

3-4 物理的性状

前節まで堆積環境をたどってきたが，ここでは白竜湖軟弱地盤の土について主に物理的性質を示す試験の結果について，一部化学的な性状も含めて整理する。

図 3-1 4 は，深度 60m までの範囲で採取した試料の各土質試験の結果を図 3-2 の区分に分けて整理したものである。

自然含水比 (w_n) は高有機質土 (Apt) で非常に高く，1000%を超えることがある。また，更新統の有機質土も深度 40m 付近に 300%以上の層がある。

湿潤密度 (ρ_t) は，Apt で 1 未満の場合がある。

土粒子の密度 (ρ_s) は有機質土で全体的に小さい。

飽和度 (S_r) は 100%を超過している場合があるが，供試体の作成時に誤差が生じた可能性がある。地下水位が地表面付近にあり，ほぼ飽和状態である。

間隙比 (e) は有機質土にバラつきがある。特に最上部の高有機質土のバラつきが大きい。粘性土は深度によらずほぼ一定値である。

塑性指数 (I_p) は有機質土で極めて高い場合があるが，粘性土に限れば概ね 100 以下である。なお，Apt では未分解の植物の遺骸が繊維状に大量に混入しているため，土粒子分のみに試料を調整したうえで液性限界と塑性限界を求めている。

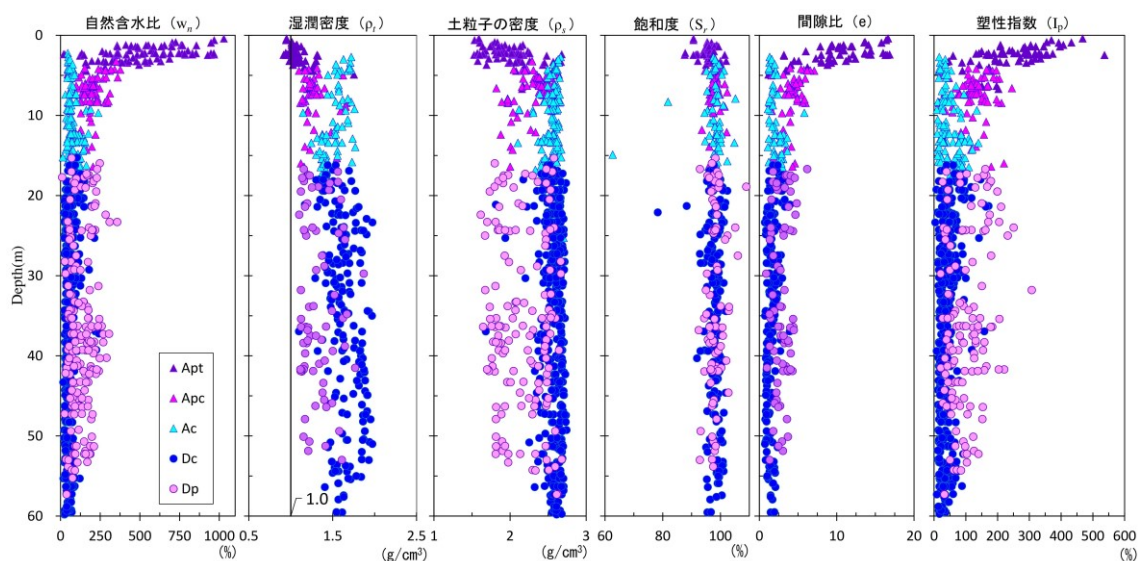


図 3-1 4 土質試験の結果と深度および土層区分の関係

図 3-15 は、採取試料の自然含水比の深度分布を測点ごとに整理してコンタ図としたものである。縦軸が深度、横軸が測点（起点からの距離）で左が南、右が北に概ね相当する。コンタ図の性質上、凡例の濃い青色は、含水比がゼロ付近の場合とデータがない場合の両方を示しており、注意が必要である。また、調査孔の間隔が均等でないため、実際の状態を表現しきれていない可能性もあるが、概観するには都合が良い。一見して、地表付近の孔有機質土 (Apt) の高含水比が目につく。この状況は図 3-14 でも同様であるが、図 3-15 では STA.20 (起点から 2 km) 付近を中心に高含水比の範囲が集中していることが分かる。

また、図 3-14 で述べた更新統有機質土で含水比が 300%を超えている深度 40m 付近の層は、STA.15 (起点から 1.5 km) 付近より北側（終点側）に分布している。

これらの高含水比な土層が分布する範囲は、図 3-3 で示した土層構成が変化する範囲と概ね一致している。

特に、完新統の高有機質土は含水比が極めて高く、それに伴い圧縮性も極めて高いことになる。高速道路を u 当該の地盤に建設するにあたり、この高有機質土の処理は大きな問題のひとつである。

