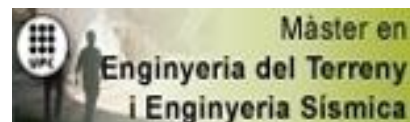


TREBALL FINAL DE MÀSTER



TÍTOL

**MODELACIÓN DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL
SUELO NATURAL DE PISCILO EN BASE A SU ANÁLISIS
MICROESTRUCTURAL**

AUTOR

Maria de la Fuente Ruiz

TUTOR

Jean Vaunat

ESPECIALITAT

Ingeniería Geotécnica

DATA

18 de Diciembre de 2014



**Dept. d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica
E.T.S. Enginyers de Camins, Canals i Ports**

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE CATALUÑA

*DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA DEL TERRENO, CARTOGRÁFICA Y
GEOFÍSICA*

TESINA DE MÁSTER

INGENIERÍA GEOTÉCNICA

**MODELACIÓN DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL
SUELO NATURAL DE PISCIOLO EN BASE A SU ANÁLISIS
MICROESTRUCTURAL**

Autor: De La Fuente Ruiz, Maria
Tutor: Vaunat, Jean

Barcelona, 18 de Diciembre de 2014

“Los efectos de la estructura son tan importantes en la determinación del comportamiento ingenieril como lo son los efectos de la porosidad inicial y la historia de tensiones mismos, que son conceptos básicos de la mecánica de suelos. Se concluye que la estructura y sus efectos deberían ser tratados como un concepto básico de igual importancia”

[Leroueil & Vaughan, 1990].

Agradecimientos

Quiero plasmar mi profundo agradecimiento, en primer lugar, a mis padres, por todo su esfuerzo y cariño para hacer de mí la persona que soy hoy, a mi hermana Laura, por su apoyo incondicional, a mis abuelos, por su especial ilusión por verme cumplir este objetivo en mi vida y al equipo de Tank Foods por su especial paciencia y comprensión a lo largo de la elaboración de este trabajo.

Del mismo modo, deseo agradecer a todos mis compañeros de master y al equipo de laboratorio su importante participación para que este periodo haya sido más ameno y enriquecedor.

Finalmente, deseo dar las gracias especialmente al equipo de investigación de la Escuela Politécnica de Bari (Italia), por ofrecerme la posibilidad de colaborar en sus investigaciones sobre el caso de deslizamientos de Pisciola, por permitirme la asistencia a una de sus salidas de campo al caso práctico, por acogerme en Italia y por colaborar en la medida de lo posible a lo largo de mi investigación.

Y como no puede ser de otra manera a mi tutor Jean Vaunat por ser el motor de esta investigación, por sus conocimientos, por su personalidad, por creer en mí y por el valioso tiempo que me ha dedicado.

Resumen

Como es bien conocido, uno de los factores de importancia que interviene en las propiedades mecánicas e hidráulicas de los suelos compactados es la microestructura que adquieren durante un proceso de compactación. De la misma manera, la microestructura de un suelo natural adquirida tras su historia tensional condiciona sus propiedades hidromecánicas y su comportamiento macroestructural.

La presente investigación, analiza la evolución de la microestructura mediante la técnica de porosimetría por intrusión de mercurio (MIP) en muestras del suelo de Piscuolo, un suelo arcilloso natural, duro y fisurado a distintas escalas de estudio, que es sometido a una trayectoria de humedecimiento.

Los ensayos MIP se realizan sobre muestras representativas del terreno en condiciones iniciales (condiciones in situ) y finales (muestras deformadas microestructuralmente tras aplicar una trayectoria de humedecimiento que pretende reproducir la saturación del suelo bajo intensas lluvias). Para los cuales, las mediciones resultantes, permiten caracterizar el suelo a nivel microestructural, identificando la distribución de familias de poros dominantes en la muestra y su evolución bajo las solicitaciones climáticas impuestas.

Finalmente, la investigación apuesta por la modelación numérica de las distintas propiedades hidráulicas del suelo estudiado, condicionantes en el comportamiento a escala de campo de los deslizamientos del caso de Piscuolo, a partir de las propiedades microestructurales analizadas.

Abstract

As is well known, one of the important factors involved in the mechanical and hydraulic properties of compacted soils it's the microstructure generated during the compaction process. Similarly, the microstructure of a natural soil acquired after their stress history determines its hydro-mechanical properties and its behavior at macrostructural scale.

This research analyzes the evolution of the microstructure using the technique of intrusion porosimetry of mercury (MIP) in Pisciola soil, a natural and hard clay soil, fissured at different scales of study, which is subjected to a wetting path.

The MIP tests are performed on representative samples of ground in initial conditions ("in situ" conditions) and final conditions (microstructurally deformed sample after applying a wetting path that aims to reproduce the saturation of the soil under heavy rain). For which, the resulting measurements allow to characterize the sample at microstructural level, identifying the dominant pores families in the sample and its evolution under external conditions imposed.

Finally, this investigation aims to modeling the different hydraulic properties of the soil , determinants of the field-scale behavior of landslides involved in the Pisciola case, using the microstructural information analyzed.

Índice

Índice de figuras

- Figura 1.** Diagrama esquemático de la estructura porosa típica de un suelo arcilloso [Young y Warkentin, 1975].....7
- Figura 2.** Disposición de las partículas de arcillas tras compactación.
a) Estructura Floculada típica en arcillas compactadas por la rama seca, b) Estructura dispersa típica en arcillas compactadas por la rama húmeda [Whitlow, 1994].....8
- Figura 3.** Mapa geológico esquemático de los Apeninos meridionales.
Leyenda: 1) Depósitos continentales, volcánicos y marinos del techo de la lámina cabalgante; 2) Pliegues internos de tipo Nappe (Liguride-Sicilide Complexes); 3) Unidades de plataforma de los Apeninos; 4) Unidades de Lagonero-Molise; 5) Unidades de plataforma de Apulian; 6) Cabalgamientos principales; 7) Frente de cabalgamiento Apenínico enterrado; 8) Localización geográfica de los casos de estudio de Bo: Bovino, Pi: Pisciolò.
[Modificado de SCROCCA et al., 2005].....11
- Figura 4.** Fotografías interpretativas del Valle de Pisciolò.
A) Areniscas Pliocenas; B) Afloramiento en el centro del talud de la transición del Red Flysch basal; C) Riachuelo de Pisciolò; D) Massa aflorante de la transición a Numidian Flysch.
[Modificado de Cotecchia et al., 2014].....12
- Figura 5.** Registro de acumulación de agua durante 180 días de precipitaciones, niveles piezométricos y tasas de desplazamiento en las zonas más peligrosas del valle de Pisciolò.
[Pedonne et. al, 2013].....13
- Figura 6.** Grietas de desecación desarrolladas en el suelo arcilloso aflorante en el la ladera de Pisciolò durante el mes de Agosto de 2012. A la izquierda se puede observar el patrón típico de fracturación desarrollado, a la derecha se muestra la máxima profundidad medida en las grietas de desecación identificadas. [G. Pedone, 2014].....14
- Figura 7.** Mapa geológico del valle de Pisciolò.
Leyenda: b) Sección geológica esquemática 1) Depósitos en abanico; 2) Depósitos de debris; 3) Depósitos aluviales; 4) Sucesión Pleistocena; 5) Numidian Flysch; 6) Transition Flysch; 7) Red Flysch; 8) Contactos estratigráficos; 9) Falla normal; 10) Eje de la estructura anticlinal; 11) buzamiento y dirección de capa de la 12) Puntos de medición de la tomografía; 13) Dirección del corte geológico b. [Cotecchia et al., 2014].....14
- Figura 8.** Mapa geomorfológico del Valle de Pisciolò en que aparece detallada la zona de muestreo C01.
[F. Sollecito, 2012].....15
- Figura 9.** Cata superficial y perforaciones de muestreo de distintas muestras tipo C01 entre 1 y 1.3 m de Profundidad. [F. Sollecito, 2012].....15

Figura 10. Muestra inalterada del suelo arcilloso del Valle de Pesciolo, correspondiente a la unidad geológica (T) Transicional Flysch y seleccionada para la realización de los distintos ensayos de laboratorio propuestos en la presente investigación. Cabe destacar tanto el aspecto tectonizado y distorsionado de la muestra como la heterogeneidad composicional de límites poco definidos.....	16
Figura 11. Muestra inalterada de suelo arcilloso duro del Valle de Pesciolo, correspondiente a la subunidad F1.....	17
Figura 12. Muestra inalterada de suelo arcilloso duro del Valle de Pesciolo, correspondiente a la subunidad F2.	17
Figura 13. Representación esquemática de la porosidad.[Romero & Simms, 2008].....	20
Figura 14. Instrumento y principio de medición del ensayo de porosimetría por inyección de mercurio. [Particle Analytical (2014)].....	21
Figura 15. Porosímetro de mercurio Autopore IV 9500 (UPC Campus Nord).....	22
Figura 16. Puertos de baja presión del porosímetro de mercurio Autopore IV 9500 (UPC C.N).....	22
Figura 17. Registro de presiones incrementales durante etapa de intrusión de baja presión.....	22
Figura 18. Proceso de eliminación de burbujas de aire en el aceite que aplica la presión en el puerto de alta presión del porosímetro de mercurio Autopore IV 9500. (UPC Campus Nord).....	23
Figura 19: Proceso de obtención de muestras cúbicas para ensayos MIP.....	24
Figura 20. Preparación muy cuidadosa de la pastilla de suelo (PIF1S2) que se somete a saturación bajo carga constante. Se trata de deformar lo menos posible la muestra durante su preparación.....	25
Figura 21. Ensayo edométrico en condiciones saturadas bajo carga constante.....	25
Figura 22. Componentes de la célula edométrica convencional. A: Collarín de acero; B: Anillo edométrico; C: Pistón de carga; D: Célula edométrica; E: Piedra porosa.....	25
Figura 23. Representación esquemática de la célula edométrica convencional A: Collarín de acero; B: Anillo edométrico; C: Pistón de carga; D: Célula edométrica; E: Piedra porosa. [Adaptación de Villar 2002 (Marcial & Landaeta, 2002)].....	25
Figura 24. Evolución del índice de poros en la pastilla de suelo arcilloso (PIF1S2) durante la etapa de saturación.	26
Figura 25. Curvas de intrusión y extrusión de mercurio en términos de Índice de poros acumulativo vs radio de poro para la muestra PIF1S1 (e_o =índice de vacíos inicial de la muestra, e_{max} = índice de vacíos máximo intruído).....	27

Figura 26. Curvas de intrusión y extrusión de mercurio en términos de Índice de poros acumulativo vs radio de poro para la muestra saturada PIF1S2 (e_o =índice de vacíos inicial de la muestra, e_{max} = índice de vacíos máximo intruído).....	27
Figura 27: Curvas de intrusión y extrusión de mercurio en términos de Índice de poros acumulativo vs radio de poro para la muestra PIF2S1 (e_o =índice de vacíos inicial de la muestra, e_{max} = índice de vacíos máximo intruído).....	28
Figura 28. Curvas de intrusión y extrusión de mercurio en términos de Índice de poros acumulativo vs radio de poro para la muestra PIF2S1 (r y R = menor y mayor radio de entrada de aquellos poros que definen la familia modal de porosidad desarrollada entre agregados de partículas, (Δe = índice de vacíos que representa dicha familia de poros sobre el total de vacío intruído).....	29
Figura 29. Curvas de intrusión y extrusión de mercurio en términos de Índice de volumen de poro acumulativo vs radio de poro para la muestra PIF2S1 (r y R = menor y mayor radio de entrada de aquellos poros que definen la familia modal de porosidad desarrollada entre agregados de partículas, ΔV = volumen de mercurio en mililitros que representa dicha familia).....	29
Figura 30. Función de distribución de poros para la muestra PIF1S1.....	32
Figura 31. Función de distribución de poros para la muestra PIF2S1.....	32
Figura 32. Tipología y elementos de la microestructura típica del suelo [Alonso et al., 1987].....	33
Figura 33. Función de distribución de poros para la muestra PIF1S2. Se detecta una clara variación microestructural asociada a la etapa de saturación a la que se somete la muestra .En la PSD destaca una clara reducción dela porosidad de tipo fisural.....	34
Figura 34. Comparativa de PSD* (distribuciones del tamaño de los poros expresadas en términos de variación de volumen). Se divide el gráfico en distintos tramos según si se observa aumento o disminución del volumen de poros para un determinado radio. Conceptualmente, radios inferiores a $R^*= 30$ nm (zona puramente “microestructural” de la muestra) se consideran poco influyentes en la deformación volumétrica del suelo.....	35
Figura 35. Definición de micro y macroporosidad [Adaptado de Delage y Lefebvre (1984)].....	36
Figura 36. Delimitación gráfica de la micro y macroporosidad para las muestras PIF1S1 y PIF1S2 según la definición propuesta por Delage y Lefebvre (1984).....	36
Figura 37. Propuesta de relación de las funciones de distribución de poros para las muestras PIF1S1 y PIF1S2 mediante el factor de forma (α).....	37
Figura 38. Análisis fractal para PIF1S1.....	40
Figura 39: Análisis fractal para PIF1S2.....	40

Figura 40. Interpretación de la microfábrica natural de una arcilla marina compleja sobre imagen obtenida mediante SEM, a partir de los elementos estructurales identificados en nuestra muestra de suelo. [Modificado de Cotecchia & Santaloia, 2003].....	42
Figura 41. Curva de retención para muestra de suelo PIF1S1 en términos de grado de saturación efectivo.....	44
Figura 42. Curva de retención para muestra de suelo PIF1S1 en términos de grado de saturación total. Aparece un valor de grado de saturación residual correspondiente al volumen de poros a los que el mercurio no puede acceder durante el ensayo y equivalente al volumen de agua residual o atrapada en el suelo	45
Figura 43. Evolución de la Curva de retención del suelo de Pisciollo tras someterlo a una etapa de saturación.....	45
Figura 44: Contenido en agua de las distintas muestras según el grado de saturación. Se comprueba que la muestra en condiciones iniciales PIF1S1 presenta siempre un mayor contenido en agua...46	46
Figura 45. Modelación de la curva de retención de la muestra de suelo PIF1S1 mediante un modelo de retención trimodal definido como el sumatorio de distintas subcurvas de Van Genuchten ajustadas a los valores de saturación efectiva correspondientes al dominio de cada una de las familias modales de poros identificadas.....	47
Figura 46. Comparativa de curvas de retención del suelo de Pisciollo en estado in situ WRC (PIF1S1), según datos MIP y según modelación propuesta en la presente investigación (tabla 5).....	48
Figura 47. Valores de permeabilidad saturada medida en el laboratorio a partir de datos edométricos de distintas muestras del suelo de Pisciollo muestreadas a 1.5 m de profundidad. Leyenda: líneas grises: arcilla con intensidad de fisuración I5-I4; líneas negras: arcillas con intensidad de fisuración I6, asteriscos: muestras tipo F3, cuadrados: muestras tipo F1 (orientación ortogonal de las fisuras respecto al flujo de 0-45º), círculos: muestras tipo F1 (orientación ortogonal de las fisuras respecto al flujo de 45-90º), línea de puntos: arcilla reconstituida [Cotecchia.F et al., 2014].....	49
Figura 48. Resultados del ensayo de permeabilidad a carga constante realizado en el suelo de Pisciollo, a 30 m de profundidad para un índice de poros de $e_o = 0.672$ [G. Pedone, 2014].....	51
Figura 49. Valores de permeabilidad estimados para muestras de suelo PIF1S1 y PIF1S2 a partir de los valores de permeabilidad relativa evaluados mediante modelo Van Genuchten y los siguientes valores de permeabilidad intrínseca [$K_{intrínseca} (PIF1S1) = 4,71 \cdot 10^{-16}$ m/s, $K_{intrínseca} (PIF1S2) = 7.27 \cdot 10^{-16}$ m/s].....	53
Figura 50. Discretización del contenido de agua y aire para un radio R^* concreto a partir de la curva acumulativa de volumen intruído.....	57
Figura 51. En la parte superior, comparativa de volúmenes de mercurio no acumulativos para cada radio de la muestra antes y después de la deformación inducida por saturación. En la parte inferior, análisis de la variación del contenido en agua y aire de la muestra para cada radio identificado	

(diferencia entre las curvas de intrusión graficadas en la parte superior).....	58
Figura 52. Evolución del parámetro χ de Bishop con la succión impuesta en una etapa de saturación....	59
Figura 53. Evolución del parámetro χ de Bishop con el grado de saturación efectivo del suelo.....	61
Figura 54. Evolución del parámetro χ de Bishop con el grado de saturación total de la muestra. Aparece la saturación residual asociada al volumen de agua inmóvil atrapada en la microporosidad del suelo.....	62
Figura 55. Ajuste de la relación χ - S_{r_e} mediante ecuación polinómica de cuarto grado para familia de poros modal intra-agregados.....	62
Figura 56. Ajuste de la relación χ - S_{r_e} mediante ecuación polinómica de tercer grado para familia de poros modal inter-agregados.....	63
Figura 57. Ajuste de la relación χ - S_{r_e} mediante ecuación polinómica de tercer grado para familia de poros modal Macroporos o porosidad fisural.....	63
Figura 58. Comparativa de evolución del parámetro de Bishop estudiado para el suelo de Pisciole según datos MIP y según modelación propuesta en la presente investigación (tabla 8).....	64
Figura 59. Curvas de retención inicial y final del suelo expresadas en términos de contenido en agua de la muestra.....	65
Figura 60. Comparativa de curva de retención final del suelo de Pisciole según datos MIP y según modelación propuesta en la presente investigación (tabla 9).....	67

Índice de tablas

Tabla 1. Valores promedio de las propiedades geotécnicas de las muestras de tipo C01.....	17
Tabla 2. Resumen de métodos útiles para el estudio microestructural de suelos parcialmente saturados. [Romero & Simms, 2008].....	19
Tabla 3. Valores promedios de humedad en las muestras de suelo.....	24
Tabla 4. Tabla resumen de las condiciones de contorno para la modelación de las propiedades hidráulicas del suelo arcilloso de Pisciole.....	43
Tabla 5. Parámetros y ecuaciones necesarios para la introducción de una triple estructura en la modelación de la curva de retención de agua del suelo de Pisciole.....	48
Tabla 6. Carta de caracterización de las arcillas fisuradas de Pisciole [Cotecchia.F et al., 2014].....	50
Tabla 7: Resumen de propuestas o estrategias utilizadas por distintos autores para derivar el parámetro χ de Bishop. [Casini. F et al., 2014].....	54

Tabla 8: Ecuaciones propuestas para la modelación del parámetro χ de Bishop en función del grado de saturación efectiva del suelo. Los rangos de aplicación se fijan a partir de los límites marcados por los radios de entrada característicos de las distintas familias modales detectadas en la microestructura de la muestra.....	64
Tabla 9: Tabla resumen de los parámetros necesarios para la obtención de la curva de retención final del suelo a partir del grado de saturación residual del suelo.....	66

CONTENIDO

Agradecimientos.....	i
Resumen.....	ii
Abstract.....	iii
Índice.....	iv
Índice de figuras.....	iv
Índice de tablas.....	viii
Capítulo I. Introducción y Objetivos.....	3
1.1. Introducción	3
1.2. Objetivos y metodología	4
Capítulo II. Conceptos teóricos básicos.....	6
2.1. Comportamiento mecánico de suelos parcialmente saturados	6
2.2. Variables de estado	6
2.2.1 Estructura y Porosidad	7
2.2.1.1. Influencia de la microestructura sobre la permeabilidad del suelo.....	8
2.2.2. Grado de saturación, succión y estado tensional en suelos no saturados	9
Capítulo III. Contextualización del marco de estudio.....	11
3.1. Valle de Pisciollo.....	12
3.1.1. Contextualización geológica del caso de Pisciollo.....	14
3.1.2. Caracterización geotécnica de la muestra de suelo.....	15
3.1.1. Línea de investigación	18
Capítulo IV. Ensayos de laboratorio	19
4.1. Porosimetría por intrusión de Mercurio (MIP)	20
4.1.1 Ecuación de Washburn.....	21
4.1.2 Equipo MIP	22
4.1.3 Preparación de las muestras	23
4.1.3.1. Trayectoria de mojado	24
4.2. Resultados e interpretación de los ensayos MIP	26
4.2.1 Limitaciones del ensayo	30
4.2.2. Caracterización microestructural del suelo a partir del MIP	31
4.2.2.1 PSD	31
4.2.2.1.1 Comparativa de PSD.....	35
4.2.2.1.2 Evolución microestructural: Concepto de Factor de forma.....	36

4.2.2.2 Análisis dimensiones fractales	39
Capítulo V. Modelación de las propiedades hidráulicas del suelo en base a su análisis microestructural.....	43
5.1. Estimación de la curva de retención inicial del suelo (WRC)	43
5.1.1. Ajuste numérico de la curva de retención mediante un modelo de retención trimodal.....	46
5.2. Evaluación del Coeficiente de permeabilidad hidráulica del suelo.....	49
5.3. Estimación del Parámetro χ de Bishop.....	53
5.3.1. Método de evaluación del Parámetro χ de Bishop	55
5.3.1.1. Variación del contenido en agua y aire durante la deformación volumétrica del suelo	56
5.3.1.2. Relación entre χ y grado de saturación.....	59
5.3.1.2.1 Modelación del parámetro χ según Se.....	62
5.4. Modelación de la curva de retención final del suelo (WRC)	65
Capítulo VI. Conclusiones	68
6.1. Conclusiones y limitaciones de la investigación.....	68
6.2. Futuras líneas de investigación	69
Referencias.....	71

Capítulo I. Introducción y Objetivos

1.1. Introducción

Desde los inicios de la mecánica de suelos, se ha intuido que el comportamiento macroscópico del suelo no puede desvincularse de su estructura. Consecuentemente, un conocimiento pleno del comportamiento de un suelo no se conseguiría sin un estudio exhaustivo de su estructura, entendiéndose esta como la combinación de fábrica, composición y fuerzas interpartículas existentes en el suelo (Mitchell & Soga, 2005).

Las primeras investigaciones enfocadas a relacionar microestructura y comportamiento macroscópico de un suelo, se desarrollaron principalmente en suelos saturados remoldeados y reconsolidados y, más marginalmente, en suelos compactados con un nivel de estructuración generalmente bajo y unas variables tensionales que se reducen a la tensión efectiva.

Este tipo de investigaciones se revelaron especialmente interesantes y novedosas en suelos naturales saturados o parcialmente saturados, donde su intrincada microestructura y la presencia de aire y agua en los poros les proporcionan un comportamiento complejo.

Así pues, desde hace cuatro décadas, el estudio microestructural de suelos es cada vez más común en el área de investigación geotécnica, motivado también por la aparición y mejora de las técnicas de laboratorio empleadas en la investigación de la naturaleza a nivel microscópico de la fábrica y la estructura del suelo.

Algunas técnicas comúnmente utilizadas en la obtención de este tipo de información, son las técnicas de microscopia electrónica (SEM o ESEM), o la técnica de porosimetría por intrusión de Mercurio (MIP), singularizándose esta última por un carácter más cuantitativo de los resultados.

La tesina que se presenta a continuación se enfoca en primera instancia a caracterizar detalladamente la microfábrica de un suelo arcilloso, duro e intensamente fisurado, involucrado en un complejo de deslizamientos situados en el Valle de Pisciolò, (Melfi, Italia) mediante la utilización de la técnica de porosimetría MIP. Centrándose particularmente en la evolución de su microestructura durante un camino de mojado, considerándose este uno de los caminos de análisis más relevante para la interpretar la estabilidad de un talud expuesto a sollicitaciones climáticas.

Posteriormente se pretende modelar a partir de los cambios microestructurales analizados, las propiedades hidráulicas básicas del suelo, sean curva de retención y permeabilidad, principales condicionantes del comportamiento a escala de talud del complejo de deslizamientos de Pisciolò.

1.2. Objetivos y metodología

El objetivo principal de este trabajo de investigación es presentar un modelo numérico sencillo capaz de estimar las propiedades hidráulicas básicas del suelo de Pisciolò bajo cualquier deformación impuesta, en base a sus propiedades estructurales analizadas a partir de ensayos MIP. Tratando de enfatizar la importancia del estudio de las propiedades microestructurales de un suelo en la deducción de su comportamiento a escala de trabajo ingenieril.

En relación a este objetivo principal se pretenden abordar los siguientes objetivos específicos:

- Caracterización microestructural mediante ensayos MIP del suelo arcilloso de Pisciolò.
- Análisis de la variación microestructural del suelo asociada a la deformación volumétrica que experimenta al ser sometido a saturación bajo carga constante.
- Estimación del parámetro χ de Bishop en base a la variación microestructural del suelo y propuesta de una ecuación que describa su evolución para cualquier grado de saturación.
- Estimación del coeficiente de permeabilidad del suelo en base a su microestructura.
- Estimación y ajuste numérico de la curva de retención del suelo (WRC).
- Relación conceptual y numérica de las propiedades mecánicas e hidráulicas del suelo (χ vs WRC).

Con el propósito de alcanzar dichos objetivos se pauta la siguiente metodología de trabajo:

- 1- Contextualización del caso de estudio y descripción de las muestras a ensayar.
- 2- Descripción de equipos y técnicas utilizadas en los ensayos.
- 3- Realización de ensayos de laboratorio.
- 4- Interpretación y análisis de los resultados experimentales.
- 5- Modelación de las propiedades analizadas mediante lenguaje de programación numérico.
- 6- Descripción de las conclusiones de la investigación.

Capítulo II. Conceptos teóricos básicos

2.1. Comportamiento mecánico de suelos parcialmente saturados

Los suelos parcialmente saturados se definen como un sistema trifásico compuesto por sólidos, líquidos y gases, donde las interacciones entre fases rigen el comportamiento del conjunto.

La **fase sólida**, se compone de partículas sólidas de distinto tamaño, forma, textura y composición química. Su disposición define lo que se conoce como *estructura del suelo*, determinante en el comportamiento de los suelos no saturados, puesto que influye en las tensiones que se desarrollan en los contactos entre partículas y controla la componente capilar de la succión.

La **fase líquida**, concierne al contenido en agua del suelo, ya se encuentre este en estado libre (agua capilar o gravitacional, capaz de moverse por la estructura del suelo por la acción de fuerzas de capilaridad o por drenaje respectivamente), o bien adsorbido por las partículas del terreno (agua incapaz de ser separada por acciones hidromecánicas).

La **fase gaseosa**, hace referencia al contenido de aire o vapor de agua existente en el suelo, directamente relacionado con su grado de humedad o saturación. Desde el punto de vista geotécnico, la fase gaseosa se asume como un elemento compresible al que se le atribuye un comportamiento que sigue la Ley de los Gases Perfectos para el intervalo de presiones y temperaturas usuales en el suelo.

2.2. Variables de estado

Segundo Porooshasb (1961), las variables de estado se definen como las variables físicas e independientes necesarias para definir el estado de tensiones de un suelo. En el caso de suelos parcialmente o no saturados Henkel (1960) y Porooshasb (1961) sugieren que además del índice de vacíos (variable de estado característica en suelos saturados), es necesario conocer la estructura y el grado de saturación del suelo para definir su estado tensional.

