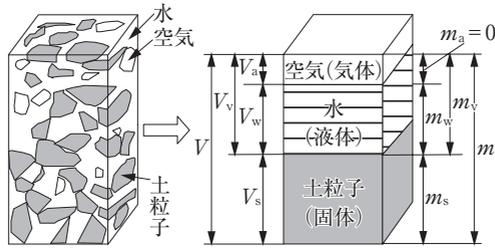


図 2.2 土の三相の模式

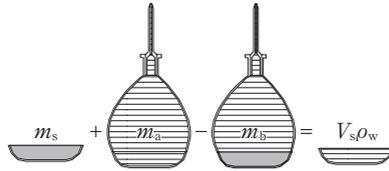


図 2.3 ピクノメーターによる土粒子の体積の求め方

れる。 $m_b$  は  $m_s$  の土を水温  $T^\circ\text{C}$  の蒸留水で満たしたピクノメーターの質量、 $m_a$  は水温  $T^\circ\text{C}$  の蒸留水で満たしたピクノメーターの質量、 $\rho_w$  は水温  $T^\circ\text{C}$  の水の密度である。土粒子の密度は鉱物の種類などで変化するが、おおむね  $2.60 \sim 2.80\text{g/cm}^3$  ( $2.65\text{g/cm}^3$  が最も多い) の範囲にある。有機質分が多い泥炭などは  $1.4 \sim 2.3\text{g/cm}^3$  と低い値となる。水の密度  $\rho_w$  との比である比重  $G_s$  は、式 (2.5) で与えられる。水の密度  $\rho_w$  は水温で異なることに注意が必要である。

$$w = \frac{m_w}{m_s} \times 100 \quad (\%) \quad (2.1)$$

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_s} \quad (\text{g/cm}^3, \text{Mg/m}^3) \quad (2.2)$$

$$\rho_t = \frac{m}{V} \quad (\text{g/cm}^3, \text{Mg/m}^3) \quad (2.3)$$

$$V_s = \frac{m_s + m_a - m_b}{\rho_w} \quad (\text{cm}^3) \quad (2.4)$$

$$G_s = \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (2.5)$$

### 2.1.2 計算で求められる物理量

計算で求められる物理量は、式(2.6)の乾燥密度 $\rho_d$ 、式(2.7)の間隙比 $e$ 、式(2.8)の間隙率 $n$ 、式(2.9)の飽和度 $S_r$ などである。これらを用いると湿潤密度 $\rho_t$ は式(2.10)のように表すこともできる。式(2.11)に示すように、土被り圧どかふを求めるのに必要な湿潤単位体積重量 $\gamma_t$ は、密度に重力加速度 $g=9.81\text{m/s}^2$ を乗じて求められる。間隙が水で飽和されている $\gamma_t$ を飽和単位体積重量 $\gamma_{\text{sat}}$ と記す。地下水位以下の飽和土には浮力が作用するため、水中単位体積重量 $\gamma'$ は式(2.12)となる。砂や砂礫などの粗粒土の密実の程度は、式(2.13)の相対密度 $D_r$ で表される。

$$\begin{aligned} \rho_d &= \frac{m_s}{V} = \frac{m}{V} \frac{m_s}{m} = \frac{\frac{m}{V}}{\frac{m}{m_s}} = \frac{\frac{m}{V}}{\frac{m_s + m_w}{m_s}} = \frac{\frac{m}{V}}{1 + \frac{m_w}{m_s}} \\ &= \frac{\rho_t}{1 + \frac{w}{100}} \quad (\text{g/cm}^3, \text{Mg/m}^3) \end{aligned} \quad (2.6)$$

$$e = \frac{V_v}{V_s} = \frac{V - V_s}{V_s} = \frac{V}{V_s} - 1 = \frac{\frac{V}{m_s}}{\frac{V_s}{m_s}} - 1 = \frac{1}{\frac{1}{\rho_d}} = \frac{\rho_s}{\rho_d} - 1 \quad (2.7)$$

$$n = \frac{V_v}{V} \times 100 = \frac{V_v}{V_s + V_v} \times 100 = \frac{e}{1 + e} \times 100 \quad (\%) \quad (2.8)$$

$$S_r = \frac{V_w}{V_v} \times 100 = \frac{\frac{V_w}{V_s}}{\frac{V_v}{V_s}} \times 100 = \frac{\frac{m_w m_s V_w}{m_s V_s m_w}}{\frac{V_v}{V_s}} = \frac{w \rho_s}{e \rho_w} \quad (\%) \quad (2.9)$$

