TESIS DE LA UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA
2025
298

Victor Suarez Monfort

Mineralizaciones estratiformes de hematites del Cámbrico Inferior en el área del Moncayo: ¿Un nuevo tipo de yacimiento? VERSIÓN CORREGIDA

Director/es
Fanlo González, María Isabel

http://zaguan.unizar.es/collection/Tesis

ISSN 2254-7606

Prensas de la Universidad
Universidad Zaragoza

Universidad de Zaragoza
Servicio de Publicaciones

ISSN 2254-7606



Universidad Zaragoza
1542

Tesis Doctoral

MINERALIZACIONES ESTRATIFORMES DE HEMATITES DEL CÁMBRICO INFERIOR EN EL ÁREA DEL MONCAYO: ¿UN NUEVO TIPO DE YACIMIENTO?
VERSIÓN CORREGIDA

Autor

Victor Suarez Monfort

Director/es

Fanlo González, María Isabel

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA
Escuela de Doctorado

Programa de Doctorado en Geología

2025

Repositorio de la Universidad de Zaragoza – Zaguan http://zaguan.unizar.es

Universidad Zaragoza
1542

Tesis Doctoral

Mineralizaciones estratiformes de hematites del Cámbrico Inferior en el área del Moncayo: ¿Un nuevo tipo de yacimiento?

Autor

Víctor Suárez Monfort

Director/es

María Isabel Fanlo González
Ignacio Ernesto Subías Pérez

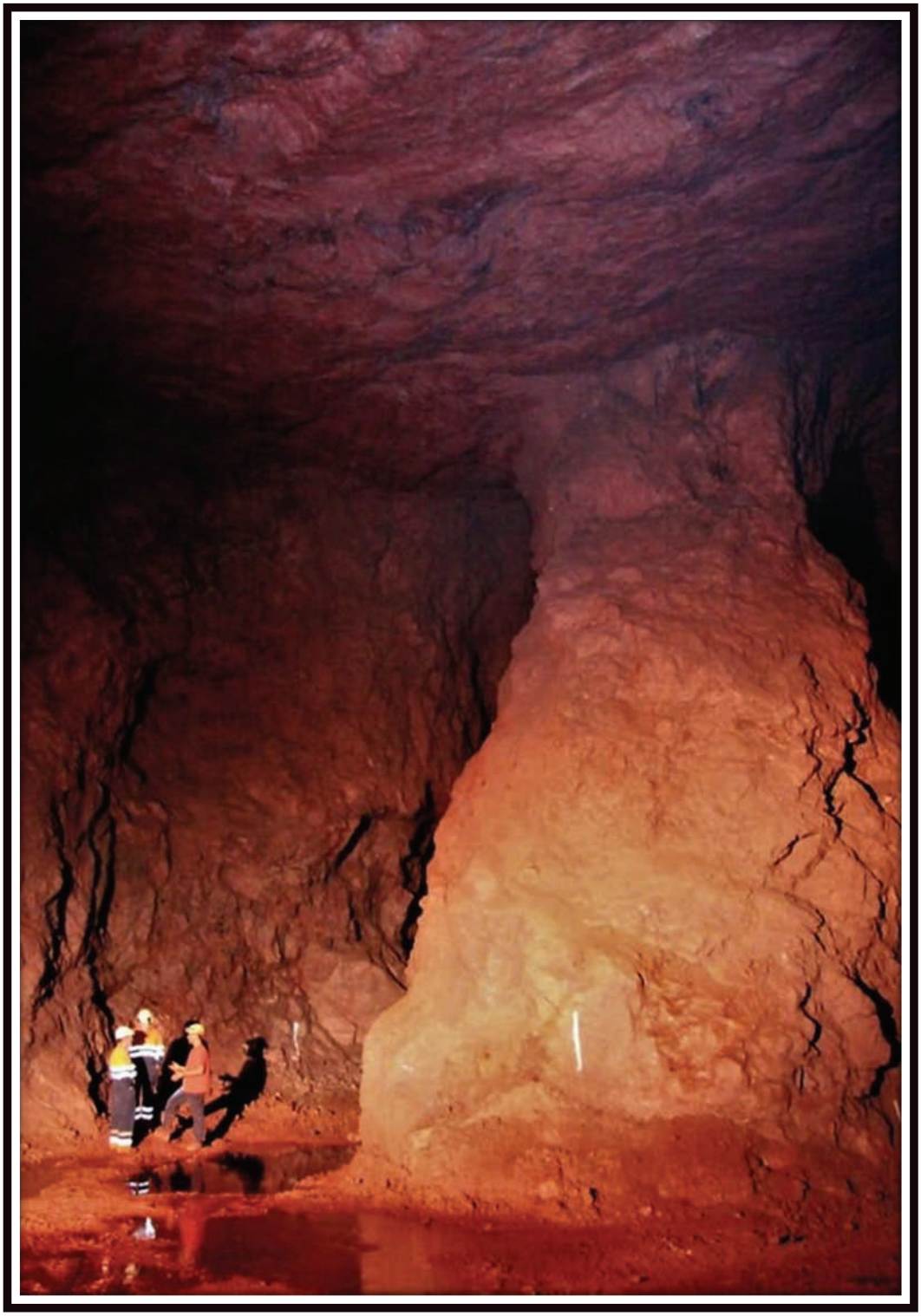
Facultad de Ciencias
2025

Repositorio de la Universidad de Zaragoza – Zaguan http://zaguan.unizar.es

Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón
Universidad Zaragoza

Departamento de Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza

Mineralizaciones estratiformes de hematites del Cámbrico Inferior en el área del Moncayo: ¿Un nuevo tipo de yacimiento?



Víctor Suárez Monfort

2025

Mineralizaciones estratiformes de hematites del Cámbrico Inferior en el área del Moncayo: ¿Un nuevo tipo de yacimiento?

Memoria de tesis doctoral presentada por

Víctor Suárez Monfort

Bajo la dirección de los Doctores

María Isabel Fanlo González

Ignacio Ernesto Subías Pérez

Universidad Zaragoza
1542

Facultad de Ciencias
Universidad Zaragoza

Agradecimientos

"*Lasciate ogni speranza, voi ch'entrate*" / "*Abandonad toda esperanza, los que entráis*".

La primera vez que me adentré en la mina "Santa Rosa", me imaginé lo que debían sentir las desdichadas almas que atravesaban las puertas del infierno que Dante Alighieri imaginó en su Divina Comedia. Y… lo cierto es que durante mucho tiempo, intentar desentrañar la estructura de ese yacimiento y predecir las geometrías de la mineralización para poder planificar una explotación minera se sentía como un castigo propio de alguno de los círculos del averno. Sin embargo, aquellos cambios abruptos de espesor de los materiales, la inmensa cantidad de fallas ("*más que en Valencia*", que decía mi compañero Antonio López), las particularidades de la mineralización… Todo en su conjunto tenía un "algo" especial, constituyendo un enigma para el que nadie tenía una respuesta.

Henri Poincaré, en su obra *La Valeur de la Science* (1904), escribía que "*El hombre de ciencia no estudia la naturaleza porque sea útil; la estudia porque encuentra placer, y encuentra placer porque es bella. Si la naturaleza no fuera bella, no valdría la pena conocerla, ni valdría la pena vivir la vida*". Esta frase, que desde mis primeros años de carrera me ha marcado profundamente, venía a mi mente mientras intentaba descifrar aquel intrincado complejo geológico llamado "Santa Rosa". E intentar resolver el enigma se convirtió en una mezcla de diversión y de locura, de disfrute y de tortura… todo al mismo tiempo. Fueron años de caos y desesperación, de esfuerzos increíbles y aparentemente inútiles. "Santa Rosa" seguía resistiéndose a que alguien la interpretara del mismo modo que la aldea de aquellos irreductibles galos se resistía a los invasores romanos. Un titán todopoderoso e invencible que los simples mortales no pueden ni tan siquiera soñar con derrotar.

Sin embargo, como con todo en esta vida, aquella caótica etapa quedó atrás. No hay peor enemigo ni mejor aliado que el tiempo. Después de lo que ahora parece una eternidad, mi tormento amainó, rescatándome del precipicio de la locura. "Santa Rosa" ya no es un titán invencible, es, "tan sólo", un yacimiento complejo.

A la hora de escribir estas líneas, y con la memoria ya finalizada, pienso en todo lo vivido: en lo bueno…, y también en lo malo. Ese conjunto de experiencias vitales me ha calado tan hondo en el corazón, en el alma, que sé que siempre lo llevaré conmigo. Han sido unos años muy duros –quienes me conocen lo saben bien–, donde la vida me ha puesto constantemente a prueba y mi "*Show de Truman*" particular pareciera conspirar para impedir que esta tesis doctoral llegase a buen puerto. Sin embargo, aquí estamos. He logrado llegar hasta el final de esta aventura, pero, sin duda alguna, no lo habría logrado sin la ayuda de innumerables personas. Esta memoria no es, pues, solo una obra mía, sino que es fruto de la contribución de decenas, o quizás cientos, de personas, que han aportado (a veces sin saberlo) su granito de arena.

No puedo citar aquí a toda esa buena gente, pues sería una tarea imposible. No ya por mi mala cabeza, sino porque esta experiencia de largo recorrido ha sido aún más intensa y duradera de lo esperado. Sin embargo, y aunque la mayoría de esas personas no aparezcan citadas de forma explícita aquí, quiero que sepan que siempre las llevaré conmigo. No obstante, ya sea por su contribución (directa o indirecta) en la elaboración de esta memoria, por su ayuda en lo personal, o por ambas cuestiones al mismo tiempo, quiero destacar y agradecer por sobre los demás:

A mi primer Director de Tesis, el Dr. Ignacio Ernesto Subías Pérez ("Natxo"), que en paz descanse, por su increíble apoyo tanto en lo personal como lo profesional, desde que lo conocí durante la carrera y hasta el final de sus días. Soy incapaz de recordar la cantidad de veces que me ayudó, sin pedir nunca nada a cambio y sin tener ningún tipo de responsabilidad en el asunto. Fue por eso que, cuando surgió la oportunidad de llevar a cabo esta Tesis Doctoral con él, no lo dudé ni por un instante. Su pérdida fue un duro mazazo, pues Natxo no solo era un Director, un Maestro, sino que para mí también era un Amigo. Agradezco infinitamente a la vida por haberme permitido coincidir en el tiempo y el espacio con él, y sé que de todos nosotros, él es quien más habría querido ver los resultados obtenidos en esta memoria, pues el enigma de "Santa Rosa" y "La Potente" era para él la punta del iceberg del misterio de los yacimientos de hematites del Moncayo.

A mi actual Directora de Tesis, la Dra. María Isabel Fanlo González ("Isa"), que desde el primer día de mis andanzas con "Natxo" en esta aventura tragicómica, colaboró de forma activa en ella. Le agradezco enormemente haber asumido la inmensa carga que ha supuesto la dirección de esta Tesis Doctoral, su apoyo y su ayuda constantes, su comprensión hacia mi situación personal y, sobre todo, su paciencia. Su infinita paciencia. También le agradezco, y eso no lo olvidaré nunca, su

pequeño tirón de orejas cuando estaba a punto de desfallecer y abandonar; no sólo no lo olvidaré nunca, sino que, en esencia, la finalización de esta memoria es resultado de aquel evento… ¡Gracias, Isa! ¡Por todo!

Al Dr. Rodolfo Gozalo Gutiérrez, de la Universitat de València, y al Dr. Eladio Liñán Guijarro, de la Universidad de Zaragoza, por su inestimable ayuda en el reconocimiento de las unidades cámbricas y su entera disponibilidad para la resolución de dudas y preguntas (que no fueron precisamente pocas).

A D. Cecilio Quesada Ochoa, del Instituto Geológico y Minero de España, por su inefable ayuda a la hora de empezar a desentrañar la tectónica de la zona de estudio, tanto en el campo como dentro de las labores subterráneas de "Santa Rosa".

A los Drs. Andrés Gil Imaz y Carlos Luis Liesa Carrera, de la Universidad de Zaragoza, por iluminarme cuando el poderío de la tectónica abrumaba mi mente, estando siempre más que dispuestos a discutir conmigo y ayudarme a descifrarla.

Al Dr. Pablo Calvín Ballester, del Instituto Geológico y Minero de España, por todos sus consejos en la redacción del capítulo de la estructura del yacimiento.

Al Dr. Francisco Velasco Roldán, de la Universidad del País Vasco, por su colaboración a la hora de intentar explicar los procesos implicados en la formación de algunas de las peculiares texturas biogénicas halladas en la mineralización de hematites, así como por sus diversas propuestas de génesis del yacimiento.

A la Dra. María Concepción Arenas Abad, de la Universidad de Zaragoza, por su ayuda y por el material bibliográfico prestado para intentar poner nombre a algunos de los microbialitos hallados en el yacimiento.

A mi amiga y, durante varios años, compañera de trabajo, Dune Indra Prat Barberán, de PROMINDSA, por aguantarme en mi desesperación a la salida de la mina y ayudarme con el estudio geoquímico previo que me permitió realizar el primer cribado de muestras.

A mi amigo y compañero Gaizka Vitorica Lucas, de PROMINDSA, por las interminables horas de campo (tanto en superficie como subterráneas), de discusiones y de esquemas, ayudándome a descifrar la geología del yacimiento, y por sus dibujos y figuras. ¡Gracias, Gaizka!

A Antonio López Ciriano, de PROMINDSA, por sus anotaciones y aportaciones a la historia de la mina "Santa Rosa".

A mi familia, pero sobre todo a mi hermana, Marta, y a mis padres, porque ellos han sufrido (sin quejarse) más que nadie mi desesperación, mi frustración y mi dolor, y, casi peor aún: han soportado mis gritos de alegría. ¡Gracias por todo!

A todos mis amigos y amigas, por comprender que para sacar adelante un proyecto del tal magnitud hay que hacer enormes sacrificios (no hay sacrificio más grande que el propio tiempo) y que uno no puede tener la disponibilidad que quisiera. Destaco aquí, y sobre el resto:

-A Oier Suárez, que desde el primer día, y pese a la distancia, ha estado siempre ahí, dándome ánimos y escuchando mis lamentos (que no han sido pocos) casi a diario.

-A Inés Domper, que sin darse cuenta de la magnitud de sus palabras, consiguió que pudiera seguir adelante.

-A María Lázaro, por estar ahí siempre y por ayudarme a ser el geólogo encargado de la planificación minera de "Santa Rosa".

-A Aitana Caro, Cristian Morillas y Miguel Nogueras, mis compañeros de andanzas, a los que he torturado psicológicamente por activa y por pasiva, fin de semana va, fin de semana viene.

Para finalizar, quiero agradecer también que esta investigación ha sido parcialmente soportada por los proyectos RT2018-099157-A-100 y PID2022-1387680B-100.

A todos, muchas gracias.

Resumen

En las inmediaciones del Moncayo existen multitud de yacimientos de hematites de alta ley que arman en el Cámbrico Inferior, en el tránsito entre las Fms. Jalón y Ribota (Ovetiense–Marianiense). El único de estos yacimientos que continúa siendo explotado actualmente es la mina "Santa Rosa" (provincia de Zaragoza), que por sus características únicas ha sido la mina de hematites más importante del área del Moncayo. La mineralización consiste en varios niveles de espesor métrico, con aspecto (en muestra de mano) masivo y presencia de hematites botroidal ligado a zonas de falla. Su composición media aproximada es de >80% de hematites, <15% de dolomita y <5% de cuarzo.

Estructuralmente hablando, la mina se ubica en el núcleo paleozoico de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en la Unidad de Mesones, entre el cabalgamiento hercínico de Datos y la falla tardihercínica de Jarque, ambos de dirección ibérica (NW-SE). Toda la serie cámbrica del yacimiento tiene un buzamiento medio de 22° NW, emplazándose en el flanco occidental de un anticlinal hercínico de dirección NNW. La complejidad estructural del yacimiento está definida por: (1) fracturas y fallas (normales, inversas, transformantes), que generan una estructura de *horst* y *graben*; (2) variaciones de espesor y desapariciones locales de las capas; (3) cambios laterales y verticales de facies; (4) superposición de una tectónica varisca sobre una tectónica sinsedimentaria; (5) límite entre los materiales de ambas formaciones mal definido; y (6) no hay un acuerdo claro en la posición de la mineralización dentro de la serie estratigráfica.

Para abordar el estudio de este yacimiento se ha llevado a cabo una modelización detallada en 3D de la estructura mediante *software* minero y GIS, reconociéndose una geometría de cuenca de *rift*, en la que todos los contactos estratigráficos se habrían tectonizado durante la orogenia varisca. Por sus características, se ha definido una zona mineralizada principal (ZM) que, hacia el N, se divide en dos debido a una aparente rampa de cabalgamiento: la zona mineralizada superior (ZMS) y la inferior (ZMI), ambas subparalelas entre sí.

En la hematites de la ZMI y de la ZM se han reconocido texturas biogénicas (microbialitos en su mayoría), ausentes en los materiales encajantes y en la ZMS (que se presenta más recristalizada); estas texturas tienen tamaños micrométricos y están preservadas con gran detalle, lo que sugiere que la fase precursora a la hematites pudiera ser la ferrihidrita, que se habría formado por la actividad metabólica de microorganismos. El estudio geoquímico llevado a cabo indica que esta ferrihidrita se habría originado en unas condiciones redox subóxicas-anóxicas, propias de una OMZ (zona de mínimo oxígeno), con una cierta influencia hidrotermal. El estudio isotópico de $\delta^{18}O$ sugiere que la temperatura de dichos fluidos hidrotermales sería > 200 °C.

El conjunto de todas las características estratigráficas, estructurales, mineralógicas, texturales, geoquímicas y formacionales de "Santa Rosa" (únicas en conjunto), ha permitido definir un nuevo tipo de yacimiento.

Índice de contenido

Capítulo I – Introducción y objetivos **1**

1.1.- Introducción 3
1.1.1.- Las mineralizaciones del Moncayo 3
1.1.2.- PROMINDSA 5
1.2.- Objetivos 5
1.3.- Organización de la memoria 7

Capítulo II – La mina "Santa Rosa" **9**

2.1.- Situación geográfica 11
2.2.- Historia de la mina "Santa Rosa" 12
2.2.1.- Minería celtibérica y romana 12
2.2.2.- Edad contemporánea: la historia de "Santa Rosa" 15
2.3.- Estructura de las labores de la mina "Santa Rosa" 29
2.3.1.- Sector [1000]: Parte Superior (PS) 29
2.3.2.- Sector [2000]: Parte Media (PM) 38
2.3.3.- Sector [3000]: Parte Inferior Alta (PIA) 43
2.3.4.- Sector [4000]: Parte Inferior Baja (PIB) 45

Capítulo III – Geología regional y antecedentes **49**

3.1.- Contexto geológico y estratigráfico 51
3.1.1.- Situación geológica del Sistema Ibérico 51
3.1.2.- Correlación entre las Cadenas Ibéricas y el Macizo Ibérico 56
3.1.3.- El Cámbrico Inferior y Medio en la Unidad de Mesones 57
3.1.3.1.- El Litosoma Clástico Inferior 58
3.1.3.2.- El Litosoma Carbonatado 60
3.1.4.- Estructura y tectónica en la Unidad de Mesones 62
3.1.5.- Evolución tectónica de la zona de estudio 64
3.1.6.- Mineralizaciones de hierro en la zona del Moncayo 66
3.1.6.1.- Criaderos importantes (más de 500 000 t) 66
3.1.6.1.1.- Minas de Borobia *66*
3.1.6.1.2.- Minas de Ólvega *67*
3.1.6.1.3.- Minas de Tierga *69*
3.1.6.1.4.- Características principales de los yacimientos de más de 500 000 t *70*
3.1.6.2.- Criaderos secundarios (menos de 500 000 t) 71
3.2.- Contexto paleogeográfico 71
3.2.1.- Gondwana 71
3.2.2.- Paleogeografía de la Unidad de Mesones 73
3.2.3.- Condiciones paleoclimáticas y bioeventos del Cámbrico Inferior 76
3.3.- Antecedentes de investigación en la zona de estudio 80

Capítulo IV – Metodología **83**

4.1.- Trabajo de campo y modelización: labores de interior 85
4.1.1.- Primeros modelos de la mina "Santa Rosa" 85
4.1.2.- Topografiando la mina "Santa Rosa" 88
4.1.3.- Geología de exploración y cartografía geológica de interior 92
4.1.4.- Campaña de sondeos de exterior 95
4.1.5.- Campaña de geofísica 95

4.1.6.- Modelización geológica del yacimiento en *RecMin* 98
4.1.7.- Modelización de los perfiles de sísmica en *RecMin* 101
4.1.8.- Modelización del relieve terrestre en *RecMin* 101
4.1.9.- Modelización de la zona de estudio en *ArcMap* y *ArcScene* 104
4.1.9.1.- Planos de *AutoCAD* 107
4.1.9.2.- Perfiles estratigráficos de *RecMin* 107
4.2.- Trabajo de campo y modelización: cartografía de exterior 108
4.2.1.- Cartografía geológica mediante teledetección 108
4.2.2.- Cartografía geológica de campo 111
4.2.3.- Digitalización del mapa geológico 113
4.3.- Estudio mineralógico, textural y geoquímico 113
4.3.1.- Preparación y análisis de muestras 113
4.3.1.1.- Difracción de rayos X (DRX) 117
4.3.1.2.- Microscopía óptica y análisis *de visu* 119
4.3.1.3.- Microscopía electrónica de barrido de emisión de campo (FE-SEM) 120
4.3.1.4.- Microsonda electrónica (EPMA) 121
4.3.1.5.- TEM 121
4.3.1.6.- LA-ICP-MS 125
4.3.1.7.- Isótopos $\delta^{18}O$ 128

Capítulo V – Cartografía geológica 131

5.1.- Cartografía geológica de exterior 133
5.1.1.- Unidades geológicas aflorantes en la zona de estudio 133
5.1.1.1.- Fm. Capas abigarradas de Jalón 135
5.1.1.2.- Fm. Dolomías masivas de Ribota 138
5.1.1.3.- Fms. Pizarras de Huérmeda y Areniscas de Daroca 140
5.1.1.4.- Gp. Mesones 140
5.1.1.5.- Facies Buntsandstein 141
5.1.1.6.- Facies Muschelkalk, facies Keuper y Fms. Imón y Cortes de Tajuña 144
5.1.1.7.- Mioceno 144
5.1.1.8.- Cuaternario fluvial 145
5.1.1.9.- Cuaternario antrópico 145
5.1.2.- Estructura de los materiales cámbricos en la zona de estudio 145
5.1.2.1.- Fallas de dirección NNW-SSE 147
5.1.2.1.1.- Falla de Isuela *147*
5.1.2.1.2.- Falla de Minas Tierga *147*
5.1.2.1.3.- Falla de Brea *147*
5.1.2.2.- Fallas de dirección NNE-SSW 149
5.1.2.2.1.- Falla de La Potente *149*
5.1.2.2.2.- Falla de Domper *156*
5.1.2.3.- Fallas de dirección NE-SW 157
5.1.2.3.1.- Cabalgamiento Jalón – Ribota *157*
5.1.3.- Mineralizaciones menores de hematites 162

Capítulo VI – Estratigrafía y estructura de "Santa Rosa" 167

6.1.- Generalidades del yacimiento 169
6.1.1.- La mineralización de hematites 169
6.1.2.- Los materiales encajantes 172
6.2.- Estructura del yacimiento 179
6.2.1.- D. E. de las Arcillas 183
6.2.1.1.- Unidades litológicas reconocidas en el D. E. de las Arcillas 184
6.2.1.1.1.- El cuerpo mineralizado ZMS-M_1 *184*
6.2.1.1.2.- El cuerpo mineralizado ZMS-M_2 *184*
6.2.1.1.3.- El cuerpo dolomítico ZMS-E_1 *187*
188

6.2.1.2.- Principales estructuras tectónicas del D. E. de las Arcillas
6.2.1.2.1.- La falla del Lago *188*
6.2.1.2.2.- La falla de Subías *188*
6.2.1.2.3.- La falla de las Arcillas *190*
6.2.1.2.4.- La falla de Indra *192*
6.2.2.- D. E. de Igea-Sousa 194
6.2.2.1.- Unidades litológicas reconocidas en el D. E. de Igea-Sousa 195
6.2.2.1.1.- La ZMS en el D. E. de Igea-Sousa *195*
6.2.2.1.2.- La ZMI en el D. E. de Igea-Sousa *199*
6.2.2.1.3.- La IZ en el D. E. de Igea-Sousa *202*
6.2.2.2.- Estructuras tectónicas principales del D. E. de Igea-Sousa 203
6.2.2.2.1.- La falla de la "S" *207*
6.2.2.2.2.- La falla de los Ingleses – Zona Central *207*
6.2.2.2.3.- La falla de Igea *207*
6.2.2.2.4.- Las fallas de Sousa y de CPI *208*
6.2.2.2.5.- La falla de Indra *209*
6.2.3.- D. E. de Asturianos 210
6.2.4.- D. E. del Cobre 215
6.2.5.- D. E. de la Gilda-Lengüeta 217
6.2.5.1.- Estructura principal del D. E. de la Gilda-Lengüeta 218
6.2.5.1.1.- La falla de la Bocamina *225*
6.2.5.2.- Estructura principal del hueco minero 227
6.3.- Geofísica 230
6.3.1.- Resultados obtenidos mediante la sísmica híbrida 230
6.4.- Análisis de datos 237
6.4.1.- Fallas inversas, cabalgamientos, deslizamientos y S_0 237
6.4.2.- Fallas normales y fallas transcurrentes 249
6.4.3.- Fallas normales conjugadas y cálculo de esfuerzos 254

