

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA



TESIS

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SISTEMA GEOTÉRMICO DE
YUMAGUAL EN EL CASERÍO DE CHOTÉN DISTRITO DE SAN JUAN**

**PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE
INGENIERO GEÓLOGO**

AUTOR:

Bach. Caruajulca Pérez Exer Walberto

ASESOR:

Dr. Ing. Quispe Mamani Crispín Zenón

Cajamarca - Perú

-2024-

CONSTANCIA DE INFORME DE ORIGINALIDAD

- FACULTAD DE INGENIERÍA -

1. Investigador : Exer Walberto Caruajulca Pérez
DNI : 72941378
Escuela Profesional : Ingeniería Geológica

2. Asesor : Crispín Zenón Quispe Mamani
Facultad : Ingeniería

3. Grado académico o título profesional
 Bachiller Título profesional Segunda especialidad
 Maestro Doctor

4. Tipo de Investigación:
 Tesis Trabajo de investigación Trabajo de suficiencia profesional
 Trabajo académico

5. Título de Trabajo de Investigación: **ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SISTEMA GEOTÉRMICO DE YUMAGUAL EN EL CASERÍO DE CHOTÉN DISTRITO DE SAN JUAN.**

6. Fecha de evaluación : 17 de junio 2024

7. Software antiplagio: TURNITIN URKUND (OURIGINAL) (*)

8. Porcentaje de Informe de Similitud : 2%

9. Código Documento : Oid: 3117:361621102

10. Resultado de la Evaluación de Similitud:
 APROBADO PARA LEVANTAMIENTO DE OBSERVACIONES O DESAPROBADO

Fecha Emisión: 17 de junio del 2024

	
FIRMA DEL ASESOR	FIRMA DIGITAL
Nombres y Apellidos: Crispín Zenón Quispe Mamani	UNIDAD DE INVESTIGACIÓN FI
DNI : 29243825	Firmado digitalmente por: FERNANDEZ LEON Yvonne Katherine FAU 20148258601 soft Motivo: Soy el autor del documento Fecha: 17/06/2024 19:10:25-0500

* En caso se realizó la evaluación hasta setiembre de 2023

AGRADECIMIENTO

Mi más sincero agradecimiento y gratitud a mi alma mater, la Universidad Nacional de Cajamarca, a todos mis docentes que contribuyeron a mi formación profesional de la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica.

Al Dr. Ing. Zenón Crispín Quispe Mamani por asesorar la presente tesis, corregirla y comentarla, mi gratitud para él.

A mi equipo de universidad por su amistad y apoyo a lo largo de la carrera universitaria.

DEDICATORIA

A mi madre, Clara Pérez Tapia la persona más importante en mi vida por el amor y apoyo incondicional, con mucho cariño para ella.

A mis hermanos Omar y Danny, testigos de mi esfuerzo y cómplices de mis sueños. En su honor dedico esta tesis como un tributo a la unión familiar que ha sido mi fuente de fortaleza y motivación constante.

A mis amigos que de alguna u otra manera motivaron y apoyaron la realización de la presente tesis.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
AGRADECIMIENTO	i
DEDICATORIA	ii
ÍNDICE GENERAL	iii
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABLAS	xiv
ABREVIATURAS	xvi
RESUMEN	xvii
ABSTARCT	xviii
CAPÍTULO I	1
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO II	3
MARCO TEÓRICO	3
2.1. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN	3
2.1.1. Internacionales	3
2.1.2. Nacionales.....	3
2.1.3. Locales	4
2.2. BASES TEÓRICAS	5
2.2.1. Geotermia.....	5
2.2.2. Geología de los Sistemas Geotérmicos	5
2.2.3. Modelo conceptual de los sistemas geotérmicos	6
2.2.4. Clasificación de los sistemas geotérmicos	7
2.2.4.1. Sistema geotérmico según la transferencia de calor	7
Sistemas Convectivos	7
Sistemas Conductivos	8
2.2.4.2. Sistema geotérmico según su temperatura	10
Sistemas de baja entalpía	10
Sistemas de entalpía moderada y alta.....	11
2.2.4.3. Entorno geológico y tectónico	11
2.2.4.4. Sistemas Magmáticos Vs. Sistemas Amagmaticos.....	13
Sistemas geotérmicos magmáticos.....	13

	Pág.
Sistemas geotermicos amagmaticos.....	14
2.2.5. Estudios Hidroquímicos.....	16
2.2.5.1. Composición del fluido y tipo de depósito	16
2.2.5.2. Termómetros geoquímicos (geotermómetros)	17
Geotermómetro de sílice	19
2.2.5.3. Facies y Secuencias hidroquímicas	21
Composición del agua	21
2.2.5.4. Representación del análisis de datos	22
Diagrama de Piper	23
Diagrama de Schoeller-Berkaloff.....	24
2.2.6. Técnicas de exploración geofísica.....	25
2.2.6.1. Estudios de resistividad y magnetotelúricos.....	25
2.2.7. Análisis Estructural	25
2.2.7.1. Esfuerzo y deformación.....	26
Elipsoide de esfuerzos.....	26
Tipos de deformación	26
2.2.7.2. Niveles estructurales.....	27
2.2.7.3. Deformación Polifásica y Progresiva.....	28
Deformación progresiva	29
2.2.7.4. Pliegues.....	29
Análisis y clasificación de los pliegues.....	31
Orientación de Pliegues	32
Esquistosidad de Plano Axial.....	33
Pliegues Parásitos	34
Grietas de Tensión.....	34
2.2.7.5. Fracturas	35
Sistema de Diaclasas	35
Conjuntos de diaclasas y sistemas de diaclasas.....	36
2.2.7.6. Fallas	38
Elementos de una falla	38
Modelo de Fallas	39
2.2.7.6. Representación Estereográfica.....	40
Métodos de análisis poblacional de fallas	41

	Pág.
2.2.7.7. Indicadores Cinemáticos	43
Criterio Riedel.....	46
Grietas de tensión	48
Estilolitos	49
Zona de Cizalla.....	49
Fabricas S-C.....	50
Boudinage	51
2.2.7.8. Análisis estructural en los sistemas geotérmicos	51
2.3. DEFINICIÓN DE TÉRMINOS BÁSICOS	53
CAPÍTULO III.....	54
MATERIALES Y MÉTODOS.....	54
3.1. UBICACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN	54
3.1.1. Ubicación Geográfica.....	54
3.1.2. Ubicación Política.....	54
3.1.3. Clima y precipitación.....	54
3.1.4. Accesibilidad.....	55
3.2. PROCEDIMIENTOS Y TÉCNICAS DE RECOPIACIÓN DE DATOS ..	56
3.2.1. Etapa de pre campo, recopilación bibliográfica	56
3.2.2. Etapa de campo	57
3.2.3. Etapa post campo	57
3.2.4. Técnicas.....	57
3.3. TIPO Y MÉTODO DE INVESTIGACIÓN	58
3.3.1. Población de estudio.....	58
3.3.2. Muestra	58
3.3.3. Unidad de análisis.....	58
2.3.4. Definición de variables.....	59
3.3.5. Instrumentos y equipos.....	59
3.4. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	60
3.4.1. Geología Local	60
3.4.1.1. Grupo Goyllarisquizga	60
Formación Chimú (Ki-chi).....	60
Formación Santa (Ki-sa).....	61

	Pág.
Formación Carhuaz (Ki-ca)	61
Formación Farrat (Ki-fa)	62
3.4.1.2. Depósitos Cuaternarios	64
Depósitos coluviales	64
Depósito aluvial	64
Depósitos fluviales	65
3.4.2. Geomorfología	66
3.4.2.1. Planicies	66
3.4.2.2. Lomadas o colinas	66
3.4.2.3. Laderas	67
3.4.2.4. Escarpas	68
3.4.3. Hidrología	68
3.4.3.1. Hidrogeología	68
Acuífero Fisurado Chimú	69
Acuífero Fisurado Farrat	70
3.4.4. Contexto Tectónico	70
3.4.5. Contexto Estructural Regional	72
3.4.5.1. Lineamientos estructurales	72
3.4.5.2. Pliegues	72
3.4.5.3. Fallas	74
3.4.5.4. Indicadores cinemáticos	74
Fallas Conjugadas	75
Estilolitos	75
3.4.6. Geotermia	77
3.5. ANÁLISIS DE DATOS Y PRESENTACIÓN DE RESULTADOS	79
3.5.1. Orientación de los lineamientos estructurales	79
3.5.1.1. Análisis de tamaños y densidad de lineamientos	79
3.5.2. Análisis estructural del pliegue	80
3.5.3. Análisis estructural de fallas	82
3.5.3.1. Estación N° 1	83
3.5.3.2. Estación N° 2	84
3.5.3.3. Estación N° 3	85
3.5.3.4. Estación N° 4	87

	Pág.
3.5.3.5. Estación N° 5.....	88
3.5.3.6. Estación N° 6.....	90
3.5.3.7. Estación N° 7.....	91
3.5.3.8. Estación N° 8.....	92
3.5.4. Análisis estereográfico de diaclasas	93
3.5.5. Geotermia	95
3.5.5.1. Parámetros fisicoquímicos	95
3.5.5.2. Hidroquímica.....	98
Protocolo de muestreo.....	98
Composición Hidroquímica	99
Termómetros geoquímicos (geotermómetros)	100
CAPITULO IV.....	101
ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	101
4.1. ESTACIONES ESTRUCTURALES	101
4.2. MODELO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL.....	107
4.2.1. Elementos del Modelo	107
4.3. PARÁMETROS FÍSICO QUÍMICOS	110
4.4. COMPORTAMIENTO HIDROQUÍMICO MEDIANTE LOS DIAGRAMA DE FACIES.....	111
4.4.1. Diagrama de facies de Piper.....	111
4.4.2. Diagrama de Schoeller-Berkaloff.....	112
4.5. CONTRASTACIÓN DE LA HIPÓTESIS	112
CAPÍTULO V.....	113
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	113
5.1. CONCLUSIONES.....	113
5.2. RECOMENDACIONES	114
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	115
ANEXOS	122

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Representación esquemática de un sistema geotérmico ideal (Dickson y Fanelli, 2004).....	6
Figura 2. Gráfico y dibujo esquemático correspondiente que muestra el cambio de temperatura de los fluidos geotérmicos sobre una fuente de calor (magma en convección) según White, 1973. Las flechas azules muestran el camino del agua subterránea recargada, fría y densa que se calienta conductivamente desde abajo. Las flechas rojas muestran el camino del agua caliente flotante que se eleva por convección (Boden, 2016).....	8
Figura 3. Sistema geotérmico sedimentario (Rezaie y Aghajani, 2012).	9
Figura 4. Regiones de alto flujo de calor y actividad geotérmica (Elders y Moore, 2016).	12
Figura 5. Sistemas geotérmicos en provincias volcánicas y amagmaticas (Jolie et al, 2021).	15
Figura 6. Diagrama de Piper (Martínez et al, 2006).	23
Figura 7. Diagrama de Schoeller-Berkaloff (Martínez et al, 2006).....	24
Figura 8. (a) Elipse de esfuerzo vs elipse de deformación (Rossello, 2009); (b) El elipsoide de esfuerzos está definido por tres ejes que corresponden a los esfuerzos principales σ_1 , σ_2 , y σ_3 y los planos ortogonales que los contienen; donde ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) (Lillo y Oyarzun, 2013).....	26
Figura 9. (A) Nivel estructural de la corteza terrestre (Mattauer,1976). (B) Modelo integrado, que muestra el régimen frágil, dúctil, la transición frágil-ductil y la resistencia de la corteza (σ_d); esto a veces se denomina modelo de fallas de Sibson-Scholz. Se indican las rocas de falla que se encuentran típicamente en los niveles de la corteza (Van Der Pluijm y Marshak, 1997).....	28
Figura 10. Deformación progresiva comparada: Cizalla simple (izquierda) y Cizalla pura (derecha) (Rossello, 2009).	29
Figura 11. Descripción geométrica de los pliegues (Allmendinger, 1999).	30
Figura 12. Tipo de pliegues en función de las líneas de charnela, adaptado de (Allmendinger, 1999).	31

	Pág.
Figura 13. Clasificación de pliegues según Fleuty (1964) en función de la orientación de la línea de charnela y la superficie axial, Adaptado de Fossen (2010).	32
Figura 14. Un pliegue cilíndrico (a) se caracteriza por una línea de bisagra recta y un pliegue no cilíndrico (b) por una línea de charnela curva. La superficie axial puede ser plana, como en (a) y (b), o curvada (c) (Van Der Pluijm y Marshak, 1997).....	32
Figura 15. Esquistosidad de plano axial desarrollada en un pliegue apretado. EP: esfuerzo principal (σ_1); EPA: esquistosidad de plano axial; EST: planos de estratificación; PA: plano axial del pliegue. Adaptado de Lillo y Oyarzun (2013).	33
Figura 16. Reconstruyendo la trayectoria de un pliegue por observación de la dirección y buzamiento de la esquistosidad de plano axial: EPA (adaptada de Davis y Reynolds, 1996).	33
Figura 17. Izquierda, esquema para los pliegues parásitos en un pliegue recto (adaptada de Fossen, 2010); derecha, areniscas plegadas (Lillo y Oyarzun, 2013).....	34
Figura 18. Formación de grietas de tensión en los flancos de un pliegue (adaptada de Wilson, 1982).	35
Figura 19. Diagrama de bloques que muestra diaclasas sistemáticas y no sistemáticas en un estrato rocoso (Van Der Pluijm y Marshak, 1997).	36
Figura 20. Trazas de varios tipos de diaclasas en la superficie de un estrato (Van Der Pluijm y Marshak, 1997).....	37
Figura 21. Diagrama de frecuencia (histograma). Diagrama de roseta (derecha) para diaclasas (Van Der Pluijm y Marshak, 1997).	38
Figura 22. Elementos de una falla normal con un componente de deslizamiento de rumbo dextral que afecta una capa inclinada (Modificado de Fossen, 2010).	39
Figura 23. La teoría de las fallas de Anderson predice (a) fallas normales (ángulo alto), (b) fallas inversas (ángulo bajo) (o cabalgamientos), y (c) fallas de rumbo (verticales). (Van Der Pluijm y Marshak, 1997).	40

	Pág.
Figura 24. A) Representación estereográfica donde las flechas representan el sentido del movimiento (Rowland et al, 2007) B) Regímenes tectónicos según Anderson (1951), donde se muestran campos de compresión (P) y tensión (T) (Fossen, 2010).	41
Figura 25. Método de los Diedros Rectos, la parte sombreada corresponde a la compresión y la blanca a la extensión (modificado de Muñoz Martín, 1997).	43
Figura 26. Indicadores de la cinemática de fallas según Petit (1987), donde M es la superficie de falla principal (Nukman y Banyuwangi, 2014).	44
Figura 27. Cizalla simple en un sistema de rumbo dextral, aplicando el modelo de Riedel (Rossello, 2009).	47
Figura 28. Cizallas de Riedel, indicando lo ángulos promedios de sus componentes R, R' y P (Allmendinger, 1987).	48
Figura 29. Derecha se observa la Zona de cizalla semifrágil dextral que muestra el desarrollo de grietas de tensión en-echelon (McClay, 1987). A la izquierda podemos observar la evolución de las grietas de tensión en una cizalla sinestral, mostrando ya indicios de ductilidad en los materiales (curvatura pronunciada de las grietas) (Lillo y Oyarzun, 2013).	48
Figura 30. Arquitectura de estilolitos, mostrando su relación con la dirección σ_1 (McClay, 1987).	49
Figura 31. Zona de cizalla dúctil que muestra el desarrollo de una foliación a 45° del margen de la zona de cizalla y a 90° de σ_1 (McClay, 1987).	50
Figura 32. A la izquierda se muestra una fábrica S-C, con movimiento sinestral (Allmendinger, 1987). En la derecha se muestra el sentido del paleoesfuerzo en una milonita con fábrica S-C: movimiento sinestral (Lillo y Oyarzun, 2013).	50
Figura 33. Boudinage en sección transversal, indicando el sentido de la deformación (Fossen, 2010).	51
Figura 34. Entornos estructurales favorables para la explotación geotérmica (Jolie et al, 2021).	52
Figura 35. Historial de temperatura y precipitaciones del año 2023 y 2024	55

	Pág.
Figura 36. Acceso terrestre para llegar a Yumagual donde se desarrolla la investigación Fuente: Google maps (2024).....	56
Figura 37. N: 9198589, E: 774175. Estratificación: Az/Bz: N145°/58°. Afloramiento de areniscas intercaladas con arcillitas grises y mantos de carbón de la Formación Chimú.....	60
Figura 38. N: 9197334, E: 775536. Estratificación: Az/Bz: N130°/62°. Afloramiento de areniscas intercaladas con arcillitas y calizas margosas de la Formación Santa en margen derecha del rio Chotén	61
Figura 39. N: 9199297, E: 774382. Estratificación: Az/Bz: N265°/32°. Intercalación de arcillitas y areniscas grises amarillentas moderadamente fracturadas perteneciente a Formación Carhuaz. ...	62
Figura 40. N: 9199209, E: 774848. Estratificación: Az/Bz: N260°/52°. Afloramiento de areniscas cuarzosas muy fracturadas de la Formación Farrat, en el flanco derecho del anticlinal.....	62
Figura 41. Columna estratigráfica del caserío de Chotén.	63
Figura 42. N: 9197432, E: 775946, espesor: 5m. Depósito coluvial (flecha superior), constituido por cantos y gravas angulosas de matriz arenosa.	64
Figura 43. N: 9197338, E: 776279, espesor: 12m. Vista de depósitos aluviales, en la margen derecha del rio Chotén con deslizamiento en la parte superior y cono de detritos en la parte inferior.	65
Figura 44. N: 9197303, E: 776019, espesor: 0.7 m. Vista de terrazas fluviales, en la margen izquierda del rio Chotén, compuesta de gravas de redondeadas con una matriz arenolimosas.	65
Figura 45. N: 9197502, E: 775297. Planicie con pendiente de 6°, situadas en la cabecera de las terrazas aluviales.	66
Figura 46. N:9197502, E: 775297. Lomada con pendiente promedio de 17°, situadas al norte del flanco derecho del anticlinal.	67
Figura 47. N: 9197814, E: 774806. Laderas con pendientes entre 25° y 40° siendo la unidad geomorfológica que más área ocupa.	67
Figura 48. N: 9198384, E: 774235. Escarpa con pendientes de 72° en el flanco derecho del anticlinal de Yumagual.....	68

	Pág.
Figura 49. Cuadro Geocronológico, Estratigráfico y Tectónico de Cajamarca.	71
Figura 50. Imagen satelital del anticlinal de Yumagual cuyo núcleo está formado por areniscas de la Formación Chimú de flacos subverticales erosionados. Donde se puede observar la terminación longitudinal de los pliegues o cierre (periclinal), delimitado por las líneas amarillas que apuntan en dirección de la inmersión con dirección oeste (flecha amarilla).....	73
Figura 51. N:9198052, E: 774519. Estratificación: Az/Bz: N127°/71°. Flanco derecho del anticlinal de Yumagual con estratos subverticales de areniscas de la Formación Chimú.	73
Figura 52. N: 9198113, E: 775314. Estratificación: Az/Bz: N123°/63° Según la clasificación de (McClay, 1987), corresponde a un estilolito irregular, asociado a una fractura extensional, lo que confirma su origen tectónico.....	76
Figura 53. N: 9198030, E: 774557. Estratificación: Az/Bz: N120°/65°. Fracturas conjugadas en el flanco derecho del anticlinal, sistema de fracturas A (flechas blancas) AZ: N15° Bz: 49°; sistema de fracturas B (flechas amarillas) AZ: N210° Bz: 44°.....	76
Figura 54. Mapa geotérmico del Perú (Vargas y Cruz, 2010)	78
Figura 55. Histograma interpretado del MDE, de la orientación de lineamientos con la frecuencia o número de mediciones.	79
Figura 56. Dispersión de lineamientos interpretado del MDE, en fusión de la orientación y su longitud.....	80
Figura 57. Representación estereográfica del anticlinal de Yumagual, donde se muestra sus flacos, plano axial (línea roja), el eje del pliegue y la vergencia hacia el NNE.	81
Figura 58. Interpolación de datos estructurales: Dip de la superficie axial (Bz del plano axial) = 84.2° y plunge de la línea de charnela (Plunge del sigma 2) = 15.3°. Para determinar el tipo de pliegue según la orientación de sus pliegues.....	82
Figura 59. Proyección estereográfica de la estación N°1	83
Figura 60. Estrías de falla en areniscas de la Formación Chimú	84
Figura 61. Proyección estereográfica de la estación N°2.....	85

	Pág.
Figura 62. Plano de falla normal en areniscas y arcillitas de la Formación Santa.....	86
Figura 63. Proyección estereográfica de la estación N°3.....	86
Figura 64. Pligue fallado (derecha) en areniscas ubicadas en el periclinal del anticlinal; estrías de falla normal (izquierda).	87
Figura 65. Proyección estereográfica de la estación N°4.....	88
Figura 66. Estrías de falla en areniscas de la Formación Farrat.	89
Figura 67. Proyección estereográfica de la estación N°5.....	89
Figura 68. Falla sinistral en areniscas de la Formación Carhuaz, concordante con la quebrada Yumagual.....	90
Figura 69. Proyección estereográfica de la estación N°6.....	91
Figura 70. Proyección estereográfica de la estación N°7.....	92
Figura 71. Proyección estereográfica de la estación N°8.....	93
Figura 72. Diagrama de polos de las diaclasas con su plano promedio, donde: <i>TP1</i> y <i>TP2</i> corresponden a un sistema conjugado; <i>TP3</i> es la estratificación; <i>Ts1</i> y <i>Ts2</i> pertenecen a un conjunto de diaclasas no sistemáticas.....	94
Figura 73. Diagrama de rosetas, donde se puede apreciar las tendencias principales dominantes <i>TP1</i> y <i>TP2</i> de orientación NNE-SSW y <i>TP3</i> de NW-SE	94
Figura 74. Histograma de orientación de diaclasas medidas en campo, donde se muestra el intervalo del azimut con las tendencias principales junto con el número de mediciones.....	95
Figura 75. Preparación del equipo, donde se puede apreciar la limpieza de la sonda con agua ultrapura (UPW) o también llamada agua desionizada.	95
Figura 76. (a) Se observa el muestreo del agua termal M1, siguiendo el protocolo anteriormente descrito. (b) Etiquetado y sellado de la muestra para el análisis de sus aniones, cationes y bicarbonatos.	98
Figura 77. Resumen de estaciones estructurales	104
Figura 78. Interpretación de tendencia de fallas compatibles.....	106
Figura 79. Modelo geológico estructural 3D del sistema geotérmico Yumagual	109

	Pág.
Figura 80. Diagrama de Piper, cuya leyenda muestra la fecha en la cual fue realizado el muestreo para el análisis del agua.....	111
Figura 81. Diagrama de Schoeller-Berkaloff, cuya leyenda muestra la fecha en la cual fue realizado el muestreo para el análisis del agua.	112

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Tipos de recursos geotérmicos según la transferencia de calor.....	10
Tabla 2. Recursos geotérmicos por temperatura según diferentes autores	11
Tabla 3. Clasificación de pliegues basada en el ángulo entre flacos	31
Tabla 4. Ubicación geográfica (DATUM WGS-84).....	54
Tabla 5. Tiempo y distancia para acceder al área de investigación	55
Tabla 6. Tipo, Nivel, Diseño y Método de Investigación.....	58
Tabla 7. Identificación de variables	59
Tabla 8. Instrumentos y equipos de campo.....	59
Tabla 9. Clasificación hidrogeológica de la cuenca Jequetepeque.	69
Tabla 10. Sigmas de esfuerzos principales del anticlinal de Yumagual	81
Tabla 11. Datos estructurales de la estación N°1	83
Tabla 12. Datos lineales de los sigmas de la estación N°1	83
Tabla 13. Datos estructurales de la estación N°2	84
Tabla 14. Datos lineales de los sigmas de esfuerzos de la estación N°2	85
Tabla 15. Datos estructurales de la estación N°3	86
Tabla 16. Datos lineales de los sigmas de la estación N°3	87
Tabla 17. Datos estructurales de la estación N°4	87
Tabla 18. Datos lineales de los sigmas de la estación N°4	88
Tabla 19. Datos estructurales de la estación N°5	89
Tabla 20. Datos lineales de los sigmas de la estación N°5.....	90
Tabla 21. Datos estructurales de la estación N°6	90
Tabla 22. Datos lineales de los sigmas de la estación N°6	91
Tabla 23. Datos estructurales de la estación N°7	91
Tabla 24. Datos lineales de los sigmas de la estación N°7	92

	Pág.
Tabla 25. Datos estructurales de la estación N°8	92
Tabla 26. Datos lineales de los sigmas de la estación N°8	93
Tabla 27. Parámetros fisicoquímicos de la fuente termal.....	96
Tabla 28. Parámetros fisicoquímicos del balneario	97
Tabla 29. Constituyentes principales de la fuente termal	99
Tabla 30. Constituyentes menores.....	99
Tabla 31. Constituyentes traza.....	99
Tabla 32. Geotermómetro de sílice del reservorio geotérmico.....	100
Tabla 33. Tendencias de las fallas compatibles.....	103
Tabla 34. Resumen de las estaciones estructurales de fallas y parámetros vectoriales de esfuerzos.....	105
Tabla 35. Cuadro comparativo de los parámetros físico químicos.....	110

ABREVIATURAS

HCO ₃	: Bicarbonato
Ca	: Calcio
Cl ⁻	: Cloruro
SiO ₂	: Dióxido de silicio
S _o	: Estratificación
D _x	: Falla dextral
S _x	: Falla sinistral
I _x	: Falla Inversa
N _x	: Falla normal
Fm	: Formación
°C	: Grados Celsius
INGEMMET	: Instituto Geológico Minero Metalúrgico
Mg	: Magnesio
mg/l	: Miligramos por litro
NO ₃	: Nitrato
NE	: Nor Este
NO	: Nor Oeste
K	: Potasio
Ki	: Cretácico Inferior
ORP	: Potencial de oxidación reducción
OD	: Oxígeno disuelto
pH	: Potencial de hidrógeno
ppm	: Partes por millón
Na	: Sodio
TDS	: Sólidos Totales Disueltos
SO ₄	: Sulfato
SE	: Sur Este
SO	: Sur Oeste
UTM	: Universal Transversal de Mercator

RESUMEN

Los usos directos de la geotermia son necesarios para diversificar la matriz energética de nuestro territorio, es allí donde resulta importante estudiar este tipo de sistemas, lo cual será de interés para la comunidad geológica que busque desarrollar investigaciones en este campo. El objetivo principal es realizar un análisis estructural del sistema geotérmico de Yumagual, ubicado en el caserío de Choten. La zona de recarga del sistema de origen meteórico ocurre en el borde SSW de la cuenca Jequetepeque a más de 3500 msnm, a través de las areniscas de la Formación Chimú en el distrito de Cospán. Después de alcanzar la base del acuífero, el agua sifoneada se desplaza en dirección NNE hasta llegar al anticlinal de Yumagual, donde por presión hidráulica natural el fluido geotérmico asciende por la intersección de fallas locales profundas de un régimen trastensivo, formando una manifestación termal en superficie, teniendo como roca base de baja permeabilidad al techo de la Formación Chicama y a la Formación Santa como roca sello. La manifestación termal presenta una consistencia notable de sus parámetros fisicoquímicos a través del tiempo, dando un promedio de temperatura igual a 50.6°C, un ph de 6.4, conductividad de 91.3 ($\mu\text{S}/\text{cm}$), TDS de 45.2 mg/l y un caudal de 0.5 l/s. Este sistema debe su origen al gradiente geotérmico, evidenciado por el entorno geológico (ausencia de vulcanismo activo), la hidroquímica (poca cantidad de minerales solubles) y los geotermómetros (sistema de baja entalpia).

Palabras Clave: Estructuras tectónicas, sistema geotérmico, geología, fuente termal, parámetros fisicoquímicos, hidroquímica.

ABSTARCT

The direct uses of geothermal energy are necessary to diversify the energy matrix of our territory, that is where it is important to study this type of systems, which will be of interest to the geological community seeking to develop research in this field. The main objective is to carry out a structural analysis of the Yumagual geothermal system, located in the hamlet of Choten. The recharge zone of the meteoric origin system occurs in the SSW edge of the Jequetepeque basin at more than 3500 masl, through the Chimú Formation sandstones in the district of Cospán. After reaching the base of the aquifer, the siphoned water moves in a NNE direction until reaching the Yumagual anticline, where by natural hydraulic pressure the geothermal fluid rises through the intersection of deep local faults of a tristate regime, forming a thermal manifestation at the surface, having the roof of the Chicama Formation as a low permeability bedrock and the Santa Formation as a seal rock. The thermal manifestation presents a remarkable consistency of its physicochemical parameters over time, giving an average temperature equal to 50.6°C, a pH of 6.4, conductivity of 91.3 ($\mu\text{S}/\text{cm}$), TDS of 45.2 mg/l and a flow rate of 0.5 l/s. This system owes its origin to the geothermal gradient, evidenced by the geological environment (absence of active volcanism), hydrochemistry (low amount of soluble minerals) and geothermometers (low enthalpy system).

Keywords: Tectonic structures, geothermal system, geology, hot spring, physicochemical parameters, hydrochemistry.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

La matriz energética del territorio peruano depende principalmente de dos fuentes: La hidroeléctrica y el gas, pero si tenemos en consideración el contexto del cambio climático y el fenómeno del niño que pueden causar averías en las centrales hidroeléctricas y daño en las carreteras para el transporte del gas, entonces nuestra matriz energética es muy vulnerable, es ahí donde las fuentes de energía renovable como la geotermia se vuelven una alternativa para diversificar la energía, misma que sirve para la generación de electricidad además de usos directos de estas manifestaciones termal en la superficie para: balnearios, geotermas para calefacción, invernaderos, acuicultura, entre otros.

Es por tal razón que realizar un análisis estructural del sistema geotérmico de Yumagual en el caserío de Chotén distrito de San Juan, resulta fundamental para conocer y entender el control estructural de su formación, cuya investigación será de interés para la comunidad geológica que busque desarrollar investigaciones en el campo de la geotermia, para lo cual se tomará datos estructurales para luego procesarlos haciendo uso de software: Stereonet v11.3, Faultkin v8.1, ArcGis v10.5, AutoCAD v2019 y leapfrog Geo V5.1; Para complementar el análisis de este sistema geotermal se tomará datos in situ de las propiedades físico químicas del agua con un Multiparámetro de aguas, y para determinar la concentración de los cationes y aniones se tomarán muestras para ser enviadas al laboratorio para finalmente ser procesado con el software AquaChem v11.0 y Microsoft Excel v2019.

El problema planteado es ¿Cuál es el análisis estructural del sistema geotérmico de Yumagual en el caserío de Choten distrito de San Juan?

Teniendo como hipótesis que la manifestación termal de Yumagual se produce a través de fracturas y fallas profundas y debe su origen al gradiente geotérmico.

El desarrollo de la presente tesis tiene como finalidad realizar el análisis estructural del sistema geotérmico de Yumagual en el caserío de Choten distrito de San Juan, la cual servirá para encaminar estudios futuros que busquen explorar por yacimientos geotérmicos en otras zonas de la región y el país, actualmente la zona en estudio es usada como balneario, sin embargo, con el mejor entendimiento estructural para determinar los posibles ductos de ascenso de este recurso se le puede dar muchos más usos directos lo que representaría una oportunidad de desarrollo para estas personas.

Como objetivo principal tenemos: Analizar la geología estructural del sistema geotérmico de Yumagual en el caserío de Chotén distrito de San Juan. Los objetivos específicos son: Elaborar diagramas de las estaciones estructurales, elaborar el modelamiento geológico estructural, determinar los parámetros fisicoquímicos del agua termal y definir el comportamiento hidroquímico del agua mediante los diagramas de facies.

La descripción de los contenidos abarca: Capítulo I: Introducción, se describe el contexto del problema (Análisis estructural del sistema geotérmico de Yumagual) incluyendo la pregunta principal, la hipótesis, los objetivos y la justificación. Capítulo II: Marco teórico, incluye los subcapítulos: antecedentes teóricos internacional, nacional y local, así mismo las bases teóricas que van hacer de apoyo en la investigación y definición de términos básicos. Capítulo III: Materiales y métodos, se describe la ubicación donde se realizará la investigación, además de los procedimientos siguiendo un orden cronológico de campo y gabinete en la toma de datos para su procesamiento, adicionando el contexto geológico. Capítulo IV: Análisis y discusión de los resultados: donde se discutirá los antecedentes teóricos con la investigación, así mismo la contrastación de la hipótesis. Capítulo V: Conclusiones y recomendaciones, para corroborar la coherencia con los objetivos inicialmente propuestos.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN

2.1.1. Internacionales

Mazzoli (2022), Geothermal energy and structural geology, determina que los yacimientos geotérmicos están fuertemente influenciados por el régimen tectónico regional y el entorno estructural local, teniendo como parámetros una alta porosidad y permeabilidad determinada principalmente por la apertura de las fracturas y su conectividad.

Dávalos et al (2022), 3D structural model and slip-dilation tendency analysis of the Chiweta zone: Geothermal system implications and fault reactivation potential, destaca que para analizar un sistema geotérmico controlado por estructuras se debe analizar las tendencias de deslizamiento-dilatación para determinar que fallas sirven como conductos de fluidos o barreras de tal manera se pueda realizar un modelo conceptual del sistema geotérmico.

Siler et al. (2019), Three-dimensional geologic mapping to assess geothermal potential: examples from Nevada and Oregon, concluyen que para caracterizar una zona geotérmica es crucial estudiar la geología estructural en especial donde existe muchas fallas estrechamente espaciadas que afectan la circulación de fluidos.

2.1.2. Nacionales

Parra et al. (2021), Análisis estructural, hidroquímico y químico de los baños termales de Machacancha y Minasmoqo, provincia de Calca, región Cusco, se concluyó que esta agua termal tiene su surgencia a través de fallas inversas y deben su origen al gradiente geotérmico, además debido a la naturaleza de la roca sello tiene una composición ácida.

Velarde et al. (2018), Estudios hidrogeológicos en el campo geotermal de Paucarani-Tacna, este estudio cuantificó los acuíferos y determinó la dirección del flujo de agua la cual circula en dos direcciones: de NO a SE (desde Paucarani hacia la Laguna Blanca) y de N a S (desde la quebrada Picanani hacia la Laguna Blanca); están controlados por fallas (NO SE y ENE-OSO), diaclasas y plegamientos, los cuales favorecen la transmisibilidad y el almacenamiento de las aguas subterráneas.

Cruz et al. (2020), Caracterización y evaluación del potencial geotérmico de la zona geotermal Casiri-Kallapuma, Región Tacna, concluyen que esta zona geotermal está asociada al sistema de fallas y fracturas con diferentes orientaciones (NO-SE, NNO-SSE, N-S y NE-SO). Sin embargo, los lineamientos y fracturas de orientación N-S y NE-SO están directamente asociadas con las descargas de las manifestaciones geotermales.

Vargas et al. (2010), Geotermal Map of Perú, divide al Perú en zonas geotérmicas, teniendo la región Cajamarca (región 1) manifestaciones termales de alta temperatura como resultado del gradiente geotérmico, donde el agua tiene su surgencia través de fallas.

2.1.3. Locales

Ramos (2021), Caracterización geológica de la zona termal Piñipata entre los centros poblados Tuco y Tallamac – Bambamarca, determina que el origen del agua termal es a través de la infiltración de aguas meteóricas por medio de rocas fracturadas hasta un acuífero donde se calienta por gradiente geotérmico y haciende a través de planos de estratificación.

Montoya (2021), Influencia de las características litológicas en la composición fisicoquímica de las aguas termales del valle de Llanguat – distrito Celendín - provincia Celendín, 2021, determina que la naturaleza del agua es clorurada y/o sulfatadas sódicas, debido principalmente al tipo de litología Cretácica albergante.

Rumay (2017), Caracterización hidrogeológica de las principales fuentes termales en el departamento de Cajamarca, estructuralmente describe a la fuente termal de Yumagual como un anticlinal con núcleo en la Formación Chimú, de flancos subverticales, donde en ambos lados del anticlinal se hallan fallas subverticales las cuales serían las zonas de recarga.

Rojas (2017), Caracterización de aguas termales mediante análisis fisicoquímico en el caserío de Chotén - distrito de San Juan. Describe uno de los muchos usos directos que se le da a la geotermia como son los balnearios, con propiedades fisicoquímicas de uso terapéutico y medicinal, también concluye que según el contenido de sulfatos se determinó que su origen termal es de aguas subterráneas profundas que se concentrarían en una zona intermedia.

Sima et al (2006), Estudio de factibilidad de las construcciones balneológicas en las localidades Cajamarca y Churín, donde realizan pruebas hidráulicas de las rocas de la Formación Chimú y Farrat, describiéndolas como potenciales acuíferos además de la medición de las características físico químicas del agua termal.

2.2. BASES TEÓRICAS

2.2.1. Geotermia

La energía geotérmica es una forma de energía renovable que se genera al convertir agua caliente o vapor de las profundidades de la superficie terrestre en electricidad. La cual causa muy poca contaminación del aire y tienen un impacto mínimo en el medio ambiente (Chambers, 2004). Y los usos directos dependen de la temperatura de los fluidos, con temperatura por debajo de 100°C se usa principalmente para calefacción de espacios y aplicaciones agrícolas, mientras que los que superan los 100 °C son para aplicaciones industriales (Kiruja, 2011).

2.2.2. Geología de los Sistemas Geotérmicos

El campo geotérmico se define geográficamente como un área de actividad geotérmica en la superficie de la tierra. En los casos en que no haya actividad superficial, este término puede usarse para indicar el área en la superficie correspondiendo al depósito geotérmico debajo.

El sistema geotérmico se refiere a todas las partes del sistema hidrológico involucrados, incluyendo la zona de recarga, todas las partes del subsuelo y la salida del sistema.

El reservorio geotérmico indica la parte caliente y permeable de un sistema geotérmico que puede ser explotado directamente (Rezaie y Aghajani, 2012).

2.2.3. Modelo conceptual de los sistemas geotérmicos

La fuente de calor puede ser tanto una intrusión magmática a muy alta temperatura ($> 600^{\circ}\text{C}$), emplazada a profundidades relativamente someras (5-10 km) o bien, como en sistemas de baja temperatura donde el gradiente geotérmico normal el calor. El reservorio es un volumen de rocas calientes permeables del cual los fluidos circulantes extraen el calor. Generalmente el reservorio está cubierto por rocas impermeables y está conectado a un área de recarga superficial a través de la cual el agua meteórica puede reemplazar los fluidos que se escapan del reservorio a través de las fuentes termales o que son extraídos mediante pozos. El fluido geotermal es agua en la mayoría de los casos de origen meteórico, ya sea en la fase líquida o en la fase vapor, dependiendo de su temperatura y presión (Dickson y Fanelli, 2004).

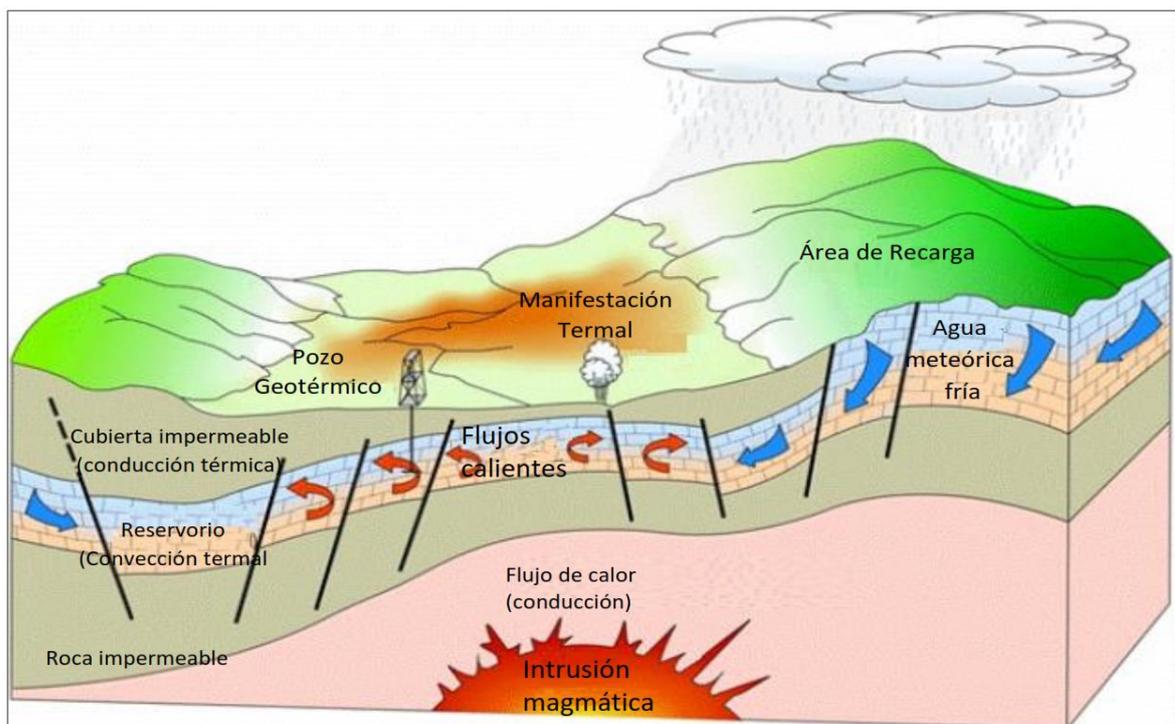


Figura 1. Representación esquemática de un sistema geotérmico ideal (Dickson y Fanelli, 2004).

2.2.4. Clasificación de los sistemas geotérmicos

Se han aplicado una variedad de métodos o criterios para analizar los sistemas geotérmicos, lo que refleja su naturaleza compleja y multidisciplinaria.

Algunos de los principales esquemas empleados y discutidos a continuación incluyen los siguientes:

- Cómo se transfiere el calor (sistemas conductivos frente a sistemas convectivos).
- Los tipos de fuentes de calor (presencia o ausencia de roca fundida o magma subyacente).
- Los entornos geológicos o tectónicos (ubicación a lo largo o cerca de los límites de las placas o dentro de las porciones interiores de los continentes)
- Ambientes de baja, moderada y alta entalpía o contenido de calor.
- El tipo de medio fluido presente en el yacimiento geotérmico (dominado por líquido o vapor) (Boden, 2016).

2.2.4.1. Sistema geotérmico según la transferencia de calor

Los sistemas geotérmicos se pueden subdividir, según sus regímenes de transferencia de calor y entornos geológicos, en dos categorías amplias: 1) Sistemas convectivos, 2) Sistemas Conductivos (Rybach, 1981).

- Sistemas Convectivos

Los sistemas geotérmicos convectivos están determinados por la circulación natural del fluido de trabajo (Wibowo, 2006). Estos sistemas convectivos tienen dos clases básicas de sistemas convectivos dependiendo de la fuente de energía térmica: volcánica y no volcánica. Un sistema convectivo volcánico impulsa su energía térmica desde un cuerpo de magma en convección (Sanyal, 2010). Las fuentes de calor para tales sistemas son intrusiones calientes o magma. Con mayor frecuencia se encuentran dentro o cerca de complejos volcánicos como calderas, la mayoría de ellos en los límites de las placas, pero algunos en áreas de puntos calientes.

Las fracturas permeables y las zonas de falla controlan principalmente el flujo de agua en los sistemas volcánicos (Saemundsson et al, 2009).

Un sistema convectivo no volcánico impulsa su energía térmica del agua meteórica que se ha calentado por circulación profunda en áreas de la tierra con alto flujo de calor; no hay ningún cuerpo de magma asociado con tal sistema (Sanyal, 2010).

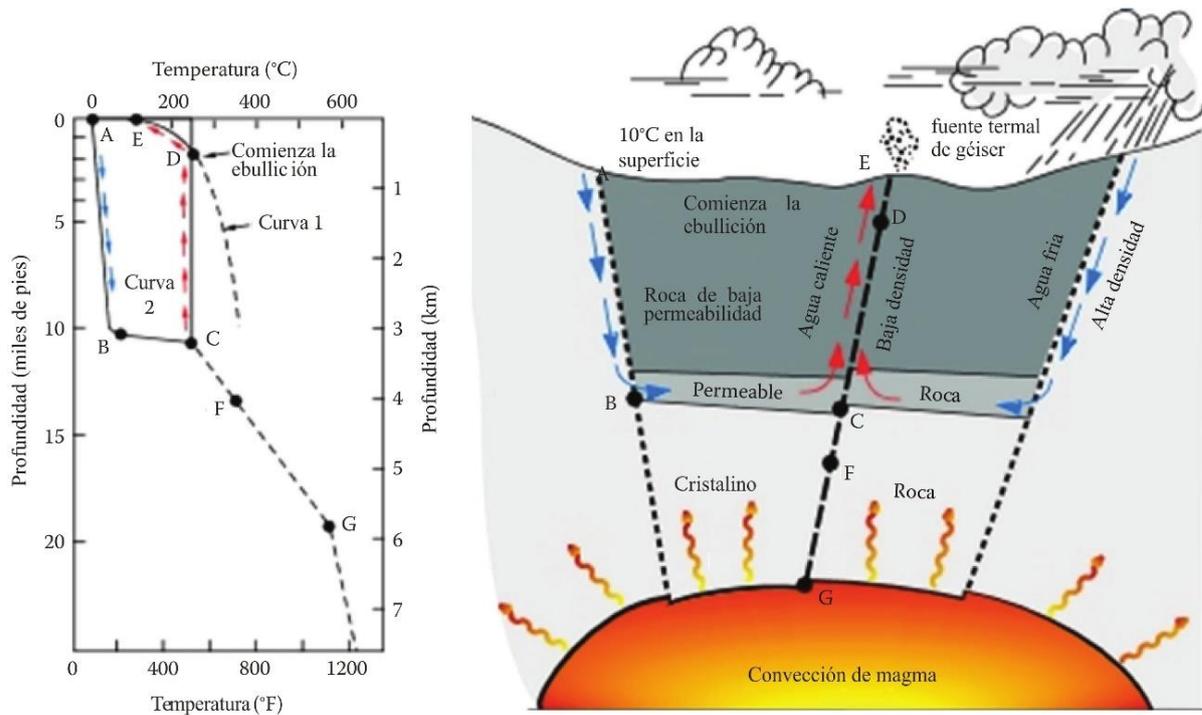


Figura 2. Gráfico y dibujo esquemático correspondiente que muestra el cambio de temperatura de los fluidos geotérmicos sobre una fuente de calor (magma en convección) según White, 1973. Las flechas azules muestran el camino del agua subterránea recargada, fría y densa que se calienta conductivamente desde abajo. Las flechas rojas muestran el camino del agua caliente flotante que se eleva por convección (Boden, 2016).

- Sistemas Conductivos

Los sistemas geotérmicos conductivos se pueden caracterizar por un régimen térmico debido únicamente a la conducción. El fluido de trabajo puede estar presente o debe suministrarse en estos sistemas. La circulación convectiva está prohibida debido al bajo contraste de temperatura o la baja permeabilidad (Wibowo, 2006). Hay tres clases en estos sistemas: 1) Sistemas sedimentarios, 2) Sistemas geo-presionados, 3) Roca seca caliente (HDR) o sistemas geotérmicos mejorados (diseñados) (EGS).

Los sistemas sedimentarios se pueden encontrar en muchas de las principales cuencas sedimentarias del mundo. Estos sistemas llegan a existir debido a la aparición de capas sedimentarias permeables a grandes profundidades (>1 km) y gradientes geotérmicos por encima del promedio (>30°C/km) (Figura 3).

Estos sistemas son de naturaleza conductiva en lugar de convectiva, aunque las fracturas y fallas juegan un papel en algunos casos (Saemundsson et al, 2009).

Los sistemas geopresionados ocurren en ambientes de cuencas donde los fluidos profundamente enterrados están contenidos en rocas sedimentarias permeables que se calientan en un gradiente geotérmico normal o mejorado por su gran profundidad de enterramiento. Los fluidos están estrechamente confinados por la roca impermeable circundante y su presión es mucho mayor que la hidrostática (Lund, 2007).

La roca seca caliente (HDR) o los sistemas geotérmicos mejorados (diseñados) (EGS) son volúmenes de roca que han sido calentados por vulcanismo o flujo de calor anormalmente alto. Tienen baja permeabilidad o son virtualmente impermeables. Por lo tanto, no pueden ser explotados fácilmente. Un EGS se define como un yacimiento hecho por el hombre que se crea mediante la fracturación artificial de roca impermeable o muy poco permeable a través de pozos. Nuestra clasificación basada en los regímenes de transferencia de calor y la configuración geológica se resume en la Tabla 1 (Rezaie y Aghajani, 2012).

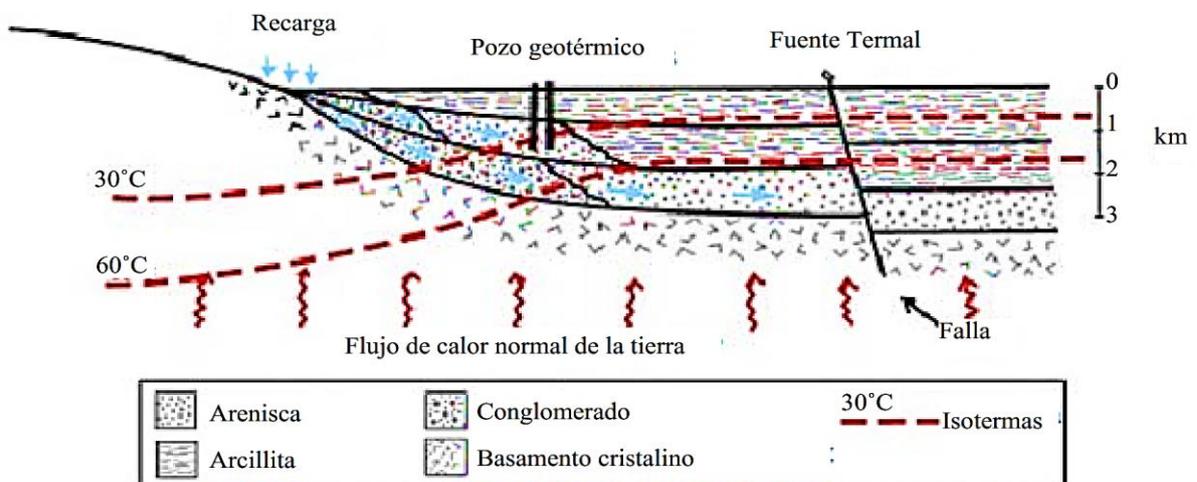


Figura 3. Sistema geotérmico sedimentario (Rezaie y Aghajani, 2012).