## 2.2 土の粒度

$$\rho_t = \frac{m}{V} = \frac{m_s + m_w}{V_s + V_v} = \frac{\frac{m_s}{V_s} + \frac{m_w}{V_s}}{1 + \frac{V_v}{V_s}} = \frac{\rho_s + e \frac{S_r}{100} \rho_w}{1 + e} \quad (\text{g/cm}^3, \text{Mg/m}^3) \quad (2.10)$$

$$\gamma_t = \rho_t \times g \quad (\text{kN/m}^3) \quad (2.11)$$

$$\gamma' = \gamma_{\text{sat}} - \gamma_w = \frac{\rho_s - \rho_w}{1 + e} \times g \quad (\text{kN/m}^3) \quad (2.12)$$

$$D_r = \frac{e_{\text{max}} - e}{e_{\text{max}} - e_{\text{min}}} \times 100 = \frac{\frac{1}{\rho_{\text{dmin}}} - \frac{1}{\rho_d}}{\frac{1}{\rho_{\text{dmin}}} - \frac{1}{\rho_{\text{dmax}}}} \times 100 \quad (\%) \quad (2.13)$$

## 2.2 土の粒度

表 2.2 に土粒子の粒径区分を示す。粗粒分の呼び名は地盤材料の工学的分類名に通じるものである。粒子は様々な形状をしているため、粒径 0.075mm 以上の粒径は、その粒子が通過できる金属性綱ふるいの目開き（綱の間隔長）で表す。粒径 0.075mm 未満は、水中を降下する速度が同じである球形粒子の直径で与えられる。土粒子の粒径分布を粒度といい、粒径とその粒径より小さい粒子の質量百分率の関係を示したのが図 2.4 の粒径加積曲線である。

### 2.2.1 粒度試験

土の粒度を調べる粒度試験は、高有機質土以外の粒径 75mm 未満の土が対象である。粒径 0.075mm より大きな粒子はふるい分析、これ未満は沈降分析で通過質量百分率を求め、両者の結果を連続させて全体の粒度分布が得られ

表 2.2 土粒子の粒径区分と呼び名

		0.005	0.075	0.25	0.85	2.0	4.75	19	75	300	粒径 (mm)
粘土	シルト	細砂	中砂	粗砂	細礫	中礫	粗礫	粗石(コボル)	巨石(ボルダー)		
		砂			礫			石			
細粒分		粗粒分						石分			

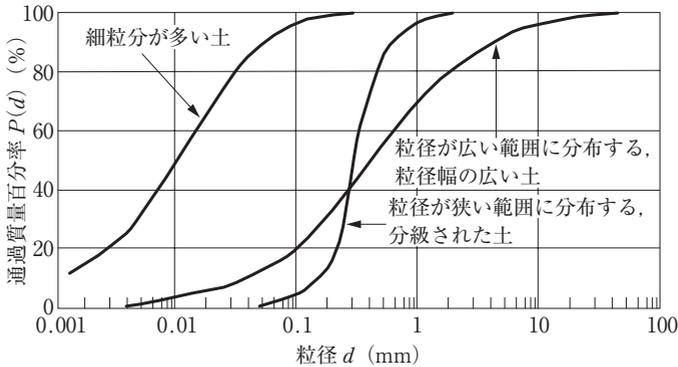


図 2.4 土の粒径加積曲線の例

る。試験では、まず、目開き 2mm のふるいを用いて、土質試料を粒径 2mm 以上と未満に分ける。粒径 2mm 以上は 2mm 未満の土粒子を洗い流してふるい分析を行い、粒径 2mm 以上の粒度が決定する。粒径 2mm 未満は沈降分析で 0.075mm 未満の粒度を決定し、沈降試験後の細粒分を目開き 0.075mm のふるいで洗い流し、0.075mm～2mm の粒度をふるい分析で求める。

