Politechnika Poznańska
Wydział Budownictwa i Inżynierii Środowiska
Instytut Inżynierii Lądowej

mgr Dorota Krawczyk

MOŻLIWOŚĆ OBIEKTYWIZACJI OZNACZANIA STOPNIA PLASTYCZNOŚCI NA PRZYKŁADZIE GLIN LODOWCOWYCH WYSTĘPUJĄCYCH NA TERENIE POZNANIA I OKOLIC

ROZPRAWA DOKTORSKA

wykonana w Zakładzie Geotechniki i Geologii Inżynierskiej
Politechniki Poznańskiej

Promotorzy: dr hab. Katarzyna Machowiak i dr inż. Andrzej Wojtasik

Poznań, 2019

PODZIĘKOWANIA

Bardzo dziękuję moim Promotorom, dr hab. Katarzynie Machowiak i dr. inż. Andrzejowi Wojtasikowi za opiekę naukową, nieocenioną pomoc merytoryczną i liczne dyskusje oraz życzliwość w czasie pisania pracy.

Dziękuję dr. inż. Sławomirowi Janińskiemu za poświęcony czas, cenne dyskusje i uwagi przy interpretacji wyników badań oraz dr. hab. Albertowi Kubzdeli za wprowadzenie mnie w temat analiz statystycznych.

Panom Wojciechowi Nowakowi, Michałowi Nowakowi, Jerzemu Nowakowi oraz Zbigniewowi Zawitowskiemu dziękuję za pomoc w badaniach laboratoryjnych, wsparcie techniczne i organizacyjne.

Dziękuję wszystkim Koleżankom i Kolegom z Zakładu Geotechniki i Geologii Inżynierskiej za okazaną pomoc i wsparcie.

Pawłowi Kaczmarkowi i Michałowi Kubiakowi dziękuję za przygotowanie próbek do badań i wykonanie analiz rentgenograficznych.

Serdecznie dziękuję Rodzinie i Przyjaciołom za to, że we mnie wierzyli i wspierali w wielu trudnych chwilach. Rodzicom, Oli i Paulinie oraz Jaśminie i Asi dziękuję za nieocenioną pomoc w opiece nad Irenką i Michalinką.

Mojemu Mężowi z całego serca dziękuję za pomoc w pobieraniu próbek gruntów oraz za nieustanne wsparcie i motywację.

SPIS TREŚCI

Spis treści **4**
Załączniki **5**
Wykaz symboli i nazw zastosowanych w pracy **6**
Streszczenie **10**
Summary **11**
1 Wstęp **12**
1.1 Cel pracy 12
1.2 Hipotezy badawcze 13
1.3 Przedmiot badań 14
1.4 Studium literatury o glinach zwałowych 16
2 Procesy glacjalne na obszarze Wielkopolski **24**
2.1 Kompleks zlodowaceń południowopolskich 25
2.2 Kompleks zlodowaceń środkowopolskich 28
2.3 Kompleks zlodowaceń północnopolskich 30
2.4 Glacitektonika na Niżu Polskim 34
3 Charakterystyka glin zwałowych zlodowacenia północnopolskiego fazy leszczyńskiej oraz glin zwałowych zlodowacenia środkowopolskiego **35**
3.1 Geneza i wykształcenie facjalne glin zwałowych fazy leszczyńskiej zlodowacenia północnopolskiego oraz glin zwałowych zlodowacenia Warty (środkowopolskiego) 35
3.2 Skład mineralno-petrograficzny, skład granulometryczny, cechy fizyczne i parametry geotechniczne badanych glin 38
4 Charakterystyka obszaru badań w świetle dotychczasowego stanu wiedzy **44**
4.1 Położenie i zagospodarowanie terenu 44
4.2 Budowa geomorfologiczna 45
4.3 Budowa geologiczna 47
4.4 Wody powierzchniowe i warunki hydrogeologiczne 52
4.4.1 Wody powierzchniowe 52
4.4.2 Warunki hydrogeologiczne 54
5 Metody badań **56**
5.1 Badania terenowe 56
5.2 Badania laboratoryjne i metody obliczeniowe 57
5.2.1 Skład granulometryczny 57
5.2.2 Skład mineralny frakcji iłowej 58
5.2.3 Skład mineralno-petrograficzny frakcji żwirowej 60
5.2.4 Wilgotność naturalna gruntu 61

5.2.5 Granice konsystencji (dyskusja nad metodyką) 62
5.2.6 Stopień plastyczności 73
5.2.7 „Nowy" wskaźnik konsystencji i „nowy" stopień plastyczności 74
6 Wyniki badań 76
6.1 Skład granulometryczny 76
6.2 Skład mineralny frakcji iłowej 80
6.3 Skład mineralno-petrograficzny frakcji żwirowej 84
6.4 Wilgotność gruntu 87
6.5 Granice konsystencji 88
6.5.1 Granica płynności 88
6.5.2 Granica plastyczności 104
6.6 Stopień plastyczności 106
6.7 Nowy wskaźnik konsystencji i nowy stopień plastyczności 116
7 Analiza uzyskanych wyników 119
7.1 Analiza podziału litostratygraficznego i przynależności facjalnej badanych glin .. 119
7.2 Porównanie wyników oznaczania granicy płynności i stopnia plastyczności standardowymi metodami laboratoryjnymi 121
7.3 Możliwość obiektywizacji oznaczania stopnia plastyczności eksperymentalnymi metodami laboratoryjnymi 131
7.4 Możliwość skrócenia czasu oznaczania stopnia plastyczności eksperymentalnymi metodami laboratoryjnymi 134
8 Wnioski 136
9 Literatura 140
10 Spis rycin i tabel 148

ZAŁĄCZNIKI

Załącznik 1. Dzienniki wiertnicze zasadniczych otworów badawczych
Załącznik 2. Protokół z badań makroskopowych próbek gruntu
Załącznik 3. Zestawienie wartości wilgotności naturalnej w_n badanych próbek gruntów
Załącznik 4. Zestawienie wartości granicy plastyczności w_{Proll} badanych próbek gruntów
Załącznik 5. Zbiorcze zestawienie wyników przeprowadzonych badań
Załącznik 6. Dzienniki laboratoryjne z oznaczania granicy płynności w penetrometrze stożkowym ($w_{Lcone80}$, $w_{Lcone60}$) i w aparacie Casagrande (w_{Lcup}) oraz obliczeń stopnia plastyczności I_L na ich podstawie
Załącznik 7. Dzienniki laboratoryjne z oznaczania nowego stopnia plastyczności I_{LN} i granicy plastyczności w penetrometrze stożkowym przy użyciu dodatkowego obciążnika (w_{PN})
Załącznik 8. Dzienniki laboratoryjne z oznaczania granicy plastyczności w penetrometrze stożkowym ($w_{Pcone80}$, $w_{Pcone60}$)

WYKAZ SYMBOLI I NAZW ZASTOSOWANYCH W PRACY

a – współczynnik empiryczny we wzorze (5.10) do obliczania wartości nowego stopnia plastyczności (I_{LN}) [-]
A – zawartość skał mało odpornych na wietrzenie we frakcji żwirowej z glin [%]
Å – angstrem (jednostka długości równa 10^{-10}m)
b – współczynnik empiryczny we wzorze (5.10) do obliczania wartości nowego stopnia plastyczności (I_{LN}) [-]
B – zawartość skał odpornych na wietrzenie we frakcji żwirowej z glin [%]
BP – (ang. *before present*) przed teraźniejszością (przed rokiem 1950)
β – współczynnik empiryczny we wzorze (5.3) do obliczania wartości granicy płynności metodą jednopunktową [-]
β_a – współczynnik empiryczny β wg ASTM D 4318-05:2000, równy 0,121 [-]
β_b – współczynnik empiryczny β wg BS 1377:1990, równy 0,092 [-]
c – spójność gruntu [kPa]
clSa – piasek z iłem (wg PN-EN ISO 14688-1:2006)
C_m – węgiel (mezozoiczny i/lub młodszy)
d – średnica zastępcza ziarn i cząstek gruntowych [mm]
d_{001} – odległość międzypłaszczyznowa w sieci krystalograficznej minerałów mierzona prostopadle do największych ścian kryształu [Å]
d_{hkl} – odległość międzypłaszczyznowa w sieci krystalograficznej minerałów [Å]
D_p – dolomity (paleozoiczne)
e – wskaźnik porowatości [-]
E_0 – moduł pierwotnego odkształcenia [kPa]
$f_ż$ – frakcja żwirowa (wg PN-86/B-02480) [%]
f_p – frakcja piaskowa (wg PN-86/B-02480) [%]
f_π – frakcja pyłowa (wg PN-86/B-02480) [%]
f_i – frakcja iłowa (wg PN-86/B-02480) [%]
F_m – konkrecje fosforytowe (mezozoiczne i/lub młodsze)
G – glina (wg PN-86/B-02480)
Gp – glina piaszczysta (wg PN-86/B-02480)
Gpz – glina piaszczysta zwięzła (wg PN-86/B-02480)
h – godzina
in. – inaczej
I_m – skały inne (mezozoiczne i/lub młodsze)
I_{CN} – wartość nowego wskaźnika konsystencji oznaczonego na podstawie badań w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g i obciążnika o ciężarze 100g (wg PN-88/B-04481) [-]
I_L – wartość stopnia plastyczności obliczona na podstawie [-]:

I_{L_2} – wartości w_n, w_{Proll} oraz $w_{Lcone60_2}$, $w_{Lcone80_2}$, $w_{LconePN_2}$ lub w_{Lcup_2}
$I_{Lcone60}$ – wartości w_n, w_{Proll} oraz $w_{Lcone60}$
$I_{Lcone60_1a}$ – wartości w_n, w_{Proll} oraz $w_{Lcone60_1a}$
$I_{Lcone60_1b}$ – wartości w_n, w_{Proll} oraz $w_{Lcone60_1b}$

$I_{Lcone60_2}$ – wartości w_n, w_{Proll} oraz $w_{Lcone60_2}$

$I_{Lcone60/60}$ – wartości w_n, $w_{Pcone60}$ oraz $w_{Lcone60}$

$I_{Lcone80}$ – wartości w_n, w_{Proll} oraz $w_{Lcone80}$

$I_{Lcone80_1a}$ – wartości w_n, w_{Proll} oraz $w_{Lcone80_1a}$

$I_{Lcone80_1b}$ – wartości w_n, w_{Proll} oraz $w_{Lcone80_1b}$

$I_{Lcone80_2}$ – wartości w_n, w_{Proll} oraz $w_{Lcone80_2}$

$I_{Lcone80/80}$ – wartości w_n, $w_{Pcone80}$ oraz $w_{Lcone80}$

$I_{LconePN}$ – wartości w_n, w_{Proll} oraz $w_{LconePN}$

$I_{LconePN_2}$ – wartości w_n, w_{Proll} oraz $w_{LconePN_2}$

I_{LN} – wartości w_n oraz I_{CN} wg wzoru 5.10; tzw. „nowy stopień plastyczności”

I_{LN}’ – wartości w_n, w_{PN} oraz $w_{Lcone80}$

I_{LN}” – wartości w_n oraz I_{CN} wg wzoru 5.10 skorygowanego do postaci wzorów 6.7 i 6.8

I_{Lcup} – wartości w_n, w_{Proll} oraz w_{Lcup}

I_{Lcup_1a} – wartości w_n, w_{Proll} oraz w_{Lcup_1a}

I_{Lcup_1b} – wartości w_n, w_{Proll} oraz w_{Lcup_1b}

I_{Lcup_2} – wartości w_n, w_{Proll} oraz w_{Lcup_2}

I_P – wartość wskaźnika plastyczności [%] (wg PN-88/B-04481)

K – zawartość skandynawskich skał krystalicznych we frakcji żwirowej z glin [%]

K^+ – kationy potasu

Kr – skandynawskie skały krystaliczne

Krz_m – krzemienie (mezozoiczne i/lub młodsze)

λ – długość fali promieniowania użytego w badaniach rentgenograficznych

$Ł_p$ – łupki paleozoiczne

min. – wartość minimalna

max. – wartość maksymalna

m_{mt} – masa parowniczki i próbki gruntu w stanie wilgotnym [g]

m_{st} – masa parowniczki i próbki gruntu w stanie suchym [g]

m_t – masa pustej parowniczki [g]

m_w – masa wody w gruncie [g]

m_s – masa suchych stałych cząstek gruntu [g]

M_0 – edometryczny moduł ściśliwości pierwotnej [kPa]

M_1 – mułowce paleogenu i górnej kredy

M_2 – mułowce neogenu

M – średnia arytmetyczna

Me – mediana

Mo – wartość modalna

n – porowatość gruntu [-]

N – liczba całkowita

N_{cup} – ilość uderzeń miseczki aparatu Casagrande [-]

O – zawartość skał osadowych we frakcji żwirowej z glin [%]

P_{80} – zagłębienie stożka penetrometru 30°/80g [mm]

P_{60} – zagłębienie stożka penetrometru 60°/60g [mm]

P_f – współczynnik plastyczności [-]

Pg – piasek gliniasty (wg PN-86/B-02480)

P_m – piaskowce mezozoiczne i młodsze
P_p – piaskowce paleozoiczne
Pt_m – konkrecje pirytowe (mezozoiczne i/lub młodsze)
P(wP) – zagłębienie stożka penetrometru (30°/80g z dodatkowym obciążnikiem 100g) odpowiadające wartości granicy plastyczności oznaczonej metodą wałeczkowania (w_{Proll}) [mm]
ρ – gęstość objętościowa gruntu [g/cm^3]
ρ_d – gęstość objętościowa szkieletu gruntowego [g/cm^3]
ρ_s – gęstość właściwa gruntu [g/cm^3]
Q_m – kwarc (mezozoiczny i/lub młodszy)
Q_p – kwarc (paleozoiczny)
R^2 – współczynnik determinacji równania regresji [-]
R_m – rogowce (mezozoiczne i/lub młodsze)
s – odchylenie standardowe
sasiCl – ił z pyłem i piaskiem (wg PN-EN ISO 14688-1:2006)
sisaCl – ił z piaskiem i pyłem (wg PN-EN ISO 14688-1:2006)
siclSa – piasek z iłem i pyłem (wg PN-EN ISO 14688-1:2006)
τ_f – wytrzymałość gruntu na ścinanie [kPa]
V_i – wskaźnik frakcji iłowej [-]
V_π – wskaźnik frakcji pyłowej [-]
w – wilgotność gruntu lub pasty gruntowej [%]
w_{18} – wilgotność pasty gruntowej, w którą końcówka (30°/80g) penetrometru stożkowego zanurza się na głębokość 18mm
w_{cone} – wilgotność pasty gruntowej przy danym zagłębieniu stożka penetrometru [%]
w_{cup} – wilgotność pasty gruntowej przy danej liczbie uderzeń miseczki aparatu Casagrande [%]
w_L – wartość granicy płynności oznaczona [%]:

w_{Lcone} – w penetrometrze stożkowym (wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009)

$w_{Lcone60}$ – w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 60°/60g (wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009)

$w_{Lcone60_1a}$ – metodą jednopunktową w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 60°/60g (wg Leroueila i Le Bihana, 1996)

$w_{Lcone60_1b}$ – metodą jednopunktową w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 60°/60g (metodą autorską)

$w_{Lcone60_2}$ – metodą dwupunktową w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 60°/60g (wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009)

$w_{Lcone80}$ – w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g (wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009)

$w_{Lcone80_1a}$ – metodą jednopunktową w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g (wg Leroueila i Le Bihana, 1996)

$w_{Lcone80_1b}$ – metodą jednopunktową w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g (wg Nagaraja i Jayadevy, 1981)

$w_{Lcone80_2}$ – metodą dwupunktową w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g (wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009)

$w_{LconePN}$ – w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g (wg PN-88/B-04481)

$w_{LconePN_2}$ – metodą dwupunktową w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g (wg PN-88/B-04481)

w_{Lcup} – w aparacie Casagrande (wg PN-88/B-04481)

w_{Lcup_1} – metodą jednopunktową w aparacie Casagrande

w_{Lcup_1a} – metodą jednopunktową w aparacie Casagrande (wg ASTM D 4318-05:2000)

w_{Lcup_1b} – metodą jednopunktową w aparacie Casagrande (wg BS 1377:1990)

w_{Lcup_2} – metodą dwupunktową w aparacie Casagrande (wg PN-88/B-04481)

$w_{Lcone=cup}$ – punkt równowartości wyników

w_n – wilgotność naturalna gruntu oznaczona metodą suszarkowo-wagową (wg PKN-CEN ISO/TS 17892-1:2009) [%]

w_P – wartość granicy plastyczności oznaczona [%]:

$w_{Pcone80}$ – na podstawie badań w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g

$w_{Pcone60}$ – na podstawie badań w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 60°/60g

w_{PN} – na podstawie badań w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g oraz obciążnika o ciężarze 100g

w_{Proll} – metodą wałeczkowania (wg PN-88/B-04481)

W – zawartość wapieni i dolomitów paleozoicznych we frakcji żwirowej z glin [%]

W_m – wapienie (mezozoiczne i/lub młodsze)

W_p – wapienie (paleozoiczne)

Φ – kąt tarcia wewnętrznego [°]

θ – kąt padania i odbłysku promieni rentgenowskich, tj. kat zawarty między padającym promieniem rentgenowskim a płaszczyznami krystalograficznymi, na których zachodzi ugięcie

STRESZCZENIE

W pracy przedstawiono wyniki badań cech fizycznych i parametrów stanu glin lodowcowych występujących na terenie Poznania i okolic. Grunty poddane analizie pochodzą ze zlodowaceń północno- i środkowopolskich. W interpretacji uzyskanych wyników uwzględniono nie tylko wiek glin lodowcowych, ale także ich wykształcenie facjalne.

Dla omawianych glin lodowcowych, stanowiących bardzo często podłoże budowlane na terenie Niżu Polskiego, wyznaczono wartość stopnia plastyczności (I_L), będącego parametrem wiodącym gruntów spoistych, wykorzystywanym powszechnie w projektowaniu geotechnicznym. W celach porównawczych wartość I_L wyznaczono przy pomocy czterech różnych standardowych metod laboratoryjnych opisanych w normie polskiej i europejskiej. Możliwość obiektywizacji, a więc uwolnienia od błędów subiektywności, sprawdzono na podstawie czterech alternatywnych metod oznaczania wartości parametru wiodącego gruntów spoistych. Przetestowano również dziesięć metod mających na celu skrócenie czasu potrzebnego na wyznaczenie omawianej wartości. Wymienione metody badań oraz ich wyniki zostały ze sobą porównane, wyznaczono zależności korelacyjne pomiędzy nimi oraz skonstruowano wzory przeliczeniowe pozwalające na zastosowanie niektórych z nich w badanych gruntach.

Ustalono, że w celu ujednolicenia zasad oznaczania wartości stopnia plastyczności na terenie całej Europy oraz uzyskiwania stabilniejszych, bardziej powtarzalnych wyników, w polskich laboratoriach geologiczno-inżynierskich należy stosować penetrometr stożkowy do wyznaczania wartości granicy płynności. Porównanie tak wyznaczonej wartości I_L z wynikami pochodzącymi z innych źródeł, np. z opracowań archiwalnych, można przeprowadzić na podstawie zależności korelacyjnych przedstawionych w niniejszej pracy. Zależności takie powinny być konstruowane dla gruntów ściśle określonych pod względem genetycznym i geograficznym. Przyspieszenie procedury oznaczania wartości granicy płynności w penetrometrze stożkowym można z powodzeniem uzyskać stosując metodę dwupunktową lub rekomendowane w niniejszej pracy metody jednopunktowe. Obiektywizacja oznaczania wartości stopnia plastyczności jest możliwa pod warunkiem uniezależnienia jej od wartości granicy plastyczności oznaczanej przy pomocy wałeczkowania. W tym celu można zastosować metodę nowego stopnia plastyczności (I_{LN}) lub wyznaczyć wartość granicy plastyczności w penetrometrze stożkowym przy użyciu dodatkowego obciążnika. Metody te nie są powszechnie wykorzystywane w praktyce, dlatego badania nad nimi powinny być kontynuowane w różnych rodzajach gruntów spoistych.

SUMMARY

This paper presents the results of research on physical properties and parameters of state of glacial clays occurring in Poznań and the surrounding area. The tested soils originate from the North and Middle Polish Glaciations. In the interpretation of the obtained results, not only the age of glacial clays was taken into account, but also their facies formation.

For the discussed glacial clays, which very often are present at foundation level in the Polish Lowlands, the value of liquidity index (I_L) was determined. The liquidity index is the leading parameter of cohesive soils, widely used in geotechnical design process. For comparison purposes, the value of I_L was determined using four different standard laboratory methods described in the Polish and European codes. The possibility of objectivization, i.e. avoiding the errors of subjectivity, was verified on the basis of four alternative methods for determining the value of the leading parameter of cohesive soils. Ten methods to reduce the time needed to determine the discussed value were also tested. These test methods and their results have been compared, the correlation relationships between them were determined and conversion formulas allowing the use of some of them in the studied areas were derived.

In order to unify the rules for determining the value of liquidity index for the whole of Europe as well as obtaining more stable and repeatable results, in Polish geological-engineering laboratories, the cone penetrometer should be used for determining the value of liquid limit. A comparison of the I_L value determined in this way with the results from other sources, e.g. from archival studies can be performed on the basis of the correlation relationships presented in this thesis. Such dependencies should be derived for soils strictly defined in genetic and geographical terms. Acceleration in the procedure for determining the value of liquid limit in a cone penetrometer can be successfully obtained using the two-point method or the single-point methods recommended in this thesis. The objectivity in determining the value of the liquidity index is possible on condition that it is independent from the value of plastic limit determined by means of the roll test. For this purpose, the new liquidity index (I_{LN}) method may be applied or the value of plastic limit in a cone penetrometer with an additional weight added may be determined. These methods are not commonly used in practice, therefore studies on them should be continued for different types of cohesive soils.

1 WSTĘP

1.1 CEL PRACY

Na terenie Wielkopolski i ogólnie Niżu Polskiego w podłożu budowlanym występują głównie grunty spoiste, będące przeważnie gruntami polodowcowymi. Wykształcenie takie związane jest z historią geologiczną tego obszaru. Na powierzchni odsłaniają się najczęściej gliny polodowcowe (zlodowaceń północno- i środkowopolskich). W związku z powyższym większość prac geotechnicznych i robót fundamentowych dotyczy podłoża zbudowanego z gruntów spoistych w postaci glin lodowcowych. Precyzyjne oznaczenie parametrów tychże gruntów oraz korelacja ich wartości wyznaczanych różnymi metodami jest zatem ważnym zadaniem współczesnej geologii inżynierskiej.

Stopień plastyczności (I_L) jest parametrem wiodącym dla gruntów spoistych. Określa on stan fizyczny w jakim znajduje się grunt oraz wykazuje wyraźne i ważne korelacje z parametrami wytrzymałościowymi podłoża (Niedzielski, Tschuschke i Wierzbicki, 2006). W polskiej praktyce inżynierskiej wykorzystuje się wartość stopnia plastyczności do wyznaczania wielu parametrów geotechnicznych metodą pośrednią, tj. na podstawie istniejących zależności korelacyjnych, a nie na podstawie wyników badań laboratoryjnych czy terenowych. Metodę tę stosuje się powszechnie dla mniej skomplikowanych obiektów budowlanych, posadowionych w mniej złożonych warunkach gruntowo-wodnych. Za pomocą tej metody wyznaczyć można takie parametry gruntu jak: gęstość objętościową (ρ), kąt tarcia wewnętrznego (Φ), spójność (c), wytrzymałość na ścinanie (τ_f) przy zadanym naprężeniu normalnym, moduł pierwotnego odkształcenia (E_0) czy edometryczny moduł ściśliwości pierwotnej (M_0). W celu wyznaczania wartości stopnia plastyczności stosuje się metody laboratoryjne i/lub terenowe.

Celem naukowym niniejszej pracy jest próba obiektywizacji i skrócenia czasu oznaczania wartości stopnia plastyczności oraz tworzenie korelacji na poziomie lokalnym (dla ściśle określonych rodzajów gruntu) pomiędzy wartościami tego parametru wyznaczanymi różnymi metodami. Zakłada się, że cel zostanie osiągnięty po zrealizowaniu następujących zadań badawczych:

1. Porównaniu laboratoryjnych metod i wyników oznaczania wartości granicy płynności (w_L) – metodą penetrometru stożkowego wg zasad polskiej normy (PN-88/B-04481. Grunty budowlane) oraz Eurokodu (PN-EN 1997-2: 2009. Eurokod 7: Projektowanie

geotechniczne) przy użyciu dwóch rodzajów stożków - 30°/80g i 60°/60g oraz aparatu Casagrande (PN-88/B-04481).

2. Sprawdzeniu możliwości oznaczenia wartości granicy plastyczności (w_P) przy użyciu penetrometru stożkowego.
3. Przetestowaniu alternatywnej metody oznaczania wartości stopnia plastyczności (I_L) z pominięciem badań granic konsystencji i ewentualnej modyfikacji tej metody.
4. Porównaniu wartości granicy płynności uzyskiwanych tzw. metodami jednopunktowymi i przetestowaniu autorskiej metody oznaczania w_L metodą dwupunktową.

Fizyczno-mechaniczne właściwości gruntów spoistych zależą przede wszystkim od ich pochodzenia, które ukształtowało strukturę i teksturę osadu, jego skład mineralno-petrograficzny oraz stopień konsolidacji. Znajomość genezy i historii geologicznej badanych glin jest ważnym elementem kompleksowej oceny tychże gruntów jako podłoża budowlanego (Myślińska, 2001). W związku z powyższym, planuje się wykonanie wymienionych zadań badawczych na trzech rodzajach gruntów spoistych różniących się od siebie wiekiem i wykształceniem facjalnym. Kolejnym z celów niniejszej pracy jest bowiem sprawdzenie czy cechy genetyczne gruntu (np. wiek, facja, skład mineralny frakcji iłowej) mają znaczący wpływ na uzyskiwane wartości parametrów geotechnicznych oraz czy zależności korelacyjne pomiędzy tymi wartościami uzyskiwanymi różnymi metodami laboratoryjnymi są podobne dla różnych rodzajów gruntu.

1.2 HIPOTEZY BADAWCZE

Zakłada się, że dla wybranych gruntów spoistych (ściśle określonych pod względem genetycznym, facjalnym), możliwe jest wyznaczenie statystycznie uzasadnionej korelacji pomiędzy stopniem plastyczności wyznaczonym różnymi metodami normowymi. Taką samą zależność można wyznaczyć pomiędzy wartością stopnia plastyczności a wartością parametru uproszczonego, którego procedura oznaczania jest mniej subiektywna i daje stabilniejsze wyniki. Przyjmuje się również, że wspomniane zależności korelacyjne różnią się w zależności od rodzaju badanego gruntu (jego wieku, facji, w której został wykształcony, cech strukturalno-teksturalnych).

Można ponadto oczekiwać, że dla omawianych gruntów istnieje możliwość opracowania nowej, wolnej od błędu subiektywności, metody oznaczania granicy plastyczności. Ostatecznie zakłada się, że w celu skrócenia czasu potrzebnego na

przeprowadzenie testu przy zachowaniu odpowiedniej precyzji w badaniach laboratoryjnych procedurę oznaczania granicy płynności da się uprościć.

1.3 PRZEDMIOT BADAŃ

Przedmiotem badań są północnopolskie gliny lodowcowe fazy leszczyńskiej oraz środkowopolskie gliny lodowcowe, jako grunty, które mają wychodnie na stosunkowo dużym obszarze Wielkopolski, a co za tym idzie często stanowią podłoże budowlane. Teren badawczy stanowi północna część miasta Poznania i jej okolice.

Omawiane gliny północnopolskie wg polskiej normy (PN-86/B-02480. Grunty budowlane) wykształcone są w postaci glin piaszczystych (***Gp***), rzadziej piasków gliniastych (***Pg***) i glin piaszczystych zwięzłych (***Gpz***). Według europejskiego systemu normalizacyjnego (PN-EN ISO 14688-1:2006. Badania geotechniczne) zaliczane są natomiast do iłów z piaskiem i pyłem (***sisaCl***), iłów z pyłem i piaskiem (***sasiCl***) i piasków z iłem i pyłem (***siclSa***). Charakterystyczną cechą omawianych gruntów jest silne spiaszczenie (zawartość frakcji piaszczystej wynosi ok. 52÷73% wg PN-86/B-02480 i ok. 47÷69% wg PN-EN ISO 14688-1:2006) oraz niewielka domieszka frakcji żwirowej w każdej próbce (średnio nieco powyżej 4% wg PN-86/B-02480 i PN-EN ISO 14688-1:2006). Omawiane gliny zaliczane są głównie do gruntów średnio spoistych, ale również do mało i zwięzło spoistych, w których zawartość frakcji iłowej waha się w granicach ok. 8÷21% (Rozdz. 6.1; Zał. 5). Głównymi składnikami ilastymi glin najmłodszego zlodowacenia są illit, kaolinit oraz minerały mieszanopakietowe typu smektyt/illit, odznaczające się niską i średnią hydrofilnością. We frakcji iłowej omawianych gruntów stwierdzono również występowanie cząstek kwarcu (Rozdz. 6.2). Wilgotność naturalna badanych glin mieści się w zakresie 12÷17% (Rozdz. 6.4; Zał. 3). Występują one głównie w stanie plastycznym, rzadziej twardoplastycznym (wartość stopnia plastyczności oznaczonego wg PN-88/B-04481 wynosi 0,18÷0,43) (Rozdz. 6.6; Zał. 5 i 8).

Na omawianym terenie badań, gliny najmłodszego zlodowacenia tworzą wyraźnie dwudzielny kompleks. Grunty położone od powierzchni terenu do około 4 - 5 m p.p.t. są żółtobrązowe (Ryc. 1.1), o strukturze pseudowarstwowej (warstwowanie manifestuje się w formie soczewek, smug i przewarstwień piaszczystych i pylastych o barwie szarej), natomiast głębiej do około 7 - 9 m p.p.t. mamy do czynienia z glinami barwy brunatnej (Ryc. 1.1), o strukturze masywnej, homogenicznej. Badania wykazały, że można je zaliczyć odpowiednio do glin ablacyjnych i bazalnych. Przesłanką świadczącą o przynależności facjalnej badanych gruntów jest m.in. skład mineralno-petrograficzny frakcji żwirowej. W glinach ablacyjnych dominuje materiał z dalekiego transportu, a więc głównie fragmenty skał skandynawskich.

W glinach bazalnych mamy do czynienia z większą ilością skał pochodzenia lokalnego, co jest wytłumaczalne, ze względu na sposób transportu materiału subglacjalnego (Rozdz. 6.3).

Gliny środkowopolskie (tzw. „gliny szare") wg polskiej normy (PN-86/B-02480) wykształcone są w postaci glin piaszczystych (***Gp***), rzadziej piasków gliniastych (***Pg***). Natomiast wg europejskiego systemu normalizacyjnego (PN-EN ISO 14688-1:2006) zaliczane są one do iłów z piaskiem i pyłem (***sisaCl***), a niekiedy do piasków z iłem i pyłem (***siclSa***). Podobnie jak grunty młodsze gliny środkowopolskie charakteryzują się niewielką domieszką frakcji żwirowej we wszystkich próbkach (średnio nieco powyżej 4% wg PN-86/B-02480 i PN-EN ISO 14688-1:2006) oraz ilościową dominacją frakcji piaszczystej (ok. 63÷67% wg PN-86/B-02480 i ok. 58÷63% wg PN-EN ISO 14688-1:2006). Grunty te są natomiast bardziej jednorodne pod względem zawartości frakcji iłowej (9÷16%) (Rozdz. 6.1; Zał. 5). Głównymi składnikami zawartymi we frakcji najdrobniejszej są illit, kaolinit i chloryt pęczniejący (Rozdz. 6.2). Wilgotność naturalna glin środkowopolskich jest nieco niższa od wilgotności glin młodszego zlodowacenia i wynosi ok. 12÷15% (Rozdz. 6.4; Zał. 3). Znacznie wyższe są tu natomiast wartości stopienia plastyczności (od 0,24 do 0,63) (Rozdz. 6.6; Zał. 5 i 8), co oznacza, że omawiane gliny szare znajdują się w stanie plastycznym i miękkoplastycznym, rzadziej twardoplastycznym (PN-86/B-02480). Gliny środkowopolskie występujące na badanym terenie mają barwę ciemnoszarą (Ryc. 1.1), są homogeniczne, masywne, bez jakichkolwiek przewarstwień czy soczew.

W związku z podanym rozpoznaniem geologicznym zakłada się prowadzenie badań w podziale na gliny północnopolskie (ablacyjne i bazalne) oraz gliny środkowopolskie. Podczas wieloaspektowych badań stopnia plastyczności wyniki uzyskane z tychże glin stanowić będą trzy osobne zbiory danych.



Ryc. 1.1 Próbki glin podczas badań makroskopowych, od lewej: żółtobrązowa, warstwowana północnopolska glina ablacyjna; brunatna północnopolska glina bazalna; szara glina środkowopolska

1.4 STUDIUM LITERATURY O GLINACH ZWAŁOWYCH

W okresie od około 1 400 000 do 11 800 lat BP, czyli w okresie tzw. plejstocenu na półkuli północnej naszego globu rozwinęło się globalne zlodowacenie (Benn i Evans, 2014). Północna część Eurazji, teren dzisiejszej Kanady i Grenlandia zostały pokryte lądolodem o przeciętnej miąższości 500÷1000m, dochodzącej do 2500m w jego centralnej części. Pokrywa lodowa cyklicznie rozrastała się (w okresie zwanym glacjałem) i kurczyła podczas tzw. interglacjału. W początkowej fazie glacjału następowało szybkie ochładzanie klimatu wiążące się z obfitymi opadami śniegu, który nie topniał w ciągu lata, lecz gromadził się i rekrystalizował w lód lodowcowy. Ten pod własnym ciężarem rozpływał się na wszystkie strony zajmując coraz to większy obszar. Proces ten nazywany jest transgresją, czy też awansem lądolodu. Po okresie postoju, czoło lądolodu mogło oscylować kilkakrotnie, by w ostatniej fazie ulec regresji i wycofać się z zajętych obszarów. Kolejno następował interglacjał, czyli okres międzylodowcowy oddzielający dwa glacjały, w którym wskutek ocieplenia powierzchnia lądolodu ustępowała z danego obszaru (deglacjacja), ale nie zanikała zupełnie. Lądolody zmieniły znacząco budowę geomorfologiczną i geologiczną terenu, na którym się znajdowały (Benn i Evans, 2014).

Akumulacyjna działalność lądolodów polegała na osadzaniu zawartych w nich mas skalnych na terenach, z których się wycofywały. Stąd na obszarach polodowcowych występują m.in. gliny morenowe (bazalne, spływowe, wytopieniowe), piaski i żwiry sandrowe, iły zastoiskowe, głazy narzutowe (Wiłun, 2001). Gliny morenowe (lodowcowe, zwałowe) są to osady powstałe wskutek glacjalnego transportu rozdrobnionego materiału mineralnego i skalnego oraz jego depozycji przez lód lodowcowy przy udziale grawitacji i/lub tarcia, z ograniczonym udziałem wód roztopowych (Stankowski, 1996). Grunty te są bezsprzecznie najbardziej typową i najszerzej rozprzestrzenioną na półkuli północnej plejstoceńską formacją osadową pochodzenia lodowcowego kontynentalnych zlodowaceń okresu neogenu (Liszkowski, 1996). Są one ponadto podstawowym i jedynym utworem świadczącym o obecności lądolodu w miejscu gdzie się znajdują (Kenig, 2009).

W masie lodu, z którego zbudowany jest lądolód uwięzione są ogromne ilości cząstek i ziarn mineralnych oraz kamieni i bloków skalnych. Jest to tzw. ładunek detrytyczny lodu lodowcowego, który formuje się poprzez:

- opadanie materiału na powierzchnię lodu (wietrzenie, ruchy masowe, akumulacja eoliczna),

- inkorporowanie materiału w obręb poruszającego się lodu w wyniku procesów subglacjalnych (detersja[1], detrakcja[2], egzaracja[3], eworsja[4]) (Stankowski, 1996).

Ładunek detrytyczny może być transportowany na powierzchni lądolodu, a więc w pozycji supraglacjalnej, wewnątrz masy lodu – mówi się wówczas o materiale inglacjalnym lub pod stopą lodowca kontynentalnego – subglacjalnie. Rozdrobniony materiał mineralny i skalny, o którym mowa, jest nie tylko transportowany przez lądolód, ale może być też z niego wydzielany i deponowany na powierzchni terenu. Wydzielanie to może odbywać się zarówno w czasie transgresji lądolodu, jego stagnacji, jak i regresji. Ładunek detrytyczny może być ponadto składany pod stopą lądolodu lub przed jego czołem. Wyróżnia się więc typy genetyczne glin (tzw. facje) zależne od pozycji materiału morenowego w trakcie transportu lodowcowego oraz od miejsca złożenia tego materiału względem masy lodu (Benn i Evans, 2014; Bennet i Glasser, 2009; Boulton, 2006; Kenig i Marks, 2001; Lindner i Ruszczyńska-Szenajch, 1977; Liszkowski, 1996; Mojski, 1968; Mojski i Rzechowski, 1967; Ruszczyńska-Szenajch, 1998; Rzechowski, 1969; Stankowska i Stankowski, 1984; Stankowski, 1996) (Ryc. 1.2):

- subglacjalne **gliny bazalne** (in. denne, podlodowcowe)
    - subfacja glin z odłożenia (in. z nakładania, odłożeniowe, ang. *lodgement till*)
    - subfacja glin z wytopienia (in. wytopieniowe, ang. *sub-glacial melt-out till*)
- supraglacjalne i inglacjalne **gliny ablacyjne** (in. na- lub nadlodowcowe)
    - subfacja glin spływowych (in. ze spływania, ang. *flow till*)
    - subfacja glin z wytopienia (in. wytopieniowe, ang. *melt-out till*)
- subglacjalne **gliny deformacyjne** (ang. *deformation till*) (Kenig, 2009).

Subglacjalne **gliny bazalne** nazywane były też glinami „aktywnego lodu" (Ruszczyńska-Szenajch, 1998), gdyż powstają w trakcie transgresji lądolodu. Tworzą się w środowisku lądowym na skutek odkładania materiału skalnego transportowanego pod stopą (podstawą) nasuwającego się lodowca kontynentalnego. W środowisku tym zachodzą dwa rodzaje glacjalnych procesów akumulacyjnych: odkładanie (ang. *lodgement*) i wytapianie pod ciśnieniem (ang. *sub-glacial meltout*). Odkładanie jest procesem, w którym dużą rolę odgrywa

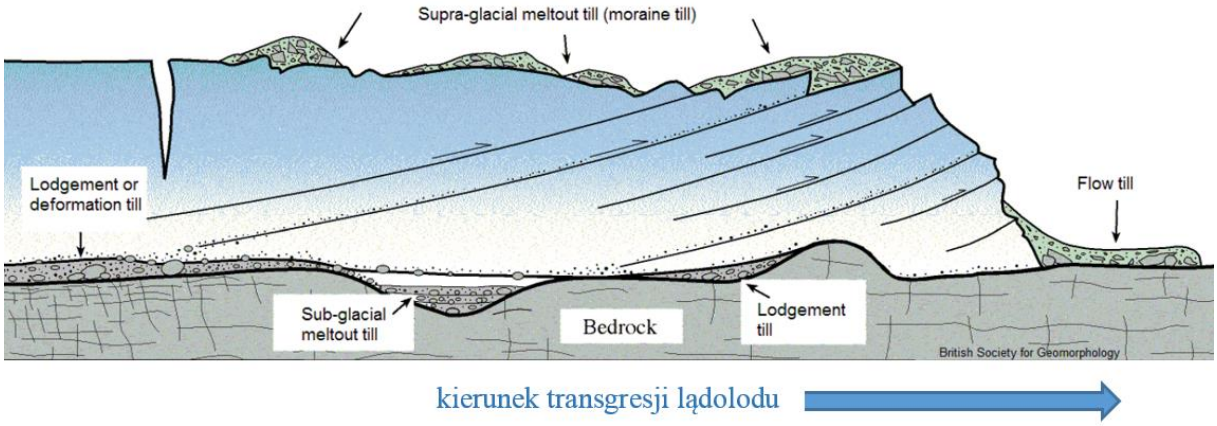
[1] detersja - jeden z trzech procesów erozji glacjalnej, polegający na wygładzaniu rzeźby terenu przez transportowany w stopie lądolodu materiał morenowy

[2] detrakcja - jeden z trzech procesów erozji glacjalnej, podczas którego dochodzi do wyrywania, wydzierania przez lądolód okruchów i bloków skalnych z podłoża poprzez działalność mechaniczną i zamróz

[3] egzaracja - jeden z trzech procesów erozji glacjalnej, tłumaczony jako zdzieranie

[4] eworsja - niszczący wpływ ruchu wirowego wody płynącej (pod lądolodem lub w szczelinach lodowcowych)

tarcie - materiał skalny jest uwalniany z lodu, gdy siła tarcia przewyższy siłę trakcyjną lądolodu (Boulton, 2006). Proces subglacjalnego wytapiania odbywa się natomiast w warunkach nawodnienia środowiska pod stopą lodowca kontynentalnego (Clarke, Hughes i Hashemi, 2008). Zasadniczo przyjmuje się, że na drodze procesów subglacjalnych mogą powstać pokłady glin znacznej miąższości (Boulton, 2006), jednakże według niektórych badaczy (Hart, 1995) procesy akumulacji podlodowcowej nie mają znaczącego udziału w powstawaniu glin.



Ryc. 1.2 Przekrój poprzeczny przez czoło lądolodu wraz z miejscami tworzenia się glin morenowych poszczególnych facji i subfacji (Bennet i Glasser, 2009). Objaśnienia terminologii angielskiej w tekście.

Warunki termiczno-ciśnieniowe pod nasuwającym się lodem zmieniały się ze sprzyjających przymarzaniu materiału detrytycznego do stopy lądolodu (czyli erozji lodowcowej *sensu stricto*), aż do sprzyjających wytapianiu z lodu (czyli depozycji lodowcowej *sensu stricto*) (Ruszczyńska-Szenajch, 1983). W warunkach pośrednich, kiedy w danej strefie nie zachodziła ani erozja ani depozycja, istniał tylko transport glacjalny. Proces ten, znany w literaturze światowej jako *sub-glacial sliding* (Benn i Evans, 2014; Evans, Philips, Hiemstra i Auton, 2006; Piotrowski i Tulaczyk, 1999), może powodować powstawanie „wypolerowanych" powierzchni podłoża lądolodu (Hindmarsh, 1996), które obserwuje się w dzisiejszych pokładach osadów glacjalnych, jako tzw. wewnątrzglinowe powierzchnie oddzielności. Skutkiem stale zmieniającego się reżimu termiczno-ciśnieniowego pod transgredującym lądolodem jest zaleganie w jednym poziomie stratygraficznym (w obrębie tego samego ogniwa sedymentacyjnego) glin zaliczanych do dwóch różnych subfacji:

- subfacji subglacjalnych **glin z odłożenia** (ang. *lodgement tills*) (Ryc. 1.2) - gliny o masywnej (homogenicznej) budowie (Tab. 1.1) wzbogaconej w struktury deformacyjne, tj. płaszczyzny ślizgowe, fałdy zgodne z kierunkiem ruchu lodu, czy też ścięcia (Stankowski, 1996). Gliny tego typu wykazują często budowę warstwową (powierzchnie oddzielności pomiędzy warstwami masywnej gliny będące zapisem przerw w sedymentacji na skutek zmiany reżimu termicznego pod stopą lądolodu)

(Ruszczyńska-Szenajch, 1983). W obrębie warstw masywnej gliny obserwuje się również synsedymentacyjne zmiany tektoniczne – najczęściej fałdy wleczone i przewrócone oraz struktury ze ścinania powstałe na skutek przemieszczania różnych części tej samej gliny względem siebie pod przesuwającą się stopą lądolodu (Ruszczyńska-Szenajch, 1998). Jest to osad zwarty, o niskiej porowatości i wysokiej spoistości (podwyższonej zawartości frakcji ilastej) charakteryzujący się wysokim stopniem konsolidacji (Tab. 1.1), który wynika z długotrwałego, często wielokrotnego, obciążenia przez lądolód (Liszkowski, 1996).

Tab. 1.1 Wybrane cechy litogenetyczne facji i subfacji glin morenowych (za Liszkowskim, 1996; zmieniona)

Facje:		***bazalne***		***ablacyjne***	
Subfacje:		***gliny z odłożenia***	***gliny z wytapiania***	***gliny z wytapiania***	***gliny spływowe***
podwyższona zawartość frakcji iłowej (względem glin innych facji)		+	+	-	-
obniżona zawartość frakcji iłowej (względem glin innych facji)		-	-	+	+
orientacja dłuższych osi klastów:	podłużna (zgodna z kierunkiem ruchu lodu)	+	-	-	-
	podłużna i poprzeczna (zgodna i prostopadła do kierunku ruchu lodu)	-	+	-	-
struktura masywna, homogeniczna		+	+	-	-
struktura warstwowa (warstwowanie zmienne, nieciągłe)		-	+/-	+	+
występowanie poziomów kamienistych		+	słabo wyrażone	słabo wyrażone	-
wysoki wskaźnik konsolidacji (OCR>1)		+	+/-	-	-
niska porowatość		+	+	-	-

Spąg tak utworzonych glin stanowią często bardzo wyrównane powierzchnie niezgodne względem podłoża, gdyż osady przedlodowcowe były w pierwszej kolejności egzarowane przez lądolód, a następnie przykrywane materiałem glacjalnym (Ruszczyńska-Szenajch, 1998; Ehlers i Stephan, 1979; Stankowski, 1996) (Ryc. 1.3). W spągu glin z odłożenia możliwe jest zatem występowanie cienkiej warstwy ślizgowej wzbogaconej we frakcję pyłową, przejawów inkorporacji materiału podłoża, drobnych fałdów wleczonych, żeber gliniastych czy stref mylonityzacji (Stankowski, 1996). W obrębie omawianych glin występują często poziomy kamieniste. Na powierzchni

górnej i dolnej pojedynczych kamieni i głazów stwierdzić można niejednokrotnie rysy lodowcowe, zgodne z orientacją najdłuższych osi klastów, wskazujące kierunek ruchu lodowca (Stankowski, 1996). Ponadto kamienie i głazy mogą koncentrować się w spągowej części pokładu glin z odkładania, ponieważ podlegają one najsilniejszemu tarciu, a więc są odkładane w początkowej fazie depozycji (Boulton, 1975). Charakterystyczne jest też istnienie w utworach tej subfacji sedymentacyjnych struktur kierunkowych, w postaci ułożenia dłuższych osi frakcji kamienistej i głazowej równolegle do kierunku przesuwania się lodu. W glinie tej występują także spękania (cios niemal pionowy i poziomy), niekiedy tendencja do bloczkowej łupliwości powstałej w wyniku odprężeń po wytopieniu lodu (Stankowski, 1996);



Ryc. 1.3 Przykład równego spągu gliny z odłożenia spoczywającej na piaskach w odsłonięciu kopalni Bełchatów (Ruszczyńska-Szenajch, 1998)

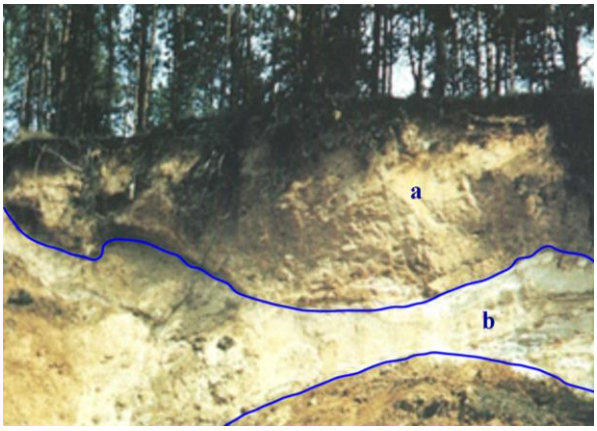


Ryc. 1.4 Przykład zaburzeń typu plastycznego w subglacjalnych glinach wytopieniowych (Ruszczyńska-Szenajch, 1998)

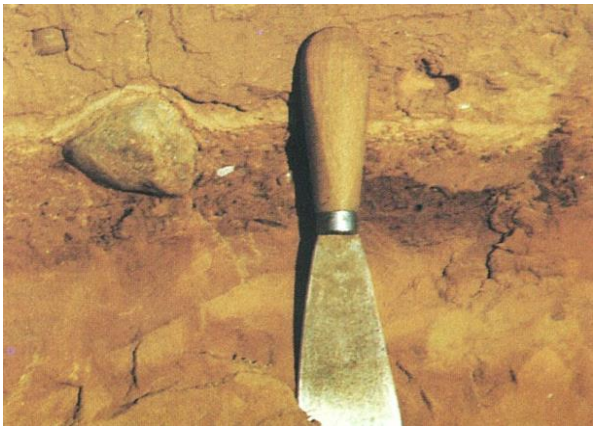
- subfacji subglacjalnych **glin z wytopienia** (Ryc. 1.2) powstających w wyniku topienia dolnej części lodu lodowcowego, co powoduje mieszanie się świeżo akumulowanej gliny z materiałem podłoża, a w konsekwencji liczne zaburzenia typu plastycznego w jej pokładzie (Ryc. 1.4) (Ruszczyńska-Szenajch, 1998). Tekstura omawianych glin jest masywna, homogeniczna, lecz poprzecinana przewarstwieniami i soczewami piasków, czy żwirów. Brak jest w niej spękań z odprężenia (Liszkowski, 1996). Struktury kierunkowe (ułożenie dłuższych osi fragmentów skalnych frakcji kamienistej i głazowej zgodnie z kierunkiem ruchu lądolodu) są tu mniej wyraźne, a stopień kompakcji niższy niż w glinach z odłożenia (Ruszczyńska-Szenajch, 1998). Gliny omawianej subfacji, podobnie jak gliny z odłożenia, cechują się podwyższoną zawartością frakcji iłowej, gdyż intensywność procesu przemywania była niewielka.

Supraglacjalne **gliny spływowe** (Ryc. 1.2) powstają w trakcie postoju lądolodu poprzez topnienie powierzchni lodu i tworzenie się na niej błota morenowego, a następnie

„spływanie” na powierzchnię terenu materiału skalnego i mineralnego, który był transportowany w pozycji supraglacjalnej. Oznacza to, że ładunek detrytyczny będący najczęściej mieszaniną wielu frakcji podlega przemieszczeniom grawitacyjno-spływowym poprzedzającym ostateczną depozycję (Lawson, 1997). Sedymentacja zachodzi na krawędzi lądolodu. Gliny spływowe stanowią przeważnie najmłodsze ogniwo w profilu sedymentacyjnym danego poziomu gliny lodowcowej. Występują wtedy powyżej, ale mogą też występować obocznie w stosunku do facji glin z odłożenia i/lub z wytopienia. Często jednakże gliny te występują samodzielnie i w wielu przypadkach współwystępują z osadami wodnolodowcowymi (Ruszczyńska-Szenajch, 1998). Od osadów typowo glacifluwialnych różnią się sposobem powstania, gdyż podlegały przede wszystkim transportowi grawitacyjnemu - tak je zdefiniował odkrywca plejstoceńskich glin spływowych Hartshorn (1958). Gliny spływowe bywają podobne do osadów wodnolodowcowych ze względu na zawartość wkładek piaszczystych, ale Kasprzak i Kozarski (1984) dowodzą, że są one formą nabytą od wód wysiękowych, a nie glacifluwialnych. Spągi takich glin stanowią najczęściej kontakt depozycyjny utworzony poprzez wyścielenie nierówności podłoża. Powierzchnia spągowa jest zatem nierówna i niejednokrotnie wzbogacona w płytkie struktury typu obciążeniowego i fałdy grawitacyjne (Ryc. 1.5) (Stankowski, 1996).



Ryc. 1.5 Współwystępowanie glin spływowych (a) z osadami fluwioglacjalnymi (b), nierówna powierzchnia spągowa glin (Ruszczyńska-Szenajch, 1998)



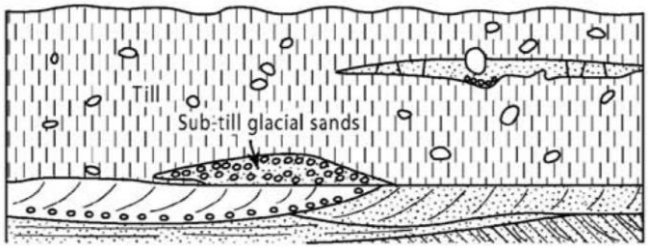
Ryc. 1.6 Cienka (jasnożółta) warstwa drobnego piasku w spągu gliny wytopieniowej otulająca symetrycznie głaz (Ruszczyńska-Szenajch, 1998)

Gliny spływowe wykazują wyraźną strefowo-warstwową różnorodność uziarnienia oraz zróżnicowaną mikro- i makrostrukturę (częste przemycia, fałdy grawitacyjne, struktury grzęźnięcia, pseudowarstwową budowę) (Stankowski, 1996). Charakterystyczne są też syngenetyczne wkładki i przewarstwienia piaszczyste i/lub żwirowe (Zieliński i Van Loon, 1996), natomiast nie występują w nich poziomy kamieniste. Brak tu struktur związanych z kierunkiem ruchu lodowca (np. ukierunkowania wydłużonych głazików). Jeśli występuje jakiekolwiek ukierunkowanie to odzwierciedla ono lokalny kierunek spływu masy gliniastej po

jej wytopieniu z lodu (większe głazy mogą przybierać nawet pozycję pionową na skutek przemieszczania się w dół w obrębie przemieszczającej się masy gliniastej). Spękania w pokładach omawianych glin są poziome i powstają w wyniku okresowego zamarzania, stopnień ich konsolidacji jest niski, a „ilastość" obniżona (Liszkowski, 1996).

Supraglacjalne i inglacjalne **gliny wytopieniowe** powstają w czasie regresji lądolodu na skutek topnienia i/lub sublimacji lodu lodowcowego (Ryc. 1.9). Powolnemu wytapianiu ulega wówczas główna masa wycofującego się lądolodu lub pozostawione przez niego bryły martwego, stagnującego lodu (Ryc. 1.2). Następuje wówczas odkładanie zawartego w lodzie materiału morenowego bez znacznego przemieszczania (bez znacznego udziału transportu wodnego, gdyż woda jest stopniowo odsączana). Proces ten nazywa się czasami „bierną depozycją", gdyż polega on na zanikaniu środowiska transportu, co umożliwia zachowanie w osadzie struktur nabytych w trakcie transportu wewnątrz lodu, czyli struktur glacjodynamicznych (Lundqvist, 1989; Shaw, 1989). Gliny wytopieniowe tworzą zazwyczaj stosunkowo regularne poziomy, mogą występować łącznie z glinami bazalnymi w jednym poziomie stratygraficznym tworząc przeważnie młodsze (górne) ogniwo sedymentacyjne (Boulton, 1971). Gliny tego typu charakteryzują się masywną budową odzwierciedlającą generalny charakter rozkładu materiału w lodzie. Poprzecinane są zwykle wkładkami osadów glacjofluwialnych w formie soczewek i przewarstwień gruntów niespoistych z zachowanym pierwotnym warstwowaniem (Ryc. 1.7 i 1.8) (Stankowski, 1996). Są to piaski i żwiry, które zalegały w szczelinach lodowych lub były transportowane przez wody płynące kanałami w jeszcze częściowo przemarzniętej masie lodowo-morenowej (Ruszczyńska-Szenajch, 1991). Charakterystyczną strukturą tego typu mogą być ugięcia warstewek, przeważnie piaszczystych, otulających symetrycznie większe fragmenty skalne. Powstanie ich przypisuje się powolnemu osiadaniu materiału morenowego na skutek odsączania wody z topniejącego lodu (Dreimanis, 1988; Piotrowski, 1992; Piotrowski, Larsen, Menzies i Wysota, 2006) (Ryc. 1.6). Gliny wytopieniowe odznaczają się bardzo zróżnicowanym uziarnieniem, lecz ich tekstura nie jest zupełnie bezładna, tak jak w przypadku glin z odłożenia. Zaznacza się tu wewnętrzna strefowość semiwarstwowa podstawowych składników spowodowana faktem, że w trakcie wytapiania większe ziarna czy kamienie opadały szybciej na powierzchnię terenu. Proces ten prowadzi również do powstania słabo wyrażonych poziomów kamienistych (Stankowski, 1996). Obniżona „ilastość" (najdrobniejsza frakcja mogła zostać częściowo wypłukana przez wody roztopowe), znaczne zagęszczenie, przy braku spękań z odprężenia i łupliwości bloczkowej to cechy odróżniające gliny wytopieniowe od glin z nakładania (Liszkowski, 1996). Gliny wytopieniowe cechują się też mniejszym stopniem kompakcji niż gliny bazalne ze

względu na możliwość występowania większych przestrzeni porowych po odsączeniu wody ze stopniałego lodu (Ruszczyńska-Szenajch, 1998). Spąg facji wytopieniowej jest wyraźny, lecz w odróżnieniu od facji bazalnej stanowi granicę depozycyjną (brak śladów inkorporacji materiału podłoża, żeber gliniastych, czy stref mylonityzacji) (Stankowski, 1996).



Ryc. 1.7 Schematyczny diagram przedstawiający cechy charakterystyczne glin wytopieniowych: masywną budowę, soczewki warstwowanych utworów fluwioglacjalnych w pozycjach pod- i wewnątrzglinowych oraz stosunkowo wyrównany spąg (Shaw, 1983)



Ryc. 1.8 Wewnątrzglinowa soczewka piasków fluwioglacjalnych w glinie facji *meltout* (Evans, 2006)



Ryc. 1.9 Tworzenie się glin facji wytopieniowej na terenie współcześnie zlodowaconym, Athabasca Glacier, Kanada (Bennet i Glasser, 2009)

W niektórych źródłach literaturowych (Ruszczyńska-Szenajch, 1998) dla odróżnienia subglacjalnych glin wytopieniowych powstających w czasie transgresji lądolodu od glin wytopieniowych supra- i inglacjalnych tworzących się na skutek regresji te pierwsze nazywa się glinami miękkiego odkładania (ang. *soft-lodgement*). Podejście to podkreśla przynależność tych glin do facji bazalnej. Analogicznie bazalne gliny z odłożenia nazywane są wówczas osadami twardego odkładania (ang. *hard-lodgement*). Angielską nazwę *meltout till* pozostawia się w tym podejściu jedynie dla glin powstających podczas topnienia lądolodu.

Subglacjalne **gliny deformacyjne** powstają przez wymieszanie pierwotnych osadów morenowych różnego typu z materiałem podłoża. Najczęściej termin ten stosowany jest w odniesieniu do poziomów gruntowych zaburzonych glacitektonicznie i występujących w spągu bardziej jednolitych glin lodowcowych (Ryc. 1.2).

2 PROCESY GLACJALNE NA OBSZARZE WIELKOPOLSKI

Lodowiec kontynentalny kilkakrotnie pokrył obszar Polski. Najczęściej przyjmuje się, że było osiem zlodowaceń oddzielonych siedmioma interglacjałami (Lindner, Dzierżek, Lamparski, Marks i Nitychoruk, 1995). Epokę plejstocenu w polskim podziale stratygraficznym dzieli się na tzw. kompleksy zlodowaceń. W tradycyjnym ujęciu wyróżnia się cztery kompleksy glacjalne oraz jeden kompleks interglacjalny w trakcie, którego rozwinęło się zlodowacenie, natomiast w podejściu nowatorskim plejstocen glacjalny dzielony jest na trzy kompleksy zlodowaceń (Tab. 2.1) (Lindner, 1992b; Stankowski, 1996; Ber, Lindner i Marks, 2007; Lindner i Marks, 2008).

Największy zasięg miały zlodowacenia południowopolskie. Masy lądolodu pokryły całą Polskę, zatrzymały się dopiero na linii Karpat. Jednocześnie w Tatrach i Sudetach tworzyły się lodowce górskie. Młodsze zlodowacenia miały mniejsze zasięgi, ale to właśnie one ukształtowały urozmaiconą powierzchnię naszego kraju (Ryc. 2.1) (Stankowski, 1996b).

Tab. 2.1 Podział stratygraficzny plejstocenu glacjalnego Polski (obszar pozakarpacki) (Lindner, 1992b; Stankowski, 1996; Ber et al., 2007; Lindner i Marks, 2008)

Podział „**nowszy**” wg: Bera et al., 2007; Lindnera i Marksa, 2008		Podział „**starszy**” wg: Lindnera, 1992b; Stankowskiego, 1996	
Kompleks zlodowaceń północnopolskich	Zlodowacenie **Wisły** ok. 11 800 ÷ 115 000 lat BP	***Kompleks zlodowaceń północnopolskich***	Zlodowacenie **Wisły** ok. 10 000 ÷ 115 000 lat BP
	Interglacjał eemski ok. 115 000 ÷ 130 000 lat BP		*Interglacjał eemski* ok. 115 000 ÷ 150 000 lat BP
Kompleks zlodowaceń środkowopolskich	Zlodowacenie **Odry** ok. 130 000 ÷ 210 000 lat BP	***Kompleks zlodowaceń środkowopolskich***	Zlodowacenie **Warty** ok. 150 000 ÷ 200 000 lat BP
	Interglacjał lubelski (lubawski) ok. 210 000 ÷ 230 000 lat BP		*Interglacjał lubelski (lubawski, Grabówki, Pilicy)* ok. 200 000 ÷ 250 000 lat BP
	Zlodowacenie **Krzny** ok. 230 000 ÷ 330 000 lat BP		Zlodowacenie **Odry** ok. 250 000 ÷ 310 000 lat BP
	Interglacjał Zbójna ok. 330 000 ÷ 360 000 lat BP	***Interglacjał wielki***	*Interglacjał Zbójna* ok. 310 000 ÷ 360 000 lat BP
	Zlodowacenie **Liwca** ok. 360 000 ÷ 400 000 lat BP		Zlodowacenie **Liwca** ok. 360 000 ÷ 400 000 lat BP
	Interglacjał mazowiecki ok. 400 000 ÷ 420 000 lat BP		*Interglacjał mazowiecki* ok. 400 000 ÷ 420 000 lat BP
Kompleks zlodowaceń południowopolskich	Zlodowacenie **Sanu II** ok. 420 000 ÷ 500 000 lat BP	***Kompleks zlodowaceń południowopolskich***	Zlodowacenie **Sanu II** ok. 420 000 ÷ 500 000 lat BP
	Interglacjał ferdynandowski ok. 500 000 ÷ 640 000 lat BP		*Interglacjał ferdynandowski* ok. 500 000 ÷ 560 000 lat BP
	Zlodowacenie **Sanu I** ok. 640 000 ÷ 700 000 lat BP		Zlodowacenie **Sanu I** ok. 560 000 ÷ 630 000 lat BP
	Interglacjał Kozi Grzbiet ok. 700 000 ÷ 760 000 lat BP		*Interglacjał małopolski (przasnyski)* ok. 630 000 ÷ 690 000 lat BP
	Zlodowacenie **Nidy** ok. 760 000 ÷ 860 000 lat BP		Zlodowacenie **Nidy** ok. 690 000 ÷ 730 000 lat BP
	Interglacjał augustowski ok. 860 000 ÷ 1 150 000 lat BP	***Kompleks zlodowaceń najstarszych***	*Interglacjał podlaski* ok. 730 000 ÷ 820 000 lat BP
	Zlodowacenie **Narwi** ok. 1 150 000 ÷ 1 400 000 lat BP		Zlodowacenie **Narwi** ok. 820 000 ÷ 950 000 lat BP

2.1 KOMPLEKS ZLODOWACEŃ POŁUDNIOWOPOLSKICH

Kompleks zlodowaceń południowopolskich interpretowany jest jako długi okres z poważnymi fluktuacjami klimatu wyrażonymi szeregiem zlodowaceń i faz braku zjawisk lodowych trwający od około 1 400 000 do około 420 000 lat BP (Ber et al., 2007).

Zlodowacenie Narwi (Tab. 2.1) jest najstarszym piętrem zimnym zlodowaceń południowopolskich (Lindner i Marks, 2008). Wcześniej uważano (Lindner i Marks, 1995), że w czasie maksymalnego zasięgu czoło lądolodu tego zlodowacenia sięgało po północne przedpole Wyżyny Lubelskiej, rejon ujścia Pilicy do Wisły i okolice Płocka, skąd wyginało się ku północy w stronę Doliny Dolnej Wisły tworząc lob podlasko-litewski (Ryc. 2.1). Dzisiaj wiemy, że pokrywa lodowa mogła być rozwinięta nieco bardziej w kierunku południowo-zachodnim (Lindner i Marks, 2008). W Polsce środkowej i zachodniej rozwinął się system odpływu wód proglacjalnych, a na wschodzie powstawały rozległe jeziora zastoiskowe.

Podczas **interglacjału augustowskiego** w północno-wschodniej części Polski rozwinęło się rozległe jezioro (Lindner i Marks, 2008). Utwory organiczne tego jeziora, znacznie różniące się sukcesją pyłkową od osadów młodszych interglacjałów (Marciniak i Winter, 2003; Lisicki i Winter, 2004), datowane są na 890 000÷820 000 lat BP (Bałuk, 1991). Na pozostałym obszarze Polski interglacjał augustowski reprezentowany jest głównie przez kopalne doliny rzeczne rozcinające osady glacigeniczne najstarszego zlodowacenia oraz głębiej leżące osady plejstocenu przedglacjalnego lub podłoża czwartorzędu. Doliny te, wypełnione miąższymi seriami aluwialnymi, przykryte są osadami zlodowacenia Nidy. Najlepiej są one wykształcone na obszarze północno-wschodniego Mazowsza (Lindner, 1992b).

Drugie (wg Bera et al., 2007; Lindnera i Marksa, 2008) klimatyczne wahnięcie chłodne zlodowaceń południowopolskich zaznaczyło się pokrywą lodową **zlodowacenia Nidy**, która oparła się o północne zbocza Gór Świętokrzyskich obejmując swym zasięgiem Wyżynę Lubelską i Wzniesienia Łódzkie (Ryc. 2.1). Z omawianego zlodowacenia znane są dwie warstwy glin morenowych szczególnie dobrze zachowane w północnej i zachodniej części Gór Świętokrzyskich, w niektórych głębokich dolinach Wyżyny Lubelskiej oraz w rejonie Rowu Kleszczowa (koło Bełchatowa) (Lindner, 1992). Rozprzestrzenienie pokrywy lodowej zlodowacenia Nidy dalej na zachód (np. na obszarze dzisiejszej Wielkopolski) nie zostało rozpoznane (Stankowski, 1996b). Przypuszcza się więc, że była to pokrywa lodowa rozwinięta wyłącznie we wschodniej Skandynawii, ale sięgająca daleko na południe.

Osady rzeczne, bagienne i jeziorne zawierające szczątki fauny i flory świadczące o okresie międzylodowcowym, który nastąpił po zlodowaceniu Nidy zachowały się m.in. na

Wzniesieniach Łódzkich, Nizinie Mazowieckiej, Wyżynie Lubelskiej (Lindner, 1992). Stanowisko stratotypowe dla omawianej jednostki interglacjalnej stanowi, jednak bogato udokumentowany, m.in. faunistycznie i paleomagnetycznie, profil osadów jaskiniowych z ***Koziego Grzbietu*** koło Kielc (Głazek, Kowalski, Lindner, Młynarski, Stworzewicz, Tuchołka i Wysoczański-Minkowicz, 1977; Lindner i Marciniak, 2008).



Ryc. 2.1 Maksymalne zasięgi zlodowaceń plejstoceńskich na obszarze Polski (**1** - zlodowacenie Narwi; **2** – zlodowacenie Nidy, **3** – zlodowacenie Sanu I, **4** - zlodowacenie Sanu II; **5** – zlodowacenie Liwca; **6** - zlodowacenie Odry, **7** – zlodowacenie Warty; **8** – zlodowacenie Wisły) (za Lindnerem, 1992b)

Podczas **zlodowacenia Sanu I** lądolód skandynawski pokrył cały obszar Polski środkowej, zachodniej i wschodniej. Osiągnął Wyżynę Miechowską, przedpole Sudetów, Dolinę Dolnego Sanu i północne rubieże Kotliny Sandomierskiej, otoczył od wschodu i zachodu Góry Świętokrzyskie, przekraczając tym samym pas wyżyn środkowopolskich (Ryc. 2.1) (Lindner, 1992; Stankowski, 1996). W Polsce środkowej śladem tego zlodowacenia jest dwudzielny poziom gliny zwałowej, który ze względu na brak osadów glacjału Nidy i interglacjału małopolskiego zalega na skałach przedczwartorzędowych lub osadach protoplejstocenu. Gliny te osiągają w Wielkopolsce miąższość 5÷30m (Czerwonka, Dobosz, Haisig, Krzyszkowski i Wilanowski, 1998).

Po okresie ochłodzenia nastąpił **interglacjał ferdynandowski** (Tab. 2.1), podczas którego lądolód całkowicie ustąpił z terenów Polski, co wzmogło procesy erozyjne. Osadzały się piaski, żwiry, bruki rezydualne, a w jeziorach mułki, ziemia okrzemkowa, kreda jeziorna, gytia i torfy (Lindner, 1992).

Ponowne rozwinięcie lądolodu – **zlodowacenia Sanu II** zaznaczyło się największym lateralnym zasięgiem plejstoceńskich pokryw lodowych w Polsce (Stankowski, 1996). Obszar dzisiejszej Wielkopolski znalazł się w całości pod pokrywą lodową o miąższości do około 1000m (Czerwonka et al., 1998). W ostatnim ze zlodowaceń południowopolskich lądolód dosięgnął północnych stoków Roztocza i Karpat oraz Sudetów, wysuwając na południe jęzory blokujące doliny górskie (Ryc. 2.1). Jako maksymalny zasięg zlodowacenia Sanu II podaje się charakterystyczną linię Wapowce (koło Przemyśla) – Strzyżów – Kołaczyce – Czchów – Wadowice – Bielsko-Biała, gdzie lądolód osiągnął wysokość 450÷500 m n.p.m. (Lindner, 1992). W czasie omawianego glacjału osadziły się głównie gliny zwałowe oraz towarzyszące im w stropie i spągu piaski i żwiry wodnolodowcowe. Kompleks ten, o łącznej miąższości kilkunastu metrów zalega najczęściej bezpośrednio na utworach jeziornych i rzecznych interglacjału ferdynandowskiego.

Po względnie krótkim okresie maksymalnego zasięgu lądolodu nastąpiła recesja pokrywy lodowej. Towarzyszyło temu pojawienie się znacznej ilości wód roztopowych. Ich spływ miał miejsce u podnóża czoła karpackiego w kierunku wschodnim. Funkcjonowała wówczas najstarsza pradolina, nazywana podkarpacką, której ślady do dziś są czytelne w rzeźbie terenu (Stankowski, 1996). Pradolina ta funkcjonowała w stosunkowo niedługim okresie czasu, gdyż w miarę wytapiania lądolodu strefa głównego odwodnienia przesuwała się na północ – na tereny dzisiejszej Polski centralnej. Na obszarze współczesnej Wielkopolski recesja lądolodu zlodowacenia Sanu II zapisała się typową rzeźbą glacjalną. Rozwijały się zespoły form stref marginalnych oraz stref proglacjalnych z rozległymi obniżeniami pradolinnymi. Jeden z ówczesnych wielkich systemów pradolinnych zainicjował i wytyczył rozległy szlak odwodnieniowy interglacjału wielkiego, określany mianem Wielkopolskiej Doliny Kopalnej (WDK). Obecnie WDK to miąższa seria utworów wodnolodowcowych stanowiąca zasobny zbiornik wód podziemnych (jeden z tzw. Głównych Zbiorników Wód Podziemnych) posiadający bardzo duże znaczenie hydrogeologiczne (Dąbrowski, 1990). Struktura ta ciągnie się od południowej części jeziora Gopło przez okolice Poznania, aż po okolice Zbąszynia (Państwowy Instytut Geologiczny, 2016).