Tabla 1. Tipos de recursos geotérmicos según la transferencia de calor

Según los regímenes de transferencia de calor	Convectivo	Conductivo
Según la configuración geológica	Volcánico	Sistemas sedimentarios
	No volcánico	Sistemas geopresionados Sistemas HDR o EGS

Fuente: Tomado de Rezaie y Aghajani (2012)

2.2.4.2. Sistema geotérmico según su temperatura

Otro medio sencillo de clasificar los sistemas geotérmicos se basa en la temperatura, lo que ciertamente afecta los usos potenciales de los sistemas, porque cuanto mayor sea el contenido de calor (o entalpía), mayor será la capacidad de realizar trabajo. Usando este esquema, los sistemas se clasifican como de baja, moderada o alta entalpía. Para los propósitos aquí, se emplearán los siguientes límites divisionales aproximados: baja entalpía (<~100°C), entalpía moderada (~100° a ~175°C) y alta entalpía (>~175°C) (Boden, 2016).

- **Sistemas de baja entalpía**

Los sistemas de baja entalpía implicarían el uso directo de fluidos geotérmicos (generalmente denominados uso directo de energía geotérmica directa) y sistemas de geointercambio (también conocidos como bombas de calor de fuente terrestre o bombas de calor geotérmicas), que utilizan la temperatura ambiente de la Tierra a profundidades de unos pocos metros a cien metros más o menos. Los fluidos de uso directo siguen siendo el tipo más comúnmente utilizado (desde la antigüedad, de hecho) para nadar y bañarse, seguidos por el calentamiento de espacios y agua (Lund y Boyd, 2015; Lund et al., 2004). Otros usos directos importantes de los fluidos geotérmicos incluyen la cría de peces o caimanes (acuicultura), el secado de frutas y verduras, la producción comercial en invernaderos y el procesamiento de minerales en ciertas operaciones mineras.

Los sistemas de entalpía más baja consisten en sistemas de geointercambio, también conocidos como bombas de calor geotérmicas. En lugar de ser estrictamente una forma de extracción de calor, el geointercambio utiliza la Tierra como un banco térmico para extraer (fuente de calor) y depositar (disipador de calor) energía para minimizar los

requisitos de calefacción y refrigeración que se logran por otros medios, como la quema de combustibles fósiles.

- Sistemas de entalpía moderada y alta

Los sistemas de entalpía moderada y alta se pueden utilizar tanto para la generación de energía eléctrica como para el uso directo, según la temperatura y la necesidad. Los sistemas de entalpía moderada (<~175 °C) generalmente son demasiado fríos para impulsar una turbina de vapor directamente desde el vapor de agua porque la fracción de vapor es menos del 20 % de la masa total del fluido (Glassley, 2015). Una forma de abordar este problema es usar un fluido secundario o binaria (uso de un fluido secundario, normalmente un hidrocarburo).

En los sistemas de alta entalpía, el fluido geotérmico producido se usa directamente en la generación de energía, lo que elimina la necesidad de un intercambiador de calor como el que se usa en una planta de energía geotérmica binaria. Para un yacimiento dominado por líquido, suficiente fluido se convierte en vapor para impulsar una turbina de vapor en lo que se conoce como plantas de energía flash. Cuanto mayor sea la entalpía (temperatura) del fluido, mayor será la proporción de vapor producido y la mayor cantidad de energía generada (Boden, 2016).

Tabla 2. Recursos geotérmicos por temperatura según diferentes autores

	Muffler, 1978 (°C)	Hochstein, 1988 (°C)	Benderitter and Cormy, 1990 (°C)	Heanel et al, 1988 (°C)
Baja Entalpía	<90	<125	<100	<150
Moderada Entalpía	90-150	125-225	100-200	-
Alta Entalpía	>150	>225	>200	>150

Fuentes: Recopilación modificada de Lee, 2001.

2.2.4.3. Entorno geológico y tectónico

Los límites de las placas tectónicas constan de tres tipos principales: convergentes, divergentes y transformantes. Otros entornos geológicos importantes para los sistemas geotérmicos de entalpía moderada y alta son los puntos calientes y las cuencas sedimentarias profundamente enterradas en el interior de los continentes.

Los puntos calientes son las manifestaciones superficiales (volcanes) de penachos de afloramiento localizados de material caliente dentro del interior de una placa tectónica. Los límites convergentes y divergentes se caracterizan típicamente por volcanes activos que se desarrollan sobre depósitos de magma que residen a profundidades de aproximadamente 5 a 10 km. Debido a su menor densidad en relación con la roca circundante, el magma se eleva hacia la corteza superior. Cuando la corteza se extiende o estira, se adelgaza y las rocas calientes en profundidad están más cerca de la superficie; esto aumenta el calor flujo y gradiente geotérmico (cambio de temperatura con la profundidad), que pueden fomentar la formación de sistemas geotérmicos a profundidades accesibles para el desarrollo potencial.

El entorno geológico/tectónico de un sistema geotérmico afecta la temperatura y las características fisicoquímicas de los sistemas geotérmicos, lo cual es importante para la exploración y el desarrollo. Por ejemplo, los sistemas geotérmicos ubicados en los flancos de volcanes asociados con límites convergentes suelen tener temperaturas altas (>200 °C). Esto es bueno para la producción de energía, pero pueden contener gases ácidos, que potencialmente pueden dañar el equipo, o componentes químicos altamente disueltos, lo que puede provocar incrustaciones en las tuberías y tasas de flujo y producción de energía reducidas (Boden, 2016).

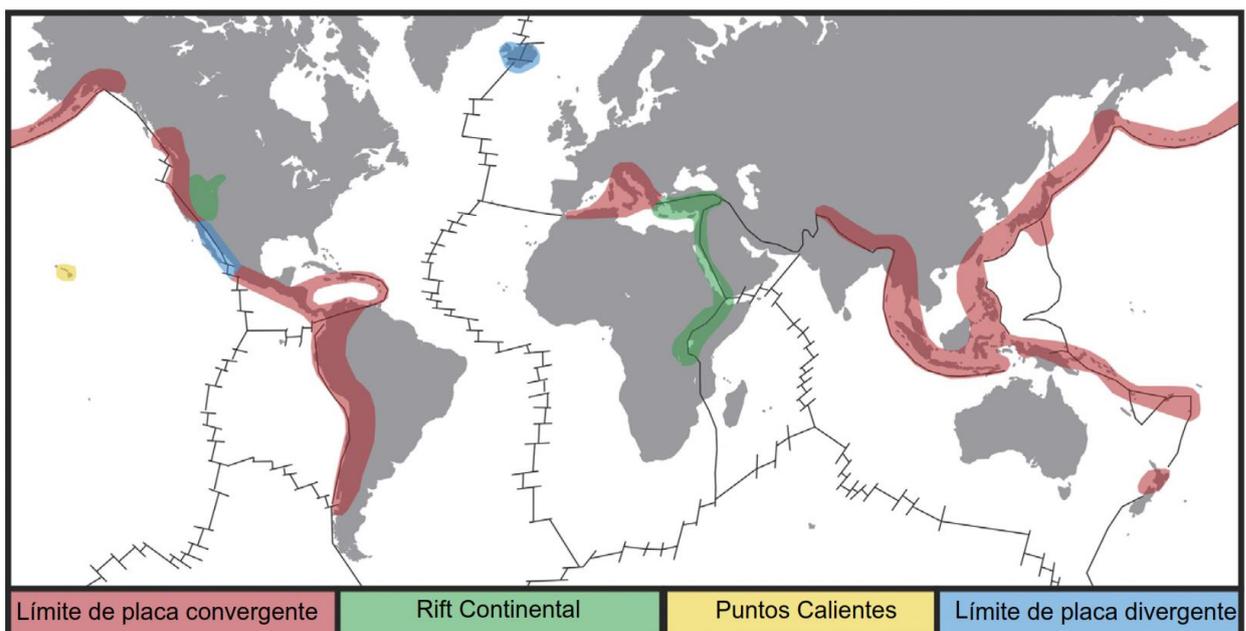


Figura 4. Regiones de alto flujo de calor y actividad geotérmica (Elders y Moore, 2016).

2.2.4.4. Sistemas Magmáticos Vs. Sistemas Amagmaticos

Los sistemas geotérmicos magmáticos son característicos de volcanes activos relacionados con límites convergentes y divergentes y puntos geológicos calientes. Los sistemas geotérmicos calentados magmáticamente también pueden formarse localmente a lo largo de los límites de transformación, en condiciones geológicas adecuadas.

Los sistemas geotérmicos amagmaticos o relacionados con la extensión se calientan como resultado de la extensión de la corteza, que adelgaza la corteza, posicionando efectivamente las rocas calientes del manto terrestre más cerca de la superficie.

A medida que la corteza se estira, se rompe, produciendo fracturas y fallas que proporcionan vías para que el agua subterránea cercana a la superficie se desplace hacia abajo. El agua subterránea se calienta a medida que se mueve a través de rocas calientes en profundidad y luego asciende con fuerza a lo largo de otras fallas y fracturas. Falta roca fundida, pero el flujo de calor y el gradiente geotérmico son elevados (Boden, 2016).

- Sistemas geotérmicos magmáticos

Los sistemas geotérmicos calentados magmáticamente se forman más comúnmente en áreas de vulcanismo activo o joven. Las rocas volcánicas en la vecindad del sistema geotérmico tienen menos de ~1,5 millones de años (y comúnmente <0,5 millones de años) y están bastante extendidas. Las rocas volcánicas suelen tener una composición andesítica a riolítica, pero el basalto puede ser un tipo de roca dominante según el entorno tectónico, como se explica a continuación. Al menos partes de los sistemas geotérmicos magmáticos tienen firmas geoquímicas únicas que reflejan la desgasificación de volátiles magmáticos, incluido el dióxido de azufre (SO₂) detectable o los iones de bisulfato elevados (HSO₄) en aguas termales y concentraciones potencialmente significativas de dióxido de carbono (CO₂) que pueden matar o atrofiar árboles. Además, debido a la presencia de volátiles magmáticos, incluidos HF y HCl, partes de muchos sistemas magmáticos pueden ser bastante ácidas, lo que dificulta el desarrollo en dichas áreas afectadas debido a la corrosión del equipo.

De hecho, todos los sistemas dominados por vapor producidos naturalmente son sistemas magmáticos porque se requiere una fuente de calor potente y de larga duración para hervir el agua durante un tiempo lo suficientemente largo (probablemente al menos varias decenas de miles de años) para formar un casquete de vapor extenso. (Hulen et al., 1997).

Sin embargo, los sistemas dominados por líquidos también pueden calentarse magmáticamente. Otra característica típica de los sistemas geotérmicos magmáticamente calentados es que sus fluidos tienen una alta relación $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Kennedy y van Soest, 2007). El isótopo ^3He es primordial, queda de la formación de la Tierra y se almacena en gran parte en el manto. El isótopo ^4He , sin embargo, se forma a partir de la descomposición del uranio (U) y el torio (Th), ambos enriquecidos en la corteza. A medida que, U y Th decaen, la cantidad de ^4He radiogénico producido en la corteza aumenta con el tiempo, mientras que el ^3He disminuye lentamente con el tiempo, principalmente por la desgasificación del magma. Por lo tanto, los magmas que se forman por fusión parcial de las rocas del manto tendrán una relación $^3\text{He}/^4\text{He}$ relativamente alta, que se transmite a los fluidos geotérmicos. Sin embargo, en ciertos casos, si las fallas penetran lo suficientemente profundo como para interactuar directa o indirectamente con el manto, pueden ocurrir relaciones altas de $^3\text{He}/^4\text{He}$ sin magmatismo (Boles et al, 2015).

- **Sistemas geotérmicos amagmáticos**

Los sistemas amagmáticos se forman en áreas donde faltan rocas volcánicas jóvenes o vulcanismo activo. Como se señaló anteriormente, se limitan en gran medida a las regiones que experimentan una extensión activa de la corteza, que adelgaza la corteza y acerca las rocas calientes del manto a la superficie, lo que da como resultado un alto gradiente geotérmico y un elevado flujo de calor. En consecuencia, los sistemas amagmáticos también se conocen como sistemas geotérmicos extensionales. Además, las rocas son más débiles bajo estrés tensional, lo que hace que se rompan y produzcan fallas normales que pueden formar vías para que los fluidos circulen profundamente.

Esto lleva el agua fría a la profundidad, donde se calienta y luego se eleva con fuerza hacia la superficie. Los fluidos asociados con los sistemas amagmáticos son típicamente del tipo de cloruro alcalino de pH neutro, a menos que se hiervan para producir soluciones de sulfato de ácido de alto nivel (cerca de la superficie). Los fluidos generalmente tienen sólidos disueltos totales (TDS) de bajos a modestos, comúnmente menos de 5000 ppm. Debido a que los fluidos de los sistemas amagmáticos se calientan y circulan a través de la corteza, normalmente tienen bajas proporciones de $^3\text{He}/^4\text{He}$, lo que refleja el alto contenido radiogénico de ^4He en las rocas de la corteza. Todos los sistemas geotérmicos amagmáticos desarrollados están dominados por líquidos, lo que generalmente refleja las temperaturas más bajas de estos sistemas en comparación con los sistemas calentados magmáticamente (Boden, 2016).

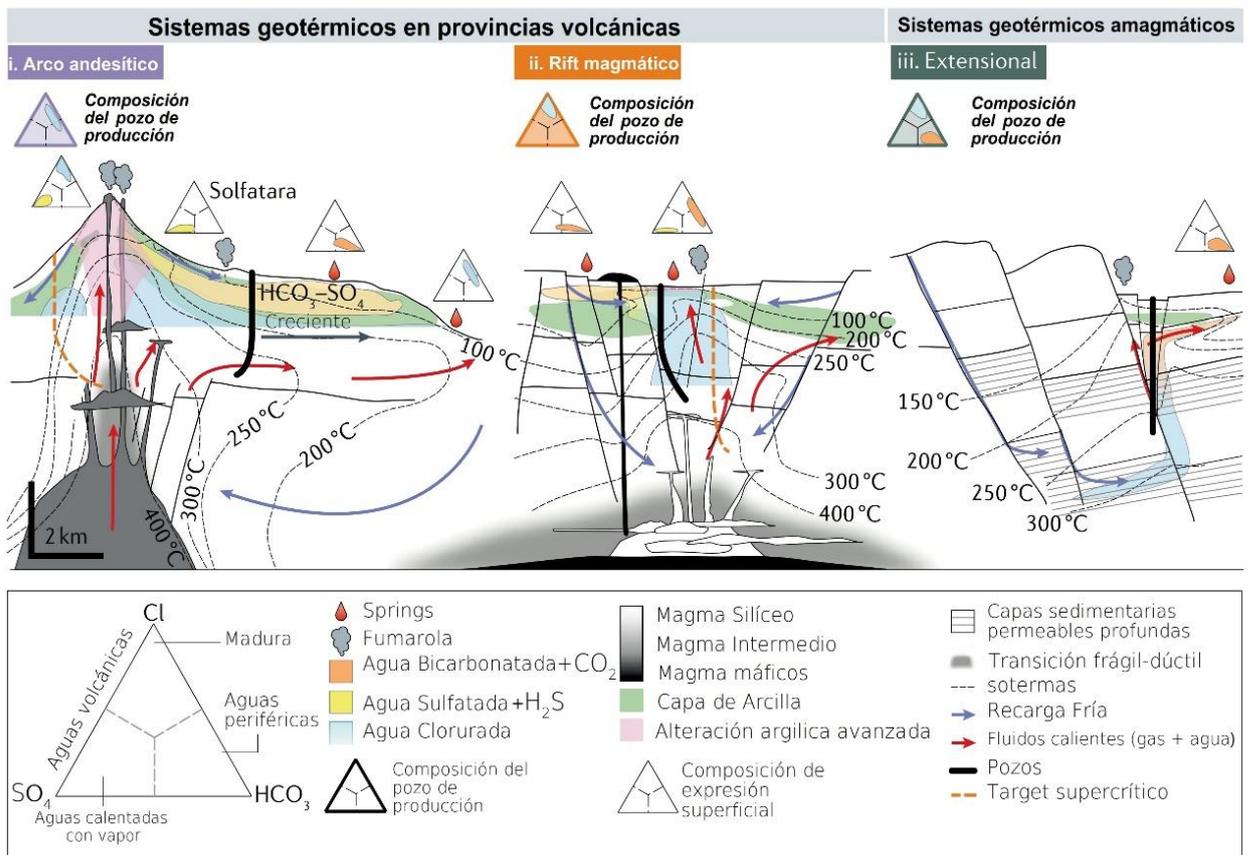


Figura 5. Sistemas geotérmicos en provincias volcánicas y amagmáticas (Jolie et al, 2021).

Modelos conceptuales de sistemas geotérmicos de alta temperatura con química fluida característica en ambientes magmáticos y no magmáticos.

En los arcos andesíticos volcánicos (i), el emplazamiento de la(s) intrusión(es) impulsa la convección del agua subterránea circundante.

El alto relieve topográfico de los volcanes de arco da como resultado el transporte lateral (salida) de fluido caliente. Desgasificación magmática en el vértice de la intrusión magmática somera genera una alteración ácido-sulfatada asociada a fluidos ácidos. En ambientes de grietas magmáticas (ii), el magmatismo activo ocurre en profundidad debido a la descompresión superficial del manto. El entorno extensional, acomodado por numerosas fallas normales, mejora la penetración profunda del agua subterránea en la corteza.

En ambientes extensionales amagmáticos (iii), la extensión a escala continental conduce al adelgazamiento de la corteza y eleva los flujos de calor. Las fallas extensionales mejoran el flujo descendente del agua subterránea a lo largo de las fallas permeables.

El fluido se calienta en profundidad y puede viajar lateralmente a través de litologías permeables, antes de ascender hacia la superficie a lo largo de discontinuidades estructurales. Los pozos de producción se colocan en entornos estructurales favorables, como intersecciones de fallas o rampas de retransmisión (Jolie et al, 2021).

2.2.5. Estudios Hidroquímicos

En los sistemas geotérmicos que exhiben manifestaciones térmicas superficiales, el muestreo geoquímico de aguas o respiraderos de gas ayuda a caracterizar la química del sistema y el tipo de recurso (predominante de vapor o líquido), y también puede proporcionar una estimación de las temperaturas del fluido a posibles profundidades del yacimiento mediante el uso de seleccionar geotermómetros (Boden, 2016).

2.2.5.1. Composición del fluido y tipo de depósito

El muestreo hidroquímico de fluidos descargados en la superficie permite la caracterización de la química y el pH del fluido. Esto, a su vez, puede brindar información sobre el tipo de reservorio geotérmico presente.

Por ejemplo, si el muestreo de manantiales termales arroja valores de TDS muy bajos y valores relativamente ácidos, entonces puede ser evidente un sistema dominado por vapor. El vapor transporta cantidades muy pequeñas de sólidos disueltos, con la excepción del mercurio volátil, por lo que cuando el vapor se condensa en las rocas del casquete cerca de la superficie, el agua es básicamente “destilada”. Además, debido a que los gases no condensables como el sulfuro de hidrógeno (H_2S) y el dióxido de carbono (CO_2) se dividen en el vapor, se producen ácidos cuando los acuíferos poco profundos absorben los gases. El sulfuro de hidrógeno se combina con el oxígeno de la atmósfera o las aguas subterráneas poco profundas oxigenadas para producir ácido sulfúrico (H_2SO_4), un ácido fuerte, y el CO_2 se combina con el agua para producir ácido carbónico (H_2CO_3), un ácido débil. Es importante tomar muestras de más de unos pocos manantiales, ya que los hallazgos pueden ser engañosos porque se pueden obtener resultados similares en la zona calentada por vapor sobre un reservorio dominado por líquido en ebullición episódica.

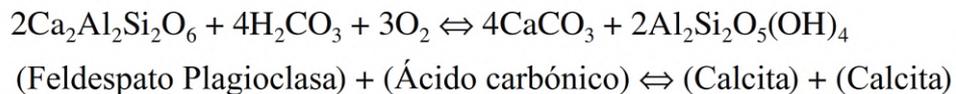
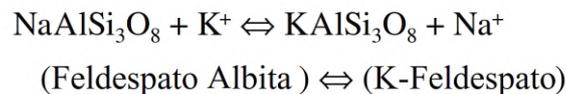
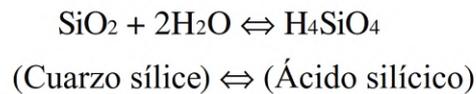
Sin embargo, un programa de muestreo más completo en este caso también podría revelar manantiales, en elevaciones probablemente más bajas, que tienen un pH casi neutro y valores de TDS de bajos a altos típicos de un reservorio dominado por líquido. Los resultados del análisis geoquímico junto con el mapeo y la caracterización de la alteración hidrotermal y las características térmicas pueden ayudar a obtener una interpretación razonable del tipo de recurso sin involucrar perforaciones costosas en esta etapa de un programa de exploración (Boden, 2016).

2.2.5.2. Termómetros geoquímicos (geotermómetros)

La composición química medida de los elementos seleccionados o las proporciones de los elementos seleccionados de las fuentes termales muestreadas pueden proporcionar estimaciones de las temperaturas de los fluidos a posibles profundidades del yacimiento. Esto se debe a que existe una correlación empírica entre las temperaturas del pozo y las concentraciones o proporciones de elementos seleccionados de las aguas termales analizadas. La base para esto tiene que ver con la termodinámica química; excepto para decir que las firmas químicas de los fluidos muestreados son una función de las interacciones roca-agua y la

temperatura, y cuanto mayor sea la temperatura y la permeabilidad, más rápidamente el fluido y la roca alcanzarán el equilibrio químico.

Para que los geotermómetros proporcionen estimaciones de temperatura razonablemente precisas en profundidad, los fluidos y las rocas deben estar cerca del equilibrio químico. Además, en su camino hacia la superficie, los fluidos hidrotermales deben fluir lo suficientemente rápido como para evitar un reequilibrio extenso con las rocas cercanas a la superficie y no deben haberse mezclado significativamente con el agua subterránea cercana a la superficie. Además, los geotermómetros no son aplicables a las aguas calentadas con vapor, como se discutió anteriormente, debido a la división de elementos entre el vapor y el líquido residual. Se utilizan específicamente para aguas termales ricas en cloruros. Hay varios geotermómetros basados en productos químicos. Tres de los más utilizados son los geotermómetros de sílice, Na-K y Na-K-Ca basados en las siguientes reacciones de equilibrio, respectivamente:



Todas las reacciones son aplicables cuando la roca reservorio interpretada contiene cuarzo y feldespato, que son los dos minerales más comunes en la corteza terrestre. Para aguas con altas concentraciones de calcio y depósito de travertino, se aplica la tercera reacción.

Un cuarto tipo de geotermómetro, discutido a continuación, se basa en equilibrios minerales de especies minerales coexistentes en fluidos geotérmicos. Puede producir estimaciones de temperatura satisfactorias en profundidad cuando los geotermómetros antes mencionados fallan porque no es necesario asumir a priori los equilibrios minerales. Finalmente, los geotermómetros de gas e isótopos se pueden aplicar donde se ventila el gas, pero no hay manantiales de líquido en la superficie.

Por lo general, se emplean varios geotermómetros como verificación cruzada de la confiabilidad. Si hay poca correspondencia de resultados entre los geotermómetros, entonces podría existir un problema con el equilibrio en profundidad o el reequilibrio a medida que los fluidos suben a la superficie. Además, aunque el cuarzo y el feldespato son minerales comunes en la corteza terrestre, si el reservorio geotérmico inferido está en rocas carbonatadas, como piedra caliza o dolomía, entonces ninguno de los primeros tres geotermómetros mencionados anteriormente sería útil, ya que suponen que en las rocas del yacimiento son silicatos, no carbonatos. Sin embargo, el método de equilibrio mineral podría aplicarse en estas condiciones usando los índices de saturación calculados de los minerales de alteración apropiados que podrían ocurrir en un yacimiento de carbonato, incluyendo calcita, yeso, anhidrita, zeolitas (p. ej., laumontita) y epidota (Boden, 2016).

- **Geotermómetro de sílice**

La solubilidad de la sílice aumenta con la temperatura, lo que permite que la concentración de sílice medida en solución refleje la temperatura en profundidad, siempre que la solución esté equilibrada con las rocas del yacimiento. El equilibrio es razonable considerando que la velocidad de las reacciones de equilibrio aumenta con la temperatura; el equilibrio toma sólo una cuestión de horas a una temperatura de 250 °C, pero varios años a temperaturas de alrededor de 100 °C. El cuarzo tiene la solubilidad más baja a una temperatura determinada en comparación con las otras fases de sílice. Para temperaturas de yacimiento superiores a unos 180 °C, el cuarzo es la principal fase estable y controla la solubilidad (Fournier, 1985). Sin embargo, por debajo de esa temperatura, la calcedonia, en lugar del cuarzo, probablemente controle el contenido de sílice disuelto, y su curva, en lugar de la del cuarzo, debe usarse para estimar las temperaturas en profundidad.

Por debajo de una temperatura del yacimiento de aproximadamente 100°C, la sílice amorfa controla la solubilidad y se debe usar su curva. El rango de temperatura efectivo determinado experimentalmente para usar el geotermómetro de sílice es de ~50 °C a ~300 °C. Por encima de 300°C, las altas concentraciones de otras especies disueltas afectan cada

vez más la solubilidad de la sílice, lo que lleva a estimaciones de temperatura potencialmente poco confiables. Otra consideración que afecta la solubilidad de la sílice es el pH, y el geotermómetro de sílice está calibrado para soluciones que tienen un pH casi neutro (~5 a ~7). A pH más bajo y más alto, la solubilidad de la sílice aumenta además de los efectos de la temperatura, lo que indica que se debe determinar el pH para ver si el análisis de geotermometría de sílice es aplicable o no. Finalmente, si hay evidencia de pérdida de vapor a través de la ebullición, la concentración de sílice medida será mayor que si no hubiera pérdida de vapor, porque la sílice se retiene en gran medida en la fase líquida durante la ebullición. Por lo tanto, su concentración aumenta a través de la pérdida de masa de vapor.

Se ha desarrollado una serie de ecuaciones empíricas para describir la solubilidad de la sílice en función de la temperatura en condiciones variables:

$$1. T (^{\circ}\text{C}) = \left(\frac{1522}{5.75 - \text{Log}(\text{Concentración de sílice en ppm})} \right) - 273.15$$

Esta ecuación es para la máxima pérdida de vapor para manantiales en ebullición activa con altas tasas de descarga (>~2 kg/s). La ecuación tiene en cuenta el enfriamiento a lo largo de la curva punto de ebullición-profundidad a medida que las soluciones ascienden a la superficie.

$$2. T (^{\circ}\text{C}) = \left(\frac{1309}{5.19 - \text{Log}(\text{Concentración de sílice en ppm})} \right) - 273.15$$

Esta ecuación se usa para fluidos que se han enfriado conductivamente en su camino hacia la superficie y no han hervido (sin pérdida de vapor); se utiliza mejor para manantiales a temperaturas por debajo del punto de ebullición.

$$3. T (^{\circ}\text{C}) = \left(\frac{1112}{4.91 - \text{Log}(\text{Concentración de sílice en ppm})} \right) - 273.15$$

Esta ecuación se usa si el geotermómetro de cuarzo anterior u otro geotermómetro indica temperaturas de 120° a 160°C, lo que indica que la calcedonia en lugar del cuarzo controla la solubilidad de la sílice en el yacimiento (Boden, 2016).

2.2.5.3. Facies y Secuencias hidroquímicas

Casi toda el agua subterránea se origina como lluvia o nieve derretida que se infiltra a través del suelo en sistemas de flujo en los materiales geológicos subyacentes. En las áreas de recarga, la zona del suelo sufre una pérdida neta de materia mineral hacia donde fluye el agua. A medida que el agua subterránea se mueve a lo largo de las líneas de flujo desde las áreas de recarga hasta las de descarga, su química se ve alterada por los efectos de una variedad de procesos geoquímicos (Freeze y Cheery, 1979).

Las facies hidroquímicas se ha basado en los aniones y cationes dominantes mediante diagramas de Stiff, diagramas trilineales de Piper, etc (Poehls y Smith, 2009).

- **Composición del agua**

Constituyentes principales: Suelen estar siempre presentes en las aguas subterráneas y en concentraciones comprendidas entre 1 y 1000 ppm. Son Sodio, Calcio y Magnesio en el grupo de los cationes, y Cloruros, Sulfatos y Bicarbonatos en el de los aniones. También se suele incluir en este grupo a la Sílice, aunque no se presenta en forma iónica.

Constituyentes secundarios: Se presentan con menor frecuencia y en concentraciones entre 0.01 y 10 ppm. En el grupo de los cationes están Hierro, Estroncio y Potasio; y en el de los aniones: Carbonatos, Nitratos y Fluoruros.

Constituyentes menores: Se presentan ocasionalmente en las aguas subterráneas y en concentraciones generalmente entre 0.0001 y 0.1 ppm. Entre estos elementos están: Antimonio, Aluminio, Arsénico, Bario, Bromo, Cadmio, Cromo, Cobalto, Cobre, Germanio, Yodo, Plomo, Litio, Manganeso, Molibdeno, Níquel, Fósforo, Rubidio, Selenio, Titanio, Uranio, Vanadio, y Zinc.

Constituyentes traza: raramente se presentan en las aguas subterráneas y en concentraciones inferiores a 0.001 ppm. Entre estos elementos están: Berilio, Bismuto, Cerio, Cesio, Estaño, Galio, Oro, Indio, Lantano, Niobio, Platino, Radio, Rutenio, Escandio, Plata, Talio, Torio, Tungsteno, Yterbio, Ytrio, Zirconio (Martínez et al, 2006).

2.2.5.4. Representación del análisis de datos

Los datos correspondientes a un solo análisis pueden representarse en gráficos de columnas, tipo tarta, radiales y poligonales. Estas representaciones permiten comparar distintos análisis entre sí y observar rápidamente, en un mismo análisis, la distribución de aniones y cationes. También pueden utilizarse para representar en planos o perfiles hidrogeológicos la distribución espacial de las características químicas de las aguas subterráneas (Martínez et al, 2006).

- Diagrama de Piper

Es posible utilizar un diagrama triangular para representar aniones y otro distinto para representar los cationes. Ambos están relacionados con un diagrama central en forma de rombo en el que queda definido un tercer punto que representa a aniones y cationes del mismo análisis y las concentraciones se miden en porcentajes (Martínez et al, 2006).

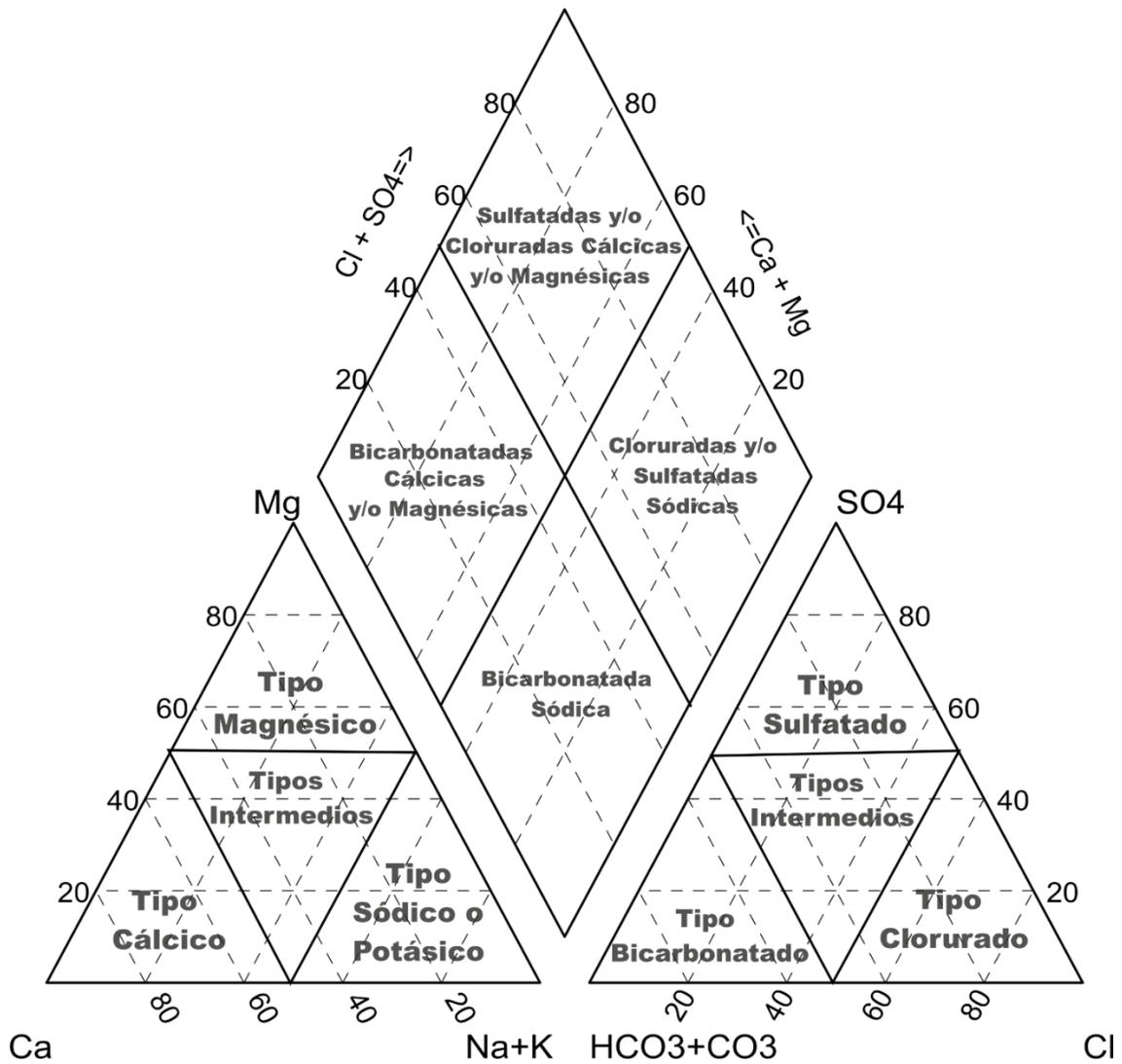


Figura 6. Diagrama de Piper (Martínez et al, 2006).

- Diagrama de Schoeller-Berkaloff

El diagrama logarítmico muestra las concentraciones totales de cationes y aniones en ppm, permitiendo una visualización rápida de su concentración (Freeze y Cheery, 1979).

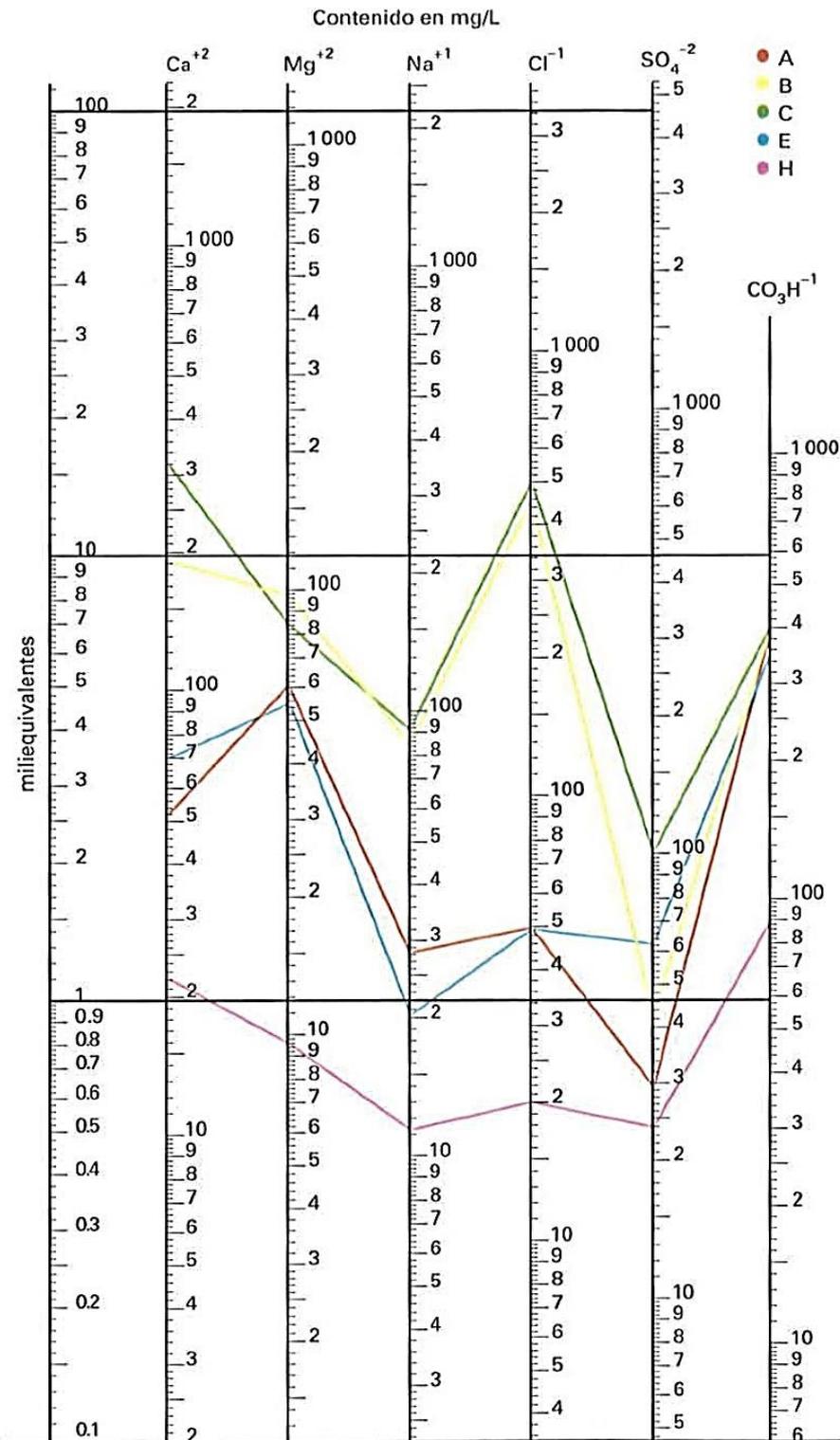


Figura 7. Diagrama de Schoeller-Berkaloff (Martínez et al, 2006).

2.2.6. Técnicas de exploración geofísica

2.2.6.1. Estudios de resistividad y magnetotelúricos

Las rocas en general son malas conductoras de la electricidad; en otras palabras, generalmente tienen una alta resistividad, que se mide en ohmios-metros. Sin embargo, en la mayoría de los yacimientos geotérmicos, las arcillas producidas hidrotérmicamente son buenas conductoras de la electricidad, y los poros de las rocas llenos de agua caliente contienen iones disueltos cargados eléctricamente, lo que aumenta la conductividad eléctrica (reduciendo así la resistividad). Debido a este comportamiento, se utilizaron estudios de resistividad eléctrica para ayudar a explorar recursos geotérmicos (Boden, 2016).

2.2.7. Análisis Estructural

El análisis estructural es una disciplina que se ocupa de la comprensión de la geometría, cinemática y dinámica (mecánica) de la deformación natural de las rocas a escalas variables: regional, microscópica o submicroscópica (Twiss y Moores, 1992) o global, regional o provincial, macroscópica o a escala de mapa, mesoscópica, microscópica, submicroscópica (Allmendinger, 1999).

- **Análisis descriptivo o geométrico:** Básicamente significa qué tan grande o extenso es algo (tamaño o magnitud) y/o cómo se alinean sus dimensiones en el espacio (orientación) (Allmendinger, 1999), entre la estructura principal (de primer orden) y estructuras de menor escala relacionadas (de segundo orden) (Fossen, 2016).
- **Análisis cinemático:** Es la descripción de los movimientos que han experimentado las partículas lo largo de su historia (Allmendinger, 1999), que dieron lugar a una determinada geometría final (Tikoff y Wojtal, 1999).
- **Análisis dinámico o mecánico:** Es el estudio de los esfuerzos que intervienen en la formación de determinadas estructuras (Tikoff y Wojtal, 1999) Por lo tanto, la dinámica en el contexto de la geología estructural se trata de la interacción entre la tensión y la cinemática (Fossen, 2016).

2.2.7.1. Esfuerzo y deformación

La deformación de una roca está relacionada directamente con el esfuerzo, y esto se explica cuando las magnitudes y las orientaciones de los esfuerzos principales se conocen.

Pero esto no es así en general, cuando la información de los esfuerzos se combina con estructuras observables en rocas deformadas por lo general da más información acerca del tipo de deformación de un esfuerzo puntual (Fossen, 2010).

- Elipsoide de esfuerzos

Representa el estado de esfuerzos tridimensional en un punto del macizo rocoso (Hobbs et al, 1976, Weijermars, 1997). Los esfuerzos principales σ_1 , σ_2 , y σ_3 corresponden al esfuerzo máximo, intermedio y mínimo, respectivamente; es decir no existe en ese punto un esfuerzo mayor a σ_1 ni inferior a σ_3 (Lillo y Oyarzun, 2013).

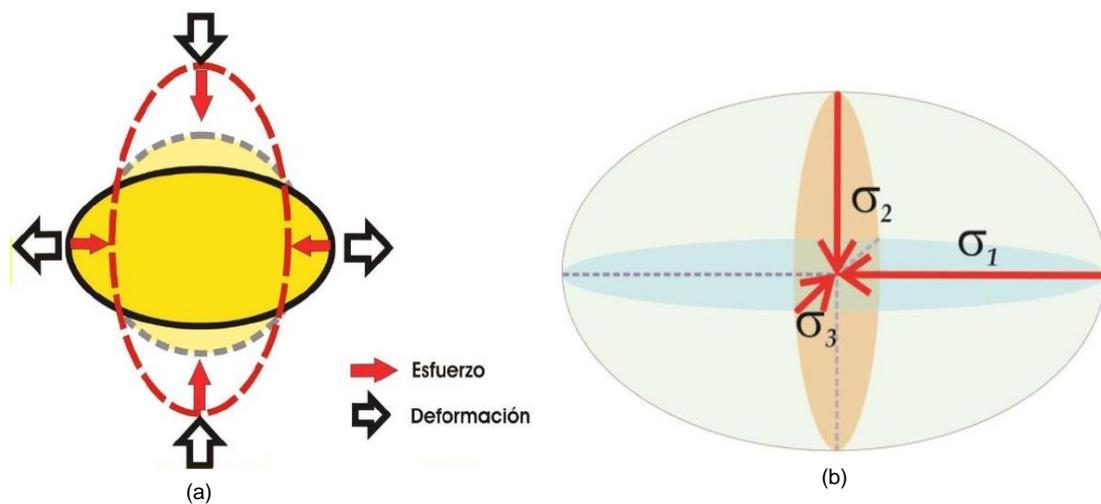


Figura 8. (a) Elipse de esfuerzo vs elipse de deformación (Rossello, 2009); (b) El elipsoide de esfuerzos está definido por tres ejes que corresponden a los esfuerzos principales σ_1 , σ_2 , y σ_3 y los planos ortogonales que los contienen; donde $(\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3)$ (Lillo y Oyarzun, 2013).

- Tipos de deformación

Cuando los materiales se deforman plegándose se habla de deformación dúctil y cuando se fracturan se habla de deformación frágil. Dependiendo del comportamiento de la roca puede hablarse de deformación elástica y deformación plástica. En la deformación elástica, tras cesar el esfuerzo la

roca deformada recupera su forma original, las rocas son poco elásticas, pero suelen serlo en un nivel estructural inferior.

Y en la deformación plástica, cuando una roca supera el límite elástico sufre una deformación plástica, tras la que ya no puede recuperar su forma original, si se supera el límite de plasticidad, las rocas se fracturan y pasan a comportarse como cuerpos frágiles (García, 2012).

2.2.7.2. Niveles estructurales

- Nivel estructural superior

El mecanismo dominante es el cizallamiento. Es por lo tanto el dominio de las fallas (Mattauer,1976); se trata de una estructura frágil compuesta por innumerables planos de falla (Lillo y Oyarzun, 2013).

- Nivel estructural medio

El mecanismo dominante es la flexión. Es el dominio del plegamiento isopaco (Mattauer,1976), se encuentra la transición frágil - dúctil (Lillo y Oyarzun, 2013).

- Nivel estructural inferior

El mecanismo dominante es principalmente el aplanamiento, luego el flujo. Es el dominio de los pliegues anisopacos. En una parte superior, estos pliegues van acompañados por una esquistosidad generalizada. En un tramo inferior, la esquistosidad desaparece y la materia se funde o se comporta de manera fluidal (Mattauer,1976).

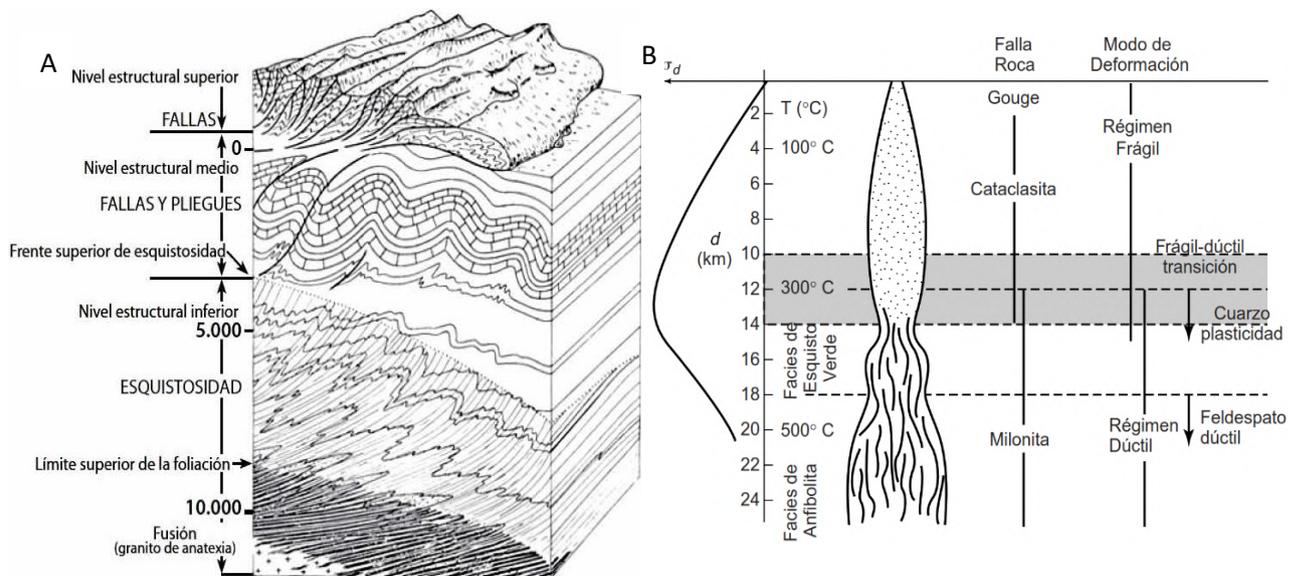


Figura 9. (A) Nivel estructural de la corteza terrestre (Mattauer, 1976). (B) Modelo integrado, que muestra el régimen frágil, dúctil, la transición frágil-dúctil y la resistencia de la corteza (σ_d); esto a veces se denomina modelo de fallas de Sibson-Scholz. Se indican las rocas de falla que se encuentran típicamente en los niveles de la corteza (Van Der Pluijm y Marshak, 1997).

2.2.7.3. Deformación Polifásica y Progresiva

Las rocas con deformaciones complejas que exhiben pliegues replegados y fabricas planares superpuestas a menudo se interpretan como el resultado de una deformación polifásica y se describen en un esquema de fases de deformación (D1, D2... Dn). Al mismo tiempo, se han presentado una serie de modelos en las últimas décadas que explican cómo se pueden formar estructuras complejas y sobreimpresas por deformación progresiva monofásica a medida que se acumula la deformación, dependiendo de la intensidad y geometría de la deformación, los parámetros de flujo, la reología y la litología, Solo si esto no es posible, o si los datos geocronológicos independientes revelan una historia más puntuada, deberíamos definir un régimen tectónico adicional y una fase de deformación. Las historias de deformación multifásica y progresiva no son mutuamente excluyentes, y es importante que se consideren ambas posibilidades al describir la historia de deformación de cualquier región con deformación compleja (Fossen et al, 2019).

- Deformación progresiva

Claramente, cualquier deformación tiene un aspecto progresivo en el sentido de que está involucrada una historia de evolución estructural y acumulación de deformaciones. En el contexto actual, el término deformación progresiva se refiere a un período de deformación continua (sin parar) durante el cual se pueden formar estructuras compuestas como clivajes, pliegues replegados, y pliegues y fábricas, típicamente con una variación significativa en estilo y orientación (Fossen et al, 2019).

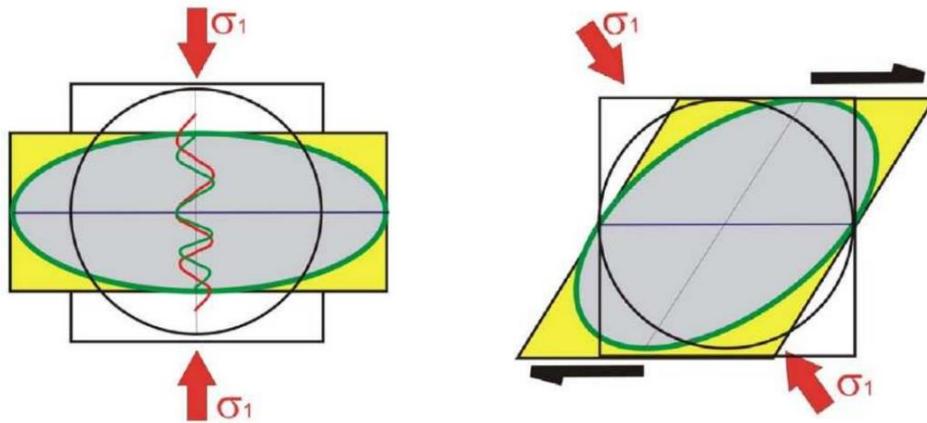


Figura 10. Deformación progresiva comparada: Cizalla simple (izquierda) y Cizalla pura (derecha) (Rossello, 2009).