ふるい分析とは、図 2.5 の金属性綱ふるい（目開き 0.075～75mm）を、網目の小さい順に積んで、試料を上から投入して各ふるいに残留する質量を測定し、全試料に対する質量百分率を計算する方法である。式 (2.14) から通過質量百分率  $P(d)$  が求められる。 $m_s$  は全試料の炉乾燥質量、 $\Sigma m(d)$  は目開き寸法  $d(\text{mm})$  以上のふるいに残留する試料の炉乾燥質量の総和である。

$$P(d) = \left(1 - \frac{\Sigma m(d)}{m_s}\right) \times 100 \quad (\%) \quad (2.14)$$

沈降分析とは、図 2.6 に示すように土粒子が水中に浮遊する懸濁液をつくり、懸濁液の時間的な密度変化を測定して粒度を求める方法である。大きな粒子ほど早く沈降するため、ストークスの法則から粒径が、比重浮ひょう理論で通過質量百分率が求められる。

式 (2.15) は直径  $d(\text{cm})$  の球形粒子が、粘性係数  $\eta$  ( $\text{Pa}\cdot\text{s} = \text{パスカル}\cdot\text{秒}$ 、20℃の水の粘性係数は  $1.002 \times 10^{-3} \text{Pa}\cdot\text{s}$ ) の静水中を速度  $v(\text{cm}/\text{s})$  で沈降す

## 2.2 土の粒度

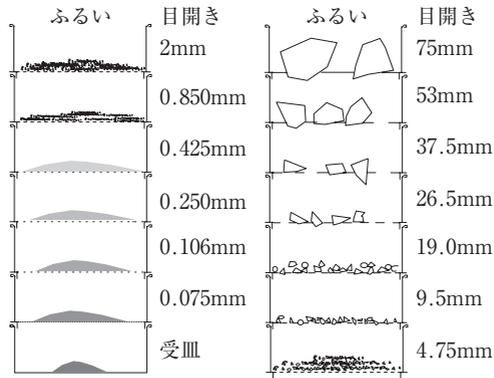


図 2.5 土のふるい分析

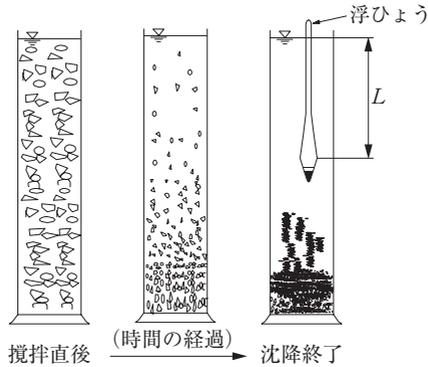


図 2.6 沈降分析

るときに受ける抵抗力  $R(N)$  である。この粒子が等速沈降すると仮定すると、粒子に作用する重力  $F(N)$  は式 (2.16) となる。

$$R = 3 \times \pi \times d \times \eta \times v \quad (2.15)$$

$$F = w - B = \frac{\pi}{6} d^3 \rho_s g - \frac{\pi}{6} d^3 \rho_w g = \frac{\pi d^3}{6} (\rho_s - \rho_w) g \quad (2.16)$$

ここに、 $w$ ：粒子の重さ、 $B$ ：粒子に作用する浮力、 $\frac{\pi}{6} d^3$ ：直径  $d$  の球体積、 $g$ ：重力加速度 ( $980 \text{ cm/s}^2$ )

$R$  と  $F$  は等しいとすれば、 $R = F = 3\pi d \eta v = \frac{\pi d^3}{6} (\rho_s - \rho_w) g$  から、 $v$  は式

(2.17) となる。

$$v = \frac{1}{3\pi d\eta} \left\{ \frac{\pi d^3}{6} (\rho_s - \rho_w) g \right\} = \frac{g(\rho_s - \rho_w) d^2}{18\eta} \quad (2.17)$$

直径  $d$ (cm) の粒子が  $t$ (sec) 後に  $L$ (mm) の位置にあるとすれば、 $v = L/t$  であるので、式 (2.18) または式 (2.19) が得られる。

$$d = \sqrt{\frac{18\eta}{g(\rho_s - \rho_w)} \frac{L}{t}} \quad d(\text{cm}) \text{ および } t(\text{sec}) \text{ の場合} \quad (2.18)$$

$$d = \sqrt{\frac{30\eta}{g(\rho_s - \rho_w)} \frac{L}{t}} \quad d(\text{mm}) \text{ および } t(\text{min}) \text{ の場合} \quad (2.19)$$