2.2 KOMPLEKS ZLODOWACEŃ ŚRODKOWOPOLSKICH

Kompleks zlodowaceń środkowopolskich nazywany jest też megaglacjałem środkowopolskim, ze względu na pulsacyjny charakter ekspandującej pokrywy lodowej oraz na istotną rolę w kształtowaniu budowy geologicznej i rzeźby terenu naszego kraju (Lindner, 1992; Stankowski, 1996). Lądolód skandynawski kilkakrotnie wkroczył na obszar Polski pozostawiając od jednego do pięciu głównych poziomów glin zwałowych (Lindner, 1988).

Znamiennym aspektem przemian paleogeograficznych w **interglacjale mazowieckim** (holsztyńskim) jest klimatycznie uwarunkowane znaczne podniesienie poziomu oceanu światowego i transgresja morza holsztyńskiego na teren dzisiejszej Europy północno-zachodniej. Maksymalny rozwój transgresji zaznaczył się w strefie dzisiejszego polskiego wybrzeża rozwojem zatok u ujścia Odry i Wisły (Stankowski, 1996). Teren współczesnej Wielkopolski nie został zalany wodami morskimi, jednakże samo istnienie morza holsztyńskiego miało zasadniczy wpływ na system odwadniania terenów Niżu Polskiego. Morze to stanowiło bazę erozyjną, do której spływały rzeki z całego obszaru naszego kraju. Przez Wielkopolskę przebiegał równoleżnikowy odcinek pra-Warty, rozpoznany na długości około 170km. Szerokość jej doliny dochodziła do 20km. Była ona wypełniona aluwiami o miąższości do 50m, złożonymi w dwóch cyklach akumulacyjnych (Lindner, Lamparski i Dąbrowski, 1982; Dąbrowski, 1985). Dolina ta odwadniała obszar zachodniej Polski i uchodziła do zatoki morza holsztyńskiego na północny zachód od Berlina (Lindner, 1992).

W trakcie **zlodowacenia Liwca**, lądolód objął swoim zasięgiem Polskę północno-wschodnią. Nie stwierdzono osadów glacjalnych z tego okresu na terenie Wielkopolski (Czerwonka et al., 1998).

Po chłodnym okresie nastąpił niedługi **interglacjał Zbójna**, podczas którego dominowała erozja utworów z poprzednich zlodowaceń. Klimat był cieplejszy od obecnego. Powszechne są osady aluwialne, limniczne i organogeniczne z tego interglacjału (Jania, 1997).

W trakcie **zlodowacenia Krzny** lądolód skandynawski osiągnął nie tylko przedpole Wyżyn Lubelskiej i Małopolskiej, ale dotarł również do Zapadliska Przedsudeckiego (Lindner i Marks, 2008). Wiek utworów glacjalnych tego zlodowacenia określany jest na 320 000÷280 000 lat BP (Szponar, 1986). Wody proglacjalne odprowadzane były na zachód, co jest najlepiej udokumentowane na zachodnim skraju przedpola Sudetów (Lindner i Marks, 2008).

Ocieplenie w okresie **interglacjału lubelskiego** było na tyle wyraźne, że doprowadziło do wycofania się lądolodu poza północne granice naszego kraju. Dowodzą tego

osady jeziorne w postaci pokładów gytii i kredy jeziornej miąższości kilkunastu metrów z Losów, piaski, mułki, iły i kreda jeziorna z Grabówki, gleby kopalne w lessach na Wyżynie Lubelskiej oraz wiele innych osadów organogenicznych, rzecznych i limnicznych zarejestrowanych na terenie Polski (Lindner, 1992; Stankowski, 1996; Lindner i Marks, 2008).

Zlodowacenie Odry miało największy zasięg spośród zlodowaceń środkowopolskich – lądolód ponownie dotarł do sudeckiego uskoku brzeżnego i wysunął języry do kotlin śródsudeckich, wkraczając głęboko w Bramę Morawską. Linia jego maksymalnego zasięgu biegła ku północnemu wschodowi obramowując jurę polską, Góry Świętokrzyskie i dotykając północnej części Roztocza. Ciągi moren czołowych, gliny zwałowe, pola sandrowe, wzgórza kemowe, ozy, występujące na Wzniesieniach Łódzkich, Nizinie Mazowieckiej, Południowopodlaskiej, a także na Wyżynie Śląskiej, Wyżynie Małopolskiej (na których nastąpiła sedymentacja lessów) i na przedgórzu Sudetów wyznaczają maksymalny zasięg tego zlodowacenia. Podobnie jak w czasie poprzednich zlodowaceń rozwój pokrywy lodowej zlodowacenia Odry spowodował utworzenie zbiorników zastoiskowych w dolinach rzecznych (Wisły, Pilicy i Wieprza) (Lindner i Marks, 2008). Każdy z okresów stadialnych zlodowacenia Odry (stadiał Kamiennej, Warty, Wkry i Mławki) pozostawił po sobie gliny zwałowe poprzedzielane piaszczysto-żwirowymi osadami wodnolodowcowymi lub mułkami i iłami zastoiskowymi. We wschodniej Polsce wody roztopowe kolejnych stadiałów zlodowacenia odrzańskiego wyżłobiły pradolinę Wieprza i Krzny, a w zachodniej – pradolinę barucko-głogowską, przechodzącą w pradolinę Elstery-Wezery (Wojtanowicz, 2004). Zarówno transgresja, jak i regresja lądolodu odrzańskiego miała charakter oscylacyjny. W trakcie narastania czaszy lodowej wyrażał się on formowaniem szeregu przedmaksymalnych, stopniowo przekraczanych przez lądolód stref czołowo-morenowych, czy też coraz wyższym spiętrzeniem przed jego czołem zastoisk o charakterze jezior bezodpływowych. W czasie deglacjacji formowane były natomiast fazowe ciągi moren czołowych i odpowiadające im, dachówkowo ułożone, oddzielne poziomy glin zwałowych (Lindner, 1971). Wały moren czołowych wycofującego się lądolodu są bardzo dobrze widoczne we współczesnej morfologii terenu (np. strefa marginalna stadiału Warty) (Lindner, 2005). Stwierdzono, że w trakcie zlodowacenia Odry na terenie naszego kraju zaznaczała się ogólna tendencja spadku miąższości lodu od zachodu ku wschodowi. Na terenie Wielkopolski pokrywa lodowa mogła mieć przeciętną miąższość ok. 1000m. Taki bilans lodowy warunkowany klimatycznie był spowodowany najprawdopodobniej wpływami wilgotnego powietrza atlantyckiego od zachodu i suchego klimatu Azji od wschodu (Stankowski, 1996).

2.3 KOMPLEKS ZLODOWACEŃ PÓŁNOCNOPOLSKICH

Po zlodowaceniach środkowopolskich klimat na terenie Polski znacznie się ocieplił. Nastąpił **interglacjał eemski** w czasie którego na obszarze Bałtyku rozwinęło się morze, którego istnienie zapisało się w strefie brzegowej naszego kraju. Dwukrotna ingresja wód morskich w rejon doliny dolnej Wisły spowodowała najpierw utworzenie tzw. morza sztumskiego, które zalało okolice dzisiejszego Malborka i Elbląga, a następnie tzw. morza tychnowskiego, które dosięgnęło linii Tczew-Gniew (Stankowski, 1996). Zapis sedymentacji morskiej znaleziono również w okolicach Rewala na Pomorzu Zachodnim, co oznaczałoby, że transgresja morza eemskiego objęła również, przynajmniej częściowo, zachodnie wybrzeża Polski (Krzyszkowski, Dobracka, Dobracki, Czerwonka i Kuszell, 1999). Osady morskie wieku sztumskiego i tychnowskiego (mułki i piaski z fauną morską) są wyraźnie rozdzielone utworami charakterystycznymi dla jezior przybrzeżnych (słodkich i słonawych), bagien i mokradeł oraz rzek, co dowodzi czasowej regresji morza eemskiego.

Ówczesna sieć rzeczna Polski w większości należała do zlewiska morza eemskiego. Osady aluwialne znane są z niemal wszystkich większych dolin rzecznych na Niżu Polskim. Często składają się one z 2÷3 cyklów erozyjno-akumulacyjnych. Tworzyły się również utwory jeziorne, organogeniczne i osady starorzeczy, które obecnie rozpoznane są w wielu stanowiskach na terenie Wielkopolski, np. w okolicach Poznania i Kalisza (Lindner, 1992).

Zlodowacenie północnopolskie jest ostatnim okresem zimnym plejstocenu, w którym obszar północnej, środkowej i wschodniej Europy znalazł się w znacznej części pod przykryciem lądolodu skandynawskiego (Lindner, 1992). W literaturze przedmiotu stosowane są różne nazwy dla tego glacjału, w zależności od regionów geograficznych: w północnej Europie Środkowej jest to zlodowacenie **bałtyckie** (Halicki, 1946), **północnopolskie** (Halicki, 1950), **Vistulian** (Różycki, 1961) lub zlodowacenie **Wisły** (Marks, 1988), natomiast w systemie alpejskim – **Würm**, a w Ameryce Północnej – **Wisconsin**.

Glacjał ten na obszarze Polski jest wyrażony osadami lodowcowymi, które na zachodzie kraju rozprzestrzenione są znacznie dalej na południe niż na wschodzie. W dorzeczu Odry sięgają po okolice Zielonej Góry i pokrywają teren niemal całej Wielkopolski poza jej południowym skrajem. Natomiast w dorzeczu Wisły sięgają jedynie po rejon Płocka (Lindner, 1992b). Badania wieku najstarszej gliny zwałowej zlodowacenia Wisły pozwalają przyjąć granicę czasową 115 000 lat BP jako początek tego glacjału (Lindner, 1987). Maksimum rozprzestrzenienia lądolodu przypadające na fazę leszczyńską stadiału głównego datuje się na około 20 000 lat BP (Kozarski, 1986).

Podczas ochłodzenia klimatu, do którego doszło po interglacjale eemskim lądolód skandynawski rozrastał się trzykrotnie, przy czym dwie starsze transgresje dotarły jedynie do północnych granic Polski, a dopiero ostatnia objęła znaczne obszary naszego kraju (Tab.2.2).

Tab. 2.2 Podział stratygraficzny zlodowacenia północnopolskiego na terenie Polski wg różnych autorów (Mojski, 1968 i 1985; Lindner, 1992b, Stankowski, 1996; Marks, 2005)

<table>
<tr><th colspan="2">Mojski, 1968 i 1985</th><th colspan="2">Lindner, 1992b</th><th colspan="3">Stankowski, 1996</th><th colspan="3">Marks, 2005</th></tr>
<tr><td rowspan="3">stadiał główny</td><td rowspan="4">zlodowacenie północnopolskie</td><td>stadiał główny</td><td rowspan="4">zlodowacenie północnopolskie (Wisły)</td><td>stadiał leszczyńsko-pomorski</td><td rowspan="3">zlodowacenie bałtyckie</td><td rowspan="5">ZLODOWACENIA PÓŁNOCNOPOLSKIE</td><td>stadiał główny</td><td rowspan="5">zlodowacenie północnopolskie</td><td rowspan="5">KOMPLEKS ZLODOWACEŃ PÓŁNOCNOPOLSKICH</td></tr>
<tr><td>interstadiał Grudziądza</td><td>interstadiał Grudziądza</td><td>interstadiał Grudziądza</td></tr>
<tr><td>stadiał Świecia</td><td>stadiał przed-grudziądzki</td><td>stadiał Świecia</td></tr>
<tr><td>interstadiał Brørup</td><td>interstadiał Gniewu</td><td colspan="2">interglacjał krastudzki</td><td>interstadiał Gniewu</td></tr>
<tr><td>stadiał szczeciński (kaszubski)</td><td>stadiał Torunia</td><td colspan="2">zlodowacenie toruńskie</td><td>stadiał Torunia</td></tr>
<tr><td colspan="7"></td><td colspan="2">interglacjał eemski</td></tr>
</table>

Lądolód ***stadiału toruńskiego*** zajął północno-zachodnie obrzeżenie Zatoki Gdańskiej oraz obszar doliny dolnej Wisły. Na terenie Polski środkowej w warunkach dość wilgotnego klimatu peryglacjalnego odłożone zostały cienkie warstwy osadów lessopodobnych, a w zbiornikach jeziornych sedymentacja organiczna została zastąpiona sedymentacją mineralną (Stankowski, 1996).

Następujący później ***interstadiał Gniewu*** wyrażony jest akumulacją osadów rzeczno-zastoiskowych w południowej części doliny dolnej Wisły. W północnej części tej doliny funkcjonował zbiornik morski, początkowo o wodach chłodnych – „morze elbląskie", a później cieplejszych – „morze krastudzkie". Osady organogeniczne, limniczne i fluwialne tego okresu znane są ze stanowisk na terenie całego kraju (Lindner, 1992; Stankowski, 1996).

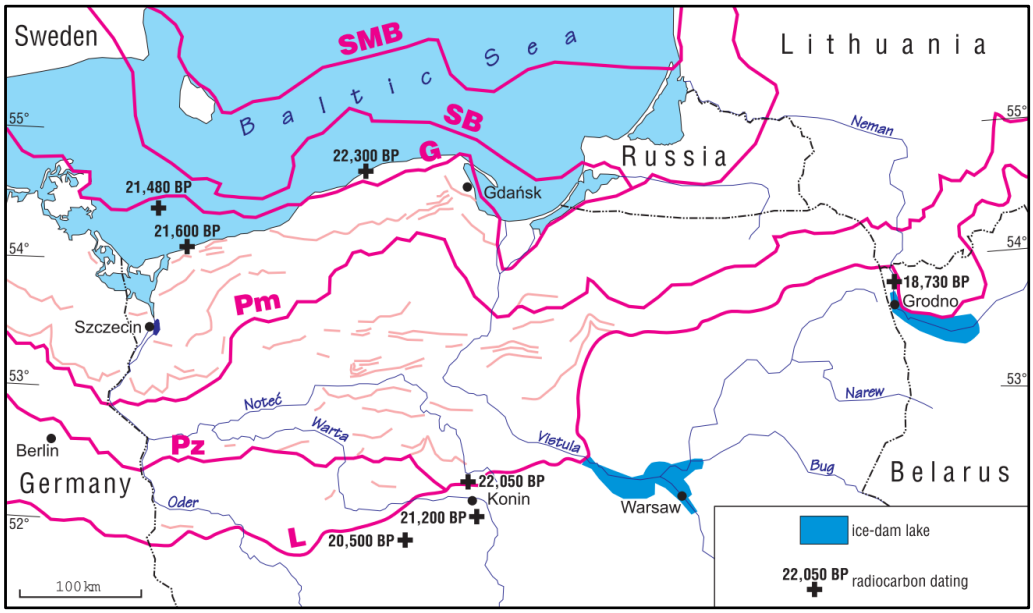
Stadiał Świecia zaznaczył się ponownym zlodowaceniem Zatoki Gdańskiej (Woźniak i Czubla, 2014). Najprawdopodobniej sięgnął też wąskim językiem w dolinę dolnej Wisły aż po Świecie (Makowska, 1986), a nawet Bydgoszcz (Stankowski, 1996). W odróżnieniu od starszej pokrywy lodowej zajął tereny Pomorza Zachodniego. Dowodem na to są wychodnie glin stadiału Świecia w klifach rejonu Niechorza i Rewala (Kopczyńska-Lamparska, 1976), a także Dębiny, Orzechowa, Ustki i Jarosławca (Olszak, Florek, Seul

i Majewski, 2008). Ponadto prawdopodobny wydaje się awans lądolodu na tereny Warmii i północnej części Pojezierza Mazurskiego (Lindner, 1992).

W czasie ***interstadiału Grudziądza*** nastąpił zanik lądolodu skandynawskiego na całym obszarze doliny dolnej Wisły, na Warmii i Mazurach oraz Pomorzu Zachodnim. Zanik ten objął również południową Skandynawię i obszar południowego Bałtyku, będącego wówczas miejscem rozwoju zbiorników jeziornych. Wielkopolska od ostatniego zlodowacenia środkowopolskiego (przez okres interglacjału eemskiego, stadiału Torunia, interstadiału Gniewu, stadiału Świecia) aż do końca interstadiału Grudziądza nie była zlodowacona. Przez dużą część tego okresu znajdowała się jednak w klimacie peryglacjalnym ze względu na lądolód rozrastający się w niecce Bałtyku podczas starszych stadiałów zlodowacenia północnopolskiego. Efektem takiej sytuacji była bardzo duża intensywność procesów denudacyjnych na obszarze Niżu Polskiego. Wymownym przykładem skuteczności peryglacjalnych przekształceń rzeźby terenu są Wzgórza Ostrzeszowskie. Szacuje się, że aktualna masa materiału składająca się na owe wzniesienia stanowi 35% ilości jaka była tam skupiona w momencie zainicjowania poeemskich przeobrażeń peryglacjalnych (Połtowicz, 1961). Skutkiem wzmożonych procesów erozyjnych było również przeciążenie wód rzecznych ładunkiem mineralnym, które prowadziło z kolei do agradacji w dolinach (Stankowski, 1996). Najlepszą ilustracją ówczesnych warunków klimatycznych Wielkopolski są stanowiska organogenicznych osadów środowiska subarktycznego w Koninie-Malińcu (Stankowska i Stankowski, 1979; Tobolski, 1988) i Kępnie (Rotnicki i Tobolski, 1969). W Malińcu są to torfy w obrębie piasków akumulacji zbiornikowej, a w Kępnie torfy i mułki organiczne przykryte kilkumetrową warstwą piaszczystą (Lindner, 1992).

Dopiero w ***stadiale głównym (leszczyńskim, leszczyńsko-poznańskim)*** zlodowacenia północnopolskiego lądolód skandynawski rozwinął swą czaszę na obszar Wielkopolski. Ochłodzenie klimatu w tym czasie było bardzo gwałtowne, skutkiem czego pokrywa lodowa narastała w dużym tempie. Lądolód wkraczał na przekształconą erozyjnie i denudacyjnie rzeźbę poprzedniego glacjału, napotykając wzniesienia i wielkie formy dolinne. Wzniesienia te ulegały mutonizacji, której przykładem na terenie Wielkopolski może być Góra Pożegowska koło Mosiny (Stankowski, 1996). Zarys czoła lądolodu stadiału głównego odznaczał się większym rozprzestrzenieniem w zachodniej i zdecydowanie mniejszym rozwinięciem we wschodniej części kraju (Ryc. 2.2). Granicą był tzw. lob Wisły w okolicach Płocka (Ryc. 2.1, 2.2). Maksymalny zasięg lodowca kontynentalnego omawianego stadiału, datowany na 20 000 lat BP (Kozarski, 1988), na zachód od lobu płockiego miał przebieg zbliżony do równoleżnikowego i biegł przez okolice Konina, Wrześni, Leszna i Zielonej Góry

(Lindner, 1992). W dzisiejszej rzeźbie terenu wyrażony jest on wysoczyzną morenową zbudowaną z glin morenowych oraz kombinacją pagórków morenowych (o charakterze zarówno akumulacyjnym, spiętrzonym, jak i deformacyjnym), pagórków kemowej i ozowej akumulacji szczelinowej, wyraźnych rozmyć dolinnych i ekstensywnych powierzchni erozyjnych. Lądolód fazy leszczyńskiej szybko przeszedł z fazy aktywnej w stan pasywny, a następnie martwy, co spowodowało odkładanie glin typu *melt-out* (wytopieniowych) na świeżo odłożonych glinach aktywnego lodu. Deglacjację lądolodu stadiału głównego podzielić można na fazy będące odpowiednikiem czasowej stagnacji czoła bądź jego reawansów. Wyróżnia się zatem fazę leszczyńską, poznańską, pomorską i gardeńską. Na zachodzie kraju recesja lądolodu fazy leszczyńskiej doprowadziła do poważnego zmniejszenia zasięgu pokrywy lodowej, który ustabilizował się w tzw. fazie poznańskiej (Ryc. 2.2), co umożliwiło rozwinięcie rozległych sandrów (np. szeregu poziomów sandrowych na Wysoczyźnie Lubuskiej) (Stankowski, 1996). Podczas fazy pomorskiej, datowanej na 15 200 lat BP (Kozarski, 1988), lądolód skandynawski objął swym zasięgiem jedynie północną Polskę, sięgając nieco dalej na południe w strefach obecnych dolin dolnej Wisły i Odry. Ostatnia linia postojowa czoła lądolodu na obszarze Polski to tzw. faza gardeńska, datowana na 13 200 lat (Kozarski, 1988).



Ryc. 2.2 Granice faz stadiału głównego zlodowacenia Wisły na terenie Polski i okolic (Marks, 2005)
L – faza leszczyńska, **Pz** – faza poznańska, **Pm** – faza pomorska, **G** – faza gardeńska, **SB** – faza słupska brzeżna, **SMB** – południowo-środkowa faza brzeżna

Na zachodzie kraju, ze względu na duże odległości pomiędzy strefami marginalnymi poszczególnych faz stadiału głównego zlodowacenia Wisły, sieć odwodnieniowa była nieustannie przebudowywana. Najbardziej znamiennym dla tego okresu procesem było przeciąganie wód poprzez strefy przełomów ku nowym szklakom usytuowanym

bardziej na północ. Proces ten doprowadził do powstawania kolejnych pradolin, czytelnych w dzisiejszej morfologii terenu, tj. Pradolina Barycko-Głogowska, Warszawsko-Berlińska, Wełny-Warty, Noteci-Warty, Redy-Łeby oraz Pomorska.

Na terenie Wielkopolski skutkiem deglacjacji ostatniego zlodowacenia jest młodoglacjalna rzeźba terenu charakteryzująca się powtarzalnością stref geomorfologicznych. Składają się one z pasm moren czołowych z wysoczyzną moren dennych w zapleczu, proglacjalnych sandrów oraz pradolin. Wielokrotność układu takich stref geomorfologicznych jest bardzo czytelna w zachodniej części kraju (Stankowski, 1996).

2.4 GLACITEKTONIKA NA NIŻU POLSKIM

Lądolód jako ciało dynamiczne o dużej masie nie pozostaje bez wpływu na swoje bezpośrednie podłoże. Ogromne naciski pionowe i naprężenia poziome wywołują, szczególnie w obrębie podłoża osadowego o niskiej wytrzymałości, powstawanie uskoków, łusek, fałdów, kier lodowcowych. Można więc sprowadzić definicję glacitektoniki do mechanicznego oddziaływania lodowca na jego podłoże prowadzące do przemieszczenia fragmentów tego podłoża względem siebie (Marks, 1992). Naprężenia poziome są największe w pobliżu krawędzi lądolodu wskutek dużych zmian miąższości lodu na stosunkowo małej przestrzeni i dlatego większość deformacji glacitektonicznych powstaje w tej strefie. Przebieg takich deformacji marginalnych najczęściej jest następujący: sfałdowanie, przełamanie i pocięcie uskokami deformowanego materiału, a następnie ścięcie lub nasunięcie, czasem połączone z oderwaniem od macierzystego podłoża, niekiedy także zbrekcjonowanie bądź wyciśnięcie. Efekt tego typu deformacji jest spotęgowany jeżeli w podłożu istniały powierzchnie kontaktowe (np. granice warstw o różnej litologii lub różnym stopniu nawodnienia, granice gruntu zamarzniętego i niezamarzniętego), które łatwo mogły ulec przekształceniu w powierzchnie poślizgu. Omówiony proces prowadzi m.in. do powstania moren czołowych spiętrzonych i z wyciśnięcia. Na obszarze Wielkopolski najlepszym przykładem tego typu moreny czołowej jest Góra Moraska usytuowana na północnym obrzeżeniu miasta Poznania.

Miąższość osadów zdeformowanych glacitektonicznie sięga na terenie Wielkopolski nawet 150÷200m, przy czym amplituda pojedynczych struktur fałdowych może dochodzić do 100m). Deformacje te występują strefowo i zwykle na ograniczonym obszarze, chociaż powszechnie (Lindner, 1992). Obejmują one najczęściej warstwy iłów i mułów neogeńskich, pokłady kenozoicznych węgli brunatnych, serie piasków i żwirów fluwioglacjalnych czy gliny morenowe.

3 CHARAKTERYSTYKA GLIN ZWAŁOWYCH ZLODOWACENIA PÓŁNOCNOPOLSKIEGO FAZY LESZCZYŃSKIEJ ORAZ GLIN ZWAŁOWYCH ZLODOWACENIA ŚRODKOWOPOLSKIEGO

Na terenie Poznania i okolic, wg Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (Chmal, 1990), wydziela się sześć różnych poziomów glin zwałowych. Są to gliny zwałowe: zlodowaceń południowopolskich (występujące jedynie w rynnach subglacjalnych), zlodowaceń środkowopolskich – Odry i Warty, zlodowaceń północnopolskich – fazy leszczyńskiej i poznańskiej oraz gliny zwałowe moren czołowych fazy poznańskiej (Ryc. 4.5 i 4.6). Poszczególne poziomy litostratygraficzne glin różnią się od siebie uziarnieniem, w tym zawartością frakcji iłowej czy eratyków, składem mineralno-petrograficznym, morfologią ziarn kwarcu (w zakresie obtoczenia, obróbki, mikrorzeźby powierzchni), składem geochemicznym, zawartością węglanu wapnia, odczynem, cechami mikrostrukturalnymi (Kenig, 2009), co nie pozostaje bez wpływu na parametry geotechniczne gruntu. Na ich różnorodność mają również wpływ procesy postsedymentacyjne, których wynikiem jest m.in. różny stopień konsolidacji.

W obszarze Poznania i okolic swoje wychodnie mają najczęściej gliny fazy leszczyńskiej zlodowacenia bałtyckiego (miejscami przykryte piaskami eluwialnymi) oraz gliny zlodowaceń środkowopolskich (zlodowacenia Warty) odsłaniające się pasmowo w dolinie rzeki Warty. Stanowią one przedmiot badań niniejszej rozprawy doktorskiej.

3.1 GENEZA I WYKSZTAŁCENIE FACJALNE GLIN ZWAŁOWYCH FAZY LESZCZYŃSKIEJ ZLODOWACENIA PÓŁNOCNOPOLSKIEGO ORAZ GLIN ZWAŁOWYCH ZLODOWACENIA WARTY (ŚRODKOWOPOLSKIEGO)

Obszar Wielkopolski w vistulianie uległ tylko jednokrotnemu zlodzeniu, a więc podział zlodowacenia bałtyckiego na fazy leszczyńską i poznańską nie jest podziałem chronostratygraficznym, a jedynie terytorialnym (Liszkowski, 1996). Dowodem na to jest fakt, iż na całym niemalże obszarze Wielkopolski objętym ostatnim zlodowaceniem, począwszy od strefy maksymalnego zasięgu na południu (linia Zielona Góra–Zabór–Włoszakowice–Osieczna) poprzez jej zaplecze i strefę marginalną tzw. fazy poznańskiej w części środkowej (linia Ośno Lubuskie – Przytoczna – Kwilicz – Pniewy – Ceradz Kościelny – Poznań – Kostrzyn Wielkopolski – Czerniejewo), aż do północy (po linię Drezdenko – Wieleń – Czarnków – Budzyń – Damasławek – Żnin) występuje jeden poziom bazalnej gliny morenowej (Liszkowski, 1996). Dopiero na północ od Chodzieży i Ujścia nad Notecią stwierdza się

obecność dwóch poziomów bazalnych glin morenowych, z których górna należy do subfazy chodzieskiej (Kozarski, 1987), a dolna do fazy leszczyńsko-poznańskiej w ujęciu Liszkowskiego (1996) lub też fazy poznańskiej w ujęciu Kozarskiego (1992). Poziom bazalnej gliny morenowej fazy leszczyńsko-poznańskiej, pomimo ciągłego rozprzestrzenienia (przynajmniej na obszarach wysoczyznowych), rzadko występuje bezpośrednio na powierzchni. W środkowej i południowej Wielkopolsce bazalna glina morenowa pokryta jest najczęściej zmiennej miąższości pokrywą osadów ablacyjnych (głównie morenowych) i fluwioglacjalnych.

W obrębie bazalnej gliny morenowej fazy leszczyńsko-poznańskiej Wielkopolski udokumentowano obecność obu podstawowych subfacji tej gliny: z odłożenia i z wytopienia (m.in. Kaczmarek, 1992). Glina bazalna z odłożenia obszaru środkowej Wielkopolski charakteryzuje się strukturą masywną, niską porowatością, wysokim wskaźnikiem konsolidacji, podwyższoną zawartością frakcji iłowej oraz frakcji spławialnej (d<1mm), jednomodalną podłużną orientacją dłuższych osi głazików, pozorną imbrykacją głazików oraz obecnością glacidynamicznych struktur ścinania, rozrywania, porywania i rozorania w spągu gliny bazalnej (Tab. 1.1). Charakterystyczną cechą omawianej subfacji glin lodowcowych na terenie Wielkopolski jest brak wtórnych struktur spękaniowych, utajonych bądź jawnych, w postaci systematycznej sieci pionowych, skośnych i/lub subhoryzontalnych nieciągłości, wyraźnie powiązanych z kierunkiem nasuwania się lądolodu (Kaczmarek, 1992). Wynika to najprawdopodobniej z niezbyt dużej miąższości lądolodu fazy leszczyńsko-poznańskiej ostatniego zlodowacenia i jego względnie dużej prędkości nasuwania, będących efektem jego „ciepłego" reżimu termicznego (Liszkowski, 1987). W obrębie północnopolskich glin bazalnych występujących w okolicach Poznania właściwa glina z odłożenia tworzy zwykle jedynie niewielkiej miąższości (rzędu decymetrów do metra) spągową warstwę. Główną masę serii bazalnej tworzą gliny z wytopienia, których cechy litogenetyczne na obszarze Wielkopolski są następujące: struktura masywna, niekiedy warstwowa (warstwowanie zmienne, nieciągłe), bimodalna (podłużna i poprzeczna) orientacja dłuższych osi głazików, pozorna imbrykacja głazików i podwyższona zawartość frakcji iłowej (Liszkowski, 1996).

Rozdzielenie glin supraglacjalnych (ablacyjnych) w rejonie Poznania na subfacje glin z wytopienia (i sublimacji) oraz glin spływowych nie stwarza większych trudności. Różnią się one obecnością w glinach spływowych różnego typu ciągłych deformacji, związanych z grawitacyjnymi ruchami masowymi, głównie z rodzaju lepkich, lepkoplastycznych i/lub plastycznych spływów. Obie subfacje mogą natomiast wykazywać postdepozycyjne struktury

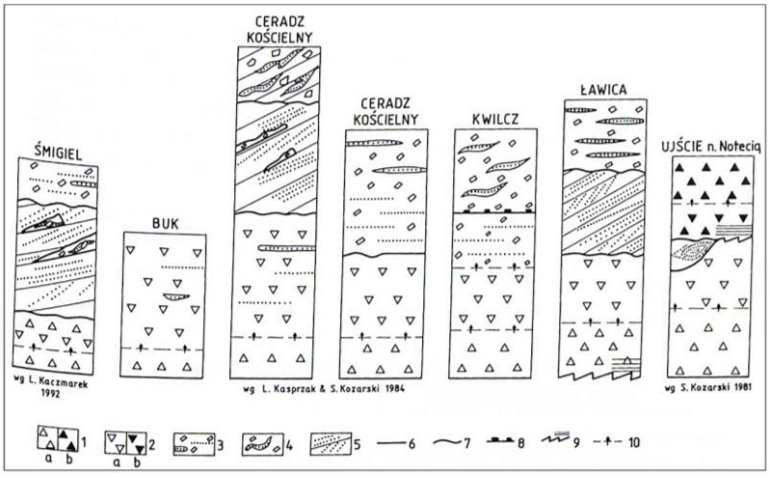
nieciągłe z nierównomiernego osiadania (kompakcji) związanego ze strefami uskokowymi (uskoków normalnych - grawitacyjnych i zrzutowych).

Na obszarze Wielkopolski możliwe jest wyodrębnienie uogólnionego modelu osadów glacigenicznych zlodowacenia bałtyckiego (Ryc. 3.1). Mamy tu do czynienia z jednym kompleksem glin zwałowych należącym chronostratygraficznie do glacifazy leszczyńsko-poznańskiej vistulianu. W spągu kompleksu występuje ciągły, względnie jednorodny litologicznie poziom bazalnej gliny morenowej, w stropowej części zalega nieciągły poziom ablacyjnej gliny morenowej.

W obrębie poziomu **bazalnej gliny morenowej** powszechnie spotyka się subfacje:

- glin z odłożenia, ang. *lodgement till, hard-lodgement till*; ładunek detrytyczny w pierwszym etapie tworzenia się glin bazalnych odkładany jest na powierzchnię poniżej stopy aktywnie nasuwającego się lądolodu; gliny tej subfacji zalegają niezgodnie na osadach podłoża lub osadach fluwioglacjalnych z etapu pretransgresyjnego lądolodu
- glin z wytopienia, ang. *subglacial melt-out till, soft-lodgement till*; spągowe partie lądolodu ulegają wytopieniu w fazie jego stagnacji; gliny tej subfacji tworzą z dolną subfacją kontakt ciągły.

Subglacjalna glina z odłożenia nie tworzy większych wychodni, na powierzchni odsłania się fragmentarycznie. Glina z wytopienia tworzy natomiast szeroko rozprzestrzenioną, zwartą pokrywę na płaskich i pagórkowatych równinach morenowych. Jej miąższość waha się w przedziale 3,5÷6,0m. W strefach marginalnych gliny subglacjalne uległy lokalnie intensywnym deformacjom glacidynamicznym.



1 – glina bazalna z nakładania: **a** – dolna (fazy leszczyńsko-poznańskiej), **b** – górna (fazy chodzieskiej); **2** – glina bazalna z wytopienia: **a** i **b** – jak wyżej; **3** – glina ablacyjna; **4** – glina spływowa; **5** – piaszczysto-żwirowe osady proglacjalnych stożków sandrowych i sandrów wewnętrznych; **6** – kontakt ostry; **7** – kontakt erozyjny; **8** – kontakt ostry lub erozyjny z poziomem bruku erozyjnego lub egzaracyjnego; **9** – kontakt glacitektoniczny, z lub bez poziomu gliny deformacyjnej; **10** – przejście ciągłe

Ryc. 3.1 Typowe sekwencje facji i subfacji glin morenowych vistulianu Wielkopolski (Liszkowski, 1996)

Poziom **ablacyjnej gliny morenowej**, będący zapisem procesów zachodzących w fazie zamierania i rozpadu lądolodu, dzieli się na gliny z wytopienia oraz z grawitacyjnego

spływania wytopionego materiału morenowego. Gliny supraglacjalne są w Wielkopolsce litologicznie i przestrzennie znacznie mniej homogeniczne niż gliny subglacjalne. Poszczególne subfacje, gliny wytopieniowe i spływowe, mogą tworzyć następstwo w pionie lub oboczne przejścia, albo też mogą występować w postaci izolowanych ciał o zmiennej geometrii, zarówno wewnątrz, w spągu, jak i w stropie piaszczystych osadów fluwioglacjalnych i ablacyjnych. Gliny ablacyjne odznaczają się nieco inną barwą niż gliny bazalne (często są brązowe z odcieniem żółtym), posiadają niewyraźne warstwowanie oraz soczewki piasków, są słabo wysortowane i słabo przemyte (Liszkowski, 1996).

Granica pomiędzy tymi sub- i supraglacjalnymi glinami jest nieostra, umowna, a żeby ją ustalić można posiłkować się kryterium zabarwienia.

Najmłodsze **gliny zlodowacenia środkowopolskiego** osiągają na terenie Wielkopolski stosunkowo niewielką miąższość 25÷28m (Chmal, 1997; Rdzany, 2009). Ze względu na to, że zalegają one pod seriami osadów zlodowacenia północnopolskiego ich miąższość jest zredukowana, a partie stropowe często zostały usunięte erozyjnie. Powoduje to, iż subfacje ablacyjne glin środkowopolskich są w wielu miejscach całkowicie wyerodowane. Gliny zlodowacenia Warty (stadiału Warty) reprezentowane są zatem na omawianym terenie przez szare, jednorodne gliny zwałowe wykształcone w facji subglacjalnej, głównie subfacji wytopieniowej. Podział i rozpoznanie bazalnych glin wytopieniowych od glin twardego odkładania są w tym przypadku niezwykle trudne. Ciągłe wahania średniej rocznej temperatury w okolicach 0°C oraz oscylacyjny charakter pokrywy lodowej stadiału Warty doprowadziły do powstania mozaikowego układu glin obu tych subfacji. Na ternie Wielkopolski mogą one występować obocznie, glina typu lodgement może podścielać bazalną glinę wytopieniową serią o niewielkiej miąższości (0,5÷0,8m) lub może w ogóle nie występować.

3.2 SKŁAD MINERALNO-PETROGRAFICZNY, SKŁAD GRANULOMETRYCZNY, CECHY FIZYCZNE I PARAMETRY GEOTECHNICZNE BADANYCH GLIN

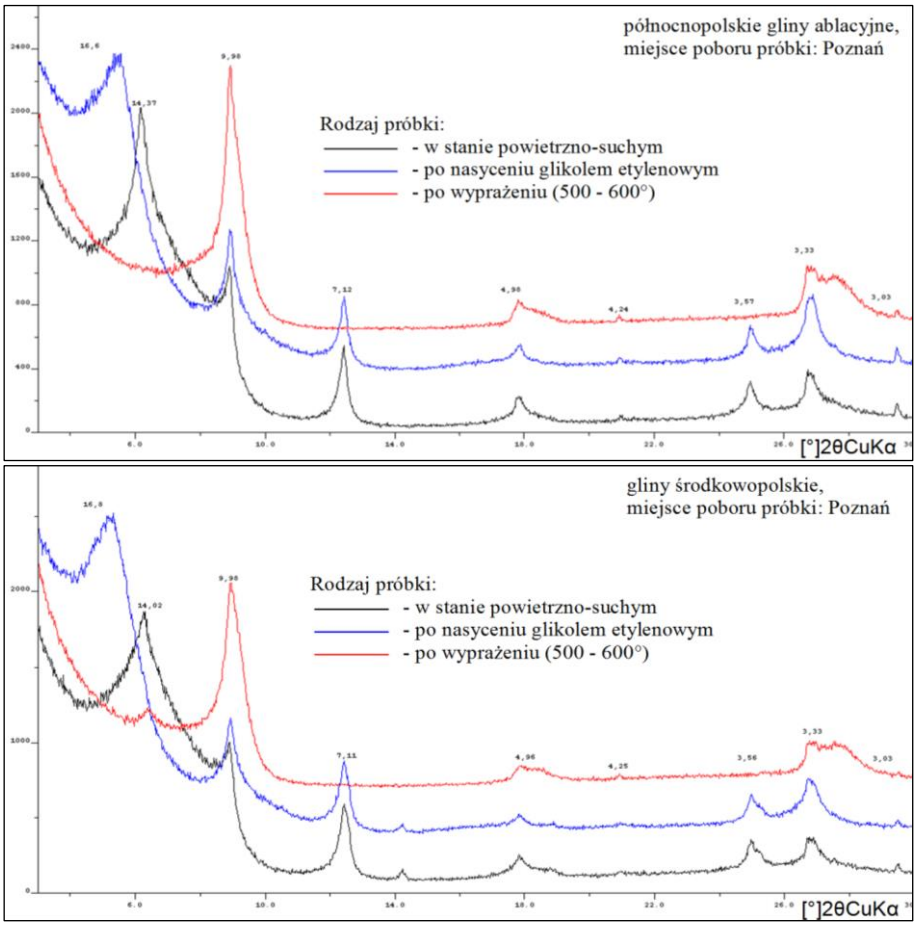
Wzorzec **składu mineralnego** frakcji iłowej dla większości mineralnych gruntów czwartorzędowych Polski (zwłaszcza glin zwałowych) wskazuje jako główne minerały montmorillonit oraz minerały z grupy mik (głównie illit), a także, jako niewielką domieszkę, kaolinit (Kenig, 2009). W badaniach przeprowadzonych na terenie miasta Poznania potwierdzono w/w informacje literaturowe (Krawczyk, 2016). Głównym minerałem frakcji iłowej glin zlodowaceń północno- i środkowopolskich jest illit (łyszczyk diagnozowany na podstawie refleksu o wartości d_{hkl} wynoszącej ok. 10Å), kaolinit, dla którego diagnostyczny

jest widoczny na dyfraktogramach rentgenowskich refleks ok. 7Å oraz minerały mieszano-pakietowe smektyt/illit (Ryc. 3.2). Zawartość wermikulitu w glinach zlodowaceń środkowopolskich odróżnia je od glin młodszej generacji (Tab. 3.1).

Tab. 3.1 Skład mineralny frakcji iłowej glin lodowcowych występujących na terenie Poznania (Krawczyk, 2016)

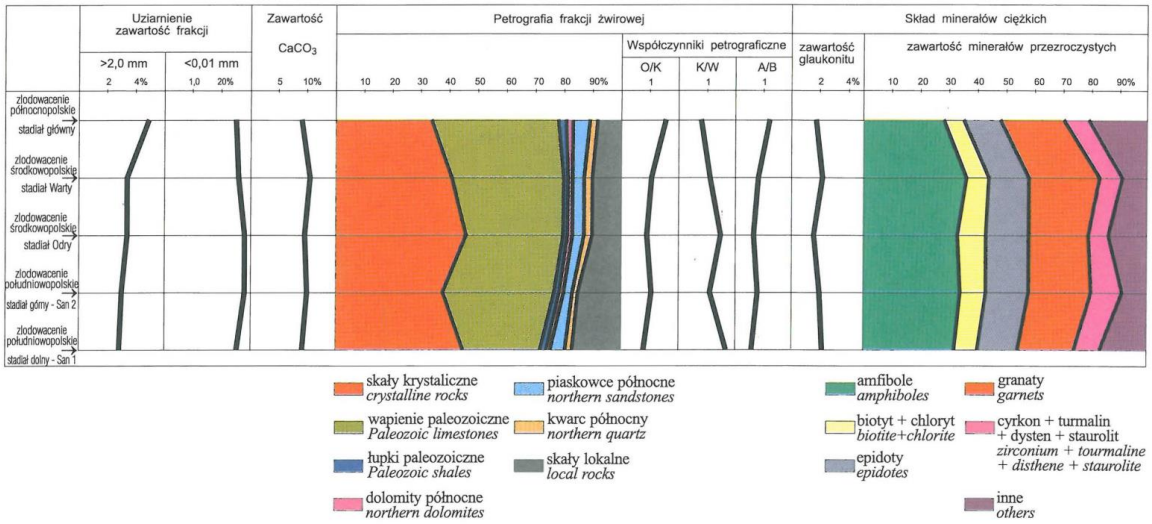
Wiek utworów glacigenicznych	**Minerały ilaste**	**Inne minerały** we frakcji ilastej
gliny fazy leszczyńskiej zlodowacenia północnopolskiego	minerały mieszanopakietowe smektyt/illit, illit, kaolinit	kwarc, kalcyt, dolomit, plagioklazy – anortyt i bytownit
gliny zlodowacenia Warty zlodowaceń środkowopolskich	minerały mieszanopakietowe smektyt/illit, illit, kaolinit, wermikulit	kwarc, kalcyt, plagioklaz - anortyt, amfibol

Poza minerałami ilastymi zarówno ablacyjne gliny północnopolskie, jak i gliny środkowopolskie zawierają w najdrobniejszej frakcji kwarc i minerały z grupy plagioklazów (plagioklazy wapniowe, głównie anortyt i bytownit). Oba typy glin wykazują również obecność krystalicznego kalcytu, który zwiększa ich spójność pozorną. W glinach fazy leszczyńskiej obok kalcytu stwierdza się niekiedy zawartość dolomitu. Charakterystyczną cechą glin „szarych" jest również nietypowa zawartość amfiboli we frakcji iłowej (Ryc. 3.2).

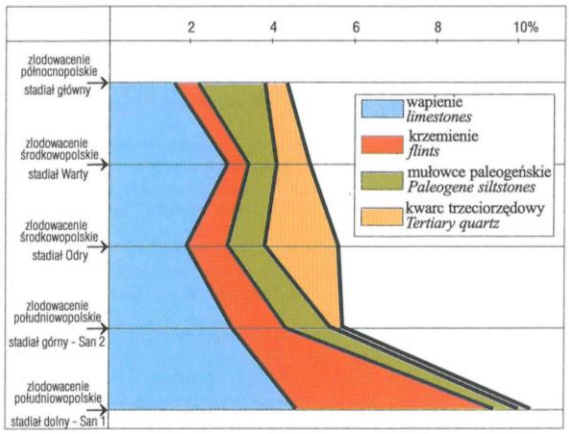


Ryc. 3.2 Rentgenogramy składu mineralnego frakcji iłowej glin północno- i środkowopolskich (Krawczyk, 2016)

W **składzie petrograficznym** żwirów z glin zlodowacenia Warty zawartość skał krystalicznych jest zwykle nieco wyższa niż udział wapieni paleozoicznych. Ilość łupków paleozoicznych jest tu minimalna, co odróżnia omawiane osady od glin zlodowacenia Odry. Natomiast zawartość dolomitów i pozostałych składników północnych jest we wszystkich glinach zlodowaceń środkowopolskich bardzo zbliżona (Ryc. 3.3). Wśród okruchów lokalnych brak wyraźnego składnika diagnostycznego, niekiedy tylko stwierdza się podwyższoną zawartość mułowców paleogeńskich (Ryc. 3.4). Wykresy wskaźników petrograficznych mają kształt spłaszczony (ze względu na zbliżone wartości wskaźników ***O/K*** i ***K/W***), często z obniżoną wartością wskaźnika ***A/B***[5]. W składzie minerałów ciężkich nieznacznie wzrasta zawartość glaukonitu względem glin starszego zlodowacenia. Wśród minerałów przezroczystych amfibole przeważają nad granatami i epidotami, przy kilkuprocentowej zawartości łyszczyków i minerałów odpornych, wśród których przeważa turmalin (Ryc. 3.3).

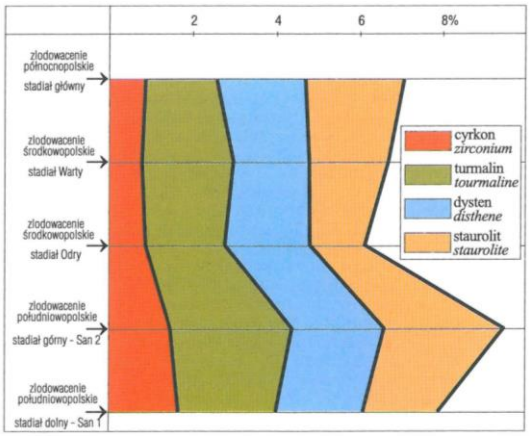


Ryc. 3.3 Charakterystyka litologiczno-petrograficzna glin zwałowych rejonu północno-zachodniej Polski (Masłowska, 1999)



Ryc. 3.4 Udział składników lokalnych w żwirach z glin zwałowych rejonu północno-zachodniej Polski (Masłowska, 1999)

[5] Współczynniki petrograficzne obliczane na podstawie zwartości skał północnych (skandynawskich) w osadzie:
O/K – stosunek ilościowy skał osadowych do skał krystalicznych
K/W – stosunek ilościowy skał krystalicznych do wapieni i dolomitów
A/B – stosunek ilościowy skał nieodpornych do odpornych (Kenig, 2009)



Ryc. 3.5 Zawartość minerałów odpornych w składzie minerałów ciężkich z glin zwałowych rejonu północno-zachodniej Polski (Masłowska, 1999)

W składzie petrograficznym żwirów z glin stadiału głównego zlodowacenia północnopolskiego obserwuje się wyraźną przewagę wapieni północnych nad skałami krystalicznymi, w efekcie czego spada wartość wskaźnika ***K/W*** i wykresy wskaźników petrograficznych przybierają ostry kształt z wierzchołkiem skierowanym ku dołowi. Wzrasta udział wapieni paleozoicznych oraz dolomitów północnych względem żwirów z glin starszych. Wśród składników lokalnych miejscami podwyższoną zawartość wykazują mułowce trzeciorzędowe (Ryc. 3.4).

W **składzie granulometrycznym** glin lodowcowych północnej i zachodniej Polski zaznacza się ogólna tendencja do stopniowego wzrostu udziału frakcji grubszych (piaszczystej i żwirowej) od osadów najstarszych do najmłodszych (Masłowska, 1999). Gliny zlodowacenia północnopolskiego zawierają zwykle nieco więcej frakcji żwirowej niż gliny zlodowaceń środkowopolskich (Ryc. 3.3). Ponadto gliny fazy leszczyńskiej występujące w okolicach Poznania wykazują wysoką zawartość frakcji piaszczystej (ok. 68÷74% wg PN-86/B-02480 i ok. 65÷71% wg PN-EN ISO 14688-1:2006), zauważalnie wyższą niż w gliny zlodowacenia Warty (ok. 58% wg PN-86/B-02480 i ok. 56% wg PN-EN ISO 14688-1:2006) (Krawczyk, 2016). Gliny obu tych glacjałów wykształcone są zwykle w postaci gruntów średnio spoistych, a więc wykazują podobną zawartość frakcji iłowej, różnią się natomiast ilością cząstek pyłowych. Gliny zlodowacenia Warty charakteryzują się znacznie wyższą zawartością frakcji pyłowej (ok. 31% wg PN-86/B-02480 i ok. 33% wg PN-EN ISO 14688-1:2006) niż gliny fazy leszczyńskiej (ok. 16% wg PN-86/B-02480 i ok. 14% wg PN-EN ISO 14688-1:2006) (Tab. 3.2) (Krawczyk, 2016).

Gliny fazy leszczyńskiej wykształcone są zwykle w postaci glin piaszczystych (***Gp***) lub piasków z iłem (***clSa***), natomiast gliny zlodowacenia Warty głównie w postaci glin (***G***) lub iłów z pyłem i piaskiem (***sasiCl***) (Krawczyk, 2016).

Średnia wartość wskaźnika frakcji iłowej V_i (ilościowego stosunku frakcji iłowej do pozostałych frakcji w danym gruncie) (Karczewski, 1963) glin fazy leszczyńskiej wynosi 0,14, a glin zlodowacenia Warty – 0,12. Wartości te są zbliżone, gdyż omawiany parametr wykazuje większe zróżnicowanie facjalne niż stratygraficzne. W glinach fazy leszczyńskiej występujących na terenie Poznania wartości V_i wahają się zwykle w szerokich granicach (od ok. 0,12 do 0,20), co świadczy o facjalnym zróżnicowaniu glin. Odwrotne zjawisko zaznacza się w glinach zlodowacenia Warty. Jest to spowodowane erozyjnym usunięciem osadów facji supraglacjalnych (Krawczyk, 2016).

Wartości wskaźnika frakcji pyłowej (ilościowego stosunku frakcji pyłowej do pozostałych frakcji w danym gruncie), ilustrującego procesy kruszenia i ścierania lodowcowego, a co za tym idzie świadczącego o dojrzałości osadu, wykazują w omawianych glinach duże zróżnicowanie. Zdecydowanie wyższa wartość cechuje gliny starsze (średnia wartość V_π=0,32), niższa zaś piaszczyste gliny fazy leszczyńskiej (średnia wartość V_π=0,19). Świadczyłoby o innej drodze i innej długości transportu materiału skalnego, z którego są zbudowane omawiane osady (Karczewski, 1963).

Tab. 3.2 Przybliżone wartości parametrów granulometrycznych i cech fizycznych glin zlodowaceń północno- i środkowopolskich na podstawie badań przeprowadzonych na terenie całej Polski (Kaczyński, 2011) oraz na obszarze północnej części miasta Poznania (Krawczyk, 2016)

Gliny:			$f_ż$ [%]	f_p [%]	f_π [%]	f_i [%]	ρ_s [g/cm^3]	ρ [g/cm^3]	ρ_d [g/cm^3]	n [-]
zlodowacenie północnopolskie	**Polska**	zakres	0÷10	5÷85	5÷65	5÷60	2,65÷2,75	1,70÷2,10	1,50÷2,00	27÷48
		średnia	4	40	30	25	2,70	1,95	1,82	38
	Poznań		3	70	16	13	2,68	2,10	1,82	32
zlodowacenie środkowopolskie	**Polska**	zakres	0÷10	5÷95	5÷70	10÷45	2,55÷2,75	1,65÷2,25	1,45÷1,95	22÷40
		średnia	5	50	25	20	2,67	2,05	1,70	35
	Poznań		4	58	31	11	2,67	2,03	1,76	34

Wartości **cech fizycznych** badanych glin występujących w okolicach Poznania są zbliżone do średnich wartości tych cech wyznaczanych dla glin zlodowaceń północno- i środkowopolskich z terenu całej Polski (Tab. 3.2). Gliny starsze wykazują zwykle niższą gęstość właściwą w stosunku do glin młodszych, co może być spowodowane większą przeciętną zawartością frakcji iłowej w glinach zlodowaceń północnopolskich (Tab. 3.2). W składzie mineralnym frakcji iłowej badanych glin stwierdzono wiele minerałów o stosunkowo wysokiej gęstości właściwej (wyższej niż gęstość właściwa kwarcu – 2,65 g/cm^3), np. amfibole, plagioklazy (anortyt, bytownit), kalcyt czy dolomit. Wartość

gęstości objętościowej (**ρ**) zależy od wilgotności gruntu i stanu w jakim się on znajduje. W północnej części Poznania gliny „szare" były bardziej uplastycznione niż gliny „brązowe" stąd wykazywały też niższe wartości gęstości objętościowej. Gęstość objętościowa szkieletu gruntowego (**ρ_d**) jest parametrem zależnym od porowatości i składu mineralnego gruntu. Ponieważ pod względem składu mineralnego badane gliny różnowiekowe są dość jednorodne, okazuje się, że wartość **ρ_d** jest w dużej mierze funkcją wieku glin. Wniosek ten znajduje odzwierciedlenie w wartościach średnich gęstości objętościowej szkieletu gruntowego – są one wyraźnie niższe w glinach starszej generacji (co stwierdzono zarówno na terenie Poznania, jak i całej Polski).

Tab. 3.3 Przybliżone wartości parametrów związanych z wilgotnością, spoistością oraz konsystencją i stanem glin zlodowaceń północno- i środkowopolskich na podstawie badań przeprowadzonych na terenie całej Polski (Kaczyński, 2011) oraz na obszarze północnej części miasta Poznania (Krawczyk, 2016)

Gliny:			w_n [%]	w_L [%]	w_P [%]	I_P [%]	I_L [-]
zlodowacenie północnopolskie	**Polska**	zakres	10÷25	14÷45	7÷21	9÷23	-0,1÷0,5
		średnia	15	25	12	14	0,15
	Poznań		15	20	12	8	0,36
zlodowacenie środkowopolskie	**Polska**	zakres	7÷22	17÷46	8÷18	10÷25	-0,1÷0,6
		średnia	14	24	11	13	0,07
	Poznań		15	20	11	8	0,46

Wskaźnik porowatości badanych gruntów stanowiący ważny indykator struktury osadu waha się w szerokich granicach (**e**=0,42÷0,52). Przy czym porowatość glin fazy leszczyńskiej jest bardzo zmienna, co wynika z dużego zróżnicowania strukturalnego tych utworów (liczne wkładki piaszczyste, konkrecje węglanowe, wytrącenia pirytu), natomiast porowatość glin "szarych", jest dość wysoka i wykazuje stabilną wartość. Niniejsze zjawisko tłumaczy się dużą zawartością ogólnie frakcji drobnych (wskaźnik spławialności na poziomie 0,54) oraz jednorodnością i masywnością osadu (Krawczyk, 2016).

Konsystencja i stan glin badanych w Poznaniu znacznie odbiegają od przeciętnej. Wartość ich stopnia plastyczności jest zdecydowanie wyższa niż średnia dla glin tego samego wieku na terenie całej Polski (Tab. 3.3). Wartość granicy płynności poznańskich glin jest znacznie niższa niż przeciętnie na terenie naszego kraju, co w sposób oczywisty związane jest ze stosunkowo niewielką zawartością frakcji iłowej w tych glinach oraz ich spiaszczeniem (Tab. 3.2). Przy bardzo podobnych wartościach wilgotności i granicy plastyczności, powoduje to, że zarówno gliny „szare", jak i „brązowe" z północnej części Poznania są uplastycznione.

4 CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ W ŚWIETLE DOTYCHCZASOWEGO STANU WIEDZY

4.1 POŁOŻENIE I ZAGOSPODAROWANIE TERENU

Badania terenowe przeprowadzone zostały na dwóch poligonach badawczych. Oba położone są w województwie wielkopolskim, w powiecie poznańskim. Pierwczy poligon mieści się na północnym krańcu miasta Poznania, na terenie osiedla Piątkowo, a drugi na północ od Poznania, w Suchym Lesie. Badania terenowe zlokalizowano na działce o numerze ewidencyjnym 703/5 (obręb ewidencyjny: Piątkowo 04), przy ulicy Obornickiej (drodze wojewódzkiej nr 433) oraz na działce o numerze ewidencyjnym 912/17 (obręb ewidencyjny: Suchy Las), przy ulicy Źródlanej (Ryc. 4.1). Współrzędne geograficzne terenu badań to:

- poligon badawczy nr 1

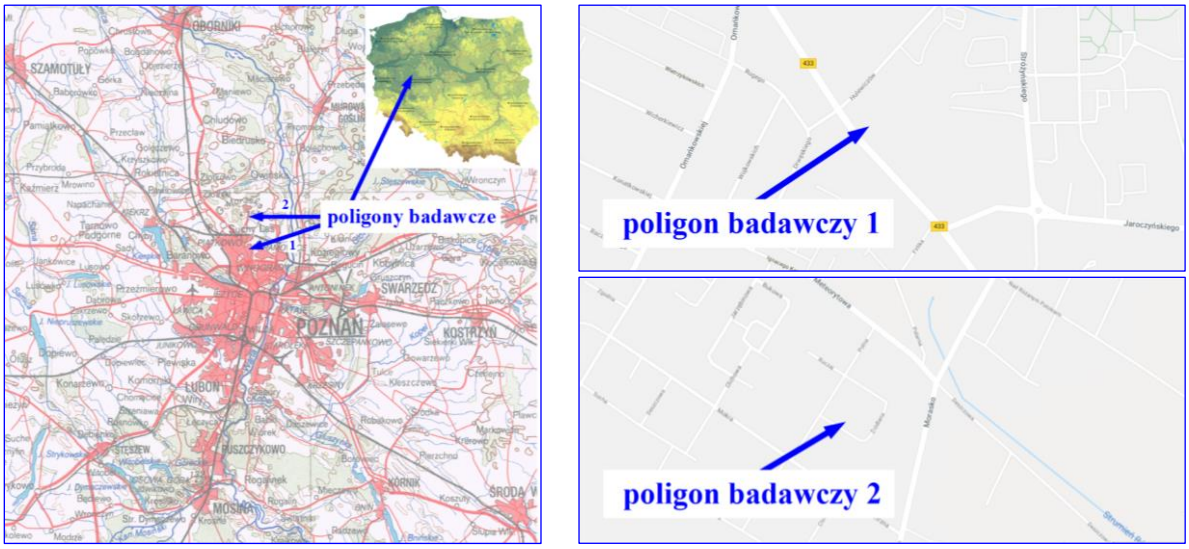
φ 52° 27’21” szerokości geograficznej N

λ 16° 54’04” długości geograficznej E

- poligon badawczy nr 2

φ 52° 28’13” szerokości geograficznej N

λ 16° 53’58” długości geograficznej E



Ryc. 4.1 Szczegółowe położenie poligonów badawczych

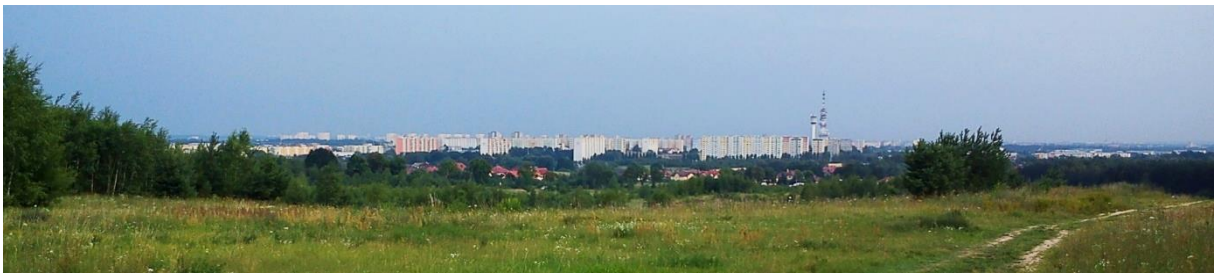
Do lat 80tych XX wieku omawiany teren miał charakter typowo rolniczy. Zajmowany był głównie przez pola uprawne przeznaczone do produkcji roślinnej na ciężkich glebach glinistych. Dzisiaj południowa część gminy Suchy Las stanowi osiedle domów wolnostojących. Obszar administracyjny Piątkowo zabudowany jest zwartym zespołem blokowisk (Ryc. 4.2), a wzdłuż ulicy Obornickiej ciągnie się pas zabudowy usługowej, obiektów produkcyjnych, składów i magazynów. Działki nr 703/5 i 912/17 przeznaczone są odpowiednio na działalność usługowo-magazynową oraz zabudowę jednorodzinną, a co za tym idzie są typowym przykładem miejsc powstawania nowych obiektów budowlanych.

4.2 BUDOWA GEOMORFOLOGICZNA

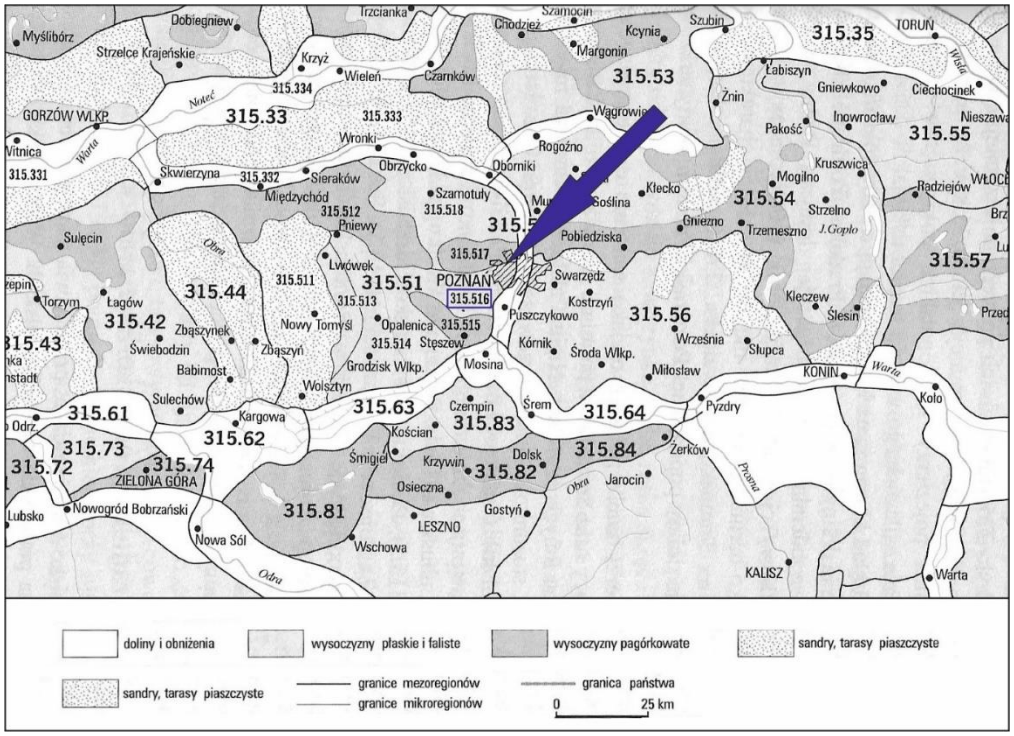
Omawiany obszar według podziału Polski na regiony fizycznogeograficzne Kondrackiego (2011) leży w obrębie następujących jednostek:

- Prowincja: Niż Środkowoeuropejski 31
- Podprowincja: Pojezierze Południowo-Bałtyckie 315
- Makroregion: Pojezierze Poznańskie (Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie) 315. 5
- Mezoregion: Pojezierze Poznańskie 315.51
- Mikroregion: Równina Poznańska 315. 516 (Ryc. 4.3).

Równina Poznańska stanowi fragment wysoczyzny morenowej ograniczonej od południa Pojezierzem Stęszewskim (315.515), od północy Wzgórzami Owińsko – Kierskimi (315.517), od wschodu rynną Jeziora Niepruszewskiego (Równina Opalenicka – 315.514) i zachodu doliną Warty (Poznański Przełom Warty – 315.52).



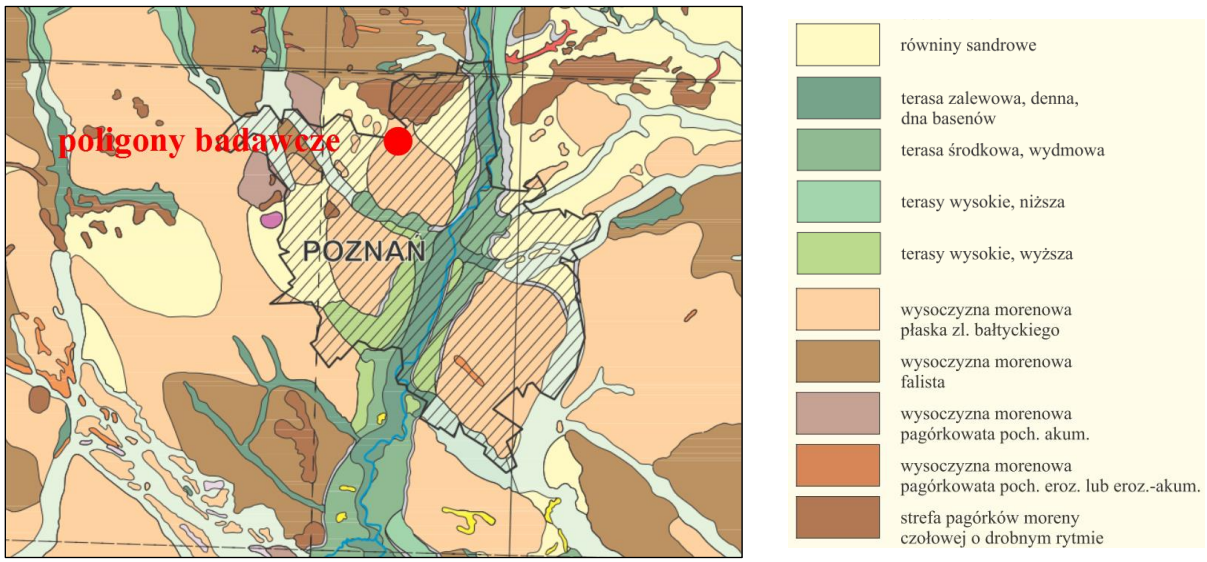
Ryc. 4.2 Widok od strony Góry Moraskiej na płaską wysoczyznę morenową zabudowaną piątkowskimi osiedlami



Ryc. 4.3 Położenie poligonów badawczych na tle podziału fizycznogeograficznego obszaru Wielkopolski na makroregiony i mikroregiony (Kondracki, 2011)

Teren ten, według podziału geomorfologicznego Krygowskiego (1961), położony jest w środkowej części Niziny Wielkopolskiej w obrębie Wysoczyzny Poznańskiej. Poligony badawcze leżą na obszarze płaskiej wysoczyzny morenowej (Ryc. 4.4) zlodowacenia bałtyckiego, która została rozcięta rynną glacjalną o przebiegu NW-SE oraz Poznańskim Przełomem Warty. Od północy omawiany fragment wysoczyzny ograniczony jest pagórkami moren czołowych o charakterze akumulacyjno-glacitektonicznym z kulminacją w Górze Moraskiej (153,8m n.p.m.), natomiast od północnego wschodu i północnego zachodu równinami sandrowymi (Ryc. 4.4).

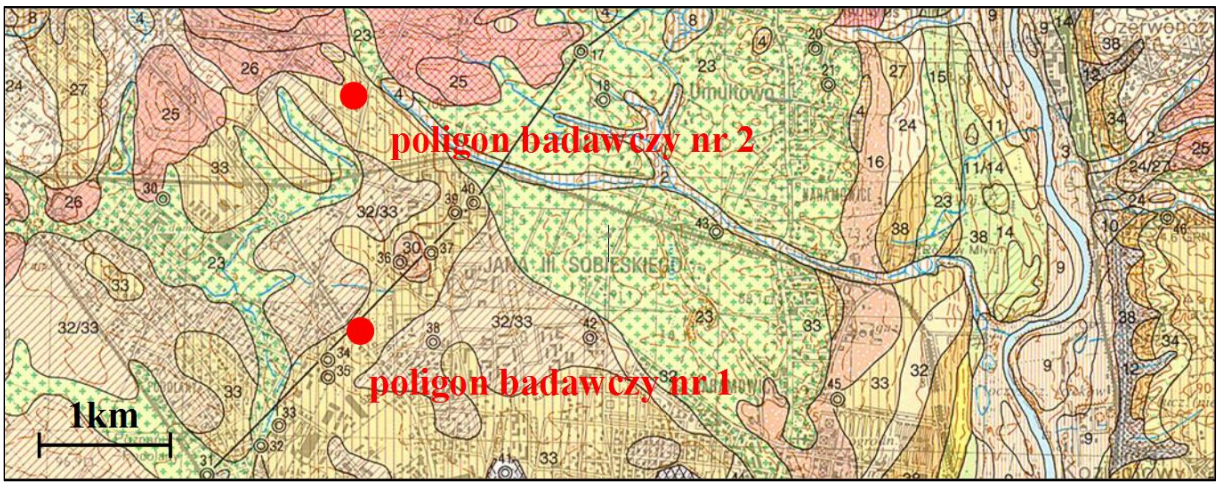
Wysoczyzna Poznańska powstała w trakcie najmłodszego zlodowacenia (bałtyckiego) jako falista wysoczyzna morenowa. Do akumulacji glin zwałowych, z których jest zbudowana dochodziło podczas awansu lądolodu północnopolskiego do jego maksymalnego zasięgu (fazy leszczyńskiej), w trakcie jego stagnacji oraz wytapiania i regresji do linii młodszej fazy postojowej – fazy poznańskiej. Po ustąpieniu czaszy lodowcowej z obszaru Wysoczyzny Poznańskiej, teren ten znajdował się przez stosunkowo długi okres czasu na bezpośrednim przedpolu lądolodu fazy poznańskiej, a więc w surowym klimacie peryglacjalnym. Falista wysoczyzna morenowa uległa wówczas silnej denudacji, stąd też w dzisiejszej morfologii terenu zaznacza się ona płaską, wyrównaną powierzchnią. Wysokości bezwzględne terenu w obrębie omawianego fragmentu Wysoczyzny Poznańskiej wahają się między 91,2÷95,1m n.p.m.