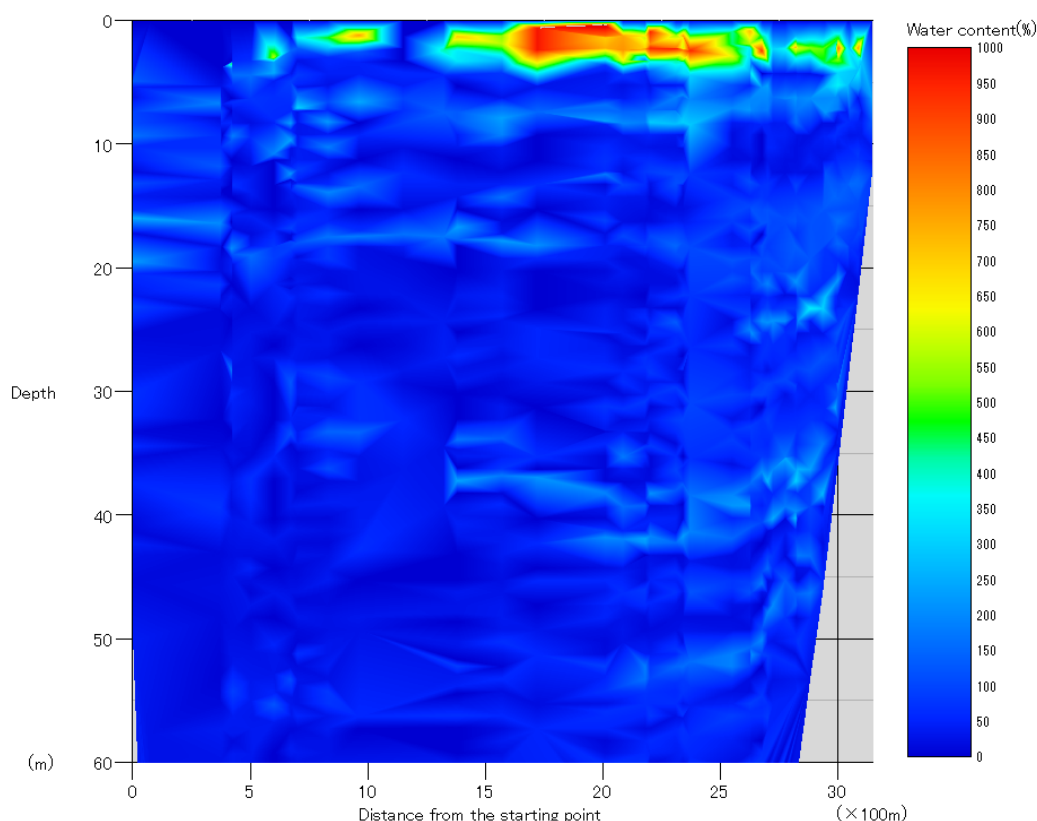


図 3-15 自然含水比の測点ごとの深度分布

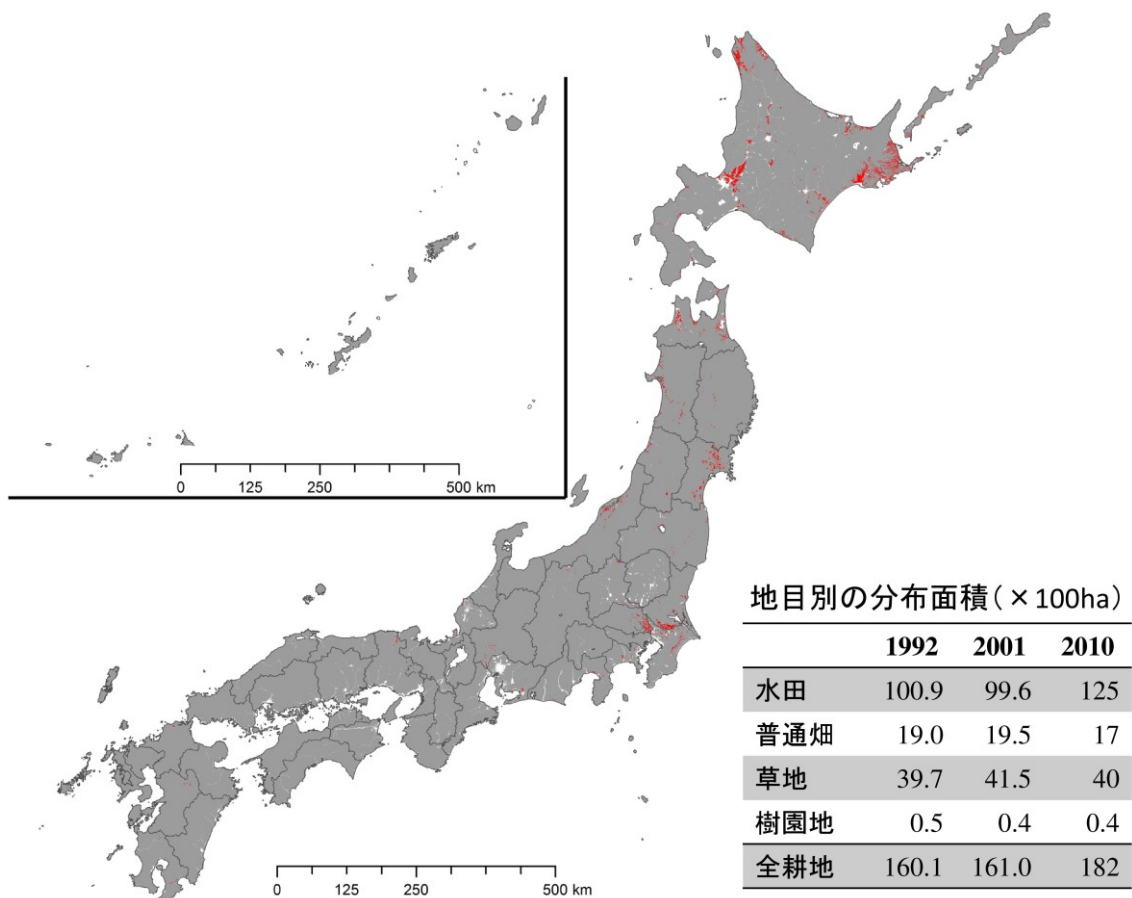


図 3-16 有機質土の分布状況(赤色)(農研機構 農業環境変動研究センターの「日本土壌インベントリー」より引用。ただし、「地目別の分布面積」については過去の公表値を追記。)

表 3-7 北海道の泥炭との比較

| 地名 | 泥炭層厚(m) | 含水比(%) | 湿潤単位体積重量(gf/cm ³) | 乾燥単位体積重量(gf/cm ³) | 比重 | 間隙比 | 強熱減量(%) | 圧縮指数 |
|----------------------|--------------|------------|-------------------------------|-------------------------------|----------------------------|--------|---------|----------|
| 石狩 | 2 ~ 6 | 115 ~ 1570 | 0.71 ~ 1.77 | 0.08 ~ 0.52 | 1.13 ~ 2.53 | 2 ~ 21 | 20 ~ 98 | 0.4 ~ 11 |
| 天塩 | 4 ~ 5 | 200 ~ 1350 | 0.78 ~ 1.97 | 0.08 ~ 0.29 | 1.33 ~ 2.45 | 4 ~ 19 | 37 ~ 95 | 1 ~ 10 |
| 網走 | 2 ~ 6 | 140 ~ 1250 | 0.86 ~ 1.19 | 0.06 ~ 0.42 | 1.15 ~ 2.35 | 2 ~ 21 | 20 ~ 84 | 1.7 ~ 14 |
| 釧路 | 4 | 170 ~ 970 | 0.86 ~ 1.31 | 0.08 ~ 0.54 | 1.3 ~ 2.33 | 3 ~ 15 | 20 ~ 87 | 0.3 ~ 10 |
| 厚岸 | 0.5 ~ 1.5 | 190 ~ 610 | 0.98 ~ 1.25 | 0.17 ~ 0.39 | 1.49 ~ 2.34 | 3 ~ 10 | 22 ~ 64 | 2 ~ 3 |
| 日高 | 4 ~ 8 | 400 ~ 820 | 0.94 ~ 1.01 | 0.11 ~ 0.12 | 1.62 ~ 1.73 | 6 ~ 18 | 74 ~ 82 | 4 ~ 10 |
| 十勝 | 1 ~ 12 | 120 ~ 980 | 0.92 ~ 1.20 | 0.09 ~ 1.19 | 1.04 ~ 2.34 | 2 ~ 15 | 20 ~ 83 | 1 ~ 12 |
| 白竜湖 | 泥炭層厚(最上部)(m) | 自然含水比(%) | 湿潤密度 | 乾燥密度 | 土粒子の密度(g/cm ³) | 間隙比 | 強熱減量(%) | 圧縮指数 |
| STA.7+00 ~ STA.30+50 | 2.3 ~ 4.8 | 120 ~ 1030 | 0.91 ~ 1.32 | 0.09 ~ 0.60 | 1.53 ~ 2.48 | 3 ~ 17 | 26 ~ 88 | 1.3 ~ 12 |

第3章 白竜湖軟弱地盤の土質性状

図 3-1 6 は、日本国内の有機質土の分布状況を示したものである。一見して、北日本で分布が多く、特に北海道での分布の多さが目立つ。

表 3-7 に、北海道内各地の泥炭^[6]と白竜湖の泥炭 (Apt) について、工学的性質を比較した結果を示す。白竜湖軟弱地盤は、起点側で土地の改変が進んでおり、泥炭が残っていない場合もあるため、土地が改変されている範囲を除外して集計した。また、表 3-7 は測定値の範囲 (下限値と上限値) を示したものであるが、各調査孔で得られた複数の測定値の平均を求めて各調査孔の測定値としたうえで、その下限値と上限値を示すものとした。なお、「泥炭層厚」については、集計の都合上圧密試験を実施した調査孔 (図 3-1 の赤字で示した 30 本の調査孔) のデータを用いた。

表 3-7 は、あくまでも測定値の下限と上限の範囲を示したもので、データの偏り等の傾向までは読み取ることができないが、白竜湖軟弱地盤の泥炭は北海道内各地の泥炭と比較して、表 3-7 の項目の範囲内で特筆すべき点はなくほぼ同等である。北海道では、1950 年代から泥炭の研究が北海道大学^[26]、^[27]や当時の北海道開発局土木試験所^[28]などで進められている。また、北海道の泥炭主体の軟弱地盤を対象とした対策工に関する報告も蓄積されており、参考とすべきである。

図 3-1 7 は、(a) が強熱減量 (L_i)、(b) が土粒子の密度 (ρ_s) の深度分布である。完新統の高有機質土 (Apt) は強熱減量が 100%に近い場合がある。また、更新統の有機質土 (Dc) も 80%近くの強熱減量となる場合がある。Ac や Dc の土粒子の密度は粘性土 (Ac, Dc) と比較してバラつきが大きく、小さくなる場合が多い。

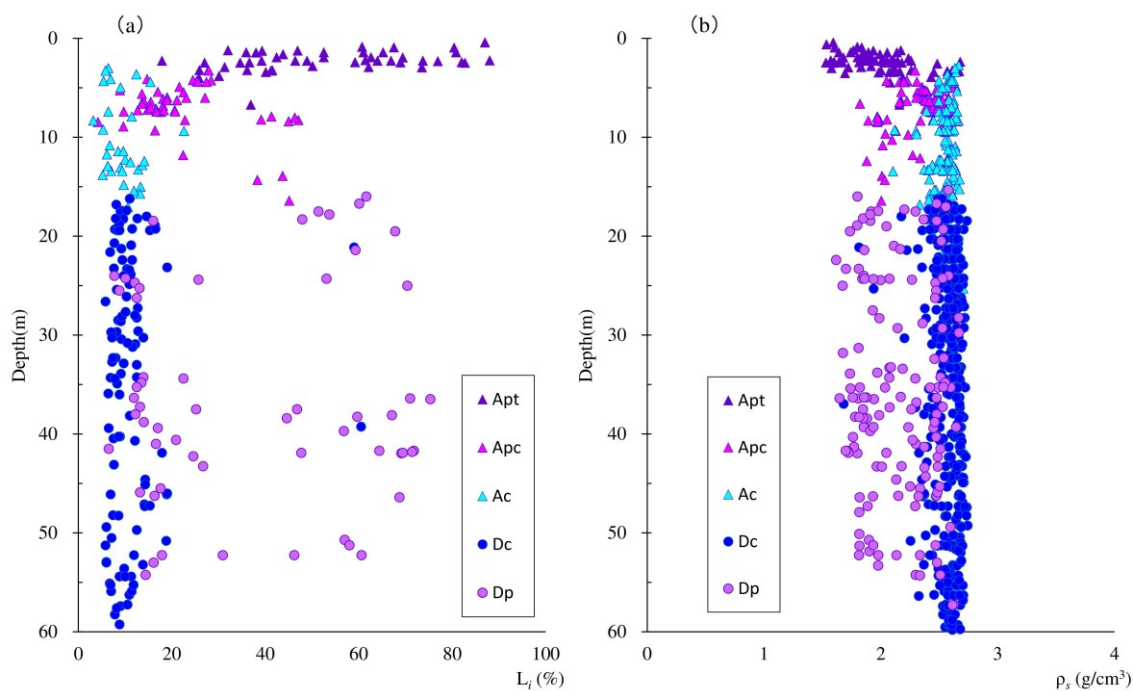


図 3-1 7 強熱減量 (L_i) と土粒子の密度 (ρ_s) の深度分布

図 3-18 (a) に、両者の関係を示した。及川と石川は、土粒子の比重と強熱減量の関係を次式で表し、泥炭の土粒子の平均比重 G について、 $L_i = 0$ のとき、 $G_s = 2.7$ とすると、関東地方、東北地方、北海道のいずれの泥炭も $G_0 = 1.3 \sim 1.7$ としたときの範囲に入り地域的な差異がないとしている [29]。