2.2.7.4. Pliegues

Según (McClay, 1987) describe la nomenclatura básica de plegado en la figura 12. Se debe tener cuidado de distinguir los términos que describen la orientación de la superficie plegada (por ejemplo, la línea de charnela) de aquellos que describir aspectos de su orientación espacial (por ejemplo, línea de cresta de pliegue). Clasificándolos de la siguiente manera:

- La línea de articulación del pliegue o el eje axial es la línea de máxima curvatura en la superficie plegada (Fig. 11a).
- El plano axial de plegado es el plano que contiene las líneas de charnela dentro un pliegue particular (Fig. 11a) (Nota: muchos planos axiales de plegado son curvo, y el término superficie axial es preferible).
- Un pliegue es simétrico si las extremidades ambos lados del plano axial son de igual longitud, y el pliegue es asimétricos si no lo son. (Fig. 11b).

- La longitud de onda del pliegue es la distancia entre líneas de charnela adyacentes o puntos de inflexión (Fig. 11b).
- Un pliegue es cilíndrico si tiene la misma forma en el plano del perfil en todos los puntos a lo largo del eje de plegado (Fig. 11b). Un pliegue no cilíndrico tiene un forma de perfil variable a lo largo del eje de plegado
- Un tren de pliegues es una serie de pliegues dentro de una unidad o serie particular de unidades.
- El concepto de superficie envolvente para una serie de pliegues es extremadamente importante. La superficie envolvente (S0) se dibuja tangencialmente a la charnela del pliegue (o a través de los puntos de inflexión) (Figura 11). Esto es particularmente importante al mapear áreas con abundante pequeña amplitud, pliegues de longitud de onda corta que oscurecer el buzamiento general de la lámina (es decir, superficie envolvente) de una unidad.

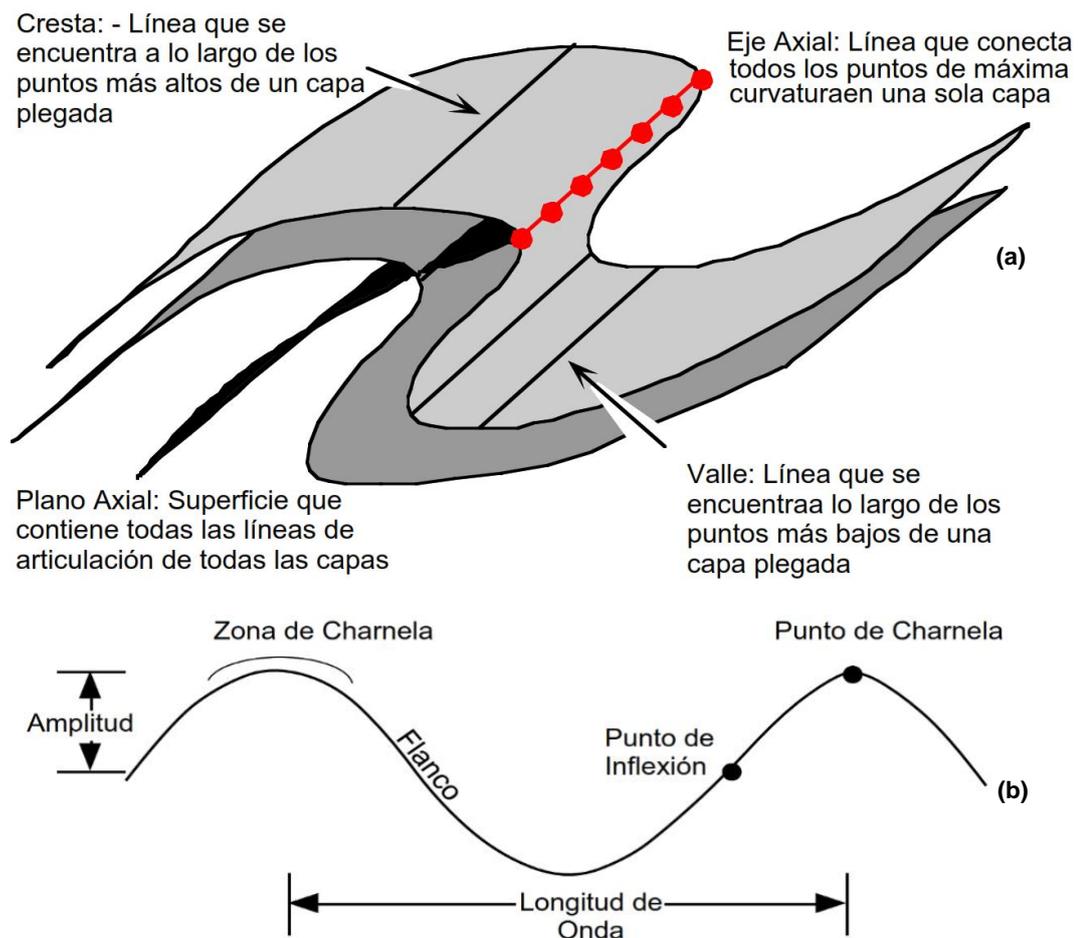


Figura 11. Descripción geométrica de los pliegues (Allmendinger, 1999).

- **Análisis y clasificación de los pliegues**

Según (McClay, 1987) los pliegues se clasifican según:

1. Sus líneas de charnela.
2. Sus planos axiales.
3. Sus ángulos entre flacos.
4. Su simetría
5. La forma de las capas plegadas.
6. Su grado de cilindridad.

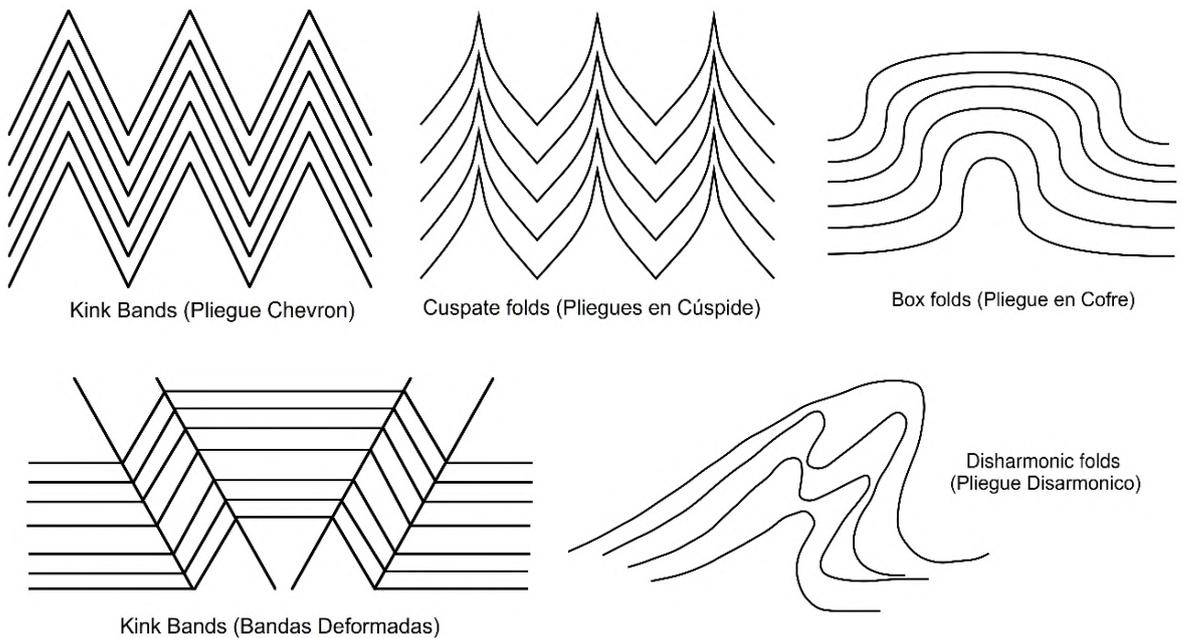


Figura 12. Tipo de pliegues en función de las líneas de charnela, adaptado de (Allmendinger, 1999).

Tabla 3. Clasificación de pliegues basada en el ángulo entre flacos

	Ángulo entre flacos	Clasificación
	180°-120°	Suave
	120°-70°	Abierto
	70°-30°	Cerrado
	30°-0°	Ajustado
	0°	Isoclinal

Fuente: Adaptado de McClay (1987)

- Orientación de Pliegues

Según (McClay, 1987) La orientación de un pliegue está completamente definida por la dirección de cierre y la línea de la bisagra (es decir, el eje del pliegue) y superficie de charnela (es decir, plano axial). Esta nomenclatura de clasificación está en la siguiente figura.

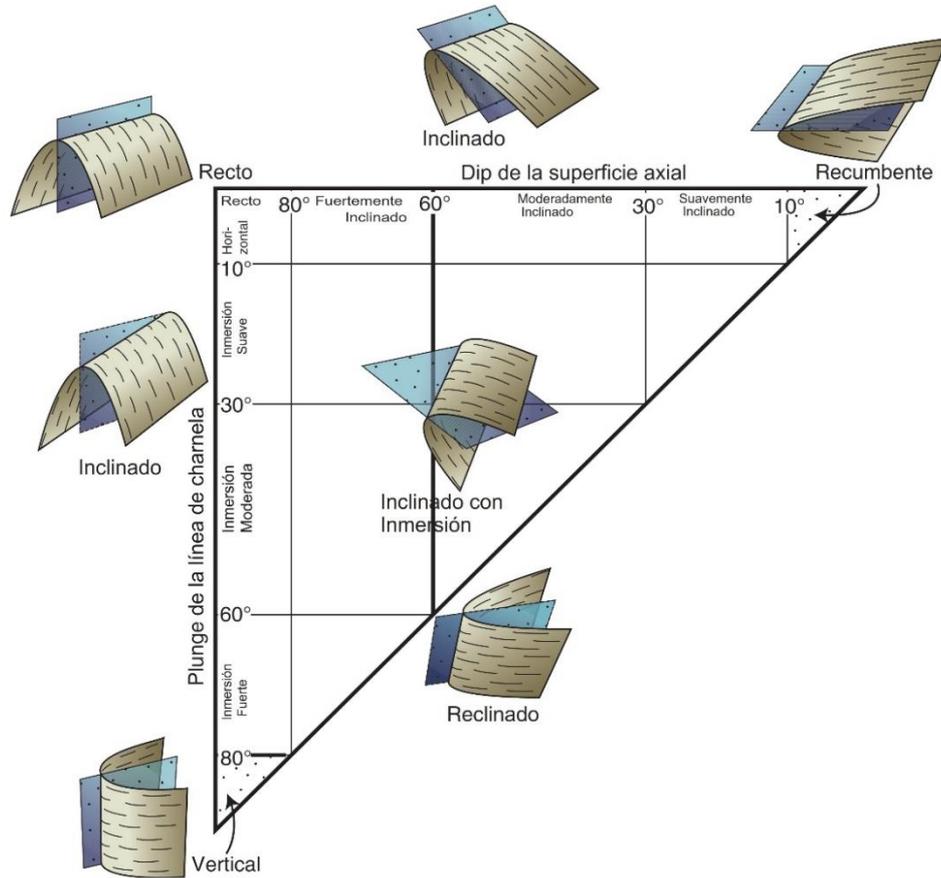


Figura 13. Clasificación de pliegues según Fleuty (1964) en función de la orientación de la línea de charnela y la superficie axial, Adaptado de Fossen (2010).

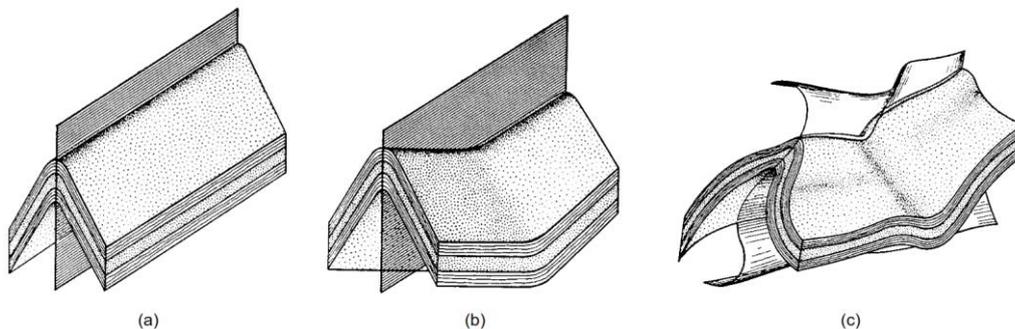


Figura 14. Un pliegue cilíndrico (a) se caracteriza por una línea de bisagra recta y un pliegue no cilíndrico (b) por una línea de charnela curva. La superficie axial puede ser plana, como en (a) y (b), o curvada (c) (Van Der Pluijm y Marshak, 1997).

- Esquistosidad de Plano Axial

Lillo y Oyarzun (2013), describe que el plegamiento conlleva la formación de estructuras asociadas que es conveniente conocer ya que pueden ser útiles llegado el momento de resolver estructuras en el campo.

Un fenómeno comúnmente asociado al plegamiento es la llamada “esquistosidad de plano axial”, esto es, una fábrica planar desarrollada más o menos paralela al plano axial de los pliegues y normal al esfuerzo principal. Según Twiss y Moores (2007) también se puede denominar “clivajes del plano axial”. Si la secuencia contiene rocas pelíticas (p.ej., lutitas) y psamíticas (p.ej., areniscas) además se producirá una “refracción” de la fábrica planar debido a la distinta competencia de los materiales (Lillo y Oyarzun, 2013).

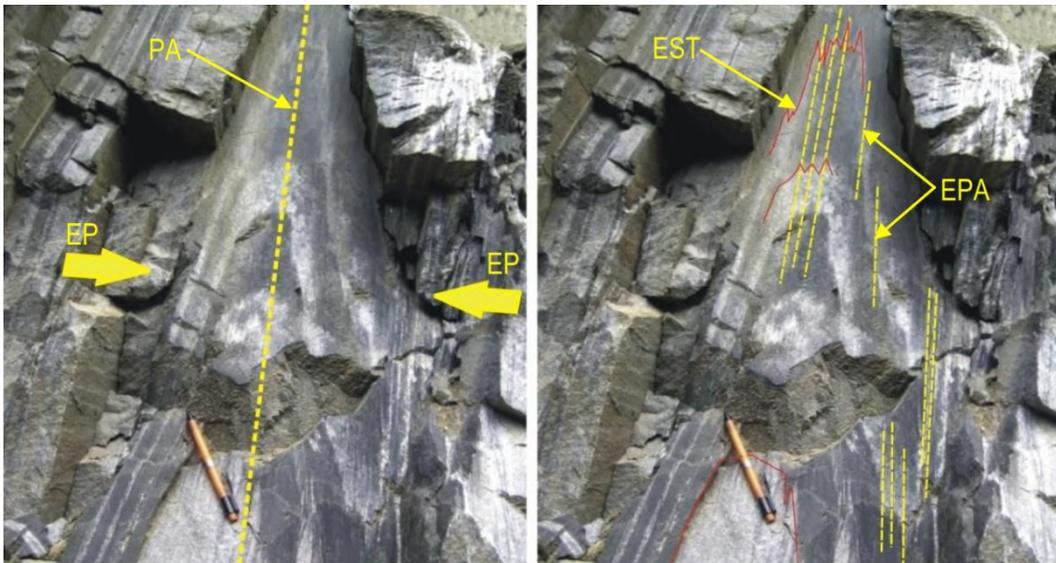


Figura 15. Esquistosidad de plano axial desarrollada en un pliegue apretado. EP: esfuerzo principal (σ_1); EPA: esquistosidad de plano axial; EST: planos de estratificación; PA: plano axial del pliegue. Adaptado de Lillo y Oyarzun (2013).

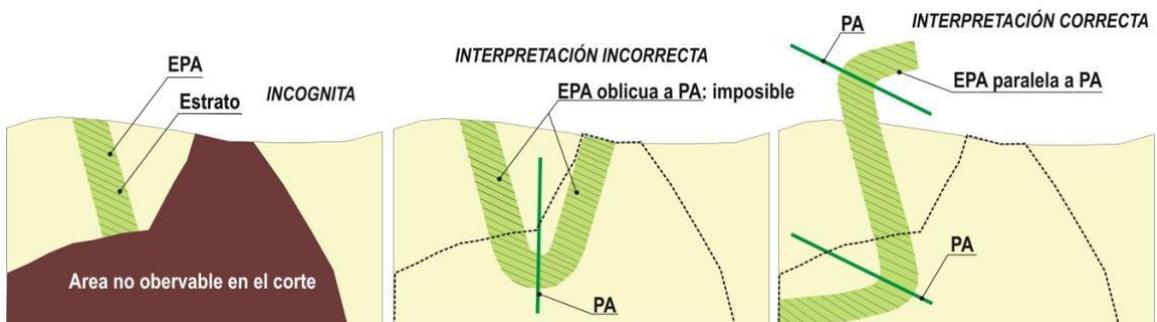


Figura 16. Reconstruyendo la trayectoria de un pliegue por observación de la dirección y buzamiento de la esquistosidad de plano axial: EPA (adaptada de Davis y Reynolds, 1996).

- Pliegues Parásitos

Otro elemento importante llegado el momento de determinar las características del plegamiento son los denominados “pliegues parásitos”. Se trata de pliegues menores (longitud de onda corta) insertos en pliegues mayores (mayor longitud de onda). Si se observa un gran pliegue en la dirección de su inmersión (hacia donde buza su eje) observaremos una serie de pliegues menores cuya forma nos recuerda las letras “Z” (flanco izquierdo), “M” (zona de la charnela), y “S” (flanco derecho). Puede que el pliegue que contiene los pliegues parásitos sea tan grande que no podamos observarlo en su verdadera magnitud, razón por la cual los pliegues Z, M, y S constituyen una ayuda inestimable en el campo para poder entender la gran estructura.

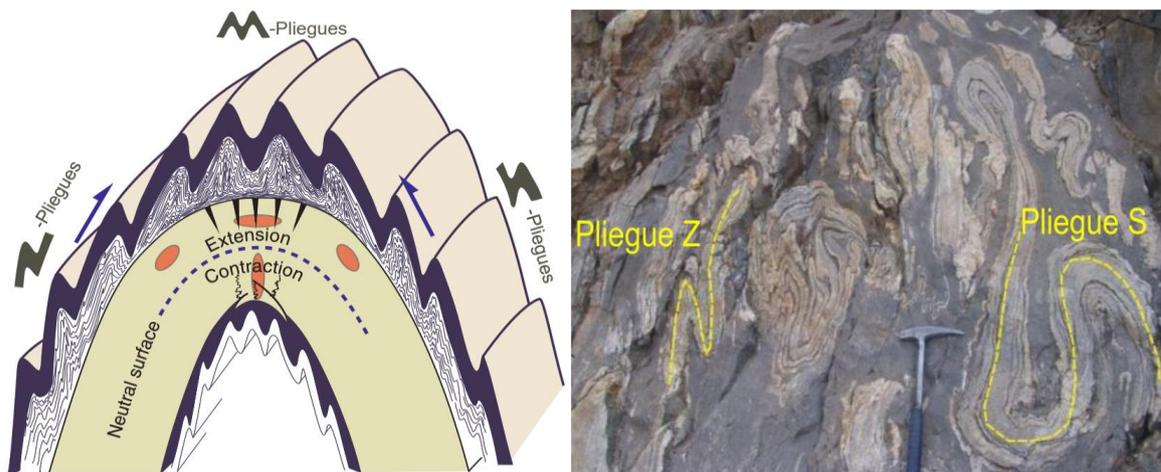


Figura 17. Izquierda, esquema para los pliegues parásitos en un pliegue recto (adaptada de Fossen, 2010); derecha, areniscas plegadas (Lillo y Oyarzun, 2013).

- Grietas de Tensión

Por otra parte, y aunque menos común, conviene aquí mencionar también el desarrollo de “grietas de tensión” en los flancos de un. El arrastre con fricción que resulta del deslizamiento de las capas superiores sobre las inferiores en el plegamiento por deslizamiento flexural, genera una cizalla sobrepuesta que actúa sobre la parte superior e inferior de cada capa. Si las condiciones son favorables se formarán grietas de tensión a 45° con respecto al plano de estratificación.

La orientación de estas fracturas con respecto a la estratificación nos indicará la dirección de deslizamiento (Wilson, 1982).

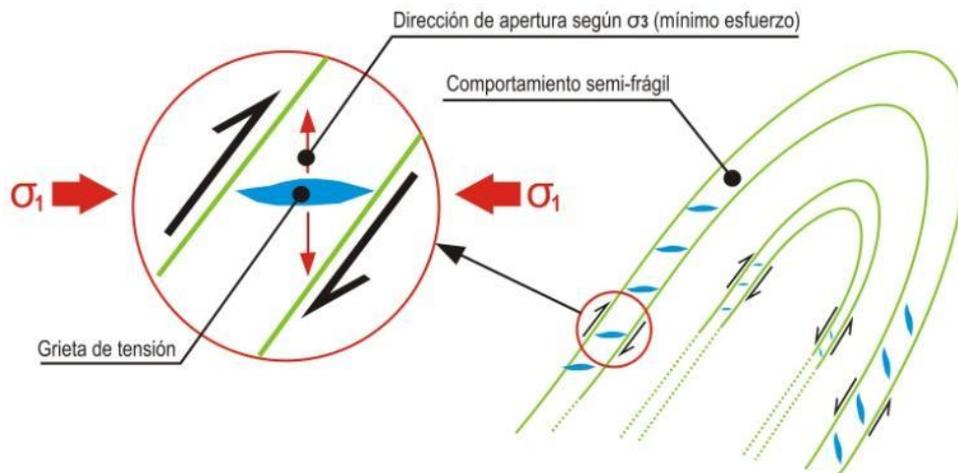


Figura 18. Formación de grietas de tensión en los flancos de un pliegue (adaptada de Wilson, 1982).

2.2.7.5. Fracturas

Según Fossen (2010), una fractura es cualquier discontinuidad plana o subplana que es muy estrecha en una dimensión en comparación con las otras dos y se forma como resultado de una tensión externa (por ejemplo, tectónica) o interna (térmica o residual). Las fracturas son discontinuidades en el desplazamiento y las propiedades mecánicas donde se rompen rocas o minerales, y la reducción o pérdida de cohesión caracteriza a la mayoría de las fracturas. A menudo se describen como superficies, pero a cierta escala siempre hay un espesor implicado. Las fracturas pueden dividirse en fracturas por cizallamiento (superficies de deslizamiento) y fracturas por apertura o extensión (juntas, fisuras y venas).

- Sistema de Diaclasas

Son diaclasas planas que comprenden una familia en la que todas las diaclasas son paralelas o subparalelas entre sí y mantienen aproximadamente el mismo espaciado promedio en la región de observación (Figura 20). Las diaclasas sistemáticas pueden atravesar muchas capas de estratos o estar confinadas a una sola capa. Las diaclasas no sistemáticas tienen una distribución espacial irregular, no son paralelas a las diaclasas vecinas y tienden a ser no planas. Las articulaciones no sistemáticas pueden terminar en otras articulaciones.

A menudo encontrará diaclasas tanto sistemáticas como no sistemáticas en el mismo afloramiento (Van Der Pluijm y Marshak, 1997).

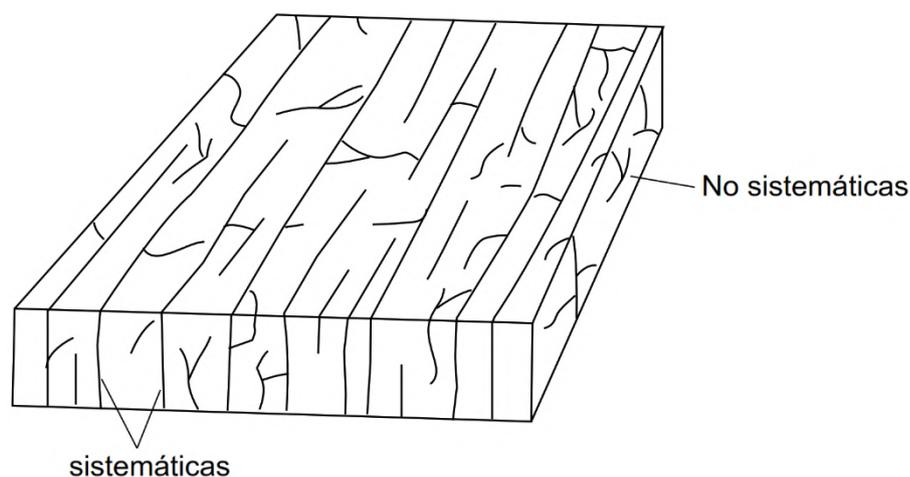


Figura 19. Diagrama de bloques que muestra diaclasas sistemáticas y no sistemáticas en un estrato rocoso (Van Der Pluijm y Marshak, 1997).

- **Conjuntos de diaclasas y sistemas de diaclasas**

Un conjunto de diaclasas es un grupo de diaclasas sistemáticas. Dos o más conjuntos de diaclasas que se cruzan en ángulos bastante constantes comprenden un sistema de diaclasas, y el ángulo entre dos conjuntos de diaclasas en un sistema de diaclasas es el ángulo diedro. Si los dos conjuntos de un sistema son mutuamente perpendiculares (es decir, el ángulo diedro es $\sim 90^\circ$), llamamos al par un sistema ortogonal, y si los dos conjuntos se intersecan con un ángulo diedro significativamente inferior a 90° (por ejemplo, un ángulo diedro de 30° a 60°), llamamos al par un sistema conjugado. Los conjuntos de diaclasas no paralelos suelen formarse en momentos diferentes. Por lo tanto, utilizamos los términos simplemente para denotar una geometría, no un modo o momento de origen.

Como se muestra en la Figura 20, existen muchas configuraciones diferentes de sistemas de diaclasas, que se distinguen entre sí por la naturaleza de las intersecciones entre los conjuntos y por las longitudes relativas de las articulaciones en los diferentes conjuntos. En los sistemas de diaclasas en los que un conjunto consiste en juntas relativamente largas

que atraviesan el afloramiento, mientras que el otro conjunto consiste en diaclasas relativamente cortas que terminan en las diaclasas largas, las diaclasas que atraviesan son diaclasas maestras, y las diaclasas cortas que se producen entre las diaclasas continuas son diaclasas transversales.

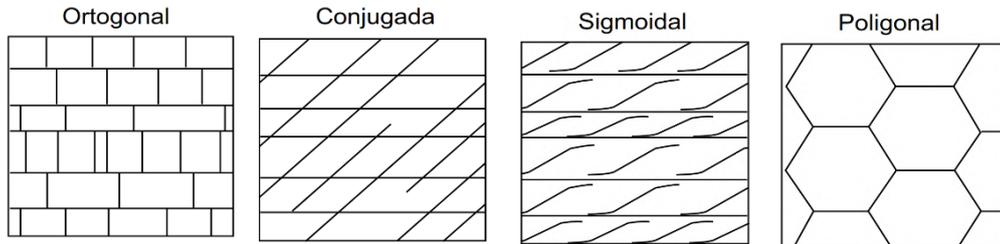


Figura 20. Trazas de varios tipos de diaclasas en la superficie de un estrato (Van Der Pluijm y Marshak, 1997).

- Manejo de datos de campo de diaclasas

Los diagramas estadísticos que muestran el comportamiento de muchas diaclasas diferentes dentro de una región determinada pueden ayudarlo a identificar las orientaciones de las diaclasas dominantes en una región. Lo que puede resolverse en agrupaciones significativas tras el análisis. Si las diaclasas en una región en particular no son verticales, es más apropiado trazar sus posiciones en una red de áreas iguales contorneadas, pero si las diaclasas son en su mayoría verticales, una ocurrencia común en estratos sedimentarios planos, sus rumbos pueden ser mostrado en los histogramas. Un histograma, en el caso de las diaclasas, indica el número de diaclasas cuyo golpe cae dentro de un rango particular.

En un histograma de barras, la abscisa representa rumbos de 0° a 180° , y la ordenada es proporcional al número de mediciones de impacto de fractura. En un histograma polar, también llamado diagrama de rosa, se muestran los rumbos directamente en el diagrama. El número de diaclasas cuyo rumbo cae dentro de un rango dado se muestra mediante un segmento de sector circular cuyo radio es proporcional al número o al porcentaje de diaclasas con esa orientación. Los diagramas de rosas funcionan mejor que las histogramas de barras para darle una idea intuitiva de la distribución del comportamiento de las diaclasas (Van Der Pluijm y Marshak, 1997).

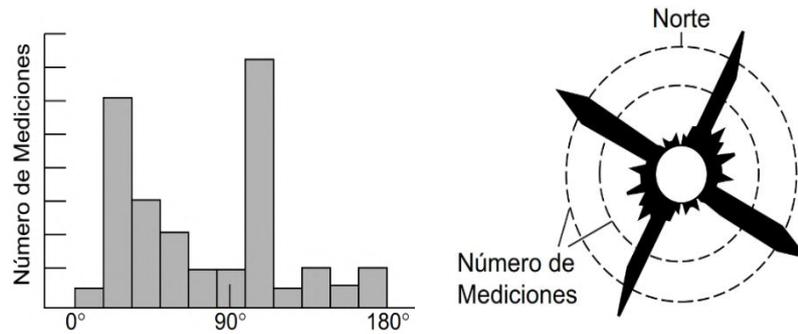


Figura 21. Diagrama de frecuencia (histograma). Diagrama de roseta (derecha) para diaclasas (Van Der Pluijm y Marshak, 1997).

2.2.7.6. Fallas

Sentido amplio: una superficie o zona a través de la cual se ha producido un deslizamiento medible paralelo a la superficie. Sentido estricto: Sentido estricto: una falla fragil. La definición estricta enfatiza las distinciones entre fallas, zonas de falla y zonas de cizalla. (Van Der Pluijm & Marshak, 1997). Si un buzamiento de falla es mayor a 45° , es una falla de alto ángulo; si es menor de 45° , es una falla de bajo ángulo (Twiss y Moores, 2007).

- **Zona de Falla:** Se trata de una estructura frágil compuesta por innumerables planos de falla, sub-paralelos o marcadamente oblicuos entre sí, interconectados, y estrechamente espaciados. En algunos sectores la zona de falla puede contener zonas de brecha o harina de falla (fault gouge) que obviamente no permitirán observar los planos interconectados antes mencionados. El color de la roca afectada cambia sensiblemente y se pueden formar bandas (paralelas al fallamiento) de colores variados (rojos, violetas, amarillos, verdes, etc.) (Lillo y Oyarzun, 2013).

- **Elementos de una falla**

Una falla es una superficie geométrica en un cuerpo de roca. La roca adyacente a la superficie de una falla es la pared de la falla, y el cuerpo de roca que se movió como consecuencia del deslizamiento en la falla es un bloque de falla. Si la falla no es vertical, se puede distinguir entre el bloque techo, que es el cuerpo rocoso sobre el plano de falla, y el bloque piso, que es el cuerpo rocoso debajo del plano de falla.

Esta terminología se adopta de la geología minera. Tenga en cuenta que no puede distinguir entre un bloque techo y un bloque piso para una falla vertical (Van Der Pluijm y Marshak, 1997).

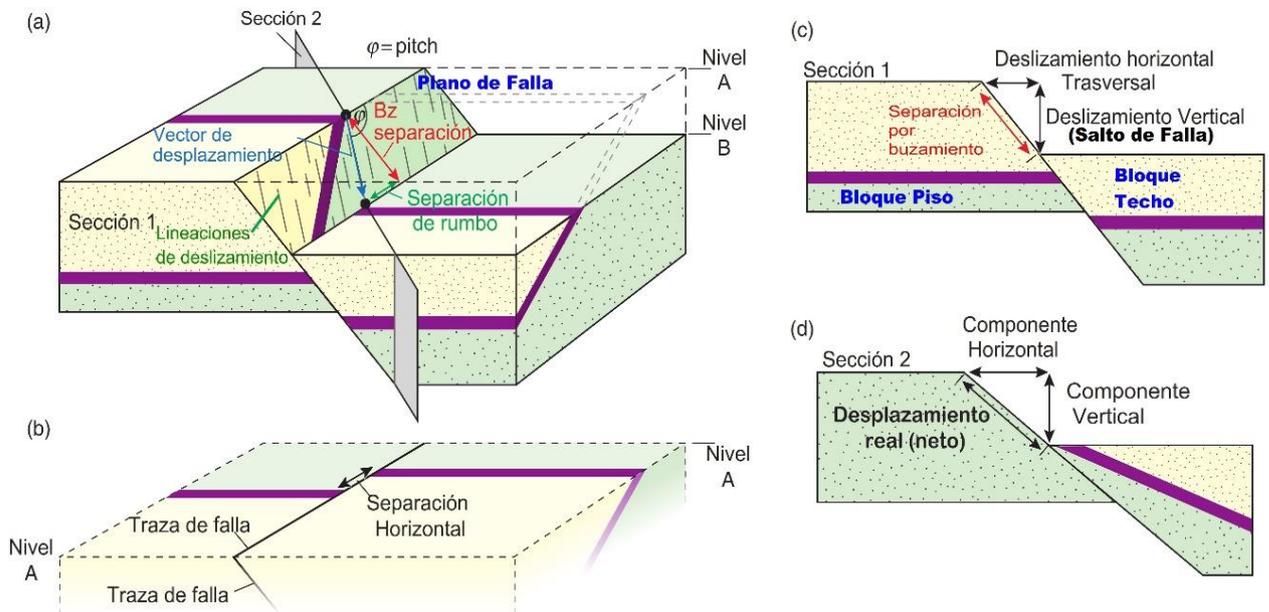


Figura 22. Elementos de una falla normal con un componente de deslizamiento de rumbo dextral que afecta una capa inclinada (Modificado de Fossen, 2010).

- Modelo de Fallas

Modelo de Anderson

Las fracturas en la corteza superior del material frágil se deben a un esfuerzo de la roca que supera la resistencia a la tracción o al corte de la roca. La orientación y el tipo de fracturas están controlados por la dirección de los esfuerzos principales. Anderson (1942) describió por primera vez la relación entre el régimen de fallas y el régimen de tensiones. Su descripción se basa en su análisis de campo sobre fallas y sistemas de diques (Adaptado de Nukman y Banyuwangi, 2014)

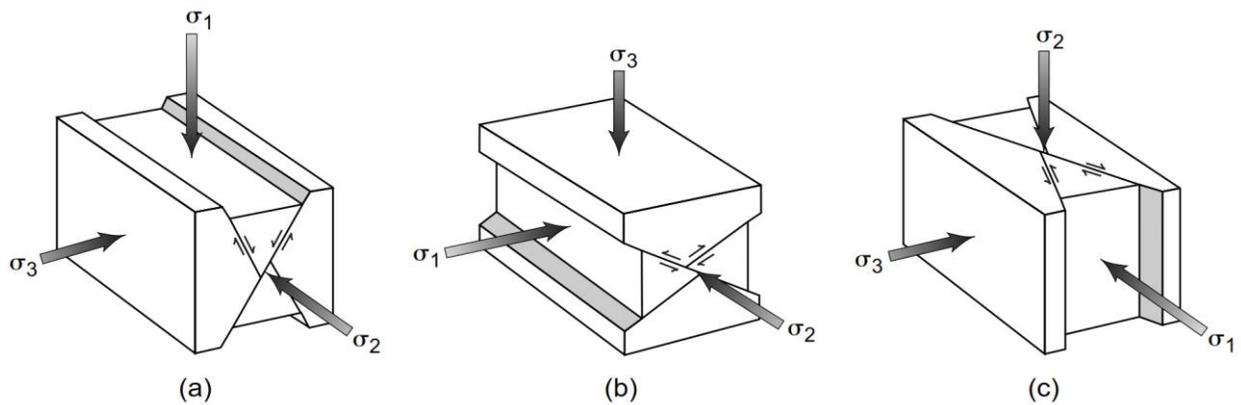


Figura 23. La teoría de las fallas de Anderson predice (a) fallas normales (ángulo alto), (b) fallas inversas (ángulo bajo) (o cabalgamientos), y (c) fallas de rumbo (verticales). (Van Der Pluijm y Marshak, 1997).

McClay (1987) hace una descripción de la clasificación dinámica de fallas de Anderson, donde:

Fallas normales: σ_1 es vertical y σ_2 y σ_3 , son horizontales. Los buzamientos de los planos de falla son $\sim 60^\circ$.

Fallas de rumbo: σ_2 es vertical y σ_1 y σ_3 son horizontales. En este caso los planos de falla son verticales y la dirección del movimiento es horizontal, es decir, de rumbo.

Fallas inversas: σ_3 es vertical y σ_1 y σ_2 son horizontales. Los planos de falla buzando aproximadamente 30° con respecto a la horizontal.

Tenga en cuenta que el ángulo bisecado por σ_1 entre los planos de falla conjugados es una función de las propiedades materiales de las rocas que sufren fallas y puede variar entre 45° y 90° . 60° se toma como un valor típico.

2.2.7.6. Representación Estereográfica

Los estereogramas de áreas iguales (red Schmidt) muestran fallas típicas y datos de orientación de línea para un conjunto de fallas dentro de cada clase. Para fallas normales y fallas de cabalgamiento, las flechas en los grandes círculos de los estereogramas apuntan en la dirección del movimiento de la pared suspendida. Para fallas de rumbo, las flechas en los grandes círculos indican el sentido de corte. Después de Angelier (1979) en Suppe (1985) (Rowland et al, 2007).

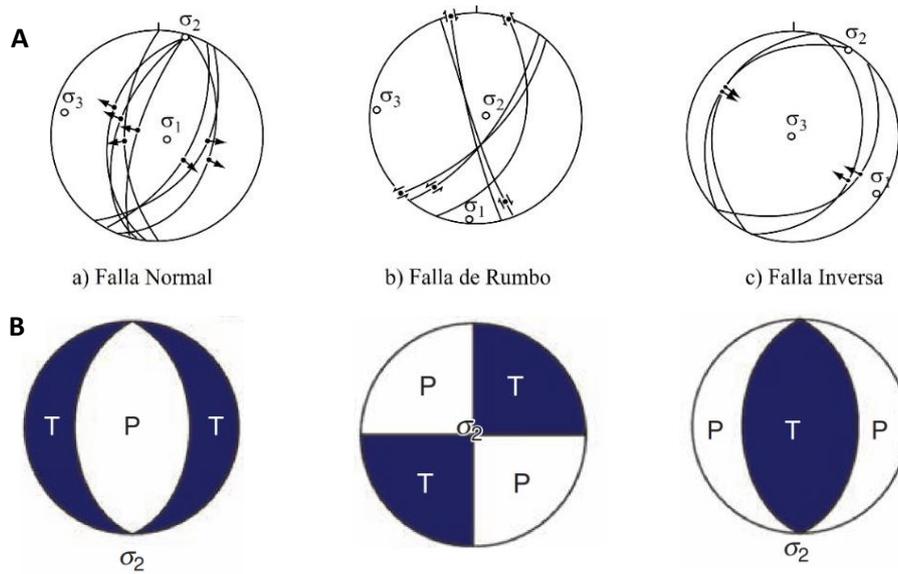


Figura 24. A) Representación estereográfica donde las flechas representan el sentido del movimiento (Rowland et al, 2007) B) Regímenes tectónicos según Anderson (1951), donde se muestran campos de compresión (P) y tensión (T) (Fossen, 2010).

- Métodos de análisis poblacional de fallas

El análisis poblacional de fallas empleados en distintos contextos geológicos y estructurales se encuentra bien desarrollada en numerosos trabajos (Simón, 1984, 1986, 1989; De Vicente, 1988; Casas et al., 1990; Maestro y Casas, 1995). En la presente tesis se utilizará el método de los diedros rectos para determinar la orientación de los tensores de esfuerzos.

Método de Diedros Rectos

Bott, 1959; Angelier y Mechler, 1977; Angelier, 1984: Mediante el trazado, en proyección estereográfica, de un plano auxiliar perpendicular a la estría, la región entorno a una falla queda dividida en cuatro cuadrantes. Dos de éstos son de compresión y dos de extensión. El esfuerzo principal máximo (σ_1) se sitúa en el diedro de compresión (color oscuro) y el esfuerzo principal mínimo (σ_3) en el de extensión.

Si el estado de esfuerzos bajo el que se mueven todas las fallas de una estación es el mismo, σ_1 debe de estar situado en la intersección de los diedros de compresión de todas las fallas y σ_3 en la intersección de los diedros de tensión.

Cuando se analiza una población de fallas se suman las áreas de los cuadrantes en compresión y en extensión de cada una de las estructuras, hallando de este modo los campos compatibles en compresión y extensión para toda la población. El resultado se expresa mediante un diagrama en proyección estereográfica (figura 25). Las condiciones impuestas para obtener mejores resultados son:

- Los ejes de máxima compresión y extensión, deben ser perpendiculares.
- Ambos ejes deben estar en parejas opuestas de diedros.

La aplicación mediante ordenador calcula, para cada dirección del espacio, el porcentaje de fallas en relación con las cuales ésta ha quedado incluida en el diedro de extensión; el valor máximo corresponderá a la posición óptima del eje de extensión y el mínimo al de compresión.

Las ventajas fundamentales de este método son que proporciona una rápida y clara visualización de las posiciones de las zonas de máxima compresión, extensión y su aplicación simultánea al estudio de poblaciones de mecanismos focales de terremotos y de fallas.

De la figura 25, A, cada plano de falla (p) se le asocia un plano auxiliar (a) perpendicular al mismo, definiendo cuatro diedros rectos: dos de compresión (C) y dos de extensión (E); n , vector unitario normal al plano de falla; τ , vector unitario de deslizamiento. b , la suma de los diedros de extensión y compresión asociados al movimiento de dos fallas acota las direcciones de extensión y compresión (Muñoz Martín, 1997).

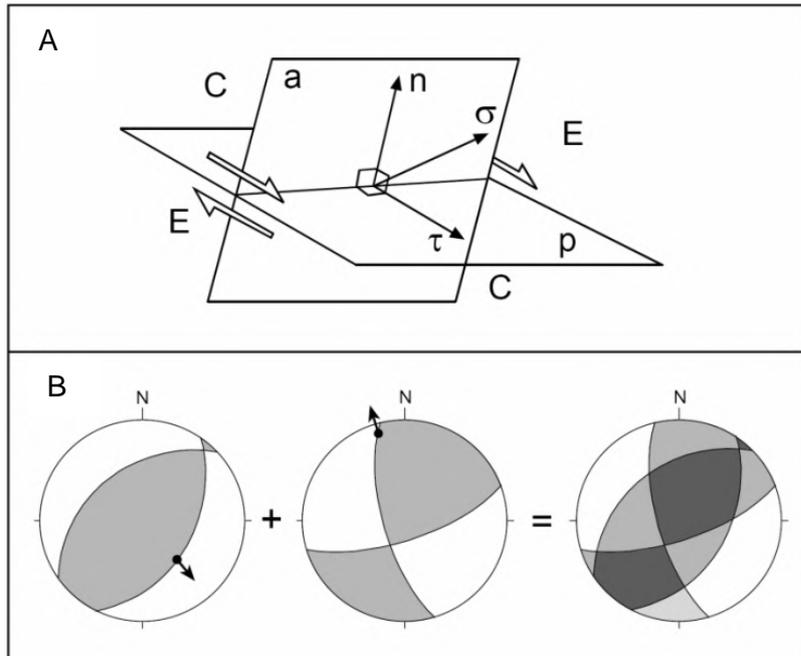


Figura 25. Método de los Diedros Rectos, la parte sombreada corresponde a la compresión y la blanca a la extensión (modificado de Muñoz Martín, 1997).

2.2.7.7. Indicadores Cinemáticos

La cinemática de las fallas se puede evidenciar de varias maneras. El indicador cinemático más obvio es el desplazamiento de un horizonte marcador. Sin embargo, un horizonte marcador no siempre está disponible. Por lo tanto, la gente usó otros indicadores para definir un desplazamiento de roca, es decir, estrías (Petit, 1987; Angelier, 1994), crecimiento mineral (cristalización) y arado (Fig. 26f; Petit, 1987) como se observa en el plano de falla (Fig. 26). Estas estrías representan el último movimiento del bloque fallado (Ramsay y Lisle, 2000).

La cinemática de las fallas también se puede identificar por las fracturas subsidiarias que se forman durante el deslizamiento a lo largo de la falla principal (plano M en la Fig. 26). Petit (1987) define estas fracturas subsidiarias como fracturas por tracción, cizallas de Riedel y crestas de presión (cizallas en T-, R- y P-en la Fig. 26b-d).

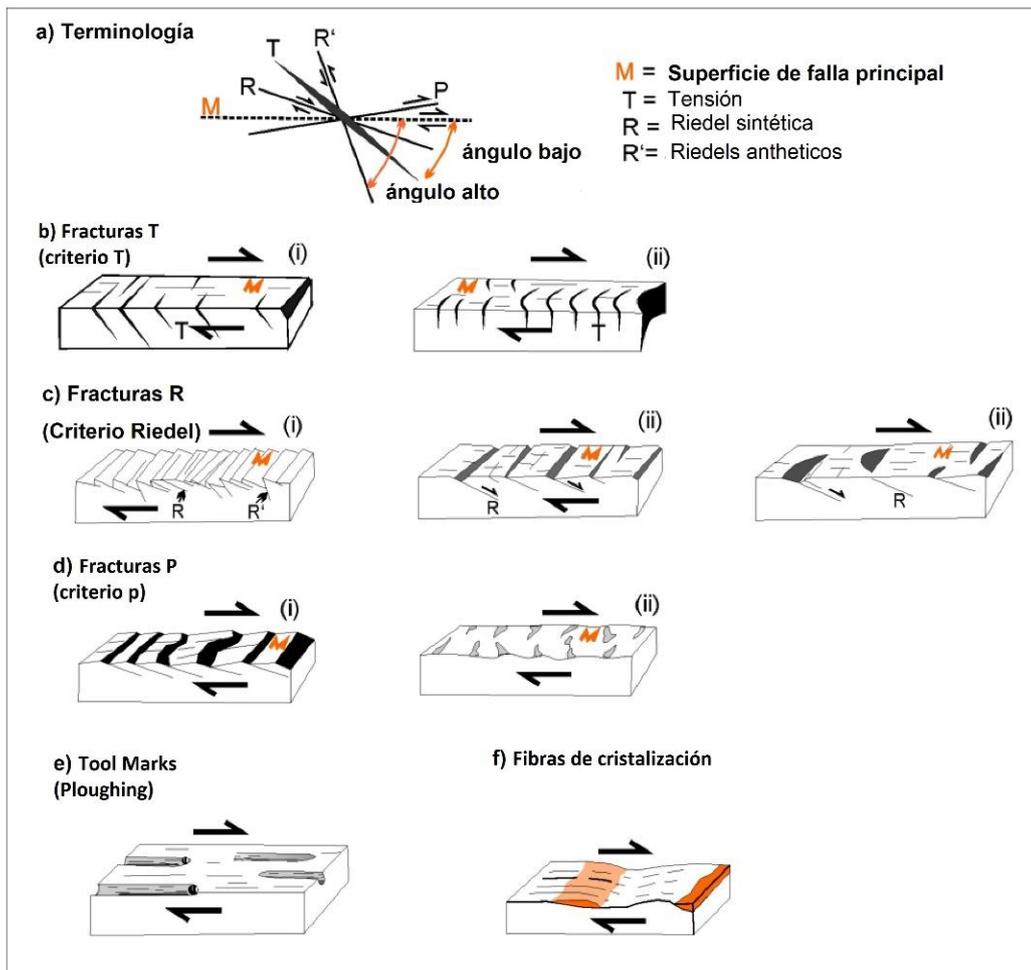


Figura 26. Indicadores de la cinemática de fallas según Petit (1987), donde M es la superficie de falla principal (Nukman y Banyuwangi, 2014).

- Fracturas T

Aunque "T" se refiere a "tensión", es un error considerarlas como fracturas por tracción (Allmendinger, 1999). Las fracturas por tensión pueden ser cortes por tensión (Fig. 26b) o fracturas por extensión. Este último es causado por el movimiento a lo largo del plano de falla principal, mientras que los cortes de tensión están orientados paralelos a σ_1 . El plano principal es muy a menudo curvo e indica una pequeña cantidad de corte desde el punto central de la forma convexa. La forma convexa indica el movimiento de deslizamientos de falla del bloque de falla en el que se observan las fracturas.

Las fracturas por corte de Riedel se caracterizan por fracturas por corte con buzamiento en un ángulo agudo ($<25^\circ$) con respecto a un plano de falla mayor.

El ángulo agudo y la orientación del plano de Riedel representan el sentido del movimiento (Fig. 26b.i). Las fracturas de Riedel siempre buzcan en contra de la dirección del deslizamiento del bloque de falla observado. La línea de intersección de las fracturas extensionales con un plano mayor puede ser una línea recta (Fig. 26b.ii) o curva.

- **Fracturas R (Criterio Riedel)**

Estas características están bien descritas en los artículos clásicos de Tchalenko (1970), Wilcox et al. (1973), etc. La siguiente discusión sigue a Petit (1987). Es poco común encontrar indicadores inequívocos de movimiento en las superficies R o R' y uno comúnmente los interpreta basándose solo en la estría y el ángulo.

- **Tipo "RO" (arriba)**

(Fig. 26c.i): La superficie de falla está totalmente compuesta por superficies R y R'. No hay superficies P o una superficie promedio del plano de falla. La superficie de falla tiene un perfil dentado. No muy común.

- **Tipo "RM" (medio)**

(Fig. 26c.ii): la superficie de falla principal está completamente estriada. Las cizallas R se sumergen suavemente (5-15°) en la roca de la pared; Las tijeras R son mucho menos comunes. La punta en la intersección de R y el plano de falla principal comúnmente se rompe, dejando un escalón no estriado.

- **Fracturas semilunares (abajo)**

(Fig. 26c.iii): las cizallas R comúnmente tienen una curvatura cóncava hacia el plano de la falla, lo que da como resultado cavidades o depresiones en forma de "media luna" en la superficie de la falla (Allmendinger, 1999).

- **Fracturas P**

(Fig. 26d): Son crestas de presión o fracturas de corte compresional que se sumergen en un ángulo bajo en una dirección de deslizamiento del bloque de falla observado.