2.2.1 Estructura y Porosidad

En términos generales, la estructura de un suelo se define como la combinación de la fábrica o distribución espacial de partículas y grupos de partículas que componen el suelo, la composición química y las fuerzas interparticulares existentes en el suelo (Mitchell & Soga, 2005).

En el caso particular de las arcillas, las partículas elementales que constituyen el suelo no se presentan aisladas, sino que aparecen agrupadas entre ellas en forma de agregados o unidades de fábrica (Young y Warkentin, 1975).

La configuración inicial de dichos agregados, depende de las fuerzas electrostáticas de atracción y repulsión entre partículas y de la historia geológica del suelo, y define lo que se conoce como la red porosa característica del suelo, en la que se distinguen según describe la teoría (Young y Warkentin, 1975) (Fig. 1):

- Macroporos: porosidad definida entre unidades de fábrica o agregados
- Microporos: porosidad definida por la relación de partículas dentro de los propios agregados.

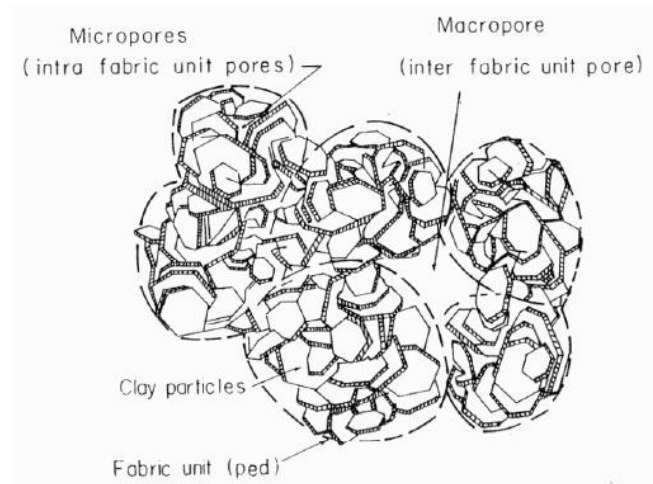


Figura 1: Diagrama esquemático de la estructura porosa típica de un suelo arcilloso [Young y Warkentin, 1975]

2.2.1.1. Influencia de la microestructura sobre la permeabilidad del suelo

La permeabilidad de un suelo se define como su capacidad para permitir el paso de un fluido a través de su estructura interna. Este parámetro intrínseco del terreno, se cuantifica en base al coeficiente de permeabilidad (K), entendido como la velocidad de traslación de un fluido a través del suelo para un gradiente hidráulico unitario.

La variación de permeabilidad en suelos compactados a distintos contenidos de agua hasta alcanzar un mismo valor de porosidad, es un ejemplo clásico de la clara influencia de la microestructura del suelo sobre sus características hidráulicas.

Experimentalmente, se comprueba que los suelos compactados por la rama húmeda presentan una conductividad hidráulica menor en relación a suelos compactados por la rama seca. En ambos casos, el valor de la permeabilidad resultante se atribuye esencialmente a la microfábrica que adquiere el suelo tras la compactación (Romero & Simms, 2008).

Para suelos compactados mediante la rama húmeda, se obtienen valores de K típicos de suelos de baja permeabilidad. Esto se debe a la pérdida de la posible “estructura floculada” del suelo frente a la adquisición de una “estructura dispersa”, en la que las partículas de arcilla se disponen según un patrón homogéneo, laminar y con tendencia a una distribución de poros monomodal y de tamaño reducido (Fig. 2).

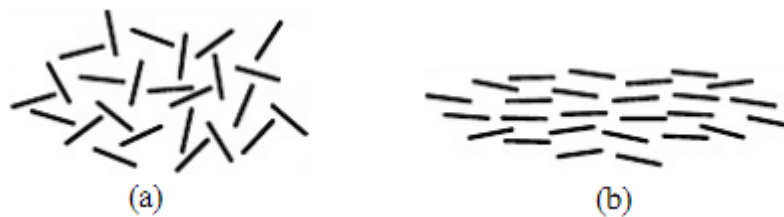


Figura 2: Disposición de las partículas de arcillas tras compactación a) Estructura Floculada típica en arcillas compactadas por la rama seca b) Estructura dispersa típica en arcillas compactadas por la rama húmeda [Whitlow, 1994].

Este tipo de evidencias, reflejan la marcada influencia de las variaciones de tamaño, forma, distribución y conectividad de la red de poros, en la predicción de las propiedades hidráulicas del suelo.

Convencionalmente, la permeabilidad de un suelo suele estimarse a partir de ensayos de campo y/o ensayos de laboratorio. No obstante, dichas técnicas de evaluación no necesariamente reflejan la dependencia de la permeabilidad frente a múltiples propiedades microestructurales del suelo.

Consecuentemente, la presente investigación propone estimar la permeabilidad del suelo mediante ecuaciones predictivas que tengan en cuenta la dependencia existente entre permeabilidad y microestructura en el suelo (Ec.13), reflejando así en el valor del parámetro K las transformaciones observadas en la PSD del suelo.

2.2.2. Grado de saturación, succión y estado tensional en suelos no saturados

El grado de saturación total de un suelo (S_r), se define como el volumen de vacíos ocupados por agua para un volumen unitario de suelo. Este parámetro, permite diferenciar de manera sencilla los suelos saturados de los parcialmente o no saturados, puesto que, en suelos parcialmente saturados, donde la red porosa se encuentra ocupada por la combinación de agua y aire su valor oscila necesariamente entre el 0 y 1, reservándose los valores límite para suelos secos y saturados respectivamente.

Inicialmente, los conceptos de tensiones efectivas en suelos no saturados, caracterizados por valores de S_r comprendidos entre 0 y 1, se crearon como una extensión de la expresión propuesta por Terzaghi (1936) para suelos saturados (Ec.1).

$$\sigma' = \sigma - u$$

Ecuación 1: Principio de tensión efectiva en suelos saturados propuesto por Terzaghi.

Donde u , representa la presión neutra o presión en el fluido intersticial; σ es la tensión total o aplicada proveniente de la fuerza o sistema de fuerzas externas aplicadas y σ' la tensión efectiva de las fuerzas inter-granulares.

[Terzaghi, 1936]

Distintos autores intentaron retratar la tensión efectiva en suelos parcialmente saturados, a partir de un equilibrio de fuerzas evaluado en el contacto inter-partículas. Para dichas ecuaciones, la contribución de la succión se veía generalmente afectada por un factor empírico que debía verse incluido dentro del estado tensional del suelo.

Bishop (1959) definió la tensión efectiva en suelos parcialmente saturados como una función de la tensión total y de la presión en los poros que controla los efectos mecánicos del comportamiento del suelo. En esta definición, presentaba un parámetro denominado χ de Bishop como factor de ponderación capaz de ajustar la influencia de la succión según el grado de saturación del suelo (Ec.2)

$$\sigma'_{ij} = (\sigma_{ij} - u_a \delta_{ij}) - \chi(u_a - u_w) \delta_{ij}$$

Ecuación 2: Definición tensión efectiva en suelos no saturados (Bishop, 1959).

Donde $(\sigma_i - u_a \delta_{ij})$ corresponde a la tensión neta ejercida sobre el esqueleto del suelo, $(u_a - u_w)$ a la succión matricial y χ es el denominado parámetro de ponderación de Bishop.

[Bishop, 1959]

Según esta propuesta, el parámetro χ de Bishop asume valores que oscilan entre 0 a 1, desde estados secos a saturados respectivamente, recuperándose la expresión de tensión efectiva de Terzaghi para suelos saturados donde la succión es nula $s=0 \rightarrow u_a=0 \rightarrow \chi=1$.

Capítulo III. Contextualización del marco de estudio

Los deslizamientos de ladera, típicamente de cinemática lenta, son procesos de inestabilidad habituales en zonas aun tectónicamente activas de importantes cadenas montañosas.

Un claro ejemplo de ello se detecta en los Apeninos meridionales (Italia) (Fig. 3), donde afloran cantidad de suelos arcillosos intensamente alterados por la tectónica Alpina y afectados por inestabilidades activas.

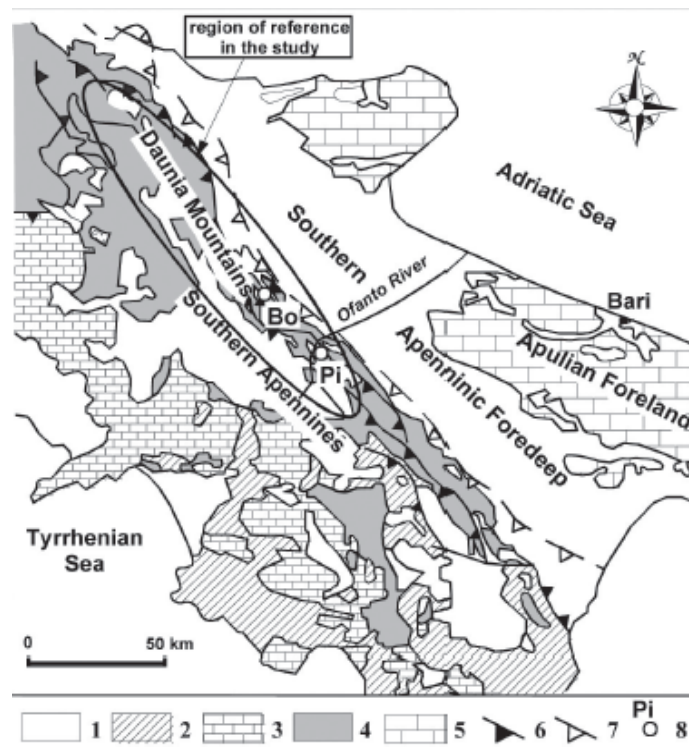


Figura 3: Mapa geológico esquemático de los Apeninos meridionales.

Leyenda: 1) Depósitos continentales, volcánicos y marinos del techo de la lámina cabalgante; 2) Pliegues internos de tipo Nappe (Liguride-Sicilide Complexes); 3) Unidades de plataforma de los Apeninos; 4) Unidades de Lagonero-Molise; 5) Unidades de plataforma de Apulian; 6) Cabalgamientos principales; 7) Frente de cabalgamiento Apenínico enterrado; 8) Localización geográfica de los casos de estudio de Bo: Bovino, Pi: Pisciolio.

[Modificado de SCROCCA *et al.*, 2005.]

Los recientes estudios presentados por Cotecchia et al. (2010-2013) sobre los movimientos de masa identificados a lo largo de los Apeninos meridionales, concluye que, en este contexto geológico, las inestabilidades estudiadas se desarrollaran esencialmente en depósitos turbidíticos formados por secuencias de arcillas y estratos de roca fracturados e intensamente tectonizados, donde el equilibrio mecánico de la ladera frente al deslizamiento está básicamente controlado por la interacción suelo-atmósfera.

3.1. Valle de Pisciole

El Valle de Pisciole, marco de estudio de la presente tesina, se localiza en el margen noreste de los Apeninos Meridionales, a lo largo del Valle del río Ofanto (Melfi, Región de Basilicata, Italia) (Fig.4).

En este valle, se detecta un complejo de deslizamientos compuesto por 14 cuerpos inestables desarrollados sobre una sucesión sedimentaria de cuenca marina pre orogénica (Cretáceo-Mioceno), esencialmente arcillosa y cuya configuración geológica actual está directamente relacionada con la historia geológica de la formación de los Apeninos.

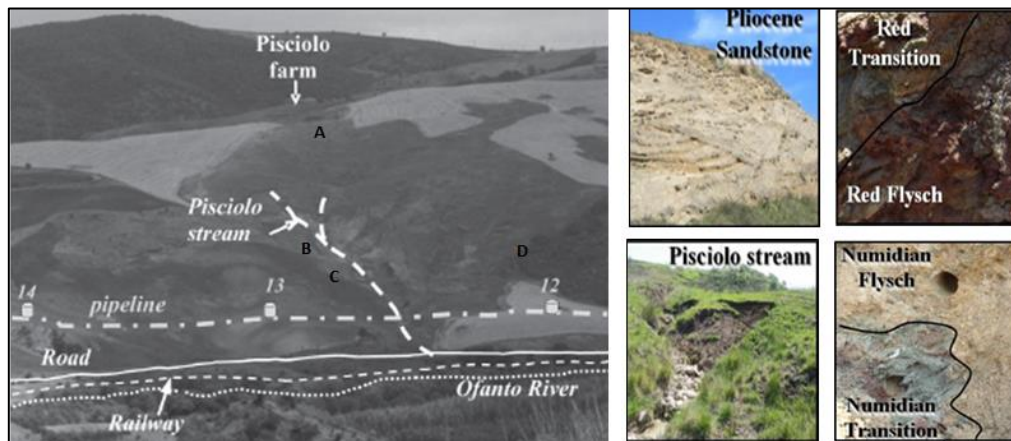


Figura 4: Fotografías interpretativas del Valle de Pisciole. A) Areniscas Pliocenas; B) Afloramiento en el centro del talud de la transición del Red Flysch basal; C) Riachuelo de Pisciole; D) Massa aflorante de la transición a Numidian Flysch. [Modificado de Cotecchia et al., 2014]

Los deslizamientos identificados en Pisciole, aparecen como resultado de la combinación de la baja resistencia de las arcillas fisuradas y las elevadas presiones de agua registradas en el suelo. En general, se describen como deslizamientos profundos cinemáticamente lentos a muy lentos (Cruden & Varnes 1996), aunque potencialmente acelerables, tal y como se comprueba instrumentalmente, por modificaciones de las condiciones de contorno (Fig.5)

En la última década, las infraestructuras situadas al pie del valle de Pisciole sufrieron daños recurrentes en relación a los movimientos de masa descritos. Los daños registrados fueron suficientemente importantes como para que se implantara en la zona una intensa campaña de monitorización del complejo.

Los datos de dicha monitorización, recogidos en la Figura 5, muestran el carácter estacional del incremento de las tasas de desplazamiento, existiendo una evidente correlación entre los picos de aceleración del movimiento y los picos de niveles piezométricos registrados a lo largo de los meses. Son particularmente llamativas las importantes fluctuaciones de presión de agua a profundidad elevada (15 m) y su correlación casi instantánea en el tiempo con las precipitaciones en superficie, observación es más propia de una material permeable que de una arcilla dura como la de Pisciole.

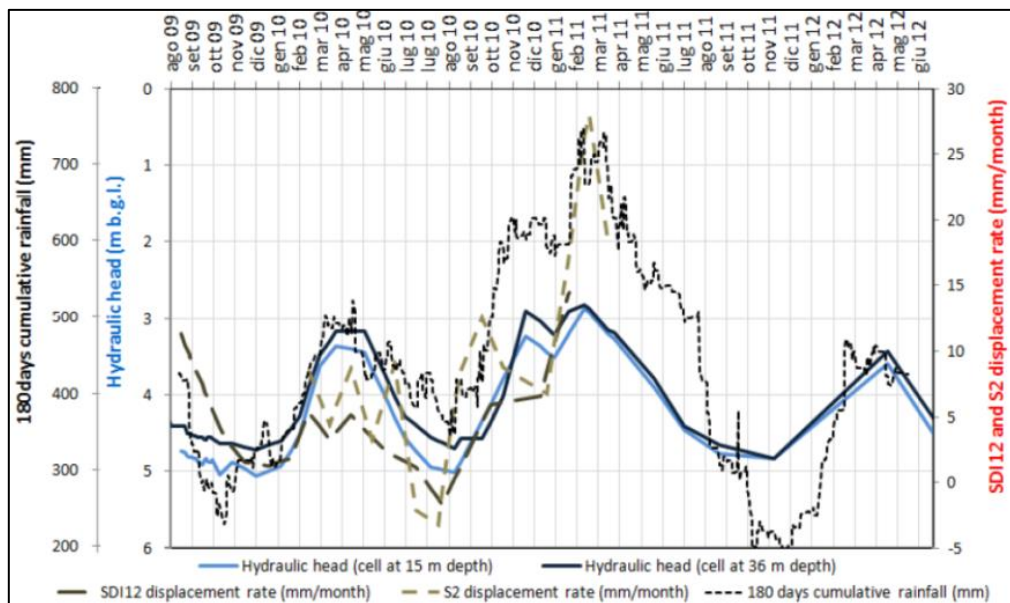


Figura 5: Registro de acumulación de agua durante 180 días de precipitaciones, niveles piezométricos y tasas de desplazamiento en las zonas más peligrosas del valle de Pisciole. [G. Pedone, 2014]

Esta correspondencia gráfica, sumada a la observación de grietas de desecación de orden centimétrico a métrico desarrolladas en las capas más someras del suelo (Figura 6), sugieren la marcada influencia de la fisuración del suelo y de la interacción atmosférica sobre el valor de la permeabilidad y la estabilidad de la ladera de Pisciole (Cotecchia et al., 2012).



Figura 6: Grietas de desecación desarrolladas en el suelo arcilloso aflorante en la ladera de Pisciole durante el mes de Agosto de 2012. A la izquierda se puede observar el patrón típico de fracturación desarrollado, a la derecha se muestra la máxima profundidad medida en las grietas de desecación identificadas. [G. Pedone, 2014]

3.1.1. Contextualización geológica del caso de Pisciole

El valle de Pisciole se compone geológicamente por depósitos turbidíticos tectonizados, interpretados como una sucesión estratigráfica de cuenca marina pre orogénica, intensamente plegada y fallada por la orogenia Alpina tras su deposición.

En la actualidad, la secuencia presenta una estructura anticlinal NW-SE atravesada por una falla normal de orientación E-W que divide la zona de estudio (Fig.7) y se caracteriza por una generalizada e intensa red de fisuras identificadas a distintas escalas de observación desarrolladas a favor de los esfuerzos tectónicos.

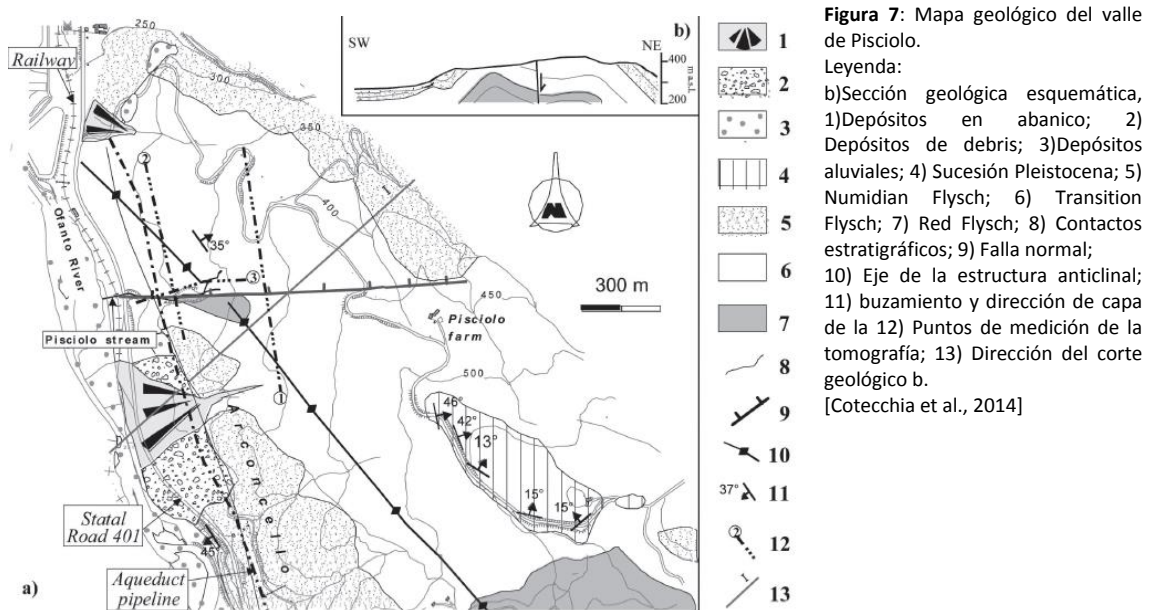


Figura 7: Mapa geológico del valle de Pisciole. Leyenda: b) Sección geológica esquemática, 1) Depósitos en abanico; 2) Depósitos de debris; 3) Depósitos aluviales; 4) Sucesión Pleistocena; 5) Numidian Flysch; 6) Transition Flysch; 7) Red Flysch; 8) Contactos estratigráficos; 9) Falla normal; 10) Eje de la estructura anticlinal; 11) buzamiento y dirección de capa de la 12) Puntos de medición de la tomografía; 13) Dirección del corte geológico b. [Cotecchia et al., 2014]

No obstante, de acuerdo con las características litológicas observadas, dentro de la secuencia litológica pueden describirse tres unidades claramente diferenciadas (Fig.4 y 7):

- **Unidad basal o Red Flysch (R):** Arcillas astillosas o escamosas, afloran en el centro de la zona de estudio debido a la disposición estructural del conjunto.
- **Unidad intermedia o Transition Flysch (Paola Doce Formation) (T):** Arcillas laminadas con intercalaciones de niveles rocosos de espesores centimétricos a métricos, cuya composición varía de carbonatada, cerca del contacto transicional con el Red Flysch, a esencialmente siliciclástica, a medida que nos acercamos al techo de la formación.
- **Unidad superior o Numidian Flysch (N):** Areniscas ricas en cuarzo con puntuales intercalaciones arcillosas, aflora únicamente en los márgenes de la estructura anticlinal.

3.1.2. Caracterización geotécnica de la muestra de suelo

La muestra seleccionada para realizar los ensayos de laboratorio propuestos en la presente investigación, es un testimonio de suelo arcilloso duro, correspondiente a la unidad litológica descrita como *Transicional Flysch (T)*, litotipo dominante en el complejo de deslizamientos (Cotecchia et al., 2014).

La muestra inalterada, de 10 cm de diámetro y aproximadamente 20 cm de longitud fue extraída a una profundidad aproximada de 1.5 m en la zona de muestreo C01 (Fig.8, 9 y 10) durante el mes de marzo de 2013.

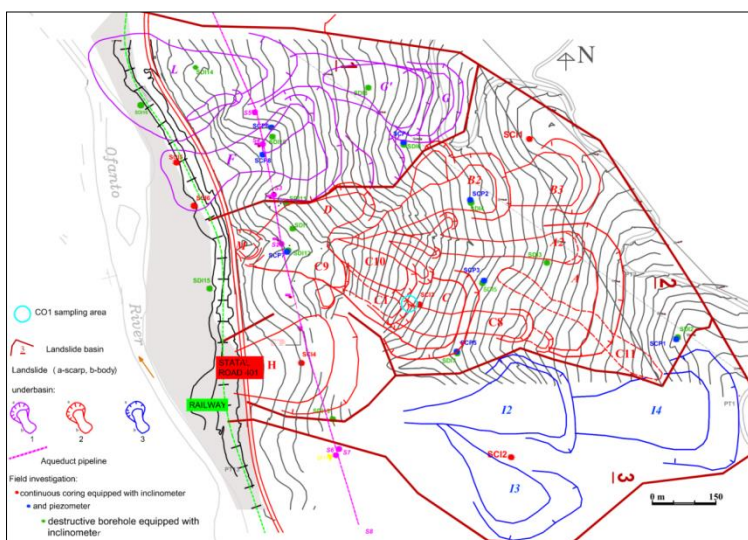


Figura 8: Mapa geomorfológico del Valle de Pisciolo en que aparece detallada la zona de muestreo C01.
[F. Sollecito, 2012-13]



Figura 9: Cata superficial y perforaciones de muestreo de distintas muestras tipo C01 entre 1 y 1.3 m de profundidad.
[F. Sollecito, 2012-13]

La muestra de suelo arcilloso se caracteriza principalmente por una intensa fisuración y desestructuración de origen tectónico, así como por una evidente heterogeneidad composicional. De hecho, a lo largo de la muestra, pueden identificarse dos tramos de características composicionales y estructurales ligeramente diferenciadas (Figuras 9 y 10).

Basándonos en las características físicas de la muestra a analizar, se identifican dos subunidades litológicas de transición gradual entre ellas:

- **F1:** Suelo arcilloso duro de tonalidad verdosa característica. Presenta un contenido en fracción arenosa ligeramente superior al del resto de la muestra. La fisuración, caracterizada por una intensa laminación de escala milimétrica puede identificarse a simple vista. Contiene abundantes alteraciones minerales de tonalidad oscura asociadas a los posibles procesos de meteorización, típicos de suelos sub-superficiales (Fig.11).
- **F2:** Suelo arcilloso duro de tonalidad rojiza y composición predominantemente arcillosa. Presenta una fisuración menos penetrativa que la observada en F1 y en este también pueden reconocerse abundantes motas oscuras asociadas a la meteorización química de la muestra.

En esta segunda subunidad, pueden además identificarse agregados o aglomerados de partículas arcillosas de tamaño centimétrico (Fig. 12).



Figura 10: Muestra inalterada del suelo arcilloso del Valle de Pisciolo, correspondiente a la unidad geológica (T) Transicional Flysch y seleccionada para la realización de los distintos ensayos de laboratorio propuestos en la presente investigación. Cabe destacar tanto el aspecto tectonizado y distorsionado de la muestra como la heterogeneidad composicional de límites poco definidos.



Figura 11: Muestra inalterada de suelo arcilloso duro del Valle de Pisciolo, correspondiente a la subunidad F1.

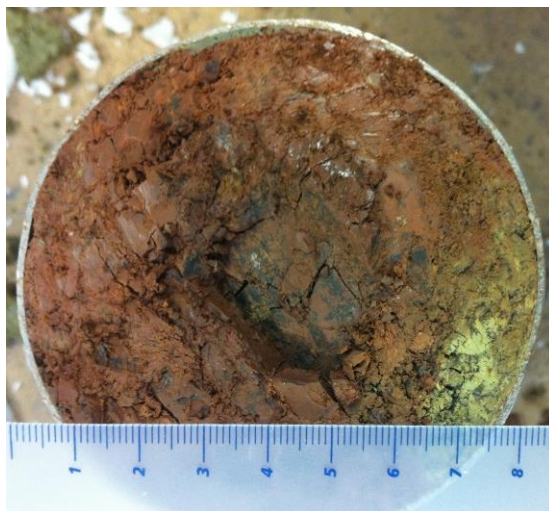


Figura 12: Muestra inalterada de suelo arcilloso duro del Valle de Pisciolo, correspondiente a la subunidad F2.

Tal como muestra en las distintas fotografías, la muestra de suelo a analizar presenta una complejidad composicional y estructural difícil de sintetizar. No obstante, a partir de estudios previos llevados a cabo en la misma zona de estudio (F. Sollecito, 2012; G. Pedone, 2013 y Cotecchia et al., 2014), la siguiente tabla adjunta (Tabla.1) recoge un conjunto de valores promedio que permiten caracterizar pese a su complejidad los suelos de tipo C01 como suelos arcillosos duros de alta plasticidad y actividad media.