Ryc. 4.4 Położenie poligonów badawczych na tle Mapy Geomorfologicznej Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej w skali 1:300 000 (Krygowski, 1961; Karczewski, Mazurek, Stach, Zwoliński et al., 2007, zmieniona)

4.3 BUDOWA GEOLOGICZNA

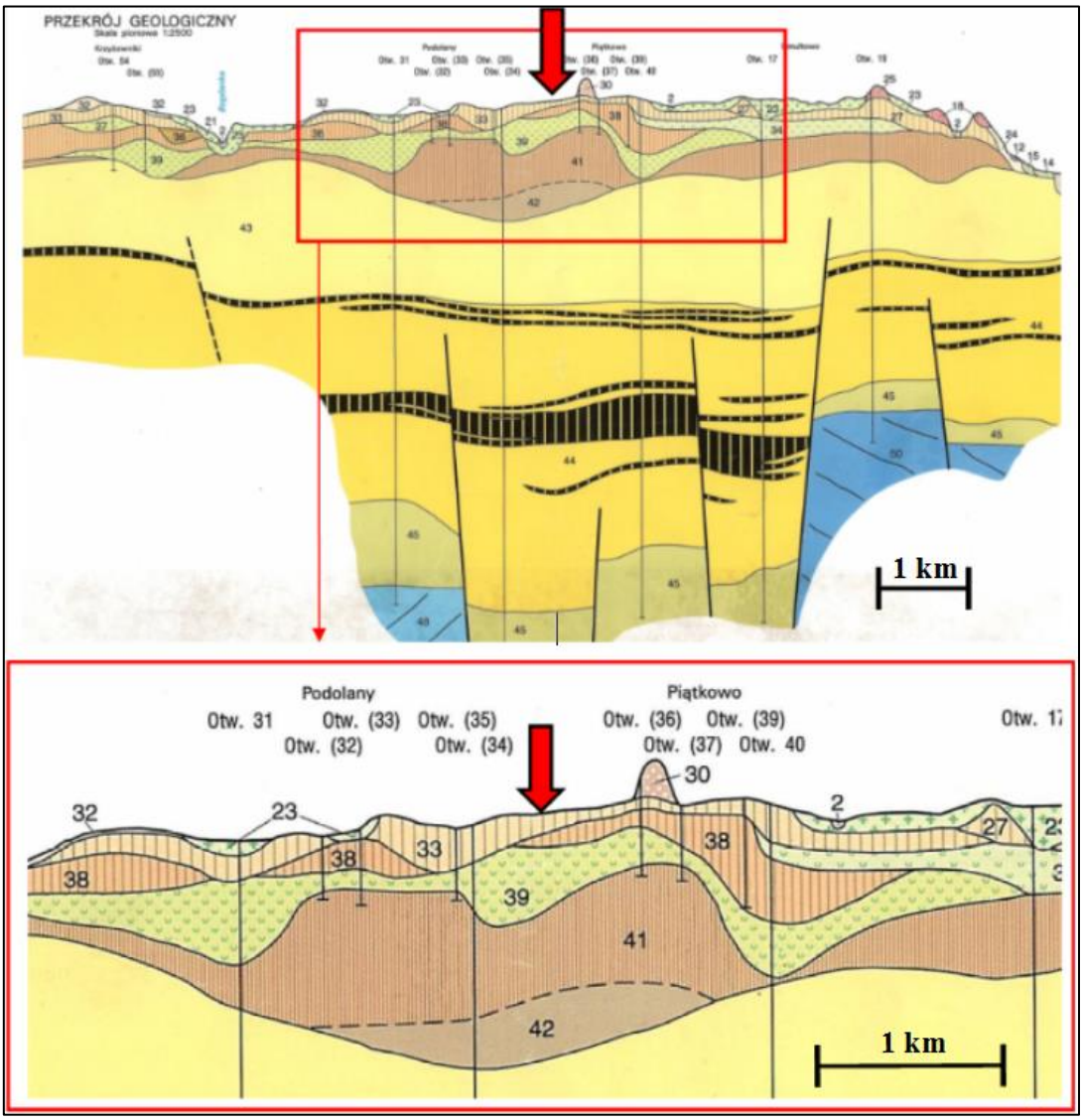
Na terenie północnej części aglomeracji poznańskiej, gdzie położony jest obszar badań, budowa geologiczna jest dość dobrze rozpoznana i udokumentowana, m.in. otworami wiertniczymi wykonanymi w trakcie realizacji Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Poznań (Ryc. 4.5). Obszar badań leży w północnej części tego arkusza, gdzie w spągu utworów czwartorzędowych zalegają osady neogenu: mioceńska formacja burowęglowa wykształcona w formie piasków, mułków, iłów i węgla brunatnego, a na niej plioceńska formacja iłów pstrych poznańskich wykształcona w formie iłów, mułków, a miejscami piasków (Ryc. 4.6). Na nich bezpośrednio leżą osady plejstoceńskie. Strop utworów podczwartorzędowych zalega tutaj na głębokości 30÷60m p.p.t. (Chmal, 1990).



Ryc. 4.5 Lokalizacja poligonów badawczych na tle fragmentu Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000; arkusz 471 – Poznań (N-33-130-D)
Objaśnienia barw oznaczonych numerami:
23 – piaski i żwiry wodnolodowcowe poziomu sandrowego I (zlodowacenia pn-pol., zlod. bałtyckie, stadiał leszczyńsko-pomorski, faza poznańska)
24 – piaski i żwiry, miejscami głazy (zlod. pn-pol., zlod. bałtyckie, stadiał leszczyńsko-pomorski, faza poznańska)
25 – piaski i żwiry moren czołowych (zlod. pn-pol., zlod. bałtyckie, stadiał leszczyńsko-pomorski, faza poznańska)
26 – gliny zwałowe moren czołowych (zlod. pn-pol., zlod. bałtyckie, stadiał leszczyńsko-pomorski, faza poznań.)
27 - gliny zwałowe (zlodowacenia pn-pol., zlod. bałtyckie, stadiał leszczyńsko-pomorski, faza poznańska)
30 – piaski i żwiry kemów (zlodowacenia pn-pol., zlod. bałtyckie, stadiał leszczyńsko-pomorski, faza leszczyńska)
32/33 – piaski lod. na glinach zwał. (zlod. pn-pol., zlod. bałtyckie, stadiał leszczyńsko-pomorski, faza leszczyńska)
33 - gliny zwałowe (zlodowacenia pn-pol., zlod. bałtyckie, stadiał leszczyńsko-pomorski, faza leszczyńska)
38 - gliny zwałowe (zlodowacenia środkowopolskie, zlod. Warty)

Na obszarze Wielkopolski na regionalnie zmetamorfizowanych skałach fundamentu waryscyjskiego (Grocholski, 1975) zachodziła niemal ciągła sedymentacja głównie morskich skał osadowych. W okresie od górnego **karbonu** po górną **kredę** na omawianym terenie istniał zbiornik morski, który wielokrotnie w tym czasie ulegał pogłębianiu lub wypłycaniu, skutkiem czego dochodziło do sedymentacji płytkomorskiej, sedymentacji w fazie transgresji, w stosunkowo głębokim morzu oraz w fazie regresji. Powstał miąższy

kompleks wapieni, dolomitów, margli, rogowców, soli kamiennych, anhydrytów, gipsów, łupków, mułowców, iłowców i piaskowców. Spąg tego kompleksu zalega dziś na głębokościach poniżej 3600m. Jedynym bardziej znaczącym epizodem sedymentacji lądowej w omawianym okresie było powstanie permskich piaskowców. W dolnym permie – czerwonym spągowcu doszło początkowo do wypłycenia, a następnie do regresji zbiornika morskiego z terenów dzisiejszej Wielkopolski. Z tego okresu pochodzą płytkomorskie i lądowe piaskowce ilaste, mułowcowe i zlepieńcowate oraz iłowce (Chmal, 1990).



Ryc. 4.6 Obszar badań na tle fragmentu przekroju geologicznego ze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000; arkusz 471 – Poznań (N-33-130-D)

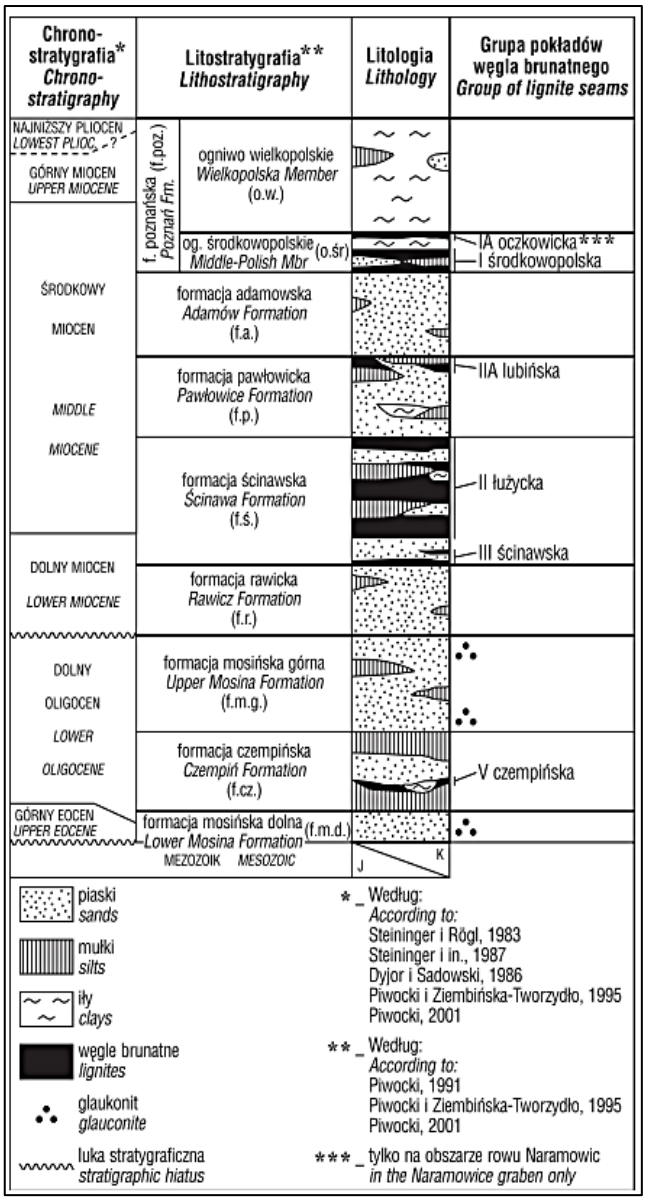
Objaśnienia barw oznaczonych numerami:

39 - piaski i żwiry wodnolodowcowe (zlodowacenia środkowopolskie, zlodowacenie Odry)
41 - gliny zwałowe (zlodowacenia środkowopolskie, zlodowacenie Odry)
42 - gliny zwałowe (zlodowacenia południowopolskie)
43 – plioceńskie iły i mułki morskie, miejscami piaski (neogen)
44 – mioceńskie piaski, iły, mułki i węgiel brunatny (neogen)
45 – oligoceńskie piaski, iły, mułki, węgiel brunatny i piaski glaukonitowe (paleogen)
48 – margle, wapienie, iłowce, wapienie z rogowcami i mułowce jury górnej
50 – piaskowce, iłowce, wapienie margliste jury dolnej; pozostałe objaśnienia jak dla ryc. 4.5

Paleogen rozpoczął się na terenach dzisiejszych okolic Poznania okresem denudacji. Przerwa w sedymentacji trwała przez cały **paleocen** i **eocen.** Dopiero od dolnego **oligocenu** na skutek ponownej transgresji morskiej doszło do osadzania zwartych kompleksów piasków kwarcowo-glaukonitowych, mułków i iłów (Walkiewicz, 1968).

Na przełomie **paleogenu** i **neogenu** zbiornik morski zaczął się wycofywać z obszaru dzisiejszej Wielkopolski. Początkowo wypłycił się, a następnie stracił kontakt z oceanem światowym przekształcając się tym samym z zbiornik śródlądowy nazywany przez niektórych (Dyjor, 1970) basenem węglonośnym Niżu. W środowisku brakicznym, jeziornym i okresowo bagiennym formowała się miąższa seria piasków kwarcowo-łyszczykowych z wkładkami mułków i cienkich warstw węgla brunatnego. Serię tą nazywa się dolnomioceńskimi *warstwami rawickimi* (Ciuk, 1978) (Ryc. 4.7). W **miocenie** dolnym i środkowym powstały natomiast tzw. *warstwy ścinawskie*, a następnie *pawłowickie* (Ryc. 4.7). Te pierwsze to miąższy (maksymalnie 40÷45m) zespół warstw węglowo-ilasto-piaszczystych wykształcony w postaci kilku ław węglowych przewarstwionych iłami, mułkami, łupkami lub piaskami (Ciuk, 1970). Warstwy pawłowickie w rejonie Poznania złożone są z piasków mułkowatych - pylastych i drobnoziarnistych, łyszczykowych, poziomo warstwowanych o maksymalnej miąższości 25÷30 m. W górnej części tych warstw występują dość silnie zawęglone piaski z licznymi szczątkami roślin. Na warstwach pawłowickich, a czasem również na warstwach starszych, leży niezgodnie tzw. *formacja adamowska* stratygraficznie zaliczana również do miocenu środkowego (Ryc. 4.7). Niezgodność tą podkreślają gruboziarniste piaski i żwiry, kwarcowe i lidytowe. Ten okres silnej erozji przypuszczalnie można wiązać z ruchami górotwórczymi fazy styryjskiej orogenezy alpejskiej. Warstwy adamowskie wykształcone są w dolnej części w postaci łyszczykowych piasków pylastych lub drobnoziarnistych, w których stwierdzono występowanie cienkich wkładek z rzadkimi ziarnami glaukonitu i igłami gąbek, w górnej zaś w postaci piasków z pyłem węglowym, wkładkami mułowcowo-ilastymi i z wtrąceniami węgla. Piaski i mułki warstw adamowskich wyróżniają się szarobrunatną barwą (Chmal, 1990). W stropie warstw adamowskich na obszarze niemalże całej Wielkopolski leżą pokłady węgla brunatnego w obrębie tzw. *formacji środkowopolskiej* (Troć i Sadowska, 2006) (Ryc. 4.7). Warstwy środkowopolskie złożone są z iłów i mułków szarych lub szarych z odcieniem zielonawym, przeważnie zawierających obfite szczątki roślinne. Wśród tych warstw występuje jeden bądź dwa pokłady węgli brunatnych (Ciuk, 1970). W rejonie Poznania rozdzielone są one ciemnobrunatnymi iłami lub mułkami z gniazdami węgli (Walkiewicz, 1984).

W podłożu okolic Poznania występuje wąski system rowów i zrębów tektonicznych nazywany strefą dyslokacyjną Poznań-Oleśnica (Ryc. 4.6). Jej powstanie datuje się na perm, jednakże aktywność tektoniczna tego obszaru miała szczególne nasilenie w neogenie. Strefa dyslokacyjna poprzecinana jest uskokami, powstałe w ten sposób segmenty nazywa się rowami Naramowic, Mosiny, Czempinia itd. (Widera, Banaszak, Cepińska i Derdowski, 2004). W konsekwencji aktywności tektonicznej zachodzącej w podłożu neogeńskiego basenu sedymentacyjnego zbiornik ten stale się pogłębiał (Dadlez i Jaroszewski, 1994). Subsydencja dna zachodziła nieprzerwanie z różnym nasileniem przez cały neogen, co powodowało powstawanie w strefie rowów tektonicznych osadów morskich o zwiększonej miąższości (Cepińska, 2003).



Ryc. 4.7 Schemat litostratygraficzny paleogenu i neogenu (bez plejstocenu i holocenu) w rowach tektonicznych Naramowic i Mosiny (wg Widery et al., 2004)

Bezpośrednio na mioceńskiej formacji środkowopolskiej zalega miąższy kompleks iłów, mułków ilastych, mułków i piasków bardzo drobnoziarnistych (Troć i Sadowska, 2006) nazywany dawniej serią poznańską (Dyjor, 1968; 1970), a dziś *formacją poznańską* (za Piwockim, 2002 i Widerą et al., 2004) (Ryc. 4.7) lub potocznie iłami poznańskimi, choć jej skład granulometryczny jest zmienny. Obecnie formację środkowopolską zawierającą badeńskie pokłady węgli brunatnych zalicza się do formacji poznańskiej jako tzw. ogniwo środkowopolskie podścielające zasadnicze ogniwo wielkopolskie. Sedymentacja formacji poznańskiej na Niżu Polskim przebiegała od środkowego miocenu do początku pliocenu (Troć i Sadowska, 2006).

Ogniwo wielkopolskie formacji poznańskiej podzielić można na trzy poziomy różniące się wykształceniem osadów, składem mineralogicznym frakcji ilastej, zespołem minerałów autigenicznych i warunkami fizyczno-chemicznymi środowiska powstania:

- ✓ poziom dolny iłów szarych i brunatnych powstałych w środowisku bagiennym,
- ✓ poziom środkowy iłów szaroniebieskich i zielonych z glaukonitem powstałych w redukcyjnym środowisku morskim,
- ✓ poziom górny iłów pstrych (płomienistych) powstałych w środowisku utleniającym (Dyjor, 1970; Kunkel, 1975).

Poziom najstarszy to kompleks utworów ilastych, szarych lub brunatnoszarych z licznymi szczątkami roślin. Odnotować tu można przewarstwienia czarnych iłów węglistych z drobnymi soczewkowatymi wkładkami węgla brunatnego. Lokalnie występują również soczewki piasków pylastych i drobnoziarnistych, przeważnie silnie zailonych, szarozielonawych. Miąższość warstwy iłów szarych i brunatnych może dochodzić do kilkunastu metrów, a od wyżej leżących iłów szaroniebieskich i zielonych odróżnia je wyraźna obecność szczątków roślinnych (Troć i Sadowska, 2006).

W poziomie środkowym nie znajduje się szczątków roślinnych, gdyż powstał on w środowisku głębokomorskim. Iły niebieskie i zielone z glaukonitem przeławicone są mułkami oraz drobnoziarnistymi piaskami (niekiedy nawet do gruboziarnistych) z domieszką ziarn skaleniowych. Spotyka się w nich również warstwy glin kaolinowych (Dyjor, 1968; Czapkowski i Kasiński, 2002).

Najmłodsze ogniwo formacji poznańskiej stratygraficznie zaliczane do pliocenu powstało w kilku cyklach sedymentacyjnych rozpoczynających się osadami mułkowymi, a nawet drobnopiaszczystymi, a kończących się zwykle tłustymi iłami. We wszystkich cyklach przeważają osady z pomarańczowymi lub czerwonymi do wiśniowych plamami przypominającymi kształtem pełzające płomienie – stąd nazwa „iły płomieniste". W składzie mineralnym frakcji iłowej omawianych osadów przeważa zespół minerałów ilastych (od składnika najliczniejszego) illit – kaolinit – montmorylonit (Wiewióra i Wyrwicki, 1974; Kumor, 1994).

Miąższość i aktualna głębokość zalegania iłów mio-plioceńskich zależą od morfologii neogeńskiego zbiornika, w którym powstawały oraz od postsedymentacyjnych procesów geologicznych (Gorączko i Kumor, 2011). Miąższość formacji poznańskiej w zachodniej (wielkopolskiej) płytszej części zbiornika neogeńskiego wynosi przeciętnie 100m (Areń, 1957) - waha się od 110m w strefie rowu poznańskiego do około 30÷40m na jego skrzydłach (Chmal, 1990). Lokalnie plejstoceńska erozja subglacjalna usunęła iły poznańskie

całkowicie lub zredukowała je do kilkumetrowej miąższości, jednocześnie w strefie zaburzeń glacitektonicznych i na zboczach doliny Warty iły te występują na powierzchni (Chmal, 1990).

Do najstarszych osadów **plejstoceńskich** należą gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich. Na obszarze Poznania i okolic występują one jedynie w obrębie subglacjalnych rynien rozcinających utwory trzeciorzędowe, lokalnie nawet do mioceńskiej formacji burowęglowej (Ryc. 4.6, wydzielenie 42). Są to gliny ilaste, ciemnoszare, o dużej zwięzłości i zawierające wkładki węgla brunatnego (Chmal, 1990).

Gliny zwałowe zlodowaceń środkowopolskich – zlodowacenia Odry zalegają dość zwartym pokładem bezpośrednio na utworach neogeńskich lub na glinach starszej generacji (Ryc. 4.6, wydzielenie 41). Nad nimi występują piaski i żwiry wodnolodowcowe interglacjału mazowieckiego o miąższości do 22m (Chmal, 1990).

Gliny zwałowe zlodowaceń środkowopolskich – zlodowacenia Warty (Ryc. 4.5 i 4.6, wydzielenie 38) zalegają płatowo na glinach tzw. dolnych lub na utworach międzyglinowych rozdzielających te dwa pokłady morenowe od siebie. Górne gliny zwałowe osiągają miąższość do 28m, na ogół jednak jest ona znacznie mniejsza niż glin dolnych. Na obszarze Poznania i okolic gliny te odsłaniają się na powierzchni terenu głównie w dolinie rzeki Warty. Sedymentację okresu zlodowaceń środkowopolskich kończą piaski i żwiry wodnolodowcowe, które występują lokalnie w obrębie wzgórz, a więc mogą mieć charakter kemowy (Chmal, 1990).

Utwory lodowcowe i wodnolodowcowe z okresu ostatniego zlodowacenia (bałtyckiego) rozdzielono na fazy leszczyńską i poznańską. Gliny zwałowe obu tych faz odsłaniają się na dużym obszarze arkusza Poznań, a co za tym idzie względnie często stanowią podłoże budowlane. Gliny lodowcowe fazy leszczyńskiej (Ryc. 4.5 i 4.6, wydzielenie 33) są silnie piaszczyste (68-74%), barwy żółtej. Ich miąższość wynosi zwykle 3÷5m, a miejscami dochodzi do 12m. Gliny fazy poznańskiej występują tu w dwóch formach: w obrębie moreny czołowej – strefy wzgórz powstałych przez glacitektoniczne spiętrzenie utworów neogeńskich (Ryc. 4.5 i 4.6, wydzielenie 26) oraz moreny dennej, falistej tworząc liczne pagórki i wzgórza o wysokościach względnych 5÷15m (Ryc. 4.6, wydzielenie 27) (Chmal, 1990).

4.4 WODY POWIERZCHNIOWE I WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

4.4.1 Wody powierzchniowe

Rozpatrywany obszar należy do dorzecza Warty. Około 1,5 km na wschód od poligonu badawczego nr 1 przebiega topograficzny dział wodny III rzędu rozdzielający zlewnię

Strumienia Różanego i Bogdanki. Obszar, na którym prowadzone były badania bezpośrednio odwadniany jest przez jedną z dwóch odnóg cieku Wierzbak mającą swój obszar źródliskowy w rejonie Osiedla Hulewiczów. Wierzbak jest lewobrzeżnym dopływem Bogdanki. Na obszarze aglomeracji poznańskiej układ wód powierzchniowych uległ silnemu przeobrażeniu, co wiąże się przede wszystkim z systematycznym wzrostem zabudowy terenu oraz z pracami hydrotechnicznymi prowadzonymi na ciekach. Dolny bieg Bogdanki i Wierzbaka został częściowo przykryty, a częściowo wprowadzony do podziemnego systemu kanalizacyjnego. Zasadniczej zmianie uległ także bieg Wierzbaka – uchodził on pierwotnie do Warty, a obecnie wpływa do Bogdanki na terenie Parku Sołackiego, poniżej Stawów Sołackich. Ponieważ okolice poligonu badawczego są obszarem wysoczyznowym, zbudowanym z glin zwałowych, Wierzbak w swoim górnym biegu ma charakter okresowy, a w czasie wezbrań zasięg wód powodziowych nie przekracza jego doliny. Długość Wierzbaka, jako cieku okresowo tylko prowadzącego wodę, systematycznie wzrasta ze względu na stały wzrost wielkości odwodnienia obszarowego spowodowanego ogólnym obniżaniem zwierciadła pierwszego poziomu wód podziemnych na terenie miasta Poznania. Przyczyną tego zjawiska jest ograniczanie zasilania wód podziemnych w wyniku szczelnej zabudowy terenu, prace odwodnieniowe mające na celu zabezpieczenie fundamentów obiektów budowlanych oraz tworzenie rozbudowanego systemu sztucznego drenażu, celem jak najszybszego odprowadzania wód opadowych i roztopowych (Kaniecki, 1989). Topograficzny dział wodny III rzędu rozdzielający zlewnię Strumienia Różanego i Bogdanki przebiega około 1,0km na zachód od poligonu badawczego nr 2. Obszar ten położony jest w odległości około 300m od źródeł Strumienia Różanego, będącego lewobrzeżnym dopływem Warty.

Cieki rozpatrywanego obszaru charakteryzują się śnieżno-deszczowym reżimem zasilania, z jednym maksimum i jednym minimum w ciągu roku. Po osiągnięciu wiosennego maksimum, przypadającego najczęściej na marzec, stany wody i przepływy w ciekach zmniejszają się wyraźnie. Zarówno Wierzbak, jak i Bogdankę charakteryzuje szybkie przejście od kulminacji do stanów niżówkowych, które na ogół rozpoczynają się w czerwcu, są stabilne i utrzymują się w zasadzie do końca roku hydrologicznego. W okresach zimowych w wyniku długotrwałego występowania ujemnych temperatur powietrza, zaznaczają się również niżówki, niekiedy nawet głębokie i długotrwałe (Kaniecki, 1989).

Obszar aglomeracji poznańskiej w całości zaliczany jest do obszarów ekologicznego zagrożenia ze względu na niezadawalający stan wód powierzchniowych. Powodem jest nadal nieuporządkowana gospodarka wodno-ściekowa oraz wysoka emisja zanieczyszczeń pyłowo-gazowych. W swym końcowym odcinku Bogdanka należy do

najbardziej zanieczyszczonych cieków wodnych w kraju, na co główny wpływ ma fakt, że zbiera wody opadowe z dużej części lewobrzeżnego Poznania. Obecnie jednym z priorytetów miasta jest przebudowa sieci kanalizacyjnej w tej części miasta co ma znacznie poprawić stan wód Bogdanki (Szeląg-Wasielewska i Ziętkowiak, 2011).

4.4.2 Warunki hydrogeologiczne

W rejonie badań wody podziemne o znaczeniu użytkowym występują w obrębie dwóch pięter wodonośnych: czwartorzędowego i paleogeńsko-neogeńskiego. Obecnie dla zaopatrzenia w wodę mieszkańców Poznania wykorzystuje się głównie wody głębszego piętra. Wody podziemne z osadów czwartorzędowych ujmuje się jedynie do celów gospodarczych. Pomimo tego wzdłuż ul. Obornickiej, na wysokości poligonu badawczego nr 1 nie ma sieci wodociągowej. W związku z powyższym ludność wspomnianego rejonu zaopatruje się w wodę użytkową ze studni przydomowych. Najczęściej są to studnie kopane, do głębokości ok. 7,5m p.p.t., ujmujące sączenia międzyglinowe w obrębie glin północnopolskich (silnie spiaszczonych, z licznymi przewarstwieniami pylasto-piaszczystymi oraz domieszką żwiru). Na poligonie badawczym nr 1 wykonanymi badaniami prowadzonymi do 15m p.p.t. nie stwierdzono występowania piętra czwartorzędowego, gdyż w obszarze tym gliny zlodowacenia bałtyckiego zalegają bezpośrednio na glinach środkowopolskich (Ryc. 4.6). W trakcie wierceń udokumentowano jedynie sączenia międzyglinowe rozpoczynające się na głębokości 3,30m p.p.t., w obrębie młodszego poziomu glin. Zwierciadło wody związane z owymi sączeniami w miesiącu wrześniu stabilizowało się na głębokości 1,75m p.p.t (Zał. 1). Na poligonie badawczym nr 2 w trakcie badań terenowych na głębokości 2,0m p.p.t. nawiercono warstwę piasku drobnoziarnistego o miąższości 1,2m. Swobodne zwierciadło wód podziemnych w jej obrębie zalegało na głębokości 2,6m p.p.t. (Zał. 1). Omawiana warstwa wodonośna wykształcona jest prawdopodobnie w formie soczewy międzyglinowej zalegającej w obrębie ablacyjnych glin północnopolskich.

4.4.2.1 Paleogeńsko-neogeńskie piętro wodonośne

Piętro wodonośne w utworach paleogeńsko-neogeńskich związane jest z seriami piaszczystymi miocenu. Tworzą je piaski o różnej ziarnistości o miąższości około 30m. Poziom mioceński jest poziomem użytkowym na omawianym terenie, ponieważ piętro to występuje praktycznie na większości obszaru aglomeracji poznańskiej (Dąbrowski, Trzeciakowska i Straburzyńska, 2000). W piętrze paleogeńsko-neogeńskim wydzielono jedną jednostkę hydrogeologiczną w poziomie mioceńskim – 1cTrI. Jednostka ta, o powierzchni 226,8km^2

stanowi mioceński poziom zbiornika wielkopolskiego, zbudowany z piasków, głównie drobnoziarnistych i mułkowatych o miąższości od kilkunastu do 80m, średnio 40m, występujących na głębokości 50÷150m p.p.t. pod nadkładem słabo przepuszczalnych glin morenowych czwartorzędu oraz kompleksu iłów poznańskich, o charakterze bardzo słabo przepuszczalnym (Dąbrowski et al., 2000).

4.4.2.2 Czwartorzędowe piętro wodonośne

W okolicy poligonu badawczego pierwszy poziom wodonośny (poziom wód gruntowych), mający kontakt hydrauliczny z wodami powierzchniowymi, występuje w piaskach i żwirach wodnolodowcowych I-go poziomu sandrowego (np. Sandr Naramowicki) lub w stropowej partii spiaszczonych glin zwałowych (w eluwiach) fazy leszczyńskiej. Lustro wody pierwszego poziomu wodonośnego znajduje się na głębokości od około 0,5m p. p. t. (w dolinie Różanego Potoku czy Bogdanki) do nawet poniżej 5m p. p. t. (na wysoczyźnie morenowej i równinie sandrowej).

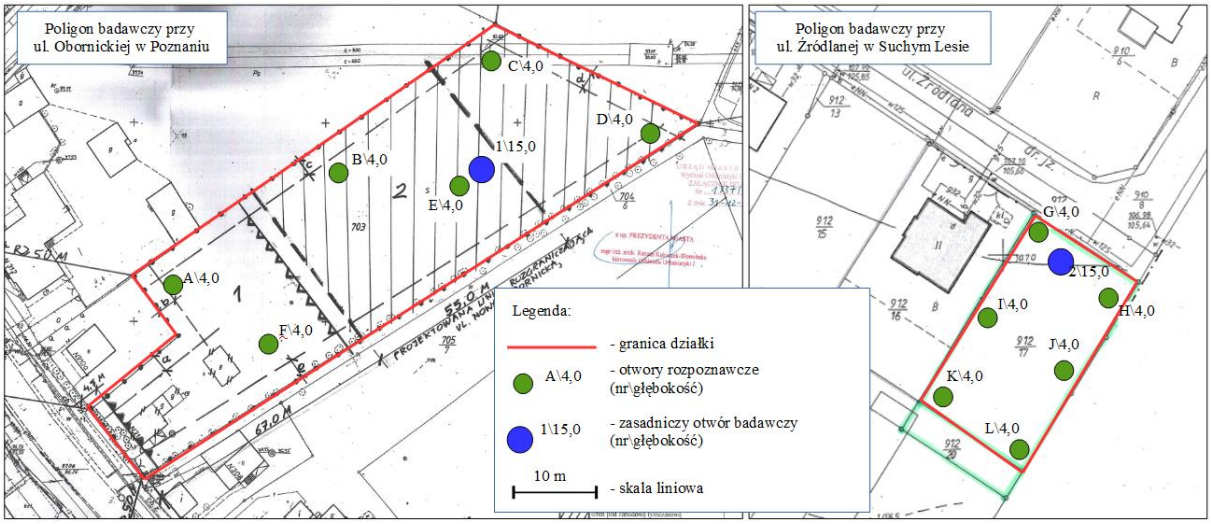
Drugi poziom wodonośny piętra czwartorzędowego związany jest z dolnymi piaskami i żwirami wodnolodowcowymi fazy leszczyńskiej rozdzielającymi brunatne gliny zlodowacenia północnopolskiego od szarych glin środkowopolskich. Trzeci poziom omawianego piętra wodonośnego występuje w starszych piaskach i żwirach wodnolodowcowych – zlodowacenia Odry podścielających szare gliny warciańskie (środkowopolskie). Zwierciadło wód podziemnych w obrębie obu tych poziomów zalega na rzędnych 80÷87m n.p.m., gdyż mają one kontakt hydrauliczny i w wielu miejscach przechodzą jeden w drugi klinowo (Dąbrowski et al., 2000).

5 METODY BADAŃ

5.1 BADANIA TERENOWE

We wstępnej fazie badań terenowych na obu poligonach badawczych wykonano po sześć otworów wiertniczych do głębokości 4m p.p.t. przy pomocy ręcznego zestawu wiertniczego (Ryc. 5.1). Celem było ustalenie faktycznej głębokości zalegania stropu glin lodowcowych i zwierciadła wód podziemnych, rozpoznanie geotechnicznych rodzajów gruntu, wyznaczenie obszaru wychodni utworów fluwioglacjalnych, sprawdzenie miąższości glin najmłodszego zlodowacenia oraz wytypowanie miejsca wykonania odwiertów zasadniczych.

Główną częścią badań terenowych zmierzającą do pozyskania odpowiedniej ilości próbek gruntowych do badań laboratoryjnych było wykonanie dwóch otworów badawczych (po jednym na każdym poligonie badawczym) do głębokości 15m p.p.t. przy pomocy wiertnicy mechanicznej (Ryc. 5.1). Otwór wykonany na działce przy ul. Obornickiej w Poznaniu oznaczono numerem 1, natomiast otwór zlokalizowany w Suchym Lesie przy ul. Źródlanej – numerem 2. Do głębokości 7,5m p.p.t. w otworze nr 1 i do 9,2m p.p.t. w otworze nr 2 zalegały gliny zlodowacenia północnopolskiego, fazy leszczyńskiej, które przechodziły płynnie, bez jakiejkolwiek warstwy osadów fluwioglacjalnych, w gliny zlodowaceń środkowopolskich, zlodowacenia Warty (Zał. 1). W obu otworach gliny północnopolskie były wyraźnie dwudzielne – wydzielono w nich od powierzchni warstwę glin facji ablacyjnej, a poniżej warstwę glin facji bazalnej. W celu uzyskania jak największej ilości materiału do badań próbki gruntowe pobierano co 30cm. Łącznie pobrano 80 próbek gruntu o masie ok. 0,5kg każda, w tym 47 próbek z glin zlodowacenia północnopolskiego, fazy leszczyńskiej (23 z glin ablacyjnych i 24 z glin bazalnych) oraz 33 z glin zlodowaceń środkowopolskich, zlodowacenia Warty. Były to próbki o zachowanym uziarnieniu i wilgotności (tzw. próbki o naturalnej wilgotności - NW wg normy PN-88/B-04481, inaczej próbki klasy B.3 wg normy PN-EN 1997-2: 2009). Wszystkie pobrane próbki gruntu poddano analizie makroskopowej wg zasad normy PN-88/B-04481 (Zał. 2).



Ryc. 5.1 Mapy dokumentacyjne poligonów badawczych

5.2 BADANIA LABORATORYJNE I METODY OBLICZENIOWE

Program badań laboratoryjnych, poza ponownym przeprowadzeniem badań makroskopowych, objął oznaczenie:

- składu granulometrycznego gruntów,
- składu mineralnego frakcji iłowej,
- składu mineralno-petrograficznego frakcji żwirowej,
- wartości wilgotności naturalnej (w_n),
- wartości granicy plastyczności (w_P) czterema różnymi metodami,
- wartości granicy płynności (w_L) czterema różnymi metodami,
- wartości tzw. „nowego wskaźnika konsystencji" (I_{CN}) służącego do obliczenia tzw. „nowego stopnia plastyczności" (I_{LN}).

Metodyka i cele wymienionych badań laboratoryjnych zostały omówione w poniższych podrozdziałach.

5.2.1 Skład granulometryczny

W związku z tym, że badaniom poddawane były tzw. grunty mieszane analiza granulometryczna zastała wykonana metodą kombinowaną – sedymentacyjno-mechaniczną (PKN-CEN ISO/TS 17892-4:2009. Badania geotechniczne). Posłużono się zarówno analizą areometryczną, której opis procedury zawiera Polska Norma (PN-R-04032:1998. Gleby i utwory mineralne) oraz analizą sitową zgodnie ze Specyfikacją Techniczną (PKN-CEN ISO/TS 17892-4). Ponadto każdą próbkę przeznaczoną do badań granulometrycznych przetarto

przez sito o wymiarze oczek 2,0mm w celu usunięcia i dokładnego oznaczenia procentowej zawartości frakcji żwirowej.

Analizę areometryczną wykonano za pomocą areometru Prószyńskiego. Polega ona na porównaniu gęstości zdyspergowanej zawiesiny gruntowej z roztworem porównawczym podczas procesu sedymentacji gruntów doprowadzonych do postaci zawiesiny. Odczyty gęstości zawiesiny dokonuje się po upływie odstępów czasowych mierzonych od momentu wytworzenia zawiesiny zgodnie z treścią tablic Prószyńskiego (PN-R-04032:1998). Czas ten zależy od temperatury zawiesiny i roztworu oraz składu granulometrycznego próbki.

Następnie całość zawiesiny pozostałej po analizie areometrycznej, z której już uprzednio usunięto ziarna frakcji żwirowej, przelewana była przez zestaw znormalizowanych sit o średnicach 4,00; 2,00; 1,00; 0,50; 0,25; 0,10; 0,05mm. Celem przeprowadzania analizy sitowej było rozfrakcjonowanie zawiesiny gruntowej (a konkretnie jej frakcji piaszczystej i ewentualnie pozostałości frakcji żwirowej) na grupy ziarn o zbliżonej wielkości średnic zastępczych. Mierzono procentową zawartość suchych ziarn poszczególnych podfrakcji w stosunku do całej badanej próbki gruntu w stanie suchym. Porównanie zawartości danych podfrakcji w gruncie było porównaniem wagowym ich ilości w stosunku do masy całej próbki.

Łącznie wykonano 80 analiz areometrycznych i 80 analiz sitowych, 47 z glin zlodowacenia północnopolskiego i 33 z glin zlodowaceń środkowopolskich (zlodowacenia Warty). Wyniki badań przedstawiono tabelarycznie (Tab. 6.1) i graficznie (Ryc. 6.1) na trójkącie klasyfikacyjnym (trójkącie Fereta) zgodnie z normą PN-86/B-02480 oraz w postaci krzywych uziarnienia.

5.2.2 Skład mineralny frakcji iłowej

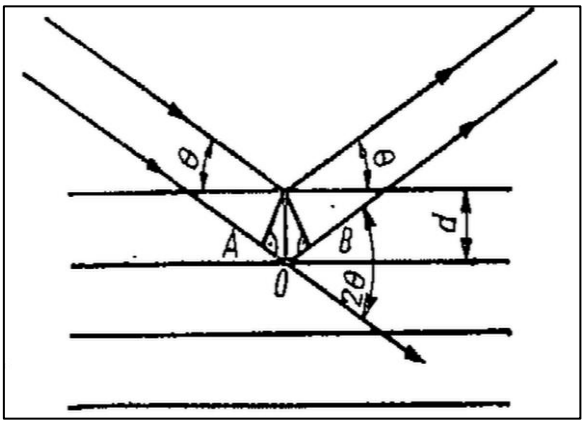
Do badań składu mineralnego frakcji iłowej zastosowano metodę proszkowej analizy rentgenowskiej przy użyciu rentgenografu Thermo Electron (model ARL X'tra) (Ryc. 5.2), a do opracowania dyfraktogramów i analizy jakościowej zastosowano oprogramowanie Win XRD. Zakres kątowy badań na podstawie dyfraktogramów, wynosił 3÷30° przy kroku 0,02°. Wstępne wyniki badań składu mineralnego frakcji iłowej różnowiekowych glin występujących na terenie północnej części Poznania i okolic zostały przedstawione we wcześniejszej pracy autorki (Krawczyk, 2016).

Wszystkie analizowane próbki frakcji iłowej zostały podzielone na dwie frakcje <0,2μm i <2μm. Do analizy rentgenowskiej sporządzono z nich po 3 preparaty: w stanie powietrzno-suchym, po nasyceniu glikolem etylenowym i po prażeniu w temperaturze 550°C.

Do identyfikacji składu mineralnego frakcji iłowej pobrano łącznie 6 próbek gruntu. Wykonano 4 analizy z próbek glin zlodowacenia północnopolskiego fazy leszczyńskiej (w tym 2 z glin facji ablacyjnej i 2 z glin facji bazalnej) oraz 2 analizy z próbek glin zlodowaceń środkowopolskich, zlodowacenia Warty.



Ryc. 5.2 Szwajcarski rentgenograf Thermo Electron, model ARL X'tra w laboratorium rentgenografii strukturalnej (XRD) Instytutu Geologii (Instytut Geologii UAM, 2018)



Ryc. 5.3 Odbicie promieni rentgenowskich od równoległych płaszczyzn sieciowych (Bolewski i Manecki, 1993)
$\boldsymbol{\theta}$ – kąt padania i odbłysku promieni rentgenowskich
$\boldsymbol{d_{hkl}}$ – odstęp między płaszczyznami sieciowymi

Podstawową frakcją kształtującą właściwości gruntów spoistych jest frakcja iłowa i zawarte w niej minerały ilaste zaliczane do glinokrzemianów warstwowych. We frakcji iłowej koncentrują się także związki żelaza i glinu oraz krzemionka bezpostaciowa (Myślińska, 2001).

Minerały ilaste to grupa minerałów będących uwodnionymi glinokrzemianami glinu, niekiedy magnezu o budowie warstwowej lub rzadziej warstwowo-wstęgowej i rozmiarach ziaren najczęściej nie przekraczających 2μm. Zróżnicowana budowa wewnętrzna minerałów ilastych jest powodem zmienności wielu cech fizyczno-mechanicznych gruntów spoistych (Bolewski i Manecki, 1993).

W celu identyfikacji minerałów ilastych za pomocą promieni rentgenowskich stosuje się tzw. metodę proszkową. Metoda ta polega na roztarciu badanej substancji na drobny proszek złożony ze zorientowanych w różnych kierunkach kryształów i oświetleniu go monochromatycznymi promieniami rentgenowskimi. Wśród tych kryształów zawsze znajdą się takie, których płaszczyzna będzie tworzyć z padającymi promieniami kąt, przy którym będzie zachodzić interferencyjne odbicie promieni rentgenowskich (Ryc. 5.3), a więc będą spełnione warunki równania Wulfa-Bragga (5.1).

$$N\lambda = 2d_{hkl}sin\theta \tag{5.1}$$

$\boldsymbol{\lambda}$ – długość fali użytego promieniowania
$\boldsymbol{\theta}$ – kąt odbłysku, tj. kąt zawarty między promieniem padającym a płaszczyznami, na których zachodzi ugięcie
$\boldsymbol{d_{hkl}}$ – odstęp między równoległymi płaszczyznami sieciowymi o wskaźnikach h, k, l
$\boldsymbol{N}$ – liczba całkowita

Dla zwiększenia dokładności wyników i pewności interpretacyjnej, w przypadku analizy minerałów ilastych, preparat do badań rentgenowskich przygotowuje się na trzy sposoby: suszy się go do stanu powietrzno-suchego (Ryc. 6.5 - 6.7; linia czarna), nasyca się go glikolem etylenowym (Ryc. 6.5 - 6.7; linia niebieska) oraz praży przez godzinę w temperaturze np. 500-600ºC (Ryc. 6.5 - 6.7; linia czerwona). Przykładem celowości zastosowania takiej specjalnej preparatyki mogą być minerały z grupy smektytów, które nasycone przed badaniem glikolem etylenu wykazują zmianę odległości d_{001}, czego nie obserwujemy w minerałach z innych grup (kaolinitu, łyszczyków).

5.2.3 Skład mineralno-petrograficzny frakcji żwirowej

Analiza mineralno-petrograficzna należy do grupy analiz teksturalnych. Stosuje się ją w celu określenia składu mineralno-petrograficznego żwirów w ujęciu jakościowym i ilościowym oraz jego zmian przestrzennych w osadach akumulacji lodowcowej i glacjofluwialnej. Uzyskane w toku tej analizy wyniki służą m.in. do korelacji lub podziału wydzieleń litologicznych (w tym do określenia facji i subfacji danego osadu) oraz przyporządkowaniu chronostratygraficznemu badanego gruntu. Powyższe cele realizuje się m.in. przeprowadzając analizę mineralno-petrograficzną żwirów średnioziarnistych (5÷10mm) występujących w glinie lodowcowej (Górska-Zabielska, 2010). Zalecana frakcja stanowi najlepszą reprezentację całego spektrum petrograficznego żwirów występującego w badanej glinie lodowcowej (Rzechowski, 1971).

Aby przeprowadzić analizę składu mineralno-petrograficznego średnioziarnistych żwirów z glin należy uzyskać statystycznie reprezentatywną (co najmniej 300 sztuk) populację żwirów z glin jednej facji. Następnie okruchy żwirowe dzieli się na 16 typów petrograficznych (Tab. 5.1) (Marks i Ber, 1999). Przy ich oznaczaniu, podczas którego stosuje się znane kryteria (Górska, 2000) korzysta się z lupy binokularnej oraz 2-3% kwasu HCl.

Tab. 5.1 Typy petrograficzne skał wydzielane przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy w analizach petrograficznych żwirów osadów glacjalnych oraz ich symbole (Marks i Ber, 1999)

Grupa skał	Typ petrograficzny skał	Symbol
Paleozoiczne i starsze (skandynawskie)	Skały krystaliczne (*magmowe i metamorficzne, w tym łupki*)	***Kr***
	Wapienie *(szare i czerwone)*	W_p
	Dolomity	D_p
	Łupki *(z wyjątkiem krystalicznych)*	$Ł_p$
	Piaskowce i kwarcyty (*paleozoiczne lub starsze*)	P_p
	Kwarc pochodzący z dezintegracji skał krystalicznych	Q_p
Mezozoiczne i kenozoiczne (lokalne)	Skały węglanowe *(wapienie i margle białe)*	W_m
	Piaskowce	P_m
	Kwarc mleczny (*głównie paleogeński i neogeński*)	Q_m
	Krzemienie i czerty	Krz_m
	Rogowce i lidyty	R_m
	Mułowce „starsze” (*paleogenu i górnej kredy*)	M_1
	Mułowce „młodsze” *(neogenu)*	M_2
	Konkrecje fosforytowe	F_m
	Konkrecje pirytowe	Pt_m
	Węgiel *(ew. makroszczątki organiczne)*	C_m
	Skały inne	I_m

Na podstawie wzajemnych proporcji skał pochodzenia skandynawskiego w żwirach osadów lodowcowych wylicza się wskaźniki petrograficzne: ***O/K***, ***K/W***, ***A/B***, gdzie: ***O*** – zawartość skał osadowych, ***K*** – zawartość skandynawskich skał krystalicznych, ***W*** – zawartość wapieni i dolomitów paleozoicznych, ***A*** – zawartość skał mało odpornych na wietrzenie, ***B*** – zawartość skał odpornych na wietrzenie.

W ramach niniejszej pracy przeprowadzono badania składu mineralno-petrograficznego żwirów z glin na 6 łączonych próbach gruntu – po jednej próbie z każdego typu facjalnego (z glin północnopolskich, ablacyjnych i bazalnych oraz z glin środkowopolskich) i z każdego poligonu badawczego.

5.2.4 Wilgotność naturalna gruntu

Wilgotność to wyrażony w procentach stosunek masy wody (zarówno wody wolnej, jak i związanej) zawartej w próbce gruntu, do masy suchego szkieletu gruntowego tej próbki (Myślińska, 2001). Laboratoryjne oznaczenie wilgotności gruntu przeprowadza się poprzez ważenie próbek gruntu wilgotnego i umieszczenie ich w suszarce utrzymującej temperaturę 105÷110°C przez okres 16÷24h. Po wysuszeniu próbek do stałej masy waży się je ponownie.

Wilgotność oblicza się ze wzoru:

$$w = \frac{m_{mt} - m_{st}}{m_{st} - m_t} \cdot 100 = \frac{m_w}{m_s} \cdot 100[\%], \tag{5.2}$$

gdzie:
$\boldsymbol{m_{mt}}$ – masa parowniczki i próbki w stanie wilgotnym [g];
$\boldsymbol{m_{st}}$ – masa parowniczki i próbki w stanie suchym [g];
$\boldsymbol{m_t}$ – masa pustej parowniczki [g];
$\boldsymbol{m_w}$ – masa wody w gruncie [g];
$\boldsymbol{m_s}$ – masa suchych stałych cząstek gruntu [g].

Oznaczenia wilgotności naturalnej gruntów wykonano dwukrotnie dla każdej próbki gruntu wykorzystanej do badań w penetrometrze stożkowym i aparacie Casagrande. Do oznaczeń użyto próbek gruntowych klasy ***B.3*** pobranych zgodnie z założeniami normy Eurokod 7 (PN-EN 1997-2: 2009) i wykonano je niezwłocznie po pobraniu próbek w terenie. Łącznie oznaczono wartości wilgotności 80 próbek gruntu, z których 47 stanowiły gliny zlodowacenia północnopolskiego fazy leszczyńskiej, a kolejne 33 to próbki glin zlodowaceń środkowopolskich, zlodowacenia Warty.

5.2.5 Granice konsystencji (dyskusja nad metodyką)

Pojęcie granic konsystencji służące do klasyfikacji gruntów drobnoziarnistych wprowadził na początku XX wieku szwedzki uczony Albert Mauritz Atterberg (Atterberg, 1911; 1912). Obecnie tzw. granica płynności (wilgotność gruntu znajdującego się dokładnie pomiędzy konsystencją płynną a plastyczną – $\boldsymbol{w_L}$) i granica plastyczności (oddzielająca konsystencję plastyczną od zwartej – $\boldsymbol{w_P}$) są jednymi z podstawowych parametrów geotechnicznych określającymi zakres wilgotności, w którym grunt zachowuje właściwości plastyczne. W tradycyjnym ujęciu precyzyjne oznaczenie granic konsystencji jest ważnym zagadnieniem geologii inżynierskiej.

5.2.5.1 Granica płynności

Granica płynności to wilgotność jaką posiada grunt znajdujący się dokładnie na granicy stanu miękkoplastycznego i płynnego (PN-86/B-02480). Wyróżnia się dwa podejścia do laboratoryjnego oznaczania wartości granicy płynności (Suchnicka, 1999):

- dynamiczne – oparte na koncepcji Atterberga, uściślonej i zestandaryzowanej w 1932 roku przez Casagrande'go, polegające na odpowiednim umieszczeniu próbki gruntu w miseczce, przecięciu jej bruzdą i obserwacji zlewania się bruzdy podczas uderzania miseczki o gumowe podłoże (tzw. metoda udarowa);

- statyczne – oparte na metodzie penetrometru stożkowego zaproponowanego przez Geotechnical Commission of the Swedish State Railways (GCSSR) już między 1914 a 1922 rokiem (Leroueil i Le Bihan, 1996), wykorzystywanego początkowo do określania wytrzymałości na ścinanie w gruntach (Hansbo, 1957) i zaadaptowanego do wyznaczania granicy płynności (Karlsson, 1977); w podejściu tym o wartości w_L decyduje głębokość zanurzenia się, pod własnym ciężarem, obciążnika w kształcie stożka przyłożonego do powierzchni gruntu;

Na bazie obu omówionych sposobów rozwinęły się i zostały usankcjonowane wewnętrznymi normami państwowymi metody oznaczania granicy płynności, które różniły się od siebie w poszczególnych krajach. Ujednolicenie przepisów dotyczących badań geotechnicznych na terenie Europy nastąpiło wraz z wprowadzeniem Eurokodu 7 (PN-EN 1997-1,2:2009. Projektowanie geotechniczne). Specyfikacja techniczna (CEN ISO/TS 17892-12:2004. Badania geotechniczne) będąca integralną częścią Eurokodu, określa penetrometr stożkowy jako metodę „zalecaną do oznaczania granicy płynności", natomiast aparat Casagrande jako metodę „alternatywną", dającą znacznie mniej wiarygodne wyniki (Ryc. 5.4). Pomimo to w wielu krajach europejskich, np. w Polsce, Niemczech (np. Spagnoli, 2012) czy Czechach (np. Fojtová, Marschalko, Franeková i Kovár, 2009), do oznaczania wartości w_L nadal powszechnie stosuje się aparat Casagrande, jako metodę klasyczną, silnie zakorzenioną w praktyce inżynierskiej. W Wielkiej Brytanii do omawianych badań standardowo wykorzystywany jest penetrometr stożkowy, gdyż norma angielska obowiązująca przed wprowadzeniem Eurokodu określała tę metodę jako „definitywną" (Özer, 2009). Również w takich państwach jak Dania, Norwegia, Szwecja, Francja, Kanada czy Indie na szeroką skalę stosuje się penetrometr stożkowy ze względu na mniej skomplikowaną procedurę badania, większą powtarzalność wyników i krótszy czas potrzebny do przeprowadzenia testu (Sridharan, Nagaraj i Prakash, 1999). Natomiast w Stanach Zjednoczonych jedyną metodą rekomendowaną przez American Society for Testing and Materials do oznaczania granicy płynności jest aparat Casagrande (ASTM D 4318-05:2000. Standard Test Methods for Liquid Limit, Plastic Limit and Plasticity Index of Soils).



Ryc. 5.4 Narzędzia używane podczas badań w ramach niniejszej rozprawy doktorskiej: aparat Casagrande z napędem mechanicznym (z lewej) oraz półautomatyczny penetrometr stożkowy (z prawej)

Oznaczenie granicy płynności w aparacie Casagrande polega na wykreśleniu zależności pomiędzy ilością uderzeń miseczki aparatu a wilgotnością pasty gruntowej na podstawie przynajmniej 5 punktów pomiarowych. Wartość w_L definiowana jest jako wilgotność, jaką ma pasta gruntowa umieszczona w miseczce aparatu Casagrande, w momencie, gdy wykonana w niej bruzda zlewa się przy 25 uderzeniu miseczki o podstawę, na długości 10mm i wysokości 1mm (PN-88/B-04481). Wartość ta odczytywana jest z wykreślonej zależności.

Oznaczenie granicy płynności w penetrometrze stożkowym polega na wykreśleniu zależności pomiędzy zagłębieniem końcówki stożkowej w pastę gruntową a wilgotnością tej pasty na podstawie przynajmniej 4 punktów pomiarowych. Eurokod (PN-EN 1997-2: 2009) dopuszcza stosowanie dwóch rodzajów stożków - tzw. stożka brytyjskiego i szwedzkiego. Według zasad polskiej normy (PN-88/B-04481) stosuje się jeden rodzaj stożka, na cele tej pracy nazwano go stożkiem polskim (Tab. 5.2).

Tab. 5.2 Parametry stożków stosowanych w penetrometrze stożkowym oraz dane dotyczące ich stosowania

nazwa zwyczajowa stożka	nazwa skrótowa	masa stożka [g]	kąt wierzchołkowy [°]	głębokość penetracji odpowiadająca w_L [mm]	zakres penetracji stożka [mm]	max różnica pomiędzy dwoma kolejnymi penetracjami [mm]
brytyjski	30°/80g	80	30	20	15-25	0,5
szwedzki	60°/60g	60	60	10	7-15	0,4
polski	30°/80g	80	30	18 $w_L=0{,}043w_{18}^2+0{,}8873w_{18}+3{,}62$	12-20	-

Badaniom nad dokładnością oznaczania granicy płynności i identyfikacją czynników, które wpływają na wartość granic konsystencji poświęcono wiele publikacji (Norman, 1958; Bauer, 1960; Dawson, 1960; Piaskowski i Kowalewski, 1961; Seed, Wookward i Lundgren, 1964). Różne metody wyznaczania w_L stosowane przez szereg lat w polskiej praktyce inżynierskiej oraz konfrontacja ich wyników z wynikami uzyskiwanymi w badaniach wg Eurokodu wskazują na konieczność ujednolicenia stosowanych procedur i obiektywizacji oceny stopnia plastyczności.

Albert Atterberg zdefiniował pojęcie granicy płynności jako wilgotność gruntu, powyżej której grunt ten nie zachowuje nadanego mu kształtu, zachowuje się jak ciecz - zaczyna płynąć (Atterberg, 1911; 1912). W roku 1932 Arthur Casagrande zaproponował metodę badawczą, która literalnie odpowiadałaby tej oryginalnej definicji granicy płynności (Casagrande, 1932). Aparat skonstruowany przez niego jest więc jedynym narzędziem pozwalającym oznaczyć wartość w_L zbliżoną do jej faktycznego znaczenia. Pomimo to w literaturze przedmiotu podkreśla się, że metoda udarowa jest bardzo subiektywna, wysoce zależna od doświadczenia osoby wykonującej badanie, a co za tym idzie daje niezadowalającą powtarzalność wyników (Sherwood i Ryley, 1970; Medhat i Whyte, 1986; Leroueil i Le Bihan, 1996; Feng, 2001). Procedura badań w aparacie Casagrande ma wiele wad (Sowers, Vesić i Grandolfi, 1960; Hanks, 1981), m. in.:

- konieczność subiektywnego oszacowania momentu, w którym doszło do zlania się bruzdy na odpowiedniej, wymaganej normowo, długości;
- różne długości zlania się bruzdy wg różnych norm, np. norma polska PN-88/04481 oraz niemiecka DIN 18122:2008. Erkundung und Untersuchung des Baugrunds – 10,0mm, norma amerykańska ASTM D 4318-05:2000 oraz norma brytyjska BS 1377:1990. Methods of test for soils for civil engineering purposes – 13,0mm,

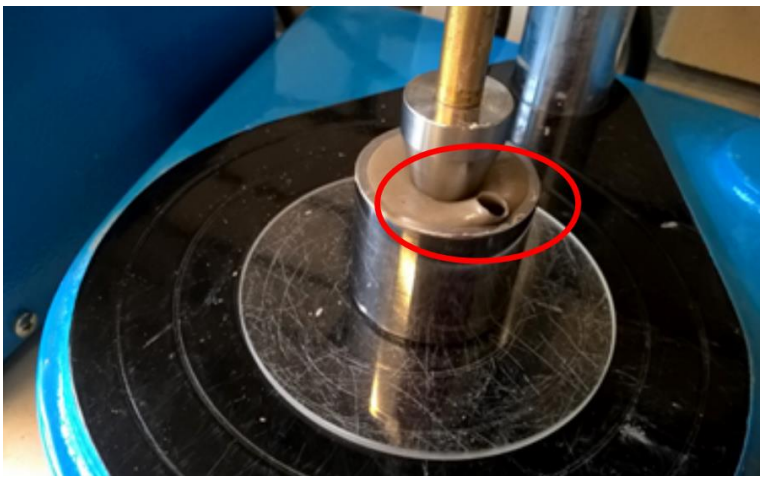
norma czeska ČSN 721014:1968. Laboratorní stanovení meze tekutosti zemin – 12,5mm);

- problem z wycięciem idealnej bruzdy (Wires, 1984; Spagnoli, 2012) (w szczególności w gruntach mało spoistych);
- zróżnicowane tempo uderzania miseczką w aparatach o ręcznym napędzie;
- problem z równomiernym rozłożeniem pasty w miseczce (w szczególności z utrzymaniem takiej samej miąższości pasty w całej próbce);
- brak konieczności powtarzania każdego wyniku;
- czasochłonność badania (doświadczony operator potrzebuje o ok. 40% więcej czasu na wykonanie oznaczenia granicy płynności w aparacie Casagrande niż w penetrometrze stożkowym) (Wires, 1984);
- różne rodzaje podkładek gumowych stosowane w poszczególnych krajach (wymiary podkładki gumowej wg normy polskiej PN-88/04481 – 85x50x25mm, wg normy amerykańskiej ASTM D 4318-05:2000 – 150x125x50mm, twardość gumy, z której podkładka została wykonana i trudności w porównaniu tej twardości pomiędzy aparatami stosowanymi w różnych krajach – różne skale twardości stosowane w poszczególnych normach krajowych) (Özer, 2009);

Ponadto, na przestrzeni lat stosowania aparatu Casagrande, samo urządzenie, jak i procedura badania uległy wielu drobnym, lecz istotnym modyfikacjom, co doprowadziło w ogólności do podwyższenia wartości granicy płynności oznaczanej tą metodą (PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009).

Zasadniczą wadą procedury oznaczania granicy płynności w penetrometrze stożkowym jest natomiast fakt, że nie odpowiada ona oryginalnej definicji tego parametru, gdyż zachowanie gruntu (plastyczne czy płynne) nie jest tu obiektem badań. Metodę tę należy zatem uznać na pośrednią. Kolejną wadą omawianej procedury jest konieczność dokładnego usunięcia grubszych frakcji z pasty gruntowej. Grubsze frakcje to wg polskiej normy (PN-88/B-04481) ziarna większe niż 2mm (frakcja żwirowa i kamienista), natomiast wg europejskiej specyfikacji technicznej (PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009) ziarna i cząstki większe niż 0,04mm. Po pierwsze, wymaganie to jest trudne do spełnienia, a po drugie, usunięcie wszystkich wymienionych ziaren zasadniczo zmienia strukturę gruntu. Badania prowadzone są więc na pastach gruntowych, które znacznie różnią się składem granulometrycznym od próbki gruntu naturalnego. Zakłada się jednak, że to głównie frakcja iłowa jest odpowiedzialna za właściwości gruntów spoistych, w szczególności za intensywność oddziaływań szkielet-woda w gruncie. Dodatkową trudnością podczas testów w penetrometrze stożkowym jest ryzyko

zamknięcia pęcherzyków powietrza wewnątrz próbki utworzonej z pasty gruntowej. Może to znacznie zakłócić procedurę badania i wynik testu (Ryc. 5.5).



Ryc. 5.5 Pasta z gruntu spoistego umieszczona w pierścieniu penetrometru stożkowego (przykład niepoprawnego przygotowania próbki – pęcherzyk powietrza zamknięty wewnątrz pasty gruntowej)

Podczas badań laboratoryjnych prowadzonych w ramach niniejszej rozprawy doktorskiej wykonano oznaczenia granicy płynności (w_L) na 80 próbkach glin lodowcowych (47 próbek z glin zlodowacenia północnopolskiego, fazy leszczyńskiej, w tym 23 facji ablacyjnej i 24 facji bazalnej oraz 33 próbki z glin zlodowaceń środkowopolskich, zlodowacenia Warty) czterema różnymi metodami, przy użyciu:

- aparatu Casagrande wg zasad normy PN-88/B-04481 – w_{Lcup}
- penetrometru stożkowego wg zasad normy PN-88/B-04481 – $w_{LconePN}$
- penetrometru stożkowego ze stożkiem 30°/80g wg zasad specyfikacji technicznej (PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009) – $w_{Lcone80}$
- penetrometru stożkowego ze stożkiem 60°/60g wg zasad specyfikacji technicznej (PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009) – $w_{Lcone60}$

Do badań posłużył aparat Casagrande z tzw. „twardą" podkładką gumową (70±2 stopni w skali Shore'a) o napędzie mechanicznym oraz półautomatyczny penetrometr stożkowy z dwoma wymiennymi końcówkami stożkowymi (Ryc. 5.4).

Wyniki powyższych badań wykorzystano ponadto do wyznaczenia wartości w_L przy pomocy metod pośrednich, przyspieszonych, które zdecydowanie skracają czas prac laboratoryjnych. Tym sposobem dla przebadanych próbek gruntowych uzyskano dodatkowo wartości granicy płynności wyznaczone sześcioma tzw. metodami jednopunktowymi oraz czterema metodami dwupunktowymi.

W podejściu klasycznym wartość granicy płynności odczytywana jest z zależności pomiędzy wilgotnością pasty gruntowej a zagłębieniem stożka penetrometru lub ilością uderzeń miseczki aparatu Casagrande, przy czym zależność ta wyznaczana jest przez

interpolację pomiędzy co najmniej czterema lub pięcioma punktami badawczymi. W literaturze przedmiotu znaleźć można wiele metod jednopunktowych, które miałby służyć do szybkiego i efektywnego wyznaczania granicy płynności na podstawie tylko jednego punktu badawczego oraz empirycznych wzorów przeliczeniowych. Z punktu widzenia rosnącego zapotrzebowania na przeprowadzanie dużej ilości badań laboratoryjnych i uzyskiwanie wartości parametrów geotechnicznych w krótkim czasie, stosowanie metod jednopunktowych jest wysoce pożądane. Ze względu na bardzo dużą liczbę danych zdecydowano się na przeprowadzenie analizy metod jednopunktowych na zbiorze wyników uzyskanych z badań gruntów pobranych tylko w otworze badawczym nr 1. W celu sprawdzenia skuteczności wspomnianych metod wytypowano 41 próbek gruntu (w tym 15 z północnopolskich glin ablacyjnych, 9 z północnopolskich glin bazalnych, a 17 z glin środkowopolskich), dla których już wcześniej ustalono zależności liniowe pomiędzy wilgotnością pasty gruntowej a zagłębieniem stożka lub liczbą uderzeń miseczki. Każda z tych zależności wykreślona została na podstawie od 4 do 6 par wyników. Tym sposobem uzyskano i wykorzystano do dalszej analizy 179 zagłębień stożka 30°/80g, 182 zagłębienia stożka 60°/60g i 220 liczb uderzeń miseczki oraz odpowiadające im wartości wilgotności pasty gruntowej. Zweryfikowano sześć z prezentowanych w literaturze zależności funkcyjnych dotyczących metod przyspieszonych. Wyznaczono zatem wartość granicy płynności metodą jednopunktową przy użyciu:

- aparatu Casagrande wg zasad normy ASTM D 4318-05:2000 – $\boldsymbol{w_{Lcup_1a}}$
- aparatu Casagrande wg zasad normy BS 1377:1990 – $\boldsymbol{w_{Lcup_1b}}$
- penetrometru stożkowego (30°/80g) metodą Leroueila i Le Bihana (1996) – $\boldsymbol{w_{Lcone80_1a}}$
- penetrometru stożkowego (30°/80g) metodą Sherwooda i Ryley'a (1970) oraz Nagraja i Jayadevy (1981) – $\boldsymbol{w_{Lcone80_1b}}$
- penetrometru stożkowego (60°/60g) metodą Leroueila i Le Bihana (1996) – $\boldsymbol{w_{Lcone60_1a}}$
- penetrometru stożkowego (60°/60g) metodą autorską – $\boldsymbol{w_{Lcone60_1b}}$

Pierwsze dwie z metod jednopunktowych pochodzą z norm amerykańskiej (ASTM D 4318-05:2000) i brytyjskiej (BS 1377:1990), które w Polsce popularyzowane były przez Myślińską (2001). Opierają się one na równaniu:

$$w_{Lcup_1} = w_{cup}\left(\frac{N_{cup}}{25}\right)^{tan\beta} [\%] \tag{5.3}$$

gdzie:

$\boldsymbol{w_{Lcup_1}}$ – granica płynności obliczona metodą jednopunktową wg wzoru (5.3) na podstawie badań w aparacie Casagrande [%];

$\boldsymbol{w_{cup}}$ – wilgotność pasty gruntowej odpowiadająca liczbie $\boldsymbol{N_{cup}}$ uderzeń miseczki aparatu Casagrande [%];

$\boldsymbol{N_{cup}}$ – ilość uderzeń miseczki aparatu Casagrande [-];

$\boldsymbol{\beta}$ – współczynnik empiryczny: $\boldsymbol{\beta_a = 0{,}121}$ (wg ASTM D 4318-05:2000), $\boldsymbol{\beta_b = 0{,}092}$ (wg BS 1377:1990) [-].

Trzecie równanie zostało opisane przez Leroueila i Le Bihana (1996):

$$w_{Lcone80_1a} = \frac{40(w_{cone}-15)}{P_{80}+20} + 15[\%] \tag{5.4}$$

gdzie:
$w_{Lcone80_1a}$ – granica płynności obliczona metodą jednopunktową wg wzoru (5.4) na podstawie badań w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g [%];
P_{80} – zagłębienie stożka 30°/80g [mm];
w_{cone} – wilgotność pasty gruntowej przy danym zagłębieniu stożka [%].

Warunkiem stosowalności wzoru (5.4) jest prowadzenie obliczeń na podstawie zagłębienia stożka mieszczącego się w stosunkowo wąskim przedziale 16-22 mm. Na podstawie badań własnych planuje się sprawdzenie czy podany zakres jest odpowiedni dla wybranych gruntów występujących na terenie Polski.

Czwarte równanie podali Sherwood i Ryley (1970) oraz Nagraj i Jayadeva (1981):

$$w_{Lcone80_1b} = \frac{w_{cone}}{0{,}65+0{,}0175P_{80}}[\%] \tag{5.5}$$

gdzie:
$w_{Lcone80_1b}$ – granica płynności obliczona metodą jednopunktową wg wzoru (5.5) na podstawie badań w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g [%];
P_{80} – zagłębienie stożka 30°/80g [mm];
w_{cone} – wilgotność pasty gruntowej przy danym zagłębieniu stożka [%].

Piąte równanie pochodzi również z opracowania Leroueila i Le Bihana (1996), tyle że ma zastosowanie dla penetrometru o końcówce stożkowej 60°/60g:

$$w_{Lcone60_1a} = \frac{20(w_{cone}-15)}{P_{60}+10} + 15[\%] \tag{5.6}$$

gdzie:
$w_{Lcone60_1a}$ – granica płynności obliczona metodą jednopunktową wg wzoru (5.6) na podstawie badań w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 60°/60g [%];
P_{60} – zagłębienie stożka 60°/60g [mm];
w_{cone} – wilgotność pasty gruntowej przy danym zagłębieniu stożka [%].

Szóste równanie zostało skonstruowane przez autorkę na podstawie równania (5.5) i własnych wyników badań laboratoryjnych prowadzonych z zastosowaniem penetrometru ze stożkiem 60°/60g:

$$w_{Lcone60_1b} = \frac{w_{cone}}{0{,}58+0{,}042P_{60}}[\%] \tag{5.7}$$

gdzie:
$w_{Lcone60_1b}$ – granica płynności obliczona metodą jednopunktową wg wzoru (5.7) na podstawie badań w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 60°/60g [%];
P_{60} – zagłębienie stożka 60°/60g [mm];
w_{cone} – wilgotność pasty gruntowej przy danym zagłębieniu stożka [%].

Kolejną metodą na skrócenie czasu wykonywania oznaczeń granicy płynności w laboratorium jest zaproponowana przez autorkę metoda dwupunktowa, która nie wymaga stosowania wzorów empirycznych. Badania wykonywane w penetrometrze stożkowym, przy

założeniu, że są one prowadzone z należytą starannością, i przy zachowaniu wytycznych normowych i literaturowych dają bardzo dobre wyniki. Współczynnik determinacji ($\boldsymbol{R^2}$) zależności między wilgotnością pasty gruntowej a głębokością penetracji stożka jest zwykle bardzo wysoki (zbliżony do jedności). Podjęto zatem próbę odczytania wartości $\boldsymbol{w_L}$ z zależności opartej na dwóch zamiast na minimum czterech punktach. Przyjęto zasadę, że wspomniane dwa punkty pomiarowe muszą być od siebie oddalone przynajmniej o 5,0mm (w przypadku stożka 30°/80g) i o 2,5mm (w przypadku stożka 60°/60g) na skali zagłębienia stożka. Następnie, w celach porównawczych, przeprowadzono podobną symulację na wynikach badań z aparatu Casagrande – odczytano wartość $\boldsymbol{w_L}$ z zależności liczby uderzeń miseczki od wilgotności pasty gruntowej opartej na dwóch, zamiast minimum pięciu, punktach pomiarowych. Zależności te generalnie charakteryzują się niższą wartością $\boldsymbol{R^2}$ niż korelacje uzyskiwane w trakcie badań w penetrometrze stożkowym. Przyjęto zasadę, że punkty te muszą być od siebie oddalone o przynajmniej 15 uderzeń miseczki aparatu.

Wartość granicy płynności metodą dwupunktową wyznaczono na 80 próbkach glin lodowcowych (47 z glin zlodowacenia północnopolskiego, w tym 23 facji ablacyjnej i 24 facji bazalnej oraz 33 z glin zlodowaceń środkowopolskich) przy użyciu:

- aparatu Casagrande – $\boldsymbol{w_{Lcup_2}}$
- penetrometru stożkowego ze stożkiem 30°/80g – $\boldsymbol{w_{Lcone80_2}}$
- penetrometru stożkowego ze stożkiem 60°/60g – $\boldsymbol{w_{Lcone60_2}}$
- penetrometru stożkowego wg zasad normy PN-88/B-04481 – $\boldsymbol{w_{LconePN_2}}$

5.2.5.2 Granica plastyczności

Granica plastyczności jest to wilgotność, jaką ma grunt na granicy stanu twardoplastycznego i półzwartego (PN-86/B-02480), a więc w momencie kiedy traci swoje właściwości plastyczne i staje się ośrodkiem kruchym (Myślińska, 2001). Określa się ją również jako wilgotność, przy której wałeczek uformowany w sposób znormalizowany pęka w czasie wałeczkowania po osiągnięciu średnicy 3mm (PN-88/B-04481). W standardowym podejściu granicę plastyczności oznacza się metodą wałeczkowania, której przebieg wg Eurokodu i polskiej normy (PN-88/B-04481, PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009) różni się nieznacznie (wałeczkowanie przeprowadza się odpowiednio na dłoni lub na płytce), ale założenia są identyczne.