Las crestas P también pueden ocurrir como una superficie ondulada (Fig. 26d, ii). La estría solo se puede observar claramente en una superficie que está orientada hacia el movimiento de deslizamiento que actúa como rampas de pequeña escala (Fig. 26d, i). Las ondulaciones en los principales planos de deslizamiento son crestas de presión de pequeña escala, pero no muestran ninguna estría (modificado de Petit, 1987).

- Tool Marks (Ploughing)

(Fig. 26e): Esta característica es más común en rocas que tienen clastos mucho más duros que la matriz. Durante la falla, estos clastos perforan la superficie "aspereza arando", produciendo surcos en forma de artesa. Aunque algunos intentan interpretar solo los surcos, para hacer una interpretación confiable, también se debe ver el clasto que produjo el surco. De lo contrario, es imposible saber si la parte más profunda del surco es donde terminó el clasto o de donde fue arrancado (Allmendinger, 1999).

- Fibras de cristalización

Podría ocurrir en los pequeños saltos de dilatación. La mineralización es extendido a lo largo del 'escalón enterrado' visto desde el bloque observado (Fossen, 2010). El sentido del movimiento se puede determinar a partir de la sección transversal del bloque observado que es perpendicular a la extensión de la mineralización (Fig. 26f). (Nukman y Banyuwangi, 2014).

- Lineaciones de deslizamiento (Slickensides o slickenlines)

Las superficies de falla que han sido pulidas por el proceso de deslizamiento por fricción, se forman en la roca de la pared original de la falla o en la superficie de una capa delgada de gouge/cataclasita, permitiendo determinar si el aumento dio como resultado un desplazamiento según el rumbo, deslizamiento vertical o desplazamiento oblicuo (Van Der Pluijm y Marshak, 1997).

- Criterio Riedel

Conjuntos de superficies de deslizamiento subsidiarias dispuestas en escalones, cada Riedel o cizalla (R o R1) es oblicua a la zona o superficie

de deslizamiento principal. Cuando la sección de observación (que para una falla de rumbo debería ser horizontal) se considera como un perfil, las cortantes R aparecen extensionales. También se produce un conjunto antitético (R' o R_1), aunque con menos frecuencia que R – cizalla (Fossen, 2016).

Los planos sintéticos R se forman a un ángulo agudo ($\sim 15^\circ$) con la envolvente general de la zona de falla. Su arreglo geométrico es en échelon (escalón), es decir, paralelas pero desfasadas entre ellas dentro de la zona de falla. Las fracturas antitéticas R' son conjugadas con respecto a R y forman un ángulo de unos 75° con respecto a la envolvente de la zona de falla (Lillo y Oyarzun, 2013).

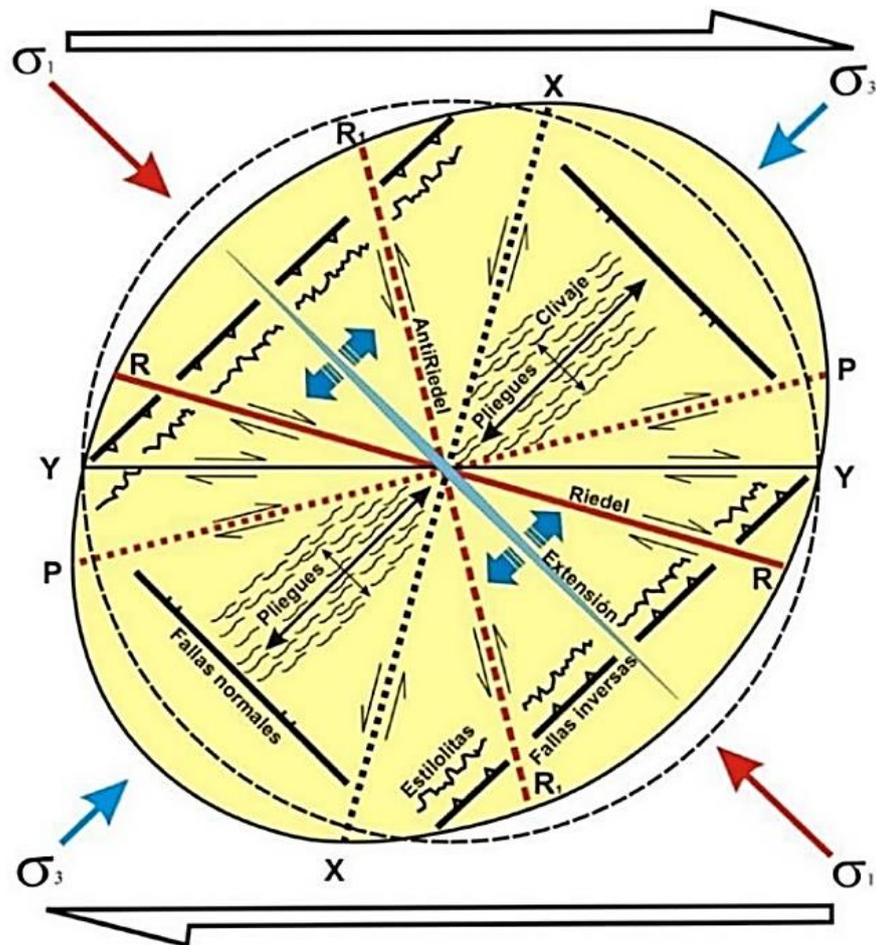


Figura 27. Cizalla simple en un sistema de rumbo dextral, aplicando el modelo de Riedel (Rossello, 2009).

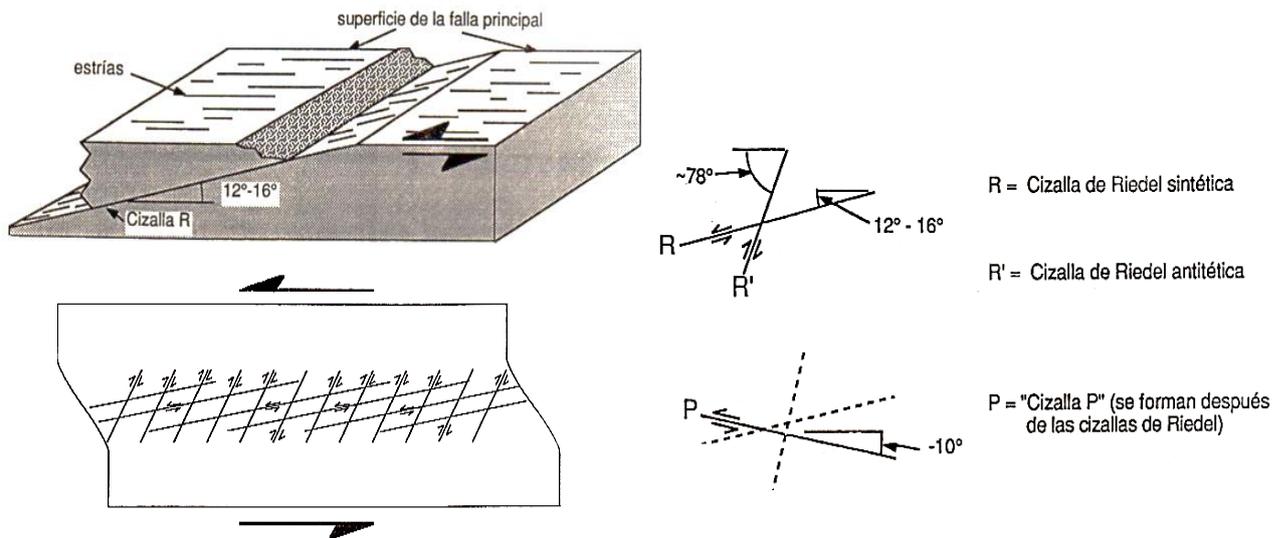


Figura 28. Cizallas de Riedel, indicando los ángulos promedio de sus componentes R, R' y P (Allmendinger, 1987).

- Grietas de tensión

Se pueden formar en una zona de falla son las grietas de tensión en échelon, aunque estas últimas son más representativas de la transición frágil a dúctil. Las grietas de tensión tienen sus puntas orientadas de forma paralela a σ_1 y suelen rellenarse de minerales que crecen en la dirección de σ_3 . Si la escala es lo suficientemente grande también podemos encontrar fallas inversas (ortogonales a σ_1) y normales (paralelas a σ_1) dentro de una zona de falla.

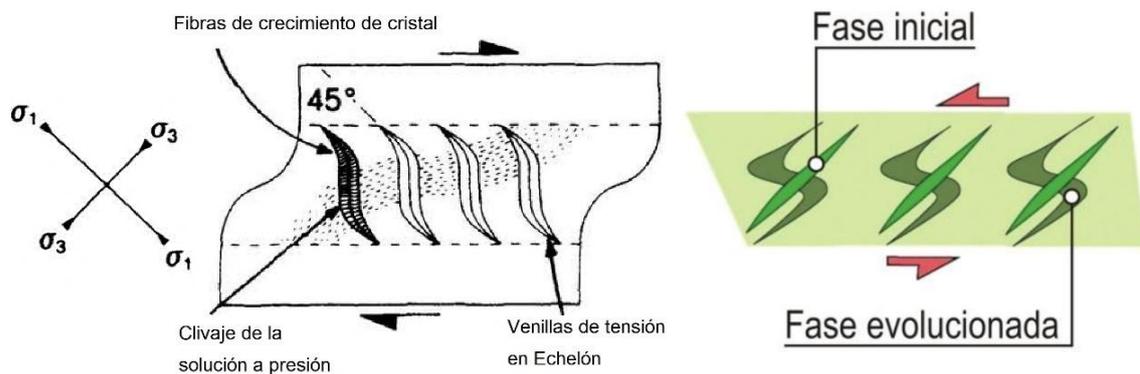


Figura 29. Derecha se observa la Zona de cizalla semifrágil dextral que muestra el desarrollo de grietas de tensión en-echelon (McClay, 1987). A la izquierda podemos observar la evolución de las grietas de tensión en una cizalla sinistral, mostrando ya indicios de ductilidad en los materiales (curvatura pronunciada de las grietas) (Lillo y Oyarzun, 2013).

- Estilolitos

Los estilolitos son superficies de disolución asociadas a sobrecarga o tectonismo. Indican pérdida de volumen y pueden formarse paralelas o subparalelas a la esterificación durante la compactación. Los estilolitos tectónicos pueden formarse en ángulos altos durante el plegamiento, lo que indica un componente de acortamiento paralelo a la capa. Los estilolitos suelen estar asociados con juntas y vetas, y deben medirse y analizarse con ellas. Se encuentran en muchos tipos de roca, incluidas las areniscas, y suelen aparecer en carbonatos de grano fino. Los estilolitos tienen una apariencia oscura y contiene un residuo de material insoluble (materia arcilla y minerales de mena); Los estilolitos generalmente se forman perpendicular a σ_1 (McClay, 1987).

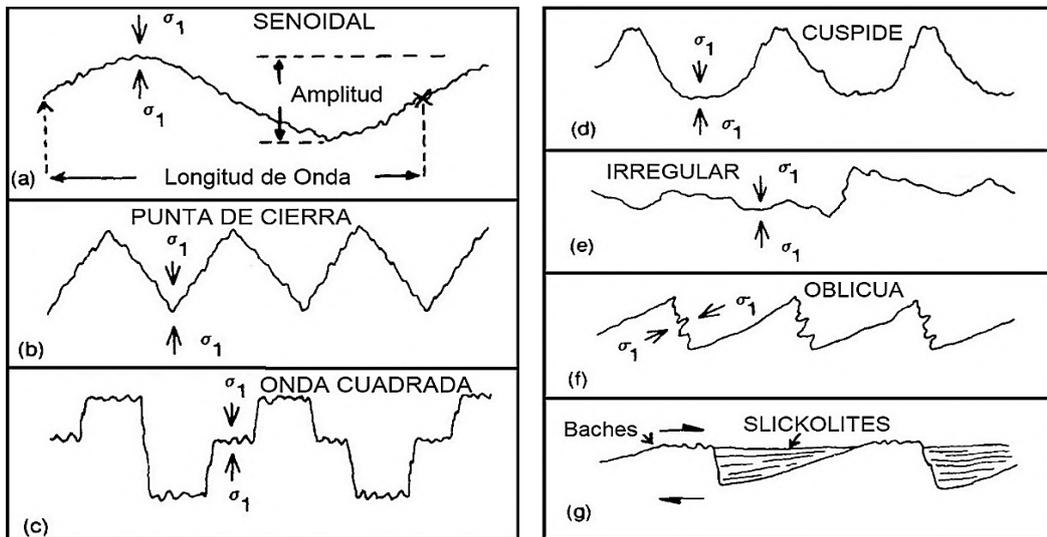


Figura 30. Arquitectura de estilolitos, mostrando su relación con la dirección σ_1 (McClay, 1987).

- Zona de Cizalla

Se trata normalmente de una ancha banda de deformación generada bajo condiciones dúctiles, lo que para rocas cuarzo - feldespáticas significa temperaturas mínimas de 300-400° C. Las condiciones de ductilidad, para un gradiente geotérmico normal, empiezan a unos 10-15 km de profundidad. A estas profundidades se encuentra la transición dúctil-frágil, a partir de la cual, las rocas en vez de “fluir” se “romperán”. Es el paso de una “zona de cizalla” a una “zona de falla”. Las rocas más típicas formadas por la deformación dúctil son las milonitas (Lillo y Oyarzun, 2013).

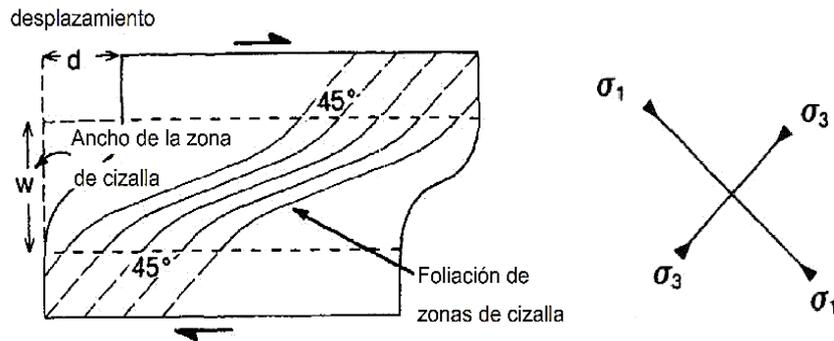


Figura 31. Zona de cizalla dúctil que muestra el desarrollo de una foliación a 45° del margen de la zona de cizalla y a 90° de σ_1 (McClay, 1987).

- **Fábricas S-C**

El sentido de rotación de la foliación desde el margen hacia la zona de cizalla es generalmente un indicador cinemático seguro. A medida que se acumula la deformación, un conjunto de superficies de deslizamiento o bandas de corte comúnmente se forman paralelas a las paredes de la zona de corte (Figura 32). Estas bandas de corte se denominan C (en francés “cisaillement” para corte, que se relaciona con el movimiento de tijera) y la foliación se denomina S (por esquistosidad o “esquistosita”). Las superficies C no son realmente superficies, sino zonas de cizallamiento a pequeña escala que afectan la foliación dentro de la zona de cizallamiento principal. En detalle, la foliación se curva hacia adentro y hacia afuera de las superficies C, y el sentido de deflexión que muestra la foliación curva refleja el sentido de cizallamiento de toda la zona de cizallamiento (Fossen, 2010)

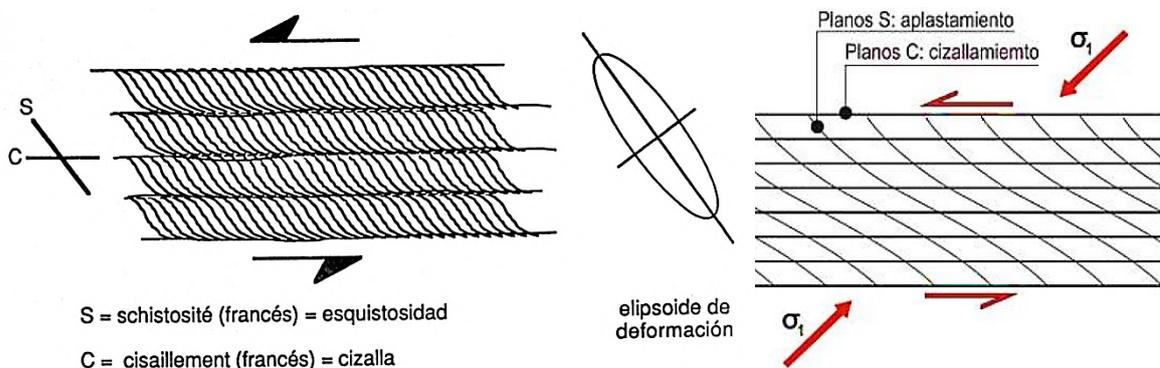


Figura 32. A la izquierda se muestra una fábrica S-C, con movimiento sinistral (Allmendinger, 1987). En la derecha se muestra el sentido del paleoesfuerzo en una milonita con fábrica S-C: movimiento sinistral (Lillo y Oyarzun, 2013).

- Boudinage

Boudinage es la palabra francesa para salchicha (Allmendinger, 1999). En el régimen plástico, las capas tienden a doblarse al acortarse, sobre todo si existe un contraste de viscosidad entre las capas individuales. Los boudins son capas de roca competente que se han estiradas en segmentos. Los boudins individuales suelen ser mucho más largos en una dimensión que en las otras dos y, por tanto, definen una lineación (Fossen, 2010).

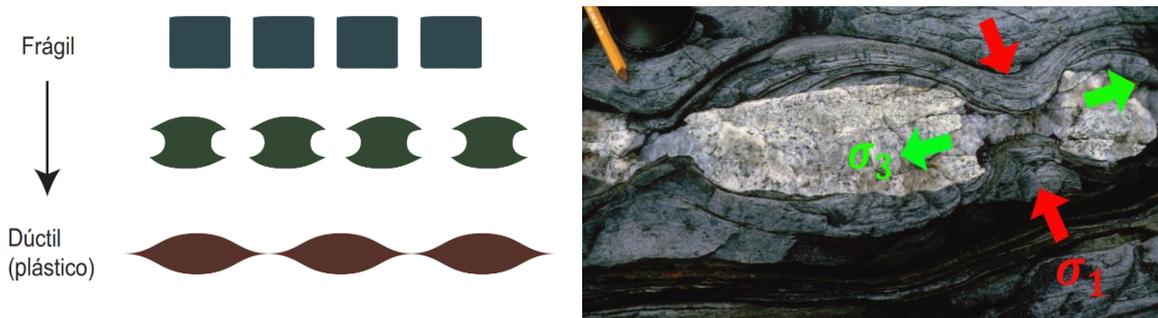


Figura 33. Boudinage en sección transversal, indicando el sentido de la deformación (Fossen, 2010).

2.2.7.8. Análisis estructural en los sistemas geotérmicos

Muchos, si no la mayoría, de los yacimientos geotérmicos explotados requieren una permeabilidad secundaria o controlada por fracturas para que sean comercialmente viables. Como tal, la configuración estructural de las fallas debe determinarse al evaluar el potencial geotérmico de una región.

Las áreas de mayor desplazamiento de fallas no son necesariamente propicias para albergar sistemas geotérmicos, probablemente porque la presencia de escoria de arcilla en grandes fallas compensadas puede actuar como barreras hidráulicas, restringiendo el flujo de fluidos. Además, estas fallas se mueven solo cada pocos cientos o miles de años para liberar la tensión en los grandes terremotos, y en el tiempo intermedio entre terremotos, la falla se sella con brechas de fallas y/o precipitados minerales. Los terremotos más pequeños y más frecuentes que ocurren en fallas más pequeñas y numerosas, por otro lado, parecen mantener abiertas las vías de los fluidos al reabrir periódicamente las fracturas que pueden haber sido obstruidas por los minerales precipitados de los fluidos geotérmicos en circulación (Boden, 2016).

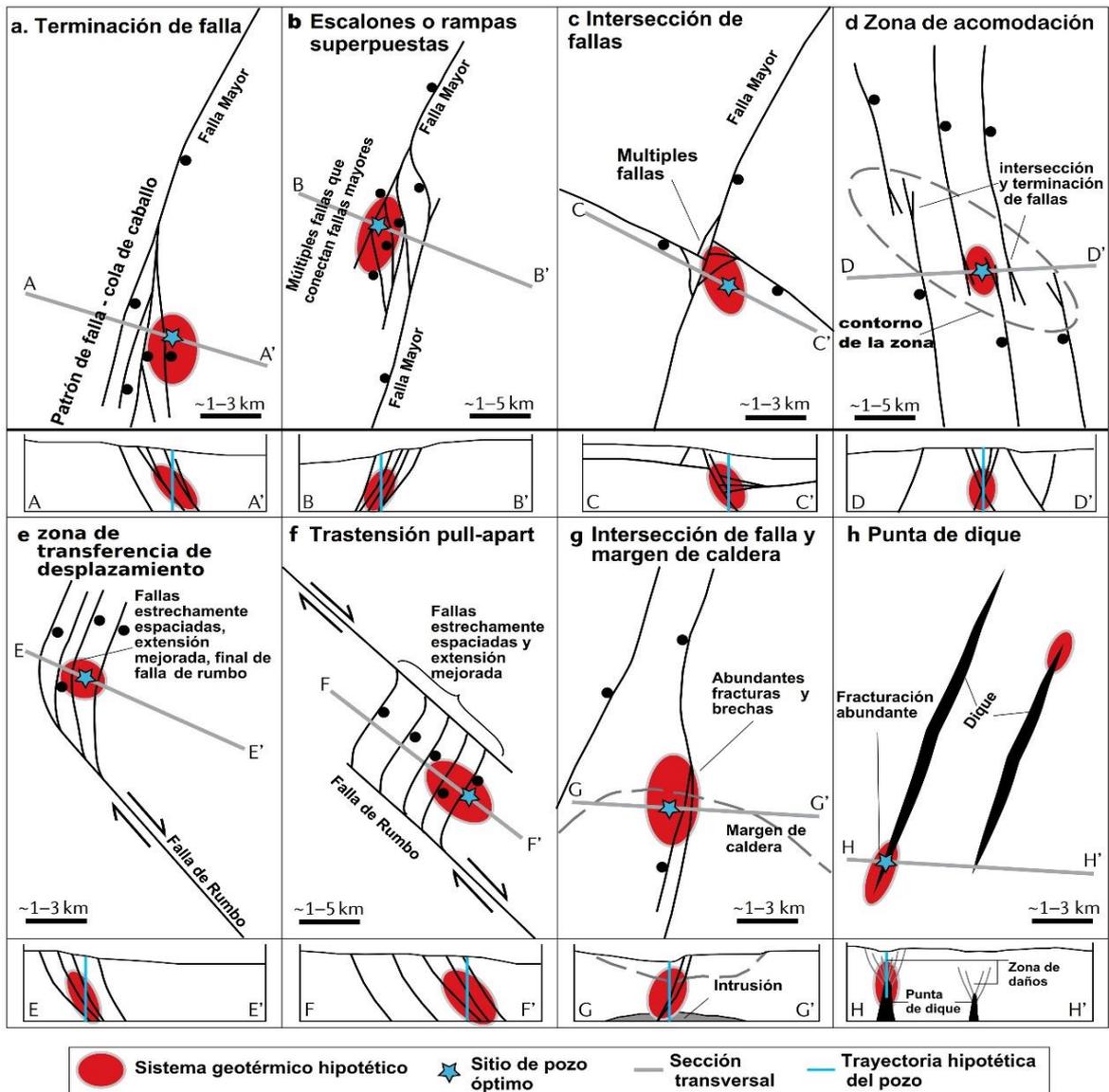


Figura 34. Entornos estructurales favorables para la explotación geotérmica (Jolie et al, 2021).

Las estructuras permeables más comunes se localizan en entornos extensionales o transtensionales. Las áreas sombreadas en rojo marcan la ubicación aproximada de hipotéticos afloramientos geotérmicos en el mapa y en la sección transversal. Las estrellas y las líneas azules ilustran, respectivamente, los emplazamientos y las trayectorias óptimas de los pozos. Las flechas dobles indican la orientación de la tensión horizontal máxima. a: Punta de falla que muestra un patrón de cola de caballo de fallas estrechamente espaciadas en la terminación de una falla normal principal. b: Rampa de relevo escalonada o rota que muestra abundantes fallas menores que conectan ramales superpuestos de una zona de falla normal principal.

c: Intersección de fallas con abundantes fallas menores próximas a la intersección. d: Zona de acomodación (marcada por la elipse gris) que abarca un cinturón de fallas normales que terminan, se superponen y se intersectan. e: Zona de transferencia de desplazamiento en la que una falla mayor de deslizamiento de rumbo termina en un conjunto de fallas normales. f: transtensión tipo pull apart que incorpora múltiples fallas normales estrechamente espaciadas que conectan un escalón de liberación en una falla mayor de deslizamiento de rumbo. g Intersección de una falla normal y el margen de una caldera (línea gruesa gris discontinua). h: Punta o terminación de un dique, en la que abundantes fracturas caracterizan la zona de daño próxima a la punta de un dique (Jolie et al, 2021).

2.3. DEFINICIÓN DE TÉRMINOS BÁSICOS

Entalpia: La entalpía es una propiedad termodinámica que refleja la energía interna, la presión y el volumen de un sistema. En general, a medida que aumenta la temperatura, también aumenta la entalpía y el potencial para realizar trabajo. La unidad SI para la entalpía es el joule, pero otras unidades incluyen la unidad térmica británica (Btu) y la caloría (Boden, 2016).

Reología: El estudio del flujo (rheo en griego) de cualquier roca y otro material que se deforma como un continuo bajo la influencia del estrés. elasticidad, viscosidad y las combinaciones de estos son diferentes comportamientos reológicos (Fossen, 2016).

Pitch o Rake: Ángulo entre un elemento lineal que se encuentra en un plano dado y el rumbo de ese plano (también inclinación) (Van Der Pluijm & Marshak, 1997).

Vergencia: Es un término que se utiliza para indicar la dirección de movimiento y rotación que se produjo durante la deformación. Dirección y sentido del transporte tectónico, a escala regional, que se expresan en las estructuras (pliegues o fallas) de mayor tamaño, por tanto, es opuesto al sentido de buzamiento del plano axial. (McClay, 1987).

Transtensión. Es la combinación simultanea de componentes de fallas de rumbo o movimientos de cizalla simple a lo largo de una estructura y el acortamiento (extensión) es perpendicular a la misma (Fossen, 2010).

Periclinal: Terminación longitudinal de un pliegue, o cierre del mismo, debido a la inclinación de su línea de charnela (McClay, 1987).

CAPÍTULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. UBICACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN

3.1.1. Ubicación Geográfica

Geográficamente la investigación se ubica en la hoja 15-f perteneciente a la zona 17S, al SSW de la ciudad de Cajamarca, ubicado en el Sistema de Coordenadas Universal Transversal de Mercator (UTM) DATUM WGS-84, que cubre un área aproximada de 19 Km².

Tabla 4. Ubicación geográfica (DATUM WGS-84).

Vértice	Este	Norte
V1	770216	9199648
V2	776548	9199648
V3	776548	9196609
V4	770216	9196609

3.1.2. Ubicación Política

El área de investigación se ubica en el departamento y provincia de Cajamarca, distrito de San Juan y caserío de Chotén, específicamente en el área de surgencia de agua termal llamado Yumagual (Ver plano de Ubicación).

3.1.3. Clima y precipitación

Según (Senamhi, 2023), la temperatura media anual es de alrededor de 18°C. La temperatura media durante el día puede oscilar entre 13°C y 23°C, mientras que por la noche pueden bajar a alrededor de 9°C, caracterizado por sus fuertes lluvias durante la temporada de invierno, que se extiende desde febrero hasta abril. Teniendo como estación meteorológica más cercana a la estación de San Juan ubicada aproximadamente a 6 Km al sureste de la zona de estudio, en la cual se registró un promedio anual de precipitación es de alrededor de 114 mm aproximadamente.

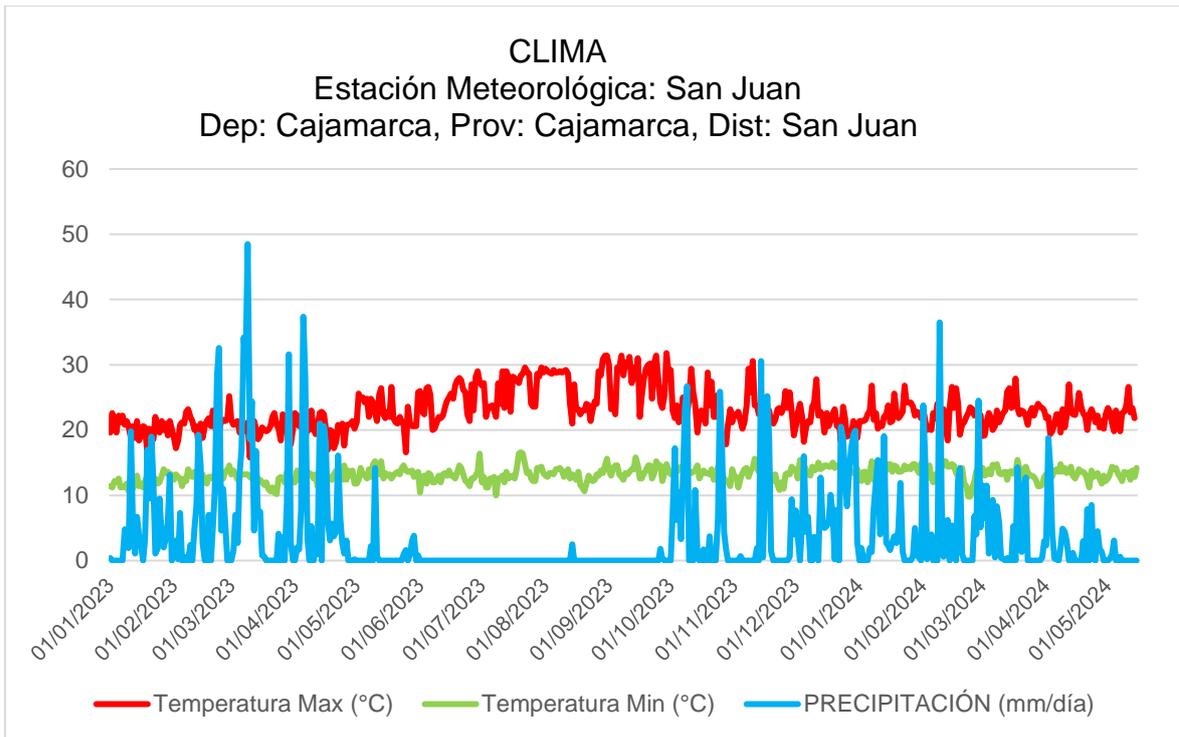


Figura 35. Historial de temperatura y precipitaciones del año 2023 y 2024 (Senamhi, 2024).

3.1.4. Accesibilidad

Para llegar a la zona de estudio se sigue una vía terrestre asfaltada desde la ciudad de Cajamarca, hasta el cruce de Chotén, con una distancia aproximada de 25.6 Km, posteriormente se sigue al este por una vía de trocha, hasta llegar al lugar en cuestión, teniendo una distancia aproximada de 4.4 km.

Tabla 5. Tiempo y distancia para acceder al área de investigación

Tramo	Vía	Distancia (Km)	Tiempo (min)
Cajamarca – cruce de Choten	Asfaltada	25	40
Cruce de Chotén – Yumagual	Trocha	4.2	11

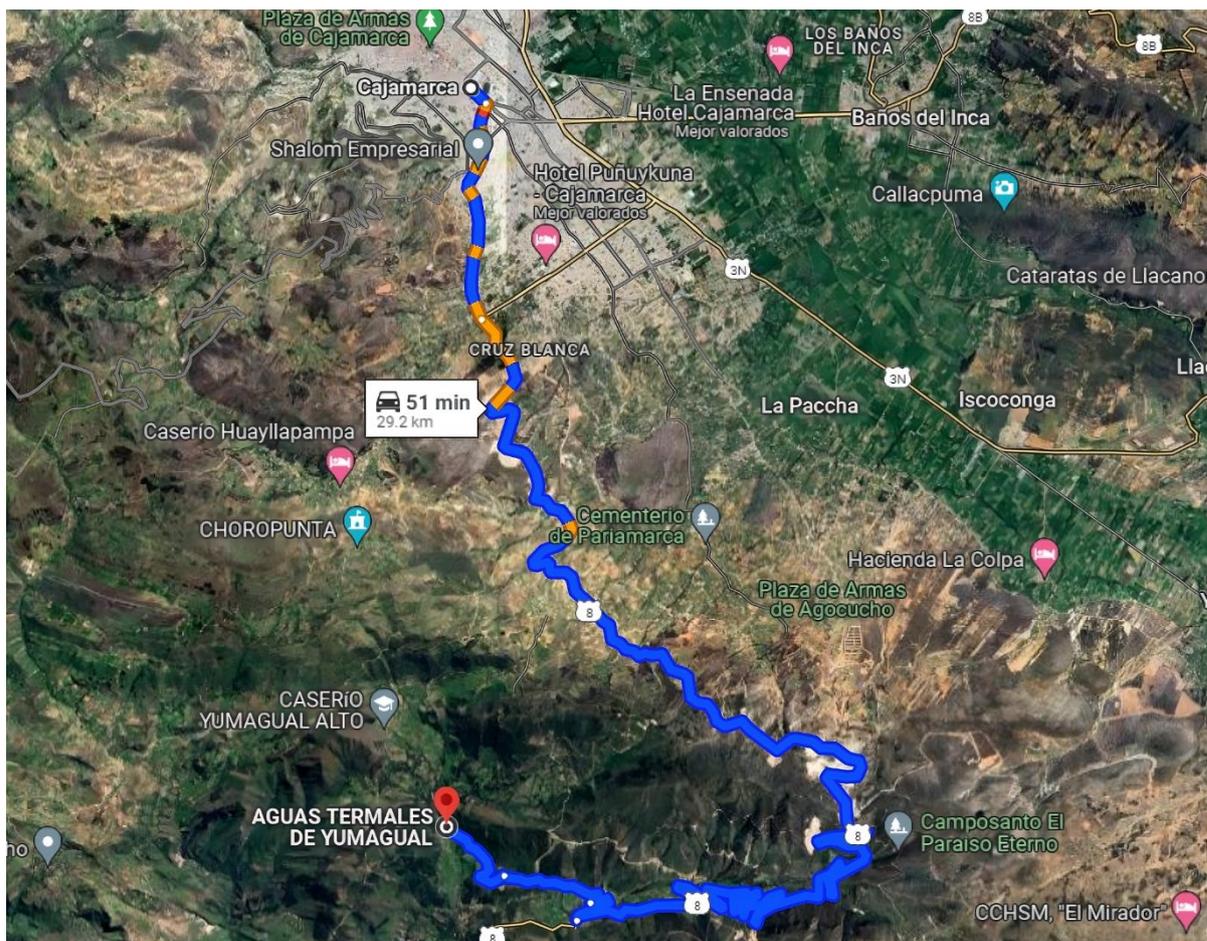


Figura 36. Acceso terrestre para llegar a Yumagual donde se desarrolla la investigación
Fuente: Google maps (2024).

3.2. PROCEDIMIENTOS Y TÉCNICAS DE RECOPIACIÓN DE DATOS

La metodología de recopilación de datos implica tres etapas: Etapa de pre-campo se comienza con la revisión de la literatura y la compilación de información bibliográfica relacionada con el tema de investigación, luego en la etapa de campo se hace la toma de datos a través de la observación, descripción, medición y toma de muestras, finalmente en la etapa de post campo se procesan los datos y elabora la tesis usando procesador de texto y software aplicado a la geología.

3.2.1. Etapa de pre campo, recopilación bibliográfica

Se hizo la compilación y selección del material bibliográfico de libros, artículos científicos, boletines geológicos, páginas de divulgación geocientíficas (journals), así como tesis de grado y post grado sobre geología estructural, geotermia e hidroquímica.

Así mismo se elaboró planos preliminares para salir a campo teniendo como base los datos del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET).

3.2.2. Etapa de campo

En la etapa de campo consta de dos fases, la primera consiste en realizar estaciones estructurales mediante la observación, medición, descripción y caracterización de las estructuras tectónicas (pliegues, fallas y diaclasas) para identificar las zonas de recarga y descarga del sistema geotérmicos con la finalidad de elaborar un modelos geológico estructural, la segunda etapa de campo consiste en medir los parámetros fisicoquímicos in situ del agua con la ayuda de un multiparámetro, luego se hizo la toma de muestras de aguas termales en embaces esterilizados y rotulados para ser enviadas y analizadas en el laboratorio.

3.2.3. Etapa post campo

En esta etapa se procesó, analizó e interpretación los datos estructurales e hidroquímicos: Para los datos estructurales se usó los softwares aplicados a la geología estructural: Stereonet v11.3 y Faultkin v8.1, y para la elaboración de planos y perfiles se usará ArcGis v10.5, AutoCAD v2019 y leapfrog Geo V5.1 finalmente para analizar el comportamiento hidroquímico del sistema geotérmicos se usará el software AquaChem v11.0 y Microsoft Excel v2019.

3.2.4. Técnicas

Las técnicas que se emplearon en este trabajo de investigación son a través de la observación, medición y análisis de las estructuras; cuya toma de datos se realizó en varios puntos de cada estructura ya que sus superficies no son perfectamente planas y puede curvarse y cambiar de rumbo y buzamiento a lo largo, esto con la finalidad de obtener un mejor modelo geológico estructural. La toma de muestras de agua se realizó en frascos estériles para evitar que la muestra se altere o contamine, luego se procede a rotular y enviar al laboratorio. Finalmente, para procesar todos los datos se hizo uso de los softwares aplicados a la geología.

3.3. TIPO Y MÉTODO DE INVESTIGACIÓN

Según el tipo de investigación, esta es cuantitativa, según su nivel es, descriptivo y explicativo, teniendo un diseño no experimental y transversal en el tiempo, usando un método analítico.

Tabla 6. Tipo, Nivel, Diseño y Método de Investigación

CLASIFICACIÓN	TIPO DE INVESTIGACIÓN
Según el tipo	Cuantitativa: Porque se designan características medibles a las estructuras tectónicas (pliegues, fallas y diaclasas) además de la concentración de iones y aniones del agua.
Según el nivel	Descriptivo - Explicativo: es descriptivo ya que se enfoca en escribir y analizar las estructuras, esfuerzos, cinemática, sistema geotérmico, tal como es, sin manipular ninguna variable. y es explicativa dado que se parte de una hipótesis que se somete a prueba, para determinar si la variable independiente tiene un impacto sobre la variable dependiente (análisis estructural).
Según el diseño	No experimental - Transversal: No es experimental ya que se enfoca en la observación y medición de variables en situaciones naturales, sin manipular deliberadamente ninguna variable independiente. Es trasversal dado que realiza en un momento específico en el tiempo.
Según el método	Analítico: Implica la descomposición y el examen minucioso de los datos (Az, Bz, pitch, temperatura, TDS, ph, iones, aniones, etc), para identificar patrones, tendencias y relaciones entre variables, y así llegar a conclusiones y explicaciones más precisas y fundamentadas.

Fuente: Modificado de Hernández et al, (2010)

3.3.1. Población de estudio

Sistema geotermal de Yumagual, con área aproximada de 19 Km².

3.3.2. Muestra

Estructuras tectónicas, indicadores cinemáticos, aguas termales.

3.3.3. Unidad de análisis

Datos de rumbo, buzamiento y dirección de buzamiento de fallas, fracturas; y propiedades físicas e hidroquímicas del agua.

2.3.4. Definición de variables

Para el desarrollo de la investigación se ha reconocido las siguientes variables independientes y variable dependiente (ver Tabla 7).

Tabla 7. Identificación de variables

Variables independientes	Variable dependiente
Estructuras tectónicas	Análisis estructural
Esfuerzos	
Cinemática	
Sistema geotérmico	

3.3.5. Instrumentos y equipos

Durante el desarrollo de la investigación se utilizaron una amplia variedad de instrumentos y equipos debidamente calibrados para recopilar datos precisos y confiables, los cuales se detallan en la Tabla 8.

Tabla 8. Instrumentos y equipos de campo

Instrumentos	Descripción
Plano Satelital y topográfico	Plano base a una escala de 1/20000 de coordenadas UTM WGS 84
Libreta de campo	Para registrar observaciones, mediciones y datos relevantes en el campo.
Protactor	Protactor multiescala para platear puntos y datos estructurales.
Picota de mango largo	Para extraer muestras de roca y describirlas.
Lápiz e dureza	Para determinar la dureza de cada mineral
Ácido clorhídrico diluido al 10%	Para determinar rocas carbonatadas
Lupa 20X	Ver la cristalización de minerales
Tablero de campo	Trasportar y utilizar los planos
Frasco de muestras esterilizados	Extraer muestras de agua para ser enviadas al laboratorio
Lapiceros, Colores, lápiz	Hacer anotaciones en la libreta y planos
Brújula marca Brunton	Hacer mediciones de azimut y buzamientos
GPS Garmin	Para tomar coordenadas
Cámara fotográfica 20Mp	Tomar evidencia fotográfica
Multiparámetro de agua	Para medir: temperatura, ph, conductividad eléctrica, tds, salinidad, oxígeno disuelto, presión atmosférica.
Laptop Asus Core i5	Para procesar la información de campo, elaborar los planos temáticos, redactar la tesis.

3.4. CONTEXTO GEOLÓGICO

3.4.1. Geología Local

La estratigrafía local está constituida por una secuencia sedimentaria del Cretácico inferior, conformada por las Formaciones Chimú, Santa, Carhuaz y Farrat, su litología consta de rocas clásticas como areniscas, arcillitas y mantos de carbón en la base del Grupo Goyllarisquizga, los que se pueden observar en los afloramientos de carretera y flacos del anticlinal. Bordeando los cauces de los ríos y quebradas hay la presencia de depósitos cuaternarios coluviales, aluviales y fluviales clasificados en función de su origen, ambiente deposicional, medio de transporte y composición.

3.4.1.1. Grupo Goyllarisquizga

Formación Chimú (Ki-chi)

Litológicamente en el área de investigación se encuentran estratos verticales de areniscas cuarzosas blanquecinas de grano medio con presencia de algunos óxidos en superficie, que forman parte de los flacos del anticlinal, intercalado con arcillitas y mantos de carbón alcanzan espesores de 0.5 m. Yace de forma concordante, sobre la Formación Chicama e infrayaciendo a la Formación Santa.



Figura 37. N: 9198589, E: 774175. Estratificación: Az/Bz: N145°/58°. Afloramiento de areniscas intercaladas con arcillitas grises y mantos de carbón de la Formación Chimú.

Formación Santa (Ki-sa)

Aflora en un pequeño sector del área de investigación, formando parte de los flacos del anticlinal, litológicamente está constituido por una alternancia de arcillitas oscuras, areniscas gris oscuras, y calizas margosas. Su espesor oscila entre los 100 y 150 m, suprayaciendo a la formación Chimú e infrayaciendo a la Formación Carhuaz en discordancia paralela en ambos casos.



Figura 38. N: 9197334, E: 775536. Estratificación: Az/Bz: N130°/62°. Afloramiento de areniscas intercaladas con arcillitas y calizas margosas de la Formación Santa en margen derecha del río Chotén.

Formación Carhuaz (Ki-ca)

Está compuesta de una alternancia de arcillitas grises amarillentas y areniscas de grano fino moderadamente fracturadas con presencia de óxidos en superficie lo que le da una tonalidad de gris anarillenta a gris violáceo. Yace con suave discordancia sobre la Formación Santa e infrayace concordante a la Formación Farrat, teniendo un espesor promedio de 500 m.



Figura 39. N: 9199297, E: 774382. Estratificación: Az/Bz: N265°/32°. Intercalación de arcillitas y areniscas grises amarillentas moderadamente fracturadas perteneciente a Formación Carhuaz.

Formación Farrat (Ki-fa)

Aflora en la parte norte de la zona de investigación, la cual suprayace a la formación Carhuaz, corresponde al nivel superior de la parte clástica del Cretácico Inferior. Litológicamente se encuentra constituida por areniscas cuarzosas blanquecinas de grano medio a grueso con tonalidades en superficie que van desde gris amarillenta a rojizas producto de la oxidación. Teniendo un espesor promedio de 500m.



Figura 40. N: 9199209, E: 774848. Estratificación: Az/Bz: N260°/52°. Afloramiento de areniscas cuarzosas muy fracturadas de la Formación Farrat, en el flanco derecho del anticlinal.

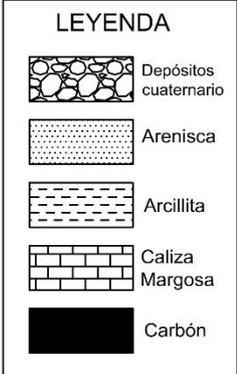
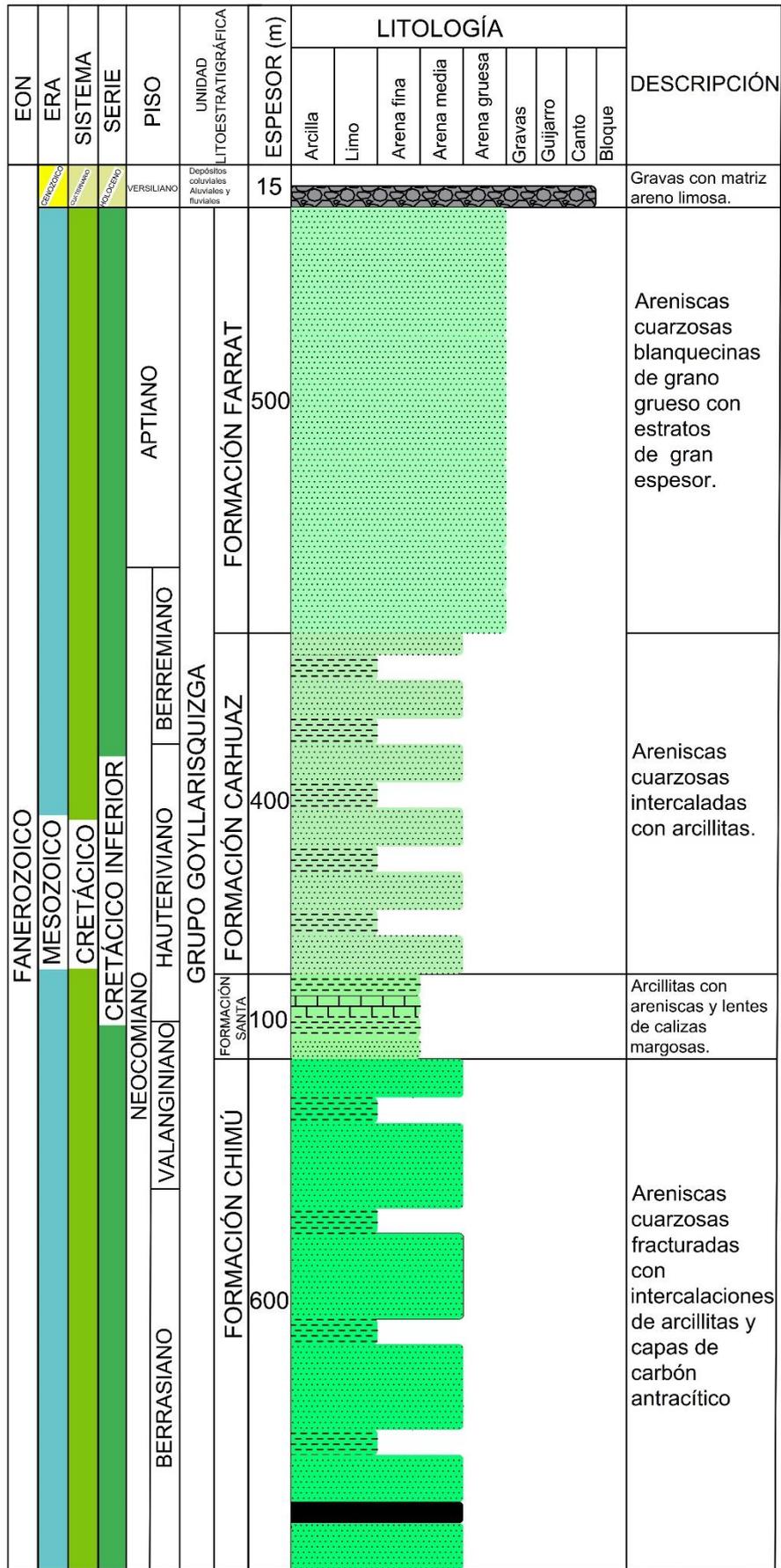


Figura 41. Columna estratigráfica del caserío de Chotén.

3.4.1.2. Depósitos Cuaternarios

Depósitos coluviales

Constituidos por materiales heterogéneos transportados por la acción gravitacional y se depositan en el pie de las laderas y escarpas de los flancos del anticlinal de la zona de estudio, compuestos por fragmentos angulosos, teniendo una matriz arenosa. En la parte sur se observa este tipo de depósito en la cabecera de terrazas aluviales dando la apariencia de ser un mismo depósito.



Figura 42. N: 9197432, E: 775946, espesor: 5m. Depósito coluvial (flecha superior), constituido por cantos y gravas angulosas de matriz arenosa.

Depósito aluvial

Forman terrazas aluviales en la margen de los valles fluviales del río Chotén y la quebrada Yumagual, teniendo espesores apreciables de hasta 15 m compuestos por horizontales de sedimentos de diferentes tamaños mal clasificados cuya granulometría va desde bloques de gravas subangulosas hasta arenas de grano fino, cubiertos por suelo orgánico en la cabecera y taludes de las terrazas.



Figura 43. N: 9197338, E: 776279, espesor: 12m. Vista de depósitos aluviales, en la margen derecha del río Chotén con deslizamiento en la parte superior y cono de detritos en la parte inferior.

Depósitos fluviales

Conforman horizontes subhorizontales formando pequeñas terrazas fluviales en la margen del río Chotén y la quebrada Yumagual debido a las corrientes de agua en movimiento en las diferentes etapas de la historia del río. Constituido por clastos subredondeados, en una matriz areno limosa.



Figura 44. N: 9197303, E: 776019, espesor: 0.7 m. Vista de terrazas fluviales, en la margen izquierda del río Chotén, compuesta de gravas de redondeadas con una matriz arenolimosa.

3.4.2. Geomorfología

La geomorfología de la zona de estudio se realizó mediante recolección de data de campo y el procesamiento e interpretación del Modelo Digital de Elevación (DEM) aplicando la clasificación morfogenética propuesta por Rodríguez (2016) en función de la pendiente expresada en grados (ver plano 3).