Capítulo VII – Mineralogía y análisis textural 255

7.1.- Unidades litológicas 257
7.1.1.- Litotipos carbonatados 260
7.1.1.1.- "Dolomías masivas" 260
7.1.2.- Litotipos detríticos 268
7.1.2.1.- "Lutitas y margas pardo-verdosas" 268
7.1.2.2.- "Lutitas negras" 273
7.1.2.3.- "Lutitas y areniscas vináceas" 278
7.1.3.- Litotipos ferruginosos 278
7.1.3.1.- "Hematites masiva" 278
7.1.3.1.1.- La "hematites masiva" en la ZMS *282*
7.1.3.1.2.- La "hematites masiva" en la ZMI *291*
7.1.3.1.3.- La "hematites masiva" en la ZM *302*
7.2.- Análisis mediante TEM 306

Capítulo VIII – Geoquímica 311

8.1.- Análisis realizados 313
8.1.1.- Análisis de carbonatos mediante EPMA 313
8.1.2.- Análisis de hematites mediante LA-ICP-MS 316
8.1.2.1.- Geoquímica de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas 319
8.1.2.1.1.- Al_2O_3 (%) vs SiO_2 (%) *323*
8.1.2.1.2.- Al_2O_3 (%) vs TiO_2 (%) *323*
8.1.2.1.3.- Al_2O_3 (%) vs CaO (%) – Al_2O_3 (%) vs MgO (%) *324*
8.1.2.1.4.- CaO (%) vs P_2O_5 (%) *324*
8.1.2.1.5.- SiO_2 (%) vs Zr (ppm) *324*
8.1.2.1.6.- Ti (ppm) vs V (ppm) – Ni (ppm) vs Co (ppm) – Ni (ppm) vs As (ppm) *324*

8.1.2.1.7.- Ga (ppm) vs Zn (ppm) – Ge (ppm) vs Mo (ppm) *325*
8.1.2.1.8.- ^{65}Cu (ppm) vs Nb (ppm) – ^{65}Cu (ppm) vs Zn (ppm) *325*
8.1.2.1.9.- U (ppm) vs Pb (ppm) – U (ppm) vs Th (ppm) *325*
8.1.2.2.- Estudio estadístico de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas 325
8.1.2.3.- Geoquímica de las tierras raras y el Y (REE+Y) 328
8.1.2.3.1.- Anomalías y ratios *331*
8.1.2.4.- Estudio estadístico de tierras raras y el Y (REE+Y) 336
8.1.3.- Isótopos de oxígeno 337

Capítulo IX – Discusión y conclusiones **341**

9.1.- Condiciones de depósito y origen de la mineralización 343
9.1.1.- La Fm. Dolomías de Ribota en la zona de estudio 343
9.1.1.1.- Origen y condiciones de formación de las dolomías 343
9.1.1.2.- Posición estratigráfica de la mineralización de hierro 346
9.1.1.3.- Estructuración del yacimiento 348
9.1.1.3.1.- Posibilidad 1: Tectónica compresiva *348*
9.1.1.3.2.- Posibilidad 2: Tectónica sinsedimentaria + tectónica compresiva *352*
9.1.1.4.- Medio de depósito de la Fm. Ribota 355
9.1.2.- La mineralización de hematites 357
9.1.2.1.- Sobre las condiciones redox 357
9.1.2.1.1.- Vanadio (V) *358*
9.1.2.1.2.- Cobalto (Co), níquel (Ni) y cromo (Cr): índices V/Cr, Ni/Co y V/(V+Ni) *358*
9.1.2.1.3.- Arsénico (As) *361*
9.1.2.1.4.- Molibdeno (Mo) *362*
9.1.2.1.5.- Uranio (U) *363*
9.1.2.1.6.- Índice U/Th *364*
9.1.2.1.7.- Anomalía de cerio (Ce/Ce)* *364*
9.1.2.1.8.- Consideraciones finales sobre las condiciones redox *364*
9.1.2.2.- Origen sedimentario del hierro 366
9.1.2.2.1.- Evidencias de un origen sedimentario *366*
9.1.2.2.2.- Clasificación geoquímica: ¿BIF de tipo Algoma? *369*
9.1.2.2.3.- Clasificación geoquímica: ¿influencia hidrotermal? *371*
9.1.2.2.4.- Temperatura de los fluidos hidrotermales *374*
9.1.2.2.5.- Clasificación geológica mediante estadística *374*
9.1.2.2.6.- Consideraciones finales sobre el origen sedimentario del hierro *378*
9.1.2.3.- Especie precursora de la hematites 379
9.1.2.3.1.- Texturas biogénicas *379*
9.1.2.3.2.- Texturas no biogénicas *382*
9.1.2.3.3.- La ferrihidrita como precursora probable de la hematites *384*
9.1.2.3.4.- Fraccionamiento isotópico del oxígeno *387*
9.1.2.3.5.- Consideraciones finales sobre la fase precursora *390*
9.2.- Génesis del yacimiento 393
9.2.1.- Interpretación del medio sedimentario 393
9.2.2.- Propuesta de génesis de "Santa Rosa" 395
9.2.3.- Clasificación de "Santa Rosa" 396
9.3.- Conclusiones 397

Bibliografía **401**

Anexos **427**

Apéndices **437**

Capítulo I

Introducción y objetivos

1.1.- Introducción

1.1.1.- Las mineralizaciones del Moncayo

Con sus 2314.3 m s. n. m. (metros sobre el nivel del mar), el Moncayo, también conocido como Pico San Miguel, es la cumbre más alta de todo el Sistema Ibérico. Se emplaza en la sierra del mismo nombre, en el sector central de la Cordillera Ibérica, entre las provincias de Soria (Castilla y León) y Zaragoza (Aragón), y marca la divisoria entre las cuencas hidrográficas del Duero y del Ebro. Al ser el relieve más prominente de ambas provincias no es de extrañar que haya tenido una gran importancia cultural a lo largo de la historia, teniendo su cima un marcado carácter divino desde muy antiguo (Atienza, 2002).

Pero la importancia de esta montaña a lo largo de la historia no sólo radica en los mitos y leyendas, sino también en sus recursos minerales, sobre todo en los de hierro, muy importantes para la región en épocas antiguas. En toda el área del Moncayo y sus proximidades son muy abundantes las mineralizaciones ferruginosas, apareciendo "*prácticamente por todas partes*" (Mata Perelló, 1989), aunque por regla general "*son de poca entidad y en la actualidad carecen casi todas de interés comercial*" (Morales Gómez, 2015). Sin embargo, el creciente interés por la minería y los recursos minerales surgido durante el siglo XIX estimularía la explotación de innumerables yacimientos de hierro en los alrededores del Moncayo, lo que a lo largo de casi todo el siglo XX impulsaría la economía de la región.

Entre los yacimientos de hierro del Moncayo más importantes de la provincia de Soria se encuentran las minas "Petra III" y "Gandalia", ubicadas en los TT. MM. (términos municipales) de Ólvega y Borobia, respectivamente. Por otro lado, en la provincia de Zaragoza se hallan las minas de "Santa Rosa" y "La Potente", dos yacimientos de gran trascendencia histórica en Aragón, emplazadas en los TT. MM. de Tierga, la primera, y de Mesones de Isuela, la segunda. Asimismo, en las proximidades del Moncayo aparecen gran cantidad de yacimientos menores, como los criaderos de Codos y de Aranda del Moncayo, por ejemplo. Muchos de estos yacimientos comparten una serie de características en común (IGME, 1975, tomo I; Martín-Vivaldi & Aragonés, 1989):

- Los yacimientos de las minas "Santa Rosa", "La Potente", "Petra III" y "Gandalia", así como los criaderos de Codos y Aranda del Moncayo, encajan en materiales del Cámbrico Inferior –más concretamente, en las Fms. Capas abigarradas de Jalón y Dolomías masivas de Ribota–.
- La mineralización en todos estos yacimientos es hematites (en muestra de mano) masiva, a veces con texturas radiadas-concéntricas y botroidales, aunque ocasionalmente puede ser micácea. Asociadas a ella pueden aparecer minerales arcillosos.
- Las mineralizaciones de "Santa Rosa", "La Potente", "Petra III", "Gandalia" y de los criaderos de Codos presentan un aspecto aparentemente tabular. En el caso de "Santa Rosa", la mineralización se dispone paralela – subparalela a la serie estratigráfica y subhorizontalizada, buzando unos 15-25° hacia el NNW –siendo catalogada como estratiforme–.

  En "La Potente", "Petra III", "Gandalia" y los criaderos de Codos, la mineralización aparece subvertical, pudiendo ser paralela o subparalela a

una parte de la serie (minas "La Potente" y "Petra III") o, por el contrario, cortándola de forma discordante (mina "Gandalia" y criaderos de Codos).

- Todos los yacimientos mencionados con una mineralización subvertical parecen adelgazarse en profundidad y suelen presentar escasa continuidad lateral, por lo que podrían tener un origen filoniano –todos están considerados como yacimientos fisurales–. La dirección principal de estas mineralizaciones es siempre N-S.
- El criadero de Aranda del Moncayo es claramente filoniano, encajando la mineralización en la Fm. Dolomías masivas de Ribota.

Analizando todas estas características parece que pueda existir una cierta relación genética entre muchos de los yacimientos del Moncayo, por lo que se antoja trascendente analizarlos en su conjunto para deducir su génesis. Llama la atención que el criadero de "Santa Rosa" es relativamente diferente al resto, pues la mineralización se dispone subhorizontalizada y paralela a la serie estratigráfica; así mismo, de todos ellos, es el yacimiento con mayores dimensiones, presentando una continuidad espacial importante y una amplia cantidad de reservas, lo que le confiere un gran interés estratégico a la hora de comprender el origen de las mineralizaciones ferruginosas del Moncayo.

Por otro lado, "La Potente" y "Petra III" son también paralelos o subparalelos a la serie estratigráfica –al menos, de forma local–, pese a estar dispuestos subverticalmente, por lo que la génesis fisural clásicamente asignada para ellos es algo dudosa, pudiendo ser más semejantes a "Santa Rosa" de lo que pueda parecer en un principio.

Aunque todos los criaderos mentados estuvieron sometidos a una intensa explotación en el pasado, actualmente se encuentran abandonados por completo (Aragonés Valls, 1978) y las labores mineras que en ellos se desarrollaron están en malas (o muy malas) condiciones de conservación, por lo que el estudio en detalle de estos yacimientos se torna complicado. La única excepción es la propia mina "Santa Rosa", cuya explotación continúa siendo rentable a día de hoy –dadas las peculiares características del yacimiento–, y sus condiciones estructurales y de acceso son lo suficientemente buenas como para que se haya convertido en un objetivo prioritario en el estudio de las mineralizaciones de hierro del Moncayo. No obstante, la mala gestión y la falta de inversiones en investigación geológica a lo largo de sus más de 100 años de historia han impedido que este yacimiento sea debidamente comprendido.

En la presente memoria, que se plantea como base para futuras investigaciones, se ofrecen los resultados obtenidos en el estudio cartográfico, estratigráfico, tectónico-estructural, mineralógico, textural y geoquímico del yacimiento de "Santa Rosa". El conjunto de todas estas investigaciones pone de manifiesto que la hematites sería resultado de la transformación diagenética de una mineralización de ferrihidrita previa, de origen biogénico sinsedimentario, que se habría formado en una planicie mareal en condiciones de suboxia-anoxia, previamente al colapso de las plataformas carbonatadas ocurrida durante el depósito de la Fm. Ribota en el contexto del *rift* AOMNA (Álvaro *et al*., 2024).

1.1.2.- PROMINDSA

La sociedad Productos Minerales para la Industria, S.A.U. (en adelante, PROMINDSA), es una empresa que se dedica al estudio, aprovechamiento y comercialización de minerales de hierro para uso industrial y, más especialmente, para la elaboración de pigmentos. El centro minero de PROMINDSA se encuentra localizado en el paraje de Las Minas, en el T. M. (término municipal) de Tierga, dentro de la C. E. (concesión de explotación) "Santa Rosa" nº 2092, de la cual es titular (figuras 1.1a-b). Esta empresa es, además, titular de otras tres concesiones cercanas a "Santa Rosa": "Prosperidad" nº 2093, "Abundante" nº 2098 y "Trinidad" nº 2099, así como de sus demasías, abarcando una superficie próxima a las 680 ha. El recurso mineral existente en las citadas concesiones es la hematites (α-Fe_2O_3). PROMINDSA también es titular de tres P. I. (permisos de investigación) situados en las proximidades de estas concesiones (figura 1.1b): "Amaya" nº 2505, "Lorea" nº 2810 y "La Potente" nº 3528.

1.2.- Objetivos

El objetivo principal que se persigue con este proyecto es explicar la estructura del yacimiento de hematites de "Santa Rosa" y formular una hipótesis genética para el mismo, abriendo las puertas a ulteriores investigaciones que permitan inferir la relación entre este y el resto de los criaderos de hematites del área del Moncayo.

Para alcanzar este objetivo se ha realizado un estudio detallado y completo del yacimiento y de sus proximidades, que puede dividirse en tres grandes bloques:

1. En primer lugar, el estudio de la estructura, la geometría y las dimensiones del yacimiento de Santa Rosa, elaborando modelos en 2D y 3D de todo el conjunto. Para ello se ha utilizado el *software* minero *RecMin* (RecMin, s.f.), el *software* de diseño gráfico *AutoCAD* (Autodesk, s.f.), y los programas SIG *ArcMap* y *ArcScene* (Esri, s.f.). Emplear estas herramientas permite la integración de todos los datos geológicos en varios modelos bi- y tridimensionales del yacimiento, pudiendo así observar las variaciones geométricas tanto de la mineralización como de los materiales encajantes.
2. En segundo, la definición de los litotipos característicos de la serie encajante, en base a la mineralogía, la petrografía y la geoquímica de las rocas, y su posible relación con la mineralización del yacimiento.
3. El estudio mineralógico, textural y geoquímico de la mena, que incluye: el estudio petrográfico de texturas y relaciones texturales entre las diferentes especies, así como su composición química, y el análisis de sus posibles variaciones laterales y en profundidad, con el propósito de inferir el origen y las posibles transformaciones fisicoquímicas que las especies minerales hayan podido experimentar.

La integración de todos estos datos puede hacer posible la definición de un modelo metalogenético, que podría ser comparado con otros yacimientos de hierro del Moncayo en futuras investigaciones.

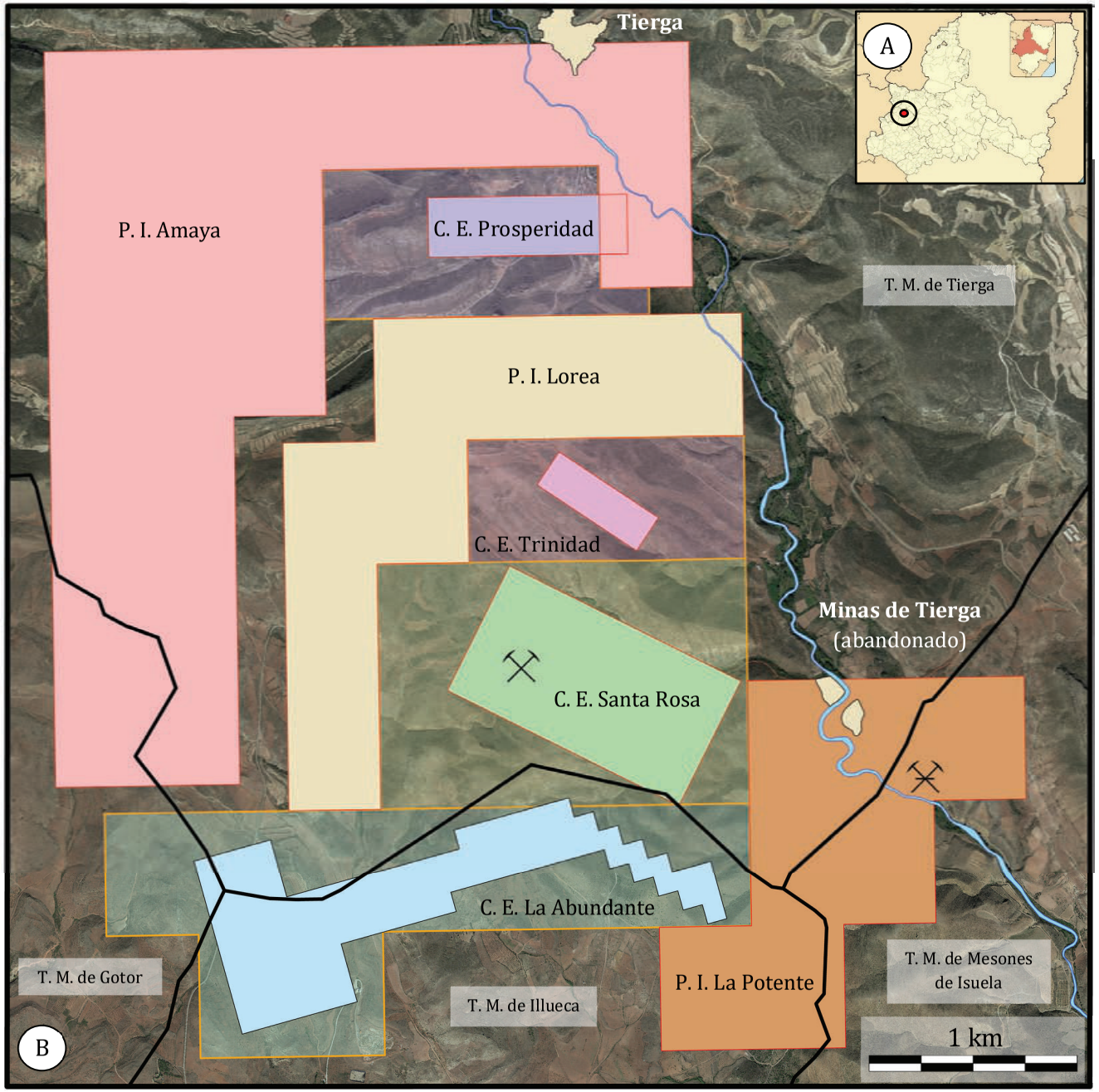


Figura 1.1. **a)** Mapa de la provincia de Zaragoza, señalando la ubicación de la zona de estudio (editado de Miguillen, 2010). **b)** Fotografía aérea de la zona de estudio, sobre la que se han señalado los distintos P. I. y C. E. propiedad de PROMINDSA en 2016 (con colores sólidos), así como sus demasías (colores ligeramente transparentes). La superposición de los límites de algunos de los permisos mineros son fruto de las reformas administrativas acaecidas durante el siglo XX. Se destacan en esta figura los límites de los TT. MM. a los que pertenecen dichas C. E. y P. I., así como el cauce del río Isuela y los dos municipios presentes en la zona de estudio: Tierga, al N, y Minas de Tierga (ya abandonado y en ruinas), junto a los restos de las instalaciones mineras de "La Potente".

1.3.- Organización de la memoria

Dadas las características geológicas del yacimiento de "Santa Rosa" y sus particularidades, el estudio de este criadero se ha planteado desde un punto de vista multidisciplinar, habiendo consistido, en líneas generales, en un levantamiento cartográfico de la geología, tanto de superficie como en profundidad (aprovechando las labores subterráneas de la mina "Santa Rosa"), una reconstrucción en 2D y 3D de la estructura del yacimiento a partir de dicha cartografía, y un estudio mineralógico, petrológico-textural y geoquímico de las muestras recogidas tanto de la mineralización de hematites como de los materiales encajantes del yacimiento.

Una de las mayores dificultades que ha atravesado este estudio ha sido la complejidad de estudiar una mina de interior tan antigua y laberíntica como es la mina de "Santa Rosa", en la que la propia estructura geológica es harto complicada; a esto se ha sumado la casi completa falta de antecedentes de investigación llevados a cabo en el propio yacimiento y la falta de inversión y de recursos que la propia empresa PROMINDSA ha destinado a la investigación geológica en su historia. Para intentar ilustrar al lector y ponerle en situación se ha incluido en esta memoria un capítulo dedicado a explicar la historia de la mina "Santa Rosa" y los escasos antecedentes geológico-mineros, así como la estructura y disposición interna de las propias labores subterráneas (ver "***Capítulo II – La mina "Santa Rosa""***).

Posteriormente, en el "***Capítulo III – Geología regional y antecedentes***" se explican los antecedentes en investigación geológica (no enfocados en la mina "Santa Rosa" *per se*, pero que están estrechamente relacionados con ella), así como los contextos geológico y paleogeográfico del criadero.

Para continuar, el "***Capítulo IV – Metodología***", como su propio nombre indica, está dedicado a describir la metodología seguida en cada uno los estudios realizados y la instrumentación empleada en cada uno de ellos.

Dada la naturaleza de los resultados obtenidos en esta tesis doctoral, y para una mejor comprensión en su exposición, se ha optado por dividirlos en cuatro capítulos diferentes:

1. El "***Capítulo V – Cartografía geológica***", enfocado en el estudio cartográfico-geológico de la zona de estudio.
2. El "***Capítulo VI – Estratigrafía y estructura de "Santa Rosa"***", en el que se analiza el yacimiento desde un punto de vista estructural, centrándose en los datos obtenidos en el interior de las labores subterráneas.
3. El "***Capítulo VII – Mineralogía y análisis textural***", en el que se recopilan todos los estudios mineralógicos y texturales de las muestras recogidas tanto en el interior como en el exterior del yacimiento.
4. El "***Capítulo VIII – Geoquímica***", en el que se analizan todos los resultados geoquímicos obtenidos a partir de dichas muestras.

Para finalizar esta memoria, el conjunto de argumentos y la discusión efectuada a partir de todos los resultados obtenidos, así como las conclusiones a las que se ha llegado, se recogen en el "***Capítulo IX – Discusión y conclusiones***".

Anexados al final de esta memoria se recopilan una serie de apéndices (de autoría propia) y anexos (documentos externos) que complementan la información aquí recopilada.

Capítulo II

La mina “Santa Rosa”

2.1.- Situación geográfica

El yacimiento de "Santa Rosa" se localiza en las estribaciones surorientales de la Sierra del Moncayo, dentro de la comarca de Aranda (provincia de Zaragoza), en un paraje conocido como Las Minas. En torno a este yacimiento se ha definido una zona de estudio (tal y como puede verse en las figuras 1.1 y 2.1a-c) que abarca

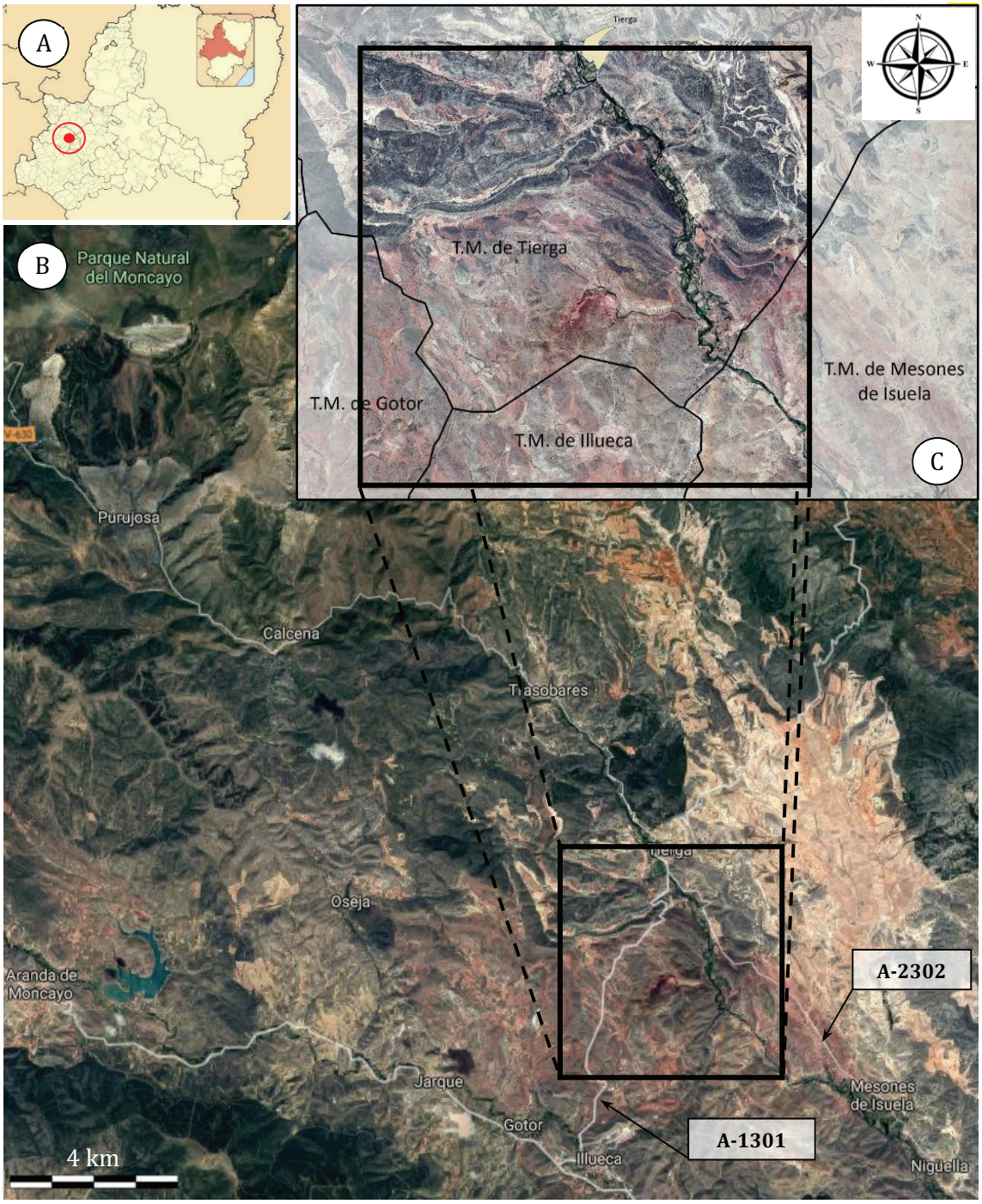


Figura 2.1. **a)** Mapa de la provincia de Zaragoza emplazando la posición de la zona de estudio (editado de Miguillen, 2010). **b)** Fotografía aérea en la que se enmarca, en negro, la zona de estudio (cada lateral del área delimitada mide aproximadamente 5.5 km), señalando, en blanco, los accesos por carretera (editado de Google, s.f.). **c)** Ampliación de la zona de estudio y límites de los TT. MM. que ocupa.

la zona meridional del T. M. de Tierga y parte de su núcleo urbano, así como la región más septentrional del T. M. de Illueca, ocupando también parcialmente los TT. MM. de Gotor y Mesones de Isuela. Se puede acceder a esta zona de estudio bien por la carretera local A-2302, que une las localidades de Tierga y Mesones de Isuela, o bien por la A-1301, que comunica Tierga con Illueca (figuras 2.1b y 2.2a-b).