Tabla 1: Valores promedio de las propiedades geotécnicas de las muestras de tipo C01.

Zona de extracción de muestras de suelo	GF (%)	SF (%)	MF (%)	CF (%)	w _L (%)	w _p (%)	PI (%)	A
C01	0.1	2.4	36.5	61.0	60.7	31.23	29.47	0.4831

Donde GF: Fracción gruesa, SF: Fracción arenosa, MF: fracción media, CF: Fracción arcillosa, WL: Límite líquido, WP: Límite plástico, IP: índice de plasticidad, A: Actividad.

3.1.1. Línea de investigación

Los análisis e investigaciones desarrollados recientemente en el complejo de deslizamientos del Valle de Pisciole, permiten señalar el papel clave que juegan las propiedades estructurales del suelo en el equilibrio límite de estabilidad del talud.

En esencia, los distintos autores apuntan que, tanto la permeabilidad, como la resistencia de las arcillas, factores intrínsecos del terreno condicionantes del comportamiento hidromecánico de los deslizamientos, están directamente influenciados por la intensa tectonización y fisuración del suelo (Cotecchia, Pedone, Bottiglieri, Santaloia, & Vitone, 2014).

Consecuentemente, la validación cuantitativa de la interpretación fenomenológica del caso de Pisciole, requiere de un conocimiento exhaustivo de la influencia de la fisuración del suelo en el valor de sus propiedades hidráulicas.

Con esta premisa, la presente investigación pretende innovar en la investigación actual del caso de Pisciole presentando un modelo numérico capaz de caracterizar las propiedades hidráulicas de las arcillas involucradas en los deslizamientos en base al estudio de su caracterización y evolución microestructural.

Capítulo IV. Ensayos de laboratorio

El estudio microestructural de un suelo requiere la utilización de técnicas instrumentales que permitan trabajar a escala de partícula o de agregados de partículas. Existen numerosos métodos útiles para la determinación de la fábrica de un suelo a esta escala de observación. La gran mayoría de métodos aparecen resumidos en la siguiente tabla (Tabla.2) y su aplicabilidad o adecuación se basa en las propiedades físicas del suelo que permiten determinar y en el carácter cualitativo o cuantitativo de los datos que devuelven.

Tabla 2: Resumen de métodos útiles para el estudio microestructural de suelos parcialmente saturados. [Romero & Simms, 2008]

Microstructural method	Physical property at microstructural scale (scale of observation)	Macroscopic behaviour	Selected references
N ₂ adsorption/desorption isotherms (N ₂ -BJH, N ₂ -BET)	Quantitative technique Characterisation of voids Pore size distribution (0.3–300 nm)	Pore size distribution changes due to chemo-hydraulic paths Water retention properties in the high suction range	Webb and Orr (1997) Santamarina et al. (2002) Chiappone et al. (2004) Fernández and Rivas (2005)
Methylene blue adsorption	Characterisation of solid phase		
Keeling hygrosopicity	Specific surface (external/total)		
Mercury intrusion porosimetry	Quantitative technique Characterisation of voids Pore size distribution (7 nm–400 µm) Characterisation of solid phase Specific surface (external)	Pore size distribution changes due to hydro-mechanical paths Water retention properties in the low suction range Unsaturated water permeability	Romero et al. (1999) Aung et al. (2001) Simms and Yanful (2001, 2002, 2004) Cuisinier and Laloui (2004) Romero et al. (2005) Kong et al. (2005) Delage (2006, 2007) Delage and Cui (2007)
Electron microscope	Qualitative technique (quantitative with digital image analysis)	Porosity changes due to hydro-mechanical paths	Tovey and Krinsley (1975) Al-Rawas and McGown (1999)
Environmental ESEM		Tests performed at different hydraulic conditions	Pusch (1999)
Scanning SEM	Discern structural levels		Romero (1999)
Field emission FESEM	Liquid/solid interactions (ESEM)		Villar and Lloret (2001)
Transmission TEM			Cui et al. (2002)
Optical microscope			Montes-H (2002)
Laser scanning microscope			Montes-H et al. (2003a,b) Montes-H et al. (2004) Komine and Ogata (1996, 1999, 2004) Lloret et al. (2004) Suzuki et al. (2005) Viola et al. (2005) Zhang et al. (2005) Cuisinier and Masrouri (2005)

Para nuestra investigación, se escoge el ensayo de porosimetría por intrusión de mercurio (MIP) como método de caracterización estructural del suelo.

Esta técnica instrumental cuantitativa, es capaz de medir un amplio rango de tamaños de poros (des de varios nanómetros a varias decenas de micrómetros), adecuándose al estudio de la distribución de tamaño de poros en múltiples tipos de suelos.

4.1. Porosimetría por intrusión de Mercurio (MIP)

La porosimetría por intrusión de mercurio es una técnica analítica cuantitativa muy utilizada en la caracterización microestructural de materiales porosos. El método se fundamenta en el fenómeno de capilaridad que experimenta un líquido al ser introducido a presión en un sólido poroso.

La base teórica del ensayo consiste en la inyección de mercurio como líquido “no mojante” en el entramado poroso del suelo a una presión incremental, para la cual, se registra el volumen de mercurio intruído en cada incremento.

Esta técnica permite medir un amplio rango de porosidades, entre 500 micrómetros y 3.5 nanómetros (Giesche, 2006), proporcionando en consecuencia un extenso abanico de información sobre la microestructura del sólido, como su distribución de tamaño de poros (PSD), el volumen total representado por la porosidad, la densidad estructural del material, la superficie específica de una muestra...

El método no obstante, también muestra ciertas limitaciones entre las que destacan: la indeterminación del tamaño interno del poro (el tamaño de poro que se obtiene corresponde a la mayor apertura de entrada al mismo) y la insuficiencia para detectar poros aislados o no interconectados, poros constreñidos y poros demasiado pequeños en relación a la presión de diseño de la instrumentación (Romero & Simms, 2008).

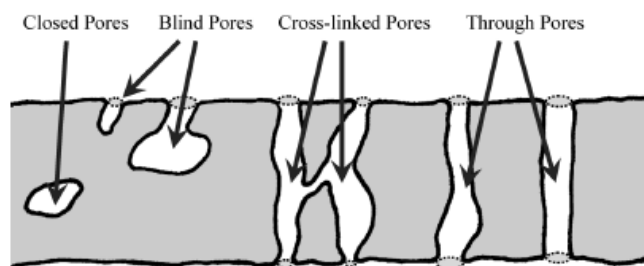


Figura 13: Representación esquemática de la porosidad.
[Romero & Simms, 2008]

4.1.1 Ecuación de Washburn

La ley de capilaridad que gobierna la penetración de líquidos no mojantes como el mercurio en un entramado de poros se expresa según la ecuación de Washburn (Ec.3) (Romero & Simms, 2008) :

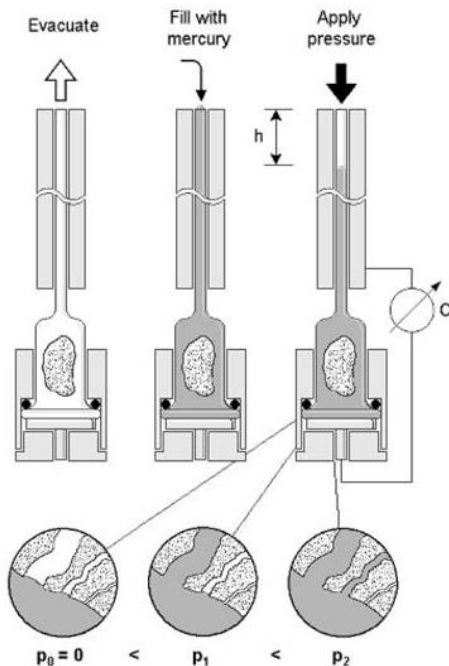
$$p = - \frac{n \sigma_{Hg} \cos \theta_{nw}}{x}$$

Ecuación 3: Ecuación de flujo capilar presentada por Washburn (1921)

Donde p es la presión de aplicación para la intrusión de mercurio, σ_{Hg} la tensión superficial del Mercurio ($\sigma_{Hg} = 0.484 \text{ N/m}$ a 25°C), θ_{nw} el ángulo de contacto entre el mercurio y la pared del poro ($\theta_{nw} = 141^\circ$), x el diámetro de entrada del poro y n , un parámetro habitualmente estimado con valor 4 para ensayos MIP.

Mercury Intrusion Porosimetry

Principle:



Para llevar a cabo el ensayo, la muestra de suelo “seca” introducida en un penetrómetro es automáticamente colmatada por mercurio inyectado a presión (Figura.14).

Tal y como se deduce de la Ecuación de Washburn (Ec.3), la presión de intrusión requerida para intruir el mercurio en la muestra es inversamente proporcional al tamaño de poros intruído, de manera que, el continuo incremento de presiones a lo largo del ensayo permite alcanzar radios de poros cada vez menores.

Figura 14: Instrumento y principio de medición del ensayo de porosimetría por inyección de mercurio. [Particle Analytical (2014)]

En relación, el continuo registro de presiones incrementales y volúmenes intruidos, permite asociar el volumen de mercurio introducido en la muestra con el tamaño de poro intruído, pudiéndose determinar la frecuencia volumétrica de cada familia o radio de poro.

4.1.2 Equipo MIP



El ensayo de porosimetría por intrusión de mercurio se realizó en un porosímetro modelo *Autopore IV 9500* de la casa *Micromeritics Instruments* (Figura. 15) disponible en el laboratorio de geotecnia de la E.T.S.E.C.C.P.B (UPC - Campus Nord), siguiendo el procedimiento ASTM D4404 y utilizando el penetrómetro medio acorde con la porosidad calculada para la muestra a ensayar ($n > 0.41$).

Figura 15: Porosímetro de mercurio Autopore IV 9500. (UPC Campus Nord).

El equipo de medición utilizado consta de dos unidades de presión: La unidad de baja presión (Figura.16), situada en la parte superior del equipo y que permite la aplicación de un rango de presiones de 1 KPa a 0.2 MPa y la unidad de alta presión, situada en la parte baja del equipo y que permite la aplicación de una presión máxima de 400 MPa, para la que se alcanza la intrusión de poros con un radio de hasta 3-4 nm.

En consistencia con las dos unidades del equipo diferenciadas, el ensayo se divide en dos etapas, cada una de ellas con sus correspondiente sub-etapas de intrusión-extrusión:

La etapa de baja presión, con una duración aproximada de 4 a 5 horas, aplica mediante presión de gas y tras someter al vacío la muestra, el rango de presiones de 1KPa a 0.2 MPa. Esta primera etapa del ensayo tiene como objetivo caracterizar la “macroporosidad” o poros de mayor tamaño en la muestra.



Figura 16: Puertos de baja presión del porosímetro de mercurio Autopore IV 9500. (UPC Campus Nord).

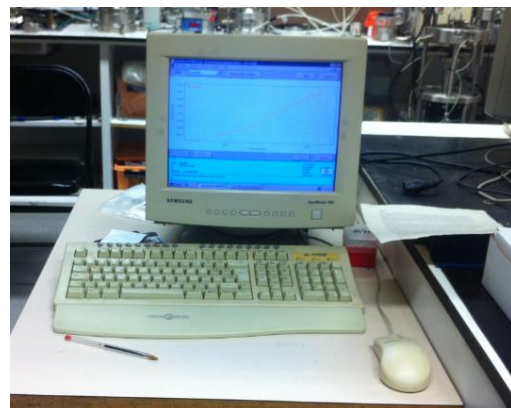


Figura 17: Registro de presiones incrementales durante etapa de intrusión de baja presión.

Tras su aplicación, el penetrómetro junto con la muestra analizada se pesan para evaluar la posible existencia de mercurio atrapado en el suelo y llevar a cabo las correcciones pertinentes.



La etapa de alta presión (Figura.18), con una duración aproximada de 6 a 7 horas aplica sobre la muestra presiones de inyección de mercurio de hasta 400 MPa mediante presión de aceite. Particularmente, esta etapa requiere de la eliminación previa de burbujas de aire existentes en el aceite.

Figura 18: Proceso de eliminación de burbujas de aire en el aceite que aplica la presión en el puerto de alta presión del porosímetro de mercurio Autopore IV 9500. (UPC Campus Nord).

4.1.3 Preparación de las muestras

El ensayo MIP precisa de muestras de suelo seco, cúbicas (de aproximadamente 1cm^3) y representativas de la estructura del suelo que se desea analizar (Figura.19).

Generalmente las muestras destinadas a la realización de este tipo de ensayos suelen compactarse previamente, disminuyendo así sensiblemente la influencia de los enlaces de tipo físico-químico que puedan estar presentes en suelos naturales y que dificultan el intento de relacionar de manera cuantitativa la fábrica y el comportamiento macroscópico del suelo.

No obstante, nuestra investigación se focaliza en el estudio de un suelo natural, de manera que la muestra no se somete a compactación, pues nos interesa distorsionar al mínimo la estructura natural definida por el del contexto tensional de Pisciolo.

Durante esta etapa se preparan tres muestras: PIF1S1 corresponde a la muestra 1 (S1) de la subunidad F1 del suelo arcilloso de Pisciolo (PI), PIF1S2 corresponde a la muestra 2 (S2) de la misma subunidad (F1) y PIF2S1 corresponde a la muestra 1 (S1) de la subunidad F2 del suelo arcilloso de Pisciolo (PI).



Figura 19: Proceso de obtención de muestras cúbicas para ensayos MIP.

Además durante su preparación, el material sobrante se recolecta para evaluar el contenido gravimétrico en agua del suelo siguiendo la Norma NCh1515 Of. 79, obteniendo los valores resumidos en la siguiente tabla (Tabla. 3):

Tabla 3: Valores promedios de humedad en las muestras de suelo.

Humedad del suelo (W %)	PIF1S1	PIF1S2	PIF1S2 (saturada)
$w = \frac{TAS - TS}{TS - T} \cdot 100$	24,5 %	24,26 %	29,25 %

Donde T: Tara del recipiente que contiene el suelo, TAS: muestra húmeda +recipiente tarado, TS: muestra seca + recipiente tarado.

Tras su obtención, las muestras se someten a un proceso de secado. Concretamente las muestras son liofilizadas, es decir, sometidas a un proceso de secado por sublimación que permite eliminar de agua existente en el entramado poroso sin provocar distorsiones volumétricas significativas en la muestra.

4.1.3.1. Trayectoria de mojado

Como ya hemos mencionado con anterioridad, uno de los principales factores que controlan el comportamiento hidromecánico de los deslizamientos en Pisciolo es la denominada interacción suelo-atmósfera, entendida esencialmente como un continuo de ciclos de humectación y secado de las capas más superficiales del suelo.

Con el objetivo de reproducir el efecto deformacional de este proceso sobre la estructura del suelo se decide someter una pastilla de suelo a saturación mediante una trayectoria de mojado bajo carga constante (carga equivalente al estado “in situ” de la arcilla extraída a 1.5m de profundidad).

De esta manera, una de las muestras cúbica del MIP (PIF1S2) se extrae del centro una pastilla de suelo de aproximadamente 2 cm de altura y 5 cm de diámetro sometida a una trayectoria de mojado bajo una carga constante de 30KPa (Figuras 20 y 21).



Figura 20: Preparación muy cuidadosa de la pastilla de suelo (PIF1S2) que se somete a saturación bajo carga constante. Se trata de deformar lo menos posible la muestra durante su preparación.



Figura 21: Ensayo edométrico en condiciones saturadas bajo carga constante.

En general el ensayo edométrico convencional, basado en la teoría de consolidación de Terzaghi, tiene como finalidad determinar la velocidad y grado de asiento o expansividad que experimenta una muestra de suelo saturado al ser sometida a una serie de incrementos de presión o carga. En nuestro análisis, el ensayo edométrico nos permite escenificar las condiciones de confinamiento de la pastilla de suelo sometida a saturación en concordancia con la profundidad de extracción y la densidad del suelo supradistante.

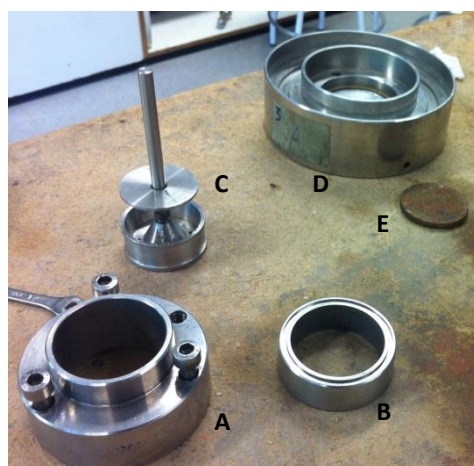


Figura 22: Componentes de la célula edométrica convencional.
A: Collarín de acero; B: Anillo edométrico; C: Pistón de carga; D: Célula edométrica; E: Piedra porosa.

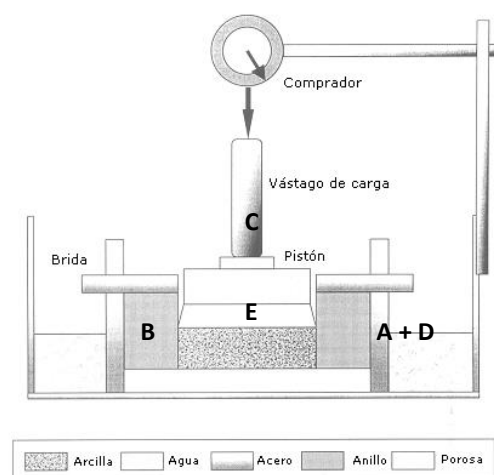


Figura 23: Representación esquemática de la célula edométrica convencional.
A: Collarín de acero; B: Anillo edométrico; C: Pistón de carga; D: Célula edométrica; E: Piedra porosa.
[Adaptación de Villar 2002 (Marcial & Landaeta, 2002)]

Los resultados del proceso de saturación muestran que el suelo arcilloso de Pisciolo sufre a lo largo de la trayectoria de mojado un ligero hinchamiento, alrededor de $122 \mu\text{m}$ y un aumento del índice de poros de aproximadamente $\Delta e = 0.012$ respecto a un índice de poros confinado de la muestra $n=0.43$ (Figura. 24).

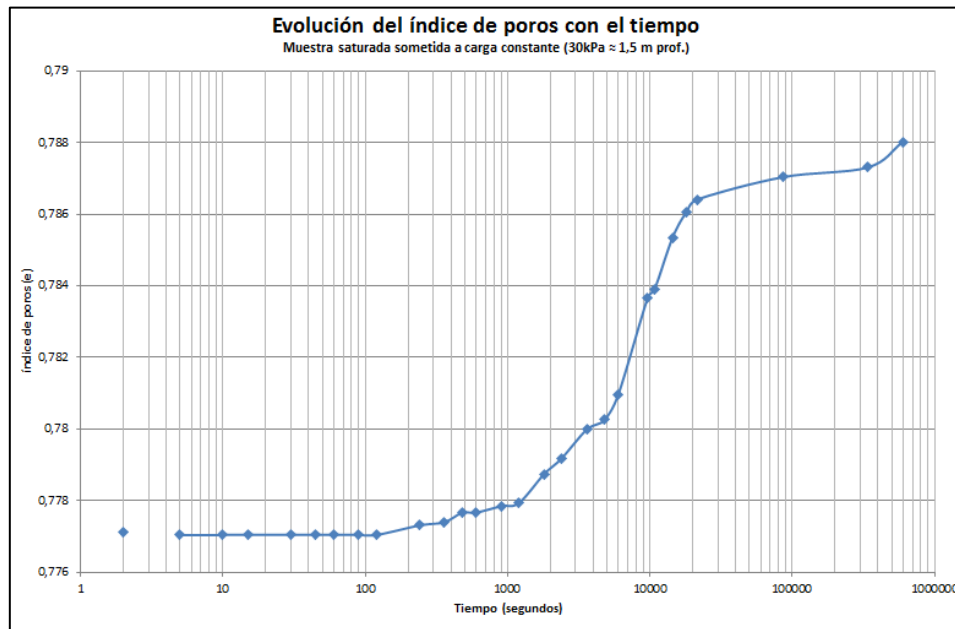


Figura 24: Evolución del índice de poros en la pastilla de suelo arcilloso (PIF1S2) durante la etapa de saturación.

4.2. Resultados e interpretación de los ensayos MIP

El equipo de porosimetría MIP facilita el registro de presiones de intrusión y volumen de mercurio intruído en la muestra a lo largo de las distintas etapas del ensayo.

La representación gráfica básica de estos datos se muestra habitualmente en lo que se conoce como curvas acumulativas de intrusión y extrusión de mercurio, expresadas en términos de volumen o índice de poros acumulativos frente al tamaño de poros intruidos en la muestra.

Esta sencilla representación gráfica de los datos permite realizar una primera aproximación sobre la distribución de la porosidad en el suelo estudiado.

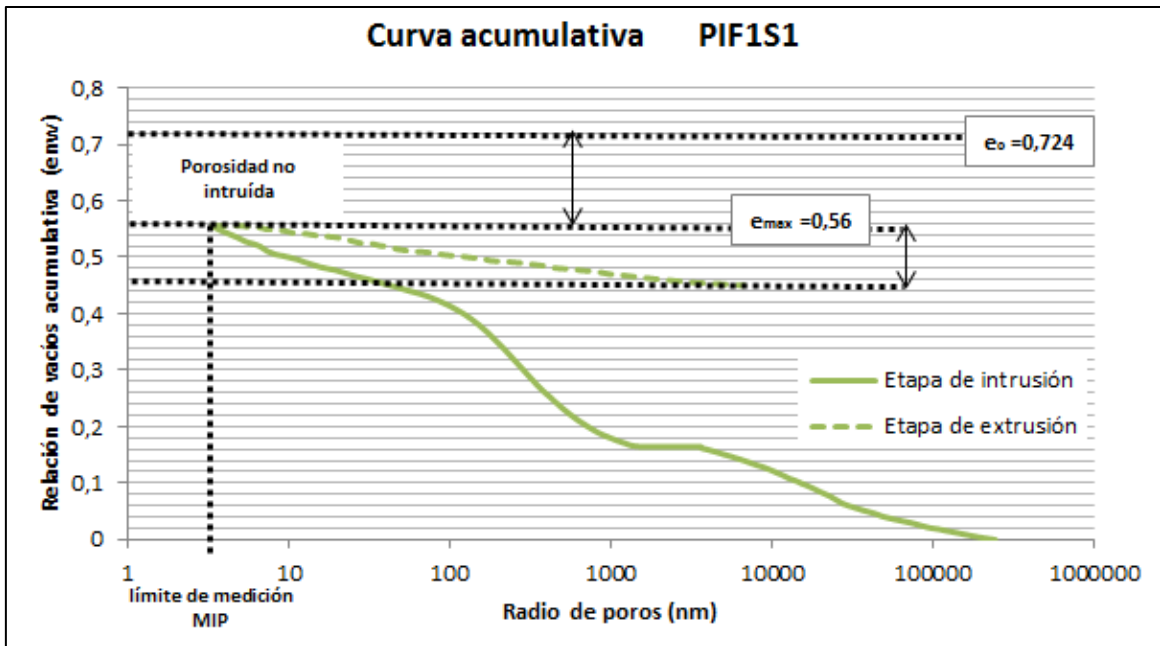


Figura 25: Curvas de intrusión y extrusión de mercurio en términos de Índice de poros acumulativo vs radio de poro para la muestra PIF1S1 (e_o =índice de vacíos inicial de la muestra, e_{max} = índice de vacíos máximo intruído).

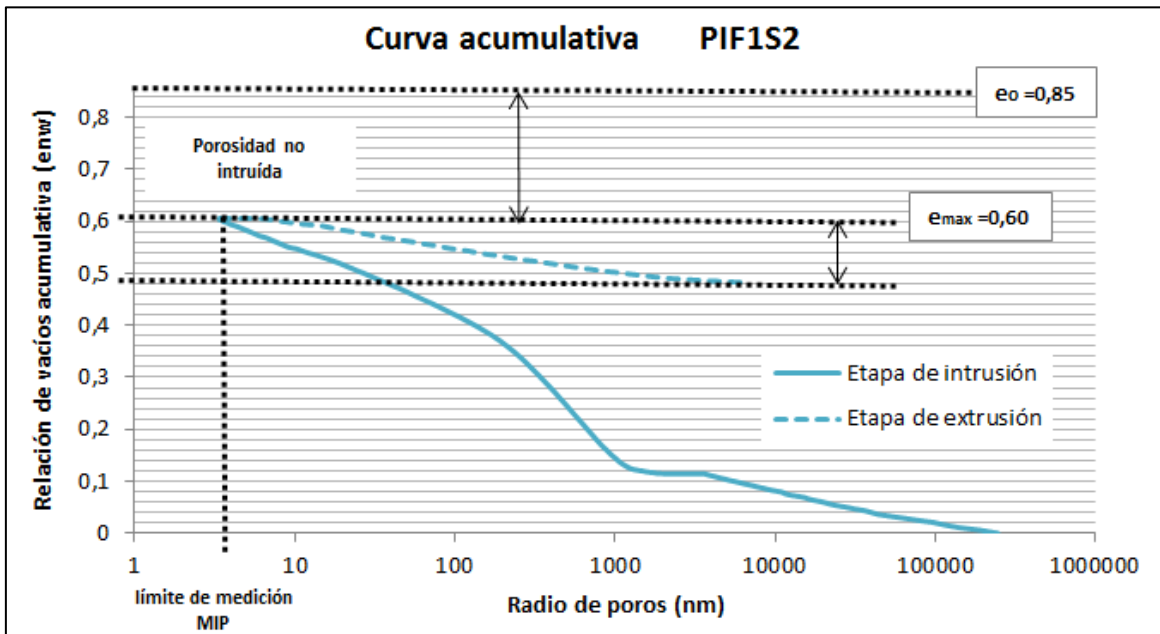


Figura 26: Curvas de intrusión y extrusión de mercurio en términos de Índice de poros acumulativo vs radio de poro para la muestra saturada PIF1S2 (e_o =índice de vacíos inicial de la muestra, e_{max} = índice de vacíos máximo intruído).

