

**IDENTIFICACIÓN DEL PROTOLITO A PARTIR DE LAS
CARACTERÍSTICAS FÍSICAS Y MINERALÓGICAS DE LA FRACCIÓN
FINA DEL SUELO EN CAUQUENES, REGIÓN DEL MAULE, CHILE.**

**Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para optar
al Título de Geólogo**

MATÍAS FELIPE HENRIQUEZ MELLA

Profesora guía:
NATALIA ASTUDILLO LEYTON

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

CAMILO SANCHEZ YAÑEZ

EDWIN GONZÁLEZ ABARCA

SANTIAGO, CHILE

AGOSTO, 2023

Resumen de la memoria para optar al título de Geólogo

Por: Matías Felipe Henríquez Mella

Fecha: Agosto 2023

Profesor guía: Natalia Astudillo Leyton

IDENTIFICACIÓN DEL PROTOLITO A PARTIR DE LAS CARACTERÍSTICAS FÍSICAS Y MINERALÓGICAS DE LA FRACCIÓN FINA DEL SUELO EN CAUQUENES, REGIÓN DEL MAULE, CHILE.

La geología como disciplina ha evolucionado a través del tiempo partiendo desde la observación de la naturaleza y las rocas, hasta la inclusión de diversos programas computacionales y metodologías innovadoras como lo fueron la Difracción de Rayos X o las Espectrometrías de Masa. Sin embargo, en lugares donde los afloramientos rocosos son escasos es difícil poder obtener información de la litología, esto se puede deber a que las rocas estén cubiertas por distintos materiales como el suelo, situación que ocurre en el centro sur de Chile, como lo es en la Región del Maule, la provincia de Cauquenes.

Es por esto por lo que se busca aportar al desarrollo de una metodología capaz de poder reconocer cuál es la litología presente en un lugar determinado a partir de las características físicas y mineralógicas presentes en la fracción fina suelo, lo cual se puede dividir en características formadas en el suelo o si son heredadas a partir de la roca precursora. Para lo cual se realizaron análisis texturales, medición de parámetros fisicoquímicos, e identificación mineralógica utilizando la Difracción de Rayos X.

A partir de los resultados obtenidos se supo que se puede relacionar la litología parental a partir de la textura, química, mineralogía y condiciones fisicoquímicas del suelo generado a partir de ella.

Toda esta memoria se la quiero dedicar a:

La palita Juluawa, mi panita memorista que me enseña y siempre me ha apoyado, me ha aguantado varias veces que me amurro y me la echo, y que sabe hacerme reír cuando corresponde, sin duda de las mejores amistades que hice en la universidad, sin duda la demostración perfecta que se puede tener visiones distintas sobre las cosas, pero la amistad es más fuerte y siempre va a estar ahí. Pero no es la única panita, infinitas gracias a la nico sin dudas una gran amiga que conocí en campo 2 y ha sabido distraerme cuando es necesario con pura otakusidad, darle las gracias a todos mis amigos por siempre considerarme en las salidas, aunque yo como soy fome salgo re poco, pero me tienen en consideración.

Gracias a todos mis profesores que me enseñaron tanto de la geología como de la vida, sin duda que sin tener tan buenos profesores dudo que hubiera llegado tan lejos, gracias al Raúl, Estrella, Peña, y otros que ya no están en la U como el Mauri, la Pauli, la Babi, la Paula y el Clavero (alo, ¿síndrome de Estocolmo?) porque con el rigor (o traumas) que me impartieron todos ustedes, tanto conceptual como en la labor del geólogo, soy la persona que hoy en día soy.

Infinitas gracias a mi familia, la extendida que siempre pregunta por mí y que yo los recuerdo, infinitas gracias a mi mamá y papá por su infinita paciencia, por los consejos, por el ánimo que me dan, por el regaloneo y principalmente por siempre estar ahí, a pesar de que nos separan más de 1000km sé que siempre puedo contar con ellos. Muchas gracias a mis hermanos que a pesar de que los 3 somos re diferentes, siempre podemos contar con el otro, a mi sobrino que me hace rabiarse, pero lo amo igual, por supuesto mi Santa Helena la más bella igual la amo la adoro.

Gracias totales

Todo lo que existe está vivo

Agradecimientos

Quiero agradecer a Natalia Astudillo por presentar este proyecto, por tener harta paciencia con sus memoristas, siempre darnos consejos y por los procedimientos. A SERNAGEOMIN por prestar las instalaciones y materiales necesarios para poder elaborar todos los procedimientos, pero especialmente a todas las personas de esta institución, sus saludos y buena voluntad siempre nos ayudaron a seguir adelante, muchas gracias a todos como Eugenia, Juan, Jaime, José, y mucha gente. Gracias también a Javiera Salazar perteneciente a SERNAGEOMIN por sus comentarios y observaciones dentro del procedimiento para la elaboración de este trabajo de memoria.

Muchas gracias a Camilo Sánchez, profesor co-guía y miembro de la comisión por su excelente voluntad, las bromas, los terrenos, los trabajos, la gran consideración y en verdad por todo.

SOLO USO ACADÉMICO

Índice

1.	Introducción	1
1.1	Problemática	3
1.2	Hipótesis	4
1.3	Objetivos	4
1.3.1	Objetivo General	4
1.3.2	Objetivos específicos	4
1.4	Metodología	5
1.4.1	Pre-terreno	6
1.4.2	Terreno	6
1.4.3	Post-terreno y Técnicas Analíticas	8
1.4.3.1	Homogenización de muestras	8
1.4.3.2	Difracción de rayos X (DRX)	8
1.4.3.3	Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (ICP-MS)	9
1.4.4	Índices de meteorización	10
1.4.4.1	Índice de Ruxton (R) (Ruxton, 1968)	10
1.4.4.2	Índice de Vogt (V) (Vogt, 1927)	11
1.4.4.3	Índice de Meteorización de Parker (WIP) (Parker, 1970)	11
1.4.4.4	Índice Químico de Alteración (CIA) (Nesbitt y Young, 1982)	11
1.4.4.5	Índice Químico de Meteorización (CIW) (Harnois, 1988)	12
1.4.4.6	Índice de Sílice y Titanio (STI) (de Jayawardena y Izawa, 1994)	12
1.4.4.7	Índice de Alteración de las Plagioclasas (PIA) (Fedo et al, 1995)	12
1.4.5	Procedimientos Post terreno	13
1.4.5.1	Identificación de muestras y Horizontes	13
1.4.5.2	Análisis textural de suelo	13
1.4.5.3	Separación de fracciones del suelo y de muestras	14
1.4.5.4	Separación de arcillas y preparación de muestras para DRX	15
1.4.5.5	Análisis de pH del suelo	17
2.	Estado del Arte	19
2.1	Marco Geográfico	19
2.1.1	Ubicación y vías de acceso	19
2.1.2	Geomorfología	20
2.1.3	Clima	22
2.2	Marco Geológico	22
2.2.1	Unidades Estratificadas	25
2.2.1.1	Basamento Metamórfico Oriental (Devónico - Carbonífero)	25
2.2.1.2	Basamento Metamórfico Occidental (Devónico - Carbonífero)	25
2.2.1.3	Volcano-sedimentitas triásicas (Triásico Superior)	26
2.2.1.4	Formación Quiriquina (Maastrichtiano)	26
2.2.1.5	Depósitos Mio-pleistocenos (Mioceno inferior – Pleistoceno)	26
2.2.1.6	Productos explosivos pleistocenos (Pleistoceno)	27
2.2.2	Unidades no Estratificadas	27
2.2.2.1	Basamento granítico paleozóico (Carbonífero-Pérmico)	27
2.2.2.2	Basamento granítico Triásico (Triásico Superior)	27
2.3	Suelo	28
2.3.1	Pedogénesis	29

2.3.1.1 Meteorización física	30
2.3.1.2 Meteorización Química	31
2.3.2 Clasificación de Suelos	33
2.3.3 Horizontes	36
2.3.3.1 Horizonte O	37
2.3.3.2 Horizonte A	38
2.3.3.3 Horizonte E	38
2.3.3.4 Horizonte B	39
2.3.3.5 Horizonte C	40
2.3.4 Epipedones de suelo	40
2.3.5 Familias taxonómicas de suelo	42
2.3.6 Suelos del área de estudio	44
2.3.6.1 Suelos de la Cordillera de la Costa	44
2.3.6.2 Suelos de la Depresión Intermedia	45
2.3.6.3 Suelos de las Terrazas Aluviales	46
2.3.6.4 Suelos de los piedemontes	46
2.4 Arcillas	47
2.4.1 Estructura de las arcillas	47
2.4.2 Grupo de la Caolinita-Serpentina	48
2.4.3 Grupo de la Clorita	48
2.4.4 Grupo de la Esmectita	49
2.4.5 Grupo de la verdadera mica	50
2.4.6 Otras arcillas	51
2.4.7 Genesis de las Arcillas	52
3. Resultados	55
3.1 Descripción de las muestras	55
3.1.1 Clasificación de Horizontes de suelos	55
3.1.2 Clasificación Textural de suelos	60
3.1.3 pH de las muestras	65
3.1.3.1 pH de las muestras intrusivas	67
3.1.3.2 pH de las muestras metamórficas	69
3.1.3.3 pH de las muestras estratificadas	70
3.1.4 Descripción geográfica de las muestras	72
3.1.4.1 Topografía	72
3.1.4.2 Aspecto	74
3.1.5 Taxas de suelos reconocidas	76
3.2 Resultados mineralógicos	76
3.2.1 Mineralogía del suelo proveniente de intrusivos	76
3.2.1.1 PIRJ-102ab	77
3.2.1.2 PIRJ-102c	78
3.2.1.3 PIRJ-115a	79
3.2.1.4 PIRJ-115b	80
3.2.1.5 PIRJ-115c	81
3.2.1.6 PIRJ-129a	82
3.2.1.7 PIRJ-129b	83
3.2.1.8 PIRJ-129c	84
3.2.2 Mineralogía del suelo proveniente de Basamento metamórfico oriental	85
3.2.2.1 PIRJ-100ab	86

3.2.2.2 PIRJ-100c	87
3.2.2.3 PIRJ-106ab	88
3.2.2.4 PIRJ-106c	89
3.2.2.5 PIRJ-108abc	90
3.2.2.6 PIRJ-109a	91
3.2.2.7 PIRJ-109bc	92
3.2.3 Mineralogía del suelo proveniente de los Depósitos volcánicos explosivos	94
3.2.3.1 PIRJ-121a	95
3.2.3.2 PIRJ-121b	96
3.3 Resultados composicionales	97
3.3.1 Química del suelo proveniente de los intrusivos	102
3.3.1.1 Índices de meteorización de suelos provenientes de material intrusivo	103
3.3.2 Química del suelo proveniente del basamento metamórfico	107
3.3.2.1 Índices de meteorización de suelos provenientes de material metamórfico	108
3.3.3 Química del suelo proveniente de cuerpos estratificados	112
3.3.3.1 Índices de meteorización de suelos provenientes de material ignimbrítico	113
4. Discusiones	116
4.1 Influencia textural en el suelo	116
4.2 Influencia mineralógica en el suelo	121
4.3 Mineralogía del suelo	123
4.3.1 Caolinita y Dickita	123
4.3.2 Illita y Sericita	124
4.3.3 Clinocloro	126
4.3.4 Pirofilita	126
4.3.5 Montmorillonita	127
4.3.6 Vermiculita	129
4.3.7 Nontronita	130
4.4 Grado de edafización de los suelos	131
4.4.1 Muestras provenientes de material intrusivo	131
4.4.2 Muestras provenientes de material metamórfico	132
4.4.3 Muestras provenientes de material ignimbrítico	134
5. Conclusiones	135
5.1 Relaciones entre roca madre y suelo	135
5.2 Metodología de identificación de la roca madre a partir del suelo	137
6. Anexos	144

Índice de Figuras

Figura 1. Imagen satelital de la zona de estudio 1:420.000, con los puntos donde se obtuvieron las muestras de suelo.	7
Figura 2. Imágenes del procedimiento seguido en el capítulo 1.4.5.5	16
Figura 3. Continuación del procedimiento de seguido en el capítulo 1.4.5.5	17
Figura 4. Realización de la medición de pH del suelo en terreno	18
Figura 5. A la izquierda se presenta el mapa de Chile mostrando en rojo la región del Maule. A la derecha se presenta un mapa de la región del Maule mostrando sus principales poblados, en un rectángulo rojo, el área de estudio. Modificado de Instituto Geográfico Militar, 2018.	20
Figura 6. Mapa geomorfológico de la región del Maule, indicando la zona de estudio. Modificado de Börgel, (1983) en IGM.	21

Figura 7. Mapa climático indicando los climas de la región del Maule, Chile. Indicando el cuadrante de la zona de estudio. Modificado de Atlas geográfico de la República de Chile, Instituto Geográfico Militar (IGM), (2005).	22
Figura 8. Mapa litológico de la carta Pichibelco	24
Figura 9. Ilustración de la interacción de las distintas esferas terrestres para la pedogénesis, al mismo tiempo como la intensidad variable de cada una de las variables puede generar distintos tipos de suelo. Tomado de Paul, E., 2014.	28
Figura 10. Serie de gráficos que muestran la cantidad de entropía que se agrega o sustrae en cada tipo de suelo. Extraído de Luzio, W. 2010.	30
Figura 11. Meteorización física y química en función de la precipitación y temperatura media anual, y la combinación de ambas meteorizaciones. Extraído de Luzio, 2010.	32
Figura 12. Mapa conceptual de materiales de suelo, modificado de <i>Natural Resources Conservation Service de Agricultura dept.</i> 1999.	34
Figura 13. Mapa conceptual mostrando la clasificación de tipos de suelo, modificado de <i>Natural Resources Conservation Service de Agricultura dept.</i> 1999.	35
Figura 14. Ilustración mostrando el tiempo y algunos procesos que formarán el suelo y los distintos horizontes. Extraído de Paul, 2014.	37
Figura 15. Mapa que muestra a grandes rasgos los tipos de suelos reconocidos en Chile usando la metodología del USDA, en donde a esta escala los suelos que se encuentran en el área de estudio corresponden a Alfisols y Entisols. Modificado de Luzio, (2010).	44
Figura 16. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo. Modificado de Weil y Brady, (2017).	52
Figura 17. Gráfico que muestra la solubilidad de distintas especies minerales a partir del silicio disuelto y el potencial de aluminio. Extraído de Galán y Ferrell, 2013.	53
Figura 18. Gráfico que muestra la estabilidad de distintos minerales ricos con K en su estructura cristalina, que compara la razón entre actividades de K y H, versus la actividad de sílice a 25°C y 1 atm. La flecha continua muestra un camino de alto índice K/H y la flecha discontinua muestra un índice K/H bajo. Extraído de Galán y Ferrell, (2013).	54
Figura 19. Fotografías del material constituyente de la muestra PIRJ-129c, A) Corresponde a la muestra en una placa de Petry para poder observar la muestra de forma general. B) La muestra vista a través de la lupa binocular con un aumento de x0.67.	56
Figura 20. Imágenes de las muestras PIRJ-108a, PIRJ-108b y PIRJ-108c donde las letras mayúsculas corresponden a la muestra en macro y las letras minúsculas a la misma muestra en la lupa binocular.	58
Figura 21. Imágenes de las muestras PIRJ-115a, PIRJ-115b y PIRJ-115c donde las letras mayúsculas corresponden a la muestra de macro y las letras minúsculas a la misma muestra en la lupa binocular.	59
Figura 22. Triángulo de clasificación textural de la USDA con las unidades geológicas diferenciadas.	62
Figura 23. Triángulo de clasificación textural mostrando las muestras de rocas intrusivas.	63
Figura 24. Triángulo de clasificación textural mostrando las muestras de rocas metamórficas.	64
Figura 25. Triángulo de clasificación textural mostrando las muestras de rocas estratificadas.	64
Figura 26. Gráfico que muestra la distribución del pH de las distintas muestras.	67
Figura 27. Gráfico que muestra el pH de las muestras provenientes de un protolito intrusivo.	68
Figura 28. Gráfico que muestra el pH de las muestras provenientes de un protolito metamórfico.	70
Figura 29. Gráfico que muestra el pH de las muestras provenientes de un protolito estratificado.	71
Figura 30. Mapa topográfico de la carta Pichibelco con los puntos de muestras de este estudio.	73
Figura 31. Mapa de aspecto de la carta Pichibelco con los puntos de muestra de este estudio.	75
Figura 32. Difractogramas de los suelos provenientes de rocas ígneas intrusivas. Los colores indican el horizonte de la muestra, siendo horizonte A azul, B rojo, C verde, A-B amarillo y C-D púrpura.	77

Figura 33. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-102ab, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	78
Figura 34. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-102c, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	79
Figura 35. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-115a, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	80
Figura 36. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-115b, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	81
Figura 37. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-115c, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	82
Figura 38. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-129a, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	83
Figura 39. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-129b, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	84
Figura 40. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-129c, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	85
Figura 41. Difractogramas de los suelos provenientes de basamento metamórfico. Los colores indican el horizonte de la muestra siendo el horizonte A azul y B rojo.	86
Figura 42. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-100ab, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	87
Figura 43. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-100c, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	88
Figura 44. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-106ab, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	89
Figura 45. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-106c, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	90
Figura 46. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-108abc, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	91
Figura 47. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-109a, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	92
Figura 48. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-109bc-1, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	93
Figura 49. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-109bc-2, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	94

Figura 50. Difractogramas de los suelos provenientes de la ignimbrita. Los colores indican el horizonte de la muestra siendo el horizonte B rojo y E negro.	95
Figura 51. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-121a, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	96
Figura 52. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-121b, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).	97
Figura 53. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Ruxton, (1968).	98
Figura 54. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Vogt, (1927).	98
Figura 55. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Parker, (1970)	99
Figura 56. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Nesbitt y Young, (1982).	100
Figura 57. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Harnois, (1988).	100
Figura 58. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Jayawardena y Izawa, (1994).	101
Figura 59. Gráfico de muestra el índice de meteorización de Fedo <i>et al</i> , (1995).	101
Figura 60. Gráfico y tabla de la química de limos y arcillas de muestras de suelo proveniente de los intrusivos.	102
Figura 61. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Ruxton, (1968), aplicado en muestras intrusivas.	103
Figura 62. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Vogt, (1927), aplicado en muestras intrusivas.	104
Figura 63. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Parker, (1970), aplicado a muestras intrusivas.	104
Figura 64. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Nesbitt y Young, (1982), aplicado a muestras intrusivas.	105
Figura 65. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Harnois, (1988), aplicado a muestras intrusivas.	105
Figura 66. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Jayawardena y Izawa, (1994), aplicado a muestras intrusivas.	106
Figura 67. Gráfico de muestra el índice de meteorización de Fedo <i>et al</i> , (1995), aplicado a muestras intrusivas.	106
Figura 68. Gráfico y tabla de la química de limos y arcillas de muestras de suelo proveniente de basamento metamórfico.	107
Figura 69. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Ruxton, (1968), aplicado en muestras de basamento metamórfico.	108
Figura 70. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Vogt, (1927), aplicado en muestras de basamento metamórfico.	109
Figura 71. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Parker, (1970), aplicado a muestras de basamento metamórfico.	109
Figura 72. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Nesbitt y Young, (1982), aplicado a muestras de basamento metamórfico.	110
Figura 73. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Harnois, (1988), aplicado a muestras de basamento metamórfico.	110
Figura 74. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Jayawardena y Izawa, (1994), aplicado a muestras de basamento metamórfico.	111
Figura 75. Gráfico de muestra el índice de meteorización de Fedo <i>et al</i> , (1995), aplicado a muestras de basamento metamórfico.	111

Figura 76. Gráfico y tabla de la química de limos y arcillas de muestras de suelo proveniente de cuerpos estratificados.	112
Figura 77. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Ruxton, (1968), aplicado en muestras de ignimbrita.	113
Figura 78. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Vogt, (1927), aplicado en muestras de ignimbrita.	113
Figura 79. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Parker, (1970), aplicado a muestras de ignimbrita.	114
Figura 80. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Nesbitt y Young, (1982), aplicado a muestras de ignimbrita.	114
Figura 81. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Harnois, (1988), aplicado a muestras de ignimbritas.	115
Figura 82. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Jayawardena y Izawa, (1994), aplicado a muestras de ignimbrita.	115
Figura 83. Gráfico de muestra el índice de meteorización de Fedo <i>et al</i> , (1995), aplicado a muestras de ignimbrita.	116
Figura 84. Triangulo de clasificación de la USDA mostrando la heterogeneidad en masa de cada clase textural. El ovalo rojo engloba las muestras igneas, el azul las metamórficas y el celeste las estratificadas. Modificado de Cámara <i>et al</i> , (2017).	117
Figura 85. Modelación de la tasa de erosión de una roca compuesta por feldespatos y cuarzos, a partir del termoclastismo provocando fracturas intergranulares que disgregan los minerales de la roca. Las líneas superiores y continuas corresponden al coeficiente expansión máximo del cuarzo – coeficiente de expansión mínimo del feldespato, mientras que las líneas inferiores y punteadas corresponden al coeficiente de expansión mínimo del cuarzo – coeficiente de expansión máximo del feldespato. Extraído de (Eppes y Keanini, 2017)	119
Figura 86. Imagen del afloramiento de la muestra PIRJ-106	133

Índice de tablas

Tabla 1. Malla de tamizaje con su tamaño y tamaño de material que retiene.	14
Tabla 2. Resumen de las principales características de los distintos epipedones, modificado de modificado de <i>Natural Resources Conservation Service de Agricultura dept.</i> (1999).	41
Tabla 3. Resumen de las principales familias taxonómicas del suelo, modificado de <i>Natural Resources Conservation Service de Agricultura dept.</i> (1999).	43
Tabla 4. Minerales presentes en el suelo pertenecientes al grupo de la Caolinita-Serpentina. Modificado de (Anthony, 2022).	48
Tabla 5. Minerales presentes en el suelo del grupo de la clorita. Modificado de (Anthony, 2022).	49
Tabla 6. Minerales presentes en el suelo del grupo de las esmectitas. Modificado de (Anthony, 2022).	50
Tabla 7. Minerales presentes en el suelo del grupo de la verdadera mica.	51
Tabla 8. Minerales presentes en el suelo de arcillas no pertenecientes a los grupos anteriores.	51
Tabla 9. Tabla resumen de cada muestra y el horizonte reconocido.	56
Tabla 10. Tabla resumen de cada familia de muestras, con su horizonte, y porcentaje correspondiente.	57
Tabla 11. Resumen de las muestras, posterior a homogeneización.	60
Tabla 12. Resumen de texturas total.	61
Tabla 13. Resumen de texturas por unidad.	63
Tabla 14. Resumen estadístico de los resultados de pH de todas las muestras.	65
Tabla 15. Resumen estadístico de los resultados de pH de las muestras de arena.	65
Tabla 16. Resumen estadístico de los resultados de pH de las muestras de grava.	65
Tabla 17. Resumen estadístico de los resultados de pH de las muestras tomadas <i>insitu</i> .	65

Tabla 18. Resumen estadístico de los resultados de pH de las muestras intrusivas, incluyendo el coeficiente de correlación entre los 3 tipos de muestras.	67
Tabla 19. Resumen estadístico de los resultados de pH de las muestras metamórficas, incluyendo el coeficiente de correlación entre los 3 tipos de muestras.	69
Tabla 20. Resumen estadístico de los resultados de pH de las muestras estratificadas, incluyendo el coeficiente de correlación entre los 3 tipos de muestras.	71
Tabla 21. Tabla resumen de características geográficas de las muestras.	72
Tabla 22. Mineralogía de la muestra PIRJ-102ab, reconocido por DRX.	77
Tabla 23. Mineralogía de la muestra PIRJ-102c, reconocido por DRX.	78
Tabla 24. Mineralogía de la muestra PIRJ-115a, reconocido por DRX.	79
Tabla 25. Mineralogía de la muestra PIRJ-115b, reconocido por DRX.	80
Tabla 26. Mineralogía de la muestra PIRJ-115c, reconocido por DRX.	81
Tabla 27. Mineralogía de la muestra PIRJ-129a, reconocido por DRX.	82
Tabla 28. Mineralogía de la muestra PIRJ-129b, reconocido por DRX.	83
Tabla 29. Mineralogía de la muestra PIRJ-129c, reconocido por DRX.	84
Tabla 30. Mineralogía de la muestra 100ab, reconocido por DRX.	86
Tabla 31. Mineralogía de la muestra PIRJ-100c, reconocido por DRX.	87
Tabla 32. Mineralogía de la muestra PIRJ-106ab, reconocido por DRX.	88
Tabla 33. Mineralogía de la muestra PIRJ-106c, reconocido por DRX.	89
Tabla 34. Mineralogía de la muestra PIRJ-108abc, reconocido por DRX.	90
Tabla 35. Mineralogía de la muestra PIRJ-109a, reconocido por DRX.	91
Tabla 36. Mineralogía de la muestra PIRJ-109bc-1, reconocido por DRX.	92
Tabla 37. Mineralogía de la muestra PIRJ-109bc-2, reconocido por DRX.	93
Tabla 38. Mineralogía de la muestra PIRJ-121a, reconocido por DRX.	95
Tabla 39. Mineralogía de la muestra PIRJ-121b, reconocido por DRX.	96
Tabla 40. Resumen estadístico elementos mayores de intrusivos en norte de Chile. Extraído de Jara <i>et al</i> , (2021).	103
Tabla 41. Resumen estadístico de los resultados químicos del complejo metamórfico Las Toscas. Extraído de Gana y Hervé, (2010).	107
Tabla 42. Resumen estadístico de los resultados químicos del complejo metamórfico Dollimo. Extraído de Gana y Hervé, (2010)	108

1. Introducción

La geología es una de las ramas de Ciencias Naturales que estudia la composición, estructura y procesos de la tierra aplicando métodos y teorías de la Física, Química, Matemáticas y la Biología (Irrondo, 2007), y a su vez posee distintas ramas como la Sedimentología, Geología Estructural, Geología Ambiental, Hidrogeología, etc. Dentro de las cuales se encuentra la Geología de Campo, asociada a la observación y recolección de datos de las rocas y depósitos no consolidados (Coe, 2010), rama que se ha practicado, desde un comienzo, la geología, ya que es la que menos recursos necesitaba, como lo hizo Nicolás Steno en 1680 (Irrondo, 2007). Sin embargo, tal como se señaló anteriormente, la geología paulatinamente fue relacionándose con otras ciencias, incrementando las herramientas que se pueden utilizar para la identificación de los datos de terreno, mediante técnicas analíticas y un mejor tratamiento de la información recopilada. Por otro lado, como la naturaleza no tiene límites nítidos, sino, más bien difusos (Irrondo, 2007), se ha generado la necesidad de la interdisciplinariedad en los estudios realizados. Y al mismo tiempo con el transcurso del tiempo y los avances tecnológicos, se han podido incorporar nuevas técnicas analíticas de las ciencias anteriormente descritas, a las observaciones geológicas para poder realizar estudios más detallados y avanzados sobre los procesos que ya no pueden ser puramente descritos usando la geología clásica. Algunos de estos análisis son las imágenes de Microscopios electrónicos de barrido, identificación mineralógica con Difracción de Rayos X (DRX), análisis químicos con Fluorescencia de Rayos X, estudios gravimétricos, etc.

La geología necesita de afloramientos de roca para poder identificar la litología a la que corresponde, pero hay ocasiones en que el afloramiento no puede ser identificado debido a que este se encuentra altamente degradado por la meteorización, completamente cubierto por vegetación o cubierto por el suelo, como ocurre por ejemplo en la selva amazónica, la selva congoleña o el sur de Chile, es por esto que para poder identificar la litología precursora del suelo, se utilizan distintas técnicas analíticas para poder hacer asociaciones mineralógicas, químicas y físicas.

En este caso de estudio se trabajó en el centro-sur de Chile, específicamente en la Cordillera de la Costa de la Región del Maule en las localidades de Cauquenes, Empedrados y pueblos

cercanos, donde hacer geología en valles, quebradas y cuchillas es complicado debido a la gran extensión y potencia de suelo que se genera como resultados de procesos naturales como la meteorización física, química y biológica, y edafización entre otros, lo que causa que aproximadamente un 80% del área esté cubierta por el suelo generado *in situ*. Esta situación es problemática al momento de elaborar mapas geológicos como los del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), necesarios para conocer los peligros y riesgos geológicos, prospección mineral y de identificación de potenciales geositos, y que son un material base para la ampliación de la conectividad vial y la infraestructura tanto rural como urbana.

Bajo esta premisa, este proyecto propone qué estudios son necesarios para desarrollar una metodología, que permita identificar la roca madre a partir de la cual se formó un suelo, en base a las características físicas, mineralógicas y químicas de la fracción fina del mismo, es decir la que es menor a 0.063 milímetros (mm). Hemos utilizado esta fracción del suelo la cual suele estar asociada a suelos maduros, debido a que los distintos organismos vegetales adquieren preferentemente sus nutrientes de los sedimentos y minerales de la fracción señalada, ya que al ser de un tamaño menor pero tener una mayor cantidad relativa en números, aumenta la superficie de contacto entre la materia biológica y los fragmentos terrígenos, estas características también permiten tener una mayor porosidad y retención de la humedad para el acceso de las plantas.

Como es necesario desarrollar una metodología respecto de la asociación de suelos con su roca madre dirigida a la confección de mapas geológicos escala 1:100.000 y ante la inexistencia de una línea base de suelos, se debe realizar un trabajo bibliográfico teórico potente para poder identificar los análisis necesarios y, así, aplicar distintos estudios en el reconocimiento de arcillas y de química del suelo, para poder asociar unidades geológicas presentes en un área a los suelos reconocidos. Esto permitirá completar la carta geológica del área de estudio, lo cual es útil para la reconstrucción de la geología regional.

Esta metodología podría ser utilizada en muchas más localidades a lo largo del país, lo que permitirá también poder reconocer las características del suelo que son heredadas de la litología preexistente. También podría dirigirse a estudios ambientales de contaminación de suelo, o

prospección de nuevos recursos minerales, y así contribuir con el desarrollo económico sustentable de la región. Esto es porque toda actividad humana tiene un impacto en el ambiente, y en la zona de Pichibelco la industria forestal tiene consecuencias que involucran las características del suelo, su degradación por el uso de los monocultivos foráneos, dada la intensa absorción de nutrientes esenciales y el cambio del pH en el mismo, la disminución de la cantidad de agua disponible en las cuencas aumentando el riesgo de incendios y potenciándose con la sequía que afecta la zona central de Chile, y una destrucción del ciclo de reciclaje del fósforo y otros elementos esenciales para el crecimiento biológico al impedir la degradación de la materia orgánica muerta en los horizontes más superficiales del suelo.

Existe registro de éxito parcial en asociaciones entre suelos y roca madre en estudios de otro contexto, ya sea la selva brasileña, taiwanesa o desierto iraní (Radambrasil, 1983; Selvaraj *et al*, 2006; Simas *et al*, 2005; Osat *et al*, 2016), además con la disponibilidad de análisis geoquímicos de suelo, es posible realizar ciertas relaciones entre los elementos para identificar cual es el grado de meteorización, grado de empobrecimiento con respecto al material parental.

1.1 Problemática

En un tiempo donde el Estado y la Sociedad necesitan de una enorme cantidad de recursos naturales, la geología es capaz de aportar a su prospección; ya sean recursos minerales metálicos, o acuíferos, de suelo, etc.; y a organizar el ordenamiento territorial que los distintos municipios deben tener reconociendo zonas de peligro y riesgo geológico. Teniendo todo esto en cuenta se sabe que el área estudiada, cerca del 80% de la superficie está cubierta por suelo, habiendo lugares donde llega a superar los 30 metros (m) de potencia, lo cual dificulta reconocer la geología en el lugar.

Este trabajo de memoria busca la identificación de la roca madre a partir de las características físicas y mineralógicas del suelo. Es por esto por lo que se debe realizar un estudio en terreno y en laboratorio sobre el suelo, tanto en descripción en terreno de los horizontes de suelo y toma de parámetros fisicoquímicos, por otro lado, una vez tomadas las muestras se deben hacer análisis mineralógicos del suelo.

Con estos estudios se podrán estudiar la variabilidad de las características físicas y mineralógicas en los suelos producto de sus condiciones de formación tanto climáticas como geológicas, con el fin de así poder reconocer las litologías predecesoras de estos para su posterior representación en los mapas.

1.2 Hipótesis

Existe una relación mineralógica y textural reconocible en el suelo con su roca fuente, dirigido al mapeo geológico.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

Establecer una relación entre la roca parental y los suelos inactivos generados a partir de ella, considerando las principales características texturales, mineralógicas y ambientales.

1.3.2 Objetivos específicos

Para poder alcanzar el objetivo principal se necesita una serie de trabajos orientados a los objetivos específicos, que nos permita obtener resultados a las distintas etapas en la investigación. En este estudio se plantea:

1. Categorizar la textura del suelo, en orden de establecer tendencias entre las muestras de suelo según el protocolo asignado.
2. Identificar la geoquímica total del suelo, para realizar los distintos índices de meteorización y así poder contrastarlos con la mineralogía del suelo.

3. Determinar las mineralogías de rocas expuestas y suelos circundantes, y así discriminar la mineralogía formada *in situ* de aquella relictas.
4. Definición del ambiente en que se ubican las muestras, ya que influye en las características edafogénicas de estas.

1.4 Metodología

Se pueden dividir en tres etapas con una cuarta y quinta explicadas posteriormente, que dependen, principalmente, de la disponibilidad de los análisis de laboratorio. Estas etapas se desarrollan antes, durante y post terreno; sin embargo, como las muestras fueron facilitadas por los geólogos que elaboran el mapa geológico del área, algunas de las actividades posteriores al terreno se han realizado en el tiempo de pre terreno, como lo son la caracterización mediante lupa de los horizontes de suelo y la homogeneización de muestras. Además, se mencionan los índices de meteorización química que se utilizarán y dentro del post terreno se crea otra sección específicamente con los procedimientos metodológicos desarrollados y aplicados en esta investigación.

1.4.1 Pre-terreno

En un comienzo, se realizará un trabajo de gabinete, que consiste en la investigación de conceptos de suelo respondiendo preguntas esenciales tales como ¿Qué es?, ¿Cómo se forma?, ¿Qué factores son los que lo afectan?, ¿Para qué sirve?, entre otras. Por otro lado, se digitalizarán mapas entregados por SERNAGEOMIN del área de estudio con las unidades geológicas ya definidas y, a partir de esto se debe realizar un estudio bibliográfico de la geología de las unidades de las zonas circundantes para tener una “guía” con la cual comparar los resultados que posteriormente obtengamos.

1.4.2 Terreno

En terreno se realizará el reconocimiento de la zona de estudio donde se debe buscar cortes de camino o pequeños escarpes para poder muestrear horizontes profundos donde haya una mayor proporción de suelo mineral y toma de parámetros fisicoquímicos del suelo. La toma de muestras e identificación en terreno se realizarán en los siguientes puntos (fig. 1).

SOLO USO ACADÉMICO

Puntos de muestra

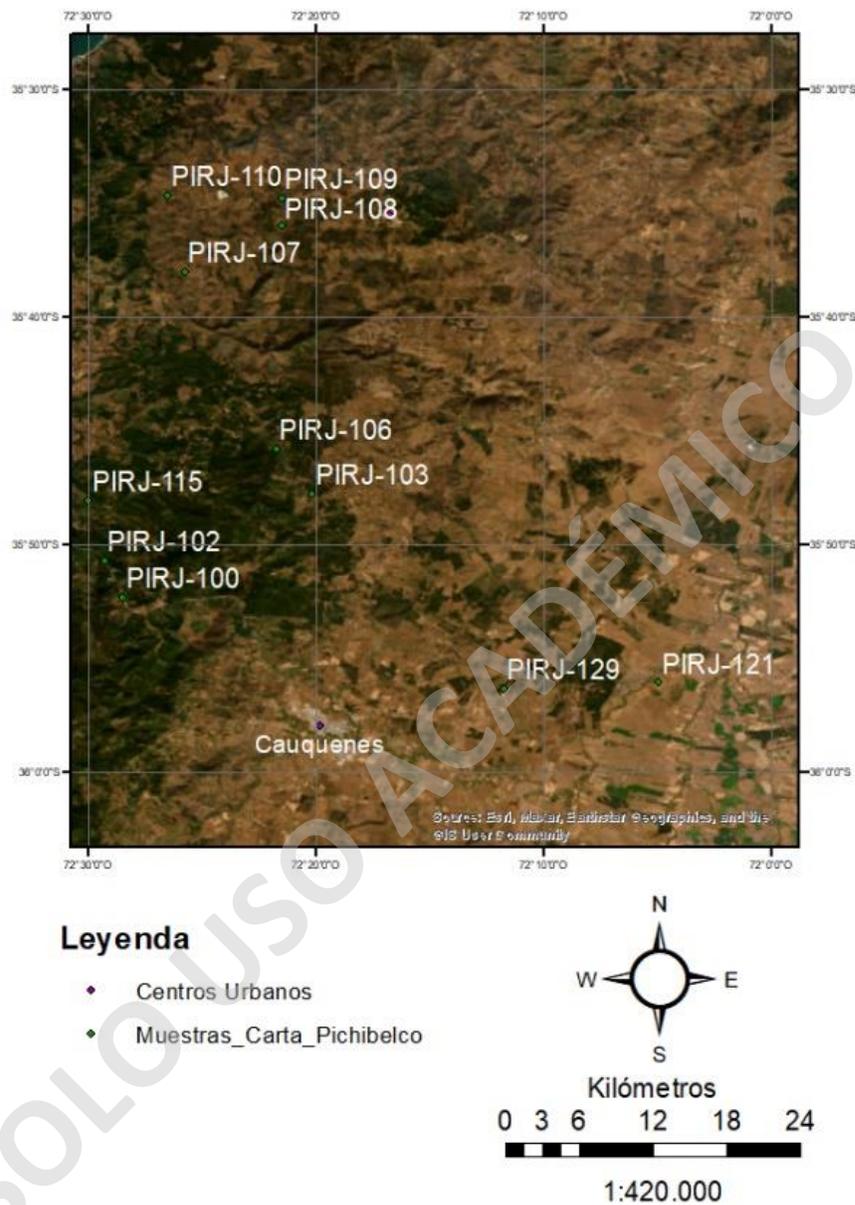


Figura 1. Imagen satelital de la zona de estudio 1:420.000, con los puntos donde se obtuvieron las muestras de suelo.

1.4.3 Post-terreno y Técnicas Analíticas

Para el estudio del suelo primero se debe observar las muestras con una lupa de escritorio para caracterizar el horizonte al que pertenecen y así poder homogeneizarlas en los casos que corresponda, posteriormente se deben caracterizar mineralógicamente las arcillas que lo componen y para esto primero se debe realizar una separación de fases del suelo mediante tamizaje mecánico, posteriormente se debe separar la fase arcillosa mediante el método de separación por decantación de arcillas para así realizar el análisis de Difracción de rayos X de la fracción arcillosa.

Por otro lado, también se debe caracterizar geoquímicamente el suelo en general para poder identificar elementos guías que se encuentren dentro del suelo, con lo que se obtendrán parámetros con los métodos que se verán en los siguientes capítulos. Con esos resultados se trabajará la serie de índices de meteorización química que se expondrán a continuación para poder tener una comparación directa entre el grado de meteorización química que se presenta en la roca y el comportamiento de los distintos elementos inmóviles presentes en el suelo.

1.4.3.1 Homogenización de muestras

Las muestras han sido homogenizadas, ya que realizar el análisis mineralógico y físico de cada estrato y fracción de tamaño correspondiente a 35 muestras escapa a la capacidad de análisis del laboratorio de SERNAGEOMIN. Para reducir las muestras se realizó una identificación del horizonte de cada una en base a la descripción de materiales y horizontes de los capítulos siguientes, homogeneizando horizontes de similares características de un punto de muestreo. Por ejemplo, las muestras Pirj-108a, Pirj-108b, Pirj-108c representan horizontes B, por lo que serán consideradas como 1 sola muestra mezclándolas y homogeneizándolas.

1.4.3.2 Difracción de rayos X (DRX)

Tal como se describe en el Manual de Mineralogía de Klein *et al* del 2018 y los autores citados en él, los rayos X son un tipo de radiación electromagnética penetrante y como onda

electromagnética comparte una serie de características comunes con este tipo de ondas o radiaciones las cuales son una propagación en línea recta que en el vacío viaja a 300.000 km/s, la reflexión, la refracción según la ley de Snell, la difracción por bordes y por rendijas o redes cristalográficas, y una relación entre longitud de onda y energía. En cuanto a la longitud de onda este espectro electromagnético tiene longitudes de onda entre 100 a 0.02 Angstrom (Å) mientras que para los trabajos con cristales se suele usar específicamente rayos X con la longitud de onda de 1 Å lo que equivale a 1×10^{-10} m.

Los efectos de la difracción en los rayos X a partir de su interacción con los cristales pueden ser estudiados debido a que estos sólidos poseen una estructura tridimensional ordenada con periodicidades características o periodos de identidad situados a lo largo de los ejes cristalográficos. Cuando los rayos X interactúan con esta disposición tridimensional de los átomos, los rayos X que son emitidos pueden tener interferencia destructiva o constructiva de ondas. Estas ondas en fase o en interferencia constructiva se pueden describir como conos de difracción, los cuales presentan una periodicidad debido a la estructura interna de los cristales, estos conos son específicos de cada mineral, es decir que cada mineral tiene su difractograma característico.

El método de difractómetro de polvo de rayos X más utilizado hoy en día es el difractómetro de polvo de rayos X el cual es realizado por una maquina la cual utiliza sensores electrónicos lo que permite que a pesar de que todas las refracciones ocurran al mismo tiempo, el detector de rayos X mantiene la relación geométrica apropiada para recibir separadamente cada máximo de difracción y realizar cuentas o valores específicos de la energía recibida en cada ángulo, obteniendo así el difractograma.

1.4.3.3 *Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (ICP-MS)*

Tal como se describe en Olesik de 1991 el ICP o *Inductively Coupled Plasma* consiste en gas parcialmente ionizado que generalmente es Argón, en el caso de este elemento menos del 1% es ionizado. Para la espectrometría de masa (MS) se utilizan 2 o 3 etapas las cuales están vaciadas de forma independiente de forma que haya una disminución en la presión a lo largo del

proceso y de esta manera se puedan extraer los iones desde el plasma al espectrómetro de masa que usualmente se encuentra a 10^{-5} o 10^{-6} Torr. Los átomos ionizados por el plasma son transportados hasta los espectrómetros de masa que suelen ser un sistema cuádruple gracias al vacío y un voltaje que se aplica para guiar los iones para ser medidos.

El ICP-MS es una herramienta poderosa ya que permite análisis multi elementos de forma simultánea y rápida, tiene límites de detecciones de partes por billón o menores para algunos elementos dependiendo de su energía de ionización, poca interacción entre elementos, una precisión alta de entre 0.5 a 5% de error, y es aplicable para análisis de gases, líquidos y sólidos. Sin embargo, también presenta sus problemas ya que a veces ocurren interferencias espectrales entre los iones detectados, la necesidad de disolver los sólidos para ser analizados y por ende hay que realizar correcciones con los iones que componen este solvente, además de especies que pueden llegar a contaminar la detección ya que poseen masas demasiado similares, la introducción de muestras es ineficiente y para algunas aplicaciones tanto los límites de detección como la precisión de este método son unos problemas

1.4.4 Índices de meteorización

Los índices de meteorización y alteración miden el grado de empobrecimiento de los elementos mayores fácilmente movilizables con respecto a elementos que se consideran inmóviles ya sea por los minerales en los que se encuentran como por su comportamiento fisicoquímico. A continuación, se expondrán los índices más utilizados en los distintos estudios (Price, 2003) sin embargo en el anexo 1 se muestra una tabla de resumen con estos índices y su comportamiento esperado.

1.4.4.1 Índice de Ruxton (R) (Ruxton, 1968)

Esta relación se basa en la correlación existente entre la pérdida de Sílice con otros elementos mayores como lo es el Ca, Na, K, etc. Permitiendo la cuantificación de la meteorización a partir de la pérdida de estos elementos mayores comparados con elementos considerados inmóviles como es el Al o los sesquióxidos en general. Sin embargo, sirve mejor para identificar el grado

de meteorización en suelos particulares donde hay una predominancia de Caolinita y Alófono ya que la relación molar entre SiO_2 y Al_2O_3 es 2:1. El cálculo de esta relación se realiza siguiendo la fórmula 1, utilizando concentraciones molares de cada óxido (Price, 2003).

$$\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 = R \quad (1)$$

1.4.4.2 Índice de Vogt (V) (Vogt, 1927)

Este índice se conoce como índice residual de Vogt ya que evalúa la madurez de los sedimentos. El cálculo de esta relación se realiza siguiendo la fórmula 2, utilizando concentraciones molares de cada óxido (Price, 2003).

$$(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O}) / (\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) \quad (2)$$

1.4.4.3 Índice de Meteorización de Parker (WIP) (Parker, 1970)

Este índice se basa en el comportamiento de los elementos alcalinos y alcalinotérreos, los cuales se caracterizan por ser altamente móviles dentro de los elementos mayores, este índice a diferencia del R no considera a los sesquióxidos como inmóviles, sin embargo, esto puede presentar un problema cuando se trabaja con suelos muy meteorizados como las bauxitas. El cálculo de esta relación se realiza siguiendo la fórmula 3, utilizando concentraciones molares de cada óxido (Price, 2003).

$$100 \times [(2 \times \text{Na}_2\text{O} / 0,35) + (\text{MgO} / 0,9) + (\text{CaO} / 0,7) + (2 \times \text{K}_2\text{O} / 0,25)] \quad (3)$$

1.4.4.4 Índice Químico de Alteración (CIA) (Nesbitt y Young, 1982)

Este índice es considerado como una medición del grado de transformación de los feldespatos a arcillas tales como la Caolinita. El cálculo de esta relación se realiza siguiendo la fórmula 4, utilizando concentraciones molares de cada óxido (Price, 2003).

$$100 \times [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \quad (4)$$

1.4.4.5 Índice Químico de Meteorización (CIW) (Harnois, 1988)

Este índice es considerado como el grado de transformación de los feldespatos a arcillas, sin embargo, no considera el K_2O como parte de la ecuación, lo que causa que no se cuente con el Al asociado a los feldespatos potásicos, lo que conlleva a que en rocas con una gran cantidad de feldespatos potásicos se den valores altos, aunque presente un bajo grado de meteorización. El cálculo de esta relación se realiza siguiendo la fórmula 5, utilizando concentraciones molares de cada óxido (Price, 2003).

$$100 \times [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \quad (5)$$

1.4.4.6 Índice de Sílice y Titanio (STI) (de Jayawardena y Izawa, 1994)

Este índice sirve para correlacionar el grado de meteorización de rocas metamórficas silicatadas en climas tropicales con sus propiedades ingenieriles, además el STI presenta una buena correlación con R. Este índice es una relación de empobrecimiento de elementos que suelen considerarse inmóviles. El cálculo de esta relación se realiza siguiendo la fórmula 6, utilizando concentraciones molares de cada óxido (Price, 2003).

$$100 \times [((SiO_2 / TiO_2) / ((SiO_2 / TiO_2) + (SiO_2 / Al_2O_3) + (Al_2O_3 / TiO_2)))] \quad (6)$$

1.4.4.7 Índice de Alteración de las Plagioclasas (PIA) (Fedo *et al*, 1995)

Este índice fue propuesto como una alternativa al CIW ya que las plagioclasas son abundantes en las rocas silicatadas, además de presentar una tasa de disolución bastante rápida. El PIA puede ser utilizado cuando es necesario medir el grado de meteorización de las plagioclasas. El

cálculo de esta relación se realiza siguiendo la fórmula 7, utilizando concentraciones molares de cada óxido (Price, 2003).

$$100 \times [(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + Na_2O + CaO - K_2O)] \quad (7)$$

1.4.5 Procedimientos Post terreno

Post terreno, las muestras entregadas deben seguir un tratamiento para poder trabajar con ellas tales como la reducción de la cantidad de muestras o la recodificación de muestras, por otro lado, también se expondrán los procedimientos que se realizaron en orden de obtener resultados.

1.4.5.1 Identificación de muestras y Horizontes

Primero, se debe verificar la información recopilada en terreno aquellas muestras tomadas en el laboratorio. Este estudio, como es un primer avance, se realiza con lupa binocular Nikon SMZ745, para así identificar las características claves de cada muestra con el objetivo de asociarla a uno de los tipos de suelo y horizontes que, posteriormente, son tratados a profundidad en el capítulo 2.3.

1.4.5.2 Análisis textural de suelo

El análisis textural de suelo se realizó utilizando el triángulo de clasificación textural de suelo del *United States Department of Agriculture (USDA)*, el que clasifica una muestra según sus porcentajes de arena, limo y arcilla. Para poder obtener los porcentajes que se utilizaron en estos gráficos, se puede llevar a cabo dos caminos, igualmente validos dependiendo del tamaño de partículas que componen el suelo:

1. Tamizando mecánicamente las muestras utilizando mallas de tamizaje, este método es efectivo para suelos con partículas superiores a 0.074 mm en donde se usan las mallas mostradas en la tabla 1. Como este tamizaje mecánico no permite la separación de los

fragmentos de tamaño limo y arcillas, se utiliza principalmente para suelos arenosos y limosos, pero no arcillosos. Los porcentajes se obtienen pesando el material arenoso y el material limoso en donde la suma de ambos es el 100% del material.

Numero de malla	Tamaño de la malla	Material que retiene
N°10	2mm	Gravilla o superior
N°200	0.074mm	Arena muy fina o superior

Tabla 1. Malla de tamizaje con su tamaño y tamaño de material que retiene.

2. Separación de fases mediante la decantación de los fragmentos, que siguen la ley de Stockes. Para realizar este procedimiento es necesario remover los fragmentos de gravilla o superiores por tamizaje mecánico obteniendo solo fragmentos de tamaño arena gruesa o inferiores. Una vez separados, el material se deposita en un contenedor cualquiera con volumen constante (que el volumen de la base sea la misma en toda la estructura del contenedor como lo son los de forma cilíndrica) y se les agrega agua, se agitan enérgicamente para movilizar todas las partículas de suelo y, posteriormente se deja el contenedor sobre una superficie plana durante 24 horas para que todas las partículas decanten. Las partículas decantan en orden, según el tamaño de las partículas, es así como primero decantan las partículas de tamaño arena, posteriormente limo y finalmente la arcilla. Cuando ya todas estas hayan decantado se debe medir la altura del volumen ocupado por una familia de partículas como la arena, limo o arcilla ayudándose de un comparador visual sedimentológico para la identificación de los límites. Ya con la altura obtenida se pueden obtener porcentajes donde la suma de las 3 alturas equivale al 100% y sus resultados se grafican en un diagrama ternario.

1.4.5.3 Separación de fracciones del suelo y de muestras

La separación de muestras en este trabajo se realizó conforme a la granulometría, usando el tamizaje mecánico con las mallas expuestas en la tabla 1. Las distintas muestras ya tamizadas son pesadas y guardadas donde se deben codificar según el tamaño de las partículas de las partículas.

Con las muestras ya separadas y recodificadas, se dividen en 3 para ser enviadas a DRX, análisis químico y un rechazo para futuros estudios, correcciones o revisiones.

1.4.5.4 Separación de arcillas y preparación de muestras para DRX

La separación de arcillas según su granulometría es un procedimiento bastante estudiado debido a la facilidad de obtener resultados, que pueden variar entre 164 y 224% de diferencia con respecto a la "verdad" (Gibbs, 1968), por lo que el procedimiento a seguir debe ser bastante minucioso para no generar un ocultamiento y enmascaramiento de arcillas. Sin embargo, debido a que este trabajo propone una metodología de apoyo rápida dirigida a elaboración de mapas geológicos, se testearán distintas formas de obtener estos resultados, minimizando el error.

Una forma de separar fases según su granulometría corresponde al método de la decantación en probetas de sedimentación:

- 1- Se debe llenar hasta la mitad una probeta con agua destilada a 20°C y, posteriormente se agrega una cantidad ya pesada de muestra, con fragmentos tamaño limo-arcilla.
- 2- Se debe agitar horizontalmente de forma vigorosa para remover aquella parte de la muestra que se haya podido adherir al fondo del decantador (fig. 2.A).
- 3- Una vez que el agua adquiere los colores de la muestra se debe dejar decantar las partículas. Las primeras en decantar serán las de tamaño limo, posteriormente las arcillas.
- 4- Luego de un tiempo, entre 40 a 60 minutos dependiendo de la turbiedad del agua ésta debe ser extraída a un vaso precipitado (fig. 2.B), para que decanten los materiales arcillosos al fondo del contenedor, ya separados del limo.
- 5- Ya cuando las arcillas están depositadas luego de 24 horas, el agua residual debe ser extraída (fig. 2.C).
- 6- La muestra debe ser secada en un horno a 28°C (fig. 2.D y 2.E) en orden de no modificar la mineralogía de las arcillas.

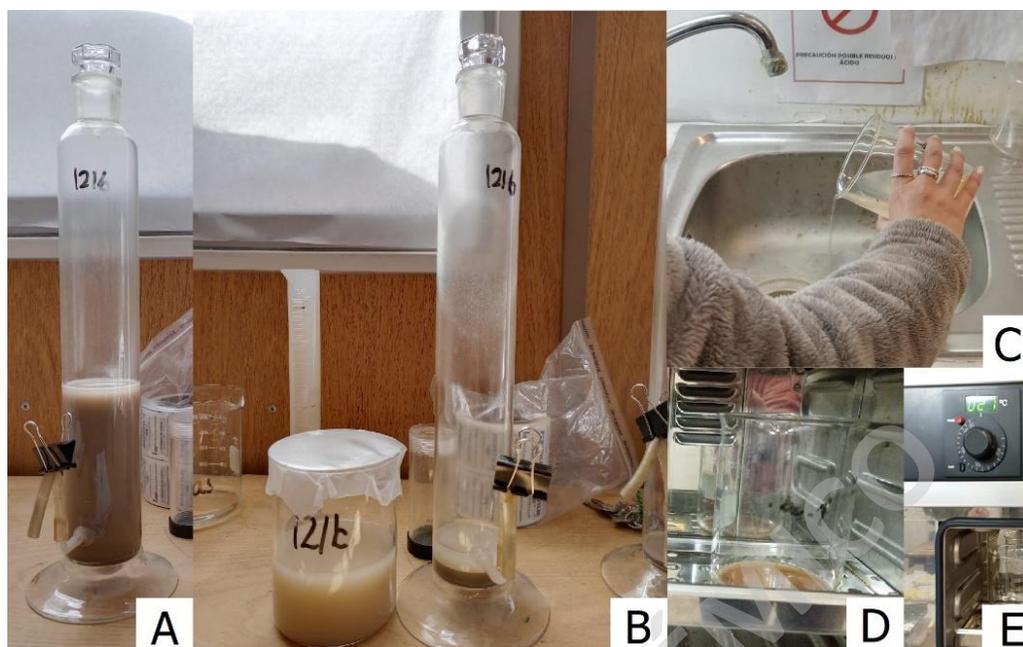


Figura 2. Imágenes del procedimiento seguido en el capítulo 1.4.5.5

- 7- Una vez que la muestra se secó en el horno, hay que cerciorarse que se encuentre completamente seca y haya formado una capa de arcillas humedecidas (fig. 3.A).
- 8- Para preparar la muestra, se debe raspar las arcillas del vaso precipitado (fig. 3.B) para ser depositadas en el porta muestras "Zero Background" hecho de sílice y distribuirse en una capa (fig. 3.C y 3.D).
- 9- Nuevamente las muestras se introducen al horno a 28°C durante 12 horas hasta obtener la muestra completamente seca (fig. 3.E y 3.F).
- 10- Posteriormente se debe posicionar el porta muestras en la máquina de difracción de rayos X (fig. 3.G) para proceder con el análisis de la muestra.
- 11- En caso de que la muestra se seque (fig. 3.H), se humedece la muestra recolectando muestra de arcilla seca, se muele suavemente agregando agua destilada con una pipeta hasta obtener la consistencia deseada (fig. 3.C). Cuando esto logra, se retoma el proceso desde la figura 3.C.