La zona de estudio, que tiene una extensión aproximada de unos 30 km^2, fue definida con la intención de abarcar todas las C. E. y P. I. de las que era titular, a fecha de enero de 2016, la empresa minera PROMINDSA, con sus correspondientes demasías (figura 1.1). Por esta razón, el área delimitada presenta una forma cuadrada vista en planta de aproximadamente 5.5 km de lado, que engloba, de N a S y de E a W, los siguientes P. I. y C. E.:

- Nº 2505 P.I. "Amaya"
- Nº 2093 C.E. "Prosperidad" (y sus demasías)
- Nº 2810 P.I. "Lorea"
- Nº 2099 C.E. "Trinidad" (y sus demasías)
- Nº 2092 C.E. "Santa Rosa" (y sus demasías)
- Nº 2098 C.E. "La Abundante"
- Nº 3528 P.I. "La Potente"

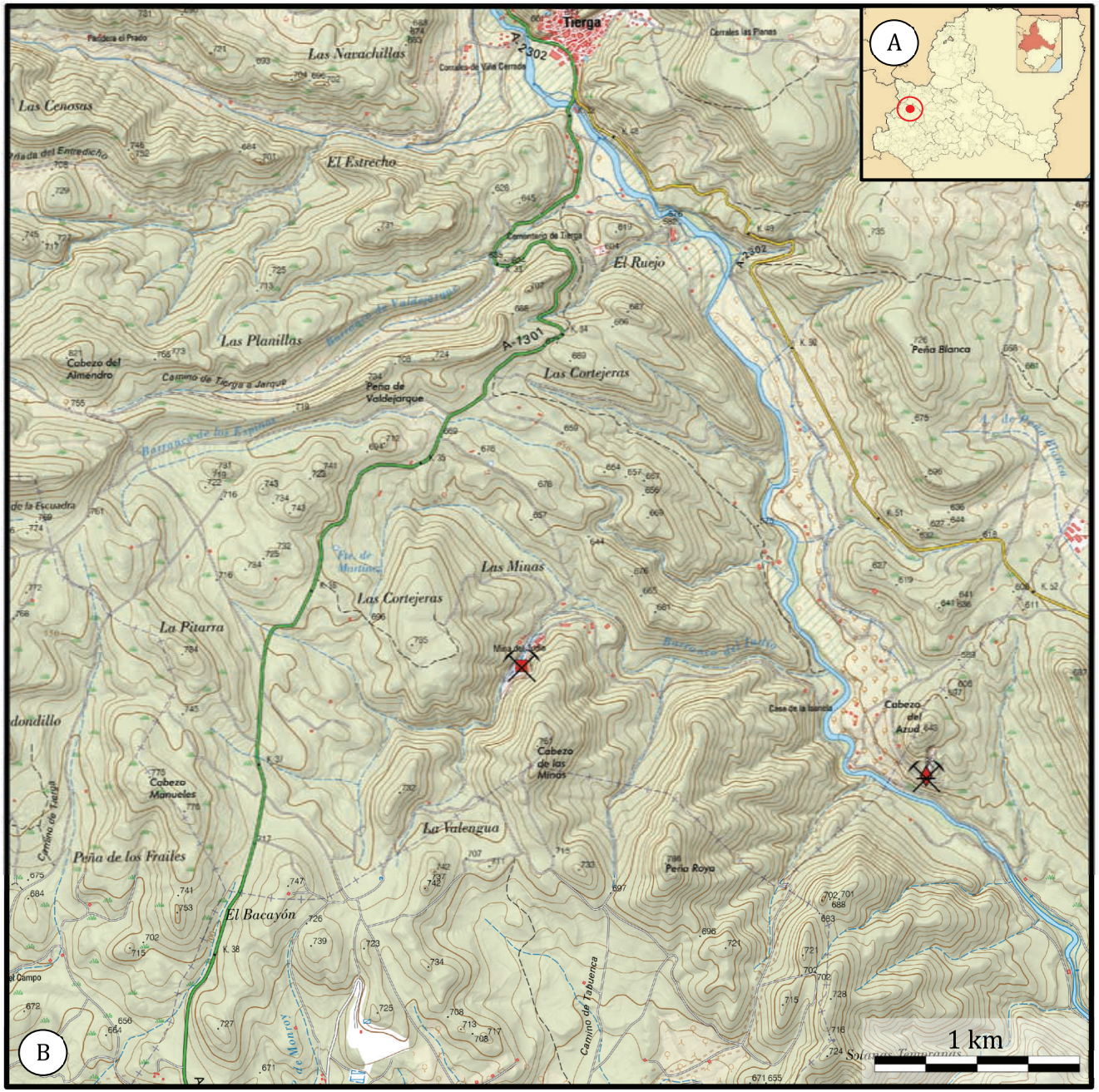
Entre los relieves geográficos más importantes de la zona de estudio cabe destacar la presencia, en la parte central de la misma, de los cerros Las Cortejeras (735 m s. n. m.) y Cabezo de las Minas (761 m s. n. m.), ambos separados entre sí por un barranco de tendencia general SW-NE: el barranco del Judío, tributario del río Isuela. Es en este barranco, y más concretamente en la parte final de su tramo intermedio, sobre la falda del Cabezo de las Minas, donde se ubican las instalaciones de la mina "Santa Rosa" (figura 2.2b).

Además, tal y como puede verse en la figura 2.2b, la zona de estudio está atravesada, desde el núcleo urbano de Tierga y hacia el SSE, por el propio río Isuela (afluente a su vez del río Aranda), que divide la zona en dos. Es en torno a las orillas de este río donde se distribuyen algunos de los lugares de mayor interés histórico-minero de la región. Así, aguas abajo de Tierga se reconocen: la desembocadura del barranco del Judío, las ruinas del pueblo abandonado "Minas de Tierga" –en donde se señala la Casa de la Isanela– y de las instalaciones mineras que había junto a él –situadas también a lo largo del propio barranco–, y los restos abandonados de la vieja explotación "La Potente", emplazada en el Cabezo del Azud.

2.2.- Historia de la mina "Santa Rosa"

2.2.1.- Minería celtibérica y romana

La actividad minera en el área del Moncayo parece remontarse, según numerosos estudios históricos, hasta los siglos I o II a. e. c. (antes de la era común), aunque podría haberse iniciado, incluso, con anterioridad, posiblemente en torno al siglo IV a. e. c. (Morales Gómez, 2015). Así, por ejemplo, en toda la zona del valle del Ebro y, por supuesto, en los alrededores del Moncayo, surgieron durante la época celtibérica numerosas cecas (casas de la moneda) que empleaban los metales que se extraían en sus proximidades para la elaboración de piezas (Domínguez Arranz, 1979).





Leyenda

Yacimientos mineros

- Santa Rosa
- La Potente

Figura 2.2. **a)** Mapa de la provincia de Zaragoza, señalando la ubicación de la zona de estudio (editado de Miguillen, 2010). **b)** Mapa topográfico de la zona de estudio elaborado por el Instituto Geográfico Nacional (IGN, s.f.), en el que se reconocen el río Isuela, el Cabezo de las Minas, el cerro de Las Cortejeras, el barranco del Judío (emplazado entre ambos relieves y dirigiéndose hacia el río Isuela), el Cabezo del Azud, las minas de "Santa Rosa" y "La Potente", y las ruinas de las antiguas instalaciones mineras y del ya abandonado pueblo minero "Minas de Tierga".

Algunas de estas cecas fueron las de: *Alaun* (Alagón), *Araticos* (Aranda del Moncayo), *Bilbilis* (Calatayud), *Buŕsau* (Borja), *Calagoŕicos* (Calahorra), *Caŕaues* (cercanías de Tarazona), *Caiścata* (Cascante), *Celse* (Velilla de Ebro), *Damaniu* (Domeño), *Neŕtobis* (en la *Nertobriga* celtibérica, en las proximidades de La Almunia de Doña Godina), *Tuŕiasu* (Tarazona) y *Urobias* (Borobia), entre otras.

Atendiendo a esta amplia distribución de cecas, y dado que las monedas que se fabricaban en todas ellas estaban constituidas de diversos metales, como plata, cobre, hierro, zinc o plomo (Domínguez Arranz, 1979), cabe suponer que la actividad minera, entendida como una actividad extractiva primitiva, debió de ser abundante en toda la región. Así, por ejemplo, en las cercanías de la zona de estudio es conocida la existencia durante esta época de una ceca llamada *Térgacom*, que acuñó ases de bronce entre los años 120 y 20 a. e. c. (figura 2.3) y que se emplazaba en lo que actualmente es el municipio de Tierga (Domínguez Arranz, 1979) o *Terga*, en idioma celtíbero. Prueba de ello es que la desinencia céltica del genitivo plural *-com* se añadía al nombre de las ciudades celtíberas para indicar procedencia, por lo que el nombre de aquella ceca se traduciría como "*de los de Terga*" (Pérez García, 2008).

Según Burillo (1998), *Terga* estaba situada dentro del territorio controlado por los bellos (uno de los pueblos celtíberos), siendo limítrofe con los territorios ocupados por los titos, los lusones y los sedetanos; de este modo, *Terga* habría tenido un marcado carácter fronterizo, por lo que es lógico pensar que tuviera, además, una gran importancia como zona comercial. De este modo, la ciudad celtíbera de *Terga* podría haber sido una ciudad abastecedora de materias primas, quizás incluso de metales como el hierro, por lo que de ser así posiblemente uno de sus recursos económicos principales podría haber sido la minería, de la que procederían sus acuñaciones monetales (Pérez García, 2008).

Otro dato interesante que abalaría en cierta forma la actividad minera en la zona de estudio o sus proximidades durante esta época sería el hallazgo de un poblado celtíbero en lo que actualmente se conoce como la zona de El Tremedal, situada dentro del T. M. de Trasobares, muy cerca del límite con Tierga (Aguilera, 1982). En este yacimiento arqueológico fueron encontrados varios hornos de fundición de hierro, así como escorias, restos de armas y monedas de bronce (Montserrat, 1920).



Figura 2.3. Anverso (izquierda) y reverso (derecha) de un as acuñado en *Térgacom*; en el reverso, bajo el caballo, pueden verse los 5 caracteres epigráficos que señalan el nombre de la ceca (ver leyenda a la izquierda) (Dávila Vegas, 2008).

Algunos de los autores clásicos, como Polibio, Diodoro o Filón, alabaron en sus escritos la excelencia de la metalurgia celtibérica, sobre todo en cuanto a la producción de armas, destacando sobre otras las forjas de *Bilbilis* (Marcial) y *Tuŕiasu* (Plinio), lo que, según numerosos autores actuales (Lorrio *et al*., 1999), indicaría una cierta cercanía de las explotaciones mineras a las forjas. Pese a los argumentos citados, lo cierto es que hoy en día es muy difícil demostrar que en la zona del Moncayo hubiese una actividad minera importante durante la época premedieval, aunque también es verdad que la amplia variedad de recursos minerales presentes en la región (metales, áridos, etc.) habría favorecido la existencia de un gran número de explotaciones de muy diversa índole, pese a que tuviesen un desarrollo pobre.

No obstante, independientemente de que la actividad minera fuese intensa o no en la región del Moncayo durante la época Celtibérica, según Blázquez Martínez (1970) parece claro que en los últimos años del dominio romano la minería en la región debió de sufrir algún tipo de declive, provocado posiblemente como consecuencia de la invasión germana acaecida durante el siglo III. Este autor también menciona que, durante el Bajo Imperio romano, no se trabajaban ya ni las minas ni las fundiciones que habían sido famosas siglos atrás, como las de *Platea* –que habían sido célebres por sus trabajos de hierro– o las de *Bilbilis*, que supuestamente se habían alimentado en el pasado del hierro producido en la zona del Moncayo. Así mismo, afirma que en la correspondencia que mantuvieron el senador romano Décimo Magno Ausonio y su mejor alumno, Paulino de Nola, entre los años 390-394 (Grosse, 1959), se decían que la ciudad de *Bilbilis* "(ya) *es un despoblado*".

2.2.2.- Edad contemporánea: la historia de "Santa Rosa"

Tras el declive de la minería en la región que tuvo lugar como resultado de la invasión germana del siglo III (Blázquez Martínez, 1970), esta llegó a desaparecer de los registros históricos, no volviendo a resurgir hasta la Edad Media, y más concretamente, hasta el siglo XIII, teniendo gran desarrollo durante los siglos XVI y XVII (Morales Gómez, 2015). Sin embargo, las primeras referencias escritas que se han encontrado sobre actividad minera (entendida en términos modernos) en la zona de estudio o en sus proximidades datan de mediados del siglo XIX –en plena industrialización y como resultado directo del crecimiento del sector siderúrgico–, registrándose algunas concesiones "*para la explotación de filones ferro-cobrizos*" en los TT. MM. de Tierga y Mesones (González Lasala, 1857).

En cuanto a las mineralizaciones de hierro, el primer documento escrito es un registro minero de 1872 almacenado en el Archivo Histórico Provincial de Zaragoza (AHPZ): la concesión "La Bilbilis", localizada en el T. M. de Mesones de Isuela (Inspección de Minas de la Provincia de Zaragoza, IMPZ, 1872), en la zona ocupada por el actual P. I. "La Potente". En la "*Estadística Minera*" correspondiente a 1873 (Anónimo, 1877) se hace referencia a ella y a otras cuatro nuevas concesiones localizadas en la región, destacando que en la zona demarcada para "La Bilbilis" se encuentran varias excavaciones antiguas, lo que sugiere que mucho antes de 1872 ya se habían realizado labores mineras en este yacimiento.

Así mismo, dos de las otras cuatro concesiones, denominadas "Vizcaína" y "Ampliación a Vizcaína", parecen haber sido demarcadas sobre la actual "Santa Rosa" y/o su demasía, aunque en la edición de "*Datos Estadísticos*" de 1887-1888

(De Botella y de Hornos *et al*., 1890) se hace referencia a ellas de nuevo, indicando que ninguna había sido productiva.

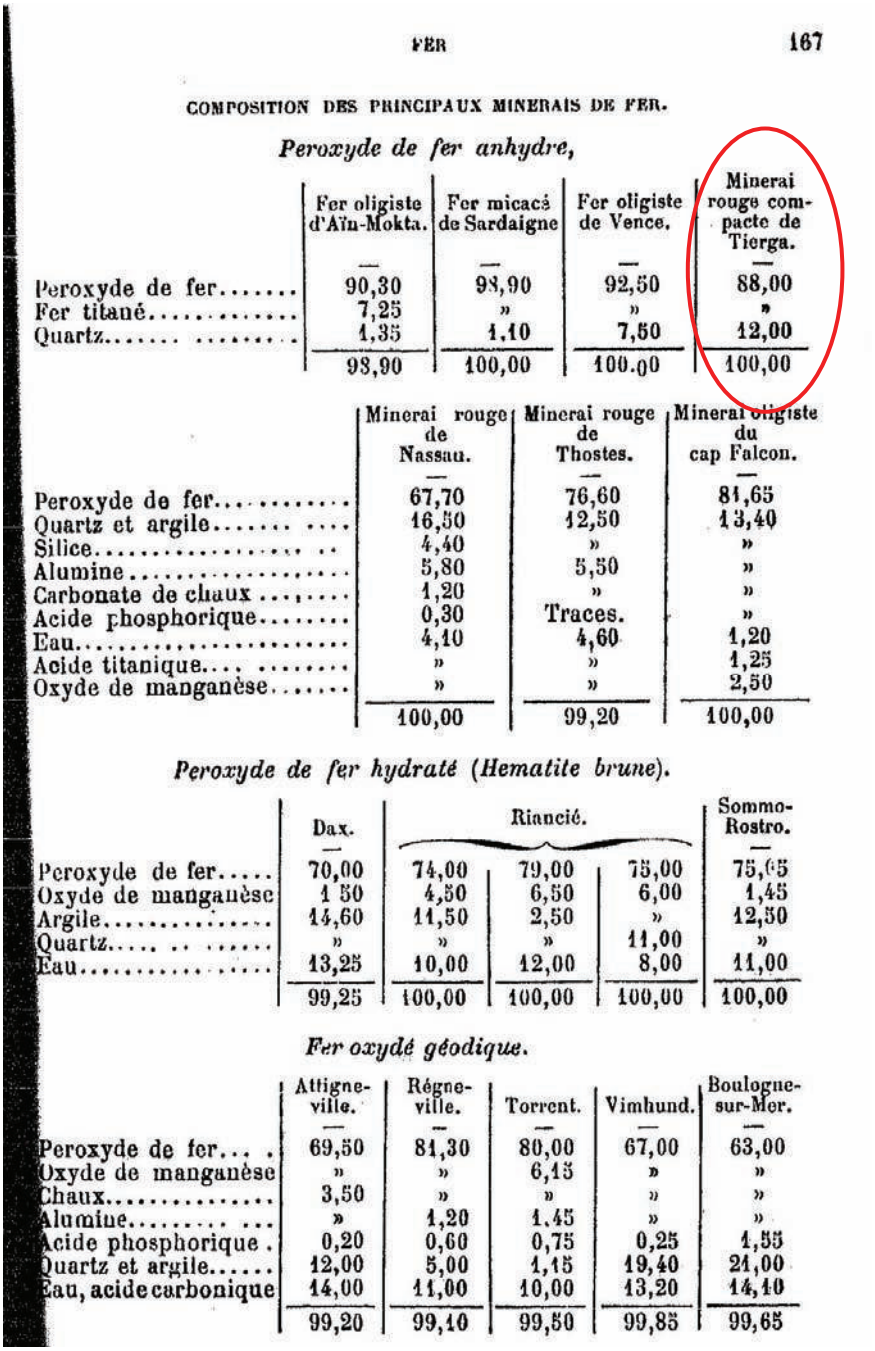
A finales de la década de 1890 se solicitaron nuevas concesiones para hierro en Tierga, como así lo certifican cuatro documentos de registros mineros que se conservan en el AHPZ: "Petra" –no confundir con Petra III, situada en el T. M. de Ólvega–, "Barranco de los Judíos", "Navidad" y "Triano" (IMPZ, 1888, 1889a, b, 1890, respectivamente), aunque ninguna de ellas tuvo producción alguna –es posible que ni siquiera llegaran a ser otorgadas, pues no se las cita en la "*Estadística Minera*" de los años siguientes a su solicitud–. La mina "Barranco de los Judíos" fue demarcada sobre el mismo yacimiento de la actual "Santa Rosa"; Muñoz (1918) señala que la mineralización de hierro de "Santa Rosa" fue descubierta debido a una tormenta más intensa de lo habitual, que abrió "*un canalizo*" que "*dejó al descubierto un filón de hierro de casi dos metros de potencia (…)*". Debido a la localización de la concesión "Barranco de los Judíos", no sería de extrañar que ese hallazgo fuera el que llevó a solicitar la referida concesión.

Así mismo, Rived (1922) menciona que, en 1900, se habían solicitado "*las primeras denuncias de registros mineros en la zona donde hoy se explota*" la mina "Santa Rosa". Ninguna de las concesiones solicitadas en la zona entre 1872 y 1890 parece haber tenido producción, pero contribuyeron a fomentar un notable interés por sus mineralizaciones. Ejemplo de ello es la referencia existente en el manual químico-mineralógico "*Aide-Mémoire du Chimiste*" (figura 2.4), en la que aparece un análisis realizado a una muestra de Tierga, que según el autor era de muy buena calidad para la siderurgia, por su alta ley en hierro (un 88 % en peso de Fe_2O_3) y bajos contenidos en fósforo y azufre.

Tal fue el interés generado, que entre 1900 y 1904 varios particulares solicitaron en la zona de estudio y las áreas adyacentes hasta 32 concesiones mineras (tabla 2.1). La superficie conjunta registrada superó las 3500 ha y abarcaba terrenos de los TT. MM. de Tierga, Illueca, Mesones de Isuela, Nigüella, Arándiga y Purroy. Ante tal cantidad de registros, el propio Jefe del Distrito Minero de Zaragoza declaraba, en la "*Estadística Minera de España*" de 1901 (Anónimo, 1902a), que:

> "*El período de actividad de los abundantes criaderos de mineral de hierro que asoman en la vertiente Sur del Moncayo, está próximo á iniciarse, y será un hecho desde el momento en que empiece á decrecer la producción de minerales de hierro de Bilbao, que en parte no despreciable serán sustituidos con los hierros oligistos, magnéticos y micáceos que en esta zona se encuentran entre los estratos* (cámbricos) *y del Trias*".

Sin embargo, no fue hasta 1913 que una de esas concesiones, la de "Santa Rosa", produjo la primera partida vendible de mineral de hierro. Hasta entonces los titulares de los 32 registros sólo habían llevado a cabo algunos trabajos de investigación, más sus verdaderas preocupaciones eran, en primer lugar, encontrar una solución para poder transportar el mineral de hierro desde las concesiones hasta los ferrocarriles y puertos más próximos, y, en segundo, conseguir financiación económica suficiente para continuar con sus trabajos de investigación.



FER 167

COMPOSITION DES PRINCIPAUX MINERAIS DE FER.

Peroxyde de fer anhydre,

	Fer oligiste d'Aïn-Mokta.	Fer micacé de Sardaigne	Fer oligiste de Vence.	Minerai rouge compacte de Tierga.
Peroxyde de fer	90,30	98,90	92,50	88,00
Fer titané	7,25	»	»	»
Quartz	1,35	1,10	7,50	12,00
	98,90	100,00	100,00	100,00

	Minerai rouge de Nassau.	Minerai rouge de Thostes.	Minerai oligiste du cap Falcon.
Peroxyde de fer	67,70	76,60	81,65
Quartz et argile	16,50	12,50	13,40
Silice	4,40	»	»
Alumine	5,80	5,50	»
Carbonate de chaux	1,20	»	»
Acide phosphorique	0,30	Traces.	»
Eau	4,10	4,60	1,20
Acide titanique	»	»	1,25
Oxyde de manganèse	»	»	2,50
	100,00	99,20	100,00

Peroxyde de fer hydraté (Hematite brune).

	Dax.	Riancié.			Sommo-Rostro.
Peroxyde de fer	70,00	74,00	79,00	75,00	75,65
Oxyde de manganèse	1 50	4,50	6,50	6,00	1,45
Argile	14,60	11,50	2,50	»	12,50
Quartz	»	»	»	11,00	»
Eau	13,25	10,00	12,00	8,00	11,00
	99,25	100,00	100,00	100,00	100,00

Fer oxydé géodique.

	Attigne-ville.	Régne-ville.	Torrent.	Vimhund.	Boulogne-sur-Mer.
Peroxyde de fer	69,50	81,30	80,00	67,00	63,00
Oxyde de manganèse	»	»	6,15	»	»
Chaux	3,50	»	»	»	»
Alumine	»	1,20	1,45	»	»
Acide phosphorique	0,20	0,60	0,75	0,25	1,55
Quartz et argile	12,00	5,00	1,15	19,40	21,00
Eau, acide carbonique	14,00	11,00	10,00	13,20	14,10
	99,20	99,10	99,50	99,85	99,65

Figura 2.4. Página 167 del manual de química de Jagnaux (1890), donde se aporta el primer análisis químico conocido del mineral de hierro de Tierga (marcado en rojo).