Następnie granicę plastyczności oblicza się ze wzoru:

$$w_P = \frac{m_{mt} - m_{st}}{m_{st} - m_t} \cdot 100[\%] \tag{5.8}$$

gdzie:
$\boldsymbol{m_{mt}}$ – masa parowniczki z popękanymi wałeczkami w stanie wilgotnym [g];
$\boldsymbol{m_{st}}$ – masa parowniczki z wałeczkami w stanie suchym [g];
$\boldsymbol{m_t}$ – masa parowniczki [g].

Jako wynik ostateczny przyjmuje się średnią arytmetyczną wartości z dwóch oznaczeń.

Jak wykazują badania, wiarygodność oznaczania granicy plastyczności metodą wałeczkowania nie jest zadowalająca (np. Piaskowski, 1960; Sherwood, 1970; Tefera, 2013; Haigh, Vardanega i Bolton, 2013; Jaśkiewicz i Wszędyrówny-Nast, 2014). Sherwood (1970) wykazał, że dla identycznej próbki gruntu wysłanej do 45 różnych laboratoriów gruntoznawczych na terenie Wielkiej Brytanii odchylenie standardowe wartości granicy plastyczności oznaczanej metodą wałeczkowania wyniosło 3,0% (dopuszczalna różnica zgodnie z PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009 wynosi 0,5%). Metoda ta jest również krytykowana ze względu na subiektywność (co zostało podkreślone w PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009), czasochłonność oraz trudności w zastosowaniu jej do gruntów pylastych i gruntów o dużej zawartości frakcji piaszczystej (Rashid, Katimon i Noor, 2008). Według Whyte'a (1982) wartość granicy plastyczności zależy od wielu czynników, których nie można kontrolować (np. szybkość wałeczkowania, nacisk wywierany na grunt, powierzchnia kontaktu między gruntem a ręką, tarcie pomiędzy gruntem, ręką a szklaną płytką). Dlatego też w literaturze znaleźć można wiele prób zastąpienia tej metody inną, mniej subiektywną. W 1978 roku pojawiła się po raz pierwszy koncepcja wyznaczania granicy plastyczności w penetrometrze stożkowym (Wood i Worth, 1978). Była i jest ona kontynuowana przez niewielu autorów (Belviso, Ciampoli, Cotecchia i Federico, 1985; Harison, 1988; Feng, 2000; Feng, 2001; Sharma i Bora, 2003; Sivakumar, Glynn, Cairns i Black, 2011). Metody oznaczania $\boldsymbol{w_P}$ na podstawie badań w penetrometrze stożkowym testowane przez w/w autorów opierają się zwykle na zależności pomiędzy wilgotnością pasty gruntowej a głębokością penetracji stożka penetrometru, najczęściej w przedziale od 1 do 3mm. Zależność ta jest wykorzystywana do bezpośredniego odczytywania wartości granicy plastyczności lub służy do obliczania jej sposobem pośrednim, poprzez wyznaczenie takich parametrów jak współczynnik plastyczności ($\boldsymbol{P_f}$) lub wytrzymałość na ścinanie bez odpływu ($\boldsymbol{c}$). W Chinach, jako jedynym kraju na świecie, odczytywanie granicy plastyczności bezpośrednio z zagłębienia stożka penetrometru w paście gruntowej stosowane jest jako metoda normowa (SD 128-007-84 PRC Soil Testing Standard).

Podczas badań laboratoryjnych prowadzonych w ramach niniejszej rozprawy doktorskiej wykonano oznaczenia granicy plastyczności metodą wałeczkowania (w_{Proll}) na 80 próbkach glin lodowcowych (47 próbek z glin zlodowacenia północnopolskiego, fazy leszczyńskiej i 33 próbki z glin zlodowaceń środkowopolskich, zlodowacenia Warty). Wszystkie oznaczenia przeprowadzane zostały przez autorkę, na próbkach o naturalnej wilgotności.

Dodatkowo wykonano próbę oznaczenia wartości w_P w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g ($w_{Pcone80}$) oraz 60°/60g ($w_{Pcone60}$). Polegała ona na wyznaczeniu zależności pomiędzy wilgotnością pasty gruntowej a głębokością zanurzenia stożka penetrometru w tą pastę w zakresie, odpowiednio, 2÷10mm oraz 1÷5mm. Zależność głębokości penetracji stożka od wilgotności pasty gruntowej wyznaczono każdorazowo na podstawie minimum 4 punktów pomiarowych (Zał. 8). Podążając za danymi literaturowymi (Muntohar i Hashim, 2005) oraz normowymi (SD 128-007-84 PRC) przyjęto, że wartość granicy plastyczności jest równa wilgotności pasty gruntowej, w którą stożek 30°/80g zanurza się na głębokość 2mm, a stożek 60°/60g na głębokość 1mm.

Czwartym, autorskim sposobem oznaczenia wartości granicy plastyczności była próba wykorzystania w tym celu dodatkowego obciążnika zakładanego na stożek brytyjski penetrometru. Obciążnik ten o masie 100g pierwotnie wykorzystywany był do wyznaczania wartości tzw. „nowego" stopnia plastyczności (I_{LN}) opisanego w normie PN-88/B-04481 (Rozdz. 5.2.6). Procedura oznaczania wartości w_P w penetrometrze stożkowym wymaga używania pasty gruntowej o niskiej wilgotności. W trakcie prac laboratoryjnych zauważono, że wyniki badań prowadzonych w penetrometrze stożkowym na stosunkowo suchej paście gruntowej są bardziej powtarzalne i dają lepsze rezultaty w przypadku stosowania dodatkowego obciążenia spadającego stożka. Postanowiono zatem sprawdzić możliwość odczytania wartości granicy plastyczności bezpośrednio z zależności głębokości penetracji stożka 30°/80g z dodatkowym obciążeniem od wilgotności pasty gruntowej. W tym celu dla każdej z 80 przebadanych próbek gruntowych odczytano wartość zagłębienia stożka o zwiększonym obciążeniu odpowiadającą wartości granicy plastyczności oznaczonej metodą klasyczną (w_{Proll}). Następnie po uśrednieniu tych wartości (osobno dla ablacyjnych i bazalnych glin północnopolskich oraz glin środkowopolskich) wykorzystano je do odczytania wartości granicy plastyczności (w_{PN}).

5.2.6 Stopień plastyczności

W celu określenia konsystencji i stanów fizycznych gruntu obliczono wartości stopnia plastyczności (I_L) zgodnie z treścią normy PN-86/B-02480 ze wzoru:

$$I_L = \frac{w_n - w_P}{w_L - w_P} = \frac{w_n - w_P}{I_P} [-] \tag{5.9}$$

gdzie:
w_n – wilgotność naturalna gruntu [%];
w_P – granica plastyczności [%];
w_L – granica płynności [%];
I_P – wskaźnik plastyczności [%].

Metody laboratoryjne, którymi posłużono się w niniejszej pracy by obliczyć wartość stopnia plastyczności przy pomocy wzoru (5.9) można podzielić na trzy grupy: metody standardowe, obiektywizujące oraz przyspieszone.

Metodami z pierwszej grupy posłużono się w celu porównania wartości stopnia plastyczności otrzymywanych na ich drodze i ustalenia zależności korelacyjnych pomiędzy nimi. Wartości stopnia plastyczności obliczono na podstawie wartości wilgotności naturalnej (w_n), granicy plastyczności oznaczonej metodą wałeczkowania (w_{Proll}) oraz granicy płynności (w_L) oznaczonej w:

– aparacie Casagrande (PN-88/B-04481) - I_{Lcup}

– penetrometrze stożkowym (stożek 30°/80g) (PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009) - $I_{Lcone80}$

– penetrometrze stożkowym (stożek 60°/60g) (PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009) - $I_{Lcone60}$

– penetrometrze stożkowym (stożek 30°/80g) (PN-88/B-04481) - $I_{LconePN}$

Metody drugiej grupy zostały zastosowane w celu sprawdzenia możliwości wyznaczenia wartości stopnia plastyczności z pominięciem próby wałeczkowania, ze względu na jej subiektywność. Do obliczeń wartości I_L wykorzystano zatem wartości granicy plastyczności oznaczone w penetrometrze stożkowym przy użyciu:

– stożka 30°/80g - $I_{Lcone80/80}$

– stożka 60°/60g - $I_{Lcone60/60}$

– stożka 30°/80g z dodatkowym obciążnikiem - I_{LN}'

Zastosowano ponadto opisaną poniżej (patrz 5.2.7) alternatywną metodę obliczania stopnia plastyczności, która pomija całkowicie oznaczanie granic Atterberga. Za jej pomocą uzyskano wartość tzw. nowego stopnia plastyczności – I_{LN}.

Trzecią z grup stanowią metody przyspieszone mające na celu skrócenie czasu potrzebnego na wyznaczenie stopnia plastyczności w laboratorium. Obliczenia wartości I_L ze wzoru (5.9) oparte są w nich na wartości granicy płynności oznaczonej przy pomocy metod

jedno- i dwupunktowych. Dla każdej przebadanej próbki uzyskano dziesięć wartości stopnia plastyczności obliczonego przy pomocy metod przyspieszonych, na podstawie wartości wilgotności naturalnej, granicy plastyczności oznaczonej metodą wałeczkowania oraz granicy płynności oznaczonej:

- metodą jednopunktową w aparacie Casagrande wg ASTM D 4318-05:2000 – I_{Lcup_1a}
- metodą jednopunktową w aparacie Casagrande wg BS 1377:1990 – I_{Lcup_1b}
- metodą jednopunktową w penetrometrze stożkowym (30°/80g) podaną przez Leroueila i Le Bihana (1996) – $I_{Lcone80_1a}$
- metodą jednopunktową w penetrometrze stożkowym (30°/80g) podaną przez Sherwooda i Ryley'a (1970) oraz Nagraja i Jayadevy (1981) – $I_{Lcone80_1b}$
- metodą jednopunktową w penetrometrze stożkowym (60°/60g) podaną przez Leroueila i Le Bihana (1996) – $I_{Lcone60_1a}$
- metodą jednopunktową w penetrometrze stożkowym (60°/60g) podaną przez autorkę – $I_{Lcone60_1b}$
- metodą dwupunktową w aparacie Casagrande – I_{Lcup_2}
- metodą dwupunktową w penetrometrze stożkowym ze stożkiem 30°/80g – $I_{Lcone80_2}$
- metodą dwupunktową w penetrometrze stożkowym ze stożkiem 60°/60g – $I_{Lcone60_2}$
- metodą dwupunktową w penetrometrze stożkowym wg PN-88/B-04481 – $I_{LconePN_2}$

5.2.7 „Nowy" wskaźnik konsystencji i „nowy" stopień plastyczności

W celu przetestowania alternatywnej metody liczbowego określenia konsystencji i stanu gruntu, wykonano oznaczenie tzw. „nowego" wskaźnika konsystencji (I_{CN}). Jest to metoda, która pomija oznaczanie granic Atterberga w badaniu stopnia plastyczności (I_L). Według polskiej normy PN-88/B-04481, w celu uniknięcia wpływu błędów oznaczeń granic konsystencji (w_P, w_L) znacznie większych niż błędy oznaczania wskaźnika I_{CN} należy posługiwać się tzw. nowym stopniem plastyczności (I_{LN}) określonym przez równanie:

$$I_{LN} = a \cdot \frac{w_n}{I_{CN}} - b[-] \tag{5.10}$$

gdzie:
w_n – wilgotność naturalna danego gruntu [%];
I_{CN} – wartość wskaźnika konsystencji gruntu [%];
a, b – współczynniki empiryczne obliczane za pomocą wzorów:

$$a = 0{,}000441I_{CN}^2 - 0{,}0602I_{CN} + 3{,}082 \quad (5.11)$$
$$b = 0{,}000404I_{CN}^2 - 0{,}0550I_{CN} + 2{,}322 \quad (5.12)$$

Oznaczeń $\boldsymbol{I_{LN}}$ nie należy wykonywać w przypadkach gruntów mało spoistych, spoistych gruntów organicznych oraz lessów i gruntów lessopodobnych.

Opisywana metoda polega na oznaczeniu wspomnianego wskaźnika konsystencji $\boldsymbol{I_{CN}}$ metodą penetrometru stożkowego, a następnie przełożeniu jego wartości na wartość (nowego) stopnia plastyczności $\boldsymbol{I_{LN}}$ za pomocą empirycznego wzoru (5.10). Procedura ta pomija wyznaczanie granic konsystencji (zarówno płynności, jak i plastyczności), które są niezbędne do obliczenia wartości stopnia plastyczności $\boldsymbol{I_L}$ w metodach klasycznych. Wskaźnik konsystencji oznacza się jako wilgotność pasty gruntowej wyrażoną w procentach, przy której stożek penetrometru (30º/80g) obciążony dodatkowo siłą równą 1,0N, zagłębia się w próbkę gruntową na głębokość 14mm (Ryc. 5.6). W klasycznej analizie, do której wykorzystywany jest penetrometr stożkowy, a więc podczas oznaczania granicy płynności ($\boldsymbol{w_L}$) nie stosuje się dodatkowych obciążników. Siła działająca na próbkę gruntu wynika wówczas z ciężaru samego stożka (80g) i wynosi 0,8N.

W celu sprawdzenia możliwości zastosowania opisywanej metody na średnio i mało spoistych gruntach glacigenicznych występujących na terenie północnej części Poznania i okolic wykonano oznaczenia wskaźnika konsystencji ($\boldsymbol{I_{CN}}$) na 80 próbkach tychże gruntów. Przy czym 47 próbek reprezentowało gliny zlodowacenia północnopolskiego fazy leszczyńskiej, a kolejne 33 gliny zlodowaceń środkowopolskich, zlodowacenia Warty.



Ryc. 5.6 Penetrometr stożkowy z dodatkowym obciążnikiem przed zamontowaniem (z lewej) i po zamontowaniu (z prawej) go na trzpieniu stożka (30°/80g) w celu zwiększenia siły działającej na próbkę uformowaną z pasty gruntowej i oznaczenia wskaźnika konsystencji ($\boldsymbol{I_{CN}}$)

6 WYNIKI BADAŃ

6.1 SKŁAD GRANULOMETRYCZNY

Badania składu granulometrycznego przeprowadzone za pomocą analizy areometrycznej i sitowej wykazały nieznaczne zróżnicowanie zawartości poszczególnych frakcji w badanych glinach. Oznaczenia wykonano we wszystkich próbkach gruntu pobranych na obu poligonach badawczych z glin północnopolskich (zarówno ablacyjnych, jak i bazalnych) oraz środkowopolskich. We wszystkich gruntach frakcją dominującą jest frakcja piaskowa, frakcja iłowa i pyłowa wykazują zwykle kilkunastoprocentową zawartość każda, natomiast frakcja żwirowa stanowi kilkuprocentową domieszkę w każdej próbce.

W glinach ablacyjnych najmłodszego zlodowacenia wykonano łącznie 23 oznaczenia, które wykazały największy udział frakcji piaskowej. Jej zawartość jest tu dość zmienna (52,0÷71,0; średnio 64,1%). Podobnie, zarówno zawartość frakcji iłowej (8,0÷21,0; średnio 14,1%), jak i pyłowej (13,0÷21,0; średnio 18,3%) wykazują stosunkowo duże zróżnicowanie. We wszystkich próbkach omawianych glin odnotowano niewielką domieszkę frakcji żwirowej (1,0÷7,0; średnio 3,5%). Ponadto w glinach facji ablacyjnej zaznacza się zróżnicowanie lokalne – jest to szczególnie widoczne w zawartości frakcji iłowej gruntów pochodzących z dwóch poligonów badawczych (Tab. 6.1).

Tab. 6.1 Zestawienie zawartości procentowej poszczególnych frakcji w badanych próbkach glin (PN-86/B-02480)

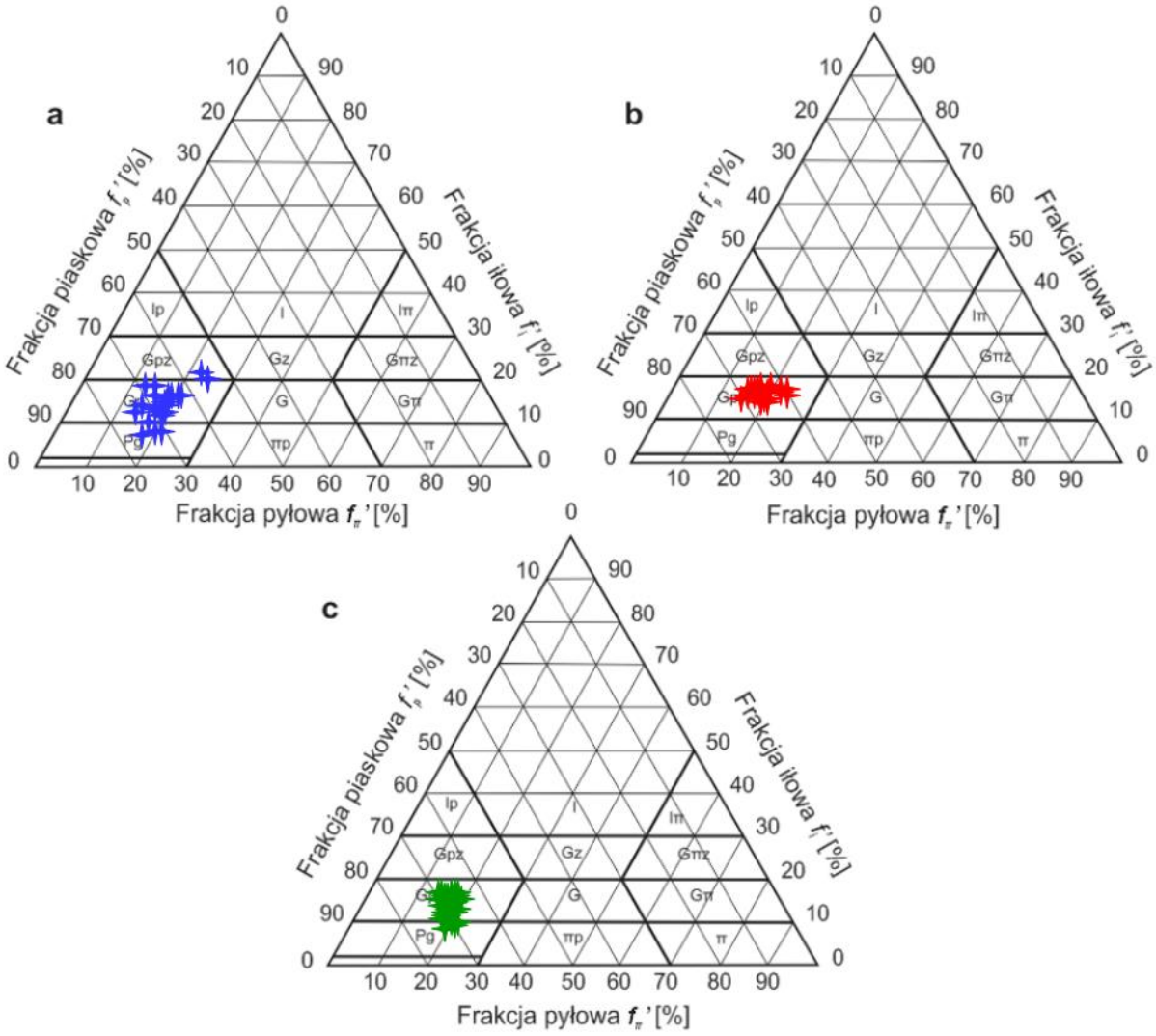
Rodzaj badanych próbek		nr otworu	Zawartość poszczególnych frakcji [%] zakres; ***średnia arytmetyczna***			
			$f_ż$	f_p	$f_π$	f_i
gliny zlodowacenia północnopolskiego	ablacyjne	1	2,0÷7,0; ***3,7***	52,0÷71,0; ***62,7***	13,0÷25,0; ***18,0***	13,0÷21,0; ***15,6***
	ablacyjne	2	1,0÷6,0; ***3,2***	63,0÷73,0; ***66,7***	17,0÷21,0; ***18,8***	8,0÷14,0; ***11,3***
	bazalne	1	3,0÷4,0; ***3,7***	60,0÷66,0; ***62,6***	16,0÷20,0; ***18,6***	15,0÷16,0; ***15,2***
	bazalne	2	4,0÷6,0; ***5,3***	58,0÷62,0; ***60,5***	16,0÷22,0; ***18,7***	15,0÷16,0; ***15,4***
gliny zlodowaceń środkowopolskich		1	2,0÷5,0; ***3,5***	63,0÷67,0; ***64,6***	16,0÷19,0; ***17,4***	13,0÷16,0; ***14,4***
		2	1,0÷7,0; ***5,0***	63,0÷67,0; ***65,1***	13,0÷20,0; ***16,9***	9,0÷16,0; ***13,0***

Na podstawie 24 analiz granulometrycznych wykonanych w północnopolskich glinach bazalnych stwierdzono zawartość frakcji piaskowej w ilości 58,0÷66,0% (średnio 61,3%), pyłowej – 16,0÷22,0 (średnio 18,7%), a iłowej 15,0÷16,0 (średnio 15,4%). Wszystkie

próbki zawierały domieszkę (3,0÷6,0%, średnio 4,7%) frakcji żwirowej. Charakterystyczną cechą omawianych glin jest jednolity skład granulometryczny w obu otworach badawczych. Odznaczają się one również niewielkim zróżnicowaniem uziarnienia z głębokością (Tab. 6.1).

Skład granulometryczny glin zlodowacenia środkowopolskiego zbadany w 33 próbkach przedstawia się następująco: frakcja piaskowa – 63,0÷67,0% (średnio 64,8%), pyłowa 13,0÷20,0% (średnio 17,1%), iłowa 9,0÷16,0% (średnio 13,7%), żwirowa 1,0÷7,0% (średnio 4,2%). Gliny te mają najniższą spoistość spośród badanych gruntów (Tab. 6.1).

Na podstawie otrzymanych wyników zawartości poszczególnych frakcji określono granulometryczne nazwy gruntów za pomocą konstrukcji graficznej – trójkąta Fereta, zgodnie z normą PN-86/B-02480 (Ryc. 6.1).



Ryc. 6.1. Podział gruntów spoistych ze względu na uziarnienie według normy PN-86/B-02480 przedstawiony za pomocą trójkąta Fereta: **a** – próbki glin zlodowacenia północnopolskiego, facji ablacyjnej; **b** – próbki glin zlodowacenia północnopolskiego, facji bazalnej; **c** – próbki glin zlodowaceń środkowopolskich

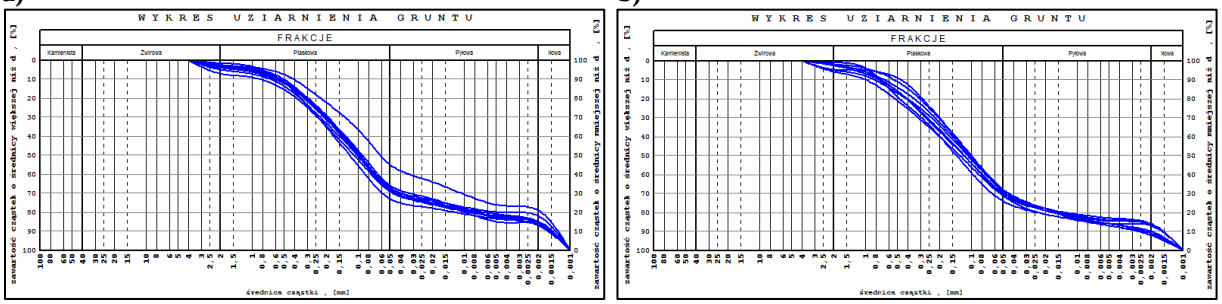
Północnopolskie gliny facji ablacyjnej są różnorodne pod względem uziarnienia, szczególnie zawartości frakcji iłowej, dlatego też wykształcone są zarówno jako piaski gliniaste – ***Pg*** (4 próbki), gliny piaszczyste – ***Gp*** (17 próbek), jak i gliny piaszczyste zwięzłe – ***Gpz*** (2 próbki). Facja bazalna tychże glin odznacza się jednorodnością składu granulometrycznego, są one wykształcone jedynie jako gliny piaszczyste – ***Gp***. Przebadane gliny środkowopolskie stanowiły głównie gliny piaszczyste – ***Gp***, niewielka część próbek pochodzących z drugiego otworu badawczego zaklasyfikowana została do piasków gliniastych – ***Pg*** (5 próbek).

Ponadto określono nazwy gruntów zgodnie z treścią normy europejskiej (PN-EN ISO 14688-2:2006). Gliny ablacyjne najmłodszego zlodowacenia ze względu na ich różnorodność granulometryczną należy zaklasyfikować do iłów z piaskiem i pyłem – ***sisaCl*** (17 próbek), ale również do iłów z pyłem i piaskiem – ***sasiCl*** (2 próbki), szczególnie grunty występujące od powierzchni, w których obserwujemy koncentrację frakcji drobnoziarnistych, oraz piasków z iłem i pyłem – ***siclSa*** (4 próbki) w miejscach gdzie gliny są bardziej przemyte. Wszystkie próbki bałtyckich glin bazalnych oraz zdecydowana większość gruntów starszego zlodowacenia to iły z piaskiem i pyłem – ***sisaCl***, jedynie pięć próbek glin środkowopolskich zaklasyfikowano jako piaski z iłem i pyłem – ***siclSa***.

Z otrzymanych wyników składu granulometrycznego wykonano zbiorcze wykresy krzywych uziarnienia glin północnopolskich (Ryc. 6.2, 6.3) oraz glin środkowopolskich (Ryc. 6.4). Gliny ablacyjne charakteryzują się zmienną zawartością poszczególnych frakcji, podczas gdy krzywe uziarnienia glin bazalnych mają niemal identyczny przebieg. Gliny środkowopolskie wykazują podobną jednorodność składu granulometrycznego, jedynie w drugim otworze badawczym występują one w dwóch typach: glin piaszczystych z domieszką żwiru oraz piasków gliniastych z mniejszą ilością żwiru, o drobniejszej granulacji (Ryc. 6.4b).

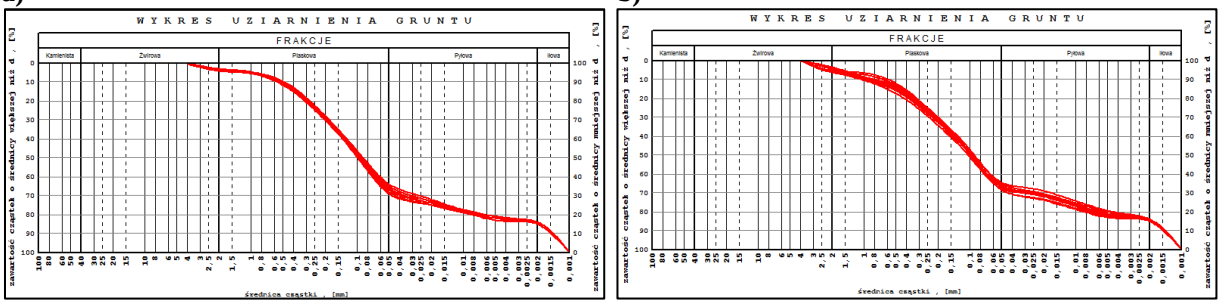
Ogólny trend nachylenia krzywych granulometrycznych dla wszystkich wykonanych analiz areometrycznych wskazuje na jedno środowisko depozycji. Na zmianę warunków sedymentacji pomiędzy glinami ablacyjnymi i bazalnymi wskazuje natomiast zdecydowana różnica w jednorodności osadu. Zawartość poszczególnych frakcji w osadach o charakterze ablacyjnym jest bardziej różnorodna, podczas gdy subglacjalne środowisko depozycji determinuje jednolity skład granulometryczny.

a) **b)**



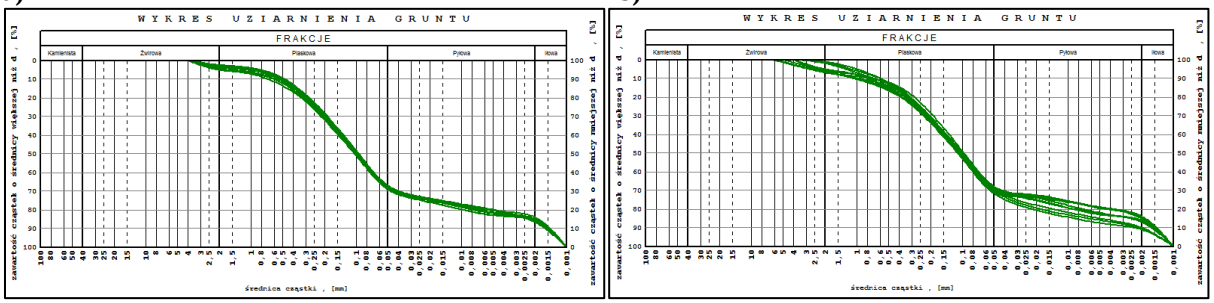
Ryc. 6.2 Wykresy przedstawiające krzywe uziarnienia wykonanych analiz składu granulometrycznego dla próbek glin zlodowacenia północnopolskiego, fazy leszczyńskiej, wykształconych w facji ablacyjnej:
a) 10 reprezentatywnych próbek pobranych w otworze nr 1 (na poligonie badawczym przy ul. Obornickiej)
b) 10 reprezentatywnych próbek pobranych w otworze nr 2 (na poligonie badawczym przy ul. Źródlanej)

a) **b)**



Ryc. 6.3 Wykresy przedstawiające krzywe uziarnienia wykonanych analiz składu granulometrycznego dla próbek glin zlodowacenia północnopolskiego, fazy leszczyńskiej, wykształconych w facji bazalnej:
a) 10 reprezentatywnych próbek pobranych w otworze nr 1 (na poligonie badawczym przy ul. Obornickiej)
b) 10 reprezentatywnych próbek pobranych w otworze nr 2 (na poligonie badawczym przy ul. Źródlanej)

a) **b)**



Ryc. 6.4 Wykresy przedstawiające krzywe uziarnienia wykonanych analiz składu granulometrycznego dla próbek glin zlodowaceń środkowopolskich, zlodowacenia Warty:
a) 10 reprezentatywnych próbek pobranych w otworze nr 1 (na poligonie badawczym przy ul. Obornickiej)
b) 10 reprezentatywnych próbek pobranych w otworze nr 2 (na poligonie badawczym przy ul. Źródlanej)

6.2 SKŁAD MINERALNY FRAKCJI IŁOWEJ

Wynikiem analizy rentgenostrukturalnej jest rentgenogram (in. dyfraktogram rentgenowski) rejestrowany w postaci wykresu intensywności ugiętego promieniowania rentgenowskiego (intensywności wiązek dyfrakcyjnych) w zależności od kąta odbłysku ($\boldsymbol{\Theta}$) (Ryc. 6.5 – 6.7).

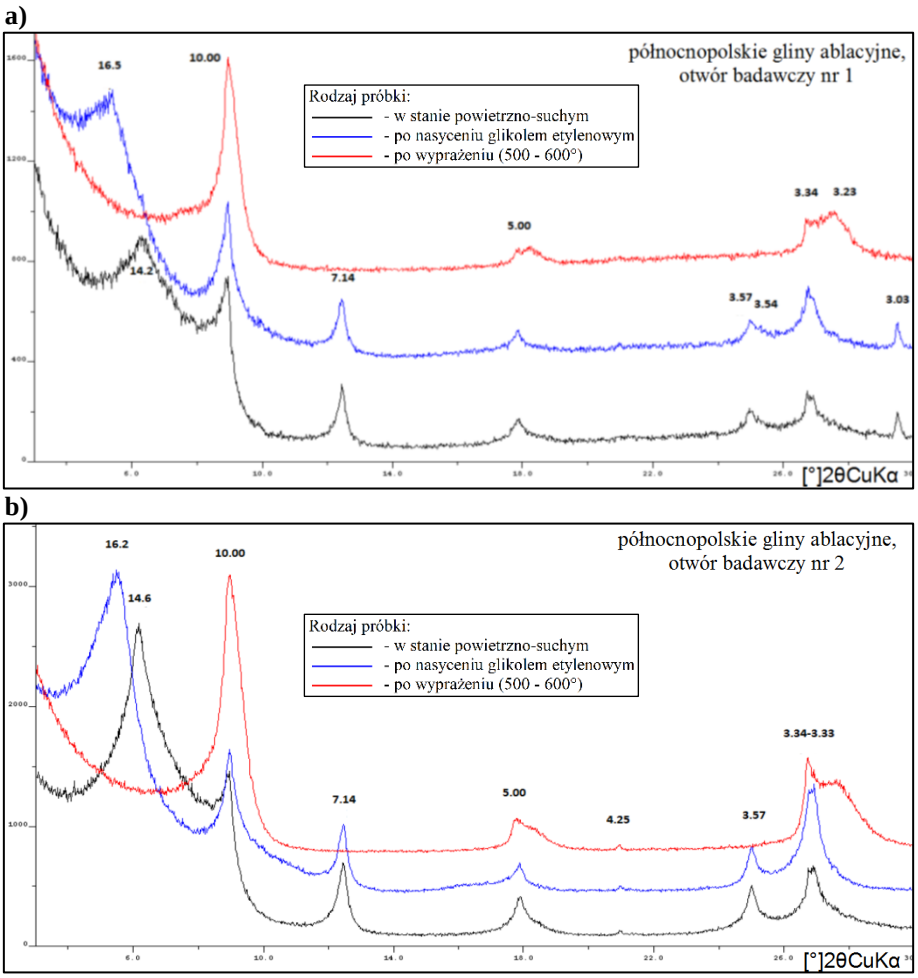
Interpretacja dyfraktogramów nie jest prosta, szczególnie w próbkach polimineralnych. Większość próbek gruntu, z jakimi spotykamy się w laboratoriach geologicznych jest mieszaniną faz krystalicznych różnych minerałów. Podczas badania takich mieszanin każdy kryształ daje swój oryginalny rentgenogram. Rentgenogram mieszaniny jest więc sumą nakładających się na siebie rentgenogramów wszystkich faz krystalicznych zawartych w proszku, co znacznie utrudnia identyfikację poszczególnych minerałów (Stoch, 1974).

Interpretacja dyfraktogramu polega na odczytaniu wartości kąta ugięcia z osi rzędnych dla najwyraźniejszych pików, które odpowiadają poszczególnym wiązkom interferencyjnym, pochodzącym od określonych płaszczyzn sieciowych kryształu. Wartość tę można przeliczyć, korzystając z równania Wulfa-Bragga (równanie 5.1), na wielkość $\boldsymbol{d_{(hkl)}}$, a więc na odległości międzypłaszczyznowe charakterystyczne dla danego minerału. Mając dane odległości oraz odpowiadające im intensywności można przystąpić do właściwej identyfikacji badanej substancji. Przeprowadza się ją przez porównywanie uzyskanych wyników z tabelarycznymi zbiorami danych wartości $\boldsymbol{d_{(hkl)}}$ i intensywności substancji wzorcowych, np. Inorganic Index to the Powder Diffraction File (Smith, 1967). Główną cechą identyfikacyjną każdej substancji jest wyrażona w angstremach lub w nanometrach wartość odstępu sieciowego obliczona dla podstawowej odległości płaszczyznowej $\boldsymbol{d_{(001)}}$ – w przypadku preparatów orientowanych lub trzech najsilniejszych linii na rentgenogramie w przypadku preparatów nieorientowanych (Bolewski i Manecki, 1993).

Wzorzec składu mineralnego frakcji iłowej dla większości mineralnych gruntów czwartorzędowych Polski (zwłaszcza glin zwałowych) wskazuje, jako główne minerały, montmorillonit oraz minerały z grupy mik (głównie illit), a także, jako niewielką domieszkę, kaolinit (Kenig, 2009).

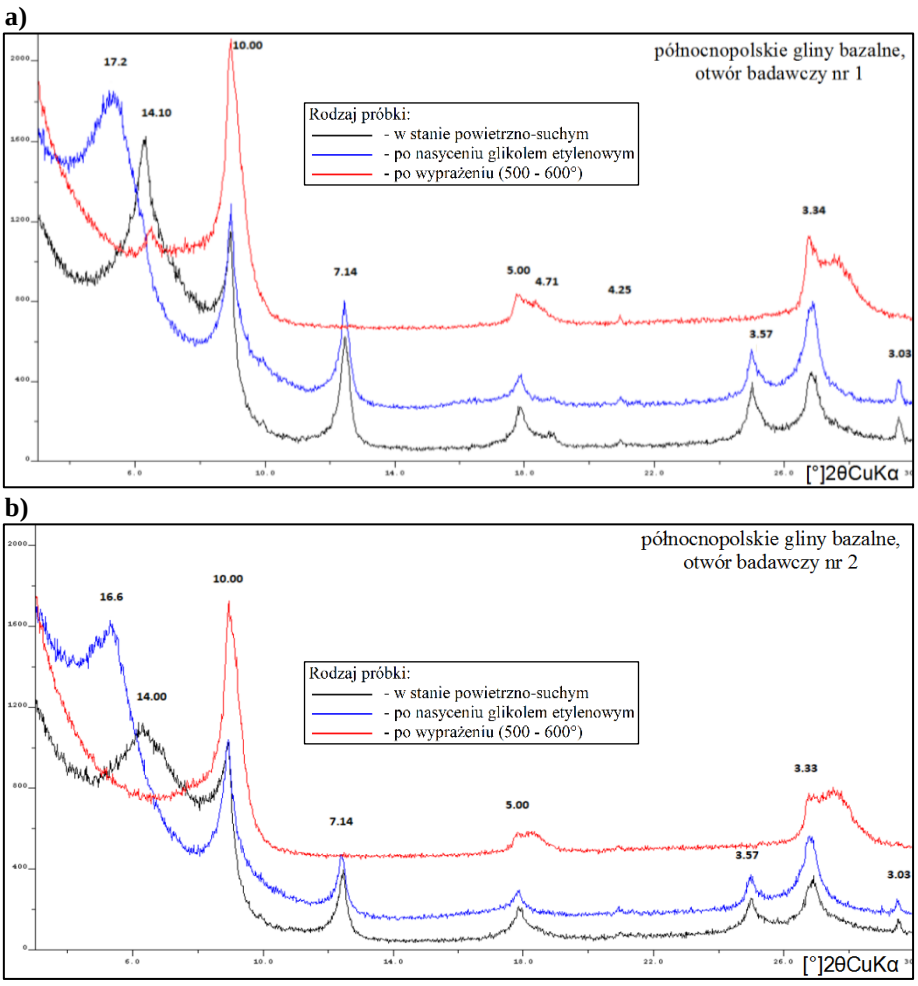
Oszacowanie zróżnicowania składu mineralnego różnowiekowych glin lodowcowych okolic Poznania oparte na zamieszczonych rentgenogramach (Ryc. 6.5 – 6.7) częściowo potwierdza w/w informacje. Głównymi minerałami we wszystkich przebadanych glinach są illit oraz kaolinit.

Illit to minerał należący do grupy mik (in. łyszczyków) diagnozowany na podstawie refleksu o wartości $d_{(hkl)}$ wynoszącej 10,00Å. Jego obecność we wszystkich badanych próbkach potwierdzają wysokokątowe refleksy o wartości 5,00Å i kolejno 3,33÷3,34Å (Ryc. 6.5 – 6.7). Łyszczyki (illit, glaukonit, seladonit) mają budowę pakietów krystalograficznych typu 2:1. Oznacza to, że jedna oktaedryczna warstwa glinotlenowa jest zamknięta między dwiema krzemotlenowymi warstwami tetraedrycznymi, co powoduje, że powierzchnie dwóch sąsiednich pakietów, obsadzone atomami tlenu mogłyby się odpychać, a odległość między pakietami mogłaby się zmieniać, tak jak to się dzieje w minerałach grupy smektytu. Jednak obecność dużych jonów potasu (K^+) w przestrzeniach międzypakietowych powoduje ich unieruchomienie. Częściowe wyługowanie tych jonów i zastąpienie ich wodą powoduje, że minerały te charakteryzują się hydrofilnością pośrednią w stosunku do montmorillonitów i kaolinitów. Tak więc, takie właściwości jak zdolność do pęcznienia, plastyczność, ściśliwość w gruntach zawierających minerały z grupy łyszczyków są wyższe niż w gruntach kaolinitowych, a niższe niż w montmorillonitowych (Bolewski i Manecki, 1993).



Ryc. 6.5 Dyfraktogramy rentgenowskie północnopolskich glin ablacyjnych

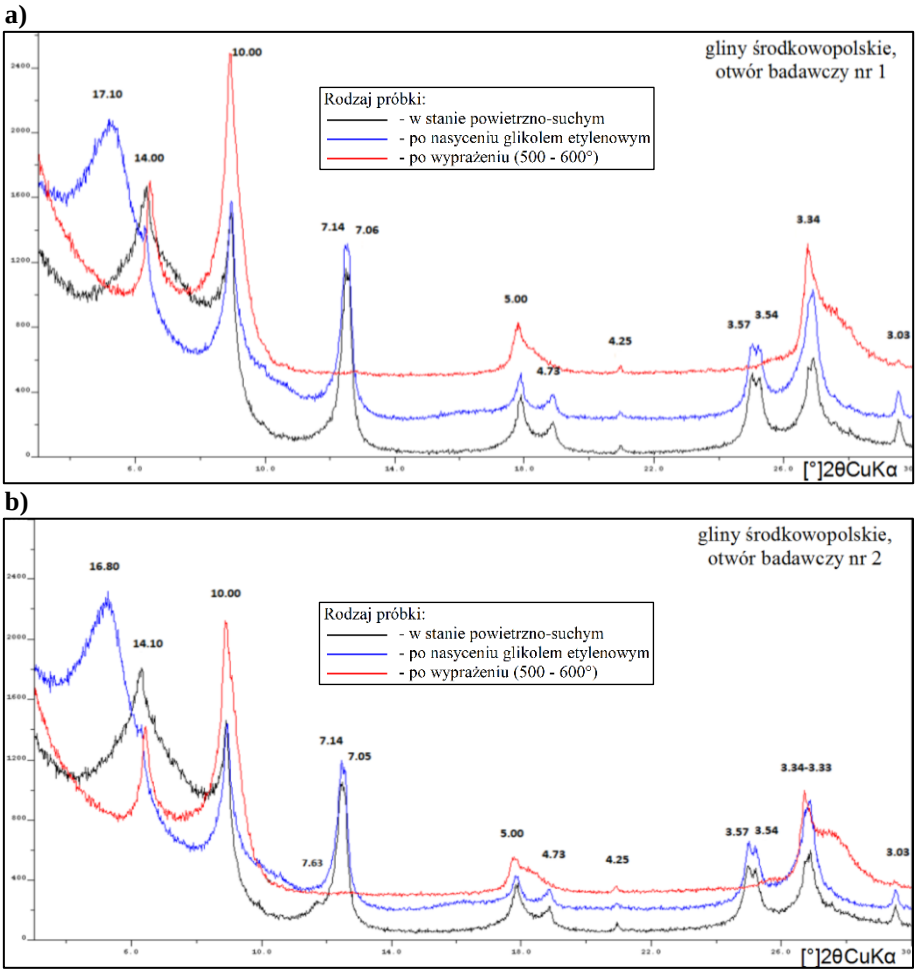
Kolejnym minerałem stwierdzonym we wszystkich przebadanych próbkach gruntowych jest **kaolinit**, dla którego diagnostyczny jest widoczny na dyfraktogramach rentgenowskich refleks o wartości 7,14Å zanikający w próbce poddanej prażeniu oraz wysokokątowe refleksy przypominające o wartości 3,57Å (Ryc. 6.5 – 6.7) również zanikające w wyprażonej próbce. Minerały z grupy kaolinitu (kaolinit, dickit, nakryt, haloizyt) mają pakiety typu 1:1 (jedna warstwa tetraedryczna jest połączona z jedną warstwą oktaedryczną). Tak więc, dwie powierzchnie sąsiednich pakietów są obsadzone z jednej strony atomami tlenu, a z drugiej grupami wodorotlenowymi, co powoduje istnienie silnych wiązań między pakietami. Uniemożliwiony jest więc dostęp wody między pakiety, która może tylko zwilżać powierzchnie kryształów. W wyniku tego minerały grupy kaolinitu są w stosunku do innych minerałów ilastych najmniej hydrofilne. Grunty zawierające minerały z grupy kaolinitu wykazują zwykle niską wilgotność i plastyczność, małe pęcznienie i ściśliwość (Bolewski i Manecki, 1993).



Ryc. 6.6 Dyfraktogramy rentgenowskie północnopolskich glin bazalnych

Gliny najmłodszego zlodowacenia, zarówno facji ablacyjnej, jak i bazalnej zawierają minerały mieszanopakietowe typu **smektyt\illit**. Diagnozuje się je na podstawie

pierwszych niskokątowych refleksów o wartościach 16,2÷17,2Å widocznych w rentgenogramie próbki nasycanej glikolem, 14,0÷14,6Å dla próbki w stanie powietrzno-suchym oraz braku niskokątowego refleksu w rentgenogramie próbki poddanej prażeniu (Ryc. 6.5-6.6). W przeprowadzonych badaniach glin lodowcowych nie stwierdzono czystych minerałów z grupy smektytu, będących najbardziej aktywnymi minerałami ilastymi. Zidentyfikowano jedynie wspomniane minerały mieszanopakietowe smektyt/illit. Są to substancje o strukturze złożonej z przewarstwiających się pakietów małopęczniejących typu łyszczyków oraz pakietów pęczniejących typu smektytu. Ważną cechą minerałów mieszanopakietowych jest zdolność wymiany kationów na pozycjach wymiennych. Stwarza to możliwość modyfikowania ich właściwości jako składników gruntów budowlanych.



Ryc. 6.7 Dyfraktogramy rentgenowskie glin środkowopolskich

W glinach zlodowacenia środkowopolskiego stwierdzono występowanie **chlorytu**. Jest to minerał o strukturze typu 2:1:1, co oznacza, że pomiędzy pakietami typu 2:1 zawiera on dodatkową warstwę oktaedryczną. Taka specyficzna budowa wewnętrzna sprawia, że wyróżniamy zarówno chloryty pęczniejące, jak i kolapsujące (Stoch, 1974). W próbkach omawianych glin pochodzących z obu poligonów badawczych zdiagnozowano chloryt

pęczniejący. Podstawą do takiej interpretacji był niskokątowy refleks o wartościach 16,8÷17,1Å w próbce glikolowanej oraz 14,0÷14,1Å w próbce powietrzno-suchej, który nie zanikał po prażeniu oraz refleksy przypominające o wartości 4,73Å w rentgenogramach próbek powietrzno-suchych i glikolowanych (Ryc. 6.7).

Poza minerałami ilastymi w najdrobniejszej frakcji wszystkie badane gliny zawierają **kwarc**. Dowodem na obecność kwarcu jest niewielki refleks wysokokątowy o wartości 4,25Å widoczny we wszystkich rodzajach próbek. Wszystkie przebadane gliny wykazały również obecność krystalicznego kalcytu, który zwiększa ich spójność pozorną. Charakterystyczny dla kalcytu jest wyraźny wysokokątowy refleks o wartości 3,03Å na rentgenogramie próbki powietrzno-suchej i nasyconej glikolem etylenowym. Dodatkowo na dyfraktogramie rentgenowskim próbki glin środkowopolskich z otworu badawczego nr 2 zaznacza się niskokątowy pik o wartości 7,63Å, który wskazuje na możliwość występowania domieszki siarczanów – gipsu (Ryc. 6.7b).

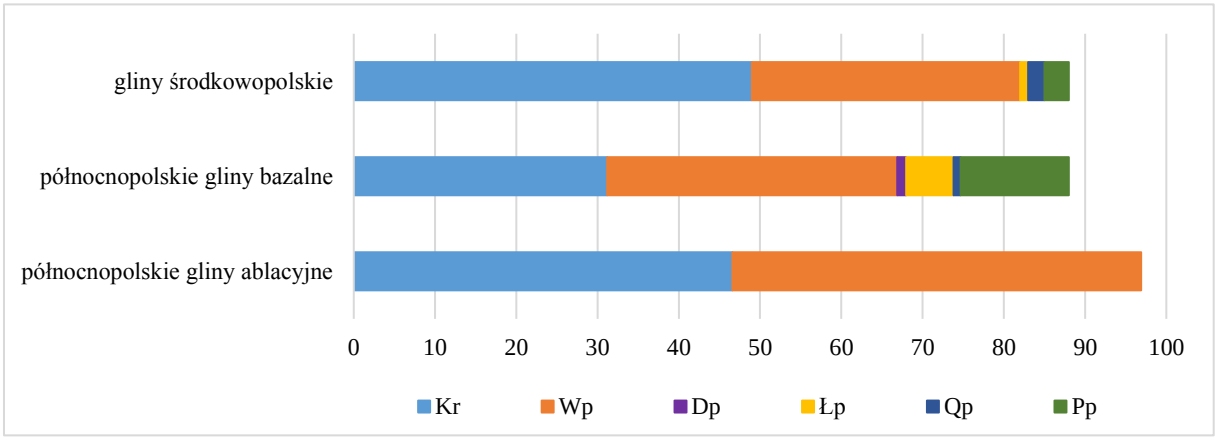
Po przeanalizowaniu wyników badań rentgenograficznych 6 próbek glin występujących na terenie Poznania i okolic oraz wybranej literatury przedmiotu (Stoch, 1974; Bolewski i Manecki, 1993; Manecki i Muszyński, 2008; Kenig, 2009) stwierdzono, że podstawowymi minerałami ilastymi występującymi w obrębie frakcji iłowej tych gruntów są illit i kaolinit. Gliny najmłodszego zlodowacenia różnią się od glin starszych zawartością minerałów mieszanopakietowych typu smektyt\illit we frakcji iłowej oraz brakiem chlorytów pęczniejących. Nie zauważono różnicy w składzie mineralnym frakcji iłowej glin równowiekowych wykształconych w różnych facjach (ablacyjnej i bazalnej).

6.3 SKŁAD MINERALNO-PETROGRAFICZNY FRAKCJI ŻWIROWEJ

Z analizy mineralno-petrograficznej frakcji średniożwirowej badanych glin środkowopolskich wynika, że najliczniejszą grupą petrograficzną są skandynawskie skały krystaliczne (***Kr=49,1%***). Mniej licznie obecne są szare wapienie dolnopaleozoiczne (***W_p=32,9%***) w efekcie czego wartość współczynnika ***K/W*** jest wysoka i wykresy wskaźników petrograficznych przybierają ostry kształt z wierzchołkiem skierowanym ku górze (Ryc. 6.10). Charakterystyka ta pozwala odróżnić gliny zlodowacenia Warty od glin młodszych (Masłowska, 1999). W grupie skał dalekiego transportu pojawiają się ponadto, w znacznie mniejszej ilości, kwarcyty (***P_p=3,0%***), kwarc pochodzący z dezintegracji skał krystalicznych (***Q_p=2,0%***) oraz kruche łupki paleozoiczne (***$Ł_p$=1,0%***) (Ryc.6.8).

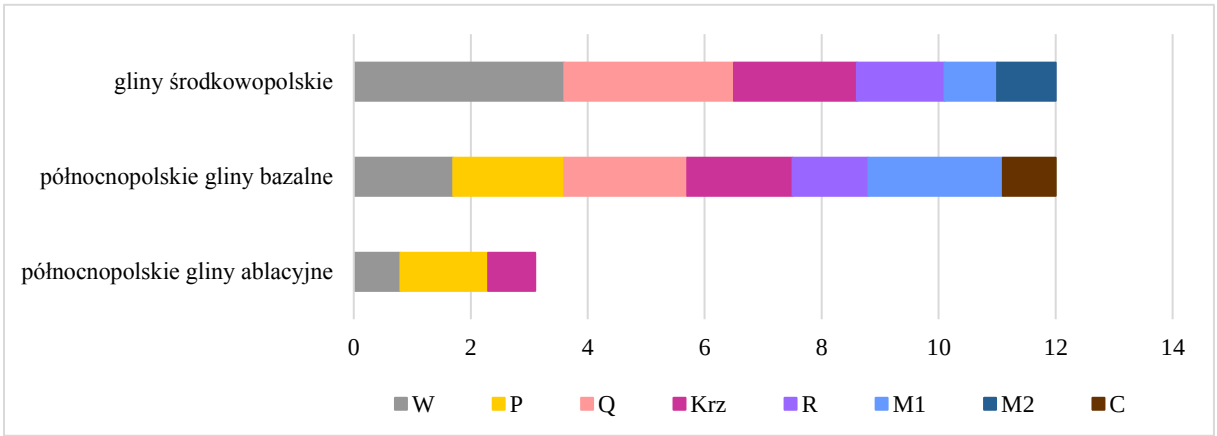
Wspólną cechą glin północnopolskich jest przewaga wapieni paleozoicznych (***W_p=50,3%*** w facji ablacyjnej i ***W_p=35,7%*** w facji bazalnej) nad skałami krystalicznymi

(***Kr=46,6%*** w facji ablacyjnej i ***Kr=31,2%*** w facji bazalnej) wśród składników skandynawskich żwirów średnioziarnistych (Ryc. 6.8). Wartość współczynnika ***K/W*** w obu facjach glin zlodowacenia bałtyckiego jest więc niska, wynosi 0,87 w glinach ablacyjnych i 0,93 w glinach bazalnych, a wykresy wskaźników petrograficznych przybierają kształt z wierzchołkiem skierowanym ku dołowi (Ryc. 6.10). Różnica między nimi polega na braku innych składników poza skałami krystalicznymi i wapieniami w materiale skandynawskim glin ablacyjnych. Frakcja średniożwirowa glin bazalnych wzbogacona jest natomiast w paleozoiczne piaskowce (***P_p=13,3%***), łupki (***$Ł_p$=5,8%***) i dolomity (***D_p=1,1%***) oraz kwarc pochodzący z dezintegracji skał krystalicznych (***Q_p=0,9%***) (Ryc. 6.8). Współczynnik petrograficzny ***O/K***, ze względu na znacznie większy udział skał osadowych we frakcji żwirowej glin bazalnych, jest w nich wyższy (1,74) niż w glinach ablacyjnych (1,08) (Ryc. 6.10).

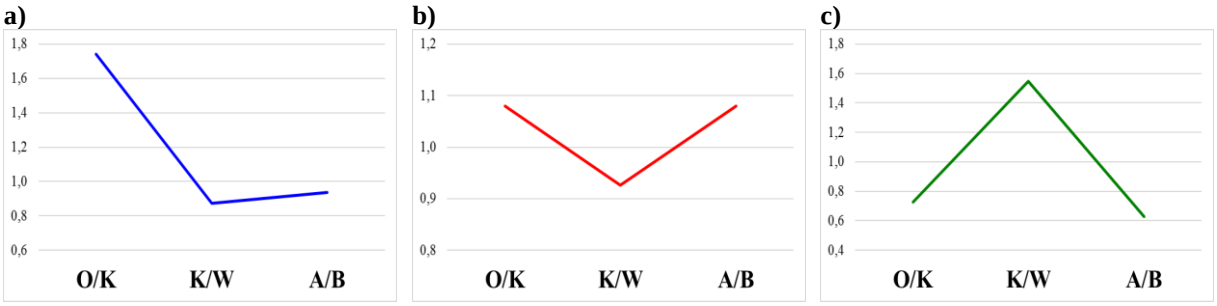


Ryc. 6.8 Udział składników skandynawskich w składzie mineralno-petrograficznym frakcji średniożwirowej (5÷10mm) z glin północno- i środkowopolskich

Wśród składników lokalnych ***$f_ż$*** glin środkowopolskich odnotowano wapienie kredowe (***W_m=3,6%***), kwarc (***Q_m=2,9%***), krzemienie (***Krz_m=2,1%***) i rogowce (***R_m=1,5%***) oraz dwa rodzaje mułowców (***M_1=0,9%***; ***M_2=1,0%***). Obszarem źródłowym wymienionych elementów jest prawdopodobnie południowa część niecki bałtyckiej (Górska-Zabielska, 2008).

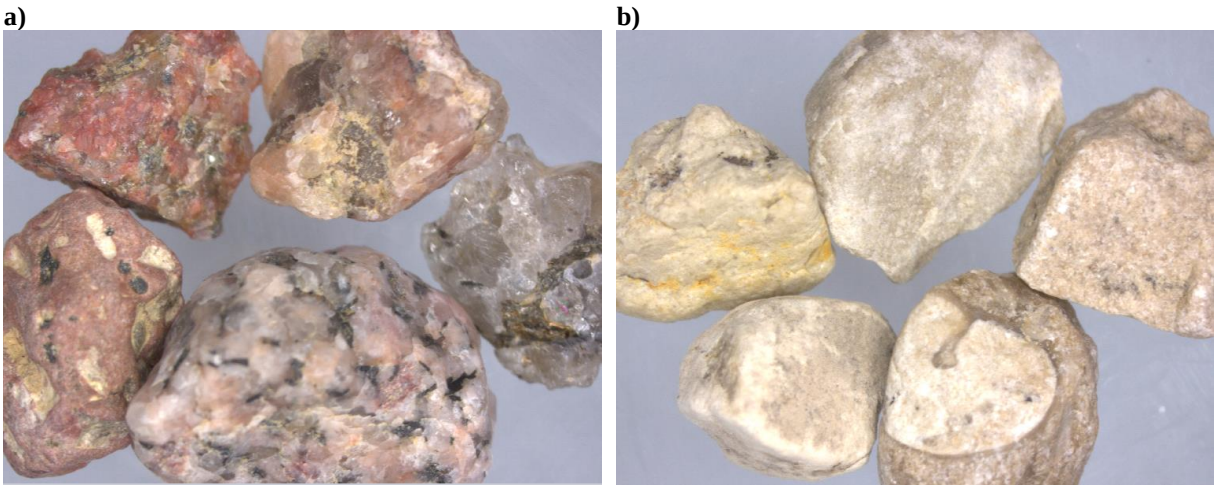


Ryc. 6.9 Udział składników lokalnych w składzie mineralno-petrograficznym frakcji średniożwirowej (5÷10mm) z glin północno- i środkowopolskich



Ryc. 6.10 Wykresy współczynników petrograficznych północnopolskich glin ablacyjnych (**a**) i bazalnych (**b**) oraz glin środkowopolskich (**c**)

Jakościowy skład skał lokalnych w glinach najmłodszego zlodowacenia różni się od ich składu w glinach warciańskich obecnością piaskowców mezozoicznych (***P_m=1,5%*** w glinach ablacyjnych; ***P_m=1,9%*** w glinach bazalnych) (Ryc. 6.9), co może wskazywać na odmienne drogi transgresji lodowcowej podczas wspomnianych zlodowaceń (Kenig, 2009). Gliny północnopolskie dwóch odmiennych facji są znacznie zróżnicowane pod względem zawartości skał lokalnych we frakcji żwirowej. Gliny bazalne odznaczają się większym udziałem (12,0%) oraz bardziej zróżnicowanym składem jakościowym okruchów bliskiego transportu. Poza wspomnianymi piaskowcami zawierają wapienie (***W_m=1,7%***), kwarc (***Q_m=2,1%***), krzemienie (***Krz_m=1,8%***), rogowce (***R_m=1,3%***), mułowce „starsze" (***M_1=2,3%***) i węgiel (***C_m=0,9%***). Gliny ablacyjne zawierają jedynie 3,1% okruchów lokalnych we frakcji żwirowej i są to, poza piaskowcami, wapienie (***W_m=0,8%***) i krzemienie (***Krz_m=0,8%***), pochodzące z sektora zachodniego południowego Bałtyku (Górska-Zabielska, 2008).



Ryc. 6.11 Okruchy skał skandynawskich z frakcji średniożwirowej glin środkowopolskich:
a) skały krystaliczne; **b)** wapienie paleozoiczne

6.4 WILGOTNOŚĆ GRUNTU

Oznaczenie wilgotności naturalnej w_n wykonano ze wszystkich pobranych próbek gruntu, które po odpowiednim przygotowaniu w laboratorium były wykorzystane do badań w penetrometrze stożkowym i aparacie Casagrande. Wszystkie wyniki oznaczeń wilgotności badanych próbek zawiera zestawienie tabelaryczne w załączniku nr 3. Rozkład wilgotności naturalnej z głębokością w obu otworach badawczych zilustrowano na rycinie nr 6.12.

Gliny ablacyjne zlodowacenia bałtyckiego odznaczają się najbardziej zróżnicowaną wilgotnością spośród badanych rodzajów glin, co jest prawdopodobnie spowodowane zmiennością składu granulometrycznego. Jej wartości zmieniają się w przedziale 12,05÷16,80% (Tab. 6.2; Ryc. 6.12). Zaznacza się wyraźna różnica w wartości średniej wilgotności naturalnej omawianych gruntów z pierwszego (13,06%) i drugiego (14,66%) poligonu badwczego. Powodem może być występowanie warstwy wodonośnej w otworze nr 2, w obrębie glin ablacyjnych (na głębokości 2,0÷3,2m p.p.t.) i podwyższenie wilgotności naturalnej gruntów spoistych zalegających poniżej (Zał. 1; Ryc. 6.12b).

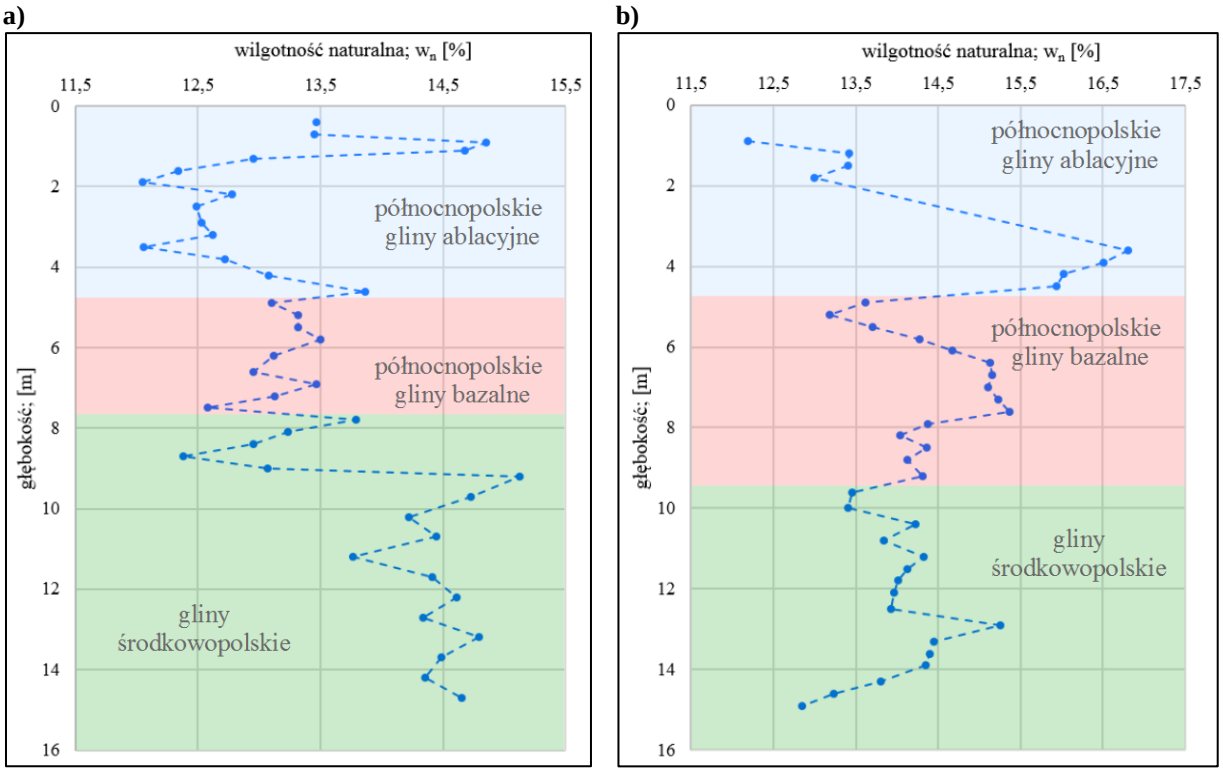
Tab. 6.2 Zestawienie wartości minimalnych i maksymalnych oraz wartości średnich wilgotności naturalnej badanych glin

Rodzaj badanych próbek		nr otworu	Wilgotność naturalna w_n [%] zakres; ***średnia arytmetyczna***	
gliny zlodowacenia północnopolskiego	ablacyjne	1	12,05÷14,85; ***13,06***	12,05÷16,80; ***13,62***
	ablacyjne	2	12,20÷16,80; ***14,66***	
	bazalne	1	12,58÷13,50; ***13,17***	12,58÷15,37; ***13,96***
	bazalne	2	13,18÷15,37; ***14,44***	
gliny zlodowaceń środkowopolskich		1	12,38÷15,13; ***14,08***	12,38÷15,26; ***14,03***
		2	12,84÷15,26; ***13,98***	

Gliny facji bazalnej odznaczają się mniejszą zmiennością wilgotności naturalnej (12,58÷15,37%) niż gliny ablacyjne (Tab. 6.2; Ryc. 6.12). Podobnie, natomiast, jak w glinach ablacyjnych, wartość średnia wilgotności omawianych gruntów pochodzących z drugiego otworu badawczego (14,44%) jest wyższa niż gruntów z otworu nr 1 (13,17%).

Wilgotnośćć naturalna glin środkowopolskich, które poddano badaniom, zmienia się również w niewielkim zakresie (12,38÷15,26%) (Tab. 6.2). Jej wartości średnie w glinach

pochodzacych z obu poligonów badawczych są bardzo zbliżone (otwór nr 1 – 14,08%; otwór nr 2 – 13,98%).



Ryc. 6.12 Rozkład wilgotności naturalnej gruntu z głębokością w otworze badawczym nr 1 (**a**) i nr 2 (**b**)

6.5 GRANICE KONSYSTENCJI

6.5.1 Granica płynności

Oznaczenie granicy płynności wykonano na paście gruntowej ze wszystkich 80 pobranych próbek glin. Posłużono się czterema różnymi standardowymi metodami laboratoryjnymi oraz dziesięcioma metodami uproszczonymi. Szczegółowe wyniki oznaczania wartości w_L dla każdej próbki gruntu zawarte są w formularzach laboratoryjnych w załączniku nr 6, zbiorcze zestawienie wyników przedstawia załącznik nr 5, natomiast wartości średnie, minimalne i maksymalne dla poszczególnych rodzajów glin zestawione są w tabelach poniżej (Tab. 6.3; 6.4).

6.5.1.1 Metody standardowe

Jako metodę referencyjną oznaczania wartości granicy płynności przyjęto badanie w aparacie Casagrande (PN-88/B-04481) ze względu na rozpowszechnienie tej metody na terenie Polski. Wyniki badań osiągnięte innymi metodami standardowymi porównano do wartości w_L oznaczonej metodą referencyjną.

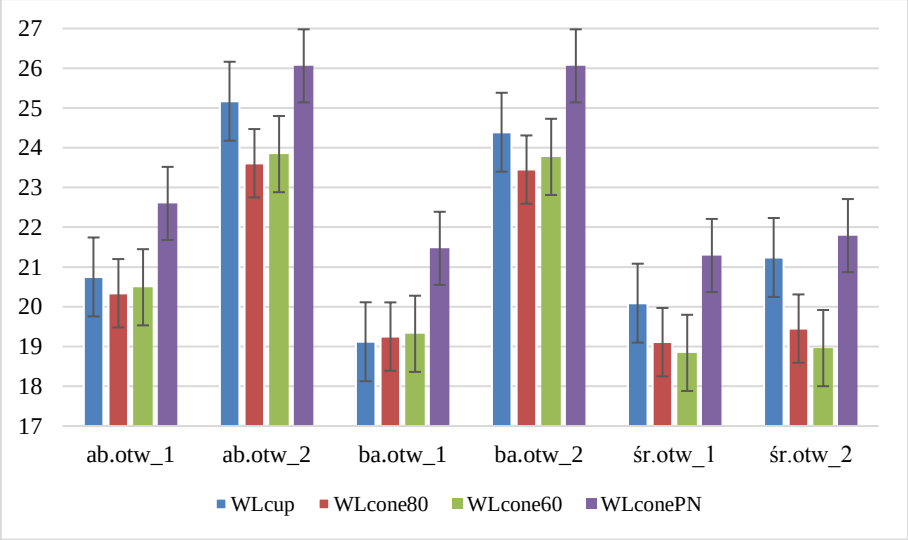
Tab. 6.3 Zestawienie wartości minimalnych i maksymalnych oraz wartości średnich granicy płynności oznaczonej czterema różnymi metodami standardowymi

Rodzaj badanych próbek		nr otworu	wartość granicy płynności [%] - zakres; ***średnia arytmetyczna***							
			w_{Lcup}		$w_{Lcone80}$		$w_{Lcone60}$		$w_{LconePN}$	
gliny zlodowacenia północnopolskiego	ablacyjne	1	18,01 ÷ 29,36; ***20,75***	18,01 ÷ 29,36; ***22,28***	18,10 ÷ 27,05; ***20,34***	18,10 ÷ 27,05; ***21,48***	18,25 ÷ 27,05; ***20,49***	18,25 ÷ 27,05; ***21,66***	20,12 ÷29,51; ***22,60***	20,12 ÷29,93; ***23,80***
	ablacyjne	2	21,05 ÷ 28,68; ***25,17***		20,54 ÷26,96; ***23,61***		20,54 ÷ 26,96; ***23,84***		22,85 ÷ 29,93; ***26,06***	
	bazalne	1	18,26 ÷ 19,93; ***19,12***	18,26 ÷ 25,81; ***22,41***	18,29 ÷20,22; ***19,25***	18,29 ÷ 24,91; ***21,88***	18,35 ÷ 20,31; ***19,32***	18,35 ÷ 25,25; ***22,10***	19,89 ÷ 22,59; ***21,47***	19,89 ÷ 27,48; ***24,34***
	bazalne	2	22,64 ÷ 25,81; ***24,39***		22,16 ÷24,91; ***23,45***		22,30 ÷ 25,25; ***23,77***		24,79 ÷ 27,48; ***26,06***	
gliny zlodowaceń środkowopolskich		1	18,88 ÷ 21,29; ***20,09***	17,26 ÷ 23,98; ***20,65***	18,22 ÷ 19,95; ***19,11***	17,18 ÷ 20,91; ***19,28***	18,01 ÷ 19,92; ***18,84***	16,99 ÷ 20,50; ***18,90***	20,46 ÷ 22,18; ***21,29***	19,96 ÷ 23,26; ***21,53***
		2	17,26 ÷ 23,98; ***21,24***		17,18 ÷ 20,91; ***19,45***		16,99 ÷ 20,50; ***18,96***		19,96 ÷ 23,26; ***21,79***	

Tab. 6.4 Zestawienie wartości minimalnych i maksymalnych oraz wartości średnich granicy płynności oznaczonej sześcioma różnymi metodami jednopunktowymi (wybrane oznaczenia - jedno z każdej przebadanej próbki)

Rodzaj badanych próbek		wartość granicy płynności [%] - zakres; ***średnia arytmetyczna***					
		w_{Lcup_1a}	w_{Lcup_1b}	$w_{Lcone80_1a}$	$w_{Lcone80_1b}$	$w_{Lcone60_1a}$	$w_{Lcone60_1b}$
gliny zlodowacenia północnopolskiego	ablacyjne	17,96 ÷ 28,59; ***18,30***	17,93 ÷ 28,59; ***18,29***	17,67 ÷ 27,13; ***18,39***	18,02 ÷ 27,10; ***18,43***	17,92 ÷ 27,82; ***18,82***	17,79 ÷ 27,59; ***18,53***
	bazalne	17,94 ÷ 19,62; ***18,71***	17,90 ÷ 19,55; ***18,72***	18,33 ÷ 20,20; ***19,24***	18,28 ÷ 20,10; ***19,18***	18,64 ÷ 20,37; ***19,53***	18,56 ÷ 20,32; ***19,34***
gliny zlodowaceń środkowopolskich		18,41 ÷ 20,90; ***19,49***	18,41 ÷ 20,83; ***19,49***	18,30 ÷ 20,25; ***19,11***	18,40 ÷ 20,09; ***19,14***	18,17 ÷ 20,01; ***19,04***	17,80 ÷ 19,80; ***18,79***

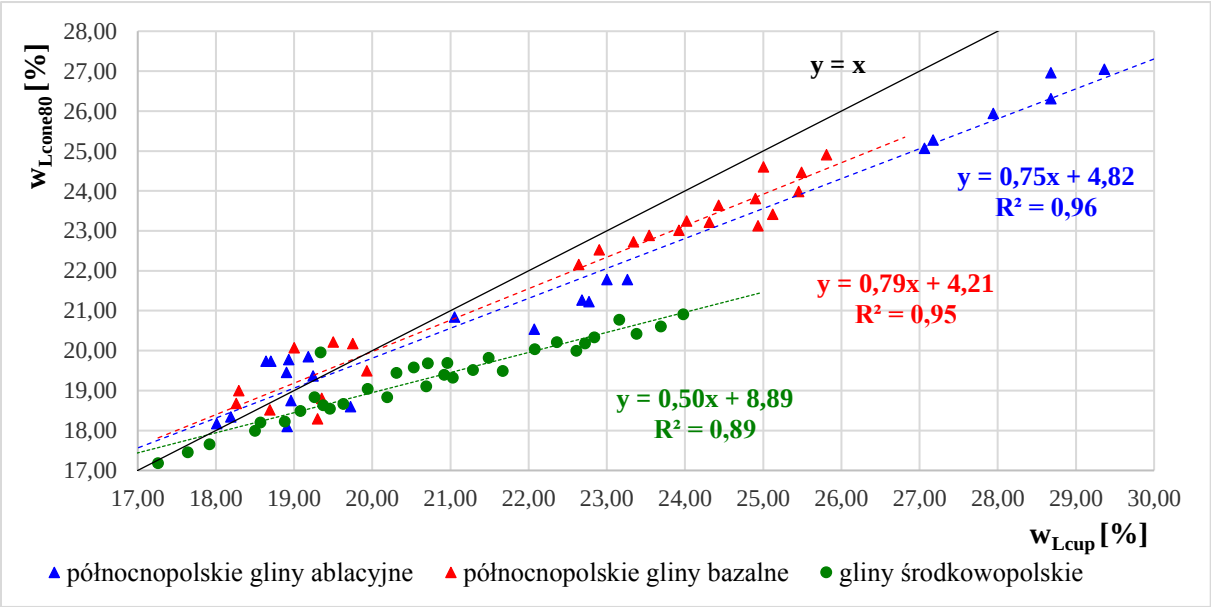
Wartość granicy płynności oznaczona w penetrometrze stożkowym wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009, zarówno przy użyciu stożka 30°/80g, jak i 60°/60g, jest zwykle nieco niższa niż ta sama wartość oznaczona metodą referencyjną (Tab. 6.3; Ryc. 6.13). Aparat Casagrande daje średnio wynik wyższy o około 1,0% niż penetrometr stożkowy. Na 80 przebadanych próbek glin w kilkunastu przypadkach stwierdzono tendencję odwrotną – zawyżenie wyników z penetrometru stożkowego względem metody referencyjnej (Zał. 5). Co ciekawe większość z tych przypadków to próbki glin północnopolskich o niskiej wartości granicy płynności (< 20%) (Ryc. 6.14).