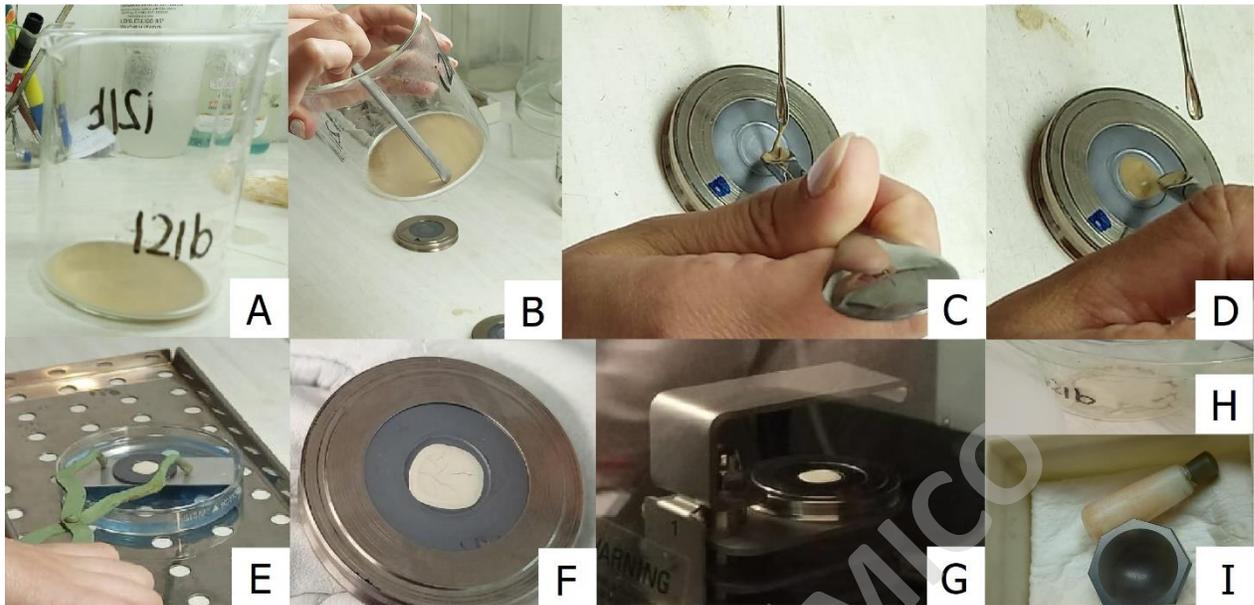


Figura 3. Continuación del procedimiento de seguido en el capítulo 1.4.5.5

1.4.5.5 Análisis de pH del suelo

Otro análisis realizado en el laboratorio es la medición de pH en las distintas fases granulométricas del suelo. Se necesita de vasos precipitados, agua destinada, una baqueta para agitar y un medidor de pH. Se debe tener una proporción 2:5 entre gramos de suelo y mililitros de agua destilada, es decir, 20gr de material del suelo por 50ml de agua destilada. Con esta mezcla se revuelve con la baqueta de vidrio vigorosamente durante 5 minutos, dejando la mezcla por 2 horas revolviendo esporádicamente. Se mide el pH en condiciones de temperatura controlada, evitando grandes variaciones, utilizando el medidor de pH.

De la misma forma se realizó la medición de muestras obtenidas en terreno, para comparar con el análisis de pH realizado en laboratorio, siguiendo el mismo procedimiento (fig. 4). Cabe considerar que el pH de terreno es de suelo total y no dividido en granulometrías.



Figura 4. Realización de la medición de pH del suelo en terreno.

Es importante conocer el pH del suelo ya que es el medio en el cual ocurre la relación entre la geología y los procesos atmosféricos/biológicos que sustentan la vida como describen Paul, (2014) y Varoney, (2007), y está reconocido en distintos estudios de que el pH es una de las características principales de los suelos ya que es uno de los controladores de la salud del suelo (Lu *et al*, 2023; Shu *et al*, 2023; Thomas, 1996; Zhang, *et al*, 2022), esto se debe a que el grado de acidez del suelo afecta directamente a la capacidad de sobrevivencia de las bacterias y hongos (Shu *et al*, 2023), y el almacenamiento, la disponibilidad y transporte de moléculas y iones que funcionan como nutrientes en la vegetación (Naz *et al*, 2022; Thomas, 1996; Zhang *et al*, 2022). Además, está reconocido que el pH del suelo afecta la tasa de meteorización de distintos minerales, y también, a cuál es el producto en el que se está alterando (Acker y Bricker, 1992; Eppes y Keanini, 2017)

2. Estado del Arte

2.1 Marco Geográfico

2.1.1 Ubicación y vías de acceso

Este trabajo está enmarcado en la Región del Maule, Chile, principalmente la provincia de Cauquenes. Esta área forma un polígono con vértice noroeste $72^{\circ}30'W$, $35^{\circ}30'S$, y vértice sureste $72^{\circ}00'W$, $36^{\circ}00'S$ (fig. 5). Se cuenta con conexión por carreteras que la atraviesan tanto norte-sur como este-oeste siendo la principal la ruta 5 y también vía ferrocarril norte-sur además del ferrocarril Talca-Constitución.

SOLO USO ACADÉMICO

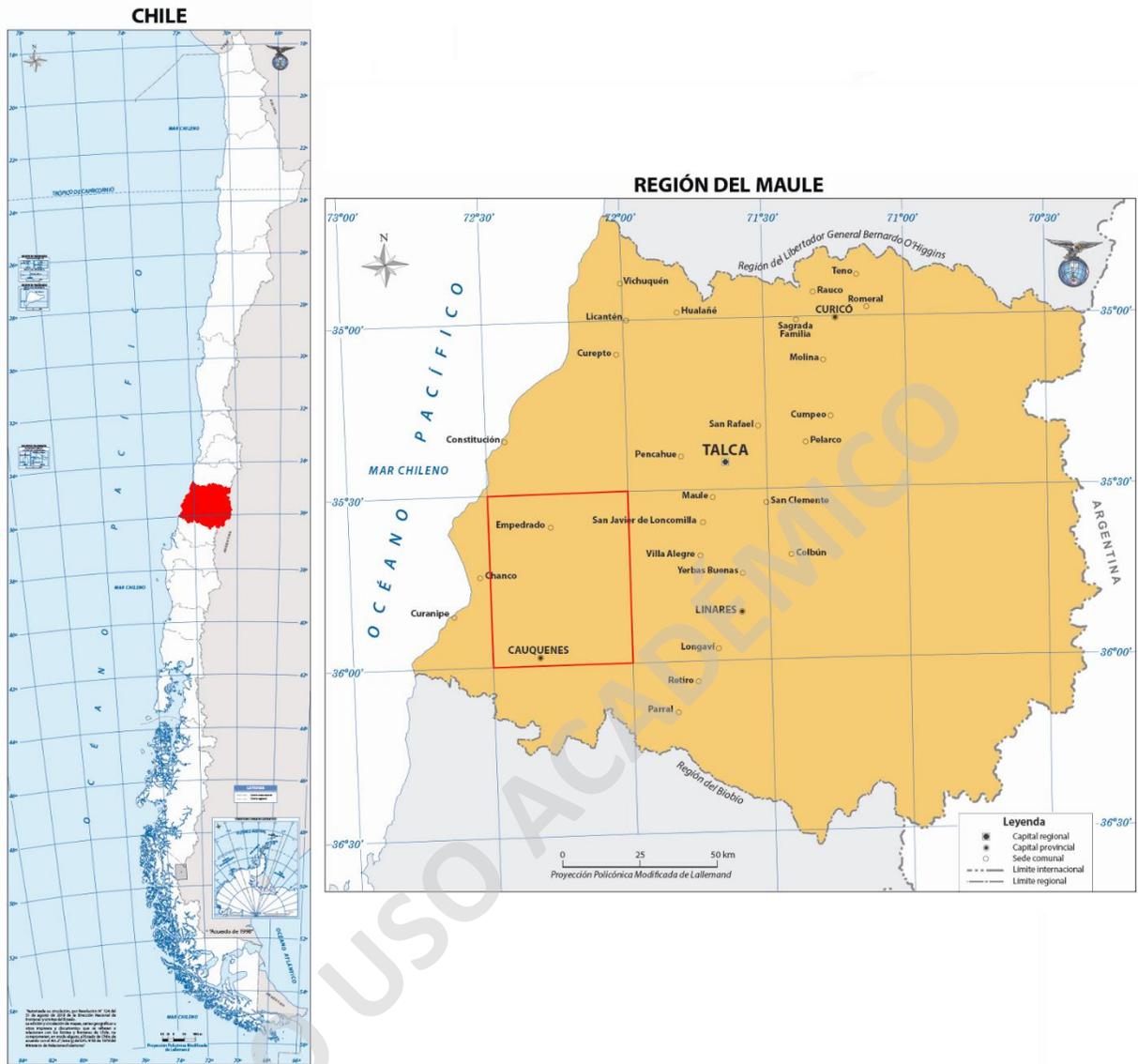


Figura 5. A la izquierda se presenta el mapa de Chile mostrando en rojo la región del Maule. A la derecha se presenta un mapa de la región del Maule mostrando sus principales poblados, en un rectángulo rojo, el área de estudio. Modificado de Instituto Geográfico Militar, 2018.

2.1.2 Geomorfología

Geomorfológicamente el área de estudio se encuentra en la Cordillera de la Costa y, en parte, la Depresión Central. En la zona de Cauquenes las alturas no superan los 1000m y esta descrita

como dos relieves separados entre sí por cuencas intermontanas, uno hacia el este y otro hacia el oeste. En la figura 6 se observa la distribución de las unidades geomorfológicas de la región del Maule y el área de estudio (Sagredo, 2013).

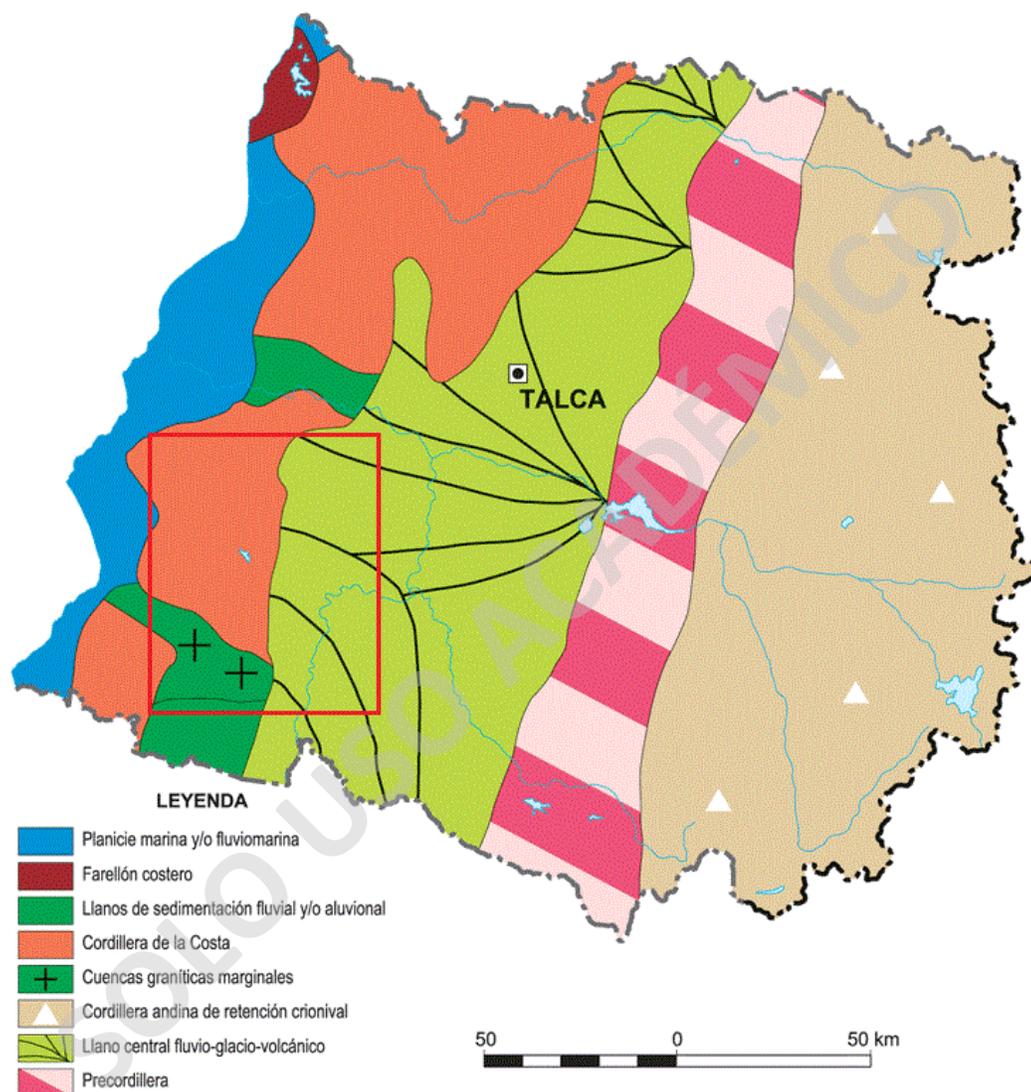


Figura 6. Mapa geomorfológico de la región del Maule, indicando la zona de estudio. Modificado de Börgel, (1983) en IGM.

2.1.3 Clima

En la zona de estudio se define un clima templado-cálido, con estación lluviosa y seca semejantes (fig. 7), ambas con la misma cantidad de meses de duración y pequeñas variaciones, con estaciones secas de 4 a 6 meses, por lo que la mayoría de los meses del año son húmedos. Las precipitaciones rondan los 1000mm al año, mientras que el promedio térmico es cercano a los 13.9°C (Sagredo, R., 2013).

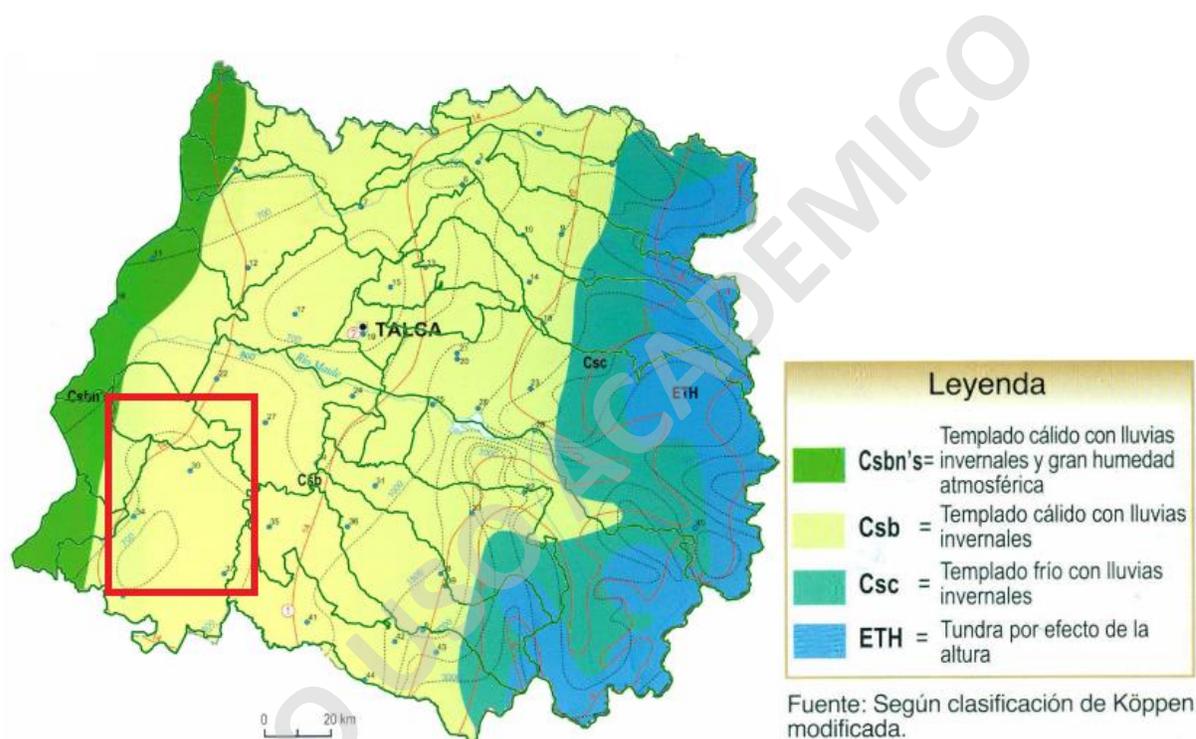


Figura 7. Mapa climático indicando los climas de la región del Maule, Chile. Indicando el cuadrante de la zona de estudio. Modificado de Atlas geográfico de la República de Chile, Instituto Geográfico Militar (IGM), (2005).

2.2 Marco Geológico

Tal como escribe Gana, P. en el 2010, la cordillera de la costa al sur de los 34°S posee registro geológico desde el Devónico con una serie de interrupciones hasta el Holoceno, el basamento cristalino se corresponde al "basamento cristalino de Chile Central" (Aguirre, L., et al., 1965)

donde se pueden distinguir tanto un basamento metamórfico devónico-carbonífero como un basamento ígneo tanto paleozoico como mesozoico. Sobreyaciendo este basamento se encuentran en contacto discordante rocas estratificadas sedimentarias de los estratos del Triásico Superior, Cenozoicas, y otras unidades Miocenas y Pleistocenas evidenciando grandes hiatos entre estos distintos eventos deposicionales, terminando ya un registro relativamente continuo desde el Pleistoceno hasta el Holoceno.

SOLO USO ACADÉMICO

Mapa geológico Cauquenes-Empedrado

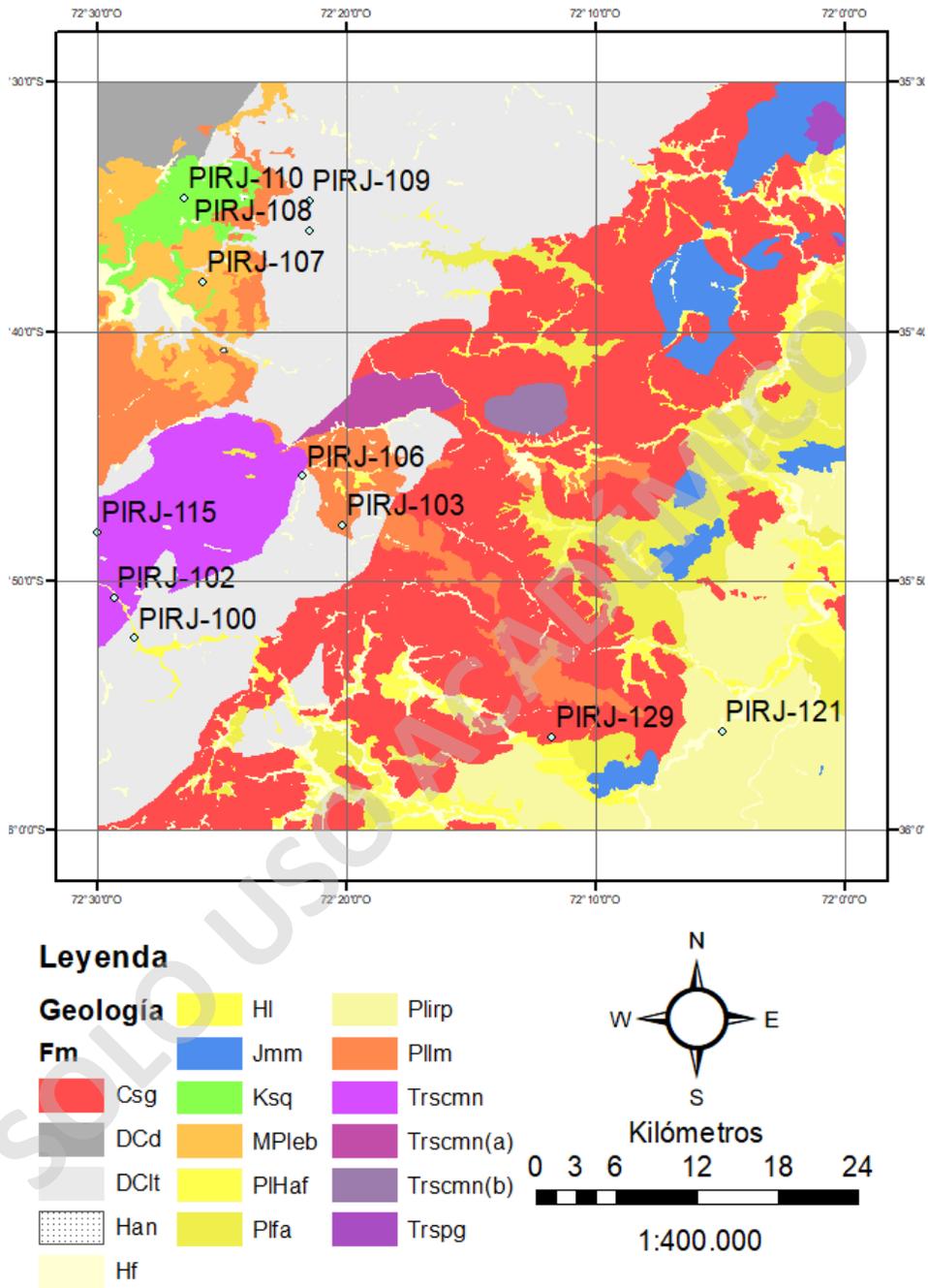


Figura 8. Mapa litológico de la carta Pichibelco.

2.2.1 Unidades Estratificadas

Devónico-Carbonífero

2.2.1.1 Basamento Metamórfico Oriental (Devónico - Carbonífero)

Esta unidad metamórfica, definida por Aguirre *et al*, 1972 como una serie de gradiente P/T bajo, datado cerca del límite Devónico-Carbonífero para su *peak* metamórfico (Munizaga *et al*, 1973 y Hervé *et al*, 1976, 1982 en Gana y Hervé, 2010). Presenta una orientación NNE-SSW con unos anchos de 8 kilómetros (km) en su zona norte y 12 km en su zona sur. Litológicamente se compone principalmente por metapelitas y metareniscas de grano fino a muy fino, en donde de Oeste a Este se observa una variación de una Zona de Biotita a una Zona de Andalucita-Sillimanita. Este aumento en el grado metamórfico hacia el Este se debe a la intrusión de distintos cuerpos intrusivos (Gana y Hervé, 2010)

2.2.1.2 Basamento Metamórfico Occidental (Devónico - Carbonífero)

Esta unidad metamórfica, definida por Aguirre *et al*, 1972 como una serie de gradiente P/T alto, y correlacionada a las rocas de Pichilemu lo que le daría la edad Carbonífera según Gana y Hervé, 2010. Presenta una orientación NE-SW con un ancho aparentemente continuo de 12 km. Litológicamente está compuesto principalmente por una alternancia de esquistos nodulares de albita y de esquistos cuarzomicáceos, con ocurrencias esporádicas de esquistos cuarzofeldespáticos, metacherts, mármoles, esquistos verdes y serpentinitas, litologías que aumentan su presencia hacia el Oeste del complejo (Gana y Hervé, 2010)

Triásico Superior

2.2.1.3 Volcano-sedimentitas triásicas (Triásico Superior)

Tal como se describe en Escobar et al, 1977, fueron reconocidos una serie de estratos en el Cerro Pillai y el Cerro Grupo anteriormente descritos por Cristi en 1973 y posteriormente por Abad y Cucurella, 1977, los cuales a través de fósiles pudieron asignarle una edad triásica superior. Constan litológicamente de areniscas cuarcíferas, conglomerados brechosos y lutitas fosilíferas además de tobas cristalinas de ceniza a lapilli que se encuentran en tal lugar, intruidos por intrusivos del Jurásico medio. Dentro de sus relaciones de contacto además de las intrusiones ya dichas, se encuentra discordante sobre basamento metamórfico y sobreyaciendola se encuentran sedimentos cuaternarios.

Maastrichtiano

2.2.1.4 Formación Quiriquina (Maastrichtiano)

Formación revisada a fondo por Wetzel, W. en 1930 en Escobar, F. en 1977. Reconocida desde el siglo XIX, cuya localidad tipo se encuentra en la Isla Quiriquina. Litológicamente se corresponde a una sucesión sedimentaria cuya base compuesta de conglomerados con glauconita, fosfato de calcio y mica se encuentra de forma discordante sobre el basamento metamórfico, posteriormente hay un nivel fosilífero de escasa potencia para terminar en un nivel noduloso con Baculites. En total son reconocidos más de 150 especies distintas. Sobre esta formación se encuentran discordantes algunas sedimentitas asignadas al terciario.

Mioceno inferior - Pleistoceno

2.2.1.5 Depósitos Mio-pleistocenos (Mioceno inferior – Pleistoceno)

Unidades sedimentarias, correspondientes a una sucesión de areniscas, limolitas, conglomerados y tobas, que evidencian una variación de un ambiente subacuático a uno subaéreo. Comunicación Oral de Astudillo, 2022

Pleistoceno

2.2.1.6 Productos explosivos pleistocenos (Pleistoceno)

Según Astudillo, 2022 comunicación oral, se reconocen 2 estratos, tobas de lapilli grisáceas ricas en escorias vesiculares, sobreyacidas por un estrato de toba de ceniza blanquecino, con una potencia total mayor a 10 m.

2.2.2 Unidades no Estratificadas

Carbonífero Superior

2.2.2.1 Basamento granítico paleozóico (Carbonífero-Pérmico)

Unidades intrusivas que constan de tonalitas y granodioritas de grano medio a grueso, con cristales grandes de microclina. Esta unidad presenta gran deformación tectónica que se evidencia en cuarzos ondulados, biotitas con su clivaje deformado y feldespatos con sus maclas desplazadas. Datadas por Levi, 1963 en Escobar *et al*, 1977 en 340+-40 millones de años como edad máxima, y como mínima en 292+-35 millones de años. Están asociados al metamorfismo de la Serie Oriental.

Triásico Superior

2.2.2.2 Basamento granítico Triásico (Triásico Superior)

Unidad intrusiva que corresponde a granitos rosados, granodioritas, microgranitos y dioritas gábricas datadas por varios autores en Escobar *et al*, 1977 entre 207 y 205 millones de años.

2.3 Suelo

El Suelo es el material orgánico y mineral que se forma naturalmente en la superficie terrestre, es materia de estudio de la pedología y es el componente principal de la zona crítica. La pedosfera se forma a partir de la interacción de la biosfera, litosfera, hidrosfera y la atmósfera, teniendo el clima como el factor que regula la intensidad de la interacción entre estas distintas esferas (fig. 9). Cabe señalar que el suelo, en los ecosistemas terrestres, afecta la energía, almacenaje e intercambio de nutrientes, agua, y productividad del ecosistema (Paul, 2014; Varoney, 2007).

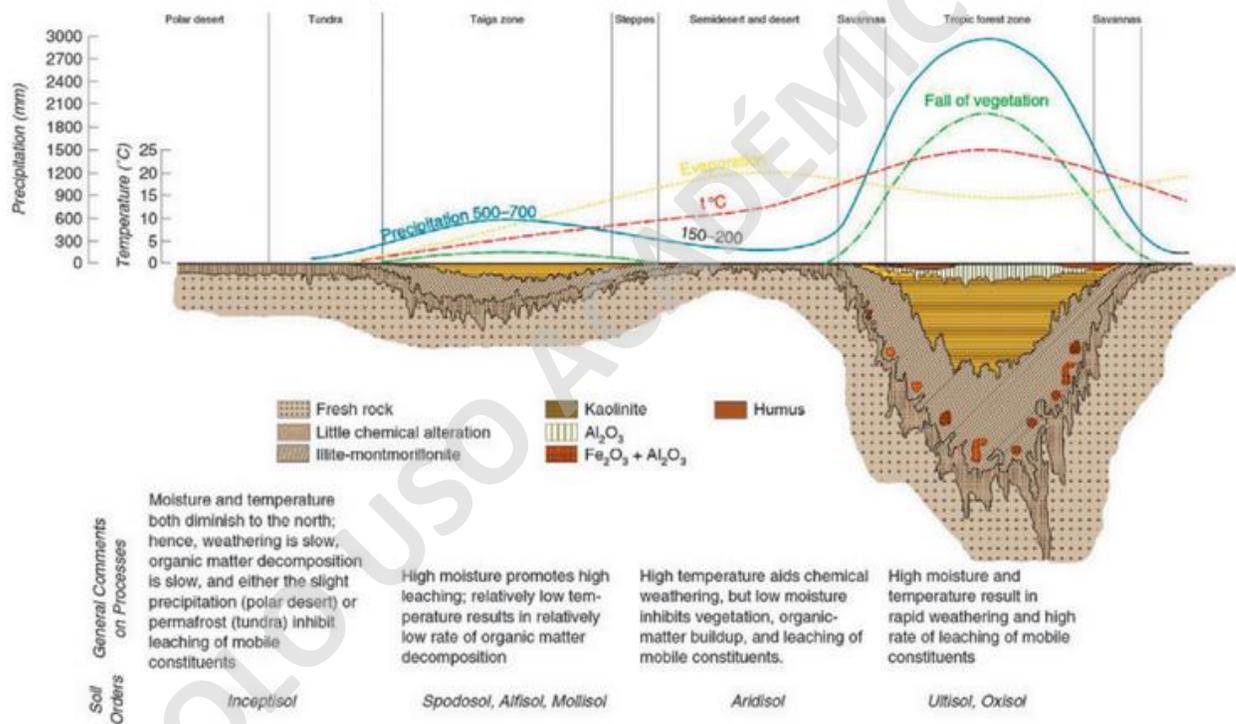


Figura 9. Ilustración de la interacción de las distintas esferas terrestres para la pedogénesis, al mismo tiempo como la intensidad variable de cada una de las variables puede generar distintos tipos de suelo. Tomado de Paul, E., 2014.

La pedología es la ciencia que estudia la génesis y clasificación de los suelos (Duchaufour, 2012). Durante la pedogénesis se van formando capas horizontales u horizontes de suelo, los cuales pueden variar en potencia dependiendo de la intensidad de los factores patogenéticos (Voroney,

2007). Además, los suelos, generalmente, presentan variaciones en sus horizontes de forma lateral, ya sea por accidentes puntuales ligados al material parental, o de forma gradual. Por esto, que para realizar un estudio de suelo se elabora también el perfil de suelo delimitado lateralmente en un área específica llamada Pedón. Este puede variar en su área superficial de 1m² a más de 10m², con tal de cubrir las características mínimas del suelo de un área determinada (*Natural Resources Conservation Service, Agriculture Dept.* 1999).

La Zona Crítica es la capa de la tierra que comprende desde las copas de los árboles hasta los límites inferiores del agua subterránea, y, por lo tanto, es donde interaccionan la pedosfera, biosfera, litosfera, hidrosfera y la atmósfera. En esta zona ocurren intercambios de masa y energía, que permiten la subsistencia de la vida y la formación de suelo (Schroeder, 2018).

2.3.1 Pedogénesis

La roca madre, a través de los procesos de pedogénesis se va degradando en fragmentos de menor tamaño respecto del material parental y también en minerales diferentes a su protolito. Esto se produce a través de la meteorización física, química y bioquímica, la cual degrada el macizo rocoso o los depósitos sedimentarios (Paul, 2014; Voroney, 2007).

Por otro lado, Luzio, (2010) indica que la combinación de los distintos factores de suelos en distintas intensidades puede causar distintos procesos de formación de suelo, es decir que los procesos biológicos, físicos y químicos interactúan para formar un suelo en particular, sin embargo, no es posible determinar la intensidad y grado de participación de cada uno de los factores en la formación de este mismo suelo. Sin embargo, los procesos pedogénicos tienden a ordenar las características del suelo en una sustracción de la entropía (fig. 10).

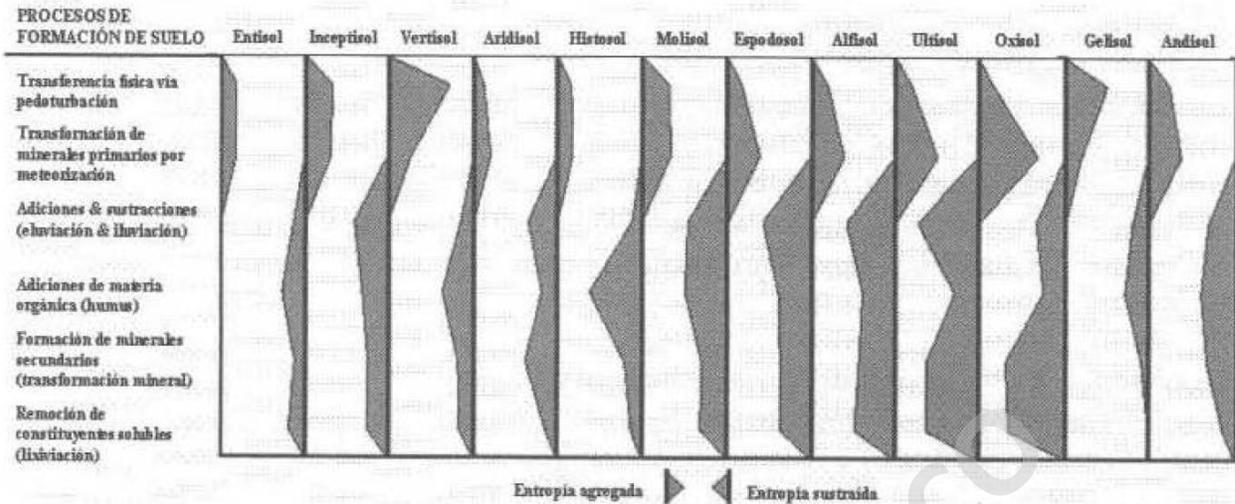


Figura 10. Serie de gráficos que muestran la cantidad de entropía que se agrega o sustrae en cada tipo de suelo.
 Extraído de Luzio, W. 2010.

Los factores mencionados en Luzio, (2010) son geográficos incluyendo los regímenes de lluvia, humedad relativa, nivel topográfico, ubicación geomorfológica, aspecto o grado de insolación, entre otras.

2.3.1.1 Meteorización física

La meteorización física es reconocida desde el siglo XIX como el inicio de los procesos erosivos en la superficie terrestre, ya que toda roca, depósito o suelo, tiene una fuerza cohesiva que debe ser superada para que este material se pueda disgregar y desplazar (Gilbert, 1877). Sin embargo, los procesos por los cuales ésta se produce se han ido complementando con el paso del tiempo. Se han realizado investigaciones que revelan, por ejemplo, la importancia de las fracturas subcríticas, como consecuencia de la aplicación de stress que no superan la resistencia del macizo rocoso y, por lo tanto, no pueden generar una fractura crítica siguiendo el criterio de ruptura de Mohr-Coulomb (Coulomb, 1776; Mohr, 1900). Por otro lado, cuando las microfrazas se extienden superando el límite de resistencia es cuando se genera una fractura crítica (Anderson, 2019).

Las fracturas subcríticas se producen por *stress* menores a los que producirían fracturas críticas, y estos stresses se producen de varias formas, como: stress termal debido a la exposición de la roca a la radiación solar, que aumenta su temperatura y, consecuentemente, genera una expansión volumétrica de la superficie (Eppes y Keanini, 2017); fracturas criogénicas, debido al agua que ingresa por las fracturas, milimétricas o centimétricas, y el incremento de la presión por el aumento de su volumen al congelarse (Walder y Hallet, 1986); expansión volumétrica de los minerales, al sufrir reacciones químicas debido a meteorización tales como la oxidación de la biotita (Goodfellow, 2016; Isherwood y Street, 1976; Shen *et al*, 2019), y por ultimo procesos biomecánicos, aunque no son capaces de generar la presión suficiente para causar una fractura crítica, el aumento constante del volumen de las raíces es capaz de generar este fracturamiento subcrítico (Graham *et al*, 2010; Hasenmueller *et al*, 2017; Margelov *et al*, 2018; Pawlik *et al*, 2016), también la presencia de organismos endolíticos tales como bacterias, líquenes y hongos propicia la meteorización de la roca ayudando así la meteorización física (Akob y Küsel, 2011; Graham *et al*, 2010; Margelov *et al*, 2018). Por lo tanto, es necesaria una sinergia con otros tipos de meteorización para poder romper los enlaces que mantienen la materia unida (Anderson, 2019).

2.3.1.2 Meteorización Química

La meteorización química se produce por reacciones químicas que ocurren entre los minerales y el ambiente, si bien se produce como resultado del lento reequilibrio entre los distintos minerales y las condiciones atmosféricas a las que se encuentra (Maher, 2010; Selvaraj y Chen, 2006). La principal reacción que se estudiará son las de la disolución de silicatos y la consecuente formación de suelos minerales.

El estudio de la meteorización química es distinto de la meteorización física, ya que si bien los agentes que la permiten han sido ampliamente estudiados, aún existen muchos enigmas sobre la tasa de este tipo de meteorización a gran escala, como puede serlo la relación inversa entre la tasa de meteorización química y el tiempo, la gran correlación entre las tasas de meteorización química y meteorización física, y la débil correlación entre el clima y las tasas de meteorización química (Maher, 2010). La hidrología es otro factor para tener en cuenta en la meteorización química, porque afecta en distintas formas a este proceso. La remoción del material ya

meteorizado permite la remoción del equilibrio termodinámico ya alcanzado, y al mismo tiempo, al tener los fluidos un camino preferencial, pueden disminuir la superficie de contacto y de reacción entre el mineral y el ambiente (Maher, 2010).

La meteorización química afecta fuertemente la mineralogía y geoquímica de los silicatos en los sedimentos, ya que no transporta los elementos grandes (Al, Ba, Rb) mientras que si moviliza selectivamente los elementos más pequeños (Ca, Na, Sr) (Selvaraj y Chen, 2006), lo que se aprovecha para realizar los índices y ratios descritos en la metodología. Esto significa una pérdida de materia, la cual, en los suelos muy meteorizados, puede alcanzar el 50-60% de su masa total (Ruxton, 1968).

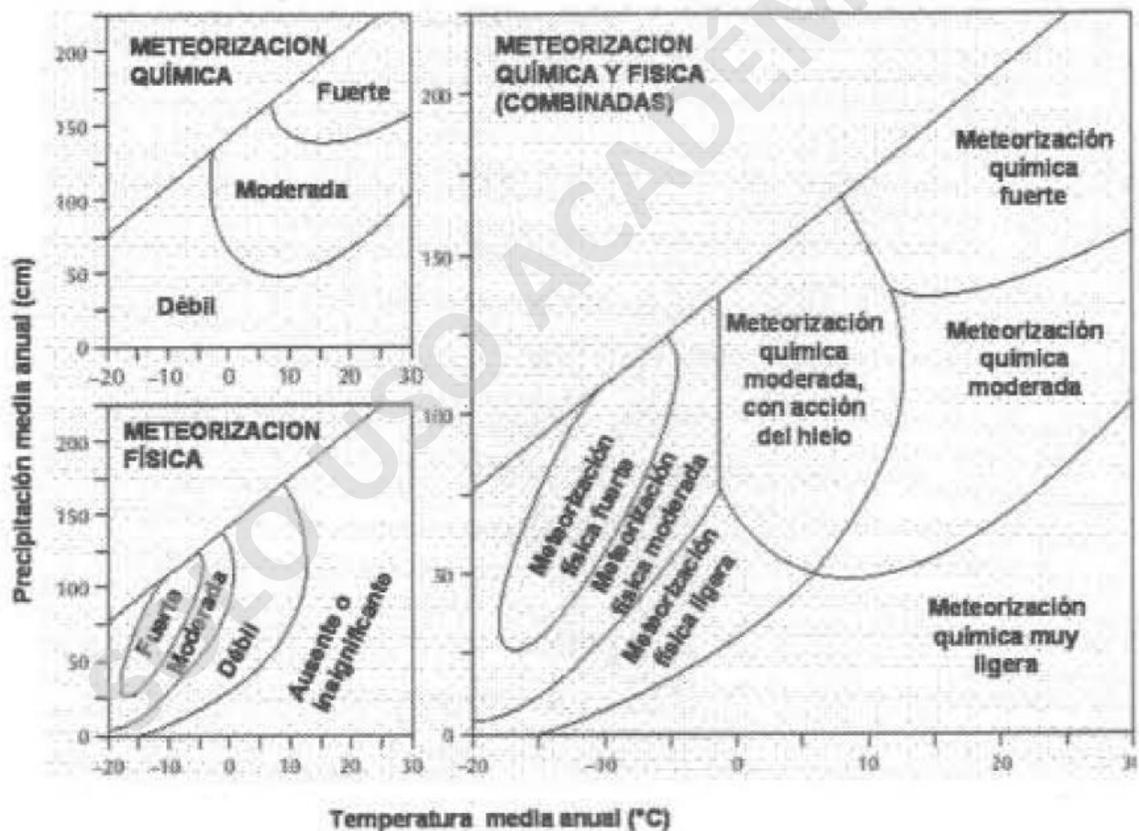


Figura 11. Meteorización física y química en función de la precipitación y temperatura media anual, y la combinación de ambas meteorizaciones. Extraído de Luzio, 2010.

2.3.2 Clasificación de Suelos

El suelo corresponde a un área de estudio que compromete principalmente a los científicos relacionados con procesos edafológicos más que pedológicos, por lo que su clasificación comenzó a desarrollarse a partir de la investigación y experiencia respecto de sus propiedades, como en el crecimiento de la vegetación. Es por esto, que la clasificación de los suelos se realiza por medio de familias taxonómicas, y estas familias son clasificadas por lo que los procesos que son importantes en el desarrollo vegetal que estén relacionados a la génesis del mismo suelo. Es decir, son considerados con mayor importancia que aquellas que afectan a las plantas pero que no tienen relación con la génesis del suelo (*Natural Resources Conservation Service, Agriculture Dept. 1999*).

Dentro de la clasificación de suelos, se puede utilizar su taxonomía para una categorización específica de las características de un suelo. Es esta misma taxonomía la que sirve para la categorización más simple que se puede realizar en el suelo, que son los suelos minerales y suelos orgánicos, si bien poseen una mezcla de ambas categorías. Cuando poseen entre un 20 a 35% de material orgánico, el suelo sigue comportándose como un suelo mineral, a pesar de sobrepasar los valores determinados para su definición (*Natural Resources Conservation Service, Agriculture Dept. 1999*).

Los suelos están compuestos de materiales de diámetros menores a 2 mm, y, como se observa en la figura 12, existen los materiales minerales y orgánicos:

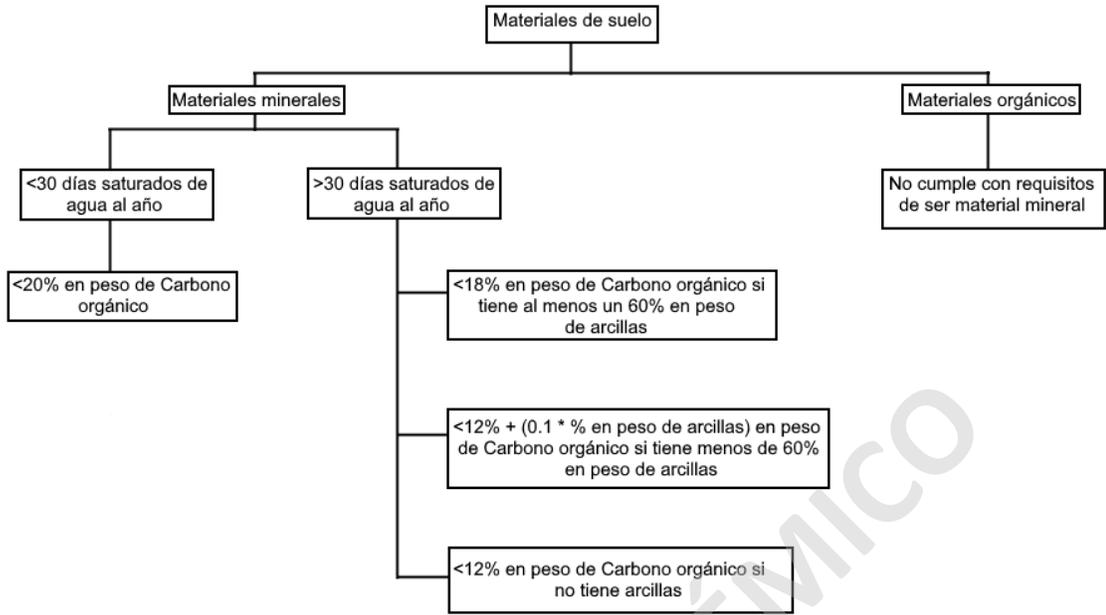


Figura 12. Mapa conceptual de materiales de suelo, modificado de *Natural Resources Conservation Service de Agricultura dept.* 1999.

Estos materiales sirven para clasificar entre suelos minerales y orgánicos, como se explica en la figura 13.

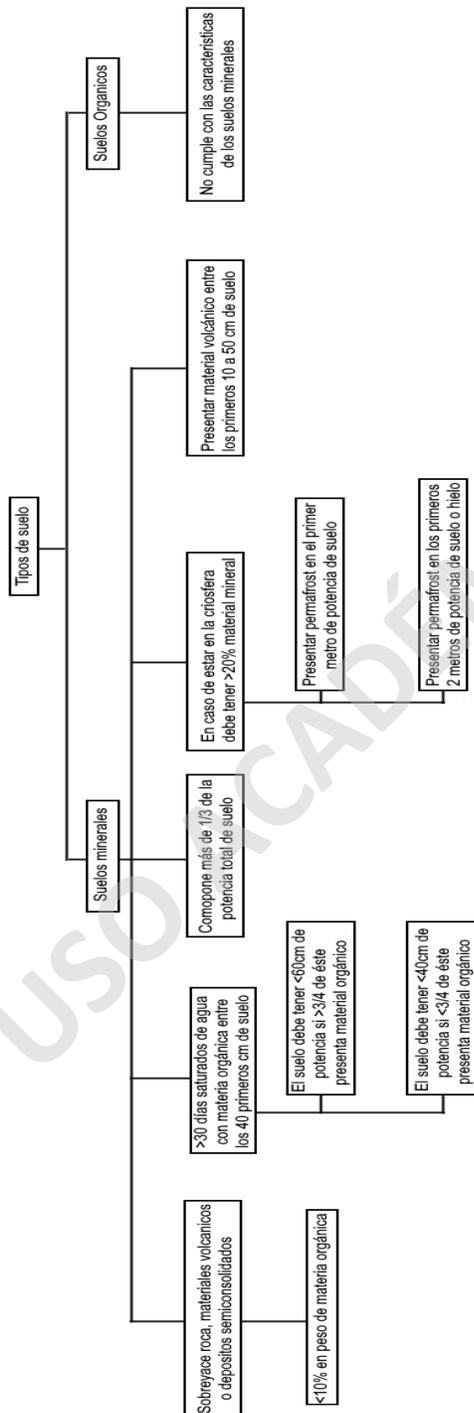


Figura 13. Mapa conceptual mostrando la clasificación de tipos de suelo, modificado de *Natural Resources Conservation Service de Agricultura dept.* 1999.

2.3.3 Horizontes

Los horizontes de suelo son capas horizontales finitas, que suelen ser paralelas a la superficie del suelo. Conceptualmente son similares una capa o a un estrato, sin embargo, se utiliza el término horizonte para evidenciar los procesos pedogenéticos que lo formaron, en vez de procesos sedimentarios. Los horizontes fueron creados con el fin de describir los suelos; sin embargo, con el desarrollo de las ciencias asociadas a éste, fueron utilizados como una herramienta genética y diagnóstica del suelo (Hartemink *et al*, 2020).

La génesis de los horizontes se debe a los mismos procesos pedogenéticos de la formación del suelo, es decir, la transferencia de masa y energía, la alteración de los distintos minerales y la interacción entre la roca, los organismos vivos, el agua, la topografía, la insolación, entre otros. Por lo tanto, los horizontes son el resultado final de estos procesos y también el suelo puede sufrir procesos de horizonación o haploidización, correspondiente a la formación de nuevos horizontes y procesos de homogenización de horizontes. Es decir, el primer concepto aumenta la cantidad de horizontes mientras que el segundo los disminuye (Hartemink *et al*, 2020).

Como los horizontes pueden formarse o combinarse con diferentes procesos, para poder identificarlos, se caracterizaron una serie de horizontes maestros O, A, E, B y C (fig. 7), los cuales muestran las mayores variaciones entre sí. Estas variaciones se centran en su textura y sus propiedades químicas, más que el estudio de sus tonalidades o estructuras, y, también los horizontes más estudiados son el A y el B (Hartemink *et al*, 2020).

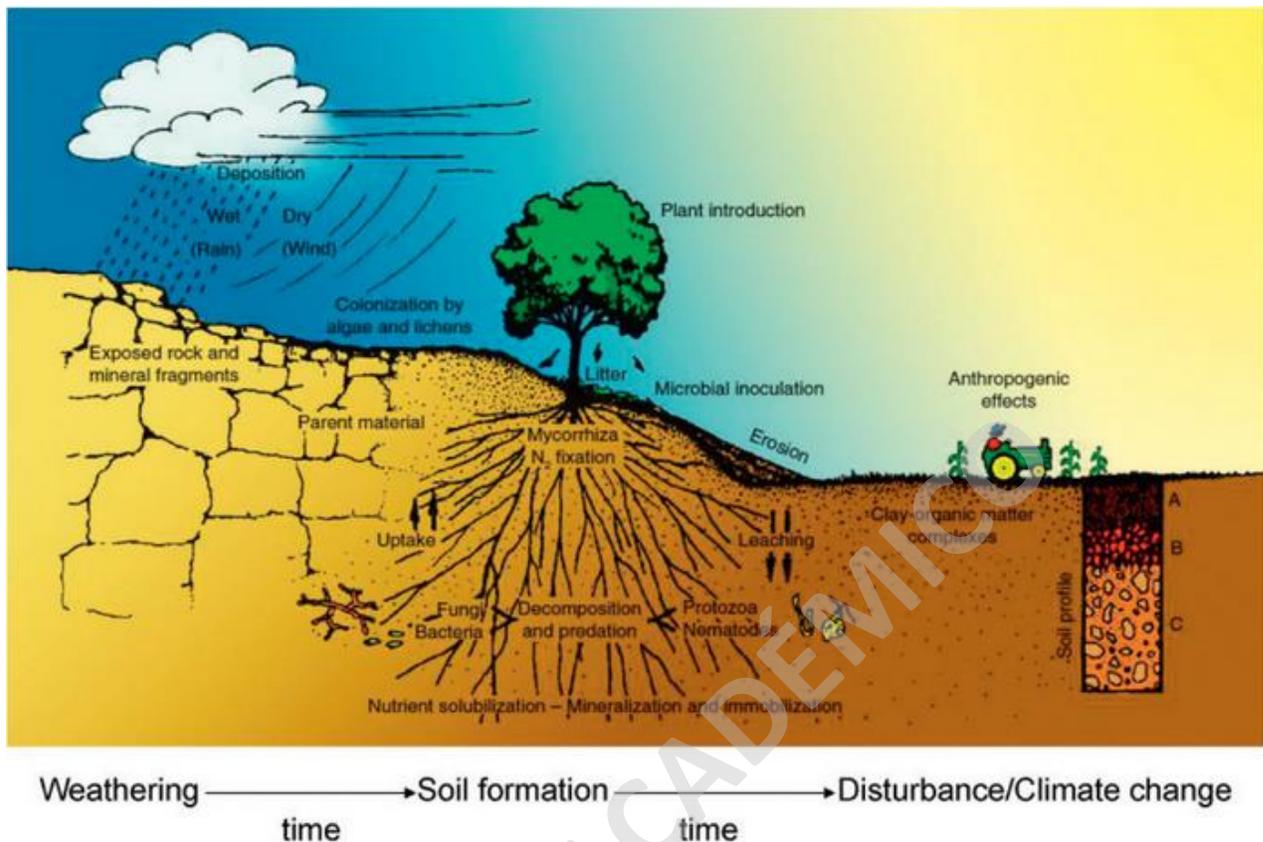


Figura 14. Ilustración mostrando el tiempo y algunos procesos que formarán el suelo y los distintos horizontes. Extraído de Paul, 2014.

2.3.3.1 Horizonte O

El horizonte O es aquel que está dominado por los materiales de suelo orgánicos. A grandes rasgos este horizonte posee mucho menos de un 50% de su peso en materiales de suelo minerales y en una sección vertical, este suelo puede estar en la superficie sobreyaciendo algún suelo mineral o enterrado, dependiendo de los procesos que hayan ocurrido. Este horizonte suele tener coloraciones oscuras, por el material orgánico en descomposición presente, lo que le confiere las subcategorías de este horizonte: Oa para material orgánico muy descompuesto con volúmenes sobre 16.7% de fibras; Oe para material orgánico medianamente descompuesto en donde la fibra corresponde entre el 16.7 y el 25% de su volumen; y el horizonte Oi que tiene materia orgánica pobremente descompuesta en donde la fibra es más de un 25% del volumen.

Esto hace que el pH de este horizonte tenga una mayor variación con respecto a los horizontes más profundos y minerales con valores de 3,10 a 4,24 (Hartemink *et al*, 2020).

2.3.3.2 Horizonte A

Este horizonte está definido como el horizonte mineral formado en la superficie del suelo o por debajo del horizonte O, en caso de que este se presente. En esta etapa, ya toda o gran parte de la estructura del material parental está obliterada y se diferencia con los horizontes porque presenta materia orgánica mezclada con el material mineral o por sus variaciones morfológicas, resultantes de los procesos relacionados a la superficie del suelo. En bosques, es difícil diferenciar el horizonte A del O y también se puede confundir con el horizonte E. El horizonte A puede ser cubierto por sedimentos o fragmentos volcánicos de ceniza y según esto son las subcategorías se forman, siendo el Ap para horizontes A que han sido cultivados y Ab para los enterrados por sedimentos o fragmentos de ceniza. (Hartemink *et al*, 2020).

En cuanto a su comportamiento químico, este horizonte presenta una menor variación que el horizonte B, mientras que la menor variación se encontraba en el horizonte C (Hartemink *et al*, 2020).