Un anuncio que aparece en la página 518 de la "*Revista Minera, Metalúrgica y de Ingeniería*" de 1902, titulado "*Nuevo yacimiento de minerales de hierro*" (Anónimo, 1902b), sería prueba de esto. En él se refiere lo siguiente:

> *"En los términos de Tierga e Illueca, de la región aragonesa, ha practicado por cuenta de los Sres. Condes de Romanones y de Mejorada la Sociedad Española de Sondeos algunos de éstos, que confirman la presencia de una extensa capa de mineral de hierro que en algunos puntos* ***pasa de 11 metros de espesor****. Parece que el mineral es bueno, y en este caso, (…), no sería extraño se preparasen los criaderos en breve".*

Tabla 2.1. Registros de las concesiones mineras solicitadas entre 1900 y 1904 en los TT. MM. de Tierga, Illueca, Mesones de Isuela, Nigüella, Arándiga y Purroy para mineral de hierro. Datos extraídos de la "*Estadística Minera de España*" de 1909 (Pinar y Rubio *et al*., 1911) y contrastados con la documentación del AHPZ. Las concesiones resaltadas en azul son todas aquellas pertenecientes a D. Enrique de Bordons, mientras que en color pardo se muestran las que pasaron a ser propiedad de la Compañía Aragonesa de Minas, S.A. (fundada en 1910). En letra cursiva se señalan las 12 concesiones que en 1922 habían desaparecido.

Nº de registro	**Denominación**	**T. M.**	**Superf.** (Ha)	**Año**	**Solicitante**	**Vecindad**
0461	Santa Rosa	Tierga	91	1900	Emeterio Higueras	Calatayud
0476	Trinidad	Tierga	12	1900	José Oroz	Calatayud
0478	La Nicanora	Tierga	12	1900	José Oroz	Calatayud
0655	La Prosperidad	Tierga	30	1900	Raimundo Gaspar	Calatayud
0717	La Abundante	Illueca	70	1900	Raimundo Gaspar	Calatayud
0723	Dolores	Tierga	56	1900	Enrique de Bordons	Zaragoza
0732	La Potente	Mesones, Tierga	124	1900	Enrique de Bordons	Zaragoza
0733	Paz	Tierga	240	1900	Enrique de Bordons	Zaragoza
0734	*Asunción*	*Tierga*	*126*	*1900*	*Enrique de Bordons*	*Zaragoza*
0770	La Rubia	Tierga	226	1901	Saturnino Bellido	Zaragoza
0819	*San Enrique*	*Tierga*	*104*	*1901*	*Enrique de Bordons*	*Zaragoza*
0820	*Manolita*	*Tierga*	*54*	*1901*	*Enrique de Bordons*	*Zaragoza*
0821	San Miguel	Tierga	81	1901	Enrique de Bordons	Zaragoza
0822	Octaviana	Mesones	60	1901	Enrique de Bordons	Zaragoza
0826	Feliciano	Illueca	128	1901	Enrique de Bordons	Zaragoza
0827	*Pablo*	*Tierga*	*120*	*1901*	*Enrique de Bordons*	*Zaragoza*
0921	*La Dolores*	*Purroy*	*26*	*1902*	*Enrique de Bordons*	*Zaragoza*
0925	*Pura*	*Illueca*	*334*	*1902*	*Enrique de Bordons*	*Zaragoza*
0926	*Complemento*	*Mesones*	*50*	*1902*	*Enrique de Bordons*	*Zaragoza*
0930	Demas. a Santa Rosa	Tierga	21	1902	Emeterio Higueras	Calatayud
0952	*El Brillante*	*Illueca*	*386*	*1902*	*Álvaro Figueroa*	*Madrid*
0954	Demasía a Dolores	Tierga	11	1902	Enrique de Bordons	Zaragoza
0955	*Dem. a San Enrique*	*Tierga*	*5*	*1902*	*Enrique de Bordons*	*Zaragoza*
0956	Demasía a Feliciano	Illueca	17	1902	Enrique de Bordons	Zaragoza
0959	Demas. a Octaviana	Mesones	6	1902	Enrique de Bordons	Zaragoza
0960	Demas. a La Potente	Mesones, Tierga	14	1902	Enrique de Bordons	Zaragoza
0961	Demasía a Paz	Tierga	40	1902	Enrique de Bordons	Zaragoza
0962	*San Rafael*	*Arándiga*	*30*	*1902*	*Enrique de Bordons*	*Zaragoza*
0963	*Herrera*	*Nigüella*	*56*	*1902*	*Enrique de Bordons*	*Zaragoza*
0991	Favorita	Tierga	30	1903	Enrique de Bordons	Zaragoza
0992	San Eduardo	Tierga	18	1903	Enrique de Bordons	Zaragoza
1066	*La Tremenda*	*Mesones, Nigüela, Arándiga*	*927*	*1904*	*Francisco Cano*	*Zaragoza*

En la "*Estadística Minera de España*" correspondiente a 1907 (Thós y Codina *et al.*, 1908), el Jefe del Distrito Minero de Zaragoza explica que en 1902 y 1903 la *Sociedad Española de Sondeos y Alumbramiento de Aguas* llevó a cabo 14 sondeos por cuenta de los propietarios de las minas, atravesándose en 12 de ellos mineral de hierro, con potencias variables entre 6 y 12 m (Anónimo, 1909).

Aunque no se ha encontrado dato alguno sobre la ubicación de dichos sondeos, los espesores dados para la mineralización coinciden con los hallados en el interior de las labores subterráneas de la actual mina "Santa Rosa". Tras estos resultados, los titulares de los registros mineros constituyeron una sociedad en 1904 con la finalidad de optimizar sus recursos y poder continuar con las investigaciones mineras (Anónimo, 1904). La realización de las nuevas labores de investigación fue encargada de nuevo a la *Sociedad Española de Sondeos y Alumbramiento de Aguas* y, una vez más, los resultados de aquellas investigaciones no han quedado registradas.

Algunos de los titulares de los registros mineros decidieron "independizarse" en 1906 de la sociedad que habían fundado, entablando conversaciones con el empresario D. Francisco Cano, para que este los arrendara (Rived, 1922). D. Francisco Cano, tras conseguir algunos de los arrendamientos –entre ellos "Santa Rosa" y "Demasía a Santa Rosa"–, se hizo con una serie de concesiones que, aparentemente, iban a tener una gran importancia económica en un futuro muy próximo, e hizo algunas labores de investigación más, de las que, de nuevo, se desconocen el alcance y los resultados. En la "*Estadística Minera de España*" correspondiente a 1907 (Thós y Codina *et al.*, 1908), el propio Jefe del Distrito Minero de Zaragoza manifiesta literalmente:

> *"Los criaderos de hierro que, al parecer, tienen más importancia, son los de Tierga, Mesones é Illueca. Se presentan en el terreno siluriano*[1]*, en una extensión de unos 12 kilómetros de longitud por poco más de un kilómetro de anchura. No se ha podido aún deslindar si afectan la forma de grandes masas ó bolsadas ó, por el contrario, la de bancos. Se presentan cubriendo unas margas grises del terreno siluriano y por bajo de unas calizas pardo-rojizas, que sirven de indicio seguro para encontrar el mineral, y como guía se utilizaron, en efecto, para los 14 sondeos que, en 1902 y 1903, practicó la Sociedad Española de sondeos y alumbramiento de aguas (…), cortándose en 12 de ellos mineral de hierro,* ***con espesores variables de 6 á 12 metros****.*
>
> *Es notable la gran pureza de estos minerales, pues siendo su ley media de 60 por 100 de hierro metálico, la cantidad de sílice nunca excede del 4 por 100, no teniendo fósforo y sólo ligeros indicios de azufre. Su dureza es muy grande, siendo su color rojo, su estructura metálica y su fractura análoga á la del acero. Como ganga, acostumbran llevar una pequeña cantidad de caliza.*
>
> *La ausencia total de vías de comunicación es causa de que este interesante criadero no se haya explorado más á fondo, con galerías y pozos que permitieran apreciar su verdadera importancia".*

Durante los años 1909 y 1910, D. Francisco Cano buscó socios y financiación y constituyó una sociedad anónima: la Compañía Aragonesa de Minas, S.A. (en adelante Compañía Aragonesa de Minas), cuyo objeto era explotar las minas de hierro de Tierga. Según una noticia que aparece en la "*Revista Minera, Metalúrgica y de Ingeniería*" (Anónimo, 1910), el Consejo de Administración inicial de esta nueva sociedad estuvo formado por varios e ilustres empresarios de la época (figura 2.5).

---

[1] **N. del A.** – Catalogados como Siluriano a principios del siglo XX, estos materiales pertenecen al Cámbrico Inferior.



Figura 2.5. Parte de Fundador nº 490 de la Compañía Aragonesa de Minas, S.A. (1910), con la firma del escritor aragonés D. Basilio Paraíso, como Secretario fundacional, y del empresario D. Carlos Corsini y Senespleda, como Tesorero. Este ejemplar fue subastado en Alemania en 2011 por HWPH Historisches Wertpapierhaus AG, que conserva sus derechos de imagen (ver "***Anexo 1 – Crédito de imagen HWPH***").

Desde que fue constituida, la Compañía Aragonesa de Minas trató de asegurarse el control de todos los registros mineros cercanos a la concesión "Santa Rosa" en los cuales las investigaciones hubiesen arrojado resultados interesantes. En 1922, de los 32 registros mineros originales solicitados a principios de siglo sólo quedaban 20 vigentes en la zona (figura 2.6), de los cuales la Compañía Aragonesa de Minas era ya propietaria (que no arrendataria) de seis: "Santa Rosa", "La Nicanora", "Trinidad", "Abundante", "La Prosperidad" y "Demasía a Santa Rosa" (tabla 2.1). La Compañía Aragonesa de Minas sólo hizo labores de explotación en "Santa Rosa", dejando las otras cinco en reserva para una futura explotación (que nunca llegó a iniciarse).

Tanto Muñoz (1918) como Rived (1922) aportan información detallada sobre las inversiones más importantes y los trabajos de preparación para la explotación que la Compañía Aragonesa de Minas hizo en la concesión "Santa Rosa" entre 1911 y 1915, lo que le permitió iniciar su explotación en 1913. En concreto, cabe destacar:

- El hueco minero: La Compañía Aragonesa de Minas generó una pequeña parte del hueco minero existente en la actualidad dentro de las instalaciones mineras de "Santa Rosa" (figuras 2.7a-b y 2.8a-b), para extraer la parte más superficial de la mineralización aflorante en el barranco mediante una explotación a cielo abierto. A partir de este hueco, y siguiendo la mineralización, se desarrollaron múltiples galerías cuyo propósito era explotar las zonas más profundas de esta mediante minería subterránea (figura 2.9a).
- Las instalaciones subterráneas: Como ya se ha dicho, a partir del hueco minero la Compañía Aragonesa de Minas desarrolló una serie de entradas para una mina subterránea que pretendía explotar las zonas más profundas de la mineralización. Estas labores, que llegaron a profundizar hasta una cota de unos 540 m s. n. m. –las bocaminas estaban emplazadas a unos 600-620 m s. n. m.–, seguían el método de explotación de cámaras y pilares (figuras 2.9b y 2.10) aplicado a un yacimiento en el que la mineralización aparentaba ser, *grosso modo*, tabular e inclinada.

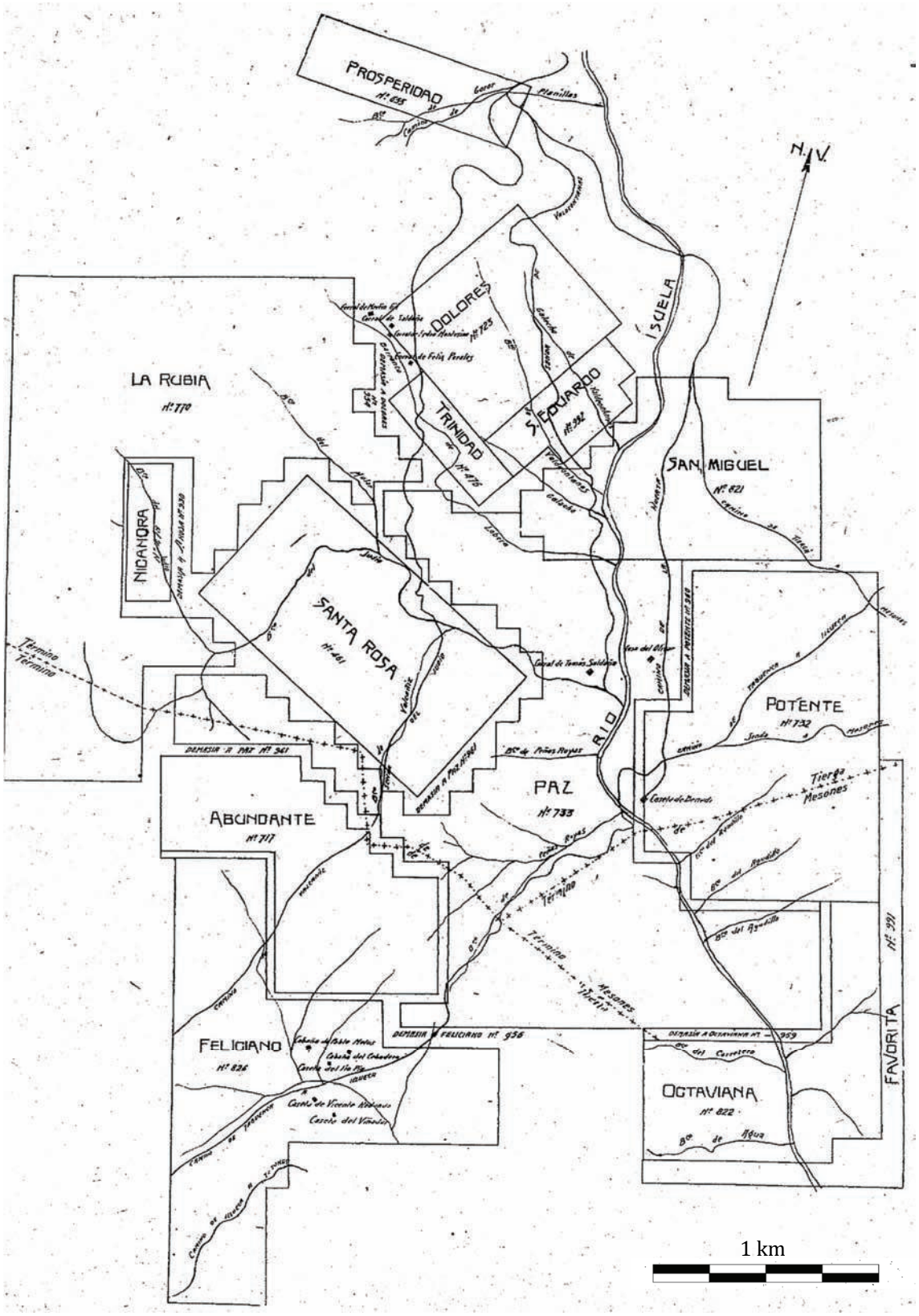


Figura 2.6. Plano en el que se muestran los 20 registros mineros aún vigentes en 1922 en la zona de estudio y sus proximidades (Rived, 1922).

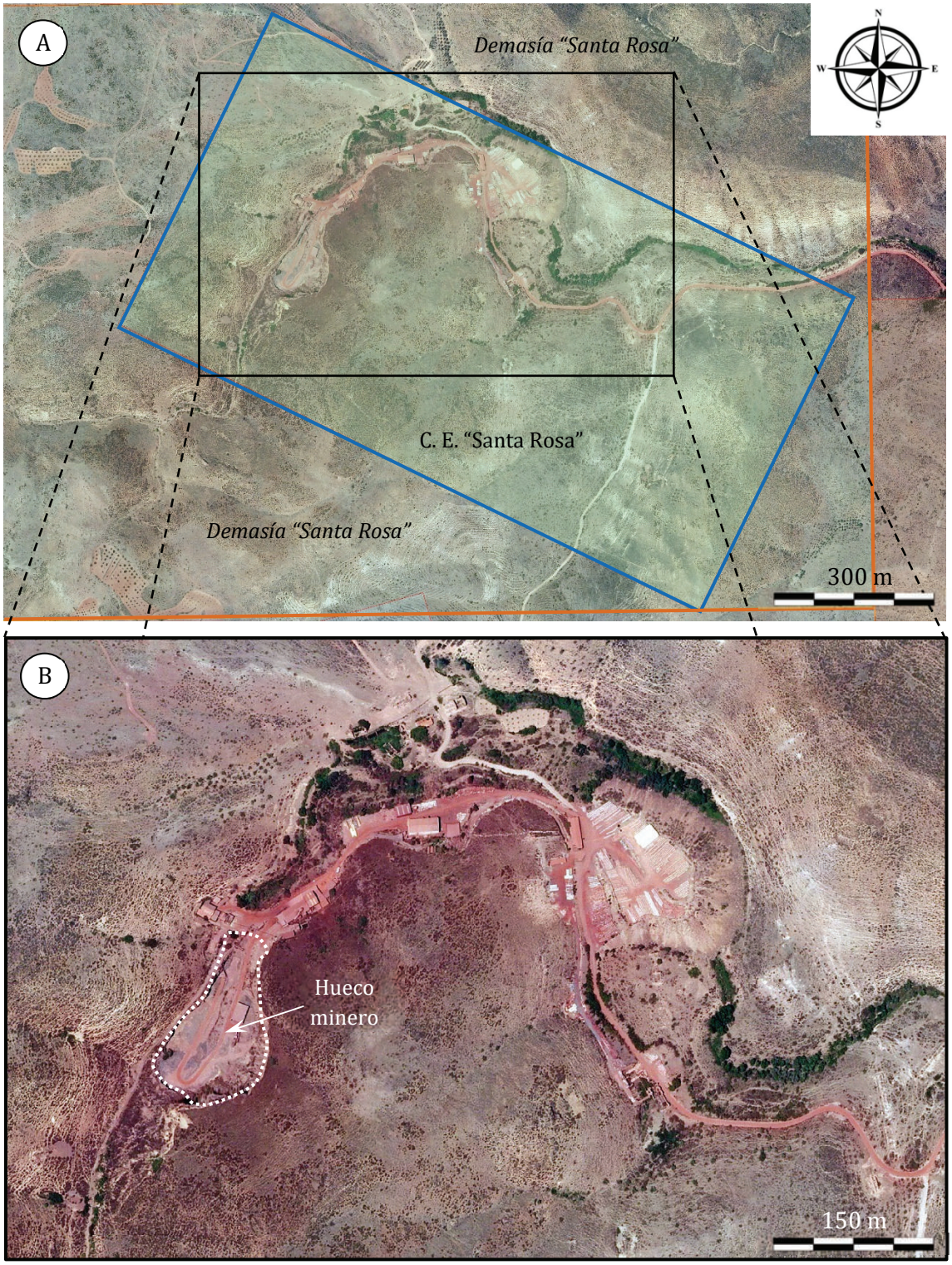


Figura 2.7. **a)** Fotografía aérea de 2015 de un sector de la zona de estudio, en la que puede verse parte del área ocupada por la actual C. E. "Santa Rosa" (en verde transparente), sus límites (en azul) y los de su demasía (en naranja). **b)** Ampliación del área abarcada por las instalaciones mineras actuales, emplazadas en el barranco del Judío, en la que se reconoce, entre otros elementos, el hueco minero. Editado de Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA, 2015).

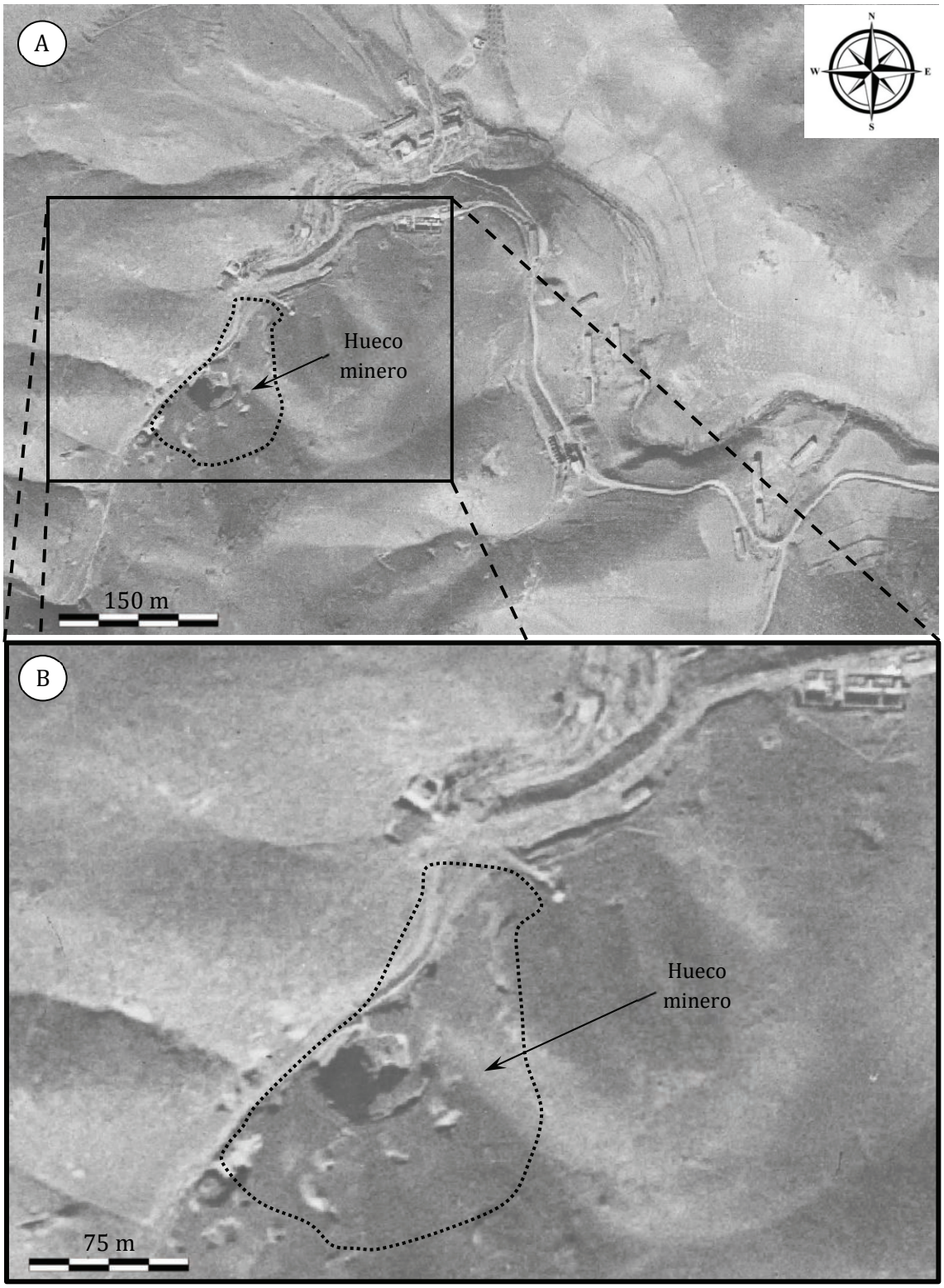


Figura 2.8. Imágenes del vuelo fotogramétrico realizado en los años 1945-46 por el *Army Map Service* de EE. UU. (CECAF, 1945). **a)** Zona mostrada en la figura 2.7b, en la que se puede ver el estado de las instalaciones mineras tras el cese de la actividad de la Compañía Aragonesa de Minas en 1944. Para facilitar la comparativa, se han mantenido con línea discontinua los límites actuales del hueco minero. **b)** Ampliación de la fotografía anterior, en la que pueden intuirse las dimensiones del hueco minero original. También puede verse, en la esquina superior-derecha, como algunos edificios han sido ya desmantelados y no tienen tejado.



Figura 2.9. **a)** Fotografía del hueco minero realizada en 2007 en dirección SW, en la que se puede observar la rampa de bajada hacia las labores subterráneas (la actual bocamina se emplaza en la parte más profunda del hueco minero) y algunas de las galerías que había originalmente debajo del propio hueco, expuestas durante la ampliación y profundización de este que la compañía Vasco Aragonesa de Minas llevó a cabo en la década de los 60. Se estima que la parte más profunda del hueco original no sobrepasaba la cota de las bermas y taludes que hay en la parte más lejana de la fotografía. **b)** Fotografía tomada en dirección NNE de algunas de las labores subterráneas antiguas expuestas durante la ampliación del hueco minero, en las que se reconoce el método de explotación mediante cámaras y pilares, con pilares de entre 4 y 8 m de altura (el suelo que se aprecia en la fotografía es un relleno estimado en unos 2 m de espesor medio). Estas labores subterráneas ahora al descubierto datan de comienzos de la explotación, apareciendo ya en los planos de Rived (1922).