時間  $t=0$  において、質量  $m_s$  の土粒子がメスシリンダーの体積  $V$  に均一に懸濁していると考え、単位体積の懸濁液の土粒子の質量は  $\frac{m_s}{V}$  で、その体積は  $\frac{m_s}{V\rho_s}$  となる。よって、単位体積の懸濁液において水が占める体積は  $1 - \frac{m_s}{V\rho_s}$ 、質量は  $\rho_w \left(1 - \frac{m_s}{V\rho_s}\right)$  となり、懸濁液の密度  $\rho$  は式 (2.20) で与えられる。

$$\rho = \frac{m_s}{V} + \left( \rho_w - \frac{m_s \rho_w}{V\rho_s} \right) = \rho_w + \frac{m_s}{V} \left( \frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_s} \right) \quad (2.20)$$

時間  $t=t$  において、図 2.6 の浮ひょうの有効深さ  $L$  より浅いところには直径  $d$  より大きな粒子は存在しないと仮定し、 $d$  より小さい粒子の質量と初期 ( $t=0$ ) の全質量の比を  $P'(d)$  (%) とすれば、 $L$  における懸濁液の密度  $\rho$  は式 (2.21) となる。

$$\rho = \frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_s} \frac{m_s}{V} \frac{P'(d)}{100} + \rho_w \quad (2.21)$$

懸濁液内の浮ひょうの読み値は、 $\frac{\rho - \rho_w}{\rho_w} = r$  (浮ひょうの読み) +  $C_m$  (メニスカスの上端と下端の差) +  $F$  (温度の補正值) の関係にあり、これを用いて式 (2.21) を整理すれば式 (2.22) が得られる。

$$P'(d) = \frac{V}{m_s} \frac{\rho_s}{\rho_s - \rho_w} (r + C_m + F) \rho_w \times 100 \quad (\%) \quad (2.22)$$

### 2.2.2 粒度の利用

粒径加積曲線の通過質量百分率 10%、30% および 60% の粒径をそれぞれ 10

% 粒径  $D_{10}$ , 30% 粒径  $D_{30}$  および 60% 粒径  $D_{60}$  とする。また, 通過質量百分率 50% の粒径を平均粒径  $D_{50}$ , 粒径 75mm 未満の土に含まれる粒径 0.075mm 未満の割合を細粒分含有率  $F_c$  という。

式 (2.23) の均等係数  $U_c$  は粒径加積曲線の傾きを表し, その値が大きくなるほど粒径の幅が広いことを示す。細粒分 5% 未満において,  $U_c \geq 10$  の土は「粒径幅の広い」,  $U_c < 10$  の土を「分級された」という。式 (2.24) の曲率係数  $U'_c$  は粒径加積曲線のなだらかさを表すが,  $U_c \geq 10$  と  $U'_c$  が 1~3 を満足する場合に「粒径幅の広い」という場合もある。粗粒土の場合, 均等係数が大きいほど土粒子間の間隙に小さな粒子が入り込み, 締固め密度は大きくなりやすい。

$$U_c = \frac{D_{60}}{D_{10}} \quad (2.23)$$

$$U'_c = \frac{(D_{30})^2}{D_{10} \times D_{60}} \quad (2.24)$$

粗粒土の工学的分類は粒度で行われ, 乾燥質量で 50% 以上を占める表 2.2 の粒径区分 (の呼び名) がその土の工学的な土質名となる。

土の透水性には土に含まれる細かな粒子が大きな影響を与える。ヘーゼンは透水係数  $k$  を推定する式 (2.25) を提案している。 $C_h$  は土の状態に応じて与えられる係数,  $t$  は温度であるが, 簡易的に  $t = 10^\circ\text{C}$  で平均的な  $C_h$  として 100 を採用すれば式 (2.26) になる。その他に, クレーガーは 20% 粒径  $D_{20}$  と透水係数  $k$  の関係を表 2.3 のように示している。

$$k = C_h (0.7 + 0.03t) D_{10}^2 \quad (\text{cm/sec}) \quad (2.25)$$

$$k = 100 D_{10}^2 \quad (\text{cm/sec}) \quad (2.26)$$

ここに,  $k$ : 透水係数 (cm/sec),  $D_{10}$ : 10% 粒径 (cm)