$$G = \frac{G_s \times G_0}{(G_s - G_0) \times L_i + G_0} \tag{3-2}$$

ここに、 G_s は無機質部分の平均比重、 G_0 は有機質部分の平均比重である。図 3-18 では、比重の代わりに密度を用いているが、両者は概ね等しいものとして式 (3-2) の計算値を併せて示した。白竜湖軟弱地盤の有機質土の土粒子の密度と強熱減量の関係は、及川と石川が整理した関東地方、東北地方、北海道地方の泥炭のそれと極めて調和的である。

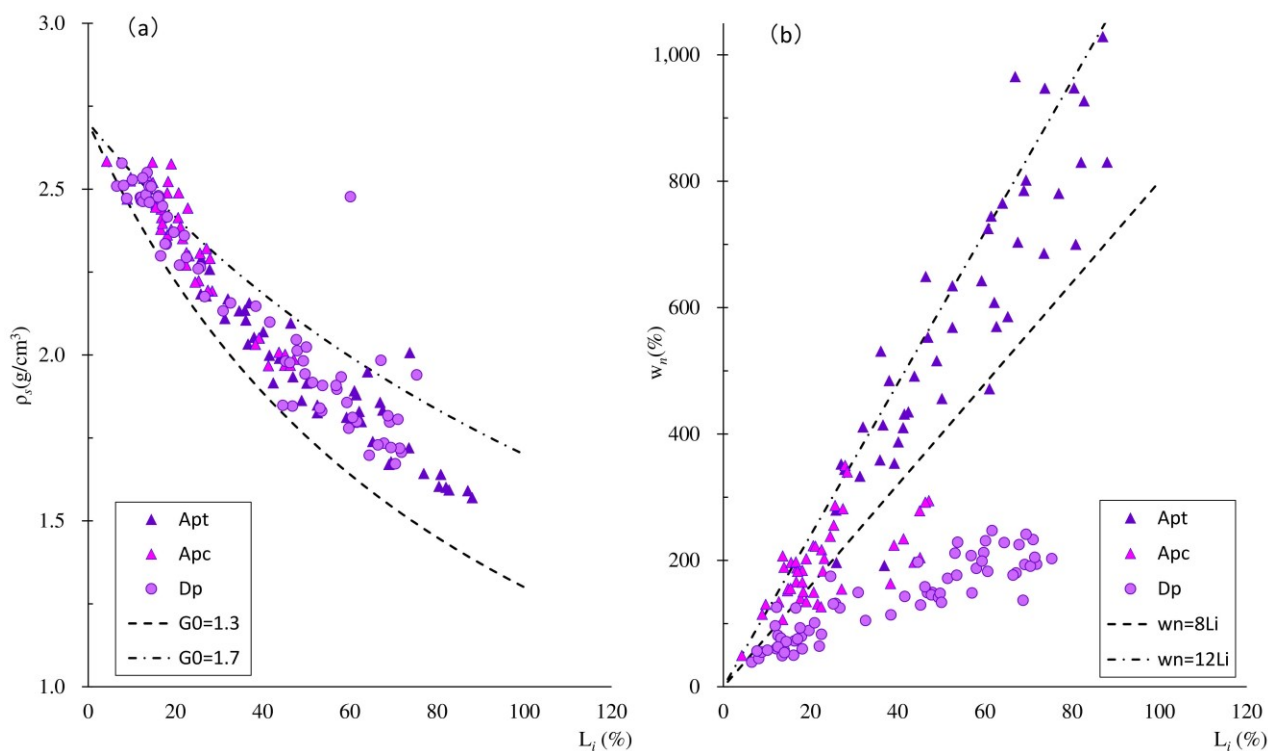


図 3-18 土粒子の密度 (a) および自然含水比 (b) と強熱減量の関係

次に、自然含水比と強熱減量の関係を図 3-18 (b) に整理した。及川と石川は各地の泥炭の自然含水比が強熱減量の値の 8 倍から 12 倍になるとしている。図 3-18 (b) を見ると、完新統の Apt, Apc は調和的であるが、更新統の Dp は明らかに傾向が異なっている。Apt や Apc に比較すると、Dp の自然含水比は強熱減量に対して低いことがわかる。

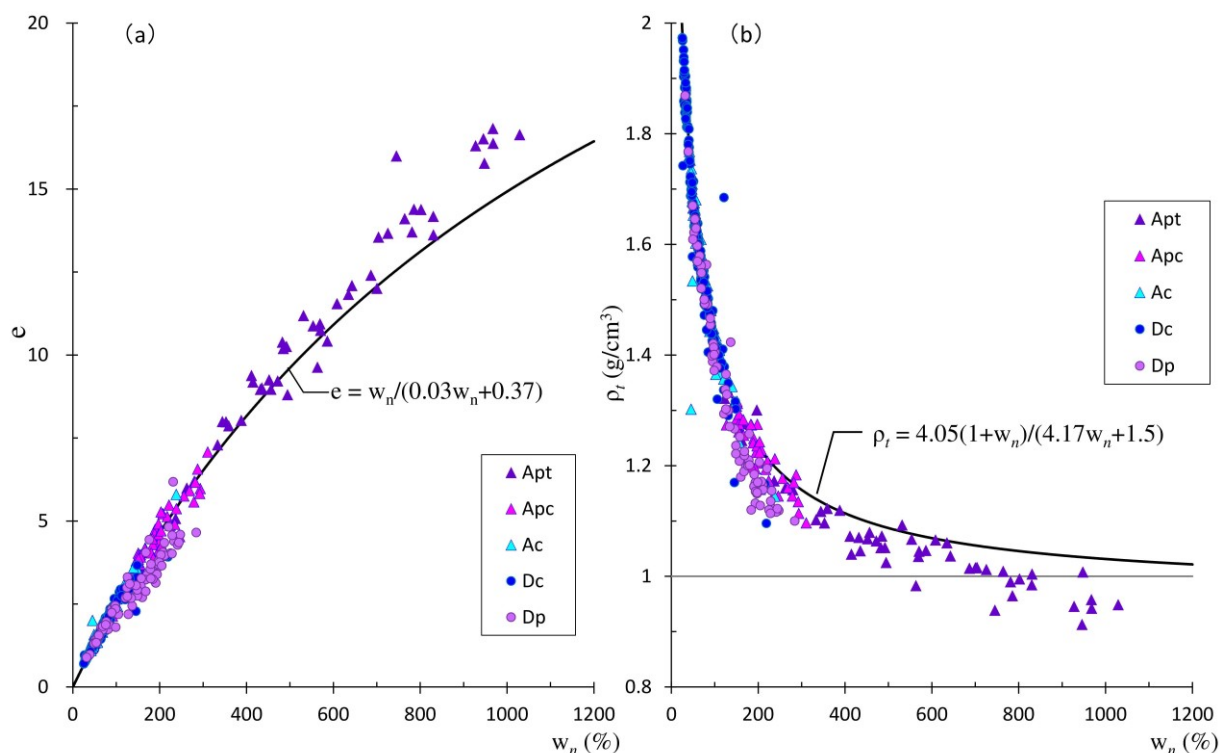


図 3-19 間隙比 (a) および湿潤密度 (b) と自然含水比の関係

また、及川と石川は飽和状態を仮定して間隙比 (e) と自然含水比 (w_n) の平均的な関係は式 (3-3) で、湿潤密度 (ρ_t) と自然含水比 (w_n) の関係は式 (3-4) で表せるとしている。図 3-19 にそれぞれの関係を示した。

$$e = \frac{w_n}{0.03w_n + 0.37} \tag{3-3}$$

$$\rho_t = \frac{4.05}{4.17w_n + 1.5} \tag{3-4}$$

Apt のプロットが、式 (3-3) や式 (3-4) からやや乖離している。これは、及川と石川の報告と同様の傾向で、泥炭は試料採取から試験までの間に多くの脱水が避けられないため、自然含水比は原位置の含水比より低いプロットとなっているはずであることを指摘している。以上のとおり白竜湖軟弱地盤の特に完新統の高有機質土は、関東、東北、北海道の各地域の泥炭と土質性状に大きな違いはない。なお、図 3-19 には、粘性土のデータも併せてプロットしてある。式 (3-3) と式 (3-4) は、粘性土にも適用できるようである。