3.4.2.1. Planicies

Esta unidad morfogenética es una forma de relieve llano o suavemente inclinada con un rango de pendiente de 0° a 8° . En la zona de estudio está restringido en ciertas áreas pequeñas al norte y sur, acentuadas en las cabeceras de algunos depósitos aluviales y parte del cauce del río Chotén.



Figura 45. N: 9197502, E: 775297. Planicie con pendiente de 6° , situadas en la cabecera de las terrazas aluviales.

3.4.2.2. Lomadas o colinas

Esta unidad morfogenética es una elevación redondeada en el terreno formada por una combinación de procesos geológicos, como la erosión y la actividad tectónica cuyo rango de pendientes está entre 8° y 20° . El mayor porcentaje de lomadas la tenemos en la parte norte del área de estudio cuya pendiente promedio está en 17° . Litológicamente se encuentra en la formación Santa, y parte de los depósitos cuaternarios.



Figura 46. N:9197502, E: 775297. Lomada con pendiente promedio de 17°, situadas al norte del flanco derecho del anticlinal.

3.4.2.3. Laderas

Esta geoforma es una pendiente inclinada que se extiende desde la cima de una elevación hasta su base con pendientes entre 20° a 50°. Esta unidad morfogenética es la que ocupa el mayor porcentaje del área de investigación, litológicamente se encuentra en las Formaciones Chimú, Santa, Carhuaz y Farrat y gran parte de los depósitos cuaternarios.

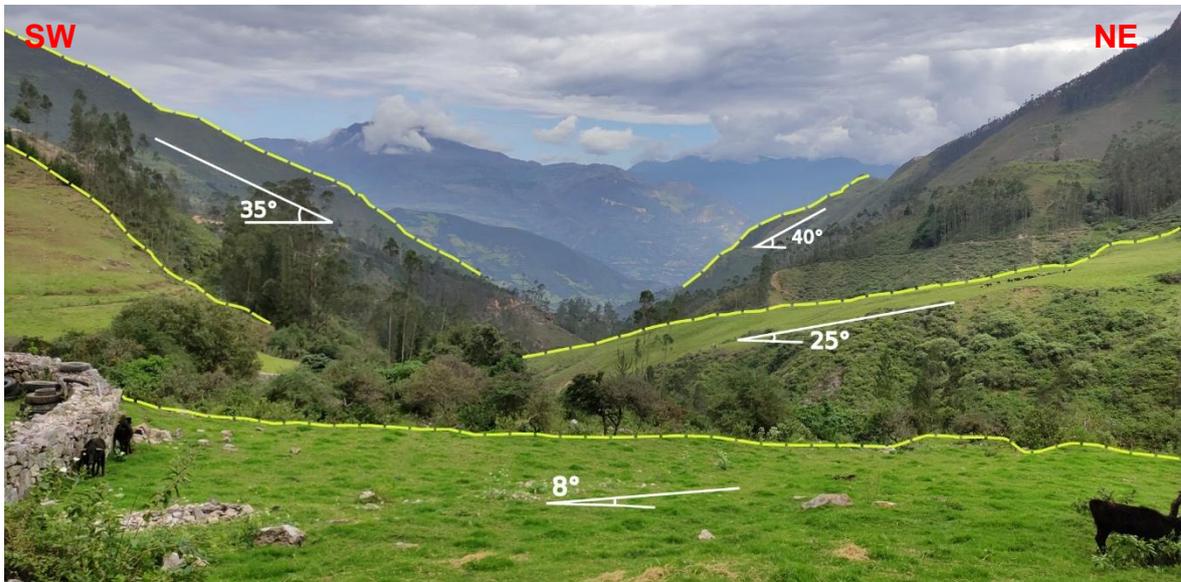


Figura 47. N: 9197814, E: 774806. Laderas con pendientes entre 25° y 40° siendo la unidad geomorfológica que más área ocupa.

3.4.2.4. Escarpas

Una escarpa es una forma de relieve caracterizada por un cambio abrupto en la elevación del terreno con pendientes $> 50^\circ$. Esta unidad está restringida al flanco derecho del anticlinal la cual litológicamente es parte de la formación Chimú su pendiente alcanza hasta los 72° .



Figura 48. N: 9198384, E: 774235. Escarpa con pendientes de 72° en el flanco derecho del anticlinal de Yumagual.

3.4.3. Hidrología

La zona de investigación se encuentra en la cabecera la cuenca Jequetepeque ubicada en el norte del Perú, siguiendo la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes hasta desembocar en el Océano Pacífico, en donde confluyen la quebrada Yumagual y Chusal con el río Chotén. (ver plano 2 y 3)

3.4.3.1. Hidrogeología

Las aguas subterráneas se encuentran ligadas a las condiciones geológicas de la cuenca como son la naturaleza de la roca y sus características litológicas. Los parámetros hidrogeológicos están relacionados a las propiedades hidráulicas de las unidades geológicas, en particular a la porosidad eficaz, permeabilidad y transmisividad que determinan el volumen de agua subterránea contenida en los acuíferos y el caudal útil que se puede obtener de la roca almacén. La caracterización hidrogeológica de la cuenca del río Jequetepeque ha permitido diferenciar 3 tipos de acuíferos. La primera correspondiente a los acuíferos

fisurados de las formaciones cretáceas ubicadas en la parte alta de la cuenca constituidas por areniscas cuarzosas altamente fracturadas y falladas.

El segundo grupo es el acuífero poroso no consolidado constituido por los sedimentos cuaternarios recientes principalmente de origen aluvial, eólico y fluvial, ubicadas en la parte baja de la cuenca donde actualmente se explota el agua subterránea a través de perforaciones verticales (pozos). El tercer grupo denominado acuitardos, conformado por depósitos volcánicos del paleógeno Calipuy y Huambos, además de las formaciones cretácicas (calizas masivas y/o fracturadas y lutitas). Estas unidades cuyas características hidrogeológicas son medianas a bajas para el almacenamiento y circulación de las aguas subterráneas, se sitúan en la parte media y alta de la cuenca (Peña y Vargas, 2006).

Tabla 9. Clasificación hidrogeológica de la cuenca Jequetepeque.

Clasificación Hidrogeológica	Agua Subterráneas	Formaciones
Acuíferos Poroso no Consolidado	Acuífero potencial	Depósitos Cuaternarios
Acuíferos Fisurados		Formación Chimú Formación. Farrat
Acuitardo	Almacena y transmite muy lentamente	Formación Santa Formación Carhuaz Formación Inca Formación Chulec Formación Pariatambo Formación Yumagual Grupo Pullucana Formación Quilquiñan Formación Mujarrún Formación. Cajamarca Depósitos Volcánicos (Calipuy y Huambos)
		Intrusivos
Acuífugo	No almacena No transmite	Formación Salas

Fuente: Peña y Vargas, (2006)

Acuífero Fisurado Chimú

Areniscas cuarzosas intercaladas con lutitas delgadas con espesores de 600 m ostentan los mejores acuíferos de la cuenca debido a que presentan porosidad secundaria importante, producto de la esquistosidad asociada a la intensa actividad tectónica expresada por pliegues, fracturas y fallas (locales y regionales). El valor de la porosidad promedio es de 26% mientras que la permeabilidad medida con ensayos de infiltración se

encuentra entre 72 y 83,50 m/día (Peña y Vargas, 2006). Las calidades de las aguas de este acuífero se clasifican entre medianamente duras a duras, siendo aptas para la agricultura y eventualmente para el consumo humano

Acuífero Fisurado Farrat

Areniscas cuarzosas blancas de 500 m de espesor poseen porosidad secundaria importante observándose fisuras abiertas, fracturas y fallas producto de la actividad tectónica. Su permeabilidad es de 10 m/día (medida por ensayos de infiltración), siendo el segundo acuífero fisurado más importante en la cuenca (Peña y Vargas, 2006).

En la zona de estudio los estratos se encuentran buzando en dirección de los flancos del anticlinal, concentrando el flujo de las aguas subterráneas hacia la parte baja, el cual permite su recarga. Las aguas que provienen de esta formación son blandas y de buena calidad, aptas para el consumo humano.

3.4.4. Contexto Tectónico

Bazán, 2013 hace una investigación monográfica de la tectónica andina y su componente cizallante alusivo al norte del Perú, donde describe: La Cordillera de los Andes es una mega morfoestructura que se extiende paralela al borde Oeste de la placa Sudamericana con una extensión de 7000 km. y con alturas de hasta 6000 msnm. En el Perú, la Cordillera de los Andes se presenta bien definida, con una orientación NW-SE; sin embargo, es notoria la presencia de dos deflexiones importantes, coincidentes con los cerros de Illescas en el norte y península de Paracas en el sur, a la altura de 6° Sur, la deflexión de Huancabamba cambia la orientación de la cordillera a NE-SW y a los 14° Sur, la deflexión de Abancay cambia la orientación de la cordillera a WNW - ESE. Además de éstas existen otras deflexiones, la deflexión de Cajamarca (7° 30' S) y la deflexión de Arica – Santa Cruz (18°). Transversalmente, la Cordillera Andina presenta diversas unidades morfoestructurales (Costa, Cordillera Occidental, Altiplano, Cordillera Oriental y zona Subandina) y su ancho oscila entre 250 km, en la región Norte y Centro de Perú hasta 500 km. en la frontera entre Perú, Chile y Bolivia (Marocco, 1980; Bernard Dalmayrac, 1988; Tavera y Buforn).

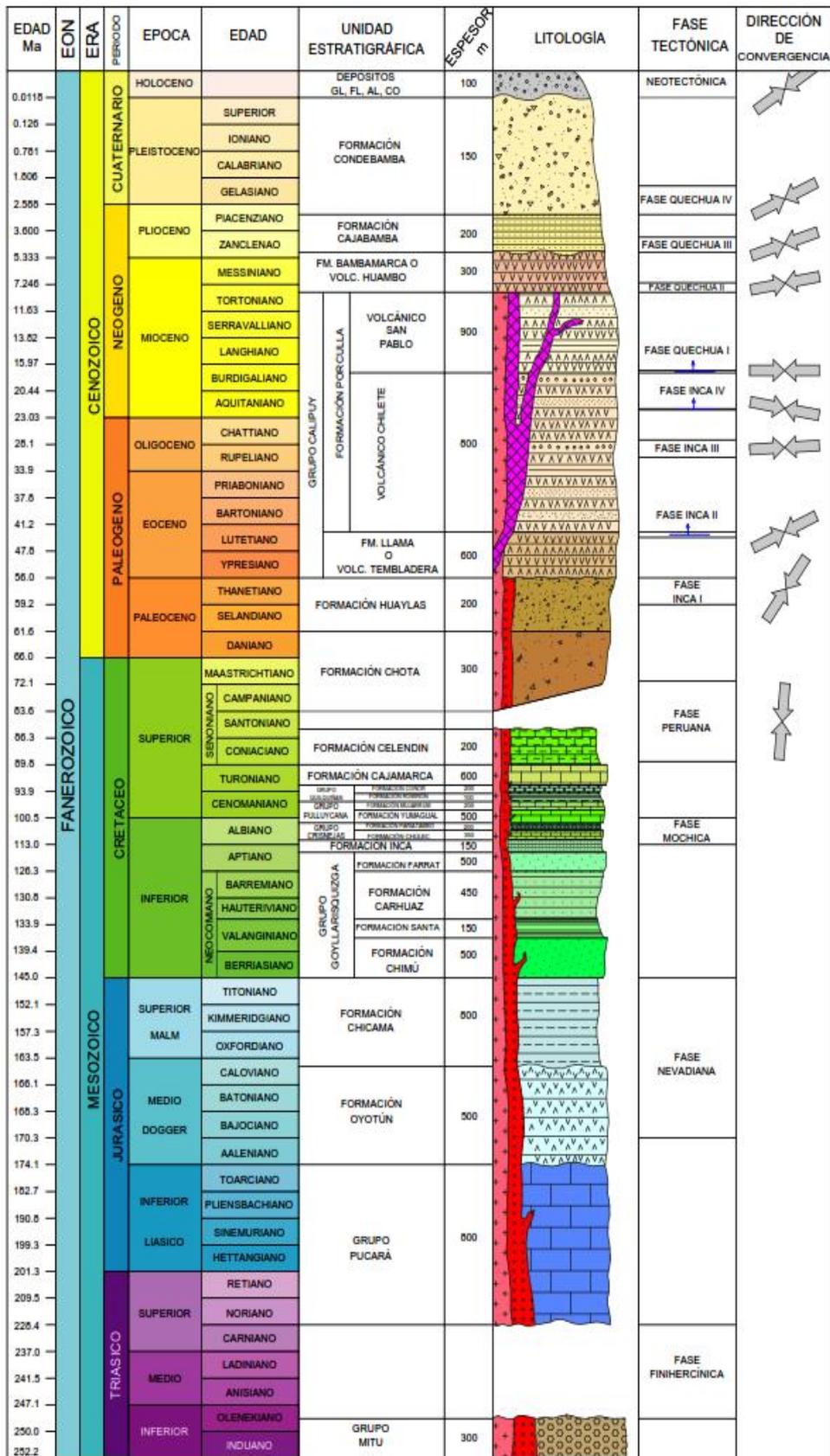


Figura 49. Cuadro Geocronológico, Estratigráfico y Tectónico de Cajamarca.

Fuente: Tomado de Bazán (2013).

3.4.5. Contexto Estructural Regional.

Regionalmente el área estudiada corresponde a un sector septentrional de la cordillera occidental de los andes, situado en el mega bloque occidental de la falla Cajamarca de orientación NW-SE de cinemática dextral.

El mega bloque occidental se caracteriza por contener pliegues kilométricos de amplia longitud de onda (Lagos y Quispe 2007).

Dentro de este contexto se analizó la configuración estructural del sistema geotérmico cuya manifestación termal está en el eje del anticlinal de Yumagual (afectado por una falla normal) y cortado transversalmente por una falla de rumbo sinistral (ver plano 6).

3.4.5.1. Lineamientos estructurales

Los lineamientos estructurales (fallas, fracturas, pliegues) se generaron a partir de la interpretación del modelo digital de elevación (MDE) del radar Alos Palsar de resolución 12.5 m y la imagen satelital obtenida de SAS Planet con resolución 23z. Los lineamientos interpretados corresponden en su mayoría a una deformación frágil de orientación concordante a la red fluvial en algunos casos, identificándose 294 lineamientos, mostrando una orientación preferente NNE-SSW, seguida de una tendencia de NW-SE.

A partir de eso se generó mapa de densidad de lineamientos (ver plano 4) para determinar las posibles zonas infiltración y surgencia de la manifestación termal. Cabe mencionar que las fallas principales fueron analizadas mediante estaciones estructurales in situ, las cuales se detallan en la presentación de resultados.

3.4.5.2. Pliegues

La estructura más importante a nivel de plegamiento es el anticlinal Yumagual, el cual se encuentra paralelo a otros pliegues de gran longitud de onda, mismos que a nivel regional tiene una vergencia (dirección y sentido de transporte tectónico) al NNE.

Presenta flancos subverticales con buzamientos que van desde los 30° hasta los 72°. El anticlinal está cortado por una falla normal paralelo al eje y una falla antitética de rumbo sinistral. La manifestación termal de Yumagual se encuentra situado en el periclinal del núcleo del anticlinal (círculo rojo) intersectado por estas fallas locales.

Para analizar este pliegue se tomó mediciones de azimut y buzamiento usando la regla de la mano derecha en ambos flancos para determinar mediante proyección estereográfica en el software Stereonet, el buzamiento de la superficie axial, el plunge de la línea de charnela, el ángulo entre flancos y sus sigmas de deformación.

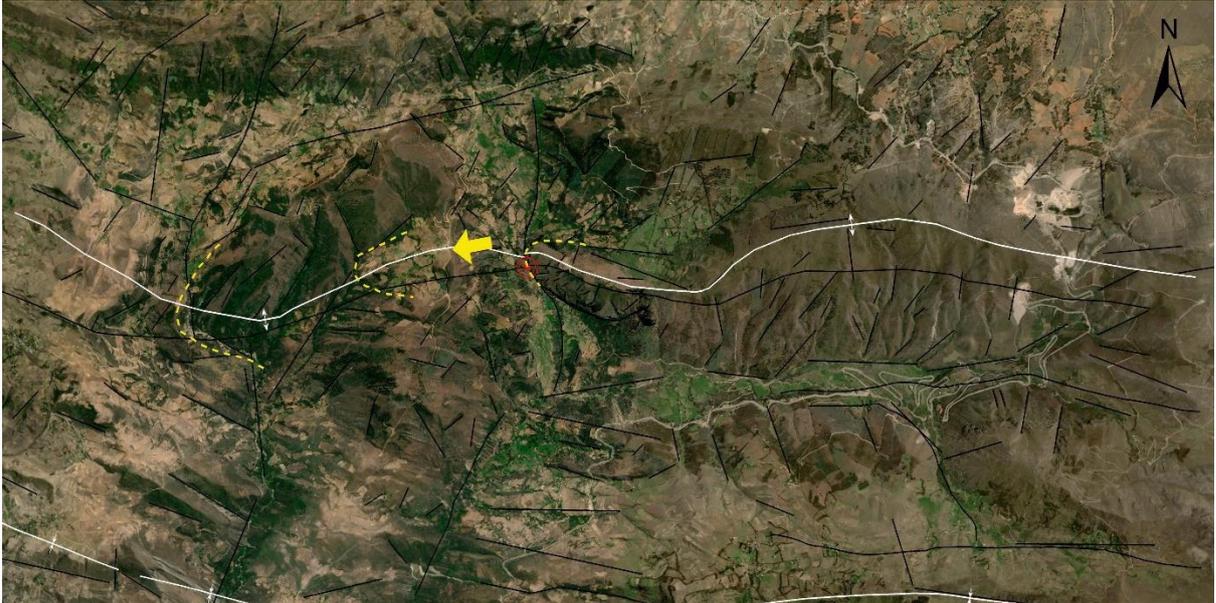


Figura 50. Imagen satelital del anticlinal de Yumagual cuyo núcleo está formado por areniscas de la Formación Chimú de flancos subverticales erosionados. Donde se puede observar la terminación longitudinal de los pliegues o cierre (periclinal), delimitado por las líneas amarillas que apuntan en dirección de la inmersión con dirección oeste (flecha amarilla).



Figura 51. N:9198052, E: 774519. Estratificación: Az/Bz: N127°/71°. Flanco derecho del anticlinal de Yumagual con estratos subverticales de areniscas de la Formación Chimú.

3.4.5.3. Fallas

Para la identificación de fallas, pliegues y fracturas; en la etapa de precampo se delimito los lineamientos estructurales mediante la ayuda de imágenes satelitales y un modelo digital de elevación (MDE), para luego ser verificadas y analizadas en campo. Como mencionan (Van Der Pluijm & Marshak, 1997), las fallas no son planos perfectamente planas, si no que suelen curvarse, es por tal razón que se tomaron diferentes estaciones estructurales a lo largo de estas fallas.

Las fallas que controlan el sistema geotérmico son de escala local y no obedecen a la configuración estructural regional, pues si analizamos la falla regional Cajamarca, esta tiene una orientación andina de movimiento dextral, sin embargo, las fallas locales que se encuentran en el megabloque occidental presentan otra orientación y sentido de movimiento, como veremos a continuación.

Falla normal de dirección NW-SE de sentido sinistral de buzamiento de alto ángulo, paralela al eje del anticlinal. Para delimitar de una manera más precisa se realizó estaciones estructurales en el núcleo del plegamiento (Ki-chi), cercanas a la fuente termal, otra en el periclinal y las demás en la proyección de la falla.

Falla de rumbo sinistral de dirección NE – SW de componente inversa de buzamiento de muy alto ángulo, es una falla concordante a la quebrada Yumagual, siendo una falla antitética a la falla normal, la cual corta transversalmente al eje del anticlinal.

Estas fallas fueron analizadas mediante estaciones estructurales debido a que en la confluencia de ambas se origina la surgencia de la fuente termal en estudio, no obstante, se cartografió otros lineamientos estructurales para determinar la densidad de fracturas, mismas que brindara información sobre las probales zonas de recarga del acuífero termal (ver plano 4).

3.4.5.4. Indicadores cinemáticos

Los indicadores cinemáticos permiten comprender el movimiento de una falla. Estos indicadores son manifestaciones tangibles que se observan en

cualquier superficie donde ha tenido lugar un desplazamiento tectónico, ya sea en entornos frágiles o dúctiles. Su utilidad en el cartografiado geológico radica en que están presentes en prácticamente cualquier ubicación geográfica, lo que los convierte en una herramienta valiosa.

Teniendo en cuenta que para el análisis de las fallas se utilizará falla y estría podemos aplicar diferentes metodologías como: Los diedros rectos (Bott, 1959; Angelier y Mechler, 1977; Angelier, 1984), método de los planos en movimiento (Arthaud, 1969) metodología que utiliza ángulos teóricos diferentes para determinar las sigmas de esfuerzos, por ende si aplicamos uno u otro la configuración estructural variara, por tal razón es fundamental recoger otros indicadores cinemáticos como boudinage, estilolitos, fracturas extensionales, etc, que concuerden con el modelo estructural real.

Fallas Conjugadas

Preliminarmente en campo también podemos determinar los paleoesfuerzos si encontramos fallas conjugadas que describe (Anderson, 1951) cuyo método es netamente geométrico y no utiliza estrías, en la zona de estudio podemos apreciar una variedad de fallas y fracturas conjugadas donde el sigma principal se halla en el ángulo agudo, evidenciando esfuerzos tensionales.

Estilolitos

Según (McClay, 1987) describe Los estilolitos como superficies de disolución asociadas a sobrecarga o tectonismo. En la zona de estudio podemos encontrar estas estructuras de disolución en las areniscas cuarzosa de la Formación Chimú, por ende, sería más lógico pensar que su origen es por tectonismo, porque para que el cuarzo pase de un estado frágil a dúctil según (Van Der Pluijm y Marshak, 1997) se tienen que pasar de una temperatura mayor de 250 °C.



Figura 52. N: 9198113, E: 775314. Estratificación: Az/Bz: N123°/63° Según la clasificación de (McClay, 1987), corresponde a un estilolito irregular, asociado a una fractura extensional, lo que confirma su origen tectónico.



Figura 53. N: 9198030, E: 774557. Estratificación: Az/Bz: N120°/65°. Fracturas conjugadas en el flanco derecho del anticlinal, sistema de fracturas A (flechas blancas) AZ: N15° Bz: 49°; sistema de fracturas B (flechas amarillas) AZ: N210° Bz: 44°.

3.4.6. Geotermia

En el mundo, las manifestaciones termales (fuentes termales, geisers, fumarolas, etc) están asociadas mayormente al cinturón de fuego del pacifico, tal como podemos apreciar en la figura 4, siendo nuestro territorio nacional parte de este.

El Instituto geológico minero y metalúrgico (INGEMMET) ha realizado los primeros estudios desde la década de los 70's con el inventario de las fuentes termales y minerales (Zapata, 1973) con el objetivo de caracterizar geoquímicamente los fluidos termales.

Posteriormente se actualizó el mapa geotérmico tomando como base el mapa de (Cossio y Vargas,1979), el mapa volcánico del Perú de (Fidel et al,1997), el mapa geológico del (INGEMMET, 1999) y el mapa de fuentes termales y minerales del 2003.

Con dicha información se delimitaron 6 regiones geotérmicas, identificando más de 500 manantiales, de las cuales la zona de estudio pertenece a la región 1: Cajamarca – La Libertad, la cual carece de vulcanismo activo (Vargas, 2010).

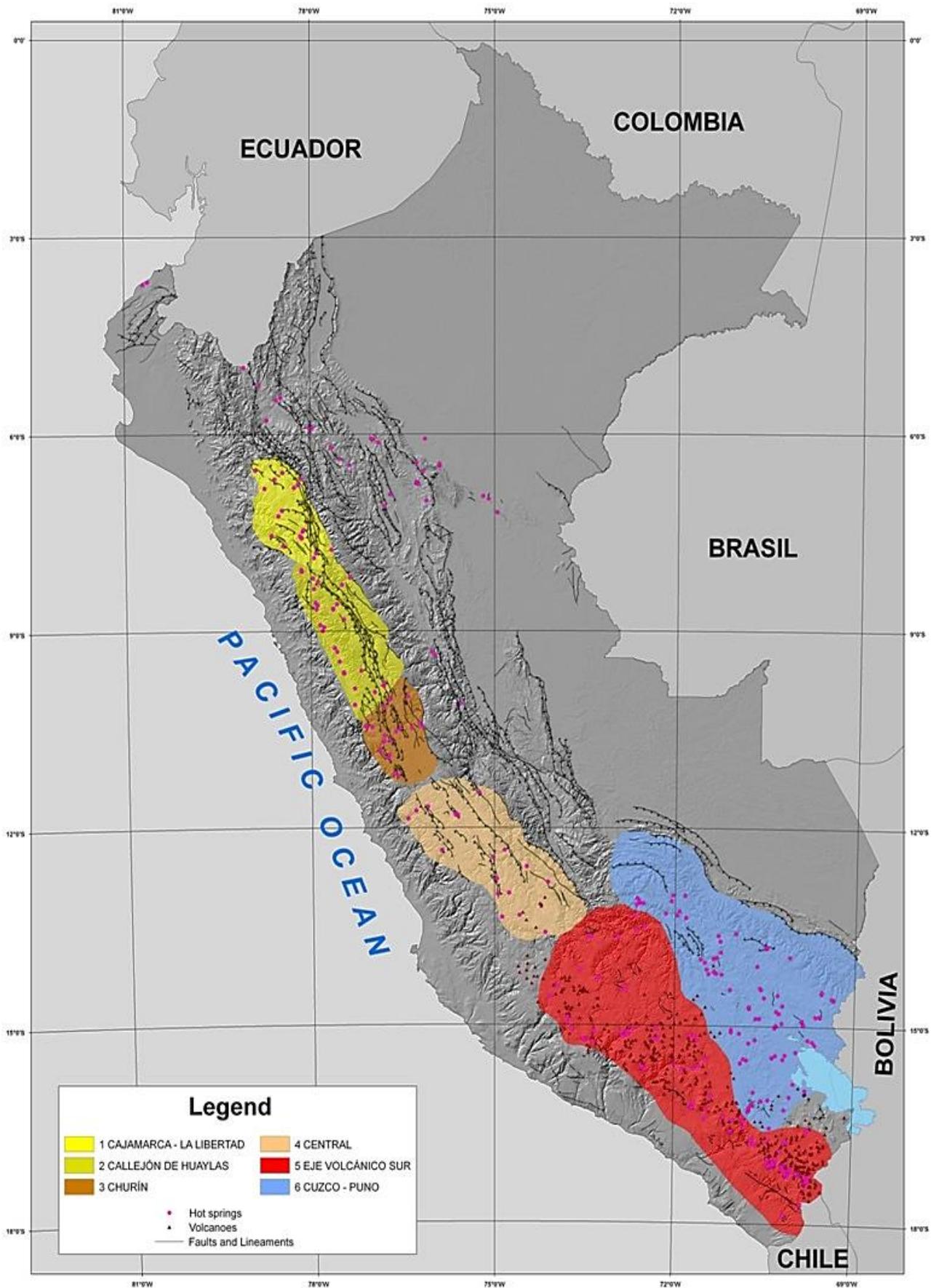


Figura 54. Mapa geotérmico del Perú (Vargas y Cruz, 2010)

3.5. ANÁLISIS DE DATOS Y PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

3.5.1. Orientación de los lineamientos estructurales

El mapa de lineamientos estructurales a una mayor escala se realizó a partir de la información cartográfica ya existente (INGEMMET), complementándose con el análisis del modelo digital de elevación (MDE) e imágenes satelitales con lo cual se determinó 294 mediciones mostrando una tendencia principal (T_{P1}): NE-SW, seguida de tendencias secundarias (T_s): NNE-SSE y NW-SE

Haciendo un análisis estadístico de los lineamientos se puede realizar histogramas: En el eje de las abscisas se presenta la orientación del rumbo y en eje de las ordenadas va la frecuencia que corresponde al número de lineamientos.

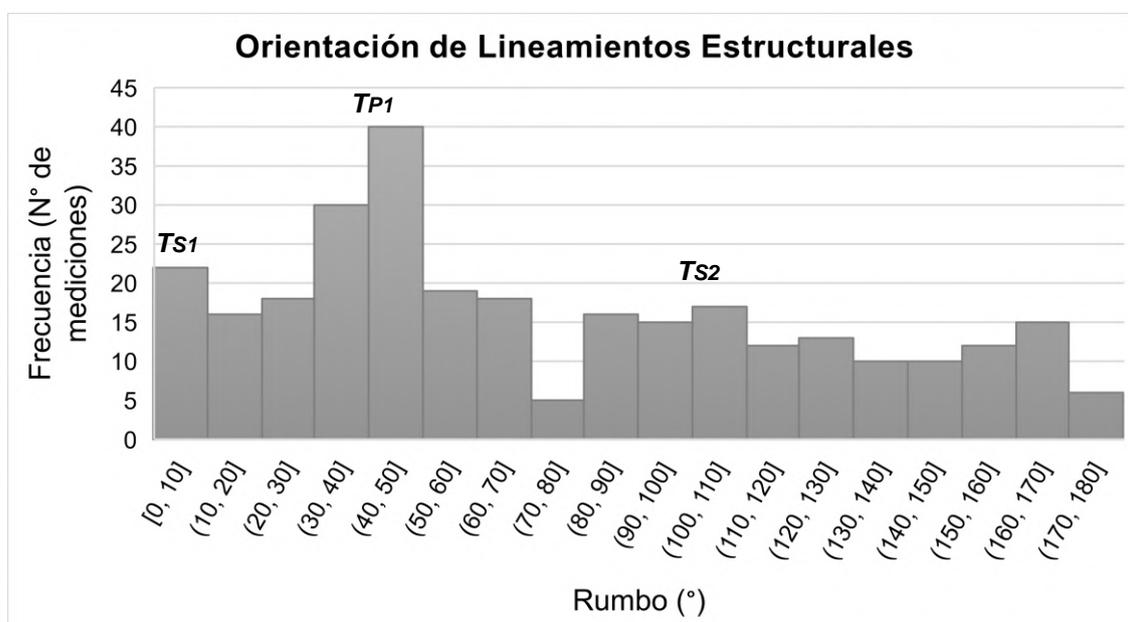


Figura 55. Histograma interpretado del MDE, de la orientación de lineamientos con la frecuencia o número de mediciones.

3.5.1.1. Análisis de tamaños y densidad de lineamientos

En cuanto a la extensión de los segmentos de lineamientos, muestran dimensiones que oscilan desde algunas decenas de metros hasta un máximo de 1.7 kilómetros.

En el gráfico de dispersión de la figura 56 se puede apreciar como la mayor concentración de puntos están entre los 100 a 450 m de longitud, mas sin embargo hay una concentración importante en tamaños menores de los 100m.

Analizando la distribución de tamaños por orientaciones (Figura 56) podemos observar que en el intervalo de rumbo de 80° - 100° se hallan la mayor concentración fallas de mayores dimensiones.

Al examinar simultáneamente las dos variables de longitud y orientación, junto con la variable cualitativa de litología (modelo geológico 3d), se aprecia que las areniscas de la Formación Chimú y Farrat presentan una mayor poblacional de fallas, lo que está relacionado a la mayor superficie de afloramientos y a su comportamiento frágil de esta litología.

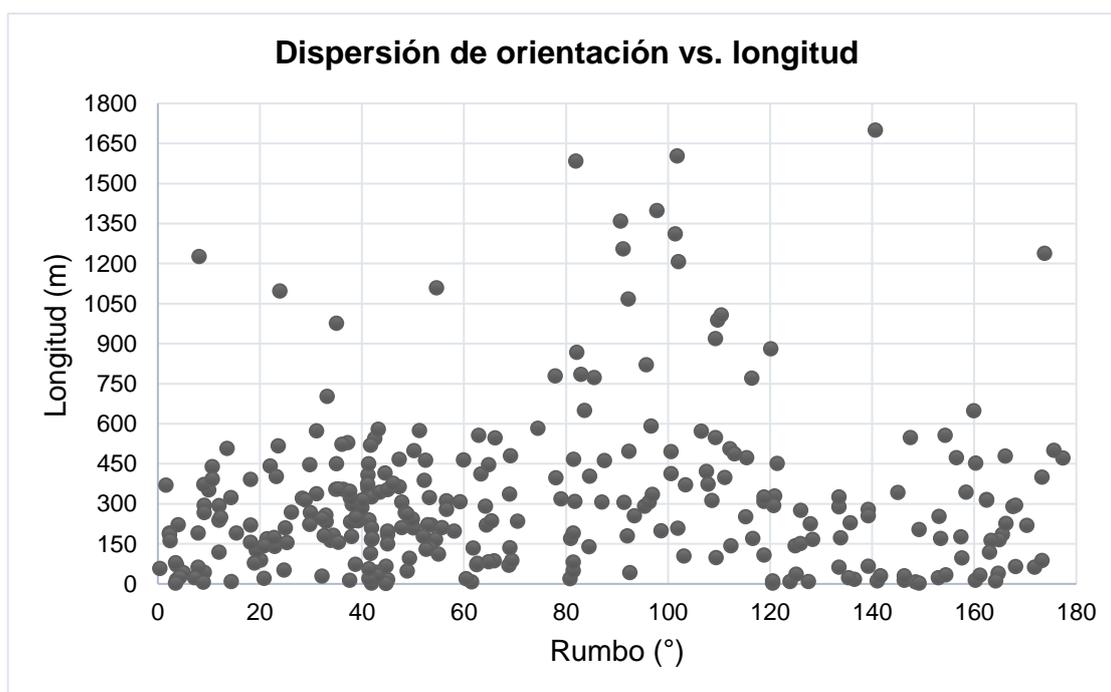


Figura 56. Dispersión de lineamientos interpretado del MDE, en fusión de la orientación y su longitud.

3.5.2. Análisis estructural del pliegue

Para analizar y clasificar el anticlinal de Yumagual se seleccionaron 14 datos estructurales de azimuth y buzamiento equidistantes de cada flaco para representarlos en la red estereográfica de Schmidt que nos brinda el software

stereonet, con lo cual se calculó el trend y plunge del eje del pliegue, el azimut y buzamiento del plano axial, el ángulo entre flacos y los sigmas de esfuerzos.

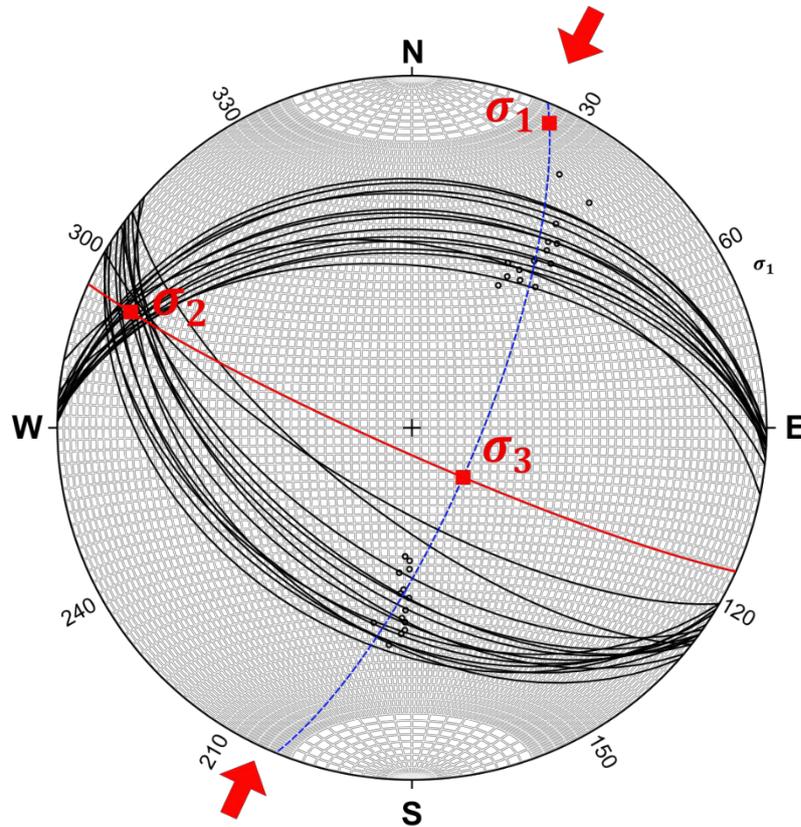


Figura 57. Representación estereográfica del anticlinal de Yumagual, donde se muestra sus flacos, plano axial (línea roja), el eje del pliegue y la vergencia hacia el NNE.

Aplicando la metodología de Babín y Gómez, (2014) la intersección de los flacos representa eje del pliegue, equivalente al σ_2 y el plano axial sería la línea a partir del eje hacia el centro de los polos de los flacos (línea roja), ahora para calcular los σ_1 y σ_3 se traza una línea (línea azul) que pasa por los polos de los flacos perpendicular a la línea del plano axial, la intersección de estas líneas sería el σ_3 y a 90° se ubicaría el esfuerzo principal σ_1 .

Tabla 10. Sigmas de esfuerzos principales del anticlinal de Yumagual

Sigma	Trend	Plunge
σ_1	24.1°	5.8°
σ_2	292.5°	15.3°
σ_3	134.4°	73.6°

- Plano axial, azimut: N114.1°, buzamiento: 84.2SW.
- Para calcular el ángulo entre flacos se tomó el promedio de 5 pares de datos equidistantes más representativos, dando un valor de: 86°.
- La vergencia (sentido opuesto al buzamiento del plano axial) es al NNE.

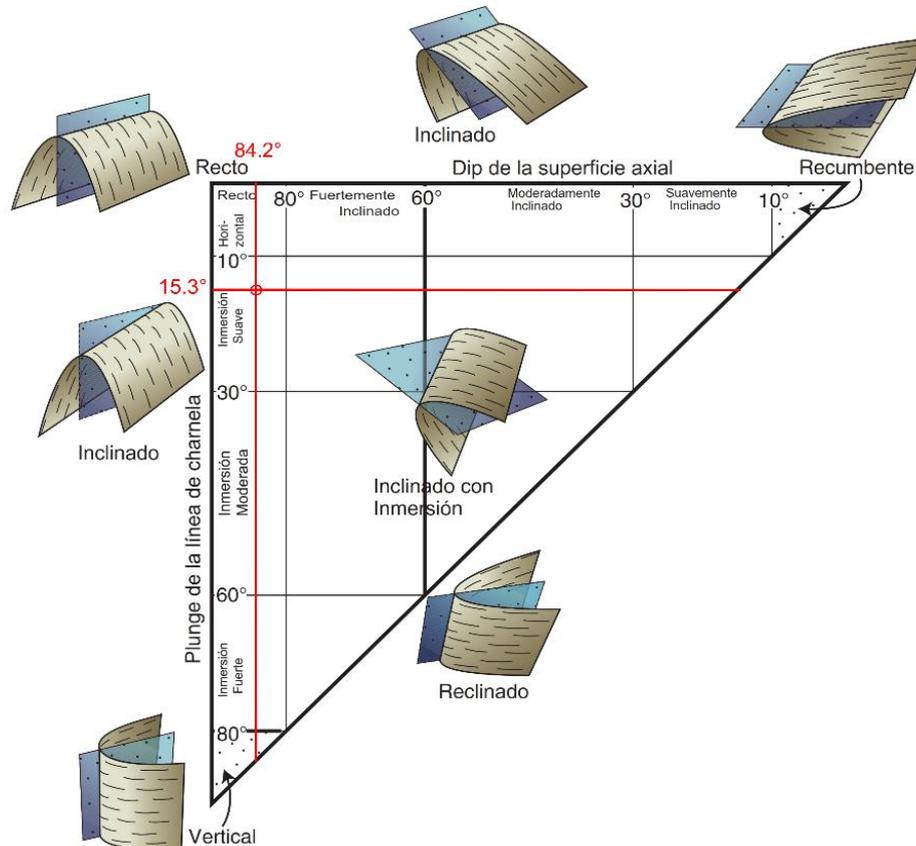


Figura 58. Interpolación de datos estructurales: Dip de la superficie axial (Bz del plano axial) = 84.2° y plunje de la línea de charnela (Plunje del sigma 2) = 15.3°. Para determinar el tipo de pliegue según la orientación de sus pliegues.

3.5.3. Análisis estructural de fallas

Para determinar la cinemática las fallas del sistema geotérmico de Yumagual se tomaron 8 estaciones (plano 7), 5 de las cuales se realizaron en la falla paralela al eje del anticlinal, y las otras 3 en la falla, antitética a la primera. Los datos fueron exhaustivamente examinados y sometidos a un proceso de verificación de calidad para garantizar la precisión de los datos, esto se ha logrado mediante la representación estereográfica y el análisis de cada población de fallas utilizando el método de los diedros rectos, que revela la orientación de los ejes de compresión (flechas rojas) y extensión. Los resultados se presentan de manera visual en los estereogramas de software FaultKin.

3.5.3.1. Estación N° 1

Ubicada al ESE de la fuente termal aproximadamente a 1.8 Km de distancia. De coordenadas UTM N: 9198013, E: 776069. En el núcleo del anticlinal, donde aflora la Formación Chimú, se tomaron 4 medidas de estrías (tabla 11), luego fueron ploteados en el Software Faultkin, el cual obtiene un promedio estereográfico del vector de máximo esfuerzo (flechas rojas).

Tabla 11. Datos estructurales de la estación N°1

Estria	Azimut	Buzamiento	Rake	Cinemática
E1	N 101°	72° SW	65°	NxSx
E2	N 104°	71° SW	66°	NxSx
E3	N 102°	72° SW	64°	NxSx
E4	N 98°	69° SW	65°	NxSx

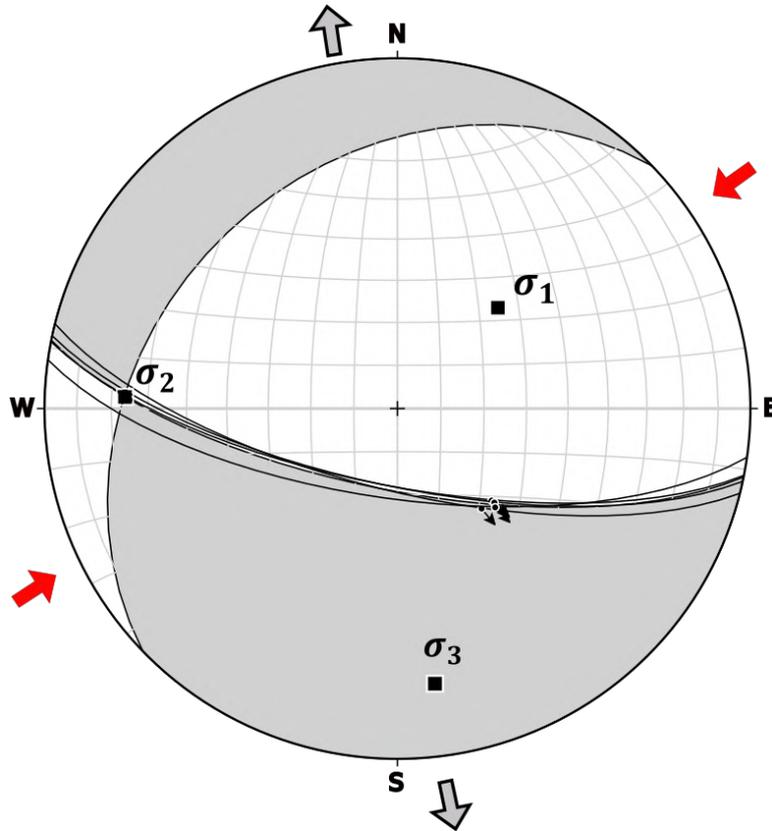


Figura 59. Proyección estereográfica de la estación N°1

Tabla 12. Datos lineales de los sigmas de la estación N°1

Sigma	Trend	Plunge	Régimen
σ_1	44.3°	56.7°	Transtensivo
σ_2	272.6°	23.6°	
σ_3	172.3°	22.1°	

3.5.3.2. Estación N° 2

Ubicada al SE a 1 Km de distancia de la fuente termal. Con coordenadas UTM N: 9197872, E: 775122, en el núcleo del anticlinal; se tomaron 3 medidas de estrías (tabla13), luego fueron ploteados en el Software Faultkin, el cual obtiene un promedio estereográfico de los vectores de esfuerzos.

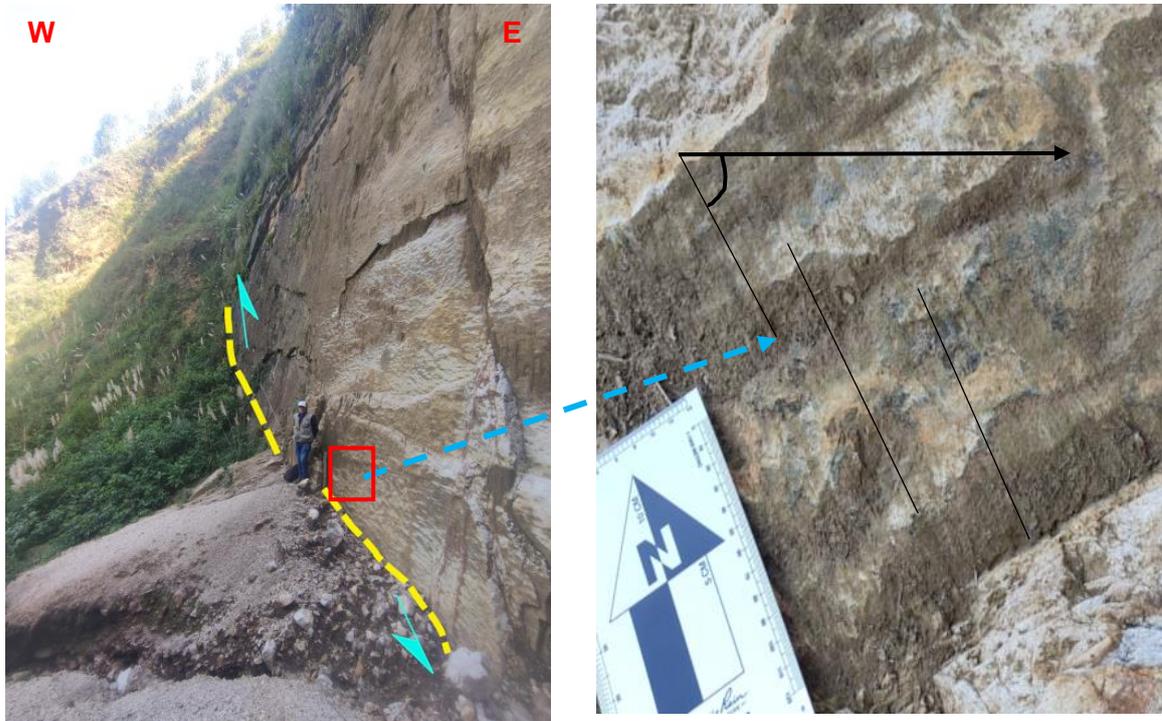


Figura 60. Estrías de falla en areniscas de la Formación Chimú.

Tabla 13. Datos estructurales de la estación N°2

Estria	Azimut	Buzamiento	Rake	Cinemática
E1	N 123°	63° SW	45°	NxSx
E2	N 125°	61° SW	47°	NxSx
E3	N 122°	60° SW	46°	NxSx

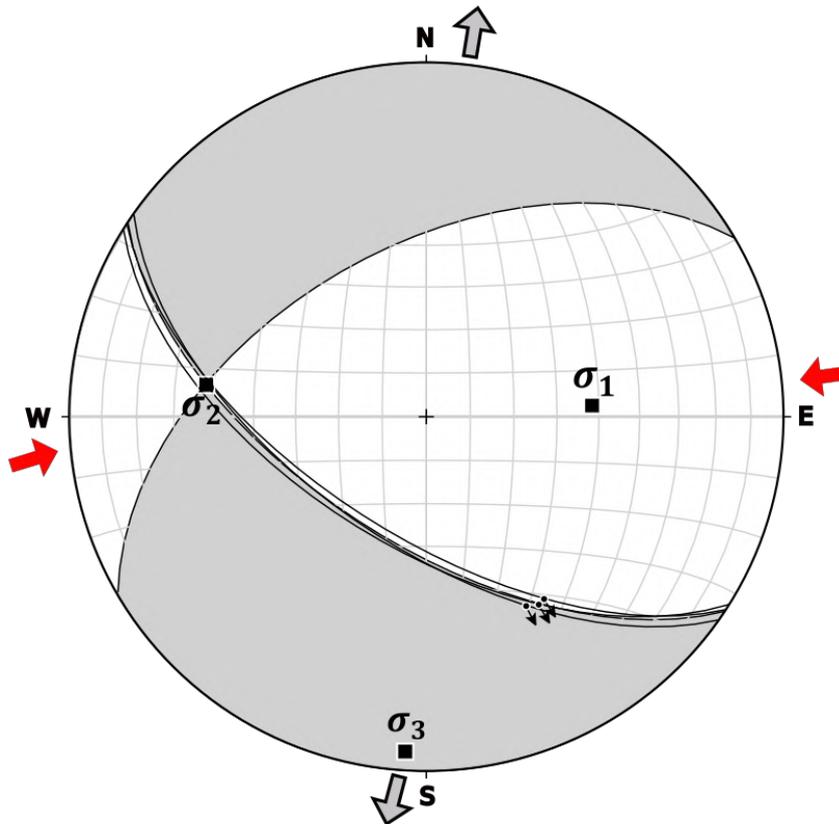


Figura 61. Proyección estereográfica de la estación N°2

Tabla 14. Datos lineales de los sigmas de esfuerzos de la estación N°2

Sigma	Trend	Plunge	Régimen
σ_1	85.9°	51.8°	Transtensivo
σ_2	278.4°	37.5°	
σ_3	183.7°	6.1°	

3.5.3.3. Estación N° 3

Ubicada a 0.4 Km al SE de la fuente termal. Con coordenadas UTM N: 9198057, E: 774588, en el flanco derecho del núcleo del anticlinal; se tomaron 5 medidas de estrías (tabla 15), luego fueron ploteados en el Software Faultkin, el cual obtiene un promedio estereográfico de los vectores de esfuerzos.