2.3.3.3 Horizonte E

El horizonte E es un horizonte mineral cuya principal característica es la pérdida eluvial de las arcillas silicatadas, hierro, aluminio, sílice, o alguna combinación de estos, dejando una concentración residual de partículas tamaño arena y limo, en las cuales toda o gran parte de la estructura del material parental fue obliterado generando una pérdida importante de los elementos mayores en él. Este horizonte usualmente presenta colores claros y está sobreyaciendo un horizonte iluvial (Hartemink *et al*, 2020).

2.3.3.4 Horizonte B

Este horizonte mineral está por debajo de los horizontes A, E y O, en donde toda o gran parte de las estructuras del material parental han sido completamente obliteradas. El horizonte B puede tener un rango de características pedogenéticas resultantes de la translocación de los materiales del suelo, procesos *in situ* o ambas, por lo que es fácil que este horizonte varíe en color, composición o estructuras con respecto al material parental.

Parte de los procesos que forman este horizonte son:

- Sólo concentración iluvial o en combinación de arcillas aluminosilicatadas, hierro, aluminio, humus, carbonatos, yesos o sílice
- Remoción de carbonatos
- Concentración residual de sesquióxidos
- Revestimiento de sesquióxidos no emparentados con la iluviación del hierro
- Alteración *in situ*, ya sea por meteorización y síntesis o argilización, que forma arcillas aluminosilicatadas bien formadas, nanocristalinas, u óxidos o hidróxidos que forman estructuras granulares, en bloque o prismáticas si el volumen cambia en conjunto con cambios en el contenido de humedad
- Su fragilidad.

Por otro lado, este horizonte suele presentar una fuerte reducción con la consecuente coloración a tonalidades grisáceas en el proceso de gleificación (Hartemink *et al*, 2020).

Existen varias subclases de este horizonte como la acumulación de materia orgánica, hierro y aluminio (Bhs), óxidos de hierro y aluminio (Bo), arcillas (Bt), yeso (By), gleificación (Bg), así como horizontes B pobremente desarrollados (Bw). Por otro lado, el comportamiento químico de este horizonte muestra grandes variaciones dentro de sí mismo, donde P y Ca son los elementos que más varían, mientras que Al, Fe, Mn, Si y Zr presentan rangos entre 20 y 38%. Por último, el K, Mg y Ti son los elementos que menos varían (Hartemink *et al*, 2020).

2.3.3.5 Horizonte C

El horizonte C es el horizonte mineral más profundo, en contacto con la roca madre, excluyéndola. Es muy poco afectado por procesos pedogenéticos y, por definición, carece de las propiedades de los horizontes O, A, E o B (Hartemink *et al*, 2020).

2.3.4 Epipedones de suelo

Los epipedones son horizontes diagnósticos y no genéticos, son utilizados para posteriormente clasificarlo en las distintas familias taxonómicas.

Se forman cerca de la superficie del suelo, por lo que la textura y estructura de la roca madre está completamente obliterada o al menos oscurecida por la materia orgánica. Los Epipedones requieren una guía detallada para su evaluación sin embargo para efecto de este trabajo se realizó un resumen (Tabla 2).

Epipedón	Humedad	Horizontes	Colores	Estructuras	Potencia	Química	Otras características
Antrópico	Húmedo al menos 90 días	No	Oscuros en humedad, claros seco	Estratificaciones de 5mm	18-25cm	Rico en cationes bivalentes, C de 0.6 a 5%	Similar al Mólico, pero la irrigación es antrópica
Folístico	Saturado >30 días	Ap	Oscuro	No	>20cm suelo orgánico	Entre 8 a 16% de C	Suele ser la capa de hojas en los ^{bosques}
Hístico	Saturado >30 días	Ap	Oscuro	No	20-75cm suelo orgánico	Entre 8 a 16% de C	Similar al Folístico, aumenta evolución del suelo orgánico
Melánico	No afecta	No	Oscuro	No	~40cm	Entre 4 a 6% de C	Común en suelos volcánicos, alteración del vidrio
Mólico	Húmedo al menos 90 días	No	Oscuros en humedad, claros seco	Estratificaciones de 5mm	18-25cm	Rico en cationes bivalentes, C de 0.6 a 5%	Descripción morfológica más que genética
Ócrico	No afecta	No	Oscuro	No	No	No	No cumple con las demás definiciones
Plaggen	Húmedo al menos 90 días	No	Oscuro	Antrópica	~50cm	No	Suelo fertilizado con estiércol
Úmbrico	Húmedo al menos 90 días	No	Oscuros en humedad, claros seco	Estratificaciones de 5mm	18-25cm	~0.6% de C	Similar al Mólico, pero empobrecido químicamente. Característicos de suelos ácidos

Tabla 2. Resumen de las principales características de los distintos epipedones, modificado de modificado de *Natural Resources Conservation Service de Agricultura dept.* (1999).

2.3.5 Familias taxonómicas de suelo

En este trabajo se utilizarán las familias taxonómicas de la *Natural Resources Conservation Service, Agriculture Dept.* del año 1999, que realizó un libro recopilatorio con las características necesarias para clasificar los suelos, y para efectos prácticos de este trabajo, se resume en la tabla 3.

SOLO USO ACADÉMICO

Familia taxonómica	Epipedón diagnóstico	Horizonte diagnóstico	Color	Humedad	Relaciones con otras taxas	Química	Otros
Alfisol	Ócrico	Argílico	No	Saturación moderada a intensa por al menos 3 meses	Aridisoles, Inceptisoles, Ultisoles y Oxisoles	Rico en Ca	No
Andisol	No	No	No	No	No	No	Se forma con materiales volcánicos
Entisol	Ócrico más que Antrópico	Nulos	No	No aplica	No	No	Erosión activa
Histosol	No	No	Oscuros	No	No	>50% materia orgánica	Es la hojarasca de un bosque
Inceptisol	Ócrico y Plaggen	No	No	No	No	No	Puede aparecer cualquier epipedón
Mollisol	Móllico	Argílico	Oscuro	semihúmedo a semiárido	No	Carbonatos	No
Vertisol	No	Argílico	No	No	No	Rico en Al	Suelos con 50-70% de arcillas

Tabla 3. Resumen de las principales familias taxonómicas del suelo, modificado de *Natural Resources Conservation Service de Agricultura dept.* (1999).

2.3.6 Suelos del área de estudio

A partir del capítulo de geografía, se puede señalar que los suelos presentes en el área estudiada se corresponderían, según la clasificación de Luzio, (2010) a aquellos presentes tanto en la Cordillera de la Costa como la Depresión Intermedia incluyendo aquellos de piedemonte y terrazas aluviales (fig. 15).

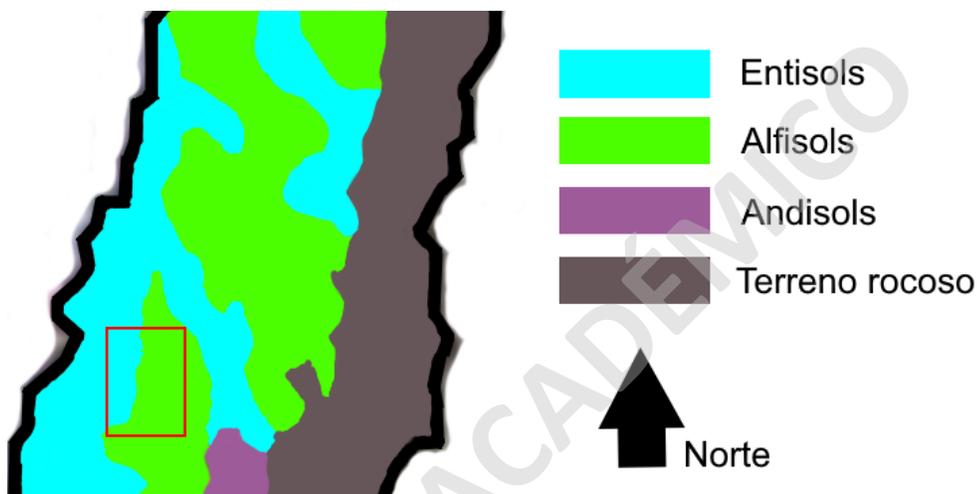


Figura 15. Mapa que muestra a grandes rasgos los tipos de suelos reconocidos en Chile usando la metodología del USDA, en donde a esta escala los suelos que se encuentran en el área de estudio corresponden a Alfisols y Entisols. Modificado de Luzio, (2010).

2.3.6.1 Suelos de la Cordillera de la Costa

Tal como describe Luzio (2010) los suelos generados en esta zona se forman a partir de un protolito principalmente ígneo intrusivo y metamórfico, es decir, del basamento cristalino. Las pendientes, en estos sectores, son entre un 30 a 50%, la potencia de esto los suelos no supera el metro de profundidad, y presentan un buen drenaje.

El suelo proveniente del basamento ígneo intrusivo presenta colores pardos rojizos oscuros a pardos rojizos a medida que aumenta la profundidad del horizonte, con clases texturales finas a

muy finas. Desde el punto de vista taxonómico principalmente son Xeralfs y en menor proporción Xerepts, sin embargo, hay series de suelo que presentan propiedades ándicas muy cercanas a los Andisols por lo que se considera Inceptisol intergrado hacia Andisol.

El suelo proveniente del basamento metamórfico presenta características similares, por no decir idénticas a los suelos provenientes del basamento ígneo intrusivo, solamente teniendo variaciones tanto en la ocurrencia de niveles de grava cuarcífera y en los colores que se presentan en el mismo suelo siendo de un rojo más intenso, por lo que corresponden a Rhodoxeralfs.

2.3.6.2 Suelos de la Depresión Intermedia

En Luzio, (2010), se describen como suelos de origen muy variado, ya que pueden tener un origen asociado a sedimentos lacustres o fluvio-glaciales y tobas. Esto implica una gran variedad en las características de estos suelos. En cuanto a sus pendientes estas pueden variar desde 0% a 30%, siendo las más bajas los sedimentos lacustres, los intermedios corresponden a las tobas, mientras que las más altas y variables son las fluvio-glaciales. Las profundidades de estos suelos también varían, teniendo profundidades de entre 0.75 a 1.5m en el caso de los de sedimentos lacustres, de 1.2 a 1.3m en tobas y 1 a 1.55m en sedimentos fluvio-glaciales. Sus texturas presentan granulometría fina, correspondiente a limos y arcillas en suelos de sedimentos lacustres; de arena a arcilla, con una disminución del tamaño de grano en las tobas, y, por último, tamaños de arena, limo y arcilla en depósitos fluvio-glaciales.

Los colores de los suelos de sedimentos lacustres presentan una gran variedad, con colores pardos grisáceos u oscuros, gris oscuro y negro con colores grises a profundidad; en los suelos de tobas dominan los colores pardos oscuros mientras que a profundidad presenta colores pardos grisáceos o directamente grises; y por ultimo los suelos de sedimentos fluvio-glaciales presentan la mayor variedad de colores, pero tienden a ser rojizos principalmente, pardo rojizos y pardo rojizos oscuros ya sea en superficie o a profundidad.

A partir de esto desde el punto de vista taxonómico, los suelos de sedimentos lacustres se clasifican como Vertisol y Mollisol, con pequeños exponentes de Inceptisol y Alfisol; en suelos de

tobas corresponden a Alfisol y Mollisol con pequeños parches de Inceptisol y Entisol; y en suelos de sedimentos fluvio-glaciales las taxas más representadas son los Xeralfs seguidos de Xerepts, y, por último, los Xerolls.

2.3.6.3 Suelos de las Terrazas Aluviales

Tal como describe Luzio, (2010), estos suelos tienen su origen principalmente en procesos relacionados al transporte y depositación aluvial. Presentan un relieve que no supera el 5%, siendo, lo más común, entre 1 a 2%. Dependen, tanto en origen como geomorfológicamente, de la disposición de los distintos abanicos aluviales con sus proveniencias. Su potencia puede variar entre 0.5 m a 1.45 m. El material que los compone corresponde a gravas redondeadas a subredondeadas, sin un tamaño específico, con matriz arenosa fina, de colores pardos y pardos oscuros, así como un drenaje irregular.

Todas estas características hacen que taxonómicamente sean suelos muy variados, con zonas de Alfisol, Entisol, Mollisol e Inceptisol.

2.3.6.4 Suelos de los piedemontes

Según Luzio, (2010), están íntimamente relacionados a coluvios y piedemontes, correspondiendo a suelos de transición entre los altos topográficos y los suelos de las terrazas aluviales, con pendientes de 1 a 8%, siendo lo más común de 2 a 3%. Son suelos profundos a moderadamente profundos, con algunas excepciones de suelos delgados, mientras que, si bien el material parental no se reconoce en los suelos profundos, en los delgados se identifican 2 grandes familias de estos: una corresponde a los depósitos sedimentarios descritos como depósitos aluviales, y otra familia de cuerpos graníticos. Texturalmente, tienen una variación notable entre sus horizontes superiores e inferiores, con una granulometría de gravas arenosas y arcillosas en los horizontes superficiales y una disminución del tamaño de grano a profundidad. Los colores también muestran varían entre en sus horizontes superficiales pardos oscuros y pardos rojizos oscuros, con sus horizontes profundos colores pardos ya sea amarillentos oscuros, grisáceos

oscuros, rojizos y rojizos oscuros; o grises. Variabilidad atribuible al drenaje imperfecto con rasgos redoximórficos.

Todo lo anteriormente descrito, taxonómicamente, estos suelos son clasificados como Mollisoles, Inceptisoles, Alfisoles y Entisoles.

2.4 Arcillas

Los minerales de arcilla son aquellos que le entregan las características de plasticidad y de endurecimiento ante el secado y el calor, al suelo. Estas pueden ser tanto filosilicatos como otros tipos de minerales, pero los filosilicatos son los más numerosos y los principales minerales de arcilla (Al-Ani y Sarapää, 2008).

2.4.1 Estructura de las arcillas

Estos filosilicatos comparten características cristalinas que permiten su separación y estudio. Dentro de estas características está su estructura cristalina, que, como filosilicatos, está compuesta por tetraedros y octaedros unidos por distintos cationes y volátiles, como los grupos hidroxilos. Estas características permiten generar una clasificación según su orden: (i) arcillas TO, o 1:1, donde la estructura cristalina básica corresponde a un tetraedro unido a un octaedro y (ii) arcillas TOT o 2:1, donde el octaedro se encuentra rodeado por arriba y abajo por dos tetraedros (Nesse, 2004). Otra clasificación, se puede realizar gracias a la forma en que se pueden completar los espacios catiónicos en los octaedros, ya que si estos están ocupados por 3 cationes de carga 2 se le llama trioctaedro, en cambio cuando tienen 2 cationes de carga 3 y el tercer espacio catiónico se encuentra vacío, se le llama dioctaedro.

Al tener estructuras con distinta carga, los cationes pueden variar y con ello varia la distancia entre las distintas capas de tetraedros u octaedros, lo que permite reconocerlos con DRX.

Unos de los principales grupos de los filosilicatos son:

2.4.2 Grupo de la Caolinita-Serpentina

Este grupo se caracteriza, entre otras cosas, principalmente por pertenecer al grupo TO o 1:1 y además tiene 7Å de espesor, es decir, hay 7Å entre capas O en la sucesión TO-TO (Nesse, 2004).

Mineral	Formula	Descripción y Ambiente formación	Paragénesis
Amesita	$Mg_2Al(AlSiO_5)(OH)_4$	Filosilicato; Genesis en metamorfismo de bajo grado de rocas ricas en Al-Mg.	Vesuvianita, clorita, magnetita, rutilo, diáspora, grosularia, calcita y clinozoisita.
Caolinita	$Al_2(Si_2O_5)(OH)_4$	Filosilicato; Reemplaza otros aluminosilicatos durante procesos de alteración hidrotermal y meteorización, común como constituyente en rocas sedimentarias pudiendo inclusive precipitar directamente.	Cuarzo, feldespatos y moscovita.
Dickita	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	Filosilicato; Comúnmente tiene origen hidrotermal en vetillas alterando principalmente aluminosilicatos, también mineral sedimentario formada <i>insitu</i> .	Calcedonia y cuarzo.
Greenalita	$(Fe^{2+}; Fe^{3+})_2-3Si_2O_5(OH)_4$	Filosilicato; A veces es una fase primaria de los <i>Banded Iron Formation</i> .	Minnesotaita, stilpnomelano, siderita, chamosita, cuarzo y pirita.
Halloysita	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	Filosilicato del grupo de la caolinita-serpentina; Producto de la alteración hidrotermal o meteorización de aluminosilicatos como los feldespatos.	Caolinita, endellita, alófano y alunita.
Nacrita	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	Filosilicato del grupo de la caolinita-serpentina; Producto principalmente de alteraciones hidrotermales.	Caolinita, cuarzo, dickita y mica.

Tabla 4. Minerales presentes en el suelo pertenecientes al grupo de la Caolinita-Serpentina. Modificado de (Anthony, 2022).

2.4.3 Grupo de la Clorita

El grupo de la clorita son un tipo de aluminosilicatos hidratados (Wiewióra, y Weiss, 1990) cuya estructura cristalina consiste en capas TOT equivalentes a la estructura cristalina del talco, y

octaedros que se intercalan cuya estructura cristalina es equivalente al de la Brucita (Nesse, 2004). Químicamente es un grupo complejo ya que incorporan principalmente Mg, Al y Fe, y en menor medida Cr, Ni, Mn, V, Cu y Li (Wiewióra, y Weiss, 1990).

Mineral	Formula	Descripción y Ambiente formación	Paragénesis
Clinocloro	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	Filosilicato; Producto de la alteración hidrotermal de anfíboles, piroxenos y biotitas. También se encuentra en Serpentinitas, esquistos de clorita, mármoles, rocas calcosilicatadas, anfibolitas y menos común en rocas ultramáficas. En depósitos hidrotermales y en sedimentos detríticos.	Serpentina, calcita, dolomita, actinolita, biotita, olivino, plagioclasa, talco, cromita y uvarovita.
Nimita	$(\text{Ni}, \text{Fe}^{2+})_5\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ Mg,	Filosilicatos; Puede encontrarse en cuerpos tabulares de serpentina níquelífera, probablemente del producto del contacto entre magmas ultrabásicos y cuarcitas en condiciones de $\sim 730^\circ\text{C}$ y $< 2\text{kbar}$.	Willemseita, talco níquelífero, trevorita rica en Hierro, bonaccordita, violarita, millerita, reevesita y goetita.

Tabla 5. Minerales presentes en el suelo del grupo de la clorita. Modificado de (Anthony, 2022).

2.4.4 Grupo de la Esmectita

El grupo de la Esmectita es un grupo de filosilicatos expansivos del grupo 2:1 o TOT y que pueden ser tanto dioctaédricas como trioctaédrica, pero teniendo una predominancia de las especies dioctaédricas (Reid-Soukup y Ulery, 2002).

Mineral	Formula	Descripción y Ambiente formación	Paragénesis
Montmorillonita	$(\text{Na}; \text{Ca})_{0,3}(\text{Al}; \text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Filosilicato; Producto de alteración de tobas formando camas de bentonitas, también de	Anfíboles, Biotita, Calcita, Cristobalita, Cuarzo, Dolomita, Olivino, Ortoclasa,

		pegmatitas y roca caja que haya sido alterada hidrotermalmente, Se puede formar en la pedogénesis de suelos pobres en drenaje con Mg, Ca, Na o K remanentes.	Pirita, Piroxenos, Yeso y Zeolitas.
Nontronita	$(Ca_{0,5}; Na)_{0,3}Fe^{3+}_2 (Si; Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$	Filosilicato; Producto de la meteorización de basaltos, kimberlitas y otros productos ultra básicos, en suelos con componentes volcánicos con mal drenaje, en algunos depósitos minerales producto de la alteración hidrotermal, en <i>Mid Ocean Ridge Basalts</i> , calizas con metamorfismo de contacto y autogenico en sedimentos marinos recientemente expuestos.	Caolinita, Cuarzo, Hornblenda, Mica, Olivino, Ópalo y Piroxenos.
Vermiculita	$(Mg; Fe^{3+}; Al)_3(Si; Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O$	Filosilicato; Producto de la alteración de biotitas o flogopitas ya sea hidrotermal o meteorización, también se forma en el contacto entre rocas félsicas con rocas máficas o ultramáficas como piroxenitas o dunitas, en carbonatitas y calizas metamorfizadas, y un constituyente de arcillas en suelos.	Apatito, Corindón, Serpentina y Talco, también puede estar interestratificado con Biotita o Clorita.

Tabla 6. Minerales presentes en el suelo del grupo de las esmectitas. Modificado de (Anthony, 2022).

2.4.5 Grupo de la verdadera mica

Este grupo es uno de los principales representantes de los filosilicatos como minerales formadores de roca tanto de rocas ígneas como metamórficas, siendo los principales la Biotita, Moscovita y Flogopita para rocas ígneas, y Biotita y Moscovita en rocas metamórficas (Hurlbut, 1960). Estructuralmente corresponden al grupo TOT con catión intercapa en donde el subgrupo dioctaédrico y el grupo trioctaédrico son los minerales.

Mineral	Formula	Descripción y Ambiente formación	Paragénesis
Illita	$K_{0.65}Al_2[Al_{0.65}Si_{3.35}O_{10}](OH)_2$	Filosilicato; Producto de la diagénesis-metamorfismo de muy bajo grado de pelitas también producto de la meteorización de la moscovita o feldespatos, puede provenir de alteración hidrotermal (Bergaya, <i>et al</i> , 2011; Corbet y Leach, 1998; Gharrabi <i>et al</i> , 1998).	-
Manganiceladonita	$KMn^{3+}MgSi_4O_{10}(OH)_2$	La Manganiceladonita es un Filosilicato del subgrupo de la Celadonita, y del grupo TOT dioctaédrico (Drits <i>et al</i> , 2010). Este mineral se forma como producto de depósitos manganíferos en metacherts de complejos ofiolíticos.	Calcita, Hematita y braunita (Anthony, 2022).
Sericita	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	Filosilicato; Alteración común de feldespatos potásicos o plagioclasas ya sea subsolidus de cuerpos ígneos o alteraciones hidrotermales en rocas con estos minerales, también puede ser producto del metamorfismo (Nesse, 2004; Zhang <i>et al</i> , 2005)	-

Tabla 7. Minerales presentes en el suelo del grupo de la verdadera mica.

2.4.6 Otras arcillas

Mineral	Formula	Descripción y ambiente de formación	Paragénesis
Palygorskita	$(Mg,Al)_2Si_4O_{10}(OH)*4H_2O$	Filosilicato; Producto de la alteración de silicatos magnesianos en suelos y sedimentos, en margas lacustres, rocas carbonatadas y rocas ígneas máficas, también se forman en cataclasitas asociadas a movimientos de fallas (Anthony, J. 2022).	Calcedonia, calcita, clorita, cuarzo, dolomita, montmorillonita, ópalo y talco (Anthony, J. 2022).
Pirofilita	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$	Filosilicato; suele estar alterando andalucita, cianita, corindón, feldespatos o topacio (Nesse, 2004).	Arcillas, cuarzo, sericita, zoisita y otros aluminosilicatos (Nesse, 2004).

Tabla 8. Minerales presentes en el suelo de arcillas no pertenecientes a los grupos anteriores.

2.4.7 Genesis de las Arcillas

La generación de los minerales de arcilla del suelo se da en las condiciones de la zona crítica, a partir de la meteorización física y química de las rocas, en un rango de temperaturas entre -5 y 25°C, y existe una relación entre esto con el tipo de arcilla que se forma (Galán y Ferrell, 2013). Esto hace que el proceso de formación de suelo no sea lineal, ya que hay eventos que revierten la formación de suelo, como puede ser el enterramiento o erosión de este, lo que hace que las transformaciones minerales tampoco sean un proceso lineal (Zapata, 2006) (fig. 16).

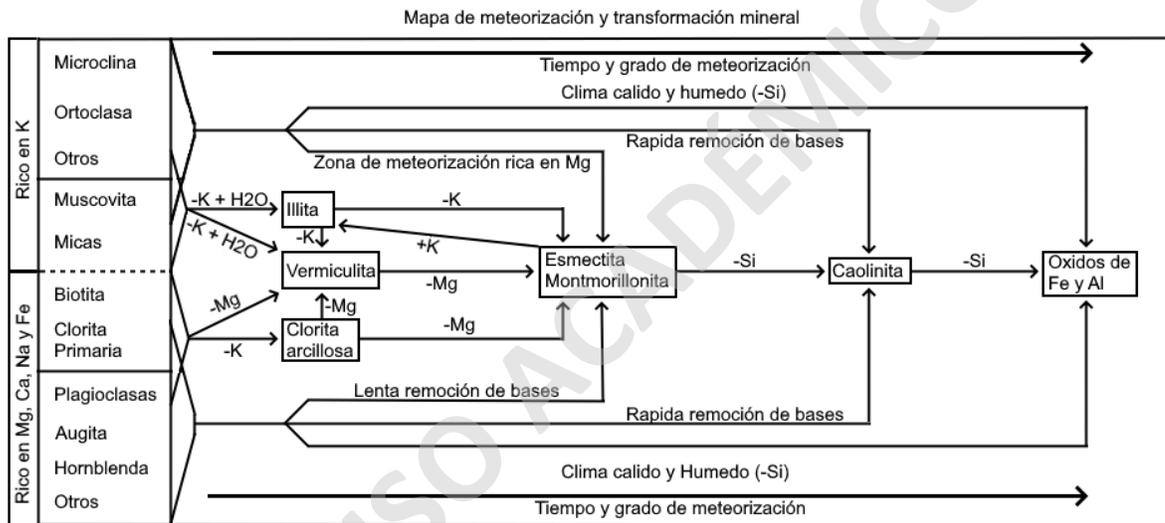


Figura 16. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo. Modificado de Weil y Brady, (2017).

Sin embargo, existen estudios que proponen secuencias lógicas de formación de minerales, basadas en parámetros fisicoquímicos para poder seguir la sucesión los mismos, junto con la química (Blanc *et al*, 2013; Galán y Ferrell, 2013; Zapata, 2006).

Algunas de estas reacciones se estudian a través de sus gráficos de estabilidad mineral, (e.g. Galán y Ferrell, 2013), como en la figura 17, donde se observa que, dentro de los minerales que

se encuentran comúnmente en el suelo, los más estables son gibbsita > caolinita > clorita > montmorillonita > anortita > microclina > piroxeno > analcima > albita > vermiculita, aunque claramente depende de las condiciones en las que estos se encuentren.

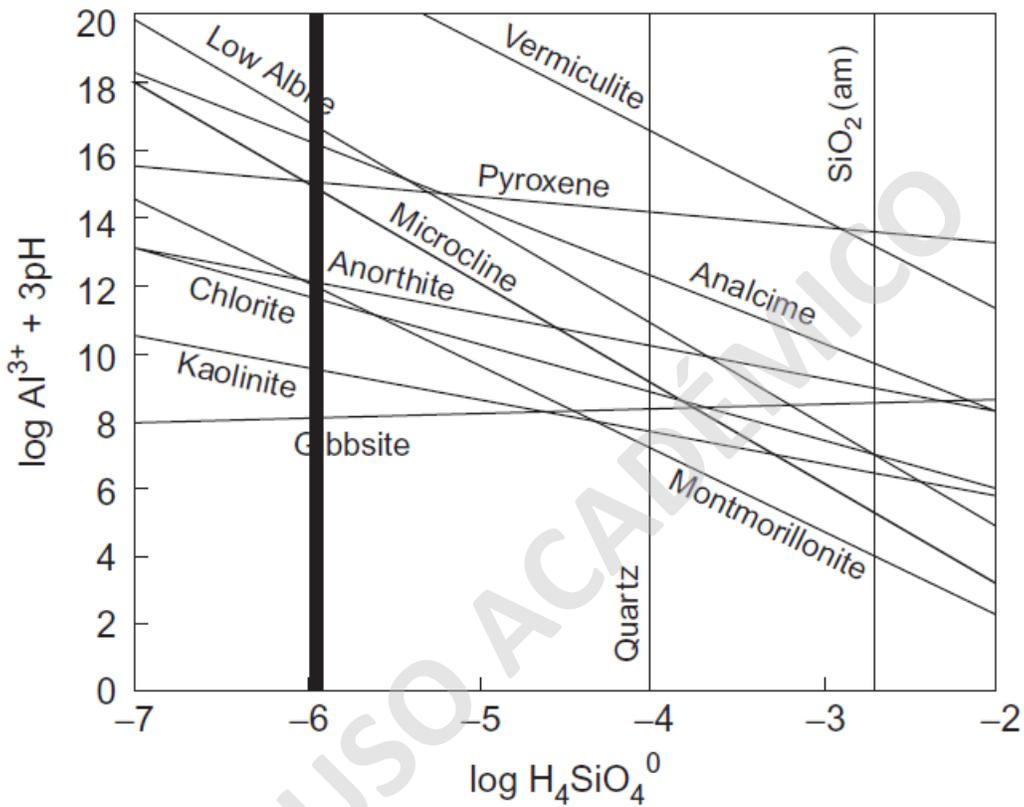


Figura 17. Gráfico que muestra la solubilidad de distintas especies minerales a partir del silicio disuelto y el potencial de aluminio. Extraído de Galán y Ferrell, 2013.

Además, a partir del gráfico de la figura 18, se pueden inferir dos caminos de alteración del feldespato potásico a partir de la razón entre la actividad de K y H, y actividad de sílice:

- Razón baja: desde feldespato potásico, montmorillonita, pirofilita, caolinita hasta gibbsita
- Razón alta: desde feldespato potásico, illita, moscovita hasta gibbsita.

Esto muestra que, como consecuencia del aumento de la acidez (aumento de la concentración de H^+), producto de la meteorización química y bioquímica, la alteración del feldespato potásico sigue la secuencia de la razón bajo K/H, y, en condiciones básicas, se seguiría la razón alto K/H.

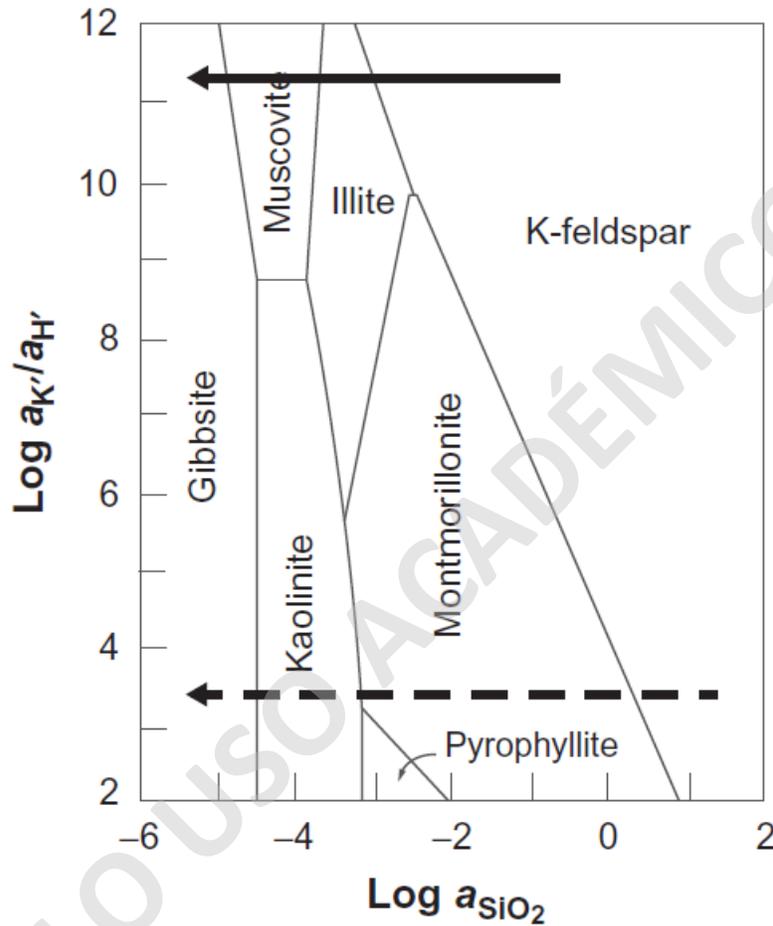


Figura 18. Gráfico que muestra la estabilidad de distintos minerales ricos con K en su estructura cristalina, que compara la razón entre actividades de K y H, versus la actividad de sílice a 25°C y 1 atm. La flecha continua muestra un camino de alto índice K/H y la flecha discontinua muestra un índice K/H bajo. Extraído de Galán y Ferrell, (2013).

De lo descrito se pueden indicar ciertas generalidades de los minerales de arcilla. La illita comúnmente es heredada del material parental, la esmectita necesita un pobre drenaje y alto pH con alta disponibilidad de cationes, la vermiculita es producto de la alteración de micas, la clorita

puede ser heredada o formarse a partir de la intercalación de óxidos e hidróxidos de Al con minerales de arcilla; y la caolinita, por lo general, necesita abundantes lluvias con un buen drenaje (Galán y Ferrell, 2013).

3. Resultados

3.1 Descripción de las muestras

3.1.1 Clasificación de Horizontes de suelos

Dentro de las características apreciables a modo general, hay fragmentos terrígenos de tamaño centimétricos medianamente porosos que preservan cristales relictos de la roca madre sin retrabajo significativo, además de fragmentos líticos de la roca madre; se presenta una baja cantidad de minerales arcillosos precipitados en el suelo además de la presencia de raíces, pero en una cantidad menor al 15% por lo que se considera un suelo mineral; y, es a partir de estas características que se categoriza la muestra PIRJ-129c como Horizonte C-D (fig. 19).

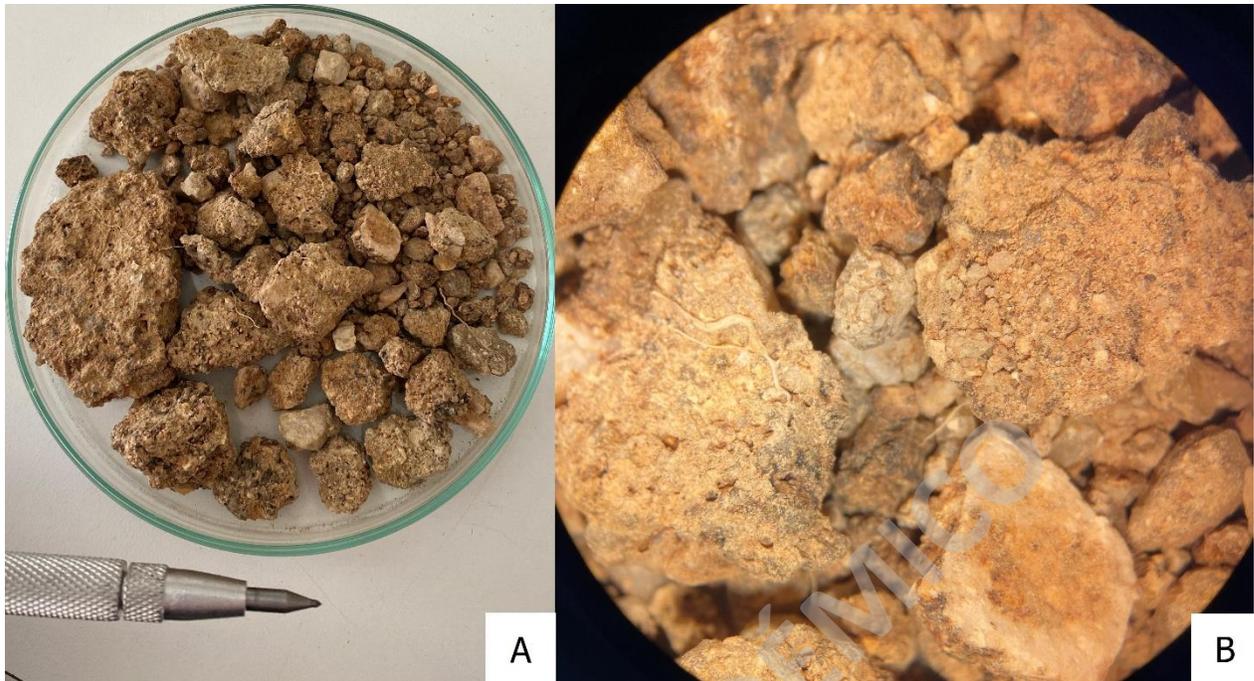


Figura 19. Fotografías del material constituyente de la muestra PIRJ-129c, A) Corresponde a la muestra en una placa de Petry para poder observar la muestra de forma general. B) La muestra vista a través de la lupa binocular con un aumento de x0.67.

Siguiendo el mismo ejemplo anterior, se caracterizaron y categorizaron todas las muestras, de lo que se extraen los siguientes resultados expuestos en la tabla 9.

CÓDIGO	UNIDAD	HORIZONTE
PIRJ-100a	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte A
PIRJ-100b	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte A
PIRJ-100c	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte B
PIRJ-102a	Intrusivos Triásicos	Horizonte B
PIRJ-102b	Intrusivos Triásicos	Horizonte B
PIRJ-102c	Intrusivos Triásicos	Horizonte C
PIRJ-103a	Depósitos Miocenos-Pleistocenos	Horizonte A-B
PIRJ-106a	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte A
PIRJ-106b	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte A
PIRJ-106c	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte A
PIRJ-107a	Depósitos Miocenos-Pleistocenos	Horizonte A
PIRJ-107b	Depósitos Miocenos-Pleistocenos	Horizonte B
PIRJ-107c	Depósitos Miocenos-Pleistocenos	Horizonte B
PIRJ-108a	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte B
PIRJ-108b	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte B

PIRJ-108c	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte B
PIRJ-109a	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte B
PIRJ-109b	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte B
PIRJ-109c	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte B
PIRJ-110a	Formación Quiriquina	Horizonte B
PIRJ-110b	Formación Quiriquina	Horizonte B
PIRJ-110c	Formación Quiriquina	Horizonte B
PIRJ-115a	Intrusivos Triásicos	Horizonte A
PIRJ-115b	Intrusivos Triásicos	Horizonte C
PIRJ-115c	Intrusivos Triásicos	Horizonte B
PIRJ-121a	Ignimbrita del Río Perquilauquén	Horizonte B
PIRJ-121b	Ignimbrita del Río Perquilauquén	Horizonte E
PIRJ-129a	Intrusivos Paleozoicos	Horizonte A-B
PIRJ-129b	Intrusivos Paleozoicos	Horizonte B
PIRJ-129c	Intrusivos Paleozoicos	Horizonte C-D

Tabla 9. Tabla resumen de cada muestra y el horizonte reconocido.

De los anteriormente expuesto se puede resumir que:

Unidad	Horizonte	N° muestras	% equivalente
Basamento metamórfico Oriental	A	5	41,6
	B	7	58,3
Intrusivos Paleozoicos	A-B	1	33,3
	B	1	33,3
	C-D	1	33,3
Intrusivos Triásicos	A	1	16,6
	B	3	50
	C	2	33,3
Formación Quiriquina	B	3	100
Depósitos Miocenos-Pleistocenos	A	1	25
	A-B	1	25
	B	2	50
Depósitos Volcánicos Explosivos	B	1	50
	E	1	50
Total	A	7	23,3
	A-B	2	6,6
	B	17	56,6
	C	2	6,6
	C-D	1	3,3
	E	1	3,3

Tabla 10. Tabla resumen de cada familia de muestras, con su horizonte, y porcentaje correspondiente.

En las figuras 20 y 21 se pueden apreciar dos casos particulares: en la figura 20 se expone la muestra PIRJ-108a, PIRJ-108b y PIRJ-108c. En las imágenes se observa que sus características son bastante similares tanto en su color a la luz, cantidad de materia orgánica, tipos de fragmentos minerales y presencia de fragmentos líticos; sin embargo, presentan un cambio en la granulometría de los fragmentos y por ende en la textura, aumentando desde la muestra A hacia la C. A partir de lo anterior estas tres muestras fueron clasificadas como horizonte B y se unificaron en una sola con código PIRJ-108abc.



Figura 20. Imágenes de las muestras PIRJ-108a, PIRJ-108b y PIRJ-108c donde las letras mayúsculas corresponden a la muestra en macro y las letras minúsculas a la misma muestra en la lupa binocular.

Por otro lado, se observa en la figura 21 con la muestra PIRJ-115a, PIRJ-115b y PIRJ-115c, que aumenta del grado de preservación de los cristales relictos y fragmentos líticos desde la muestra A hacia la C, aumenta de la competencia de los fragmentos y una varían los colores a tonalidades claras. A partir de lo anterior es que esta muestra se mantuvo como 3 muestras distintas.

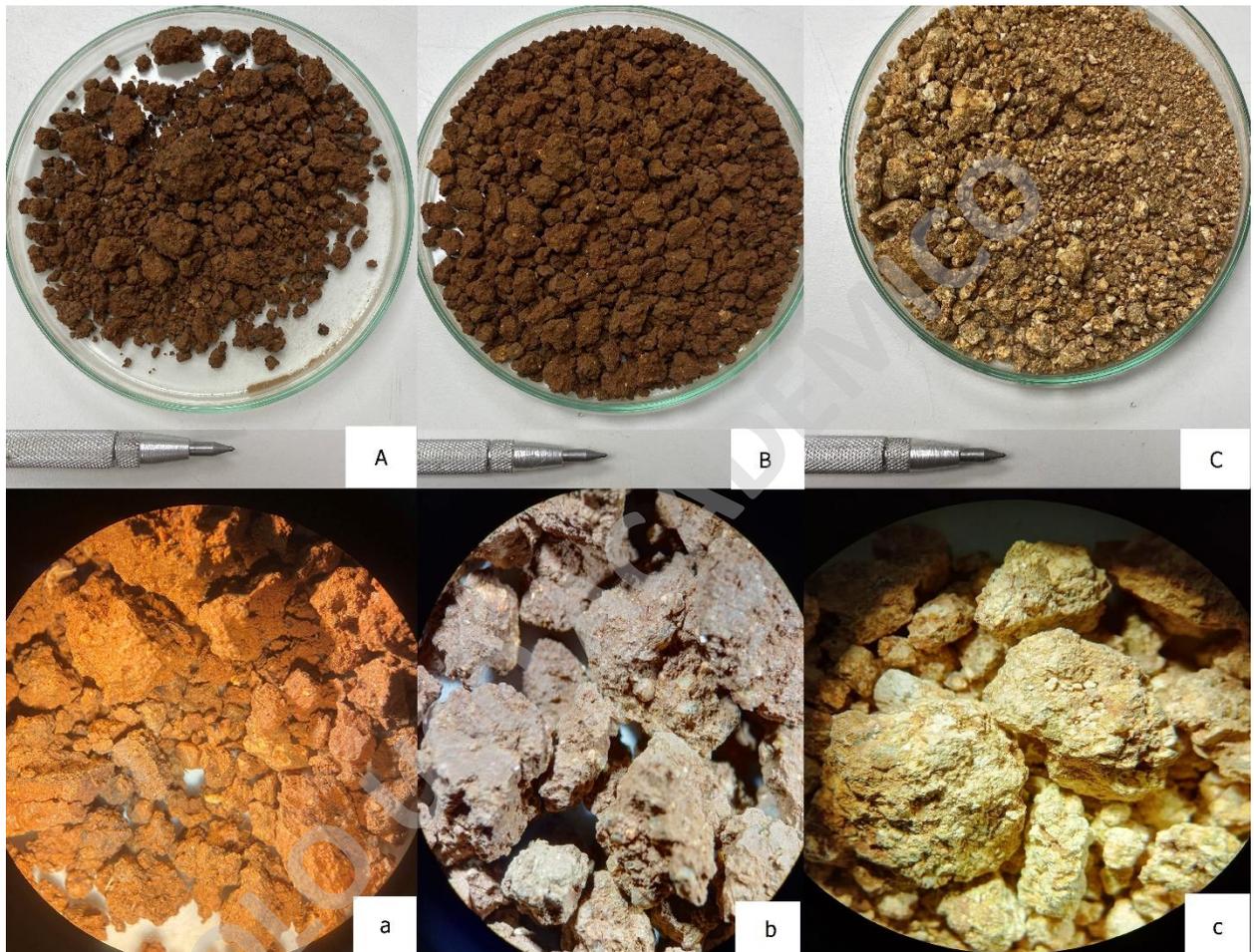


Figura 21. Imágenes de las muestras PIRJ-115a, PIRJ-115b y PIRJ-115c donde las letras mayúsculas corresponden a la muestra de macro y las letras minúsculas a la misma muestra en la lupa binocular.

Esto permitió disminuir la cantidad de muestras (tabla 11), desde 30 a 21, donde las unidades, como Basamento Metamórfico Oriental, se vieron muy disminuidas por la poca variación de los

suelos muestreados, y muestras asignadas a la Formación Quiriquina disminuyeron de 3 a solo 1.

CÓDIGO	UNIDAD	HORIZONTE
PIRJ-100ab	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte A
PIRJ-100c	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte B
PIRJ-102ab	Intrusivos Triásicos	Horizonte B
PIRJ-102c	Intrusivos Triásicos	Horizonte C
PIRJ-103a	Depósitos Miocenos-Pleistocenos	Horizonte A-B
PIRJ-106ab	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte A
PIRJ-106c	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte A
PIRJ-107a	Depósitos Miocenos-Pleistocenos	Horizonte A
PIRJ-107bc	Depósitos Miocenos-Pleistocenos	Horizonte B
PIRJ-108abc	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte B
PIRJ-109a	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte B
PIRJ-109bc	Basamento Metamórfico Oriental	Horizonte B
PIRJ-110abc	Formación Quiriquina	Horizonte B
PIRJ-115a	Intrusivos Triásicos	Horizonte A
PIRJ-115b	Intrusivos Triásicos	Horizonte C
PIRJ-115c	Intrusivos Triásicos	Horizonte B
PIRJ-121a	Depósitos Volcánicos Explosivos	Horizonte B
PIRJ-121b	Depósitos Volcánicos Explosivos	Horizonte E
PIRJ-129a	Intrusivos Paleozoicos	Horizonte A-B
PIRJ-129b	Intrusivos Paleozoicos	Horizonte B
PIRJ-129c	Intrusivos Paleozoicos	Horizonte C-D

Tabla 11. Resumen de las muestras, posterior a homogeneización.

3.1.2 Clasificación Textural de suelos

La clasificación textural de suelos se realizó siguiendo la metodología descrita en el capítulo 1.4.5.3, cuyos resultados se ilustran en el triángulo de clasificación textural de la USDA.

De estos resultados (fig. 22), se puede resumir que:

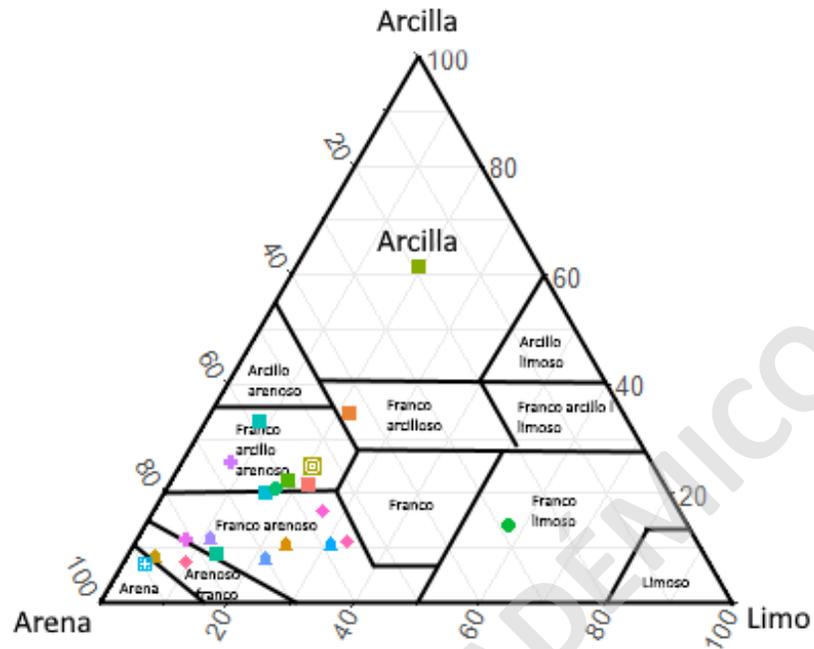
Textura	N° de muestras	% de muestras
Franco arenoso	9	42,85
Franco arcillo arenoso	6	28,57
Arenoso franco	2	9,52
Franco arcilloso	1	4,76

Franco limoso	1	4,76
Arena	1	4,76
Arcilla	1	4,76

Tabla 12. Resumen de texturas total.

SOLO USO ACADÉMICO

Triángulo de Clasificación Textural



Formación y muestras

- | | |
|------------------------------------|------------------------------------|
| ■ Complejo metamórfico Las Toscas | ▣ Formación Quiriquina |
| ● 100ab | ● 110abc |
| ● 100c | ● Estratos del Estero Batuco |
| ● 108abc | ● 107a ● 107bc |
| ● 109a | ▣ Estratos de Los Maitenes |
| ▲ Monzogranito Cerro Molco | ● 103a |
| ● 102ab ● 115b | ◆ Ignimbrita del Río Perquilauquén |
| ● 102c ● 115c | ● 121a ● 121b |
| ● 115a | |
| ◆ Granito del Carbonífero Superior | |
| ● 129a ● 129c | |
| ● 129b | |

Figura 22. Triángulo de clasificación textural de la USDA con las unidades geológicas diferenciadas.

Unidad	Textura	Numero de muestras	% de las muestras
Basamento Metamórfico Oriental	Franco arcillo arenoso	3	42,85
	Franco arenoso	2	28,57
	Franco arcilloso	1	14,28
	Arcilloso	1	14,28
Intrusivos Triásicos	Franco arenoso	4	80
	Arenoso franco	1	20
Intrusivos Paleozoicos	Franco arenoso	2	66,6
	Arenoso franco	1	33,3
Formación Quiriquina	Arena	1	100
Estratos Miocenos-Pleistocenos	Franco arcillo arenoso	2	66,6
	Franco limoso	1	33,3
Depósitos Volcánicos Explosivos	Franco arcillo arenoso	1	50
	Franco arenoso	1	50

Tabla 13. Resumen de texturas por unidad.

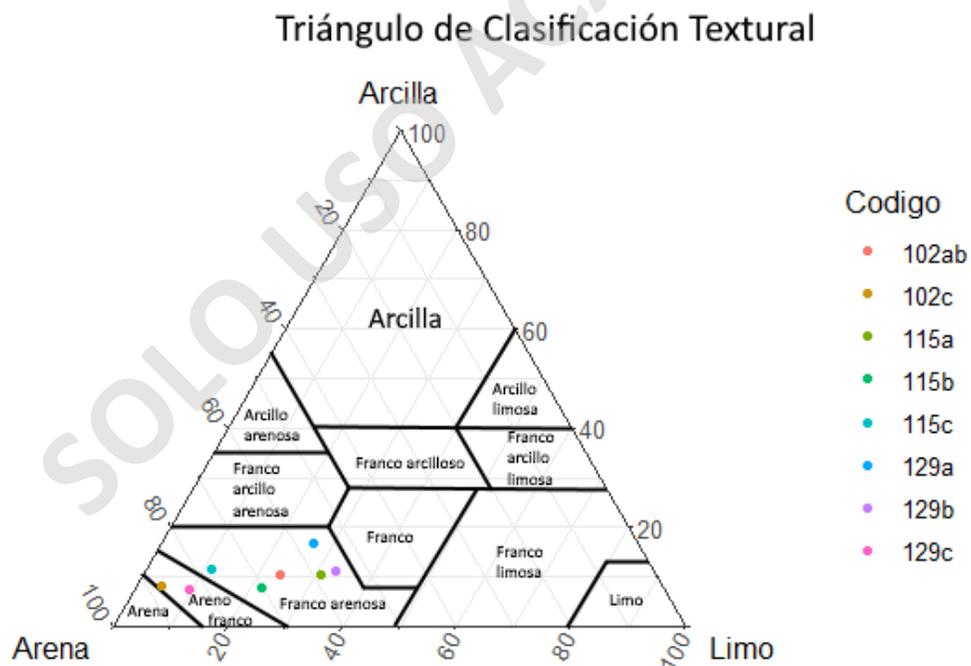


Figura 23. Triángulo de clasificación textural mostrando las muestras de rocas intrusivas.

Triángulo de Clasificación Textural

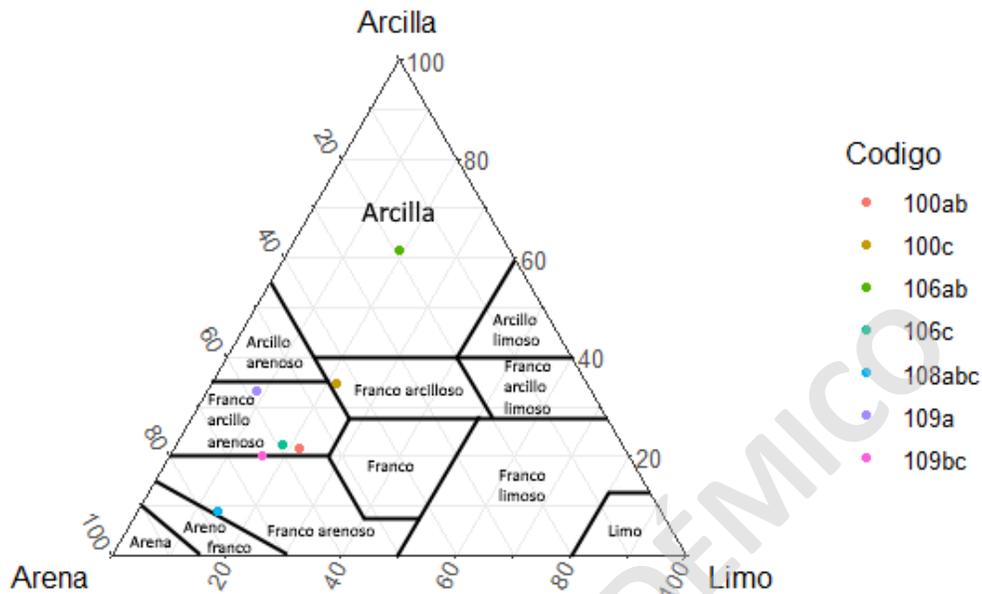


Figura 24. Triángulo de clasificación textural mostrando las muestras de rocas metamórficas.

Triángulo de Clasificación Textural

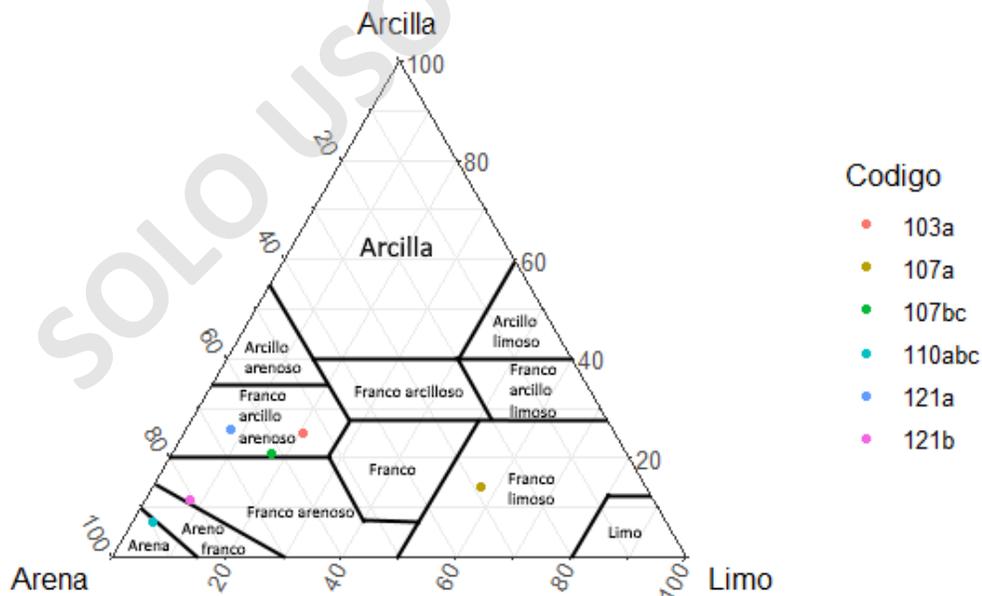


Figura 25. Triángulo de clasificación textural mostrando las muestras de rocas estratificadas.