Dado que, en aquellos años, lo más común era que ese método se desarrollara desde el techo de la mineralización hacia el muro de esta, era conveniente que la sección de los pilares que se dejaban fuese engrosándose hacia abajo según se iba profundizando en la excavación de las cámaras, para salvaguardar la estabilidad de estas. Esto dio lugar a la creación de huecos enormes y, actualmente, espectaculares, con grandes columnas de formas cónicas (como el pilar de la Gilda; figura en portada) y multitud de galerías de acceso abandonadas colgadas a distintas alturas, algunas a más de 10 m por encima de la cota actual del suelo.

- Funicular aéreo: Para resolver la problemática del transporte de mineral desde las labores mineras hasta un ferrocarril, la Compañía Aragonesa de Minas terminó de instalar en 1913 un funicular aéreo de casi 27 km de longitud, el cual transcurría desde "Santa Rosa" hasta la estación de Calatayud del Ferrocarril Central de Aragón (figuras 2.11a-c). En su momento, este funicular fue el más largo de España y una espectacular obra de ingeniería minera, pero actualmente ha desaparecido casi por completo (a excepción de las ruinas de su estación inicial y algunos restos menores dispersos), pues fue desmantelado en 1944 para su venta por la propia Compañía Aragonesa de Minas.

Con todas estas inversiones estaba claro que la Compañía Aragonesa de Minas tenía grandes esperanzas en sus concesiones, sobre todo en "Santa Rosa", realizando, durante la década de 1920, nuevas labores de investigación con el objetivo de encontrar más zonas de explotación. Se llevaron a cabo 17 sondeos a rotación con recuperación de testigo (Rived, 1922), y, aunque la mayor parte de las testificaciones y de las ubicaciones de dichos sondeos se han perdido, este autor aporta la testificación de 8 de esos sondeos y los sitúa en un plano de las labores de "Santa Rosa" de aquella época (figura 2.10).

A partir de Rived (1922), la información histórica encontrada sobre la mina "Santa Rosa" se torna mucho más escasa, limitándose esencialmente a los datos aportados en las estadísticas mineras sobre producción, aunque continúa con su actividad hasta 1944, momento en que cesa completamente la explotación del yacimiento (De Molina y Pico *et al*., 1945) y comienza el desmantelamiento y la venta de toda su infraestructura. Este desmantelamiento (y posterior abandono) fue muy rápido, tal y como ponen de manifiesto las imágenes de los vuelos fotogramétricos realizados en 1945-1946 por el *Army Map Service* de EE. UU., en las que puede apreciarse como algunos de los edificios carecían ya de tejado (figuras 2.8a-b).

En 1956 resurge el interés por la minería en la zona de estudio, solicitándose un nuevo P. I. "Santa Rosa" con la misma demarcación que la concesión registrada en 1900. En 1958 se constituyó una nueva sociedad: la Vasco Aragonesa de Minas, S.A. (en adelante, Vasco Aragonesa de Minas), que recibió la concesión del P. I. "Santa Rosa" en 1959 (López-Ciriano, com. per.). Para competir con otros productores, la compañía Vasco Aragonesa de Minas se hizo también con la titularidad de las concesiones "Prosperidad", "Abundante" y "Trinidad"; mientras que las demarcaciones de "Prosperidad" y "Trinidad" eran idénticas a las que tuvieron a principios del siglo XX, no ocurrió así con "Abundante", que pasó a tener una menor extensión (como se puede apreciar comparando las figuras 1.1 y 2.6).

Entre 1960-1966, las labores de explotación consistieron en una minería de cielo abierto durante la cual se profundizó y ensanchó el hueco minero creado por la Compañía Aragonesa de Minas, dejando al descubierto las antiguas labores subterráneas más superficiales, emplazadas inmediatamente por debajo del hueco (zonas de cámaras y pilares) o colindantes a él (antiguas galerías, figuras 2.9a-b).

Tras desenterrar las galerías que la Compañía Aragonesa de Minas generó en las proximidades del hueco minero, la Vasco Aragonesa de Minas decidió ampliar la que estaba situada más al NW y convertirla en una bocamina de acceso a las labores subterráneas (figura 2.12) y, más concretamente, al primer nivel del pozo de extracción. Esto los llevó a adaptar los huecos preexistentes y a definir la que hoy es la entrada principal de la mina "Santa Rosa". El resto de las galerías expuestas por el hueco minero también fueron desescombradas, pero no parece que la Vasco Aragonesa de Minas llevara a cabo nada más en ellas.

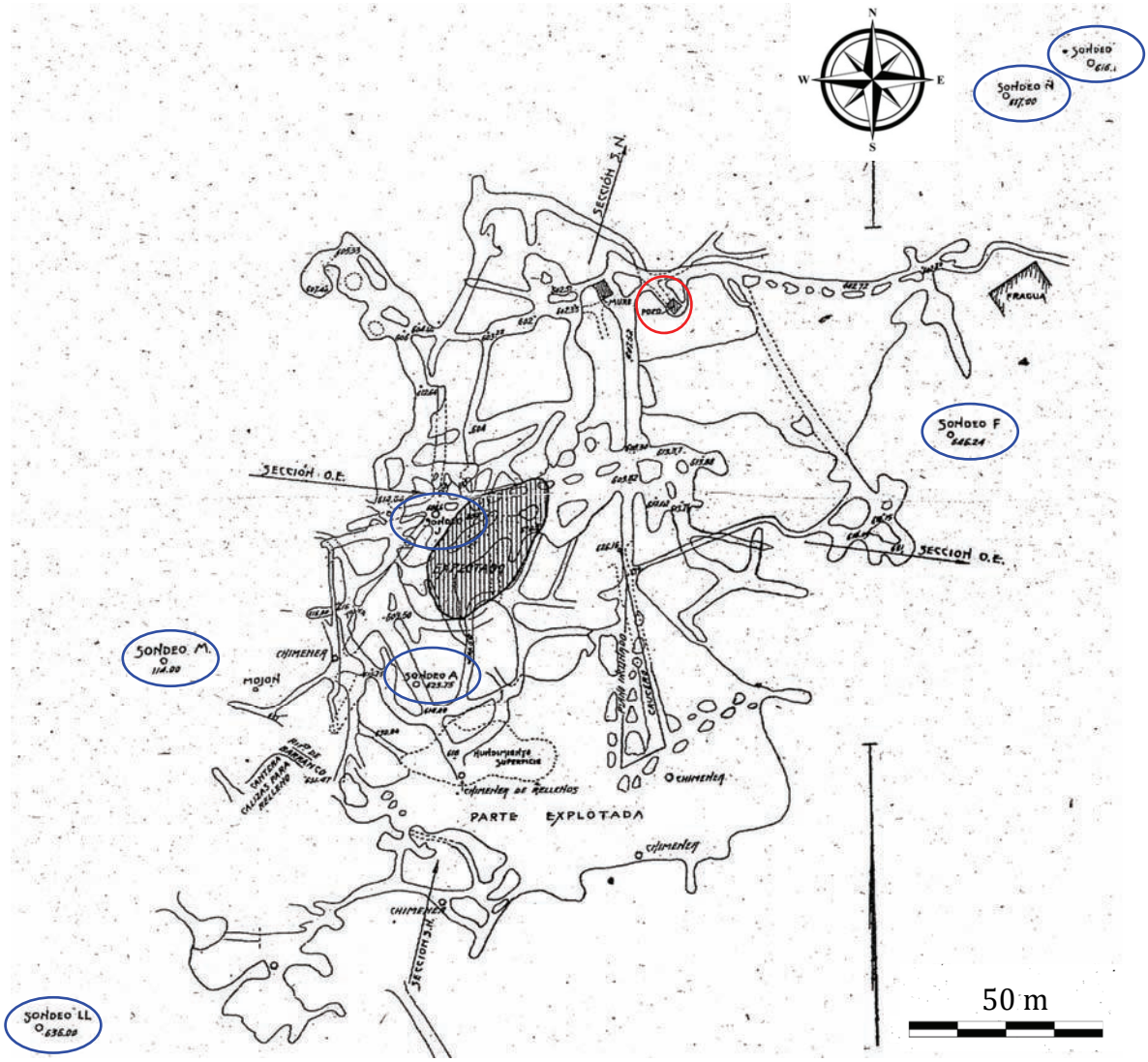


Figura 2.10. Reproducción de un plano de las labores subterráneas de la mina "Santa Rosa" a fecha de 1922. Puede verse una zona ya explotada, delimitada en negro y con textura rayada, cerca del centro de la imagen, que en la actualidad se encuentra completamente colapsada. Con marcas azules se señalan las posiciones de 7 de los 17 sondeos que la Compañía Aragonesa de Minas realizó en la segunda década del siglo XX y, en rojo, la localización de un 8º sondeo y del pozo vertical de extracción diseñado a partir de él para facilitar la extracción del mineral (Rived, 1922).

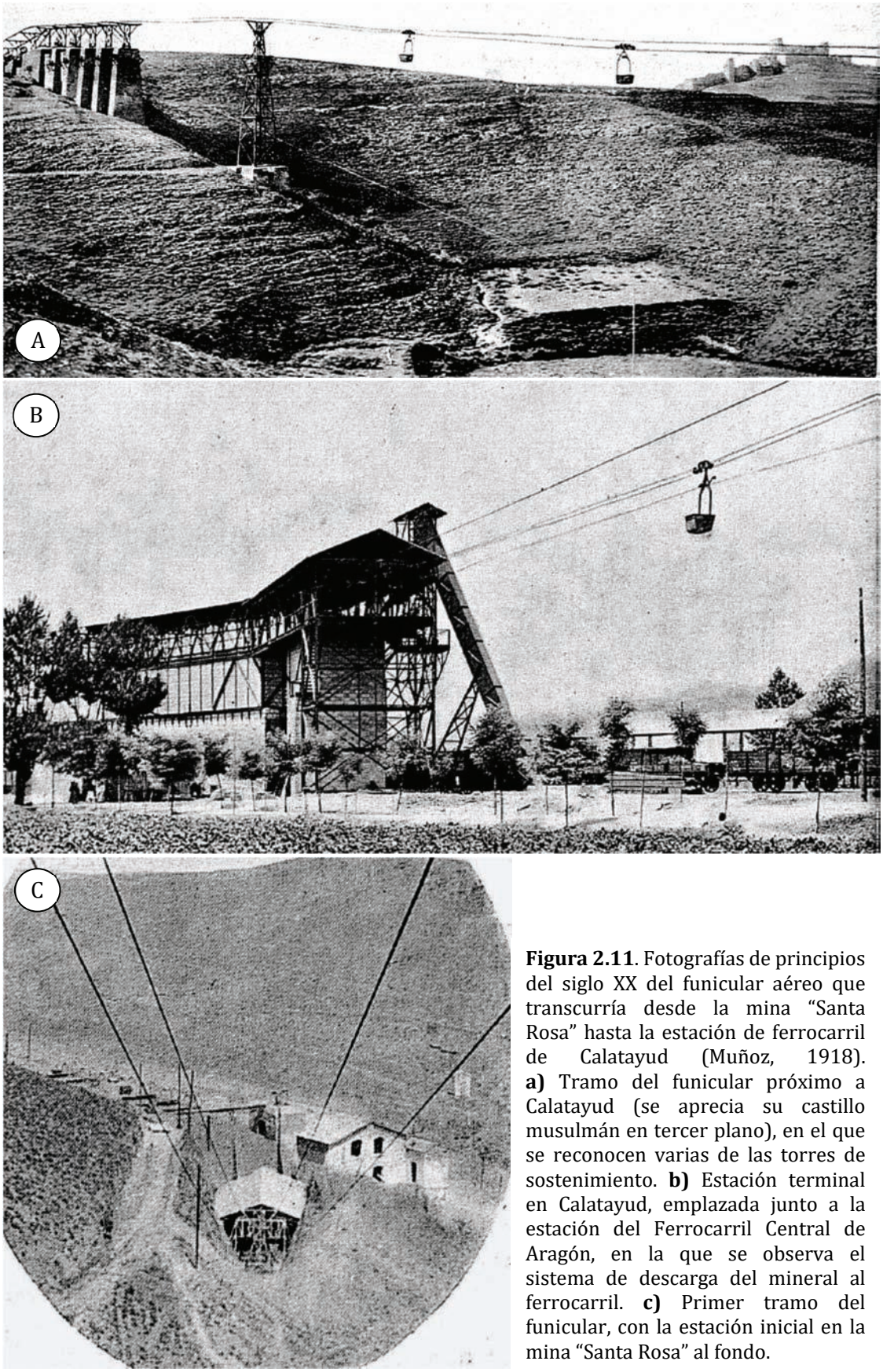


Figura 2.11. Fotografías de principios del siglo XX del funicular aéreo que transcurría desde la mina "Santa Rosa" hasta la estación de ferrocarril de Calatayud (Muñoz, 1918). **a)** Tramo del funicular próximo a Calatayud (se aprecia su castillo musulmán en tercer plano), en el que se reconocen varias de las torres de sostenimiento. **b)** Estación terminal en Calatayud, emplazada junto a la estación del Ferrocarril Central de Aragón, en la que se observa el sistema de descarga del mineral al ferrocarril. **c)** Primer tramo del funicular, con la estación inicial en la mina "Santa Rosa" al fondo.

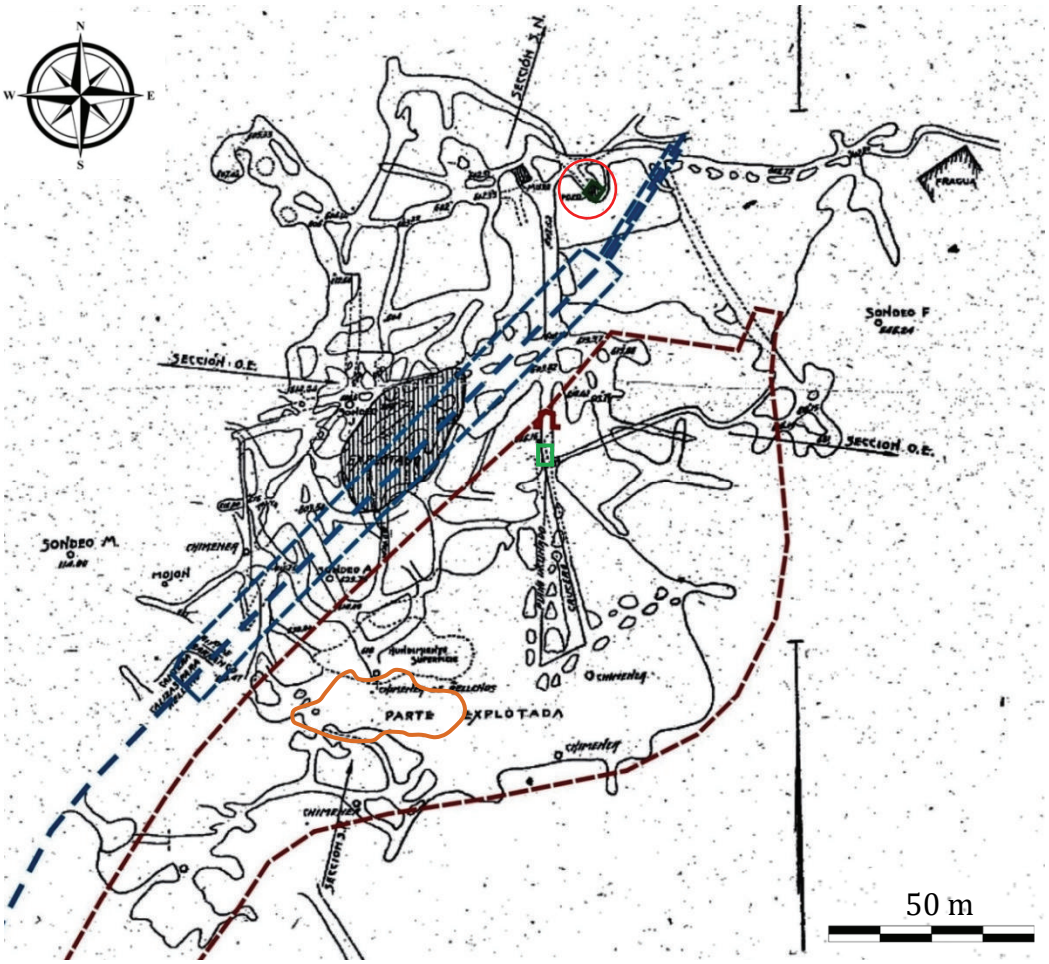


Figura 2.12. Modificación de la figura 2.10 en la que se representa, en azul, la trazada de la canalización artificial del barranco del Judío (que discurre por encima de las labores) y, en granate, el perímetro del hueco minero actual. Con círculo rojo se señala la posición del pozo vertical de extracción que construyó la Compañía Aragonesa de Minas y, con un cuadro verde, la de la nueva bocamina que diseñó la Vasco Aragonesa de Minas. Puede verse claramente cómo el hueco minero coincide con una zona subterránea sobreexplotada y cómo, colindante a ella, aparece una zona hundida (remarcada en naranja). Imagen cortesía de Antonio López.

La ampliación del hueco minero hasta su extensión actual permitió a la Vasco Aragonesa de Minas terminar de explotar, mediante una minería de cielo abierto, la parte más superficial de la mineralización de hierro que había dejado la Compañía Aragonesa de Minas –en su mayor parte, como pilares de sostenimiento–. Durante el período 1962-1965, la producción de hierro de todas las minas en activo en la provincia de Zaragoza fue en descenso, y, en 1966, la única mina que dio producción fue "Santa Rosa" (Aguirre Martínez *et al.*, 1966).

Las labores subterráneas desarrolladas por la Vasco Aragonesa de Minas fueron muy inferiores en extensión a las que llevó a cabo su predecesora, habiéndose avanzado apenas 30-50 m hacia el N. Debido a que, para los técnicos de la época, el yacimiento estaba agotado en dicha dirección a causa de una falla (que *a posteriori* sería conocida como la falla de Asturianos), la explotación se limitó al desarrollo de nuevas cámaras y pilares en el área ya explotada por la Compañía Aragonesa de Minas. Esta explotación subterránea continuó hasta 1971, momento en que la Vasco Aragonesa de Minas solicitó la paralización de las labores de

extracción debido al "*agotamiento de la masa de mineral y la consiguiente crisis por la que viene atravesando la citada explotación*".

Durante el primer semestre de 1972, el IGME llevó a cabo 26 sondeos con recuperación de testigo en la zona, 21 de ellos en la propia C. E. "Santa Rosa", dentro de una importante campaña de investigación minera en la Cordillera Ibérica (IGME, 1975, tomo I). Los resultados arrojados durante esta campaña indicaban que la mineralización continuaba hacia el N, más allá del límite estimado por la Vasco Aragonesa de Minas, con un volumen aproximado de unas 350 000 t. Además, la distancia a la que se encontraban estas nuevas reservas no era muy grande, ni la profundidad mucho mayor, por lo que sería claramente viable (desde un punto de vista técnico) acceder a esas nuevas reservas y continuar su explotación.

Al conocerse los resultados de la investigación llevada a cabo por el IGME, y debido a que la Vasco Aragonesa de Minas ya había manifestado su interés en cesar su actividad extractiva y transmitir sus derechos mineros, la sociedad PROMINDSA negoció la transmisión de las concesiones "Santa Rosa", "Prosperidad", "Abundante" y "Trinidad", que le fueron otorgadas en 1974. Las labores mineras de interior continuaron avanzando hacia el N y profundizando, de tal modo que, a mediados de los años 90 (tras unos 20 años de actividad minera) PROMINDSA había profundizado y ampliado la extensión de la mina tanto como en los 63 años previos (figura 2.13a). En cuanto a la investigación, en 2001 se hicieron varios sondeos con recuperación de testigo de los cuales sólo se conserva la "testificación" *grosso modo* de cuatro de ellos.

En sus 44 años de actividad, PROMINDSA ha logrado extraer casi 300 000 t de mineral de hierro de la mina "Santa Rosa", que sumadas a las 600 000 t y las 150 000 t que extrajeron respectivamente la Compañía Aragonesa de Minas y la Vasco Aragonesa de Minas, arrojan una cifra total de más de 1 050 000 t de mineral de hierro explotadas en este yacimiento (López-Ciriano, com. per.).

2.3.- Estructura de las labores de la mina "Santa Rosa"

La historia de la mina "Santa Rosa" ha implicado, en el tiempo, a diversos propietarios y diferentes métodos de explotación, que definen una serie de etapas o fases de explotación propiciadas por el contexto histórico en que se desarrollaron y por las inversiones realizadas. La estructura y la geometría de las labores subterráneas en su estado actual aún conservan algunos de los rasgos característicos de estas etapas, pudiendo definirse hasta cuatro sectores geográfico-históricos bien diferenciados.

2.3.1.- Sector [1000]: Parte Superior (PS)

Durante la primera etapa de la explotación, llevada a cabo por la Compañía Aragonesa de Minas, es destacable la inmensa inversión realizada tanto en investigación –la mayor parte en forma de sondeos con recuperación de testigo– como en las instalaciones mineras. Estas potentes inversiones fueron las que

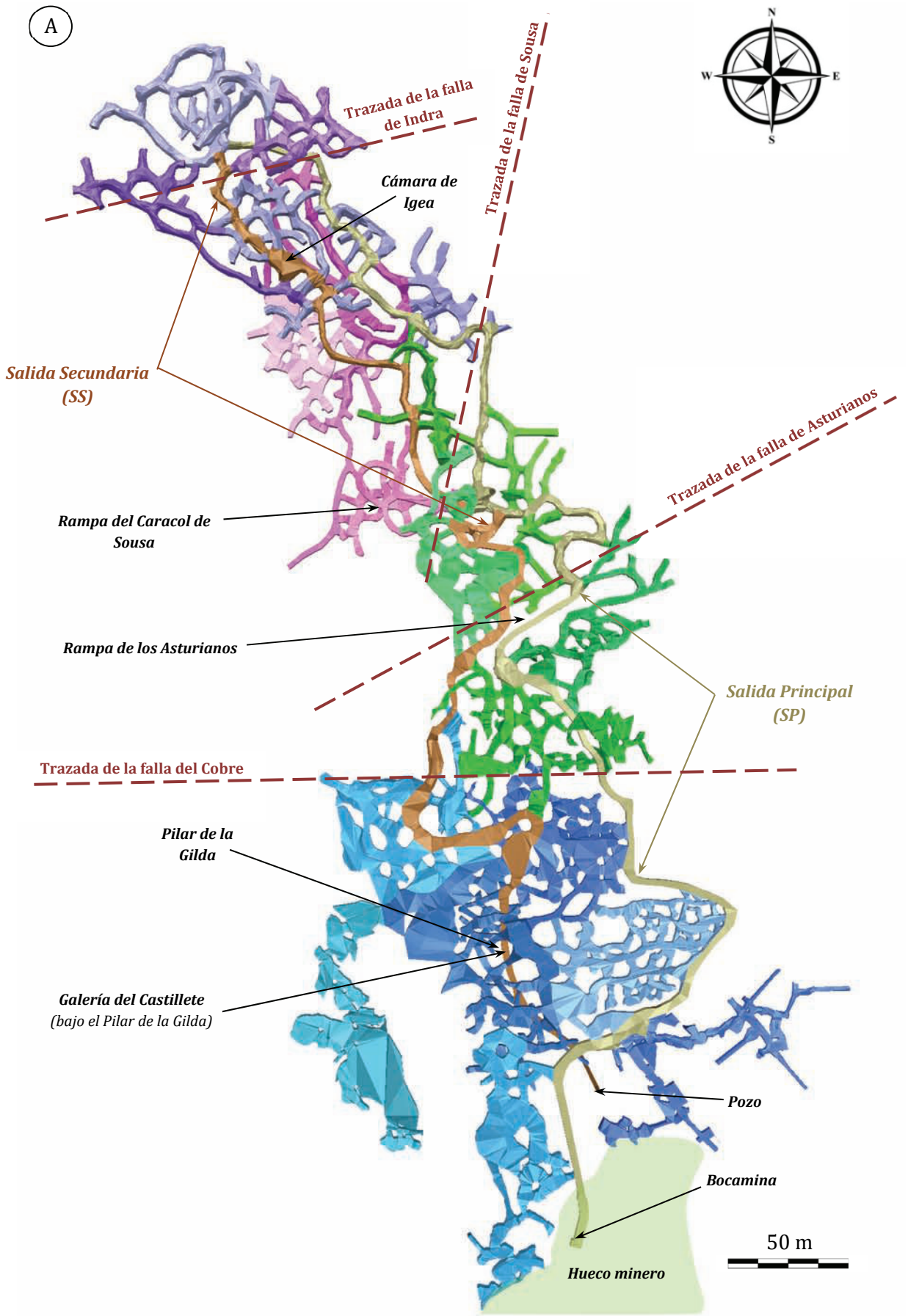


Figura 2.13. **a)** Vista en planta del modelo en 3D diseñado en *RecMin* de las labores subterráneas de la mina "Santa Rosa". **b)** Vista lateral según el eje N-S del mismo modelo. El esquema de colores que

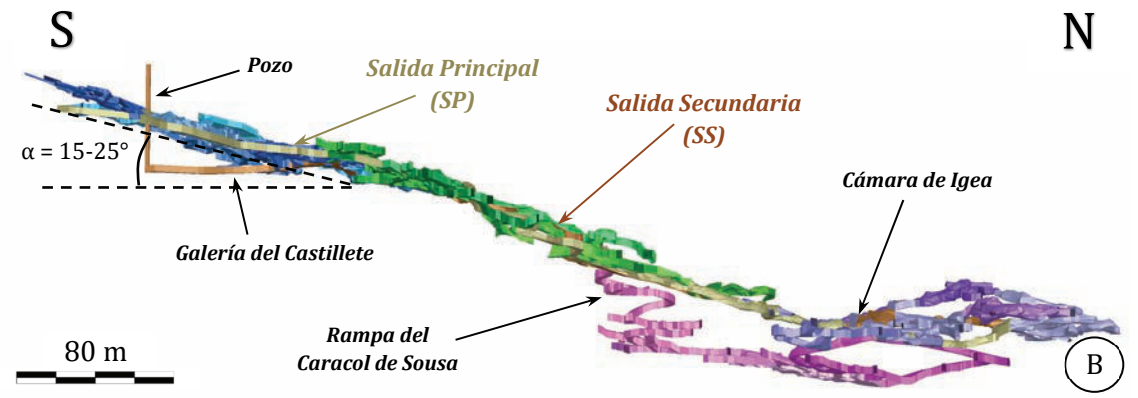


Figura 2.13. [*continuación*] se observa en ambas figuras es el siguiente: dorado para la Salida Principal (SP), naranja para la Segunda Salida (SS), azul para las galerías del Sector [1000] (explotado en su mayoría por la Compañía Aragonesa de Minas y sobreexplotado por la Vasco Aragonesa de Minas), verde para las galerías del Sector [2000] (iniciado por la Vasco Aragonesa de Minas y ampliado por PROMINDSA en los años 70-80), morado para las galerías del Sector [3000] (explotado durante los últimos 30 años), y rosa para las galerías del Sector [4000] (explotado entre las décadas de 1990-2010). La estructura general de los sectores más antiguos sigue el buzamiento de la mineralización, presentando una inclinación media (α) de 15-25° hacia el NNW. Fecha del modelo: abril de 2019.

propiciaron el éxito de la explotación desde que la mina "Santa Rosa" comenzó a funcionar en 1913 hasta su primer cierre, acaecido en el período 1943-1944.