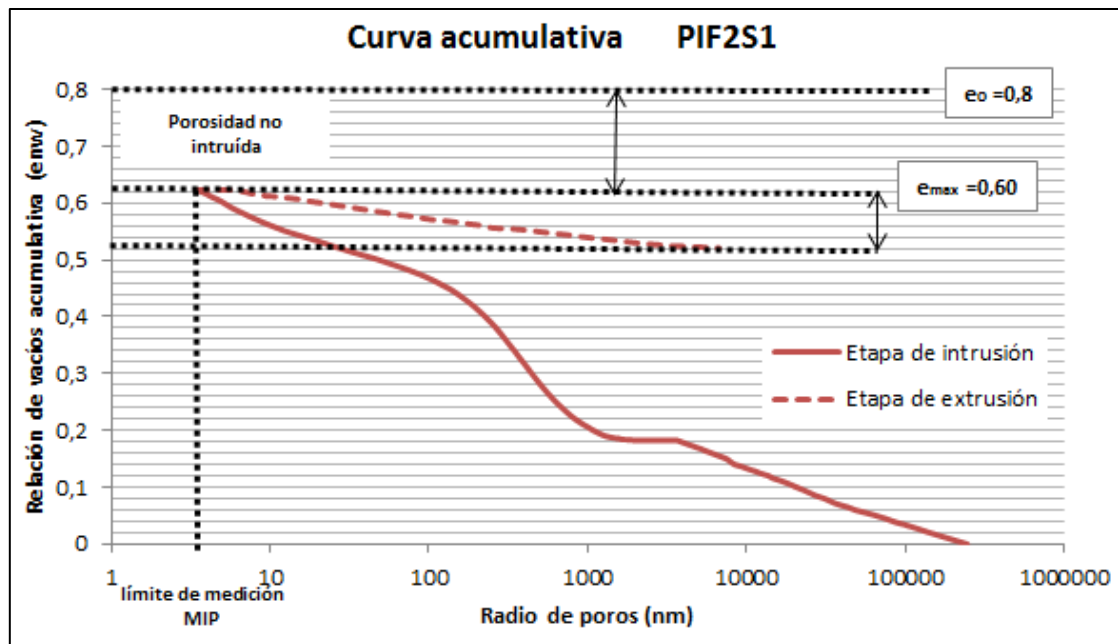


Figura 27: Curvas de intrusión y extrusión de mercurio en términos de Índice de poros acumulativo vs radio de poro para la muestra PIF2S1 (e_0 = índice de vacíos inicial de la muestra, e_{max} = índice de vacíos máximo intruído).

La variación en la pendiente de las curvas de intrusión presentadas evidencia la multimodalidad en la estructura del suelo. Para cada una de nuestras ensayadas pueden identificarse claramente tres claros cambios de pendiente en la curva de intrusión de mercurio, indicativos de una microestructura del suelo de tipo trimodal.

Cada una de las pendientes identificadas se entiende como una “familia de poro modal”, caracterizada por unos valores límite de radio que acotan el tamaño de entrada de los poros que las constituyen, y para cada una de las cuales es posible estimar el volumen de vacío que representan respecto al volumen de suelo (Fig.28 y 29).

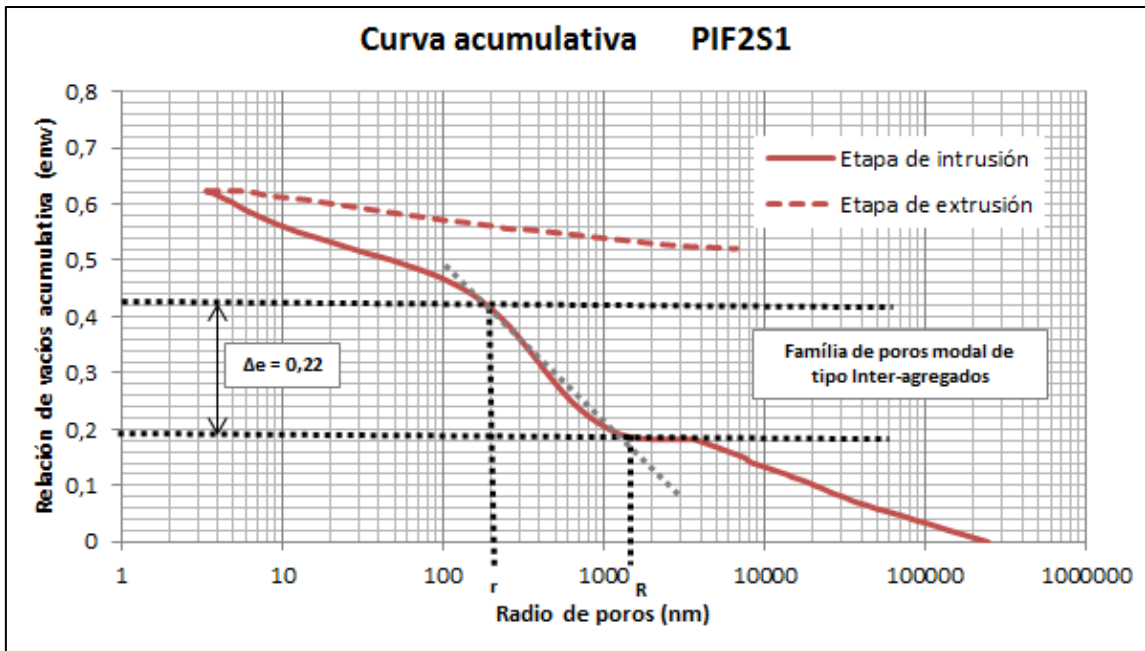


Figura 28: Curvas de intrusión y extrusión de mercurio en términos de índice de poros acumulativo vs radio de poro para la muestra PIF2S1 (r y R = menor y mayor radio de entrada de aquellos poros que definen la familia modal de porosidad desarrollada entre agregados de partículas, Δe = índice de vacíos que representa dicha familia de poros sobre el total de vacío intruído).

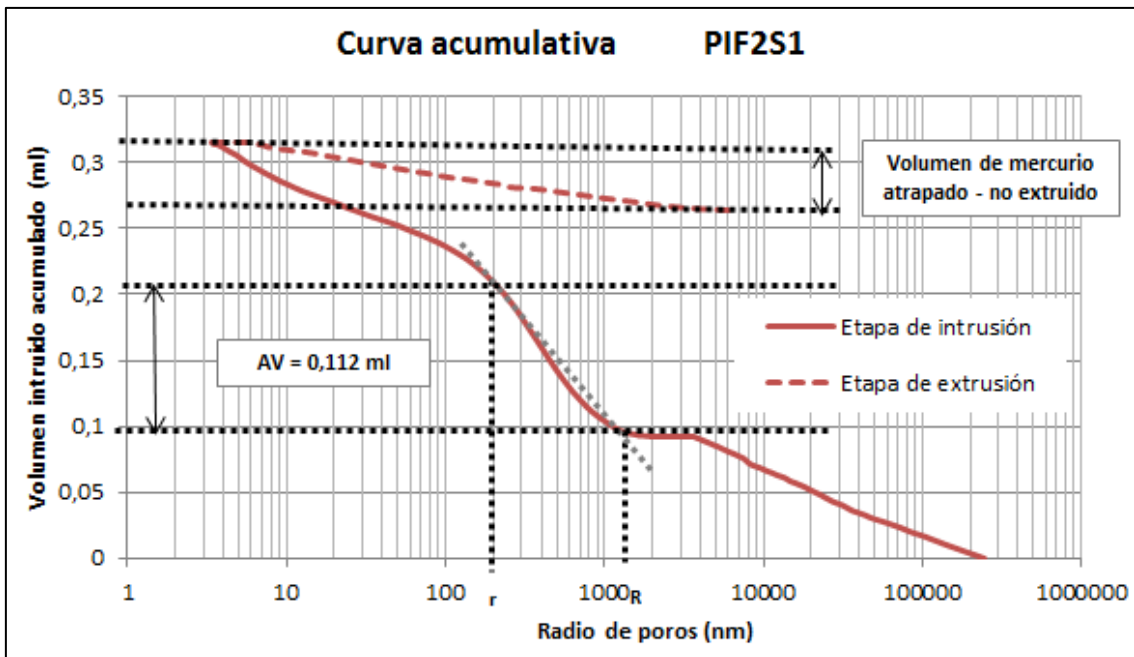


Figura 29: Curvas de intrusión y extrusión de mercurio en términos de índice de volumen de poro acumulativo vs radio de poro para la muestra PIF2S1 (r y R = menor y mayor radio de entrada de aquellos poros que definen la familia modal de porosidad desarrollada entre agregados de partículas, ΔV = volumen de mercurio en mililitros que representa dicha familia).

4.2.1 Limitaciones del ensayo

Como puede observarse en la representación básica de los datos de laboratorio presentados (Fig. 25,26 y 27), en ninguno de los ensayos de porosimetría el mercurio consigue intruir la porosidad total estimada de la muestra ($e_{\max} < e_o$).

Esta limitación, puede justificarse a partir de la existencia de porosidad de tipo no efectiva o no interconectada, a la cual el mercurio no tiene acceso, o bien a partir de la propia limitación instrumental del equipo de medición.

El ensayo de porosimetría por intrusión de mercurio solo permite detectar un rango de porosidades aproximado entre 500 micrómetros y 3.5 nanómetros, de manera que inicialmente el método ya no tienen en cuenta el volumen de porosidad representado por porosidades inferiores a 3.5 nm.

Además, para este tipo de ensayo y como se describe en apartados anteriores, debe seleccionarse un penetrómetro con un volumen de mercurio adecuado a la porosidad de la muestra a ensayar. Existiendo la posibilidad de que, aunque el penetrómetro se adecue a la porosidad total de la muestra, la heterogeneidad estructural que presenta un suelo tectonizado como el estudiado, impida que el penetrómetro seleccionado defina detalladamente el rango de microestructura de menor tamaño (porosidad intraparticular < 6 nm), perdiéndose así parte de la información volumétrica y estructural de la muestra (aunque la menos relevante para nuestro objetivo de estudio).

También se detecta, como es habitual en esta técnica de análisis, que aparece una cierta histéresis entre las curvas de intrusión y extrusión de mercurio.

Varios autores han propuesto soluciones teóricas para razonar este efecto cuando se interpreta como una retención de mercurio en la muestra. Giesche (2006) determina que dicha histéresis puede justificarse principalmente en base a la variación del ángulo de contacto entre el mercurio y la pared del poro y la aparición de desconexiones y/o barreras energéticas en la red de poros (teoría del cuello de botella y modelo de percolación-conectividad). No obstante, experimentalmente se comprueba también que esto puede deberse a una dependencia instrumental de la velocidad de la etapa de extrusión.

4.2.2. Caracterización microestructural del suelo a partir del MIP

4.2.2.1 PSD

Los resultados de los ensayos MIP permiten evaluar para un estado tensional dado, la distribución de tamaño de poros de un suelo, conocida como PSD (Pore size distribution).

La información aportada por la PSD puede ser entendida como el complementario a la granulometría de un suelo, es decir, como la función complementaria a la distribución de tamaño de partículas sólidas. Con la marcada diferencia de que, la granulometría de un suelo puede considerarse casi constante para rangos de tensiones usuales en la práctica ingenieril (hipótesis de incompresibilidad de la partícula sólida), mientras que la PSD es muy sensible a variaciones del estado tensional del suelo (tanto en términos de tensión media, como de succión s) (Fernando.R, 2009).

En este sentido, la información de la fábrica del suelo, analizada a través de la variación del PSD puede ser muy valiosa para entender la evolución de la microfábrica del suelo y el comportamiento volumétrico del medio poroso frente a cambios del estado tensional.

La función que evalúa la PSD para cada uno de los radios de poros identificados en la muestra a lo largo del ensayo, conocida como función de distribución de tamaño de poros, se expresa como el cociente entre el incremento o variación en el índice de poros (Δe) respecto del incremento del logaritmo del radio de los poros.

La finalidad de esta función (Ec.4) es ayudar en la identificación visual de las familias de poros dominantes o modales de la muestra y permitir una caracterización cuantitativa útil de la microestructura del suelo.

$$PSD = \frac{-\Delta e}{\Delta \log rp}$$

Ecuación 4: Función de distribución de tamaño de poros (PSD)

A continuación se presentan las PSD correspondientes a cada una de las muestras analizadas obtenidas mediante la aplicación de la ecuación 4 a los resultados de los distintos MIP.

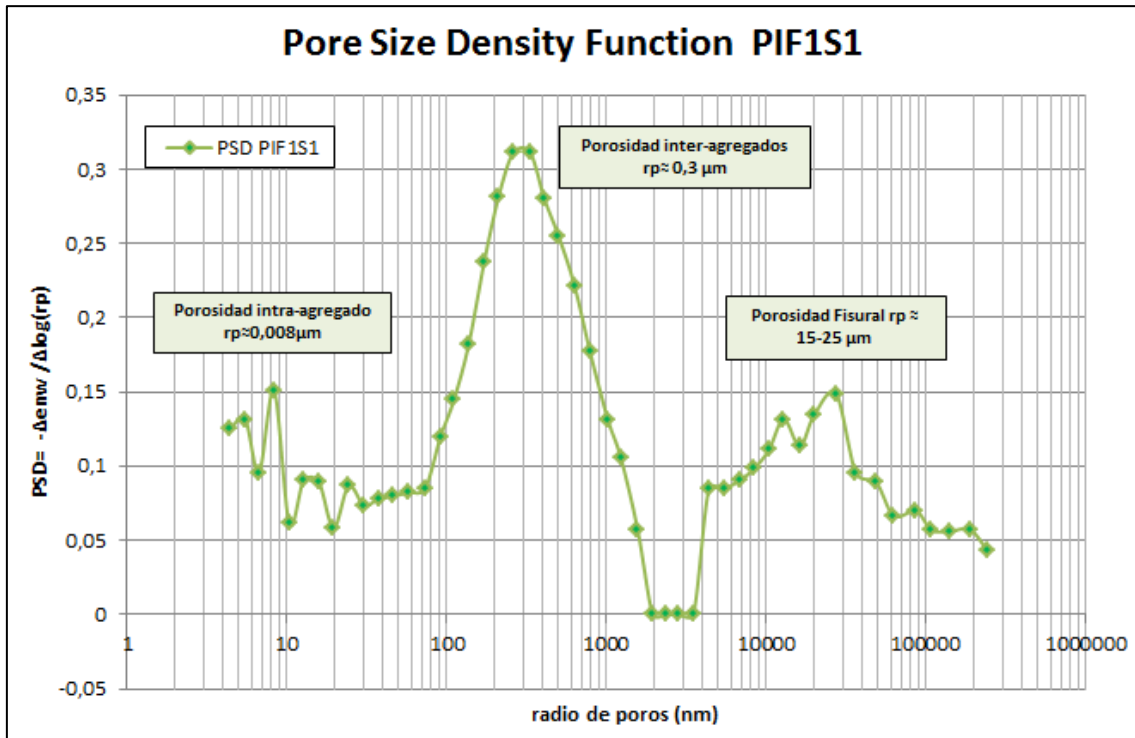


Figura 30: Función de distribución de poros para la muestra PIF1S1. Se detecta una estructura trimodal.

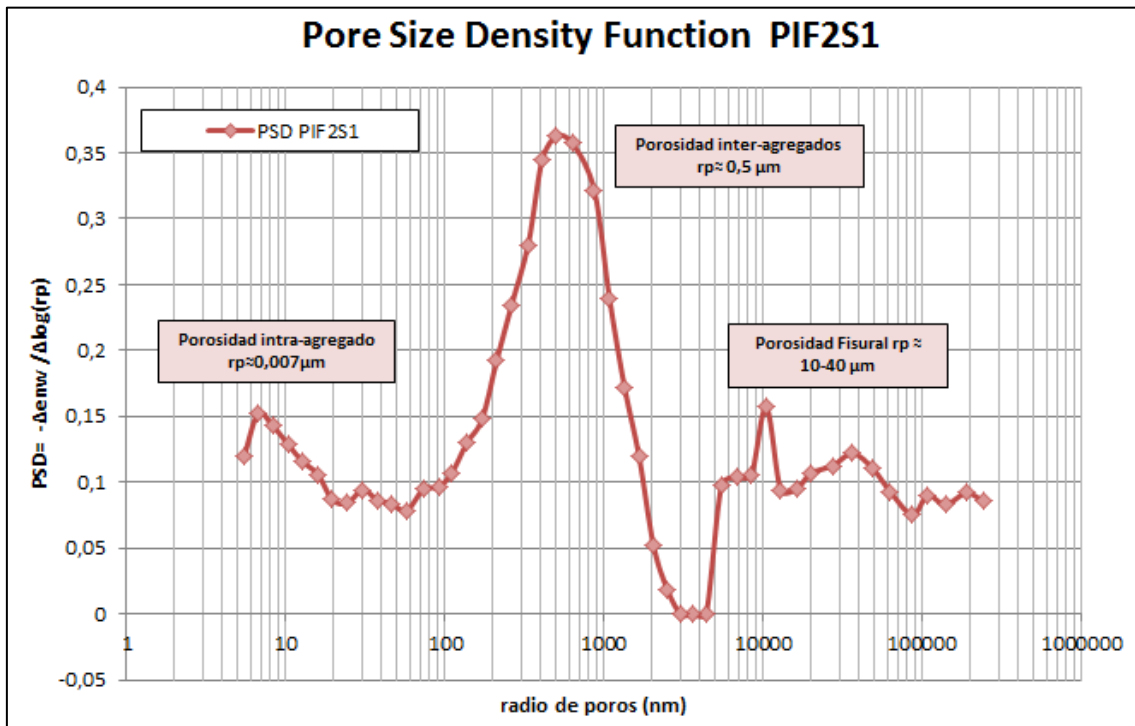


Figura 31: Función de distribución de poros para la muestra PIF2S1. Se detecta una estructura trimodal.

A partir de la representación gráfica de las funciones de distribución de poros de las muestras de suelo no sometidas a saturación PIF1S1 y PIF2S1 (Fig.30 y 31) y tal y como se deduce de las curvas de intrusión y extrusión correspondientes a ambas muestras, podemos afirmar que el suelo arcilloso de Piscicolo presenta una microestructura de agregado de partículas elementales (Alonso et al., 1987) con una clara distribución trimodal en la que se identifican (Fig.32):

- **Porosidad intra-agregado** (Microporosidad): Familia de poros de menor tamaño definida como la porosidad existente entre las partículas de arcilla que conforman los agregados. Presenta un radio de entrada característico que oscila entre 7 y 8 nm.
- **Porosidad inter-agregado** (Macroporosidad): Familia de poros de elevada representatividad, interpretada como la porosidad existente entre los distintos agregados de partículas de arcilla. Presenta un radio característico de tamaño intermedio, entre 600 nm y 1 μ m.
- **Porosidad asociada a fisuración o “grietas”** (Macroporosidad de tipo fisural – defectos): Familia de poros de gran tamaño, con radios característicos alrededor de las 20 a 40 μ m y representativa de las fisuras, laminaciones o grietas asociadas a la deformación tectónica de la arcilla.

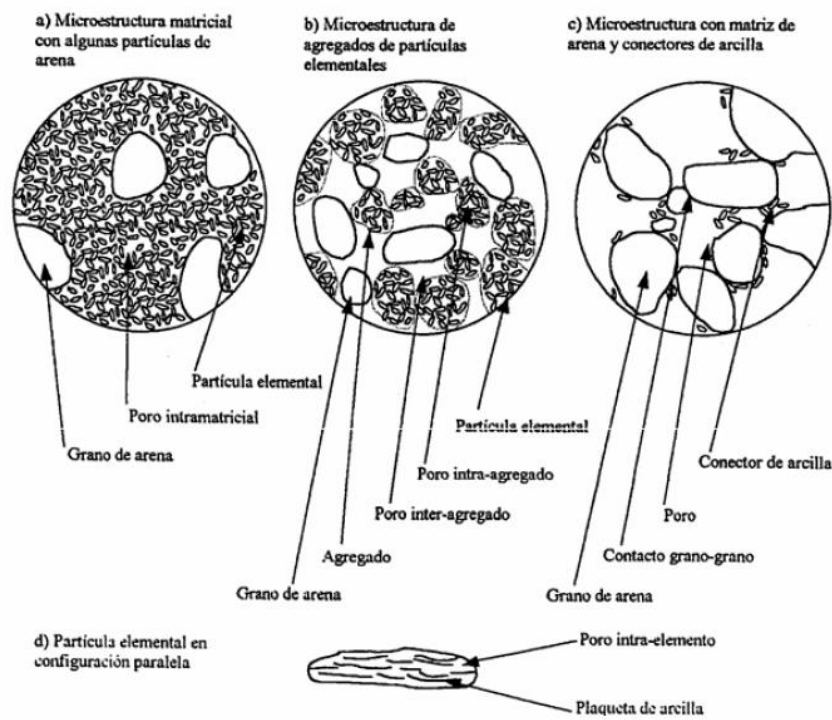


Figura 32: Tipología y elementos de la microestructura típica del suelo (Alonso et al., 1987).

No obstante, a pesar de las similitudes microestructurales observadas en los resultados de ambas muestras, las correspondientes PSD presentan ligeras diferencias asociadas a la ya mencionada heterogeneidad del suelo estudiado (Fig. 9). En consecuencia y con el objetivo de simplificar e objetivar la comprensión de los análisis comparativos presentados a continuación, se decide trabajar exclusivamente con las muestras de suelo PIF1S1 y PIF1S2, extraídas ambas de la misma subunidad litológica F1.

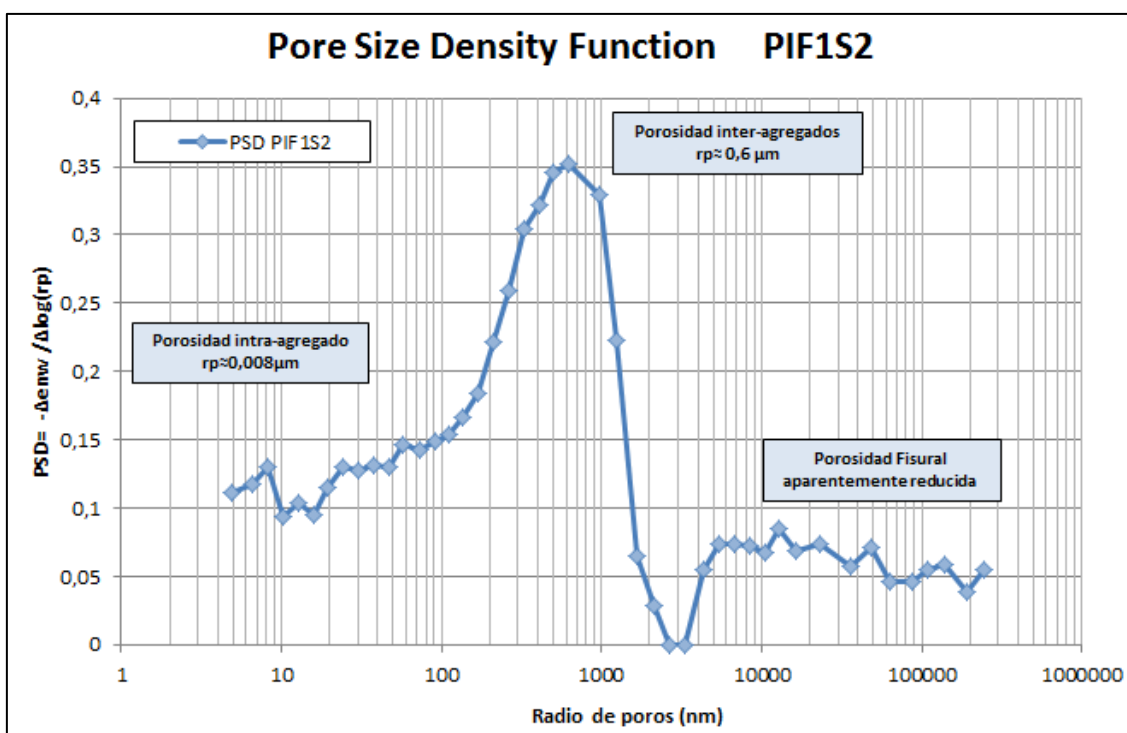


Figura 33: Función de distribución de poros para la muestra PIF1S2. Se detecta una clara variación microestructural asociada a la etapa de saturación a la que se somete la muestra. En la PSD destaca una clara reducción de la porosidad de tipo fisural.

La Función de distribución de poros para la muestra PIF1S2, sometida a saturación bajo carga constante, desvela una interesante variación microestructural en la que cabe destacar una intensa reducción de la macroporosidad fisural y una redistribución de las restantes familias de poros identificadas.

Esta variación de la PSD evidencia la dependencia de la microestructura del suelo con los cambios en el valor del estado tensional del suelo (para nuestro caso de estudio, inducidos por el humedecimiento de la muestra hasta su saturación).

4.2.2.1.1 Comparativa de PSD

La comparación de las PSD permite analizar discretamente la variación que sufre la microfábrica del suelo con los cambios tensionales impuestos mediante la aplicación de la trayectoria de mojado (Fig.34).

En esencia, la variación del grado de saturación implica un ligero hinchamiento de las partículas de arcilla (Fig.24), cuya deformación volumétrica se traduce en una redistribución de su estructura porosa.

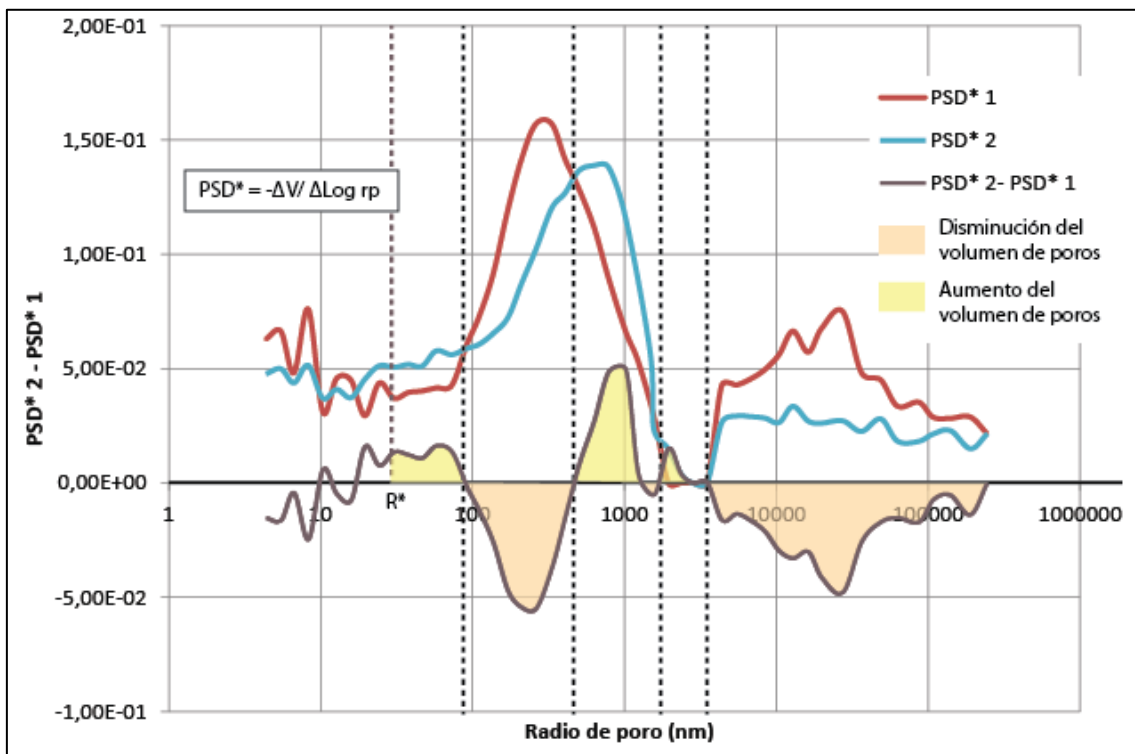


Figura 34: Comparativa de PSD* (distribuciones del tamaño de los poros expresadas en términos de variación de volumen) Se divide el gráfico en distintos tramos según si se observa aumento o disminución del volumen de poros para un determinado radio. Conceptualmente, radios inferiores a $R^*=30$ nm (zona puramente "microestructural" de la muestra) se consideran poco influyentes en la deformación volumétrica del suelo.