粒度は基礎地盤の液状化判定に利用されている。建築構造物では, 地表から 20m 程度以浅の沖積層で, 細粒分含有率  $F_c$  が 35% 以下,  $F_c$  が 35% をこえる場合でも, 埋立あるいは盛土地盤は粘土分 (0.005mm 以下の粒径) 含有率が 10% 以下, または塑性指数  $I_p$  が 15 以下の場合, 液状化発生の可能性を検討する。土木構造物 (道路橋) で液状化に対する抵抗率  $F_L$  を求める必要があるの

表 2.3 クレーガーによる  $D_{20}$  と透水係数  $k$

$D_{20}$ (mm)	$k$ (cm/sec)	土質	$D_{20}$ (mm)	$k$ (cm/sec)	土質
0.005	$3.00 \times 10^{-6}$	粗粒粘土	0.18	$6.85 \times 10^{-3}$	細砂
0.01	$1.05 \times 10^{-5}$	細粒シルト	0.20	$8.90 \times 10^{-3}$	
0.02	$4.00 \times 10^{-5}$	粗粒シルト	0.25	$1.40 \times 10^{-2}$	
0.03	$8.50 \times 10^{-5}$		0.30	$2.20 \times 10^{-2}$	
0.04	$1.75 \times 10^{-4}$		0.35	$3.20 \times 10^{-2}$	
0.05	$2.80 \times 10^{-4}$		0.40	$4.50 \times 10^{-2}$	
0.06	$4.60 \times 10^{-4}$	微細砂	0.45	$5.80 \times 10^{-2}$	中砂
0.07	$6.50 \times 10^{-4}$		0.50	$7.50 \times 10^{-2}$	
0.08	$9.00 \times 10^{-4}$		0.60	$1.10 \times 10^{-1}$	
0.09	$1.40 \times 10^{-3}$		0.70	$1.60 \times 10^{-1}$	
0.10	$1.75 \times 10^{-3}$	細砂	0.80	$2.15 \times 10^{-1}$	粗粒砂
0.12	$2.60 \times 10^{-3}$		0.90	$2.80 \times 10^{-1}$	
0.14	$3.80 \times 10^{-3}$		1.00	$3.60 \times 10^{-1}$	
0.16	$5.10 \times 10^{-3}$		2.00	1.80	

1cm/sec = 0.01m/sec

は、沖積の砂質土層で  $F_c$  が 35% 以下、35% をこえても  $I_p$  が 15 以下、 $D_{50}$  が 10mm 以下、 $D_{10}$  が 1mm 以下とされている。詳細は 13 章を参照されたい。その他には建設材料としての適正判定や掘削工法の選定に利用されている。

### 2.3 土のコンシステンシー

図 2.7 に示すように、細粒土（乾燥質量で細粒分を 50% 以上含む土）は、含水の多さによって、液状から塑性状、半固体状さらに固体状に変化する。このような土の含水量の変化による状態変化や変形に対する抵抗の大きさをコンシステンシーといい、これらの状態の境界の含水比を総称してコンシステンシー限界という。液性限界  $w_L$  (%) は土が塑性状態から液状に移る境界の含水比、塑性限界  $w_p$  (%) は塑性状態から半固体状に移る境界の含水比、収縮限界  $w_s$  (%) は土の含水量をある量以下に減じてもその体積が減少しない状態の含水比と定義される。表 2.4 に  $w_L$  および  $w_p$  の測定例を示す。

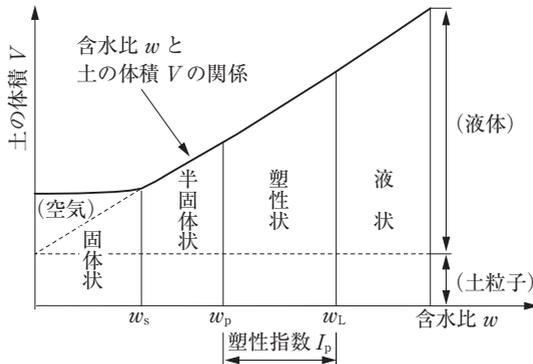


図 2.7 土のコンシステンシー限界

表 2.4 液性限界および塑性限界の例

土の種類	液性限界 $w_L$ (%)	塑性限界 $w_p$ (%)
粘土 (沖積層)	50~130	30~60
シルト (沖積層)	30~80	20~50
粘土 (洪積層)	35~90	20~50
関東ローム	80~150	40~80