Figura 2.14. Explotación subterránea de la mina "Santa Rosa" con la ayuda de martillos neumáticos. Foto extraída de Muñoz (1918).

En los primeros 30 años de funcionamiento de "Santa Rosa" el método de explotación consistió, sobre todo, en un sistema de cámaras y pilares con desarrollo de extensas cámaras comunicadas entre sí por galerías de acceso. Las labores de explotación durante esta primera etapa de la mina se realizaban de forma manual, desde la perforación de los frentes mediante martillo neumático (figura 2.14) hasta el desescombro de las voladuras, y el mineral se transportaba desde los frentes hasta el pozo de extracción –desde donde se sacaba al exterior mediante una jaula– utilizando vagonetas de carga. Este tipo de operaciones no implicaba, por regla general, amplias secciones de galería, siendo habituales las secciones próximas a los 2x2 m (o inferiores) en las galerías de acceso a las zonas de cámaras y pilares, lo cual propiciaba su estabilidad –a menor sección de la galería, mayor estabilidad–.

Las zonas de cámaras y pilares, en cambio, variaban de altura atendiendo a la potencia de la mineralización. Así, en aquellas áreas localizadas en la periferia del yacimiento –donde los cuerpos mineralizados se acuñan progresivamente y pueden llegar a medir menos de 1 m o, incluso, desaparecer por completo–, las cámaras podían apenas rozar los 1.5 m de altura (figuras 2.15a-b), presentando los pilares unos diámetros inferiores al metro y estando muy espaciados entre sí –estas distancias superan a veces la quincena de metros–.



Figura 2.15. **a-b)** Fotografías tomadas en zonas de cámaras y pilares emplazadas en la denominada [1300] Área de la Tercera Salida. Se trata de las labores más antiguas que pueden visitarse aún hoy en el interior de la mina "Santa Rosa", y sus alturas oscilan entre 1.5 y 2 m, aproximadamente. **c)** Galería de acceso al [1700] Área de la Lengüeta, en la que se pueden ver las entradas de una zona de cámaras y pilares parcialmente enterrada; toda esta zona no supera los 3-3.5 m de altura. **d)** Zona de cámaras y pilares de 3-4 m de altura emplazada cerca del hueco minero, hacia el E, en una zona de la mina actualmente inaccesible (la fotografía data de 2011).

Las características autoportantes de los materiales y la escasa profundidad de las labores en estas zonas, así como la presencia de algunos pilares artificiales de mampostería que ayudan a sujetar los techos de las cámaras, permiten su estabilidad aún en el día de hoy (pese a llevar más de 80 años cerradas); no obstante, algunas de estas zonas presentan ya claros síntomas de deterioro y actualmente no pueden ser visitadas, estando en su mayoría selladas para evitar riesgos.

En las áreas más próximas a la zona central del yacimiento, donde la potencia de los materiales explotables llega a alcanzar la docena de metros, las cámaras existentes ofrecen un aspecto bien distinto, encontrando por lo general pilares con tamaños de entre 3 y 8 m de altura (figuras 2.9b y 2.15c-d), que en algunas zonas de la mina pueden llegar a alcanzar los 10-12 m y tener un diámetro de hasta 10-15 m. La Cámara de la Gilda, en donde se ubica el pilar del mismo nombre, es un claro ejemplo de este tipo de cámaras (figuras 2.16a-b y figura de portada). Los materiales presentes aquí son los mismos que en las zonas de la periferia, por lo que también son autoportantes y, en muchos casos, se conservan perfectamente, sin síntomas de deterioro, pese a su gran tamaño.

El método de explotación de la mina "Santa Rosa" se realizaba, durante esta primera etapa, desde el techo de la mineralización hacia el muro de esta, de tal modo que las galerías de acceso a estas cámaras pronto quedaban "colgadas" a diferentes alturas. Esto hacía necesario abrir nuevos accesos a cotas más bajas o sobreexcavar aquellas labores que, por motivos de operación, fuesen productivas, rebajándose los suelos y ampliándose así las secciones de estas. Fue mediante este proceso que se generaron las galerías y cámaras de mayores dimensiones, alcanzando alturas de hasta 13-14 m (figuras 2.16a-b).

Este caótico sistema de explotación, llevado a cabo sin ninguna (aparente) planificación, dio lugar a un complejo entramado de galerías y amplias extensiones de cámaras y pilares interconectadas entre sí a distintos niveles. Rived (1922) describía, en el "*Boletín Oficial de Minas y Metalurgia*", lo siguiente:

> "*Véase detenidamente el plan de labores, consúltense las cotas de los pisos que encuentran en el plano, y se dará uno cuenta de que las citadas labores han sido un continuo ir y venir a la derecha, a la izquierda, arriba y abajo, sin preocuparse de hacer una buena preparación ni unas investigaciones ordenadas que dieran en su día 'una idea lo más exacta posible del criadero y del plan a seguir para su explotación'.*
>
> *Se ve fácilmente que tan pronto como se encontraron en el punto más alto del criadero empezaron a extraer mineral en rebaje, sin darse cuenta exacta de que, si bien el techo permanecía en el mismo sitio, los pisos los iban rebajando cada vez más. Confiados en la dureza excepcional del hierro y en la seguridad que, por tanto, ofrecían las labores, no se preocuparon de hacer labores de preparación, y como consecuencia lógica, si alguna vez hacía falta mineral para las necesidades del mercado, se forzaba la marcha rebajando pisos y hasta estrechando las secciones de algunas de las pocas columnas que se dejaban de sostén. Este procedimiento (si es que así puede llamarse) de explotación es a primera vista el más sencillo; pero si bien se mira, es el más complicado y el más caro.* (…) *Estas últimas* (las labores mineras) *dejan bastante que desear desde el punto de vista del buen aprovechamiento económico del yacimiento*".

De las palabras de Rived (1922) se deduce que este "sistema" de explotación ya estaba desfasado incluso en la España de la preguerra y que, pese a las inversiones realizadas tanto en instalaciones como en investigación, la información obtenida durante las campañas de sondeos no era debidamente estudiada, siendo nula la comprensión del yacimiento y, por tanto, escasa o inexistente la planificación de la explotación.

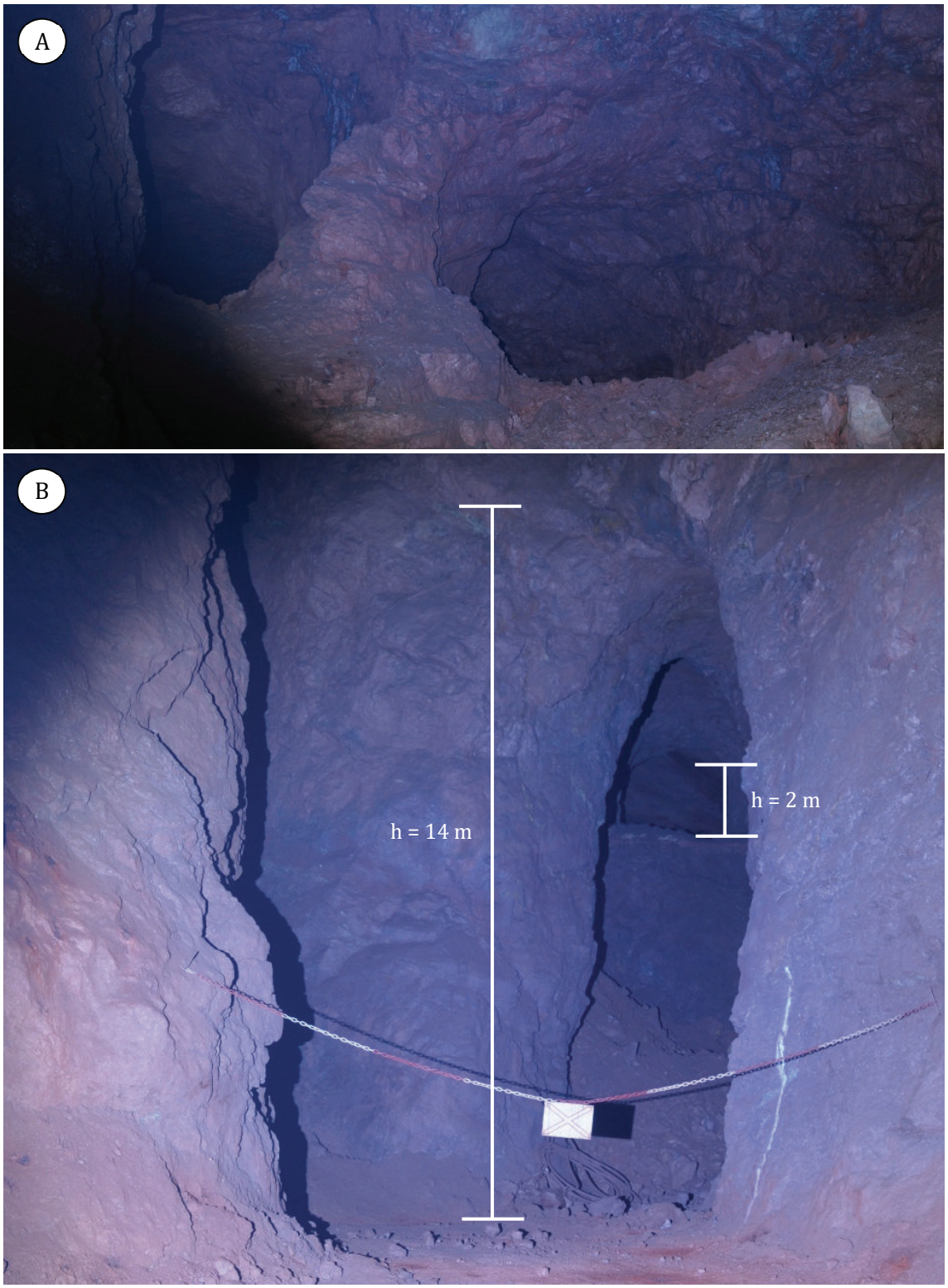


Figura 2.16. **a)** Galerías de 2-3 m de altura colgadas a más de 5 m de altura (medidos desde el suelo de la cámara a la que desembocan), muy próximas a la zona conocida como [1400] Área de la Gilda. **b)** Galería de unos 2 m de altura colgada a más de 11 m por encima del suelo actual de la Cámara de la Gilda, ubicada en el área del mismo nombre. Puede verse como, hacia el fotógrafo, la cámara fue progresivamente rebajada en cota, llegando a medir en la actualidad hasta 13-14 m de altura.

Pese a ello, la Compañía Aragonesa de Minas sí que descubrió, gracias a las propias interpretaciones realizadas en el interior de mina y a los datos arrojados

por las sucesivas campañas de sondeos, que la mineralización no sólo parecía tener unos límites laterales hacia el E y el W, sino que parecía profundizar hacia el NNW con una inclinación media de unos 20-25°. Analizando la estructura y disposición de las labores realizadas durante esa época puede dilucidarse, a grandes rasgos, la geometría de la mineralización y comprobarse cómo, ciertamente, esta profundiza hacia el NNW con una inclinación próxima a los 15-20° (figura 2.13b).

Al conjunto de todas las galerías emplazadas en la parte más meridional de la mina "Santa Rosa" (al S de la denominada falla del Cobre), excavadas en su mayor parte por la Compañía Aragonesa de Minas y retrabajadas (sobreexplotadas), después, por la Vasco Aragonesa de Minas, se le ha denominado Sector [1000] o Parte Superior (PS) (figura 2.13a), aunque tradicionalmente se lo conoce como zona de Cámaras y Pilares Superior. Este sector está constituido, como ya se ha explicado, por amplias extensiones de cámaras y pilares que se conectan entre sí a diferentes niveles mediante una compleja red de galerías.

Uno de los mayores problemas a la hora de estudiar este sector fue su antigüedad, pues debido a ello las labores que lo constituyen han sido susceptibles de experimentar un mayor número de variaciones, quedando colgadas muchas galerías y enterradas parcial o totalmente otras. Dado que todos estos cambios no se registraron por escrito y/o no se han conservado los planos originales, se estima que la extensión de las labores "desaparecidas" oscila entre un 10 y un 30 % del área ocupada por las labores conocidas de este sector.

Mientras que el límite septentrional del sector está definido por la falla del Cobre y el meridional por la bocamina de "Santa Rosa" y el hueco minero, los límites oriental y occidental no están bien determinados. En expediciones exploratorias se han descubierto labores muy antiguas, semienterradas y en un estado de estabilidad muy nefasto que continúan hacia el W más allá de las labores conocidas, mientras que hacia el E se han reconocido multitud de entradas de galerías selladas con mampostería antigua; las longitudes, geometría y disposición de todas estas labores selladas son por completo desconocidas. Pese a esto, los espesores de la mineralización visible parecen reducirse en estas labores, indicando una posible desaparición paulatina de la mineralización en dichas direcciones, por lo que se piensa que el desarrollo de estas labores no debe de alejarse en demasía de los límites conocidos del sector.

Sin tener en cuenta las labores "desaparecidas", todas ellas sin topografiar, se reconocen varias áreas o subdivisiones dentro del Sector [1000] (figura 2.17):

- **[1100] Área de Bocamina**: Conjunto de labores próximas a la actual bocamina de "Santa Rosa" y que conectan con los primeros 70 m de la Salida Principal y con la parte noroccidental del hueco minero. Aunque esta zona de cámaras y pilares estaba, originalmente, conectada con el [1500] Área de la PS Occidental, un antiguo hundimiento impide pasar de una zona a la otra. Actualmente es prácticamente imposible explorar esta área por completo, pues la mayor parte de ella está semienterrada o sellada completamente (figura 2.18).
- **[1200] Área de CPS (Cámaras y Pilares Superior)**: Zona de cámaras y pilares muy extensa y laberíntica. La altura media de estas labores ronda los 4-5 m, con áreas de más de 6 m de altura. Actualmente toda esta zona está

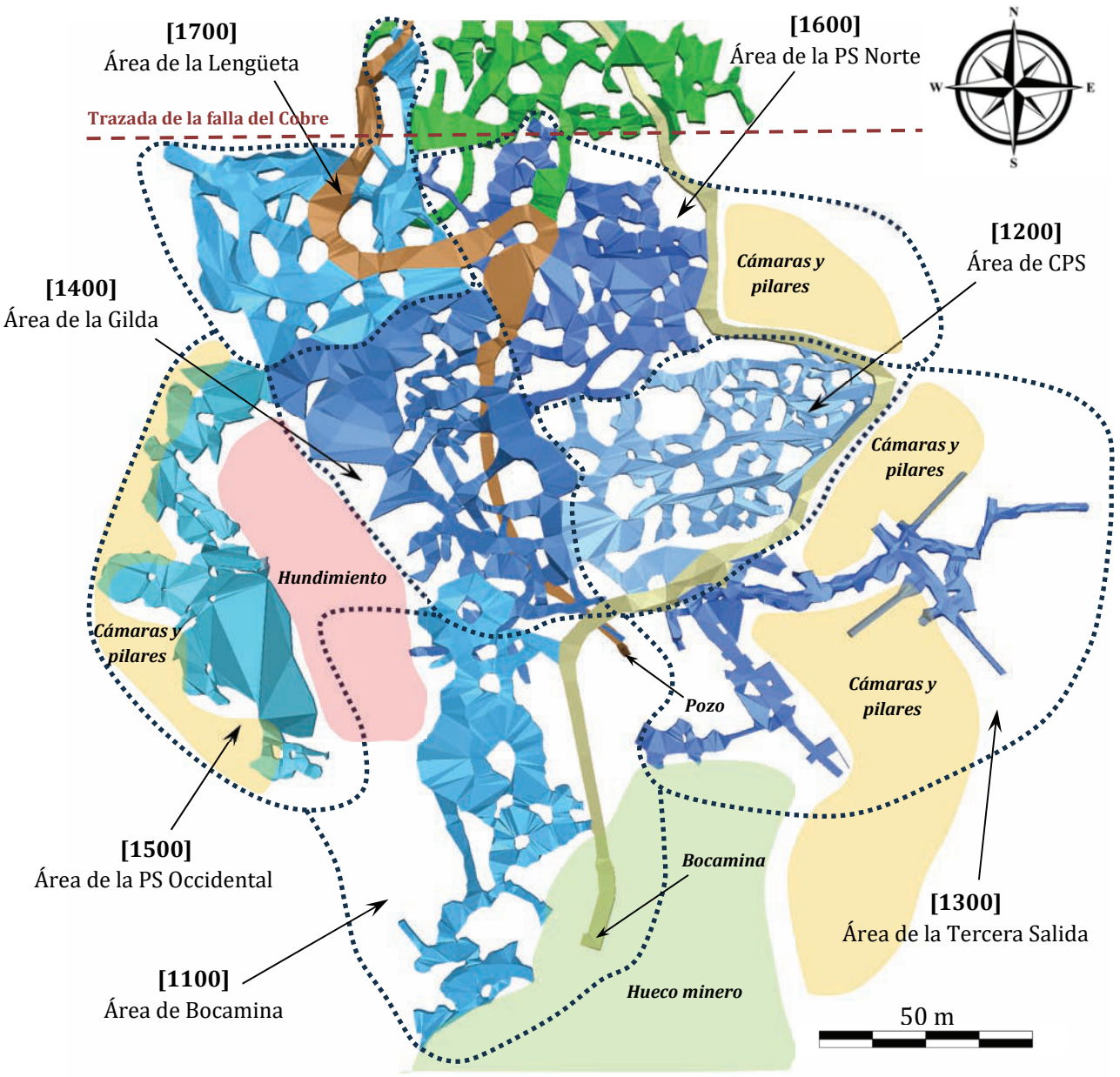


Figura 2.17. Vista en planta de las galerías del Sector [1000], en la que se resaltan, con distintos tonos de azul, cada una de las áreas en que se divide. Aunque se encuentran sin topografiar, se han delimitado *grosso modo* varias zonas de cámaras y pilares enterradas o selladas (en amarillo), cuyas dimensiones reales no están controladas, así como una enorme zona hundida (en rojo) que coincide con una zona sobreexplotada a principios del siglo XX (figura 2.10). Como en la figura 2.13a, en dorado se muestran las galerías que conforman la Salida Principal (SP) y, en naranja, las de la Segunda Salida (SS). Fecha del modelo: abril de 2019.

sellada, con excepción de la Salida Principal (figura 2.18), y los únicos accesos al resto de labores que no están cerrados permanecen colgados a varios metros de altura, no pudiéndose acceder a ellos.

- **[1300] Área de la Tercera Salida**: Zona ubicada inmediatamente al S de la anterior; supone una de las zonas más antiguas de las labores subterráneas y una de las más periféricas del yacimiento, por lo que las cámaras y galerías rara vez superan los 2-2.5 m de altura. Pese su antigüedad –algunas ya aparecen señaladas en los planos de Rived, 1922–, las galerías principales de esta zona se mantienen en muy buen estado de conservación, aunque no así

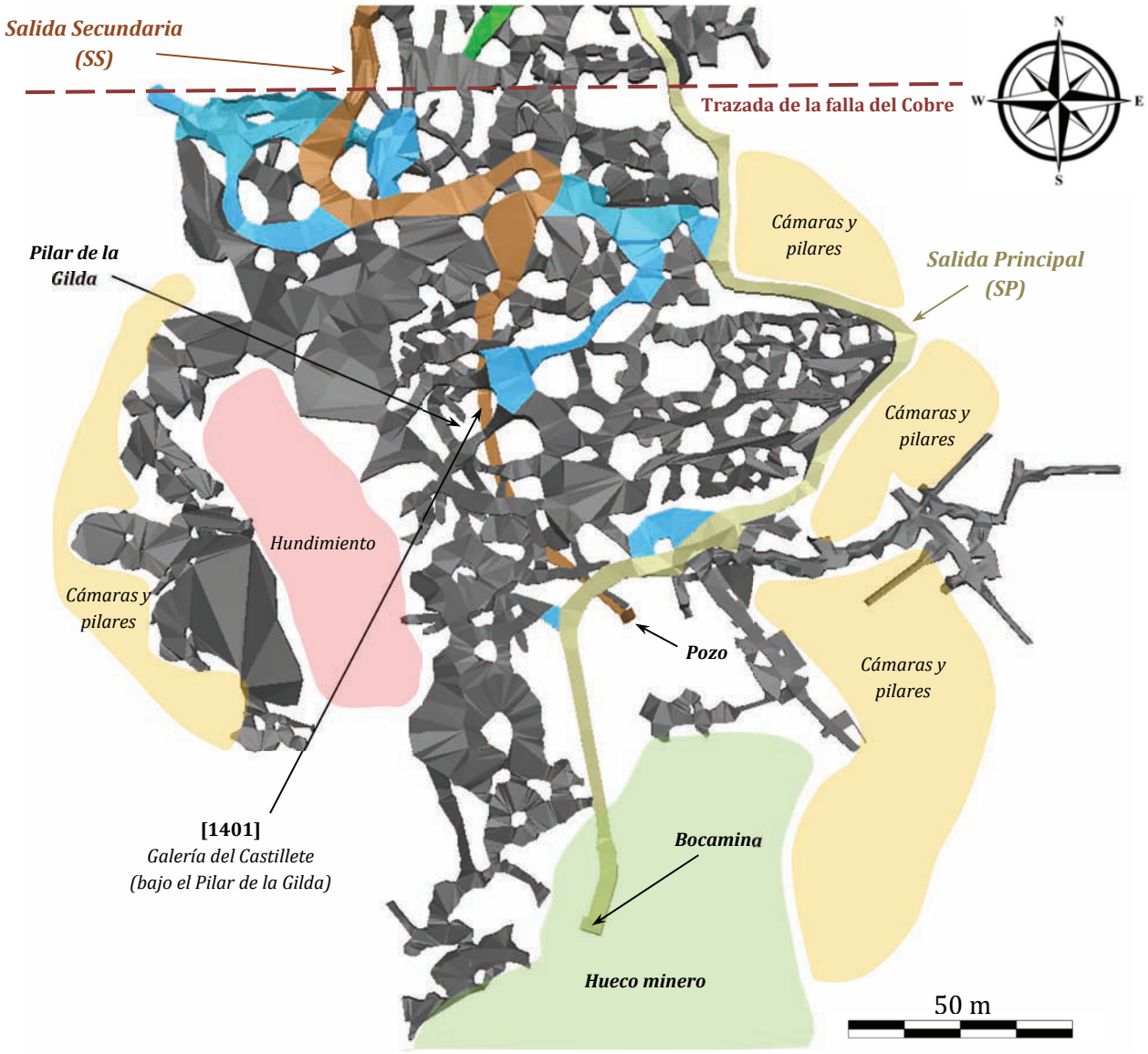


Figura 2.18. Vista en planta de las galerías del Sector [1000] y de la parte más meridional del Sector [2000], en la que se resaltan, con los códigos de color de la figura 2.13a, únicamente aquellas galerías que pueden visitarse actualmente. El resto de las labores (ya sea que estén abandonadas, selladas o enterradas) se muestran en negro. Fecha del modelo: abril de 2019.

la mayor parte de las zonas de cámaras y pilares, a las que es imposible acceder en la actualidad.