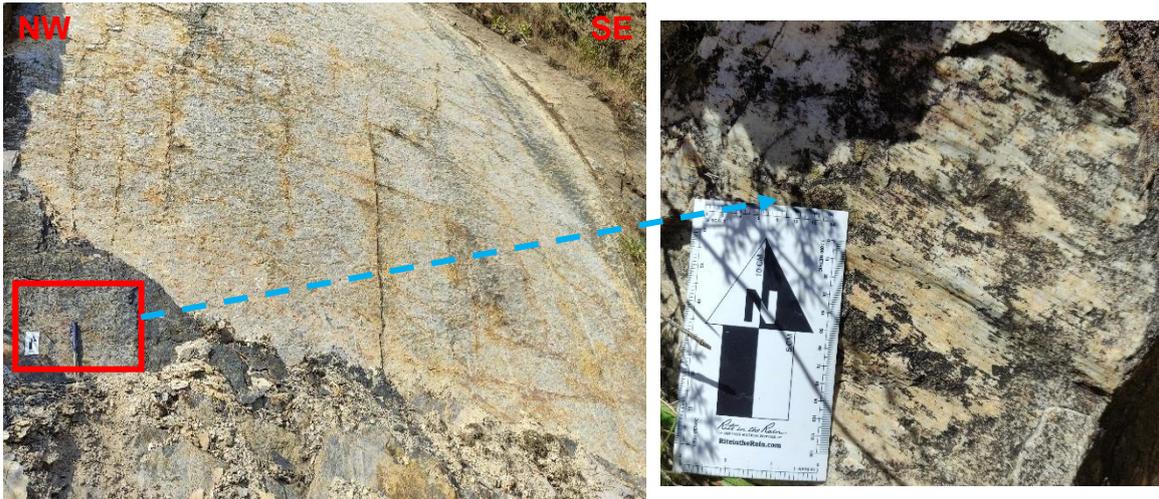


Figura 62. Plano de falla normal en areniscas y arcillitas de la Formación Santa.

Tabla 15. Datos estructurales de la estación N°3

Estria	Azimut	Buzamiento	Rake	Cinemática
E1	N128°	65° SW	47°	NxSx
E2	N 132°	66° SW	46°	NxSx
E3	N129°	67° SW	46°	NxSx
E4	N 135°	69° SW	47°	NxSx
E5	N 133°	68° SW	48°	NxSx

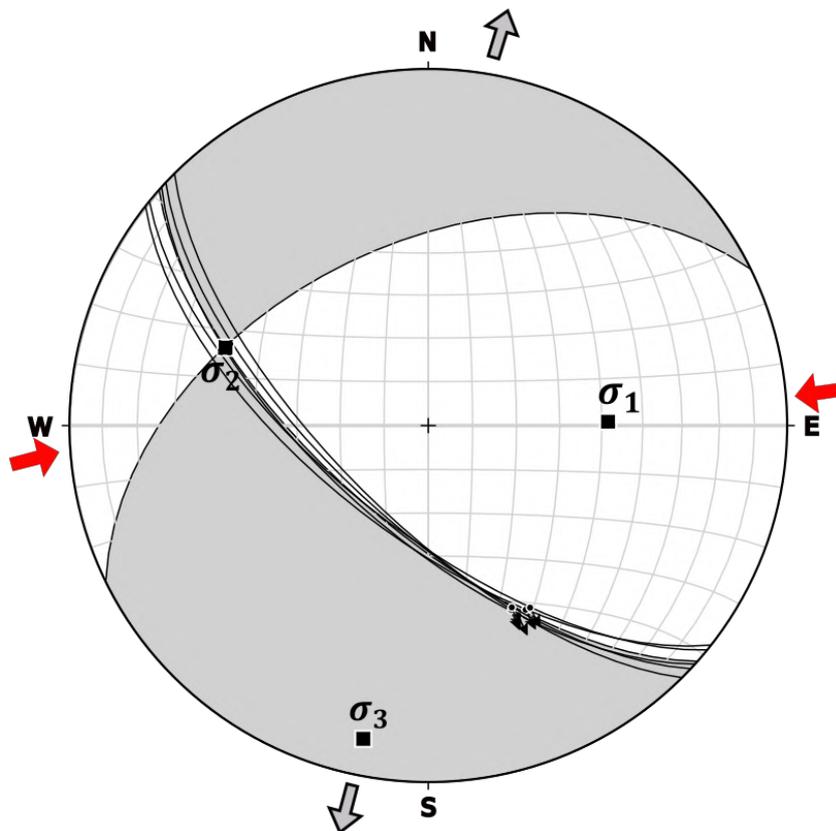


Figura 63. Proyección estereográfica de la estación N°3

Tabla 16. Datos lineales de los sigmas de la estación N°3

Sigma	Trend	Plunge	Régimen
σ_1	88.5°	48.7°	Transtensivo
σ_2	291.2°	39.0°	
σ_3	191.8°	11.4°	

3.5.3.4. Estación N° 4

Ubicada a 104 m al WSW de la fuente termal. Con coordenadas UTM N: 9198350, E: 774114. Estación tomada en el periclinal del núcleo donde se puede observar un pliegue fallado (pliegue – falla) normalmente, se tomaron 4 medidas de estrías (tabla 17), luego fueron ploteados en el Software Faultkin, el cual obtiene un promedio estereográfico de los vectores de esfuerzos.



Figura 64. Pligüe fallado (derecha) en areniscas ubicadas en el periclinal del anticlinal; estrías de falla normal (izquierda).

Tabla 17. Datos estructurales de la estación N°4

Estría	Azimut	Buzamiento	Rake	Cinemática
E1	N 140°	35° SW	65°	NxSx
E2	N 143°	37° SW	68°	NxSx
E3	N 142°	36° SW	66°	NxSx
E4	N 145°	37° SW	70°	Nx

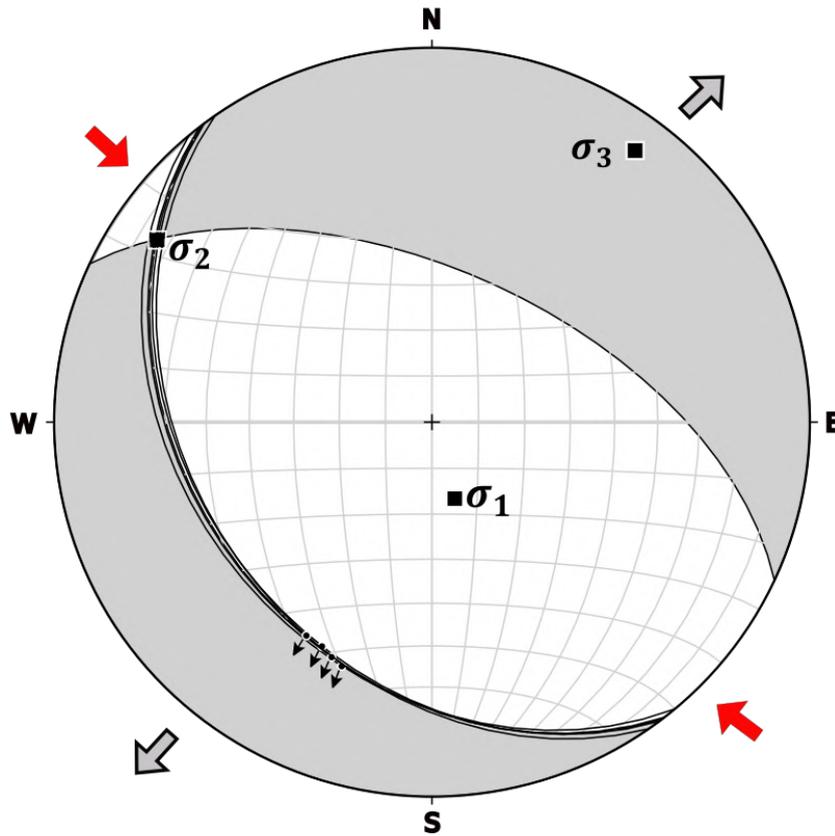


Figura 65. Proyección estereográfica de la estación N°4

Tabla 18. Datos lineales de los sigmas de la estación N°4

Sigma	Trend	Plunge	Régimen
σ_1	163.9°	72.9°	Transtensivo
σ_2	303.8°	13.3°	
σ_3	36.3°	10.6°	

3.5.3.5. Estación N° 5

Ubicada al NE a 1 Km de distancia de la fuente termal. Con coordenadas UTM N: 9199292, E: 774734. Superficie de falla tomada al norte del área de estudio; afloramiento perteneciente a la Formación Farrat, se tomaron 3 medidas de estrías (tabla 19), luego fueron ploteados en el Software Faultkin, el cual obtiene un promedio estereográfico de los sigmas de esfuerzos.

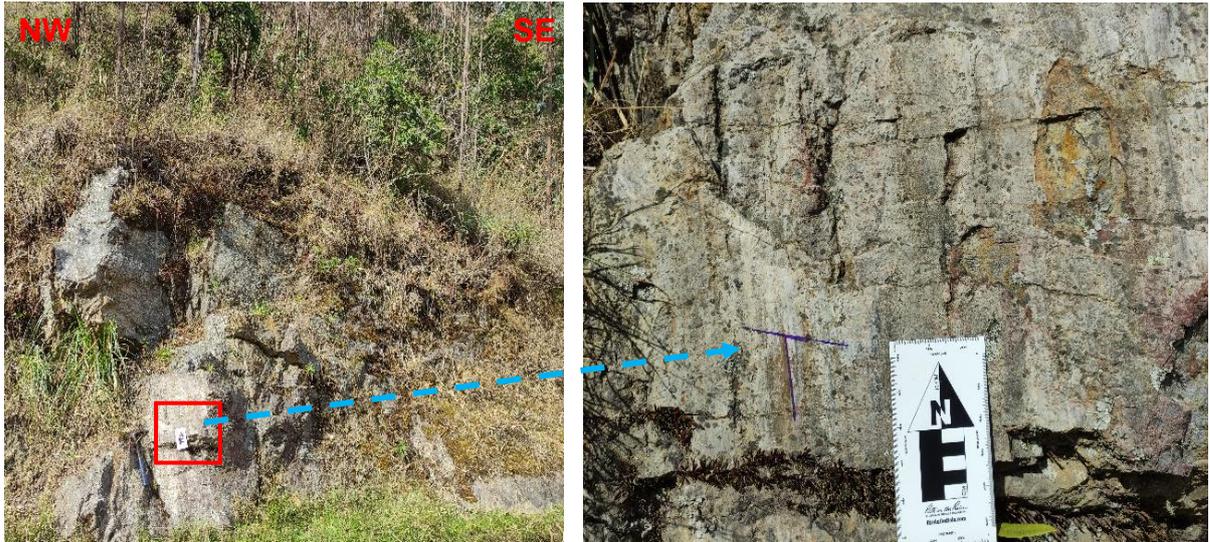


Figura 66. Estrías de falla en areniscas de la Formación Farrat.

Tabla 19. Datos estructurales de la estación N°5

Estría	Azimut	Buzamiento	Rake	Cinemática
E1	N 164°	45° SW	109°	NxDx
E2	N 163°	44° SW	108°	NxDx
E3	N165°	47°SW	107°	NxDx

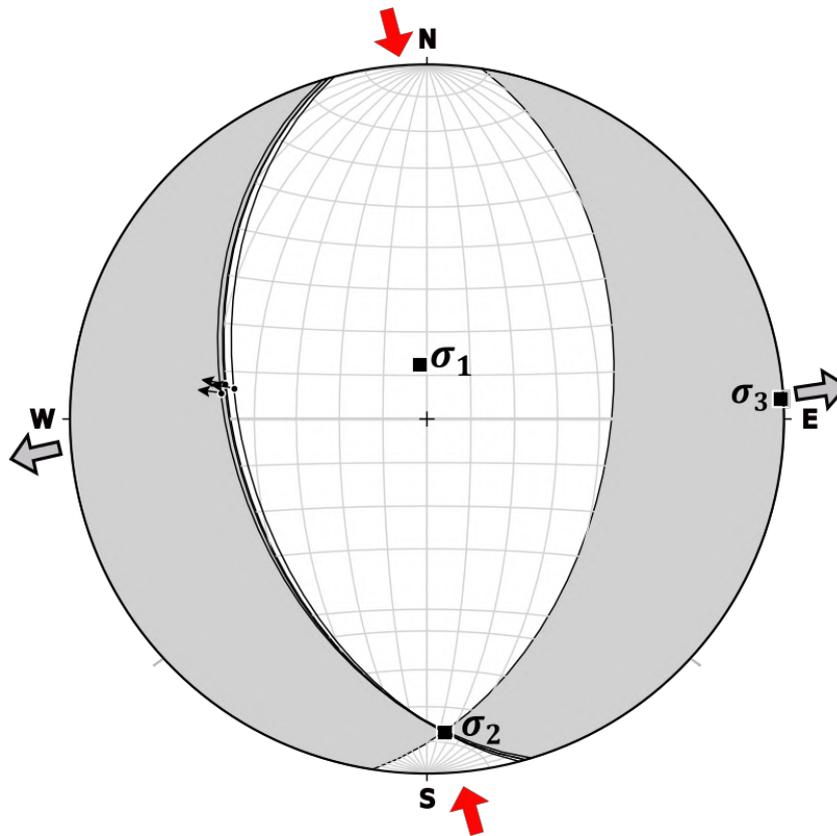


Figura 67. Proyección estereográfica de la estación N°5

Tabla 20. Datos lineales de los sigmas de la estación N°5

Sigma	Trend	Plunge	Régimen
σ_1	351.9°	77.3°	Transtensivo
σ_2	176.9°	12.7°	
σ_3	86.9°	1.1°	

3.5.3.6. Estación N° 6

Ubicada al SSE a 1.1 Km de distancia de la fuente termal. Con coordenadas UTM N: 9197221, E: 774479. Superficie de falla de rumbo concordante a la quebrada Yumagual, afloramiento perteneciente a la Formación Carhuaz, se tomaron 3 medidas de estrías (tabla 21), luego fueron ploteados en el Software Faultkin, el cual obtiene un promedio estereográfico de los sigmas de esfuerzos.



Figura 68. Falla sinistral en areniscas de la Formación Carhuaz, concordante con la quebrada Yumagual.

Tabla 21. Datos estructurales de la estación N°6

Estría	Azimut	Buzamiento	Rake	Cinemática
E1	N 234°	75° NW	170°	SxIx
E2	N 230°	78° NW	169°	SxIx
E3	N 239°	73° NW	175°	SxIx

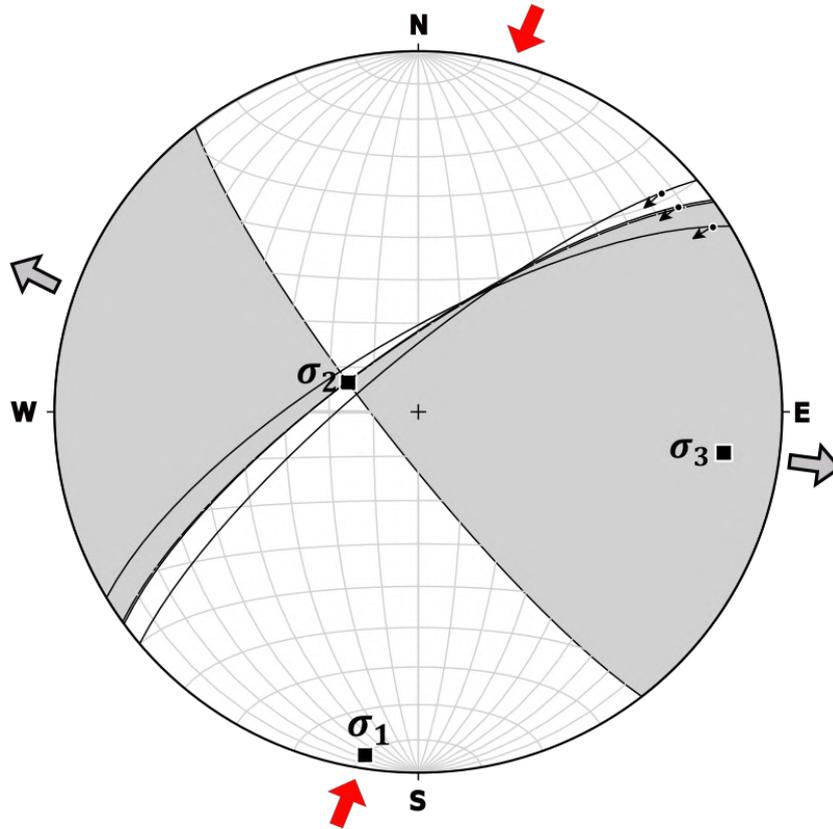


Figura 69. Proyección estereográfica de la estación N°6

Tabla 22. Datos lineales de los sigmas de la estación N°6

Sigma	Trend	Plunge	Régimen
σ_1	188.9°	4.4°	Transformante
σ_2	293.2°	72.7°	
σ_3	97.6°	16.6°	

3.5.3.7. Estación N° 7

Ubicada al NNW a 137 m de distancia de la fuente termal. Con coordenadas UTM N: 9198503, E: 774195. Superficie de falla de rumbo concordante a la quebrada Yumagual, afloramiento perteneciente a la Formación Chimú, se tomaron 3 medidas de estrías (tabla 23), luego fueron procesadas en el Software Faultkin, el cual obtiene un promedio estereográfico de los sigmas de esfuerzos.

Tabla 23. Datos estructurales de la estación N°7

Estría	Azimut	Buzamiento	Rake	Cinemática
E1	N 252°	77° NW	174°	SxIx
E2	N 249°	75° NW	176°	SxIx
E3	N 251°	76° NW	175°	SxIx

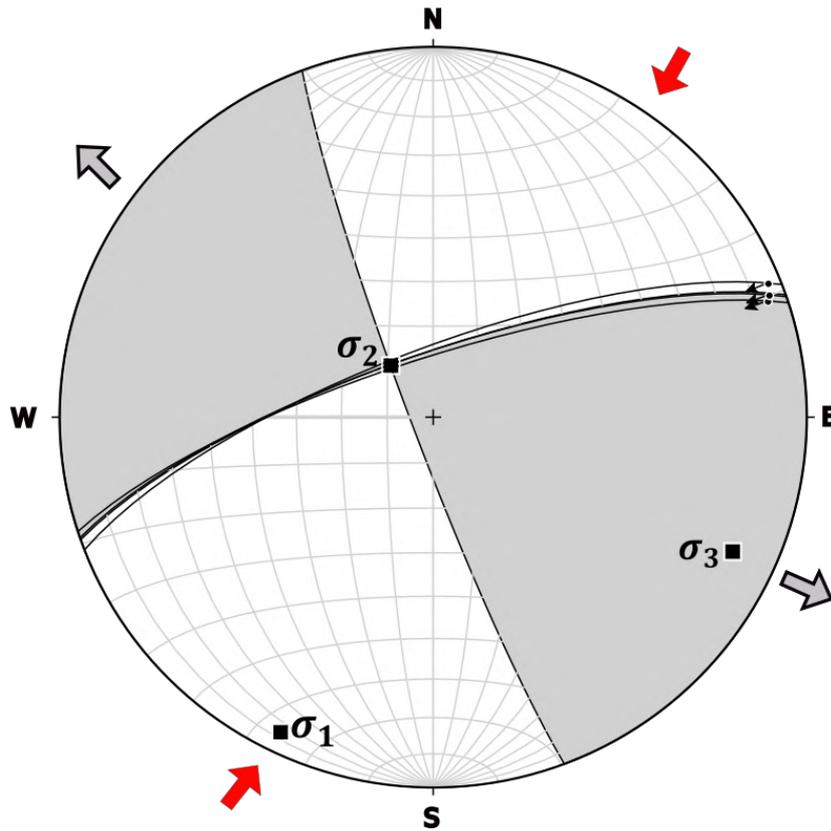


Figura 70. Proyección estereográfica de la estación N°7

Tabla 24. Datos lineales de los sigmas de la estación N°7

Sigma	Trend	Plunge	Régimen
σ_1	205.8°	6.4°	Transformante
σ_2	320.8°	75.2°	
σ_3	114.3°	13.3°	

3.5.3.8. Estación N° 8

Ubicada al NNE a 1.1 Km de distancia de la fuente termal. Con coordenadas UTM N: 9199472, E: 774335. Falla de rumbo, analizada en la proyección de la estación 6 y 7, afloramiento perteneciente a la Formación Farrat, se tomaron 4 medidas de estrías (tabla 25), luego fueron procesadas en el Software Faultkin, el cual obtiene un promedio estereográfico de los sigmas de esfuerzos.

Tabla 25. Datos estructurales de la estación N°8

Estría	Azimut	Buzamiento	Rake	Cinemática
E1	N 221°	69° NW	170°	SxIx
E2	N 220°	65° NW	168°	SxIx
E3	N 224°	67° NW	171°	SxIx
E4	N 221°	68° NW	167	SxIx

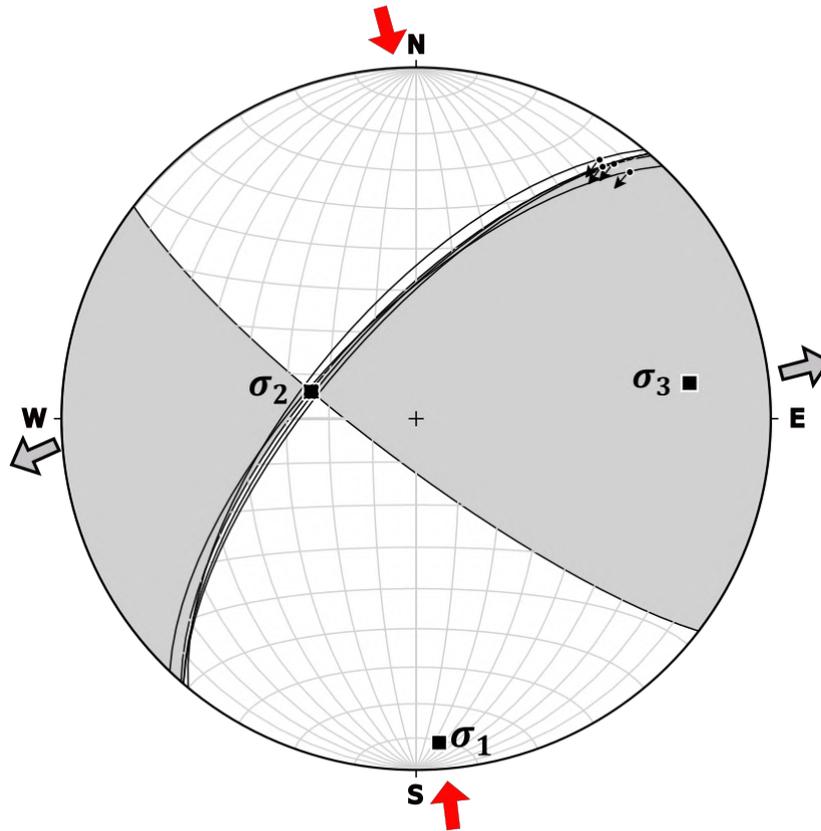


Figura 71. Proyección estereográfica de la estación N°8

Tabla 26. Datos lineales de los sigmas de la estación N°8

Sigma	Trend	Plunge	Régimen
σ_1	176.1°	8.6°	Transformante
σ_2	284.9°	64.8°	
σ_3	82.3°	23.5°	

3.5.4. Análisis estereográfico de diaclasas

El análisis estereográfico de diaclasas se realizó con 173 mediciones de azimut y buzamiento, que fueron procesadas en el software Excel y Stereonet, realizando diagramas de polos, rosetas y diagrama de frecuencia (histograma). Se identificaron diaclasas sistemáticas (Van Der Pluijm y Marshak, 1997) pertenecientes a tres tendencias principales (T_p) dos de las cuales son fracturas conjugadas, y la tercera perteneciente a la esterificación y un conjunto diaclasas no sistemáticas con dos tendencias secundarias (T_s). Los sets de diaclasas conjugadas (figura 53) pertenecientes a la tendencia principal, forman un ángulo agudo en la vertical, lo cual según (Anderson, 1951) la orientación del paleoesfuerzos principal (σ_1) correspondería a un régimen distensivo, lo cual es correlacionable con el análisis de las estaciones estructurales de fallas.

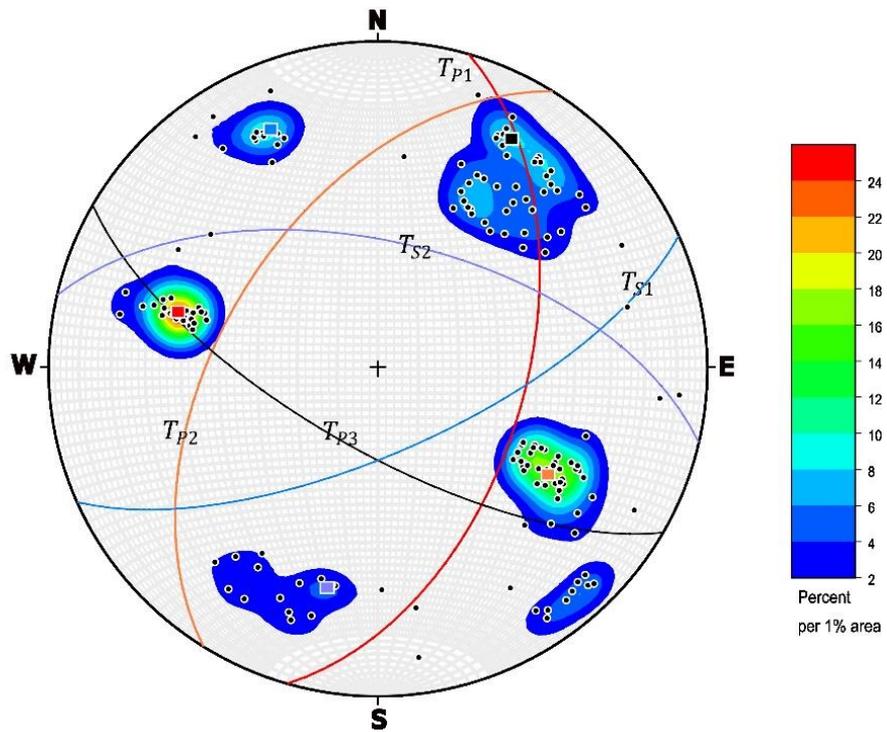


Figura 72. Diagrama de polos de las diaclasas con su plano promedio, donde: T_{P1} y T_{P2} corresponden a un sistema conjugado; T_{P3} es la estratificación; T_{S1} y T_{S2} pertenecen a un conjunto de diaclasas no sistemáticas.

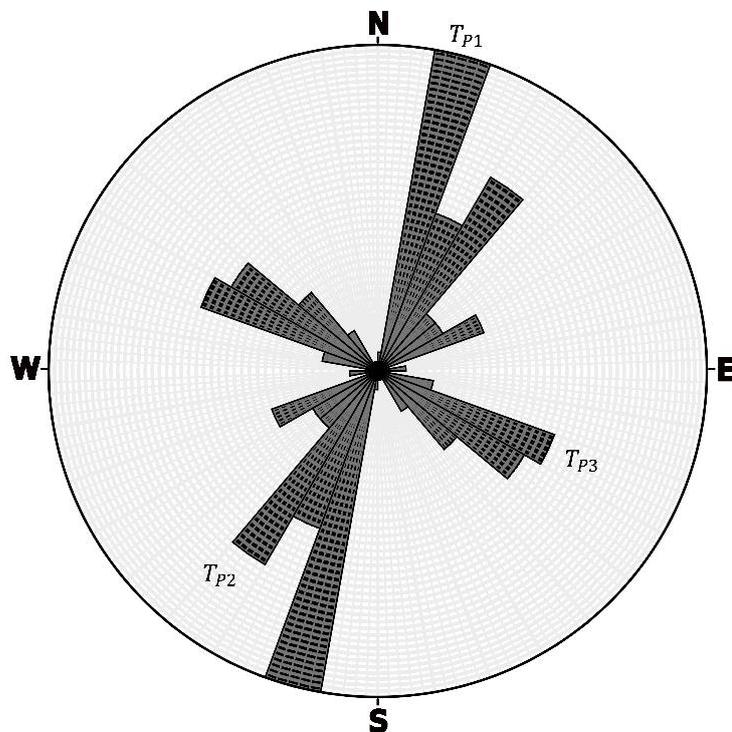


Figura 73. Diagrama de rosetas, donde se puede apreciar las tendencias principales dominantes T_{P1} y T_{P2} de orientación NNE-SSW y T_{P3} de NW-SE.

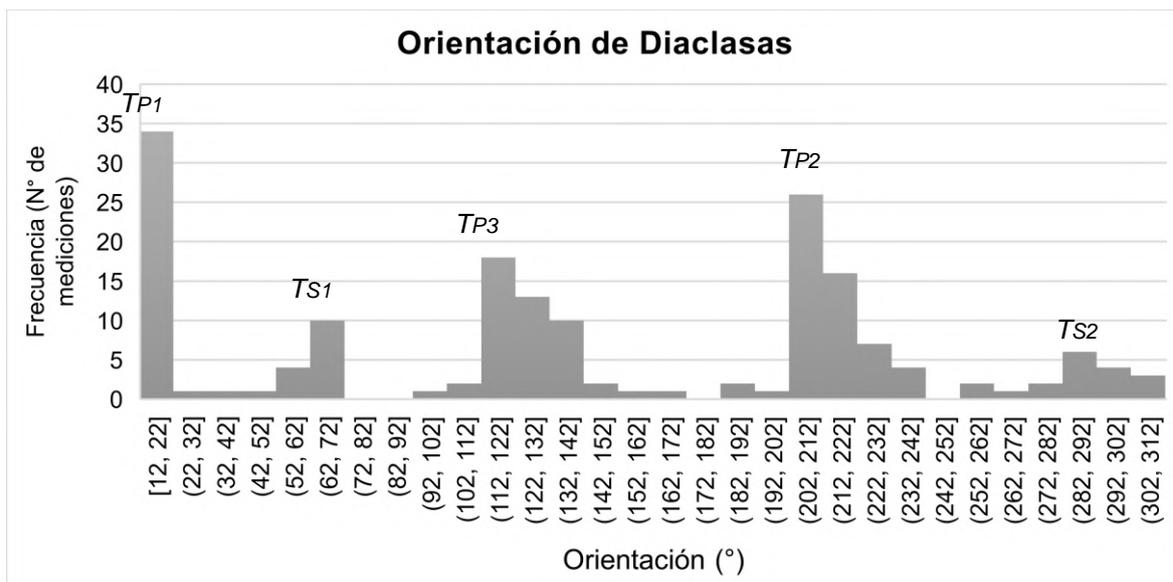


Figura 74. Histograma de orientación de diaclasas medidas en campo, donde se muestra el intervalo del azimut con las tendencias principales junto con el número de mediciones.

3.5.5. Geotermia

3.5.5.1. Parámetros fisicoquímicos

Los parámetros fisicoquímicos fueron tomados con un multiparámetro HANNA de modelo HI 9828, los parámetros para medir en campo son pH, T(°C), conductividad($\mu\text{S}/\text{cm}$), resistividad (Kohm.cm), TDS (ppm), salinidad, ORP y DO. Primeramente, se limpió la sonda con agua desionizada en cada medición, y para la anotación de resultados se elaboró una ficha para registrar características fisicoquímicas del agua y del medio, tanto de la misma fuente y la parte del balneario, las cuales se detallan en la tabla 27 y 28.



Figura 75. Preparación del equipo, donde se puede apreciar la limpieza de la sonda con agua ultrapura (UPW) o también llamada agua desionizada.

Tabla 27. Parámetros fisicoquímicos de la fuente termal

TESIS: ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SISTEMA GEOTÉRMICO DE YUMAGUAL EN EL CASERÍO DE CHOTEN DISTRITO DE SAN JUAN							
Tesista		Exer Walberto Caruajulca Pérez		Nombre de la fuente		Aguas termales de Yumagual	
Departamento		Cajamarca		Coordenadas (UTM)		E 774216	
Provincia		Cajamarca				N 9198368	
Distrito		San Juan		Zona		17S	
Temporada	Estiaje	X	Avenida		Altitud (m.s.n.m)	2619	
Tipo de fuente	Superficial		Subterráneo	X	Precisión (+/-)	4m	
	Mixto		Otros		Fecha	08/07/2023	
Tipo de análisis	Químico	X	Isotópico		Hora	12:00	
	Radiactivo		Otros		Hidrología		
Morfología	Planicie (0° y 8°)		Lomadas (8° y 25°)	X	Vertiente	Pacífico	
	Laderas (25° y 50°)		Escarpas (50°)		Cuenca	Jequetepeque	
Parametros Físico-Químicos				Subcuenca		Alto Jequetepeque	
T° agua		50.85 °C		Microcuenca		San Juan	
ph		6.35		Usos Directos			
ph		40.4 mv		Balneológico	X	Invernadero	
Eh		- mv		Acuicultura		Granjas	
ORP		- 253.1 mv		Climatización		Ninguno	
Conductividad Eléctrica (CE)		92 µs/cm		Otros:			
Salinidad		0.04 psu		Actividades antrópicas en los alrededores		Minería metálica	
Resistividad		10.9 Kohm.cm				Minería no metálica	X
Oxígeno disuelto (OD)		0.00 mg/l				Pasivos ambientales	
Oxígeno disuelto (OD)		0.0 %sat				Ganadería	X
Color		Incolora				Agricultura	X
Olor		Olor a Azufre		Población	Rural	X Urbana	
Caudal		0.58 l/s		Condiciones Ambientales		Letrinas	X
Total de Sólidos Disueltos (TDS)		46 ppm				Presencia de animales	
Alcalinidad		29.08 mg/l CaCO ₃				Basurales	
Fuente Termal				Medición de Parámetros			
							

Tabla 28. Parámetros fisicoquímicos del balneario

TESIS: ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SISTEMA GEOTÉRMICO DE YUMAGUAL EN EL CASERÍO DE CHOTEN DISTRITO DE SAN JUAN								
Tesista		Exer Walberto Caruajulca Pérez		Nombre de la fuente		Aguas termales de Yumagual		
Departamento		Cajamarca		Coordenadas (UTM)		E	774237	
Provincia		Cajamarca				N	9198356	
Distrito		San Juan		Zona		17S		
Temporada	Estiaje	X	Avenida	Altitud (m.s.n.m)		2610		
Tipo de fuente	Superficial		Subterráneo	Precisión (+/-)		4m		
	Mixto	X	Otros	Fecha		08/07/2023		
Tipo de análisis	Químico	X	Isotópico	Hora		12:30		
	Radiactivo		Otros	Hidrología				
Morfología	Planicie (0° y 8°)	X	Lomadas (8° y 25°)	Vertiente		Pacífico		
	Laderas (25° y 50°)		Escarpas (50°)	Cuenca		Jequetepeque		
Parametros Físico-Químicos				Subcuenca		Alto Jequetepeque		
T° agua		42.11 °C		Microcuenca		San Juan		
ph		7.38		Usos Directos				
ph		-23.4 mv		Balneológico	X	Invernadero		
Eh		- mv		Acuicultura		Granjas		
ORP		- 141.8 mv		Climatización		Ninguno		
Conductividad Eléctrica (CE)		88 µs/cm		Otros:				
Salinidad		0.04 psu		Actividades antrópicas en los alrededores		Minería metálica		
Resistividad		11.4 Kohm.cm				Minería no metálica		X
Oxígeno disuelto (OD)		0.03 mg/l				Pasivos ambientales		
Oxígeno disuelto (OD)		0.7 %sat				Ganadería		X
Color		Incolora				Agricultura		X
Olor		Olor a Azufre		Población	Rural	X	Urbana	
Caudal		- l/s		Condiciones Ambientales		Letrinas		X
Total de Sólidos Disueltos (TDS)		44 ppm				Presencia de animales		
Alcalinidad		- mg/l CaCO ₃				Basurales		
Balneario				Medición de Parámetros				
								

3.5.5.2. Hidroquímica

Se realizó un muestreo de la manifestación termal del sistema geotérmico de Yumagual, con la finalidad de caracterizar y analizar la química del sistema, con lo cual se podrá definir su comportamiento hidroquímico debido a la interacción agua – roca, adicional a esto nos proporciona una estimación de las temperaturas del fluido en el reservorio a través de fórmulas empíricas llamado geotermómetros.

Protocolo de muestreo

1. Enjuagar tres veces la jarra o vaso con la cual se extrae la muestra.
2. Enjuagar el recipiente (esterilizado) que contendrá la muestra tres veces.
3. Llenar el frasco (volumen mínimo 150 ml).
4. Colocar el preservante entregado por el laboratorio a la muestra (ácido nítrico).
5. Transportarlo en un cooler con hielo o frascos de refrigerantes para mantener la muestra a baja temperatura durante el transporte hacia el laboratorio.
6. Entregar la muestra al laboratorio haciendo la cadena de custodia.



Figura 76. (a) Se observa el muestreo del agua termal M1, siguiendo el protocolo anteriormente descrito. (b) Etiquetado y sellado de la muestra para el análisis de sus aniones, cationes y bicarbonatos.

Composición Hidroquímica

La composición química del agua en general suele tener aniones y cationes principales en altas concentraciones, componentes menores y trazas los que fueron analizados en el laboratorio regional del agua (laboratorio de ensayo acreditado por el Organismo Peruano de Acreditación INACAL- DA con registro N° LE-084). Cuyos resultados se detallan en las siguientes tablas.

A continuación, se presenta los resultados de la composición hidroquímica del agua que han sido analizados en diferentes años, desde el 1999 hasta el 2023, tanto para constituyentes principales, menores y trazas.

Tabla 29. Constituyentes principales de la fuente termal

FUENTES	Año de Muestreo	CARTIONES				ANIONES			
		Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Cloruro Cl- (mg/l)	Nitrato NO3- (mg/l)	Bicarbonatos HCO3- (mg CaCO3/l)	Sulfato SO4- (mg/l)
Caruajulca, 2023	2023	12.26	1.071	10.6	0.843	6.182	0.961	29.08	3.35
Rumay, 2017	2014	10.51	2.6	4.46	1.28	4.28	-	42.67	6.2
Sima et al, 2006	2005	10.4	2.6	5.2	1.2	7	0.124	18.4	4.94
Huamani, 2000	1999	11	3	5	0.9	10	<0.1	18	3

Tabla 30. Constituyentes menores

FUENTES	Fe (mg/l)	Mn (mg/l)	Al (mg/l)	As (mg/l)	Ba (mg/l)	Sr (mg/l)	Li (mg/l)
Caruajulca, 2023	0.096	<0.0030	0.083	<0.005	0.006	0.039	<0.0050
Sima et al, 2006	0.028	0.12	<0.002	0.01	0.04	0.13	0.05

Tabla 31. Constituyentes traza

FUENTES	Cd (mg/l)	Co (mg/l)	Cr (mg/l)	Cu (mg/l)	Ni (mg/l)	Pb (mg/l)	Zn (mg/l)	Hg (mg/l)
Caruajulca, 2023	<0.002	<0.005	<0.005	<0.002	<0.005	<0.002	0.006	<0.2
Sima et al, 2006	<0.002	<0.002	<0.003	<0.0180	<0.006	<0.0040	<0.0180	<0.002

Termómetros geoquímicos (geotermómetros)

La concentración de elementos químicos de la fuente termal nos proporciona una estimación de la temperatura del reservorio geotérmico en profundidad, esto debido a que cuanto mayor sea la temperatura va existir mayor disolución debido a la interacción agua-roca alcanzando un equilibrio químico. Todas las rocas de la corteza terrestre tienen en su composición cuarzo y feldespato, por lo tanto, se aplicó un geotermómetro en base a la concentración de la sílice en ppm.

De acuerdo al análisis químico la fuente termal de Yumagual presenta una concentración de sílice de 39.45 ppm SiO_2/l . La ecuación utilizada para calcular la temperatura en profundidad es la de (Fournier, 1985), aplicada en manantiales que presentan temperaturas por debajo del punto de ebullición por lo tanto no han tenido pérdida de vapor.

Tabla 32. Geotermómetro de sílice del reservorio geotérmico.

Temperatura en Superficie (°C)	Geotermómetro	Temperatura del Reservorio (°C)
	Sílice (SiO_2) (ppm/l)	$T (^{\circ}C) = \left(\frac{1309}{5.19 - \text{Log}(\text{Concentración de sílice en ppm})} \right) - 273.15$
50.85	39.45	91.07

Esta temperatura del reservorio geotérmico según (Muffler, 1978; Hochstein, 1988; Haenel et al, 1988) se clasificaría como un sistema geotérmico de baja entalpia, cuya capacidad energética tendría usos directos para acuicultura, calefacción, balnearios e invernaderos.

CAPITULO IV

ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

En este capítulo se analizó los resultados presentados en el apartado anterior siguiendo la secuencia de los objetivos planteados, contrastándolos con antecedentes teóricos y estudios relacionados. Finalmente se describe la contrastación de la hipótesis.

4.1. ESTACIONES ESTRUCTURALES

Las estaciones estructurales fueron previamente planificadas, en la etapa de pre campo haciendo uso de: La información cartográfica existente de INGEMMET, Imágenes satelitales y un modelo digital de elevación (MDE), se identificó los lineamientos estructurales principales que fueron verificados y analizados in situ.

Los resultados obtenidos de los lineamientos estructurales a partir del modelo digital del terreno muestran una dirección preferencial NE-SW, NNE-SSW y NW-SE, tal como se puede observar en el histograma de la figura 55, Al examinar simultáneamente las dos variables de longitud y orientación figura 56, junto con la variable cualitativa de litología (modelo geológico 3d), se aprecia que las areniscas de la Formación Chimú y Farrat presentan una mayor poblacional de fallas, lo que está relacionado a la mayor superficie de afloramientos y el comportamiento frágil de esta litología que según (Peña y Vargas, 2006) corresponderían a formaciones que dan lugar a acuíferos fisurados. Otro variable importante que se analizó fue la correlación que existe entre el patrón de drenaje y la concordancia que tiene con las fallas principales del sistema.

El análisis estructural del anticlinal, se realizó con proyección estereográfica siguiendo la metodología de Babín y Gómez, (2014), estimándose una superficie

axial de orientación N114°, buzamiento de 84°SW con vergencia al NNE (figura 57), cuyo eje axial tiene un Trend aproximado de 24° y un Plunge de 6° (tabla 10). En cuanto al ángulo interflanco se calculó en 86°, clasificándose el pliegue según la orientación de sus pliegues en un anticlinal recto de inmersión suave (Fleuty, 1964). Según el ángulo interflancos como pliegue abierto (McClay, 1987). Pliegue disarmónico según la línea de charnela (Allmendinger, 1999) y según su grado de cilidridad como no cilíndrico (Van Der Pluijm y Marshak, 1997).

El análisis de las diaclasas se realizó mediante proyección estereográfica y estadística donde se tomó 173 mediciones de rumbo y buzamientos en diaclasas, de cuyo análisis según la clasificación de (Van Der Pluijm y Marshak, 1997) se identificó diaclasas sistemáticas pertenecientes a tres tendencias principales (T_P) de orientación NNE-SSW, NE-SW y NW-SE dos de las cuales son fracturas conjugadas, y la tercera perteneciente a la esterificación y un conjunto diaclasas no sistemáticas con dos tendencias secundarias (T_S). (Figura 72 y 73)

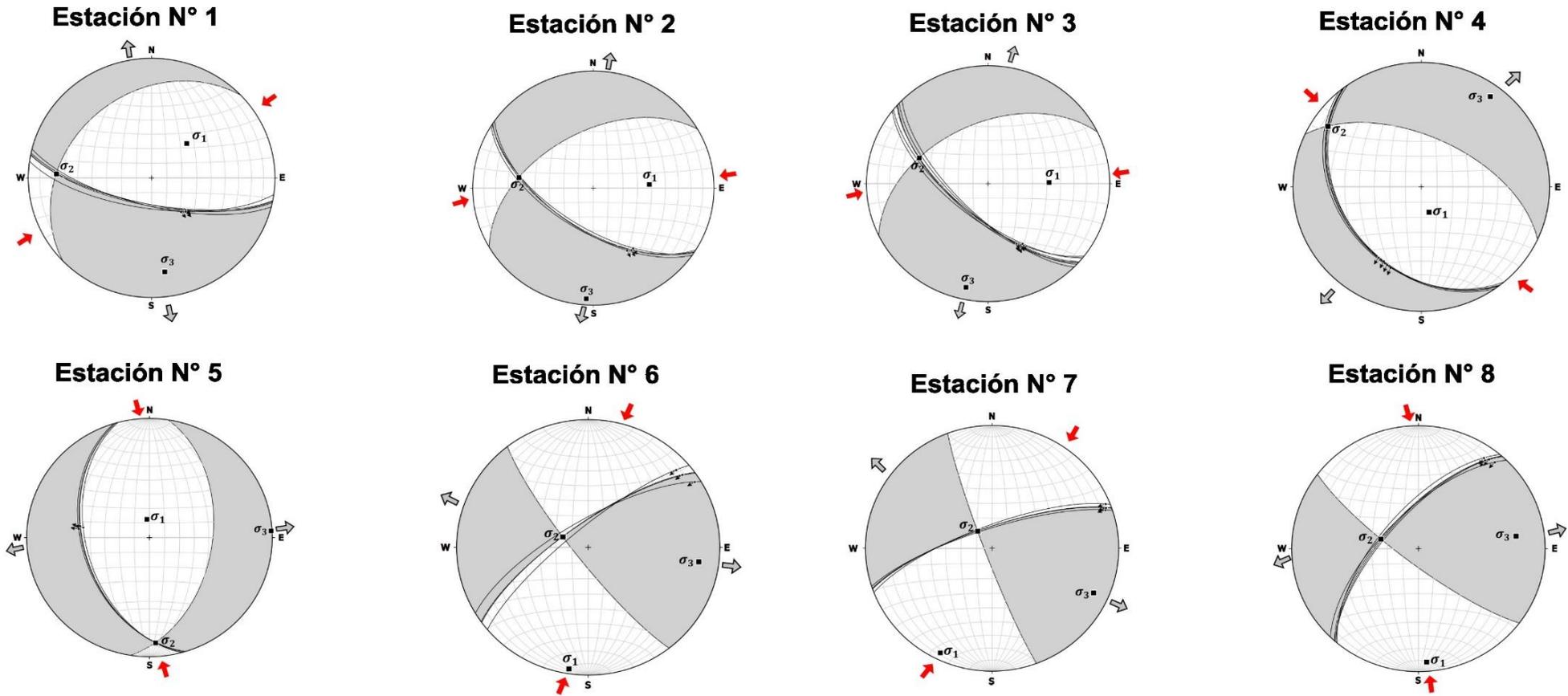
Se realizó 8 estaciones estructurales que fueron tomadas en las fallas principales que intersectan la manifestación termal Yumagual. La primera falla analizada fue normal de dirección NW-SE de componente sinistral con buzamiento de alto ángulo, paralela al eje del anticlinal y una falla antitética, de rumbo sinistral de dirección NE-SW de componente inversa con buzamiento de muy alto ángulo, concordante a la quebrada Yumagual, la cual corta transversalmente al eje del anticlinal.

La metodología utilizada para la interpretación cinemática fue de los diedros rectos (Bott, 1959; Angelier y Mechler, 1977; Angelier, 1984), esto con la finalidad de conocer las orientaciones (trend/plunge) de paleoesfuerzos ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$), tal como se puede apreciar en la tabla 34. Que ayudó a determinar zonas de apertura y/o de cierre tectónico vinculadas al almacenamiento y circulación del fluido geotérmico. Según (Casas Sainz et al., 1990) para que esta metodología sea representativa en la realidad, es necesario trabajar con estructuras “compatibles” es decir agrupar la cinemática de estructuras que se formaron en un mismo tiempo o esfuerzos, cuyo resultado lo podemos apreciar en la figura 78 y tabla 33.

Tabla 33. Tendencias de las fallas compatibles

TENDENCIAS	Número de estrías medidas	σ_1		σ_2		σ_3	
		Trend	Plunge	Trend	Plunge	Trend	Plunge
TENDENCIA 1	10	22.00 °	32.00 °	226.90 °	55.30 °	119.40 °	11.70 °
TENDENCIA 2	8	87.40 °	49.90 °	286.40 °	38.60 °	188.80 °	9.40 °
TENDENCIA 3	11	187.70 °	70.40 °	340.80 °	17.60 °	73.50 °	8.30 °

Donde el σ_1 de la tendencia 1 y 3 tiene a ser sub vertical y vertical (figura 78), lo cual según (Anderson, 1951) correspondería a un régimen trasntensivo relacionadas a fallas normales con un componente sinestral. Por otro lado, la tendencia 2 corresponde a un esfuerzo de rumbo de componente inversa.