小川と松本は、国内各地の海成粘土について、多数の試験結果を基に各種の諸係数の関係を整理している^[30]。いくつかの整理結果を用いて、白竜湖軟弱地盤の粘性土の諸係数と比較してみる。図 3-20 に、白竜湖軟弱地盤の粘性土の塑性図を示す。いくつか他と明らかに乖離しているデータがあるものの、ほとんどのプロットが A 線付近に集中している。この傾向は海成粘土と変わらない。

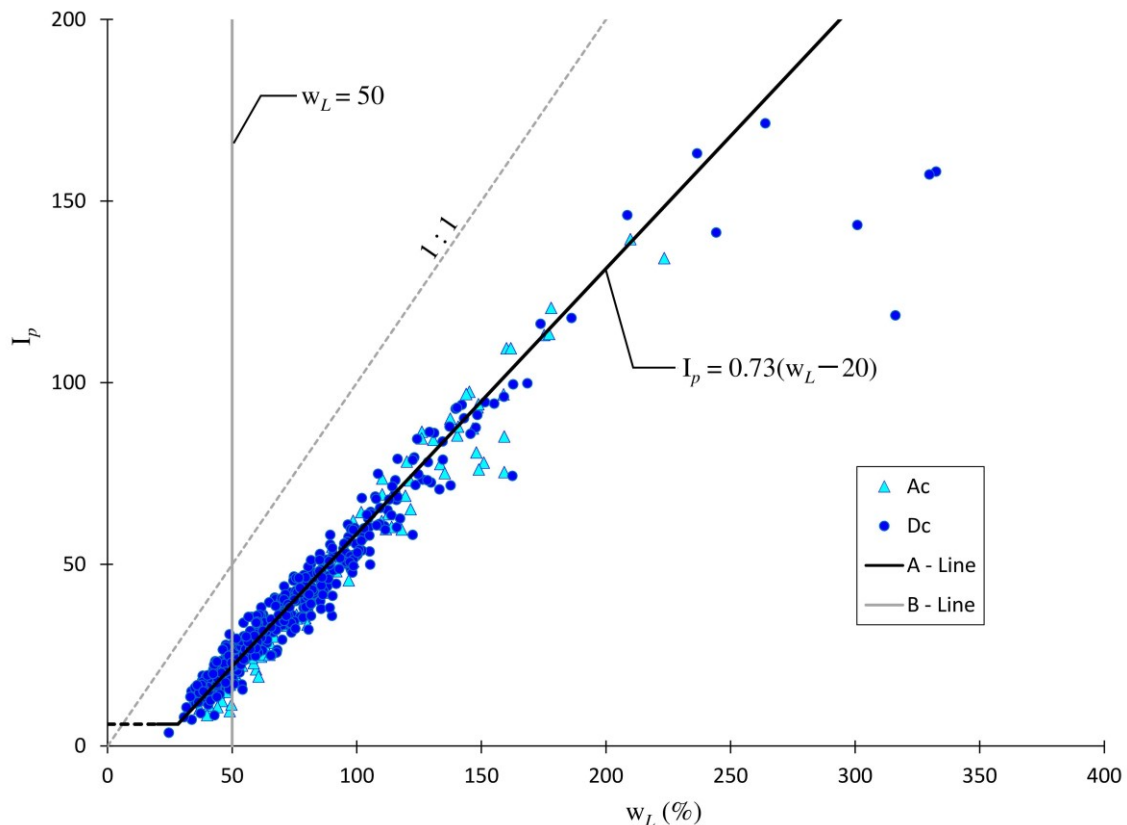


図 3-20 粘性土の塑性図

次に、図 3-21 は、自然含水比 (w_n) と液性限界 (w_L)、塑性限界 (w_p)、塑性指数 (I_p) の関係を整理したものである。海成粘土では、それぞれ以下の関係となつたとされている。

$$w_L = 1.1w_n$$

$$w_p = 15 + 0.27w_n$$

$$I_p = 0.83w_n - 15$$

図には、上記の相関式 (黒色線) とプロットの近似式 (薄青色線) を併記してある。(a) を見ると、自然含水比と液性限界の関係は海成粘土とほぼ等しいことがわかる。同様に、(b) では、海成粘土と比べて塑性限界がやや低めの測定結果となっている。(c) では、白竜湖軟弱地盤の粘性土の関係式と解析粘土の関係式が近い。

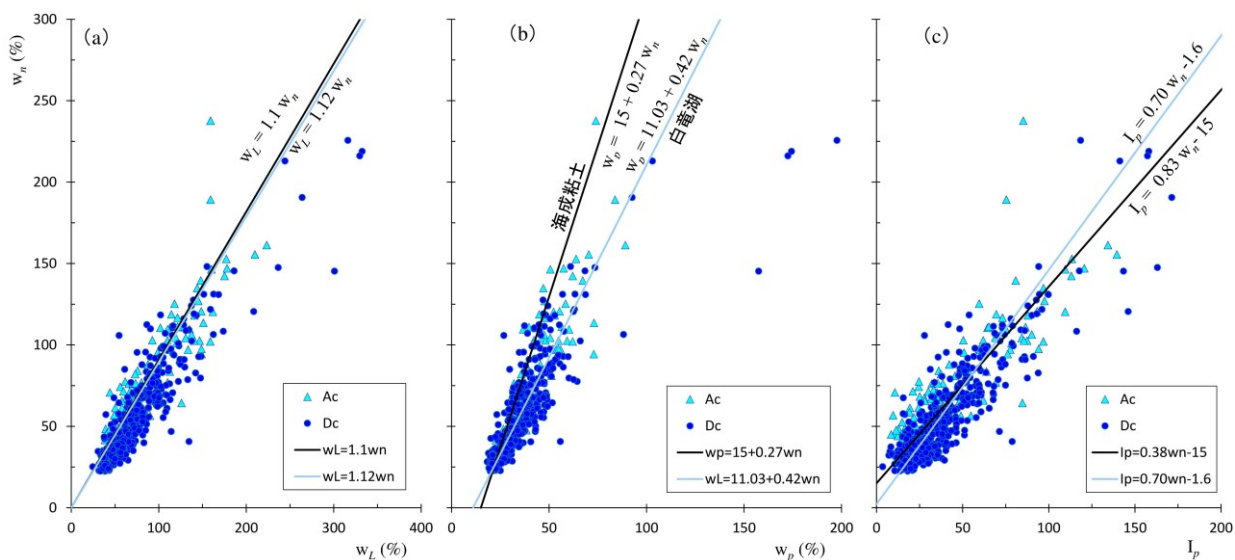


図 3-2-1 自然含水比と液性限界 (a), 塑性限界 (b), 塑性指数の関係 (c)

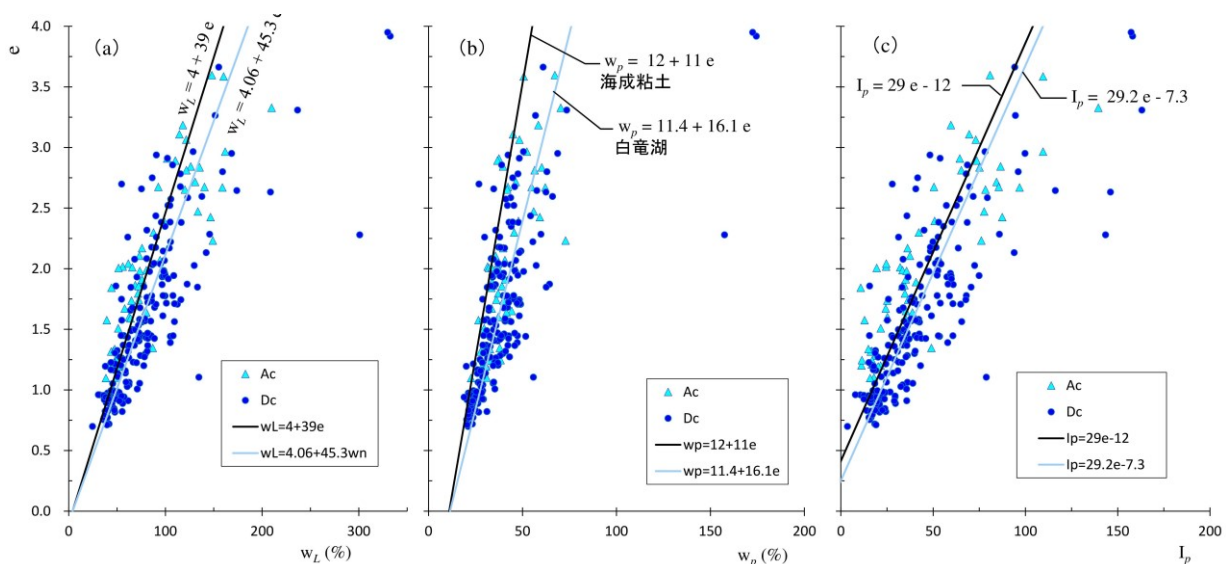


図 3-2-2 間隙比と液性限界 (a), 塑性限界 (b), 塑性指数 (c) の関係

さらに、図 3-2 2 は、間隙比 (e) と液性限界 (w_L), 塑性限界 (w_p), 塑性指数 (I_p) の関係を整理したものである。海成粘土では、それぞれ以下の関係が成り立つとされている。