### 2.3.1 土のコンシステンシー試験

図 2.8 に示すように、液性限界  $w_L$  は、黄銅の皿の中によく水で練り混ぜた土を入れて、その中央に溝を切り、この皿を硬質ゴムの台の上に 1cm の高さから 1 秒間に 2 回の割合で落下させ、落下回数が 25 回の時、二分した溝の底部が長さ 1.5cm にわたり合流するときの含水比と定義される。実際には落下回数 25~35 回と 10~25 回で合流する土の含水比をそれぞれ 2 個程度を求め、これを片対数の図上にプロットした流動曲線から、落下回数 25 回に相当する含水比を求めて液性限界  $w_L$  とする。

塑性限界  $w_p$  は、図 2.9 に示すように、液性限界試験で用いた同じ試料の塊をよく練り、ガラス板上で手のひらを用いて転がしながら直径 3mm にしたときに、ちょうど切れぎれになるときの含水比と定義される。塑性限界が求められない場合や塑性限界が液性限界以上となる場合は NP (non plastic: 非塑<sup>エスビー</sup>)

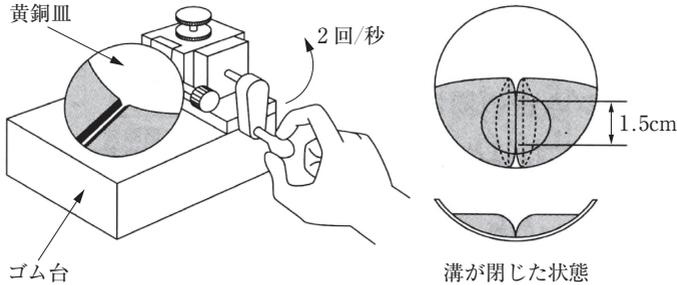


図 2.8 液性限界試験の様子<sup>1)</sup>

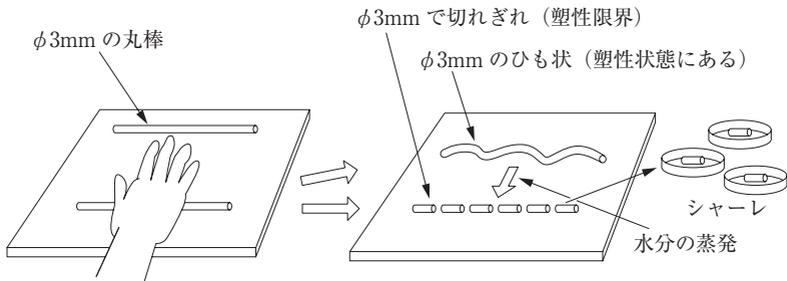


図 2.9 塑性限界試験の様子<sup>1)</sup>

性)とする。収縮限界  $w_s$  は収縮定数試験で求められる。完全に乾燥したときの土の体積を収縮限界の体積と考え、このときの間隙を水で完全に満たしたときの含水比で与えられる。

### 2.3.2 コンシステンシー限界の利用

式 (2.27) の塑性指数  $I_p$  は細粒土の分類に用いられ、土の力学的性質と密接に関係している。

$$I_p = w_L - w_p \quad (2.27)$$

式 (2.28) の液性指数  $I_L$  は、自然含水状態における土の相対的な硬さや軟らかさを表す指標である。土が自然状態で保持する自然含水比  $w_n$  が液性限界  $w_L$  と塑性限界  $w_p$  に対して相対的にどのくらいの位置にあるかを示す。