Leyenda

Dirección de compresión
máxima (σ_1)



Vector de deformación



■ σ_1 Esfuerzo principal máximo

■ σ_2 Esfuerzo principal Intermedio

■ σ_3 Esfuerzo principal mínimo

Estructuras Compatibles

- Primer set: 1,6,7

- Segundo set: 2,3

- Tercer set: 4,5,8

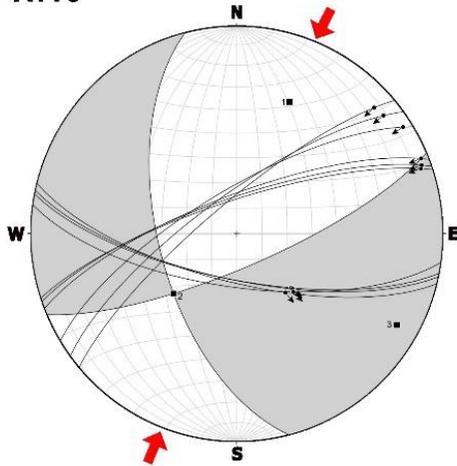
Figura 77. Resumen de estaciones estructurales

Tabla 34. Resumen de las estaciones estructurales de fallas y parámetros vectoriales de esfuerzos

Estación	Este	Norte	Cota	Azimut	Buzamiento	Rake	Cinemática	N° de estrías medidas	σ_1		σ_2		σ_3		Régimen
									Trend	Plunge	Trend	Plunge	Trend	Plunge	
1	776069	9198013	3097	N 101°	72° SW	65°	NxSx	4	44.3°	56.7°	272.6°	23.6°	172.3°	22.1°	Transtensivo
				N 104°	71° SW	66°	NxSx								
				N 102°	72° SW	64°	NxSx								
				N 98°	69° SW	65°	NxSx								
2	775122	9197872	2795	N 123°	63° SW	45	NxSx	3	85.9°	51.8°	278.4°	37.5°	183.7°	6.1°	Transtensivo
				N 125°	61° SW	47	NxSx								
				N 122°	60° SW	46	NxSx								
3	774588	9198057	2638	N128°	65° SW	47	NxSx	5	88.5	48.7	291.2	39	191.8	11.4	Transtensivo
				N 132°	66° SW	46	NxSx								
				N129°	67° SW	46	NxSx								
				N 135°	69° SW	47	NxSx								
				N 133°	68° SW	48	NxSx								
4	774114	9198350	2684	N 140°	35° SW	65	NxSx	4	163.9°	72.9°	303.8°	13.3°	36.3°	10.6°	Transtensivo
				N 143°	37° SW	68	NxSx								
				N 142°	36° SW	66	NxSx								
				N 145°	37° SW	70	Nx								
5	774734	9199292	3061	N 164°	45° SW	109	NxDx	3	351.9	77.3	176.9	12.7	86.9	1.1	Transtensivo
				N 163°	44° SW	108	NxDx								
				N165°	47° SW	107	NxDx								
6	774479	9197221	2410	N 234°	75° NW	170	SxIx	3	188.9	4.4	293.2	72.7	97.6	16.6	Transformante
				N 230°	78° NW	169	SxIx								
				N 239°	73° NW	175	SxIx								
7	774195	9198503	2608	N 252°	77° NW	174	SxIx	3	205.8	6.4	320.8	75.2	114.3	13.3	Transformante
				N 249°	75° NW	176	SxIx								
				N 251°	76° NW	175	SxIx								
				N 221°	69° NW	170	SxIx								
8	774335	9199472	2935	N 220°	65° NW	168	SxIx	4	176.1	8.6	284.9	64.8	82.3	23.5	Transformante
				N 224°	67° NW	171	SxIx								
				N 221°	68° NW	167	SxIx								
				N 221°	68° NW	167	SxIx								

Población N°1

N:10



**Estación
N° 1,6,7**

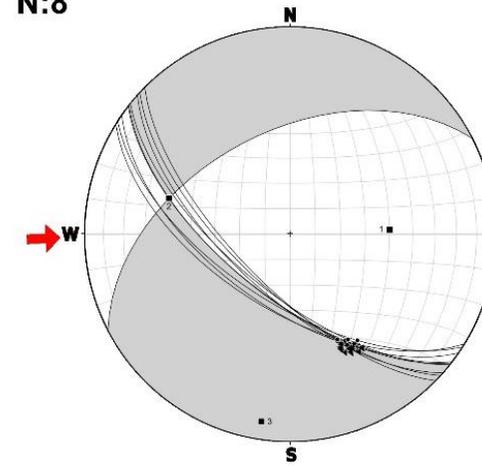
NE-SW

Trend: 22°

Plunge: 32°

Población N°2

N:8



**Estación
N° 2,3**

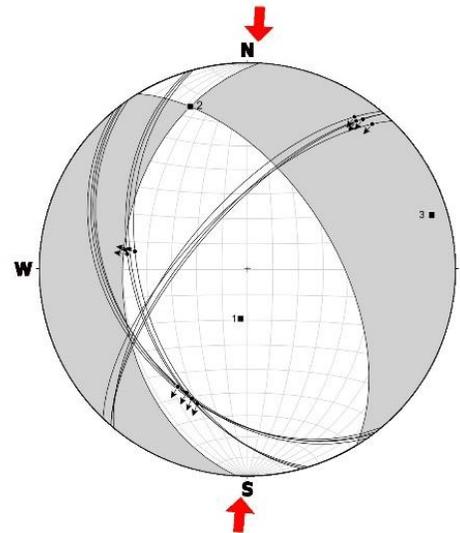
E-W

Trend: 87.4°

Plunge: 49.9°

Población N°3

N:11



**Estación
N° 4,5,8**

N-S

Trend: 187.7°

Plunge: 70.4°

N: Número de estrías medidas

Figura 78. Interpretación de tendencia de fallas compatibles.

4.2. MODELO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL

El modelo fue elaborado en función de los datos geológicos-estructurales recopilados en campo y la información cartográfica existente del INGEMMET junto a la data de las propiedades hidrogeológicas de las rocas determinadas en estudios previos por (Peña y Vargas en el 2006).

Según Lagos y Quispe, 2007 el sector que abarca la zona de estudio se encuentra situado en parte del mega bloque occidental de la falla regional Cajamarca, cuya característica principal es que está conformada por pliegues de amplia longitud de onda.

Como se puede apreciar en el corte geológico A-A', la zona de recarga del sistema geotérmico de origen meteórico estaría dada principalmente en el borde SSW de la cuenca Jequetepeque a una altitud sobre los 3500 msnm infiltrándose por las areniscas de la Formación Chimú, núcleo del anticlinal volcado situado en el distrito de Cospán, lo que permitiría que el agua se infiltre a gran profundidad donde se adquiere alta temperatura a causa del gradiente geotérmico, la cual con la interpretación del geotermómetro de sílice alcanzaría una temperatura inferida de 91°C aproximadamente. Después de alcanzar la base del acuífero el agua sifoneada se desplaza en dirección NNE hasta llegar al anticlinal de Yumagual, donde por presión hidráulica natural el fluido geotérmico asciende por la intersección de fallas locales profundas de un régimen trastensivos, formando una manifestación termal en superficie. Cabe mencionar que según Sima et al, 2006, el anticlinal de Yumagual a su vez forma parte de la zona de alimentación y recarga del acuífero principal Chimú de las fuentes termales de Baños del Inca.

4.2.1. Elementos del Modelo

Base de baja permeabilidad: Arcillitas laminadas con intercalaciones de areniscas finas perteneciente al Jurásico (Formación Chicama, Js-Chic).

Acuífero principal: Las areniscas de la Formación Chimú forma el acuífero, con un espesor de 600 m presentan un alto contenido de cuarzo y baja concentración de otros minerales por lo que sus fracturas no tienen

relleno haciendo que esta Formación tenga un potencial importante para formar acuíferos debido a que presenta una alta permeabilidad entre 12 y 83,50 m/día y una porosidad promedio es de 26%, según las pruebas de conductividad hidráulica determinadas por Peña et al, 2008.

Cubierta de baja permeabilidad: Sobre el acuífero principal Chimú se encuentran una secuencia de arcillitas y margas de baja permeabilidad de la Formación Santa (100-150m).

Es necesario decir que los datos geológicos estructurales para la realización de la sección geológica A-A' donde se identifica la posible zona de recarga, fueron tomados del cartografiado realizado por el INGEMMET a escala 1/50 000, con lo cual puede carecer de exactitud, pero a pesar de eso puede servir para proponer soluciones de problemas de captación y protección del acuífero termal Chimú.

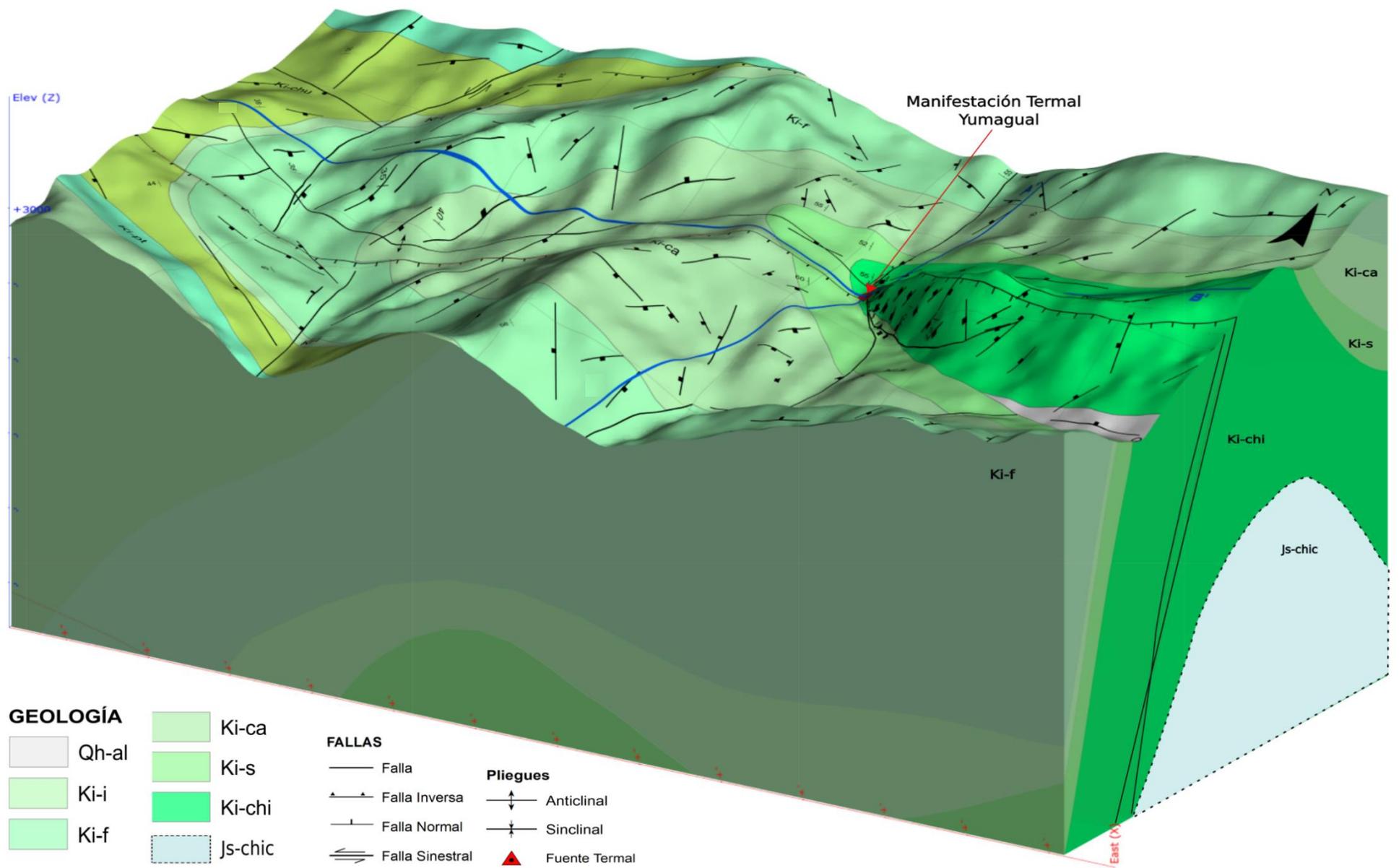


Figura 79. Modelo geológico estructural 3D del sistema geotérmico Yumagual

4.3. PARÁMETROS FÍSICO QUÍMICOS

Los parámetros físico químicos tomados in situ (pH, temperatura, conductividad, TDS) fueron contrastados con estudios realizados por INGEMMET, el Servicio Geológico Checo (CGS, AQUATEST a.s) y tesis, en las dos últimas décadas.

En el análisis de datos recopilados, se ha observado una variabilidad mínima en los valores, lo que sugiere una consistencia notable en las mediciones. Esta baja variabilidad respalda la decisión de realizar un promedio estadístico para resumir la tendencia central de los datos.

Con respecto a la temperatura, tiene un promedio de 50.6°C, la cual según (Armijo, 1994) se clasificaría como un agua hipertermal (temperatura entre 45°-100°C). El ph medido fue de 6.4 (ligeramente ácido).

Ahora con respecto al valor de conductividad y TDS que se encuentran correlacionados teniendo un promedio de 91.3 (µS/cm) y 45.2(mg/l) respectivamente, lo que se traduce en que a medida que aumenta la concentración de TDS en el agua, la cantidad de iones disueltos también aumenta, lo que resulta en un aumento en la conductividad eléctrica.

Tabla 35. Cuadro comparativo de los parámetros físico químicos

REFERENCIA	Fecha de muestreo	Norte	Este	Altura	Temperatura (°C)	pH	Conductividad (µS/cm)	TDS (mg/l)	Caudal (l/s)
Caruajulca, 2023	08/07/2023	9198368	774216	2619	50.85	6.35	92	46	0.58
Rojas, 2017	01/04/2017	9198354	774230	2621	51	6.93	80	41	0.82
	01/04/2017	9198345	774231	2614	53	6.1	81	42	0.89
	03/04/2017	9198358	774238	2626	51	6.17	89	45	0.41
Rumay, 2017	12/04/2014	9198361	774222	2609	48.5	6.3	93	-	0.5
Sima et al, 2006	01/05/2005	9198358	774219	2609	51	6.25	94	52	0.5
	06/04/2006	9198358	774219	2609	50.9	-	94	-	-
	01/05/2005	9198358	774219	2611	50	6.3	99	-	0.1
	06/04/2006	9198358	774219	2611	48.5	-	91	-	-
Huamaní, 2000	08/04/1999	9198356	774255	2640	51	7	100	-	0.12
PROMEDIO					50.6	6.4	91.3	45.2	0.5

4.4. COMPORTAMIENTO HIDROQUÍMICO MEDIANTE LOS DIAGRAMA DE FACIES.

Los resultados de laboratorio determinaron la concentración de aniones y cationes principales, los cuales fueron representados en diagramas hidroquímicos para determinar su concentración porcentual y su clasificación.

4.4.1. Diagrama de facies de Piper

La concentración porcentual de iones fue contrastada por los análisis realizados por (Huamaní, 2000), (Sima et al, 2006), (Rumay, 2017). Donde se observa una ligera variación de concentración de sus aniones. Por otro lado, la concentración de cationes se mantiene más constante en el tiempo, los que determina que no ha existido una perturbación en el sistema geotérmico, clasificándose como un agua bicarbonatada sódica.

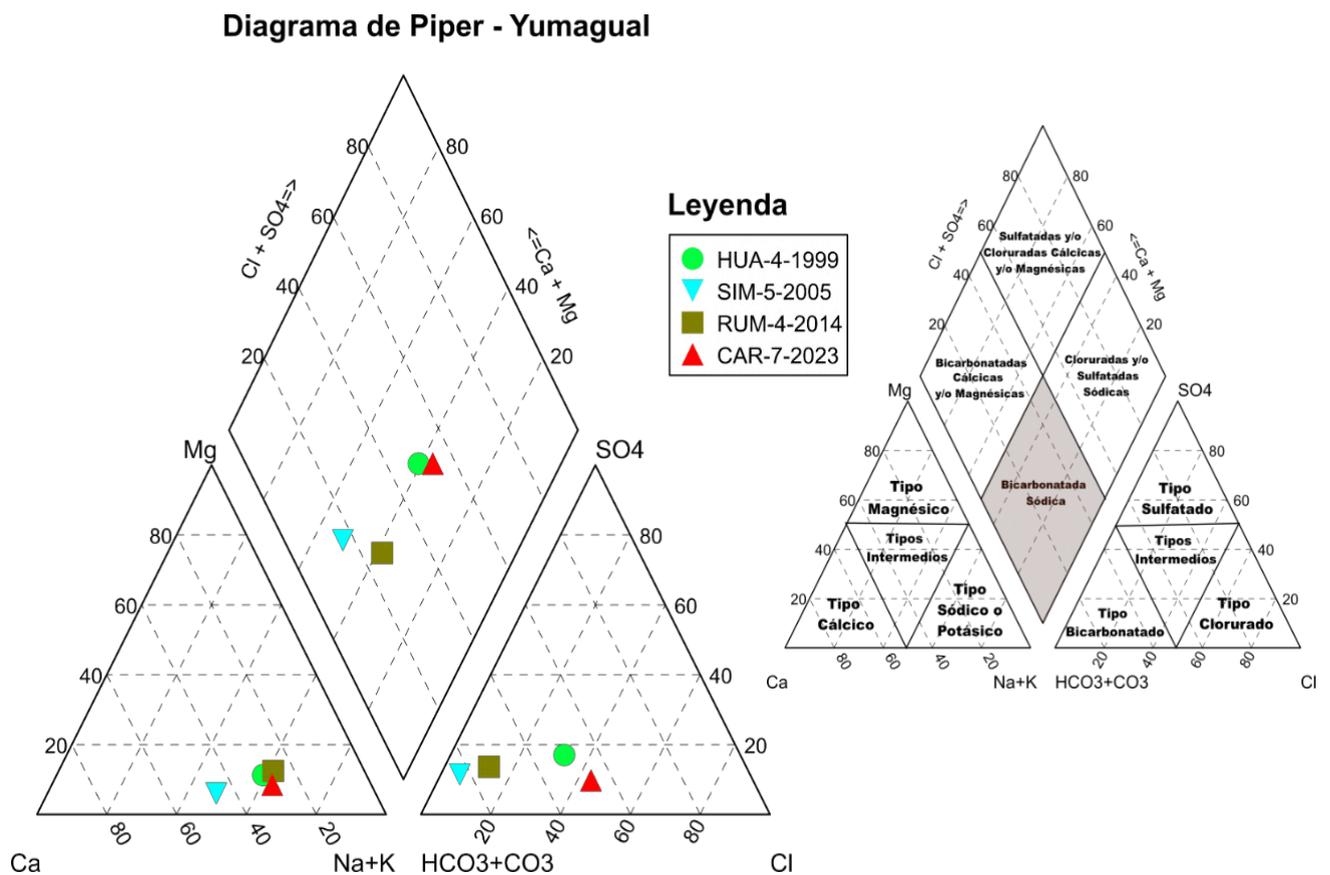


Figura 80. Diagrama de Piper, cuya leyenda muestra la fecha en la cual fue realizado el muestreo para el análisis del agua.

4.4.2. Diagrama de Schoeller-Berkaloff

En el presente diagrama podemos observar la similitud en cuanto a la concentración en cationes ($\text{Na}^{+1} + \text{K}^{+1} > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$) y aniones ($\text{HCO}_3^{-1} > \text{Cl}^{-1} > (\text{SO}_4)^{2-}$)

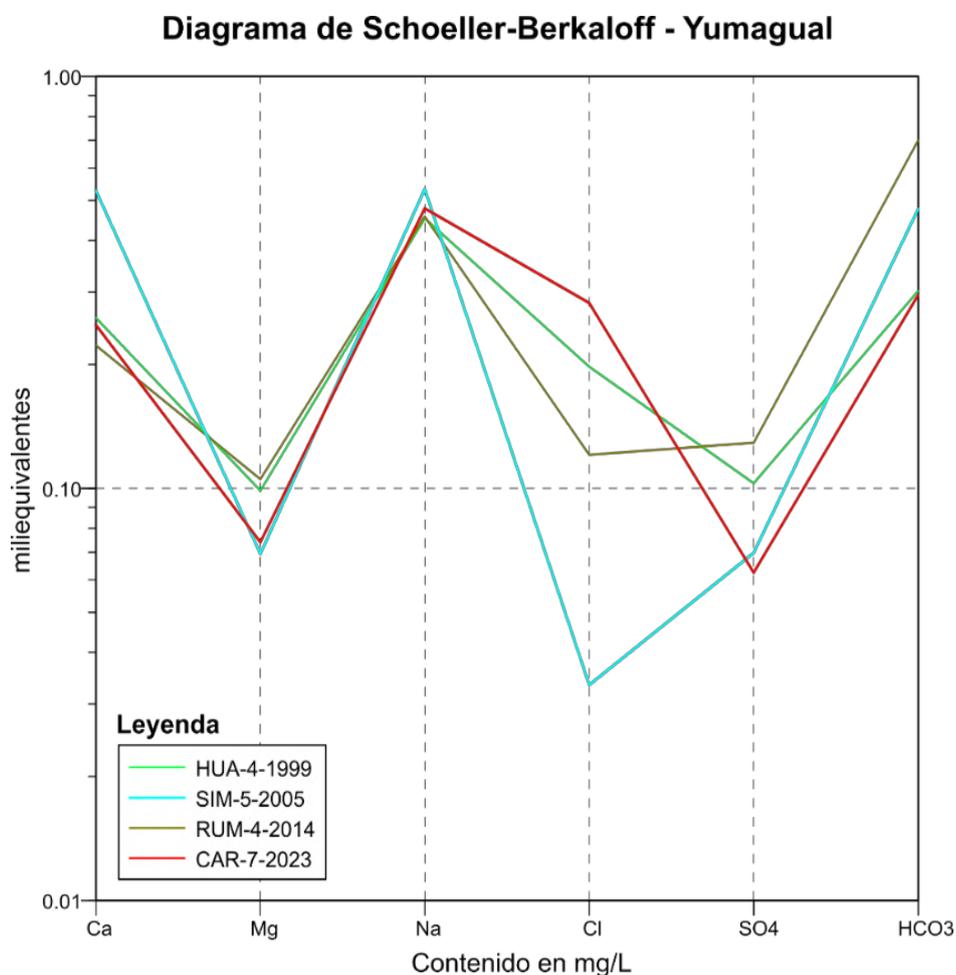


Figura 81. Diagrama de Schoeller-Berkaloff, cuya leyenda muestra la fecha en la cual fue realizado el muestreo para el análisis del agua.

4.5. CONTRASTACIÓN DE LA HIPÓTESIS

Se pudo evidenciar que la surgencia de la manifestación termal de Yumagual se produce a través de la intersección de fallas subverticales profundas de régimen transtensivo, dicho sistema geotérmico debe su origen al gradiente geotérmico, evidenciado por el entorno geológico (ausencia de vulcanismo activo), la hidroquímica (baja concentración de minerales solubles) y los geotermómetros (sistema de baja temperatura).

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. CONCLUSIONES

Las estaciones estructurales se analizaron aplicando la metodología de los diedros rectos; los pliegues y diaclasas con diagramas de cuerdas, polos, rosetas e histogramas, determinando paleoesfuerzos y tendencias principales de orientación NNE-SSW, NE-SW y NW-SE de estilo estructural transtensivo.

Con el modelo geológico estructural 2d y 3d se determinó que la zona de recarga se encuentra en el borde SSW de la cuenca Jequetepeque a una altitud de 3500 msnm, la roca reservorio corresponde a las areniscas de la Formación Chimú, con la Formación Chicama actuando como roca base de baja permeabilidad y la Formación Santa como roca sello, originándose la manifestación termal a través de la intersección de fallas en el núcleo del anticlinal.

Los parámetros fisicoquímicos medidos y contrastados fue de un pH: 6.35, $T(^{\circ}\text{C}) = 50.8$, conductividad($\mu\text{S}/\text{cm}$) = 92, resistividad (Kohm.cm) = 10.9, TDS (ppm) = 46, dando una consistencia de los valores en el tiempo.

De acuerdo a la concentración de aniones y cationes principales se clasifico el agua como bicarbonatada sódica, teniendo un origen meteórico; además el geotermómetro de cuarzo determinó una temperatura inferida del reservorio de 91°C aproximadamente.

5.2. RECOMENDACIONES

Se recomienda a la comunidad académica realizar estudios interdisciplinarios que integren análisis hidrogeológicos e isotópicos, para obtener información sobre el tiempo de tránsito o de renovación del agua en el sistema, además de estudios geofísicos magnetoteléuricos y de resistividad eléctrica para determinar de una manera más precisa la extensión y características del reservorio geotérmico.

Realizar estudios de geomedicina para evaluar las propiedades terapéuticas del uso balneológico para la salud pública, de tal manera que sea más atractivo para promocionarlo a los turistas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allmendinger, R. 1987. Técnicas Modernas de Análisis Estructural. First Edition. Buenos Aires, Argentina, Asociación geológica Argentina, 25p.
- Allmendinger, R. 1999. Introduction to Structural Geology. First Edition. Ithaca, NY, USA, Cornell University. 2P.
- Armijo, M; San Martín, J. 1994. Curas balnearias y climáticas : Talasoterapia y Helioterapia. Madrid, España. Editorial Complutense, Universidad Complutense de Madrid.
- Bazán, O. 2013. Tectónica andina y su componente cizallante alusivo al norte del Perú. UNC, Cajamarca, Perú.: 1p.
- Benavides, V.1956. Cretaceous System in northern Perú. Bull. Amer. Mus.Nat. Hist. New York, vol. 108 p
- Boden, D. 2016. Geologic Fundamentals of Geothermal Energy. 1st Edition. Series Editor Abbas Ghassemi. Energy and The Environment Series Editor. New York USA.
- Boles, J; Garven, G; Camacho, H; Lupton, J. 2015. Mantle helium along the Newport–Inglewood fault zone, Los Angeles Basin, California: a leaking paleo-sub-duction zone. Geochemistry, Geophysics, Geosystems.
- Bott, M. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. Geol. Mag., 96, 109-117.
- Casas, A; Gil, I; Simón, J. 1990. Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: Sistemática y técnicas de aplicación. Estudios geol., 46: 385-398 p.
- Cashman, P; Faulds, J; Hinz, N. 2012. Regional variations in structural controls on geothermal systems in the Great Basin. Geothermal Resources Council Transactions.
- Chambers, A. 2004. Renewable Energy in Nontechnical Language. Tulsa, USA, PennWell Corporation. 19-242p.
- Cruz, V; Flores, R; Velarde, Y. 2020. Caracterización y evaluación del potencial geotérmico de la zona geotermal Casiri-Kallapuma, Región Tacna. INGEMMET, Lima, Perú, 08 setiembre.: 250p.
- Dávalos, E; Laó, D. 2022. 3D structural model and slip-dilation tendency analysis of the Chiweta zone: Geothermal system implications and fault reactivation potential. Elsevier. USA, 29 November.: 8p.

- Davis, G; Reynolds, S. 1996. Structural Geology of Rocks and Regions, John Wiley & Sons, NY, 776 pp.
- Dickson, M; Fanelli, M. 2004. What is Geothermal Energy? 1st Edition. Istituto di Geoscienze e Georisorse, Pisa, Italy.
- Elders, W; Moore, J. 2016. Geology of geothermal resources. University of California, Riverside, CA, United States; University of Utah, Salt Lake City, UT, United States. 8p.
- Faulds, J; Hinz, N; Coolbaugh, M. 2011. Structural investigations of Great Basin geothermal fields: applications and implications. In: Great Basin Evolution and Metallogeny. Lancaster, PA: DEStech. Geological Society of Nevada.
- Faulds, J; Hinz, N; Dering, G; Silier, D. 2013. The hybrid model—the most accommodating structural setting for geothermal power generation in the Great Basin, Western USA. Geothermal Resources Council Transactions.
- Fossen, H. 2010. Structural Geology. First Edition. United Kingdom, Cambridge University Press. 223p.
- Fossen, H. 2016. Structural Geology. Second Edition. United Kingdom, Cambridge University Press. 2025p.
- Fossen, H; Cavalcante, G; Pinheiro, R; Archanjo, C. 2019. Deformation – Progressive or multiphase?. Article. Journal of Structural Geology.
- Fournier, R. 1985. The behavior of silica in hydrothermal solutions. Reviews in Economic Geology.
- Freeze, R; Cheery, J. 1979. Groundwater. First Edition. New Jersey, USA, Library of Congress Cataloging in Publication Data, Prentice-Hall. Inc. 252P.
- García, M. 2012. Geología estructural. Esfuerzos y deformaciones de las rocas. Biología y geología. Madrid, España, ResearchGate, 9p.
- Glassley, W.E. 2015. Geothermal Energy: Renewable Energy and the Environment, 2nd ed. Boca Raton, FL: CRC Press.
- Babín R, Gomez D. 2014. Problemas de Geología Estructural 7. Pliegues. Madrid, España, ResearchGate, 101p.
- Haenel R, Rybach L, Stegena L. 1988 Fundamentals of geothermics. In: Haenel R, Rybach L, Stegena LA, editors. Handbook of Terrestrial Heat Flow Density Determination. Dordrecht NL: Kluwer Academic.
- Hernández, R; Fernández C; Baptista, M. 2010. Metodología de la Investigación. Quinta Edición. México, McGraw-Hill Interamericana Editores, S.A. 656p.

- Hobbs, B.E., Means, W.D. y Williams, P.F., 1976. An outline of structural geology. John Wiley & Sons, p.73.
- Hochstein M. 1988. Assessment and modelling of geothermal reservoirs (small utilization schemes). Geothermics.
- Huamani, A 2000. Aguas termales y minerales en el norte del Perú. Boletín 22, Serie D: Estudios Regionales INGEMMET, Lima, Perú.
- Hulen, J; Heizler, M; Stimac, J; Moore, J; Quick, J. 1997. New constraints on the timing of magmatism, volcanism, and the onset of vapor-dominated at The Geysers steam field, California. In: Proceedings of the 22nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, CA.
- Jolie, E; Scott, S; Faulds, J; Chambefort, I; Axelsson, G; Gutiérrez, L; Regenspurg, S; Ziegler, M; Ayling, B; Richter, A; Teklemariam, M. 2021. Geological controls on geothermal resources for power generation. Article in Nature Reviews Earth & Environment. USA, 10 April, : 5p.
- Kiruja, J. 2011. Direct Utilization of Geothermal Energy. UNU-GTP, GDC and KenGen, Nairobi, Kenya, 18 Noviembre.: 10p.
- Lagos, A. 2012. Caracterización litológica y estructural de la serie cretácea en la zona de Urubamba. Cajamarca Perú. Tesis profesional. Lima, Perú, Universidad Nacional Mayor de San Marcos. 94p.
- Lee, K. 2001. Classification of geothermal resources by exergy. Geothermics.
- Lillo, A; Oyarzun, R. 2013. Geología Estructural Aplicada a la Minería y Exploración Minera. Primera Edición. Madrid, España, Ediciones GEMM - Aula2punto.net, 20p.
- Lund, J. 2007 "Characteristics, Development and Utilization of Geothermal Resources," Vol. 28, No. 2, GHC Bulletin.
- Lund, J. y Boyd, T. 2015. Direct utilization of geothermal energy: 2015 worldwide review. In: Proceedings of World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 19-24 April.
- Lund, J; Sanner, B; Ryback, L; Curtis, G; Hallstrom, G. 2004. Geothermal (ground-source) heat pumps: a world overview. Geo Heat Center Quarterly Bulletin, 25 march, 10p.
- Martínez, P; Martínez, P; Castaño, S. 2006. Fundamentos de Hidrogeología. Primera Edición. Madrid, España, Ediciones Mundi-Prensa. 169p.

- Mattauer, M. 1976. Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. Primera Edición. Barcelona, España, Ediciones Omega, S.A, 179p.
- Mazzoli, E. 2022. Geothermal energy and structural geology, Geology Division, School of Science and Technology, University of Camerino, Italy, 31 October.: 03p.
- McClay, K. 1987. The Mapping of Geological Structures. First Edition, London, England, Handbook Series Editor-Keith Cox.
- Montoya, L. 2021. Influencia de las características litológicas en la composición fisicoquímica de las aguas termales del valle de Llanguat – distrito Celendín - provincia Celendín, 2021. Tesis profesional. Cajamarca, Perú, Universidad Privada del Norte. 90p.
- Muffler, L. 1979. Assessment of geothermal resources of the United States. USGS. Circular 790: 163 p.
- Nukman, N; Banyuwangi. 2014. Geothermal exploration involving structural geology and hydrochemistry in the Tarutung Basin, Northern Central Sumatra (Indonesia). Tesis Doctor of Science, Alemania, Technical University of Berlin. 111p.
- Parra, G; Requejo, D. 2021. Análisis estructural, hidroquímico y químico de los baños termales de Machacancha y Minasmogo, provincia de Calca, región Cusco. Tesis profesional. Cuzco. Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco.
- Peña, F; Vargas, V. 2006. Mapa hidrogeológico de la cuenca del río Jequetepeque: regiones Cajamarca y La Libertad. XIII Congreso Peruano de Geología, Lima, Perú.
- Peña, F; Sima, J; Baratoux, L. 2008. Hidrogeología de las fuentes termales de Cajamarca y Churin para el desarrollo de las aguas termales y minerales. INGEMMET, AQUATEST, Servicio Geológico Checo. Lima
- Petit, J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. Journal of Structural Geology, 9, 597-608.
- Poehls, D; Smith, G. 2009. Encyclopedic Dictionary of Hydrogeology. USA, CATIE, 527p.
- Ramos, D. 2021. Caracterización geológica de la zona termal Piñipata entre los centros poblados Tuco y Tallamac – Bambamarca. Tesis profesional. Cajamarca, Perú, Universidad Nacional de Cajamarca. 101p.

- Rezaie, M; Aghajani, H. 2012. A New Combinational Terminology for Geothermal Systems. Scientific Research, Shahrood, Iran, 5 diciembre.: 7p.
- Rimstidt, J; Cole, D. 1983. Geothermal mineralization. I. The mechanism of formation of the Beowawe, Nevada, siliceous sinter deposit. American Journal of Science.
- Rodríguez, R. 2016. Método de Investigación Geológico-Geotécnico para el Análisis de Inestabilidad de Laderas por Deslizamientos. Zona Ronquillo-Corisorgona. Cajamarca Perú. Lima, Perú. Tesis de Maestría en Geología-Mención Geotecnia. UNMSM.
- Rosossello, E. 2009. Control Estructural de Mineralizaciones: determinación mecánica y pronósticos prospectivos. Primera Edición. Medellín, Colombia, Universidad Nacional de Colombia, 17p.
- Rowland, S; Duebendorfer, E; Schiefelbein, I. 2007 Structural Analysis and Synthesis A Laboratory Course in Structural Geology. Third edition. Nevada, USA, by Blackwell Publishing Ltd, 51p.
- Rojas, C. 2017. Caracterización de aguas termales mediante análisis fisicoquímico en el caserío de Chotén - distrito de San Juan. Tesis profesional. Cajamarca, Perú, Universidad Nacional de Cajamarca.
- Rumay, S. 2017. Caracterización hidrogeológica de las principales fuentes termales en el departamento de Cajamarca. Tesis profesional. Cajamarca, Perú, Universidad Nacional de Cajamarca. 116p.
- Rybach, L. 1981. "Geothermal Systems, Conductive Heat Flow, Geothermal Anomalies," John Wiley & Sons Ltd., New York.
- Saemundsson, K; Axelsson, G; Steingrímsson, B. 2009 "Geothermal Systems in Global Perspective," Short Course on Surface Exploration for Geothermal Resources, El Salvador.
- SanyaL, S. 2005. Classification of Geothermal systems – a possible scheme. In: Proceedings 30th Workshop on geothermal reservoir engineering. Stanford, CA: Stanford University.
- Sanyal, S. 2010. "Future of Geothermal Energy," Proceedings of Thirty-Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford.
- Siler, D; Faulds, J; Hinz, N; Dering, G; Edwards, J; Mayhew, B. 2019. Three-dimensional geologic mapping to assess geothermal potential:

- examples from Nevada and Oregon. *Geothermal Energy, Nevada (USA)*, 02 July, : 32p.
- Sima, J; Plesinger, V; Cermik, M; Baratoux, L; Kopacková; Paces, T; Smoll, L; Peña, L; Guzman, A; Vylita, T; Santavy, T; Maryska, J; Seveýn O; Vurm, V; Spisak, L. 2006. Estudio de factibilidad de las construcciones balneológicas en las localidades Cajamarca y Churín. Draft parte 1. AQUATEST a.s, CGS, INGEMMET, NRL, Projektový ateliér TU Liberec, Bristol a.s, Lima, Perú.
- Song, Sh; Niu, Y; Wei, Ch. 2010. Metamorphism, anatexis, zircon ages and tectonic evolution of the Gongshan block in the northern Indochina continent—An eastern extension of the Lhasa Block.
- Tikoff, B. And Wojtal, S.F. 1999. Displacement control on geological structures. *Journal of Structural Geology* 21, p. 959-967.
- Twiss, R.J. and E. Moores. 1992. *Structural Geology*. First Edition. W.H. Freeman and Company, New York.
- Twiss, R; Moores, E. 2007. *Structural Geology*. Second Edition. New York, USA, W, H. Freeman and Company, 311P.
- Van der Pluijm, B; Marshak, S. 2004. *Earth Structure*. Second Edition, Michigan and Illinois, USA, WW Norton & Company, 46p.
- Vasconcelos, B; Ruiz, A; Batista de Matos. 2015. Polyphase deformation and metamorphism of the Cuiabá group in the Poconé region (MT), Paraguay Fold and Thrust Belt: kinematic and tectonic implications. Brasilia, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*.
- Vásquez, A. 2010. Estimación de acortamiento a través del análisis de pliegues tipo chevron en la sección Vizarrón-Tamazunchale: Estados de Querétaro, Hidalgo y San Luis Potosí. Puebla, México, Benemérita Universidad Autónoma de Puebla, 24p.
- Velarde, Y; Cruz, V; Pajuelo, D; Condori, E. 2018. Estudios hidrogeológicos en el campo geotermal de Paucarani-Tacna. INGEMMET, Lima, Perú.: 6p.
- Weijermars, R., 1997. *Principles of rock mechanics*: Amsterdam, Alboran Science Publishing, 360 pp.
- White, D. 1973. Characteristics of geothermal resources. In: *Geothermal Energy, Resources, Production, and Stimulation* (Kruger, P. and Otte, C., Eds.), Stanford, CA: Stanford University Press. 69–94p.

- Wibowo, H. 2006. "Spatial Data Analysis and Integration for Regional-Scale Geothermal Prospectivity Mapping, West Java, Indonesia," Master's Thesis, International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation Enschede, Enschede.
- Williams, C; Reed, M; Anderson, A. 2011. "Updating the Classification of Geothermal Resources," Proceedings of Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford.
- Wilson, G. 1982. Introduction to Small-scale Geological Structures. George Allen & Unwin, London, 128 pp.
- Zheng, K; Dong, Y. 2008. The possible role of geothermal energy to the Chinese energy development. In: Proceedings of the 8th Asian geothermal symposium. Hanoi, Vietnam: Vietnam Institute of Geosciences and Mineral Resources.

ANEXOS

Anexo N°1. Plano de ubicación

Anexo N°2. Plano geomorfológico altitudinal

Anexo N°3. Plano de pendientes

Anexo N°4. Plano de densidad de lineamientos estructurales

Anexo N°5. Mapa geológico elaborado por INGEMMET (Hoja 15f-15g)

Anexo N°6. Corte geológico A-A'

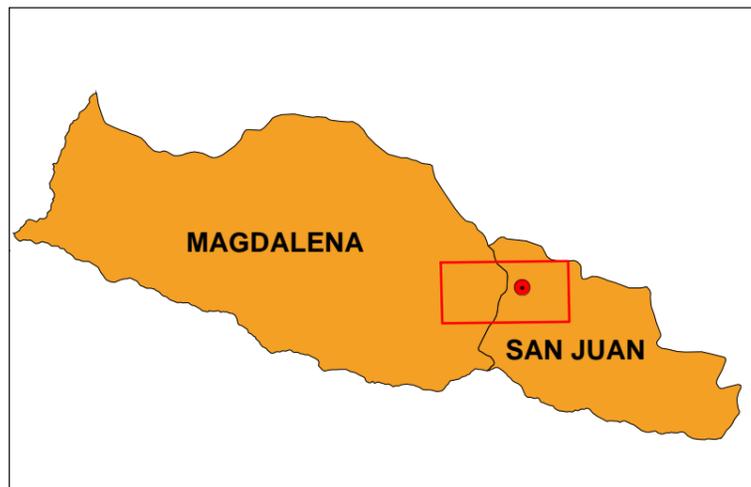
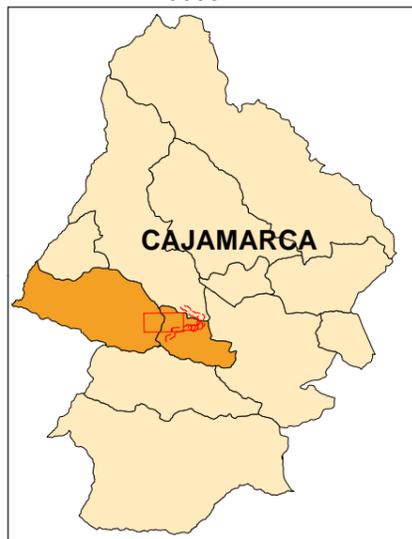
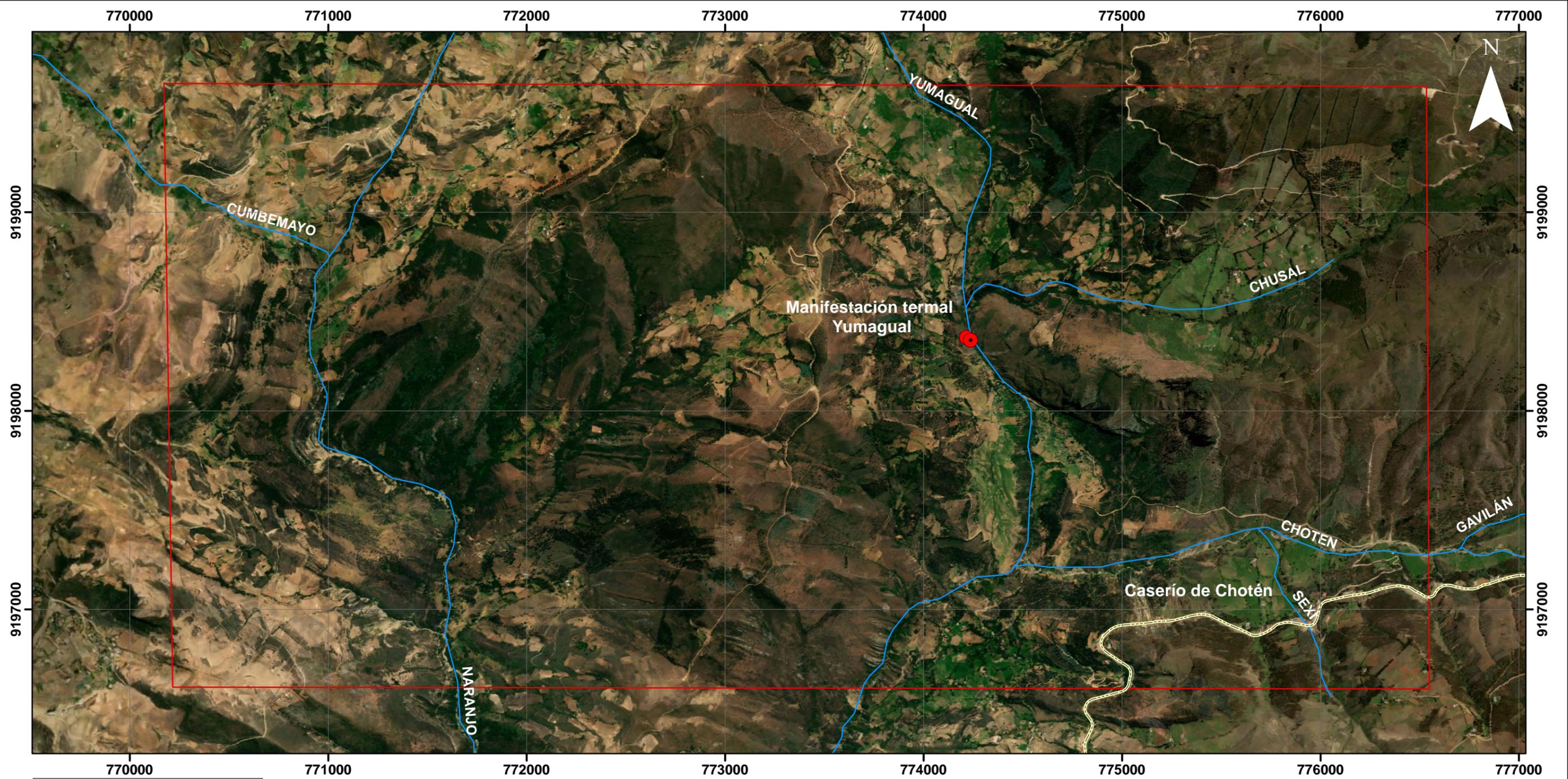
Anexo N°7. Plano geológico estructural

Anexo N°8. Corte geológico B-B'

Anexo N°9. Corte geológico C-C'

Anexo N°10. Plano estructural

Anexo N°11. Resultados de laboratorio

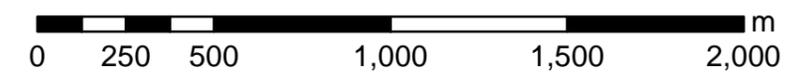
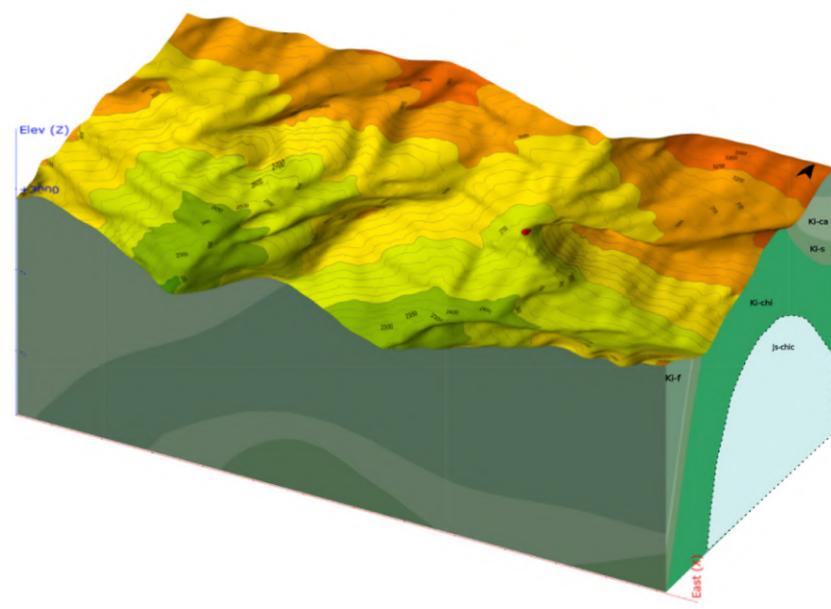
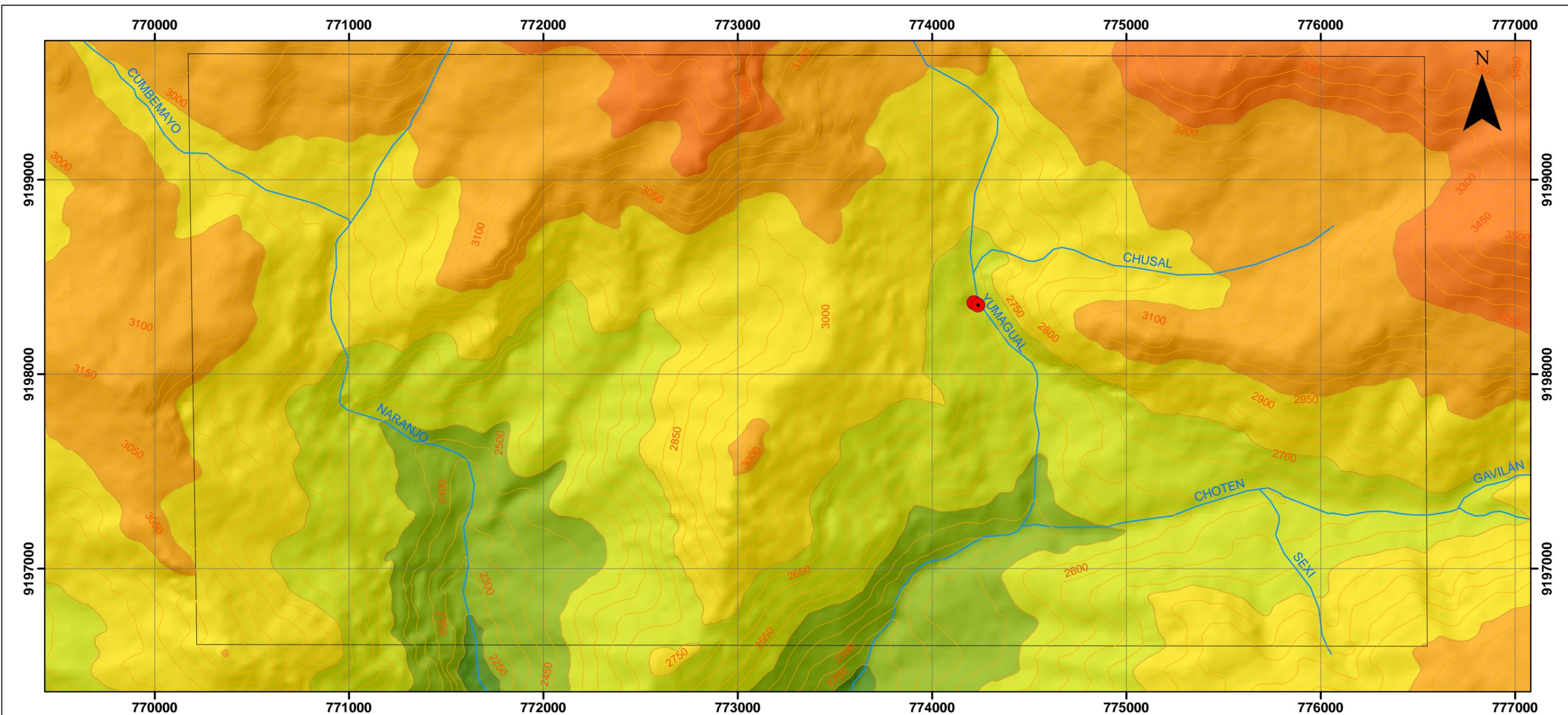


LEYENDA

- Fuente Termal
- Vías
- ~ Red Hidrográfica
- ▭ Área



 UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica 		
ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SISTEMA GEOTÉRMICO DE YUMAGUAL EN EL CASERÍO DE CHOTÉN DISTRITO DE SAN JUAN		
PLANO:	Plano de Ubicación	N° PLANO 1
TESISTA:	Bach. Caruajulca Pérez Exer Walberto	
ASESOR:	Dr. Ing. Quispe Mamani Crispín Zenón	
ESCALA:	1/20 000	
FECHA:	Agosto de 2024	Datum: UTM WGS 84 Zona 17S