$$w_L = 39e + 4$$

$$w_p = 11e + 12$$

$$I_p = 29e - 12$$

間隙比との関係においても、白竜湖軟弱地盤の粘性土は海成粘土と比較して塑性限界の測定値がやや小さいものの、液性限界や塑性限界については、両者がほぼ同等である。

3-5 力学的性状

図 3-2 3 は、深度 60m までの範囲で採取した試料の各力学的土質試験の結果を、図 3-2 の区分に分けて整理したものである。一軸圧縮強度は測定値のバラつきが大きかったため、試料ごとの相乗平均を求めてプロットした。圧密降伏応力は段階載荷圧密試験の圧縮曲線より、Casagrande の方法で求めている。標準貫入試験の N 値は試験毎の最終打撃による貫入量が 30 cm を超過した場合は 30 cm 相当の打撃回数に換算している。また、砂層のデータは除外している。

一軸圧縮強度 (q_u) は深度と共に増加する傾向があるものの、伸び率が徐々に低下して上向きに凸の分布形状となっている。

圧密降伏応力 (σ'_{vc}) も深度と共に増加する傾向であるものの、特に粘性土で大きなバラつきを有している。

圧縮指数 (C_c) は、有機質土でバラつきが大きく、特に高有機質土 (Apt) では極めて大きなバラつきが生じている。深度による傾向はなく、バラつきの範囲内で一定に見える。

標準貫入試験は、一軸圧縮強度や圧密降伏応力と同様に、特に深部で試験結果が大きくバラついている。深度 10m 以浅ではロッドとハンマーが自沈してしまい、N 値が 0 となる場合が多い。また、更新統においても N 値が 10 を下回る場合が珍しくない。これは、調査範囲 (調査深度) において工学的支持層にすら到達していない場合が多いことを意味する。

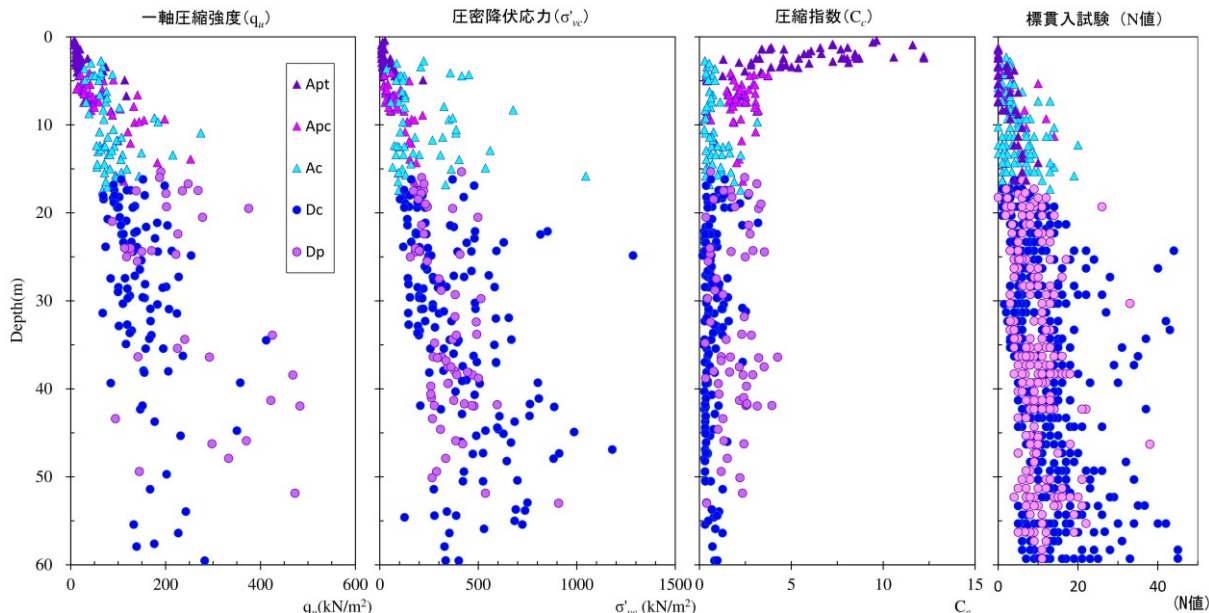


図 3-2 3 力学的試験の結果と深度および土質区分の関係

図 3-2 4 (a) は、有効土被り圧 (σ'_{vi}) と圧密降伏応力 (σ'_{vc}) の関係、図 3-2 4 (b) は、過圧密比 ($\sigma'_{vc}/\sigma'_{vi}$) について、それぞれ試料の採取深度で整理したものである。圧密試験用の試料は、図 3-1 に示した調査孔のうち 30 箇所採取した。有効土被り圧については、湿潤密度を測定している土層はその値を用いて計算し、湿潤密度を測定していない土層については標準的な単位体積重量を用いて計算した。

図 3-2 4 (a) では、白竜湖軟弱地盤は概ね過圧密であることがわかる。(b) を見ると、地表付近の高有機質土 (Apt) や粘性土 (Ac) は顕著に過圧密になっている。これは、地表付近に特有の現象で、過去に受けた乾湿の繰り返しや農作業による土地の若干の改変等の影響が残ったものである。これを除外して考えると、過圧密比は深度に寄らずほぼ一定に見える。