$$I_L = \frac{w_n - w_p}{w_L - w_p} = \frac{w_n - w_p}{I_p} \quad (2.28)$$

式 (2.29) のコンシステンシー指数  $I_c$  は土の相対的な硬さや安定度を表す。 $I_c \geq 1$  は自然含水比が塑性限界に近いが、それ以下であるため比較的硬く安定な状態にあること、 $I_c \leq 0$  は自然含水比が液性限界に等しいかそれ以上で、乱されれば液状になって不安定な状態になる。

$$I_c = \frac{w_L - w_n}{w_L - w_p} = \frac{w_L - w_n}{I_p} \quad (2.29)$$

## 2.4 地盤材料の工学的分類

地盤材料の工学的分類とは、土を工学的性質の類似したグループに分けることである。分類によって工学的性質を類推し、土工材料としての問題点や地盤としての問題点の把握を容易にする。ただし、中間土（砂分が50~80%、 $I_p$ が30%程度の土）は、分類上は粗粒土でも工学的に細粒土の性質が問題となる場合やその逆があり、粘性土は風成、水成（海成、淡水成など）などの堆積環境で性質が異なる。また、いわゆる「くさり礫」は礫分の風化が激しく、容易に粉碎されるために砂質土に分類される場合がある。

### 2.4.1 土質材料の大分類

図 2.10 に示すように、粒径 75mm 未満の土質材料は、観察、その土の起源、粒径における粗粒分または細粒分の含有率、礫または砂の含有率、地質学的情報、臭い、色などから大分類される。なお、礫と砂の含有率が同じ場合は砂質土に大分類される。細粒土の分類では特に、その土の起源や成因、堆積環境やその後の履歴に関する情報が重要である。

### 2.4.2 粗粒土の中小分類と細区分

大分類された粗粒土は、表 2.5 の「質」と「まじり」の表記に従い、礫分、砂分および細粒分の含有率により、目的に応じた段階まで中小分類される。

同じ「質」や「まじり」の構成粒子の記号や日本語の分類名を続ける場合は、粒度の細かい方を前に付ける。「質」は複数回使えるため、細粒分質砂質

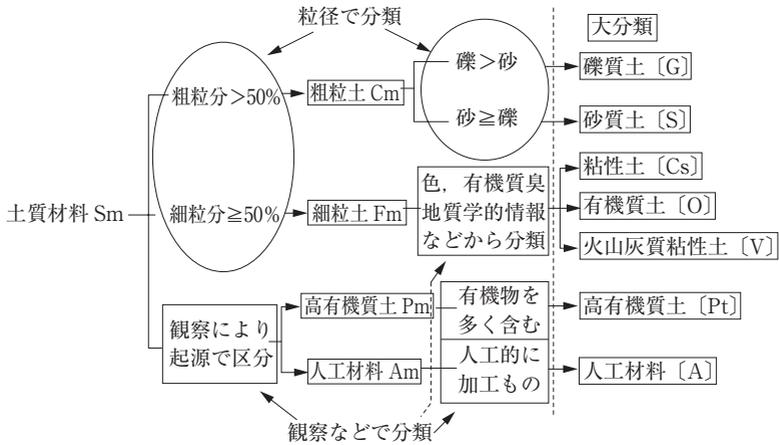


図 2.10 土質材料の大分類

表 2.5 「質」と「まじり」の使い方

質量構成比	分類表記	接続記号
15% 以上 50% 未満	○○質	なし
5% 以上 15% 未満	○○まじり	— (ハイフン)
5% 未満	表記しない	なし

や細粒分質礫質となる。「まじり」は1度しか使えないため、細粒分砂まじりや細粒分礫まじりと表示する。分類記号を囲むカッコは、〔 〕が大分類、{ }が中分類、( )が小分類として区別されている。なお、中分類に接続記号(—)はつけない。

図 2.11 に礫質土 [G] の中小分類、図 2.12 に砂質土 [S] の中小分類を示す。さらに、細粒分含有率が5%未満の粗粒土は、均等係数  $U_c$  が10以上を「粒径幅の広い (W)」、10未満を「分級された (P)」に細区分できる。例えば、 $U_c \geq 10$  の礫 (G) は粒径幅の広い礫 (GW)、 $U_c < 10$  は分級された礫 (GP) となる。

細粒分が5%以上15%未満の「細粒分まじり○○」と15%以上50%未満の「細粒分質○○」は、細粒分が観察や試験で分類できる場合は、その分類に記