Tal como se pueden observar en los triángulos de clasificación separados en el tipo de material parental del suelo (fig. 23, 24 y 25), se puede desprender que:

- Los suelos provenientes de material intrusivo presentan un aumento de la fracción gruesa a medida que los horizontes son más profundos; también se observa que, utilizando todas las muestras, la variación de la textura presenta una tendencia al eje “arena-limo”, en ningún caso superando el 20% de arcilla ni el 50% de limo.
- Cuando los suelos provienen de material metamórfico se presenta un aumento de la fracción gruesa a medida que los horizontes son más profundos, exceptuando la muestra 100 donde la tendencia es inversa; también utilizando todas las muestras, la variación en la textura marca tendencia al estar cercana al eje “arena-arcilla”, en ningún caso se supera el 25% de limo llegando a superar el 60% de arcillas.
- En cuanto a los suelos provenientes del material estratiforme, hay un aumento de la fracción gruesa en cuanto aumenta la profundidad; cuando se observa la generalidad de las muestras, estas se comportan linealmente, cercanas al eje “arena-arcilla” sin embargo la muestra 107a exhibe un comportamiento *outlier* siendo rico en limo.

3.1.3 pH de las muestras

Los resultados varían entre los análisis de las muestras de arena, de grava y aquellos tomados “*in situ*”, existen 4 casos de relación entre los resultados: (i) Mínimas variaciones entre resultados como en las muestras 100c, 102ab, 108abc y 110abc. (ii) Poca variación entre arenas y gravas, pero si son diferentes en comparación a los datos de terreno, como es el caso de las muestras 100ab, 103a, 106ab, 106c, 109bc, 115c y 121a; (iii) Valores similares entre las muestras de terreno y cualquiera de las otras ya sea arenas o gravas son el 107bc y 109a; (iv) Valores diferentes en todos sus análisis, las muestras 102c, 115a, 115b, 121b, 129b y 129c. Tomar máximo, mínimo, promedio y desviación estándar.

A continuación, se presenta un resumen estadístico de los resultados de pH:

Máximo	9,1
---------------	-----

Mínimo	4,73
Promedio	5,71
Desviación estándar	0,78
Varianza	0,61
Coefficiente De Correlación entre Grava y Arena	0,96
Coefficiente De Correlación entre Arena y Terreno	0,68
Coefficiente De Correlación entre Grava e <i>insitu</i>	0,77

Tabla 14. Resumen estadístico de los resultados de pH de todas las muestras.

Máximo	9,1
Mínimo	4,95
Promedio	5,74
Desviación estándar	0,92
Varianza	0,85

Tabla 15. Resumen estadístico de los resultados de pH de las muestras de arena.

Máximo	7,95
Mínimo	4,73
Promedio	5,67
Desviación estándar	0,79
Varianza	0,63

Tabla 16. Resumen estadístico de los resultados de pH de las muestras de grava.

Máximo	6,78
Mínimo	4,78
Promedio	5,72
Desviación estándar	0,58
Varianza	0,34

Tabla 17. Resumen estadístico de los resultados de pH de las muestras tomadas *insitu*.

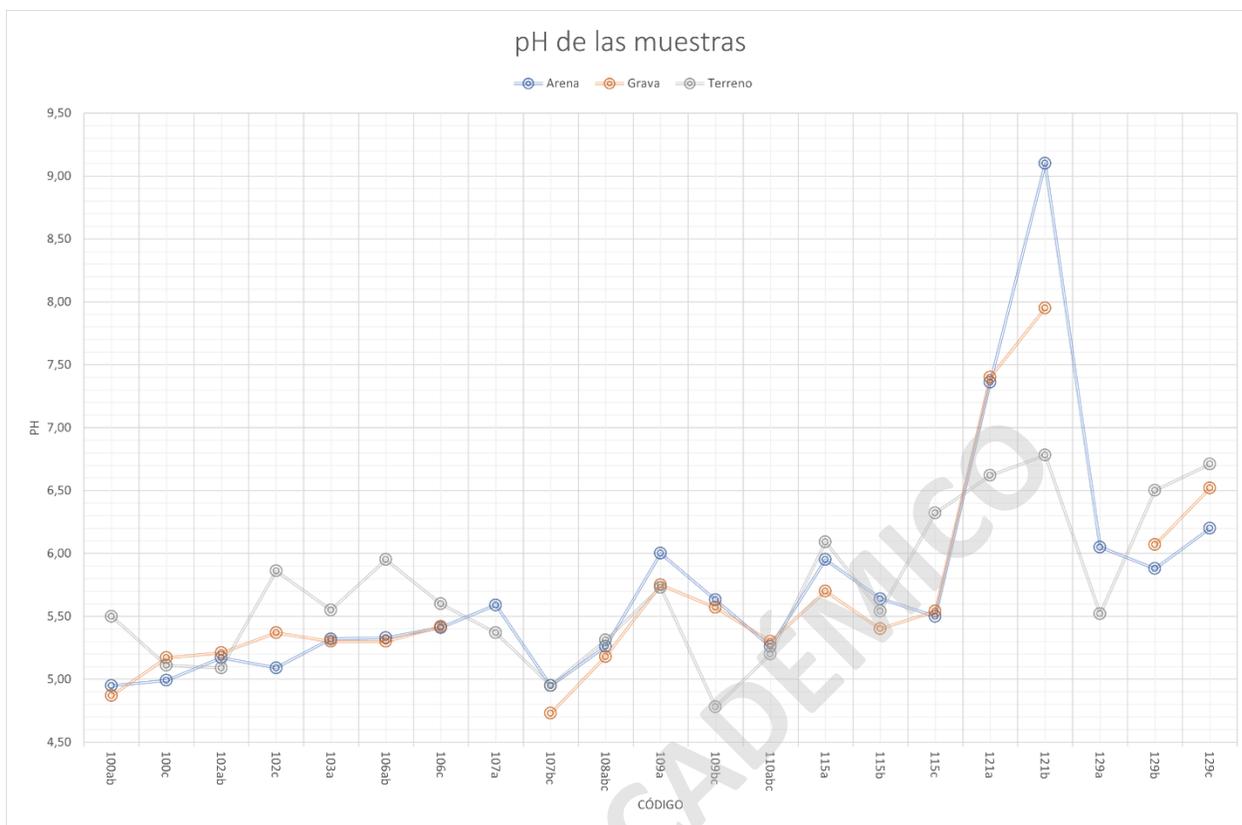


Figura 26. Gráfico que muestra la distribución del pH de las distintas muestras.

3.1.3.1 pH de las muestras intrusivas

Los resultados de pH de las muestras intrusivas (fig. 27) indican que el 15% de las muestras muestra poca variación entre sus 3 resultados (caso i), otro 15% exhibe baja variación entre 2 de sus resultados (caso ii) y el 70% presenta gran variación entre sus 3 resultados (caso iv).

En la siguiente (tabla 18) se presenta un resumen estadístico:

Arenas		Gravas		Insitu	
Máximo	6,05	Máximo	6,07	Máximo	6,50
Mínimo	5,09	Mínimo	5,21	Mínimo	5,09
Promedio	5,61	Promedio	5,55	Promedio	5,85

Desviación estándar	0,35	Desviación estándar	0,28	Desviación estándar	0,46
Varianza	0,12	Varianza	0,08	Varianza	0,21
Coefficiente de correlación entre arena y grava	0,79	Coefficiente de correlación entre arena e <i>insitu</i>	0,34	Coefficiente de correlación entre grava e <i>insitu</i>	0,85

Tabla 18. Resumen estadístico de los resultados de pH de las muestras intrusivas, incluyendo el coeficiente de correlación entre los 3 tipos de muestras.

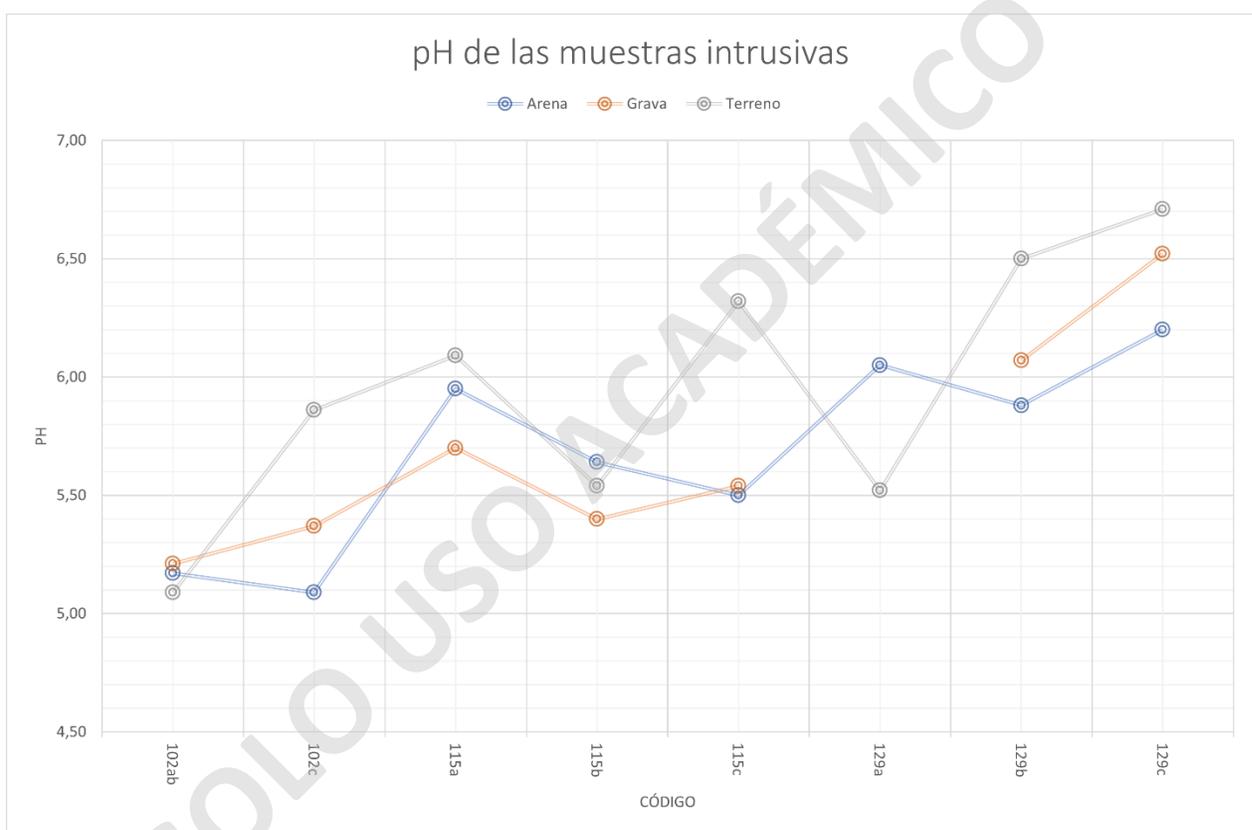


Figura 27. Gráfico que muestra el pH de las muestras provenientes de un protolito intrusivo.

3.1.3.2 pH de las muestras metamórficas

Los pH de las muestras metamórficas (fig. 28) presentan las siguientes características: El 29% de las muestras presentan valores similares entre los 3 resultados (caso i), otro 57% de las presentan valores similares entre los resultados de arenas y gravas, pero no con los resultados *insitu* (caso ii) y un 14% tienen valores similares entre valores *insitu* y alguna de las otras dos muestras (caso iii).

Arenas		Gravas		Insitu	
Máximo	6,00	Máximo	5,75	Máximo	5,95
Mínimo	4,95	Mínimo	4,87	Mínimo	4,78
Promedio	5,37	Promedio	5,32	Promedio	5,43
Desviación estándar	0,34	Desviación estándar	0,27	Desviación estándar	0,37
Varianza	0,11	Varianza	0,07	Varianza	0,13
Coefficiente de correlación entre arena y grava	0,95	Coefficiente de correlación entre arena e <i>insitu</i>	0,13	Coefficiente de correlación entre grava e <i>insitu</i>	0,01

Tabla 19. Resumen estadístico de los resultados de pH de las muestras metamórficas, incluyendo el coeficiente de correlación entre los 3 tipos de muestras.

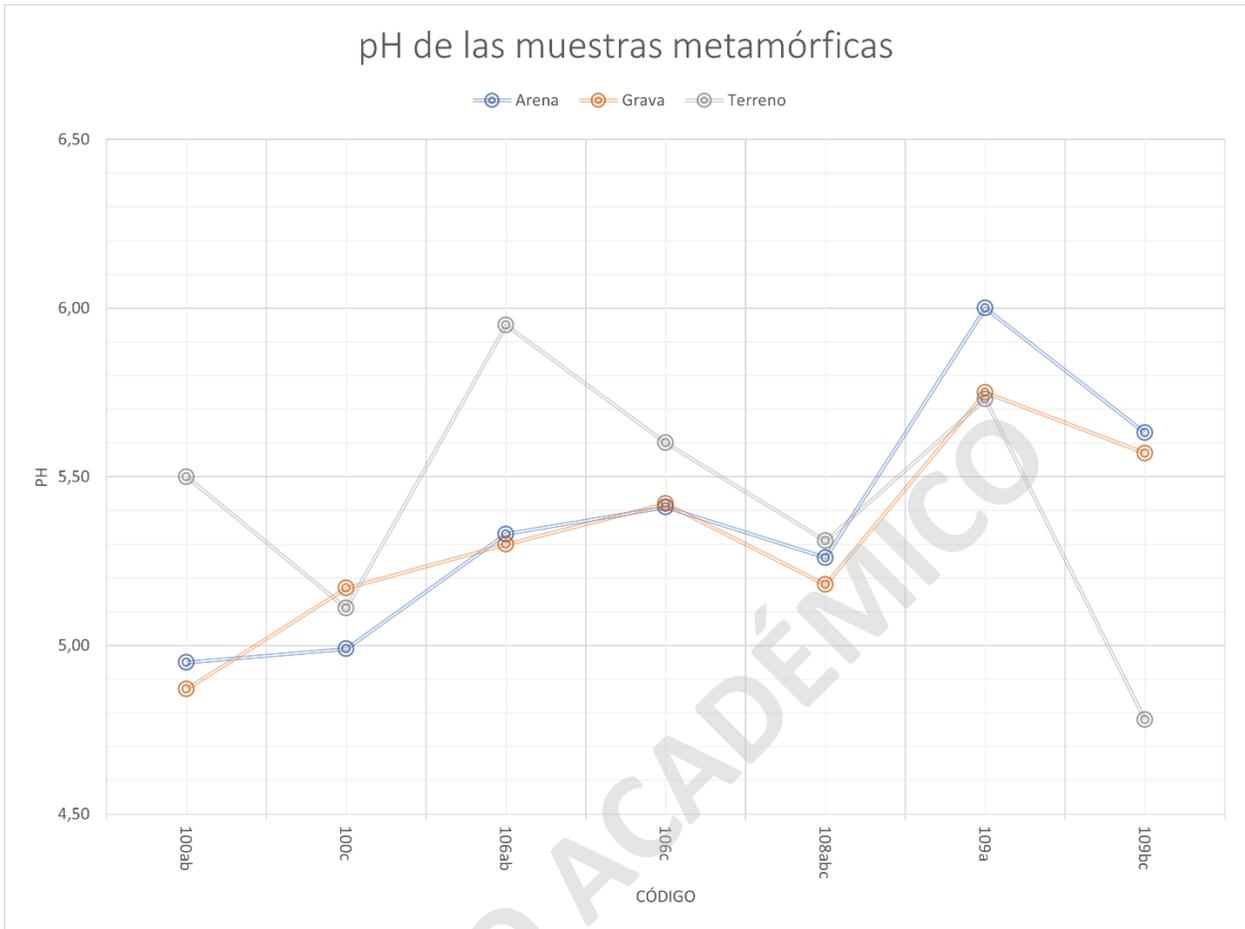


Figura 28. Gráfico que muestra el pH de las muestras provenientes de un protolito metamórfico.

3.1.3.3 pH de las muestras estratificadas

En cuanto a los resultados de pH de las muestras estratificadas (fig. 29), se puede decir lo siguiente: el 16,6% de estas muestras presentan relación entre los 3 resultados (caso i), por otro lado, el 33,3% de los resultados presentan valores similares entre arenas y gravas, pero no con los *insitu*, otro 16,6% de las muestras exhiben una semejanza entre los valores tomados *insitu* con alguno de los otros 2, y por último un 16,6% no presentan similitud entre los 3 resultados. La muestra 107a no tiene valor de pH en arenas por lo que no es considerada, completando con otros 16,6%.

Arenas		Gravas		Insitu	
Máximo	9,10	Máximo	7,95	Máximo	6,78
Mínimo	4,95	Mínimo	4,73	Mínimo	4,95
Promedio	6,26	Promedio	6,14	Promedio	5,75
Desviación estándar	1,49	Desviación estándar	1,29	Desviación estándar	0,79
Varianza	2,22	Varianza	1,65	Varianza	0,49
Coefficiente de correlación entre arena y grava	0,95	Coefficiente de correlación entre arena e insitu	0,95	Coefficiente de correlación entre grava e insitu	0,96

Tabla 20. Resumen estadístico de los resultados de pH de las muestras estratificadas, incluyendo el coeficiente de correlación entre los 3 tipos de muestras.

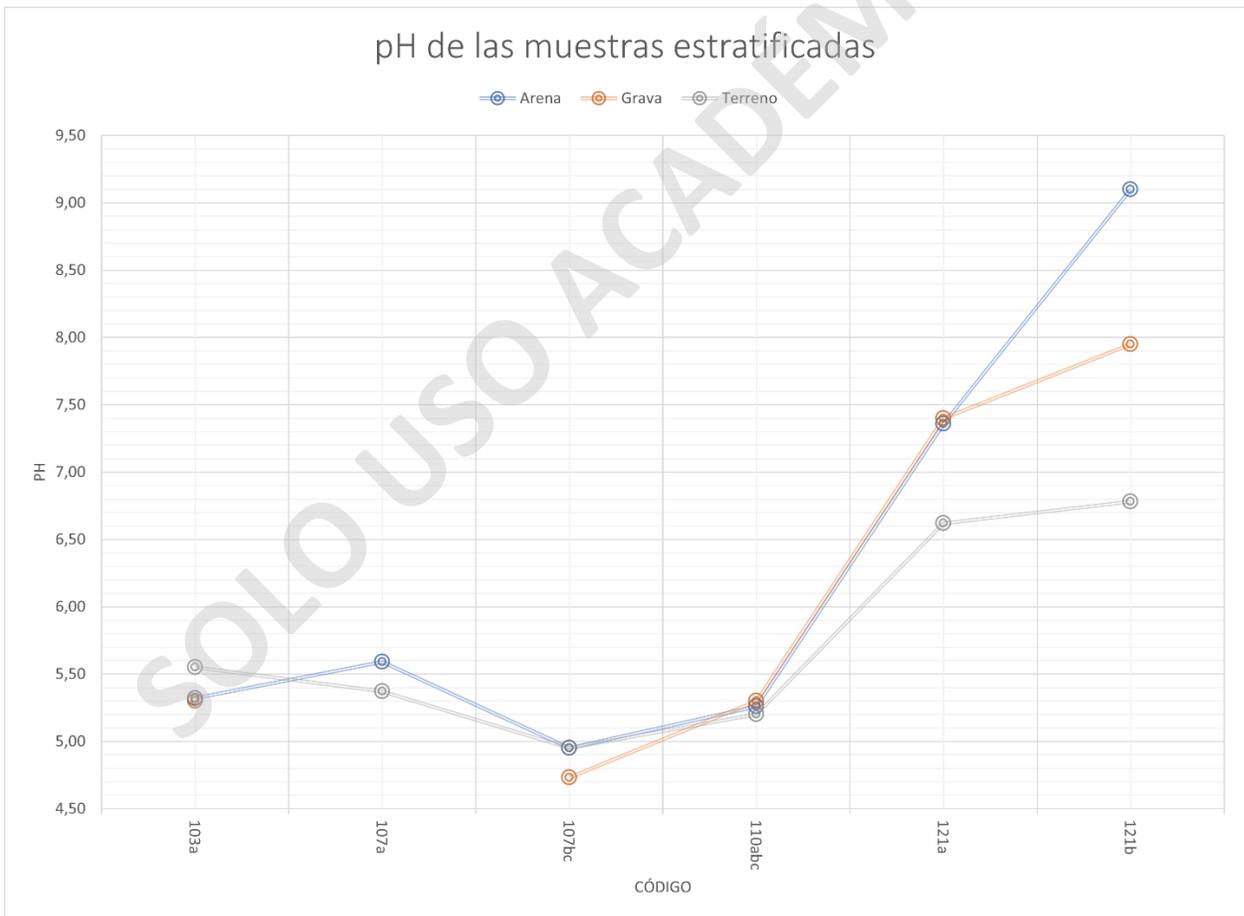


Figura 29. Gráfico que muestra el pH de las muestras provenientes de un protolito estratificado.

3.1.4 Descripción geográfica de las muestras

Como el contexto geográfico de las muestras puede determinar sus características, en base a los procesos pedogénicos (capítulo 2.3.1), su descripción se detalla a continuación.

3.1.4.1 Topografía

El efecto topográfico y la altura relativa de las distintas ubicaciones donde fueron obtenidas las muestras afecta principalmente a la transferencia de masa (Luzio, 2010) ya sea mediante depositación de sedimentos en procesos geológicos tales como remociones en masa o transporte fluvial, así como en el transporte de iones a través del flujo de aguas subterráneas hacia niveles inferiores o laterales. De lo anterior, la figura 30, ilustra un mapa topográfico con los principales desniveles y la altura a la que se encuentra cada muestra, para poder caracterizar cada sitio.

Muestra	Cota	Pendiente	Observaciones
PIRJ-100	254msnm	0-10%	En el macizo cordillerano, en un valle fluvial cerca del nivel base y plantaciones de pino
PIRJ-102	245msnm	20-30%	En el macizo cordillerano, en un valle fluvial, solía ser una cantera.
PIRJ-103	340msnm	0-10%	En el macizo cordillerano, cerca de redes de drenaje y plantaciones de pino
PIRJ-106	308msnm	0-10; 10-20%	En el macizo cordillerano, en laderas de cerros y plantaciones de pino
PIRJ-107	143msnm	0-10; 10-20%	En el macizo cordillerano, corte de camino, potentes cárcavas.
PIRJ-108	445msnm	0-10%	En el macizo cordillerano, cerca de las cimas circundantes y presencia de coníferas
PIRJ-109	453msnm	10-20; 20-30%	En el macizo cordillerano, cerca de las cimas circundantes y plantaciones de pino
PIRJ-110	321msnm	10-20; 0-10%	En el macizo cordillerano, cerca de una faena minera, presencia de coníferas
PIRJ-115	280msnm	0-10%	En el macizo cordillerano, rodeado de pendientes 10-20%, presencia de coníferas y población.
PIRJ-121	101msnm	0-10%	En el valle central, una llanura proximal al río Perquilauquén con matorrales cercanos.
PIRJ-129	153msnm	0-10%	En el valle central, últimas manifestaciones del macizo cordillerano, con matorrales cercanos.

Tabla 21. Tabla resumen de características geográficas de las muestras.

Mapa topográfico Carta Pichibelco

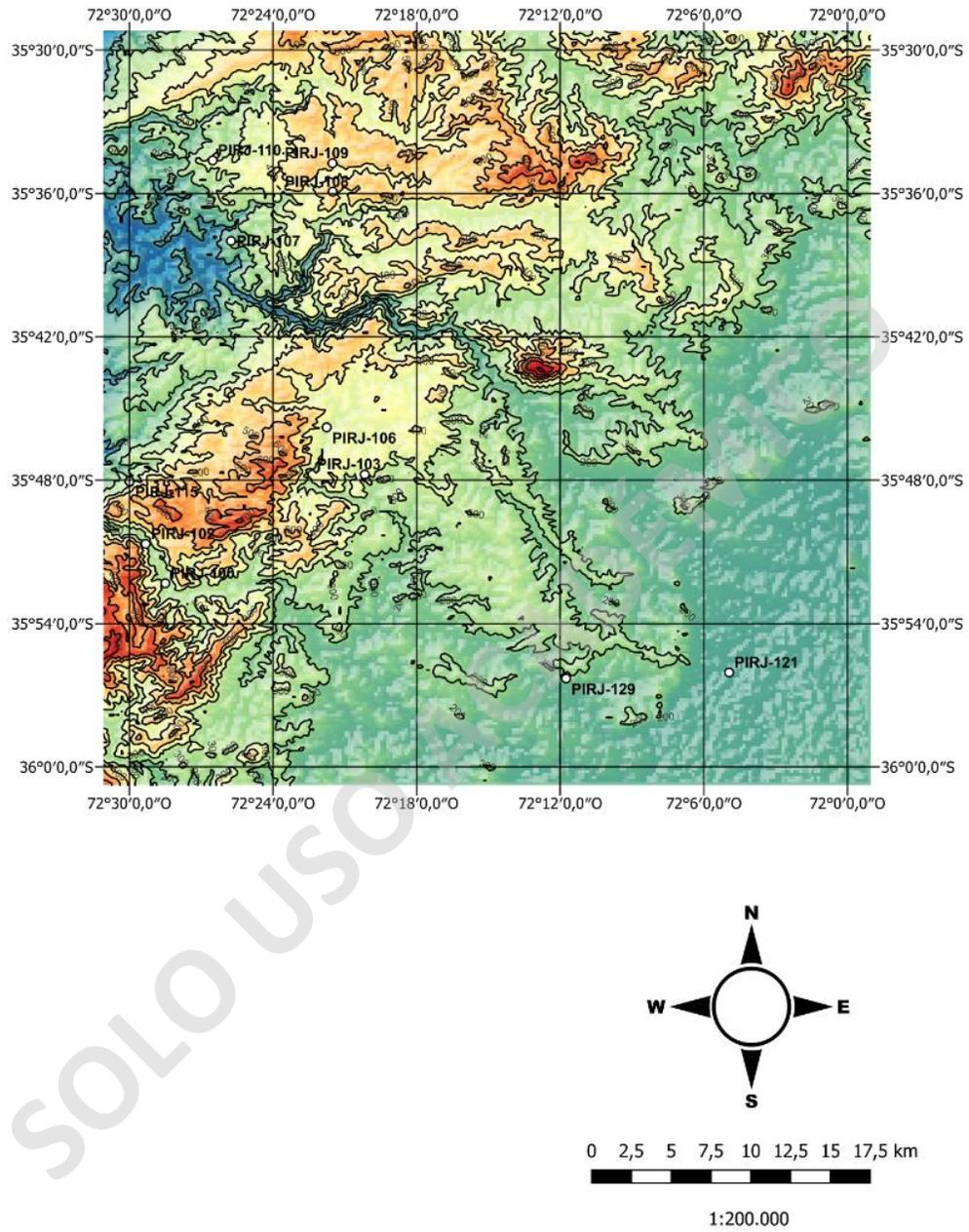


Figura 30. Mapa topográfico de la carta Pichibelco con los puntos de muestras de este estudio.

3.1.4.2 Aspecto

El aspecto es la orientación de la ladera en cada parte del relieve, cuyas implicancias corresponden principalmente al grado de insolación de las superficies ya que en el hemisferio sur las laderas con aspecto generalmente al Norte son las que mayor cantidad de luz solar reciben directamente. Esto afecta principalmente en los procesos pedogénicos en cuanto a la cantidad de evapotranspiración y variaciones de temperatura entre el día y la noche (Luzio, 2010). El mapa de aspecto elaborado en este trabajo (Fig. 31) se simplifica indicando hacia el norte o hacia el sur, a partir del límite este-oeste.

Las muestras de este estudio se encuentran en:

1- Norte:

- Ígneas intrusivas: PIRJ-102, PIRJ-115.
- Metamórficas: PIRJ-108.
- Estratificadas: PIRJ-103, PIRJ-107, PIRJ-110, PIRJ-121.

2- Sur:

- Ígneas intrusivas: PIRJ-129.
- Metamórficas: PIRJ-100, PIRJ-106, PIRJ-109.
- Estratificadas: -

Mapa de Aspecto simplificado Carta Pichibelco

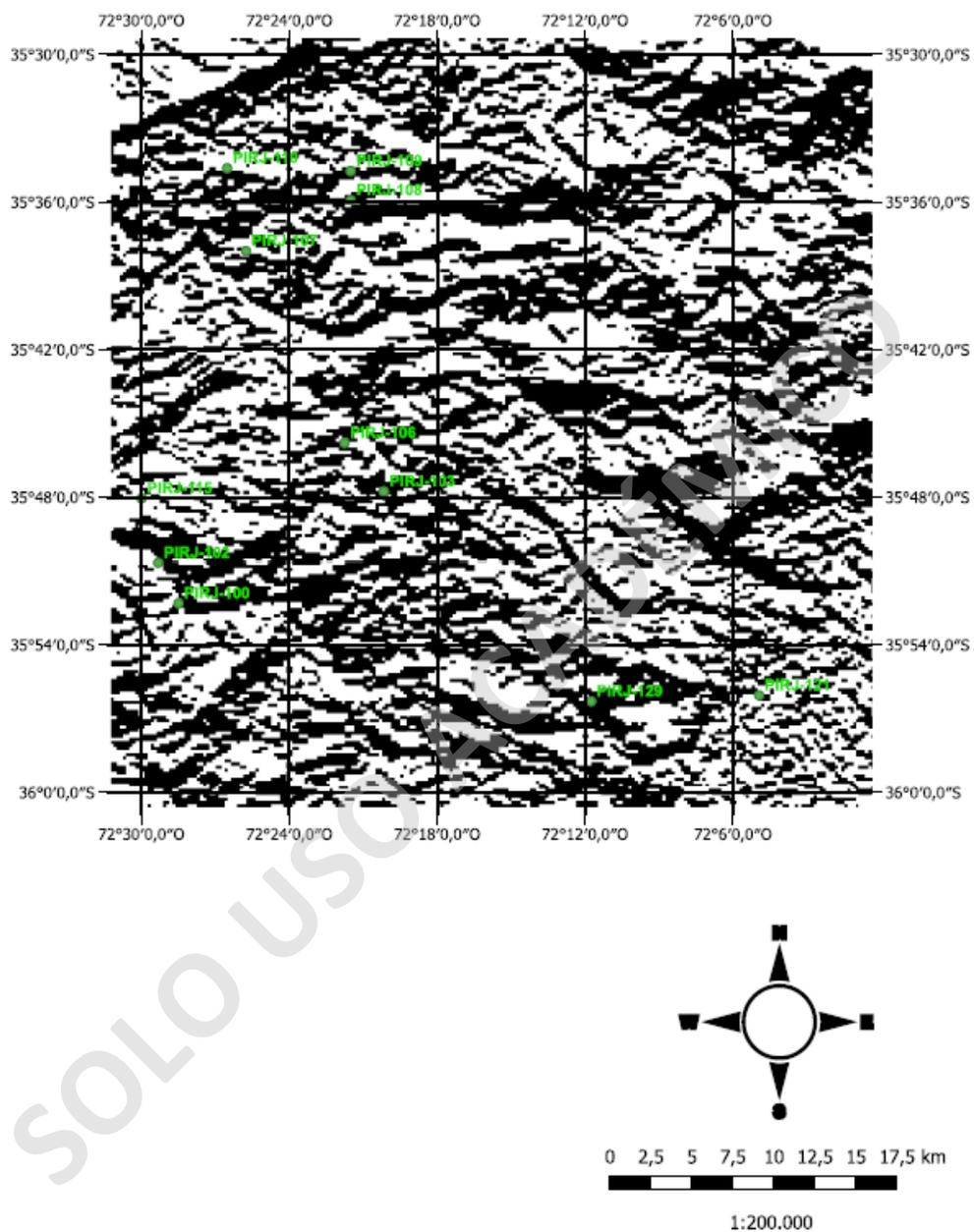


Figura 31. Mapa de aspecto de la carta Pichibelco con los puntos de muestra de este estudio.

3.1.5 Taxas de suelos reconocidas

Los resultados expuestos en el anexo 25, muestran que se reconoció Entisols, Vertisols, Inceptisols, Alfisols, Mollisols y Andisols.

3.2 Resultados mineralógicos

3.2.1 Mineralogía del suelo proveniente de intrusivos

La mineralogía de los suelos provenientes de intrusivos ígneos resultó ser la más variada de las mineralogías de suelo. Esta fue reconocida a partir de los difractogramas correspondientes a la figura 32, con grado de cristalinidad de los materiales variable, como se puede ver en las cuentas de estos gráficos (eje Y), con variaciones entre 4000 y 1500 cuentas. Además, del notorio ruido de fondo existente, producto de la presencia de óxidos de hierro y, probablemente, arcillas no identificadas, todas las muestras, excepto la 129c presenta un abombamiento entre los 35 y 40° que puede indicar presencia de materiales amorfos como el alófono. Consistentemente estas muestras presentan una gran cantidad de cuenta en los 10° grados del gráfico, indicando la presencia de varias familias de arcillas, sin embargo, la muestra 102c no tiene esta alza en las cuentas tan marcada.

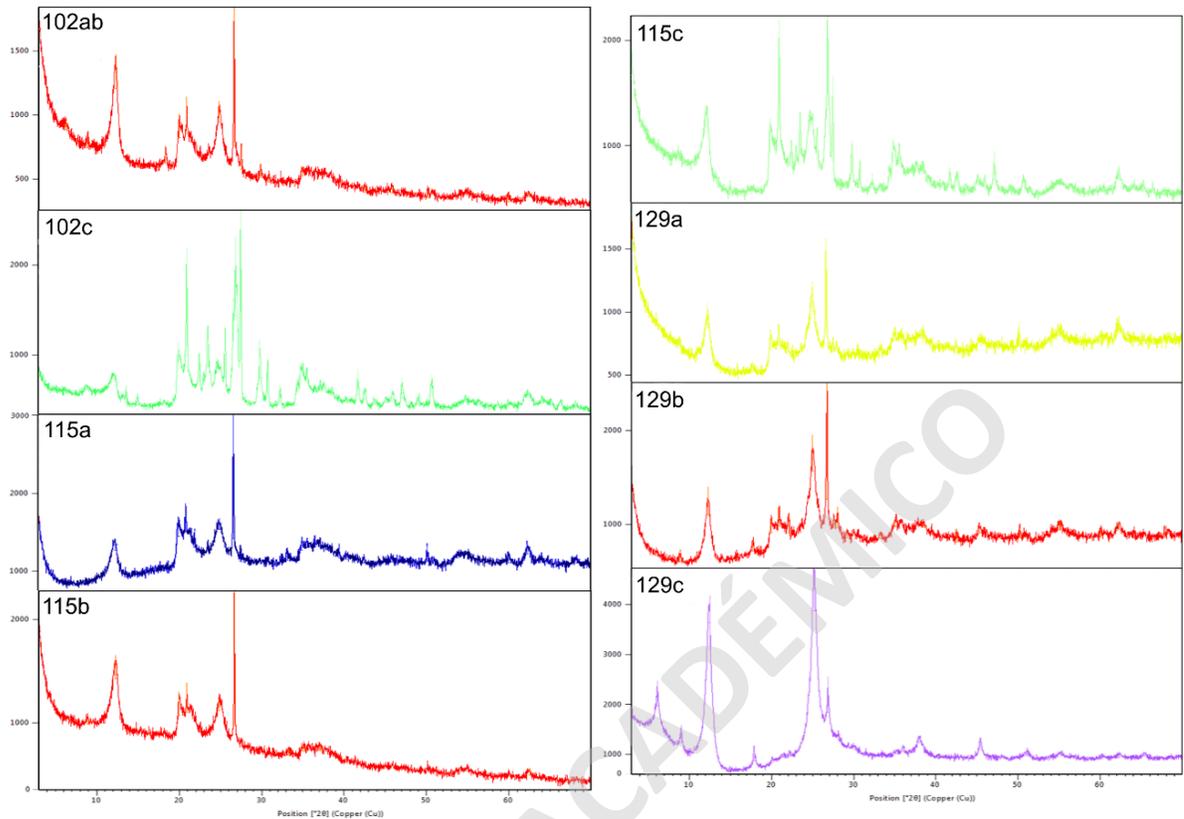


Figura 32. Difractogramas de los suelos provenientes de rocas ígneas intrusivas. Los colores indican el horizonte de la muestra, siendo horizonte A azul, B rojo, C verde, A-B amarillo y C-D purpura.

3.2.1.1 PIRJ-102ab

102ab	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte B	Clinocloro	Filosilicato	$(\text{Mg,Fe}^{2+})_5\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
	Cuarzo	Tectosilicato	SiO_2
	Dickita	Filosilicato	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
	Illita	Filosilicato	$\text{K}_{0.8}\text{Al}_2(\text{Al}_{0.8}\text{Si}_{3.2}\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
	Zeolita	Tectosilicato	-

Tabla 22. Mineralogía de la muestra PIRJ-102ab, reconocido por DRX.

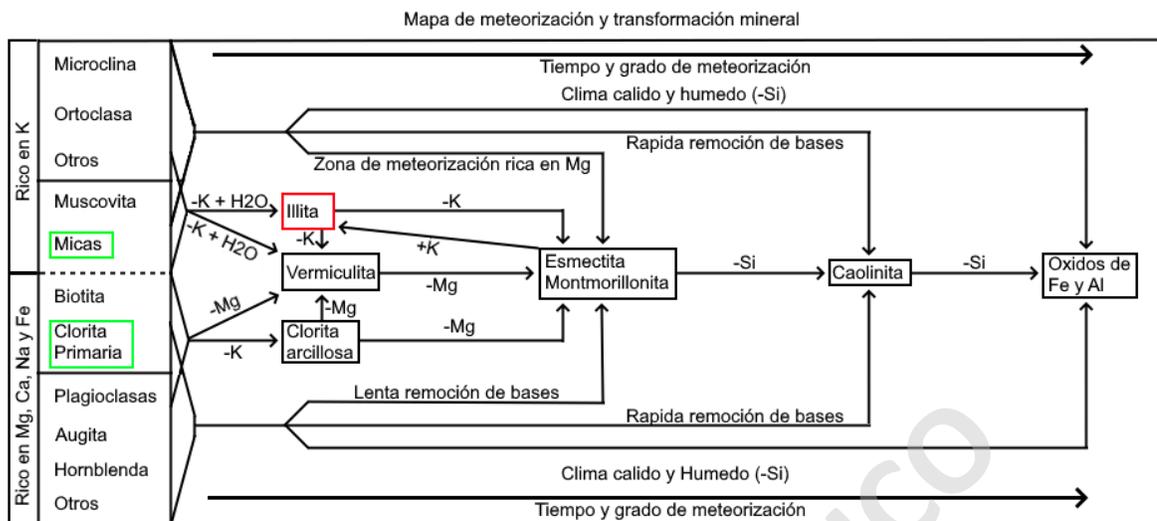


Figura 33. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-102ab, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

3.2.1.2 PIRJ-102c

102c	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte C	Ankerita	Carbonato	$\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$
	Augita	Inosilicato	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$
	Dickita	Filosilicato	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
	Hedenbergita	Inosilicato	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$
	Ortoclasa	Tectosilicato	KAlSi_3O_8
	Sericita	Filosilicato	$(\text{K}, \text{Na})\text{Al}_2(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

Tabla 23. Mineralogía de la muestra PIRJ-102c, reconocido por DRX.

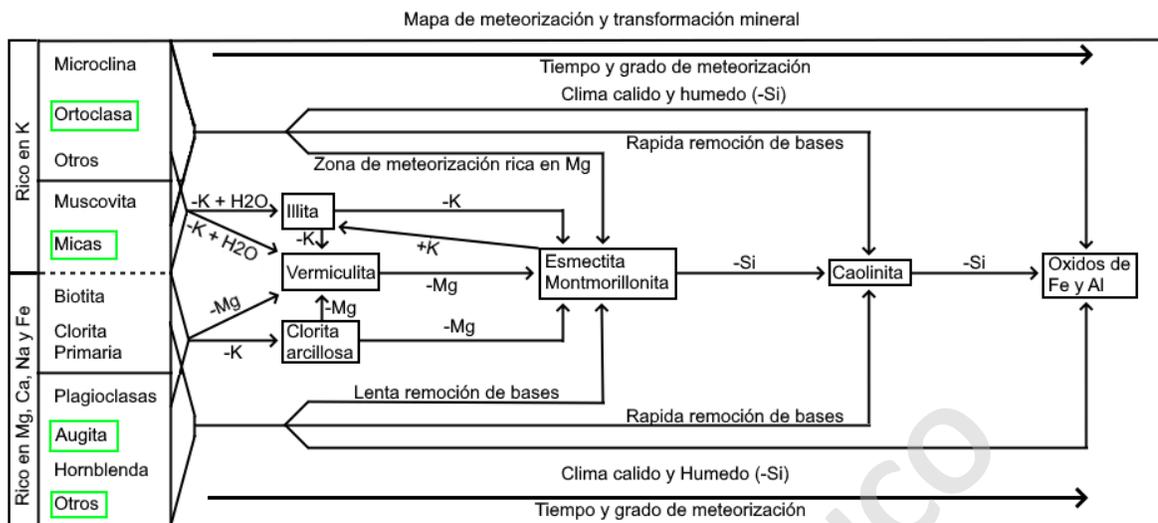


Figura 34. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-102c, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

3.2.1.3 PIRJ-115a

115a	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte A	Caolinita	Filosilicato	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
	Cristobalita	Tectosilicato	SiO_2
	Cuarzo	Tectosilicato	SiO_2
	Hematita	Oxido	Fe_2O_3
	Ortoclasa	Tectosilicato	$KAlSi_3O_8$

Tabla 24. Mineralogía de la muestra PIRJ-115a, reconocido por DRX.

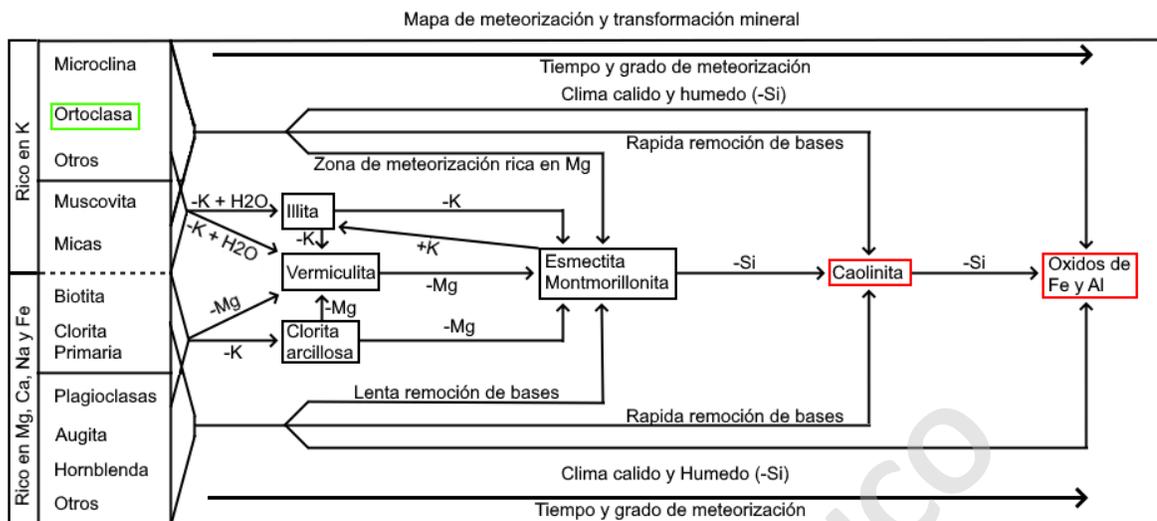


Figura 35. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-115a, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

3.2.1.4 PIRJ-115b

115b	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte C	Caolinita	Filosilicato	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
	Cuarzo	Tectosilicato	SiO_2
	Manganiceladonita	Filosilicato	$KMn^{3+}MgSi_4O_{10}(OH)_2$
	Pirofilita	Filosilicato	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$

Tabla 25. Mineralogía de la muestra PIRJ-115b, reconocido por DRX.

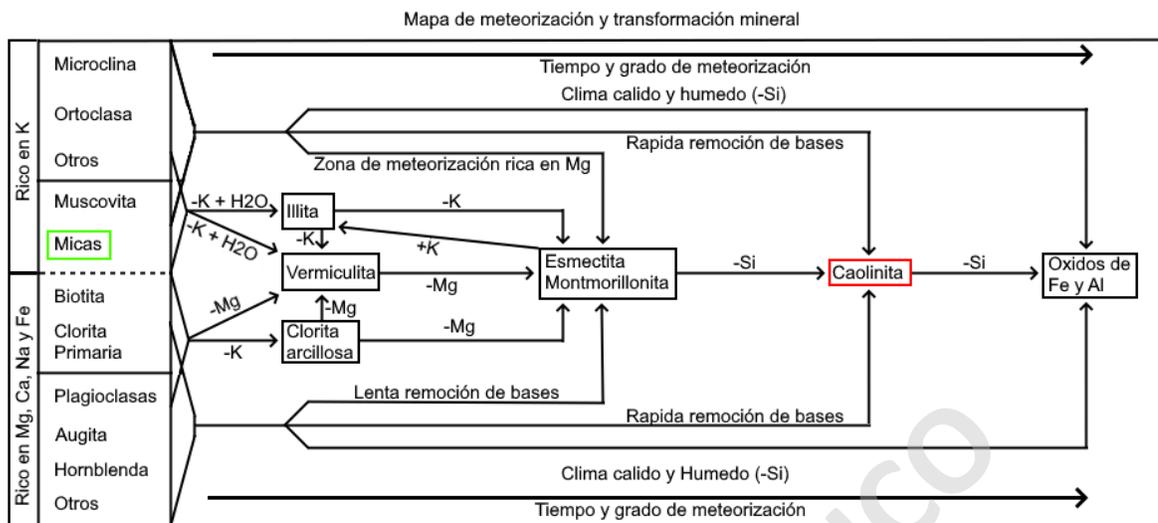


Figura 36. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-115b, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

3.2.1.5 PIRJ-115c

115c	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte B	Augita	Inosilicato	$(Ca,Na)(Mg,Fe,Al)(Si,Al)_2O_6$
	Dickita	Filosilicato	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
	Diópsido	Inosilicato	$CaMgSi_2O_6$
	Illita	Filosilicato	$K_{0.8}Al_2(Al_{0.8}Si_{3.2}O_{10})(OH)_2$
	Ortoclasa	Tectosilicato	$KAlSi_3O_8$
	Titanita	Nesosilicato	$CaTiOSiO_4$

Tabla 26. Mineralogía de la muestra PIRJ-115c, reconocido por DRX.

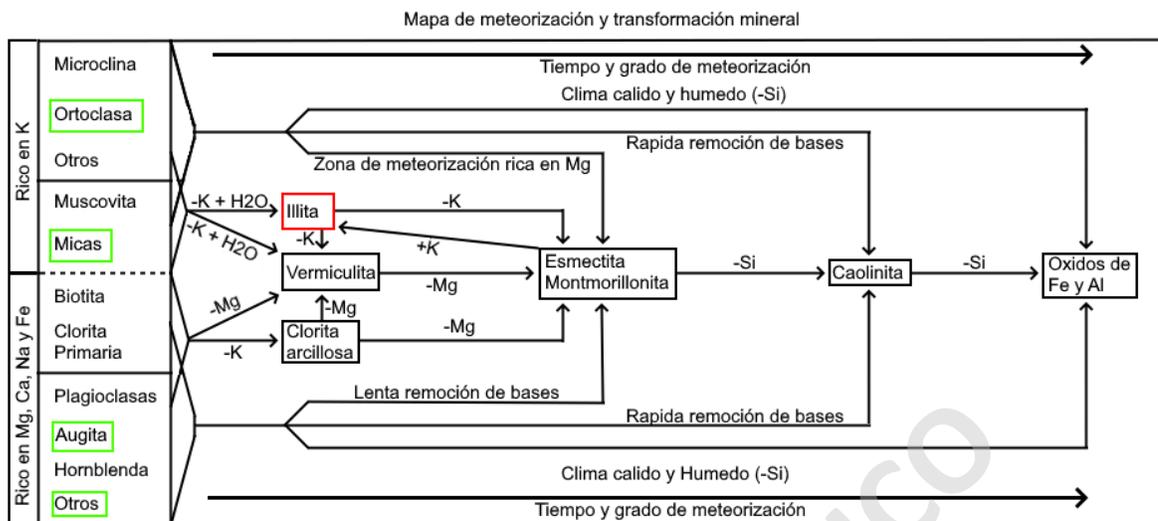


Figura 37. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-115c, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

3.2.1.6 PIRJ-129a

129a	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte A-B	Caolinita	Filosilicato	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
	Cuarzo	Tectosilicato	SiO_2
	Illita	Filosilicato	$K_{0.8}Al_2(Al_{0.8}Si_{3.2}O_{10})(OH)_2$
	Montmorillonita	Filosilicato	$(Na,Ca)_{0.3}(Al,Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$
	Ópalo	Tectosilicato	$SiO_2 \cdot nH_2O$

Tabla 27. Mineralogía de la muestra PIRJ-129a, reconocido por DRX.

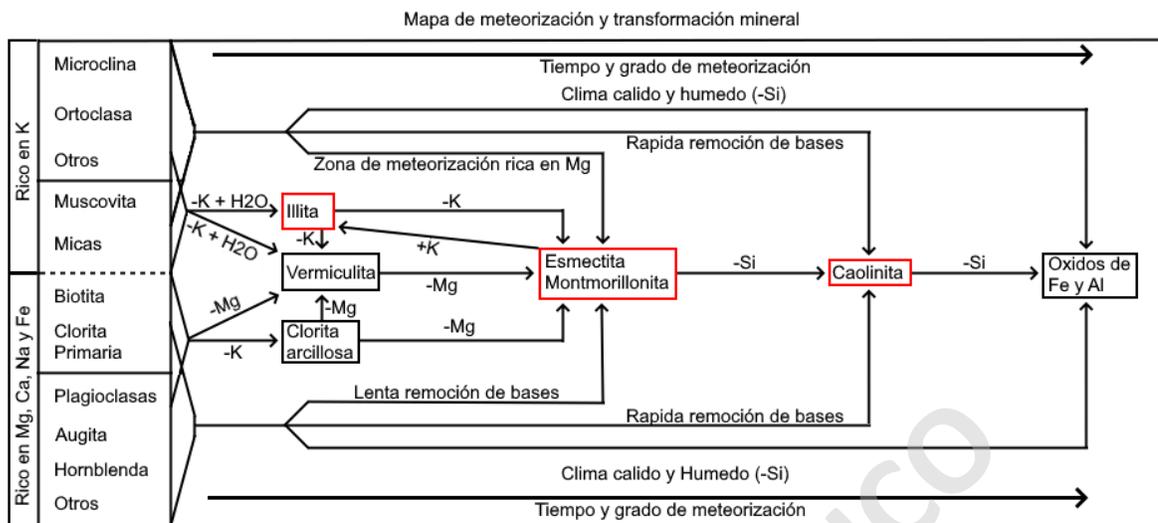


Figura 38. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-129a, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

3.2.1.7 PIRJ-129b

129b	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte B	Albita	Tectosilicato	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
	Calcita	Carbonato	CaCO_3
	Caolinita	Filosilicato	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
	Cuarzo	Tectosilicato	SiO_2
	Illita	Filosilicato	$\text{K}_{0.8}\text{Al}_2(\text{Al}_{0.8}\text{Si}_{3.2}\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
	Montmorillonita	Filosilicato	$(\text{Na,Ca})_{0.3}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
	Ópalo	Tectosilicato	$\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Tabla 28. Mineralogía de la muestra PIRJ-129b, reconocido por DRX.

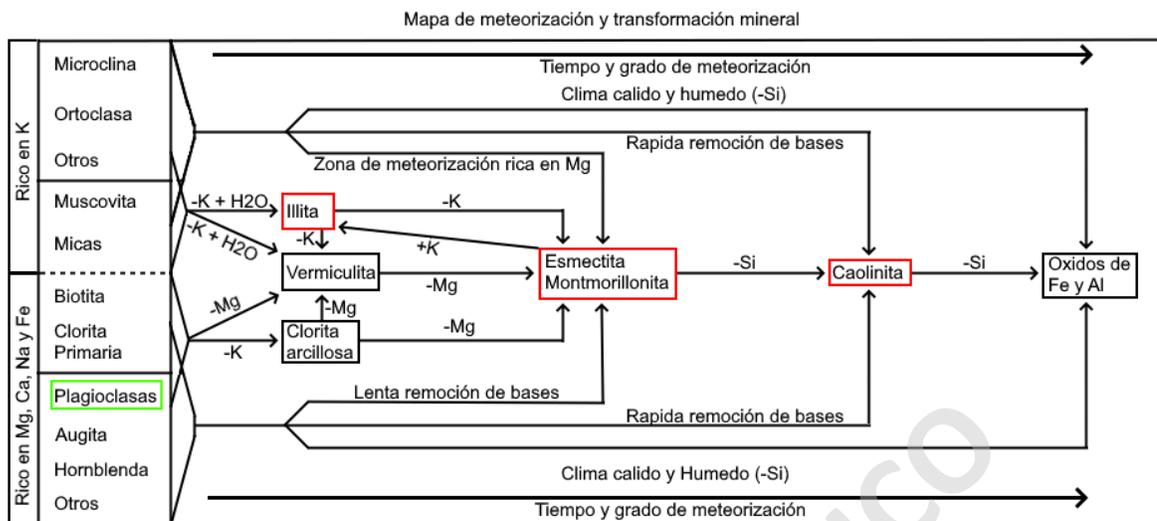


Figura 39. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-129b, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

3.2.1.8 PIRJ-129c

129c	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte C-D	Caolinita	Filosilicato	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
	Cristobalita	Tectosilicato	SiO_2
	Illita	Filosilicato	$K_{0.8}Al_2(Al_{0.8}Si_{3.2}O_{10})(OH)_2$
	Montmorillonita	Filosilicato	$(Na,Ca)_{0.3}(Al,Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$

Tabla 29. Mineralogía de la muestra PIRJ-129c, reconocido por DRX.