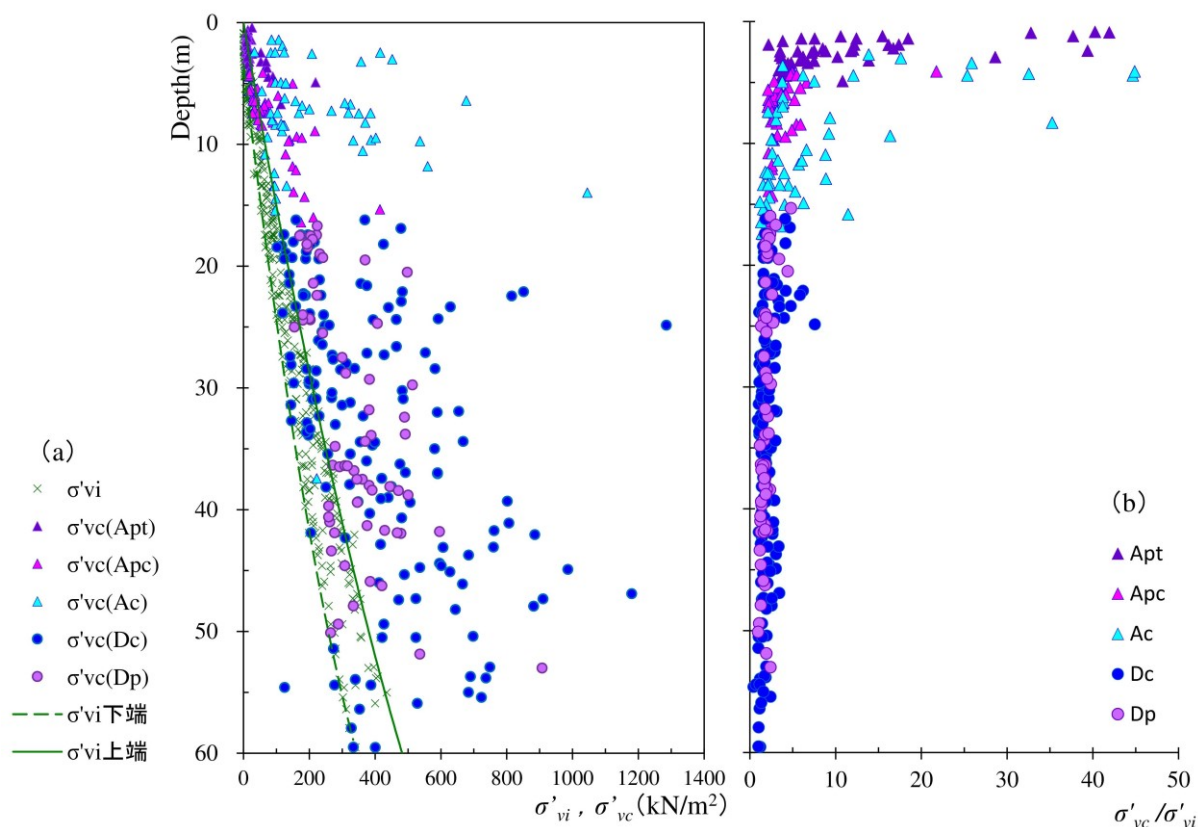


図 3-2 4 有効土被り圧と圧密降伏応力および過圧密比の深度分布

次に、図 3-2 5 は、図 3-2 4 (a) について、調査孔ごとに色分けして示したものである。図 3-2 5 では有効土被り圧を線で示し、圧密降伏応力を点で示している。また、両者とも起点側から終点側に向けて配色を徐々に濃く変化させている。圧密降伏応力(点状のデータ)を見ると色の濃いデータが図の左側に偏ってプロットされ、線で示した有効土被り圧に近付いていることがわかる。

また、有効土被り圧を示す線群も濃い配色(終点側のデータ)が図の左に偏っている。こ

の傾向は、図 3-3 に示したとおり、地盤を構成する土層の比率が変化するために生じたものであると料する。

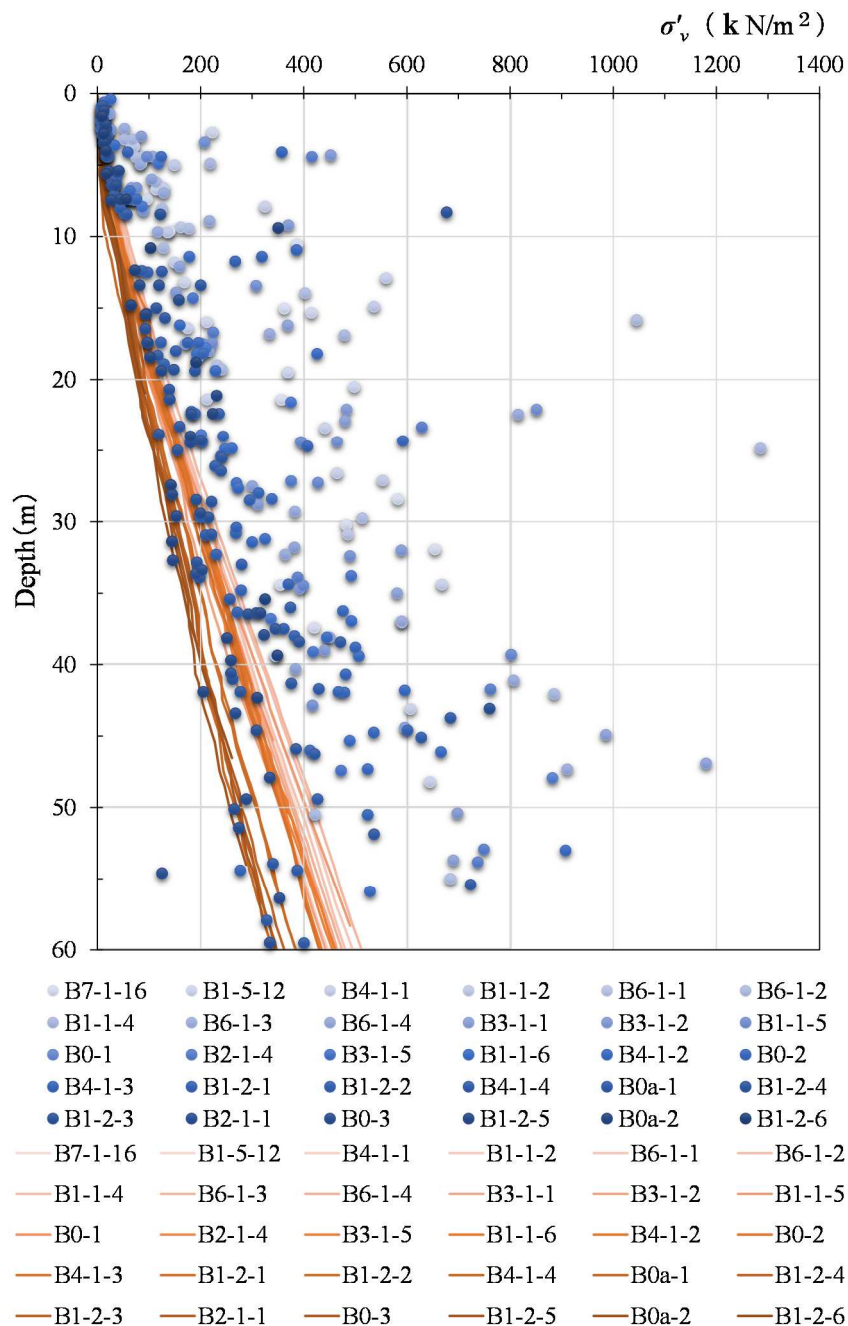


図 3-25 試料の採取位置ごとの有効土被り圧と圧密降伏応力の関係

図 3-26 は、図 3-24 (b) から更新統の粘性土を選別して示したもので、図 3-25 と同様に起点側の調査孔の試料のデータを薄く、終点側を濃く配色してある。図 3-24 (b) と比較して横軸のスケールを拡大しているため、図 3-24 (b) で一定に見えた過圧密比

の深度分布の傾向が読み取りやすくなっている。全体的に過圧密ではあるものの、起点側の淡色のデータに比べ終点側の濃色のデータの方が正規圧密に近い位置にプロットされる傾向がある。また、比較的浅い深度のデータのバラつきが大きく、深度が深くなるとバラつきが小さくなる。深度が増すと過圧密比が小さくなるようにも見える。一部では深度 30m 付近と 50m 付近において正規圧密領域の試験結果があるものの、小川と松本による海成粘土に関する報告^[30]に比べれば非常に少ない。

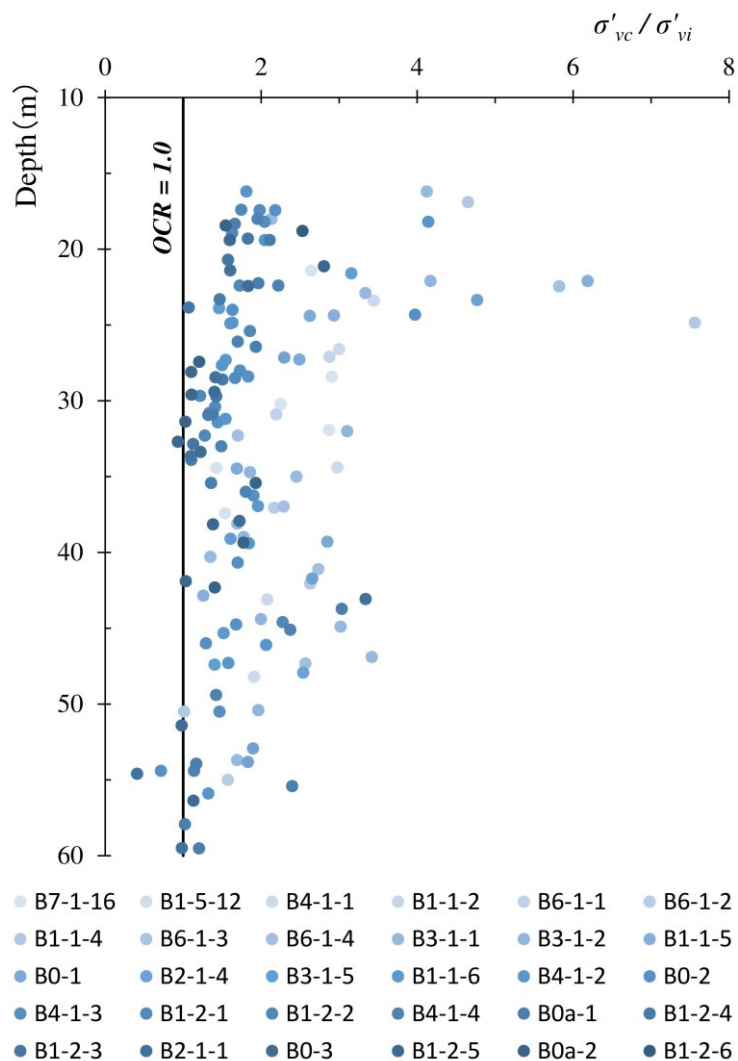


図 3-26 更新統粘性土の過圧密比の深度分布

次頁より、圧密特性について、特に圧縮指数を指標として前節と同様に日本国内の多数の海成粘土の試験結果で整理された傾向^[30]と白竜湖軟弱地盤で採取した試料の試験結果とを比較して差異を確認する。