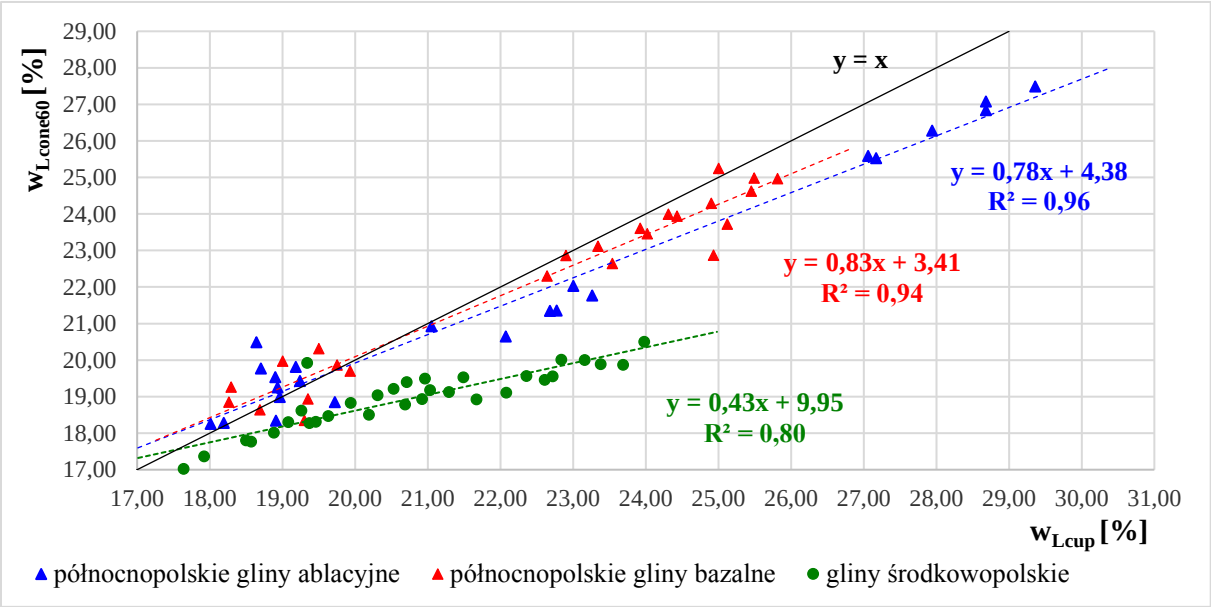
Ryc. 6.13 Graficzne przedstawienie średnich wartości granicy płynności oznaczonej czterema różnymi metodami standardowymi (**ab.otw_1** – północnopolskie gliny ablacyjne z otworu badawczego nr 1; **ab.otw_2** – północnopolskie gliny ablacyjne z otworu badawczego nr 2; **ba.otw_1** – północnopolskie gliny bazalne z otworu badawczego nr 1; **ba.otw_2** – północnopolskie gliny bazalne z otworu badawczego nr 2; **śr.otw_1** – gliny środkowopolskie z otworu badawczego nr 1; **śr.otw_2** – gliny środkowopolskie z otworu badawczego nr 2)

Na podstawie zależności korelacyjnych pomiędzy wartością granicy płynności oznaczaną w aparacie Casagrande i w penetrometrze stożkowym, przedstawionych na rycinie nr 6.14 a i b, stwierdzono, że istnieje pewien poziom granicy płynności, powyżej którego aparat Casagrande daje wyższe wyniki w_L względem penetrometru stożkowego. Na potrzeby niniejszego opracowania poziom ten nazwany został „punktem równowartości wyników" ($w_{Lcone=cup}$), gdyż na wykresach zależności $w_{Lcone} = f(w_{Lcup})$ jest to punkt przecięcia danej prostej z funkcją $y=x$ (Ryc. 6.14). Wartość $w_{Lcone=cup}$ jest różna w zależności od rodzaju glin poddanych badaniom. W glinach północnopolskich, zarówno ablacyjnych, jak i bazalnych, jest wyższa (odpowiednio około 19,3 i 19,9% przy użyciu stożka brytyjskiego oraz około 19,8 i 20,6% przy użyciu stożka szwedzkiego) niż w glinach środkowopolskich (około 17,6 i 17,9%) (Ryc. 6.14). Powyżej punktu równowartości wyników różnica pomiędzy w_{Lcone} a w_{Lcup} rośnie wraz ze wzrostem wartości w_L.

a)



b)



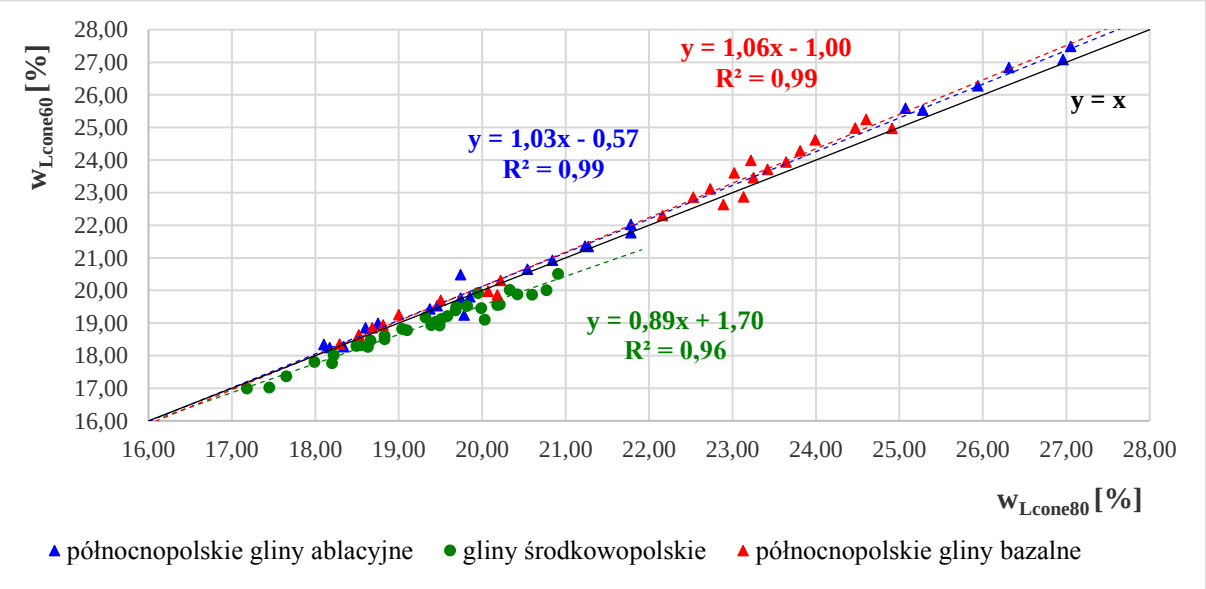
Ryc. 6.14 Zależność wartości granicy płynności oznaczanej w aparacie Casagrande (w_{Lcup}) i w penetrometrze stożkowym przy użyciu: **a)** stożka brytyjskiego ($w_{Lcone80}$); **b)** stożka szwedzkiego ($w_{Lcone60}$)

Należy jednak zauważyć, że dla gruntów o niskiej wartości granicy płynności (< 20%, w tym przypadku dla piasków gliniastych i glin piaszczystych o niskiej zawartości frakcji iłowej) zależność $w_{Lcone}=f(w_{Lcup})$ jest znacznie mniej precyzyjna niż dla gruntów o wyższej wartości w_L (Rys. 6.14), co potwierdzają również wcześniejsze prace autorki (Krawczyk i Flieger-Szymańska, 2018). Różnica ta może być spowodowana ogólnie niższą dokładnością oznaczania granicy płynności w gruntach wykazujących niską wartość tego parametru. Ze względu na wysoki stopień różnoziarnistości piasków gliniastych i glin o niewielkiej spoistości

przygotowana z nich pasta gruntowa jest zazwyczaj mniej jednorodna niż pasta z gruntów o większej zawartości frakcji iłowej. Ponadto podczas badań na pastach z gruntów mało spoistych może pojawić się problem z uformowaniem gładkiej powierzchni próbki w miseczce aparatu Casagrande oraz w próbniku penetrometru stożkowego, szczególnie przy niższej wilgotności pasty gruntowej. Fakt ten może rzutować na dokładność wyników badań.

Na uwagę zasługuje fakt, że zależności korelacyjne pomiędzy wartością granicy płynności oznaczaną w aparacie Casagrande i penetrometrze stożkowym są różne jeśli weźmie się pod uwagę grunty o różnej genezie. Omawiane zależności dla glin zlodowacenia północnopolskiego są bardzo podobne, pomimo, że gliny te wykształcone są w dwóch odmiennych facjach. Natomiast gliny środkowopolskie wykazują zależność $w_{Lcone}=f(w_{Lcup})$ znacznie odbiegającą od korelacji stwierdzonych dla glin młodszych (Ryc. 6.14). Różnica pomiędzy w_{Lcup} i w_{Lcone} jest znacznie większa w glinach szarych niż w glinach brązowych (Ryc. 6.13; Zał. 5). Współczynnik determinacji (R^2), będący jedną z podstawowych miar jakości dopasowania modelu i mówiący o tym jaki procent jednej zmiennej wyjaśnia wariancje drugiej zmiennej dla wszystkich równań $w_{Lcone}=f(w_{Lcup})$ ma wartość powyżej 0,80 (Ryc. 6.14, 6.16), a więc mieści się w klasie tzw. dobrego lub bardzo dobrego dopasowania (Sobczyk, 1995). Należy, więc wnioskować, że opisane różnice w wynikach badań osiągane dla gruntów różnej genezy nie są przypadkowe.

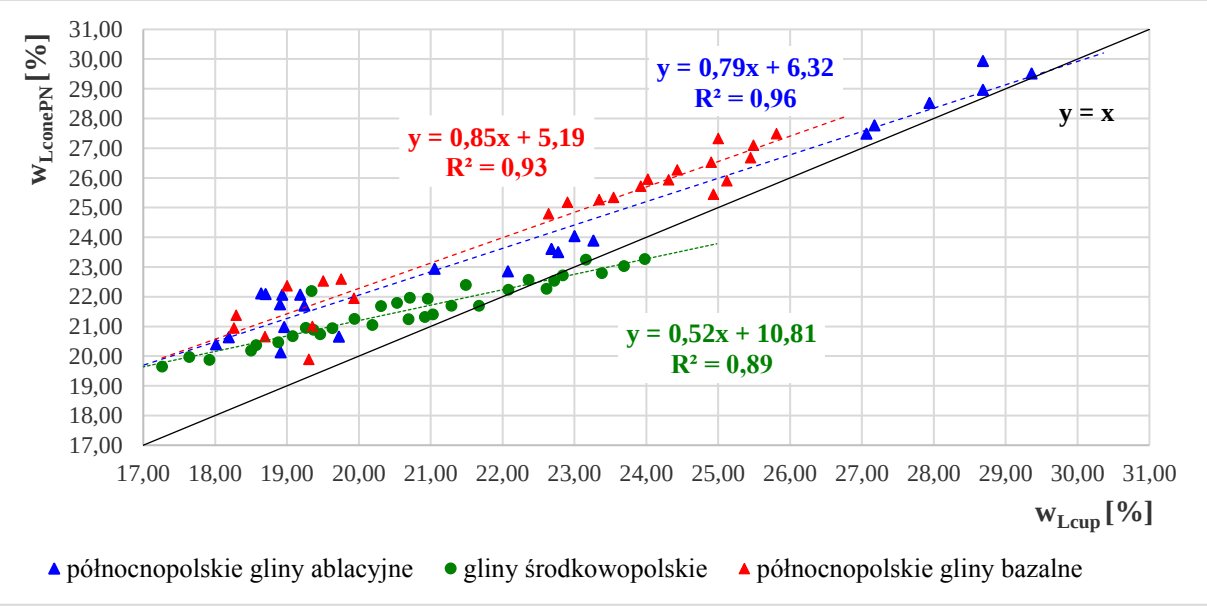
Badania prowadzone w penetrometrze stożkowym (wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009) przy użyciu dwóch różnych stożków dają bardzo zbliżone wyniki (Ryc. 6.15).



Ryc. 6.15 Zależność wartości granicy płynności oznaczanej w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka brytyjskiego ($w_{Lcone80}$) i szwedzkiego ($w_{Lcone60}$)

Na podstawie analiz wykonanych w ramach niniejszej rozprawy stwierdzono, że wartość granicy płynności glin środkowopolskich oznaczona przy użyciu stożka 60°\60g jest zawsze nieco niższa niż przy użyciu stożka 30°\80g (średnio o 0,38%) (Ryc. 6.13, 6.15; Tab. 6.3). W glinach najmłodszego zlodowacenia można zaobserwować tendencję odwrotną – użycie stożka szwedzkiego powoduje przeważnie uzyskanie nieco wyższych wartości w_L względem oznaczeń wykonanych przy pomocy stożka brytyjskiego (Ryc. 6.13, 6.15). Różnica jest nieznaczna, wynosi 0,18% w glinach ablacyjnych i 0,22% w glinach bazalnych (Tab. 6.3). Według informacji z literatury przedmiotu stożki 30°\80g i 60°\60g można stosować zamiennie, gdyż dają identyczne wyniki (Fojtová et al., 2009).

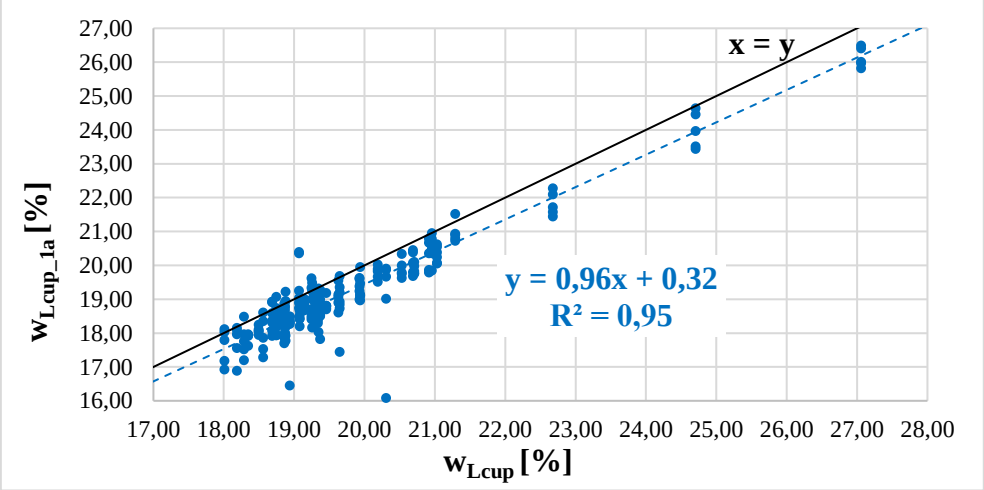
Polska metoda oznaczania granicy płynności w penetrometrze (PN-88/B-04481) daje wyniki zdecydowanie zawyżone względem metody referencyjnej (Ryc. 6.13). Wartość $w_{LconePN}$ jest wyższa od wartości w_{Lcup} średnio o 1,52% w badanych glinach ablacyjnych, o 1,93% w glinach bazalnych i o 0,88% w glinach środkowopolskich (Tab. 6.3). Zależność korelacyjna $w_{LconePN}=f(w_{Lcup})$ pokazuje jednak, że różnice te nie są stałe. Przy wyższych wartościach omawianego parametru, a więc ogólnie w gruntach o wyższej spoistości, tendencja ta może się odwrócić i penetrometr z polską końcówką stożkową będzie dawał wyniki niższe niż aparat Casagrande (Ryc. 6.16).



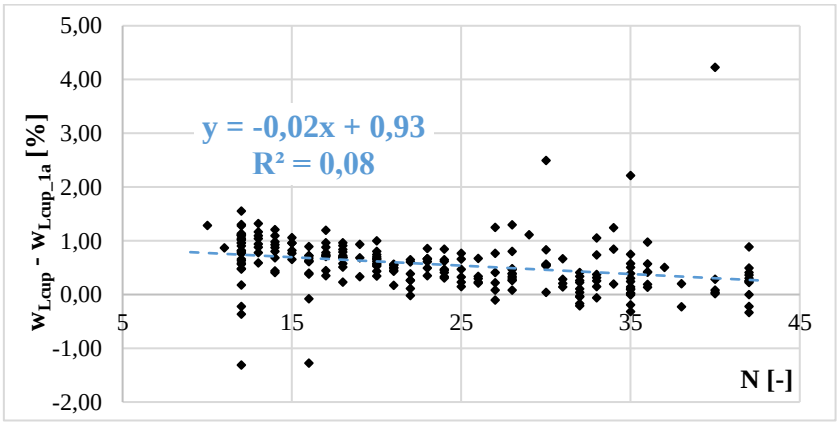
Ryc. 6.16 Zależność wartości granicy płynności oznaczanej w aparacie Casagrande (w_{Lcup}) i w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka polskiego ($w_{LconePN}$)

6.5.1.2 Metody jednopunktowe

Wartość granicy płynności obliczona na podstawie wzoru (5.3) wg ASTM D 4318-05:2000 (w_{Lcup_1a}) jest znacznie niższa niż wyznaczona w laboratorium przy pomocy aparatu Casagrande metodą standardową (w_{Lcup}) (Ryc. 6.17). Wartość średnia w_{Lcup_1a} dla północnopolskich glin ablacyjnych jest o 3,98% niższa niż wartość średnia w_{Lcup} tych samych gruntów. W glinach bazalnych różnica ta jest nieco niższa i wynosi 3,70%, natomiast w glinach środkowopolskich 1,16% (Tab. 6.4). Pomimo, iż zależność korelacyjna pomiędzy omawianymi wartościami granicy płynności wykazuje wysoki współczynnik determinacji ($R^2=0,95$) to różnica pomiędzy nimi waha się w szerokim zakresie -1,31÷4,23% (Ryc. 6.17).



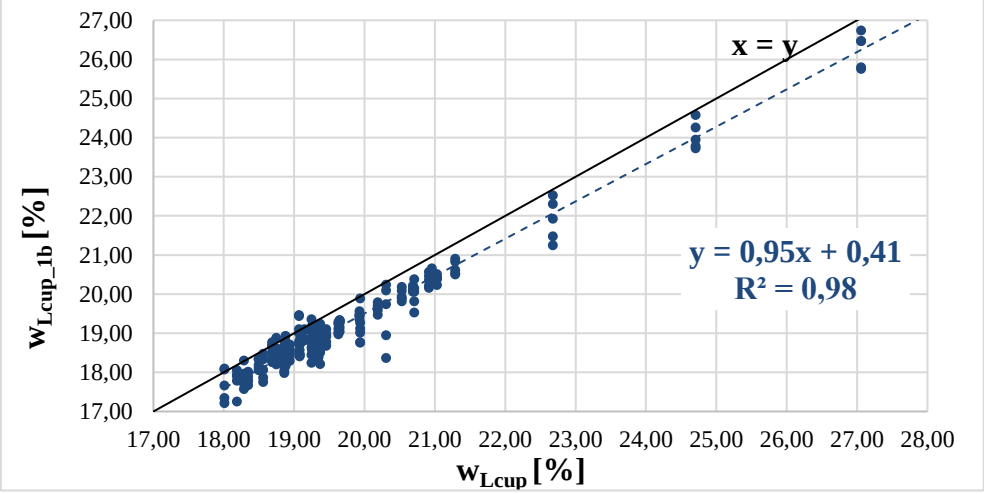
Ryc. 6.17 Zależność korelacyjna pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w aparacie Casagrande wg PN-88/B-04481 (w_{Lcup}) oraz metodą jednopunktową wg ASTM D 4318-05:2000 (w_{Lcup_1a}) w pełnym zakresie liczby uderzeń miseczki aparatu (od 10 do 42)



Ryc. 6.18 Zależność pomiędzy liczbą uderzeń (N_{cup}) miseczki aparatu Casagrande, którą użyto do obliczenia wartości granicy płynności metodą jednopunktową wg ASTM D 4318-05:2000 (w_{Lcup_1a}) a różnicą w wartości granicy płynności oznaczonej dwiema metodami – standardową i w/w jednopunktową

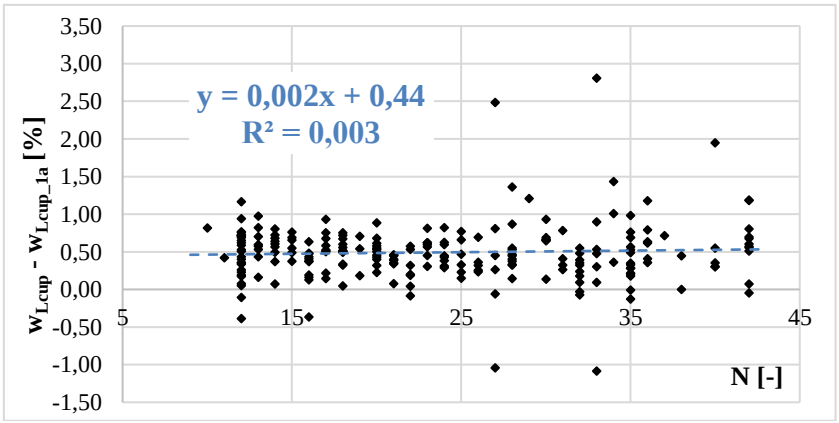
Trafność wyników omawianej metody jednopunktowej jest niezależna od liczby uderzeń miseczki aparatu Casagrande, która została użyta do obliczeń (Ryc. 6.18). Metodę tą można zatem stosować w pełnym zakresie, od 12 do 35 uderzeń. Zauważono jednak, że w zakresie od 17 do 26 uderzeń różnica $w_{Lcup} - w_{Lcup_1a}$ jest najmniejsza i wynosi od 0 do 1%.

Metoda jednopunktowa oznaczania granicy płynności w aparacie Casagrande podana w normie BS 1377:1990 daje wyniki bardzo zbliżone do metody wyżej omówionej. Wartość w_{Lcup_1b} jest zwykle zdecydowanie niższa niż w_{Lcup}. Różnica pomiędzy średnimi arytmetycznymi tych wartości dla północnopolskich glin ablacyjnych i bazalnych oraz glin środkowopolskich wynosi odpowiednio: 3,99, 3,69 i 1,16% (Tab. 6.4). Podobnie jak w omówionej wcześniej metodzie współczynnik korelacji jest bardzo wysoki, ale duży rozrzut wyników nie pozwala uznać tej metody za dającej zadawalające wyniki (Ryc. 6.19). Różnica między wartościami w_{Lcup} a w_{Lcup_1b} dla poszczególnych próbek gruntu waha się w zakresie -1,08÷2,81% (Ryc. 6.19).



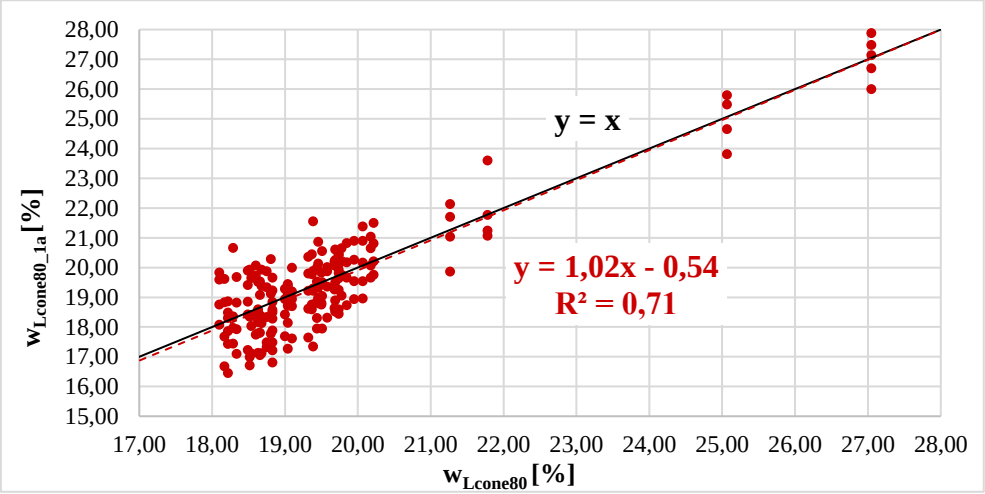
Ryc. 6.19 Zależność korelacyjna pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w aparacie Casagrande wg PN-88/B-04481 (w_{Lcup}) oraz metodą jednopunktową wg BS 1377:1990 (w_{Lcup_1b}) w pełnym zakresie liczby uderzeń miseczki aparatu (od 10 do 42)

Pomimo, iż zbieżność wartości w_{Lcup_1b} z wartością granicy płynności oznaczonej w sposób standardowy nie jest zależna od liczby uderzeń miseczki aparatu Casagrande, która została użyta do obliczeń, najlepsze rezultaty osiągane są w zakresie 17÷26 uderzeń (Ryc. 6.20).



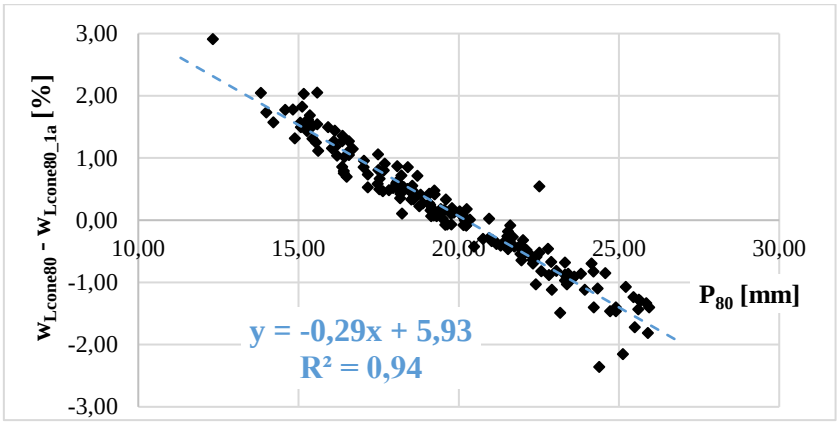
Ryc. 6.20 Zależność pomiędzy liczbą uderzeń (N_{cup}) miseczki aparatu Casagrande, którą użyto do obliczenia wartości granicy płynności metodą jednopunktową wg BS 1377:1990 (w_{Lcup_1b}) a różnicą w wartości granicy płynności oznaczonej dwiema metodami – standardową i w/w jednopunktową

Zestawienie wartości granicy płynności oznaczonej metodą klasyczną (wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2004) i jednopunktową wg wzoru (5.4) pokazuje, że zbieżność wyników jest niewielka (6.21). Pomimo, że linia ogólnego trendu jest zbliżona do funkcji $y=x$ to rozrzut wyników jest stosunkowo duży. Współczynnik determinacji R^2 wynosi 0,71, a więc jest daleki od jedności i plasuje omawianą zależność korelacyjną w klasie tzw. zadowalającego dopasowania (Sobczyk, 1995). Największą bezwzględną różnicę między wartościami granic płynności zanotowano dla zagłębienia 12,32mm i wynosiła ona 2,91%. Stwierdzony rozrzut wyników może być spowodowany prowadzeniem badań w większym (od 12,00 do 26,00mm) zakresie zagłębienia stożka penetrometru niż zalecany przez autorów metody. Zauważono, że różnica pomiędzy wartością $w_{Lcone80}$ a $w_{Lcone80_1a}$ jest silnie zależna od głębokości penetracji stożka, której użyto do obliczenia granicy płynności w metodzie jednopunktowej (Ryc. 6.22). Zdecydowano się, więc przedstawić uzyskane wyniki ze szczegółowym podziałem na poszczególne zakresy zagłębienia stożka (Ryc. 6.23). Ogólna zasada jest taka, że im wspomniane zagłębienie jest bliższe zagłębieniu odpowiadającemu granicy płynności (20,00mm) tym wartość $w_{Lcone80_1a}$ jest bardziej zbliżona do $w_{Lcone80}$.

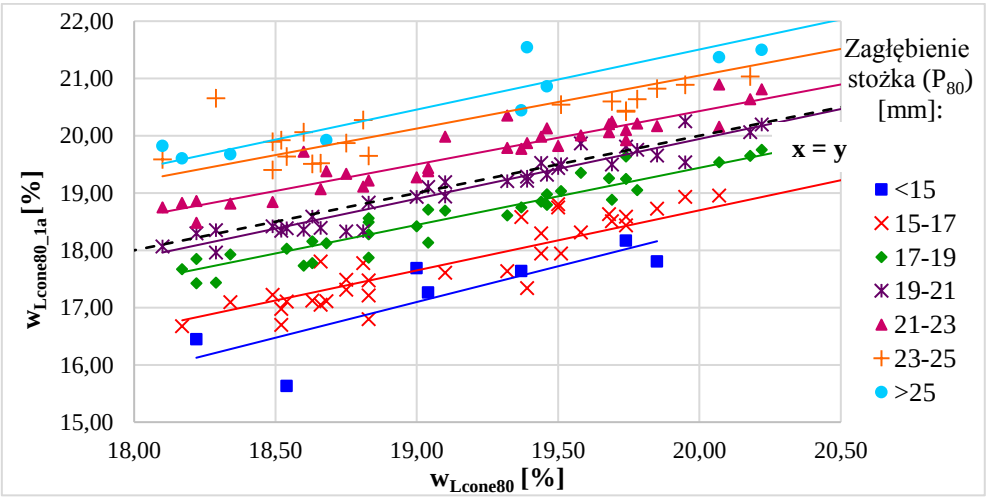


Ryc. 6.21 Zależność korelacyjna pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12 ($w_{Lcone80}$) oraz metodą jednopunktową wg Leroueila i Le Bihana (1996) ($w_{Lcone80_1a}$) w pełnym zakresie zagłębienia stożka (od ok. 12 do ok. 26 mm)

W zakresie zagłębienia 19,00÷21,00mm granica płynności obliczona przy pomocy wzoru (5.4) różniła się od granicy płynności oznaczonej wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2004 średnio o 0,12% (Tab. 6.5). Uwzględniając współczynniki determinacji (R^2) poszczególnych równań korelacyjnych przedstawionych w tabeli 6.5 należałoby zauważyć, że zakresem zagłębienia stożka penetrometru, w którym z powodzeniem można stosować metodę jednopunktową Leroueila i Le Bihana (1996) w badanych glinach jest zakres 17,00÷21,00mm.



Ryc. 6.22 Zależność pomiędzy głębokością zanurzenia stożka penetrometru (***P80***), którą użyto do obliczenia wartości granicy płynności metodą jednopunktową wg Leroueila i Le Bihana (1996) (***wLcone80_1a***) a różnicą w wartości granicy płynności oznaczonej dwiema metodami – standardową i w/w jednopunktową

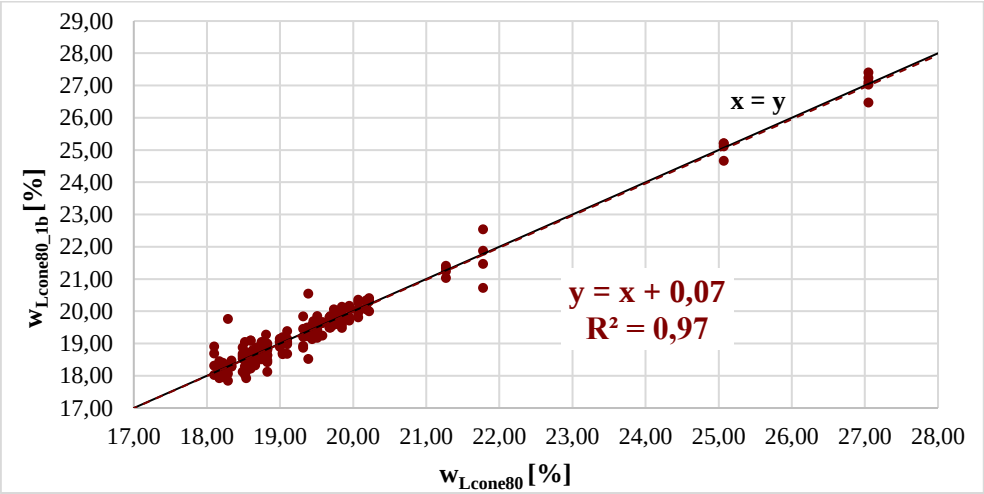


Ryc. 6.23 Zależności korelacyjne pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12 (***wLcone80***) oraz metodą jednopunktową wg Leroueila i Le Bihana (1996) (***wLcone80_1a***) w poszczególnych zakresach zagłębienia stożka

Tab. 6.5 Równania trendów liniowych przedstawionych na rycinie 6.23, ich współczynniki determinacji oraz przykładowe wartości granicy płynności obliczone na ich podstawie

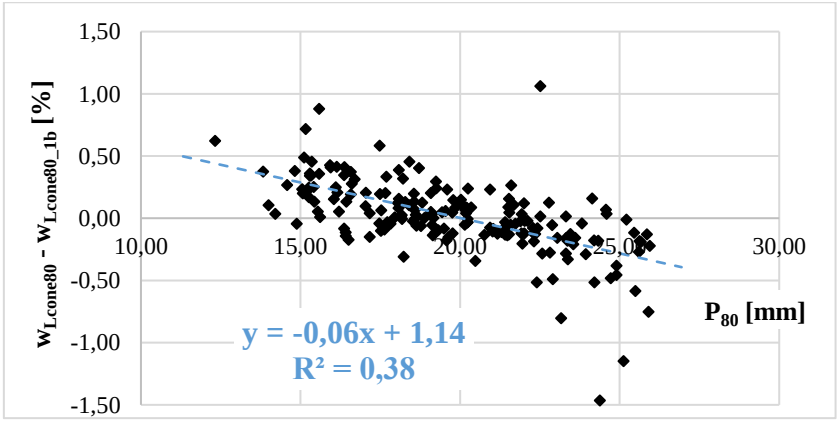
Zakres zagłębienia stożka penetrometru 30°/80g (***P80***)	Równanie trendu liniowego	Współczynnik determinacji (***R²***) [-] /jakość dopasowania modelu	Wartość ***wLcone80*** odpowiadająca wartości ***wLcone80*=20,0%**
< 15 mm	$w_{Lcone80_1a}$=1,25$w_{Lcone80}$-6,61	**0,70**/zadowalająca	18,39 %
15 ÷ 17 mm	$w_{Lcone80_1a}$=1,23 $w_{Lcone80}$-5,82	**0,82**/dobra	18,78 %
17 ÷ 19 mm	$w_{Lcone80_1a}$=0,99$w_{Lcone80}$-0,31	**0,99**/bardzo dobra	19,49 %
19 ÷ 21 mm	$w_{Lcone80_1a}$=1,04$w_{Lcone80}$-0,92	**0,99**/bardzo dobra	19,88 %
21 ÷ 23 mm	$w_{Lcone80_1a}$=0,82$w_{Lcone80}$+3,89	**0,86**/dobra	20,29 %
23 ÷ 25 mm	$w_{Lcone80_1a}$=0,93$w_{Lcone80}$+2,54	**0,96**/bardzo dobra	21,14 %
< 25 mm	$w_{Lcone80_1a}$=1,05$w_{Lcone80}$+0,52	**0,93**/bardzo dobra	21,52 %

Zastosowanie drugiej z metod jednopunktowych dla penetrometru ze stożkiem brytyjskim przyniosło zdecydowanie lepsze rezultaty pomimo, że analiza prowadzona była w takim samym zakresie zagłębienia stożka penetrometru (Ryc. 6.24). Zależność korelacyjna pokrywa się niemalże z linią ***y=x*** (jej równanie przybiera postać $w_{Lcone80_1b} = w_{Lcone80} + 0{,}07$), a współczynnik determinacji jest zbliżony do jedności ($R^2 = 0{,}97$). Największą bezwzględną różnicę miedzy wartościami granic płynności zanotowano dla zagłębienia 24,38mm i wynosiła ona 1,47%.



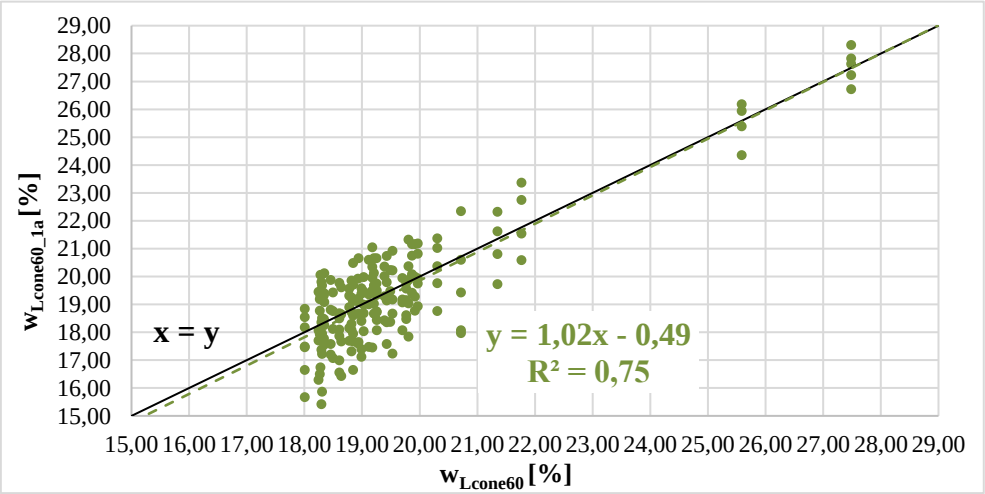
Ryc. 6.24 Zależność korelacyjna pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12 ($w_{Lcone80}$) oraz metodą jednopunktową wg Sherwooda i Ryley'a (1970) ($w_{Lcone80_1b}$) w pełnym zakresie zagłębienia stożka (od ok. 12 do ok. 26mm)

Efektywność metody Sherwooda i Ryley'a (1970) oraz Nagraja i Jayadevy (1981) jest w badanym zakresie praktycznie niezależna od zagłębienia stożka penetrometru (Ryc. 6.25). Pomimo to należy zauważyć, że najlepsze wyniki uzyskano w zakresie 21,00÷23,00mm. Wartość $w_{Lcone80_1b}$ różniła się w tym zakresie średnio o 0,03% od wartości oznaczonej metodą klasyczną.

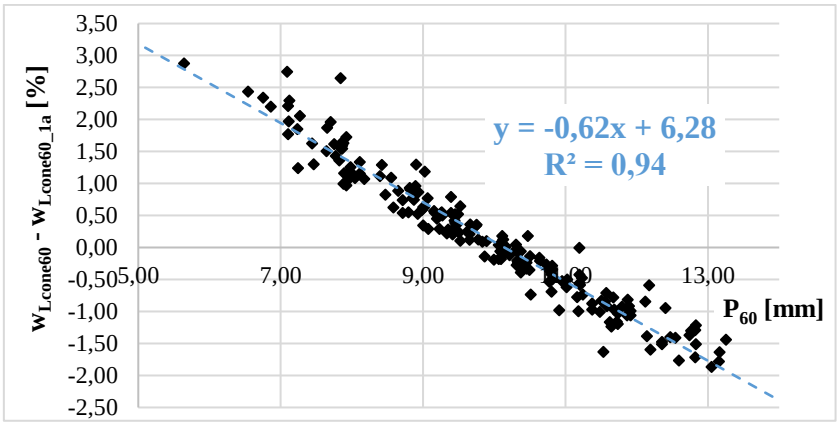


Ryc. 6.25 Zależność pomiędzy głębokością zanurzenia stożka penetrometru (P_{80}), którą użyto do obliczenia wartości granicy płynności metodą jednopunktową wg Sherwooda i Ryley'a (1970) oraz Nagraja i Jayadevy (1981) ($w_{Lcone80_1b}$) a różnicą w wartości granicy płynności oznaczonej dwiema metodami – standardową i w/w jednopunktową

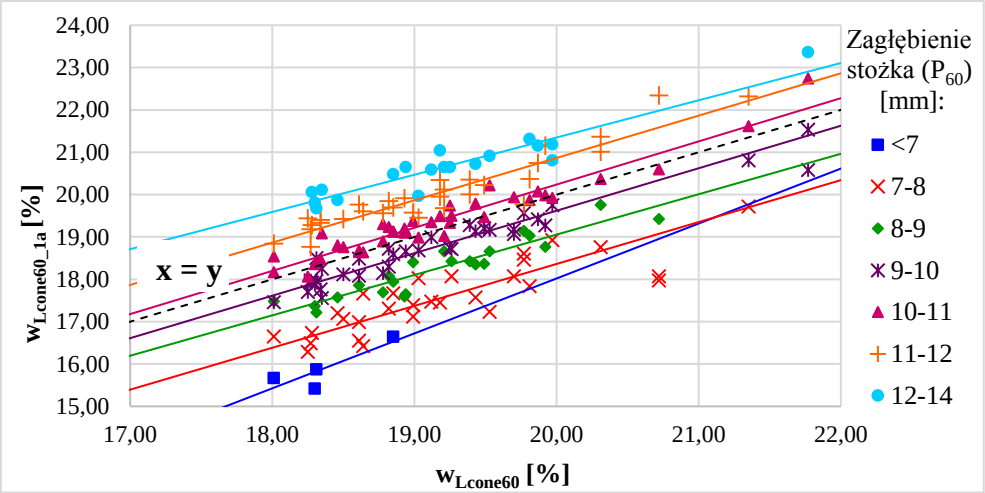
Metoda jednopunktowa Leroueila i Le Bihana (1996) dla penetrometru ze stożkiem szwedzkim podobnie jak jej odpowiednik dla stożka brytyjskiego daje wyniki o bardzo dużym rozrzucie. Różnica wartości granicy płynności oznaczonej metodą klasyczną i uproszczoną mieści się w tym przypadku w zakresie -1,87÷2,88% (Ryc. 6.26). Współczynnik determinacji jest stosunkowo niski ($R^2=0,75$), plasuje się w klasie tzw. zadowalającego dopasowania (Sobczyk, 1995), ale linia trendu zależności $w_{Lcone60_1a}=f(w_{Lcone60})$ pokrywa się niemalże z prostą $y=x$. Stwierdzono, że błąd oznaczania granicy płynności omawianą metodą jednopunktową rozumiany jako wartość bezwzględna różnicy $w_{Lcone60}$ i $w_{Lcone60_1a}$ jest tym większy im zagłębienie stożka (P_{60}) użyte do obliczeń bardziej oddalone od wartości 10,00mm odpowiadającej granicy płynności. Zależność ta jest bardzo silna – współczynnik $R^2=0,94$ (Ryc. 6.27). Zdecydowano się, więc przedstawić uzyskane wyniki ze szczegółowym podziałem na poszczególne zakresy zagłębienia stożka (Ryc. 6.28).



Ryc. 6.26 Zależność korelacyjna pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 60°/60g wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12 ($w_{Lcone60}$) oraz metodą jednopunktową wg Leroueila i Le Bihana (1996) ($w_{Lcone60_1a}$) w pełnym zakresie zagłębienia stożka (od ok. 5,50 do ok. 13,50mm)



Ryc. 6.27 Zależność pomiędzy głębokością zanurzenia stożka penetrometru (P_{60}), którą użyto do obliczenia wartości granicy płynności metodą jednopunktową wg Leroueila i Le Bihana (1996) ($w_{Lcone60_1a}$) a różnicą w wartości granicy płynności oznaczonej dwiema metodami – standardową i w/w jednopunktową



Ryc. 6.28 Zależności korelacyjne pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 60°/60g wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12 ($w_{Lcone60}$) oraz metodą jednopunktową wg Leroueila i Le Bihana (1996) ($w_{Lcone60_1a}$) w poszczególnych zakresach zagłębienia stożka

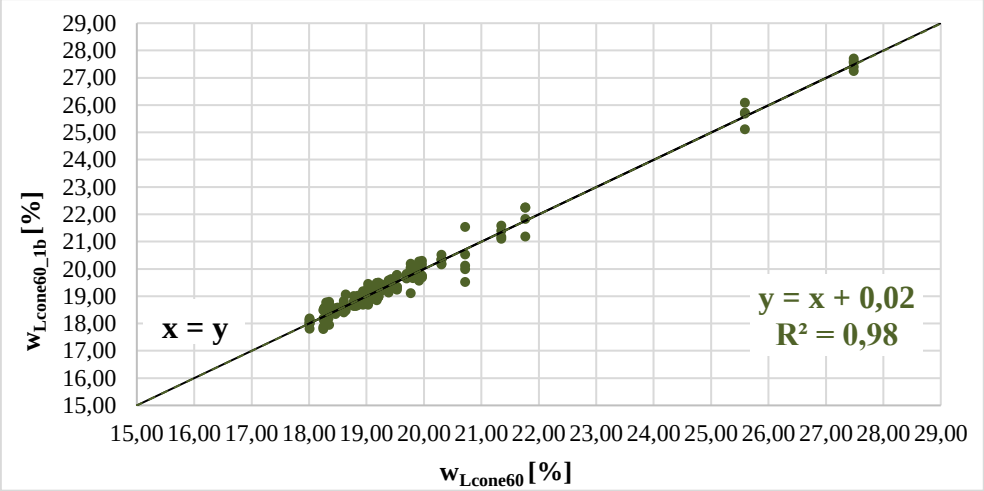
Tab. 6.6 Równania trendów liniowych przedstawionych na rycinie 6.28, ich współczynniki determinacji oraz przykładowe wartości granicy płynności obliczone na ich podstawie

Zakres zagłębienia stożka penetrometru 60°/60g (P_{80})	Równanie trendu liniowego	Współczynnik determinacji (R^2) [-] /jakość dopasowania modelu	Wartość $w_{Lcone60}$ odpowiadająca wartości $w_{Lcone60}$=**20,0**%
< 7 mm	$w_{Lcone60_1a}$=1,30$w_{Lcone60}$-7,92	**0,74**/zadowalająca	18,08 %
7 ÷ 8 mm	$w_{Lcone60_1a}$=0,99$w_{Lcone60}$-1,42	**0,91**/bardzo dobra	18,38 %
8 ÷ 9 mm	$w_{Lcone60_1a}$=0,95$w_{Lcone60}$-0,02	**0,87**/dobra	18,98 %
9 ÷ 10 mm	$w_{Lcone60_1a}$=1,00$w_{Lcone60}$-0,45	**0,99**/bardzo dobra	19,55 %
10 ÷ 11 mm	$w_{Lcone60_1a}$=1,02$w_{Lcone60}$-0,16	**0,98**/bardzo dobra	20,24 %
11 ÷ 12 mm	$w_{Lcone60_1a}$=1,00$w_{Lcone60}$+0,88	**0,97**/bardzo dobra	20,88 %
< 12 mm	$w_{Lcone60_1a}$=0,88$w_{Lcone60}$+3,77	**0,97**/bardzo dobra	21,37 %

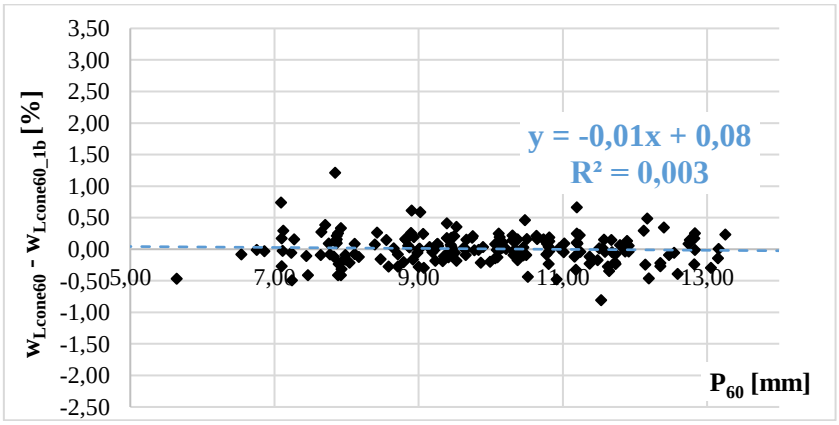
Efektywność obliczania wartości granicy płynności na podstawie wzoru 5.6 jest w badanym zakresie silnie zależna od zagłębienia stożka penetrometru (Ryc. 6.27). Najlepsze wyniki uzyskano w wąskim zakresie 10,00÷11,00mm. Wartość $w_{Lcone60_1a}$ obliczona na podstawie uzyskanego w tym zakresie równania korelacji różni się jedynie o 0,24% od przykładowej wartości $w_{Lcone60}$ =20,00%. Podczas gdy w pozostałych zakresach wartość $w_{Lcone60_1a}$ zmienia się od 18,08 do 21,37% (Tab. 6.6). Analiza wartości współczynnika determinacji dla równań funkcyjnych w poszczególnych zakresach wskazuje na możliwość stosowania omawianej metody w zakresie 9,00÷12,00mm penetracji stożka penetrometru przyjętej do obliczeń (Tab. 6.6). W tym zakresie wszystkie równania trendu liniowego mieszczą się w klasie tzw. bardzo dobrego dopasowania modelu (Sobczyk, 1995).

Na podstawie wzoru 5.5, a więc metody jednopunktowej oznaczania w_L wg Sherwooda i Ryley'a (1970) oraz Nagraja i Jayadevy (1981), skonstruowano wzór 5.7, który

można stosować w badaniach z użyciem stożka szwedzkiego. Do tej pory wzór 5.5 nie miał w literaturze swojego odpowiednika dla stożka 60°/60g. Możliwość stosowania równania 5.7 w celu efektywnego i szybkiego oznaczania wartości granicy płynności przetestowano na glinach północno- (zarówno ablacyjnych, jak i bazalnych) i środkowopolskich. Dla omawianych gruntów metoda ta daje bardzo dobre wyniki (Ryc. 6.29). Zależność korelacyjna $w_{Lcone60_1b}=f(w_{Lcone60})$ pokrywa się niemalże z prostą $y=x$, współczynnik determinacji tej zależności wynosi 0,98, a rozrzut wyników jest bardzo niewielki. Ponadto uzyskane wyniki są niemalże niezależne od głębokości penetracji stożka użytej do obliczeń (Ryc. 6.30).



Ryc. 6.29 Zależność korelacyjna pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 60°/60g wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12 ($w_{Lcone60}$) oraz metodą jednopunktową wg autorki ($w_{Lcone60_1b}$) w pełnym zakresie zagłębienia stożka (od ok. 5,50 do ok. 13,50mm)



Ryc. 6.30 Zależność pomiędzy głębokością zanurzenia stożka penetrometru (P_{60}), którą użyto do obliczenia wartości granicy płynności metodą jednopunktową wg autorki ($w_{Lcone60_1b}$) a różnicą w wartości granicy płynności oznaczonej dwiema metodami – standardową i w/w jednopunktową

Kolejnym sposobem na skrócenie czasu oznaczania granicy płynności w laboratorium jest metoda dwupunktowa. Odczytywanie wartości w_L z zależności opartej na tylko dwóch parach wyników daje zaskakująco dobre wyniki, zarówno w penetrometrze stożkowym, jak i w aparacie Casagrande (Tab. 6.7).

Tab. 6.7 Porównanie wartości minimalnych, maksymalnych i wartości średnich granicy płynności oznaczonej czterema różnymi metodami standardowymi i dwupunktowymi

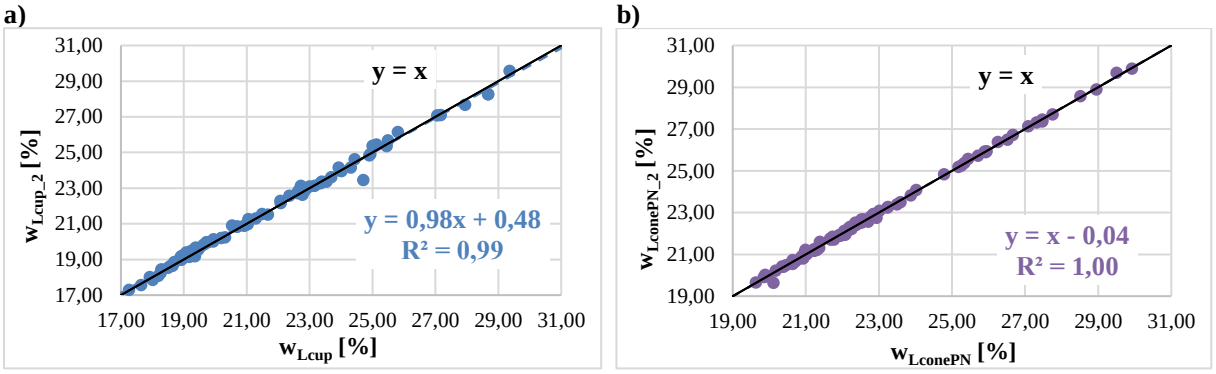
Rodzaj badanych próbek		nr otworu	wartość granicy płynności [%] - zakres; ***średnia arytmetyczna***							
			w_{Lcup}	w_{Lcup_2}	$w_{Lcone80}$	$w_{Lcone80_2}$	$w_{Lcone60}$	$w_{Lcone60_2}$	$w_{LconePN}$	$w_{LconePN_2}$
gliny zlodowacenia północnopolskiego	ablacyjne	1	18,01 ÷ 29,36; ***20,75***	17,85 ÷ 29,56; ***20,75***	18,10 ÷ 27,05; ***20,34***	17,99 ÷ 27,09; ***20,31***	18,25 ÷ 27,05; ***20,49***	18,27 ÷ 27,30; ***20,45***	20,12 ÷29,51; ***22,60***	19,63 ÷29,68; ***22,55***
	ablacyjne	2	21,05 ÷ 28,68; ***25,17***	21,26 ÷ 28,25; ***25,06***	20,54 ÷ 26,96; ***23,61***	20,61 ÷ 26,90; ***23,57***	20,54 ÷ 26,96; ***23,84***	20,67 ÷ 27,12; ***23,85***	22,85 ÷ 29,93; ***26,06***	22,75 ÷ 29,88; ***26,02***
	bazalne	1	18,26 ÷ 19,93; ***19,12***	18,24 ÷ 19,99; ***19,19***	18,29 ÷ 20,22; ***19,25***	18,39 ÷ 20,31; ***19,33***	18,35 ÷ 20,31; ***19,32***	18,11 ÷ 20,28; ***19,29***	19,89 ÷ 22,59; ***21,47***	20,02 ÷ 22,66; ***21,55***
	bazalne	2	22,64 ÷ 25,81; ***24,39***	22,84 ÷ 26,13; ***24,46***	22,16 ÷ 24,91; ***23,45***	22,18 ÷ 24,85; ***23,46***	22,30 ÷ 25,25; ***23,77***	22,26 ÷ 25,19; ***23,78***	24,79 ÷ 27,48; ***26,06***	24,82 ÷ 27,45; ***26,07***
gliny zlodowaceń środkowopolskich		1	18,88 ÷ 21,29; ***20,09***	19,01 ÷ 21,29; ***20,20***	18,22 ÷ 19,95; ***19,11***	18,24 ÷ 20,00; ***19,09***	18,01 ÷ 19,92; ***18,84***	18,04 ÷ 20,15; ***18,86***	20,46 ÷ 22,18; ***21,29***	20,47 ÷ 22,25; ***21,27***
		2	17,26 ÷ 23,98; ***21,24***	17,28 ÷ 23,96; ***21,28***	17,18 ÷ 20,91; ***19,45***	17,20 ÷ 20,94; ***19,47***	16,99 ÷ 20,50; ***18,96***	16,96 ÷ 20,55; ***18,95***	19,96 ÷ 23,26; ***21,79***	19,65 ÷ 23,26; ***21,80***

Tab. 6.8 Zestawienie wartości minimalnych i maksymalnych oraz wartości średnich granicy plastyczności oznaczonej czterema różnymi metodami

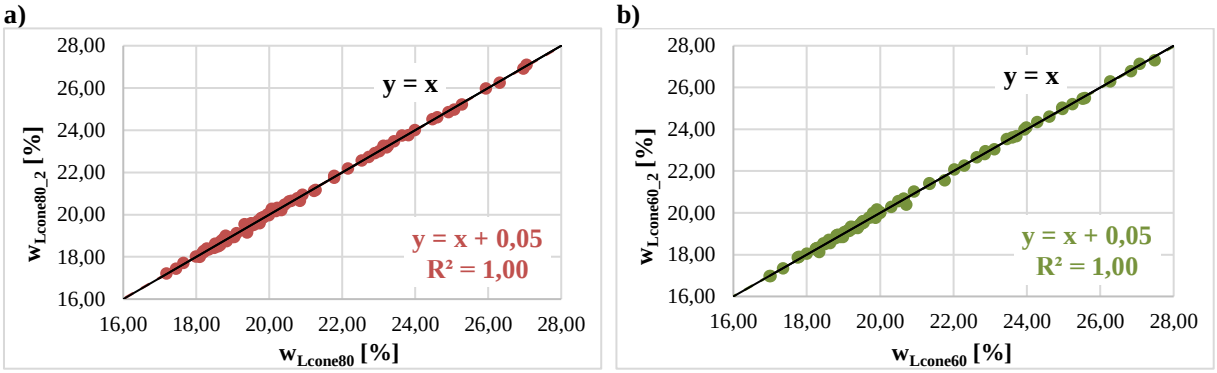
Rodzaj badanych próbek		nr otworu	wartość granicy plastyczności [%] - zakres; ***średnia arytmetyczna***					
			w_{Proll}		$w_{Pcone80}$	$w_{Pcone60}$	w_{PN}	
gliny zlodowacenia północnopolskie	ablacyjne	1	9,24 ÷ 11,80; ***10,11***	9,24 ÷ 11,80; ***10,04***	9,12 ÷ 13,94; ***9,39***	8,18 ÷ 14,24; ***9,16***	8,22 ÷ 12,19; ***9,56***	5,79 ÷ 12,19; ***9,65***
	ablacyjne	2	9,60 ÷ 10,23; ***9,90***		-	-	5,79 ÷ 11,81; ***9,82***	
	bazalne	1	9,52 ÷ 9,97; ***9,76***	9,35 ÷ 10,30; ***9,79***	9,47 ÷ 11,76; ***10,34***	8,73 ÷ 11,46; ***9,95***	9,02 ÷ 10,71; ***9,60***	9,02 ÷ 10,71; ***9,88***
	bazalne	2	9,35 ÷ 10,30; ***9,80***		-	-	9,54 ÷ 10,63; ***10,04***	
gliny zlodowaceń środkowopolskich		1	8,76 ÷ 10,39; ***9,67***	8,33 ÷ 10,39; ***9,38***	9,70 ÷ 11,05; ***10,49***	9,82 ÷ 11,41; ***10,36***	8,89 ÷ 10,35; ***9,70***	8,47 ÷ 10,35; ***9,44***
		2	8,33 ÷ 9,60; ***9,07***		-	-	8,47 ÷ 9,71; ***9,15***	

Pomimo, że zależność liczby uderzeń miseczki aparatu Casagrande od wilgotności pasty gruntowej jest zwykle znacznie mniej precyzyjna (wykazuje zdecydowanie niższe wartości współczynnika determinacji) niż zależność głębokości penetracji stożka penetrometru i wilgotności pasty gruntowej, to skuteczność metody dwupunktowej oznaczania wartości granicy płynności w obu tych urządzeniach jest podobna (Ryc. 6.31 i 6.32). Powodem może być fakt, że zmiana wilgotności pasty gruntowej odpowiadająca zmianie ilości uderzeń miseczki aparatu Casagrande o 1 jest bardzo niewielka. Jakość wyników otrzymywanych tą metodą nie zależy również od rodzaju stożka penetrometru użytego do badań. Należy zatem stwierdzić, że wartość w_L uzyskana każdą ze standardowych metod laboratoryjnych dla wszystkich przebadanych gruntów jest bardzo zbliżona do swojego odpowiednika otrzymanego w oparciu o tylko dwa punkty pomiarowe. Różnica między wartością w_L oznaczoną metodą standardową i dwupunktową wahała się w granicach:

- ✓ -0,41÷1,27% (średnia -0,04%) w metodzie aparatu Casagrande;
- ✓ -0,22÷0,24% (średnia 0,00%) w metodzie penetrometru ze stożkiem brytyjskim;
- ✓ -0,23÷0,34% (średnia 0,01%) w metodzie penetrometru ze stożkiem szwedzkim;
- ✓ -0,21÷0,49% (średnia 0,00%) w metodzie penetrometru ze stożkiem polskim (Zał. 5).



Ryc. 6.31 Zależność korelacyjna pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi
a) w aparacie Casagrande wg PN-88/B-04481 (w_{Lcup}) oraz metodą dwupunktową (w_{Lcup_2})
b) w penetrometrze stożkowym wg PN-88/B-04481 ($w_{LconePN}$) oraz metodą dwupunktową ($w_{LconePN_2}$)



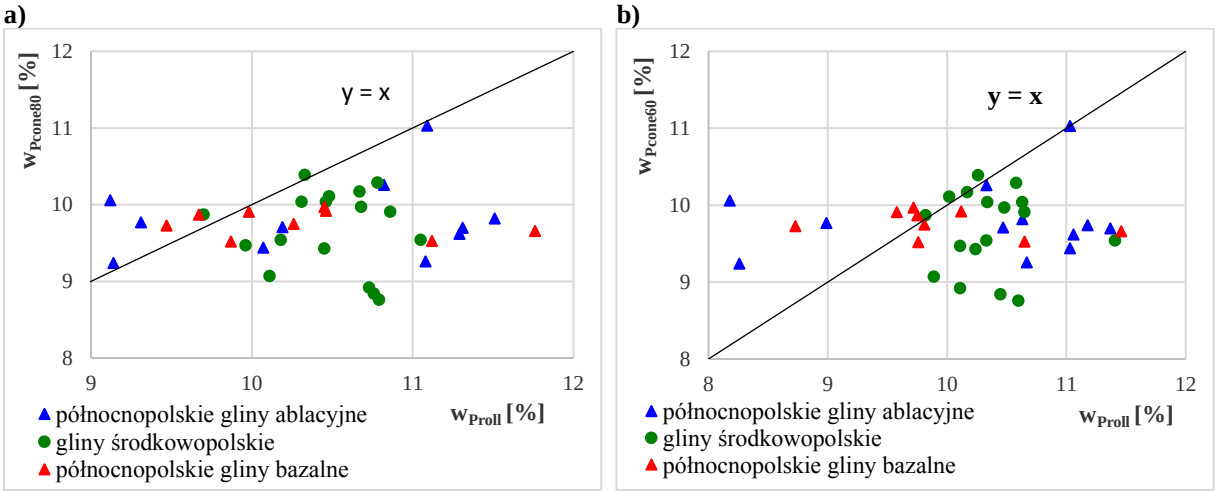
Ryc. 6.32 Zależność korelacyjna pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w penetrometrze wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12 oraz metodą dwupunktową przy użyciu stożka: **a)** 30°/80g; **b)** 60°/60g

6.5.2 Granica plastyczności

Wartość granicy plastyczności oznaczono czterema różnymi metodami: metodą wałeczkowania (w_{Proll}), metodą penetrometru stożkowego przy użyciu stożka brytyjskiego ($w_{Pcone80}$) i szwedzkiego ($w_{Pcone60}$) oraz metodą penetrometru stożkowego z dodatkowym obciążnikiem (w_{PN}). Pierwsza z nich jest metodą standardową, w związku z czym uznano ją za metodę referencyjną, do której porównywane będą pozostałe metody eksperymentalne. Zbiorcze zestawienie wszystkich wartości wilgotności przy granicy plastyczności badanych glin zawiera załącznik nr 5, a dzienniki laboratoryjne i obliczenia wartości w_P dla każdej z 80 pobranych próbek gruntu zawarte są w załącznikach nr 4, 7 i 8.

Dla zbadanych 23 próbek północnopolskich glin ablacyjnych, wartości granicy plastyczności w_{Proll} kształtują się w przedziale 9,24÷11,80% (średnio 10,04%). Dla 24 próbek północnopolskich glin bazalnych, wartości w_{Proll} wynoszą 9,35÷10,30% (średnio 9,79%). Dla 33 próbek glin środkowopolskich wartości omawianego parametru zawierają się w przedziale 8,33÷10,39% (średnio 9,38%) (Tab. 6.8).

Na podstawie badań przeprowadzonych dla wszystkich próbek gruntu pobranych na poligonie badawczym nr 1, stwierdzono, że pomiędzy granicą plastyczności oznaczoną w sposób standardowy a granicą plastyczności odczytaną bezpośrednio z wykresu zagłębienia stożka penetrometru w funkcji wilgotności pasty gruntowej ($P_{60}=f(w)$ lub $P_{80}=f(w)$) nie zachodzi zależność korelacyjna (Ryc. 6.33). W związku z tak dużym rozrzutem wyników badań zaniechano dalszych analiz z próbek gruntu pobranych na poligonie nr 2. Różnica między wartościami w_{Proll} i $w_{Pcone80}$ w całym zbiorze przebadanych próbek wahała się w szerokim zakresie -2,62÷0,94% (średnio wynosiła -0,39%), a między wartościami w_{Proll} i $w_{Pcone60}$ zmieniała się od -2,92 do 1,88% (średnio wynosiła -0,27%).



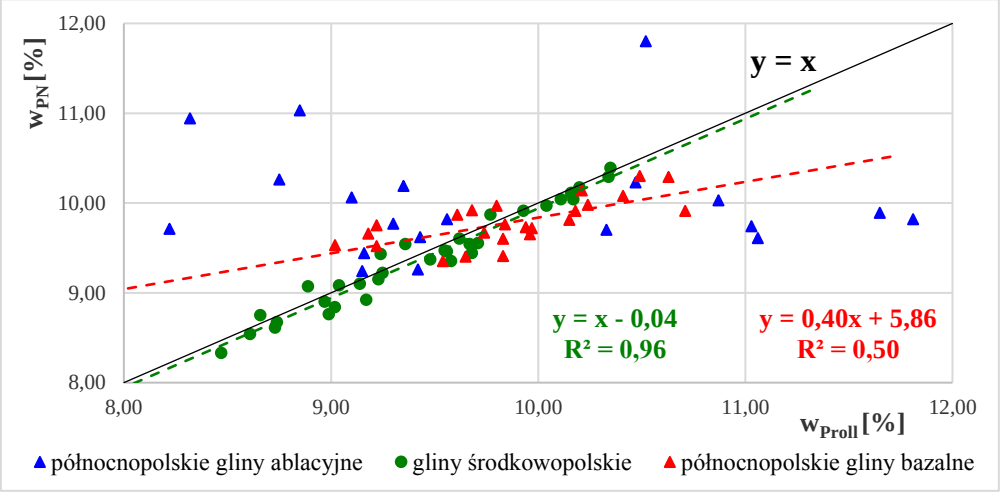
Ryc. 6.33 Zależność korelacyjna między wartościami granicy plastyczności oznaczonymi metodą wałeczkowania (w_{Proll}) oraz w penetrometrze: **a)** przy użyciu stożka 30°/80g ($w_{Pcone80}$); **b)** przy użyciu stożka 60°/60g ($w_{Pcone60}$)

Głębokość penetracji brytyjskiego stożka penetrometru z dodatkowym obciążnikiem przedstawiona w funkcji wilgotności pasty gruntowej dla każdej próbki glin pozwoliła na odczytanie wartości tego zagłębienia odpowiadającej granicy plastyczności oznaczonej metodą wałeczkowania ***P(wP)***. Wspomniana głębokość penetracji przyjmowała zróżnicowane wartości, ale zróżnicowanie to było tym mniejsze im starsze gliny poddawane były badaniu (Tab. 6.9). W północnopolskich glinach ablacyjnych wartość ***P(wP)*** zmieniała się w bardzo szerokim zakresie -6,11÷6,13mm, w glinach bazalnych zakres ten był już znacznie węższy (1,30÷3,41mm), a najwęższy w glinach najstarszych (1,32÷2,31mm).