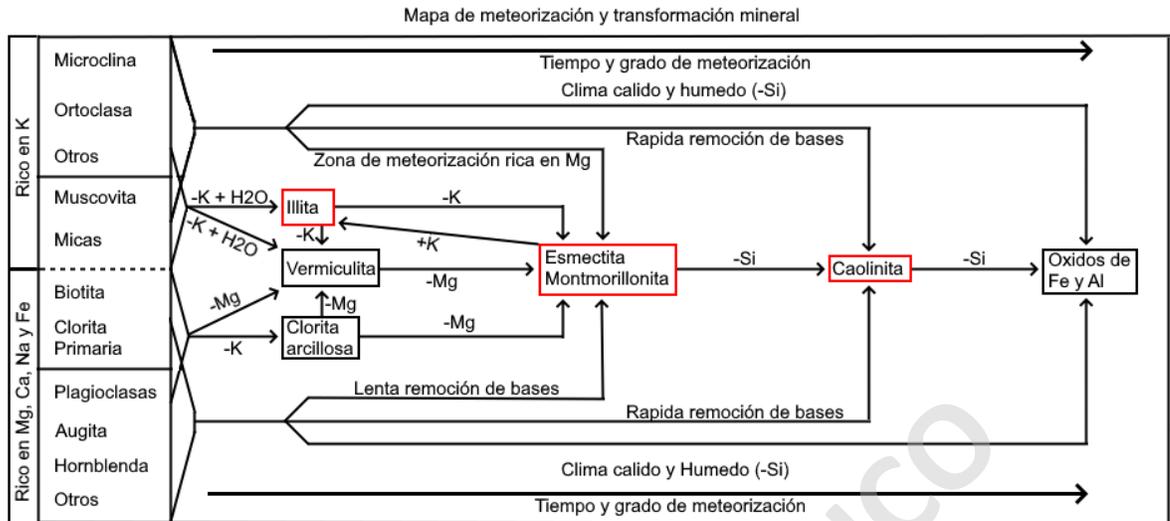


Figura 40. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-129c, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

3.2.2 Mineralogía del suelo proveniente de Basamento metamórfico oriental

La mineralogía de los suelos provenientes del Basamento metamórfico oriental resultó ser la segunda más variada de las mineralogías de suelo. Esta fue reconocida a partir de los difractogramas correspondientes a la figura 41. El grado de cristalinidad de los materiales es mayor que en los suelos provenientes de rocas intrusivas, como se puede ver en las cuentas de estos gráficos (eje Y), presentando variaciones entre 3500 y 8000 cuentas. Presentan pequeños abombamientos entre los 35 y 40° sin embargo, tiene *peaks* en esos ángulos. El ruido de fondo también se puede apreciar, sin embargo, debido a la escala no es tan notorio en comparación al otro tipo de proveniencias. Generalmente estas muestras presentan un alza moderada de las cuentas en los primeros 10° de gráfico, pero la muestra 106ab tiene pocas cuentas al comienzo del grafico que aumenta a los 7°.

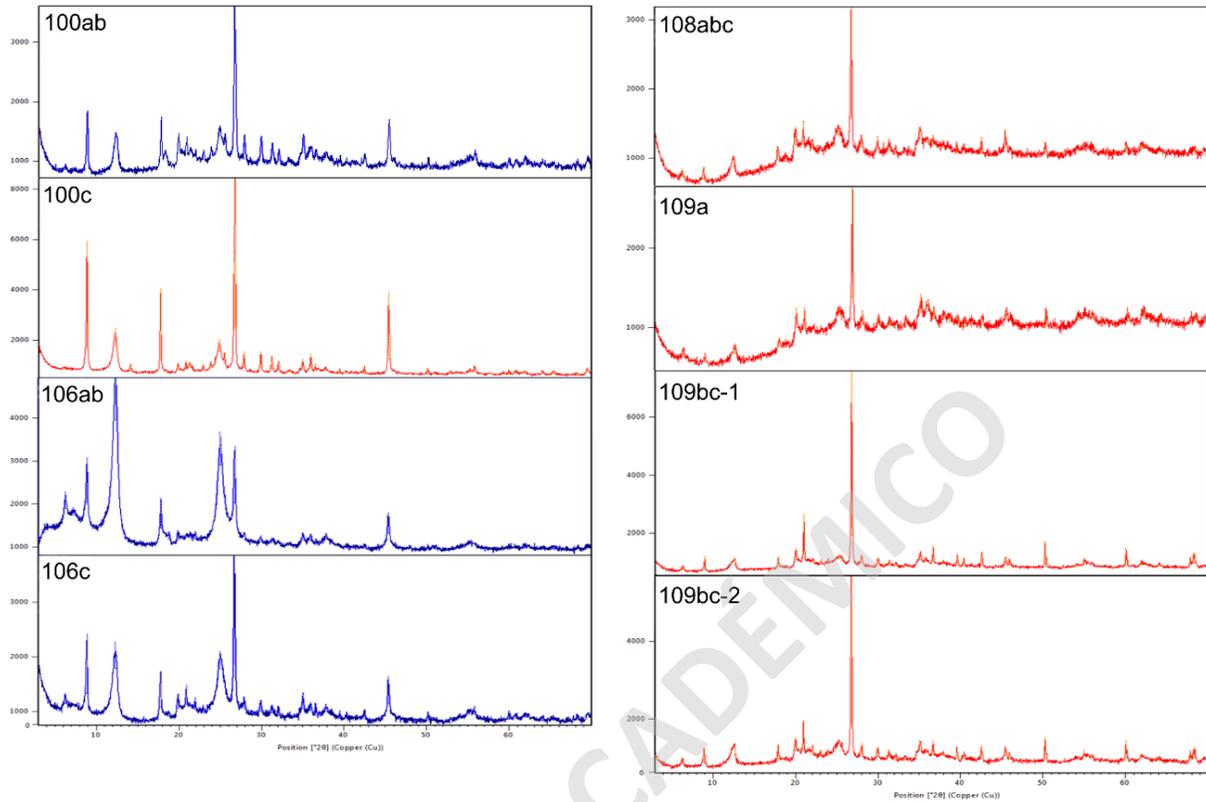


Figura 41. Difractogramas de los suelos provenientes de basamento metamórfico. Los colores indican el horizonte de la muestra siendo el horizonte A azul y B rojo.

3.2.2.1 PIRJ-100ab

100ab	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte A	Albita	Tectosilicato	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
	Caolinita	Filosilicato	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
	Clinocloro	Filosilicato	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
	Cuarzo	Tectosilicato	SiO_2
	Magnetita	Oxido	$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$
	Sericita	Filosilicato	$(\text{K}, \text{Na})\text{Al}_2(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

Tabla 30. Mineralogía de la muestra 100ab, reconocido por DRX.

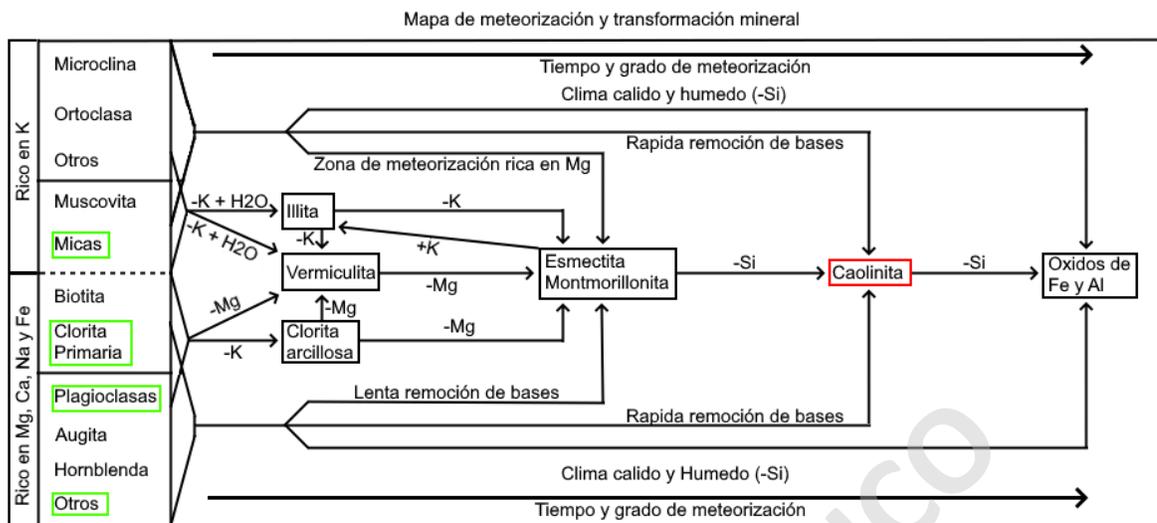


Figura 42. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-100ab, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

3.2.2.2 PIRJ-100c

100c	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte B	Caolinita	Filosilicato	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
	Cuarzo	Tectosilicato	SiO_2
	Fluorflógopita	Filosilicato	$KMg_3(AlSi_3O_{10})(F, OH)_2$
	Glauconita	Filosilicato	$(K, Na)(Fe^{3+}, Al, Fe^{2+}, Mg)_2(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2$
	Montmorillonita	Filosilicato	$(Na, Ca)_{0.3}(Al, Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$
	Sericita	Filosilicato	$(K, Na)Al_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$

Tabla 31. Mineralogía de la muestra PIRJ-100c, reconocido por DRX.

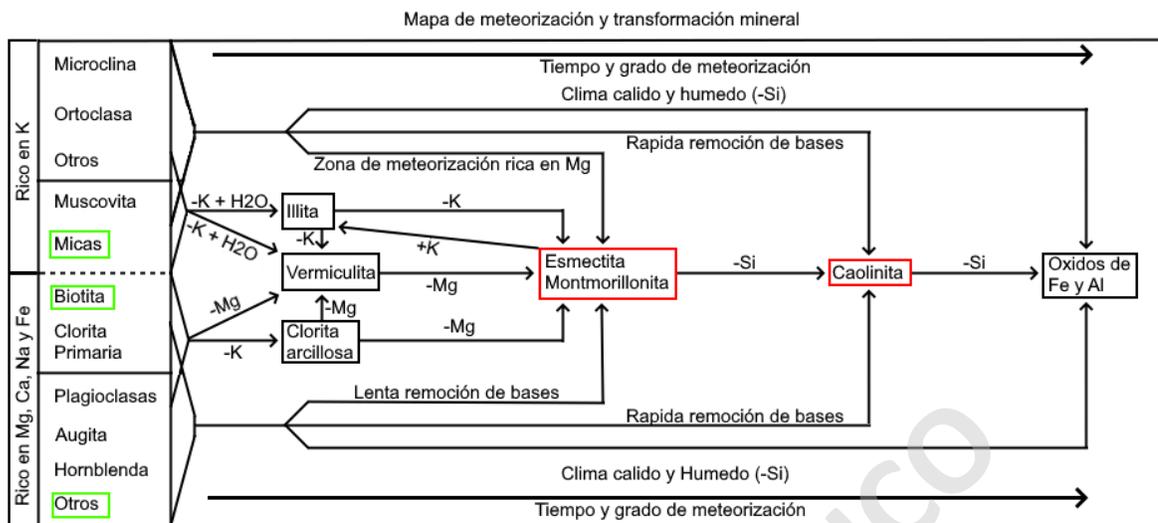


Figura 43. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-100c, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

3.2.2.3 PIRJ-106ab

106ab	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte A	Clinocloro	Filosilicato	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
	Dickita	Filosilicato	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
	Sericita	Filosilicato	$(\text{K}, \text{Na})\text{Al}_2(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
	Vermiculita	Filosilicato	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

Tabla 32. Mineralogía de la muestra PIRJ-106ab, reconocido por DRX.

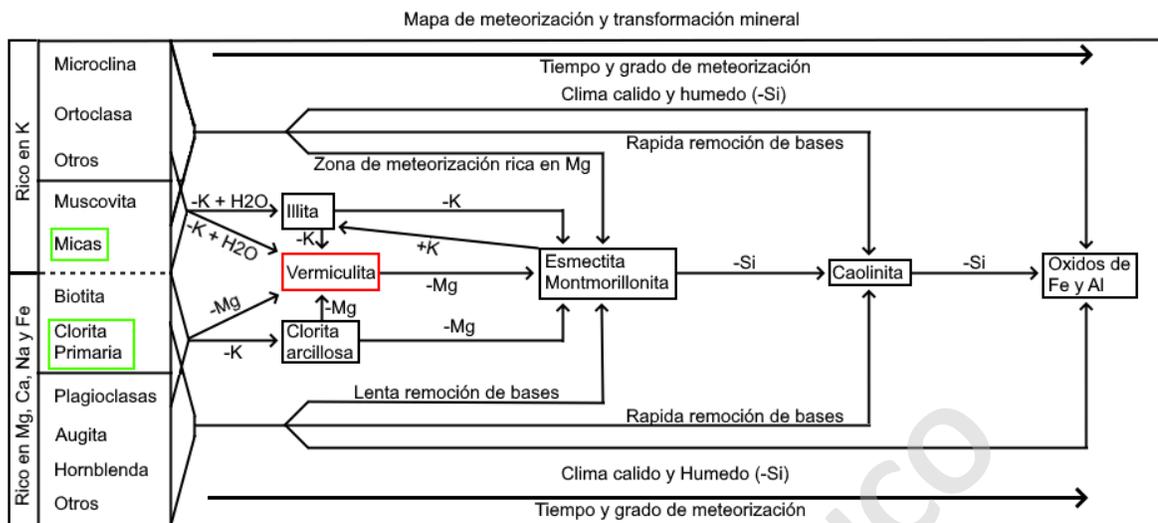


Figura 44. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-106ab, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

3.2.2.4 PIRJ-106c

106c	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte A	Caolinita	Filosilicato	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
	Cristobalita	Tectosilicato	SiO_2
	Cuarzo	Tectosilicato	SiO_2
	Diópsido	Inosilicato	$CaMgSi_2O_6$
	Sericita	Filosilicato	$(K,Na)Al_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$
	Vermiculita	Filosilicato	$(Mg,Fe^{3+},Al)_3(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O$

Tabla 33. Mineralogía de la muestra PIRJ-106c, reconocido por DRX.

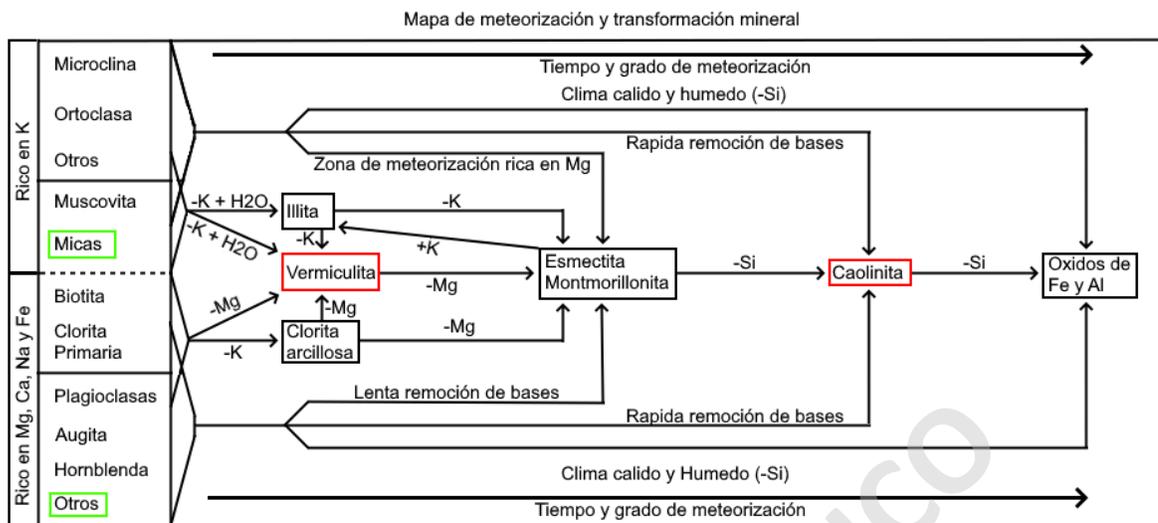


Figura 45. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-106c, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

3.2.2.5 PIRJ-108abc

108abc	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte B	Cuarzo	Tectosilicato	SiO_2
	Nontronita	Filosilicato	$(\text{Ca}_{0.5}, \text{Na})_{0.3} \text{Fe}^{3+}_2 (\text{Si}, \text{Al})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$
	Sericita	Filosilicato	$(\text{K}, \text{Na}) \text{Al}_2 (\text{AlSi}_3) \text{O}_{10} (\text{OH})_2$
	Vermiculita	Filosilicato	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3 (\text{Si}, \text{Al})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$

Tabla 34. Mineralogía de la muestra PIRJ-108abc, reconocido por DRX.

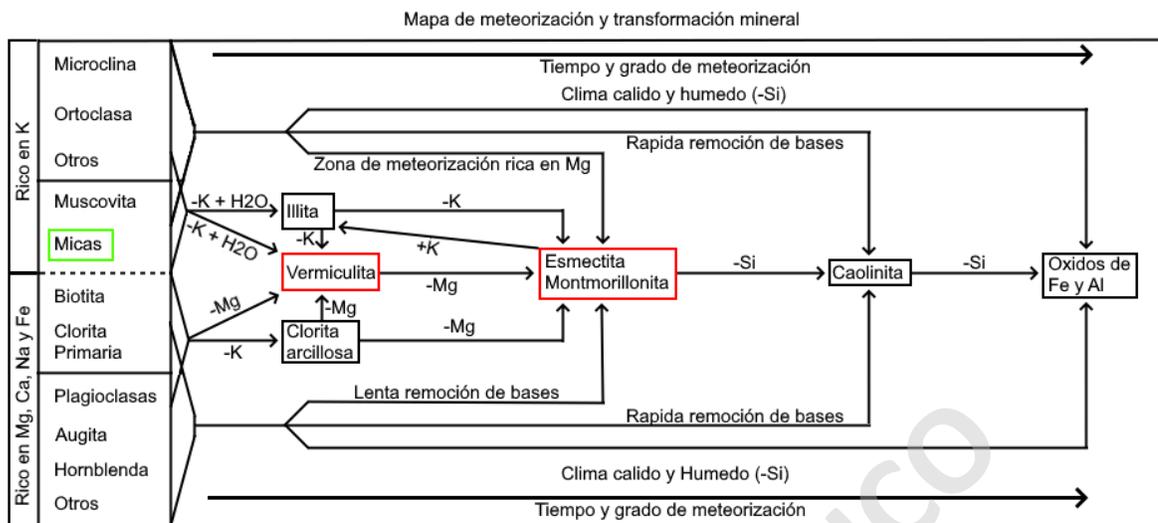


Figura 46. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-108abc, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

3.2.2.6 PIRJ-109a

109a	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte B	Clinocloro	Filosilicato	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
	Cuarzo	Tectosilicato	SiO_2
	Ilmenita	Oxido	$\text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_3$
	Magnetita	Oxido	$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$
	Rodocrosita	Carbonato	MnCO_3
	Sericita	Filosilicato	$(\text{K}, \text{Na})\text{Al}_2(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

Tabla 35. Mineralogía de la muestra PIRJ-109a, reconocido por DRX.

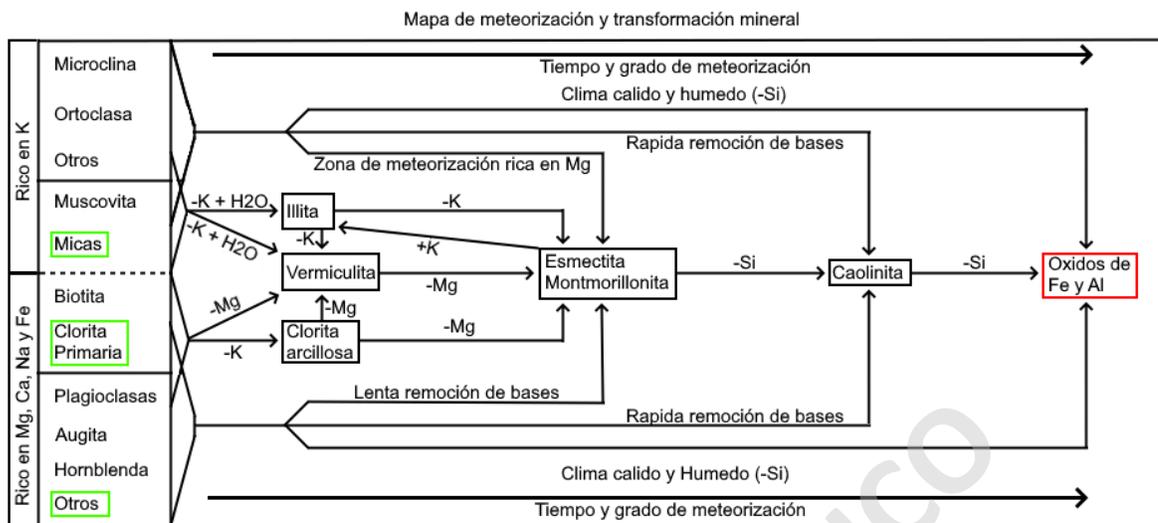


Figura 47. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-109a, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

3.2.2.7 PIRJ-109bc

109bc-1	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte B	Clinocloro	Filosilicato	$(Mg, Fe^{2+})_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
	Cuarzo	Tectosilicato	SiO_2
	Diópsido	Inosilicato	$CaMgSi_2O_6$
	Magnetita	Oxido	$Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$
	Sericita	Filosilicato	$(K, Na)Al_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$

Tabla 36. Mineralogía de la muestra PIRJ-109bc-1, reconocido por DRX.

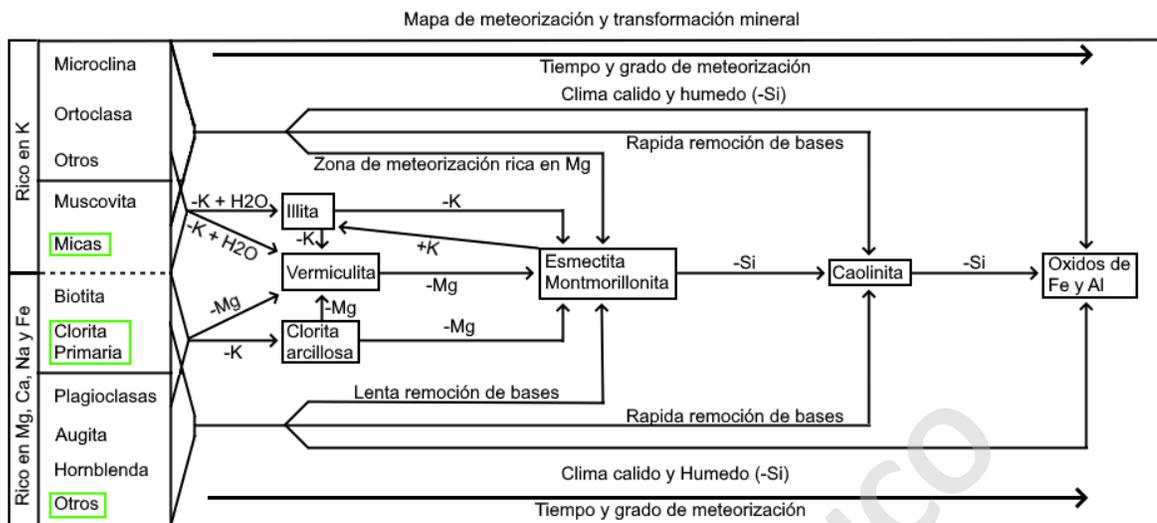


Figura 48. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-109bc-1, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

109bc-2	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte B	Andesina	Tectosilicato	$(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$
	Clinocloro	Filosilicato	$(\text{Mg,Fe}^{2+})_5\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
	Cuarzo	Tectosilicato	SiO_2
	Nontronita	Filosilicato	$(\text{Ca}_{0.5},\text{Na})_{0.3}\text{Fe}^{3+}_2(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
	Sericita	Filosilicato	$(\text{K,Na})\text{Al}_2(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

Tabla 37. Mineralogía de la muestra PIRJ-109bc-2, reconocido por DRX.

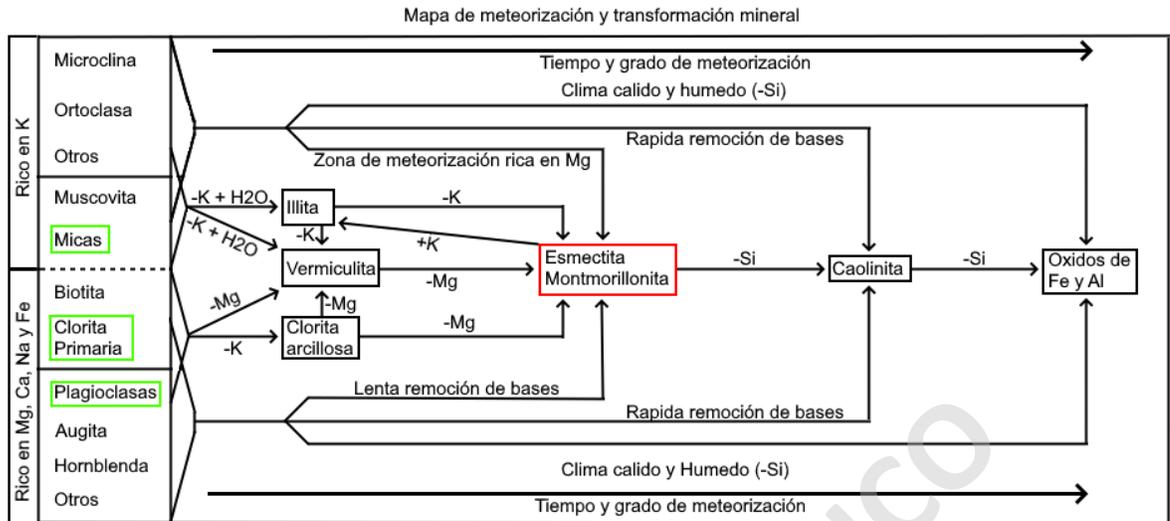


Figura 49. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-109bc-2, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

3.2.3 Mineralogía del suelo proveniente de los Depósitos volcánicos explosivos

La mineralogía de estos suelos resultó en la menos variada, como se observa de los difractogramas de la figura 50. El grado de cristalinidad de los materiales es bastante baja ya que las cuentas de estos gráficos (eje Y) tienen variaciones entre 1250 y 1750 cuentas. Además, presentan ruido de fondo producto de la presencia de óxidos de hierro y, minerales de arcilla no identificados, ambas muestras presentan un abombamiento entre los 35 y 40° que puede indicar presencia de materiales amorfos como el Alófono. La muestra 121a presenta un alza de las cuentas en los primeros 10° especialmente al comienzo del gráfico, en cambio la 121b parte con pocas cuentas, que aumentan entre los 5 y 7°.

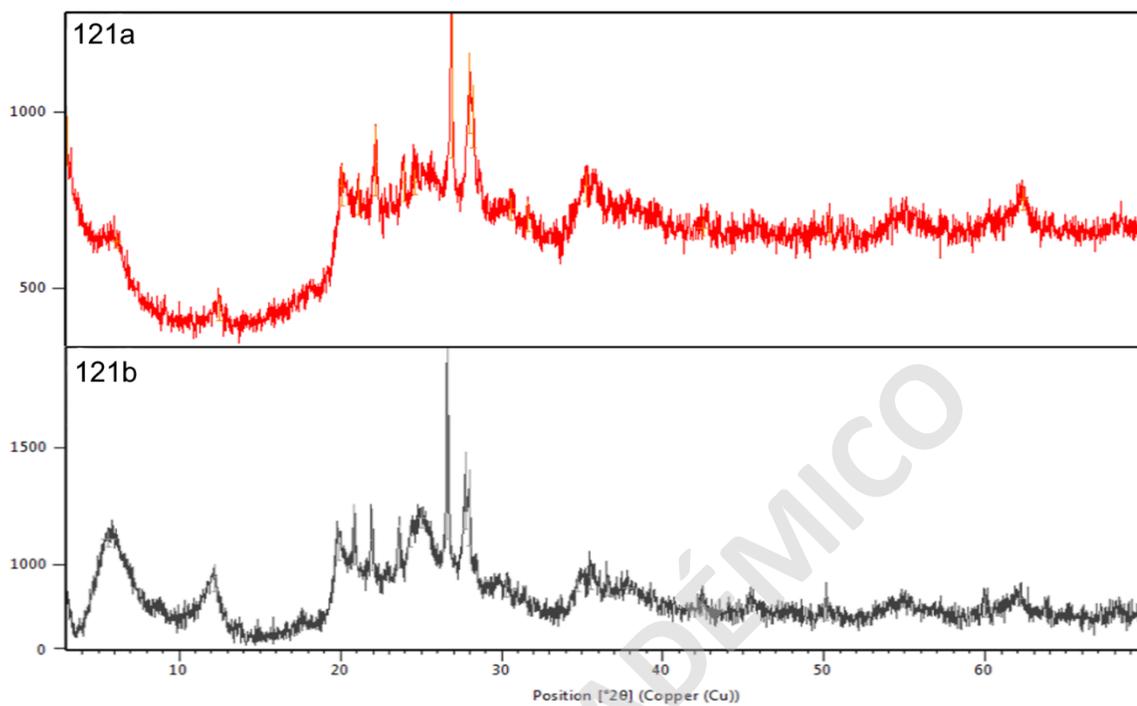


Figura 50. Difractogramas de los suelos provenientes de la ignimbrita. Los colores indican el horizonte de la muestra siendo el horizonte B rojo y E negro.

3.2.3.1 PIRJ-121a

121a	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte B	Albita cálcica	Tectosilicato	$(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$
	Clinocloro	Filosilicato	$(\text{Mg,Fe}^{2+})_5\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
	Cuarzo	Tectosilicato	SiO_2
	Montmorillonita	Filosilicato	$(\text{Na,Ca})_{0.3}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Tabla 38. Mineralogía de la muestra PIRJ-121a, reconocido por DRX.

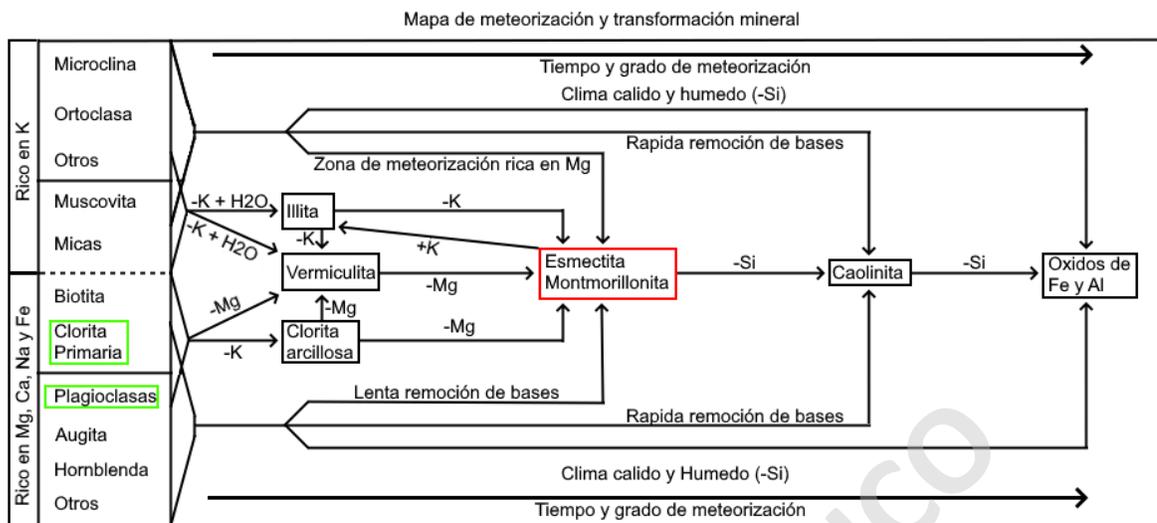


Figura 51. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-121a, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

3.2.3.2 PIRJ-121b

121b	Minerales	Grupo	Formula química
Horizonte E	Albita	Tectosilicato	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
	Caolinita	Filosilicato	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
	Cuarzo	Tectosilicato	SiO_2
	Montmorillonita	Filosilicato	$(\text{Na,Ca})_{0.3}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Tabla 39. Mineralogía de la muestra PIRJ-121b, reconocido por DRX.

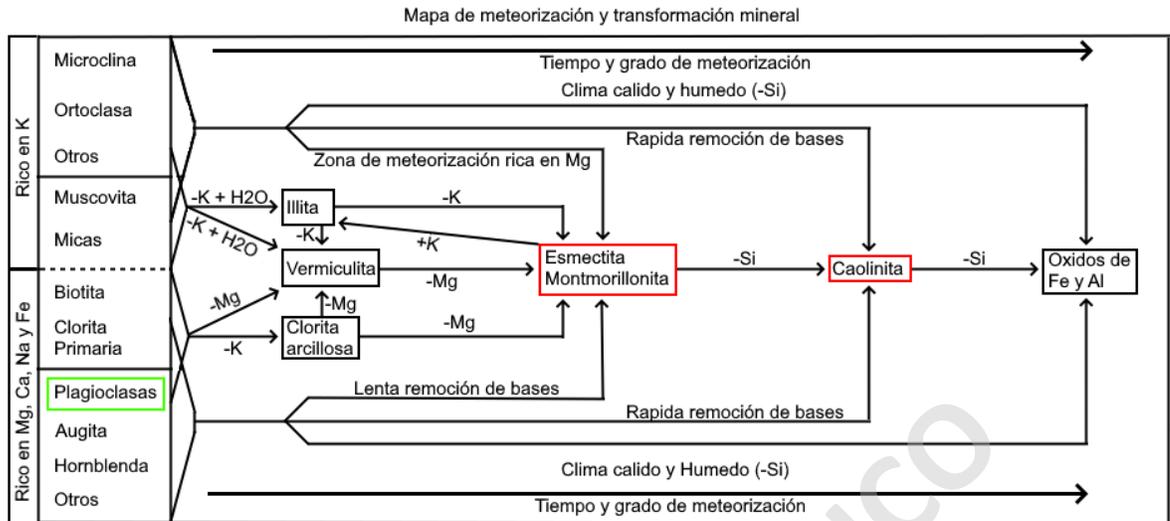


Figura 52. Mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo de la muestra PIRJ-121b, enmarcando en rojo los minerales formados en el suelo, y en verde la mineralogía primaria. Modificado de Weil y Brady, (2017).

3.3 Resultados composicionales

Los resultados composicionales son expuestos en el anexo 23 y anexo 24. A partir de los resultados químicos se realizaron distintos gráficos que muestran el empobrecimiento relativo entre distintos elementos químicos. La exposición de estos gráficos se realiza de tal manera que mientras más cerca está de la base, más empobrecidos está la muestra.

En los resultados (fig. 53) se puede observar que existen muestras menos empobrecidas que las demás, tales son: PIRJ-106ab, PIRJ-106c, PIRJ-121a, PIRJ-121b.

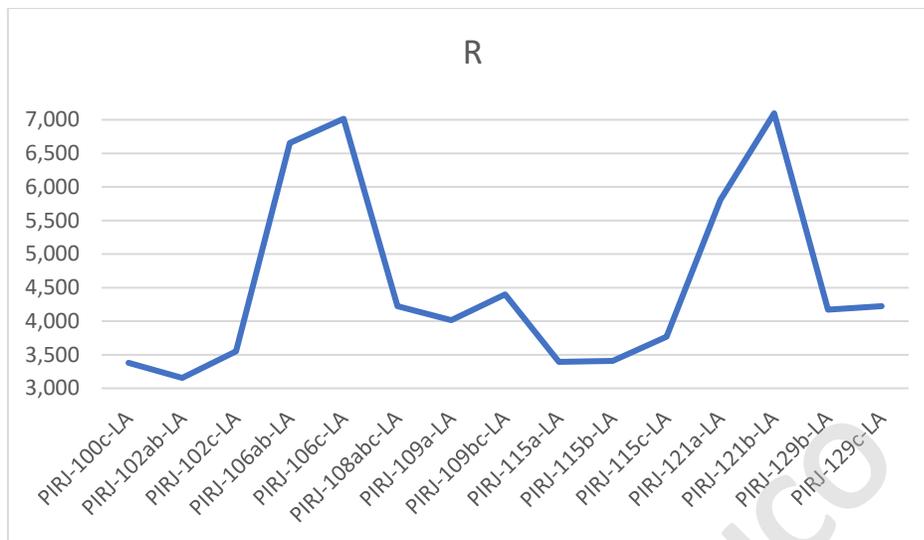


Figura 53. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Ruxton, (1968).

El gráfico (fig. 54) muestra que hay unas muestras que están más empobrecidas que el resto, que son la PIRJ-102c, PIRJ-115a, PIRJ-115b y PIRJ-115c.



Figura 54. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Vogt, (1927).

Según se puede observar en el gráfico (fig. 55) existe una mayor fluctuación en el grado de empobrecimiento, y se puede observar que existe un mayor empobrecimiento en horizontes

superiores con respecto a los más profundos como se observa en las muestras PIRJ-102ab/PIRJ-102c, PIRJ-115b/PIRJ-115c, PIRJ-121a/PIRJ-121b, PIRJ-129b/PIRJ-129c.

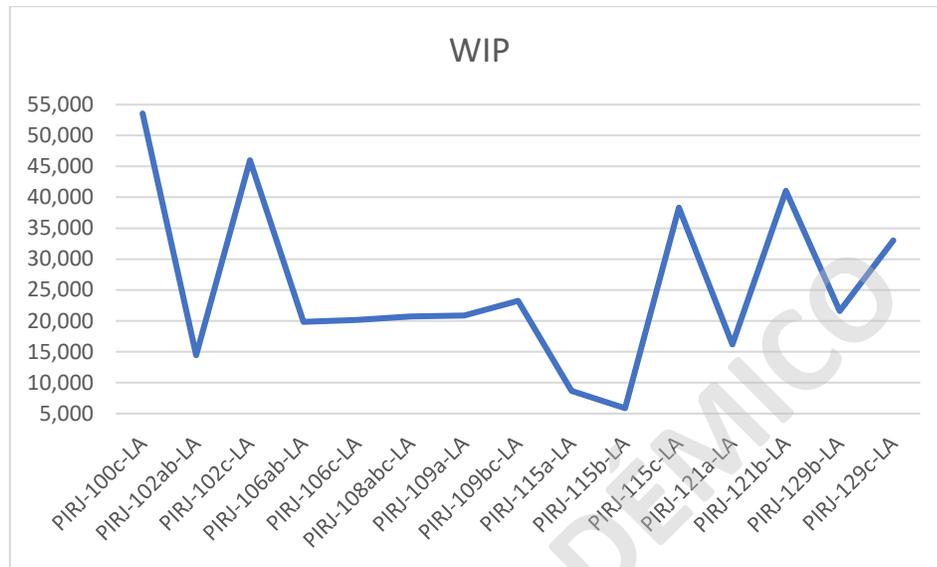


Figura 55. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Parker, (1970).

El gráfico (fig. 56) presenta una tendencia de que los horizontes profundos estén más enriquecidos que los someros similar al caso anterior, las muestras PIRJ-121 están menos empobrecidas.

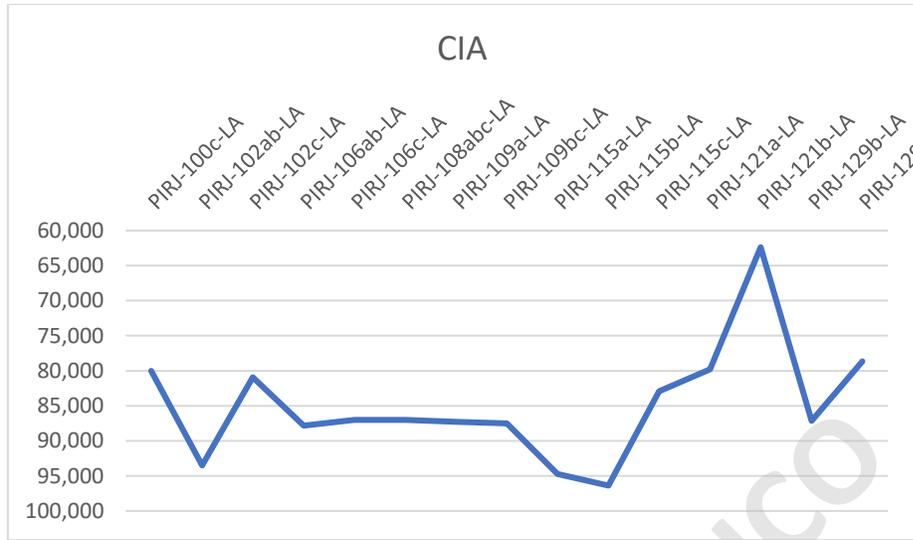


Figura 56. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Nesbitt y Young, (1982).

Estos resultados (fig. 57) muestran un alto grado de empobrecimiento en general exceptuando las muestras PIRJ-121a y PIRJ-121b.

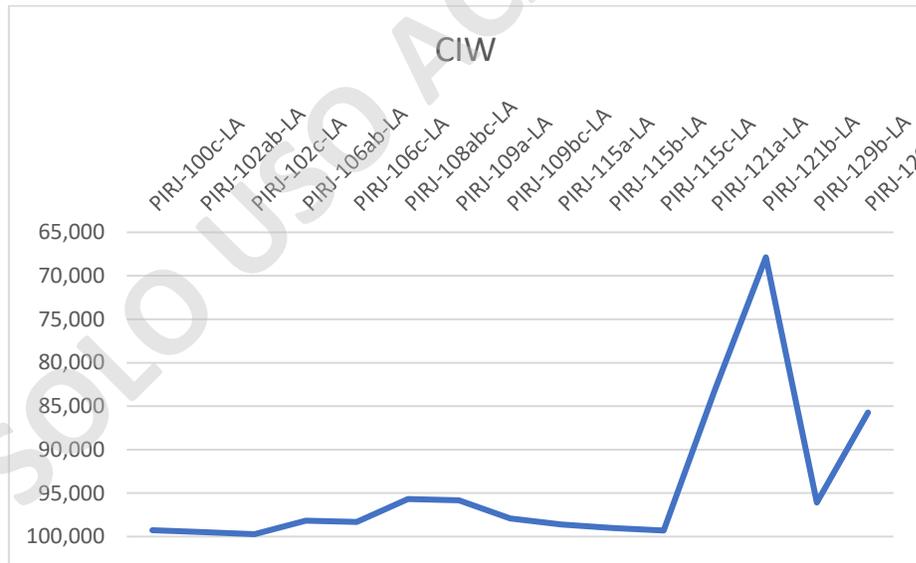


Figura 57. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Harnois, (1988).

Tal como se observa (fig. 58) existe una variación entre las muestras mostrando la misma tendencia que en el CIA y el WIP, además la forma del grafico es similar al R.

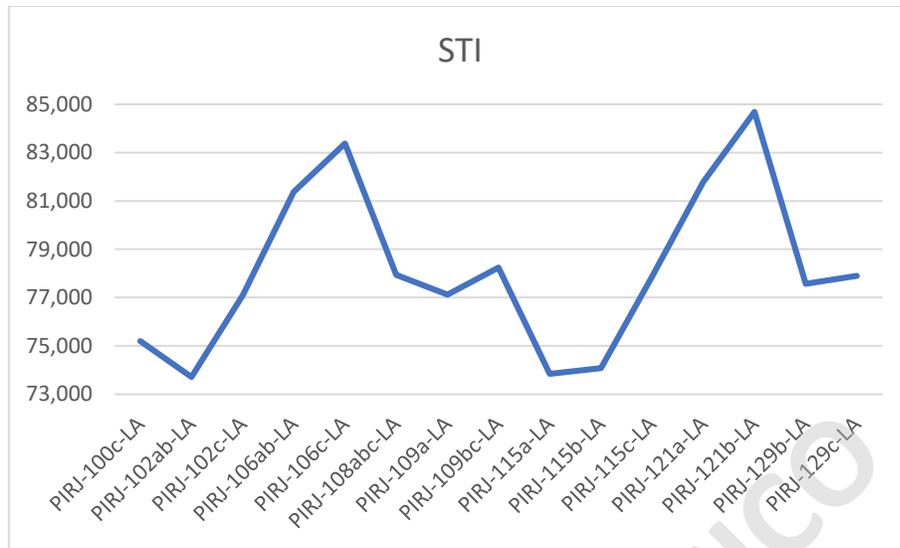


Figura 58. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Jayawardena y Izawa, (1994).

Dentro de estos resultados (fig. 58) muestra un notable empobrecimiento, excepto la muestra PIRJ-121a y PIRJ-121b.

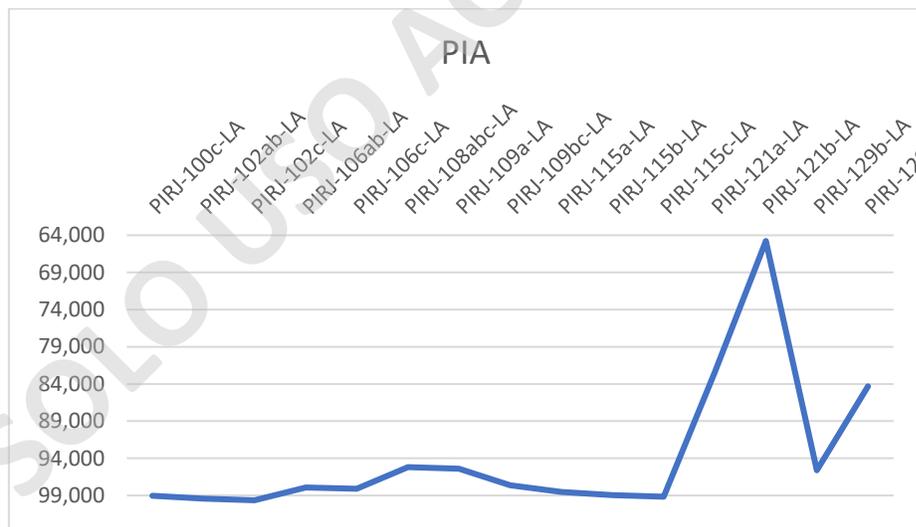


Figura 59. Gráfico de muestra el índice de meteorización de Fedo *et al*, (1995).

3.3.1 Química del suelo proveniente de los intrusivos

Dentro de estos resultados químicos (fig. 59) se aprecia que aparte del silicio, existe una mayor proporción de Al, Fe y K. Se compararán estos resultados con Jara *et al*, (2021) que puede marcar una guía del promedio composicional del producto magmático (tabla 40).

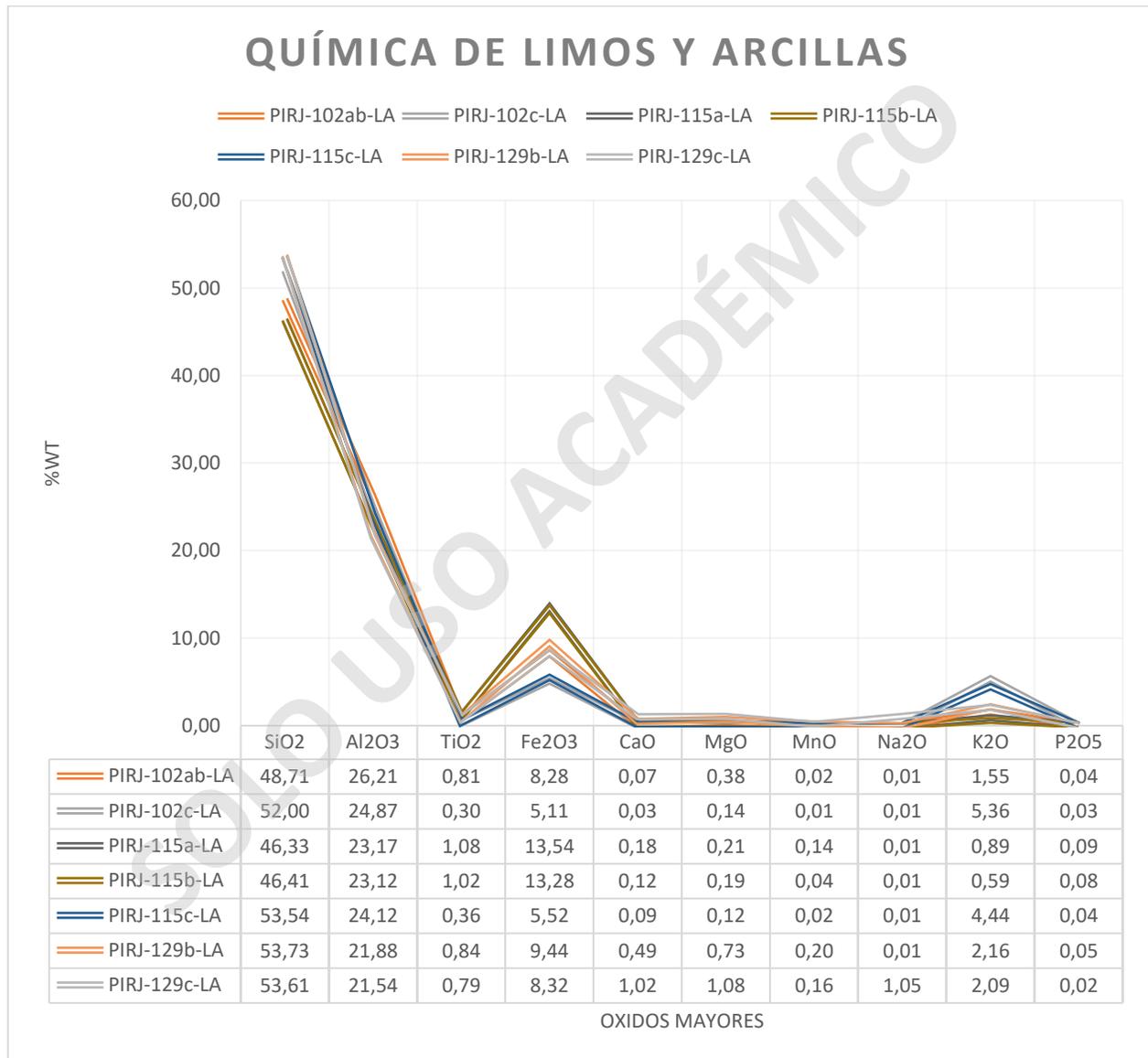


Figura 60. Gráfico y tabla de la química de limos y arcillas de muestras de suelo proveniente de los intrusivos.

Elemento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
Promedio	63,96	16,74	3,89	0,10	2,01	5,27	4,21	1,80	0,68	0,14
Max	74,84	20,70	9,88	0,45	4,75	9,91	5,94	6,06	1,80	0,48
Min	50,25	13,56	0,82	0,01	0,10	1,63	3,00	0,20	0,19	0,01
Mediana	65,82	16,69	3,58	0,07	1,70	5,19	4,14	1,50	0,50	0,10

Tabla 40. Resumen estadístico elementos mayores de intrusivos en norte de Chile. Extraído de Jara *et al*, (2021).

Se puede observar que el comportamiento químico es dispar entre la roca total y la de la fracción fina del suelo, ya que estas muestras se encuentran empobrecidas en Si, Ca, Na, Mg y P, mientras que están enriquecidas en Al, Fe, K, Ti y Mn.

3.3.1.1 Índices de meteorización de suelos provenientes de material intrusivo

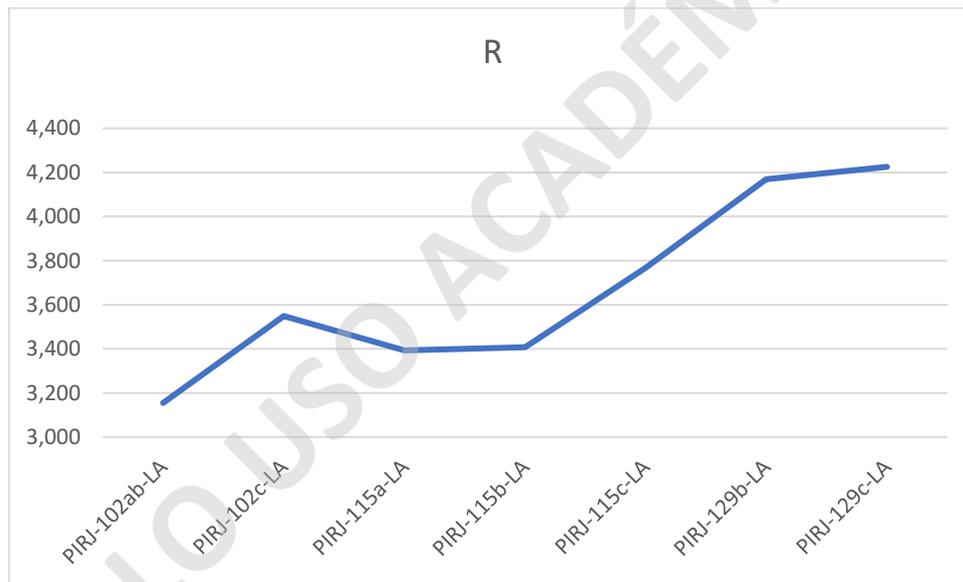


Figura 61. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Ruxton, (1968), aplicado en muestras intrusivas.

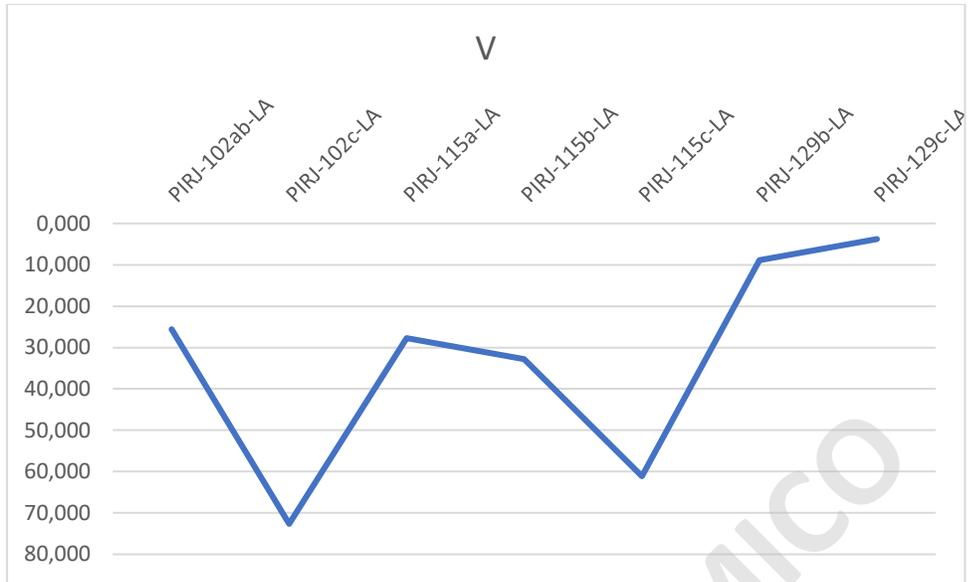


Figura 62. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Vogt, (1927), aplicado en muestras intrusivas.