図 3-27 に、圧縮指数 (C_c) と液性限界 (w_L) の関係を示す。図 3-27 (a) は全データ、(b) は粘性土のみのデータである。図には、小川と松本が求めた関係式 (黒色線)、Skempton による関係式^{[31], [32]} (赤色線) および (b) には白竜湖軟弱地盤の粘性土で求めた関係式 (淡青色線) を併せて示している。

Skempton の関係式は、海成粘土ではプロットの下端付近に位置し「ごく一部は一致するが多くは異なる」と報告されているが、白竜湖軟弱地盤ではそこまでの不一致は認められない。(a) 図では、Skempton と海成粘土の関係式の間、多くのプロットが集まっている。(b) 図では、粘性土で求めた関係式は Skempton の関係式により近い。

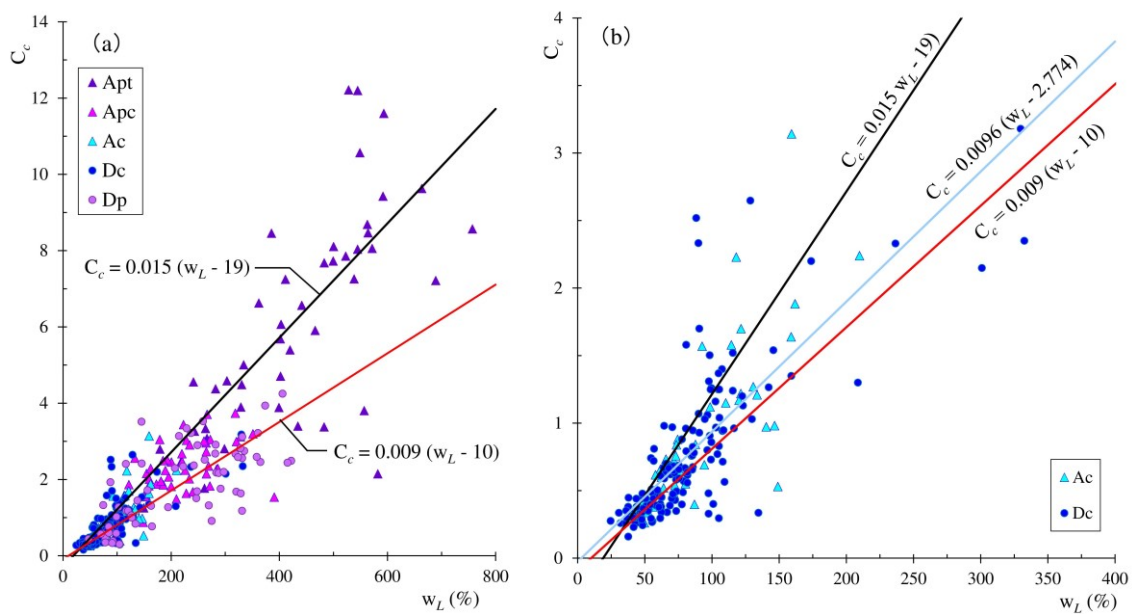


図 3-27 圧縮指数と液性限界の関係

次に、図 3-27 は圧縮指数 (C_c) と塑性指数 (I_p) の関係、図 3-29 は圧縮指数 (C_c) と間隙比 (e) の関係で、図 3-27 と同様に (a) は全データ、(b) は粘性土のみのデータである。また、海成粘土で報告された関係式 (黒色線) を (a) 図、(b) 図とも示したうえ、(b) 図には白竜湖軟弱地盤の粘性土で求めた関係式 (淡青色線) を併せて示した。

海成粘土で求められた関係式 $C_c = 0.019I_p + 0.063$ は図 3-28 (a) において、 $C_c = 0.54e - 0.16$ は図 3-29 (a) において、いずれも全データを十分に代表しているように見える。さらに、図 3-28 (b) では白竜湖軟弱地盤の粘性土で求めた関係式の方がやや傾きが小さいが大きな差異ではない。図 3-29 (b) では、逆に白竜湖軟弱地盤の粘性土で求めた関係式は海成粘土で求められた関係式の傾きよりやや大きい、これは上方に乖離した数点のデータが影響しているもので、実質的に 2 つの関係式にはほとんど違いがないものとする。