Tal y como muestra la comparativa anterior, los cambios notables en la microestructura del suelo se producen esencialmente en la macroporosidad, definida para radios superiores a 30 nm según proponen Delage y Lefebvre (1984) (Fig.35 y 36). Detectándose que, mientras algunas familias de macroporos se reducen o desaparecen, otras de menor tamaño aumentan en densidad o frecuencia.

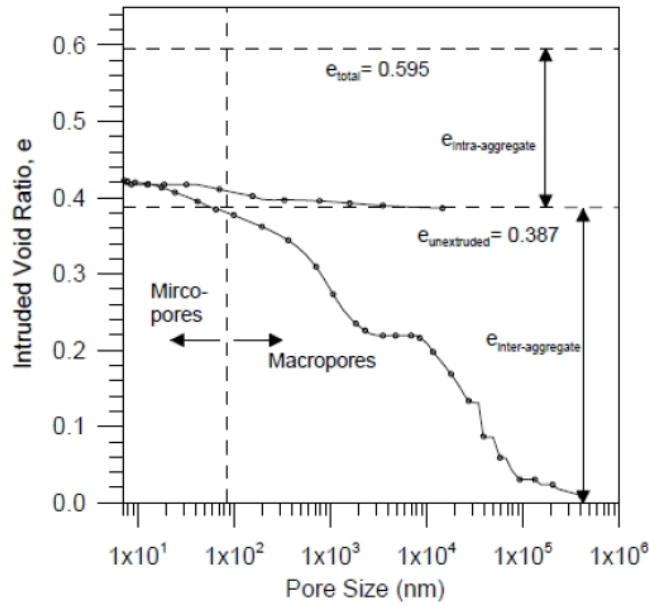


Figura 35: Definición de micro y macroporosidad [Adaptado de Delage y Lefebvre (1984)]

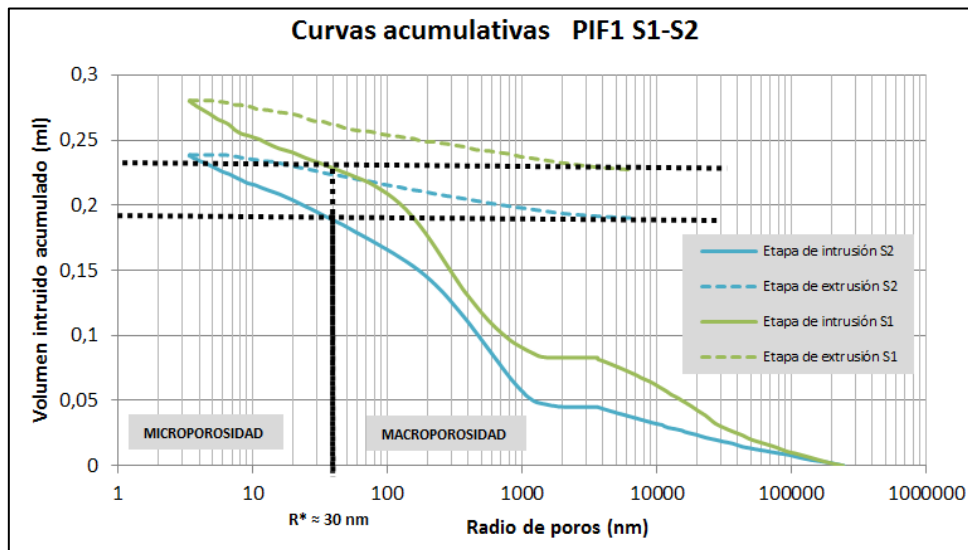


Figura 36: Delimitación gráfica de la micro y macroporosidad para las muestras PIF1S1 y PIF1S2 según la definición propuesta por Delage y Lefebvre (1984).

4.2.2.1.2 Evolución microestructural: Concepto de Factor de forma

La evolución microestructural en suelos en términos de índice de poros es un tema poco desarrollado en la literatura ingenieril.

Fernando. R (2009) propone en su tesina una función de transferencia que describe dicha evolución tomando en cuenta el carácter deformable de los capilares cilíndricos en el suelo.

Su función de transferencia asume que la deformación del elemento de suelo provoca modificaciones en la geometría de los capilares cilíndricos, debidas únicamente a los cambios en el radio de entrada de los capilares, controlados por módulos de deformación volumétricos propios de cada familia de poros.

La metodología presentada por Fernando. R (2009) resulta resolutive desde el punto de vista del análisis microestructural del suelo puesto que permite construir las distintas distribuciones de tamaños de poros o PSD asociadas a distintas trayectorias de tensiones requeridas.

La presente investigación pretende añadir nuevos matices a la interpretación de la evolución microestructural del suelo introduciendo el concepto de *factor de forma* (α). Este parámetro intenta seguir la evolución volumétrica homogénea de una familia de poros particular, tratando de ofrecer una herramienta visual que describa la evolución que sufre la microestructura del suelo.

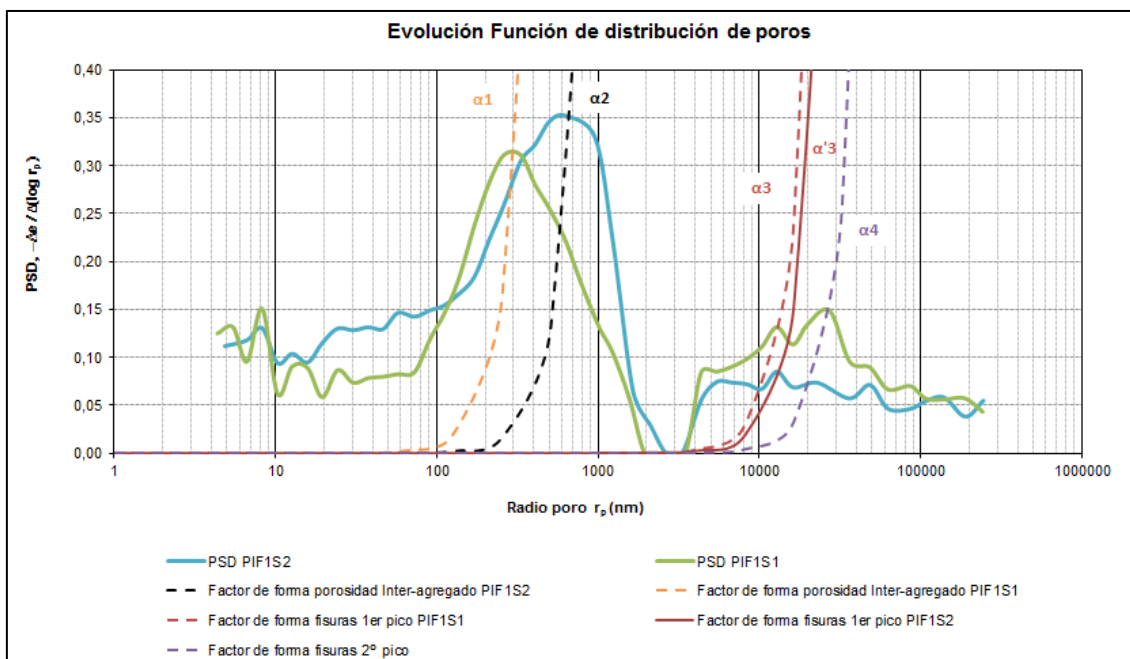


Figura 37: Propuesta de relación de las funciones de distribución de poros para las muestras PIF1S1 y PIF1S2 mediante el factor de forma (α).

De manera simplificada se entiende que, bajo una suposición de minimización energética, la deformación volumétrica interna que experimenta un poro hipotéticamente esférico o con forma elipsoidal debería ser proporcional a la reducción del tamaño de la apertura de su entrada, es decir del radio de poro.

La ecuación propuesta a continuación pretende establecer de manera simplificada dicha relación a partir del factor de forma:

$$V = \alpha \cdot r^3$$

Ecuación 5: Ecuación que describe la evolución del volumen interno del poro (V) según el valor de su respectivo radio de entrada (r). Donde α = factor de forma.

En base a este razonamiento, los puntos de ambas PSD que evolucionan a lo largo de dicha función (valor de α constante) adquieren un radio de entrada r proporcional a la deformación volumétrica interna que experimenta el poro, es decir, sin perder sus dimensiones geométricas iniciales.

Según describe la figura 37, la variación microestructural del suelo arcilloso de Pisciole asociada a un proceso de saturación, muestra una reducción notable de la familia de poros representada por las fisuras o grietas existentes en la arcilla. En la parte derecha del gráfico se observa como los picos modales de esta familia se reducen siguiendo aproximadamente un factor de forma constante ($\alpha_3 \approx \alpha'_3$ y α_4). De esta manera, se puede admitir que las fisuras se cierran o desaparecen a lo largo de la etapa de saturación conservando aparentemente su relación geometría.

El pico de la familia de macroporos principal (Porosidad inter-agregados) en cambio, experimenta un aumento en frecuencia (mayor densidad de poros con un tamaño de radio concreto) y un desplazamiento a lo largo del eje de abscisas. Esta variación de la familia de poros no sigue el definido factor de forma característico del pico modal en la PSD de la muestra S1 (α_1), de manera que visualmente ya podemos detectar que los poros que caracterizaban la familia modal inter-agregado sufren una variación no proporcional entre su volumen interno y su radio a lo largo de la deformación de la muestra.

En este tipo de casos, los poros varían su radio de entrada de manera no proporcional a la variación de su volumen interno. Cuando esto sucede es imposible seguir mediante el factor de forma la evolución de una familia particular de poros, y debemos sugerir que para entender la nueva distribución de tamaño de poros sus nuevos volúmenes internos se suman a una densidad de poros anteriormente identificada en PIF1S1 y determinada por el radio de entrada que adquieran tras su deformación.

4.2.2.2 Análisis dimensiones fractales

Una última visión para la caracterización microestructural del suelo puede ser la proporcionada por la interpretación de los datos MIP en términos del carácter fractal del medio poroso.

Los fractales se basan en el concepto de *autosemejanza*, una propiedad que presentan aquellos sistemas cuyas estructuras permanecen constantes al variar la escala de observación.

El estudio de dimensiones fractales permite validar resultados de análisis de porosimetría, siendo una poderosa herramienta para detectar anomalías de la red de poros, tales como la destrucción de la estructura natural de las muestras (Romero & Simms, 2008).

Para el cálculo de la superficie de dimensión fractal (D_s), parámetro que nos permite caracterizar la microestructura del suelo, se utiliza comúnmente la siguiente expresión:

$$\log\left(\frac{dV}{dp}\right) \propto (D_s - 4) \log p$$

Ecuación 6: Expresión para el cálculo de dimensiones fractales (D_s) derivada de Korvin 1992.
[Romero & Simms, 2008]

Según la ecuación anterior, la dimensión fractal de un medio poroso puede determinarse analíticamente a partir de la primera derivada de la relación en doble escala logarítmica del volumen de poros normalizado frente a presión de inyección de mercurio ejercida sobre la muestra ($(dV/V_{\max})/dp$ vs p).

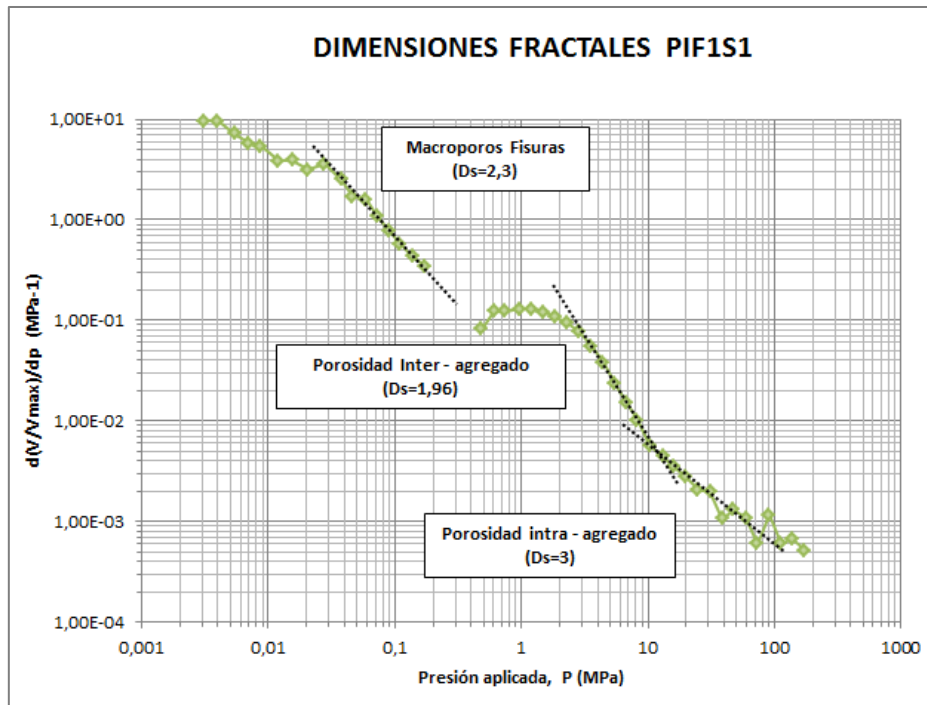


Figura 38: Análisis fractal para PIF1S1.

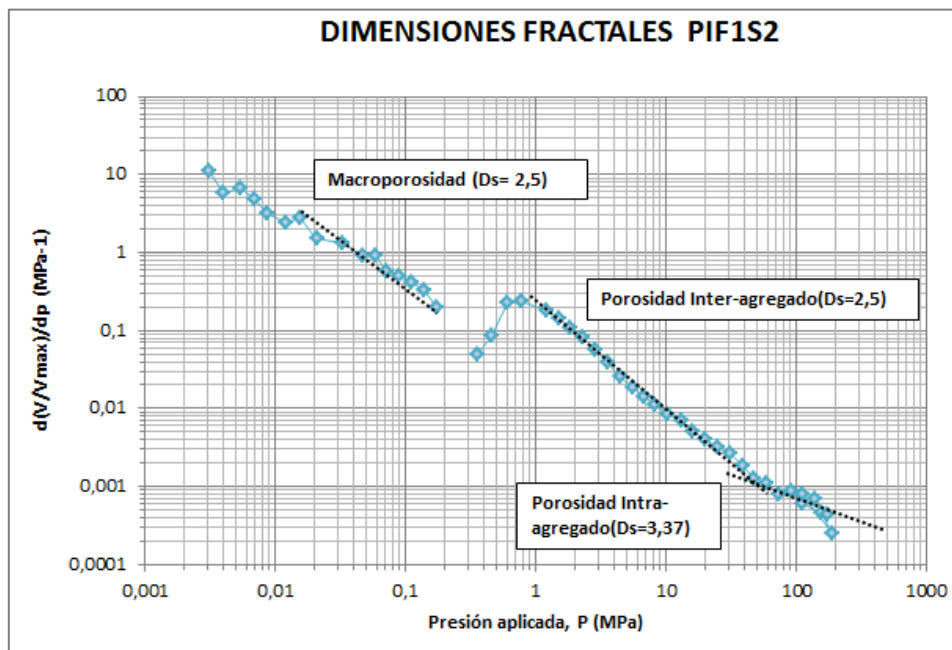


Figura 39: Análisis fractal para PIF1S2

Las figuras 38 y 39 muestran la representación gráfica del análisis fractal de la red de poros del suelo de Pisciolo antes y después de la saturación, donde los elementos con una estructura fractal básica similar aparecen identificados como secciones lineales.

Como podemos observar, el análisis fractal permite confirmar la ya descrita triple porosidad del suelo arcilloso y proporciona además información sobre la evolución geométrica de las distintas familias de poros.

Según Cuevas (1998), una superficie fractal con un valor $D_s=2$ caracteriza una porosidad de estructura tipo fisural o geoméricamente planar, mientras que un valor de $D_s=3$ describe una estructura porosa de mayor ocupación espacial, tipo volumétrica.

Siguiendo esta definición, observamos que, inicialmente, la microporosidad intra-agregado, localizada en el régimen de altas presiones, presenta una dimensión fractal igual a 3 ($D_s= 3$), típica de una estructura de tipo volumétrica, que además se conserva tras la etapa de saturación ($D_s\approx 3.4$).

La macroporosidad inter-agregado en cambio, muestra originalmente una dimensión fractal cercana a 2 ($D_s\approx 1.96$), describiendo una estructura de tipo fisural posiblemente asociada a una tendencia deformacional de los agregados de arcilla sometidos históricamente a una intensa actividad tectónica. Tras la etapa de saturación, la dimensión fractal asociada a esta familia modal aumenta hasta un valor que de 2.5, alejándose de la definición teórica de estructura fractal de tipo fisural y acercándose a una estructura de tipo volumétrica.

Esta importante variación puede relacionarse con el concepto de factor de forma introducido con anterioridad, que explica como la evolución estructural de la familia de poros inter-agregados se desarrolla variando sustancialmente la geometría interna de los poros y por consiguiente su estructura analizada a nivel fractal (α_1 vs α_2).

Finalmente, la familia de macroporos correspondiente a las denominadas *fisuras* o *grietas* del suelo arcilloso presenta una dimensión fractal inicial $D_s= 2.3$, acorde con la naturaleza de esta familia de poros y cuyo valor se conserva aproximadamente tras la saturación ($D_s= 2.5$). La ligera variación detectada puede quedar explicada de nuevo por el pequeño desajuste que se observa en la correlación de picos según el factor de forma en la Figura 37 (α_3 vs α'_3), pero que no obstante permite deducir un cierre de las fisuras sin perder su tendencia a una geometría planar.

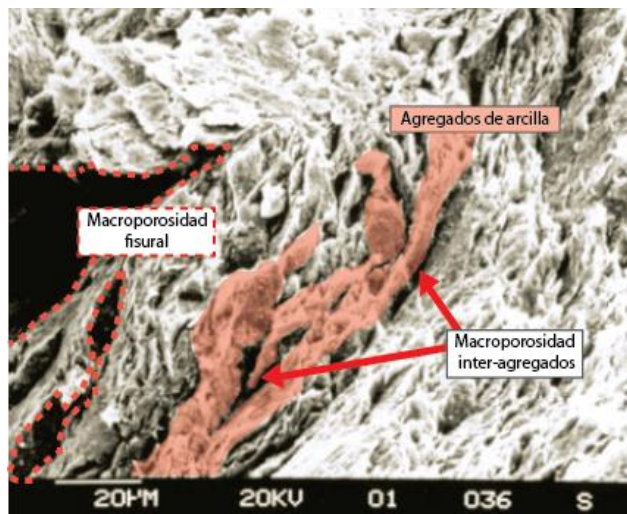
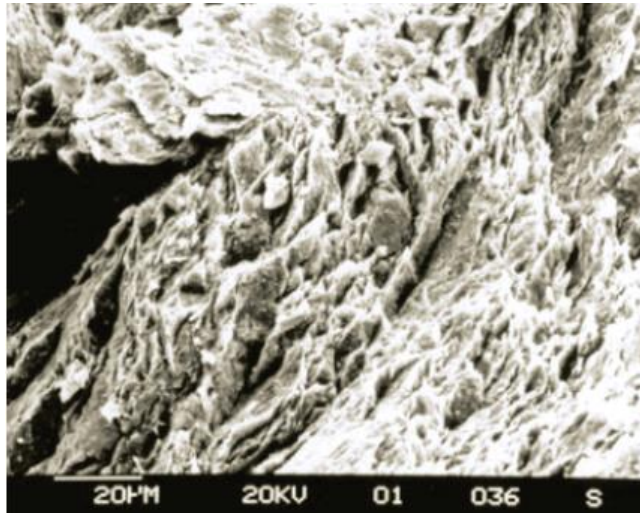


Figura 40: Interpretación de la microfábrica natural de una arcilla marina compleja sobre imagen obtenida mediante SEM, a partir de los elementos estructurales identificados en nuestra muestra de suelo. [Modificado de Cotecchia & Santaloia, 2003]

Capítulo V. Modelación de las propiedades hidráulicas del suelo en base a su análisis microestructural

En capítulos anteriores se ha procedido a construir una visión general de las características estructurales del suelo arcilloso de Piscilo mediante un análisis un tanto cualitativo de los datos de laboratorio arrojados por los ensayos de porosimetría por intrusión de mercurio.

A continuación, se pretende proponer un modelo numérico sencillo capaz de reproducir las características hidráulicas principales del suelo, permeabilidad y la curva característica o curva de retención del suelo, en base a las propiedades microestructurales definidas.

Tabla 4: Tabla resumen de las condiciones de contorno para la modelación de las propiedades hidráulicas del suelo arcilloso de Piscilo.

CONDICIONES DE CONTORNO		
Rango de Succiones a aplicar en la trayectoria de saturación/secado (MPa)	smin=1.e-4	smax=100
Succión	pc=pg-pl	
Presión de aire	pg	
Presión de líquido	Pl pl=-smax-dpl	
Pasos de cálculo impuestos	ndiv=1000	
Temperatura	temp=20	
Contenido en sales del agua	xhl=0.0	
Porosidad de referencia y porosidad final de la muestra deformada	por0=0.42	porold=0.46
Permeabilidad intrínseca (m/s)	Kint= 4,71 · 10 ⁻¹⁶	
Grado de saturación residual inicial PAR (10)	srl= 0.3373	
Grado de saturación estado saturado	Sls=1	
Grado de saturación total	sl=se(f)*(sls-srl(f))+srl(f)	

5.1. Estimación de la curva de retención inicial del suelo (WRC)

Según Romero et al. (1999), la intrusión de mercurio como fase líquida “no mojante” durante el ensayo de porosimetría puede asimilarse a la intrusión de aire durante una trayectoria de secado o desaturación a la que se sometería una muestra de suelo para obtener su curva de retención (WRC).

Así, para un valor de succión matricial dado, la inyección de mercurio con una tensión superficial y un ángulo de contacto característicos ($\sigma_{Hg}=0.484 \text{ Nm}^{-1}$ $\theta_{Hg}=140^\circ$) se correspondería

al drenaje de agua inducido por el frente de avance de aire a través de poros con un tamaño de radio equivalente al intruído.

Teniendo en cuenta esta similitud metodológica y bajo la hipótesis de un esqueleto sólido indeformable, el volumen de poros no intruído por mercurio para una presión de intrusión $p(r_i)$ alcanzada a lo largo del ensayo MIP, puede ser evaluado como el grado de saturación en agua del suelo (Ec.7).

$$(p_a - p_w)_i = \frac{2 \cdot T_{sw} \cdot \cos \theta_w}{r_i}$$

Ecuación 7: Ecuación de Succión matricial propuesta por Young-Laplace.

p_a = presión de aire, p_w = presión de agua, T_{sw} = tensión superficial del agua (72.75 mN/m a 20°C), θ_w =ángulo de contacto suelo-agua (nulo para superficies hidrófilas).

$$S_r = 1 - \frac{V(r_i)}{n}$$

Ecuación 8: Ecuación para determinar el grado de saturación de la muestra

$V(r_i)$ = volumen de mercurio intruído acumulado hasta un radio r_i , r_i = radio mínimo intruído, n = porosidad inicial de la muestra.

En consecuencia, los resultados de los ensayos MIP resultan suficientes para determinar la relación existente entre la succión y el grado de saturación del suelo para un índice de vacío constante, permitiendo construir la curva de retención correspondiente al suelo analizado (Fig.41 y 42).

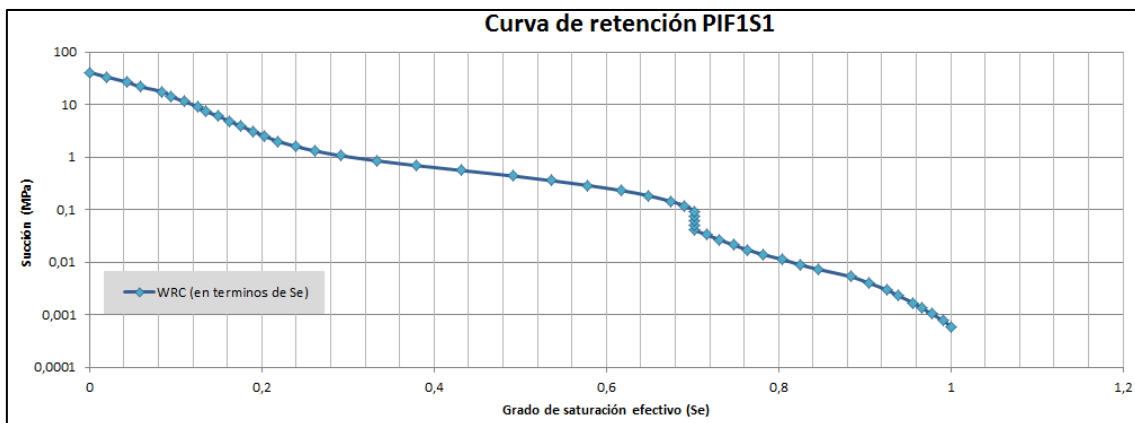


Figura 41: Curva de retención para muestra de suelo PIF1S1 en términos de grado de saturación efectivo.

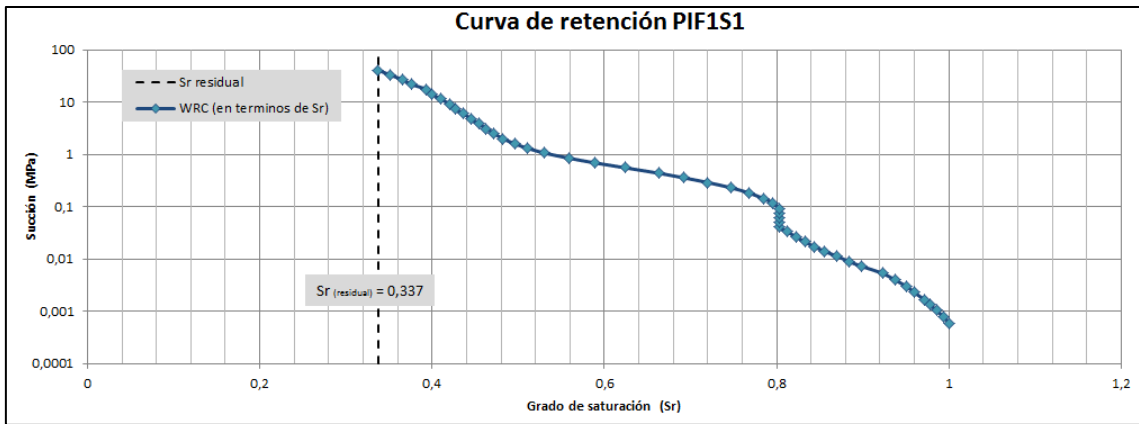


Figura 42: Curva de retención para muestra de suelo PIF1S1 en términos de grado de saturación total. Aparece un valor de grado de saturación residual correspondiente al volumen de poros a los que el mercurio no puede acceder durante el ensayo y equivalente al volumen de agua residual o atrapada en el suelo.