Tab. 6.9 Zestawienie wartości minimalnych i maksymalnych oraz wartości średnich zagłębienia stożka odpowiadającego wartości granicy plastyczności ***P(wP)***

Rodzaj badanych próbek		nr otworu	zagłębienie stożka odpowiadające wartości granicy plastyczności ***P(wP)*** [mm] – zakres; ***średnia arytmetyczna***	
gliny zlod. pn-pol.	ablacyjne	1	-5,13÷4,81; ***0,33***	-6,11÷6,13; ***0,00***
	ablacyjne	2	-6,11÷6,13; ***-0,62***	
	bazalne	1	1,31÷3,41; ***2,70***	1,30÷3,41; ***1,99***
	bazalne	2	1,30÷2,39; ***1,57***	
gliny zlodowaceń środkowopolskich		1	1,32÷2,31; ***1,80***	1,32÷2,31; ***1,80***
		2	1,56÷2,13; ***1,81***	

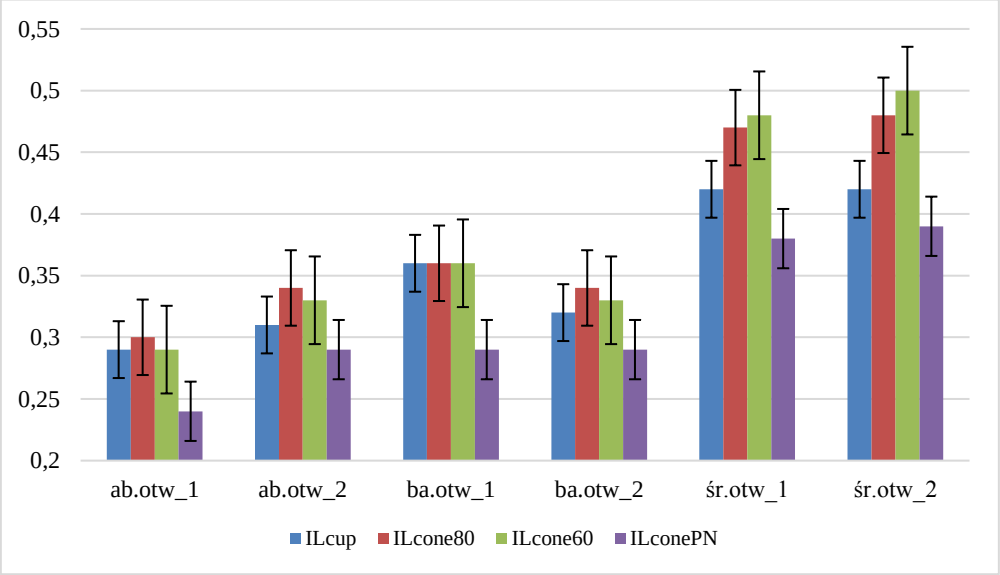
Ze względu na tak znaczne różnice w wartości ***P(wP)*** zdecydowano o wyciągnięciu średniej arytmetycznej z tych wartości osobno dla każdego rodzaju badanych glin. Średnia posłużyła do odczytania wartości w_P z zależności zagłębienie stożka/wilgotność pasty gruntowej. Wyniki przedstawiono na wykresie 6.34 pokazującym zależność między wartością w_P oznaczoną w sposób tradycyjny i w omówiony wyżej sposób eksperymentalny. Najlepszą korelację uzyskano dla glin warciańskich ($w_{PN}=w_{Proll}-0,04$; $R^2=0,96$), natomiast w glinach bałtyckich zależność ta nie zachodzi wcale (facja ablacyjna) lub jest słaba (facja bazalna) (Ryc. 6.34).



Ryc. 6.34 Zależność korelacyjna między wartościami granicy plastyczności oznaczonymi metodą wałeczkowania (w_{Proll}) oraz w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g oraz dodatkowego obciążnika (w_{PN})

6.6 STOPIEŃ PLASTYCZNOŚCI

Gliny lodowcowe poddane badaniom występowały we wszystkich trzech stanach konsystencji plastycznej – gliny północnopolskie były twardoplastyczne i plastyczne, natomiast gliny środkowopolskie występowały na granicy stanu twardoplastycznego i plastycznego oraz w stanie plastycznym i miękkoplastycznym (PN-86/B-02480). Badania były więc prowadzone w szerokim zakresie wartości stopnia plastyczności – od 0,18 do 0,63 (wg badań metodą aparatu Casagrande) (Tab. 6.10). Porównanie wartości średnich I_L, które uzyskano dla różnych typów genetycznych glin na dwóch poligonach badawczych pokazuje, że metoda penetrometru stożkowego wg zasad Eurokodu (PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009) daje zwykle wyniki nieco wyższe niż metoda aparatu Casagrande i zdecydowanie wyższe niż metoda penetrometru stożkowego wg zasad polskiej normy (PN-88/B-04481) (Ryc. 6.35).



Ryc. 6.35 Graficzne przedstawienie średnich wartości stopnia plastyczności oznaczonego czterema różnymi metodami standardowymi (**ab.otw_1** – północnopolskie gliny ablacyjne z otworu badawczego nr 1; **ab.otw_2** – północnopolskie gliny ablacyjne z otworu badawczego nr 2; **ba.otw_1** – północnopolskie gliny bazalne z otworu badawczego nr 1; **ba.otw_2** – północnopolskie gliny bazalne z otworu badawczego nr 2; **śr.otw_1** – gliny środkowopolskie z otworu badawczego nr 1; **śr.otw_2** – gliny środkowopolskie z otworu badawczego nr 2)

Różnica między wartością stopnia plastyczności oznaczonego we wszystkich badanych próbkach metodą referencyjną i metodą penetrometru ze stożkiem brytyjskim waha się w zakresie od -0,10 do 0,04 (wynosi średnio -0,03). Statystycznie najczęściej wartość $I_{Lcone80}$ jest większa od wartości I_{Lcup} o 0,02 (Tab. 6.10). Różnica między wartością I_{Lcup} a $I_{Lcone60}$ zmienia się w nieco większym zakresie (od -0,14 do 0,06), średnio wynosi również -0,03, ale statystycznie najczęściej jest równa -0,04, gdyż wartość I_L oznaczona w penetrometrze przy użyciu stożka 60°/60g jest zwykle nieco wyższa niż przy użyciu stożka 30°/80g.

Tab. 6.10 Zestawienie wartości minimalnych i maksymalnych oraz wartości średnich stopnia plastyczności oznaczonego czterema różnymi metodami standardowymi

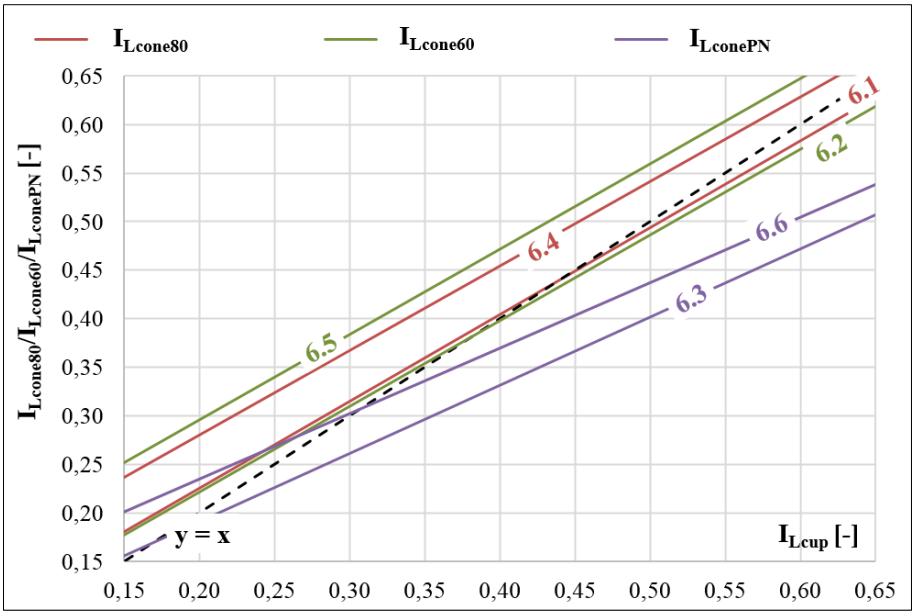
Rodzaj badanych próbek		nr otworu	wartość stopnia plastyczności [%] - zakres; ***średnia arytmetyczna***							
			I_{Lcup}		$I_{Lcone80}$		$I_{Lcone60}$		$I_{LconePN}$	
gliny zlodowacenia północnopolskiego	ablacyjne	1	0,18 ÷ 0,42; ***0,29***	0,18 ÷ 0,42; ***0,30***	0,21 ÷ 0,42; ***0,30***	0,21 ÷ 0,45; ***0,31***	0,21 ÷ 0,41; ***0,29***	0,21 ÷ 0,44; ***0,31***	0,18 ÷ 0,33; ***0,24***	0,18 ÷ 0,39; ***0,26***
	ablacyjne	2	0,23 ÷ 0,40; ***0,31***		0,23 ÷ 0,45; ***0,34***		0,23 ÷ 0,44; ***0,33***		0,19 ÷ 0,39; ***0,29***	
	bazalne	1	0,33 ÷ 0,43; ***0,36***	0,24 ÷ 0,43; ***0,34***	0,31 ÷ 0,43; ***0,36***	0,27 ÷ 0,43; ***0,35***	0,30 ÷ 0,43; ***0,36***	0,26 ÷ 0,43; ***0,34***	0,24 ÷ 0,37; ***0,29***	0,23 ÷ 0,37; ***0,29***
	bazalne	2	0,24 ÷ 0,41; ***0,32***		0,27 ÷ 0,43; ***0,34***		0,26 ÷ 0,42; ***0,33***		0,23 ÷ 0,35; ***0,29***	
gliny zlodowaceń środkowopolskich		1	0,30 ÷ 0,55; ***0,42***	0,24 ÷ 0,63; ***0,42***	0,32 ÷ 0,58; ***0,47***	0,29 ÷ 0,64; ***0,47***	0,33 ÷ 0,59; ***0,48***	0,31 ÷ 0,65; ***0,49***	0,26 ÷ 0,46; ***0,38***	0,24 ÷ 0,50; ***0,38***
		2	0,24 ÷ 0,63; ***0,42***		0,29 ÷ 0,64; ***0,48***		0,31 ÷ 0,65; ***0,50***		0,24 ÷ 0,50; ***0,39***	

Tab. 6.11 Zestawienie wyników analizy statystycznej otrzymanych różnic między wartościami stopnia plastyczności oznaczonymi różnymi metodami standardowymi
min. – wartość minimalna; **max.** – wartość maksymalna; **M** – średnia arytmetyczna; **Mo** – wartość modalna; **Me** – mediana; **s** – odchylenie standardowe

Rodzaj badanych próbek		$I_{Lcup} - I_{Lcone80}$						$I_{Lcup} - I_{Lcone60}$						$I_{Lcup} - I_{LconePN}$					
		min.	max.	M	Mo	Me	s	min.	max.	M	Mo	Me	s	min.	max.	M	Mo	Me	s
gliny zlod. pn-pol.	ablacyjne	-0,05	0,04	-0,01	-0,03	-0,03	0,03	-0,05	0,06	-0,01	-0,03	-0,02	0,03	-0,01	0,09	0,04	0,02	0,02	0,03
	bazalne	-0,04	0,04	-0,01	-0,02	-0,02	0,02	-0,04	0,03	-0,01	-0,01	-0,01	0,02	0,01	0,10	0,05	0,04	0,04	0,03
gliny zlodowaceń środkowopolskich		-0,10	0,02	-0,05	-0,07	-0,05	0,03	-0,14	0,02	-0,07	-0,04	-0,07	0,03	-0,02	0,13	0,04	0,04	0,04	0,04
łącznie		-0,10	0,04	-0,03	-0,02	-0,03	0,03	-0,14	0,06	-0,03	-0,04	-0,03	0,04	-0,02	0,13	0,04	0,04	0,04	0,03

Różnica pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczonego dwoma metodami wg polskiej normy (PN-88/B-04481) – metodą aparatu Casagrande i penetrometru stożkowego – wynosi od -0,02 do 0,13 (średnio 0,04). Najczęściej wartość $I_{Lcup} - I_{LconePN}$ jest równa 0,04 (Tab. 6.11). Wartości średniej arytmetycznej, mody i mediany otrzymanych różnic między wartościami stopnia plastyczności oznaczonymi różnymi metodami standardowymi są do siebie bardzo zbliżone, co świadczy o symetryczności rozkładu danych.

Wyniki oznaczania wartości granicy płynności różnymi metodami standardowymi dowodzą, że zależności korelacyjne pomiędzy nimi są różne w różnych typach genetycznych glin. Pomimo to zależności te dla glin północnopolskich wykształconych w dwóch różnych facjach są dość zbieżne - przedstawione w formie prostych regresji dla próbek glin ablacyjnych i bazalnych najmłodszego zlodowacenia łącznie nadal wykazują wysoką wartość współczynnika determinacji (R^2>0,8), która świadczy o dobrej bądź bardzo dobrej jakości dopasowania modelu. Przedstawiono zatem omawiane zależności osobno dla glin północnopolskich (łącznie dla facji ablacyjnej i bazalnej) i glin środkowopolskich (Ryc. 6.36).



Ryc. 6.36 Zbiorcze zestawienie zależności korelacyjnych pomiędzy wartościami stopnia plastyczności oznaczonego czterema różnymi metodami standardowymi na podstawie:
6.1, **6.2**, **6.3** – glin północnopolskich (łącznie ablacyjnych i bazalnych); **6.4**, **6.5**, **6.6** – glin środkowopolskich

Badania przeprowadzone na glinach glacigenicznych występujących w okolicach Poznania pozwalają na sformułowanie następujących zależności korelacyjnych pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczonego na podstawie badań w aparacie Casagrande (I_{Lcup}) i w penetrometrze stożkowym (I_{Lcone}) różnymi metodami standardowymi:

- ✓ dla glin zlodowacenia północnopolskiego

$$I_{Lcone80}=0{,}90I_{Lcup}+0{,}041;\ [R^2=0{,}86;\ n=47] \quad (6.1)$$

$$I_{Lcone60}=0{,}88I_{Lcup}+0{,}045;\ [R^2=0{,}86;\ n=47] \quad (6.2)$$

$$I_{LconePN}=0{,}70I_{Lcup}+0{,}051;\ [R^2=0{,}80;\ n=47] \quad (6.3)$$

- ✓ dla glin zlodowacenia środkowopolskiego

$$I_{Lcone80}=0{,}87I_{Lcup}+0{,}106;\ [R^2=0{,}91;\ n=33] \quad (6.4)$$

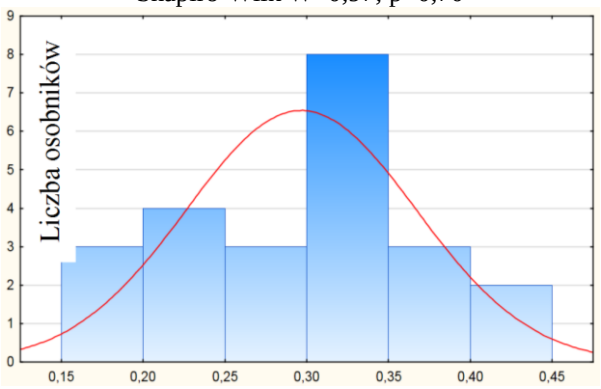
$$I_{Lcone60}=0{,}88I_{Lcup}+0{,}120;\ [R^2=0{,}87;\ n=33] \quad (6.5)$$

$$I_{LconePN}=0{,}67I_{Lcup}+0{,}100;\ [R^2=0{,}86;\ n=33] \quad (6.6)$$

Wartości stopnia plastyczności skorygowanego na podstawie powyższych równań dla wszystkich badanych próbek gruntu zawiera załącznik nr 5, a zestawienie wyników analizy statystycznej otrzymanych różnic pomiędzy nimi a wartościami stopnia plastyczności oznaczonego przy pomocy metody referencyjnej zawiera tabela nr 6.12. Po skorygowaniu wartości I_L otrzymane na podstawie badań w penetrometrze wg zasad Eurokodu (PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009) są zbliżone do wartości I_{Lcup}. Różnica między nimi wynosi zwykle -0,01 w glinach północnopolskich i 0,05 w glinach środkowopolskich (Tab. 6.12). Najmniejszą zgodność uzyskano dla metody penetrometru ze stożkiem „polskim" i metody referencyjnej. Różnica między I_{Lcup} i skorygowaną wartością $I_{LconePN}$ waha się w zakresie od -0,02 do 0,11.

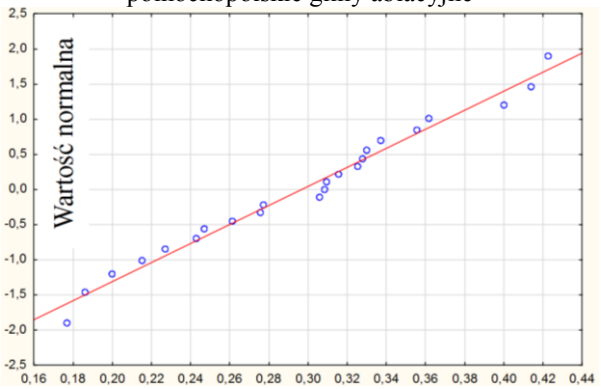
Przeprowadzona analiza statystyczna (test normalności Shapiro–Wilka, dla poziomu istotności α=0,05) (Kot, Jakubowski i Sokołowski, 2011) wartości stopnia plastyczności oznaczonych na podstawie badań w aparacie Casagrande dla wszystkich rodzajów glin lodowcowych, wykazała, że nie ma podstaw do odrzucenia hipotezy zerowej (p>0,05). Histogramy stopnia plastyczności I_{Lcup} mają kształt jednomodalny, a więc otrzymane wartości parametrów można opisać rozkładem normalnym, co oznacza, że większość pomiarów grupuje się przy wartości przeciętnej. Histogramy obrazujące dopasowanie krzywej gęstości rozkładu normalnego i wykresy normalności dla omawianych cech plastyczności przedstawione zostały na rycinie 6.37, osobno dla wszystkich typów przebadanych glin.

Histogram stopnia plastyczności I_{Lcup}
północnopolskie gliny ablacyjne
Shapiro-Wilk W=0,97; p=0,70



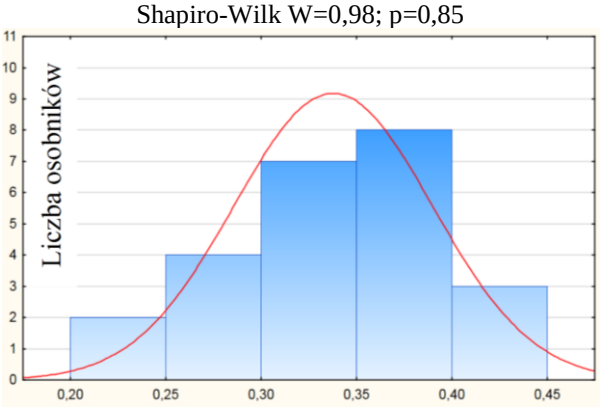
I_{Lcup} ≤ granica klasy

Wykres normalności:
stopnia plastyczności I_{Lcup}
północnopolskie gliny ablacyjne



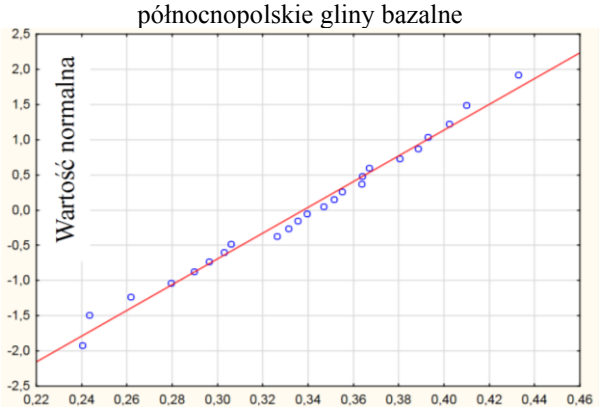
wartość stopnia plastyczności I_{Lcup} [-]

Histogram stopnia plastyczności I_{Lcup}
północnopolskie gliny bazalne
Shapiro-Wilk W=0,98; p=0,85



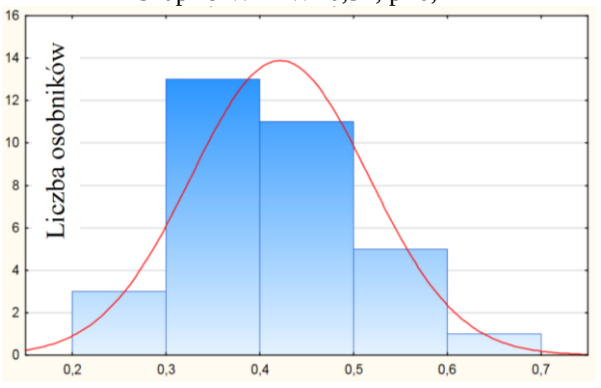
I_{Lcup} ≤ granica klasy

Wykres normalności:
stopnia plastyczności I_{Lcup}
północnopolskie gliny bazalne



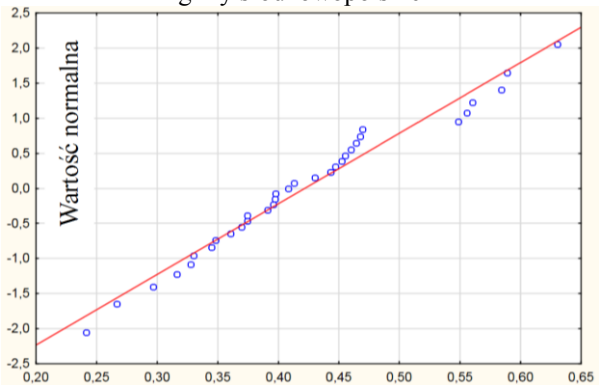
wartość stopnia plastyczności I_{Lcup} [-]

Histogram stopnia plastyczności I_{Lcup}
gliny środkowopolskie
Shapiro-Wilk W=0,97; p=0,47



I_{Lcup} ≤ granica klasy

Wykres normalności:
stopnia plastyczności I_{Lcup}
gliny środkowopolskie



Ryc. 6.37 Histogramy i wykresy normalności stopnia plastyczności oznaczonego na podstawie metody aparatu Casagrande (PN-88/B-04481) - I_{Lcup} dla próbek glin północnopolskich (zarówno ablacyjnych, jak i bazalnych) oraz środkowopolskich

Metody jednopunktowe oznaczania stopnia plastyczności dają bardzo dobre wyniki pod warunkiem stosowania do obliczeń wartości wilgotności pasty gruntowej jak najbardziej zbliżonej do wilgotności granicy płynności (Tab. 6.14). Równania zależności korelacyjnych pomiędzy stopniem plastyczności obliczonym w ten sposób a jego odpowiednikiem oznaczonym metodą standardową przyjmują postać zbliżoną do równania $y=x$, przy wysokim współczynniku determinacji (R^2>0,98). Najlepsze rezultaty osiągnięto stosując metodę jednopunktową Sherwooda i Ryley'a (1970) oraz Nagraja i Jayadevy (1981) przeznaczoną do penetrometru ze stożkiem brytyjskim oraz autorską modyfikację tej metody przeznaczoną do penetrometru ze stożkiem szwedzkim. Różnica $I_{Lcone80} - I_{Lcone80_1b}$ waha się w bardzo wąskim zakresie -0,01 ÷ 0,01 (wynosi średnio 0,00), a $I_{Lcone60} - I_{Lcone60_1b}$ przyjmuje wartości od -0,02 do 0,02 (wynosi średnio 0,00) (Tab. 6.13). Najgorsze wyniki wśród metod jednopunktowych dają te przeznaczone do aparatu Casagrande - wartość stopnia plastyczności obliczona na ich podstawie może różnić się od standardowej wartości I_L nawet o 0,06 (Tab. 6.13).

Tab. 6.12 Zestawienie wyników analizy statystycznej otrzymanych różnic pomiędzy wartościami stopnia plastyczności (I_L) oznaczonymi przy pomocy metody aparatu Casagrande a wartościami stopnia plastyczności (I_L) oznaczonymi przy pomocy pozostałych metod standardowych i skorygowanymi wg równań (6.1 – 6.6)

Rodzaj badanych próbek		$I_{Lcup} - I_{Lcone80}$ skorygowany						$I_{Lcup} - I_{Lcone60}$ skorygowany						$I_{Lcup} - I_{LconePN}$ skorygowany					
		min.	max.	M	Mo	Me	s	min.	max.	M	Mo	Me	s	min.	max.	M	Mo	Me	s
gliny zlod. pn-pol.	ablacyjne	-0,02	0,00	-0,01	-0,01	-0,01	0,01	-0,02	0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,01	0,00	0,08	0,04	0,05	0,04	0,02
	bazalne	-0,02	0,00	-0,01	-0,01	-0,01	0,01	-0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,08	0,05	0,05	0,05	0,02
gliny zlodowaceń środkowopolskich		-0,07	-0,02	-0,05	-0,05	-0,05	0,01	-0,09	-0,04	-0,07	-0,07	-0,07	0,01	-0,02	0,11	0,04	0,05	0,03	0,03
łącznie		-0,07	0,00	-0,01	-0,01	-0,02	0,02	-0,09	0,01	-0,03	-0,01	-0,02	0,03	-0,02	0,11	0,04	0,05	0,04	0,02

Tab. 6.13 Zestawienie wyników analizy statystycznej otrzymanych różnic pomiędzy wartościami I_L oznaczonymi przy pomocy metod standardowych i jednopunktowych

Rodzaj badanych próbek	$I_{Lcup} - I_{Lcup_1a}$						$I_{Lcup} - I_{Lcup_1b}$						$I_{Lcone80} - I_{Lcone80_1a}$					
	min.	max.	M	Mo	Me	s	min.	max.	M	Mo	Me	s	min.	max.	M	Mo	Me	s
łącznie	-0,06	0,00	-0,02	-0,02	-0,02	0,01	-0,06	0,00	-0,02	-0,02	-0,02	0,01	-0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01

Rodzaj badanych próbek	$I_{Lcone80} - I_{Lcone80_1b}$						$I_{Lcone60} - I_{Lcone60_1a}$						$I_{Lcone60} - I_{Lcone60_1b}$					
	min.	max.	M	Mo	Me	s	min.	max.	M	Mo	Me	s	min.	max.	M	Mo	Me	s
łącznie	-0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	-0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	-0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01

Tab. 6.14 Zależności korelacyjne pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczonego metodami standardowymi oraz jednopunktowymi w wąskim zakresie zagłębienia stożka penetrometru lub liczby uderzeń miseczki aparatu Casagrande

metoda jednopunktowa	**równanie regresji**	R^2	**liczba uderzeń miseczki /zagłębienie stożka**
wg ASTM D 4318-05:2000	$I_{Lcup_1a} = 1{,}06I_{Lcup} - 0{,}002$	***0,98***	17÷26
wg BS 1377:1990	$I_{Lcup_1b} = 1{,}06I_{Lcup} - 0{,}004$	***0,99***	17÷26
wg Leroueila i Le Bihana (1996)	$I_{Lcone80_1a} = 0{,}99I_{Lcone80} + 0{,}004$	***0,99***	19÷21 mm
wg Sherwooda i Ryley'a (1970) oraz Nagraja i Jayadevy (1981)	$I_{Lcone80_1b} = 0{,}99I_{Lcone80} + 0{,}005$	***1,00***	15÷25 mm
wg Leroueila i Le Bihana (1996)	$I_{Lcone60_1a} = 0{,}99I_{Lcone60} - 0{,}004$	***0,99***	10÷11 mm
wg autorki	$I_{Lcone60_1b} = 1{,}01I_{Lcone60} - 0{,}002$	***0,99***	7÷15 mm

Wartości stopnia plastyczności obliczonego na podstawie wartości granicy płynności oznaczonej metodą uproszczoną – dwupunktową (I_{L_2}) nie różnią się znacznie od tych wyznaczonych w sposób standardowy przyjęty w normach (PN-88/B-04481; PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009) (Tab. 6.15). Największą różnicę pomiędzy nimi zanotowano w metodzie aparatu Casagrande, pomimo, że waha się ona w wąskim zakresie od -0,02 do 0,01 (średnio wynosi 0,00). Różnica $I_{Lcup} - I_{Lcup_2}$ wykazuje także nieznacznie wyższą wartość odchylenia standardowego niż w pozostałych metodach, co wskazuje na większy rozrzut wyników. Po przetestowaniu omawianej metody uproszczonej na wynikach pochodzących z penetrometru, niezależnie od zastosowanego rodzaju stożka, uzyskano równania regresji $I_{L_2}=f(I_L)$ pokrywające się niemalże z prostą $y=x$. Różnica między wartością stopnia plastyczności oznaczonego na podstawie normowych i dwupunktowych badań w penetrometrze stożkowym najczęściej wynosi 0,00 (zmienia się w zakresie od -0,01 do 0,01) (Tab. 6.15). Odchylenie standardowe tej różnicy jest równe 0,00, a więc rozrzut wyników metody dwupunktowej w penetrometrze stożkowym jest znikomy.

Tab. 6.15 Zależności korelacyjne oraz zestawienie wyników analizy statystycznej otrzymanych różnic pomiędzy wartościami stopnia plastyczności oznaczonymi przy pomocy metod standardowych (I_L) i dwupunktowych (I_{L_2})

metoda dwupunktowa	**równanie regresji**	R^2	$I_L - I_{L_2}$ zakres; ***M***; Mo; Me; s
aparat Casagrande	$I_{Lcup_2} = 0{,}991I_{Lcup} + 0{,}001$	***0,997***	-0,02 ÷ 0,01; ***0,00***; 0,00; 0,00; 0,01
penetrometr ze stożkiem brytyjskim	$I_{Lcone80_2} = 1{,}000I_{Lcone80} - 0{,}000$	***0,999***	-0,01 ÷ 0,01; ***0,00***; 0,00; 0,00; 0,00
penetrometr ze stożkiem szwedzkim	$I_{Lcone60_2} = 0{,}998I_{Lcone60} + 0{,}001$	***0,999***	-0,01 ÷ 0,01; ***0,00***; 0,00; 0,00; 0,00
penetrometr ze stożkiem polskim	$I_{LconePN_2} = 0{,}999I_{LconePN} + 0{,}001$	***0,999***	-0,01 ÷ 0,01; ***0,00***; 0,00; 0,00; 0,00

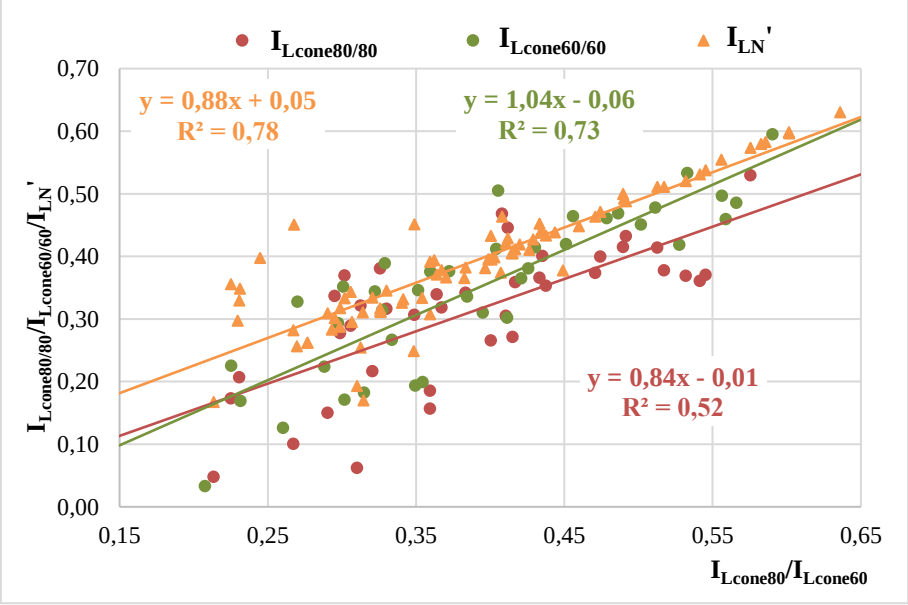
W ramach niniejszej rozprawy przetestowano trzy alternatywne metody oznaczania granicy plastyczności w penetrometrze stożkowym – przy użyciu stożka brytyjskiego, szwedzkiego oraz brytyjskiego z dodatkowym obciążnikiem. Wszystkie trzy metody polegają na odczytaniu wartości w_P bezpośrednio z zależności wilgotności pasty gruntowej od głębokości penetracji stożka w próbkę uformowaną z tej pasty. Zagłębienie stożka odpowiadające wilgotności granicy plastyczności w dwóch pierwszych metodach zostało przyjęte według danych literaturowych i normowych (Muntohar i Hashim, 2005; SD 128-007-84 PRC), jako 2mm dla stożka 30°/80g i 1mm dla stożka 60°/60g, natomiast w metodzie z dodatkowym obciążnikiem wartość ta została wyznaczona przez autorkę i oznaczona skrótem $P(w_P)$. Wyznaczono ją jako średnią arytmetyczną wszystkich wartości głębokości penetracji stożka odpowiadających wilgotności granicy plastyczności oznaczonej w sposób normowy. Wartość średniej obliczono osobno dla poszczególnych typów genetycznych glin (Tab. 6.16). W glinach środkowopolskich wartość $P(w_P)$ wykazała najmniejszy rozrzut (zmieniała się w zakresie 1,32÷2,31mm, średnio wyniosła 1,80mm) i najmniejsze odchylenie standardowe (0,26). Wartość modalna była zbliżona do średniej arytmetycznej co wskazuje na symetrię rozkładu wyników. W północnopolskich glinach bazalnych średnia jest nieco wyższa (1,99mm), przy nieco większym zakresie zmienności wyników (1,30÷3,41mm). Mediana jest zbliżona do średniej arytmetycznej, a odchylenie standardowe wynosi 0,76. W glinach ablacyjnych tego samego wieku wyniki są zdecydowanie bardziej zróżnicowane – wartość średnia $P(w_P)$ wynosi 0,00mm przy bardzo szerokim rozrzucie wyników (-6,11÷6,13mm) i odchyleniu standardowym 3,22. Mediana jest zbliżona do średniej arytmetycznej, ale wartość modalna nie występuje w omawianym zbiorze wyników (Tab. 6.16).

Tab. 6.16 Zestawienie wyników analizy statystycznej otrzymanych wartości zagłębienia brytyjskiego stożka penetrometru z dodatkowym obciążnikiem dla poszczególnych typów genetycznych glin

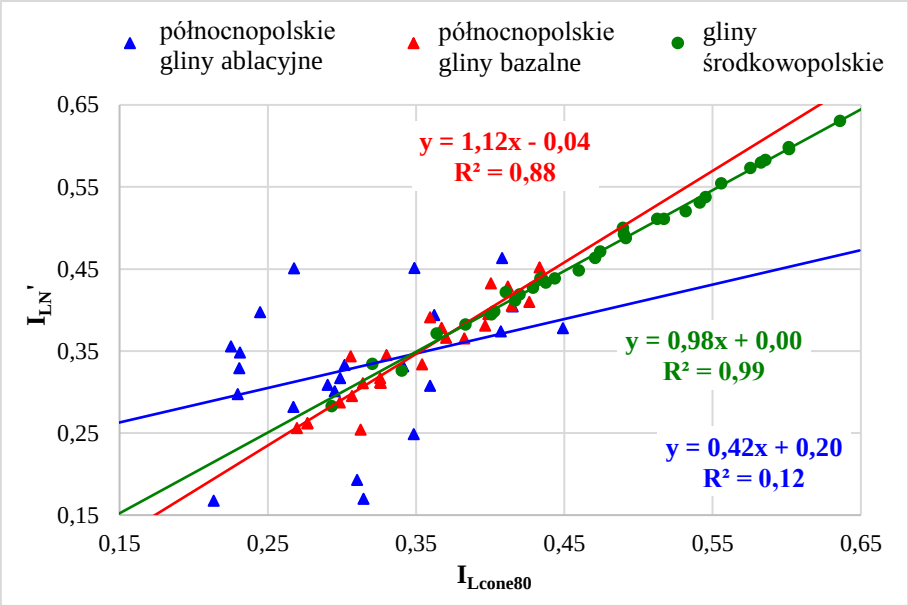
Rodzaj badanych próbek		***zagłębienie stożka 30°/80g z obciążnikiem 100g - P(w_P)***					
		min.	max.	M	Mo	Me	s
gliny zlodowacenia północnopolskiego	ablacyjne	-6,11	6,13	***0,00***	-	0,26	3,22
	bazalne	1,30	3,41	***1,99***	1,32	1,66	0,76
gliny zlodowaceń środkowopolskich		1,32	2,31	***1,80***	2,29	1,77	0,26

Wartości obliczonych w ten sposób średnich arytmetycznych zagłębienia stożka 30°/80g z dodatkowym obciążnikiem wykorzystano do wyznaczenia wartości granicy plastyczności (w_{PN}), którą posłużono się następnie w obliczeniach wartości stopnia plastyczności (I_{LN}').

Zależności korelacyjne pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczonego w sposób normowy i na podstawie trzech alternatywnych metod wyznaczania granicy plastyczności przedstawiono na rycinie nr 6.38. Wartości stopnia plastyczności obliczonego na podstawie granicy płynności i plastyczności wyznaczonych w penetrometrze przy użyciu stożków brytyjskiego ($I_{Lcone80/80}$) i szwedzkiego ($I_{Lcone60/60}$) nie wykazują wysokiej korelacji z wartościami stopnia plastyczności wyznaczonymi w sposób normowy w penetrometrze (Ryc. 6.38). Współczynnik determinacji tych zależności wynosi odpowiednio 0,52 i 0,73, a więc plasuje je w klasie słabego i zadowalającego dopasowania (Sobczyk, 1995). Zależność pomiędzy wartością I_{LN}' a wartością stopnia plastyczności oznaczonego w sposób normowy ($I_{Lcone80}$) wykazuje nieco wyższy stopień korelacji (R^2=0,78), a ponadto zauważono, że jest on silnie zależny od rodzaju genetycznego glin, w których prowadzono badania (Ryc. 6.39). W glinach ablacyjnych zlodowacenia północnopolskiego zależność $I_{LN}'=f(I_{Lcone80})$ w zasadzie nie występuje (R^2=0,12), natomiast w glinach bazalnych tego samego wieku oraz w glinach starszych korelacja ta jest zaskakująco wysoka (współczynnik determinacji wynosi odpowiednio 0,88 i 0,99) (Ryc. 6.39). Równanie regresji $I_{LN}'=f(I_{Lcone80})$ dla glin środkowopolskich przyjmuje postać $I_{LN}'=0,98I_{Lcone80}$, a więc pokrywa się niemalże z prostą $y=x$, natomiast dla glin bazalnych młodszego zlodowacenia $I_{LN}'=1,12I_{Lcone80}-0,04$. Różnica pomiędzy $I_{Lcone80}$ a I_{LN}' dla glin środkowopolskich waha się w bardzo wąskim zakresie od -0,01 do 0,01 (średnio wynosi 0,00), a dla omawianych glin bazalnych przyjmuje wartości od -0,04 do 0,06 (średnio wynosi również 0,00) (Zał. 5).



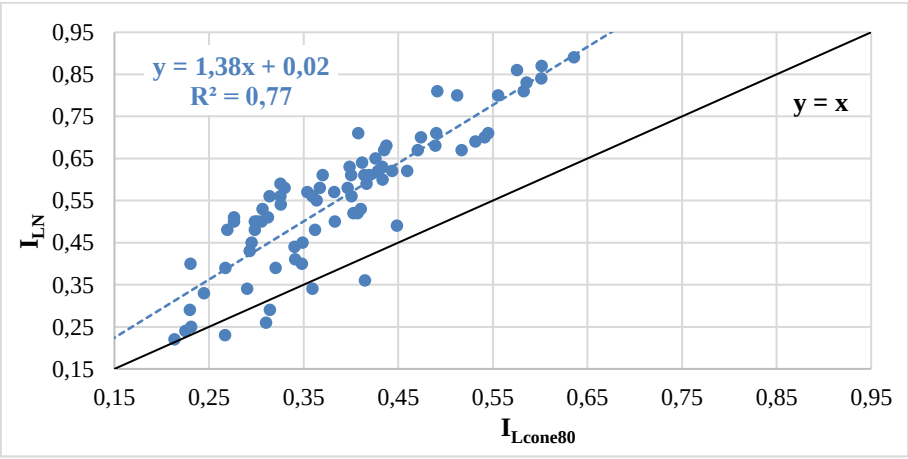
Ryc. 6.38 Zależności korelacyjne pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczonego w sposób normowy na podstawie badań w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g ($I_{Lcone80}$) i 60°/60g ($I_{Lcone60}$) a wartością stopnia plastyczności obliczonego na podstawie granicy plastyczności oznaczonej metodami alternatywnymi



Ryc. 6.39 Zależności korelacyjne pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczonego w sposób normowy na podstawie badań w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g ($I_{Lcone80}$) a wartością stopnia plastyczności obliczonego na podstawie granicy plastyczności oznaczonej w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g z dodatkowym obciążnikiem (I_{LN}')

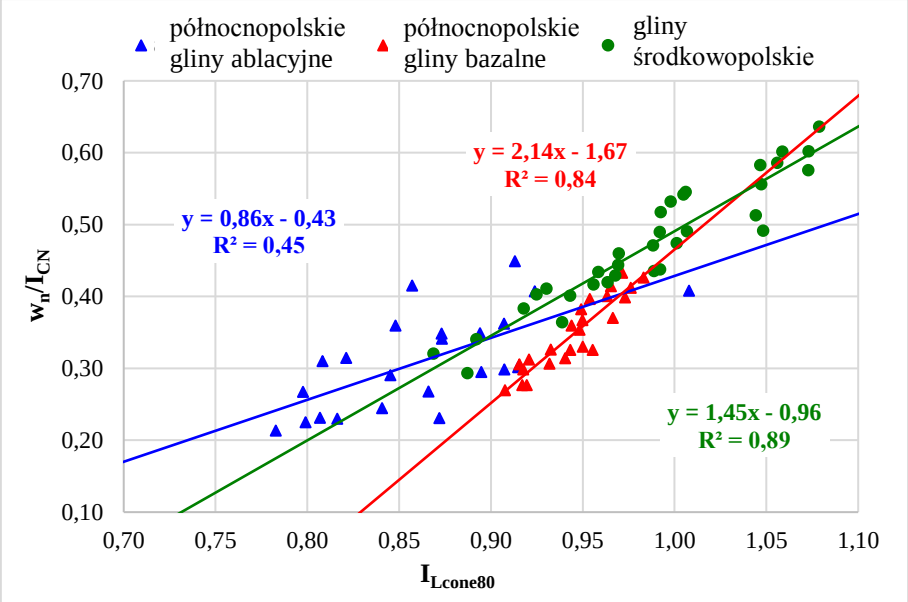
6.7 NOWY WSKAŹNIK KONSYSTENCJI I NOWY STOPIEŃ PLASTYCZNOŚCI

Wartości nowego stopnia plastyczności (I_{LN}) i stopnia plastyczności wyznaczonego w sposób normowy ($I_{Lcone80}$) wykazują pewną zależność (Ryc. 6.40). Współczynnik determinacji (R^2=0,77) tej zależności wskazuje na dopasowanie w stopniu zadowalającym (Sobczyk, 1995). Wartość I_{LN} jest jednak zwykle zdecydowanie wyższa niż klasyczna wartość I_L. Ponadto zależność pomiędzy tymi wartościami jest różna w różnych rodzajach gruntów. Podjęto próbę skorygowania empirycznego wzoru na I_{LN} dla różnych typów genetycznych glin, tak by dawał wyniki zbliżone do wartości I_L wyznaczanych metodami normowymi.



Ryc. 6.40 Zależność korelacyjna pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczonego w sposób normowy na podstawie badań w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g ($I_{Lcone80}$) a wartością nowego stopnia plastyczności (I_{LN})

Nowy stopień plastyczności (I_{LN}) wg normy PN-88/B-04481 obliczany jest ze wzoru 5.10. Wartości ***a*** i ***b*** są współczynnikami empirycznymi zależnymi od nowego wskaźnika konsystencji (I_{CN}). Wartość nowego stopnia plastyczności jest więc funkcją ilorazu w_n/I_{CN}. W celu sprawdzenia skuteczności omawianej metody ustalono zatem zależność pomiędzy wartością tego ilorazu a wartością stopnia plastyczności wyznaczonego w sposób klasyczny. Do porównania wybrano metodę normową wykorzystującą taki sam sprzęt laboratoryjny jak do wyznaczania I_{CN}, a więc penetrometr stożkowy z końcówką brytyjską. Wspomniane zależności dla poszczególnych typów genetycznych glin przedstawione są na rycinie nr 6.41. Wyznaczone równania regresji pokazują, że w glinach środkowopolskich i północnopolskich glinach bazalnych zachodzi silna korelacja pomiędzy omawianymi parametrami. Współczynniki determinacji w obu tych przypadkach są większe niż 0,8, a więc plasują się w klasie dobrego dopasowania (Sobczyk, 1995). Wyniki uzyskane z próbek glin ablacyjnych najmłodszego zlodowacenia są zdecydowanie bardziej rozbieżne – zależność $w_n/I_{CN}=f(I_{Lcone80})$ nie wykazuje zadowalającej korelacji (R^2=0,45).



Ryc. 6.41 Zależności korelacyjne pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczonego w sposób normowy na podstawie badań w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g ($I_{Lcone80}$) a wartością ilorazu wilgotności naturalnej gruntu (w_n) i nowego wskaźnika konsystencji oznaczonego w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g z dodatkowym obciążnikiem (I_{CN})

Równania regresji przedstawione na rycinie nr 6.41 zostały wykorzystane do skorygowania wzoru 5.10 dla glin środkowopolskich i północnopolskich glin bazalnych, a więc dla tych gruntów, w których omawiane zależności wykazały zadowalające dopasowanie. Na ich podstawie ponownie obliczono wartość nowego stopnia plastyczności i oznaczono ją symbolem I_{LN}”. Wzór służący obliczeniu wartości skorygowanego nowego stopnia

plastyczności dla gruntów glacigenicznych występujących w okolicach Poznania przyjmuje zatem następującą postać:

- ✓ dla północnopolskich glin bazalnych

$$I_{LN}" = 2{,}14\left(\frac{w_n}{I_{CN}}\right) - 1{,}67 \tag{6.7}$$

- ✓ dla glin środkowopolskich

$$I_{LN}" = 1{,}45\left(\frac{w_n}{I_{CN}}\right) - 0{,}96 \tag{6.8}$$

Różnica pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczonego przy pomocy metody standardowej (w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g – $\boldsymbol{I_{Lcone80}}$) a wartością skorygowanego nowego stopnia plastyczności ($\boldsymbol{I_{LN}"}$) średnio była równa 0,00 w obu typach genetycznych glin (Tab. 6.17). W glinach zlodowacenia północnopolskiego wahała się w zakresie -0,05÷0,03 (przy odchyleniu standardowym równym 0,02), a w glinach środkowopolskich -0,07÷0,05 (przy odchyleniu standardowym równym 0,03). Wartości modalne i mediany w obu zbiorach wyników są równe bądź zbliżone do średniej arytmetycznej, co wskazuje na symetryczny rozkład danych wokół średniej (Sobczyk, 1995).

Tab. 6.17 Zestawienie wyników analizy statystycznej otrzymanych różnic pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczonego przy pomocy metody standardowej (w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g – $\boldsymbol{I_{Lcone80}}$) a wartością skorygowanego nowego stopnia plastyczności ($\boldsymbol{I_{LN}"}$)

Rodzaj badanych próbek	$\boldsymbol{I_{Lcone80} - I_{LN}"}$					
	min.	max.	M	Mo	Me	s
bazalne gliny zlodowacenia północnopolskiego	-0,05	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02
gliny zlodowaceń środkowopolskich	-0,07	0,05	0,00	0,01	0,00	0,03
łącznie	-0,07	-0,05	0,00	0,01	0,00	0,03

7 ANALIZA UZYSKANYCH WYNIKÓW

7.1 ANALIZA PODZIAŁU LITOSTRATYGRAFICZNEGO I PRZYNALEŻNOŚCI FACJALNEJ BADANYCH GLIN

Podział badanych gruntów na gliny różnego wieku (zlodowaceń północno- i środkowopolskich) oparto na rozpoznaniu makroskopowym (głównie kryterium barwy), składzie mineralno-petrograficznym frakcji żwirowej z glin, składzie mineralnym frakcji iłowej, sytuacji terenowej i położeniu głębokościowym oraz porównaniu ich z informacjami zawartymi w Szczegółowej Mapie Geologicznej Polski – arkuszu 471 Poznań (Chmal, 1990; 1997). Gliny środkowopolskie nazywa się potocznie glinami szarymi, ze względu na to, że przybierają zwykle barwę ciemnoszarą, stalową. Barwa ta wynika z redukcyjnego środowiska zalegania. Gliny najmłodszego zlodowacenia są zwykle brązowe bądź brunatne. Od głębokości 7,5m na poligonie badawczym nr 1 i 9,2m na drugim poligonie stwierdzono zmianę barwy z brunatnej na ciemnoszarą. Fakt ten pozwala przypuszczać, że na wymienionych głębokościach glina zlodowacenia bałtyckiego zalega bezpośrednio na glinie warciańskiej, bez rozdzielających utworów wodnolodowcowych (Zał. 1). Przypuszczenia takie potwierdzają dane zawarte w przekroju geologicznym będącym integralną częścią arkusza Poznań Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (Chmal, 1990). Pokazuje on, że w okolicach obu poligonów badawczych glina zlodowacenia środkowopolskiego zalega bezpośrednio pod pokładem gliny zlodowacenia północnopolskiego, na głębokości około 6,5÷7,5m (Ryc. 4.6). Podział litostratygraficzny omawianych glin można przeprowadzić m.in. w oparciu o skład mineralno-petrograficzny frakcji średniożwirowej. Kształt wykresów wskaźników petrograficznych glin północno- i środkowopolskich jest różny (Ryc. 6.10), ze względu na różne grupy skalne dominujące w składzie żwirów dalekiego transportu (są to odpowiednio wapienie paleozoiczne i skały krystaliczne). Skład mineralny frakcji iłowej dodatkowo potwierdza powyższe rozpoznanie. Literatura przedmiotu podaje, że wyniki badań rentgenowskich minerałów ilastych z glin lodowcowych wykazały dotychczas większe zróżnicowanie regionalne niż stratygraficzne. Zmienność regionalna powodowana jest głównie zróżnicowaniem rodzajów skał podłoża egzarowanego przez lądolód oraz różną intensywnością procesów wietrzeniowych. Główne różnice stratygraficzne obserwuje się w składzie minerałów ilastych glin morenowych zlodowaceń północnopolskich w stosunku do glin starszych (Stankowska, 1979). Taką prawidłowość zaobserwowano również na podstawie badań rentgenograficznych przeprowadzonych w ramach niniejszej pracy (Ryc. 6.5-6.7). Gliny

północnopolskie obu wydzielonych facji i pochodzące z obu poligonów badawczych są jednolite pod względem składu mineralnego frakcji iłowej i różnią się zdecydowanie od glin starszych (Tab. 7.1), co pozwala definitywnie stwierdzić, że przeprowadzony podział litostratygraficzny jest prawidłowy.

Tab. 7.1 Skład mineralny frakcji iłowej wszystkich typów badanych glin lodowcowych

Rodzaj badanych próbek		Minerały zawarte we frakcji iłowej
gliny zlodowacenia północnopolskiego	ablacyjne	kaolinit, illit, minerały mieszanopakietowe smektyt\illit, kwarc
	bazalne	kaolinit, illit, minerały mieszanopakietowe smektyt\illit, kwarc
gliny zlodowaceń środkowopolskich		kaolinit, illit, chloryt pęczniejący, kwarc

Podział glin najmłodszego zlodowacenia został przeprowadzony na podstawie badań makroskopowych (obserwacji cech teksturalnych i pierwotnych struktur sedymentacyjnych, które zostają zachowane w próbkach gruntu o naruszonej strukturze) oraz składu mineralno-petrograficznego frakcji żwirowej z glin. Do głębokości 4,5-4,6m na obu poligonach badawczych zalegały gliny o strukturze warstwowej (warstwowanie zmienne, nieciągłe), przewarstwione drobnymi soczewkami piasku i pyłu, o zmiennej barwie – od brązowej, jasnobrązowej z szarymi smugami, przez żółtobrązową do rdzawej i zróżnicowanej zawartości frakcji iłowej (8,0÷21,0%). Poniżej zaobserwowano gliny bardziej jednorodne, o strukturze masywnej, bezładnej, barwie brunatnej i mniej zróżnicowanej zawartości frakcji iłowej (15,0÷16,0%). Na podstawie badań makroskopowych można przypuszczać, że opisane gliny należą do dwóch różnych facji lodowcowych. Jedną z cech diagnostycznych glin facji ablacyjnej jest obniżona ilastość (efekt nieznacznego „przemycia" wodami roztopowymi), natomiast w facji bazalnej obserwuje się zwykle podwyższoną ilastość i podwyższoną zawartość frakcji spławialnej (cząstek o średnicy mniejszej niż 1,0mm) (Liszkowski, 1996). Opisywane gliny zalegające na terenie badań do głębokości niemalże 5,0m p.p.t odznaczają się w większości swej miąższości niższą zawartością frakcji iłowej (średnio 13,0%, dla glin z poligonu badawczego nr 2 i nr 1 zalegających od 1,1 do 4,5m) niż gliny północnopolskie leżące poniżej (średnio 15,3%). Mogłaby to być przesłanka do potwierdzenia ich ablacyjnego charakteru. Jedynie grunty zalegające na terenie poligonu badawczego nr 1 od powierzchni do głębokości 1,1m są anomalnie wzbogacone we frakcję iłową (18,0÷21,0%). Z literatury wiadomo, że gliny ablacyjne, szczególnie subfacji spływowej często w swych stropowych warstwach zawierają znacznie więcej cząstek najdrobniejszych niż wskazywałby na to sposób

ich powstania. Zjawisko takie spowodowane jest sedymentacją materiału supraglacjalnego w wytopiskach na powierzchni lądolodu, co przypomina nieco mechanizm zastoiskowego tworzenia się utworów glacjalnych. W warunkach względnie spokojnej sedymentacji powstają wówczas pokłady drobnoziarnistego ładunku detrytycznego, który po spłynięciu na powierzchnię terenu lub po wytopieniu lądolodu tworzy gliny subfacji spływowej lub wytopieniowej wzbogaconej we frakcję najdrobniejszą (Ruszczyńska-Szenajch, 1991; Stankowski, 1996). W glinach bazalnych zanotowano nieco wyższą zawartość frakcji spławialnej (średnio ok. 96%), niż w glinach ablacyjnych (średnio ok. 92%), ale elementem determinującym podział facjalny badanych glin północnopolskich są badania składu mineralno-petrograficznego żwirów z glin. Wśród składników dalekiego transportu glin ablacyjnych występują jedynie dwie główne grupy skalne - wapienie paleozoiczne i skały krystaliczne, podczas gdy w glinach facji bazalnej wyróżniamy aż 6 typów petrograficznych (Rozdz. 6.3). Ponadto sumaryczna ilość okruchów skandynawskich w glinach ablacyjnych wynosi 96,9%, a w glinach bazalnych jedynie 88,0%. Taka różnica może być następstwem sposobu transportu materiału detrytycznego w lądolodzie – materiał tworzący dzisiejsze pokłady glin bazalnych znajdował się w pozycji sub- bądź inglacjalnej, a materiał budujący gliny ablacyjne był transportowany w głównej mierze w pozycjach supra- i inglacjalnych lub marginalnych (Stankowski, 1996). Składniki lokalne stanowią w glinach bazalnych 12%, oznaczono wśród nich aż 7 grup petrograficznych, podczas gdy w glinach ablacyjnych jedynie trzy grupy (Ryc. 6.9). Większa ilość i większe zróżnicowanie żwirów bliskiego transportu w północnopolskich glinach bazalnych upodabnia je bardziej do przebadanych glin środkowopolskich niż do glin tego samego wieku wykształconych w innej facji.

7.2 PORÓWNANIE WYNIKÓW OZNACZANIA GRANICY PŁYNNOŚCI I STOPNIA PLASTYCZNOŚCI STANDARDOWYMI METODAMI LABORATORYJNYMI

Wartość granicy płynności (w_L) oznaczana w laboratorium różni się w zależności od użytej metody badawczej. Najwyższa jest zwykle w przypadku korzystania z metody penetrometru stożkowego wg polskiej normy (PN-88/B-04481) – dla wszystkich przebadanych w ramach niniejszej pracy próbek gruntu wynosi średnio 23,03%. Znacznie niższą wartość – 21,65% – uzyskano w efekcie stosowania aparatu Casagrande (PN-88/B-04481), a najniższą w przypadku korzystania z metody penetrometru stożkowego wg zasad Eurokodu (PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009). Średnia wartość granicy płynności oznaczonej przy użyciu stożka brytyjskiego jest równa 20,69%, a przy użyciu stożka szwedzkiego 20,65% (Zał. 5). Obu

końcówek stożkowych można używać zamiennie, gdyż różnice w wynikach są nieznaczne. Pomimo to w Polsce rekomenduje się stosowanie stożka 30°/80g, gdyż wartości w_L uzyskiwane przy jego użyciu lepiej korelują się z wartościami granicy płynności oznaczanej metodą referencyjną (Ryc. 6.14). Zaleca się również odejście od metodyki oznaczania granicy płynności przy pomocy penetrometru ze stożkiem polskim (PN-88/B-04481). Metodyka ta jest niezgodna z Eurokodem (PN-EN 1997-2: 2009) i europejską specyfikacją techniczną (PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009), a jej wyniki są obarczone wpływem współczynników empirycznych stosowanych w celu obliczenia wartości w_L. Ponadto stosowanie penetrometru stożkowego wg zasad polskiej normy (PN-88/B-04481) skutkuje uzyskaniem wyników znacznie zawyżonych względem metody referencyjnej i metod rekomendowanych przez Eurokod 7 (PN-EN 1997-2: 2009; PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009).

Należy jednak pamiętać, że różnica pomiędzy wartościami w_L oznaczanymi przy pomocy wymienionych metod normowych nie jest stała i zależy od rodzaju gruntu spoistego poddawanego badaniom, jego genezy i wynikających z niej cech litologicznych oraz wartości granicy płynności, a więc ogólnie od stopnia spoistości gruntu.

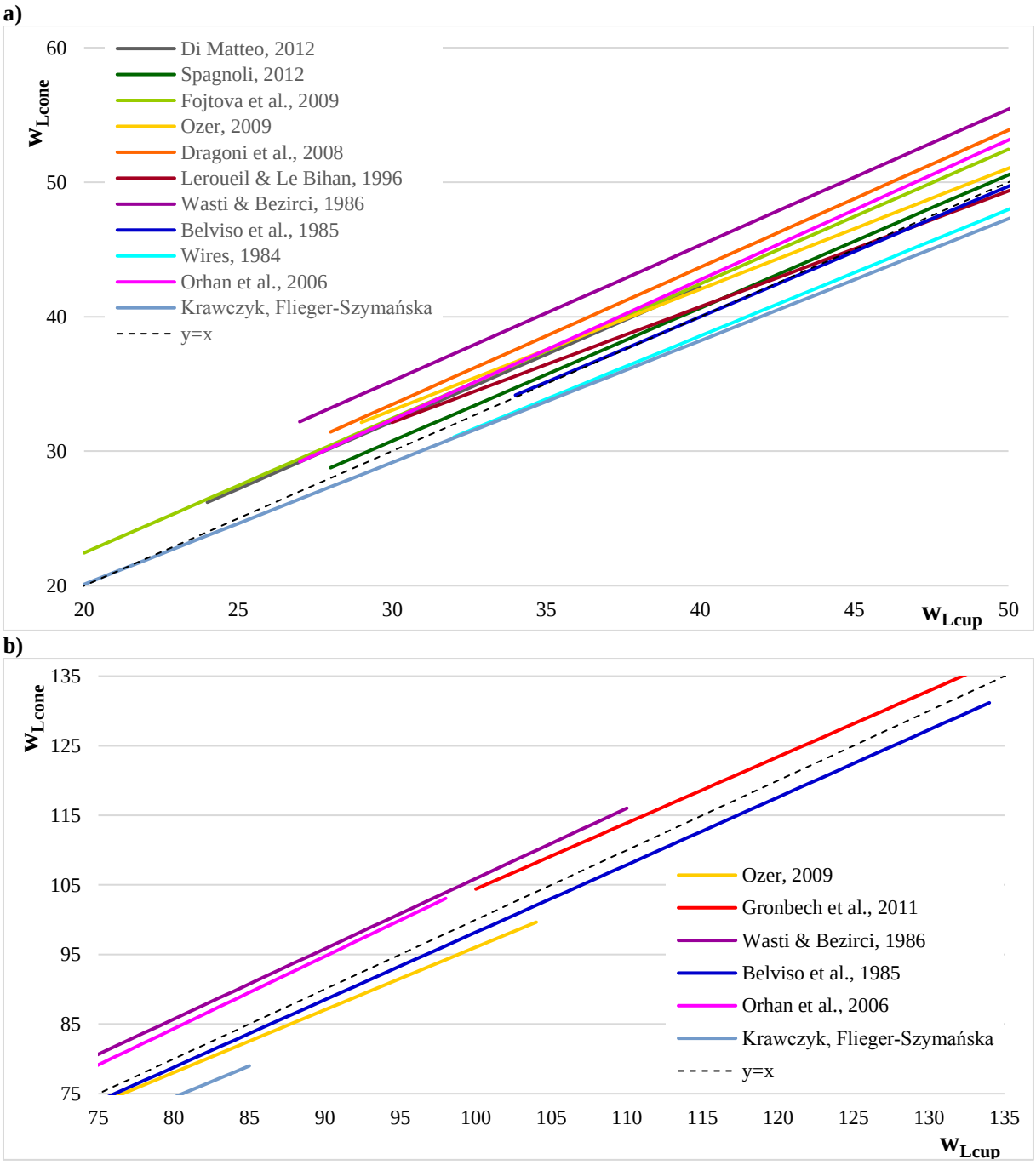
Już w latach sześćdziesiątych XX wieku postulowano by rozpoznanie czynników kształtujących wartości granic konsystencji gruntów spoistych prowadzić w ramach skonkretyzowanego rodzaju gruntu w oparciu o możliwie wszechstronne poznanie cech fizycznych, fizykochemicznych, chemicznych, mineralogicznych, petrograficznych itp. analizowanej jednostki klasyfikacyjnej gruntu spoistego. Zatem badania nad konsystencją gruntów spoistych, zmierzające do coraz wnikliwszego rozpoznania tego zagadnienia celem wyprowadzenia trafnych i ścisłych wniosków uogólniających, powinny być zawężane do analizy gruntów o względnie jednolitym typie mineralogicznym, o zbliżonych właściwościach chemicznych, fizycznych itp. (Rząsa i Młynarek, 1968). Badania przeprowadzone w ramach niniejszej rozprawy dowodzą, że wspomniany wyżej postulat jest uzasadniony. Równania korelacyjne pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonej metodą aparatu Casagrande i różnymi metodami penetrometru stożkowego ($w_{Lcone}=f(w_{Lcup})$) różnią się w zależności od typu genetycznego gruntu użytego do badań (Ryc. 6.14, 6.16). Zauważono, że zależności te w glinach północnopolskich są do siebie zbliżone, pomimo, że badane utwory wykształcone są w dwóch różnych facjach, a odbiegają od zależności ustalonych dla glin środkowopolskich. Ponieważ głównym wyznacznikiem pozwalającym rozróżnić gliny zlodowaceń północno- i środkowopolskich jest skład mineralny frakcji iłowej (Ryc. 6.5 – 6.7), można przypuszczać, że jest on czynnikiem kształtującym wartości granicy płynności oznaczane różnymi metodami laboratoryjnymi. Według autorki korelacje pomiędzy wynikami różnych metod oznaczania

granicy płynności powinny być zatem tworzone na poziomie lokalnym, dla konkretnych rodzajów gruntu spoistego, jednolitych, szczególnie pod względem zawartości minerałów ilastych. Korelacje tego typu, uwzględniające specyficzną charakterystykę konkretnego osadu występującego w danym podłożu, są precyzyjne i możliwe do wykorzystania w praktyce inżynierskiej. W celu porównania lub skorygowania wartości granicy płynności uzyskiwanej różnymi standardowymi metodami laboratoryjnymi w glinach zlodowaceń północno- lub środkowopolskich występujących w okolicach Poznania można stosować równania regresji przedstawione na rycinach 6.14 i 6.16.

W literaturze światowej znaleźć można wiele publikacji podejmujących próbę skorelowania wyników otrzymywanych w aparacie Casagrande i penetrometrze stożkowym (Wires, 1984; Belviso et al., 1985; Budhu, 1985; Wasti i Bezirci, 1986; Wasti, 1987; Christaras, 1991; Leroueil i Le Bihan, 1996; Suchnicka, 1999; Orhan, Özer i Isik, 2006; Dragoni, Prosperini i Vinti, 2008; Fojtová et al., 2009; Özer, 2009; Grønbech, Nielsen i Ibsen, 2011; Di Matteo, 2012; Spagnoli, 2012; Jaśkiewicz i Wszędyrówny-Nast, 2013; Hrubesova, Lunackova i Brodzki, 2016, Krawczyk, Flieger-Szymańska i Wanatowski, w druku) (Tab. 7.2, Ryc. 7.1). Dotyczą one zarówno gruntów naturalnych, jak i utworzonych przez człowieka mieszanek ilasto-pylasto-piaszczystych. Niektóre z badań prowadzone są z użyciem gruntów wybranych pod kątem genezy lub składu mineralnego (np. Spagnoli, 20112; Leroueil i Le Bihan, 1996), ale często próbuje się również ująć w badaniach grunty o jak najszerszym zakresie zawartości frakcji iłowej, a co za tym idzie o bardzo zróżnicowanej wartości w_L. Takie podejście pociąga za sobą konieczność wykorzystania do badań gruntów o zróżnicowanym pochodzeniu (np. Wires, 1984; Di Matteo, 2012). Zabieg ten jest niezbędny w dążeniu do ustalenia uniwersalnej zależności pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w penetrometrze stożkowym (w_{Lcone}) i w aparacie Casagrande (w_{Lcup}) (Tab. 7.2). Pomimo to, badania zaproponowane w niniejszej pracy mają inny kontekst. Analizom poddawane były naturalne grunty ilaste o znanym pochodzeniu, zdefiniowanych cechach genetycznych, opisane pod względem granulometrii i mineralogii, a zależności, które wyprowadzono na ich podstawie mają charakter lokalny.

Na podstawie przebadanych próbek past gruntowych stwierdzono poniższą uogólnioną prawidłowość: dla gruntów, dla których w_L jest wyższe od pewnej wartości (około 20% w glinach północnopolskich i około 18% w glinach środkowopolskich) wartość granicy płynności uzyskiwana w aparacie Casagrande jest nieco wyższa niż w penetrometrze stożkowym (zarówno przy użyciu stożka brytyjskiego, jak i szwedzkiego). Natomiast gdy

wartość w_L danego gruntu nie przekracza wartości 18÷20% wówczas wyniki badań w penetrometrze stożkowym są nieznacznie zawyżane.



Ryc. 7.1 Zależności korelacyjne pomiędzy wartością granicy płynności oznaczaną w penetrometrze stożkowym (w_{Lcone}) a wartością granicy płynności oznaczaną w aparacie Casagrande (w_{Lcup}) wg różnych autorów w kolejnych zakresach wartości w_L: **a**) 15÷75%; **b**) 75÷135%

Podobne wnioski, o tym że istnieje poziom granicy płynności, powyżej którego aparat Casagrande daje wyższe wyniki w_L względem penetrometru stożkowego ($w_{Lcone=cup}$), tzw. „punkt równowartości wyników", wysnuć można na podstawie rozważań wielu autorów, większości cytowanych w niniejszej publikacji (Wires, 1984; Belviso et al., 1985; Leroueil

i Le Bihan, 1996; Orhan et al., 2006; Grønbech et al., 2011; Spagnoli, 2012) (Tab. 7.2). Położenie punktu równowartości wyników na podstawie cytowanych badań wyznaczone zostało w dwojaki sposób. Jeśli wartość $w_{Lcone=cup}$ mieściła się w zakresie wartości granic płynności badanych próbek wówczas uznano, że wyznaczono ją eksperymentalnie. Dysponując jedynie wzorem funkcji $w_{Lcone}=f(w_{Lcup})$ punkt równowartości wyników wyznaczano teoretycznie jako miejsce intersekcji jej wykresu z wykresem $y=x$. Na podstawie opublikowanych przez wspomnianych autorów wyników badań stwierdza się zróżnicowane wartości $w_{Lcone=cup}$ od około 16 do 188% w_L (Tab. 7.3). Wartość 18÷20% wyznaczona w niniejszej pracy plasuje się w dolnym zakresie tego przedziału. Badania prowadzone przez autorkę wcześniej w gruntach zlodowacenia północnopolskiego o zróżnicowanej genezie (glinach morenowych i iłach warwowych), ale jednolitym składzie mineralnym frakcji iłowej, potwierdzają w/w wyniki. Dla wymienionych gruntów skonstruowano zależność $w_{Lcone}=0,91w_{Lcup}+1,98$, a wartość $w_{Lcone=cup}$ określono jako 22,00% (Tab. 7.2, 7.3).

Pozostali cytowani autorzy zasugerowali, że wartość granicy płynności wyznaczana w penetrometrze stożkowym jest zawsze większa niż określona przy pomocy aparatu Casagrande (Di Matteo, 2012; Fojtová et al., 2009; Dragoni et al., 2008; Orhan et al., 2006; Wasti i Bezirci, 1986). W 2012 roku Di Matteo podjął próbę stworzenia uniwersalnej zależności korelacyjnej $w_{Lcone}=f(w_{Lcup})$. Wykorzystał w tym celu opublikowane wcześniej przez różnych autorów wyniki badań (łącznie 100 próbek gruntów o zróżnicowanej genezie). Tak powstała zależność $w_{Lcone}=1,00w_{Lcup}+2,20$, stwierdzona w dość wąskim zakresie wartości granicy płynności (24-40%) (Ryc. 7.1; Tab. 7.2). Nie pokrywa się ona z wynikami badań uzyskanymi dla polskich utworów polodowcowych. Wśród opublikowanych korelacji jedną z najbardziej zbliżonych do powstałej w niniejszych badaniach jest $w_{Lcone}=0,94w_{Lcup}+0,97$ (Wires, 1984) (por. Ryc. 6.14 i 7.1). Nie podano jednak genezy gruntów, dla których prowadzone były badania, a więc nie można wnioskować o związku pomiędzy wynikami oznaczania granicy płynności a składem mineralnym utworów spoistych.