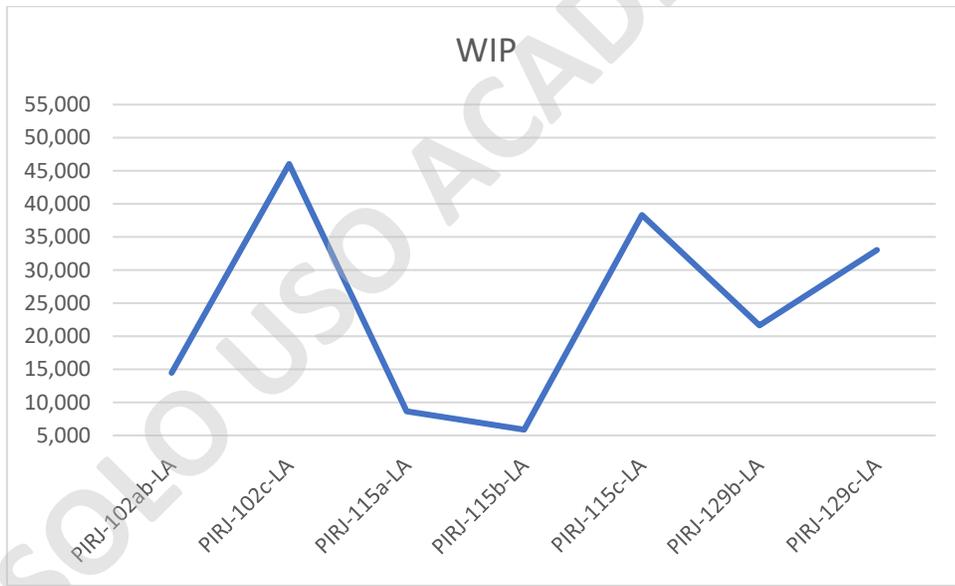


Figura 63. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Parker, (1970), aplicado a muestras intrusivas.

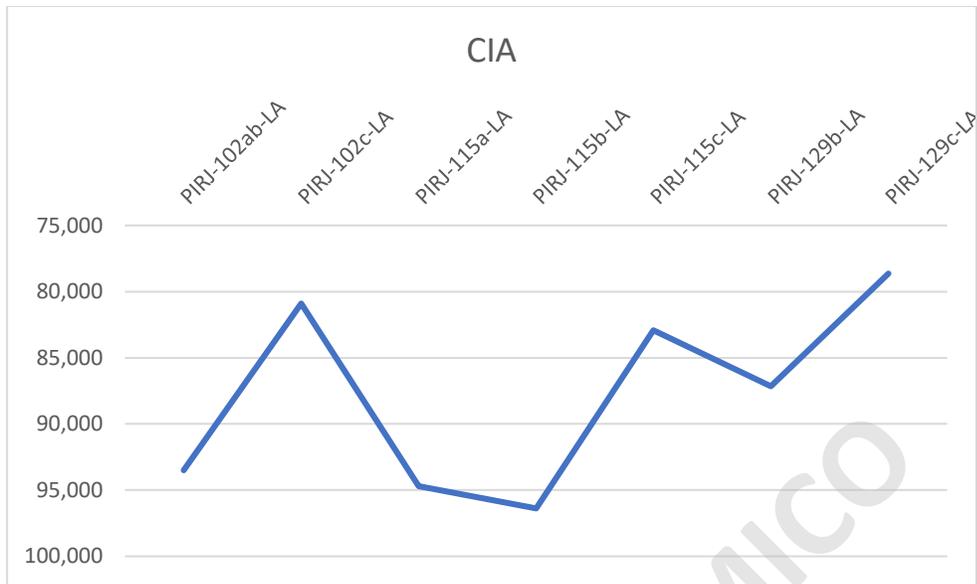


Figura 64. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Nesbitt y Young, (1982), aplicado a muestras intrusivas.

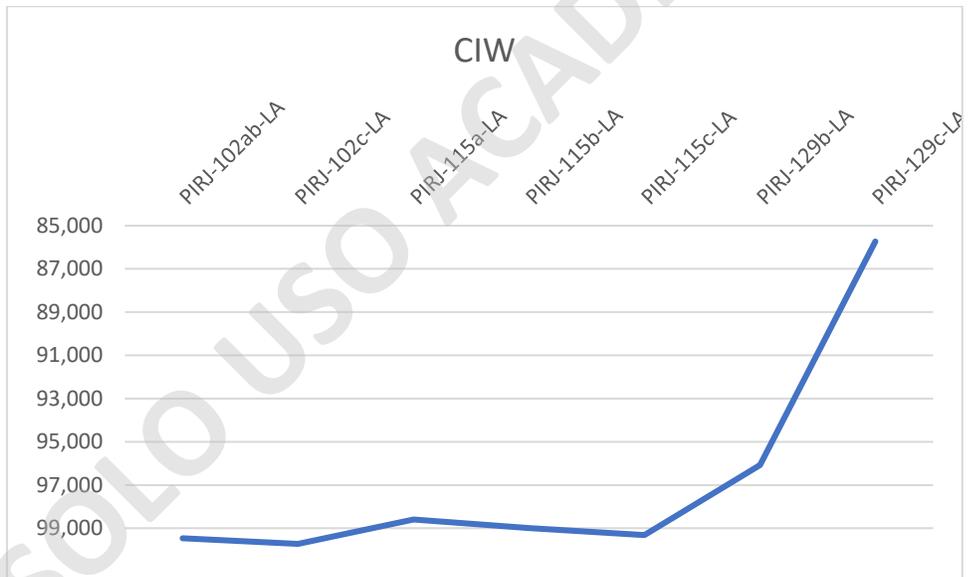


Figura 65. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Harnois, (1988), aplicado a muestras intrusivas.

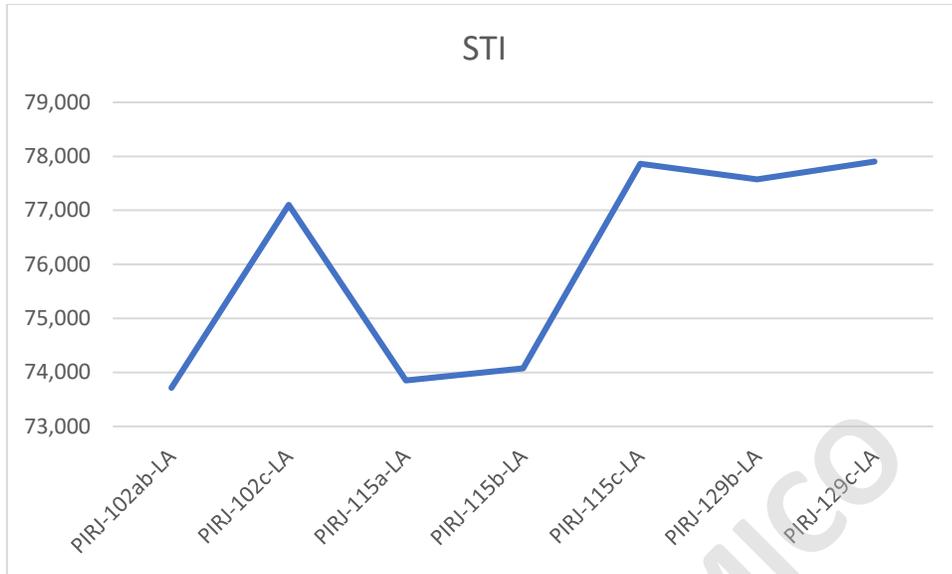


Figura 66. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Jayawardena y Izawa, (1994), aplicado a muestras intrusivas.

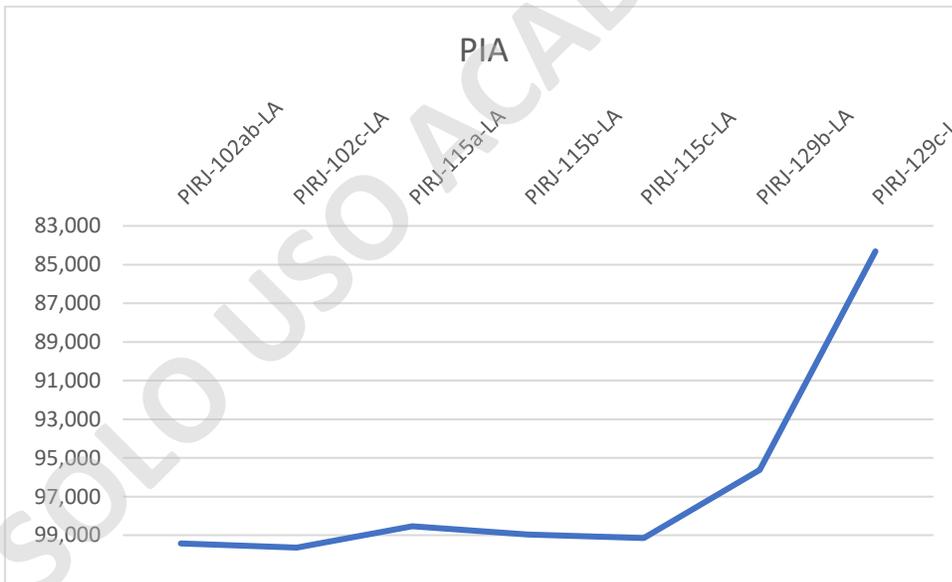


Figura 67. Gráfico de muestra el índice de meteorización de Fedo *et al*, (1995), aplicado a muestras intrusivas.

A partir de los índices de meteorización se puede observar que a grandes rasgos existe un menor grado de meteorización que en todas las muestras reunidas.

3.3.2 Química del suelo proveniente del basamento metamórfico

Según los resultados expuestos (fig. 68) se puede apreciar que existe una predominancia del Si, Al, Fe y K al igual que en el caso de las muestras intrusivas. Para realizar una comparación se utilizó la geoquímica de Gana y Hervé, (2010) que realizó análisis del complejo metamórfico Las Toscas (tabla 41) y Dollimo (tabla 42).



Figura 68. Gráfico y tabla de la química de limos y arcillas de muestras de suelo proveniente de basamento metamórfico.

Elemento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅
Promedio	69,46	14,88	5,75	0,62	1,40	1,36	2,79	0,42	0,04	0,11
Max	85,46	19,02	8,40	1,16	2,70	3,27	3,85	0,79	0,09	0,23
Min	57,61	7,22	2,97	0,31	0,21	0,16	1,57	0,08	0,01	0,04

Mediana	65,30	18,39	5,89	0,38	1,29	0,64	2,94	0,39	0,02	0,06
---------	-------	-------	------	------	------	------	------	------	------	------

Tabla 41. Resumen estadístico de los resultados químicos del complejo metamórfico Las Toscas. Extraído de Gana y Hervé, (2010).

Elemento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅
Promedio	45,50	13,59	12,43	7,04	12,03	2,68	0,38	1,60	0,17	0,21
Max	51,19	17,30	16,68	11,54	37,54	5,34	1,62	2,26	0,26	0,47
Min	38,76	1,48	6,99	0,35	4,90	0,12	0,05	0,04	0,06	0,01
Mediana	45,19	15,57	12,89	7,12	7,93	2,98	0,13	1,64	0,17	0,17

Tabla 42. Resumen estadístico de los resultados químicos del complejo metamórfico Dollimo. Extraído de Gana y Hervé, (2010).

Se aprecian en los resultados químicos de suelo, que existen dos grupos: (i) Rico en Si y pobre en Al; (ii) Pobre en Si y rico en Al. Aparte de esto se puede apreciar que estas muestras en general están enriquecidas en Al, K y Fe; pero empobrecidas en Ca, Mg, Na, Ti, Mn y P.

3.3.2.1 Índices de meteorización de suelos provenientes de material metamórfico

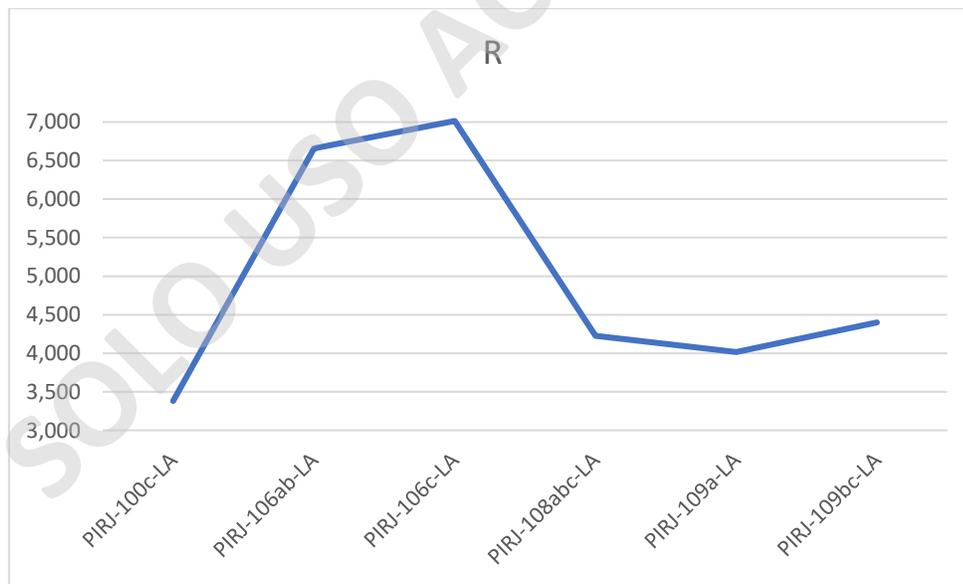


Figura 69. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Ruxton, (1968), aplicado en muestras de basamento metamórfico.

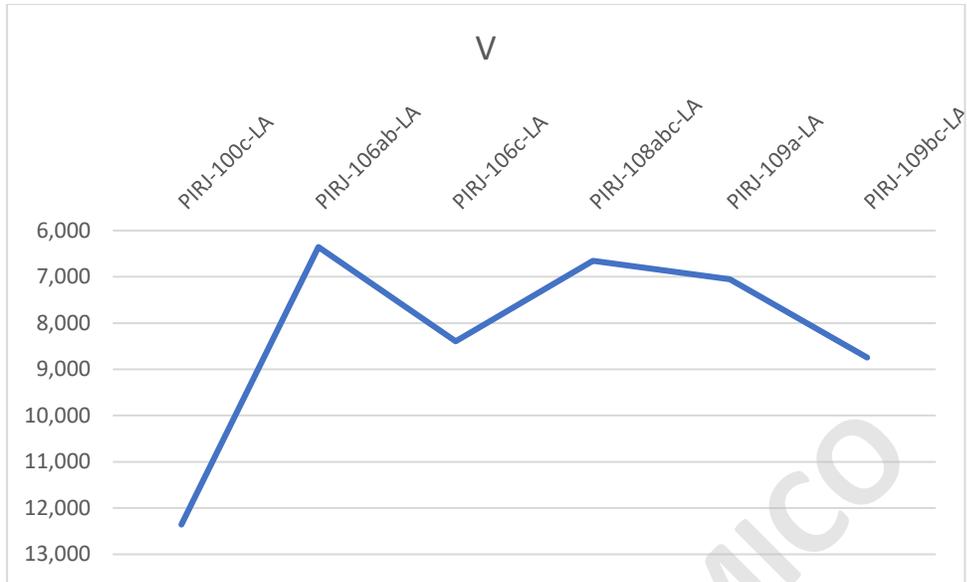


Figura 70. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Vogt, (1927), aplicado en muestras de basamento metamórfico.

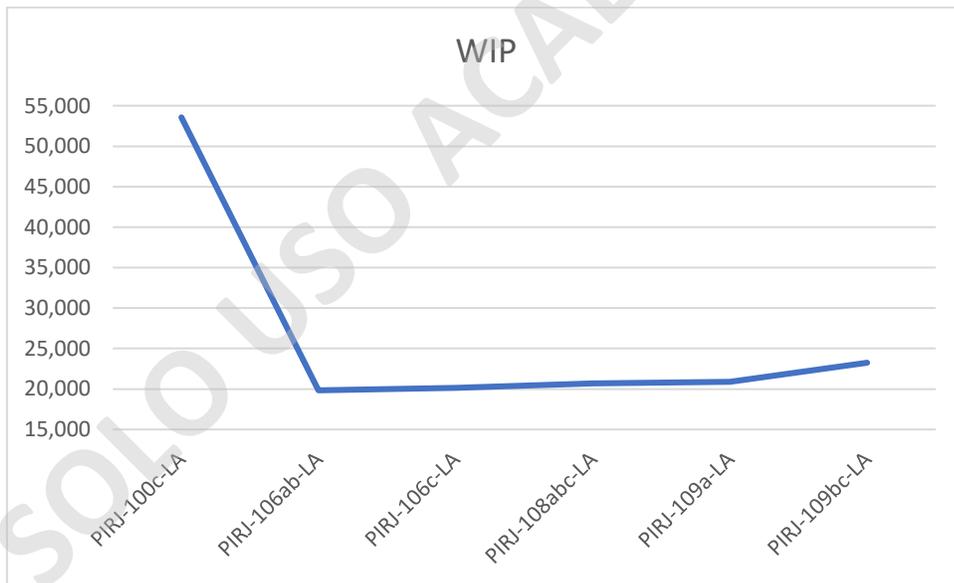


Figura 71. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Parker, (1970), aplicado a muestras de basamento metamórfico.

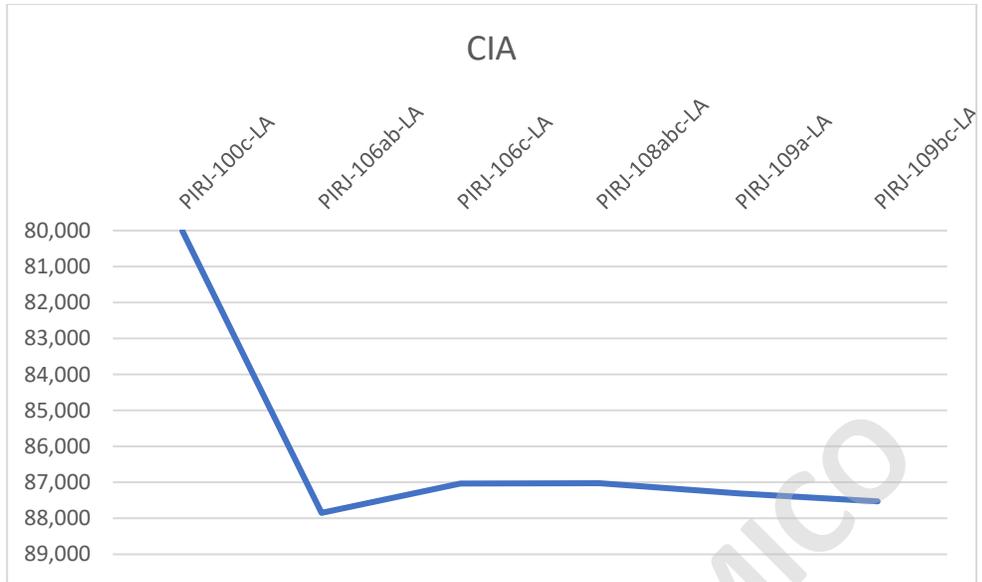


Figura 72. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Nesbitt y Young, (1982), aplicado a muestras de basamento metamórfico.

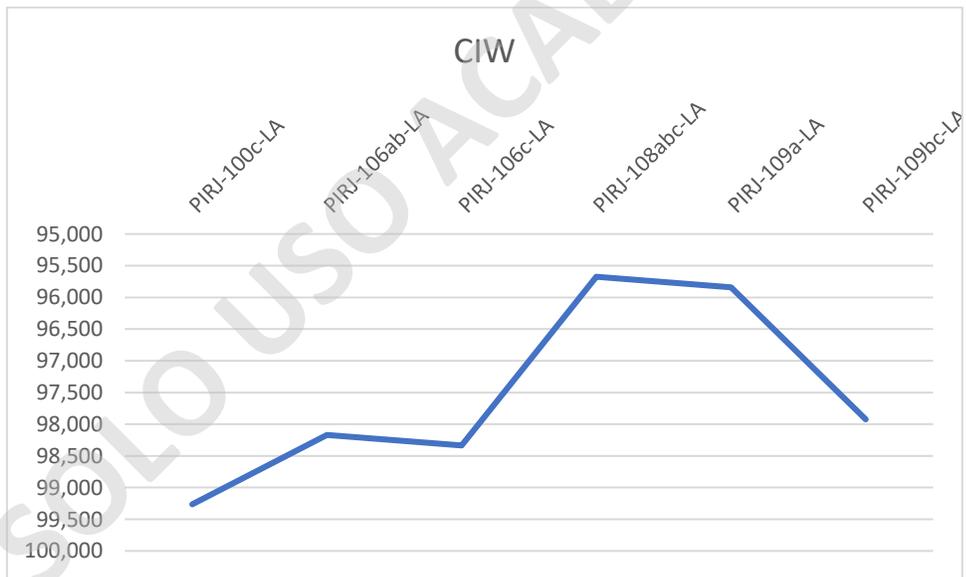


Figura 73. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Harnois, (1988), aplicado a muestras de basamento metamórfico.

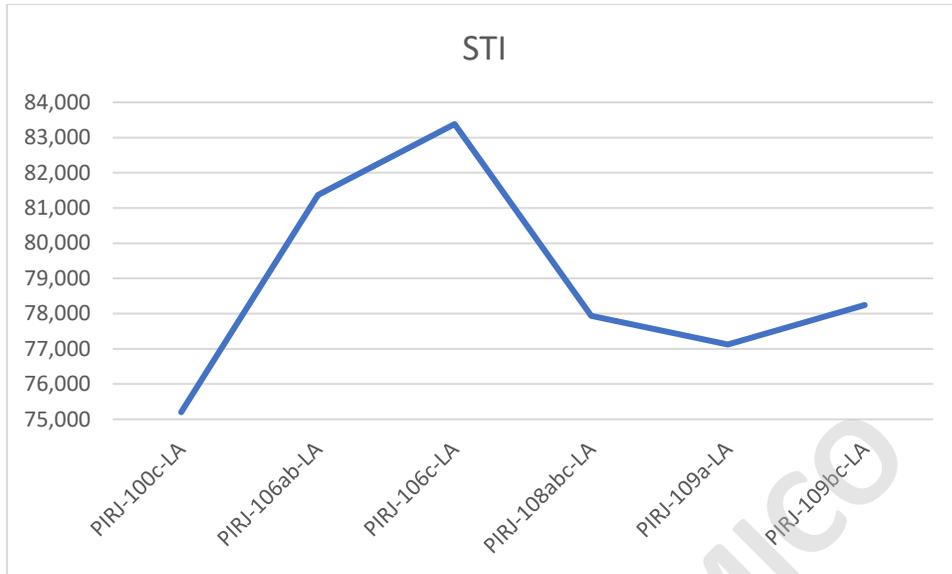


Figura 74. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Jayawardena y Izawa, (1994), aplicado a muestras de basamento metamórfico.

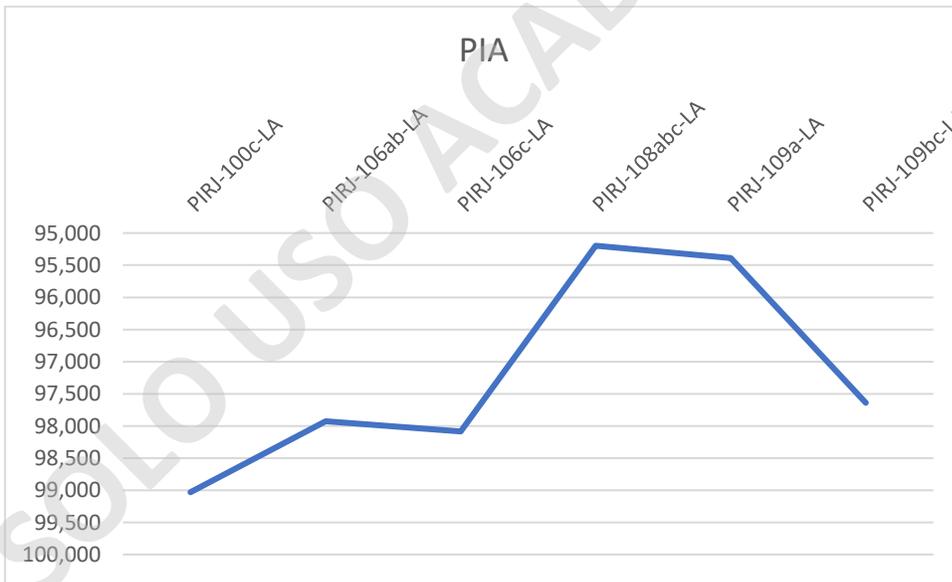


Figura 75. Gráfico de muestra el índice de meteorización de Fedo *et al*, (1995), aplicado a muestras de basamento metamórfico.

A grandes rasgos se puede apreciar que las muestras presentan un mayor índice de meteorización, indicando un mayor grado de empobrecimiento relativo con respecto al total de muestras.

3.3.3 Química del suelo proveniente de cuerpos estratificados

Tal como se observa en estos resultados (fig. 76), existe una predominancia de Si, Al y Fe, teniendo valores bajos para todos los demás elementos en cuanto se compara a los resultados de los otros tipos de muestra.

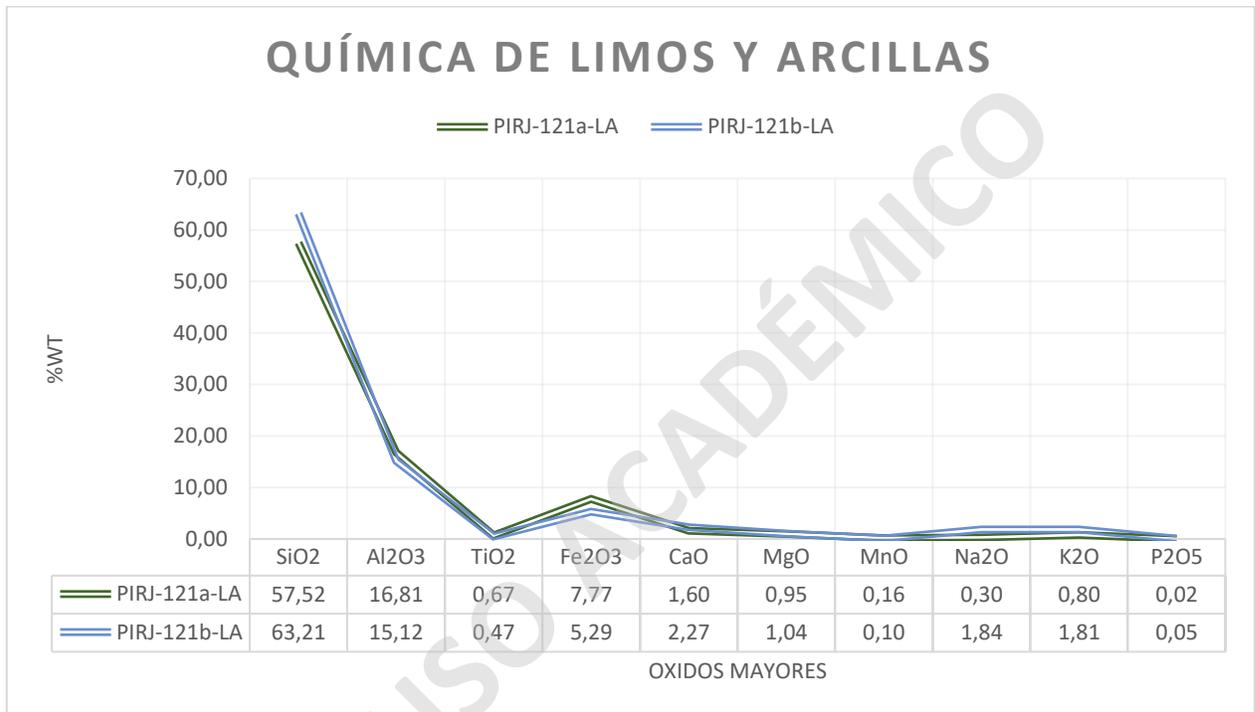


Figura 76. Gráfico y tabla de la química de limos y arcillas de muestras de suelo proveniente de cuerpos estratificados.

3.3.3.1 Índices de meteorización de suelos provenientes de material ignimbrítico

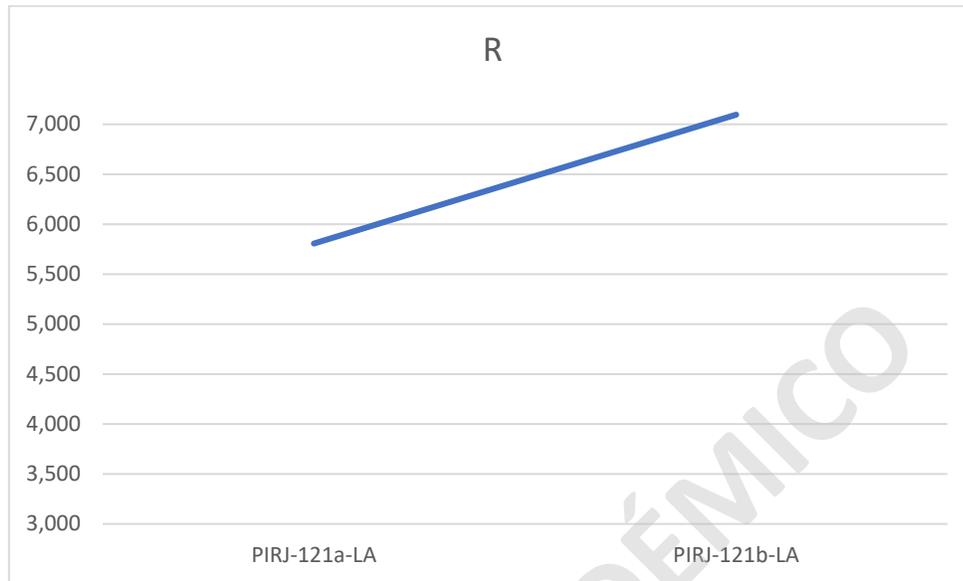


Figura 77. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Ruxton, (1968), aplicado en muestras de ignimbrita.

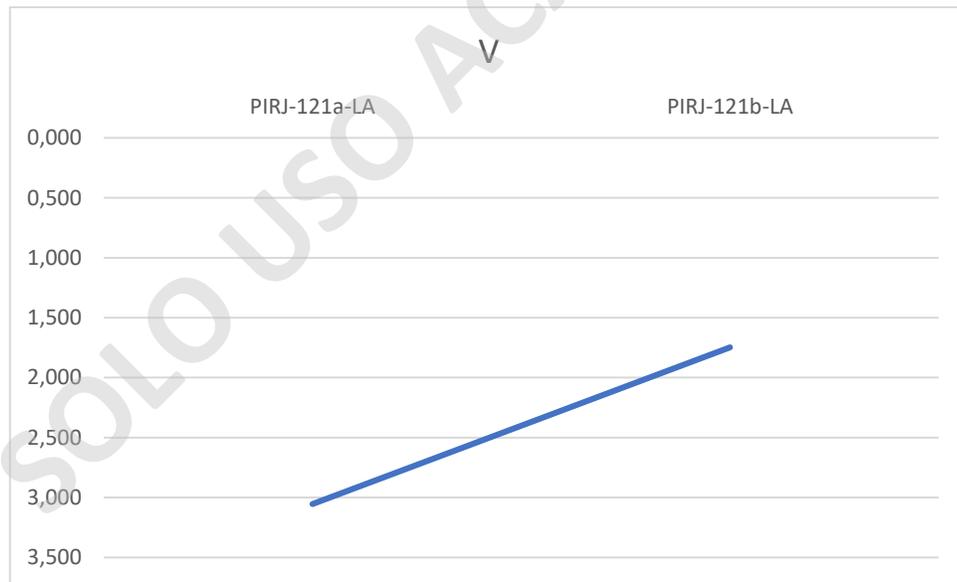


Figura 78. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Vogt, (1927), aplicado en muestras de ignimbrita.

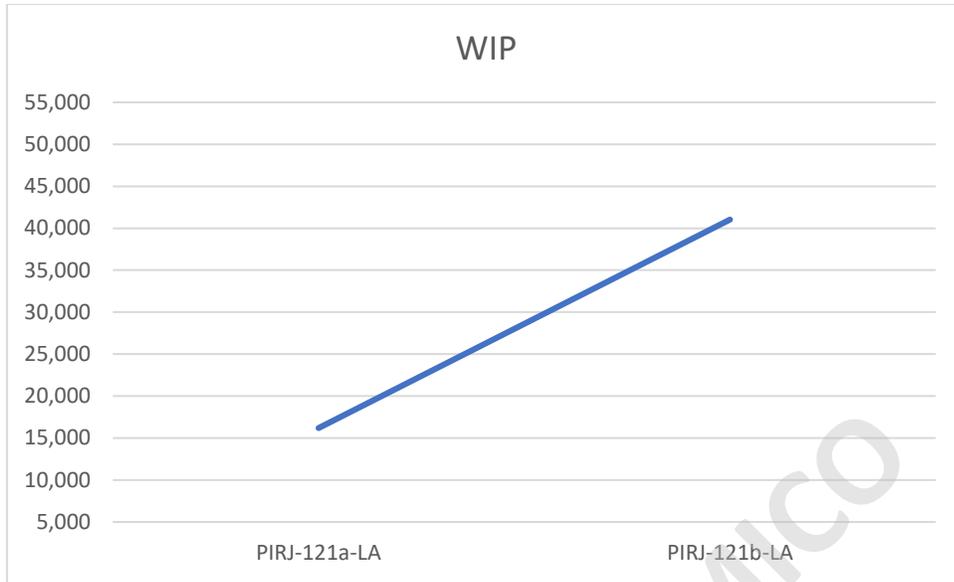


Figura 79. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Parker, (1970), aplicado a muestras de ignimbrita.

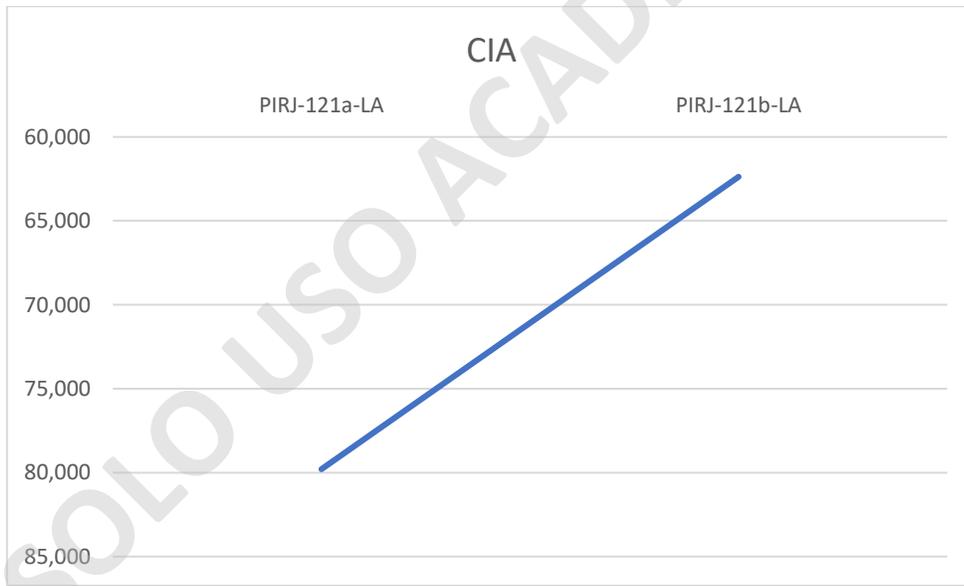


Figura 80. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Nesbitt y Young, (1982), aplicado a muestras de ignimbrita.

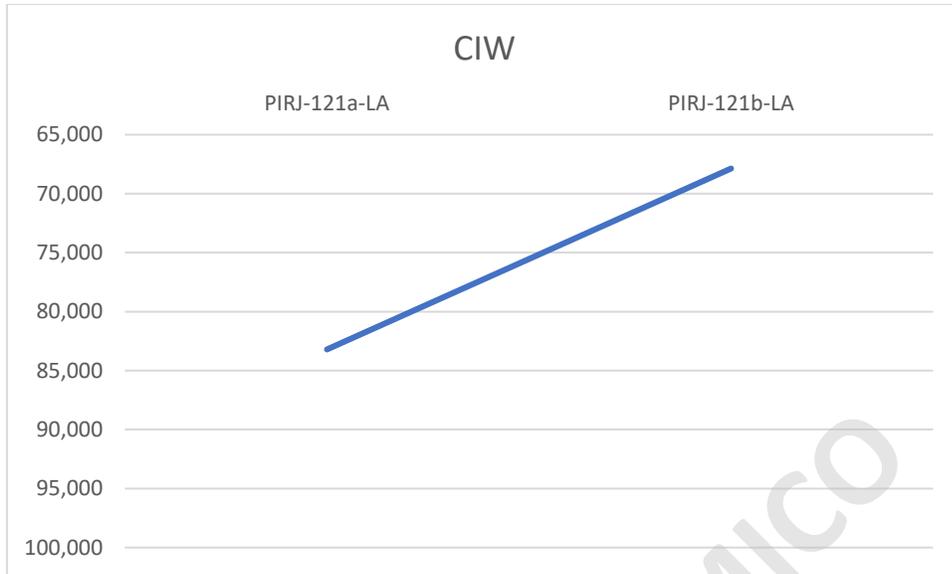


Figura 81. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Harnois, (1988), aplicado a muestras de ignimbritas.

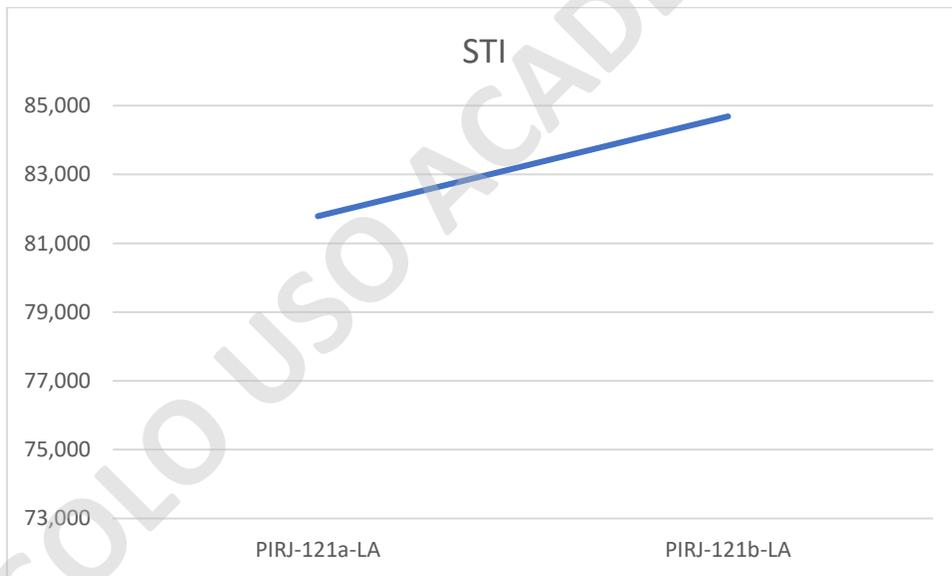


Figura 82. Gráfico que muestra el índice de meteorización de Jayawardena y Izawa, (1994), aplicado a muestras de ignimbrita.

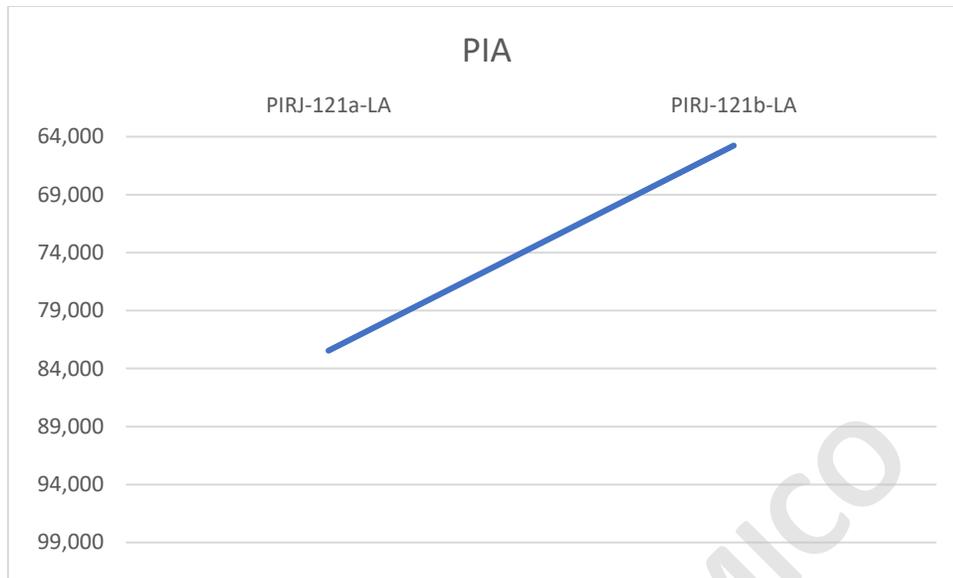


Figura 83. Gráfico de muestra el índice de meteorización de Fedo *et al*, (1995), aplicado a muestras de ignimbrita.

Los índices de meteorización muestran que estas muestras son las menos empobrecidas de todas, sin embargo, son solamente 2 muestras.

4. Discusiones

Las discusiones, se concentrarán en tres puntos dentro del estudio de suelos:

- Cuáles son los factores que afectan a la generación de fragmentos tamaño arcilla
- Cuáles son los factores que afectan a la generación de minerales de arcilla.
- Cómo se relacionan la textura con la mineralogía de los suelos.

4.1 Influencia textural en el suelo

La textura del suelo depende de la cantidad de arena, limo y arcilla que se encuentra en el suelo, es por esto, que se busca discutir sobre la influencia de los distintos factores en la textura y en cómo se pueden formar los fragmentos de arcilla.

Los resultados texturales obtenidos presentan variaciones en la cantidad de arena, limo y arcilla presentes en las muestras. Los factores que controlan la pedogénesis está la meteorización del material parental (Paul, 2014), en donde se disgregan los granos y disuelven/transforman los minerales. Los resultados obtenidos en la textura muestran una tendencia a las fracciones gruesas en las muestras provenientes de rocas intrusivas, y una mayor distribución hacia las fracciones finas -principalmente arcillas- en las muestras de rocas metamórficas, resultados que respaldan aquellos conseguidos en Portugal por Cámara et al, (2017), en donde las muestras de suelos intrusivos presentan una predominancia de la fracción gruesa y una predominancia de las fracciones finas en los suelos provenientes de rocas metamórficas (fig. 84).

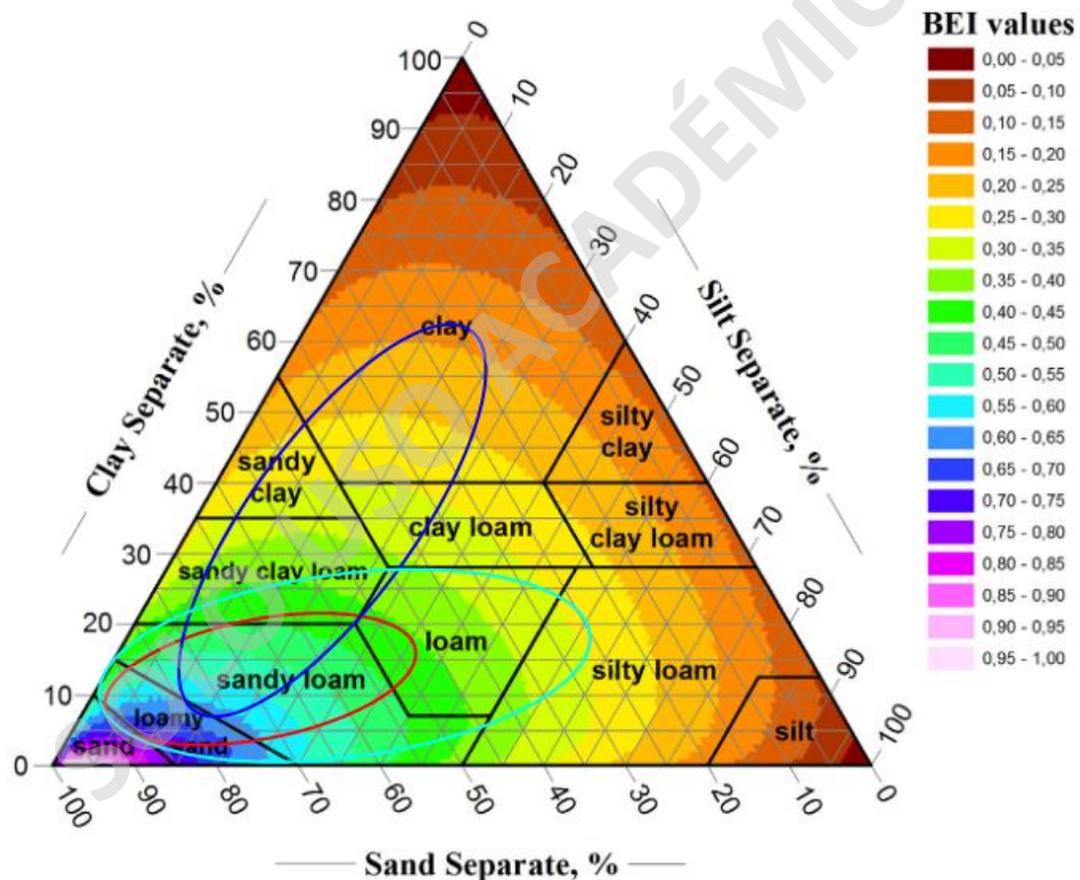


Figura 84. Triángulo de clasificación de la USDA mostrando la heterogeneidad en masa de cada clase textural. El ovalo rojo engloba las muestras ígneas, el azul las metamórficas y el celeste las estratificadas. Modificado de Cámara *et al*, (2017).

Esta situación se puede estudiar desde el punto de vista de los procesos de meteorización física, química y biológica, que interactúan y retroalimentan entre sí (Eppes y Keanini, 2017; Goodfellow *et al*, 2016; Graham *et al*, 2010; Hasenmueller *et al*, 2017; Isherwood y Street, 1976; Margelov *et al*, 2018; Shen *et al*, 2019) permitiendo la formación de distintas fases granulométricas.

Para poder analizar estas diferencias texturales se presenta el caso de la meteorización de paisajes graníticos, donde el fracturamiento subcrítico es propiciado por la expansión de las biotitas al ser alteradas, -y básicamente cualquier mineral con Fe en su estructura al oxidarse de Fe^{+2} a Fe^{+3} - y por la precipitación de ferrihidrita o minerales de arcilla (Goodfellow *et al*, 2016; Isherwood y Street, 1976). Otra forma de poder generarlas es por la acción de agentes corrosivos que propician la falla del material ante los esfuerzos producidos, lo que facilitaría la fractura de minerales relativamente difíciles de meteorizar tales como cuarzos o feldespatos potásicos. Si bien estos análisis se realizaron estudiando granitoides, también son aplicables a otros tipos de rocas como las metamórficas (Eppes y Keanini, 2017).

Existen diferencias texturales entre aquellas muestras con aspecto al norte o hacia el sur. En el caso de las metamórficas, la muestra de suelo con granos más gruesos es la de mayor tasa de insolación (PIRJ-108abc); en el caso de las rocas ígneas intrusivas aquella que presenta la mayor variación entre los horizontes superiores y los inferiores es la de menor insolación (PIRJ-129a, b, c). Dentro de los esfuerzos que generan este tipo de fracturas, se debe considerar una serie de procesos tales como el termoclastismo, la humedad relativa, y la temperatura ambiental, fenómenos que aumentan el estrés en las rocas produciendo las fracturas. Estos factores individualmente no son capaces de superar la resistencia del material, pero juntas si lo son, controlando en gran medida la tasa de meteorización. Particularmente el termoclastismo con la humedad (fig. 85) también afecta a las partes más profundas del suelo y la roca (Eppes y Keanini, 2017).

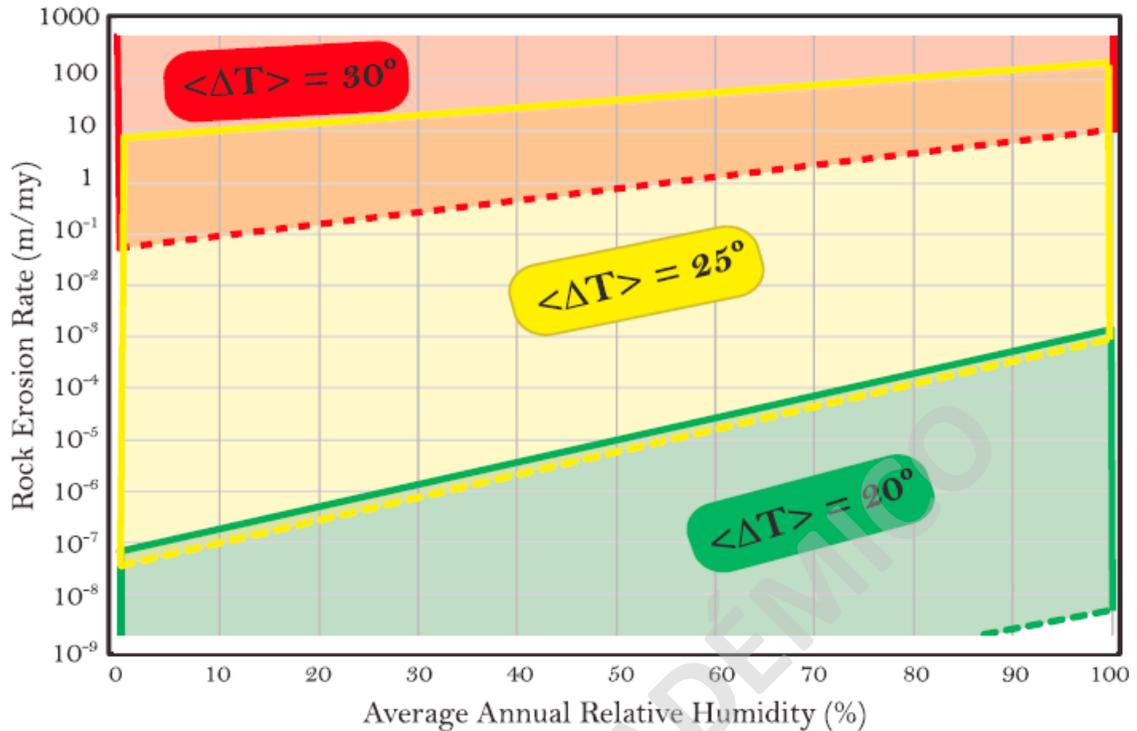


Figura 85. Modelación de la tasa de erosión de una roca compuesta por feldespatos y cuarzos, a partir del termoclastismo provocando fracturas intergranulares que disgregan los minerales de la roca. Las líneas superiores y continuas corresponden al coeficiente expansión máximo del cuarzo – coeficiente de expansión mínimo del feldespato, mientras que las líneas inferiores y punteadas corresponden al coeficiente de expansión mínimo del cuarzo – coeficiente de expansión máximo del feldespato. Extraído de (Eppes y Keanini, 2017).

El pH de los fluidos afecta la tasa de fracturamiento subcrítico de las rocas, sin embargo, también depende de la química de estos fluidos para poder funcionar en la meteorización (Eppes y Keanini, 2017). En cuanto a la relación del pH, con las texturas reconocidas en este trabajo, existe una tendencia: a medida que disminuye el pH, disminuye la proporción de la fracción gruesa, lo cual tiene relación con el efecto de las soluciones corrosivas. Hay 2 familias de muestras, que son las PIRJ-115 (esta de las intrusivas es la que está en territorio de coníferas) y PIRJ-121 que no siguen esta relación.

La mineralogía del protolito también cumple un rol en la textura del suelo. La meteorización de plagioclasas es responsable de dar suavidad a los suelos, al mismo tiempo aumenta

notablemente la permeabilidad del saprolito del 13 al 44%, las biotitas al expandirse aumentan la permeabilidad de la roca, permitiendo el tránsito de fluidos que interactúa con esta misma roca. Además, la disgregación mecánica de los cristales de plagioclasa aporta material al saprolito. Por otro lado, los cuarzos y feldespatos potásicos son más difíciles de meteorizar y ayudan a mantener la integridad física al saprolito. Este proceso también ocurre en rocas que tengan biotitas con presencia de Fe (Goodfellow *et al*, 2016).

Por otro lado, los granitos de grano grueso tienen una mayor proporción de fragmentos gruesos en el suelo generado, mientras que las rocas de idéntica mineralogía, pero de grano fino presentan una predominancia de la fracción fina en el suelo (Castillo, 2019; Mareschal *et al*, 2015; Osman y Osman, 2013). Esto porque litologías tales como estos intrusivos presentan una mayor cantidad de minerales inertes o difíciles de meteorizar los cuales son heredados en los productos generados a partir de ellos, situación que en menor medida también ocurre con las metasedimentitas las cuales presentan cuarzo.

Otro fenómeno importante que afecta la textura del suelo es la traslocación de filosilicatos ya sea de arcillas en el suelo, o minerales formadores de roca, los cuales son fragmentados de la roca producto de las fracturas subcríticas y transportados por el agua del sistema (Graham *et al*, 2010). Esta traslocación de filosilicatos aumenta la proporción de fracciones finas en el suelo, lo cual se evidencia enormemente en las muestras provenientes de las metasedimentitas esquistosas de grano fino a muy fino en comparación a las provenientes de ígneos intrusivos, con una menor presencia de biotita y, además, un mayor tamaño de grano.

El caso de las rocas estratificadas de material explosivo, se debe presentar una tendencia en la textura de suelo, dependiendo principalmente del tamaño de grano del protolito, además, son fácilmente meteorizables y ricas en nutrientes para sostener biota (Osman y Osman, 2013). Sin embargo, en las muestras analizadas se presentan suelos con predominancia de fragmentos gruesos por sobre finos, inclusive comparándolos con otras unidades estratificadas. Hay que considerar que estas muestras son de suelo muy pobremente desarrollado.

La presencia de biota vegetal aumenta del estrés en las rocas produciendo las fracturas (Eppes y Keanini, 2017). Esto se produce por las raíces, que, por ejemplo, las coníferas pueden llegar a penetrar 4m en el suelo y saprolito, afectando incluso a la roca penetrando a través de sus fracturas, y a la vez, esto depende del clima ya que, si presenta estación seca prolongada, la planta debe buscar más profundo la fuente de agua (Graham *et al*, 2010). La biota también afecta la textura del suelo ya formado, ya que las raíces de los árboles desplazan el suelo a medida que estas se expanden (Pawlik *et al*, 2016). Dentro de los resultados obtenidos se puede observar que las muestras que se encuentran en territorio de coníferas son las que presentan mayor proporción de fracción gruesa, tanto en suelos de intrusivos como de metamórficos y estratificados (PIRJ-108, PIRJ-110 y PIRJ-115). Los suelos de las plantaciones de pino muestran baja variación de arcillas entre horizontes de la misma muestra y tendencias a las fracciones finas, teniendo una, 3 de 4 muestras metamórficas (PIRJ-100, PIRJ-106 y PIRJ-109).

4.2 Influencia mineralógica en el suelo

La mineralogía del suelo depende del grado de edafización de este, ya que a medida que aumenta este grado, hay una menor dependencia de los minerales del material parental (Smith, 1962), a su vez menos minerales relictos sobreviven a la meteorización.