Cuando la muestra de suelo se somete a una etapa de saturación y su microestructura se ve modificada, su capacidad de retención de agua también refleja los efectos de la deformación volumétrica. Ambas curvas de retención de agua, comparadas en la Figura 43 muestran claramente la triple estructura interna del suelo de Piscioló (aunque cada vez menos marcada según evoluciona la microestructura) y permiten determinar la variación en la capacidad de retención de agua del suelo tras la etapa de saturación impuesta.

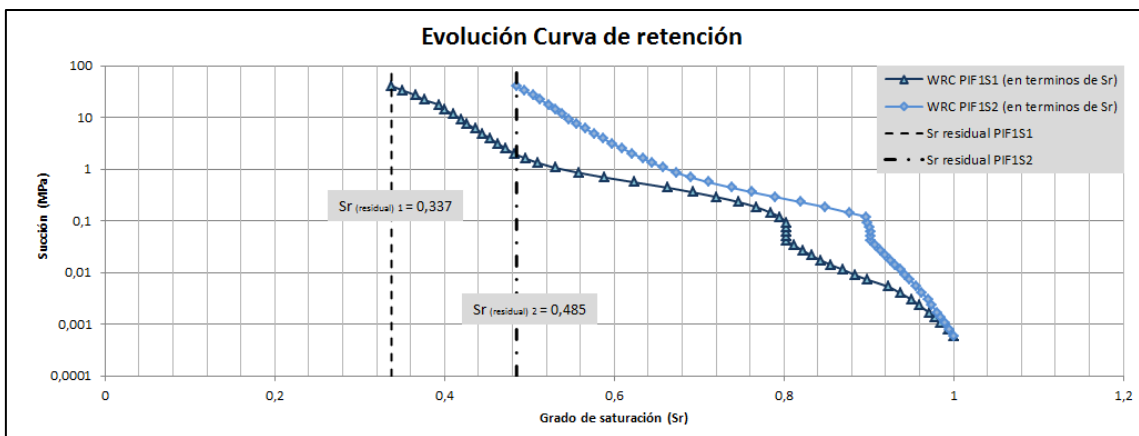


Figura 43: Evolución de la Curva de retención del suelo de Piscioló tras someterlo a una etapa de saturación.

Para la muestra final PIF1S2 el grado de saturación residual aumenta, asumiendo la existencia de un mayor volumen de agua inmóvil retenido en la red porosa del suelo incapaz de ser desplazado por la intrusión de mercurio.

No obstante, si se analiza un valor de grado de saturación discreto, la succión correspondiente es mucho mayor para la muestra final, determinando tal y como corrobora la Figura 44, que el contenido en agua en los macroporos de la muestra es inferior en el suelo una vez deformado.

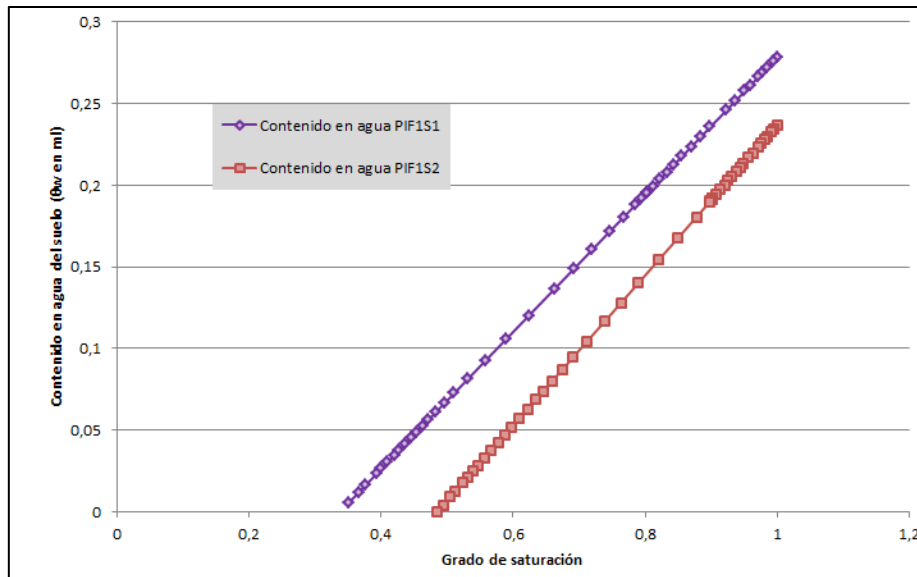


Figura 44: Contenido en agua de las distintas muestras según el grado de saturación. Se comprueba que la muestra en condiciones iniciales PIF1S1 presenta siempre un mayor contenido en agua.

5.1.1. Ajuste numérico de la curva de retención mediante un modelo de retención trimodal.

Por lo general, las curvas de retención de distintos tipos de suelos se ajustan bien según modelos de succión efectiva como los presentados por Van Genuchten o Brooks & Corey (Casini, Vaunat, Romero, & Desideri, 2012).

A continuación, se presenta un modelo de retención multimodal (Ec.10), definido por la superposición de distintas subcurvas de tipo Van Genuchten (Ec.9), que pretende modelar los valores de la curva de retención del suelo obtenidos mediante el ensayo MIP teniendo en cuenta las heterogeneidades del sistema poroso.

$$Se = \frac{Sl - Srl}{Sl_s - Srl} = \left[1 + \left(\frac{Pg - Pl}{P} \right)^{\frac{1}{1-\lambda}} \right]^{-\lambda}$$

Ecuación 9: Ecuación de las distintas subcurvas de Van Genuchten para cada una de las familias modales.

Sl= Grado de saturación del suelo, Srl= Grado de saturación residual, Sl_s= Grado de saturación máximo, Pg= presión de gas, Pl= presión de líquido, P = valor de succión en el punto de inflexión de la curva, λ= función de forma.

$$Se = \sum_{i=1}^k w_i \left[1 + \left(\frac{Pg - Pl}{P} \right)^{\frac{1}{1-\lambda}} \right]^{-\lambda}$$

Ecuación 10: Modelo de retención multimodal mediante superposición de subcurvas de Van Genuchten.

Se= Grado de saturación efectivo, k= número de familias modales identificadas, w (i) = peso de cada sub curva (necesariamente el valor de los pesos utilizados debe sumar 1).

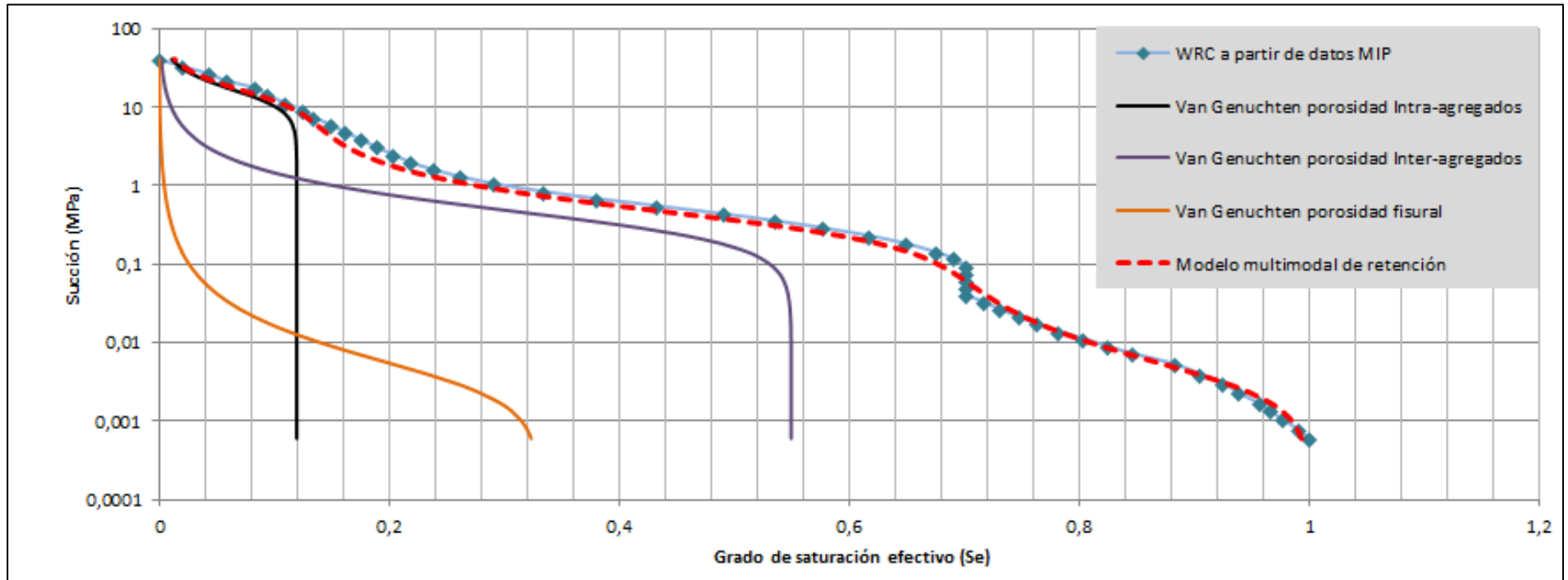


Figura 45: Modelación de la curva de retención de la muestra de suelo PIF151 mediante un modelo de retención trimodal definido como el sumatorio de distintas subcurvas de Van Genuchten ajustadas a los valores de saturación efectiva correspondientes al dominio de cada una de las familias modales de poros identificadas.

Tabla 5: Parámetros y ecuaciones necesarios para la introducción de una triple estructura en la modelación de la curva de retención de agua del suelo de Pisciolo.

INTRODUCCIÓN DE TRIPLE ESTRUCTURA EN LA CURVA DE RETENCIÓN DEL SUELO : subroutine liquid_saturation						
<p>Ecuación Subcurvas Van Genuchten:</p> <p>ITYCL=1: Van Genuchten model:</p> $S_e = \frac{S_l - S_{rl}}{S_{ls} - S_{rl}} = \left(1 + \left(\frac{P_g - P_l}{P} \right)^{\frac{1}{1-\lambda}} \right)^{-\lambda}$ <p>Ecuación WRC :</p> $S_e = \sum_{i=1}^k w_i \left[1 + \left(\frac{P_g - P_l}{P} \right)^{\frac{1}{1-\lambda}} \right]^{-\lambda}$	PARÁMETROS FAMILIA INTRA-AGREGADOS		PARÁMETROS FAMILIA INTER-AGREGADOS		PARÁMETROS FAMILIA FISURAS	
	$r_{\min.} = 3,54$ $r_{\max.} = 72,82$ (nm)		$r_{\min.} = 72,82$ $r_{\max.} = 2353,07$ (nm)		$r_{\min.} = 2353,07$ $r_{\max.} = 242670,094$ (nm)	
	PAR (8)	pmic0= 15 MPa	PAR (6)	pmes0= 0.35 MPa	PAR (1)	pmac0= 0.035 MPa
	PAR (9)	alambdamic= 0.7	PAR (7)	alambdames= 0.54	PAR (2)	alambdamac=0.43
PAR (4)	weightmic=0.12	PAR (3)	weightmes=0.55	Condición: weightmac=1.-weightmes-weightmic		

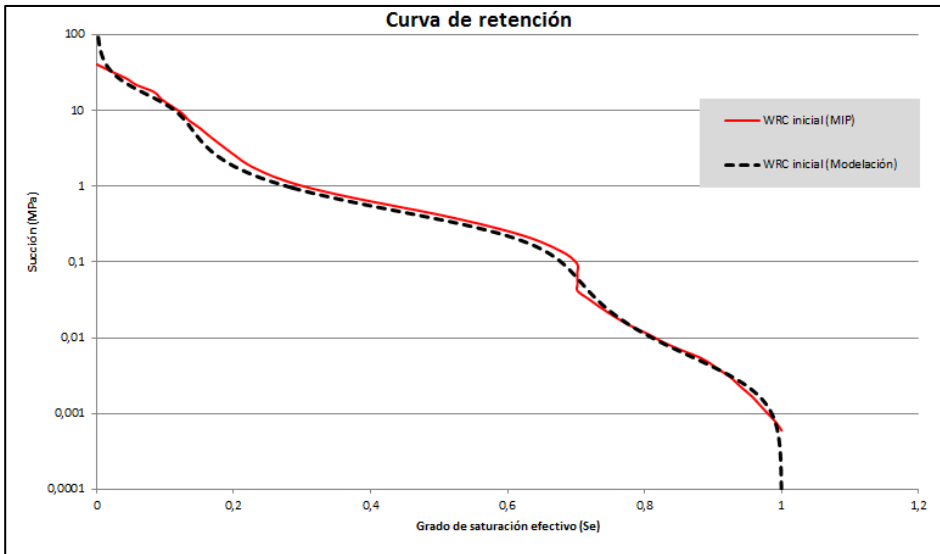


Figura 46: Comparativa de curvas de retención del suelo de Pisciolo en estado in situ WRC (PIF1S1), según datos MIP y según modelación propuesta en la presente investigación (tabla 5).

5.2. Evaluación del Coeficiente de permeabilidad hidráulica del suelo

La conductividad hidráulica es una de las propiedades más importantes de un suelo, puesto que gobierna la distribución de presión de poros en profundidad y los procesos de flujo del terreno, tanto en condiciones saturadas como no saturadas.

Los recientes estudios desarrollados por Cotecchia.F et al. (2014) sobre el complejo de deslizamientos de Pisciola pretenden introducir la idea de la influencia de la microestructura del suelo de Pisciola en el valor de su permeabilidad mediante la representación gráfica de los valores de permeabilidades saturadas estimadas indirectamente a partir de ensayos edométricos, según el grado o intensidad de fisuración y la orientación de las fisuras respecto al flujo de agua (Fig.47) (Tabla 6).

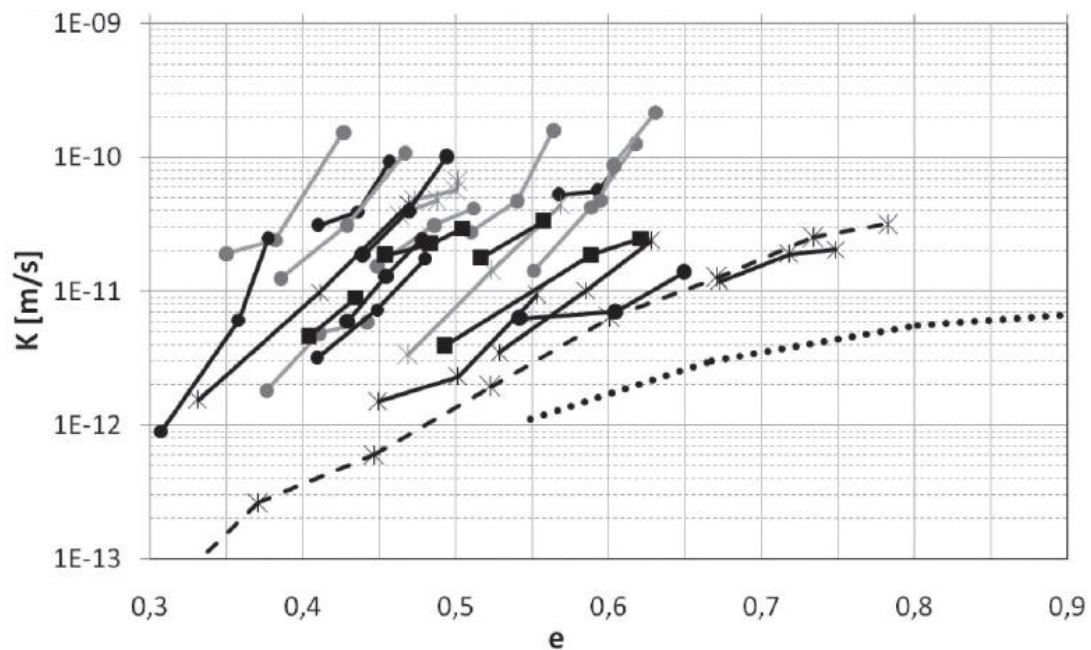


Figura 47: Valores de permeabilidad saturada medida en el laboratorio a partir de datos edométricos de distintas muestras del suelo de Pisciola muestreadas a 1.5 m de profundidad.

Leyenda: líneas grises: arcilla con intensidad de fisuración I5-I4; líneas negras: arcillas con intensidad de fisuración I6, asteriscos: muestras tipo F3, cuadrados: muestras tipo F1 (orientación ortogonal de las fisuras respecto al flujo de 0-45°), círculos: muestras tipo F1 (orientación ortogonal de las fisuras respecto al flujo de 45-90°), línea de puntos: arcilla reconstituida.

[Cotecchia.F et al., 2014]

Tabla 6: Carta de caracterización de las arcillas fisuradas de Pisciole [Cotecchia.F et al., 2014]

INTACT SOIL		DISCONTINUITY NATURE			DISCONTINUITY ORIENTATION	DISCONTINUITY GEOMETRY			
Main sediment fraction A	Undrained strength B	Type C	Roughness D	State E	F	Shape G	Continuity H	Intensity I	
1	Clay * ^o	Mudstone	Depositional	Very rough	Fresh ^o	Single*	Planar	Continuous*	Rare: <3m ² /m ³ ->1m ³
2	Silt	Stiff clay*	Stress relief	Rough	Slightly weathered* ^o	Few	Curved	Many intersections* ^o	Very low: 3+10 m ² /m ³ - 0.027+1 m ³
3	Silty clay	Firm clay* ^o	Shear induced* ^o	Slightly rough	Highly weathered	Random ^o	Hinged* ^o	Some intersections	Low: 10+30 m ² /m ³ - 0.001+0.027 m ³
4	Clayey silt	Soft clay		Smooth ^o	Iron stained surfaces		Folded ^o	Very few intersections	Medium*: 30+100 m ² /m ³ - 27+1000 cm ³
5	Marly clay			Very smooth	Coated		Conchoidal ^o		High*: 100+300 m ² /m ³ - 1+27 cm ³
6				Slickensided* ^o					Very high ^o : >300m ² /m ³ -<1cm ³

Como se puede deducir de la figura 47, y aun teniendo presente que los valores de permeabilidad obtenidos indirectamente a partir de ensayos edométricos no son demasiado representativos de la realidad, podemos determinar que la permeabilidad del suelo arcilloso de Pisciole depende estrictamente de su microestructura.

Así pues, la presencia de fisuras y su orientación respecto al flujo son elementos indispensables para la caracterización hidráulica del suelo de Pisciole, por lo que una estimación de su permeabilidad en base a una muestra remodelada o bien sin tener en cuenta la su microestructura llevaría a interpretaciones fenomenológicas totalmente equívocas del caso de estudio.

Por ello, la presente investigación propone modelar el valor de la permeabilidad del suelo arcilloso de Pisciole tomando en cuenta la influencia de la microestructura analizada.

Según las recientes investigaciones de campo realizadas por G.Pedone (2014), el suelo de Pisciole correspondiente a la zona de transición (T) analizado in situ mediante un ensayo de bombeo de carga constante, presenta una componente horizontal de permeabilidad de $6.5 \cdot 10^9$ m/s (Fig.48).

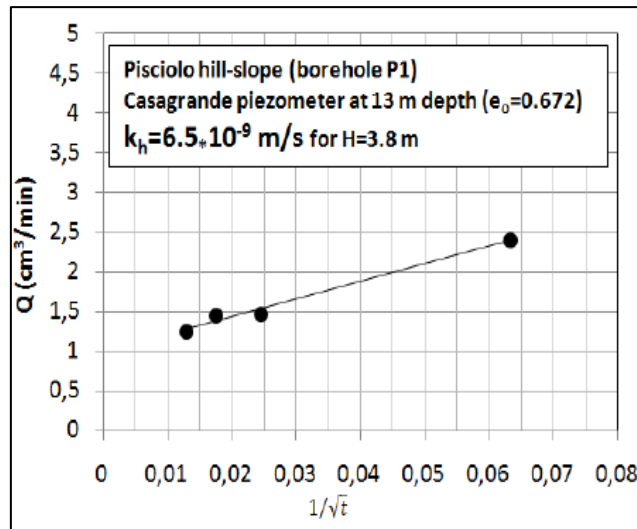


Figura 48: Resultados del ensayo de permeabilidad a carga constante realizado en el suelo de Pisciolo, a 30 m de profundidad para un índice de poros de $e_0=0.672$.
[G. Pedone, 2014]

En base a este valor representativo de permeabilidad y aplicando la descripción del coeficiente de permeabilidad en términos de permeabilidad intrínseca (Ec.11) deducimos que, para el suelo de Pisciolo ensayado in situ bajo condiciones de saturación ($K_{ri} = 1$) se estima un valor de permeabilidad intrínseca aproximado de $k_{intrínseca} (\phi = 0.40) = 2,81E-16$ m/s.

$$\text{Coeficiente Permeabilidad } (k) = \frac{\gamma * K \text{ intrínseca} \cdot K_{ri}}{\mu}$$

Ecuación 11: Coeficiente de permeabilidad expresado en términos de permeabilidad intrínseca, permeabilidad relativa y propiedades de la fase fluida.

Donde:

γ = peso unitario del fluido ($\gamma_w = 9.8 \text{ KN/m}^3$), K = Permeabilidad del suelo en el sentido de Darcy

K_{ri} = Permeabilidad relativa (adimensional, oscila entre 0 y 1)

K_i = Permeabilidad intrínseca del suelo (propiedad del medio poroso independiente de las características del fluido) $\approx 1 \cdot 10^{-7}$

μ = viscosidad absoluta del fluido ($\mu_w = 1.102 \cdot 10^{-6} \text{ KN}\cdot\text{s/m}^2$ a 20°C)

La ecuación presentada por Kozeny-Carman (Ec.12), permite evaluar la permeabilidad intrínseca de un suelo según su porosidad a partir de una permeabilidad intrínseca y un índice de porosidad del suelo conocidos. Así pues, para el valor de permeabilidad intrínseca determinado a partir de los ensayos de G.Pedone (2014) y aplicando Kozeny, calculamos un valor de permeabilidad intrínseca para nuestras muestras de suelo de $K_{intrínseca} (PIF1S1) = 4,71 \cdot 10^{-16}$ m/s y $K_{intrínseca} (PIF1S2) = 7.27 \cdot 10^{-16}$ m/s.

$$\mathbf{k} = \mathbf{k}_o \frac{\phi^3}{(1-\phi)^2} \frac{(1-\phi_o)^2}{\phi_o^3}$$

Ecuación 12: Ecuación de permeabilidad intrínseca para un suelo de porosidad matricial Φ , a partir de una permeabilidad intrínseca conocida (k_o) y su porosidad matricial correspondiente (Φ_o).
[Kozeny-Carman 1927-1956]

Los valores de permeabilidad intrínseca no obstante, no pueden explicar por si solos el estado hidráulico del suelo. Como hemos mencionado, este involucra las interacciones del terreno con la fase fluida existente en el mismo, por lo que es necesario proponer una ecuación que relacione ambas fases y por consiguiente tome en cuenta la influencia de la estructura del suelo para la estimación del valor de la permeabilidad.

Distintos autores a lo largo de la historia de la mecánica de suelos han tratado de relacionar mediante modelos capilares, hidráulicos y probabilísticos (García-Bengochea et al., 1979; Juang and Holtz, 1986) el coeficiente de permeabilidad hidráulico del suelo con los datos obtenidos a partir de ensayos de porosimetría, tratando así de incorporar el efecto de la microestructura del suelo en el valor de la permeabilidad.

En base al ajuste de la curva de retención presentado anteriormente (Fig.45 y 46), se considera adecuado para la presente investigación, estimar el valor de la permeabilidad del suelo a partir de los valores de saturación efectiva evaluados mediante las subcurvas de Van Genuchten.

La ecuación adjunta a continuación, permite evaluar el valor de permeabilidad relativa de un suelo en base a su curva de retención (K_{rl}) (Ec.13).

$$k_{rl} = \sqrt{S_e} \left(1 - \left(1 - S_e^{1/\lambda} \right)^\lambda \right)^2$$

Ecuación 13: Ecuación de permeabilidad relativa del suelo en base a los valores de saturación efectiva derivados del ajuste de la curva de retención mediante Van Genuchten.
Se= Grado de saturación efectivo del suelo, λ = función de forma.

De nuevo, empleando la ecuación del coeficiente de permeabilidad (Ec.11) y los valores de permeabilidad intrínseca y relativa evaluados en este capítulo, podemos calcular el coeficiente de permeabilidad de nuestro suelo de estudio para distintos grados de saturación (Fig.49).

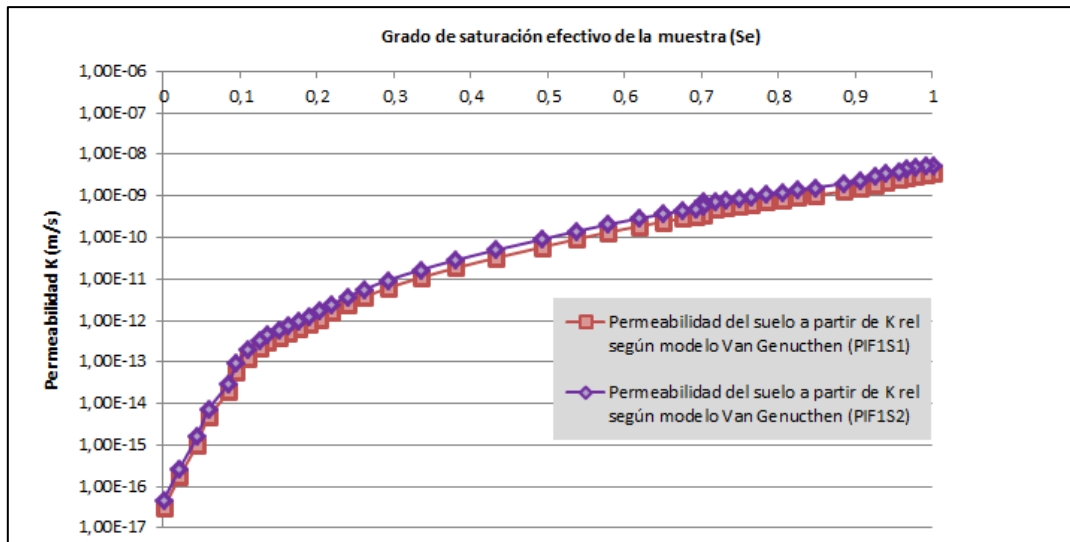


Figura 49: Valores de permeabilidad estimados para muestras de suelo PIF1S1 y PIF1S2 a partir de los valores de permeabilidad relativa evaluados mediante modelo Van Genuchten y los siguientes valores de permeabilidad intrínseca [$K_{intrínseca}$ (PIF1S1)= $4,71 \cdot 10^{-16}$ m/s, $K_{intrínseca}$ (PIF1S2)= $7,27 \cdot 10^{-16}$ m/s].