Tab. 7.2 Zależności korelacyjne między granicą płynności oznaczaną w aparacie Casagrande i w penetrometrze stożkowym (wg różnych autorów)

autor, rok	lokalizacja	rodzaj badanego gruntu	ilość próbek	rodzaj stożka penetrometru	wartość w_L [%]	równanie korelacyjne
Wires, 1984	-	natural soils from loam to heavy clay	4	-	32÷52	$w_{Lcone}=0,94w_{Lcup}+0,97$
Belviso et al., 1985	południowe Włochy	natural soils	16	30°/80g	34÷134	$w_{Lcone}=0,97w_{Lcup}+1,19$
Wasti i Bezirci, 1986	Turcja	natural soils	15	60°/60g	27÷110	$w_{Lcone}=1,01w_{Lcup}+4,92$
Leroueil i Le Bihan, 1996	wschodnia Kanada	marine silty clays, lacustrine varved clays	44	30°/80g	30÷74	$w_{Lcone}=0,86w_{Lcup}+6,34$
Orhan et al., 2006	Turcja	natural soils	16	30°/80g	27÷98	$w_{Lcone}=1,04w_{Lcup}+1,137$
Dragoni et al., 2008	Środkowe Włochy	natural clayey soils	41	30°/80g	28÷74	$w_{Lcone}=1,02w_{Lcup}+2,87$
Özer, 2009	Turcja	natural soils	32	30°/80g	29÷104	$w_{Lcone}=0,90w_{Lcup}+6,04$
Fojtová et al., 2009	Czechy (Basen Ostrawski)	natural fine-grained soils	52	30°/80g	20÷50	$w_{Lcone}=1,00w_{Lcup}+2,44$
Grønbech et al., 2011	Dania	Danish eocene clays	33	30°/80g	100÷340	$w_{Lcone}=0,95w_{Lcup}+9,40$
Di Matteo, 2012	Środkowe Włochy/ różne miejsca w Europie	holocene alluvial deposits mixtures/ various natural soils	100	30°/80g oraz 60°/60g	24÷40	$w_{Lcone}=1,00w_{Lcup}+2,20$
Spagnoli, 2012	Bałtyk i Morze Północne	pure non-swelling cleys (kaolinite/illite groups)	50	60°/60g	28÷61	$w_{Lcone}=0,99w_{Lcup}+1,05$
Krawczyk, Flieger-Szymańska, w druku	Poznań, Polska	północnopolskie gliny morenowe i iły warwowe	47	30°/80g	18÷89	$w_{Lcone}= 0,91w_{Lcup}+1,98$

Tab. 7.3 Wartość punktu równowartości wyników ($w_{Lcone=cup}$) wg różnych autorów (rosnąco)

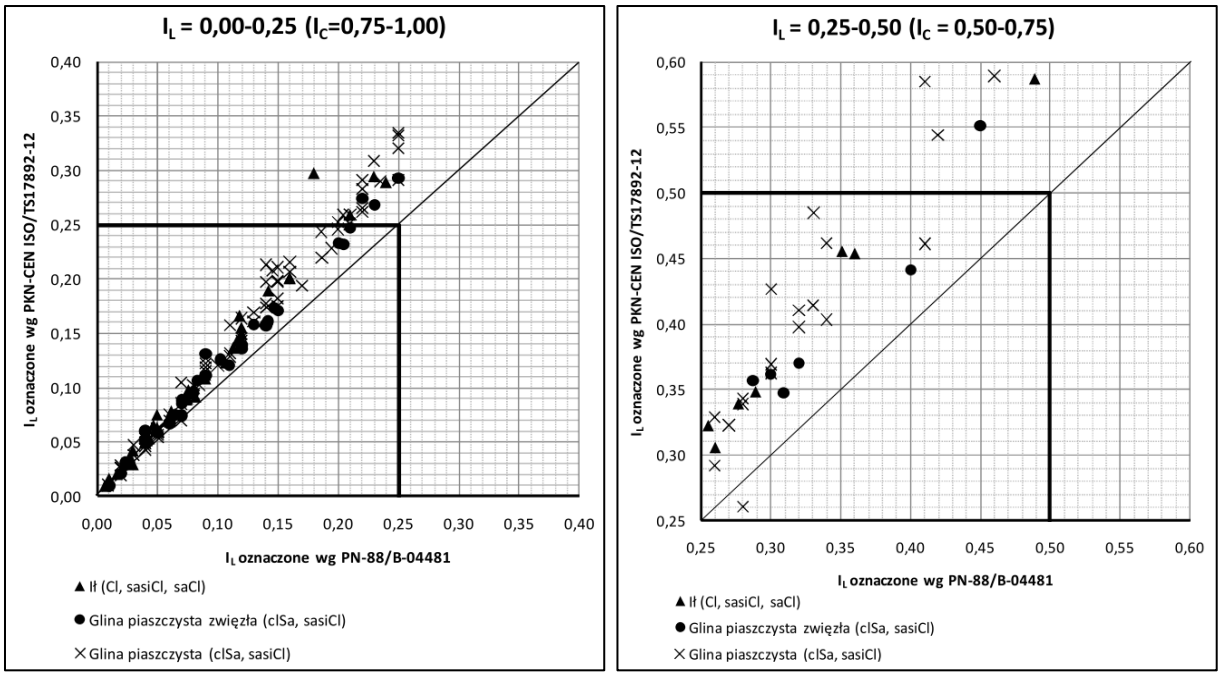
Lp.	autor, rok	$w_{Lcone=cup}$ (punkt równowartości wyników)		zakres w_L, w którym prowadzono badania	stwierdzono
1	Wires, 1984	16,17	gdy $w_L > 16\%$ $w_{Lcup}>w_{Lcone}$	32÷52%	teoretycznie
2	Krawczyk, Szymańska, w druku	22,00	gdy $w_L > 22\%$ $w_{Lcup}>w_{Lcone}$	18÷89%	eksperymentalnie
3	Belviso et al., 1985	39,67	gdy $w_L > 40\%$ $w_{Lcup}>w_{Lcone}$	34÷134%	eksperymentalnie
4	Leroueil i Le Bihan, 1996	45,29	gdy $w_L > 45\%$ $w_{Lcup}>w_{Lcone}$	30÷74%	eksperymentalnie
5	Özer, 2009	60,40	gdy $w_L > 60\%$ $w_{Lcup}>w_{Lcone}$	29÷104%	eksperymentalnie
6	Spagnoli, 2012	105,00	gdy $w_L > 105\%$ $w_{Lcup}>w_{Lcone}$	28÷61%	teoretycznie
7	Grønbech et al., 2011	188,00	gdy $w_L > 188\%$ $w_{Lcup}>w_{Lcone}$	100÷340%	eksperymentalnie

W ramach niniejszej rozprawy przeanalizowano, w jakim stopniu zmiana sposobu oznaczania wartości granicy płynności (w penetrometrze zgodnie z Eurokodem 7 lub w aparacie Casagrande wg zasad polskiej normy) wpływa na uzyskiwane wartości stopnia plastyczności oraz opis konsystencji i stanu gruntów spoistych (Tab. 7.4). Statystycznie najwyższą wartość $\boldsymbol{I_L}$ uzyskujemy na podstawie badań w penetrometrze (wg PKN-CEN ISO/TS17892-12), nieco niższą posługując się wynikami metody aparatu Casagrande i zdecydowanie niższą przy użyciu metody polskiego stożka penetrometru (PN-88/B-04481). Średnia arytmetyczna wartości stopnia plastyczności dla wszystkich przebadanych próbek gruntu wynosi odpowiednio 0,39 ($\boldsymbol{I_{Lcone80}}$ oraz $\boldsymbol{I_{Lcone60}}$), 0,36 ($\boldsymbol{I_{Lcup}}$) i 0,31 ($\boldsymbol{I_{LconePN}}$). Można, więc przypuszczać, że prowadzenie badań laboratoryjnych w penetrometrze ze stożkiem polskim prowadzi do zaniżenia wartości stopnia plastyczności względem metody referencyjnej i błędnej, zbyt optymistycznej, oceny nośności ośrodka gruntowego. Stosowanie wartości $\boldsymbol{I_{Lcone80}}$ lub $\boldsymbol{I_{Lcone60}}$ w obliczeniach projektowych powoduje natomiast odwrotną sytuację – niewielkie zawyżenie wartości stopnia plastyczności względem metody referencyjnej i zwiększenie marginesu bezpieczeństwa w przyjmowanych na podstawie $\boldsymbol{I_L}$ parametrach geotechnicznych. Zmiana metodyki oznaczania $\boldsymbol{w_L}$ z aparatu Casagrande (wg PN-88/B-04481) na penetrometr stożkowy (wg PKN-CEN ISO/TS17892-12) powoduje, w niektórych przypadkach zmianę opisu stanu gruntu spoistego. Na 80 przebadanych próbek glin zmiana taka nastąpiła w 10 z nich w przypadku stosowania stożka 30°/80g i w 12 z nich w przypadku stosowania stożka 60°/60g. Za każdym razem była to zmiana w kierunku gruntu bardziej uplastycznionego, tzn. ze stanu twardoplastycznego na plastyczny i z plastycznego na miękkoplastyczny (Tab. 7.4). Po raz kolejny rekomenduje się stosowanie stożka brytyjskiego w badaniach polskich gruntów polodowcowych, gdyż ich wyniki są bardziej zbliżone do wyników uzyskiwanych metodą referencyjną, najbardziej rozpowszechnioną w polskich laboratoriach gruntoznawczych.

Tab. 7.4 Analiza zmian wartości stopnia plastyczności spowodowanych zmianą metodyki oznaczania granic Atterberga w podziale na stany gruntów spoistych

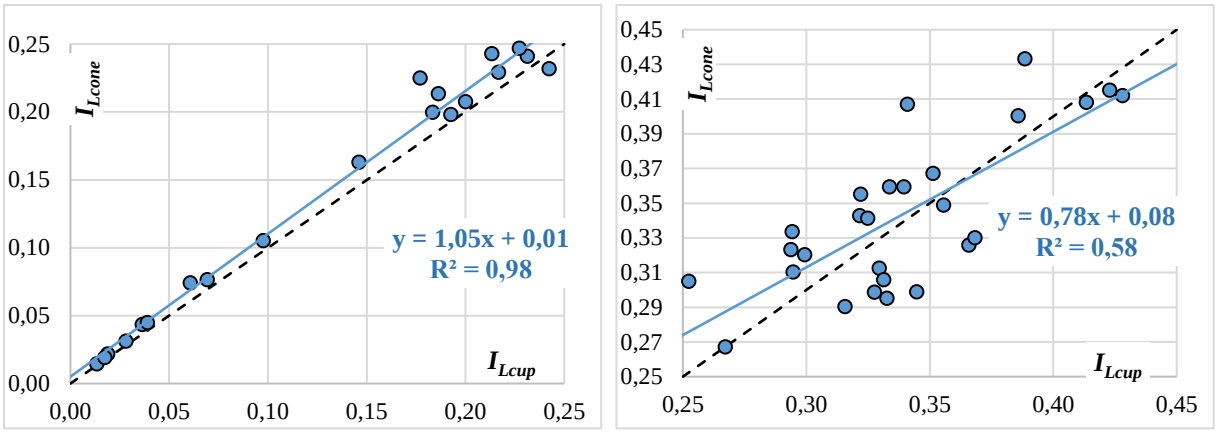
Rodzaj badanych próbek		Stan gruntu wg I_{Lcup}	ilość próbek	różnica I_{Lcup}-$I_{Lcone80}$	różnica I_{Lcup}-$I_{Lcone60}$	ilość próbek, dla których zmienił się opis stanu gruntu wg $I_{Lcone80}$/$I_{Lcone60}$
gliny zlodowacenia północnopolskiego	ablacyjne	tpl	7	-0,02	-0,02	1/1
		pl	16	-0,01	-0,01	0/0
	bazalne	tpl	2	-0,03	-0,03	2/2
		pl	22	-0,01	0,00	0/0
gliny zlodowaceń środkowopolskich		tpl	1	-0,05	-0,07	1/1
		pl	26	-0,06	-0,08	6/8
		mpl	6	-0,02	-0,04	0/0

W polskiej literaturze przedmiotu również można znaleźć zależności korelacyjne pomiędzy wartościami stopnia plastyczności gruntów występujących na terenie naszego kraju, obliczanymi na podstawie granicy płynności oznaczanej przy użyciu różnych metod laboratoryjnych (zgodnie z normami polskimi i europejskimi) (Jaśkiewicz i Wszędyrówny-Nast, 2013). Są to korelacje noszące znamiona uniwersalnych, gdyż tworzone były na podstawie próbek gruntów o różnym pochodzeniu i zróżnicowanej zawartości frakcji iłowej (Ryc. 7.2). Autorki omawianego opracowania prowadzą rozważania dotyczące wpływu wartości stopnia plastyczności (konsystencji i stanu gruntu) i zawartości frakcji iłowej (stopnia spoistości gruntu) na zależności korelacyjne między wynikami różnych metod oznaczania I_L. Stwierdzają, że gruntem najbardziej podatnym na zmianę stanu jest glina piaszczysta (15% przebadanych próbek gruntu zmieniło konsystencję), a najmniej podatnym ił i glina piaszczysta zwięzła (7% przebadanych próbek). Wskazuje to, że im większa zawartość frakcji iłowej w gruncie, tym grunt jest mniej podatny na zmianę wartości stopnia plastyczności na skutek zmiany metodyki oznaczania granicy płynności. Na podstawie przeprowadzonych w ramach niniejszej pracy badań nie da się potwierdzić powyższej konkluzji, ponieważ tylko dwie z 80 próbek zaklasyfikowano jako gliny piaszczyste zwięzłe, w dodatku o zawartości frakcji iłowej w dolnym zakresie przedziału dla gruntów średnio spoistych. Jednakże takie wnioskowanie zostało potwierdzone we wcześniejszych pracach autorki prowadzonych w iłach warwowych i glinach piaszczystych tego samego wieku (Krawczyk i Flieger-Szymańska, 2018; Krawczyk et al., w druku).



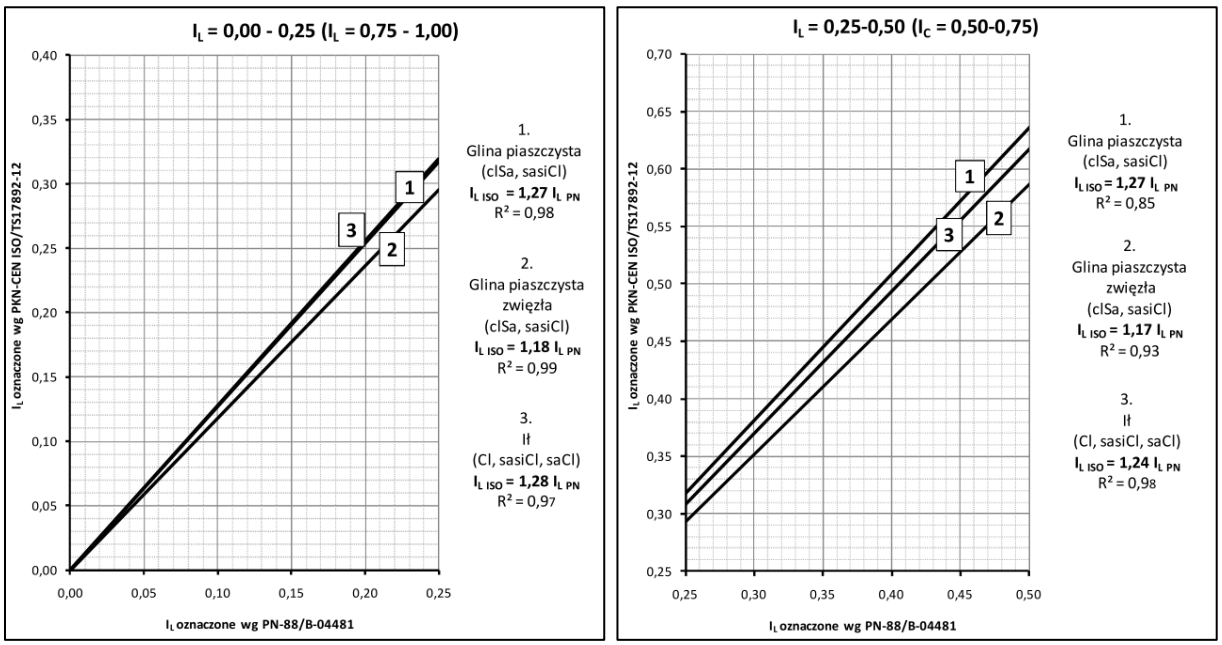
Ryc. 7.2 Zależność pomiędzy stopniem plastyczności obliczonym wg PN-88/B-04481 (na podstawie badań w aparacie Casagrande) oraz wg PKN-CEN ISO/TS17892-12 (na podstawie badań w penetrometrze ze stożkiem 30°/80g) dla polskich gruntów spoistych o różnorodnej genezie wg Jaśkiewicz i Wszędyrówny-Nast, 2013

Według Jaśkiewicz i Wszędyrówny-Nast (2013) największy procent zmiany stanu gruntów zaobserwowano w obrębie próbek w stanie plastycznym (od 12% dla iłu do 20% dla gliny piaszczystej), najmniejszy dla próbek w stanie półzwartym (brak zmiany stanu dla wszystkich wykonanych oznaczeń). Ponieważ większość badanych w ramach niniejszej pracy utworów stanowiły grunty w stanie plastycznym (64 z 80 próbek, na podstawie wartości $\boldsymbol{I_{Lcup}}$) nie można przeprowadzić wnioskowania na temat dokładności korelacji $\boldsymbol{I_{Lcone}=f(I_{Lcup})}$ w zależności od konsystencji i stanu w jakim znajduje się grunt. Podobnie jak w przypadku zawartości frakcji iłowej przeprowadzono je we wcześniejszych badaniach autorki (Krawczyk i Flieger-Szymańska, 2018). Potwierdza się zasada, że dla próbek gruntu w stanie twardoplastycznym stopień dopasowania wartości $\boldsymbol{I_{Lcup}}$ oraz $\boldsymbol{I_{Lcone}}$ jest zdecydowanie większy niż dla próbek gruntu o stopniu plastyczności w zakresie 0,25÷0,50 (Ryc. 7.3).



Ryc. 7.3 Zależność pomiędzy wartościami stopnia plastyczności obliczonymi na podstawie badań w aparacie Casagrande (I_{Lcup}) wg zasad PN-88/B-04481 i w penetrometrze stożkowym (I_{Lcone}) wg zasad PKN-CEN ISO/TS17892-12 - w zakresie 0,00÷0,25 (w stanie twardoplastycznym) i 0,25÷0,50 (w stanie miękkoplastycznym) (Krawczyk i Flieger-Szymańska, 2018)

Stwierdzone w niniejszej rozprawie zależności korelacyjne $I_{Lcone80}=f(I_{Lcup})$ (równania 6.1 i 6.4), utworzone głównie dla glin piaszczystych w stanie plastycznym, nie pokrywają się z opublikowanymi dotychczas uniwersalnymi korelacjami dla polskich gruntów spoistych. Przykładowo równanie $I_{Lcone}=1{,}27I_{Lcup}$ przyporządkowane do plastycznych glin piaszczystych (Jaśkiewicz i Wszędyrówny-Nast, 2013) przechodzi przez początek układu współrzędnych sugerując, że wartość $I_{Lcone80}$ jest zawsze większa niż wartość I_{Lcup} – w skrajnym przypadku nawet o 0,14 (Ryc. 7.4). Z przeprowadzonych badań jasno wynika więc, że stworzenie uogólnionej i uniwersalnej dla wszystkich gruntów spoistych zależności pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczanych różnymi metodami nie jest możliwe.



Ryc. 7.4 Zależności statystyczne między wartością I_L obliczoną wg PN-88/B-04481 (na podstawie badań w aparacie Casagrande) oraz wg PKN-CEN ISO/TS17892-12 (na podstawie badań w penetrometrze ze stożkiem 30°/80g) dla polskich gruntów spoistych o różnorodnej genezie wg Jaśkiewicz i Wszędyrówny-Nast, 2013

7.3 MOŻLIWOŚĆ OBIEKTYWIZACJI OZNACZANIA STOPNIA PLASTYCZNOŚCI EKSPERYMENTALNYMI METODAMI LABORATORYJNYMI

Jak wykazano na podstawie przeglądu danych literaturowych rozbieżności w wartości stopnia plastyczności (I_L) spowodowane są głównie małą dokładnością oznaczania granicy plastyczności (w_P) (Rozdz. 5.2.5.2) oraz stosowaniem aparatu Casagrande do wyznaczania granicy płynności (w_L) (Rozdz. 5.2.5.1). Przez obiektywizację oznaczania I_L rozumie się zatem (poza wspominaną wcześniej koniecznością ujednolicenia metodyki oznaczania w_L) uniezależnienie obliczeń od wartości granic konsystencji, w szczególności od w_P wyznaczanej metodą wałeczkowania.

W celu poprawy dokładności oznaczania granicy plastyczności proponowano już wiele nowych, alternatywnych metod. Bazują one na metodzie penetrometru stożkowego (Allbrook, 1980; Campos, de Macedo, Kiyohara i Ferreira, 1999; Brown i Downing, 2001; Muntohar i Hashim, 2005; Jaśkiewicz i Wszędyrówny-Nast, 2014) lub wykorzystują innowacyjne aparaty do wałeczkowania gruntów (Barnes, 2009; Ishaque, Hoque i Rashid, 2010). Głównym założeniem tych metod jest osiągnięcie powtarzalności wyników, ponieważ metoda wałeczkowania daje dużą rozbieżność rezultatów i weryfikowanie przy jej pomocy metody penetrometru do oznaczania granicy plastyczności wzbudza wątpliwości. W raporcie NPRA (Norweskiej Administracji Dróg Publicznych) (Tefera, 2013) przedstawione zostały wyniki oznaczania granicy plastyczności przy pomocy metody normowej (PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009) i metody penetrometru stożkowego (stożek 30°/80g, zagłębienie 2,0mm) przez 6 niezależnych laboratoriów norweskich (Tab. 7.5). Raport ten pokazuje, że rozrzut wyników w metodzie wałeczkowania jest znacznie większy (6,4%) niż w metodzie penetrometru stożkowego (1,4%). Dane te potwierdzają powtarzalność wyników w_P uzyskaną przy zastosowaniu penetrometru, lecz ze względu na zmienność wartości granicy plastyczności uzyskanej metodą wałeczkowania trudno jednoznacznie stwierdzić, że oznaczana w ten sposób wilgotność odpowiada granicy plastyczności zdefiniowanej przez Atterberga.

Tab. 7.5 Wartości granicy plastyczności oznaczone dwoma różnymi metodami (Tefera, 2013)

próbka	metoda	wartość granicy plastyczności w_P uzyskana przez 6 laboratoriów [%]						średnia arytmetyczna [%]
		1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	
kaolin Speswhite	penetrometru stożkowego ($w_{Pcone80}$)	27,9	29,3	27,9	29,0	28,8	29,2	28,7
	aparatu Casagrande (w_{Pcup})	36,1	29,7	34,5	31,5	31,8	29,9	32,3
różnica bezwzględna [%]		8,2	0,4	6,6	2,5	3,0	0,7	3,6

Wobec powyższego, według Jaśkiewicz i Wszędyrówny-Nast (2014), należy uznać, że metoda oznaczania granicy plastyczności w penetrometrze stożkowym daje satysfakcjonujące wyniki jeśli są one powtarzalne (odchylenie standardowe mniejsze lub równe 0,5%), a współczynnik determinacji (R^2) zależności $w_{Pcone80}=f(w_{Proll})$ jest równy przynajmniej 0,80. Badania przeprowadzone w ramach niniejszej rozprawy dla gruntów glacigenicznych występujących w okolicach Poznania wykazały jednak, że zależność ta nie zachodzi wcale lub jest bardzo słaba (Ryc. 6.33). W literaturze opublikowano natomiast co najmniej kilka sposobów na bezpośrednie odczytywanie wartości granicy plastyczności z zależności pomiędzy zagłębieniem stożka penetrometru a wilgotnością pasty gruntowej (Tab. 7.6). Są one dość rozbieżne, a każdy zespół autorski definiuje w_P nieco inaczej (jako wilgotność gruntu przy różnym zagłębieniu stożka brytyjskiego). Wg autorki wykorzystanie zależności zagłębienia stożka penetrometru od wilgotności pasty gruntowej do bezpośredniego odczytywania wartości granicy plastyczności nie jest możliwe.

Tab. 7.6 Zależności funkcyjne wartości granicy plastyczności uzyskanej metodą wałeczkowania (w_{Proll}) i metodą penetrometru stożkowego przy użyciu stożka brytyjskiego ($w_{Pcone80}$) wg różnych autorów

zespół autorski	zależność funkcyjna, współczynnik determinacji	zagłębienie stożka 30°/80g [mm]
Allbrook (1980)	$w_{Pcone80}=0,89w_{Proll}+2,80$	2,8
Campos et al. (1999)	$w_{Pcone80}=1,12w_{Proll}-5,66$ (R^2=0,65)	?
Brown i Downing (2001)	$w_{Pcone80}=1,33w_{Proll}-4,54$	?
Muntohar i Hashim (2005)	$w_{Pcone80}=1,06w_{Proll}$ (R^2=0,85)	2,2
Jaśkiewicz i Wszędyrówny-Nast (2014)	$w_{Pcone80}=1,28w_{Proll}-0,62$ (R^2=0,80)	2,0

Nieco inaczej przedstawia się sytuacja w przypadku zastosowania dodatkowego obciążenia stożka penetrometru. Zależność zagłębienia stożka o zwiększonej masie (180g) i kącie wierzchołkowym 30° od wilgotności pasty gruntowej daje możliwość bezpośredniego odczytywania wartości granicy plastyczności odpowiadającej wartości w_P oznaczonej w sposób tradycyjny (Ryc. 6.34). Możliwość ta została odnotowana jedynie w glinach środkowopolskich, dla których wyznaczono zależność funkcyjną o wzorze $w_{PN}=w_{Proll}-0,04$ i bardzo wysokim współczynniku determinacji $R^2=0,96$. W pozostałych dwóch typach badanych glin zależność ta jest słaba (północnopolskie gliny bazalne) lub nie zachodzi wcale (północnopolskie gliny ablacyjne). Tak znacząca rozbieżność wyników pomiędzy gruntami o zróżnicowanym środowisku powstania jest zastanawiająca i wynika być może z jednorodności składu granulometrycznego bądź mineralnego frakcji iłowej glin poddawanych badaniu. Wyniki uzyskane dla glin zlodowacenia środkowopolskiego są bardzo obiecujące, należy zatem kontynuować badania w tym zakresie, tym bardziej, że w literaturze przedmiotu nie znaleziono

do tej pory danych dotyczących próby wykorzystania penetrometru stożkowego z dodatkowym obciążnikiem do bezpośredniego wyznaczenia wilgotności odpowiadającej granicy plastyczności. Badania tego rodzaju powinny być prowadzone dla różnych typów gruntu, przy uwzględnieniu ich genezy.

Uniezależnienie obliczeń wartości stopnia plastyczności od wartości granic konsystencji (zarówno granicy plastyczności, jak i płynności) zostało zaproponowane w polskiej normie (PN-88/B-04481). Metoda ta, do wyznaczenia wartości I_L wykorzystuje parametr pośredni – wskaźnik konsystencji (I_{CN}) i wprowadza pojęcie nowego stopnia plastyczności (I_{LN}). Według danych literaturowych w silnie spiaszczonych gruntach o zawartości frakcji iłowej poniżej 10% wartość I_{LN} jest przeszacowana w stosunku do wartości stopnia plastyczności wyznaczonego w sposób tradycyjny (I_{Lcup}) i odwrotnie – niedoszacowana w przypadku gruntów o uziarnieniu zdominowanym przez frakcję pyłową (Tschuschke, 2013). Autorzy metody zastrzegli jednak, że nie należy jej stosować m.in. w gruntach mało spoistych (Piaskowski, 1960; PN-88/B-04481). Wyniki badań przeprowadzonych w ramach niniejszej pracy wskazują jednak, że możliwość zastosowania metody nowego stopnia plastyczności jest ograniczona nie tylko składem granulometrycznym gruntu, ale również jego typem genetycznym. Zależności korelacyjne przedstawione na rycinach 6.40 i 6.41 pokazują, że wartość I_{LN} odpowiada wartości I_L oznaczonej metodą normową, ale tylko w dwóch z trzech badanych rodzajów glin. W północnopolskich glinach ablacyjnych, które są gruntami bardzo niejednorodnymi, wartość parametru wiodącego oznaczonego w dwojaki sposób nie wykazuje zadowalającego dopasowania. Wg autorki w bardziej jednorodnych (m.in. pod względem składu granulometrycznego i wilgotności naturalnej) glinach środkowopolskich i północnopolskich bazalnych omawianą metodę uproszczoną można stosować po skorygowaniu wzoru (5.10) obliczania wartości nowego stopnia plastyczności. Zaproponowano dwa osobne równania (6.7 i 6.8) dla bazalnych glin najmłodszego zlodowacenia oraz dla glin zlodowaceń środkowopolskich występujących w okolicach Poznania. Pozwalają one w prosty sposób obliczyć wartość skorygowanego nowego stopnia plastyczności przy znajomości wartości nowego wskaźnika konsystencji (I_{CN}) oraz wilgotności naturalnej gruntu (w_n). Wzory 6.7 i 6.8 różnią się od siebie, gdyż w badaniach wykazano, że zależności pomiędzy wartością I_L oznaczoną w sposób normowy a ilorazem w_n/I_{CN} przybierają różną postać w zależności od typu genetycznego gruntu użytego do badań. Można, więc wnioskować, że pochodzenie gruntu i jego cechy genetyczne mają zdecydowany wpływ na wartości oznaczanych cech plastyczności.

7.4 MOŻLIWOŚĆ SKRÓCENIA CZASU OZNACZANIA STOPNIA PLASTYCZNOŚCI EKSPERYMENTALNYMI METODAMI LABORATORYJNYMI

W celu skrócenia czasu wyznaczania wartości stopnia plastyczności w laboratorium można zastosować metody jednopunktowe lub metodę dwupunktową oznaczania wartości granicy płynności (Tab. 7.7). W metodach jednopunktowych do obliczenia wartości granicy płynności niezbędna jest tylko jedna para wyników – zagłębienie stożka penetrometru lub liczba uderzeń miseczki aparatu Casagrande oraz odpowiadająca im wilgotność pasty gruntowej. Należy skorzystać dodatkowo ze wzorów przeliczeniowych, co po pierwsze pociąga za sobą konieczność wyboru jednego z wielu równań dostępnych w literaturze, a po drugie obarcza wynik niepewnością współczynników empirycznych. W metodzie dwupunktowej do obliczenia wartości w_L stosuje się dwie pary wyników odpowiednio od siebie odległych, nie ma jednak konieczności stosowania empirycznych wzorów przeliczeniowych.

Tab. 7.7 Względny czas potrzebny na wykonanie oznaczenia wartości granicy płynności w penetrometrze stożkowym przy pomocy metody normowej - $w_{Lcone80}$, $w_{Lcone60}$ (PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009), preferowanych metod jednopunktowych - $w_{Lcone80_1b}$, $w_{Lcone60_1b}$ oraz metody dwupunktowej - $w_{Lcone80_2}$, $w_{Lcone60_2}$

Metoda oznaczania granicy płynności:		$w_{Lcone80}$, $w_{Lcone60}$	$w_{Lcone80_1b}$, $w_{Lcone60_1b}$	$w_{Lcone80_2}$, $w_{Lcone60_2}$
czas [%]	bez uwzględnienia czasu potrzebnego na przygotowanie pasty gruntowej	100	25	50
	z uwzględnieniem czasu potrzebnego na przygotowanie pasty gruntowej	100	63	75

W ramach niniejszej rozprawy przetestowano sześć metod jednopunktowych (dwie dla aparatu Casagrande, dwie dla penetrometru ze stożkiem brytyjskim i dwie dla penetrometru ze stożkiem szwedzkim). Według autorki najlepsze wyniki daje metoda Sherwooda i Ryley'a (1970) oraz Nagraja i Jayadevy (1981) stosowana w penetrometrze stożkowym z końcówką 30°/80g (wzór 5.6) oraz jej odpowiednik dla stożka 60°/60g skonstruowany na potrzeby niniejszej pracy (wzór 5.7). Metody te dają bardzo wysoką korelację wartości stopnia plastyczności oznaczonego przy ich pomocy i w sposób tradycyjny (współczynniki determinacji równe odpowiednio 1,00 i 0,99), przy niewielkim rozrzucie wyników (odchylenie standardowe) w szerokim zakresie zagłębienia stożka penetrometru. Równanie regresji $I_{Lcone_1b}=f(I_{Lcone})$ niezależnie od rodzaju zastosowanego stożka pokrywa się niemalże z prostą $y=x$ co oznacza, że wyniki preferowanej metody jednopunktowej można stosować bezpośrednio jako wartości stopnia plastyczności.

W ramach niniejszej pracy wykazano ponadto, że liczbę punktów pomiarowych w badaniach granicy płynności można z powodzeniem ograniczyć do dwóch zarówno

w metodzie aparatu Casagrande, jak i penetrometru stożkowego. Wartość stopnia plastyczności obliczonego na podstawie granicy płynności wyznaczonej przy pomocy tylko dwóch punktów pomiarowych nie różni się w sposób istotny od wartości stopnia plastyczności obliczonego wg zasad normowych (PN-88/B-04481; PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009) (Tab. 6.15). Przy czym wyniki osiągnięte na drodze badań w aparacie Casagrande są nieco mniej precyzyjne niż w penetrometrze stożkowym.

8 WNIOSKI

1. Stworzenie uogólnionej i uniwersalnej dla wszystkich gruntów spoistych zależności pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczaną różnymi metodami laboratoryjnymi nie jest możliwe.
2. Korelacje takie mogą być tworzone dla ściśle określonych gruntów, odrębnych geograficznie, o zbliżonej genezie, tego samego wieku i facji, o podobnym składzie granulometrycznym i mineralno-petrograficznym, np. dla osadów najmłodszego zlodowacenia, facji bazalnej (występujących także w okolicach Poznania). Hipoteza o możliwości wyznaczenia statystycznie uzasadnionej korelacji pomiędzy stopniem plastyczności oznaczonym różnymi metodami normowymi jedynie dla zawężonych grup gruntów spoistych (ściśle określonych pod względem genetycznym, facjalnym) została potwierdzona.
3. Wartość stopnia plastyczności uzyskiwana na podstawie badań w penetrometrze stożkowym wg zasad Eurokodu (PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009) jest zwykle nieco wyższa niż wartość I_L obliczona na podstawie wyników z aparatu Casagrande, i zdecydowanie wyższa niż ta sama wartość wyznaczona w oparciu o wyniki uzyskane przy pomocy penetrometru ze stożkiem polskim (PN-88/B-04481) ($I_{Lcone60} \approx I_{Lcone80} > I_{Lcup} >> I_{LconePN}$).
4. Wartość stopnia plastyczności obliczona na podstawie wartości granicy płynności oznaczonej w aparacie Casagrande i w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka brytyjskiego i szwedzkiego są do siebie stosunkowo zbliżone, natomiast różnią się znacznie od wartości I_L wyznaczonej w oparciu o wyniki z penetrometru ze stożkiem polskim. Metodę wyznaczania wartości granicy płynności w penetrometrze stożkowym opisaną w polskiej normie (PN-88/B-04481) należy odrzucić ze względu na zawyżanie uzyskiwanych wyników względem innych metod laboratoryjnych, co jest zjawiskiem niekorzystnym z punktu widzenia bezpiecznego oszacowania parametrów geotechnicznych opartych na tej wartości.
5. Podczas oznaczania wartości granicy płynności w penetrometrze stożkowym wg zasad specyfikacji technicznej powiązanej z Eurokodem (PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009) końcówki stożkowe brytyjska i szwedzka mogą być stosowane zamiennie, gdyż rezultaty uzyskiwane przy ich pomocy są niemalże identyczne.
6. W celu porównania wartości stopnia plastyczności uzyskiwanego różnymi metodami laboratoryjnymi można stosować wzory funkcji liniowych (6.1 – 6.6) przedstawione

graficznie na rycinie 6.36. Zależności te są stworzone osobno dla północno- i środkowopolskich glin lodowcowych występujących na terenie Poznania i okolic.

7. Wspomniane wyżej zależności mogą służyć jako poprawka przy tworzeniu zestawień wartości stopnia plastyczności lub innych parametrów geotechnicznych wyznaczanych na jego podstawie metodą pośrednią. Jeżeli wyniki w tego typu zestawieniach pochodzą z różnych źródeł, np. współczesnych oraz archiwalnych geologiczno-inżynierskich badań laboratoryjnych, należy sprawdzić jaką metodą oznaczana była wartość $\boldsymbol{I_L}$ i w razie potrzeby skorygować ją wg wzorów (6.1 – 6.6).
8. W celu uzyskania bezpiecznie oszacowanej wartości parametrów geotechnicznych opartych na wartości $\boldsymbol{I_L}$ można również posłużyć się wzorami (6.1 – 6.6). Mając na uwadze fakt, że stosowanie metody penetrometru stożkowego w pewnym zakresie wartości stopnia plastyczności prowadzi do jej zaniżenia (w przypadku prezentowanych wyników badań, gdy $\boldsymbol{w_L}$<18÷20%) do obliczeń projektowych powinno się przyjmować zawsze wyższą wartość (pochodzącą z badań laboratoryjnych lub skorygowaną).
9. Należy zintensyfikować badania nad oznaczaniem wartości granicy płynności w gruntach naturalnych o niskiej wartości tego parametru ($\boldsymbol{w_L}$<30%), gdyż zależności korelacyjne pomiędzy wartościami $\boldsymbol{w_L}$ oznaczanymi przy pomocy różnych metod laboratoryjnych są w tym zakresie najmniej precyzyjne.
10. W celu uniknięcia błędów wynikających z oznaczania granic konsystencji przy wyznaczaniu wartości stopnia plastyczności można stosować parametr uproszczony, którego procedura oznaczania jest mniej subiektywna i daje stabilniejsze wyniki. Parametrem tym jest nowy stopień plastyczności ($\boldsymbol{I_{LN}}$) (PN-88/B-04481).
11. Wartość nowego stopnia plastyczności północno- i środkowopolskich glin lodowcowych występujących na terenie Poznania i okolic obliczyć można odpowiednio na podstawie zmienionych i uproszczonych wzorów:

$$I_{LN}" = 2{,}14\left(\frac{w_n}{I_{CN}}\right) - 1{,}67;\ I_{LN}" = 1{,}45\left(\frac{w_n}{I_{CN}}\right) - 0{,}96$$

12. Przeprowadzone badania wykazały, że wartość nowego stopnia plastyczności może zastąpić wartość stopnia plastyczności oznaczanego metodą klasyczną tylko w przypadku niektórych gruntów. Ponieważ wartości $\boldsymbol{I_{LN}}$ i $\boldsymbol{I_{Lcone80}}$ wykazują wysoką korelację jedynie w północnopolskich glinach bazalnych i w glinach środkowopolskich - przypuszcza się, że metoda nowego stopnia plastyczności może mieć zastosowanie tylko w gruntach jednorodnych pod względem granulometrycznym, o strukturze homogenicznej, masywnej. Dla gruntów o tej samej genezie spełniających powyższy

warunek można wyznaczać wzory pozwalające na obliczenie wartości $\boldsymbol{I_{LN}}$. W związku z powyższym hipoteza o możliwości wyznaczenia korelacji pomiędzy wartością stopnia plastyczności a wartością parametru uproszczonego, którego procedura oznaczania jest mniej subiektywna i daje stabilniejsze wyniki została potwierdzona tylko częściowo – dla wybranych typów gruntu.

13. W związku z powyższym wnioskowaniem potwierdzono hipotezę mówiącą o tym, że równania korelacyjne skonstruowane w ramach niniejszej pracy różnią się w zależności od rodzaju badanego gruntu (jego wieku, facji, w której został wykształcony, cech strukturalno-teksturalnych).
14. Opracowanie nowej, wolnej od błędu subiektywności metody oznaczania wartości granicy plastyczności wymaga dalszych badań. Na podstawie przeprowadzonych analiz można stwierdzić jednoznacznie, że wyznaczenie wartości $\boldsymbol{w_L}$ bezpośrednio z zależności pomiędzy zagłębieniem stożka 30°/80g lub 60°/60g a wilgotnością pasty gruntowej nie jest możliwe. Znacznie lepsze efekty daje zastosowanie dodatkowego obciążnika na stożek penetrometru. Próba wyznaczenia wartości $\boldsymbol{w_P}$ w takim reżimie przyniosła znacznie wiarygodniejsze rezultaty. Rezultaty te, podobnie jak w przypadku nowego stopnia plastyczności, są lepsze jedynie w gruntach homogenicznych i jednorodnych granulometrycznie, a więc w północnopolskich glinach bazalnych i w glinach środkowopolskich. Hipoteza o możliwości opracowania bardziej obiektywnej metody oznaczania wartości granicy plastyczności została zatem potwierdzona tylko częściowo.
15. Procedurę oznaczania wartości granicy płynności metodą laboratoryjną da się uprościć. W celu skrócenia czasu potrzebnego na przeprowadzenie testu, przy zachowaniu odpowiedniej precyzji w badaniach laboratoryjnych, można z powodzeniem zastosować metodę dwupunktową.
16. Zastosowanie metod jednopunktowych daje możliwość szybkiego, orientacyjnego oznaczenia wartości granicy płynności. Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzono, że najlepsze rezultaty można uzyskać przy użyciu metody Sherwooda i Ryley'a (1970) oraz Nagraja i Jayadevy (1981) dla stożka brytyjskiego oraz metody autorskiej opracowanej na potrzeby niniejszej rozprawy - dla stożka szwedzkiego. Niewątpliwą zaletą tychże metod jest możliwość stosowania w szerokim zakresie zagłębienia stożka penetrometru użytego do obliczeń.

17. Uzyskanie zadawalających wyników w badaniach stopnia plastyczności na podstawie metody dwupunktowej oraz metod jednopunktowych potwierdza hipotezę o możliwości uproszczenia i skrócenia czasu tej procedury.
18. Wskazanym jest ujednolicenie sposobu wykonywania oznaczeń granicy płynności. Dobrą praktyką byłoby stosowanie do tego celu, zarówno w laboratoriach naukowych, jak i komercyjnych, jedynie penetrometru stożkowego według zunifikowanych zaleceń Eurokodu 7 (PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009).
19. W badaniach geologiczno-inżynierskich powinno się zwracać uwagę nie tylko na wiek glin lodowcowych i wynikający z niego stopień konsolidacji, ale również na ich wykształcenie facjalne, gdyż, jak dowiedziono, wyniki oznaczania parametrów stanu w glinach różnych facji mogą znacznie się od siebie różnić.

9 LITERATURA

1. Allbrook, R. F. (1980). The drop-cone penetrometer method for determining Atterberg limits. *New Zealand Journal of Science*, 23(1), 93-97.
2. Areń, B. (1957). Atlas geologiczny Polski. *Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Trzeciorzęd*, 11, 1957-1964.
3. ASTM D 4318-05:2000. Standard test methods for liquid limit, plastic limit and plasticity index of soils, Annual Book of American Society for Testing and Material Standards
4. Bałuk, A. (1991). Quaternary of the Lower Narew River Basin, northeastern Masovia. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, *130*, 1-73.
5. Barnes, G. E. (2009). An apparatus for the plastic limit and workability of soils. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers-Geotechnical Engineering*, 162(3), 175-185.
6. Bauer, E. (1960, January). History and development of the Atterberg limits tests. W *Papers on Soils 1959 Meetings*. ASTM International.
7. Belviso, R., Ciampoli, S., Cotecchia, V. i Federico, A. (1985). Use of the cone penetrometer to determine consistency limits. *Ground Engineering*, 18(5).
8. Benn, D. i Evans, D. J. (2014). *Glaciers and glaciation*. London, Routledge.
9. Bennet, M. R. i Glasser, N. F. (2009). *Glacial Geology, Ice sheets and landforms.* New York City: John Wiley & Sons, Wyd. II.
10. Ber, A., Lindner, L. i Marks, L. (2007). Propozycja podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski. *Przegląd Geologiczny*, 55(2), 115-118.
11. Bolewski A. i Manecki A. (1993). *Mineralogia szczegółowa*, Warszawa: Wydawnictwo Polskiej Agencji Ekologicznej, Wyd. I.
12. Boulton, G. S. (1971). Till genesis and fabric in Svalbard, Spitsbergen. W R. P. Goldthwait (red.), *Till: a symposium.* (strony 41-72). Columbus: Ohio State University Press.
13. Boulton, G. S. (1975). Processes and patterns of subglacial sedimentation: a theoretical approach. *Ice ages: ancient and modern*, 6, 7-42).
14. Boulton, G. S. (2006). Glaciers and their coupling with hydraulic and sedimentary processes. W P. G. Knight (red.), *Glacier science and environmental change.* (strony 3-22). Blackwell Publishing Ltd.
15. Brown, P. J. i Downing, M. C. (2001). Fall-cone penetration and water content relationships of clays. *Géotechnique*, 51(9), 819-821.
16. BS 1377:1990. Methods of test for soils for civil engineering purposes.
17. Budhu, M. (1985). The effect of clay content on liquid limit from a fall cone and the British cup device. *Geotechnical Testing Journal*, 8(2), 91-95.
18. Campos, L. F. A., de Macedo, R. S., Kiyohara, P. K. i Ferreira, H. C. (1999). Características de plasticidade de argilas para uso em cerâmica vermelha ou estrutural plasticity characteristics of clays for use in structural clay products. *Cerâmica*, 45(295), 140-145.
19. Cepińska, S. (2003). *Rozwój paleotektoniczny a wykształcenie jednostek litostraty-graficznych Trzeciorzędu na przykładzie Rowu Mosiny* (praca magisterska). Poznań: UAM.
20. Chmal, R. (1990). *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz Poznań (471)*. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
21. Chmal, R. (1997). *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. Arkusz Poznań (471)*. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
22. Christaras, B. (1991). A comparison of the Casagrande and fall cone penetrometer methods for liquid limit determination in marls from Crete, Greece. *Engineering Geology*, 31**,** 131-142.
23. Clarke, B. G., Hughes, D. B. i Hashemi, S. (2008). Physical characteristics of subglacial tills. *Géotechniques*, 58(1), 67-76.
24. Ciuk, E. (1970). Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Geological Quarterly*, 14(4), 754-771.

25. Ciuk, E. (1978). Geologiczne podstawy dla nowego zagłębia węgla brunatnego w strefie rowu tektonicznego Poznań-Czempiń-Gostyń. *Przegląd Geologiczny*, 26(10), 588-594.
26. Czapkowski G. i Kasiński R. (2002). Facje i warunki depozycji utworów formacji poznańskiej. *Przegląd Geologiczny*, 50(3), 265-266.
27. Czerwonka, J. A., Dobosz, T., Haisig, J., Krzyszkowski, D. i Wilanowski, S. (1998). Stratygrafia i petrografia glin lodowcowych w międzyrzeczu Odry i Warty, Polska południowo-zachodnia. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 385, 73-103.
28. ČSN 721014:1968. Laboratorni stanoveni meze tekutosti zemin.
29. Dadlez, R. i Jaroszewski, W. (1994). *Tektonika*. Wydawnictwo Naukowe PWN.
30. Dawson, R. (1960, January). Investigations of the liquid limit test on soils. W *Papers on Soils 1959 Meetings*. ASTM International.
31. Dąbrowski, S. (1985). Dolina kopalna z interglacjału mazowieckiego w Wielkopolsce środkowej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 348, 5-44.
32. Dąbrowski, S. (1990). *Hydrogeologia i warunki ochrony wód podziemnych Wielkopolskiej Doliny Kopalnej*. Wydawnictwo SGGW-AR.
33. Dąbrowski S., Trzeciakowska M. i Straburzyńska R. (2000). *Mapa Hydrogeologiczna Polski w skali 1: 50 000. Arkusz Poznań (471)*. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
34. Di Matteo, L. 2012. Liquid limit of low-to medium-plasticity soils: comparison between Casagrande cup and cone penetrometer test. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment,* 71**,** 79-85.
35. DIN 18122:2008. Erkundung und Untersuchung des Baugrunds, Beuth Verlag.
36. Dragoni, W., Prosperini, N. i Vinti, G. (2008). Some observations on the procedures for the determination of the liquid limit: an application on Plio-Pleistocenic clayey soils from Umbria region (Italy). *Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Special Issue*, 1, 185-197.
37. Dreimanis, A. (1988). Tills: their genetic terminology and classification. W R. P. Goldthwait i C. L. Matsch (red.), *Genetic Classification of Glacigenic Deposits.* (strony 17-83). Rotterdam.
38. Dyjor, S. (1968). Poziomy morskie w obrębie serii iłów poznańskich. *Geological Quarterly*, 12(4), 941-957.
39. Dyjor, S. (1970). Seria poznańska w Polsce zachodniej. *Geological Quarterly*, 14, 819-835.
40. Ehlers, J. i Stephan, H. J. (1979). Forms at the base of till strata as indicators of ice movement. *Journal of Glaciology*, 22(87), 345-355.
41. Evans, D. J. A., Phillips, E. R., Hiemstra, J. F. i Auton, C. A. (2006). Subglacial till: formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews*, 78, 115-176.
42. Feng, T. W. (2000). Fall-cone penetration and water content relationship of clays. *Geotechnique*, 50(2), 181-187.
43. Feng, T. W. (2001). A linear log d log w model for the determination of consistency limits of soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 38(6), 1335-1342.
44. Fojtová, L., Marschalko, M., Franeková, R. i Kovár, L. (2009). Study of compatibility of methods for liquid limit measurement according to Czech State Standard and newly adopted European Standard. *GeoScience Engineering*, LV, 1, 55-68.
45. Głazek, J., Kowalski, K., Lindner, L., Młynarski, M., Stworzewicz, E., Tuchołka, P. i Wysoczański-Minkowicz, T. (1977). Cave deposits at Kozi Grzbiet (Holy Cross Mts, Central Poland) with vertebrate and snail faunas of the Mindelian I/Mindelian II Interglacial and their stratigraphic correlation. W T. D. Ford (red.), *Proceedings 7th International Speleological Congress, Sheffield.* (strony 211-214).
46. Gorączko, A. i Kumor, M. K. (2011). Pęcznienie mio-plioceńskich iłów serii poznańskiej z rejonu Bydgoszczy na tle ich litologii. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 446, 305-314.
47. Górska, M. (2000). *Wybrane właściwości petrograficzne vistuliańskich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenie dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu*. Wydawnictwo Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, 26.
48. Górska-Zabielska, M. (2008). *Fennoskandzkie obszary alimentacyjne osadów akumulacji glacjalnej i glacjofluwialnej lobu Odry*, Seria Geografia (78). Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM, Wyd. I.
49. Górska-Zabielska, M. (2010). Analiza petrograficzna osadów glacjalnych – zarys problematyki. *Landform Analysis*, 12, 49-70.
50. Grocholski, W. (1975). Waryscydy południowej Wielkopolski. *Przegląd Geologiczny*, 23, 171-174.

51. Grønbech, G. L., Nielsen, B. N. i Ibsen, L. B. (2011). Comparison of liquid limit of highly plastic clay by means of Casagrande and Fall Cone Apparatus. *PanAm Geotechnical Conference*, 40, 46.
52. Haigh, S. K., Vardanega, P. J. i Bolton, M. D. (2013). The plastic limit of clays. *Géotechnique*, 63(6), 435.
53. Halicki, B. (1946). Stratigraphy of the Pleistocene in Poland. *Starunia*, 21, 21-25.
54. Halicki, B. (1950). Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niżu Europejskim. *Acta Geologica Polonica*, 1(2), 106-142.
55. Hanks, A. J. (1981). Measurement of the liquid limit of soils using the cone penetration method. *Ontario Ministry of Transportation and Communication, Engineering Materials Office, Soils and Aggregates Section*, Toronto.
56. Hansbo, S. (1957). *A new approach to the determination of the shear strength of clay by the fall-cone test*. Royal Swedish Geotechnical Institute.
57. Harison, J. A. (1988). Using the BS cone penetrometer for the determination of the plastic limit of soils. *Geotechnique*, 38(3).
58. Hart, J. K. (1995). Subglacial erosion, deposition and deformation associated with deformable beds. *Progress in Physical Geography*, 19(2), 173-191.
59. Hartshorn, J. H. (1958). Flow till in south-eastern Massachusetts. *Geological Society of America Bulletin*, 69(4), 477-482.
60. Hindmarsh, R. C. A. (1996). Sliding of till over bedrock: scratching, polishing, comminution and kinematic-wave theory. *Annals of Glaciology*, *22*, 41-47.
61. Hrubesova, E., Lunackova, B. i Brodzki, O. 2016. Comparison of Liquid Limit of Soils Resulted from Casagrande Test and Modificated Cone Penetrometer Methodology. *Procedia Engineering*, 142**,** 364-370.
62. Instytut Geologii UAM. (2018-07-10). *Laboratorium XRD*. Pobrano z lokalizacji: http://ig.amu.edu.pl/laboratoria/laboratoria/laboratorium-xrd
63. Ishaque, F., Hoque, M. N. i Rashid, M. A. (2010). Determination of plastic limit of some selected soils using rolling device. *Progressive Agriculture*, 21(1-2), 187-194.
64. Jania, J. (1997). *Glacjologia: nauka o lodowcach*. Warszawa: Wydawnictwo Naukowe PWN, Wyd. II.
65. Jaśkiewicz, K. i Wszędyrówny-Nast, M. 2013. Wpływ metodyki oznaczania granic Atterberga na uzyskiwane wartości stopnia plastyczności. *Budownictwo i Inżynieria Środowiska*, 4, 113-118.
66. Jaśkiewicz, K. i Wszędyrówny-Nast, M. (2014). Ocena możliwości oznaczenia granicy plastyczności metodą penetrometru stożkowego. *Przegląd Geologiczny*, 62(10/2), 588-593.
67. Kaczmarek, L. (1992). Paleośrodowiskowe implikacje wybranych sublitofacji osadów glacjalnych vistulianu w okolicy Śmigla. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Seria A, Geografia Fi*zyczna, 44, 57-92.
68. Kaczyński, R. R. (2011). Geologiczno-inżynierskie charakterystyki typowych gruntów występujących w Polsce. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 446 (2), 329-340.
69. Kaniecki A. (1989). Komentarz do Mapy Hydrograficznej Polski w skali 1:50 000. Arkusz 423.1 Poznań. GUGiK Główny Geodeta Kraju, GEPOL, Poznań.
70. Karczewski A. (1963). Morfologia, struktura i tekstura moreny dennej na obszarze Polski Zachodniej. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk*, IV(2), 111.
71. Karczewski A., Mazurek M., Stach A., Zwoliński Z. et al., 2007 – *Mapa geomorfologiczna Niziny Wielkopolsko – Kujawskiej w skali 1:300 000 pod redakcją B. Krygowskiego*. Instytut Paleogeografii i Geoekologii UAM, Poznań.
72. Karlsson, R. (1977). Consistency limits: A manual for the performance and interpretation of laboratory investigations. *Swedish Council for Building Research*.
73. Kasprzak, L. i Kozarski, S. (1984). Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce. Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, *Seria Geografia*, 29.
74. Kenig, K. (2009). Litologia glin morenowych na Niżu Polskim – podstawowe metody badawcze. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 437, 1-58.
75. Kenig, K. i Marks, L. (2001). Znaczenie kryteriów litologicznych dla litostratygrafii osadów czwartorzędowych. W E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygrafii*

czwartorzędu. (strony 9-16). Warszawa: Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego.
76. Kondracki J. (2011). *Geografia regionalna Polski*. Warszawa: Wydawnictwo Naukowe PWN, Wyd. III.
77. Kopczyńska-Lamparska, K. (1976). Radiocarbon datings of the Late Glacial and Holocene deposits of western Pomerania. *Acta Geologica Polonica*, 26(3), 413-418.
78. Kot S., Jakubowski J. i Sokołowski A. (2011). *Statystyka*. Difin, Warszawa, Wyd. II.
79. Kozarski, S. (1986). Time scales and the rhythm of Vistulian geomorphic events in the Polish Lowland. *Czasopismo Geograficzne*, 57(2), 247-270.
80. Kozarski, S. (1987). Sedimentological and lithostratigraphical basis for a palaeogeographic analysis of the Last Glaciation in West Central Poland. *Wiss. Z. Uni. Greifswald, Math.-Nat*, 36, 7-12.
81. Kozarski, S. (1988). Time and dynamics of the last Scandinavian ice-sheet retreat from northwestern Poland. *Geographia Polonica*, 55, 91-101.
82. Kozarski, S. (1992). Lithostratigraphy of upper Plenivistulian deposits in the Great Poland Lowland within the area of the last glaciation. *Sveriges Geol. Undersökning, Series Ca*, 81, 157-162.
83. Krawczyk, D. A. (2016). Charakterystyka składu mineralnego frakcji iłowej północno- i środkowopolskich glin lodowcowych oraz ich parametrów geologiczno-inżynierskich na terenie Poznania i okolic. *Archives of Institute of Civil Engineering*, 22, 71-92.
84. Krawczyk D. i Flieger-Szymańska M. (2018). The value of plasticity index (I_p) and liquidity index (I_L) of north polish ablation boulder clays and varved clays depending of the method of its determination. *Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska*, 27(2), 80, 167-174.
85. Krawczyk D., Flieger-Szymańska M. i Wanatowski D. (w druku). Liquid limit of selected postglacial soils from west-central Poland.
86. Krygowski, B. (1961). *Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. Część I Geomorfologia.* Poznań: Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk.
87. Krzyszkowski, D., Dobracka, E., Dobracki, R., Czerwonka, J. A. i Kuszell, T. (1999). Stratigraphy of Weichselian deposits in the cliff sections between Łukęcin and Niechorze, Baltic coast, north-western Poland. *Quaternary Studies in Poland*, 16(2), 27-45.
88. Kumor, M. K. (1994). Geotechniczna charakterystyka iłów trzeciorzędowych serii poznańskiej jako podłoża budowlanego. *Iły poznańskie. Praktyczne Aspekty Budownictwa na Gruntach Ekspansywnych, Bydgoszcz*, 1-18.
89. Kunkel, A. (1975). *Osady iłowe neogenu młodszego Wielkopolski środkowej w świetle bibułowej chromatografii rozdzielczej*. Wydawnictwo Naukowe, Oddział w Poznaniu.
90. Lawson, D. E. (1997). Semdimentological Analysis of the Western Terminus Region of the Matanuska Glacier, Alaska. *Cold Regions Research and Engineering Laboratory Report*, 79(9), 1-112.
91. Leroueil, S. i Le Bihan, J. P. (1996). Liquid limits and fall cones. *Canadian Geotechnical Journal*, 33**,** 793-798.
92. Lindner, L. (1971). *Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*. Warszawa: Wydawnictwa Geologiczne.
93. Lindner, L. (1987). Main stratigraphic problems in the Pleistocene of Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences - Earth Sciences*, 35(4).
94. Lindner, L. (1988). Stratigraphy and extents of Pleistocene continental glaciations in Europe. *Acta Geologica Polonica*, 38(1-4), 63-84.
95. Lindner, L. (1992). Plejstocen. W L. Lindner (red.), *Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia*. (strony 28-38). Warszawa: Wydawnictwo PAE.
96. Lindner, L. (1992b). Rytm głównych zmian klimatycznych w czwartorzędzie. W L. Lindner (red.), *Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia*. (strony 28-38). Warszawa: Wydawnictwo PAE.
97. Lindner, L. (2005). Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięgi zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowowschodniej Polski. *Przegląd Geologiczny*, 53(2), 145-150.
98. Lindner, L., Dzierżek, J., Lamparski, Z., Marks, L. i Nitychoruk, J. (1995). Zarys stratygrafii czwartorzędu Polski; główne poziomy osadów glacjalnych i interglacjalnych oraz ich rozprzestrzenienie. *Przegląd Geologiczny*, *43*(7), 586.
99. Lindner, L., Lamparski, Z. i Dąbrowski, S. (1982). River valleys of the Mazovian Interglacial in eastern Central Europe. *Acta Geologica Polonica*, 32(3-4), 179-190.

100. Lindner, L. i Marciniak, B. (2008). Propozycja interglacjalnych stanowisk stratotypowych dla środkowego plejstocenu Polski. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, (428), 35-54.
101. Lindner, L., i Marks, L. (1995). Outline of palaeomorphology of the Polish territory during the Scandinavian glaciation. *Przeglad Geologiczny*, *43*, 591-594.
102. Lindner, L. i Marks, L. (2008). Pleistocene stratigraphy of Poland and its correlation with stratotype sections in the Volhynian Upland (Ukraine). *Geochronometria*, *31*(1), 31-37.
103. Lindner, L. i Ruszczyńska-Szenajch, H. (1977). Zagadnienie genetycznego zróżnicowania glin zwałowych i osadów pokrewnych. *Przegląd Geologiczny*, 25(8-9), 432.
104. Lisicki, S. i Winter, H. (2004). Revision of stratigraphical position of the Lower and Middle Pleistocene sediments of northeastern Poland. *Geografia Uniwersytetu Adama Mickiewicza*, 68, 259-283.
105. Liszkowski, J. (1987). Zonal arrangement of thermal regimes of Pleistocene ice sheets as indicated by field data from Poland. W *The Physical Basis of Ice Sheet Modelling. Proceedings of the Vancouver Symposium.* (strony 121-130).
106. Liszkowski, J. (1996). Cechy diagnostyczne oraz typowe sekwencje subfacji glin morenowych vistulianu środkowej Wielkopolski. *Geologos*, 1, 159-174.
107. Lundqvist, J. (1989). Till and glacial landforms in a dry, polar region. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 33(1), 27-41.
108. Makowska, A. (1986). *Morza plejstoceńskie w Polsce – osady, wiek i paleogeografia* Prace Instytutu Geologicznego, 120.
109. Manecki A. i Muszyński M. (2008). *Przewodnik do petrografii*. Kraków: AGH Uczelniane Wydawnictwa Naukowo-Dydaktyczne, Wyd. I.
110. Marciniak, B. i Winter, H. (2003). Les assemblages de diatomées et de pollens dans les sediments lacustres interglaciaires du Pléistocène inférieur en Pologne. W *22ème Colloque de l'Association de Diatomistes de Langue Française (ADLaF) Espet, Catalogue, Espagne, 9-12 Septembre 2003* (Vol. 28).
111. Marks, L. (1988). Relation of Substrate to the Quaternary Paleorelief and Sediments, Western Mazury and Warmia Northern Poland. *Kwartalnik Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanislawa Staszica, Geologia*, 14, 1-76.
112. Marks, L. (1992). Osady i formy rzeźby lodowcowej I wodnolodowcowej. W L. Lindner (red.), *Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia*. (strony 28-38). Warszawa: Wydawnictwo PAE.
113. Marks, L. (2005). Pleistocene glacial limits in the territory of Poland. *Przegląd Geologiczny*, 53(10), 2.
114. Marks, L. i Ber, A. (1999). *Metodyka opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000*. Warszawa: Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego, Wyd. I.
115. Masłowska, M. (1999). Charakterystyka litologiczna glin zwałowych rejonu północno-zachodniej Polski. *Przegląd Geologiczny*, 47(10), 920-926.
116. Medhat, F. i Whyte, I. L. (1986). An appraisal of soil index tests. *Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, 2(1), 317-323.
117. Młynarek, Z., Tschuschke, W. i Wierzbicki, J. (1997). Klasyfikacja gruntów podłoża budowlanego metodą statycznego sondowania. *Geotechnika w Budownictwie i Transporcie. XI Krajowa Konferencja Mechaniki Gruntów i Fundamentowania, Gdańsk*, *2*, 119-126.
118. Mojski, J. E. (1968). Podstawy podziału zlodowacenia północnopolskiego. *Geological Quarterly*, 12(3), 665-679.
119. Mojski, J. E. (1985). *Geology of Poland, Stratigraphy, Cainozoic, Quaternary*, 1(3b). Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
120. Mojski, J. E. i Rzechowski, J. (1967). Niektóre wyniki badań petrograficzno-litologicznych nad utworami czwartorzędowymi Polski wschodniej i środkowej. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza - Geografia*, 7, 131-147.
121. Muntohar, A. S. i Hashim, R. (2005). Determination of plastic limit using cone penetrometer: re-appraisal. *Jurnal Teknik Sipil*, 11(3), 92-98.
122. Myślińska, E. (2001). *Badania laboratoryjne gruntów*. Warszawa: Wydawnictwo Naukowe PWN, Wyd. I.
123. Nagaraj, T. S. i Jayadeva, M. S. (1981). Re-examination of one-point methods of liquid limit determination. *Geotechnique*, 31(3), 413-425.

124. Niedzielski, A., Tschuschke, W. i Wierzbicki, J. (2006). Wpływ niektórych czynników na ocenę stopnia plastyczności glin morenowych i zastoiskowych. *Zeszyty Naukowe Politechniki Białostockiej. Budownictwo*, 28(1), 227-237.
125. Norman, L. E. J. (1958). A comparison of values of liquid limit determined with apparatus having bases of different hardness. *Geotechnique*, 8(2), 79-83.
126. Olszak, I. J., Florek, W., Seul, C. i Majewski, M. (2008). Stratygrafia i litologia mineralnych osadów występujących w klifach środkowej części polskiego wybrzeża Bałtyku. *Landform Analysis*, 7.
127. Orhan, M., Özer, M. i Isik, N. S. (2006). Comparison of Casagrande and cone penetration tests for the determination of liquid limit of natural soils. *Journal of the Faculty of Enginering and Architecture of Gazi University*, 21(4), 711-720.
128. Özer, M. (2009). Comparison of liquid limit values determined using the hard and soft base Casagrande apparatus and the cone penetrometer. *Bulletin of engineering geology and the environment*, 68, 289-296.
129. Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy. (2016-11-29). *Główne Zbiorniki Wód Podziemnych (GZWP).* Pobrano z lokalizacji: https://www.pgi.gov.pl/aktualnosci/display/9309-glowne-zbiorniki-wod-podziemnych-gzwp.html
130. Piaskowski A. (1960). „Aktywność" i wskaźnik plastyczności polskich gruntów. *Biuletyn Informacji Naukowo-Technicznej Instytutu Techniki Budowlanej*, 5, 65-76.
131. Piaskowski A. i Kowalewski Z. (1961). Problemy oznaczania konsystencji gruntów budowlanych w związku z ich dopuszczalnymi obciążeniami jednostkowymi. *Archiwum Hydrotechniki*, VIII(4), 555-583.
132. Piotrowski, J. A. (1992). Till facies and depositional environments of the upper sedimentary complex from the Stohler Cliff, Schleswig-Holstein, North Germany. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 84, 37-54.
133. Piotrowski, J. A., Larsen, N. K., Menzies, J. i Wysota, W. (2006). Formation of subglacial till under transient bed conditions: deposition, deformation, and basal decoupling under a Weichselian ice sheet lobe, central Poland. *Sedimentology*, 53(1), 83-106.
134. Piotrowski, J. A. i Tulaczyk, S. (1999). Subglacial conditions under the last ice sheet in northwest Germany: ice-bed separation and enhanced basal sliding. *Quaternary Science Reviews*, 18(6), 737-751.
135. Piwocki, M. (2002). Ewolucja poglądów na stratygrafię utworów formacji poznańskiej na Niżu Polskim. *Przegląd Geologiczny*, 50(3), 255.
136. PKN-CEN ISO/TS 17892-1:2009. Badania geotechniczne. Badania laboratoryjne gruntów. Część 1: Oznaczanie wilgotności.
137. PKN-CEN ISO/TS 17892-4:2009. Badania geotechniczne. Badania laboratoryjne gruntów. Część 4: Oznaczanie składu granulometrycznego.
138. PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009. Badania geotechniczne. Badania laboratoryjne gruntów. Część 12: Oznaczanie granic Atterberga.
139. PN-86/B-02480. Grunty budowlane. Określenia, symbole, podział i opis gruntów.
140. PN-88/B-04481. Grunty budowlane. Badania próbek gruntu.
141. PN-EN 1997-1:2009. Eurokod 7: Projektowanie geotechniczne. Część 1: Zasady ogólne.
142. PN-EN 1997-2:2009. Eurokod 7: Projektowanie geotechniczne. Część 2: Rozpoznawanie i badanie podłoża gruntowego.
143. PN-EN ISO 14688-1:2006. Badania geotechniczne. Oznaczanie i klasyfikowanie gruntów. Część 1: Oznaczanie i opis.
144. PN-EN ISO 14688-2:2006. Badania geotechniczne. Oznaczanie i klasyfikowanie gruntów. Część 2: Zasady klasyfikowania.
145. PN-R-04032:1998. Gleby i utwory mineralne. Pobieranie próbek i oznaczanie składu granulometrycznego.
146. Połtowicz, S. (1961). Glacitektonika Wzgórz Ostrzeszowskich. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 31(2-4), 391-442.
147. Rashid, A. S. A., Katimon, A. i Noor, N. M. (2008). Determination of plastic limit of soil using modified methods. *Malaysian Journal of Civil Engineering*, 20(2).
148. Rdzany, Z. (2009). *Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim*. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.

149. Rotnicki, K. i Tobolski, K. (1969). Stanowisko Interstadiału Paudorf w Kępnie (południowo-zachodnia Wielkopolska). *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 23, 119-127.
150. Różycki, S. Z. (1961). Middle Poland. W *VIth Congress INQUA. Guide book of Excursion From the Baltic to the Tatras, Part II*, 1, 1-116.
151. Ruszczyńska-Szenajch, H. (1983). Lodgement tills and syndepositional glacitectonic processes related to subglacial thermal and hydrologic conditions. W E. B. Evenson, C. Schlüchter i J. Rabassa A. A. (red.), *Balkema Tills and related deposits.* (strony 113-117). Rotterdam.
152. Ruszczyńska-Szenajch, H. (1991). Sedimentary environments of glaciofluvial uplands and glaciofluvial crevasse fillings against the general background of other glacioaqueous environments. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 61(1-2), 3-35.
153. Ruszczyńska-Szenajch, H. (1998). Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy. W E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. (strony 13-43). Warszawa: Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego.
154. Rząsa, S. i Młynarek, Z. (1968). Właściwości fizyczne glin zwałowych zlodowacenia środkowopolskiego (Riss) Niziny Wielkopolskiej. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Nauk Rolniczych i Nauk Leśnych*, 24, 245-264.
155. Rzechowski, J. (1969). Genetyczna klasyfikacja osadów morenowych. *Geological Quarterly*, 13(2), 459-478.
156. Rzechowski, J. (1971). Granulometryczno-petrograficzne własności glin zwałowych w dorzeczu środkowej Widawki. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 254, 111-155.
157. SD 128-007-84 PRC Soil Testing Standard. Liquid and plastic limit test procedures. Balance penetrometer.
158. Seed, H. B., Wookward, R. J. i Lundgren, R. (1964). Clay mineralogical aspects of the Atterberg limits. *Journal of Soil Mechanics & Foundations Div.*, 90 (3983).
159. Sharma, B. i Bora, P. K. (2003). Plastic limit, liquid limit and undrained shear strength of soil reappraisal. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental engineering*, 129(8), 774-777.
160. Shaw, J. (1983). Forms associated with boulders in melt-out till. W E. B. Evenson, C. Schluchter i J. Rabassa (red.), *Tills and related deposits.* (strony 3-12). Rotterdam.
161. Shaw J. (1989). Sublimation till. W R. P. Goldthwait i C. L. Matsch (red.), *Genetic Classification of Glacigenic Deposits.* (strony 141-142). Rotterdam.
162. Sherwood, P. T. (1970). The reproducibility of the results of soil classification and compaction tests, *Road Research Laboratory Reports*, United Kingdom.
163. Sherwood, P. T. i Ryley, M. D. (1970). An investigation of a cone-penetrometer method for the determination of the liquid limit. *Géotechnique*, 20(2), 203-208.
164. Sivakumar, V., Glynn, D., Cairns, P. i Black, J. A. (2011). A new method of measuring plastic limit of fine materials. *Géotechnique*, 61(1), 88-92.
165. Smith, J. V., American Society for Testing and Materials, American Crystallographic Association, Institute of Physics and Physical Society (London), Joint Committee on Powder Diffraction Standards i National Association of Corrosion Engineers (USA). (1967). *Index (inorganic) to the powder diffraction file*. Philadelphia: American Society for Testing and Materials.
166. Sobczyk, M. A. (1995). *Statystyka*. Warszawa: Wydawnictwo Naukowe PWN, Wyd. I.
167. Sowers, G., Vesić, A. i Grandolfi, M. (1960). Penetration tests for liquid limit. *Papers on Soils 1959 Meetings. ASTM International.*
168. Spagnoli, G. (2012). Comparison between Casagrande and drop-cone methods to calculate liquid limit for pure clay. *Canadian Journal of Soil Science*, 92**,** 859-864.
169. Sridharan, A., Nagaraj, H. B. i Prakash, K. (1999). Determination of the plasticity index from flow index. *Geotechnical Testing Journal*, 22(2), 175-181.
170. Stankowska A. (1979). Stratygraficzne i regionalne zróżnicowanie glin morenowych na terenie Polski w świetle badań minerałów ilastych. *Zeszyty naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Geografia*, 17.
171. Stankowska A. i Stankowski W. (1979). The Maliniec set. *Guide book of Excursion Symposium Vistulian Stratigraphy*, Warszawa.