La mineralogía primaria o secundaria presente en el suelo afecta las condiciones termodinámicas y químicas de este. El pH depende de los materiales disueltos en solución a partir de las reacciones químicas que se generan y los minerales que reaccionan. Esto queda en evidencia ya que las aguas meteóricas se encuentran en el rango de pH 4,1-5,5, Mientras que las aguas de los suelos tienen un rango de pH 4,5-8,5. Los pH de suelo son de 5,6 para rocas silíceas; 7,6 en rocas carbonatadas y 7,7 en basaltos (Eppes y Keanini, 2017). Dentro de los resultados obtenidos, se tiene un promedio de pH 5,4 en suelos de rocas metamórficas, 5,7 en suelos de rocas intrusivas y 6 para las estratificadas. De tal forma que los pH medidos en estos suelos son más cercanos al ámbito del pH de la roca y suelo, más que del agua meteórica.

Los pH de suelos provenientes de rocas metamórficas son más ácidos que aquellos de los granitoides. Dentro de los pH de suelos de estratificadas, existe un *outlier* que corresponde a la

muestra PIRJ-121a, b, con pH de hasta 9,1 en arenas y 7,85 en gravas, lo cual se puede asociar al bajo grado de edafización que sufrió esta muestra, ya que, tal como se describe en Romero *et al*, (1987) que dice que mientras más alto es el pH de abrasión, mayor es la fertilidad de un suelo, y también son los menos meteorizados.

El pH del suelo, afectan la velocidad y el grado de meteorización de los minerales. Queda expuesto en un experimento de meteorización de la biotita, que muestra una relación directa entre la disminución del pH con el aumento de la liberación de cationes como el K, Ca, Al, Mg, Fe e incluso Si (Acker y Bicker, 1991). Situación que se corrobora parcialmente con los resultados obtenidos, ya que las muestras con un menor pH muestran enriquecimientos y empobrecimientos de distintos elementos.

Además el pH del suelo tiene cierto control con la mineralogía que precipita en el suelo, tal es el caso de $\text{Al}(\text{OH})_3$ o $\text{Fe}(\text{OH})_3$ los cuales precipitan en suelos con pH 5,3 o superior (Acker y Bicker, 1991).

Por ejemplo, dentro de las muestras de suelo provenientes de intrusivos, la PIRJ-102ab presenta mayores valores de Al y Fe, y menor valor de K con respecto a la muestra PIRJ-102c, siendo que la muestra PIRJ-102ab es la más ácida, por lo que deben existir otros mecanismos que afecten la composición química de estos suelos como puede ser la precipitación de otros minerales como óxidos de hierro (Goodfellow *et al*, 2016), o la textura del suelo, influenciando así la percolación y pérdida de estos fluidos a partir de su fuente (Paul, 2014).

Otro caso es el de las muestras PIRJ-109a y PIRJ-109bc, las cuales son de suelo proveniente de basamento metamórfico. En este caso la diferencia de pH es de 0,6, sin embargo, la química de ambas muestras es homogéneo, no presentando variaciones superiores a 1%, excepto de SiO_2 con 4%. Situación que coincide con que según Goodfellow *et al*, (2016), la meteorización de la roca propicia más la expansión volumétrica de esta, en vez del empobrecimiento químico.

4.3 Mineralogía del suelo

Los minerales de arcilla no solo se generan en condiciones de suelo, por ejemplo en el caso de la vermiculita se expone que si bien los minerales de arcilla se encuentran principalmente en la fracción arcillosa del suelo, también se pueden encontrar en: (i) la roca parental fresca cuyo origen es hidrotermal; (ii) en material parental meteorizada en donde las arcillas son producto de la meteorización o relictas de procesos hidrotermales; (iii) entre las fracciones de arena o limo del suelo como agregados (Smith, 1962). Indicando que existe una relación entre los minerales generados en distintos procesos geológicos y aquellos encontrados en la fracción fina del suelo.

4.3.1 Caolinita y Dickita

La Caolinita es de los minerales con mayor cantidad de apariciones entre todos los tipos de suelo. Esto concuerda con que es un mineral común en el suelo, suele ser muy abundante mientras más meteorizado están los suelos, y se forma en suelos donde el Al y Si se liberan por la meteorización de minerales primarios o secundarios, como los feldespatos en granitoides. Sin embargo, la caolinita puede ser también relicto del material parental (Schulze, 2002). Situación que coincide con el hecho de que todas las muestras intrusivas que presentan caolinita tienen un mayor porcentaje de Al con respecto al promedio de muestras intrusivas de Jara *et al*, (2021). Mientras que las muestras metamórficas con mayor porcentaje de Al con respecto a las muestras de Gana y Hervé, (2010) presentan caolinita.

Además, Shen *et al*, (2019) expone que la meteorización de la biotita según su intensidad se transforma a caolinita-halloysita. La presencia se puede deber también a las condiciones climáticas, geomorfológicas y bióticas que hayan favorecido su formación, producto a la acidificación del suelo (Galán y Ferrell, 2013; Zapata, 2006). Dentro de los resultados obtenidos, existe una tendencia a que las muestras con menor pH presenten caolinita, o arcillas de su grupo, tanto en suelos provenientes de material metamórfico e intrusivo. Además, existe una tendencia a que estas muestras además se encuentran en lugares con plantaciones de pino (PIRJ-100 y PIRJ-106) y/o presencia de coníferas (PIRJ-115), excepto las muestras PIRJ-129 y PIRJ-121 que se encuentran sobre matorral.

Existe un fenómeno notable que ocurre con mucha claridad en las muestras de suelo proveniente de material intrusivo y en menor cantidad de suelo proveniente de material metamórfico. En el material intrusivo 5/8 de las muestras presentan caolinita, y las que no, tienen dickita, del mismo grupo. Mientras que el 3/8 de las muestras metamórficas presentan caolinita, y 1/8 presenta dickita, pero nuevamente aquella muestra que tienen dickita no presenta caolinita. La caolinita, en ambiente de formación de suelo, presenta poca substitución por isomorfos del mismo grupo, y suele ser cercana a la fórmula ideal (Schulze, 2002).

Beaufort *et al*, (1998) expone que en la medida de avanzan los procesos diagénicos ocurre una transformación de la Caolinita a la Dickita en la medida que aumenta la profundidad de enterramiento, lo que implicaría un enterramiento del suelo. Sin embargo, Smith, (1962) presenta la posibilidad de que estos minerales, que también se pueden formar en procesos hidrotermales, sean relictos de estos procesos que sobrevivieron al proceso de edafización. Información que se correlaciona con la muestra PIRJ-115 en donde las muestras a y b de los horizontes superiores presentan caolinita, mientras que la muestra c del horizonte menos meteorizado, presenta dickita. Además, la muestra PIRJ-102 presenta dickita en todos sus horizontes. Destacando que estas muestras corresponden a los intrusivos triásicos, de los cuales existe registro de alteración hidrotermal (Astudillo, comunicación oral, 23 de febrero del 2023).

Otra opción es que haya un error en la identificación de estos minerales en el DRX debido a que, según Carroll, (1970), presentan patrones similares al punto que la Caolinita tiene puntas en $\sim 7\text{\AA}$ (001) y 3.57\AA - 58\AA (002) mientras que la Dickita tiene 7.16\AA (002) y 3.57\AA - 58\AA (004), agregando que se diferencian principalmente en la agudeza de la punta que se presenta en el difractograma. Esto ya que estos minerales en su identificación son excluyentes dentro de los resultados.

4.3.2 Illita y Sericita

La sericita y la illita son de los minerales con mayor cantidad de apariciones dentro de las distintas muestras. Todas las muestras de suelo provenientes de suelo metamórfico presentan sericita, mientras que solo una de suelo intrusivo la presenta, por otro lado, 5/9 de las muestras de suelo de intrusivo presenta illita. Esta predominancia de la illita en los suelos intrusivos coincide con

resultados obtenidos en Irán, en estudios de Yousefifard *et al*, (2015), donde la totalidad de muestras de suelo proveniente de cuerpos intrusivos presentan illita. Mientras que la sericita es uno de los minerales principales de los esquistos de sericita, como es el material de estudio de Gong *et al*, (2011)

La illita suele formarse en ambientes ricos en potasio, y que la extracción de este potasio x la vegetación puede desestabilizar y destruir la illita. Esto ya que es un mineral que concentra y atrae mucho K en comparación con otros elementos mayores en el suelo (Barre *et al*, 2007). Uno de los ambientes de formación de la illita en suelos provenientes de granitos ricos en K y Al, con lluvia moderada, sin embargo, puede formarse en climas fríos y secos con la acción catalizadora de la biota (Galán y Ferrell, 2013). Situación que se corresponde con los resultados obtenidos, ya que en las muestras de suelo provenientes de protolito intrusivo, aquellas con una mayor cantidad de K (PIRJ-102c: 5,36% y PIRJ-115c 4,44%) presentan illita o minerales similares como la sericita.

Sin embargo, puede llegar a ocurrir en algunos tipos de suelos enriquecidos en K tales como pastizales (Galán y Ferrell, 2013) como es el caso de las muestras PIRJ-129b y PIRJ-129c, las cuales presentan valores de ~2% de K y presentan illita, sin embargo, se encuentran en el valle central como última manifestación geomorfológica de la cordillera de la costa, correspondiente a un terreno de pastizales.

La illita, al igual que la sericita, es un mineral que suele ser heredado del material parental (Galán y Ferrell, 2013; Moazallahi y Farpoor, 2012). Considerando que estos minerales son de los principales que se forman a partir de la alteración hidrotermal (Corbett y Leach, 1998), en donde la sericita se forma a 300-400°C, mientras que la illita en el rango de los 200°C (Galán y Ferrell, 2013) pueden llegar a ser bastante comunes, lo que puede explicar la presencia de sericita en la muestra PIRJ-115c, de los intrusivos triásicos que sufrieron alteración hidrotermal (Astudillo, comunicación oral, 23 de febrero del 2023).

Por otro lado, está el caso de la sericita en las muestras de suelo provenientes de basamento metamórfico, donde la sericita es heredada como mineral primario de los esquistos de sericita,

roca común como muestra el estudio de Gong *et al*, (2011). Esto debido a que la sericita no está reconocida como un mineral que se pueda llegar a formar en las condiciones del suelo (Galán y Ferrell, 2013).

También puede existir un problema con la identificación de la illita en patrones de DRX debido a un aumento del espesor de las partículas elementales de illita (Galán y Ferrell, 2013). También ocurre que la illita tiene sus características por la presencia de K, y si otros minerales incorporan K a su estructura, comparten su peak y por lo tanto pueden confundirse con illita. Además, existen dos tipos de illita reconocibles, la illita bien cristalizada, y la illita pobremente cristalizada (Barre *et al*, 2007). Estos problemas en el reconocimiento pueden llegar a generar confusión en la identificación de la mineralogía de una muestra determinada, como puede llegar a ser el caso de la muestra PIRJ-102c la cual no tenga sericita realmente, sino, que sea illita.

4.3.3 Clinocloro

Solamente 1 muestra de suelo proveniente de rocas ígneas intrusivas presenta clinocloro, mientras que 5 muestras metamórficas lo presentan y por último una muestra de la ignimbrita tiene clinocloro.

Las cloritas suelen ser heredadas del material parental ya sea roca ígnea o metamórfica. Suele meteorizarse a vermiculita y esmectita más que formarse en el mismo suelo. (Schulze, 2002). Situación que coincide con los resultados expuestos en Salgado de la Parra, (2019) ya que, en sus estudios de la mineralogía del suelo, expone que la clorita presente en sus muestras corresponde a mineralogía primaria relictas. De esta manera, se puede presentar una mayor cantidad de esta mineralogía primaria relictas de las muestras metamórficas y en menor medida como mineralogía secundaria relictas de los cuerpos intrusivos e ignimbríticos.

4.3.4 Pirofilita

La pirofilita se forma como mineral secundario que altera a otros silicatos, sin embargo, es mejor reconocido como uno de los minerales que marcan la transición entre diagénesis y metamorfismo,

y otro ambiente de formación característico corresponde a vetillas hidrotermales en conjunto con cuarzo y mica. La pirofilita que se encuentra en el suelo es heredada del material parental (Zelazny *et al*, 2002). Sin embargo, según Schulze, (2002) dice que la pirofilita tiene poca ocurrencia en suelos y suelen ser heredados de rocas metamórficas de bajo grado.

A partir de esto se puede explicar la ausencia de pirofilita, en el caso de las muestras provenientes de suelo metamórfico, el protolito tiene un grado metamórfico demasiado alto para presentar este mineral, las de ignimbrita no sufrieron los procesos hidrotermales necesarios para presentarla. Por último, solamente la muestra PIRJ-115b presenta pirofilita, la cual es de suelo proveniente de intrusivos triásicos los cuales sufrieron alteración hidrotermal (Astudillo, comunicación oral, 23 de febrero del 2023) que puede generar este mineral. Y la pirofilita puede sobrevivir la meteorización debido a encapsulamientos generados x patinas de óxidos de hierro las cuales, sin embargo, no fueron reconocidos en los DRX.

4.3.5 Montmorillonita

Las esmectitas y la montmorillonita, son minerales importantes en suelos de zonas templadas por su alta superficie y propiedades absorbentes (Schulze, 2002). Situación que se debe en parte porque los suelos que tienen mayor cantidad de fracciones finas retienen mayor cantidad de agua y por ende mejoran las capacidades acidas de esta. Al aumentar la saturación de agua y los procesos de formación de suelo, se predispone la formación de minerales expandibles como la familia de la Esmectita (Mareschal *et al*, 2015). Esta información se corrobora con los resultados obtenidos, ya que la muestra PIRJ-100c, PIRJ-121a, PIRJ-129a y PIRJ-129b son de las muestras con mayor proporción de fracciones finas, dentro de su proveniencia del suelo, y presentan montmorillonita dentro de su mineralogía.

También este mineral tiene la capacidad de intercambiar muchos elementos tales como Ca y Mg y en menor medida el K por lo que es bastante útil para el crecimiento de las plantas (Berre *et al*, 2012, Galán y Ferrell, 2013). Uddin, (2008) dice que la aparición de montmorillonita depende de cuan fértil es el terreno en cuanto a disponibilidad catiónica este tenga, tanto de elementos mayores como trazas. Esto se confirma con la situación de este estudio, ya que las muestras

PIRJ-121a, PIRJ-121b, PIRJ-129b y PIRJ-129c, son las muestras con mayor proporción de cationes bases dentro de sus proveniencias, y además presentan montmorillonita. Si bien la muestra PIRJ-100c no es de las más ricas en cationes base, si tiene una alta proporción de Al, situación que coincide con lo expuesto en Malcolm *et al*, (1969) el que dice que otro de los factores que controlan la aparición de la montmorillonita es la abundancia de Al en el suelo.

Uddin, (2008) expone que la montmorillonita puede formarse a partir de cenizas volcánicas, lo que coincide que con ambas muestras de suelo proveniente de ignimbrita (PIRJ-121a, PIRJ-121b) presentan montmorillonita.

En un estudio de los suelos de Francia, elaborado por Malcolm *et al*, (1969) se muestra que la montmorillonita tiene una predominancia de formación en suelos con pH inferiores a 4,5, siendo más importante la acidez del suelo que el drenaje de este ya que tanto los suelos con buen drenaje como aquellos que no lo tienen, tienen la capacidad de formar este mineral.

Sin embargo, otros estudios indican que la formación de esmectita y montmorillonita toma lugar cuando se tiene: roca parental rica en cationes, drenaje pobre, topografía llana y alto pH (Galán y Ferrell, 2013). Por otro lado, se sabe también que la biotita al alterarse en pH 4 o superior permite la formación de minerales como la montmorillonita (Acker y Bicker, 1991). Además, Shen *et al*, (2019) expone que la meteorización de la biotita según su intensidad se transforma a minerales del grupo de la esmectita (2:1). Dentro de los resultados obtenidos, se puede observar que las muestras que presentan montmorillonita son las de pH más alto, con menor variación topográfica, drenaje pobre y las más ricas en cationes como ya se discutió.

El caso de los intrusivos paleozoicos, a diferencia de los intrusivos triásicos, se presenta la montmorillonita y los suelos tienen una mayor proporción de fracción fina, tienen peor drenaje, menor insolación permitiendo una mayor cantidad de humedad en el suelo, una mayor cantidad de cationes base y tienen un pH mayor, dando la posibilidad y condiciones de formación de la montmorillonita. A pesar de que su mineralogía primaria es idéntica.

En el caso de las muestras de suelo proveniente del protolito ignimbrítico, ambas presentan montmorillonita, lo que se puede explicar al igual que en el caso anterior, por el mal drenaje, menor insolación, mayor cantidad de cationes base, pH de los más altos entre todas las muestras y además tener ceniza como material parental.

4.3.6 Vermiculita

La vermiculita como un mineral del grupo de las esmécticas, presenta condiciones de formación similares a las de la montmorillonita en cuanto a condiciones termodinámicas, químicas, texturales y geográficas. Sin embargo, el principal proceso de formación de la vermiculita esta reconocido como la alteración de micas primarias (Acker y Bicker, 1991; Galán y Ferrell, 2013; Goodfellow et al, 2016; Mortland *et al*, 1956; Schulze, 2002)

Uno de los mecanismos reconocidos de transformación de mica a vermiculita es producto de reacciones de oxidación, ya que el suelo, en sus poros, se encuentra saturado en ya sea por agua u O_2 , correspondiendo a un ambiente oxidante (Paul, 2014). Ante esto se genera la alteración de biotitas que puede llegar a aumentar en 550% la cantidad de Fe^{+3} con respecto a biotitas sin alterar, es así como además de precipitar Ferrihidrita, para mantener el balance de cargas dentro del mineral, los cationes de K son liberados en la solución, perdiendo así, el catión intercapa transformando la biotita en vermiculita (Goodfellow et al, 2016). La vermiculita mantiene la estructura 2:1 pero se reduce la carga de la capa con respecto a la biotita. (Schulze, 2002).

Además, existen estudios que defienden que la acción biótica es capaz de generar una reacción del suelo que permita la formación de vermiculita (Galán y Ferrell, 2013; Mortland *et al*, 1956).

A partir de lo anterior se puede explicar la presencia de vermiculita exclusivamente en las muestras proveniente de basamento metamórfico, ya que el material parental de estas tiene una mayor proporción de micas y biotita, necesarias para la formación de este mineral. Sin embargo, no todas las muestras metamórficas la presentan. A partir de la discusión de la formación de montmorillonita se estableció que se necesita una alta cantidad de Al para formarla, sin embargo, las muestras que presentan vermiculita son las que menos Al presentan, mostrando que la

vermiculita cumpliría el rol de la montmorillonita como el representante del grupo de la esmectita ya que comparten todas las demás características, excepto la cantidad de aluminio.

4.3.7 Nontronita

Las esmectitas y la Nontronita, son minerales importantes en suelos de zonas templadas por su alta superficie y propiedades absorbentes (Schulze, 2002). Este mineral ha sido encontrado en patinas sobre cristales de olivino, en pedos de suelos provenientes de basaltos, en basalto meteorizado y en drenajes de andesitas ricas en oligoclasa (Sherman *et al*, 1962). Todos estos ambientes tienen en común la presencia de un material parental básico.

Sin embargo, la formación de Nontronita necesita condiciones particulares, tales como estar en un ambiente reductor, el cual puede ser otorgado por las condiciones de profundidad cercanas a la diagénesis o gran profundidad de una columna de agua, o puede ser generada por la acción de microorganismos (Harder, 1976; Wu *et al*, 1988).

Además del ambiente reductor, es necesario un pH alto para poder generar la nontronita, sin embargo, es muy importante mantener un bajo porcentaje de SiO₂ en el sistema, ya que todos estos factores mantienen y/o aumentan la presencia de Mg⁺² y Fe⁺² necesarios para la formación de este mineral (Harder, 1976). En los resultados obtenidos, se puede observar que las muestras que presentan este mineral están empobrecidas en SiO₂ y enriquecidas en Fe, a pesar de que el pH de estas muestras no sean los más altos entre las provenientes de protolito metamórfico siguen siendo superior a 4,5 teniendo un pH más que suficiente para la formación de minerales del grupo de la esmectita (Acker y Bicker, 1991).

4.4 Grado de edafización de los suelos

4.4.1 Muestras provenientes de material intrusivo

Las muestras muestran un comportamiento dispar en cuanto al grado de edafización, esto porque los intrusivos triásicos presentan una marcada diferencia mineralógica entre sus horizontes, mientras que los intrusivos paleozoicos muestran una mineralogía constante.

Los suelos provenientes de los intrusivos triásicos muestran una disminución del grado de edafización a profundidad, ya que en PIRJ-102ab y PIRJ-102c se pasa de un grado bajo con illita, a uno nulo sin minerales formados en el suelo, por otro lado, la PIRJ-115a, PIRJ-115b y PIRJ-115c van evolucionando desde un grado alto a muy alto con caolinita y óxidos de Fe, alto con caolinita y bajo con illita. Esta relación coincide con los resultados de Dere *et al*, (2016), que muestran una disminución del grado de edafización según mineralogía, conforme aumenta la profundidad del suelo.

Por el contrario, los suelos provenientes de los intrusivos paleozoicos presentan un grado de edafización constante ya que las muestras PIRJ-129a, PIRJ-129b y PIRJ-129c tienen illita, montmorillonita y caolinita, entre los minerales formados en el suelo.

Estos resultados se pueden explicar debido a la condición geográfica en la que se enmarcan las distintas muestras, ya que, las del intrusivo triásico (PIRJ-102 y PIRJ-115) se encuentran dentro de la cordillera de la costa, con un mayor grado de insolación, con más precipitación, mayor pendiente y altura, vegetación de coníferas. El suelo también presenta distintas características como una mayor proporción de la fracción gruesa y mejor drenaje en los horizontes superiores, son enriquecidos en Al y de menor pH. Todo lo anterior permite la formación de suelos con condiciones termodinámicas marcadas en cada nivel de éste, haciendo que cada horizonte presente distintos grados de edafización.

En cambio, los suelos de intrusivo paleozoico, los cuales se pueden describir como suelos generados en el valle central, con menos insolación, menos pendiente y altura, vegetación de

pastizal. Que hacen un suelo que tiende a la fracción fina en general, con peor drenaje, empobrecido en Al, pero enriquecido en cationes base como Ca y Na, permite una mayor estabilidad de las condiciones pedogénicas en distintas profundidades, que facilitan la coexistencia de distintas fases minerales metaestables, representando distintos grados de edafización a lo largo de la secuencia de suelo, tal como se puede apreciar en Montagne *et al*, (2009).

Entre los índices de meteorización calculados, el que mejor coincide con esta información mineralógica es el WIP, igual que en el caso de Price y Velbel, (2003), en donde el WIP es el índice con mejor comportamiento a medida que aumentaba el grado de meteorización. Existen otros índices como el STI que se comportan similar al WIP, sin embargo, en la muestra PIRJ-129b y PIRJ-129c presenta un menor grado de meteorización que los horizontes más profundos de las PIRJ-102ab;c y PIRJ-115a;b;c, los cuales mineralógicamente muestran un menor grado de edafización. Por otro lado, el CIA tiene las mismas curvas que el WIP, pero presenta el mismo problema con la muestra PIRJ-129c, haciéndola parecer que está menos meteorizada que todas las demás.

La principal diferencia entre los distintos índices de meteorización y el WIP, es la utilización de K, y por otro lado el asumir que el Al se comporta como un elemento inmóvil. El WIP a diferencia del resto, considera el Al como un elemento móvil, además de tener en cuenta las concentraciones molares del Ca, Na, Mg y K (Price y Velbel, 2003). Esto permite que no se sobreestime el K, como si ocurre con otros índices, situación que puede distorsionar enormemente los resultados debido a que, por acción de las plantas, ocurra un enriquecimiento de potasio en los horizontes más superficiales (Barre *et al*, 2007).

4.4.2 Muestras provenientes de material metamórfico

Estas muestras presentan un comportamiento dispar, debido a que la mayoría de las muestras presenta un comportamiento normal en cuanto al grado de edafización evaluado por mineralogía, mientras que la muestra PIRJ-106ab y PIRJ-106c presentan un comportamiento anormal.

Las muestras, en general muestran una disminución del grado de edafización a profundidad, las muestras PIRJ-100 presentan una evolución de un grado alto en su horizonte superior, a un grado medio alto en los horizontes más profundos. Por otro lado, la muestra PIRJ-109 evoluciona de un grado muy alto en su horizonte superior a nulo o medio en sus horizontes más profundos. En cambio, la muestra PIRJ-106 presenta una evolución en la que a medida que aumenta la profundidad, aumenta el grado de edafización del suelo, desde bajo a bajo/alto debido a la aparición de caolinita.

La variación en los resultados mineralógicos puede responder principalmente a los procesos de formación de suelo, ya que geográficamente no presentan grandes diferencias entre las muestras. La única diferencia encontrada es que la muestra PIRJ-106 se encontraba en un claro entre plantaciones de pino de gran tamaño, en un afloramiento no mayor a 2m de altura, con evidencia de material removido en la superficie y vegetación a lo largo de este (fig. 86).



Figura 86. Imagen del afloramiento de la muestra PIRJ-106.

Además, que la muestra PIRJ-106ab es la que presenta la mayor proporción de arcillas, pero la muestra PIRJ-106c tiene una proporción media de este material fino. Esto muestra que ocurrieron

procesos pedogénicos diferentes a las demás muestras, por lo que es probable que hayan ocurrido eventos de traslocación que hayan movilizado material profundo a la superficie y viceversa, resultando en una inversión del material mineralógico de los horizontes, proceso descrito en Luzio, (2010) y Paul, (2014).

A diferencia de las muestras intrusivas, los índices de meteorización no muestran una buena correlación con todas las muestras, el WIP que en el caso anterior fue el de mejor correlación, presenta un empobrecimiento uniforme entre todas las muestras excepto la PIRJ-100c la cual presenta valores anómalamente enriquecidos a pesar de tener mineralogía de un grado de edafización alto.

El STI es el índice con la mejor correlación entre todos los índices, y se caracteriza por no considerar cationes base, sino que funciona a base de proporciones entre Si, Al y Ti. Resultados adecuados si se considera que el STI fue desarrollado específicamente para la cuantificación de la meteorización de rocas metamórficas silicatadas en Sri Lanka (de Jayawardena y Izawa, 1994).

4.4.3 Muestras provenientes de material ignimbrítico

Este tipo de muestras presentan un comportamiento anómalo en cuando al grado de edafización mineralógico, debido a que existe un aumento de este grado a medida que aumenta la profundidad.

Las condiciones geográficas y fisicoquímicas no son capaces de explicar la formación de caolinita en el suelo, sin embargo, existen situaciones específicas en las cuales se puede formar caolinita en alteraciones hidrotermales con pH entre 2,1 y 6,2 siguiendo la regla de cristalización de Ostwald (Bentabol-Manzanares, 2003). Situación, que, a pesar de no ser un contexto de alteración hidrotermal, la variación de las condiciones entre invierno y verano pueden generar un cambio en las condiciones del suelo que generen estas fases metaestables, haciendo posible la coexistencia de caolinita típica de suelos en una fase avanzada de edafización, con la montmorillonita típica de fases intermedias (Montagne *et al*, 2009).

En cuanto a los índices de meteorización, existen muy pocas muestras para encontrar una correlación concluyente, sin embargo, todas muestran una correlación lógica con el concepto de la profundidad en cuanto a que a mayor profundidad menor es el grado de meteorización, pero no se correlacionan con los resultados expuestos en el grado de edafización según mineralogía.

5. Conclusiones

5.1 Relaciones entre roca madre y suelo

A lo largo de este trabajo ha quedado demostrado que existe relación entre la roca parental y el suelo generado a partir de ella. Si bien, son numerosos los factores que afectan al resultado final del suelo, el componente más importante de esta ecuación es el material parental, es decir, la litología.

Existen relaciones del suelo como un todo y de la fracción fina de este. Dentro de las relaciones de todo el suelo, está la textura, que muestra una buena correlación con el tamaño de grano y mineralogía del protolito, y por ende con la litología del protolito. En el caso de las rocas metamórficas tienden a formar suelos con texturas con predominancia de fracciones finas, mientras que las rocas ígneas intrusivas forman suelos con texturas con predominancia de las fracciones gruesas.

Otra relación con todo el suelo es el pH de muestra completa *in situ*, ya que este pH representa el pH de abrasión, en este caso las rocas metamórficas tienden a formar suelos con un pH que presenta menor variación entre máximos y mínimos, mientras que las rocas ígneas intrusivas forman suelos cuyo pH presenta una variación mayor con respecto a las rocas metamórficas. El caso de las rocas estratificadas, debido a su heterogeneidad, presentan la mayor variación en el pH del suelo formado a partir de ellas.

En cuanto a las relaciones del protolito con la fracción fina, existen correlaciones mineralógicas y químicas. Dentro de las correlaciones mineralógicas, son importantes aquellas de las arcillas relictas del protolito, y también las formadas en el suelo, ya que aprovechan la mineralogía del

protolito para alterar preferentemente a ciertas fases, y las características texturales y fisicoquímicas del suelo las cuales son entregadas principalmente por la litología original.

La correlación mineralógica entre las rocas metamórficas y el suelo generado a partir de ella corresponde a la predominancia de la sericita relictas por sobre otras micas blancas, escasa presencia de illita y caolinita, y notable presencia de vermiculita, como representante del grupo de las esmectitas, que altera el material micáceo de la roca madre. Existe la posibilidad de presencia de nontronita dentro de las fases minerales en caso de que la roca sea químicamente más cercana a una metabasita.

En cuanto a los suelos formados a partir de rocas ígneas intrusivas existe dickita relictas de procesos de alteración hidrotermal que puedan ocurrir en etapas tardimagmáticas o postmagmáticas del proceso de emplazamiento, una predominancia de caolinita como arcilla formada *in situ*, escasa presencia de illita como mica blanca y presencia ocasional de montmorillonita como representante del grupo de las esmectitas. Por último, están los suelos provenientes del protolito ignimbrítico, los cuales no presentan arcillas relictas, sino que todas son formadas *in situ*, con una predominancia de montmorillonita y escasa caolinita.

La otra correlación del protolito con la fracción fina del suelo corresponde a la química de esta. Si bien es difícil establecer relaciones directas con el protolito, la utilización de índices de meteorización hace esta correlación más directa. Dentro de los índices, para los suelos provenientes de rocas ígneas intrusivas, el mejor es el WIP, sin embargo, otros resultados cercanos son el STI y el CIA. Por otro lado, para los suelos cuyo protolito son rocas metamórficas, el mejor índice para usar es el STI.

5.2 Metodología de identificación de la roca madre a partir del suelo

La metodología propuesta para poder reconocer el protolito a partir del suelo generado a partir de él, considera tres métodos independientes pero complementarios.

El primero es la relación entre grado de edafización mineral utilizando el mapa conceptual de meteorización y transformación mineral en el suelo modificado de Weil y Brady, (2017), e índices de meteorización. Esta corresponde principalmente a la buena correlación existente entre la mineralogía reconocida una vez asociada al grado de edafización que representa con los distintos índices.

- Para las muestras provenientes de una roca ígnea intrusiva, se debe buscar una buena correlación entre el grado de edafización mineral con el índice de meteorización WIP.
- Para las muestras provenientes de una roca metamórfica, se debe buscar una buena correlación entre el grado de edafización mineral con el índice de meteorización STI.
- Sin embargo, el índice de meteorización STI también tiene una correlación decente con las muestras provenientes de rocas ígneas intrusivas, por lo que no es un método infalible.

El segundo es la distribución de las muestras en el triángulo de clasificación textural de la USDA utilizando la modificación de Cámara *et al*, (2017), donde las muestras de suelo cuyo material parental es una roca ígnea intrusiva va a estar concentrada cerca del vértice de las arenas, con poca variación, mientras que aquellas muestras cuya roca madre es metamórfica presentan una mayor distribución a lo largo de la arista arena-arcilla, mostrando una forma elongada.

El tercero es sobre la mineralogía y difractogramas. Cada tipo de suelo presentaba una mineralogía de arcillas predominantes.

- Las muestras de suelo con protolito ígneo intrusivo presentan dickita como arcilla relictas, y predominancia de caolinita como arcilla formada *in situ*, montmorillonita e illita ocasional.
- Aquellas muestras con protolito metamórfico presentan sericita como arcilla relictas, caolinita, illita y vermiculita ocasional. Nontronita en casos específicos.
- Las de material cuyo protolito es ignimbrítico presentan montmorillonita predominante y caolinita ocasional.

Además, las características del difractograma también da luces del tipo de roca parental ya que:

- La cantidad de cuentas muestra el grado de cristalinidad y en parte el tamaño de estos cristales, por esto si las cuentas fluctúan entre 3500 y 8000 cuentas es probable que sea de suelo metamórfico. En cuanto a la morfología, son gráficos de curvas suaves y puntas exageradas especialmente la del cuarzo.
- Los suelos de material ígneo intrusivo presentan cuentas entre 1500 y 4000, además estos suelos presentan difractogramas con una mayor cantidad de ruido, mesetas de material amorfo entre 25-30° y generalmente una mayor cantidad de puntas indicando mayor mineralogía.
- Los difractogramas de suelos cuyo material parental es ignimbrítico no superan las 1750 cuentas, tienen mucho ruido y pocas puntas, además de mesetas de material amorfo entre 25-30°.

Referencias

- Acker, J., y Bricker, O. (1992). The influence of pH on biotite dissolution and alteration kinetics at low temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(8), 3073-3092.
- Akob, D., y Küsel, K. (2011). Where microorganisms meet rocks in the Earth's Critical Zone. *Biogeosciences*, 8(12), 3531-3543.
- Al-Ani, T., y Sarapää, O. (2008). Clay and clay mineralogy. Physical-chemical properties and industrial uses.
- Anderson, S. (2019). Breaking it down: mechanical processes in the weathering engine. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*, 15(4), 247-252.
- Anthony, J., Bideaux, R., Bladh, K., & Nichols, M., Eds. (2022). *Handbook of Mineralogy*, Mineralogical Society of America, Chantilly, VA 20151-1110, USA. <http://www.handbookofmineralogy.org/>.
- Barre, P., Velde, B., y Abbadie, L. (2007). Dynamic role of "illite-like" clay minerals in temperate soils: facts and hypotheses. *Biogeochemistry*, 82, 77-88.
- Beaufort, D., Cassagnabere, A., Petit, S., Lanson, B., Berger, G., Lacharpagne, J. C., & Johansen, H. (1998). Kaolinite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs. *Clay minerals*, 33(2), 297-316.
- Bentabol-Manzanares, M. J. (2003). Transformaciones hidrotermales de la caolinita.
- Bergaya, F., Jaber, M., & Lambert, J. F. (2011). Clays and clay minerals. *Rubber-Clay Nanocomposites: Science, Technology, and Applications*, 1-44.
- Blanc, P., Vieillard, P., Gailhanou, H., & Gaboreau, S. (2013). Thermodynamics of clay minerals. In *Developments in clay science* (Vol. 5, pp. 173-210). Elsevier.
- Borgel, R. (1986). Geomorfología Reinaldo Börgel Olivares. Mapoteca. Disponible en Biblioteca Nacional Digital de Chile <http://www.bibliotecanacionaldigital.gob.cl/bnd/631/w3-article-350768.html>.
- Cámara, J., Gómez-Miguel, V., & Martín, M. (2017). Lithologic control on soil texture heterogeneity. *Geoderma*, 287, 157-163.
- Castillo Lagos, P. I. C. (2019). Biogeoquímica del sistema roca-suelo-plantas en cuatro viñas de Chile Central (33°-36° S): influencias litogénicas, pedogenéticas y antrópicas.
- Carroll, D. (1970). *Clay minerals: a guide to their X-ray identification* (Vol. 126). Geological Society of America.
- Coe, A. (Ed.). (2010). *Geological field techniques*. John Wiley & Sons.
- Corbett, G., & Leach, T. (1998). Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralization (Vol. 6, p. 240). Littleton, Colorado: Society of Economic Geologists.
- Coulomb, C.A. (1776) Essai sur une application des regles de maximis et minimis quelques problemes de statique, relatits a l'architecture. *Memoires de Mathematique de l'Academie Royale de Science* 7, Paris.
- Cristi, J. (1973). *Geología de Chile, prepaleozoico-paleozoico y mesozoico*. Editorial Andrés Bello.
- de Jayawardena, U.S., Izawa, E., (1994). A new Chemical Index of Weathering for metamorphic silicate rocks in tropical regions: a study from Sri Lanka. *Engineering Geology* 36, 303 – 310.
- De Waal, S. (1970). Nickel minerals from Barberton, South Africa: II. Nimite, a nickel-rich chlorite. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 55(1-2), 18-30.
- Dere, A. L., White, T. S., April, R. H., & Brantley, S. L. (2016). Mineralogical transformations and soil development in shale across a latitudinal climosequence. *Soil Science Society of America Journal*, 80(3), 623-636.

- Drits, V., Zviagina, B., McCarty, D., & Salyn, A. (2010). Factors responsible for crystal-chemical variations in the solid solutions from illite to aluminoceladonite and from glauconite to celadonite. *American Mineralogist*, 95(2-3), 348-361.
- Duchaufour, R. (2012). *Pedology: pedogenesis and classification*. Springer Science & Business Media.
- Eppes, M. y Keanini, R. (2017). Mechanical weathering and rock erosion by climate-dependent subcritical cracking. *Reviews of Geophysics*, 55(2), 470-508.
- Escobar, F., Guzmán, R., & Vieira, C. (1977). Avance geológico de las hojas Rancagua-Curicó comuna, Talca-Linares, Chanco, Concepción-Chillán.
- Fedó, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921 – 924.
- Galán, E., & Ferrell, R. (2013). Genesis of clay minerals. In *Developments in clay science* (Vol. 5, pp. 83-126). Elsevier.
- Gana, P. (1981). Geología de la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule. *Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol.*
- Gana, P., & Herve, F. (2010). Geología del basamento cristalino en la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, VII Región. *Andean Geology*, (19-20).
- Gharrabi, M., Velde, B., & Sagon, J. P. (1998). The transformation of illite to muscovite in pelitic rocks: Constraints from X-ray diffraction. *Clays and clay Minerals*, 46(1), 79-88.
- Gibbs, R. (1968). Clay mineral mounting techniques for X-ray diffraction analysis; a discussion. *Journal of Sedimentary Research*, 38(1), 242-244.
- Gong, Q., Deng, J., Yang, L., Zhang, J., Wang, Q., y Zhang, G. (2011). Behavior of major and trace elements during weathering of sericite-quartz schist. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42(1-2), 1-13.
- Goodfellow, B., Hilley, G., Webb, S., Sklar, L., Moon, S., y Olson, C. (2016). The chemical, mechanical, and hydrological evolution of weathering granitoid. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(8), 1410-1435.
- Graham, R., Rossi, A., & Hubbert, K. (2010). Rock to regolith conversion: Producing hospitable substrates for terrestrial ecosystems. *GSA today*, 20(2), 4-9.
- Harder, H. (1976). Nontronite synthesis at low temperatures. *Chemical Geology*, 18(3), 169-180.
- Hartemink, A. E., Zhang, Y., Bockheim, J. G., Curi, N., Silva, S. H. G., Grauer-Gray, J., ... & Krasilnikov, P. (2020). Soil horizon variation: A review. *Advances in Agronomy*, 160(1), 125-185.
- Harnois, L., (1988). The CIW index: a new Chemical Index of Weathering. *Sedimentary Geology* 55, 319 – 322.
- Hasenmueller, E., Gu, X., Weitzman, J., Adams, T., Stinchcomb, G., Eissenstat, D., ... y Kaye, J. (2017). Weathering of rock to regolith: The activity of deep roots in bedrock fractures. *Geoderma*, 300, 11-31.
- Herbillon, A. J. (1986). Chemical estimation of weatherable minerals present in the diagnostic horizons of low activity clay soils. In *Proceedings of the 8th International Clay Classification Workshop: Classification, Characterization and Utilization of Oxisols (part 1)*[Beinroth, FH, Camargo, MN and Eswaran (ed)][39–48](Rio de Janeiro, 1986).
- Hurlbut, D. (1960). *Manual de mineralogía* (No. C/549 H8).
- Instituto Geográfico Militar (Chile). (2003). *Atlas geográfico para la educación*. Instituto Geográfico Militar de Chile.
- Iriondo, M. (2007). *Introducción a la Geología*. Editorial Brujas.
- Isherwood, D., y Street, A. (1976). Biotite-induced grussification of the Boulder Creek Granodiorite, Boulder County, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 87(3), 366-370.

- Jara, J., Barra, F., Reich, M., Morata, D., Leisen, M., y Romero, R. (2021). Geochronology and petrogenesis of intrusive rocks in the Coastal Cordillera of northern Chile: Insights from zircon U-Pb dating and trace element geochemistry. *Gondwana Research*, 93, 48-72.
- Kim, P. G., TARAFDAR, A., & Jung-Hwan, K. W. O. N. (2022). Effects of soil pH on the sorption capacity of soil organic matter for polycyclic aromatic hydrocarbons in unsaturated soils. *Pedosphere*
- Klein, C., Hurlburt, C. S., Jr, & Peris, A. J. (2018). Manual de mineralogía. Volumen 1 (4.a ed.). Reverte.
- Lu, Q., Tian, S., & Wei, L. (2023). Digital mapping of soil pH and carbonates at the European scale using environmental variables and machine learning. *Science of The Total Environment*, 856, 159171.
- Luzio, W. (2010). Suelos de Chile.
- Mergelov, N., Mueller, C. W., Prater, I., Shorkunov, I., Dolgikh, A., Zazovskaya, E., ... & Goryachkin, S. (2018). Alteration of rocks by endolithic organisms is one of the pathways for the beginning of soils on Earth. *Scientific Reports*, 8(1), 1-15.
- Moazallahi, M., y Farpoor, M. (2012). Soil Genesis and Clay Mineralogy along the Xeric-Aridic Climotoposequence in South Central Iran.
- Mohr, O. (1900). Welche Umstände bedingen die Elastizitätsgrenze und den Bruch eines Materials. *Zeitschrift des Vereins Deutscher Ingenieure*, 46(1524-1530), 1572-1577.
- Mortland, M. M., Lawton, K., y Uehara, G. (1956). Alteration of biotite to vermiculite by plant growth. *Soil Science*, 82(6), 477-482
- Munizaga, F., Aguirre, L., y Herve, F. (1973). Rb/Sr ages of rocks from the Chilean metamorphic basement. *Earth and Planetary Science Letters*, 18(1), 87-92.
- Natural Resources Conservation Service, Agriculture Dept. (1999). *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys* (2.^a ed.). Claitors Pub Div.
- Naz, M., Dai, Z., Hussain, S., Tariq, M., Danish, S., Khan, I. U., ... & Du, D. (2022). The soil pH and heavy metals revealed their impact on soil microbial community. *Journal of Environmental Management*, 321, 115770.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715 – 717.
- Nesse, W. D. (2004). *Introduction to optical mineralogy* (3a ed.). Oxford University Press.
- Olesik, J. W. (1991). Elemental analysis using icp-oes and icp/ms. *Analytical Chemistry*, 63(1), 12A-21A.
- Osat, M., Heidari, A., Eghbal, M. K., & Mahmoodi, S. (2016). Impacts of topographic attributes on Soil Taxonomic Classes and weathering indices in a hilly landscape in Northern Iran. *Geoderma*, 281, 90-101.
- Osman, K., y Osman, K. (2013). Soil as a part of the lithosphere. *Soils: Principles, properties and management*, 9-16.
- Parker, A., (1970). An index of weathering for silicate rocks. *Geological Magazine* 107, 501 – 504.
- Paul, E. (Ed.). (2014). *Soil microbiology, ecology and biochemistry*. Academic press.
- Pawlik, Ł., Phillips, J., y Šamonil, P. (2016). Roots, rock, and regolith: Biomechanical and biochemical weathering by trees and its impact on hillslopes—A critical literature review. *Earth-science reviews*, 159, 142-159.
- Post, J. E., & Heaney, P. J. (2008). Synchrotron powder X-ray diffraction study of the structure and dehydration behavior of palygorskite. *American Mineralogist*, 93(4), 667-675.
- Price, J. R., & Velbel, M. A. (2003). Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical geology*, 202(3-4), 397-416.

- Radambrasil, 1983. Levantamento de Recursos Naturais: Folhas Sf23/24. Rio de Janeiro/Vitoria; Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra. DNPM, Rio De Janeiro, Brazil (in Portuguese).
- Reid-Soukup, D., y Ulery, A. (2002). Smectites. *Soil mineralogy with environmental applications*, 7, 467-499.
- Romero, R., Taboada, T., García, C., y Macías Vázquez, F. (1987). Utilización del pH de abrasión como un índice de grado de evolución de la alteración y edafogénesis en suelos graníticos de la provincia de A Coruña.
- Ruiz, C.; Aguirre, L.; Corvalan, J.; et al. (1965). Geología y yacimientos metalíferos de Chile. Inst. Invest. Geol. 385 p. Santiago, Chile
- Ruxton, B.P., (1968). Measures of the degree of chemical weathering of rocks. *Journal of Geology* 76, 518 – 527.
- Sagredo Baeza, R. (2013). Geografía económica de Chile.
- Salgado de la Parra, P. (2019). Herencia mineralógica del material parental en los filosilicatos secundarios presentes en suelos vitivinícolas de la zona Central de Chile.
- Schulze, D. (2002). An introduction to soil mineralogy. *Soil mineralogy with environmental applications*, 7, 1-35.
- Selvaraj, K., & Chen, C. (2006). Moderate chemical weathering of subtropical Taiwan: constraints from solid-phase geochemistry of sediments and sedimentary rocks. *The Journal of Geology*, 114(1), 101-116.
- Shen, X., Arson, C., Ferrier, K. L., West, N., y Dai, S. (2019). Mineral weathering and bedrock weakening: Modeling microscale bedrock damage under biotite weathering. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124(11), 2623-2646.
- Sherman, G. D., Ikawa, H., Uehara, G., & Okazaki, E. (1962). Types of occurrence of nontronite and nontronite-like minerals in soils.
- Shu, X., Daniell, T. J., Hallett, P. D., Baggs, E. M., & Griffiths, B. S. (2023). Soil pH moderates the resistance and resilience of C and N cycling to transient and persistent stress. *Applied Soil Ecology*, 182, 104690.
- Simas, F., Schaefer, C., Fernandes Filho, E., Chagas, A., & Brandão, P. (2005). Chemistry, mineralogy and micropedology of highland soils on crystalline rocks of Serra da Mantiqueira, southeastern Brazil. *Geoderma*, 125(3-4), 187-201.
- Smith, W. (1962). Weathering of some Scottish basic igneous rocks with reference to soil formation. *Journal of Soil Science*, 13(2), 202-215.
- Thomas, G. (1996). Soil pH and soil acidity. *Methods of soil analysis: part 3 chemical methods*, 5, 475-490.
- Vernon-Parry, K. D. (2000). Scanning electron microscopy: an introduction. *III-Vs Review*, 13(4), 40-44.
- Vogt, T. (1927). Sulitjelmefeltets geologi og petrografi. *Norges Geologiske Undersokelse* 121, 1 – 560 (in Norwegian, with English abstract).
- Voroney, R. P. (2007). The soil habitat. In *Soil microbiology, ecology and biochemistry* (pp. 25-49). Academic Press.
- Walder, J., y Hallet, B. (1986). The physical basis of frost weathering: toward a more fundamental and unified perspective. *Arctic and Alpine Research*, 18(1), 27-32.
- Weil, R. and Brady, N. (2017) *The Nature and Properties of Soils*. 15th Edition, Pearson, New York.
- Wetzell, W. (1930). Die Quiriquina-Schichten als Sediment und paläontologisches archiv. *Palaeontographica* (1846-1933), 49-106.

- Wiewióra, A., & Weiss, Z. (1990). Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. *Clay Minerals*, 25(1), 83-92.
- Wu, J., Roth, C. B., & Low, P. F. (1988). Biological reduction of structural iron in sodium-nontronite. *Soil Science Society of America Journal*, 52(1), 295-296.
- Yousefifard, M., Ayoubi, S., Poch, R. M., Jalalian, A., Khademi, H., & Khormali, F. (2015). Clay transformation and pedogenic calcite formation on a lithosequence of igneous rocks in northwestern Iran. *Catena*, 133, 186-197.
- Zapata, R. (2006). Química de los procesos pedogenéticos. Escuela de Geociencias.
- Zhang, M., Wang, L., Hirai, S., Redfern, S. A., & Salje, E. K. (2005). Dehydroxylation and CO₂ incorporation in annealed mica (sericite): An infrared spectroscopic study. *American Mineralogist*, 90(1), 173-180.
- Zhang, X., Xiang, D. Q., Yang, C., Wu, W., & Liu, H. B. (2022). The spatial variability of temporal changes in soil pH affected by topography and fertilization. *Catena*, 218, 106586.
- Zhao, Z., Chow, T. L., Rees, H. W., Yang, Q., Xing, Z., & Meng, F. R. (2009). Predict soil texture distributions using an artificial neural network model. *Computers and electronics in agriculture*, 65(1), 36-48.

6. Anexos

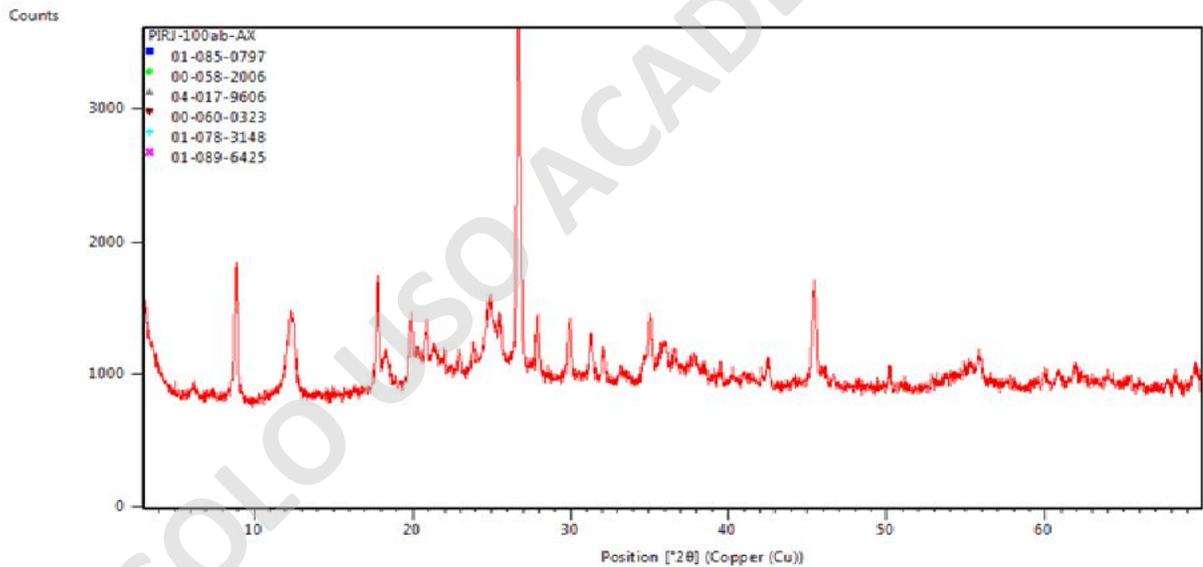
a	b	c	d	e	f	g
R	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	>10	0	-	X	Ruxton, B., 1968
V	$(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O})/(\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$	<1	∞	+	X	Vogt, T., 1927
WIP	$100x[(2\text{Na}_2\text{O}/0.35) + (\text{MgO}/0.9) + (\text{CaO}/0.7) + (2\text{K}_2\text{O}/0.25)]$	>100	0	-	O	Parker, A. 1970
CIA	$100x[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})]$	≤ 50	100	+	X	Nesbitt, H. & Young, G., 1982
CIW	$100x[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})]$	≤ 50	100	+	X	Harnois, L., 1988
STI	$100x[(\text{SiO}_2/\text{TiO}_2)/((\text{SiO}_2/\text{TiO}_2) + (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) + (\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2))]$	>90	0	-	X	de Jadawardena, U. & Izawa, E., 1984
PIA	$100x[(\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O})]$	≤ 50	100	+	X	Fedo, C., et al., 1995

Anexo 1

Tabla modificada de Price, J. del año 2003 que resume los índices de meteorización de forma simplificada mostrando sus atributos principales. "a" corresponde a la abreviación del índice, "b" corresponde a la fórmula del índice, "c" es el valor ideal del índice en una muestra fresca, "d" corresponde al valor de una meteorización completa de la muestra, "e" corresponde a el comportamiento y evolución de este índice desde la muestra fresca hasta los horizontes con una mayor meteorización, "f" corresponde al comportamiento del Al_2O_3 siendo "O" si lo considera móvil y "X" si lo considera inmóvil, "g" corresponde a la referencia donde se desarrolló el índice.

PIRJ-100ab

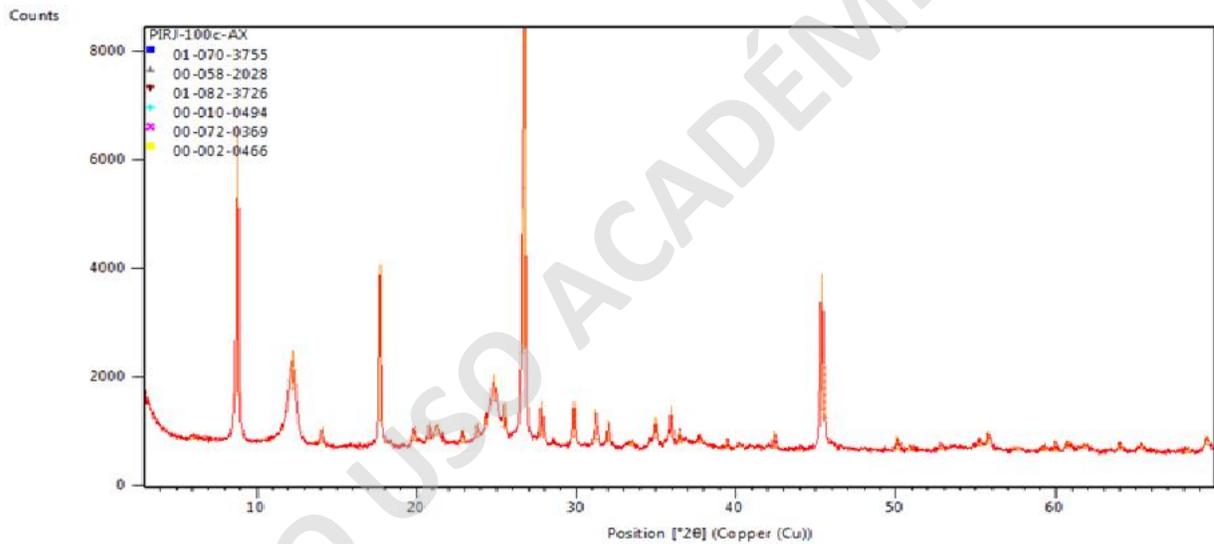
PIRJ-100ab	
Ubicación	35,871949S/72,474906W
Unidad	Complejo Metamórfico Las Toscas (DCIt)
Porcentajes	Arena: 56.5%
	Limo: 21.7%
	Arcilla: 21.7%
Horizonte	Horizonte A
Clas. Textural	Franco arcillo arenoso

Anexo 2. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-100ab y el difractograma de su fase fina.