5.3. Estimación del Parámetro χ de Bishop

De acuerdo con Gens (1995), la combinación de tensión total y presiones de agua y aire determinan la tensión efectiva de un suelo, donde cualquier cambio en las dichas variables resulta en un cambio del valor de la tensión efectiva y se traduce en una respuesta mecánica del material de igual magnitud.

En relación, se asume que el trabajo realizado por la tensión efectiva, debe ser equivalente al producido por la tensión total y la presión de fluidos. Bajo una carga isotrópica y despreciando el trabajo ejercido por las fuerzas de filtración y compresión de aire, este trabajo puede expresarse como:

$$\delta W = -p\delta V + p_w\delta V_w + p_a\delta V_a$$

Ecuación 14: Ecuación del trabajo realizado sobre una muestra de suelo bajo una variación en la tensión efectiva del suelo. [Casini. F et al., 2014]

Donde W es el trabajo realizado sobre una muestra de suelo de volumen V, p es la presión media total (positiva en la compresión), p_a la presión del aire, p_w la presión del agua, V_w y V_a los volúmenes de agua y del aire respectivamente, y δ significa el incremento de las distintas variables.

Bajo la restricción de la incompresibilidad de las partículas del suelo, el cambio en el volumen del mismo δV es equivalente al cambio en el volumen de poros δV_V , o bien a la suma de variaciones de contenido en agua y aire existente en la estructura porosa:

$$\delta V = \delta V_V = \delta V_w + \delta V_a$$

Ecuación 15: Variación del volumen del suelo bajo restricción de incompresibilidad de las partículas del suelo, expresada en términos de variación de volumen de poros o suma de la variación del volumen de agua y aire contenido en los mismos. [Casini. F et al., 2014]

La formulación de la tensión efectiva de Bishop puede ser derivada de la anterior ecuación (Ec.15) considerando que los cambios en el volumen de agua pueden ser definidos según dos componentes diferenciadas, una de las cuales es proporcional al cambio del volumen de poros (componente mecánica de la deformación del suelo):

$$\delta V_w = \delta V_{w1} + \delta V_{w2} = \chi \delta V_V + \delta V_{w2}$$

$$\delta W = -(p - \chi p_w - (1 - \chi)p_a)\delta V_V + (p_a - p_w)\delta V_{w2}$$

Ecuación 16: Deducción del principio de formulación de Bishop a partir del trabajo ejercido sobre una muestra de suelo bajo una variación en el valor de la tensión efectiva. [Casini. F et al., 2014]

La tabla 7 resume algunas propuestas presentes en la literatura para la estimación del parámetro de Bishop, interpretadas de acuerdo con las descomposiciones de volúmenes de la ecuación anterior.

Tabla 7: Resumen de propuestas o estrategias utilizadas por distintos autores para derivar el parámetro χ de Bishop. [Casini. F et al., 2014]

Relaciones volumétricas	χ	Variable conjugada con la succión	Referencias literarias
$V_w = S_r V_V$ $\delta V_w = \underbrace{S_r \delta V_V}_{\delta V_{w1}} + \underbrace{V_V \delta S_r}_{\delta V_{w2}}$	S_r	$n \delta S_r$	Jommi (1994, 2000) Lewis & Schrefler (1996) Sheng <i>et al.</i> (2004)
$V_w = \theta_w V$ $\delta V_w = \underbrace{\theta_w \delta V}_{\delta V_{w1}} + \underbrace{V \delta \theta_w}_{\delta V_{w2}}$	θ_w	$\delta \theta_w$	Murray & Sivakumar
$V_w = S_{rM}(V_V - V_{Vm}) + V_{Vm}$ <p>V_{Vm}: volume of microstructural water S_{rM}: macrostructural degree of saturation</p> $\delta V_w = \underbrace{S_{rM} \delta V_V}_{\delta V_{w1}} + \underbrace{(V_V - V_{Vm}) \delta S_{rM}}_{\delta V_{w2}}$	S_{rM}	$n_M \delta S_{rM}$ n_M : macroporosity	Alonso et al. (2010)
$V_w = (V_w - V'_w) + V'_w$ <p>V'_w: volume of invading water</p> $\delta V_w = \underbrace{\delta (V_w - V'_w)}_{\delta V_{w1}} + \underbrace{\delta V'_w}_{\delta V_{w2}}$	$\frac{\delta (V_w - V'_w)}{\delta V_V}$	$\frac{\delta V'_w}{V}$	Coussy et al. (2010)

Un aspecto primordial para el presente estudio reside en que el parámetro χ de Bishop aparece como un coeficiente proporcional entre el cambio volumétrico de agua y la variación del volumen de poros de la muestra. Eso significa que, a la vez que interviene en las variables fundamentales mecánicas, toma un papel protagonista en la modelación del cambio de curva de retención con la deformación del suelo. La propuesta de este trabajo se basa en el reconocimiento de este papel del coeficiente χ .

5.3.1. Método de evaluación del Parámetro χ de Bishop

La presente investigación pretende evaluar el parámetro χ de Bishop en base a la propuesta presentada por F. Casini et al., 2014. Es decir, a partir de los cambios en la distribución de tamaño de poros por deformación volumétrica del suelo observados en la evolución de las PSD.

La porosidad de un suelo no saturado se define como $n = \frac{V_v}{V} = \frac{V_a}{V} + \frac{V_w}{V} = \theta_a + \theta_w$, donde V_a - V_w y θ_a - θ_w corresponden a volumen y contenido de aire y agua respectivamente.

Bajo condiciones de incompresibilidad de las partículas sólidas que constituyen el suelo ($dV = dV_v$), la variación de la porosidad se expresa como:

$$dn = (1 - n) \frac{dV_v}{V} = -(1 - n)d\varepsilon_v$$

Ecuación 17: Variación de la porosidad expresada en términos de deformación volumétrica del suelo.
[Casini. F et al., 2014]

En el caso de suelos no saturados, la presencia de dos fases no solidas ocupando la red porosa deformable del suelo permite descomponer la deformación volumétrica del suelo (ε_v) en dos ecuaciones diferenciadas (Ec.18), que requieren de la aparición del parámetro χ de Bishop como factor de ponderación para solventar el concepto de las tensión efectivas (Ec.16).

$$d\varepsilon_w = (1 - n)d\theta_w = -\chi d\varepsilon_v$$

$$d\varepsilon_a = (1 - n)d\theta_a = -(1 - \chi)d\varepsilon_v$$

Ecuación 18: Deformación volumétrica expresada en términos de variación del contenido en agua y aire en el suelo.
[Casini. F et al., 2014]

A partir de las ecuaciones anteriores, el parámetro χ de Bishop puede definirse como la relación entre la variación en el contenido volumétrico de agua ($d\theta_w$) y la deformación volumétrica del suelo ($d\theta_w + d\theta_a$), adquiriendo valores comprendidos entre 0 y 1:

$$\frac{d\theta_w}{d\theta_a} = \frac{\chi}{1-\chi}; \quad \chi = \frac{d\theta_w}{d\theta_w+d\theta_a} = \frac{(d\theta_w/d\theta_a)}{(d\theta_w/d\theta_a)+1}$$

Ecuación 19: Expresión del parámetro χ de Bishop en relación a la deformación volumétrica del suelo.
[Casini. F et al., 2014]

5.3.1.1. Variación del contenido en agua y aire durante la deformación volumétrica del suelo

Tal como indica la expresión matemática que define la porosidad en un suelo no saturado $n = \frac{V_v}{V} = \frac{V_a}{V} + \frac{V_w}{V} = \theta_a + \theta_w$, los contenidos de agua y aire se entienden como el volumen de agua y aire respectivamente en relación al volumen unitario de la muestra.

En el caso de un ensayo MIP, el parámetro n debe entenderse como la porosidad intruída por mercurio (n_{nw}), que como se comprueba experimentalmente es siempre inferior a la porosidad total de la muestra y V , como el volumen máximo intruído por el mercurio a lo largo del ensayo ($V_{\text{maxintruído}}$).

Como se comprueba en la figura 50, el análisis de la curva de volumen acumulativo de mercurio intruído en la muestra, permite discretizar gráficamente los conceptos que definen la porosidad total e intruída del suelo.

La curva de volúmenes acumulativos muestra como la intrusión por mercurio en un MIP jamás llega a colmatar el volumen de vacíos total de la muestra calculado a partir de su porosidad (en el caso de PIF1S1 $n_1 = 0.42$ para un volumen de 1 cm^3 de muestra). Consecuentemente, el volumen máximo de mercurio intruído a lo largo de la etapa de intrusión determinará la porosidad máxima intruída (n_{nw}) y la diferencia entre ambas porosidades representará la porosidad no intruída, equivalente al volumen de poros colmatados por el agua residual retenida en el suelo ($\theta_{w_{\text{res}}}$).

Para el análisis de un caso particular de presión de intrusión o radio R^* fijo, el volumen de mercurio intruído (V_a) determina el contenido de aire existente en la red porosa del suelo (θ_a), mientras que, el volumen de poros representado por radios inferiores a R^* resulta el volumen de poros total llenos de agua por unidad de volumen de la muestra (θ_{w_t}).

Para el contenido en agua total del suelo (θ_{wt}), es importante diferenciar dos contribuciones de volumen o contenido en agua, la primera, definida como el contenido de agua libre o móvil (θ_w), correspondiente al volumen de poros por unidad de volumen de la muestra que no se han llegado a intruir para un valor de presión aplicada concreto ($V_{max} - V_a$) y una segunda contribución, representada por el contenido de agua inmóvil y residual (θ_{wres}), definida por la microporosidad del suelo a la que el mercurio es incapaz de acceder y que asumimos como volumen no participativo en la deformación volumétrica de la muestra ($n - V_{max}$).

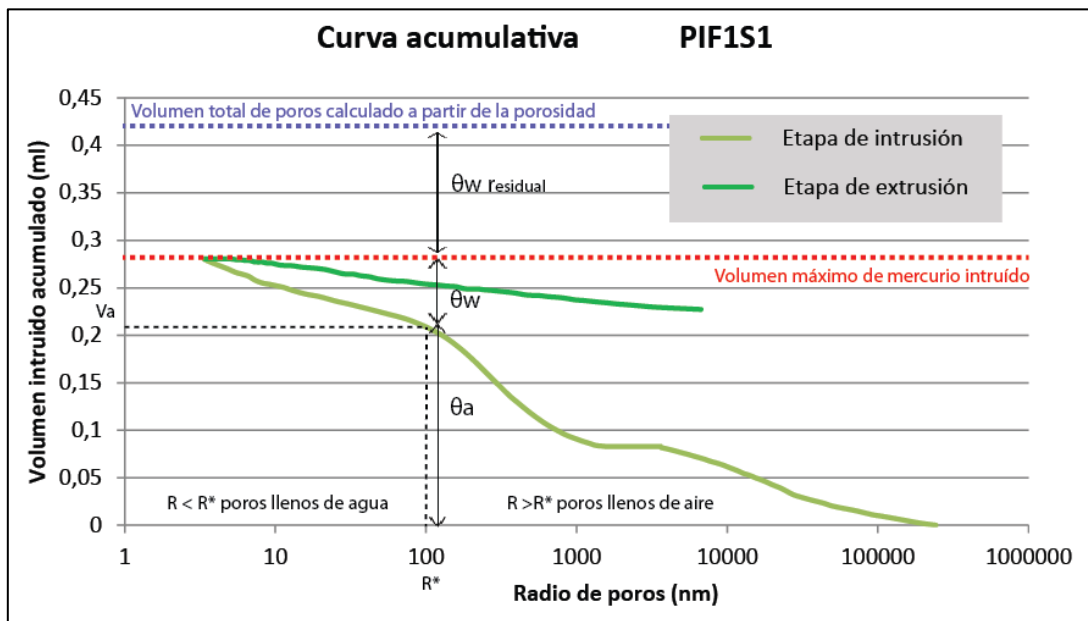


Figura 50: Discretización del contenido de agua y aire para un radio R^* concreto a partir de la curva acumulativa de volumen intruido.

Tal como indica la ecuación 19, para el cálculo del parámetro χ de Bishop es necesario conocer la variación de los contenidos de aire y agua libre asociados a la deformación microestructural del suelo (Δn). Para ello, se realiza una comparativa de volúmenes de intrusión discretos (no acumulativos) entre el estado inicial y final de la muestra (Fig.51).

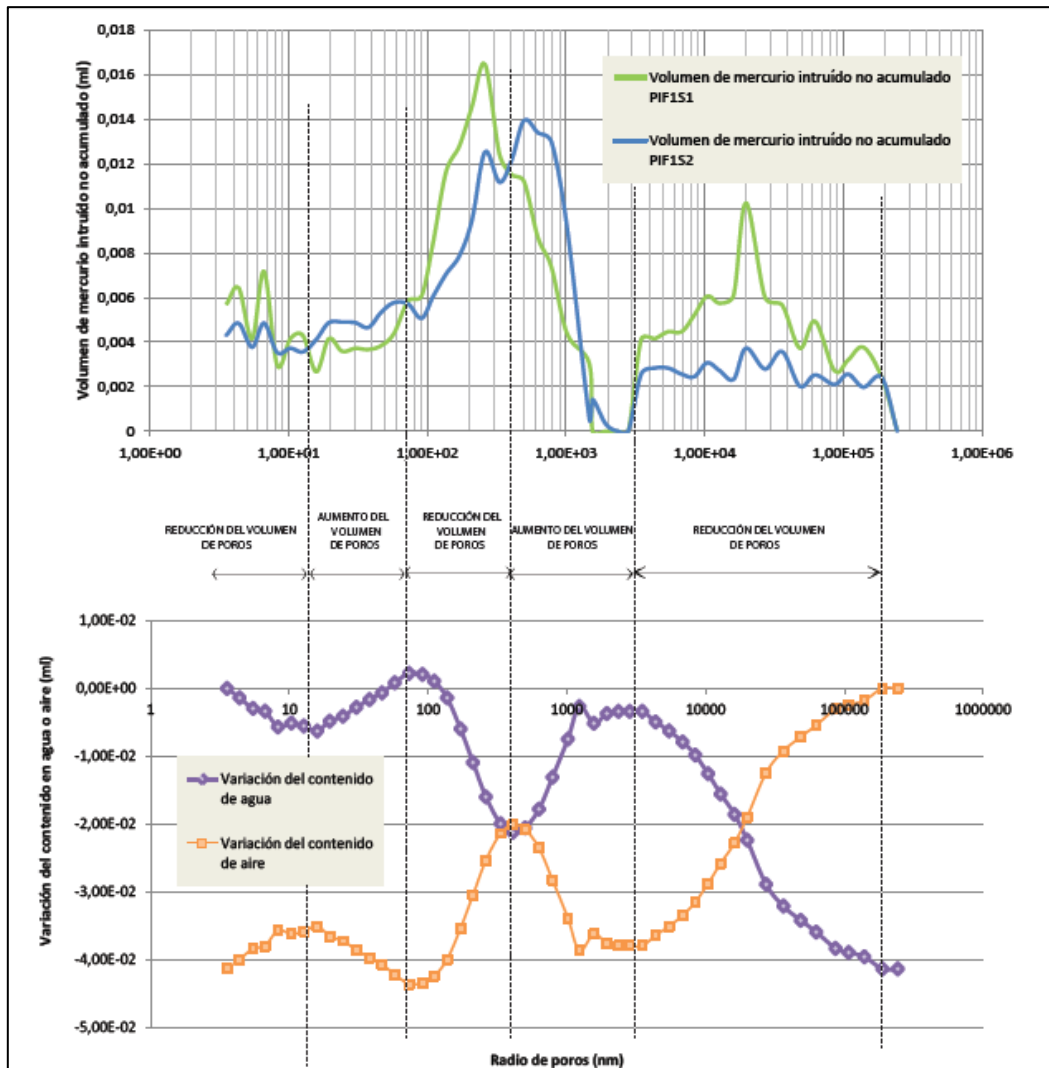


Figura 51: En la parte superior, comparativa de volúmenes de mercurio no acumulativos para cada radio de la muestra antes y después de la deformación inducida por saturación. En la parte inferior, análisis de la variación del contenido en agua y aire de la muestra para cada radio identificado (diferencia entre las curvas de intrusión graficadas en la parte superior).

La figura anterior, muestra como la evolución del contenido en agua y aire de la muestra encaja de manera coherente con la evolución microestructural del suelo.

En los tramos o rangos de tamaño de poro en que la muestra experimenta una reducción de la densidad o volumen de los mismos, el contenido en aire disminuye, apuntando que el volumen de mercurio intruido tras la deformación es inferior, mientras que, cuando el volumen o la densidad de una familia de poros aumentan, el contenido en aire en la muestra también lo hace.

En cualquier caso, la variación de ambos contenidos se produce de manera complementaria, puesto que la suma de ambas variaciones resulta siempre la deformación volumétrica en la muestra, constante para un caso de análisis ($\Delta\theta_w + \Delta\theta_a = \Delta n$).

Tras determinar la variación en contenidos de agua y aire en la muestra inducidos por la variación microestructura de la muestra de suelo, es posible evaluar el parámetro χ de Bishop tal y como sugiere la ecuación 19.

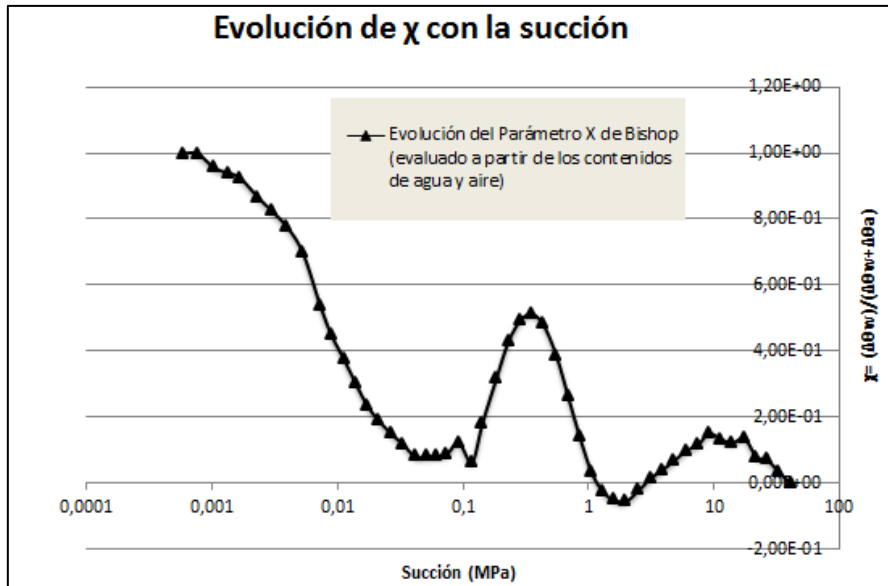


Figura 52: Evolución del parámetro χ de Bishop con la succión impuesta en una etapa de saturación.

La figura 52 muestra la evolución del parámetro χ de Bishop estimado a partir de las variaciones en el contenido en agua y aire de una muestra sometida a una deformación de $\Delta n = 0.04$ con el grado de succión del suelo, mostrando que, para valores cercanos a la saturación (succiones bajas a nulas) este parámetro alcanza su máximo ($\chi=1$) dando fuerza al efecto de la succión en la determinación de la tensión efectiva del suelo.

5.3.1.2. Relación entre χ y grado de saturación

Según la definición propuesta para el parámetro de Bishop y asumiendo la incompresibilidad de las partículas de suelo y la isodeformación de los poros (Coussy et al., 2010), χ puede asimilarse al grado de saturación (S_r).

Bajo esta hipótesis, la interpretación microestructural de la curva de retención del suelo presentada por Alonso et al., 2010, sugiere que los problemas en la aplicación de la expresión de Bishop, asumiendo la equivalencia $\chi=S_r$ (opción resolutive sencilla), surgen en suelos finos

debido a su capacidad para retener importantes volúmenes de agua incluso bajo altos valores de succión, invalidando la existencia de un mecanismo de isodeformación de los poros.

Este fenómeno hidráulico, se explica debido a la naturaleza de las partículas arcillosas y al tipo de microestructura que se desarrollan en suelos arcillosos. Comúnmente, en este tipo de suelos, la red de poros suele diferenciarse como hemos demostrado en dos categorías: poros relativamente grandes o macroporos, donde los efectos capilares gobiernan los fenómenos de movimiento de agua y poros de menor tamaño o microporos, asociados a distancias interparticulares o intercristalinas, donde el agua se encuentra ligada al suelo mediante enlaces físico-químicos.

En relación a esta distribución microestructural multimodal, manifiesta en nuestras muestras de estudio, una primera aproximación del valor del grado de saturación del suelo consiste en descomponer este parámetro en dos términos estructurales:

$$S_r = S_r^m + S_r^M$$

Ecuación 20: Contribuciones en el grado de saturación macroscópico.
[Alonso et al., 2010]

Donde S_r^M o grado de saturación macroscópico, describe la ocupación por agua de los macroporos (donde gobiernan los efectos de capilaridad) y S_r^m o grado de saturación microscópico o residual, concierne al agua que ocupa la microporidad, es decir, aquella que no participa en la deformación volumétrica del suelo.

Puesto que el concepto de tensión efectiva en suelos no saturados no puede dissociarse de la microestructura del suelo, esta división del grado de saturación debe introducirse conceptualmente diferenciando los términos de agua libre (volumen de agua que llena parcialmente los macroporos) y agua 'inmóvil', (volumen de agua estrechamente unido a los minerales de la arcilla) en la expresión del grado de saturación efectivo, (Ec.22).

$$S_r^e = \left\langle \frac{S_r - S_r^m}{1 - S_r^m} \right\rangle$$

Ecuación 21: Ecuación de Grado de saturación efectivo (S_r^e)
[Alonso et al., 2010]

$$Sre = (1 - Srnw) = \left(1 - \frac{V \text{ intruído}}{V_{\text{max. intruído}}}\right)$$

Ecuación 22: Ecuación de Grado de saturación efectivo (Sr_e) a partir del grado de Saturación no mojado (Sr_{nw})
 [Casini. F et al., 2014]

A continuación, se propone establecer un relación entre el factor de ponderación χ , derivado de las relaciones volumétricas medidas durante los ensayos MIP, y el descrito grado de saturación efectivo del suelo (Sr_e) (Fig.53) con el fin de describir en un apartado posterior la ecuación que relacione el cambio en la curva de retención dn base a su forma inicial.

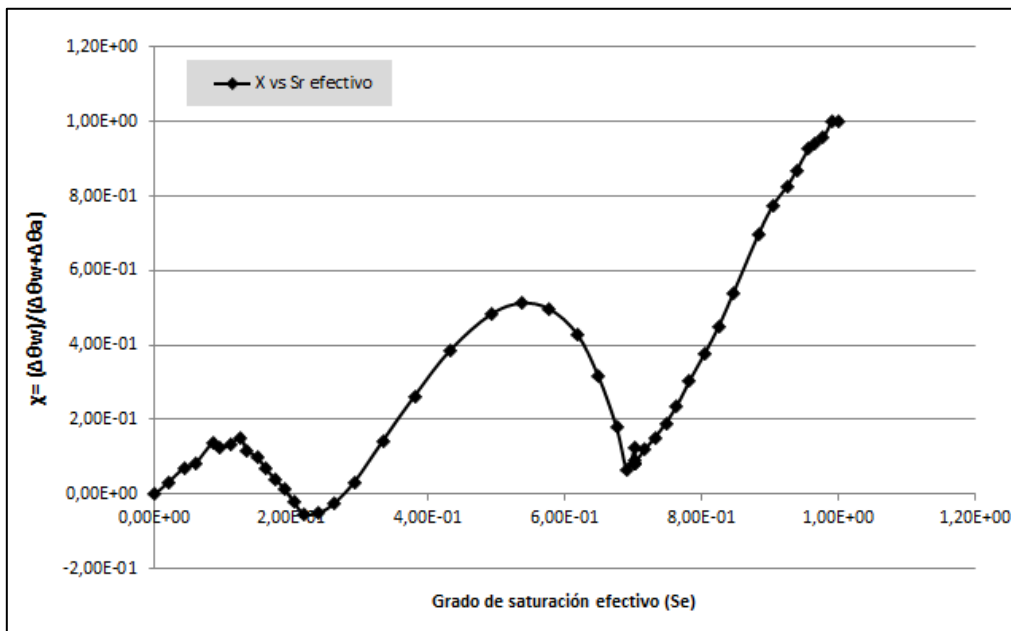


Figura 53: Evolución del parámetro χ de Bishop con el grado de saturación efectivo del suelo.

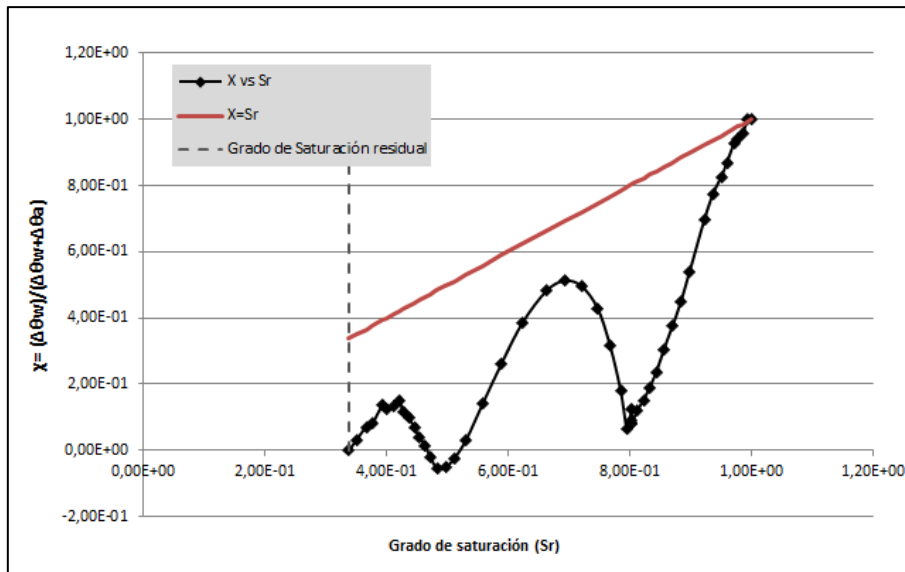


Figura 54: Evolución del parámetro χ de Bishop con el grado de saturación total de la muestra. Aparece la saturación residual asociada al volumen de agua inmóvil atrapada en la microporosidad del suelo.

5.3.1.2.1 Modelación del parámetro χ según S_e

Si tratamos de ajustar la relación gráfica existente entre χ y S_e (Fig.53), detectamos que cualquier ecuación polinómica o sinusoidal se ajusta únicamente de manera parcial a la curva, presentando importantes divergencias en los picos, zonas de mayor información sobre el comportamiento microestructural del suelo.