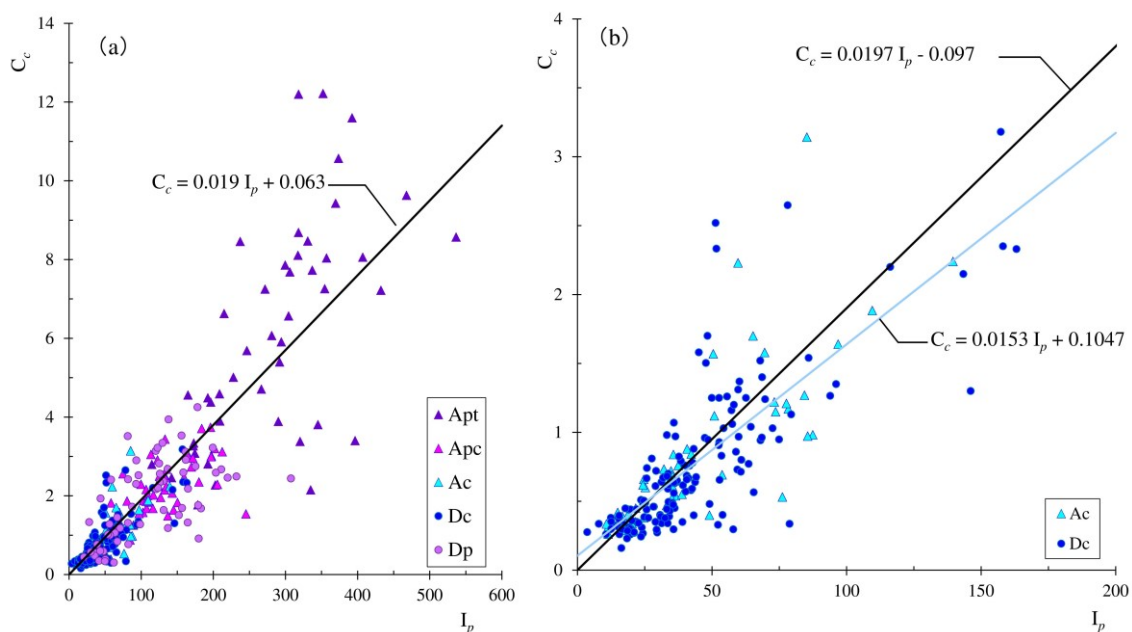


図 3-28 圧縮指数と塑性指数の関係

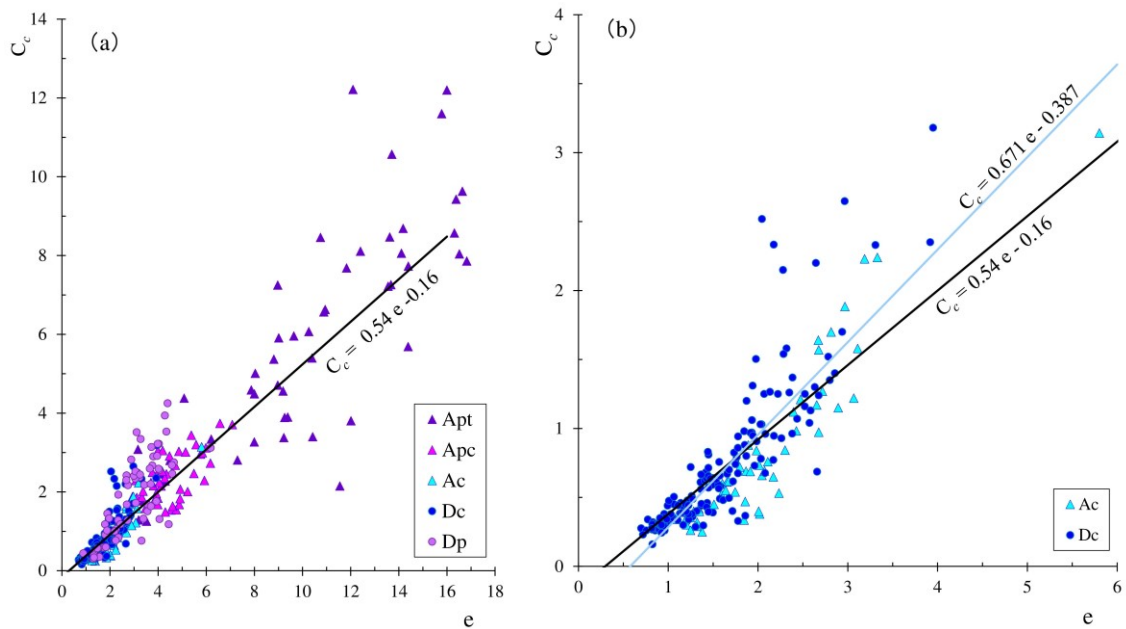


図 3-29 圧縮指数と間隙比の関係

3-6 本章のまとめ

本章では、内陸盆地に厚く堆積した白竜湖軟弱地盤がどのような堆積状況にあったか推定したうえで、どのような土質性状を示すか整理した。

本章の内容から、白竜湖軟弱地盤の土質性状を概括すると以下のとおりとなる。

- (1) 地盤は有機質土，粘性土，砂質土がほぼ水平に互層を成して堆積している。その構成比率は起点から約 2 kmの範囲では粘性土と砂質土がほぼ同等に約 9 割を占め，残りの約 1 割が有機質土となっている。起点から 2 km以上離れると粘性土の構成比率が急増し，高含水な土層も増える。なお，基岩の凝灰岩は終点側の丘陵から南に約 600mの範囲でしか確認できていない。
- (2) 火山灰の出土した土層の標高から，過去数万年間はほぼ水平に近い堆積状況であったものと推定する。ただし，河川の氾濫や河床の移動などの影響を受けている。地盤の堆積速度は概ね 0.477m/kyr である。この堆積速度は，国内各地の山地湿地の堆積速度と調和的である。
- (3) 最上部には高有機質土，いわゆる泥炭が 3～5m 程度の厚さで堆積している。この泥炭は北海道内各地の泥炭と工学的性状を示す指標がほぼ等しい。また，確認した範囲において関東や東北の泥炭とも大きな違いがない。
- (4) 粘性土は，国内各地の海成粘土と比較した結果，物理的性状も力学的性状も確認した範囲内で概ね調和的であり，大きな差異は認められない。
- (5) 上記 (4) より，海成粘土と力学的性状に差異が生じていないことから，試料のサンプリングの品質も同程度であったと史料する。

《参考文献》

- [1] 山形応用地質研究会, "山形県地学のガイド 山形県の地質とそのおいたち," pp. 218-219, 2010.
- [2] 平野覚三, 近野和則, 高坂敏明, 太田秀樹, "東北地方の内陸盆地に分布する軟弱地盤への道路計画," *地盤工学会誌*, 第 58 巻, 第 7 号, pp. 14-17, 2010.
- [3] 遠藤邦彦, 奥村晃史, "第四期の新たな定義 その経緯と意義についての解説," *第四期研究*, vol. 49, no. 2, pp. 69-77, 2010.
- [4] 奥村晃史, "第四期の位置と新定義 その経緯と意義," *地盤工学会誌*, vol. 58, no. 2, pp. 46-49, 2010.
- [5] M. Walker, S. Johnsen, O. S. Rasmussen, T. Popp, J.-P. Steffensen, P. Gibbard, W. Hoek, J. Lowe, J. Andrews, S. Bjorck, C. L. Cwynar, K. Hughen, P. Kershaw, B. Kromer, T. Litt, J. D. Lowe, T. Nakagawa, R. Newnham and J. Schwander, "Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records, *Journal of Quaternary Science*," 2009, vol. 24, 3-17.
- [6] 能登繁幸, "泥炭地盤工学," 1991.
- [7] 小暮敬二, "高有機質土の地盤工学," 1995.
- [8] 地盤工学会泥炭のお話し編集委員会, "泥炭のお話し," *ジオテクノート*, vol. 14, 2004.
- [9] 町田洋, 新井房夫, "新編火山灰アトラス 日本列島とその周辺," 1992.
- [10] V. C. Smith, R. A. Staff, S. P. E. Blockley, C. B. Ramsey, T. Nakagawa, D. F. Mark, K. Takemura and T. Danhara, "Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka," *Quaternary Science Reviews*, vol. 67, pp. 121-137, 2013.
- [11] 笠原天生, 鈴木毅彦, 北村晃寿, 加藤真司, "米沢盆地北東部、白竜湖付近の地下における後期更新世テフラ (演旨)," *日本地理学会発表要旨集*, no. 85, pp. 202-202, 2014.
- [12] 笠原天生, 鈴木毅彦, 北村晃寿, 加藤真司, "米沢盆地北東部における盆地地下堆積物と第四紀後期テフラ," *Japan Geoscience Union Meeting 2014*, vol. HQR24, no. 03, 2014.
- [13] 青木かおり, 入野智久, 大場忠道, "鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序," *第四紀研究*, vol. 47, no. 6, pp. 391-407, 2008.
- [14] 長橋良隆, 佐藤孝子, 竹下欣宏, 田原敬治, 公文富士夫, "長野県, 高野層ボーリングコア (TKN-2004) に挟在する広域テフラ層の層序と編年," *第四紀研究*, vol. 46, no. 4, pp. 305-325, 2007.
- [15] 鈴木毅彦, 早田勉, "奥会津沼沢火山から約 5 万年前に噴出した沼沢-金山テフラ," *第四紀研究*, vol. 35, no. 4, pp. 233-242, 1994.
- [16] 町田洋, 新井房夫, "広域に分布する火山灰-始良 Tn 火山灰の発見とその意義-," *科学*, vol. 46, no. 6, pp. 339-347, 1976.

- [17] 古澤明, "火山ガラスの屈折率測定および携帯分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別," *地質学雑誌*, vol. 101, no. 2, pp. 123-133, 1995.
- [18] 山野井徹, "山形でも発見された始良（鹿児島県）の火山灰," *山形応用地質*, vol. 6, p. 77, 1986.
- [19] 北川浩之, "炭素 14 年代法による高精度年代決定と編年モデル構築," *ぶんせき*, no. 2, pp. 52-57, 2014.
- [20] P. J. Reimer, E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, P. G. Blackwell, C. B. Ramsey, C. E. Buck, H. Cheng, R. L. Edwards, M. Friedrich, P. M. Grootes, T. P. Guilderson, H. Haflidason, I. Hajdas, C. Hatté, T. J. Heaton, D. L. Hoffmann, A. G. Hogg, K. A. Hughen, K. F. Kaiser, B. Kromer, S. W. Manning, M. Niu, R. W. Reimer, D. A. Richards, E. M. Scott, J. R. Southon, R. A. Staff, C. S. M. Turney and J. v. d. Plicht, "IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP," *RADIOCARBON*, vol. 55, no. 4, pp. 1869-1887, 2013.
- [21] R. A. Muller, "Radioisotope Dating with a Cyclotron," *SCIENCE*, vol. 196, no. 4289, pp. 489-494, 1977.
- [22] 文部科学省, "液体シンチレーションカウンタによる放射性核種分析方法," *放射能測定法シリーズ*, vol. 23, 1996.
- [23] 叶内敦子, "山地湿原の発達史と古環境," *植生史研究*, vol. 7, pp. 15-23, 1991.
- [24] 鈴木毅彦, 斎藤はるか, 今泉敏文, "会津盆地西部における第四紀後期テフラと会津盆地西縁断層帯の活動," *日本地理学会発表要旨集*, p. 531, 2013.
- [25] 大平明夫, "14C 年代からみた北海道北部海岸低地における完新世泥炭の平均堆積速度," *名古屋大学加速器質量分析計業績報告書*, 第 7 巻, pp. 209-220, 1995.
- [26] 眞井耕象, "石狩地域泥炭地盤の安定性について," *北海道大学工学部彙報*, vol. 6, pp. 68-96, 1952.
- [27] 眞井耕象, 北郷繁, "Vane Testing による泥炭の剪断試験," *北海道大学工学部研究報告*, vol. 16, pp. 69-88, 1957.
- [28] 宮川勇, "泥炭地の性質について-石狩泥炭はどのような工学的性質をもっているか-," *北海道開発土木試験場*, vol. 50, pp. 2-14, 1957.
- [29] 及川洋, 石川剛, "泥炭の物理化学的性質に関する一考察," *高有機質土地盤の諸問題に関するシンポジウム発表論文集*, pp. 97-100, 1993.
- [30] 小川富美子, 松本一明, "港湾地域における土の工学的諸係数の相関性," *港湾技術研究所報告*, vol. 17, no. 3, pp. 3-89, 1978.
- [31] K. Terzaghi and R. B. Peck, "Soil Mechanics in Engineering Practice SECOND EDITION," pp. 72-73, 1948.
- [32] A. W. Skempton and O. T. Jones, "Notes on the Compressibility of Clays," *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, vol. 100, pp. 119-135, 1944.