PIRJ-100c

PIRJ-100c	
Ubicación	35,871949S/72,474906W
Unidad	Complejo Metamórfico Las Toscas (DCIt)
Porcentajes	Arena: 43.5
	Limo: 21.7
	Arcilla: 34.8%
Horizonte	Horizonte B
Clas. Textural	Franco arcilloso

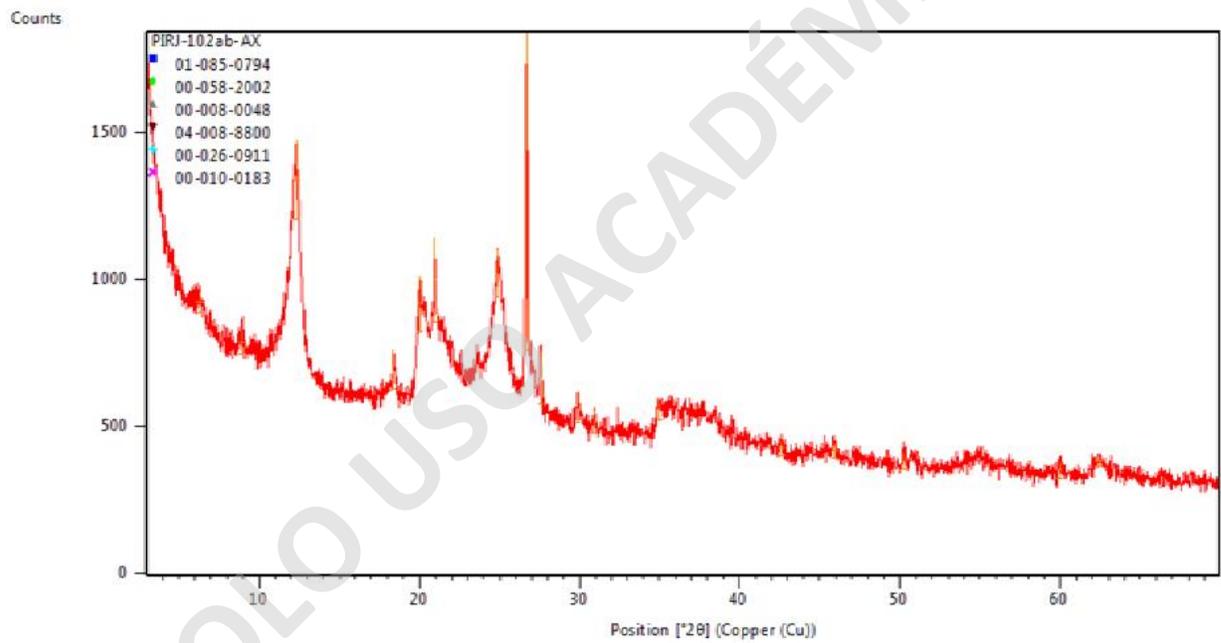



Anexo 3. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-100c y el difractograma de su fase fina.

PIRJ-102ab

PIRJ-102ab	
Ubicación	35,84453S/72,488631W
Unidad	Monzogranito Cerro Molco (Trscmn)
Porcentajes	Arena: 65.5%
	Limo: 24.1%
	Arcilla: 10.3%
Horizonte	Horizonte B
Clas. Textural	Franco arenoso



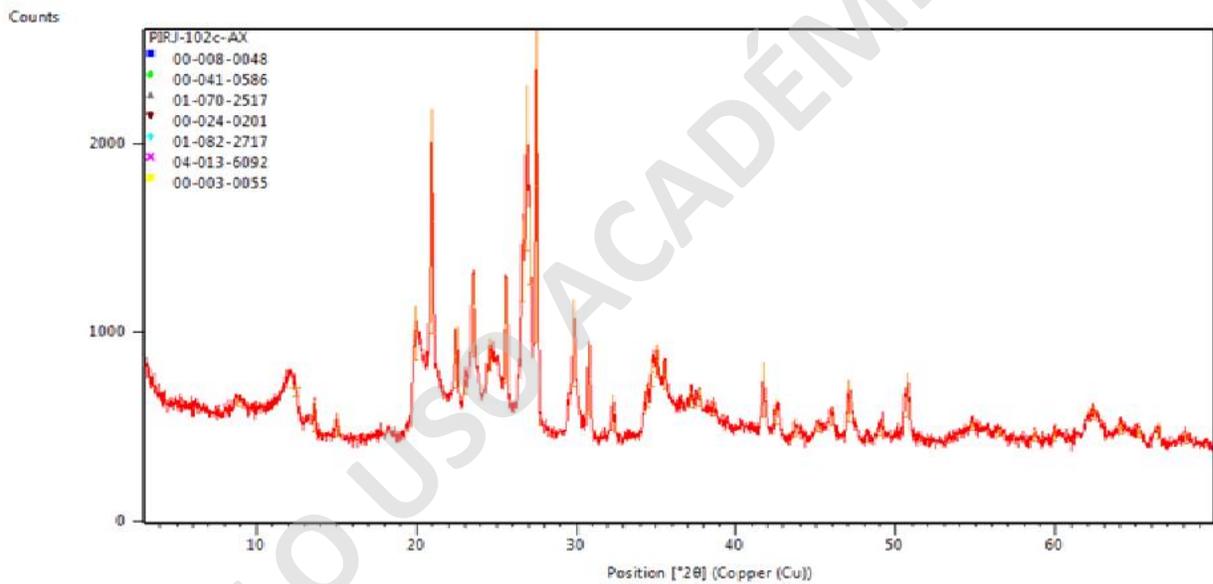


Anexo 4. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-102ab y el difractograma de su fase fina.

PIRJ-102c

PIRJ-102c	
Ubicación	35,84453S/72,488631W
Unidad	Monzogranito Cerro Molco (Trscmn)
Porcentajes	Arena: 87.5%
	Limo: 4.2%
	Arcilla: 8.3%
Horizonte	Horizonte C
Clas. Textural	Areno franco





Anexo 5. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-102c y el difractograma de su fase fina.

PIRJ-103a

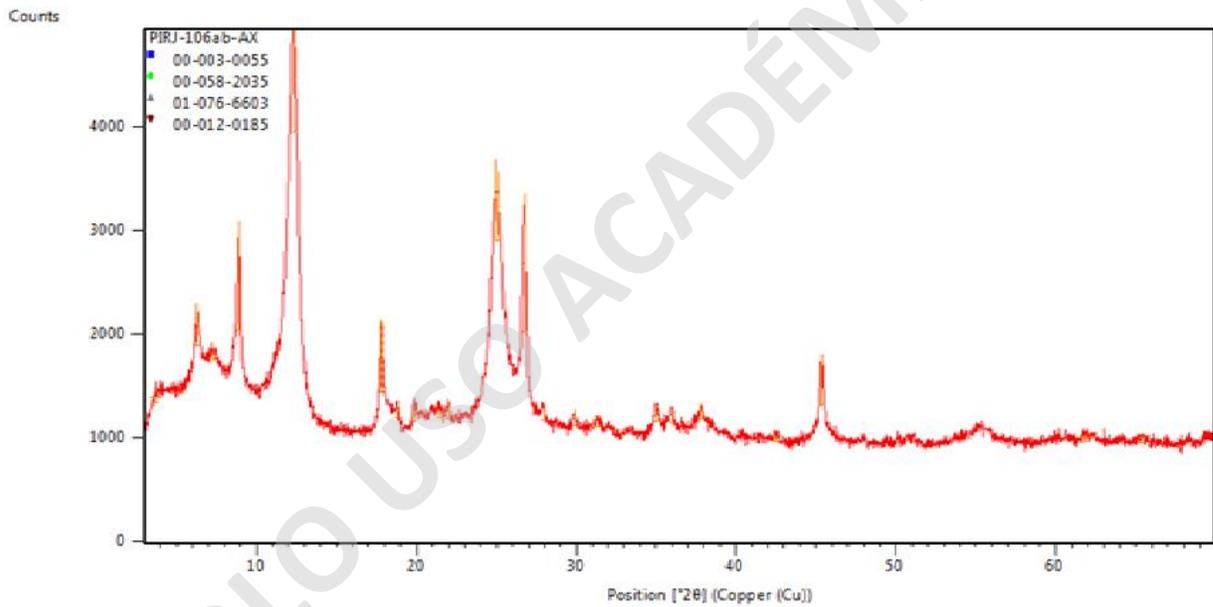
PIRJ-103a	
Ubicación	35,796097S/72,336066W
Unidad	Estratos de Los Maitenes (Pllm)
Porcentajes	Arena: 54.2%
	Limo: 20.8%
	Arcilla: 25%
Horizonte	Horizonte A-B
Clas. Textural	Franco arcillo arenoso



Anexo 6. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-103a.

PIRJ-106ab

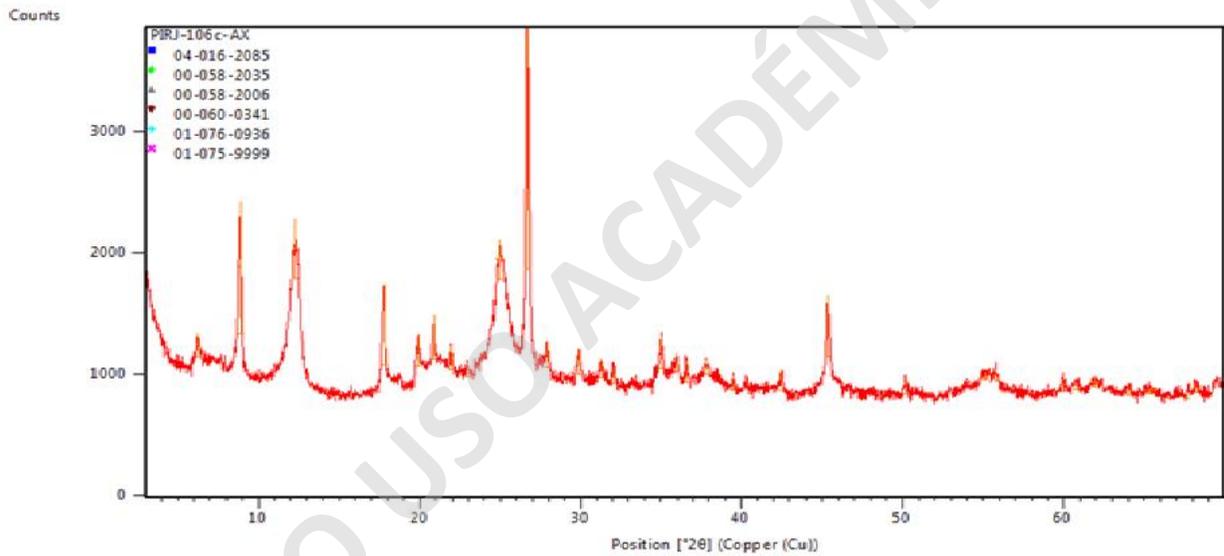
PIRJ-106ab	
Ubicación	35,763204S/72,362602W
Unidad	Complejo metamórfico Las Tocas (DCIt)
Porcentajes	Arena: 19.2%
	Limo: 19.2%
	Arcilla: 61.5%
Horizonte	Horizonte A
Clas. Textural	Arcilloso

Anexo 7. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-106ab y el difractograma de su fase fina.

PIRJ-106c

PIRJ-106c	
Ubicación	35,763204S/72,362602W
Unidad	Complejo metamórfico Las Tocas (DCIt)
Porcentajes	Arena: 59.3%
	Limo: 18.5%
	Arcilla: 22.2%
Horizonte	Horizonte A
Clas. Textural	Franco arcillo arenoso

Anexo 8. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-106c y el difractograma de su fase fina.

PIRJ-107a

PIRJ-107a	
Ubicación	35,633187S/72,42917W
Unidad	Estratos del Estero Batuco (MPleb)
Porcentajes	Arena: 28.6%
	Limo: 57.1%
	Arcilla: 14.3%
Horizonte	Horizonte A
Clas. Textural	Franco limoso




Anexo 9. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-107a.

PIRJ-107bc

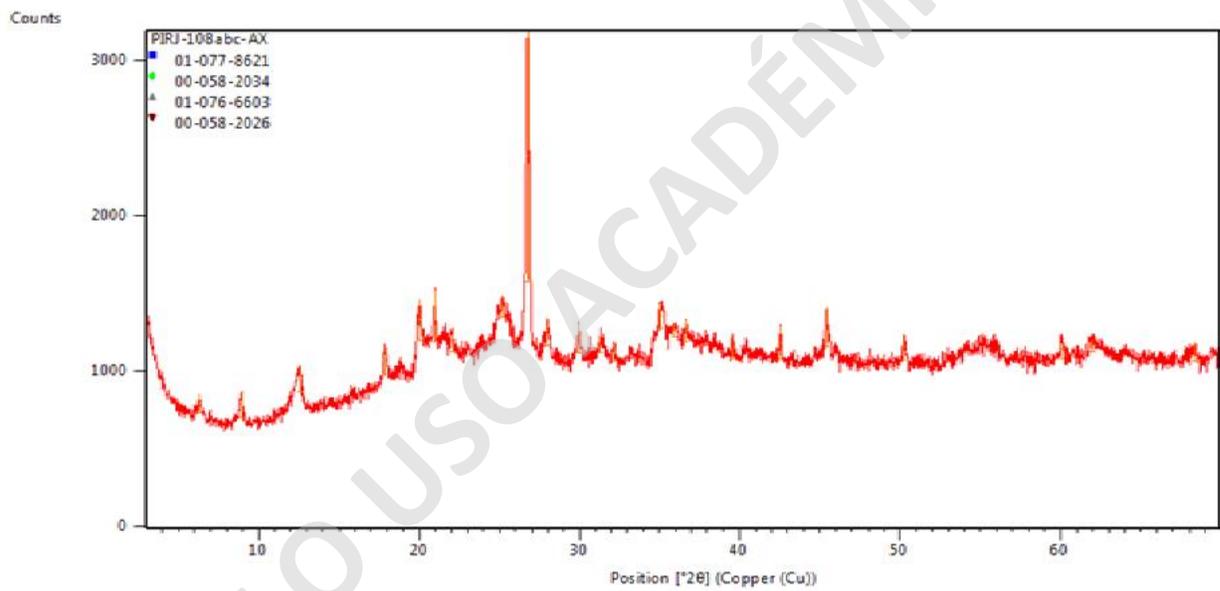
PIRJ-107bc	
Ubicación	35,633187S/72,42917W
Unidad	Estratos del Estero Batuco (MPleb)
Porcentajes	Arena: 62.1%
	Limo: 17.2%
	Arcilla: 20.7%
Horizonte	Horizonte B
Clas. Textural	Franco arcillo arenoso




Anexo 10. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-107bc.

PIRJ-108abc

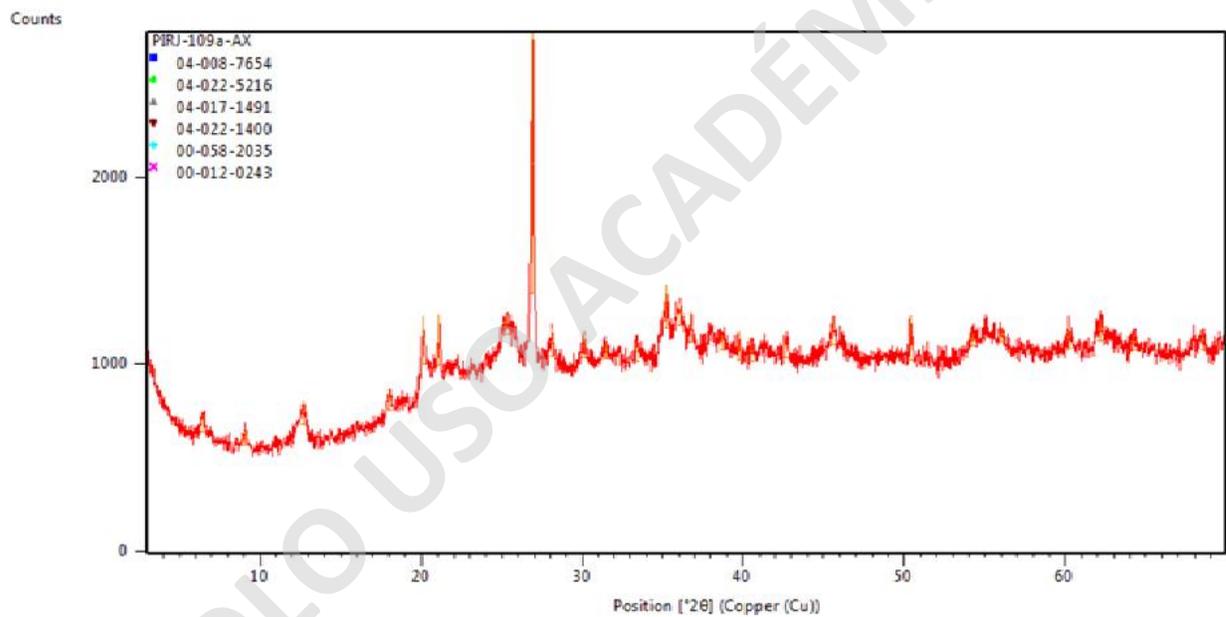
PIRJ-108abc	
Ubicación	35,598822S/72,358379W
Unidad	Complejo Metamórfico Las Toscas (DCIt)
Porcentajes	Arena: 77.3%
	Limo: 13.6%
	Arcilla: 9.1%
Horizonte	Horizonte B
Clas. Textural	Franco arenoso

Anexo 11. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-108abc y el difractograma de su fase fina.

PIRJ-109a

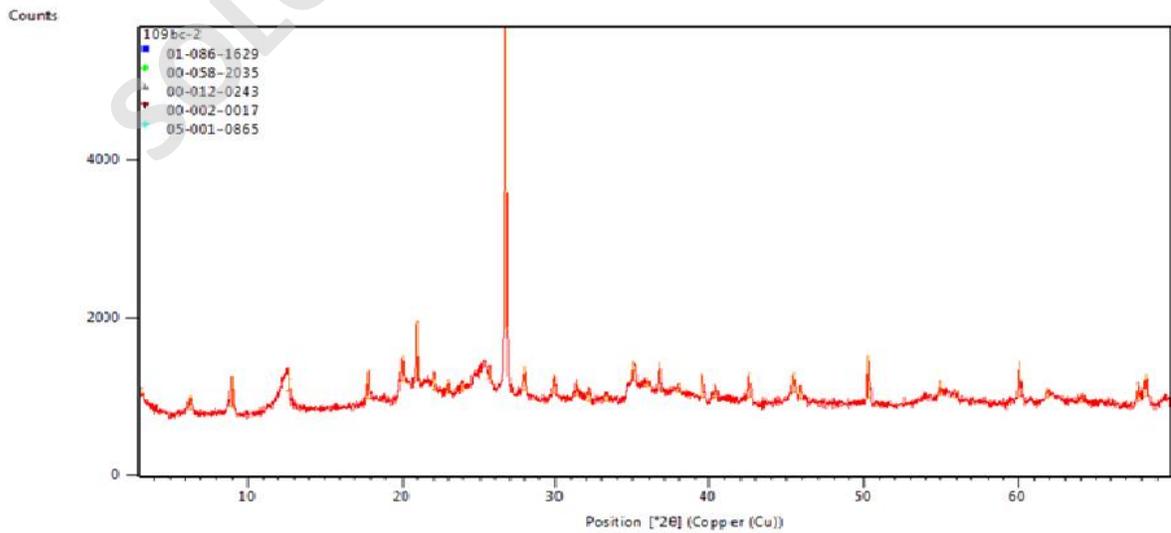
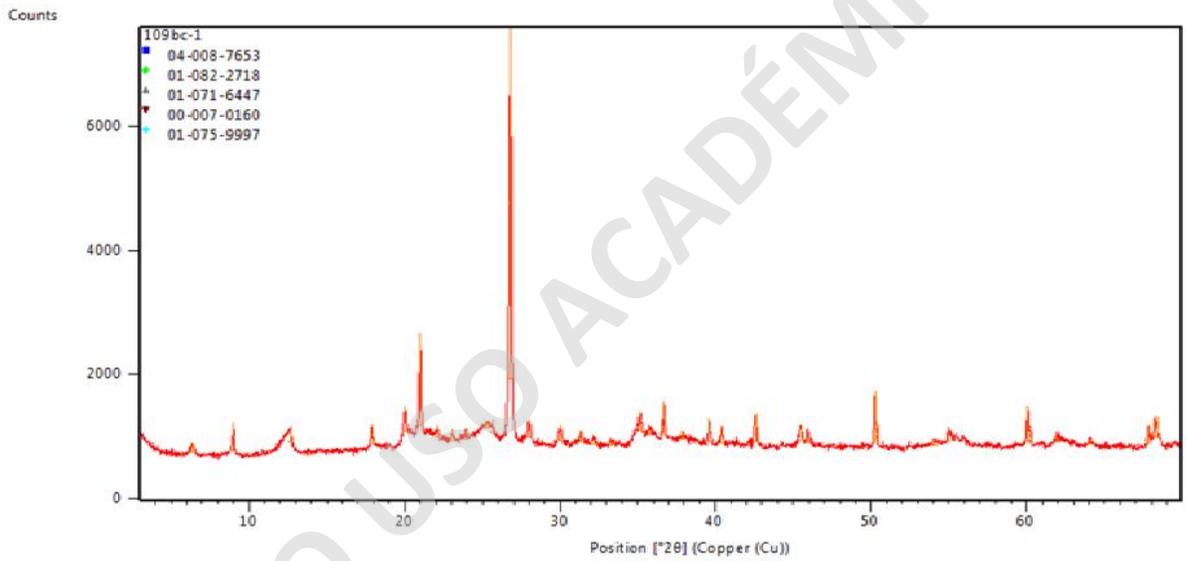
PIRJ-109a	
Ubicación	35,578994S/72,358481W
Unidad	Complejo Metamórfico Las Toscas (DCIt)
Porcentajes	Arena: 58.3
	Limo: 8.3%
	Arcilla: 33.3%
Horizonte	Horizonte B
Clas. Textural	Franco arcillo arenoso

Anexo 12. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-109a y el difractograma de su fase fina.

PIRJ-109bc

PIRJ-109bc	
Ubicación	35,578994S/72,358481W
Unidad	Complejo Metamórfico Las Toscas (DCIt)
Porcentajes	Arena: 64%
	Limo: 16%
	Arcilla: 20%
Horizonte	Horizonte B
Clas. Textural	Franco arcillo arenoso

Anexo 13. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-109bc y el difractograma de su fase fina, el difractograma 109bc-2 fue de la muestra glicolada.

PIRJ-110abc

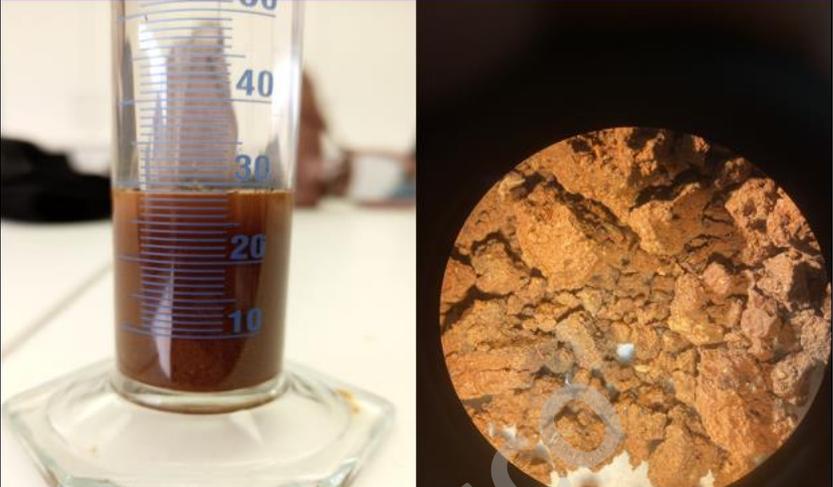
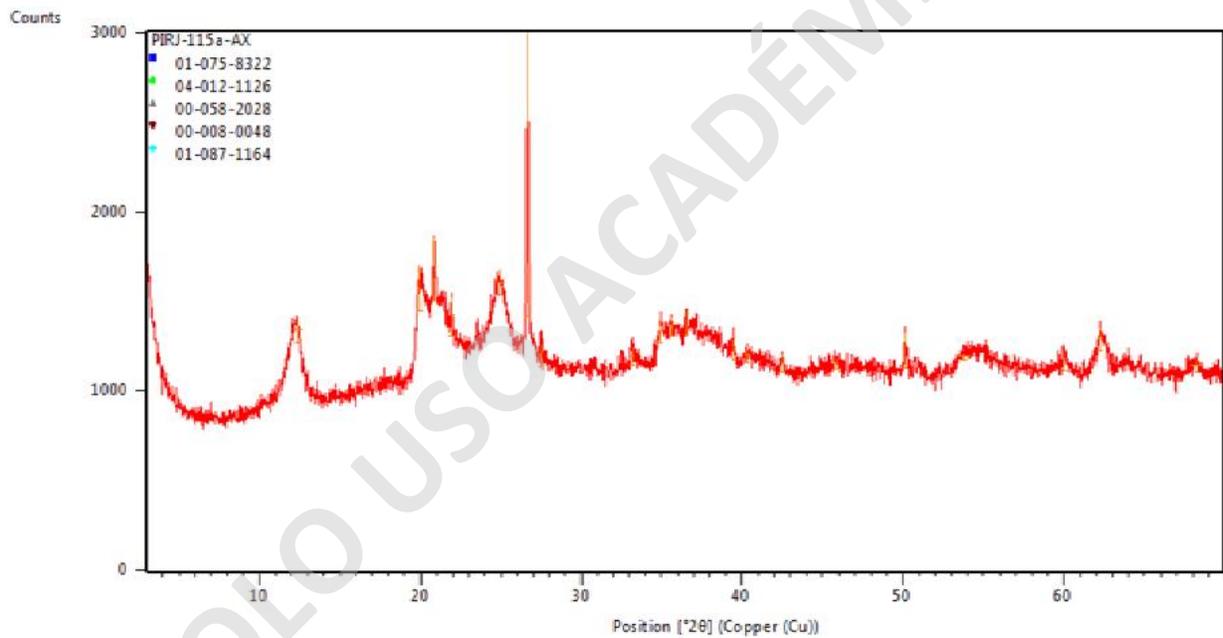
PIRJ-110abc	
Ubicación	35,577033S/72,441994W
Unidad	Formación Quiriquina (Ksq)
Porcentajes	Arena: 89.7%
	Limo: 3.4%
	Arcilla: 6.9%
Horizonte	Horizonte B
Clas. Textural	Arenoso



Anexo 14. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-110abc.

PIRJ-115a

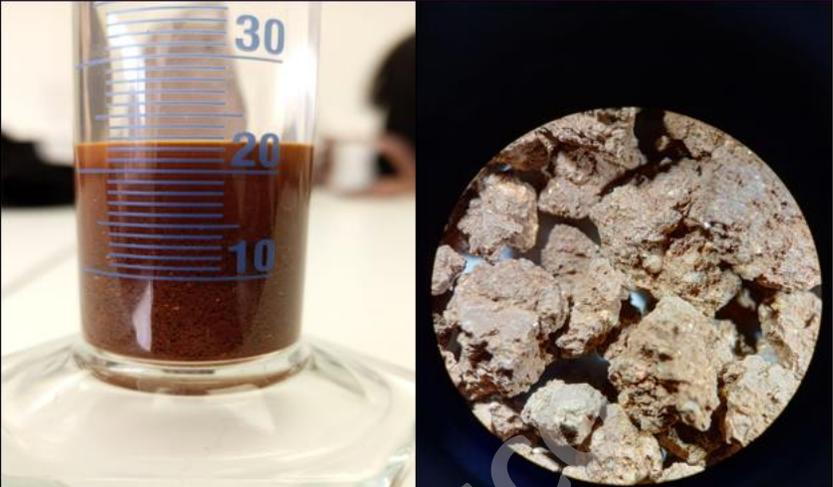
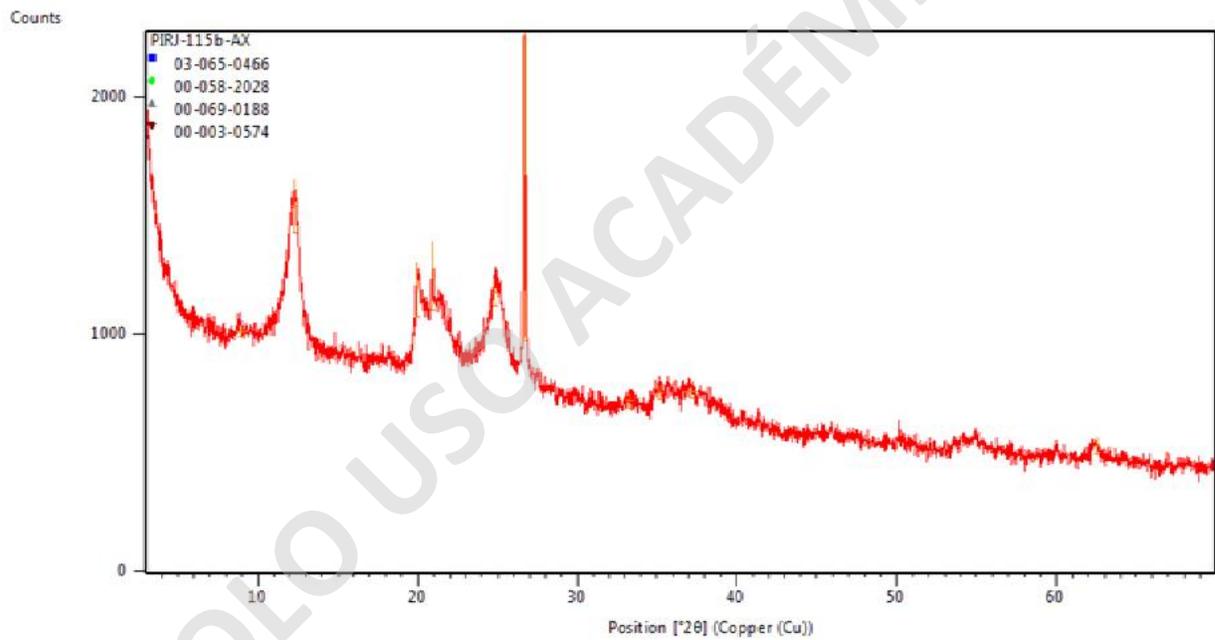
PIRJ-115a	
Ubicación	35,800836S/72,499891W
Unidad	Monzogranito Cerro Molco (Trscmn)
Porcentajes	Arena: 58.6%
	Limo: 31%
	Arcilla: 10.3%
Horizonte	Horizonte A
Clas. Textural	Franco arenoso

Anexo 15. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-115a y el difractograma de su fase fina.

PIRJ-115b

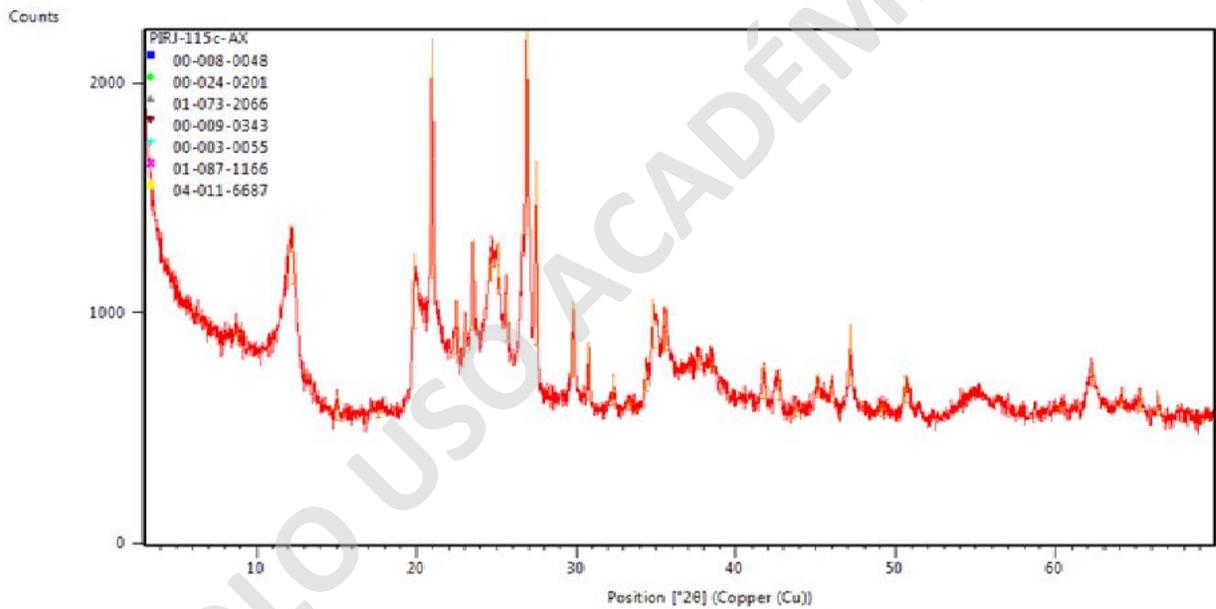
PIRJ-115b	
Ubicación	35,800836S/72,499891W
Unidad	Monzogranito Cerro Tolco (Trscmn)
Porcentajes	Arena: 70.2%
	Limo: 21.9%
	Arcilla: 7.9%
Horizonte	Horizonte C
Clas. Textural	Franco arenoso

Anexo 16. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-115b y el difractograma de su fase fina.

PIRJ-115c

PIRJ-115c	
Ubicación	35,800836S/72,499891W
Unidad	Monzogranito Cerro Tolco (Trscmn)
Porcentajes	Arena: 76.9%
	Limo: 11.5%
	Arcilla: 11.5%
Horizonte	Horizonte B
Clas. Textural	Franco arenoso

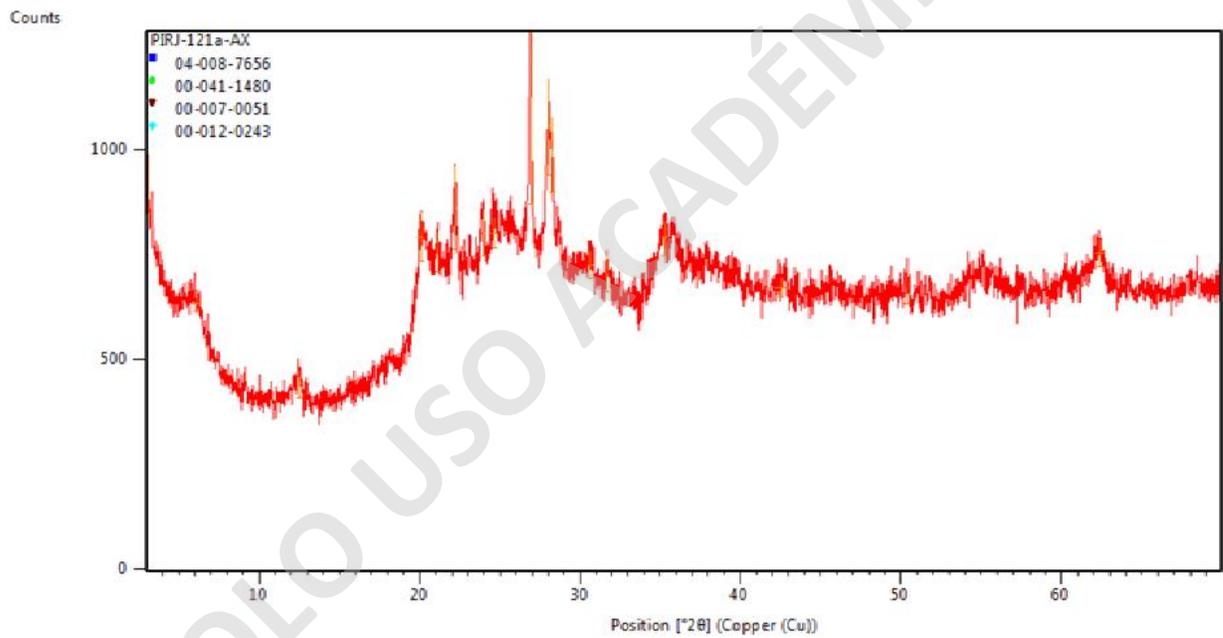



Anexo 17. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-115c y el difractograma de su fase fina.

PIRJ-121a

PIRJ-121a	
Ubicación	35,934262S/72,082323W
Unidad	Ignimbrita del Río Perquilauquén (PIrp)
Porcentajes	Arena: 66.7%
	Limo: 7.7%
	Arcilla: 25.6%
Horizonte	B
Clas. Textural	Franco arcillo arenoso



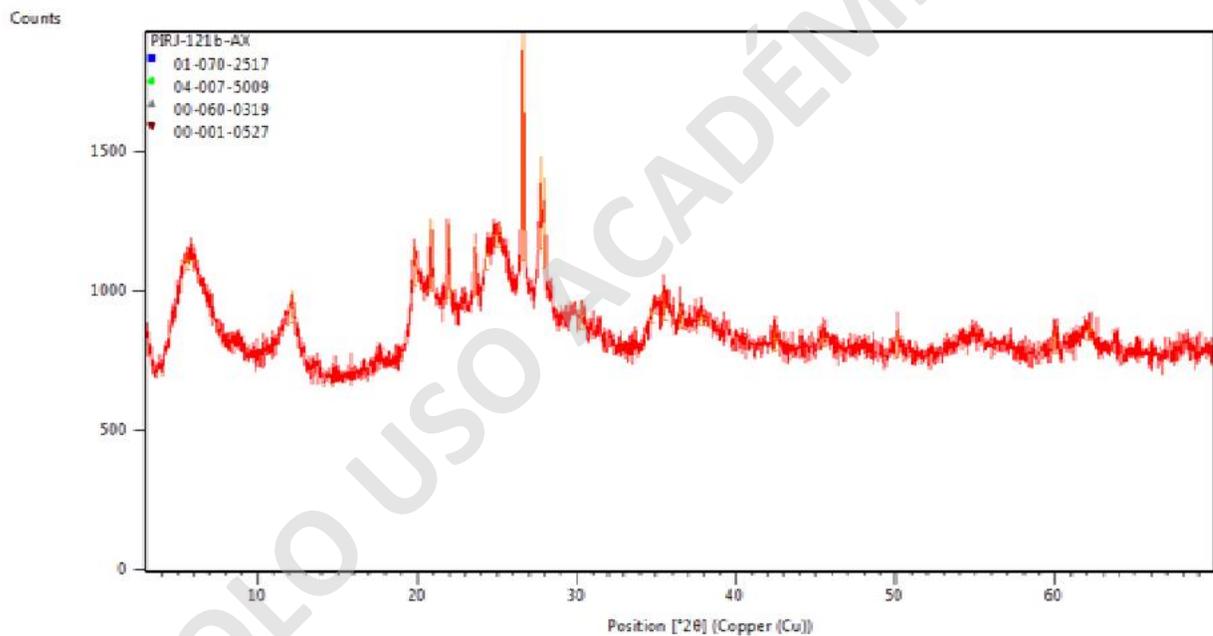


Anexo 18. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-121a y el difractograma de su fase fina.

PIRJ-121b

PIRJ-121b	
Ubicación	35,934262S/72,082323W
Unidad	Ignimbrita del Río Perquilauquén (PIrp)
Porcentajes	Arena: 80.8%
	Limo: 7.7%
	Arcilla: 11.5%
Horizonte	Horizonte E
Clas. Textural	Areno franco

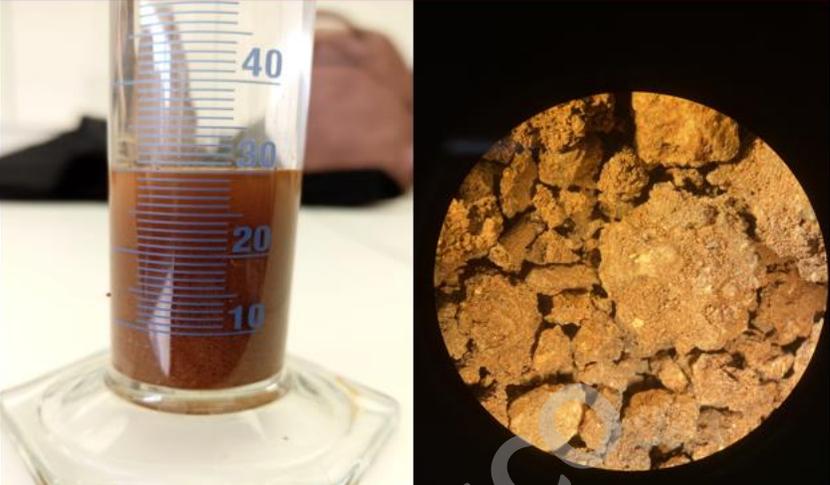
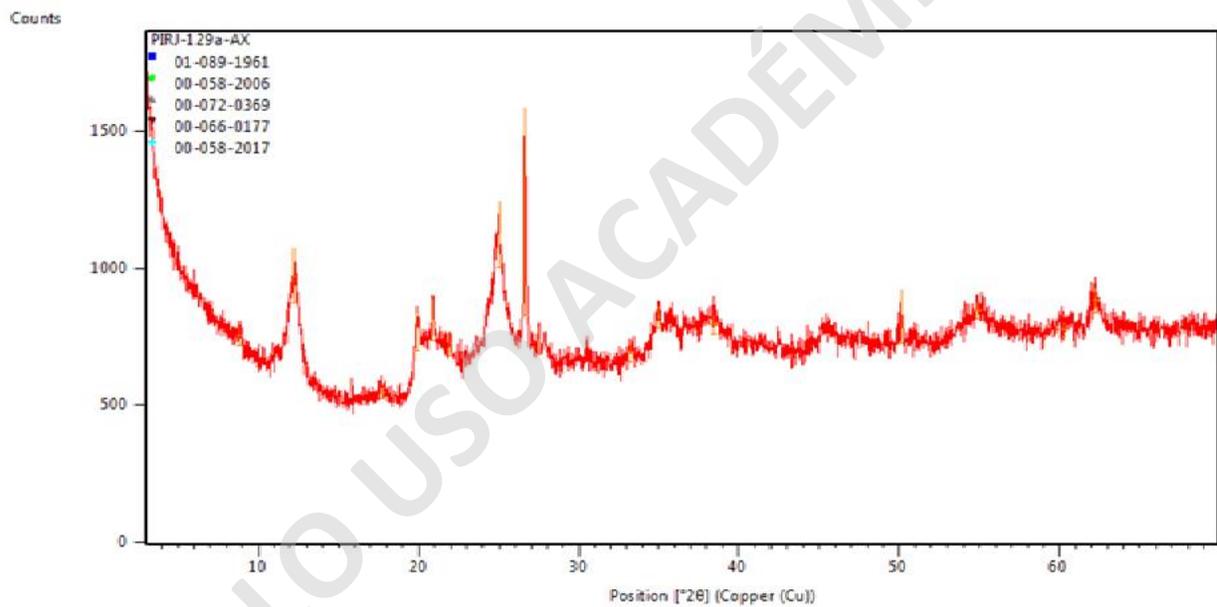




Anexo 19. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-121b y el difractograma de su fase fina.

PIRJ-129a

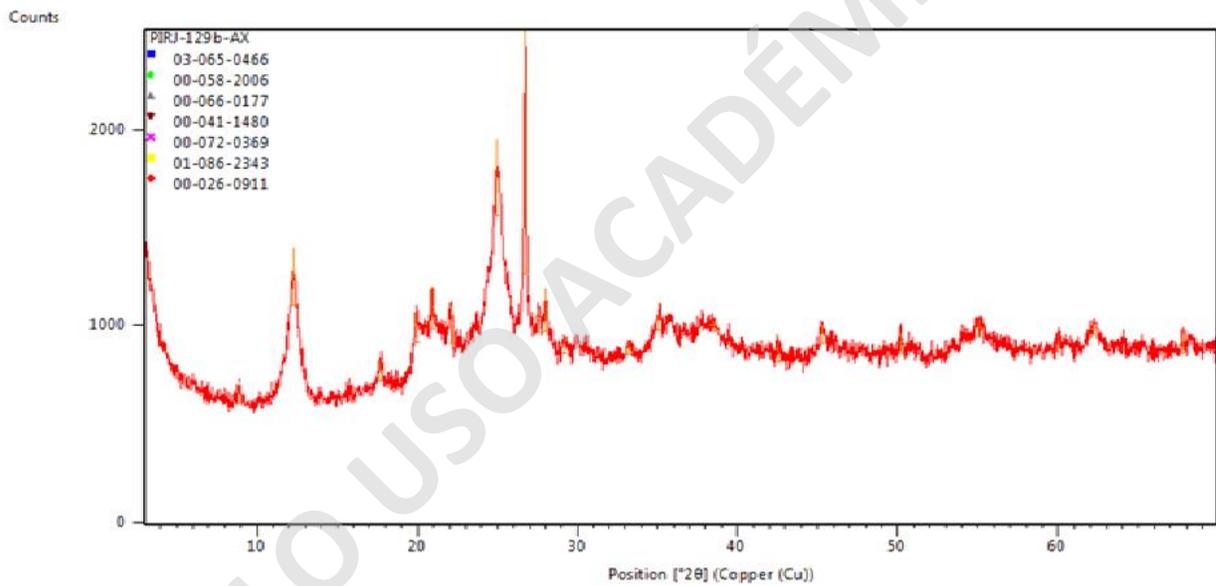
PIRJ-129a	
Ubicación	35,938359S/72,195852W
Unidad	Granito del Carbonífero Superior (Csg)
Porcentajes	Arena: 56.7%
	Limo: 26.7%
	Arcilla: 16.7%
Horizonte	Horizonte A-B
Clas. Textural	Franco arenoso

Anexo 20. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-129a y el difractograma de su fase fina.

PIRJ-129b

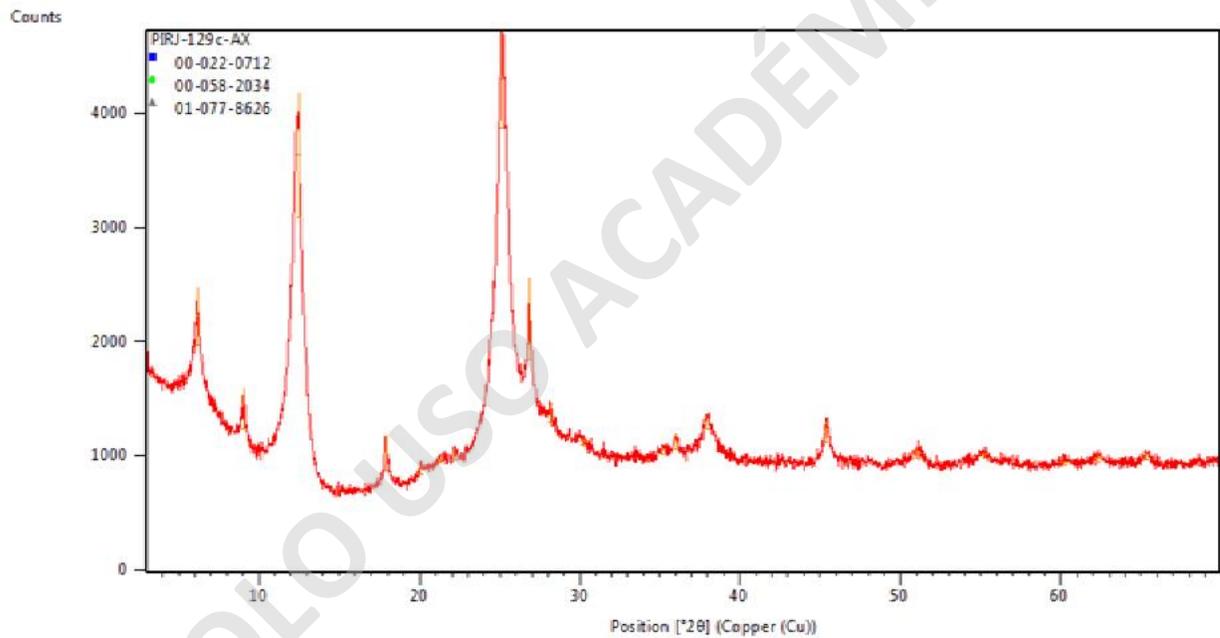
PIRJ-129b	
Ubicación	35,938359S/72,195852W
Unidad	Granito del Carbonífero Superior (Csg)
Porcentajes	Arena: 55.6% o 76.4%
	Limo: 33.3% o 10.9%
	Arcilla: 11.1% o 12.7%
Horizonte	Horizonte B
Clas. Textural	Frenco arenoso

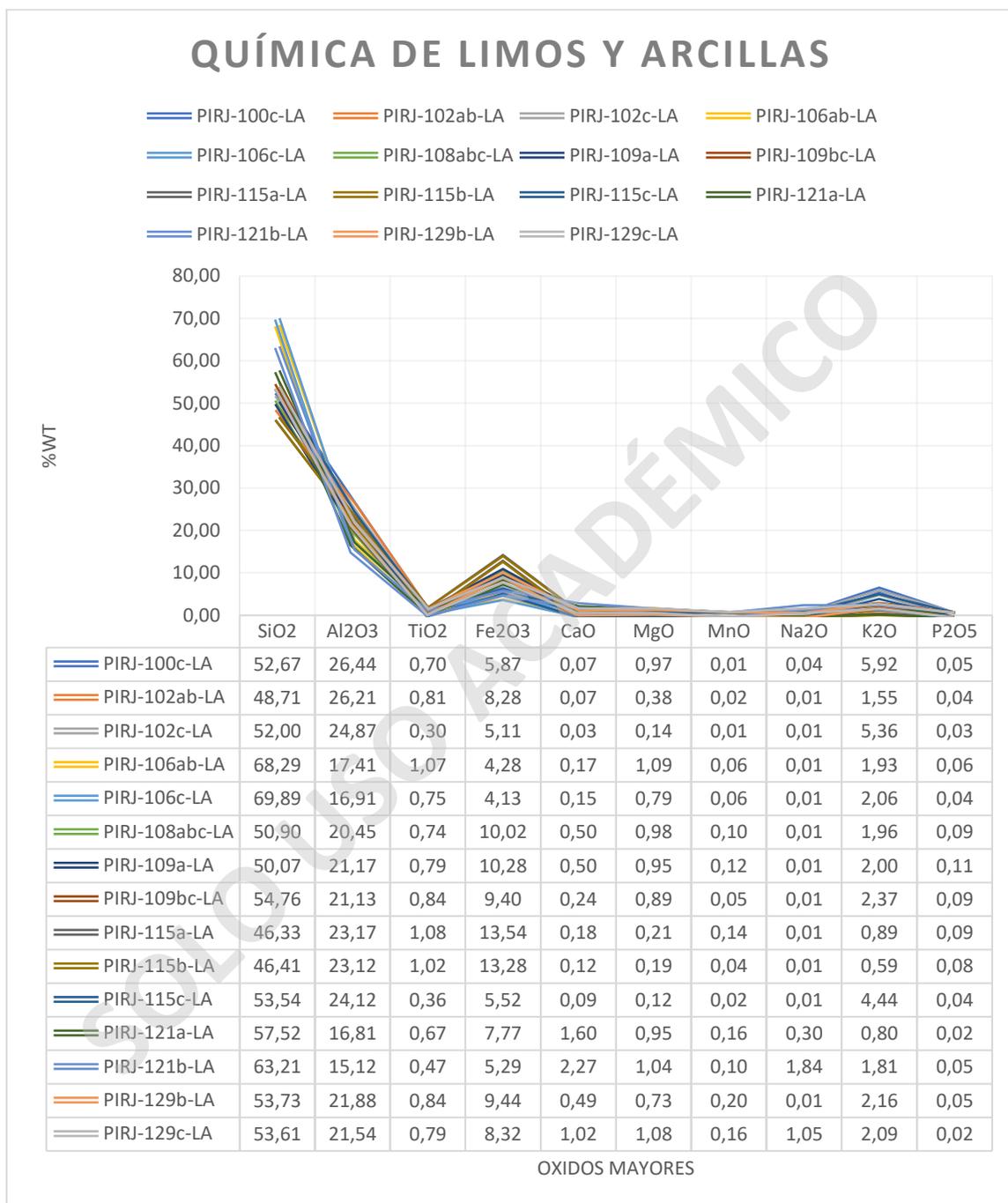
Anexo 21. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-129b y el difractograma de su fase fina.

PIRJ-129c

PIRJ-129c	
Ubicación	35,938359S/72,195852W
Unidad	Granito del Carbonífero Superior (Csg)
Porcentajes	Arena: 82.9%
	Limo: 9.8%
	Arcilla: 7.3%
Horizonte	Horizonte C-D
Clas. Textural	Areno franco

Anexo 22. Tabla resumen de los resultados de la muestra PIRJ-129c y el difractograma de su fase final.



Anexo 23. Gráfico de líneas y porcentajes en peso de óxidos mayores, de muestras de limo y arcilla.

Anexo 24

MUESTRA	PIRJ-100c-LA	PIRJ-102ab-LA	PIRJ-102c-LA	PIRJ-106ab-LA	PIRJ-106c-LA	PIRJ-108abc-LA	PIRJ-109a-LA	PIRJ-109bc-LA	PIRJ-115a-LA	PIRJ-115b-LA	PIRJ-115c-LA	PIRJ-121a-LA	PIRJ-121b-LA	PIRJ-129b-LA	PIRJ-129c-LA
Cu	43	7	3	6	3	29	29	25	14	9	3	18	14	7	3
V	243	173	57	191	185	257	273	275	355	367	97	201	123	234	217
Cr	109	13	5	72	59	63	74	72	58	63	5	27	5	15	5
Co	11	3	13	15	16	3	3	3	3	3	12	5	12	3	3
Ni	43	3	3	7	8	12	12	10	3	3	3	3	3	3	3
Zn	40	76	47	77	74	108	103	89	78	71	75	86	92	106	95
Rb	286	131	281	126	133	124	150	141	107	78	267	73	94	152	140
Sr	171	3	3	11	12	83	65	47	3	3	3	209	280	62	124
Y	87	73	118	53	61	59	58	59	78	56	220	44	51	70	62
Zr	319	485	404	493	504	305	303	381	476	426	696	348	404	697	739
Nb	22	26	12	28	31	18	20	24	24	20	34	14	14	24	27
Ba	878	293	737	339	411	517	480	473	227	127	388	472	680	536	472
Pb	26	16	17	11	11	15	16	16	16	16	17	13	15	13	12
Sc	59	33	25	11	40	30	28	18	46	31	50	23	14	14	10
S	260	370	310	290	250	370	390	280	310	350	260	230	230	230	200

Anexo 24. Tabla en ppm de elementos menores de muestras de limo y arcilla.

Anexo 25

100abc	Entisol
102abc	Mollisol
103a	Entisol
106abc	Entisol
107abc	Vertisol
108abc	Inceptisol
109abc	Alfisol
110abc	Vertisol
115abc	Alfisol
121ab	Andisol
129abc	Mollisol

Anexo 25. Descripción de las taxonomías de suelo reconocidas en este trabajo.

SOLO USO ACADÉMICO