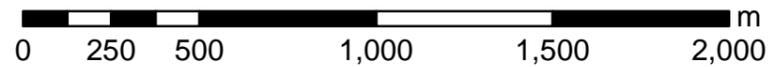
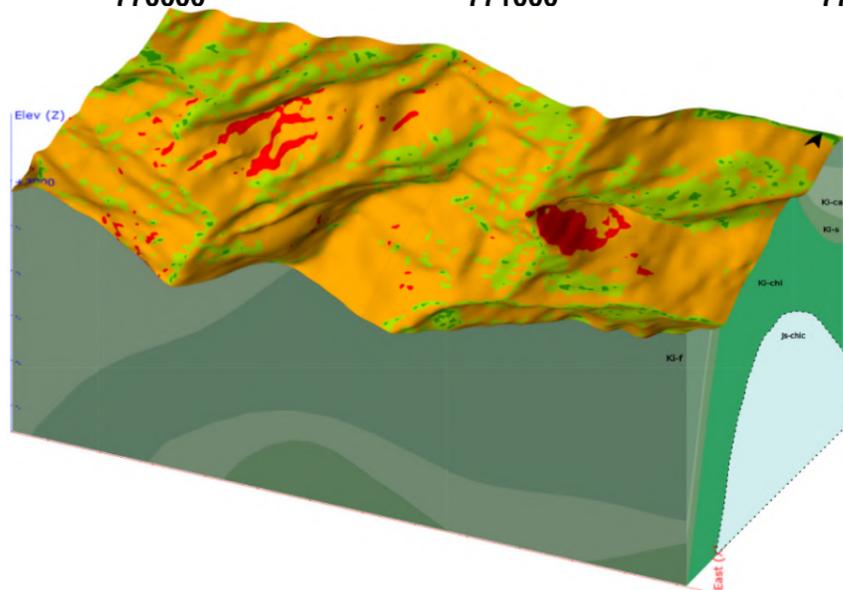
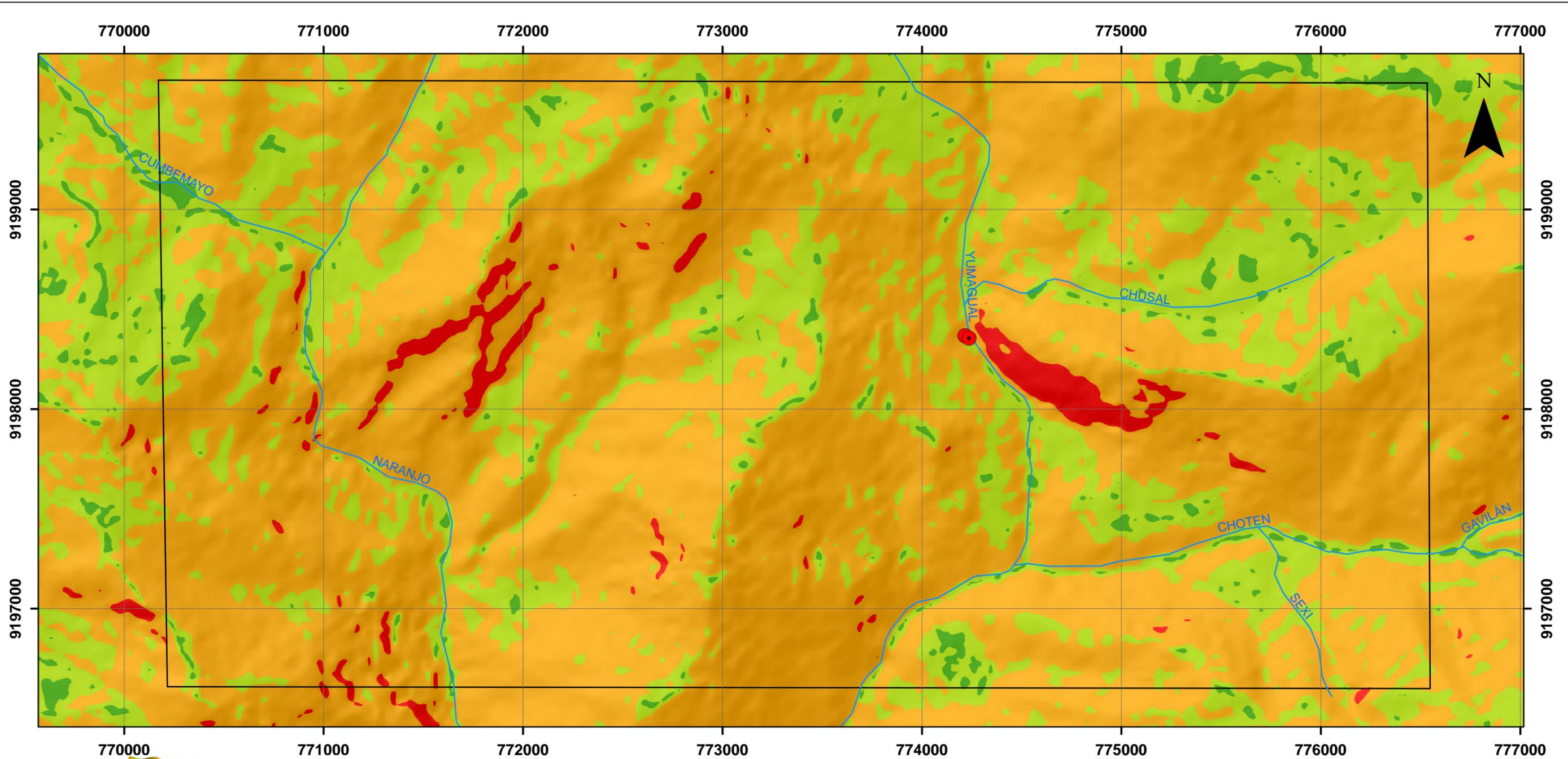
Altitudes m.s.n.m	
1750-2000	2500-2750
2000-2250	2750-3000
2250-2500	3000-3250
	3250-3500
	3500-3750

LEYENDA	
	Fuente Termal
	Curvas de Nivel
	Red Hidrográfica
	Área

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA
FACULTAD DE INGENIERÍA
Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SISTEMA GEOTÉRMICO DE YUMAGUAL EN EL CASERÍO DE CHOTÉN DISTRITO DE SAN JUAN

PLANO:	Geomorfológico Altitudinal	N° PLANO 2
TESISTA:	Bach. Caruajulca Pérez Exer Walberto	
ASESOR:	Dr. Ing. Quispe Mamani Crispín Zenón	
ESCALA:	1/20 000	
FECHA:	Agosto de 2024	Datum: UTM WGS 84 Zona 17S



Pendientes

-  0° - 8° Planicies
-  8° - 20° Lomas o colinas
-  20° - 50° Laderas
-  >50° Escarpas

LEYENDA

-  Fuente Termal
-  Red Hidrográfica
-  Área

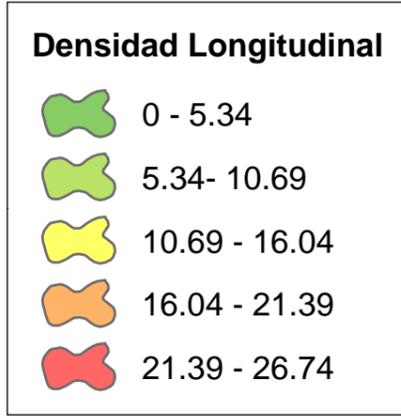
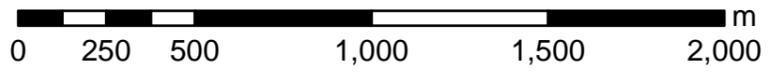
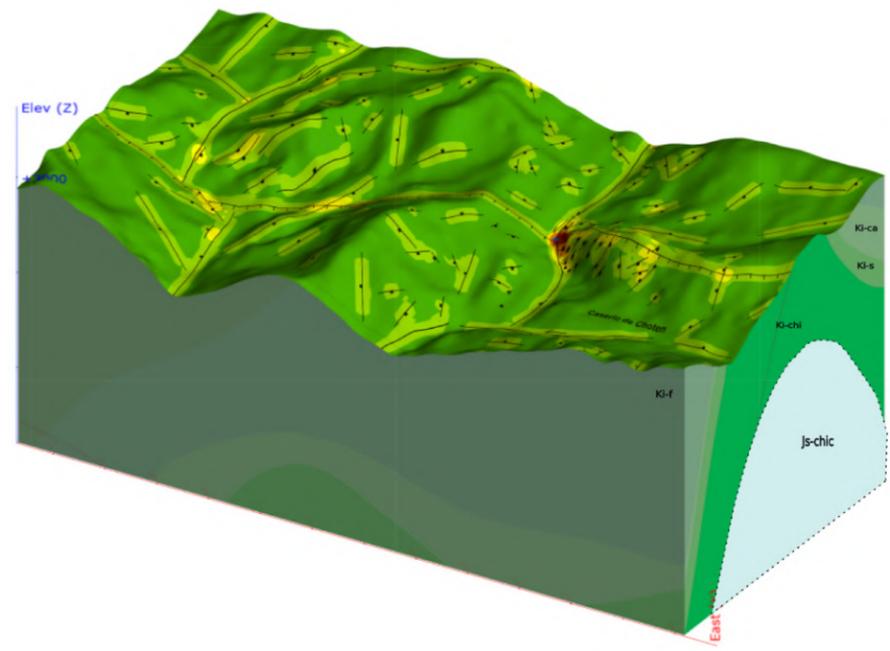
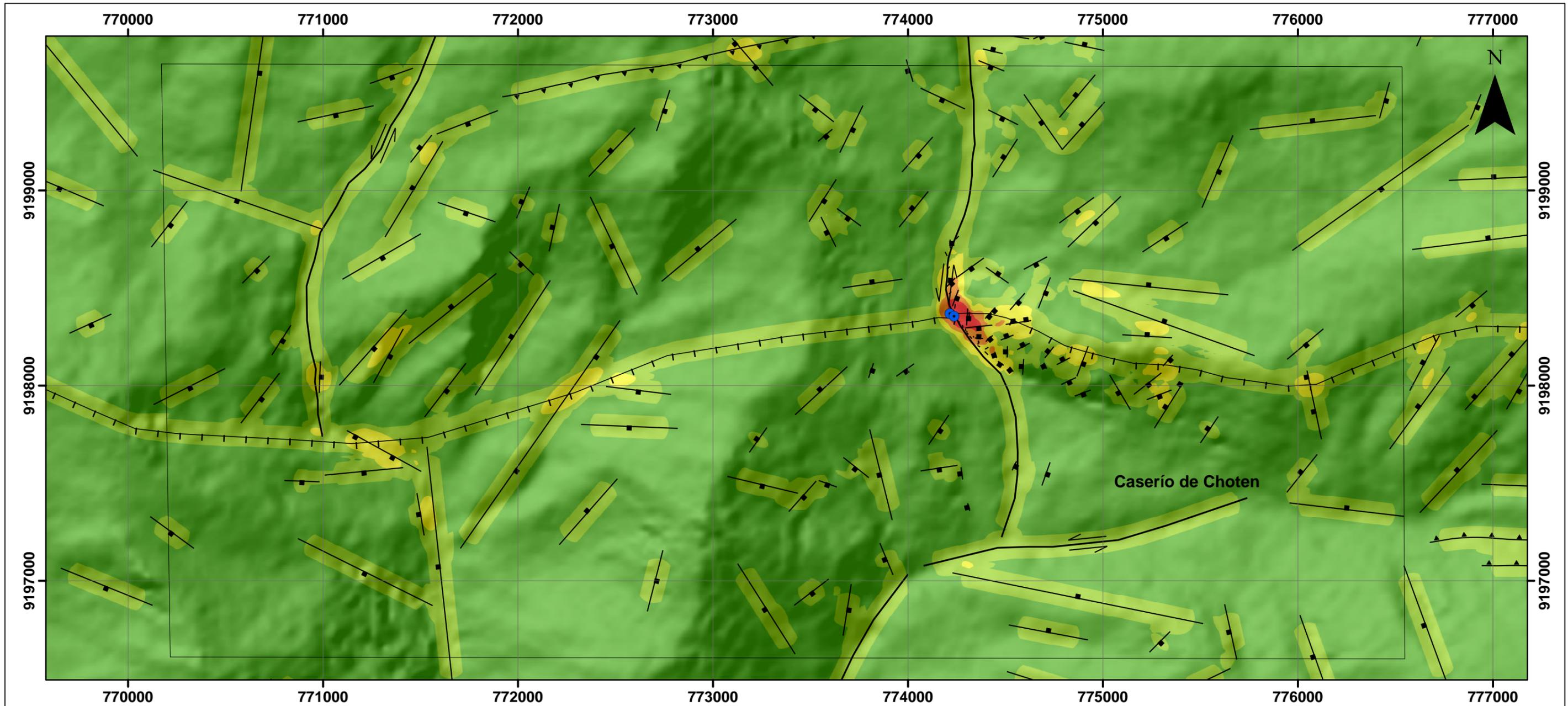


UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA
FACULTAD DE INGENIERÍA
Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica

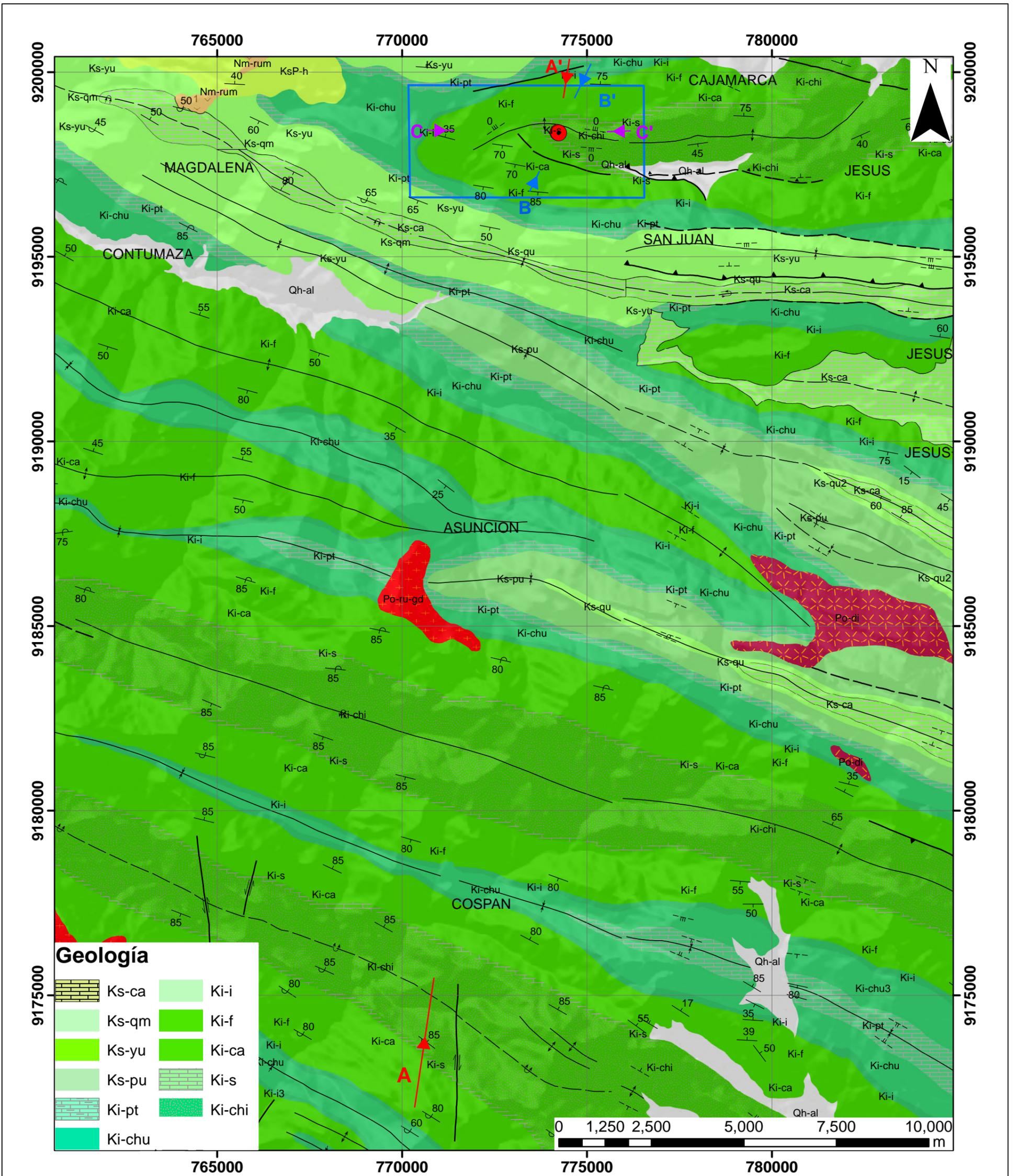


ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SISTEMA GEOTÉRMICO DE YUMAGUALL EN EL CASERÍO DE CHOTÉN DISTRITO DE SAN JUAN

PLANO:	Plano de Pendientes	N° PLANO 3
TESISTA:	Bach. Caruajulca Pérez Exer Walberto	
ASESOR:	Dr. Ing. Quispe Mamani Crispín Zenón	
ESCALA:	1/20 000	
FECHA:	Agosto de 2024	Datum: UTM WGS 84 Zona 17S



 UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica			
ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SISTEMA GEOTÉRMICO DE YUMAGUAL EN EL CASERÍO DE CHOTÉN DISTRITO DE SAN JUAN			
PLANO:	Densidad de Lineamientos Estructurales	N° PLANO 4	
TESISTA:	Bach. Caruajulca Pérez Exer Walberto		
ASESOR:	Dr. Ing. Quispe Mamani Crispín Zenón		
ESCALA:	1/20 000		
FECHA:	Agosto de 2024	Datum: UTM WGS 84 Zona 17S	



Geología

	Ks-ca		Ki-i
	Ks-qm		Ki-f
	Ks-yu		Ki-ca
	Ks-pu		Ki-s
	Ki-pt		Ki-chi
	Ki-chu		

Geología Estructural

	Anticlinical
	Anticlinical Volcado
	Sinclinal
	Sinclinal Volcado
	Falla Normal
	Falla Inversa
	Falla Dextral
	Falla Sinistral

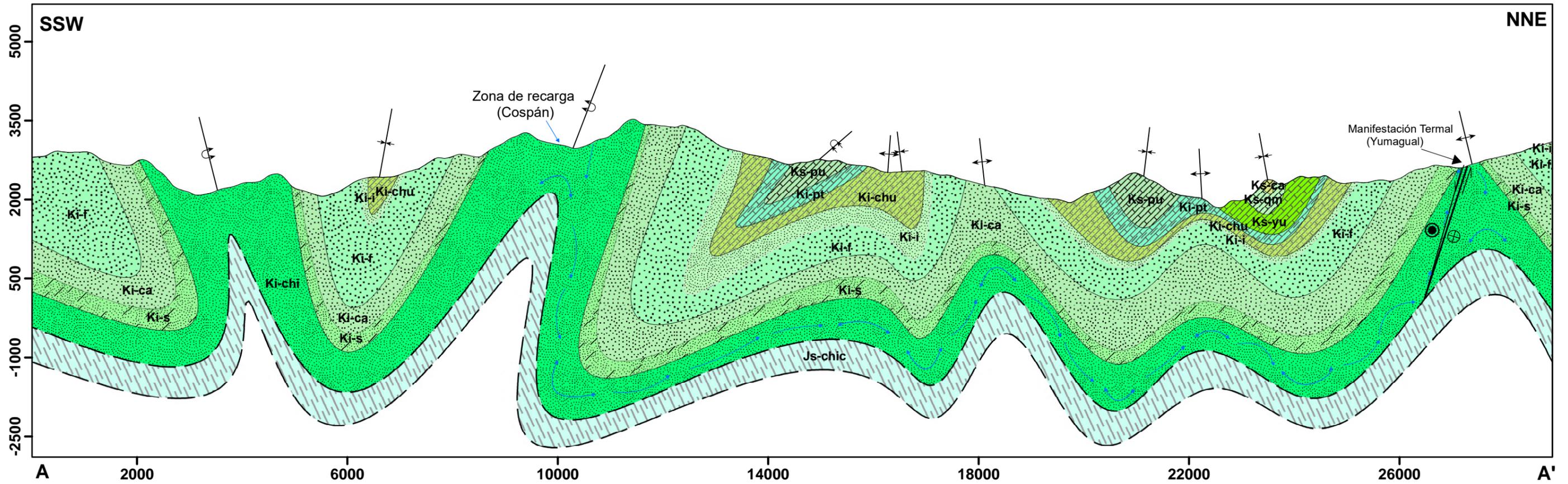
Leyenda

	Manifestación Termal
	Área de estudio
	Sección Geológica

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA
 FACULTAD DE INGENIERÍA
 Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SISTEMA GEOTÉRMICO DE YUMAGUAL EN EL CASERÍO DE CHOTÉN DISTRITO DE SAN JUAN

PLANO:	Mapa Geológico elaborado por INGEMMET a escala 1/50 000 (Hoja 15f-15g)	N° PLANO 5
TESISTA:	Bach. Caruajulca Pérez Exer Walberto	
ASESOR:	Dr. Ing. Quispe Mamani Crispín Zenón	
ESCALA:	1/100 000	
FECHA:	Agosto de 2024	
Datum: UTM WGS 84 Zona 17S		



Geología

- Ks-ca
- Ks-qm
- Ks-yu
- Ks-pu
- Ki-pt
- Ki-chu
- Ki-i
- Ki-f
- Ki-ca
- Ki-s
- Ki-chi
- Js-chic

Geología Estructural

- Anticlinal
- Anticlinal Volcado
- Sinclinal
- Sinclinal Volcado
- Falla Sinestral
- Falla Normal



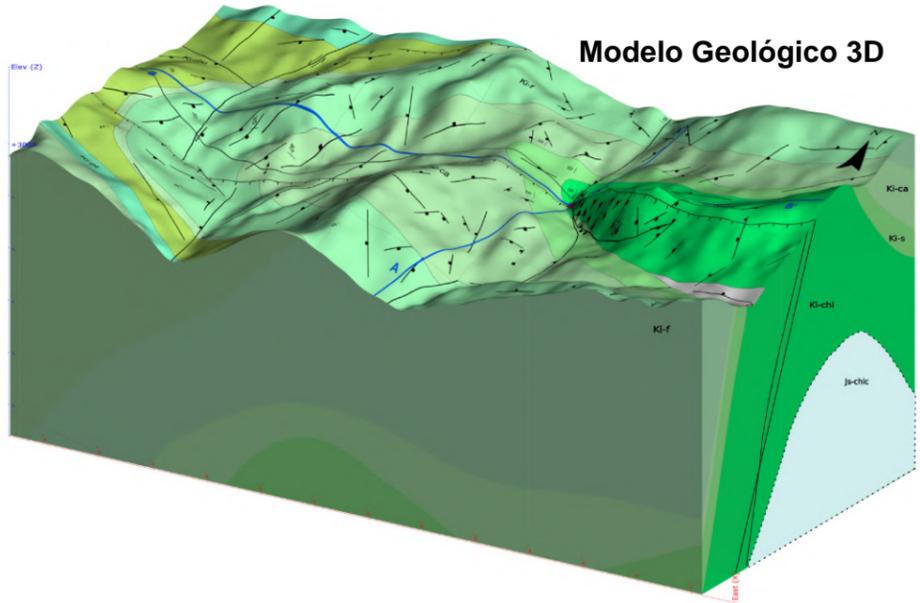
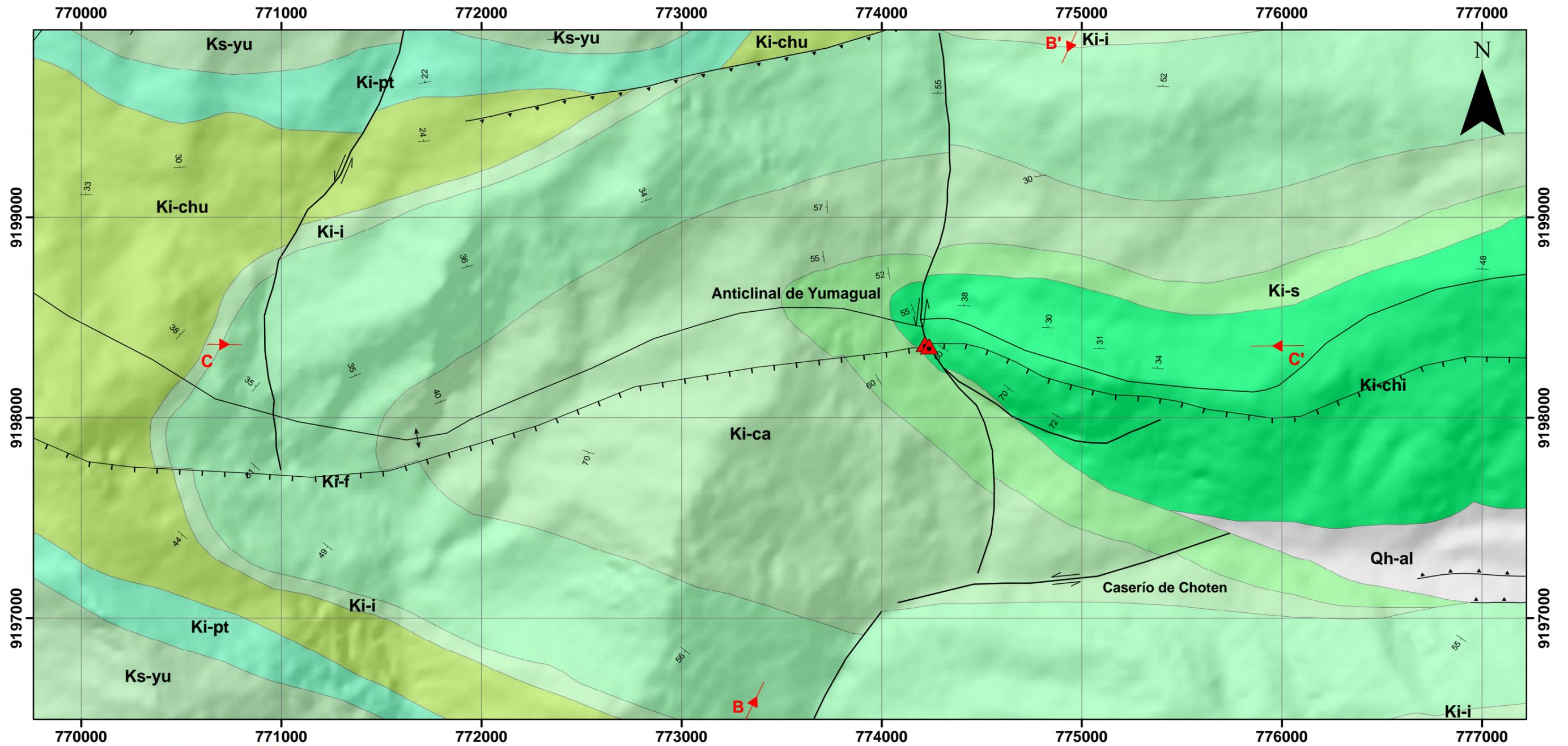
UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA
FACULTAD DE INGENIERÍA



Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SISTEMA GEOTÉRMICO DE YUMAGUAL EN
EL CASERÍO DE CHOTÉN DISTRITO DE SAN JUAN

PERFIL:	Corte Geológico A-A'		PERFIL A
TESISTA:	Bach. Caruajulca Pérez Exer Walberto		
ASESOR:	Dr. Ing. Quispe Mamani Crispín Zenón		
ESCALA:	1/75 000		
FECHA:	Agosto de 2024	Datum: UTM WGS 84 Zona 17S	



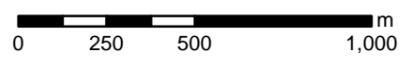
Modelo Geológico 3D

GEOLOGÍA

Qh-al
Ki-i
Ki-f
Ki-ca
Ki-s
Ki-chi

LEYENDA

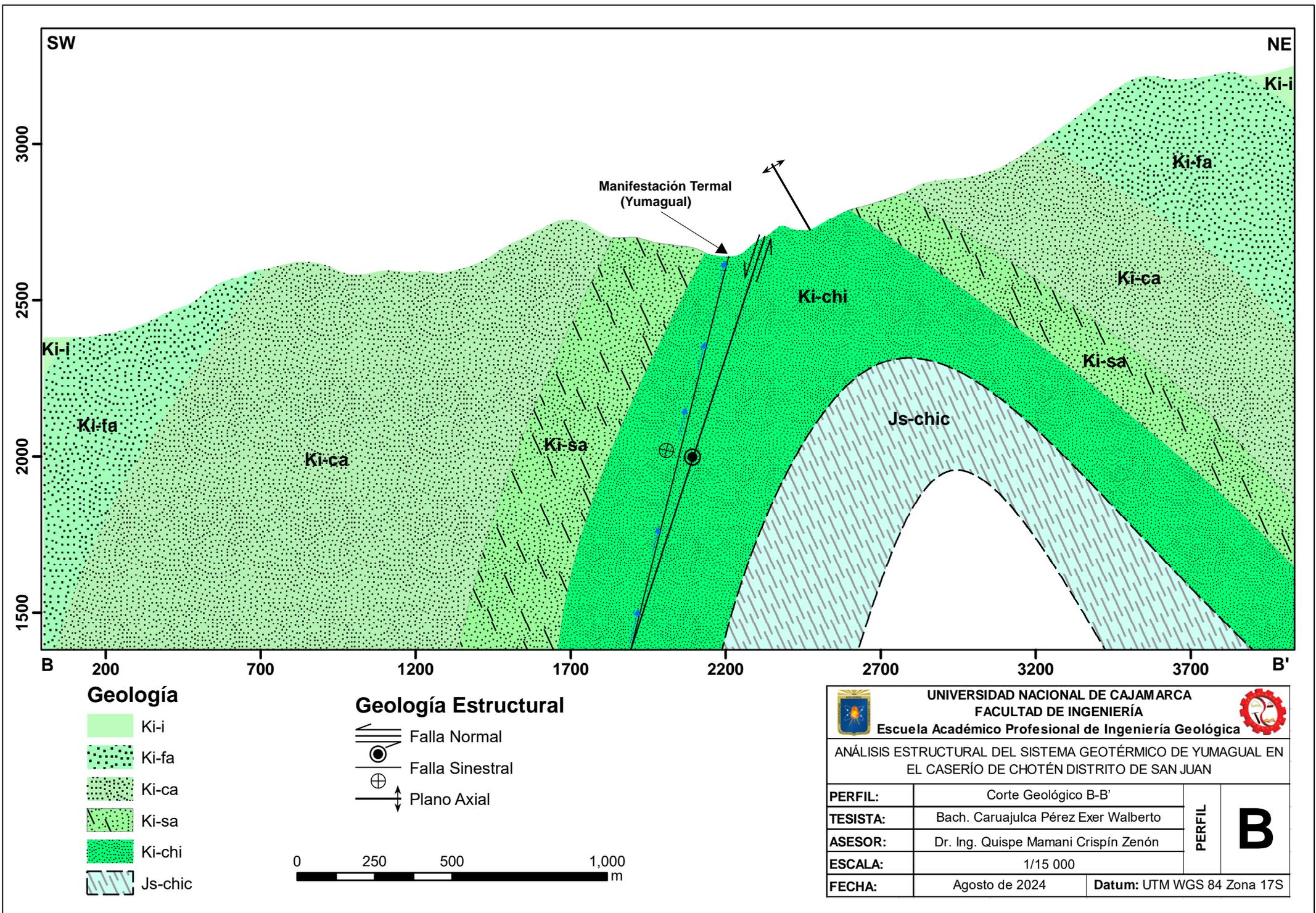
FALLAS	Pliegues
Falla	Anticlinal
Falla Inversa	Sinclinal
Falla Normal	Fuente Termal
Falla Sinistral	Sección

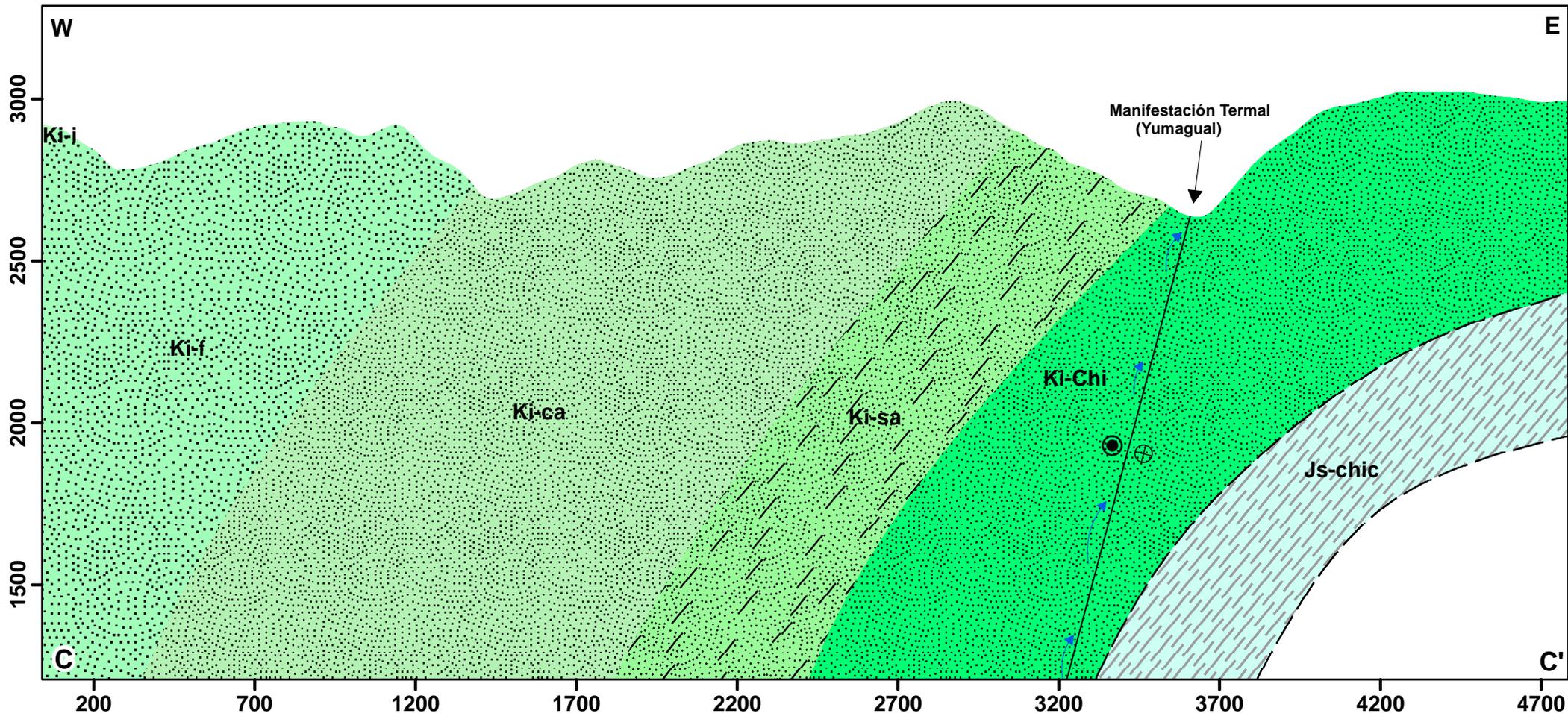


UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA
FACULTAD DE INGENIERÍA
Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SISTEMA GEOTÉRMICO DE YUMAGUAL EN EL CASERÍO DE CHOTÉN DISTRITO DE SAN JUAN

PLANO:	Geológico Estructural	N° PLANO 6
TESISTA:	Bach. Caruajulca Pérez Exer Walberto	
ASESOR:	Dr. Ing. Quispe Mamani Crispín Zenón	
ESCALA:	1/20 000	
FECHA:	Agosto de 2024	Datum: UTM WGS 84 Zona 17S





Geología

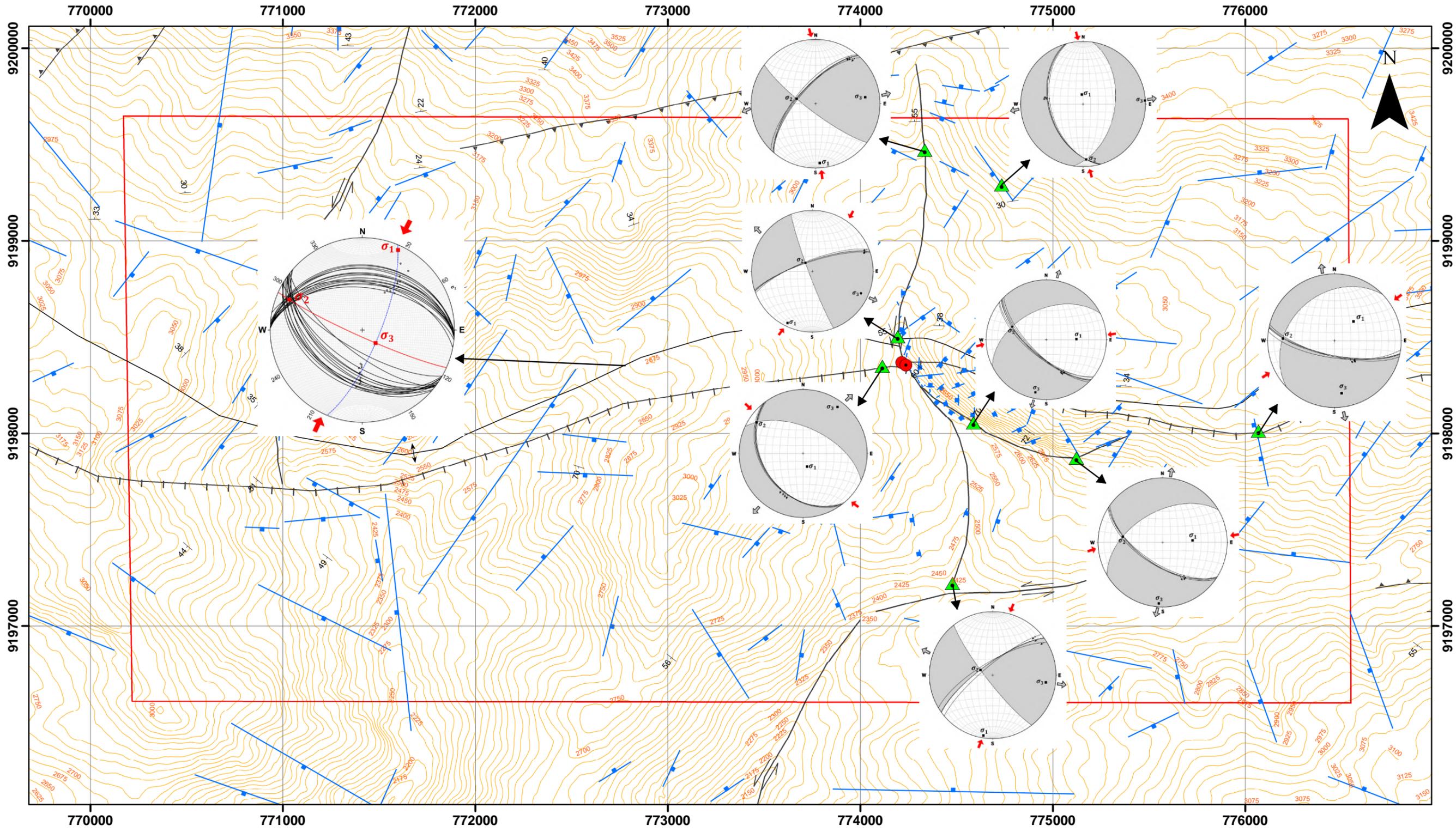
-  Ki-i
-  Ki-f
-  Ki-ca
-  Ki-sa
-  Ki-Chi
-  Js-chic

Fallas

-  Falla Sinistral



 UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica 			
ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SISTEMA GEOTÉRMICO DE YUMAGUAL EN EL CASERÍO DE CHOTÉN DISTRITO DE SAN JUAN			
PERFIL:	Corte Geológico C-C'	PERFIL C	
TESISTA:	Bach. Caruajulca Pérez Exer Walberto		
ASESOR:	Dr. Ing. Quispe Mamani Crispín Zenón		
ESCALA:	1/17 500		
FECHA:	Agosto de 2024	Datum: UTM WGS 84 Zona 17S	



LEYENDA

—	Falla	↕	Anticlinal	□	Área
↗↘	Falla Inversa	↘↗	Sinclinal	●	Fuente Termal
↔	Falla Normal	— —	Lineamientos	~	Curvas de Nivel
↔↔	Falla Sinistral	▲	Estaciones		Estratificación



↗	Dirección de compresión máxima (σ_1)	■ 1	Esfuerzo principal máximo (σ_1)
↖	Vector de deformación	■ 2	Esfuerzo principal Intermedio (σ_2)
		■ 3	Esfuerzo principal mínimo (σ_3)

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA
 FACULTAD DE INGENIERÍA
 Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SISTEMA GEOTÉRMICO DE YUMAGUAL EN EL CASERÍO DE CHOTÉN DISTRITO DE SAN JUAN

PLANO:	Estructural	N° PLANO 7
TESISTA:	Bach. Caruajulca Pérez Exer Walberto	
ASESOR:	Dr. Ing. Quispe Mamani Crispín Zenón	
ESCALA:	1/20 000	
FECHA:	Agosto de 2024	Datum: UTM WGS 84 Zona 17S

INFORME DE ENSAYO N° IE 0723601

DATOS DEL CLIENTE

Razon Social/Nombre **EXER WALBERTO CARUAJULCA PEREZ**
Dirección **Jr. Shudal S/N Cuadra 01 - Cajamarca**
Persona de contacto - Correo electrónico exercaruajulcaperez@gmail.com

DATOS DE LA MUESTRA

Fecha del Muestreo **08.07.23** Hora de Muestreo **12:00**
Responsable de la toma de muestra **Cliente** Plan de muestreo N° -
Procedimiento de Muestreo -
Tipo de Muestreo **Puntual**
Número de puntos de muestreo **01**
Ensayos solicitados **Fisicoquímicos**
Breve descripción del estado de la muestra **Las muestras cumplen con los requisitos de volumen, preservacion y conservación**
Referencia de la Muestra: **Centro Poblado Choten, San Juan, Cajamarca**

DATOS DE CONTROL DEL LABORATORIO

N° Contrato **SC-424** Cadena de Custodia **CC - 601 - 22**
Fecha y Hora de Recepción **10.07.23 11:00** Inicio de Ensayo **10.07.23 11:20**
Reporte Resultado **19.07.23 17:10**



Edder Miguel Neyra Jaico
Responsable de Laboratorio
CIP: 147028

Cajamarca, 19 de julio de 2023

INFORME DE ENSAYO N° IE 0723601

ENSAYOS			QUÍMICOS					
Código de la Muestra			Yamagual	-	-	-	-	-
Código Laboratorio			0723601-1	-	-	-	-	-
Matriz			Natural	-	-	-	-	-
Descripción			Superficial	-	-	-	-	-
Localización de la Muestra			N: 9198368 E: 774216	-	-	-	-	-
Parámetro	Unidad	LCM	Resultados de Metales Totales					
Plata (Ag)	mg/L	0.0190	<LCM	-	-	-	-	-
Aluminio (Al)	mg/L	0.0230	0.083	-	-	-	-	-
Arsénico (As)	mg/L	0.0050	<LCM	-	-	-	-	-
Boro (B)	mg/L	0.0260	<LCM	-	-	-	-	-
Bario (Ba)	mg/L	0.0040	0.006	-	-	-	-	-
Berilio (Be)	mg/L	0.0030	<LCM	-	-	-	-	-
Bismuto (Bi)	mg/L	0.0160	<LCM	-	-	-	-	-
Calcio (Ca)	mg/L	0.1240	10.60	-	-	-	-	-
Cadmio (Cd)	mg/L	0.0020	<LCM	-	-	-	-	-
Cerio (Ce)	mg/L	0.0040	<LCM	-	-	-	-	-
Cobalto (Co)	mg/L	0.0020	<LCM	-	-	-	-	-
Cromo (Cr)	mg/L	0.0030	<LCM	-	-	-	-	-
Cobre (Cu)	mg/L	0.0180	<LCM	-	-	-	-	-
Hierro (Fe)	mg/L	0.0230	0.096	-	-	-	-	-
Potasio (K)	mg/L	0.0510	1.071	-	-	-	-	-
Litio (Li)	mg/L	0.0050	<LCM	-	-	-	-	-
Magnesio (Mg)	mg/L	0.0190	0.843	-	-	-	-	-
Manganeso (Mn)	mg/L	0.0030	<LCM	-	-	-	-	-
Molibdeno (Mo)	mg/L	0.0020	<LCM	-	-	-	-	-
Sodio (Na)	mg/L	0.0260	12.26	-	-	-	-	-
Niquel (Ni)	mg/L	0.0060	<LCM	-	-	-	-	-
Fósforo (P)	mg/L	0.0240	<LCM	-	-	-	-	-
Plomo (Pb)	mg/L	0.0040	<LCM	-	-	-	-	-
Azufre (S)	mg/L	0.0910	1.237	-	-	-	-	-
Antimonio (Sb)	mg/L	0.0050	<LCM	-	-	-	-	-
Selenio (Se)	mg/L	0.0070	<LCM	-	-	-	-	-
Silicio (Si)	mg/L	0.1040	3.069	-	-	-	-	-
Estaño (Sn)	mg/L	0.0070	<LCM	-	-	-	-	-
Estroncio (Sr)	mg/L	0.0030	0.039	-	-	-	-	-
Titanio (Ti)	mg/L	0.0040	<LCM	-	-	-	-	-
Talio (Tl)	mg/L	0.0030	<LCM	-	-	-	-	-
Uranio (U)	mg/L	0.0040	<LCM	-	-	-	-	-
Vanadio (V)	mg/L	0.0040	<LCM	-	-	-	-	-
Zinc (Zn)	mg/L	0.0180	<LCM	-	-	-	-	-
Sílice (SiO ₂)	mg/L	0.2225	39.45	-	-	-	-	-
Mercurio (Hg)	mg/L	0.0002	<LCM	-	-	-	-	-

Cajamarca, 19 de julio de 2023



INFORME DE ENSAYO N° IE 0723601

ENSAYOS			FISICOQUÍMICOS					
Código de la Muestra			Yamagual	-	-	-	-	-
Código Laboratorio			0723601-1	-	-	-	-	-
Matriz			Natural	-	-	-	-	-
Descripción			Superficial	-	-	-	-	-
Localización de la Muestra			N: 9198368 E: 774216	-	-	-	-	-
Parámetro	Unidad	LCM	Resultados					
Fluoruro (F ⁻)	mg/L	0.0380	<LCM	-	-	-	-	-
Cloruro (Cl ⁻)	mg/L	0.0650	6.182	-	-	-	-	-
Nitrito (NO ₂ ⁻)	mg/L	0.0500	<LCM	-	-	-	-	-
Bromuro (Br ⁻)	mg/L	0.0350	<LCM	-	-	-	-	-
Nitrato (NO ₃ ⁻)	mg/L	0.0640	0.961	-	-	-	-	-
Sulfato (SO ₄ ⁼)	mg/L	0.0700	3.35	-	-	-	-	-
Fosfato (PO ₄ ⁼)	mg/L	0.0320	<LCM	-	-	-	-	-
Alcalinidad Total (CaCO ₃)	mg CaCO ₃ /L	0.8500	29.08	-	-	-	-	-
Carbonatos (CO ₃ =)	mg CaCO ₃ /L	0.8500	<LCM	-	-	-	-	-
Bicarbonatos (HCO ₃ -)	mg CaCO ₃ /L	0.8500	29.08	-	-	-	-	-

Leyenda: LCM: Límite de Cuantificación del Método, valor <LCM significa que la concentración del analito es mínima (trazas)

Ensayo	Unidad	Método de Ensayo Utilizado
Metales Disueltos y Totales por ICP-OES (Ag, Al, As, B, Ba, Be, Bi, Ca, Ce, Cd, Co, Cu, Cr, Fe, Hg, K, Li, Na, Mg, Mn, Mo, Ni, P, Pb, S, Sb, Se, Si, SiO ₂ , Sn, Sr, Ti, Tl, U, V, Zn)	mg/L	EPA Method 200.7 Rev. 4.4, 1994. (Validado) 2020. Determination of Metals and Trace Elements in Water and Wastes by Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry
Mercurio por AAS-CV	mg/L	EPA 245.1. Rev 3.0. 1994. (Validado) 2014. Determination of mercury in water by cold vapor atomic absorption spectrometry
Aniones (Fluoruro, Cloruro, Nitrito, Bromuro, Sulfato, Nitrato, Fosfato, N-NO ₂ , N-NO ₃ , P-PO ₄ , N-NO ₂ +N-NO ₃)	mg/L	EPA Method 300.1 Rev. 1.0 1997 (VALIDADO) 2017. Determination of Inorganic Anions in Drinking Water by Ion Chromatography.
Alcalinidad Total (CaCO ₃)	mg/L	SMEWW-APHA-AWWA-WEF Part 2320 B, 23rd Ed. 2017: Alkalinity. Titration Method.
Carbonatos (CO ₃ =)	mg/L	SMEWW-APHA-AWWA-WEF Part 2320 B, 23rd Ed. 2017: Alkalinity. Titration Method.
Bicarbonatos (HCO ₃ -)	mg/L	SMEWW-APHA-AWWA-WEF Part 2320 B, 23rd Ed. 2017: Alkalinity. Titration Method.

NOTAS FINALES

(*) Los resultados obtenidos corresponden a métodos y/o matriz que no han sido acreditados por el INACAL - DA.

(*) Los Resultados son referenciales, no cumplen los requisitos de volumen, tiempo, preservación o conservación estipulado por el método, por lo tanto no se encuentra dentro del alcance de acreditación.

✓ Los resultados indicados en este informe concierne única y exclusivamente a las muestras recibidas y sometidas a ensayo o realizadas en campo por el Laboratorio Regional del Agua . Cuando la toma de muestra lo realiza el cliente los resultados aplican a las muestras como son recibidas.

✓ La reproducción parcial de este informe no está permitida sin la autorización por escrito del Laboratorio Regional del Agua. Este informe no será válido si presenta tachaduras o enmiendas.

✓ Las muestras sobre los que se realicen los ensayos se conservaran en Laboratorio Regional del Agua de acuerdo al tiempo de perecibilidad que indica el método de ensayo y por un tiempo máximo de 10 días luego de la emisión de la informe de ensayo; luego serán eliminadas salvo pedido expreso del cliente.

✓ Este documento al ser emitido sin el símbolo de acreditación, no se encuentra dentro del marco de la acreditacion otorgada por INACAL-DA.

✓ Se prohíbe el uso del símbolo de acreditación o la declaración de condición de acreditado emitida en este informe, por parte del cliente.

✓ (1) Se corrigió la descripción de las muestras, debido a un error de tipeo.

"Fin del documento"



Código del Formato: P-23-F01 Rev: N°02 Fecha : 03/07/2020

Cajamarca, 19 de julio de 2023