En consecuencia, se decreta evaluar por tramos o familias modales, las ecuaciones que relacionan ambos parámetros, utilizando para ello las relaciones matemáticas más sencillas posibles (Figuras 55, 56 y 57 y Tabla 8).

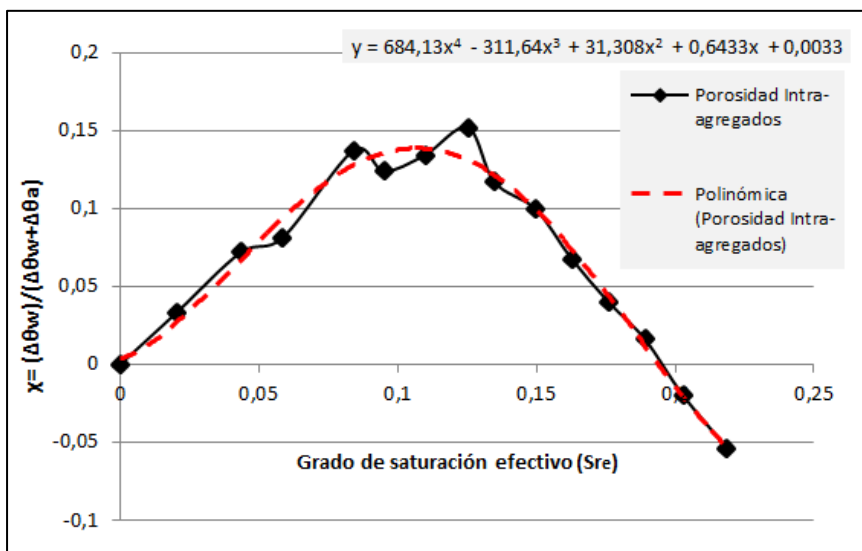


Figura 55: Ajuste de la relación χ - S_{re} mediante ecuación polinómica de cuarto grado para familia de poros modal intra-agregados.

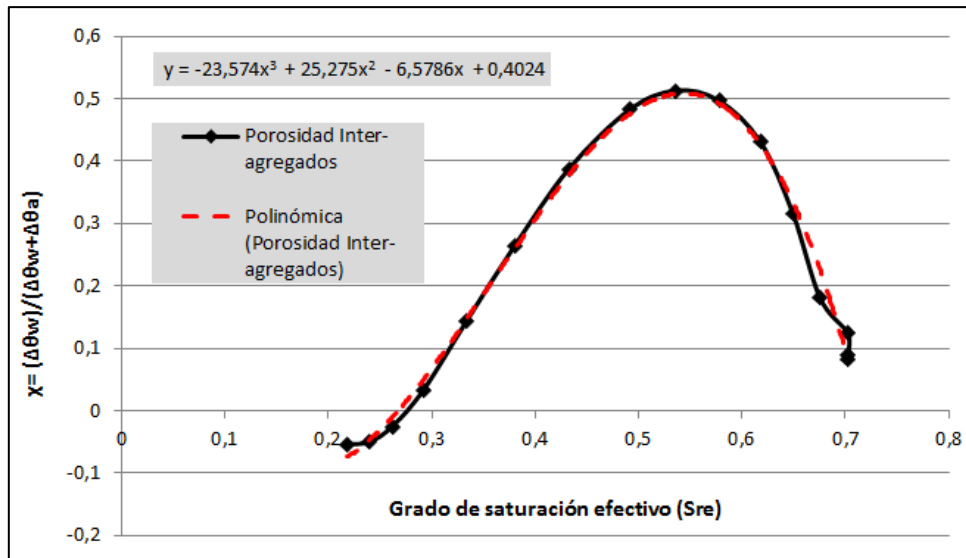


Figura 56: Ajuste de la relación χ - Sr_e mediante ecuación polinómica de tercer grado para familia de poros modal inter-agregados

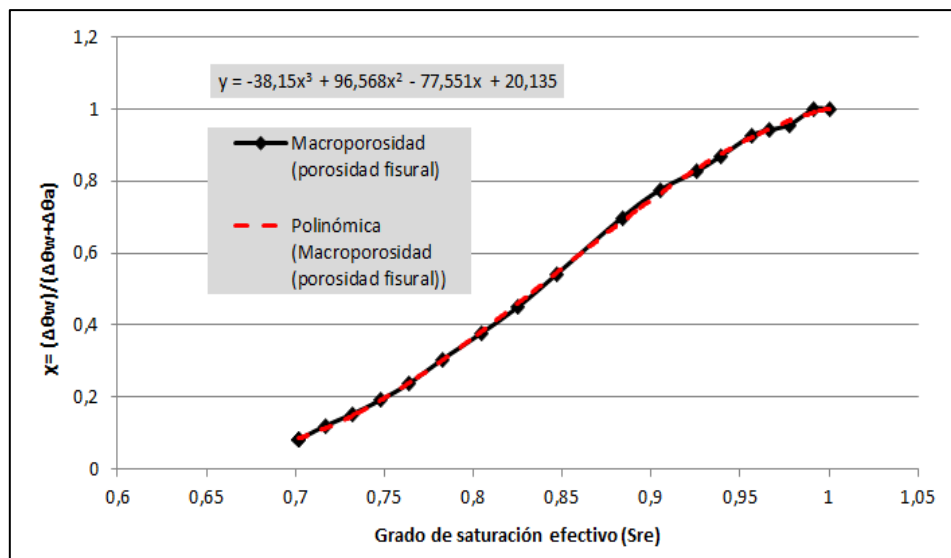


Figura 57: Ajuste de la relación χ - Sr_e mediante ecuación polinómica de tercer grado para familia de poros modal Macroporos o porosidad fisural.

Tabla 8: Ecuaciones propuestas para la modelación del parámetro χ de Bishop en función del grado de saturación efectiva del suelo. Los rangos de aplicación se fijan a partir de los límites marcados por los radios de entrada característicos de las distintas familias modales detectadas en la microestructura de la muestra.

PARÁMETRO χ DE BISHOP ACORDE CON LOS CAMBIOS DETECTADOS EN LA PSD DEL SUELO: subroutine xi_compute		
	RANGO DE APLICACIÓN DE CADA UNA DE LAS ECUACIONES PROPUESTAS SEGÚN LA MICROESTRUCTURA DEL SUELO	AJUSTE POLINÓMICO PARA χ
Propuesta F.Casini, et.al (2014): $\chi = \frac{d\theta_w}{d\theta_w + d\theta_a}$	MACROPOROSIDAD O POROSIDAD FISURAL $s_{max.} = 0,06 \quad s_{min.} = 0,0005934 \text{ (MPa)}$	if(sl.lt.sl1.and.sl.ge.sl2) then $\chi = -38.15 * sl^2 + 96.568 * sl - 77.551$
	POROSIDAD INTER-AGREGADO $s_{max.} = 1,97 \quad s_{min.} = 0,06 \text{ (MPa)}$	elseif(sl.lt.sl2.and.sl.ge.sl3) then $\chi = -23.574 * sl^2 + 25.275 * sl - 6.578$
	POROSIDAD INTRA-AGREGADO $s_{max.} = 40,60 \quad s_{min.} = 1,97 \text{ (MPa)}$	elseif(sl.lt.sl3.and.sl.ge.sl4) then $\chi = 684.13 * sl^3 - 311.64 * sl^2 + 31.308 * sl + 0.6433$

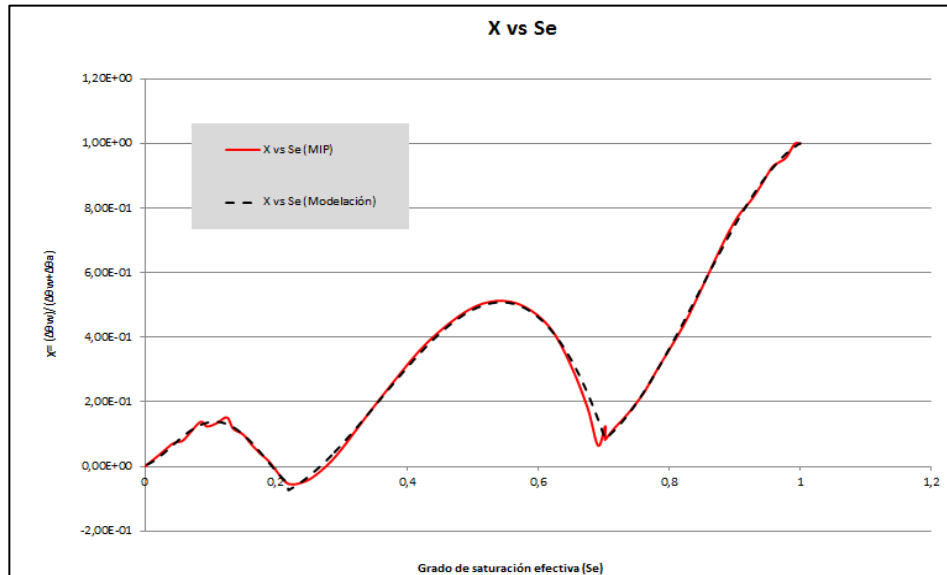


Figura 58: Comparativa de evolución del parámetro de Bishop estudiado para el suelo de Pisciole según datos MIP y según modelación propuesta en la presente investigación (tabla 8).

5.4. Modelación de la curva de retención final del suelo (WRC)

La modelación presentada anteriormente del parámetro χ en base a las propiedades microestructurales y/o volumétricas del suelo de Pisciolo sumada a la relación conceptual que puede establecerse entre este parámetro y la curva de retención del suelo (Figura 59), permite en la presente investigación modelar la curva de retención final del suelo, a partir del parámetro χ .

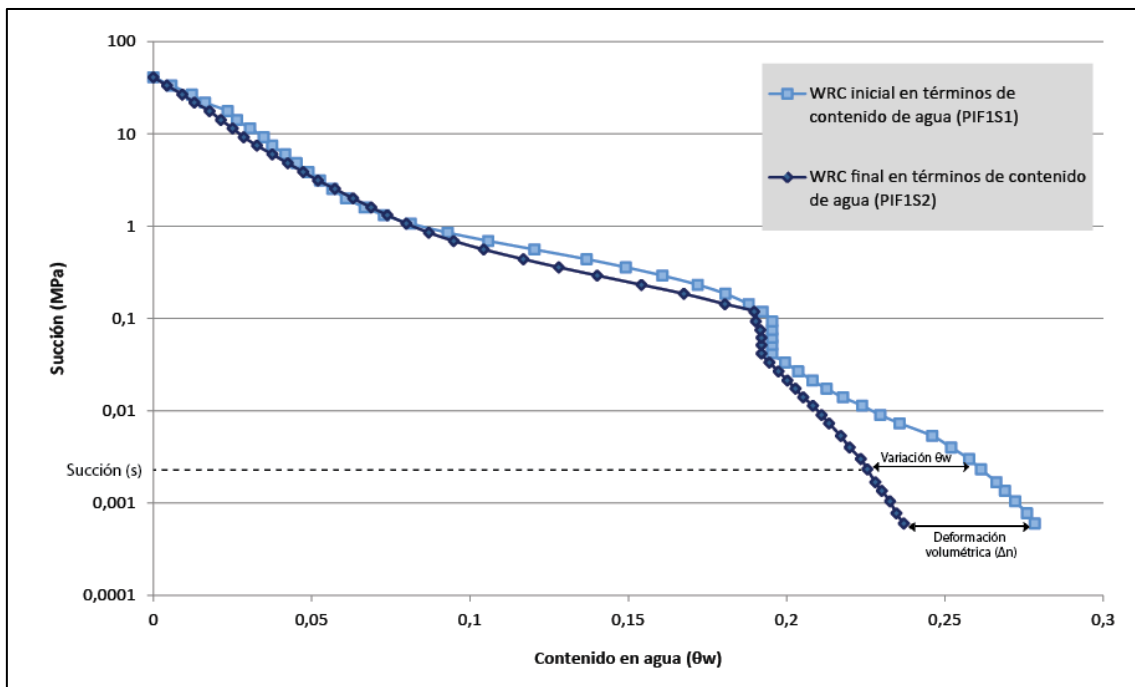


Figura 59: Curvas de retención inicial y final del suelo expresadas en términos de contenido en agua de la muestra.

La figura anterior muestra la representación gráfica de la evolución de la WRC en términos de contenido de agua. Esta figura permite definir gráficamente los parámetros que definen el χ de Bishop (Ec.19), donde, para un valor de succión dado (s), la separación entre curvas de retención muestra la variación del contenido en agua del suelo ($\Delta\theta_w$), mientras que la máxima diferencia entre curvas, alcanzada para valores de succión casi nulos (saturación máxima de la muestra), determina el valor de la variación del índice de poros experimentado por la muestra (Δn).

Consecuentemente, el estado de la curva de retención del suelo para una deformación volumétrica impuesta puede modelarse numéricamente a partir de la definición de χ según:

$$\chi = \frac{\theta w_f - \theta w_i}{n \text{ int}_f - n \text{ int}_i} \equiv \chi = \frac{\theta w_f - \theta w_i}{V \text{max int}_f - V \text{max int}_i}$$

$$\theta w_f = \theta w_i + \chi \cdot (V \text{max int}_f - V \text{max int}_i)$$

Para:

$$V \text{max int}_i = (1 - S_r \text{ residual}) \cdot n_o \quad V \text{max int}_f = V \text{max int}_i - \Delta n$$

Donde V_{maxint} se entiende como el volumen máximo de mercurio intruído durante la etapa de intrusión en el MIP, equivalente a porosidad máxima intruída para volumen unitario de muestra.

$$\text{WRC} = Se = \sum_{i=1}^k w_i \left[1 + \left(\frac{Pg - Pl}{P} \right)^{\frac{1}{1-\lambda}} \right]^{-\lambda}$$

$$\text{WRC (Final)} = Se_f = Se_i \cdot \frac{V \text{max int}_i}{V \text{max int}_f} + \chi \cdot \left(1 - \frac{V \text{max int}_i}{V \text{max int}_f} \right)$$

Ecuación 23: Ecuación propuesta para la obtención de la curva de retención final del suelo en base a la definición del parámetro χ de Bishop y a la geometría de la curva de retención inicial.

Tabla 9: Tabla resumen de los parámetros necesarios para la obtención de la curva de retención final del suelo a partir del grado de saturación residual del suelo.

CURVA DE RETENCIÓN FINAL DEL SUELO SOMETIDO A DEFORMACIÓN: χ función del grado de saturación + $\Delta n \neq 0$	
<p>A partir de F.Casini, et.al (2014):</p> $\chi = \frac{\theta w_f - \theta w_i}{n \text{ int}_f - n \text{ int}_i} \equiv \chi = \frac{\theta w_f - \theta w_i}{V_{\text{max int}_f} - V_{\text{max int}_i}}$ $Se_f = Se_i \cdot \frac{V_{\text{max int}_i}}{V_{\text{max int}_f}} + \chi \cdot \left(1 - \frac{V_{\text{max int}_i}}{V_{\text{max int}_f}}\right)$	$V_{\text{max int}_i} = (1 - s_{rl}) \cdot \text{por}0$
	$V_{\text{max int}_f} = V_{\text{max int}_i} - (\text{por}0 - \text{por}d)$
	<p>WRC FINAL</p> $s_{ef} = se \cdot (V_{\text{max int}_i} / V_{\text{max int}_f}) + \chi \cdot (1 - V_{\text{max int}_i} / V_{\text{max int}_f})$
	$s_{rlf} = 1 - V_{\text{max int}_f} / \text{por}0$

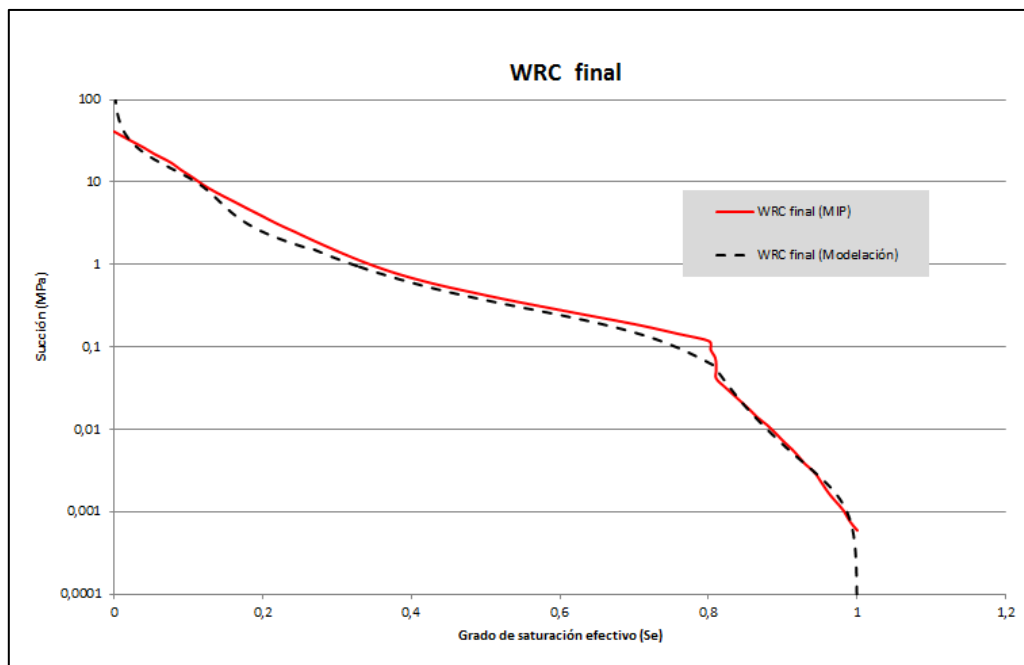


Figura 60: Comparativa de curva de retención final del suelo de Pisciole según datos MIP y según modelación propuesta en la presente investigación (tabla 9).

La modelación propuesta para el estado final de la curva de retención del suelo de Pisciole se ajusta bastante bien a los valores de los ensayos MIP, representado claramente la triple estructura del suelo.

Se detectan ligeros desajustes, esencialmente en los rangos de succión de transición entre familias modales, debidos al suavizado introducido por la geometría de las subcurvas de Van Genuchten que definen el grado de saturación efectiva (Se_i) (Ec.19).

Capítulo VI. Conclusiones

En este último capítulo se resumen las limitaciones de la investigación, las conclusiones a las que se ha llegado y un conjunto de propuestas de futuras líneas de investigación.

6.1. Conclusiones y limitaciones de la investigación

El trabajo de investigación presentado se centra en la determinación de un modelo de las propiedades hidráulicas del suelo arcilloso duro y fisurado del complejo de deslizamientos del Valle de Pisciole (Italia) en base a su análisis microestructural mediante ensayos MIP.

Tras el detallado análisis del suelo y el desarrollo de dicho modelo numérico sencillo podemos concluir que:

- El análisis microestructural del suelo natural de Pisciole nos permite apreciar una triple microestructura derivada de la historia geológica y/o tensional del contexto del caso de estudio.
- Las solicitaciones climáticas a las que se encuentra sujeto un suelo sub-superficial como el estudiado en la presente investigación, explican deformaciones volumétricas de la microestructura del suelo que pueden estudiarse cualitativa y cuantitativamente mediante el análisis comparativo de la PSD del suelo.
- La microfábrica del suelo de Pisciole y sus variaciones asociadas al efecto interacción suelo-atmosfera juegan un papel primordial en la determinación de sus propiedades hidráulicas y por consiguiente en la interpretación del comportamiento del complejo de deslizamientos en los que este suelo se encuentra involucrado.
- El parámetro χ de Bishop aunque definido en base a deformaciones mecánicas del suelo mantiene una estrecha relación con sus propiedades hidráulicas.

- La modelación presentada permite estimar la permeabilidad y la curva de retención del suelo tomando en cuenta el efecto de la microestructura del suelo.
- El modelo devuelve correctamente la curva de retención del suelo tras la aplicación de una deformación volumétrica conocida, permitiendo evaluar las propiedades del suelo bajo cualquier estado de tensiones i/o deformación impuesta.

A pesar de los fructíferos resultados, la investigación reconoce múltiples limitaciones que deben exponerse con el propósito de objetivizar las conclusiones presentadas y alentar a la mejora en futuras investigaciones relacionadas:

- Los ensayos de laboratorio son limitados debido a la dificultad de obtención de muestras de suelo. Sería conveniente validar el estudio ampliando el registro de datos de laboratorio.
- El modelo presentado es particular de la microestructura trimodal de Pisciolò, su implementación en otros casos de estudio requeriría una actualización de los parámetros estructurales empleados.
- La modelación no permite predecir la PSD del suelo para deformaciones volumétricas distintas a las conocidas, resultaría beneficioso introducir una función de transferencia basada en conceptos energéticos y capaz de predecir los cambios volumétricos de cada familia a partir de la PSD inicial y la deformación volumétrica global de la muestra.

6.2. Futuras líneas de investigación

Una vez detectadas las posibilidades y limitaciones de la investigación, se proponen las siguientes futuras líneas de investigación:

- Desarrollar una función de transferencia basada en conceptos energéticos y capaz de predecir la PSD y del suelo bajo cualquier cambio tensional requerido en el suelo de Pisciolò.

- Modelar mediante un modelo Hidro-mecánico el caso práctico de Pisciola introduciendo las ecuaciones presentadas en la presente investigación para observar el efecto de la microestructura sobre el valor de las presiones de agua modeladas y comprar las mismas con los datos de monitorización del complejo de deslizamientos.

Referencias

- Alonso, E. E., Gens, A. and Hight, D.W. (1987). Special problem soils. *General report. In proceedings of the 9th European Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Dublin, 3: 1087-1146*
- Alonso, E. E., Pereira J. M., Vaunat, J. and Olivella, S. (2010). A microstructurally based effective stress for unsaturated soils. *Géotechnique 60, No. 12: 913-925.*
- Bishop, A.W. (1959). The principle of effective stress, *Teknisk Ukeblad, 106(39), 859-863.*
- Casini, F., Vaunat, J., Romero, E. (2014) Evaluation of Bishop's χ parameter from changes in Pore Size Distribution. *Pendiente de publicación*
- Casini, F., Vaunat, J., Romero, E., & Desideri, A. (2012). Consequences on water retention properties of double-porosity features in a compacted silt. *Acta Geotechnica, 7(2), 139-150.*
- Coussy, O., Pereira, J.M., Vaunat, J., 2010. Revisiting the thermodynamics of hardening plasticity for unsaturated soils. *Computers and Geotechnics 37, 207215*
- Cotecchia, F., Pedone, G., Bottiglieri, O., Santaloia, F., & Vitone, C. (2014). Slope – atmosphere interaction in a tectonized clayey slope : a case study. *Rivista Italiana Di Geotecnica.*
- Cotecchia F. & Santaloia F. (2003). Compression behaviour of structurally complex marine clays. *Nakase Memorial Symposium on "Soft Ground Engineering in Coastal Areas", Nagase, Yokosuka, Japan, pp. 63-72.*
- Cotecchia F., Santaloia F., Pedone G., Vitone C., Lollino P., Mitaritonna G. (2014) -Diagnosis of slow landslides affecting tectonized clayey slopes (Southern Apennines). *Proceedings 12 International Workshop on Landslides, 28-29 September, Naples, Italy.*
- Cotecchia F., Santaloia F., Vitone C., Palladino G. (2012). A slow and complex landslide process in the Southern Apennines (Italy). *Proceedings 11th International Symposium on Landslides, Canada, June 2012.*
- Cruden, D.M., Varnes, D.J. (1996). Landslide Types and Processes. In: A.K. Turner and R.L. Schuster (Eds.), *"Landslide-Investigation and Mitigation", Transportation Research Board, Special Report 247, National Research Council, USA, pp. 36-75*
- Cuevas, J., Villar, M.V., Martín, M., Cobeña, J.C. & Leguey, S. (1998). Thermo-hydraulic gradients on bentonite: time-dependent distribution of soluble salts, microstructural effects and modification of the hydraulic and mechanical behaviour. *Proc. 5th Int. Workshop on Key Issues in Waste Isolation Research, Barcelona*
- Fernando, R. (2009). Un modelo hidromecánico para suelo fino no saturado y compactado a partir de su porosimetría. *Tesina de máster, Universidad Politécnica de Cataluña, España.*
- Gens, A. (1995). Constitutive modelling. Application to compacted soils. *1st Int. Conf. on Unsaturated Soils (Paris, France).*

- Giesche, H. (2006). Mercury Porosimetry: A General (Practical) Overview. *Particle & Particle Systems Characterization*, 23(1), 9–19.
- Henkel, DJ. (1960). The relationships between the effective stresses and water content in saturated clays. *Géotechnique*, Vol. 10, No 2.
- Korvin, G. (1992). Fractal models in the earth sciences. *Elsevier, Amsterdam*.
- Leroueil, S. y Vaughan, P.R. (1990). The general and congruent effects of structure in natural soils and weak rocks. *Géotechnique*, 40, 3, 467-488.
- Marcial, D., & Landaeta, R. (2002). Design of a device for the measurement of the swelling pressure of clayey soils. *Boletín Técnico; Instituto de Materiales Y Modelos Estructurales. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela (UCV)*, 46(1), 35–48.
- Mercury Porosimetry | Particle Analytical. (n.d.). Retrieved May 27, 2014, from <http://particle.dk/methods-analytical-laboratory/mercury-porosimetry-pore-size/>
- Mitchell, J., Soga, K. (2005). Fundamentals of soil behavior. *John Wiley & Sons, Inc., New York*, 2nd edition.
- Pedone, G. (2014). Interpretation of slow and deep landslides triggered by slope-atmosphere interaction in slopes formed of fissured clayey turbidites. *Ph.D. Thesis, University of*
- Poorooshasb, HB. (1961). The properties of soil and other granular media in simple shear. *Ph.D. Thesis, Scuola Interpolitecnica Di Dottorato Di Bari*.
- Romero, E., Gens, A. and Lloret, A. (1999). Water permeability, water retention and microstructure of unsaturated Boom clay. *Engineering Geology*, 54: 117:127.
- Romero, E. and Simms, P. H. (2008). Microstruture investigation in unsaturated soils: a review with special attention to contribution of mercury intrusion porosimetry and environmental scanning electron microscopy. *Geotechnical and Geological Engineering*, 26, 6:705-727.
- Scrocca, D., Carminati, E., Doglioni, C. (2005) Deep structure of the southern Apennines, Italy: Thin-skinned or thick-skinned? *Tectonics* 24, pp. 1–20.
- Sollecito, F. (2012-13) Interactions between groundwater conditions and climatic actions in the Pisciolo hill-slope. *Master thesis, Erasmus mundi, Universitat Politecnica de Catalunya, ETCG-Politecnico di Bari*
- Van Genuchten, M. T. (1980). Closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44(5), 892–898.
- Washburn, E. (1921). A note on a method of determining the distribution of pore sizes in a porous material. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 7, 115-116.
- Young, R. y Warkentin, B. (1975). Soil properties and behavior, *Elsevier, Amsterdam*, 71-100.