172. Stankowska A. i Stankowski W. (1984). Definicja i genetyczna klasyfikacja glin morenowych. *Przegląd Geologiczny*, 32/1, 16-19.
173. Stankowski, W. (1996). Podstawowe facje glin morenowych oraz kryteria ich wyróżniania. *Geologos*, 1, 149-158.
174. Stankowski, W. (1996b). Wstęp do geologii kenozoiku ze szczególnym odniesieniem do terytorium Polski. Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM, Wyd. I.
175. Stoch, L. (1974). *Minerały ilaste*. Warszawa: Wydawnictwa Geologiczne, Wyd. I.
176. Suchnicka, H. (1999). Znaczenie sposobu oceny granicy płynności w identyfikacji stanu gruntu spoistego. *Inżynieria i Budownictwo*, 55**,** 449-451.
177. Szeląg-Wasielewska E. i Ziętkowiak Z. (1995). Stan czystości wód rzeki Bogdanki. W A. Kaniecki i J. Rotnicka (red.), *Wody powierzchniowe Poznania. Problemy wodne obszarów miejskich.* (strony 112-128). Poznań: Wydawnictwo Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Wyd. I.
178. Szponar, A. (1986). Chronostratigraphy and the stages of deglaciation in the Sudetes Foreland area during the Middle-Polish glaciation. *Acta Universitatis Wratislaviensis, 963*.
179. Tefera, T. (2013). Measurement of plastic limit of cohesive soils. *Statens vegvesen*, 208.
180. Tobolski, K. (1988). Biostratigraphical record of Vistulian deposits at the maximum extent of the last ice sheet, Geographia Polonica, 55, 181-187.
181. Troć, M. i Sadowska, A. (2006). Wiek utworów formacji poznańskiej rejonu Poznania. *Przegląd geologiczny*, 54(7), 588-593.
182. Tschuschke, W. (2013). Identyfikacja konsystencji gruntów mało spoistych na podstawie charakterystyk penetracji z badania statycznego sondowania. *Budownictwo i Inżynieria Środowiska*, 4.
183. Walkiewicz, Z. (1968). Sedymentacja oligocenu i miocenu w okolicach Poznania. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, Wydział Matematyczno-Przyrodniczy, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk*, 7(3).
184. Walkiewicz, Z. (1984). Trzeciorzęd na obszarze Wielkopolski. *Wydawnictwo Naukowe UAM, Seria Geologica*, 10, 28-61.
185. Wasti, Y. (1987). Liquid and plastic limits as determined from the fall cone and the Casagrande methods. *Geotechnical Testing Journal*, 10(1), 26-30.
186. Wasti, Y. i Bezirci, M. (1986). Determination of the consistency limits of soils by the fall cone test. *Canadian Geotechnical Journal*, 23, 241-246.
187. Whyte, I. L. (1982). Soil plasticity and strength - a new approach using extrusion. *Ground Engineering*, 15(1).
188. Widera, M., Banaszak, J., Cepińska, S. i Derdowski, R. (2004). Analiza paleotektoniczna paleogeńskiej i neogeńskiej aktywności północnych fragmentów strefy dyslokacyjnej Poznań-Oleśnica. *Przegląd Geologiczny*, 52(8), 1.
189. Wiewióra, A. i Wyrwicki, R. (1974). Minerały ilaste poziomu iłów płomienistych serii poznańskiej. *Geological Quarterly*, *18*(3), 615-635.
190. Wiłun, Z. (2001). *Zarys geotechniki*. Warszawa: Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Wyd. V.
191. Wires, K. (1984). The Casagrande method versus the drop-cone penetrometer method for the determination of liquid limit. *Canadian journal of soil science*, 64, 297-300.
192. Wojtanowicz, J. (2004). Zlodowacenie warty w Polsce: pozycja i podział stratygraficzny. W M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenie warty w Polsce*. (strony 13–15). Lublin: Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej.
193. Wood, D. M. i Wroth, C. P. (1978). The use of the cone penetrometer to determine the plastic limit of soils. *Ground Engineering*, 11(3).
194. Woźniak, P. P. i Czubla, P. (2014). Nowe spojrzenie na gliny lodowcowe w Gdyni Orłowie. W R. J. Sokołowski (red.), *Ewolucja środowisk sedymentacyjnych regionu Pobrzeża Kaszubskiego*, 115-122.
195. Zieliński, T. i Van Loon, A. J. (1996). Characteristics and genesis of moraine-derived flowtill varieties. *Sedimentary Geology*, 101(1-2), 119-143.

10 SPIS RYCIN I TABEL

RYCINY

Ryc. 1.1 Próbki glin podczas badań makroskopowych
Ryc. 1.2 Przekrój poprzeczny przez czoło lądolodu wraz z miejscami tworzenia się glin morenowych poszczególnych facji i subfacji (Bennet i Glasser, 2009).
Ryc. 1.3 Przykład równego spągu gliny z odłożenia spoczywającej na piaskach w odsłonięciu kopalni Bełchatów (Ruszczyńska-Szenajch, 1998)
Ryc. 1.4 Przykład zaburzeń typu plastycznego w subglacjalnych glinach wytopieniowych (Ruszczyńska-Szenajch, 1998)
Ryc. 1.5 Współwystępowanie glin spływowych z osadami fluwioglacjalnymi, nierówna powierzchnia spągowa glin (Ruszczyńska-Szenajch, 1998)
Ryc. 1.6 Cienka warstwa drobnego piasku w spągu gliny wytopieniowej otulająca symetrycznie głaz (Ruszczyńska-Szenajch, 1998)
Ryc. 1.7 Schematyczny diagram przedstawiający cechy charakterystyczne glin wytopieniowych: masywną budowę, soczewki warstwowanych utworów fluwioglacjalnych w pozycjach pod- i wewnątrzglinowych oraz stosunkowo wyrównany spąg (Shaw, 1983)
Ryc. 1.8 Wewnątrzglinowa soczewka piasków fluwioglacjalnych w glinie facji *meltout* (Evans, 2006)
Ryc. 1.9 Tworzenie się glin facji wytopieniowej na terenie współcześnie zlodowaconym, Athabasca Glacier, Kanada (Bennet i Glasser, 2009)
Ryc. 2.1 Maksymalne zasięgi zlodowaceń plejstoceńskich na obszarze Polski (za Lindnerem, 1992b)
Ryc. 2.2 Granice faz stadiału głównego zlodowacenia Wisły na terenie Polski i okolic (Marks, 2005)
Ryc. 3.1 Typowe sekwencje facji i subfacji glin morenowych vistulianu Wielkopolski (Liszkowski, 1996)
Ryc. 3.2 Rentgenogramy składu mineralnego frakcji iłowej glin północno- i środkowopolskich
Ryc. 3.3 Charakterystyka litologiczno-petrograficzna glin zwałowych rejonu północno-zachodniej Polski (Masłowska, 1999)
Ryc. 3.4 Udział składników lokalnych w żwirach z glin zwałowych rejonu północno-zachodniej Polski (Masłowska, 1999)
Ryc. 3.5 Zawartość minerałów odpornych w składzie minerałów ciężkich z glin zwałowych rejonu północno-zachodniej Polski (Masłowska, 1999)
Ryc. 4.1 Szczegółowe położenie poligonów badawczych
Ryc. 4.2 Widok od strony Góry Moraskiej na płaską wysoczyznę morenową zabudowaną piątkowskimi osiedlami
Ryc. 4.3 Położenie poligonów badawczych na tle podziału fizycznogeograficznego obszaru Wielkopolski na makroregiony i mikroregiony (Kondracki, 2011)
Ryc. 4.4 Położenie poligonów badawczych na tle Mapy Geomorfologicznej Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej w skali 1:300 000 (Krygowski, 1961; vide Karczewski, Mazurek, Stach, Zwoliński et al., 2007, zmieniona)
Ryc. 4.5 Lokalizacja poligonów badawczych na tle fragmentu Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000; arkusz 471 – Poznań (N-33-130-D)
Ryc. 4.6 Obszar badań na tle fragmentu przekroju geologicznego ze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000; arkusz 471 – Poznań (N-33-130-D)
Ryc. 4.7 Schemat litostratygraficzny paleogenu i neogenu (bez plejstocenu i holocenu) w rowach tektonicznych Naramowic i Mosiny (wg Widery et al., 2004)
Ryc. 5.1 Mapy dokumentacyjne poligonów badawczych
Ryc. 5.2 Szwajcarski rentgenograf Thermo Electron, model ARL X'tra w laboratorium rentgenografii strukturalnej (XRD) Instytutu Geologii (Instytut Geologii UAM, 2018)
Ryc. 5.3 Odbicie promieni rentgenowskich od równoległych płaszczyzn sieciowych (Bolewski i Manecki, 1993); $\boldsymbol{\Theta}$ – kąt padania i odbłysku promieni rentgenowskich, $\boldsymbol{d}$ – odstęp między płaszczyznami sieciowymi
Ryc. 5.4 Narzędzia używane podczas badań w ramach niniejszej rozprawy doktorskiej: aparat Casagrande z napędem mechanicznym (z lewej) oraz półautomatyczny penetrometr stożkowy (z prawej)

Ryc. 5.5 Pasta z gruntu spoistego umieszczona w pierścieniu penetrometru stożkowego (przykład niepoprawnego przygotowania próbki – pęcherzyk powietrza zamknięty wewnątrz pasty gruntowej)
Ryc. 5.6 Penetrometr stożkowy z dodatkowym obciążnikiem przed zamontowaniem (z lewej) i po zamontowaniu (z prawej) go na trzpieniu stożka (30°/80g) w celu zwiększenia siły (***P***) działającej na próbkę uformowaną z pasty gruntowej i oznaczenia wskaźnika konsystencji (I_{CN})
Ryc. 6.1. Podział gruntów spoistych ze względu na uziarnienie według normy PN-86/B-02480 przedstawiony za pomocą trójkąta Fereta: **a** – próbki glin zlodowacenia północnopolskiego, facji ablacyjnej; **b** – próbki glin zlodowacenia północnopolskiego, facji bazalnej; **c** – próbki glin zlodowaceń środkowopolskich
Ryc. 6.2 Wykresy przedstawiające krzywe uziarnienia wykonanych analiz składu granulometrycznego dla próbek glin zlodowacenia północnopolskiego, fazy leszczyńskiej, wykształconych w facji ablacyjnej:
a) 10 reprezentatywnych próbek pobranych w otworze nr 1 (na poligonie badawczym przy ul. Obornickiej)
b) 10 reprezentatywnych próbek pobranych w otworze nr 2 (na poligonie badawczym przy ul. Źródlanej)
Ryc. 6.3 Wykresy przedstawiające krzywe uziarnienia wykonanych analiz składu granulometrycznego dla próbek glin zlodowacenia północnopolskiego, fazy leszczyńskiej, wykształconych w facji bazalnej:
a) 10 reprezentatywnych próbek pobranych w otworze nr 1 (na poligonie badawczym przy ul. Obornickiej)
b) 10 reprezentatywnych próbek pobranych w otworze nr 2 (na poligonie badawczym przy ul. Źródlanej)
Ryc. 6.4 Wykresy przedstawiające krzywe uziarnienia wykonanych analiz składu granulometrycznego dla próbek glin zlodowaceń środkowopolskich, zlodowacenia Warty:
a) 10 reprezentatywnych próbek pobranych w otworze nr 1 (na poligonie badawczym przy ul. Obornickiej)
b) 10 reprezentatywnych próbek pobranych w otworze nr 2 (na poligonie badawczym przy ul. Źródlanej)
Ryc. 6.5 Dyfraktogramy rentgenowskie północnopolskich glin ablacyjnych
Ryc. 6.6 Dyfraktogramy rentgenowskie północnopolskich glin bazalnych
Ryc. 6.7 Dyfraktogramy rentgenowskie glin środkowopolskich
Ryc. 6.8 Udział składników skandynawskich w składzie mineralno-petrograficznym frakcji średnio-żwirowej (5÷10mm) z glin północno- i środkowopolskich
Ryc. 6.9 Udział składników lokalnych w składzie mineralno-petrograficznym frakcji średniożwirowej (5÷10 mm) z glin północno- i środkowopolskich
Ryc. 6.10 Wykresy współczynników petrograficznych północnopolskich glin ablacyjnych (**a**) i bazalnych (**b**) oraz glin środkowopolskich (**c**)
Ryc. 6.11 Okruchy skał skandynawskich z frakcji średniożwirowej glin środkowopolskich:
a) skały krystaliczne; **b)** wapienie paleozoiczne
Ryc. 6.12 Rozkład wilgotności naturalnej gruntu z głębokością w otworze badawczym nr 1 (**a**) i nr 2 (**b**)
Ryc. 6.13 Graficzne przedstawienie średnich wartości granicy płynności oznaczonej czterema różnymi metodami standardowymi
Ryc. 6.14 Zależność wartości granicy płynności oznaczanej w aparacie Casagrande (w_{Lcup}) i w penetrometrze stożkowym przy użyciu: **a)** stożka brytyjskiego ($w_{Lcone80}$); **b)** stożka szwedzkiego ($w_{Lcone60}$)
Ryc. 6.15 Zależność wartości granicy płynności oznaczanej w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka brytyjskiego ($w_{Lcone80}$) i szwedzkiego ($w_{Lcone60}$)
Ryc. 6.16 Zależność wartości granicy płynności oznaczanej w aparacie Casagrande (w_{Lcup}) i w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka polskiego ($w_{LconePN}$)
Ryc. 6.17 Zależność korelacyjna pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w aparacie Casagrande wg PN-88/B-04481 (w_{Lcup}) oraz metodą jednopunktową wg ASTM D 4318-05:2000 (w_{Lcup_1a}) w pełnym zakresie liczby uderzeń miseczki aparatu (od 10 do 42)
Ryc. 6.18 Zależność pomiędzy liczbą uderzeń (***N***) miseczki aparatu Casagrande, którą użyto do obliczenia wartości granicy płynności metodą jednopunktową wg ASTM D 4318-05:2000 (w_{Lcup_1a}) a różnicą w wartości granicy płynności oznaczonej dwiema metodami – standardową i w/w jednopunktową
Ryc. 6.19 Zależność korelacyjna pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w aparacie Casagrande wg PN-88/B-04481 (w_{Lcup}) oraz metodą jednopunktową wg BS 1377:1990 (w_{Lcup_1b}) w pełnym zakresie liczby uderzeń miseczki aparatu (od 10 do 42)
Ryc. 6.20 Zależność pomiędzy liczbą uderzeń (***N***) miseczki aparatu Casagrande, którą użyto do obliczenia wartości granicy płynności metodą jednopunktową wg BS 1377:1990 (w_{Lcup_1b}) a różnicą w wartości granicy płynności oznaczonej dwiema metodami – standardową i w/w jednopunktową

Ryc. 6.21 Zależność korelacyjna pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12 ($w_{Lcone80}$) oraz metodą jednopunktową wg Leroueila i Le Bihana (1996) ($w_{Lcone80_1a}$) w pełnym zakresie zagłębienia stożka (od ok. 12 do ok. 26 mm)

Ryc. 6.22 Zależność pomiędzy głębokością zanurzenia stożka penetrometru (P_{80}), którą użyto do obliczenia wartości granicy płynności metodą jednopunktową wg Leroueila i Le Bihana (1996) ($w_{Lcone80_1a}$) a różnicą w wartości granicy płynności oznaczonej dwiema metodami – standardową i w/w jednopunktową

Ryc. 6.23 Zależności korelacyjne pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12 ($w_{Lcone80}$) oraz metodą jednopunktową wg Leroueila i Le Bihana (1996) ($w_{Lcone80_1a}$) w poszczególnych zakresach zagłębienia stożka

Ryc. 6.24 Zależność korelacyjna pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12 ($w_{Lcone80}$) oraz metodą jednopunktową wg Sherwooda i Ryley'a (1970) ($w_{Lcone80_1b}$) w pełnym zakresie zagłębienia stożka (od ok. 12 do ok. 26mm)

Ryc. 6.25 Zależność pomiędzy głębokością zanurzenia stożka penetrometru (P_{80}), którą użyto do obliczenia wartości granicy płynności metodą jednopunktową wg Sherwooda i Ryley'a (1970) oraz Nagraja i Jayadevy (1981) ($w_{Lcone80_1b}$) a różnicą w wartości granicy płynności oznaczonej dwiema metodami – standardową i w/w jednopunktową

Ryc. 6.26 Zależność korelacyjna pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 60°/60g wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12 ($w_{Lcone60}$) oraz metodą jednopunktową wg Leroueila i Le Bihana (1996) ($w_{Lcone60_1a}$) w pełnym zakresie zagłębienia stożka (od ok. 5,50 do ok. 13,50mm)

Ryc. 6.27 Zależność pomiędzy głębokością zanurzenia stożka penetrometru (P_{60}), którą użyto do obliczenia wartości granicy płynności metodą jednopunktową wg Leroueila i Le Bihana (1996) ($w_{Lcone60_1a}$) a różnicą w wartości granicy płynności oznaczonej dwiema metodami – standardową i w/w jednopunktową

Ryc. 6.28 Zależności korelacyjne pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 60°/60g wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12 ($w_{Lcone60}$) oraz metodą jednopunktową wg Leroueila i Le Bihana (1996) ($w_{Lcone60_1a}$) w poszczególnych zakresach zagłębienia stożka

Ryc. 6.29 Zależność korelacyjna pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 60°/60g wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12 ($w_{Lcone60}$) oraz metodą jednopunktową wg autorki ($w_{Lcone60_1b}$) w pełnym zakresie zagłębienia stożka (od ok. 5,50 do ok. 13,50mm)

Ryc. 6.30 Zależność pomiędzy głębokością zanurzenia stożka penetrometru (P_{60}), którą użyto do obliczenia wartości granicy płynności metodą jednopunktową wg autorki ($w_{Lcone60_1b}$) a różnicą w wartości granicy płynności oznaczonej dwiema metodami – standardową i w/w jednopunktową

Ryc. 6.31 Zależność korelacyjna pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi

a) w aparacie Casagrande wg PN-88/B-04481 (w_{Lcup}) oraz metodą dwupunktową (w_{Lcup_2})

b) w penetrometrze stożkowym wg PN-88/B-04481 ($w_{LconePN}$) oraz metodą dwupunktową ($w_{LconePN_2}$)

Ryc. 6.32 Zależność korelacyjna pomiędzy wartościami granicy płynności oznaczonymi w penetrometrze wg PKN-CEN ISO/TS 17892-12 oraz metodą dwupunktową przy użyciu stożka: **a)** 30°/80g; **b)** 60°/60g

Ryc. 6.33 Zależność korelacyjna między wartościami granicy plastyczności oznaczonymi metodą wałeczkowania (w_{Proll}) oraz w penetrometrze: **a)** przy użyciu stożka 30°/80g ($w_{Pcone80}$); **b)** przy użyciu stożka 60°/60g ($w_{Pcone60}$)

Ryc. 6.34 Zależność korelacyjna między wartościami granicy plastyczności oznaczonymi metodą wałeczkowania (w_{Proll}) oraz w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g oraz dodatkowego obciążnika (w_{PN})

Ryc. 6.35 Graficzne przedstawienie średnich wartości stopnia plastyczności oznaczonego czterema różnymi metodami standardowymi

Ryc. 6.36 Zbiorcze zestawienie zależności korelacyjnych pomiędzy wartościami stopnia plastyczności oznaczonego czterema różnymi metodami standardowymi na podstawie:

6.1, **6.2**, **6.3** – glin północnopolskich (łącznie ablacyjnych i bazalnych); **6.4**, **6.5**, **6.6** – glin środkowopolskich

Ryc. 6.37 Histogramy i wykresy normalności stopnia plastyczności oznaczonego na podstawie metody aparatu Casagrande (PN-88/B-04481) - I_{Lcup} dla próbek glin północnopolskich (zarówno ablacyjnych, jak i bazalnych) oraz środkowopolskich

Ryc. 6.38 Zależności korelacyjne pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczonego w sposób normowy na podstawie badań w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g ($I_{Lcone80}$) i 60°/60g ($I_{Lcone60}$) a wartością stopnia plastyczności obliczonego na podstawie granicy plastyczności oznaczonej metodami alternatywnymi

Ryc. 6.39 Zależności korelacyjne pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczonego w sposób normowy na podstawie badań w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g ($I_{Lcone80}$) a wartością stopnia

plastyczności obliczonego na podstawie granicy plastyczności oznaczonej w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g z dodatkowym obciążnikiem (I_{LN}')
Ryc. 6.40 Zależność korelacyjna pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczonego w sposób normowy na podstawie badań w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g ($I_{Lcone80}$) a wartością nowego stopnia plastyczności (I_{LN})
Ryc. 6.41 Zależności korelacyjne pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczonego w sposób normowy na podstawie badań w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g ($I_{Lcone80}$) a wartością ilorazu wilgotności naturalnej gruntu (w_n) i nowego wskaźnika konsystencji oznaczonego w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g z dodatkowym obciążnikiem (I_{CN})
Ryc. 7.1 Zależności korelacyjne pomiędzy wartością granicy płynności oznaczaną w penetrometrze stożkowym (w_{Lcone}) a wartością granicy płynności oznaczaną w aparacie Casagrande (w_{Lcup}) wg różnych autorów w kolejnych zakresach wartości w_L: **a**) 15÷75%; **b**) 75÷135%
Ryc. 7.2 Zależność pomiędzy stopniem plastyczności obliczonym wg PN-88/B-04481 (na podstawie badań w aparacie Casagrande) oraz wg PKN-CEN ISO/TS17892-12 (na podstawie badań w penetrometrze ze stożkiem 30°/80g) dla polskich gruntów spoistych o różnorodnej genezie wg Jaśkiewicz i Wszędyrówny-Nast, 2013
Ryc. 7.3 Zależność pomiędzy wartościami stopnia plastyczności obliczonymi na podstawie badań w aparacie Casagrande (I_{Lcup}) wg zasad PN-88/B-04481 i w penetrometrze stożkowym (I_{Lcone}) wg zasad PKN-CEN ISO/TS17892-12 - w zakresie 0,00÷0,25 (w stanie twardoplastycznym) i 0,25÷0,50 (w stanie miękkoplastycznym) (Krawczyk i Flieger-Szymańska, 2018)
Ryc. 7.4 Zależności statystyczne między wartością I_L obliczoną wg PN-88/B-04481 (na podstawie badań w aparacie Casagrande) oraz wg PKN-CEN ISO/TS17892-12 (na podstawie badań w penetrometrze ze stożkiem 30°/80g) dla polskich gruntów spoistych o różnorodnej genezie wg Jaśkiewicz i Wszędyrówny-Nast, 2013

TABELE

Tab. 1.1 Wybrane cechy litogenetyczne facji i subfacji glin morenowych (za Liszkowskim, 1996; zmieniona)
Tab. 2.1 Podział stratygraficzny plejstocenu glacjalnego Polski (obszar pozakarpacki) (Lindner, 1992b; Stankowski, 1996; Ber et al., 2007; Lindner i Marks, 2008)
Tab. 2.2 Podział stratygraficzny zlodowacenia północnopolskiego na terenie Polski wg różnych autorów (Mojski, 1968; Lindner, 1992b, Stankowski, 1996; Marks, 2005)
Tab. 3.1 Skład mineralny frakcji iłowej glin lodowcowych występujących na terenie Poznania (Krawczyk, 2016)
Tab. 3.2 Przybliżone wartości parametrów granulometrycznych i cech fizycznych glin zlodowaceń północno- i środkowopolskich na podstawie badań przeprowadzonych na terenie całej Polski (Kaczyński, 2011) oraz na obszarze północnej części miasta Poznania (Krawczyk, 2016)
Tab. 3.3 Przybliżone wartości parametrów związanych z wilgotnością, spoistością oraz konsystencją i stanem glin zlodowaceń północno- i środkowopolskich na podstawie badań przeprowadzonych na terenie całej Polski (Kaczyński, 2011) oraz na obszarze północnej części miasta Poznania (Krawczyk, 2016)
Tab. 5.1 Typy petrograficzne skał wydzielane przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy w analizach petrograficznych żwirów osadów glacjalnych oraz ich symbole
Tab. 5.2 Parametry stożków stosowanych w penetrometrze stożkowym oraz dane dotyczące ich stosowania
Tab. 6.1 Zestawienie zawartości procentowej poszczególnych frakcji w badanych próbkach glin
Tab. 6.2 Zestawienie wartości minimalnych i maksymalnych oraz wartości średnich wilgotności naturalnej badanych glin
Tab. 6.3 Zestawienie wartości minimalnych i maksymalnych oraz wartości średnich granicy płynności oznaczonej czterema różnymi metodami standardowymi
Tab. 6.4 Zestawienie wartości minimalnych i maksymalnych oraz wartości średnich granicy płynności oznaczonej sześcioma różnymi metodami jednopunktowymi (wybrane oznaczenia - jedno z każdej przebadanej próbki)
Tab. 6.5 Równania trendów liniowych przedstawionych na rycinie 6.23, ich współczynniki determinacji oraz przykładowe wartości granicy płynności obliczone na ich podstawie
Tab. 6.6 Równania trendów liniowych przedstawionych na rycinie 6.28, ich współczynniki determinacji oraz przykładowe wartości granicy płynności obliczone na ich podstawie
Tab. 6.7 Porównanie wartości minimalnych, maksymalnych i wartości średnich granicy płynności oznaczonej czterema różnymi metodami standardowymi i dwupunktowymi

Tab. 6.8 Zestawienie wartości minimalnych i maksymalnych oraz wartości średnich granicy plastyczności oznaczonej czterema różnymi metodami
Tab. 6.9 Zestawienie wartości minimalnych i maksymalnych oraz wartości średnich zagłębienia stożka odpowiadającego wartości granicy plastyczności $P(w_P)$
Tab. 6.10 Zestawienie wartości minimalnych i maksymalnych oraz wartości średnich stopnia plastyczności oznaczonego czterema różnymi metodami standardowymi
Tab. 6.11 Zestawienie wyników analizy statystycznej otrzymanych różnic między wartościami stopnia plastyczności oznaczonymi różnymi metodami standardowymi
Tab. 6.12 Zestawienie wyników analizy statystycznej otrzymanych różnic pomiędzy wartościami stopnia plastyczności (I_L) oznaczonymi przy pomocy metody aparatu Casagrande a wartościami stopnia plastyczności (I_L) oznaczonymi przy pomocy pozostałych metod standardowych i skorygowanymi wg równań (6.1 – 6.6)
Tab. 6.13 Zestawienie wyników analizy statystycznej otrzymanych różnic pomiędzy wartościami I_L oznaczonymi przy pomocy metod standardowych i jednopunktowych
Tab. 6.14 Zależności korelacyjne pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczonego metodami standardowymi oraz jednopunktowymi w wąskim zakresie zagłębienia stożka penetrometru lub liczby uderzeń miseczki aparatu Casagrande
Tab. 6.15 Zależności korelacyjne oraz zestawienie wyników analizy statystycznej otrzymanych różnic pomiędzy wartościami stopnia plastyczności oznaczonymi przy pomocy metod standardowych (I_L) i dwupunktowych (I_{L_2})
Tab. 6.16 Zestawienie wyników analizy statystycznej otrzymanych wartości zagłębienia brytyjskiego stożka penetrometru z dodatkowym obciążnikiem dla poszczególnych typów genetycznych glin
Tab. 6.17 Zestawienie wyników analizy statystycznej otrzymanych różnic pomiędzy wartością stopnia plastyczności oznaczonego przy pomocy metody standardowej (w penetrometrze stożkowym przy użyciu stożka 30°/80g – $I_{Lcone80}$) a wartością skorygowanego nowego stopnia plastyczności (I_{LN}")
Tab. 7.1 Skład mineralny frakcji iłowej wszystkich typów badanych glin lodowcowych
Tab. 7.2 Zależności korelacyjne między granicą płynności oznaczaną w aparacie Casagrande i w penetrometrze stożkowym (wg różnych autorów)
Tab. 7.3 Wartość punktu równowartości wyników ($w_{Lcone=cup}$) wg różnych autorów (rosnąco)
Tab. 7.4 Analiza zmian wartości stopnia plastyczności spowodowanych zmianą metodyki oznaczania granic Atterberga w podziale na stany gruntów spoistych
Tab. 7.5 Wartości granicy plastyczności oznaczone dwoma różnymi metodami (Tefera, 2013)
Tab. 7.6 Zależności funkcyjne wartości granicy plastyczności uzyskanej metodą wałeczkowania (w_{Proll}) i metodą penetrometru stożkowego przy użyciu stożka brytyjskiego ($w_{Pcone80}$) wg różnych autorów
Tab. 7.7 Względny czas potrzebny na wykonanie oznaczenia wartości granicy płynności w penetrometrze stożkowym przy pomocy metody normowej - $w_{Lcone80}$, $w_{Lcone60}$ (PKN-CEN ISO/TS 17892-12:2009), preferowanych metod jednopunktowych - $w_{Lcone80_1b}$, $w_{Lcone60_1b}$ oraz metody dwupunktowej - $w_{Lcone80_2}$, $w_{Lcone60_2}$

ZAŁĄCZNIKI

Załącznik 1

Geoprofil Andrzej Stube ul. Wodna 8e, 62-050 Mosina	**KARTA OTWORU GEOTECHNICZNEGO** **Profil nr 1**	Zał.Nr: 1 Wiertnica: pionowa

Miejscowość: Poznań Gmina: Poznań Powiat: poznański Województwo: Wielkopolskie	Obiekt: Obornicka 310 Zleceniodawca: Dorota Krawczyk Wiercenie: GEOPROFIL Andrzej Stube Nadzór geologiczny: Andrzej Stube	System wiercenia: Mechaniczno-obrotowy Rzędna: Skala 1 : 80 — Data wiercenia: 2016-10-05

Wiercenie	Głębokość zwierciadła wody [m.p.p.t]	Stratygrafia	Profil litologiczny [m]		Przelot [m]	Opis litologiczny	Symbol gruntu	Wilgotność	Stan gruntu	Ilość waleczków	ID	IL	Warstwa geotechniczna
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	1.75 3.3	Czwartorzęd Plejstocen	1.0 2.0 3.0 4.0 5.0 6.0 7.0 8.0 9.0 10.0 11.0 12.0 13.0 14.0 15.0			gleba, szara	Gb(PdH)		-				
					0.40	glina piaszczysta, brązowa przewarstwiona piaskiem drobnym	Gp//Pd					0.1	
					1.40	piasek gliniasty, brązowy	Pg	w					
					1.90	piasek gliniasty, brązowy z domieszką żwiru	Pg+Ż					0.15	
					2.70	piasek gliniasty, szaro-brązowy na pograniczu gliny piaszczystej	Pg/Gp						
					3.30	piasek gliniasty, brązowy przewarstwiony piaskiem drobnym	Pg//Pd	w//nw				0.05	
					4.20	piasek gliniasty, brązowy na pograniczu gliny piaszczystej	Pg/Gp					0.1	
					5.00	piasek gliniasty, brązowy na pograniczu gliny piaszczystej						0.15	
					5.40	glina piaszczysta, szaro-brązowa na pograniczu piasku gliniastego	Gp/Pg					0.1	
					6.60	piasek gliniasty, szary na pograniczu gliny piaszczystej z domieszką żwiru	Pg/Gp+Ż		tpl			0.15	
					9.00	piasek gliniasty, szary z domieszką żwiru	Pg+Ż	w				0.2	
					15.00								

Rysunek wykonano programem "GeoStar"

Geoprofil Andrzej Stube ul. Wodna 8e, 62-050 Mosina	**KARTA OTWORU GEOTECHNICZNEGO** **Profil nr 2**	Zał.Nr: 2 Wiertnica: pionowa

Miejscowość: Suchy Las Gmina: Suchy Las Powiat: poznański Województwo: Wielkopolskie	Obiekt: Suchy Las - ul. Źródlana Zleceniodawca: Dorota Krawczyk Wiercenie: GEOPROFIL Andrzej Stube Nadzór geologiczny: Andrzej Stube	System wiercenia: Mechaniczno-obrotowy Rzędna: Skala 1 : 80 — Data wiercenia: 2016-10-07

Wiercenie	Głębokość zwierciadła wody [m.p.p.t]	Stratygrafia	Profil litologiczny [m]		Przelot [m]	Opis litologiczny	Symbol gruntu	Wilgotność	Stan gruntu	Ilość wałeczkowań	ID	IL	Warstwa geotechniczna
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	2.60	Czwartorzęd / Plejstocen	1.0		0.30	gleba, ciemnoszary	Gb(PdH)	w	-				
					0.90	piasek gliniasty małospoisty, brązowy przewarstwiony piaskiem drobnym	Pg msp//Pd		tpl			0.15	
			2.0		2.00	piasek gliniasty, brązowy na pograniczu gliny piaszczystej z domieszką żwiru	Pg/Pg+Ż					0.1	
			3.0		3.20	piasek drobny, żółto-brązowy	Pd	w/nw	szg		0.5		
			4.0		4.00	piasek gliniasty, żółto-brązowy przewarstwiony piaskiem drobnym	Pg//Pd		pl			0.35	
			5.0		5.30	piasek gliniasty, brązowy przewarstwiony piaskiem drobnym z domieszką żwiru	Pg//Pd+Ż					0.2	
			6.0		6.10	piasek gliniasty, brązowy z domieszką żwiru	Pg+Ż					0.15	
			7.0		7.50	piasek gliniasty, brązowy z domieszką żwiru						0.2	
			8.0		9.40	glina piaszczysta, szara z domieszką żwiru	Gp+Ż	w	tpl			0.15	
			9.0		10.70	glina piaszczysta, szara z domieszką żwiru						0.2	
			10.0		12.30	glina piaszczysta, szara na pograniczu piasku gliniastego z domieszką żwiru	Gp/Pg+Ż					0.15	
			11.0		13.50	glina piaszczysta, szara na pograniczu piasku gliniastego z domieszką żwiru						0.2	
			12.0		14.60	glina piaszczysta, szara na pograniczu piasku gliniastego z domieszką żwiru						0.15	
			13.0		15.00							0.05	
			14.0										
			15.0										

Rysunek wykonano programem "GeoStar"

Załącznik 2

PROTOKÓŁ Z BADANIA MAKROSKOPOWEGO PRÓBEK GRUNTOWYCH WG NORMY PN-88/B-04481

L.p.	Oznaczenie próbki	Nazwa i rodzaj gruntu	Barwa	Stan wilgotności	Zawartość węglanu wapnia $CaCO_3$	Ilość udanych wałeczkowań, konsystencja, stan, przewidywany I_L
1	**1/0,4**	**Gp//Pd**	brązowa	**mw**	kl. I (<1%)	1/1/1 tpl **I_L = 0,12**
2	**1/0,7**	**Gp//Pd**	brązowa	**mw**	kl. I (<1%)	1/1/1 tpl **I_L = 0,12**
3	**1/0,9**	**Gp/Gpz//Pd**	brązowa	**mw**	kl. I (<1%)	1/1/2 tpl **I_L = 0,16**
4	**1/1,1**	**Gp/Gpz**	brązowa	**mw**	kl. I (<1%)	1/1/2 tpl **I_L = 0,16**
5	**1/1,3**	**Gp//Pd**	brązowa	**mw**	kl. I (<1%)	1/1/1 tpl **I_L = 0,12**
6	**1/1,6**	**Gp**	brązowa	**mw**	kl. II (1÷3%)	1/1/1 tpl **I_L = 0,25**
7	**1/1,9**	**Gp+Ż**	brązowa	**mw**	kl. II (1÷3%)	1/1/1 tpl **I_L = 0,25**
8	**1/2,2**	**Gp+Ż**	brązowa	**mw**	kl. II (1÷3%)	1/1/1 tpl **I_L = 0,25**
9	**1/2,5**	**Gp//Pd**	brązowa//szara	**mw**	kl. II (1÷3%)	1/1/1 tpl **I_L = 0,25**
10	**1/2,9**	**Gp**	brązowa	**mw**	kl. II (1÷3%)	1/1/2 tpl **I_L = 0,22**
11	**1/3,2**	**Gp//Pd**	brązowa//szara	**mw**	kl. II (1÷3%)	1/1/1 tpl **I_L = 0,17**
12	**1/3,5**	**Gp//Pd**	brązowa//szara	**mw**	kl. II (1÷3%)	1/1/1 tpl **I_L = 0,25**
13	**1/3,8**	**Gp//Pd**	brązowa//szara	**mw**	kl. II (1÷3%)	1/1/2 tpl **I_L = 0,22**
14	**1/4,2**	**Gp//Pd**	brązowa//szara	**mw**	kl. II (1÷3%)	1/1/1 tpl **I_L = 0,17**
15	**1/4,6**	**Gp**	brązowa	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/1 pl **I_L = 0,28**
16	**1/4,9**	**Gp**	brunatna	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/2 tpl **I_L = 0,25**
17	**1/5,2**	**Gp**	brunatna	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/2 tpl **I_L = 0,25**
18	**1/5,5**	**Gp**	brunatna	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/2 tpl **I_L = 0,25**
19	**1/5,8**	**Gp**	brunatna	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/2 tpl **I_L = 0,25**
20	**1/6,2**	**Gp**	brunatna	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/1 tpl **I_L = 0,21**
21	**1/6,6**	**Gp**	brunatna	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/1 pl **I_L = 0,28**

22	**1/6,9**	**Gp+Ż**	brunatna	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/1 pl **I_L = 0,28**
23	**1/7,2**	**Gp+Ż**	brunatna	**mw**	kl. III (3÷5%)	2/1/1 tpl **I_L = 0,16**
24	**1/7,5**	**Gp+Ż**	brunatna	**mw**	kl. III (3÷5%)	2/1/1 tpl **I_L = 0,16**
25	**1/7,8**	**Gp+Ż**	szara	**w**	kl. III (3÷5%)	2/2/2 tpl **I_L = 0,25**
26	**1/8,1**	**Gp/Pg+Ż**	szara	**w**	kl. II (1÷3%)	2/2/1 pl **I_L = 0,28**
27	**1/8,4**	**Gp/Pg+Ż**	szara	**mw**	kl. II (1÷3%)	1/1/2 tpl **I_L = 0,22**
28	**1/8,7**	**Gp/Pg+Ż**	szara	**mw**	kl. III (3÷5%)	1/2/2 pl **I_L = 0,28**
29	**1/9,0**	**Pg/Gp+Ż**	szara	**mw**	kl. II (1÷3%)	1/1/1 tpl **I_L = 0,17**
30	**1/9,2**	**Pg+Ż**	szara	**w**	kl. III (3÷5%)	3/3/3 mpl **I_L = 0,75**
31	**1/9,7**	**Pg+Ż**	szara	**w**	kl. II (1÷3%)	3/3/3 mpl **I_L = 0,75**
32	**1/10,2**	**Pg+Ż**	szara	**mw**	kl. II (1÷3%)	3/3/2 mpl **I_L = 0,67**
33	**1/10,7**	**Pg+Ż**	szara	**mw**	kl. III (3÷5%)	2/2/3 mpl **I_L = 0,58**
34	**1/11,2**	**Pg+Ż**	szara	**mw**	kl. III (3÷5%)	3/3/2 mpl **I_L = 0,67**
35	**1/11,7**	**Pg+Ż**	szara	**mw**	kl. III (3÷5%)	2/2/3 mpl **I_L = 0,58**
36	**1/12,2**	**Pg+Ż**	szara	**mw**	kl. II (1÷3%)	3/3/2 mpl **I_L = 0,67**
37	**1/12,7**	**Pg+Ż**	szara	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/3 mpl **I_L = 0,58**
38	**1/13,2**	**Pg+Ż**	szara	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/2 pl **I_L = 0,50**
39	**1/13,7**	**Pg+Ż**	szara	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/2 pl **I_L = 0,50**
40	**1/14,2**	**Pg+Ż**	szara	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/1 pl **I_L = 0,42**
41	**1/14,7**	**Pg+Ż**	szara	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/1 pl **I_L = 0,42**
42	**2/0,6**	**Pd zagliniony**	rdzawobrązowa	**mw**	kl. I (<1%)	**-**
43	**2/0,9**	**Pg//Gp**	rdzawobrązowa	**mw**	kl. I (<1%)	1/1/1 tpl **I_L = 0,25**
44	**2/1,2**	**Pg//Gp+Ż**	rdzawobrązowa	**mw**	kl. I (<1%)	1/1/1 tpl **I_L = 0,25**
45	**2/1,5**	**Pg//Gp+Ż spiaszczony**	rdzawobrązowa	**mw**	kl. I (<1%)	1/1/1 tpl **I_L = 0,25**

46	**2/1,8**	**Pg+Pd**	rdzawobrązowa	**mw**	kl. I (<1%)	1/1/1 tpl **I_L = 0,25**
47	**2/3,6**	**Gp//Pd**	żółtobrązowa //szara	**w**	kl. I (<1%)	3/3/2 pl **I_L = 0,33**
48	**2/3,9**	**Gp//Pd**	żółtobrązowa //szara	**w**	kl. I (<1%)	3/2/2 pl **I_L = 0,29**
49	**2/4,2**	**Gp//Pd+Ż**	żółtobrązowa //szara	**w**	kl. I (<1%)	2/2/2 tpl **I_L = 0,25**
50	**2/4,5**	**Gp//Pd+Ż**	żółtobrązowa //szara	**w**	kl. I (<1%)	2/2/1 tpl **I_L = 0,21**
51	**2/4,9**	**Gp+Ż**	brązowa	**mw**	kl. II (1÷3%)	1/1/2 tpl **I_L = 0,18**
52	**2/5,2**	**Gp+Ż**	brązowa	**mw**	kl. II (1÷3%)	1/2/2 tpl **I_L = 0,21**
53	**2/5,5**	**Gp+Ż**	brązowa	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/2 tpl **I_L = 0,25**
54	**2/5,8**	**Gp+Ż**	brązowa	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/3 pl **I_L = 0,29**
55	**2/6,1**	**Gp+Ż**	brązowa	**w**	kl. II (1÷3%)	2/3/3 pl **I_L = 0,33**
56	**2/6,4**	**Gp+Ż**	brązowa	**w**	kl. II (1÷3%)	3/3/3 pl **I_L = 0,37**
57	**2/6,7**	**Pg//Pd+Ż**	brązowa	**w**	kl. II (1÷3%)	2/2/2 pl **I_L = 0,50**
58	**2/7,0**	**Pg//Pd+Ż**	brązowa	**w**	kl. II (1÷3%)	2/2/1 pl **I_L = 0,42**
59	**2/7,3**	**Pg//Pd+Ż**	brązowa	**w**	kl. II (1÷3%)	2/2/2 pl **I_L = 0,50**
60	**2/7,6**	**Pg//Pd+Ż**	brązowa	**w**	kl. II (1÷3%)	2/2/1 pl **I_L = 0,42**
61	**2/7,9**	**G+Ż**	brązowa	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/1 tpl **I_L = 0,21**
62	**2/8,2**	**G+Ż**	brązowa	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/2 tpl **I_L = 0,25**
63	**2/8,5**	**G+Ż**	brązowa	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/2 tpl **I_L = 0,25**
64	**2/8,8**	**G+Ż**	brązowa	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/2/3 pl **I_L = 0,29**
65	**2/9,2**	**G+Ż**	brązowa	**mw**	kl. II (1÷3%)	2/3/3 pl **I_L = 0,33**
66	**2/9,6**	**Gp**	szara	**mw**	kl. III (3÷5%)	3/3/3 pl **I_L = 0,37**
67	**2/10,0**	**Gp**	szara	**mw**	kl. III (3÷5%)	3/3/3 pl **I_L = 0,37**
68	**2/10,4**	**Gp**	szara	**mw**	kl. III (3÷5%)	3/3/2 pl **I_L = 0,33**
69	**2/10,8**	**Gp**	szara	**mw**	kl. III (3÷5%)	3/3/2 pl **I_L = 0,33**

70	**2/11,2**	**Gp+Ż**	szara	**w**	kl. III (3÷5%)	3/3/2 mpl **I_L = 0,58**
71	**2/11,5**	**Gp+Ż**	szara	**w**	kl. III (3÷5%)	3/3/2 mpl **I_L = 0,58**
72	**2/11,8**	**Gp+Ż**	szara	**w**	kl. III (3÷5%)	3/3/2 mpl **I_L = 0,37**
73	**2/12,1**	**Gp+Ż**	szara	**w**	kl. III (3÷5%)	3/3/2 mpl **I_L = 0,58**
74	**2/12,5**	**Gp+Ż**	szara	**w**	kl. III (3÷5%)	3/3/2 mpl **I_L = 0,58**
75	**2/12,9**	**Gp+Ż**	szara	**mw**	kl. III (3÷5%)	2/2/3 pl **I_L = 0,29**
76	**2/13,3**	**Gp+Ż**	szara	**mw**	kl. III (3÷5%)	3/3/2 pl **I_L = 0,33**
77	**2/13,6**	**Gp+Ż**	szara	**mw**	kl. III (3÷5%)	3/3/2 pl **I_L = 0,33**
78	**2/13,9**	**Gp+Ż**	szara	**mw**	kl. III (3÷5%)	2/2/3 pl **I_L = 0,29**
79	**2/14,3**	**Gp+Ż**	szara	**mw**	kl. III (3÷5%)	2/2/2 tpl **I_L = 0,25**
80	**2/14,6**	**Gp+Ż**	szara	**mw**	kl. III (3÷5%)	2/2/1 tpl **I_L = 0,21**
81	**2/14,9**	**Gp+Ż**	szara	**mw**	kl. III (3÷5%)	1/1/1 tpl **I_L = 0,12**

Załącznik 3

Wyniki badań wilgotności naturalnej

otwór badawczy nr 1

nr badania	oznaczenie próbki	warstwa	m_t	m_{mt}	m_{st}	w_n	średnia arytmetyczna w_n
1	otwór nr 1; 0,4 m p.p.t.	Gp//Pd	25,12	37,45	35,97	13,64	13,47
			22,36	33,69	32,36	13,30	
2	otwór nr 1; 0,7 m p.p.t.	Gp//Pd	25,05	36,59	35,23	13,36	13,45
			25,89	35,03	33,94	13,54	
3	otwór nr 1; 0,9 m p.p.t.	Gp/Gpz//Pd	26,58	37,45	36,01	15,27	14,85
			27,46	38,96	37,51	14,43	
4	otwór nr 1; 1,1 m p.p.t.	Gp/Gpz	28,34	38,32	37,01	15,11	14,68
			28,44	40,23	38,76	14,24	
5	otwór nr 1; 1,3 m p.p.t.	Gp//Pd	30,36	41,81	40,52	12,70	12,96
			25,91	37,22	35,90	13,21	
6	otwór nr 1; 1,6 m p.p.t.	Pg	26,51	36,94	35,79	12,39	12,34
			31,82	42,79	41,59	12,28	
7	otwór nr 1; 1,9 m p.p.t.	Pg+Ż	28,24	41,07	39,68	12,15	12,05
			23,97	37,83	36,35	11,95	
8	otwór nr 1; 2,2 m p.p.t.	Pg+Ż	22,97	34,75	33,41	12,84	12,78
			25,46	34,23	33,24	12,72	
9	otwór nr 1; 2,5 m p.p.t.	Pg//Pd	27,52	37,55	36,45	12,32	12,49
			29,75	38,74	37,73	12,66	
10	otwór nr 1; 2,9 m p.p.t.	Pg/Gp	29,41	39,67	38,53	12,50	12,53
			26,41	37,52	36,28	12,56	
11	otwór nr 1; 3,2 m p.p.t.	Pg/Gp//Pd	29,12	44,16	42,49	12,49	12,62
			22,58	36,55	34,97	12,75	
12	otwór nr 1; 3,5 m p.p.t.	Pg//Pd	25,05	36,29	35,05	12,40	12,06
			26,47	41,34	39,78	11,72	
13	otwór nr 1; 3,8 m p.p.t.	Pg/Gp//Pd	27,98	43,06	41,39	12,45	12,72
			26,52	39,83	38,30	12,99	
14	otwór nr 1; 4,2 m p.p.t.	Pg/Gp//Pd	25,81	37,32	36,00	12,95	13,08
			23,30	37,02	35,42	13,20	
15	otwór nr 1; 4,6 m p.p.t.	Gp/Pg	27,69	36,02	35,02	13,64	13,86
			27,10	38,93	37,47	14,08	
16	otwór nr 1; 4,9 m p.p.t.	Gp	25,02	45,87	43,47	13,01	13,10
			28,00	51,33	48,61	13,20	
17	otwór nr 1; 5,2 m p.p.t.	Gp	26,88	44,47	42,39	13,41	13,32
			25,04	46,52	44,01	13,23	
18	otwór nr 1; 5,5 m p.p.t.	Gp	28,20	44,39	42,50	13,22	13,32
			28,54	42,99	41,28	13,42	
19	otwór nr 1; 5,8 m p.p.t.	Gp	26,87	41,62	39,88	13,37	13,50
			27,56	42,90	41,06	13,63	
20	otwór nr 1; 6,2 m p.p.t.	Gp	29,46	46,36	44,42	12,97	13,12
			30,37	50,18	47,86	13,26	
21	otwór nr 1; 6,6 m p.p.t.	Gp/Pg	24,86	43,65	41,49	12,99	12,95
			30,54	43,74	42,23	12,92	
22	otwór nr 1; 6,9 m p.p.t.	Gp/Pg+Ż	29,25	43,96	42,21	13,50	13,47
			28,32	43,94	42,09	13,44	
23	otwór nr 1; 7,2 m p.p.t.	Gp+Ż	25,41	43,59	41,48	13,13	13,13
			24,17	41,50	39,49	13,12	
24	otwór nr 1; 7,5 m p.p.t.	Gp+Ż	24,20	38,35	36,79	12,39	12,58
			28,28	43,91	42,14	12,77	
25	otwór nr 1; 7,8 m p.p.t.	Gp+Ż	28,28	49,06	46,52	13,93	13,79
			28,83	43,65	41,87	13,65	
26	otwór nr 1; 8,1 m p.p.t.	Gp/Pg+Ż	32,90	50,90	48,81	13,14	13,23
			26,41	48,01	45,47	13,33	
27	otwór nr 1; 8,4 m p.p.t.	Gp/Pg+Ż	26,45	43,71	41,72	13,03	12,96
			26,91	41,37	39,72	12,88	

28	otwór nr 1; 8,7 m p.p.t.	Gp/Pg+Ż	27,67	43,90	42,20	11,70	12,38
			25,61	41,71	39,85	13,06	
29	otwór nr 1; 9,0 m p.p.t.	Pg/Gp+Ż	29,46	45,87	43,97	13,09	13,07
			29,27	49,02	46,74	13,05	
30	otwór nr 1; 9,2 m p.p.t.	Pg+Ż	28,72	45,19	43,03	15,09	15,13
			24,63	40,81	38,68	15,16	
31	otwór nr 1; 9,7 m p.p.t.	Pg+Ż	27,58	46,99	44,47	14,92	14,73
			25,60	48,84	45,89	14,54	
32	otwór nr 1; 10,2 m p.p.t.	Pg+Ż	25,79	51,28	48,11	14,20	14,22
			26,85	43,62	41,53	14,24	
33	otwór nr 1; 10,7 m p.p.t.	Pg+Ż	30,72	50,21	47,72	14,65	14,44
			28,32	45,49	43,35	14,24	
34	otwór nr 1; 11,2 m p.p.t.	Pg+Ż	26,24	48,63	45,90	13,89	13,76
			24,26	45,42	42,88	13,64	
35	otwór nr 1; 11,7 m p.p.t.	Pg+Ż	26,27	45,07	42,70	14,42	14,41
			26,61	50,20	47,23	14,40	
36	otwór nr 1; 12,2 m p.p.t.	Pg+Ż	24,06	49,07	45,86	14,72	14,61
			23,50	48,15	45,03	14,49	
37	otwór nr 1; 12,7 m p.p.t.	Pg+Ż	25,48	47,79	45,04	14,06	14,33
			30,36	50,76	48,16	14,61	
38	otwór nr 1; 13,2 m p.p.t.	Pg+Ż	26,94	55,53	51,87	14,68	14,79
			26,86	47,14	44,51	14,90	
39	otwór nr 1; 13,7 m p.p.t.	Pg+Ż	27,65	55,86	52,31	14,40	14,49
			27,66	49,66	46,86	14,58	
40	otwór nr 1; 14,2 m p.p.t.	Pg+Ż	27,09	56,33	52,67	14,31	14,36
			29,37	51,37	48,60	14,40	
41	otwór nr 1; 14,7 m p.p.t.	Pg+Ż	26,04	44,91	42,50	14,64	14,66
			29,54	54,79	51,56	14,67	

m_t - masa naczynka wagowego

m_{mt} - masa wilgotnego gruntu w naczynku wagowym

m_{st} - masa suchego gruntu w naczynku wagowym

w_n - wilgotność naturalna

Wyniki badań wilgotności naturalnej

otwór badawczy nr 2

nr badania	oznaczenie próbki	warstwa	m_t	m_{mt}	m_{st}	w_n	średnia arytmetyczna w_n
1	otwór nr 2; 0,6 m p.p.t.	Pd zagl.	27,84	51,22	49,13	9,82	9,92
			33,62	52,84	51,09	10,02	
2	otwór nr 2; 0,9 m p.p.t.	Pg//Gp	25,44	40,69	39,07	11,89	12,20
			26,26	43,98	42,01	12,51	
3	otwór nr 2; 1,2 m p.p.t.	Pg//Gp+Ż	23,95	46,67	43,98	13,43	13,42
			32,88	51,49	49,29	13,41	
4	otwór nr 2; 1,5 m p.p.t.	Pg//Gp+Ż	27,98	46,04	43,91	13,37	13,41
			27,92	49,36	46,82	13,44	
5	otwór nr 2; 1,8 m p.p.t.	Pg+Pd	25,91	50,15	47,36	13,01	13,00
			28,99	53,25	50,46	12,99	
6	otwór nr 2; 3,6 m p.p.t.	Gpz//Pd	28,20	57,89	53,63	16,75	16,80
			27,55	53,90	50,10	16,85	
7	otwór nr 2; 3,9 m p.p.t.	Gpz//Pd	23,54	34,26	32,74	16,52	16,51
			24,36	36,58	34,85	16,49	
8	otwór nr 2; 4,2 m p.p.t.	Gpz//Pd+Ż	28,45	55,10	51,33	16,48	16,03
			27,58	55,25	51,52	15,58	
9	otwór nr 2; 4,5 m p.p.t.	Gpz//Pd	25,48	35,49	34,13	15,72	15,94
			22,22	33,65	32,06	16,16	
10	otwór nr 2; 4,9 m p.p.t.	Gp+Ż	28,35	57,26	53,84	13,42	13,62
			27,98	57,46	53,88	13,82	
11	otwór nr 2; 5,2 m p.p.t.	Gp+Ż	26,85	55,11	51,85	13,04	13,18
			27,38	53,50	50,43	13,32	
12	otwór nr 2; 5,5 m p.p.t.	Gp+Ż	29,93	62,34	58,49	13,48	13,71
			26,23	54,35	50,91	13,94	
13	otwór nr 2; 5,8 m p.p.t.	Gp+Ż	25,68	55,23	51,59	14,05	14,27
			26,38	59,86	55,62	14,50	
14	otwór nr 2; 6,1 m p.p.t.	Gp+Ż	28,69	63,24	58,85	14,56	14,67
			29,58	62,57	58,32	14,79	
15	otwór nr 2; 6,4 m p.p.t.	Gp+Ż	29,52	64,70	60,04	15,27	15,13
			28,35	53,28	50,03	14,99	
16	otwór nr 2; 6,7 m p.p.t.	Pg//Pd+Ż	25,46	57,69	53,43	15,23	15,16
			29,37	60,26	56,21	15,09	
17	otwór nr 2; 7,0 m p.p.t.	Pg//Pd+Ż	27,33	57,54	53,61	14,95	15,11
			25,14	53,98	50,16	15,27	
18	otwór nr 2; 7,3 m p.p.t.	Pg//Pd+Ż	28,68	50,81	47,94	14,90	15,23
			37,57	62,44	59,09	15,57	
19	otwór nr 2; 7,6 m p.p.t.	Pg//Pd+Ż	29,86	57,39	53,71	15,43	15,37
			21,39	55,28	50,78	15,31	
20	otwór nr 2; 7,9 m p.p.t.	G+Ż	26,62	59,54	55,40	14,38	14,38
			29,99	56,49	53,16	14,37	
21	otwór nr 2; 8,2 m p.p.t.	G+Ż	28,28	54,85	51,47	14,58	14,04
			25,99	51,89	48,81	13,50	
22	otwór nr 2; 8,5 m p.p.t.	G+Ż	24,59	59,68	55,29	14,30	14,36
			22,35	57,56	53,12	14,43	
23	otwór nr 2; 8,8 m p.p.t.	G+Ż	25,53	57,99	53,94	14,26	14,12
			30,22	52,54	49,80	13,99	
24	otwór nr 2; 9,2 m p.p.t.	G+Ż	28,53	63,69	59,31	14,23	14,31
			24,26	59,54	55,10	14,40	
25	otwór nr 2; 9,6 m p.p.t.	Gp	30,01	56,39	53,29	13,32	13,45
			29,41	55,08	52,01	13,58	
26	otwór nr 2; 10,0 m p.p.t.	Gp	27,49	55,52	52,27	13,12	13,41
			28,43	57,07	53,62	13,70	
27	otwór nr 2; 10,4 m p.p.t.	Gp	27,14	57,94	54,15	14,03	14,23
			25,25	57,61	53,53	14,43	

28	otwór nr 2; 10,8 m p.p.t.	Gp	24,17	55,40	51,69	13,48	13,84
			27,53	55,83	52,31	14,21	
29	otwór nr 2; 11,2 m p.p.t.	Pg+Ż	27,68	60,20	56,13	14,31	14,32
			27,85	59,27	55,33	14,34	
30	otwór nr 2; 11,5 m p.p.t.	Pg+Ż	24,15	56,53	52,48	14,30	14,13
			28,53	59,64	55,83	13,96	
31	otwór nr 2; 11,8 m p.p.t.	Pg+Ż	33,72	63,61	59,91	14,13	14,02
			27,72	53,27	50,15	13,91	
32	otwór nr 2; 12,1 m p.p.t.	Pg+Ż	22,58	54,69	50,82	13,70	13,96
			24,58	56,39	52,43	14,22	
33	otwór nr 2; 12,5 m p.p.t.	Pg+Ż	27,39	53,28	50,10	14,00	13,93
			26,87	52,33	49,23	13,86	
34	otwór nr 2; 12,9 m p.p.t.	Gp+Ż	26,50	53,83	50,28	14,93	15,26
			30,54	51,08	48,31	15,59	
35	otwór nr 2; 13,3 m p.p.t.	Gp+Ż	26,59	52,78	49,48	14,42	14,45
			27,68	53,62	50,34	14,47	
36	otwór nr 2; 13,6 m p.p.t.	Gp+Ż	28,54	60,24	56,28	14,28	14,40
			27,46	59,33	55,29	14,52	
37	otwór nr 2; 13,9 m p.p.t.	Gp+Ż	26,48	55,77	52,08	14,41	14,35
			30,42	60,17	56,45	14,29	
38	otwór nr 2; 14,3 m p.p.t.	Gp+Ż	24,76	55,98	52,11	14,15	13,80
			29,88	56,37	53,23	13,45	
39	otwór nr 2; 14,6 m p.p.t.	Gp+Ż	28,53	60,21	56,46	13,43	13,24
			24,26	58,74	54,76	13,05	
40	otwór nr 2; 14,9 m p.p.t.	Gp+Ż	27,56	56,39	53,12	12,79	12,84
			25,38	53,31	50,12	12,89	

m_t - masa naczynka wagowego

m_{mt} - masa wilgotnego gruntu w naczynku wagowym

m_{st} - masa suchego gruntu w naczynku wagowym

w_n - wilgotność naturalna

Załącznik 4

Wyniki badań granicy plastyczności

otwór badawczy nr 1

nr badania	oznaczenie próbki	warstwa	m_t	m_{mt}	m_{st}	w_P	średnia arytmetyczna w_P
1	otwór nr 1; 0,4 m p.p.t.	Gp//Pd	26,35	37,41	36,31	11,04	10,96
			25,36	36,58	35,48	10,87	
2	otwór nr 1; 0,7 m p.p.t.	Gp//Pd	29,40	34,50	33,97	11,60	11,03
			26,43	32,03	31,50	10,45	
3	otwór nr 1; 0,9 m p.p.t.	Gp/Gpz//Pd	25,63	36,95	35,75	11,86	11,80
			24,26	36,35	35,08	11,74	
4	otwór nr 1; 1,1 m p.p.t.	Gp/Gpz	27,52	32,70	32,18	11,16	11,32
			29,75	34,90	34,37	11,47	
5	otwór nr 1; 1,3 m p.p.t.	Gp//Pd	25,41	30,87	30,41	9,20	9,26
			22,98	28,73	28,24	9,32	
6	otwór nr 1; 1,6 m p.p.t.	Pg	25,46	31,02	30,56	9,02	9,24
			24,17	30,19	29,67	9,45	
7	otwór nr 1; 1,9 m p.p.t.	Pg+Ż	29,26	34,38	33,94	9,40	9,71
			28,32	33,26	32,81	10,02	
8	otwór nr 1; 2,2 m p.p.t.	Pg+Ż	28,29	33,98	33,48	9,63	9,77
			28,82	34,15	33,67	9,90	
9	otwór nr 1; 2,5 m p.p.t.	Pg//Pd	28,34	35,30	34,69	9,61	9,74
			28,44	33,00	32,59	9,88	
10	otwór nr 1; 2,9 m p.p.t.	Pg/Gp	25,04	30,09	29,65	9,54	9,44
			28,00	33,04	32,61	9,33	
11	otwór nr 1; 3,2 m p.p.t.	Pg/Gp//Pd	28,19	33,45	32,98	9,81	9,82
			28,54	33,57	33,12	9,83	
12	otwór nr 1; 3,5 m p.p.t.	Pg//Pd	24,22	30,20	29,67	9,72	9,62
			28,28	33,46	33,01	9,51	
13	otwór nr 1; 3,8 m p.p.t.	Pg/Gp//Pd	25,06	31,25	30,70	9,75	9,70
			26,87	31,76	31,33	9,64	
14	otwór nr 1; 4,2 m p.p.t.	Pg/Gp//Pd	25,89	31,23	30,73	10,33	10,26
			27,57	32,98	32,48	10,18	
15	otwór nr 1; 4,6 m p.p.t.	Gp/Pg	26,51	31,91	31,41	10,20	10,06
			31,82	37,25	36,76	9,92	
16	otwór nr 1; 4,9 m p.p.t.	Gp	29,48	34,74	34,28	9,58	9,73
			30,38	35,72	35,24	9,88	
17	otwór nr 1; 5,2 m p.p.t.	Gp	23,97	29,48	28,99	9,76	9,52
			28,24	33,54	33,09	9,28	
18	otwór nr 1; 5,5 m p.p.t.	Gp	29,76	35,12	34,65	9,61	9,92
			32,64	37,92	37,43	10,23	
19	otwór nr 1; 5,8 m p.p.t.	Gp	25,91	31,40	30,90	10,02	9,87
			30,36	35,44	34,99	9,72	
20	otwór nr 1; 6,2 m p.p.t.	Gp	30,54	36,16	35,66	9,77	9,91
			24,86	30,00	29,53	10,06	
21	otwór nr 1; 6,6 m p.p.t.	Gp/Pg	27,65	32,97	32,50	9,69	9,66
			29,73	35,08	34,61	9,63	
22	otwór nr 1; 6,9 m p.p.t.	Gp/Pg+Ż	24,78	29,78	29,33	9,89	9,97
			27,66	33,14	32,64	10,04	
23	otwór nr 1; 7,2 m p.p.t.	Gp+Ż	25,61	31,19	30,71	9,41	9,53
			27,59	33,05	32,57	9,64	
24	otwór nr 1; 7,5 m p.p.t.	Gp+Ż	28,88	34,66	34,14	9,89	9,75
			29,00	34,13	33,68	9,62	
25	otwór nr 1; 7,8 m p.p.t.	Gp+Ż	26,51	31,86	31,40	9,41	9,54
			27,97	33,64	33,14	9,67	
26	otwór nr 1; 8,1 m p.p.t.	Gp/Pg+Ż	26,48	31,94	31,47	9,42	9,47
			30,43	35,72	35,26	9,52	

27	otwór nr 1; 8,4 m p.p.t.	Gp/Pg+Ż	29,97	34,73	34,35	8,68	9,07
			24,65	29,74	29,30	9,46	
28	otwór nr 1; 8,7 m p.p.t.	Gp/Pg+Ż	29,46	35,16	34,67	9,40	9,43
			29,27	34,48	34,03	9,45	
29	otwór nr 1; 9,0 m p.p.t.	Pg/Gp+Ż	26,58	31,76	31,30	9,75	9,87
			27,69	33,08	32,59	10,00	
30	otwór nr 1; 9,2 m p.p.t.	Pg+Ż	25,81	31,26	30,77	9,88	10,11
			23,30	28,96	28,43	10,33	
31	otwór nr 1; 9,7 m p.p.t.	Pg+Ż	24,18	29,43	28,95	10,06	10,04
			27,53	32,69	32,22	10,02	
32	otwór nr 1; 10,2 m p.p.t.	Pg+Ż	24,28	29,78	29,28	10,00	9,97
			26,25	31,45	30,98	9,94	
33	otwór nr 1; 10,7 m p.p.t.	Pg+Ż	24,06	29,10	28,64	10,04	10,29
			23,50	29,06	28,53	10,54	
34	otwór nr 1; 11,2 m p.p.t.	Pg+Ż	32,91	38,61	38,10	9,83	9,91
			26,40	31,90	31,40	10,00	
35	otwór nr 1; 11,7 m p.p.t.	Pg+Ż	29,62	35,01	34,51	10,22	10,04
			25,67	30,91	30,44	9,85	
36	otwór nr 1; 12,2 m p.p.t.	Pg+Ż	25,45	30,51	30,04	10,24	10,17
			26,27	31,61	31,12	10,10	
37	otwór nr 1; 12,7 m p.p.t.	Pg+Ż	25,39	30,78	30,27	10,45	10,39
			27,56	32,90	32,40	10,33	
38	otwór nr 1; 13,2 m p.p.t.	Pg+Ż	24,03	29,05	28,61	9,61	9,54
			26,42	31,85	31,38	9,48	
39	otwór nr 1; 13,7 m p.p.t.	Pg+Ż	29,54	34,65	34,22	9,19	8,92
			26,04	31,57	31,13	8,64	
40	otwór nr 1; 14,2 m p.p.t.	Pg+Ż	23,94	29,12	28,70	8,82	8,76
			27,74	33,12	32,69	8,69	
41	otwór nr 1; 14,7 m p.p.t.	Pg+Ż	33,73	39,03	38,60	8,83	8,84
			32,89	38,18	37,75	8,85	

m_t - masa naczynka wagowego

m_{mt} - masa wilgotnego gruntu w naczynku wagowym

m_{st} - masa suchego gruntu w naczynku wagowym

w_P - granica plastyczności

Wyniki badań granicy plastyczności

otwór badawczy nr 2

nr badania	oznaczenie próbki	warstwa	m_t	m_{mt}	m_{st}	w_P	średnia arytmetyczna w_P
1	otwór nr 2; 0,6 m p.p.t.	Pd zagl.	-	-	-	-	-
			-	-	-	-	
2	otwór nr 2; 0,9 m p.p.t.	Pg//Gp	27,94	33,38	32,90	9,68	9,60
			27,99	33,28	32,82	9,52	
3	otwór nr 2; 1,2 m p.p.t.	Pg//Gp+Ż	28,44	33,74	33,27	9,73	9,61
			27,85	33,16	32,70	9,48	
4	otwór nr 2; 1,5 m p.p.t.	Pg//Gp+Ż	27,49	32,54	32,09	9,78	9,82
			26,33	31,68	31,20	9,86	
5	otwór nr 2; 1,8 m p.p.t.	Pg+Pd	33,61	38,61	38,16	9,89	9,79
			29,49	34,58	34,13	9,70	
6	otwór nr 2; 3,6 m p.p.t.	Gpz//Pd	25,89	31,00	30,54	9,89	9,89
			27,57	32,90	32,42	9,90	
7	otwór nr 2; 3,9 m p.p.t.	Gpz//Pd	26,35	31,69	31,20	10,10	10,03
			22,58	27,88	27,40	9,96	
8	otwór nr 2; 4,2 m p.p.t.	Gpz//Pd+Ż	26,52	31,73	31,25	10,15	10,19
			27,66	32,94	32,45	10,23	
9	otwór nr 2; 4,5 m p.p.t.	Gpz//Pd	21,45	26,58	26,11	10,09	10,23
			26,36	31,25	30,79	10,38	
10	otwór nr 2; 4,9 m p.p.t.	Gp+Ż	29,95	35,18	34,71	9,87	9,98
			24,66	29,68	29,22	10,09	
11	otwór nr 2; 5,2 m p.p.t.	Gp+Ż	31,82	37,34	36,86	9,52	9,40
			24,78	30,32	29,85	9,27	
12	otwór nr 2; 5,5 m p.p.t.	Gp+Ż	30,38	35,95	35,44	10,08	9,91
			29,47	34,99	34,50	9,74	
13	otwór nr 2; 5,8 m p.p.t.	Gp+Ż	26,57	31,86	31,40	9,52	9,65
			23,68	28,96	28,49	9,77	
14	otwór nr 2; 6,1 m p.p.t.	Gp+Ż	28,75	34,12	33,64	9,82	9,99
			26,57	31,88	31,39	10,17	
15	otwór nr 2; 6,4 m p.p.t.	Gp+Ż	27,64	33,40	32,88	9,92	9,81
			29,72	34,92	34,46	9,70	
16	otwór nr 2; 6,7 m p.p.t.	Pg//Pd+Ż	25,36	30,62	30,13	10,27	10,14
			24,39	29,56	29,09	10,00	
17	otwór nr 2; 7,0 m p.p.t.	Pg//Pd+Ż	23,98	29,52	29,01	10,14	10,29
			28,23	33,31	32,83	10,43	
18	otwór nr 2; 7,3 m p.p.t.	Pg//Pd+Ż	30,55	35,91	35,40	10,52	10,08
			24,86	29,86	29,42	9,65	
19	otwór nr 2; 7,6 m p.p.t.	Pg//Pd+Ż	24,35	29,86	29,35	10,20	10,30
			26,57	31,77	31,28	10,40	
20	otwór nr 2; 7,9 m p.p.t.	G+Ż	26,49	31,57	31,10	10,20	9,72
			30,43	35,75	35,30	9,24	
21	otwór nr 2; 8,2 m p.p.t.	G+Ż	26,49	32,04	31,55	9,68	9,60
			29,46	34,75	34,29	9,52	
22	otwór nr 2; 8,5 m p.p.t.	G+Ż	23,56	28,56	28,11	9,89	9,67
			22,56	27,89	27,43	9,45	
23	otwór nr 2; 8,8 m p.p.t.	G+Ż	27,98	33,37	32,91	9,33	9,35
			26,51	31,53	31,10	9,37	
24	otwór nr 2; 9,2 m p.p.t.	G+Ż	21,39	26,89	26,42	9,34	9,41
			28,56	33,99	33,52	9,48	
25	otwór nr 2; 9,6 m p.p.t.	Gp	29,75	35,25	34,78	9,34	9,15
			32,65	38,12	37,67	8,96	
26	otwór nr 2; 10,0 m p.p.t.	Gp	29,27	34,48	34,06	8,77	8,75
			26,58	31,81	31,39	8,73	

27	otwór nr 2; 10,4 m p.p.t.	Gp	25,91	32,27	31,73	9,28	9,46
			30,35	35,58	35,12	9,64	
28	otwór nr 2; 10,8 m p.p.t.	Gp	28,88	34,31	33,84	9,48	9,22
			28,99	34,22	33,79	8,96	
29	otwór nr 2; 11,2 m p.p.t.	Pg+Ż	27,68	32,83	32,41	8,88	8,90
			25,80	31,05	30,62	8,92	
30	otwór nr 2; 11,5 m p.p.t.	Pg+Ż	24,15	29,33	28,91	8,82	8,67
			28,53	33,88	33,46	8,52	
31	otwór nr 2; 11,8 m p.p.t.	Pg+Ż	25,60	30,79	30,38	8,58	8,54
			25,39	30,49	30,09	8,51	
32	otwór nr 2; 12,1 m p.p.t.	Pg+Ż	22,16	27,56	27,14	8,43	8,33
			24,56	29,96	29,55	8,22	
33	otwór nr 2; 12,5 m p.p.t.	Pg+Ż	26,26	31,48	31,07	8,52	8,61
			27,58	32,58	32,18	8,70	
34	otwór nr 2; 12,9 m p.p.t.	Gp+Ż	27,56	32,84	32,40	9,09	9,10
			29,62	34,89	34,45	9,11	
35	otwór nr 2; 13,3 m p.p.t.	Gp+Ż	26,41	31,44	31,01	9,35	9,08
			24,26	29,57	29,14	8,81	
36	otwór nr 2; 13,6 m p.p.t.	Gp+Ż	28,54	33,64	33,21	9,21	9,35
			27,46	32,77	32,31	9,48	
37	otwór nr 2; 13,9 m p.p.t.	Gp+Ż	26,24	31,52	31,06	9,54	9,60
			32,91	37,91	37,47	9,65	
38	otwór nr 2; 14,3 m p.p.t.	Gp+Ż	25,66	30,85	30,41	9,26	9,37
			23,49	28,92	28,45	9,48	
39	otwór nr 2; 14,6 m p.p.t.	Gp+Ż	26,54	31,78	31,32	9,62	9,44
			22,14	27,45	27,00	9,26	
40	otwór nr 2; 14,9 m p.p.t.	Gp+Ż	27,53	32,88	32,41	9,63	9,55
			24,17	29,26	28,82	9,46	

m_t - masa naczynka wagowego

m_{mt} - masa wilgotnego gruntu w naczynku wagowym

m_{st} - masa suchego gruntu w naczynku wagowym

w_P - granica plastyczności