- **[1400] Área de la Gilda**: Zona central del Sector [1000]; en ella se emplazan el pilar y la cámara del mismo nombre, los más espectaculares de toda la mina (figura de portada). En dicho pilar la mineralización alcanza los 12 m de potencia, disponiéndose en una serie de cuerpos que, aparentemente, "se apilan" unos sobre otros[2]. En el día de hoy es imposible ver la disposición de estos cuerpos, pues la suciedad y la humedad impiden su correcta visualización.

[2] **N. del A.** – El nombre de este pilar procede del famoso *pintxo* vasco "*Gilda*"; dado que este *pintxo* fue inventado a finales de los años 40 y llamado así debido al estreno de la película del mismo nombre en el Festival Internacional de Cine de San Sebastián en 1948, es de suponer que esta cámara fuese bautizada así por la Vasco Aragonesa de Minas.

- **[1500] Área de la PS Occidental (Parte Superior Occidental)**: Se trata de una de las zonas más antiguas y que se encuentran en peor estado de todas las labores conocidas. Este conjunto de cámaras y pilares se haya, en su mayor parte, enterrado o en muy mal estado, siendo muy peligroso entrar en dicha zona. Es, así mismo y aunque no lo parezca en los planos, una zona muy laberíntica, en la que nunca llegó a levantarse la topografía completamente (dados los riesgos que ello entrañaba). Tal y como se ha mentado ya, en algún momento esta zona conectaba con el [1100] Área de Bocamina, pero ahora es imposible atravesar la zona hundida para llegar hasta ella.
- **[1600] Área de la PS Norte (Parte Superior Norte)**: Aunque claramente menos compleja que el [1200] Área de CPS, esta zona es en verdad una extensión de esta hacia el N. Actualmente esta zona puede visitarse, pues conecta la Salida Principal de la mina con la Segunda Salida, pero gran parte de las labores que la constituyen están semienterradas o cerradas por motivos de seguridad (figura 2.18).
- **[1700] Área de la Lengüeta**: Esta zona representa el área más joven de este sector. Con cámaras y pilares de entre 6 y 10 m de altura diseñados casi por entero en mineral, y con una mineralización probada por debajo de la cota de suelo de hasta 3 m de potencia, esta área supone la continuidad hacia el N de la mineralización explotada en el [1400] Área de la Gilda. Pese a estar en mejores condiciones estructurales que el resto de las áreas de este sector, debido a las grandes alturas de las labores y a los desniveles entre zonas de explotación, esta área se encuentra cerrada en gran parte por riesgo de caídas (figura 2.18).

2.3.2.- Sector [2000]: Parte Media (PM)

En la siguiente etapa de explotación, practicada por la compañía Vasco Aragonesa de Minas, se reconocen dos sistemas de explotación diferentes: la excavación del actual hueco minero, por un lado, y la ampliación de las labores subterráneas preexistentes, por otro. En el primero, la Vasco Aragonesa de Minas se limitó a abrir al exterior parte de una zona de cámaras y pilares de gran tamaño, ubicada en una de las zonas más potentes de la mineralización, en la que se aprecian pilares de alturas próximas a los 3-6 m (figuras 2.9b y 2.19a-c).

Durante la ampliación de las labores subterráneas, la Vasco Aragonesa de Minas apenas abrió mina nueva hacia el N –se estima que los límites de la mina apenas aumentaron 30-50 m en esa dirección–, pues la falla de Asturianos, emplazada poco más al N que la falla del Cobre (figura 2.20), parecía ser el límite septentrional de la mineralización.

Así mismo, que se sepa, esta sociedad no practicó ningún sondeo de investigación, limitándose a aprovechar los recursos abandonados por su predecesora y a expoliar las reservas conocidas, sin importarle demasiado el tipo de yacimiento que poseía y las reservas que pudiese haber en la totalidad de este, lo que a la larga se traduciría en un lastre para el correcto entendimiento y comprensión de este yacimiento. Así pues, la Vasco Aragonesa de Minas se limitó sobre todo a ampliar las zonas de cámaras y pilares que la Compañía Aragonesa de Minas había abierto y a sobreexplotar el denominado Sector [1000].

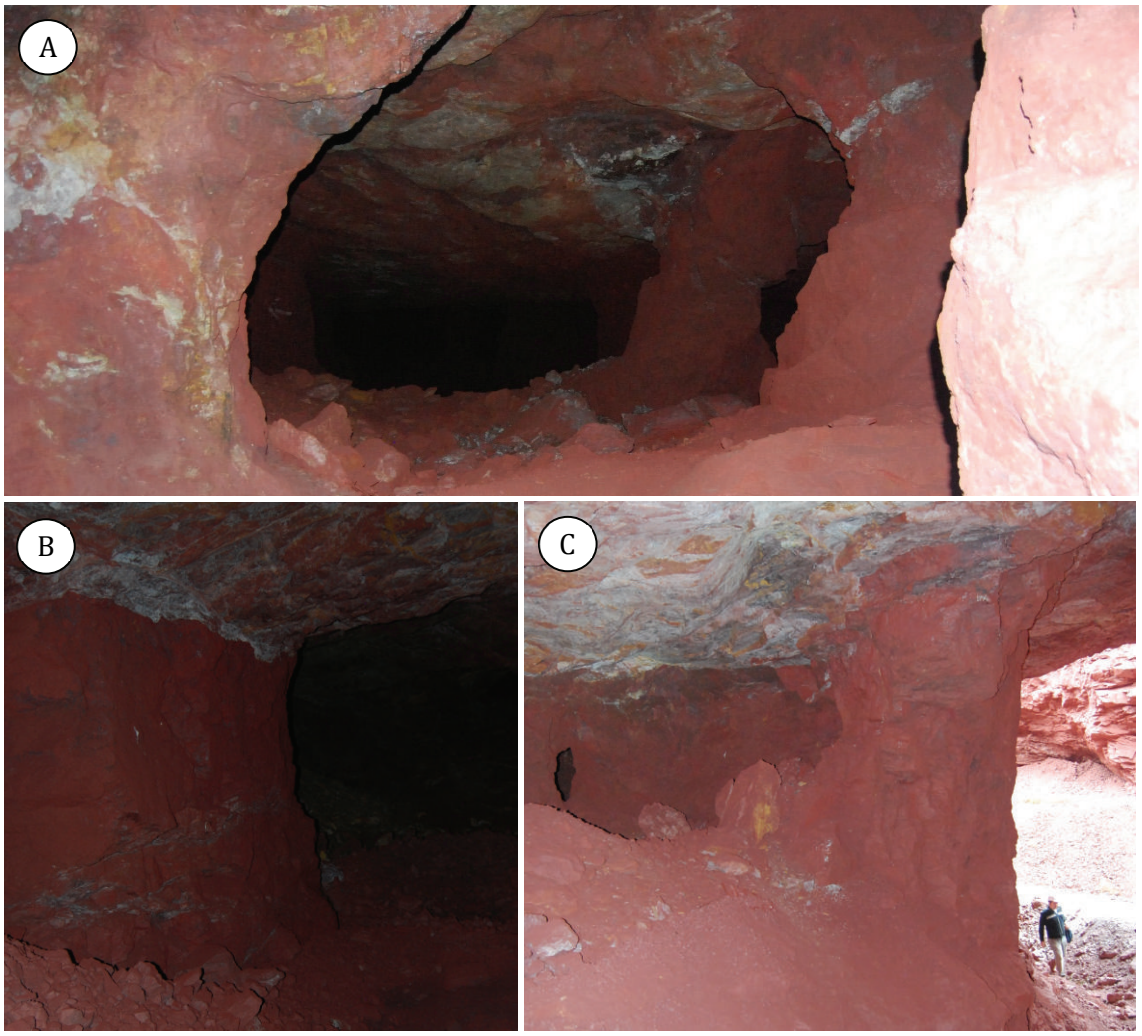


Figura 2.19. **a-b)** Fotografías de pilares de unos 3-4 m de altura emplazados en la zona de cámaras y pilares que hay cerca del hueco minero. Tanto esta zona, como las labores expuestas por la Vasco Aragonesa de Minas cuando desescombró y amplió el hueco minero, constituían una misma zona de explotación subterránea. **c)** Pilar de 6 m de altura que se encuentra en la misma cámara que los anteriores, muy cerca del propio hueco minero.

Como ya se ha dicho, en 1972 el IGME llevó a cabo 26 sondeos con recuperación de testigo en las proximidades de las labores subterráneas, 21 de ellos en la propia concesión "Santa Rosa" (IGME, 1975), y los resultados indicaban que la mineralización continuaba hacia el N, al otro lado de la falla de Asturianos y del supuesto límite de la mineralización, con un volumen aproximado de unas 350 000 t. En 1974, PROMINDSA, nueva propietaria de la concesión, inició una nueva etapa de explotación, preparando los accesos a la nueva zona mineralizada descubierta y, una vez dentro de ella, iniciando sus propios desarrollos y abandonando (en parte) la antigua mentalidad de la sobreexplotación de las labores preexistentes.

Debido a la complejidad tectónica que va adoptando el yacimiento hacia el N y al incremento del buzamiento general de la mineralización en dicha dirección, el viejo sistema de cámaras y pilares fue abandonado paulatinamente. Esto llevó al desarrollo de galerías sinuosas, de alturas muy variables, que comunican zonas de cámaras y pilares no tan extensas como las que se pueden encontrar en el Sector [1000] (figura 2.20).

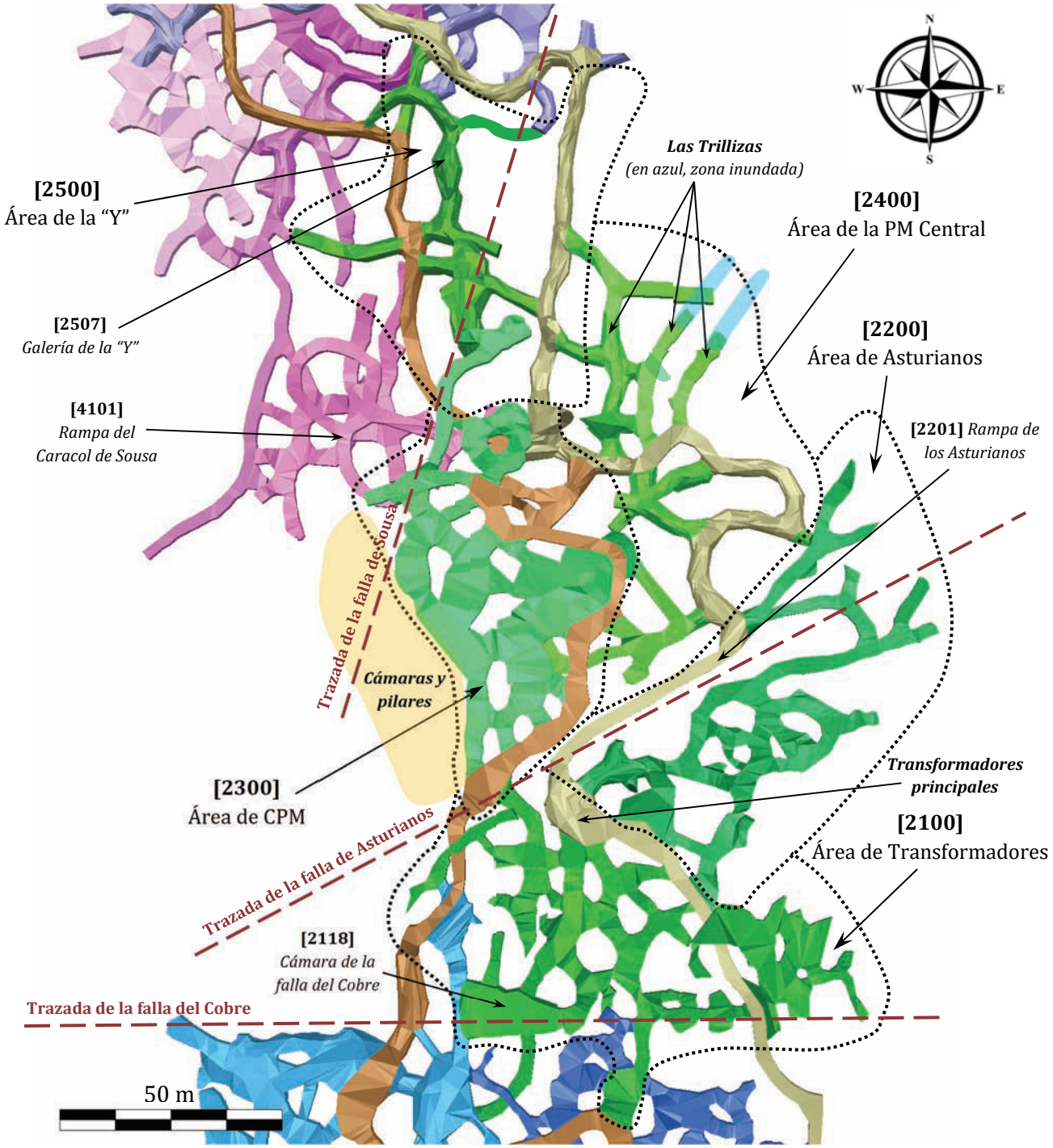


Figura 2.20. Vista en planta de las galerías del Sector [2000], en la que se pueden reconocer, en distintos tonos de verde, cada una de las áreas que lo forman. Como en la figura 2.17, se ha delimitado *grosso modo* una zona de cámaras y pilares enterrada (en amarillo), cuyas dimensiones reales no están controladas. Al igual que en la figura 2.13a, en dorado y naranja se muestran las galerías que conforman la Salida Principal (SP) y la Segunda Salida (SS), respectivamente. Fecha del modelo: abril de 2019.

El Sector [2000], conocido más tradicionalmente como zona de Cámaras y Pilares Intermedia, Zona Intermedia o Parte Media (PM), es, pues, el segundo sector más antiguo de toda la explotación. En él se integran todas las labores que aparecen inmediatamente al N de la falla del Cobre y al SE de la falla de Sousa (figura 2.20), a partir de la cual y hacia el N, la mineralización –que hacia el S conforma un único

conjunto de cuerpos mineralizados– queda dividida en dos grandes conjuntos: la Zona Mineralizada Superior (ZMS), que desciende hacia el NNW con el mismo buzamiento medio de 15-25° observado en el Sector [1000], y la Zona Mineralizada Inferior (ZMI), que se verticaliza y desciende hacia el NW con más de 60° (figuras 2.21a-b).

El sector está subdividido en dos por la falla de Asturianos, una falla de dirección 065 que, hacia el N, hace (aparentemente y de forma relativa) descender la mineralización varios metros. Dado que la Vasco Aragonesa de Minas pensó que esta falla era el límite septentrional de la mineralización, es en ella donde se establece el límite entre la explotación llevada a cabo por esta sociedad y la efectuada por PROMINDSA. Al analizar la distribución de las labores se puede reconocer ya esa tendencia a la simplificación en el método de explotación, que se acrecienta en las labores más septentrionales. No obstante, las zonas más antiguas del sector se caracterizan por un sistema de explotación mayoritariamente de cámaras y pilares. Se reconocen varias zonas dentro del Sector [2000] (figura 2.20):

- **[2100] Área de Transformadores**: La zona más meridional y, por tanto, antigua del Sector [2000], está constituida por varias zonas de cámaras y pilares de escaso desarrollo lateral y alturas no superiores a los 5-8 m –con la excepción de la [2118] Cámara de la falla del Cobre, que compite en altura con la [1402] Cámara de la Gilda (rozando los 13 m de altura)–. Esta área recibe su nombre por localizarse los transformadores principales del sistema eléctrico en ella y, aunque es físicamente posible visitar más del 80 % de la misma, si se pretende entrar en algunas zonas se deben extremar las precauciones. La excavación de esta área pudo ser iniciada por la Compañía Aragonesa de Minas, aunque sería la Vasco Aragonesa de Minas la que la desarrollase y sobreexplotase.
- **[2200] Área de Asturianos**: Esta zona, emplazada inmediatamente al N del [2100] Área de Transformadores, puede considerarse una extensión de esta, pues en su zona meridional está constituida por labores de diseño similar organizadas también en cámaras y pilares. No obstante, hacia el N, la disposición de las labores se torna más sencilla, con galerías de acceso y de producción que comunican la zona de cámaras y pilares del S con la parte baja de la [2201] Rampa de los Asturianos (figura 2.20). Aunque se desconoce la cronología de estas labores, por el tipo de desarrollos (y la presencia de antiguos raíles de vía) parece claro que la parte meridional fue desarrollada por la Vasco Aragonesa de Minas, mientras que la zona septentrional formaría parte de los primeros desarrollos de PROMINDSA. Esta zona recibe su nombre por la propia Rampa de los Asturianos.
- **[2300] Área de CPM (Cámaras y Pilares Media)**: Se trata de una zona constituida por una gran cámara de unos 5-6 m de altura repleta de pilares (más o menos) equidistantes los unos de los otros. Estas labores, ejecutadas casi por entero por PROMINDSA durante los años 70-80, esconden algunas entradas enterradas a zonas no topografiadas e inaccesibles actualmente (figura 2.20), por lo que es posible que quizás fuesen iniciadas por la Vasco Aragonesa de Minas y ampliadas *a posteriori* por PROMINDSA. Sea como sea, lo cierto es que esta zona esconde labores antiguas no catalogadas de extensión aparentemente importante, lo que puede traducirse en un "vacío

de datos" que dificulta la comprensión de la estructura de la explotación, como ya sucede con gran parte del Sector [1000].

- **[2400] Área de la PM Central (Parte Media Central)**: Esta zona está horadada por entero en el bloque hundido de la falla de Asturianos y, aunque se observa una clara simplificación en el esquema general de las labores en comparación con otras áreas más viejas, tampoco está completamente topografiada. Algunas de las labores más antiguas de PROMINDSA permanecen actualmente colgadas a diferentes alturas (quedando completamente inaccesibles) o están inundadas de agua, como es el caso del extremo más septentrional de dos de las tres galerías denominadas Las Trillizas (figura 2.20), siendo imposible acceder a sus extremos terminales y estudiarlas.
- **[2500] Área de la "Y"**: Esta zona debe su nombre a una galería que, originalmente y vista en planta, presentaba un aspecto similar a una "Y". Labores llevadas a cabo en tiempos más recientes (2018-2019) para mejoras en la ventilación de la mina "Santa Rosa" han hecho desaparecer esta peculiar geometría, pero la zona sigue denominándose así. Se trata de las labores más

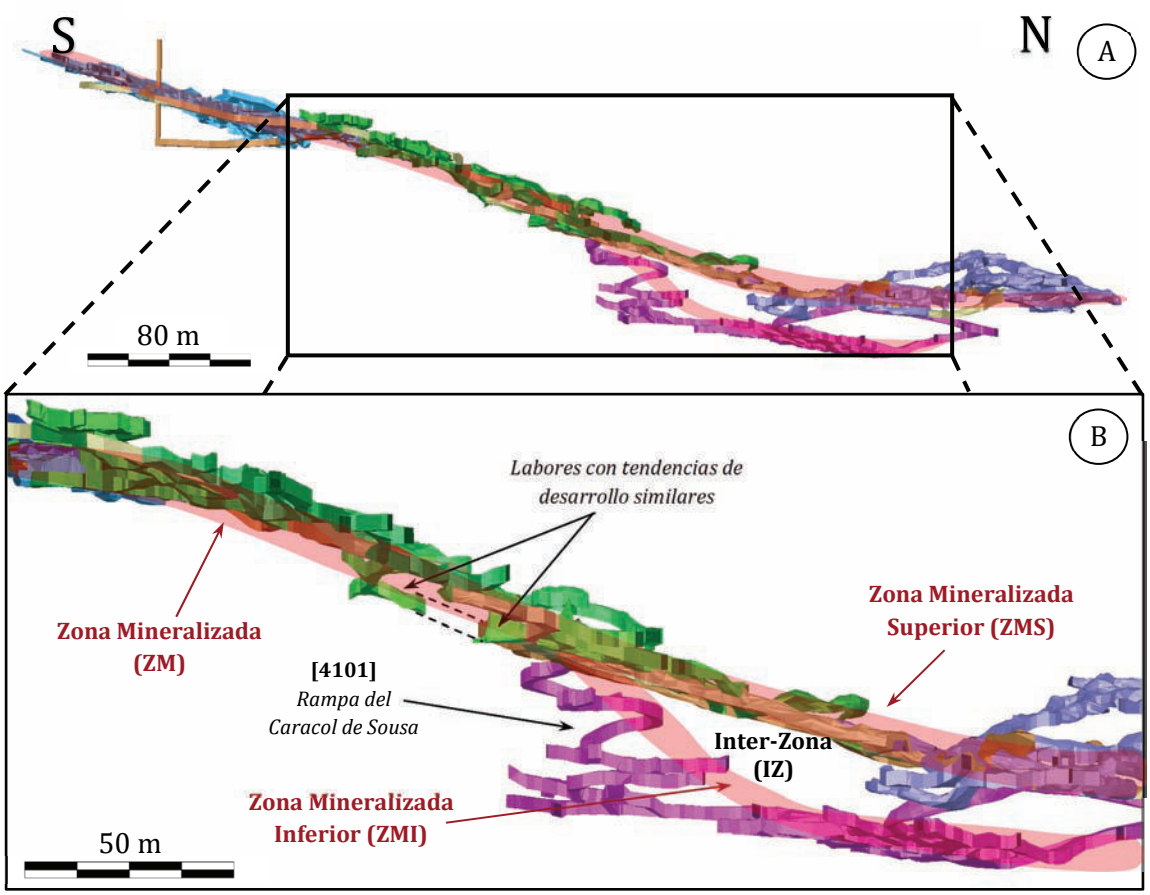


Figura 2.21. **a)** Vista lateral según el eje N-S del modelo en 3D de las labores subterráneas de la mina "Santa Rosa" (editado de la figura 2.13b), en el que se destaca (de forma muy simplificada) en rojo transparente la tendencia de la mineralización. **b)** Ampliación de la figura a centrada en los Sectores [2000] (en verde) y [4000] (en rosa), en la que se puede reconocer cómo, cerca de la [4101] Rampa del Caracol de Sousa, se produce un desdoble de la mineralización hacia el N como consecuencia del nivel de despegue de la falla de Sousa (situada a techo de la ZMI). Como en la figura 2.13a, en dorado se muestra la Salida Principal (SP) de la mina y, en naranja, la Segunda Salida (SS). Fecha del modelo: abril de 2019.

modernas de todo el sector y, aunque permanecen al N de la trazada del nivel de despegue de la falla de Sousa que marca el límite septentrional del Sector [2000], se consideran parte de este sector ya que están excavadas dentro del mismo nivel mineralizado que el [2400] Área de la PM Central y a que sólo se podía acceder a estas galerías desde el propio Sector [2000].

2.3.3.- Sector [3000]: Parte Inferior Alta (PIA)

La tendencia de la explotación llevada a cabo por PROMINDSA se invierte una vez dentro del Sector [3000], donde la Zona Mineralizada Superior (ZMS) parece horizontalizarse (figuras 2.21a-b), recuperándose *grosso modo* el tradicional sistema de cámaras y pilares, aunque a escala algo menor que lo visto en áreas más antiguas: las cámaras excavadas son más pequeñas en extensión lateral que las reconocidas en los sectores [1000] y [2000], sus alturas rara vez superan los 6 m, y los pilares tienen diámetros considerables, superiores siempre al mínimo necesario para la estabilidad de la explotación.

Estas zonas de cámaras y pilares están comunicadas por una red de galerías, en la que la directriz general es, por un lado, respetar las distancias mínimas entre huecos ya excavados, y, por otro, mantener controlado el tamaño de las secciones de galería –suficientemente amplios para la circulación de maquinaria pesada pero no tanto como para que el hueco se torne inestable–. Todo esto "simplifica" enormemente la complejidad del entramado de las labores modernas con respecto al de las antiguas (figura 2.22).

El Sector [3000], también denominado Parte Inferior Alta (PIA), es el tercer sector más antiguo de la mina, aunque la mayoría de las labores son muy recientes (llevadas a cabo en los últimos 10-15 años). A él pertenecen todos los desarrollos que aparecen al N del plano verticalizado de la falla de Sousa (figura 2.20), en los que se ha estado explotando la Zona Mineralizada Superior (ZMS) (figuras 2.21a-b), con la excepción ya mencionada del [2500] Área de la "Y". Al igual que en los Sectores [1000] y [2000], la ZMS desciende a lo largo de este sector hacia el NNW, aunque con una menor inclinación (valor medio de 10-15°, aproximadamente).

Pese a que el espesor medio de la mineralización explotada en todo el sector ronda los 5-6 m, el Sondeo del 27 (uno de los sondeos realizados por PROMINDSA en 2001) atravesó, cerca del eje central del sector, un espesor total de casi 18 m de mineral, dividido en tres cuerpos: uno superior de 9 m, uno intermedio de poco más de 3 m, y uno algo inferior a 5.5 m. La problemática presente en este sector no radica, pues, en las potencias de la mineralización, sino en la continuidad lateral de los cuerpos mineralizados, en su disposición y en sus geometrías, que cambian de forma repentina, lo que se suma a la presencia de gran cantidad de discontinuidades tectónicas debidas a fallas normales, inversas y de desplazamiento lateral que, constantemente, rompen la continuidad de los materiales. Se reconocen varias zonas dentro del Sector [3000] (figura 2.22):

- **[3100] Área del Corte de los Ingleses**: Es la zona más meridional del Sector [3000]; aunque no presenta un gran número de desarrollos, se trata de una de las zonas excavadas en tiempos recientes más ricas en mineral. Con leyes de la mineralización en los frentes de más del 90 % en hematites (> 63 % de Fe elemental) y potencias reales de la misma de 4-6 m, la produc-

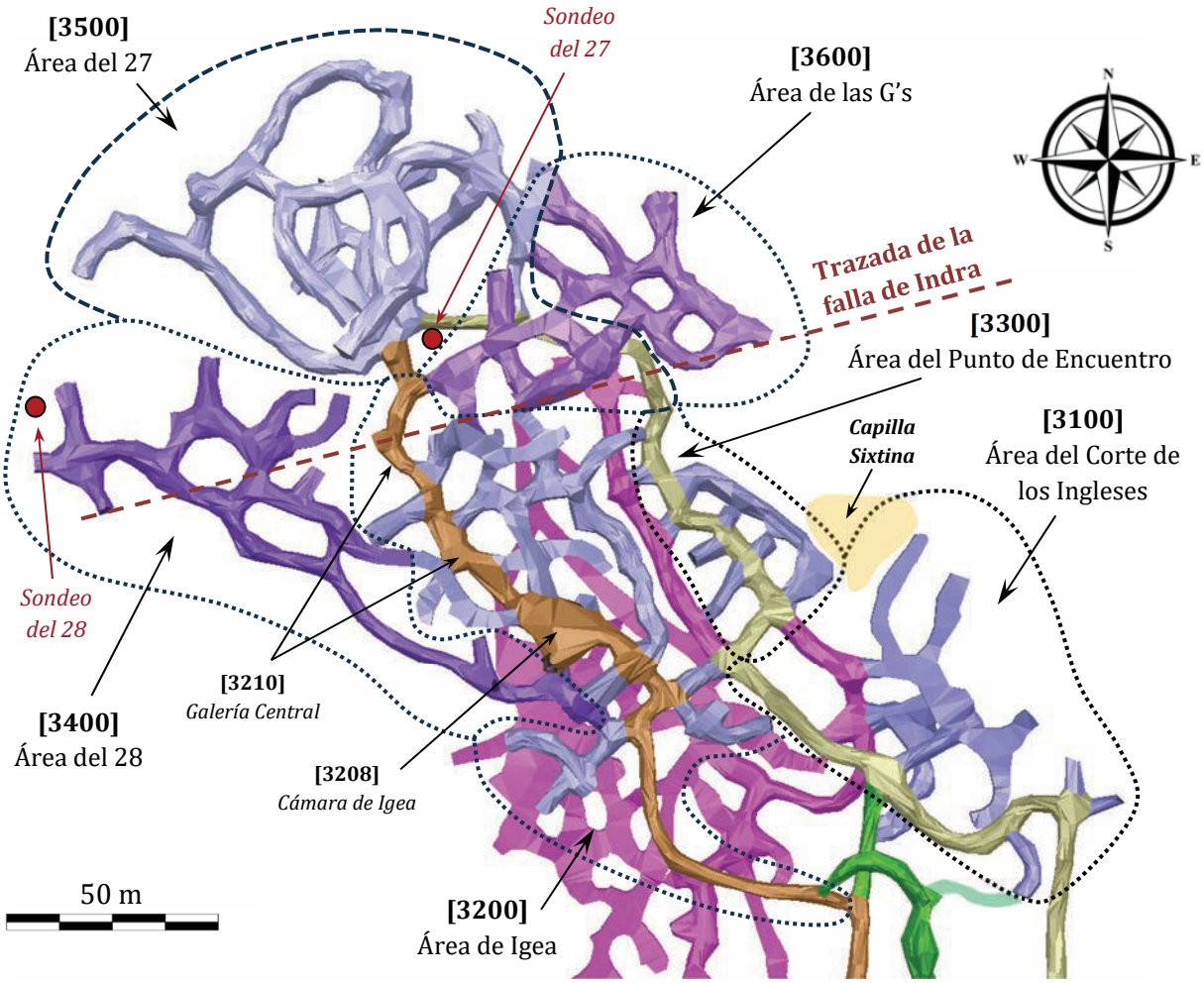


Figura 2.22. Vista en planta de las galerías del Sector [3000] (en colores violáceos), en la que se resaltan, con distintos tonos, cada una de las áreas que lo forman. El [3500] Área del 27, que se ha resaltado con una línea diferente de puntos, se encuentra a una cota más baja que el [3600] Área de las G's, superponiéndose parcialmente a esta zona en la vista en planta. Como en la figura 2.13, en color dorado y naranja se muestran las galerías que conforman la Salida Principal y la Segunda Salida, respectivamente. Fecha del modelo: abril de 2019.

ción que se daba en esta zona iba destinada a los mejores clientes que tenía PROMINDSA en los años 80-90 (es por estos clientes, de nacionalidad británica, que esta zona recibe su nombre).

No obstante, pese a su riqueza mineral, la explotación de esta zona de la mina es harto complicada, pues tanto la mineralización como los materiales encajantes incrementan su buzamiento hacia el E-NE, de tal modo que en la mayor parte de las labores de esta área los materiales alcanzan ángulos de buzamiento superiores a 25-30°, lo que, sumado a la presencia de filtraciones de agua, a unos materiales a techo de la mineralización de mala capacidad portante, y a la presencia de planos de cizalla y fracturas de escala métrica, da como resultado importantes problemas de estabilidad (como el de la clausurada cámara Capilla Sixtina, que colapsó parcialmente).

- **[3200] Área de Igea**: Se trata de la zona central del Sector [3000] y, por tanto, donde se pueden esperar los mayores espesores de la mineralización.

Es en la [3210] Galería Central, en las proximidades de la [3208] Cámara de Igea (de unos 8-10 m de altura), donde se han descubierto, gracias a una serie de perforaciones a rotopercusión hidráulica, hasta 10-12 m de potencia acumulada de hematites, distribuidos en varios cuerpos de geometría sigmoidal que se adelgazan hacia el E y el W del yacimiento, reduciendo considerablemente sus espesores hacia los límites de la explotación. Esta zona está limitada al N por la falla de Indra, que corta la mineralización.

- **[3300] Área del Punto de Encuentro**: Se trata de la zona de trabajo más pequeña de toda "Santa Rosa", abarcando únicamente el punto de encuentro (que, por normativa, debe haber en el interior de una mina subterránea) y las galerías colindantes a él. En términos de explotación/producción, se trata de la extensión del [3100] Área del Corte de los Ingleses hacia el [3200] Área de Igea, por lo que la disposición de las labores es más o menos similar (se trata de una pequeña zona de cámaras y pilares de 4-5 m de altura). La calidad de la mineralización en esta área también es muy elevada, próxima al 90 %, lo que ha llevado de forma tradicional a englobarla dentro del [3100] Área del Corte de los Ingleses. El límite septentrional de esta zona está definido también por la falla de Indra.
- **[3400] Área del 28**: Esta es, quizás, la zona más antigua de todo el sector, aunque no está clara la cronología de la explotación y es posible que las trazadas de la Salida Principal y de la Segunda Salida ya existieran antes de que se empezase a explotar. Iniciando con una rampa ascendente de unos 80 m de longitud llevada a cabo casi por entero en dolomías (la producción de mineral fue nula), esta zona fue excavada para procurar alcanzar la mineralización de 6 m de potencia atravesada por el Sondeo del 28 que PROMINDSA efectuó en 2001 (figura 2.22).
- **[3500] Área del 27** y **[3600] Área de las G's**: Salvo las galerías que conforman la Salida Principal y la Segunda Salida, el resto de los desarrollos son, en líneas generales, los más recientes de toda la explotación. Aunque originalmente constituían una única zona: el [3500] Área del 27, se decidió separarlos en dos áreas diferenciadas por motivos de diseño.

  En líneas generales podría definirse al [3500] Área del 27 como un sistema de galerías dispuestas en dos niveles de explotación diferentes desarrollado en las proximidades del Sondeo del 27, que le da nombre, mientras que al [3600] Área de las G's se la puede describir como una zona de cámaras y pilares desarrollada a modo de unión entre ambos niveles de explotación. El nombre de esta otra zona se debe a que todas las galerías de esta se denominaban Gxx, donde xx era un número correlativo.

2.3.4.- Sector [4000]: Parte Inferior Baja (PIB)

El Sector [4000], también llamado Parte Inferior Baja (PIB) o zona de Cámaras y Pilares Inferior, es el cuarto y último sector de la mina (figura 2.23). Aunque las primeras labores de este sector son algo más recientes que las principales galerías del Sector [3000], el conjunto de todos los desarrollos del primero es más antiguo que la mayor parte del segundo; al Sector [4000] pertenecen todas las labores en las que se ha estado explotando la ZMI (figuras 2.21a-b). Debido

a esto, las labores del Sector [4000] descienden desde el nivel de despegue de la falla de Sousa con unos 50-60° hacia el NNW, para luego, de forma brusca, recuperar una tendencia más suave, próxima también a los 15-20°, pero a una cota muy inferior a la de la ZMS. Se reconocen varias zonas dentro del Sector [4000] (figura 2.23):

- **[4100] Área del Caracol de Sousa**: Esta zona es la más meridional del Sector [4000] y está constituida por una rampa excavada principalmente en estéril (dolomías en su mayor parte) con una geometría "de caracol", de la que parten varias galerías de desarrollo menor. Esta rampa atraviesa la Zona Mineralizada Inferior (ZMI) allí donde esta se dispone con buzamientos superiores a los 50-60°, otorgando accesos para el desarrollo de labores de explotación desarrolladas en guía. El nombre "Sousa" es debido al apellido de un antiguo minero, ya retirado.
- **[4200] Área de los Polvorines**: Esta zona está constituida por dos rampas principales que descienden desde el [3300] Área del Punto de Encuentro hasta el [4400] Área de CPI: la [4201] Rampa de Polvorines y la [4202] Rampa de Bajada a la Bomba (de extracción de agua), respectivamente, así como por un conjunto de galerías de escaso desarrollo que parten de ellas. Sin más rasgos destacables, hay que decir que esta zona debe su nombre a los antiguos polvorines (ya en desuso) que hay en ella y sus proximidades.
- **[4300] Área de Moreno**: Esta zona está constituida por una galería de dirección principal N-S de más de 150 m de longitud que comunica la [4201] Rampa de Polvorines con la parte más profunda de las labores del [4100] Área del Caracol de Sousa. Esta galería, llamada tradicionalmente [4301] Galería de Moreno, debe su nombre, como otras galerías de la mina "Santa Rosa", al apellido de un antiguo minero, también retirado. A lo largo de toda esta zona se puede apreciar el cambio de pendiente de la ZMI desde los 60-70° que presenta en el [4100] Área del Caracol de Sousa hasta los 15-20° que presenta en el resto de las labores del sector.
- **[4400] Área de CPI (Cámaras y Pilares Inferior)**: El área más profunda de las labores subterráneas es una amplia zona de cámaras y pilares excavada en la parte más septentrional de la ZMI conocida. Con leyes del 80-90 % en hematites (entre 56-63 % de Fe elemental) en los frentes, potencias medias de 4-5 m y materiales autoportantes, esta área tenía las características perfectas para desarrollar este sistema de explotación, de un modo muy similar al de muchas zonas de los sectores [1000] y [2000].

  Actualmente esta área se encuentra cerrada y abandonada, pues no sólo se halla a profundidades próximas a los 200 m por debajo de la superficie, sino que algunos pilares fueron indebidamente dañados y, con el tiempo, esto repercutió en algunos problemas de estabilidad menores, pero peligrosos para los trabajadores. Así mismo, al encontrarse en el punto más profundo de las labores, esta zona es susceptible de inundarse de agua con frecuencia, por lo que requiere de un bombeo continuo de agua hacia el exterior para no quedar completamente anegada.

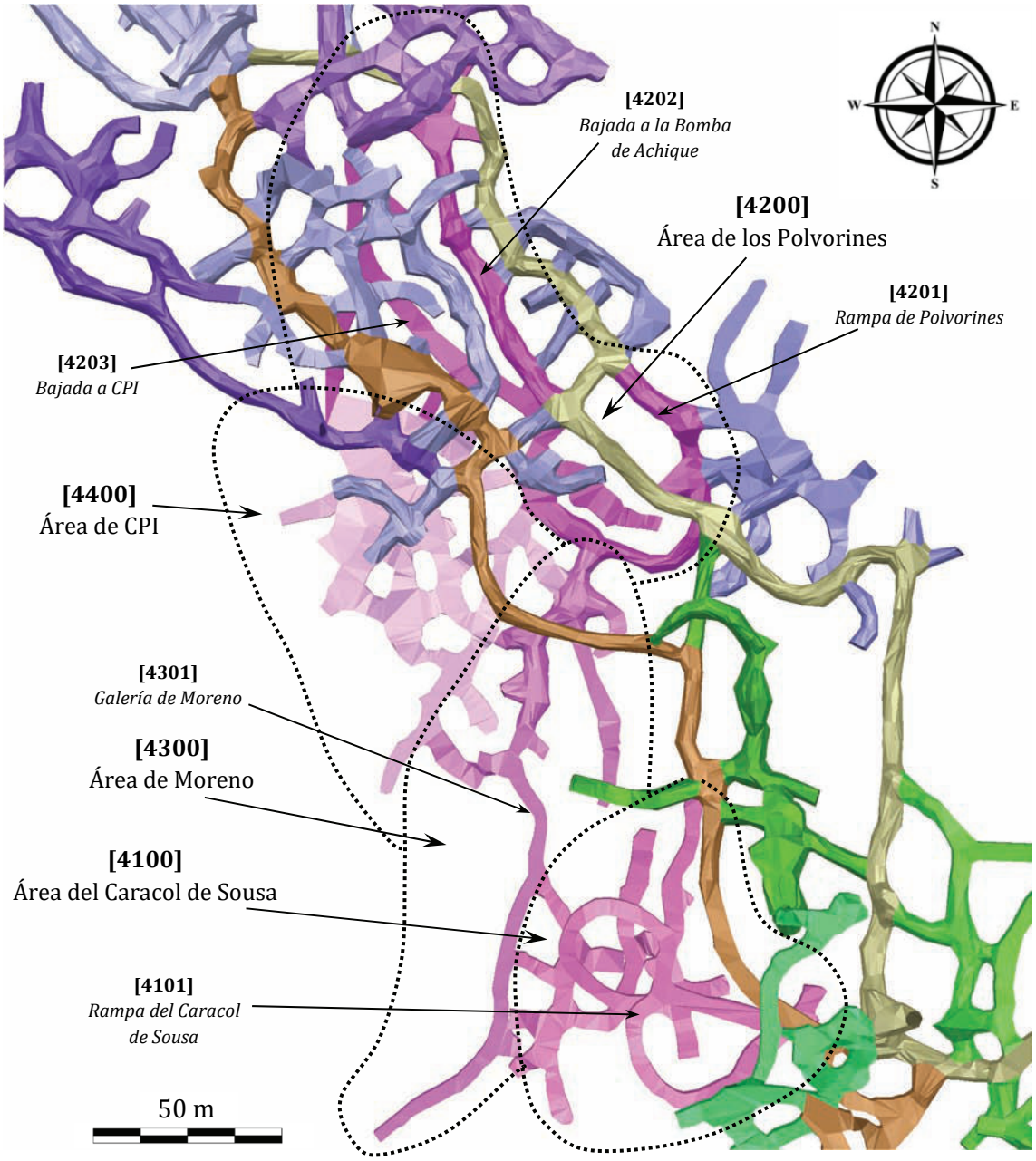


Figura 2.23. Vista en planta de las galerías del Sector [4000] (en tonos rosas y por debajo del resto de sectores). Como en la figura 2.13, en dorado se muestran las galerías que conforman la Salida Principal y, en naranja, las de la Segunda Salida. Fecha del modelo: abril de 2019.

Capítulo III

Geología regional y antecedentes

3.1.- Contexto geológico y estratigráfico

3.1.1.- Situación geológica del Sistema Ibérico

El Sistema Ibérico[3] (o Celtibérico), también denominado Cordillera Ibérica, es una estructura alpina parcialmente arrasada (amesetada) situada en la región oriental de la Península Ibérica y en el antepaís de los Pirineos y de la Cordillera Bética (figura 3.1). Consiste en una serie de alineaciones montañosas de dirección NW-SE que, en muchos casos, superan los 1000 m de altitud, siendo el Moncayo (2314.3 m s. n. m.) la máxima altura alcanzada. Esta cordillera se extiende desde la Meseta Ibérica hasta el Mediterráneo, con una longitud de más de 400 km y una anchura máxima de 200 km, configurando, junto a los Pirineos y al Sistema Costero Catalán, una estructura montañosa triangular en el NE de la Península Ibérica, en cuyo interior se sitúa la depresión del Ebro (Sopeña & De Vicente, 2004).

Lotze (1929, 1961) dividió el Sistema Ibérico en tres grandes regiones montañosas: la región de la Sierra de la Demanda, al N; la región de las Cadenas Ibéricas –actualmente considerada la Rama Aragonesa del Sistema Ibérico (Sopeña & De Vicente, 2004)–, emplazada en una posición centro-oriental y constituida por dos alineaciones de cadenas montañosas con tendencia NW-SE, separadas longitudinalmente entre sí por la depresión de Calatayud-Teruel (Gámez *et al*., 1991; Álvaro & Blanc-Valleron, 2002); y la región de las Cadenas Hespéricas o Cordilleras Surorientales –la Rama Castellana del Sistema Ibérico–, localizada al S y separada de las anteriores por la estribación oriental de la depresión del Duero (la cuenca terciaria de Almazán) y, en su prolongación meridional, por la propia depresión de Calatayud-Teruel (figura 3.1a).

En la bibliografía pueden encontrarse numerosas subdivisiones y denominaciones de los materiales que constituyen las Cadenas Ibéricas. Así, Riba (1959) se basó en las analogías que presentan entre sí los sedimentos mesozoicos de ambas alineaciones y definió las Ramas Aragonesa (al N) y Castellana (al S) de las Cadenas Ibéricas, separadas por la cuenca terciaria de Calatayud-Teruel. Por otra parte, Lotze (1929), en relación con la estructura y la disposición de los afloramientos paleozoicos, diferenció la Cadena Ibérica Oriental de la Occidental –que se corresponderían, respectivamente, con los núcleos paleozoicos de las ramas definidas por Riba (1959)–, describiendo una serie de unidades con caracteres estratigráficos y estructurales propios: Herrera, Badules, Bámbola y Daroca.

Aunque Carls *et al.* (1982) distinguieron y caracterizaron someramente las Unidades de Herrera y Badules, fue el trabajo de Carls (1983) el que redefinió y delimitó ambas unidades –incorporando *grosso modo* dentro de la Unidad de Badules las "capas" de Bámbola y Daroca definidas por Lotze (1929) (Gozalo & Liñán, 1988)–. Carls (1983) estableció como límite entre ambas unidades la falla de Datos (figura 3.2), situada a lo largo de todo el afloramiento principal de la Cadena

---

[3] **N. del A.** – Estructuralmente hablando, el Sistema Ibérico comparte con el Sistema Costero Catalán (con el que enlaza en su extremo oriental) la edad y el estilo de la deformación, por lo que ambas formaciones montañosas constituyen en su conjunto una única unidad tectónica denominada Cadena Ibérica (Sopeña & De Vicente, 2004). No obstante, y dado que esta unidad tectónica no va a ser tratada en el presente estudio, si se hace referencia en el texto a la "Cadena Ibérica", en singular, se hará como sinónimo del término "Sistema Ibérico".

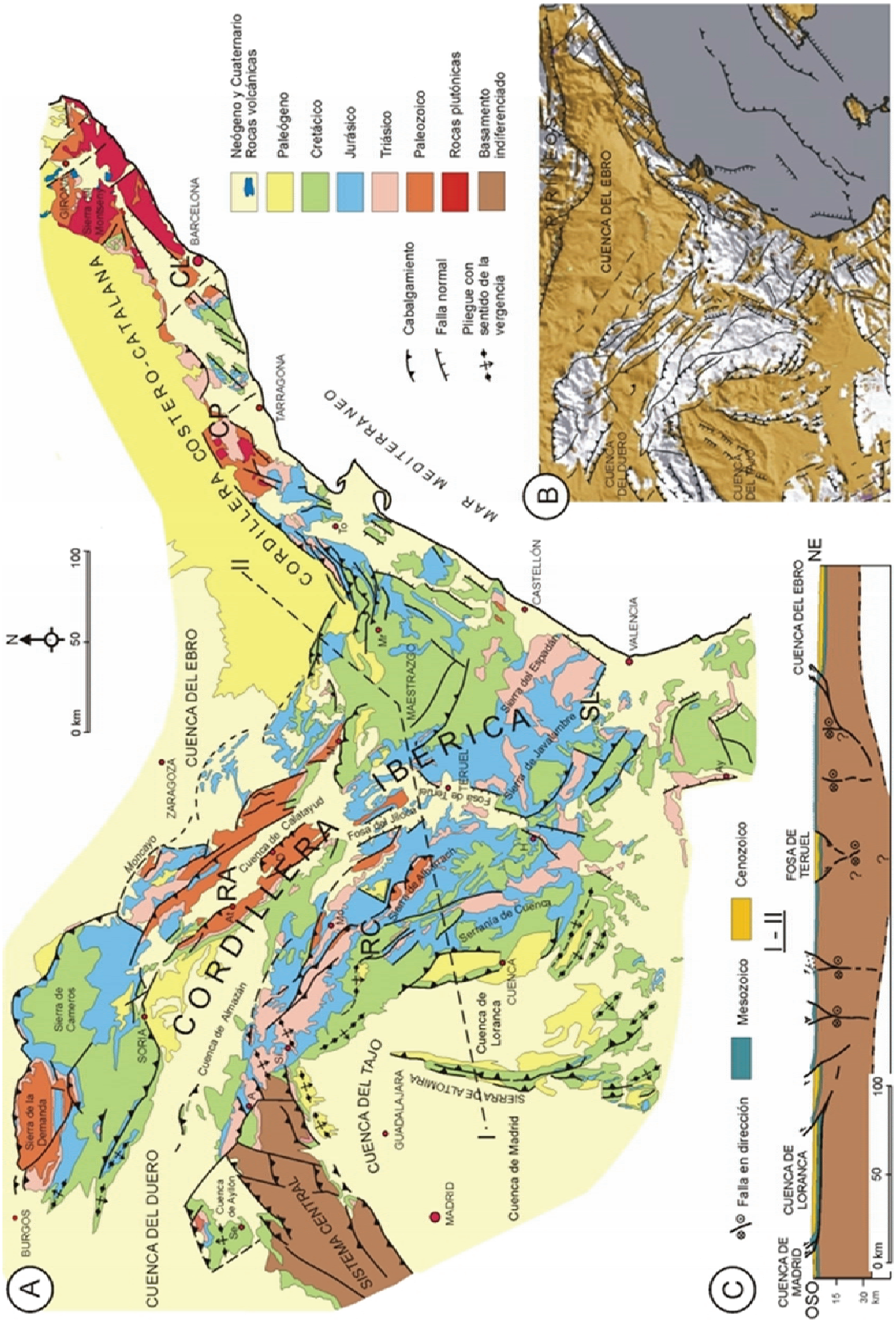


Figura 3.1. **a)** Esquema geológico de los Sistemas Ibérico y Costero Catalán, y de sus divisiones. **b)** Principales fracturas que conforman su estructura. **c)** Corte esquemático y transversal del Sistema Ibérico (figuras de Sopeña & De Vicente, 2004). Leyenda: CL (Cordillera Litoral), CP (Cordillera Prelitoral Costero-Catalana), RA (Rama Aragonesa), RC (Rama Castellana), SL (Sector Levantino del Sistema Ibérico). Localidades: A (Atienza), At (Ateca), Ay (Ayora), D (Daroca), H (Henarejos), M (Montalbán), Mo (Molina de Aragón), Mr (Morella), Se (Sepúlveda), Si (Sigüenza), To (Tortosa).

Ibérica Oriental (Carls, 1962), que seguía el trazado correspondiente en parte a una falla alpina y en parte a otra varisca (Vílchez, 1984).

Liñán (1983a, b) propuso una nueva unidad estructural al N de la Unidad de Herrera: la Unidad de Mesones, y estableció sus límites entre las fallas de Jarque y de Datos, que se unirían en el puerto de El Frasno y tendrían en común su recorrido hacia el S (Gozalo, 1986; Gozalo & Sánchez de Posada, 1986; Liñán & Gozalo, 1986; Oliveira *et al.*, 1986; Vílchez, 1986; Montesinos & Gozalo, 1987; entre otros). Originalmente, la extensión de esta unidad apenas rozaba los 12 km de longitud en dirección NW-SE, con una anchura en dirección NE-SW de poco más de la mitad, desapareciendo hacia el SE por la aproximación de las trazadas de ambas fallas (Álvaro, 1994).

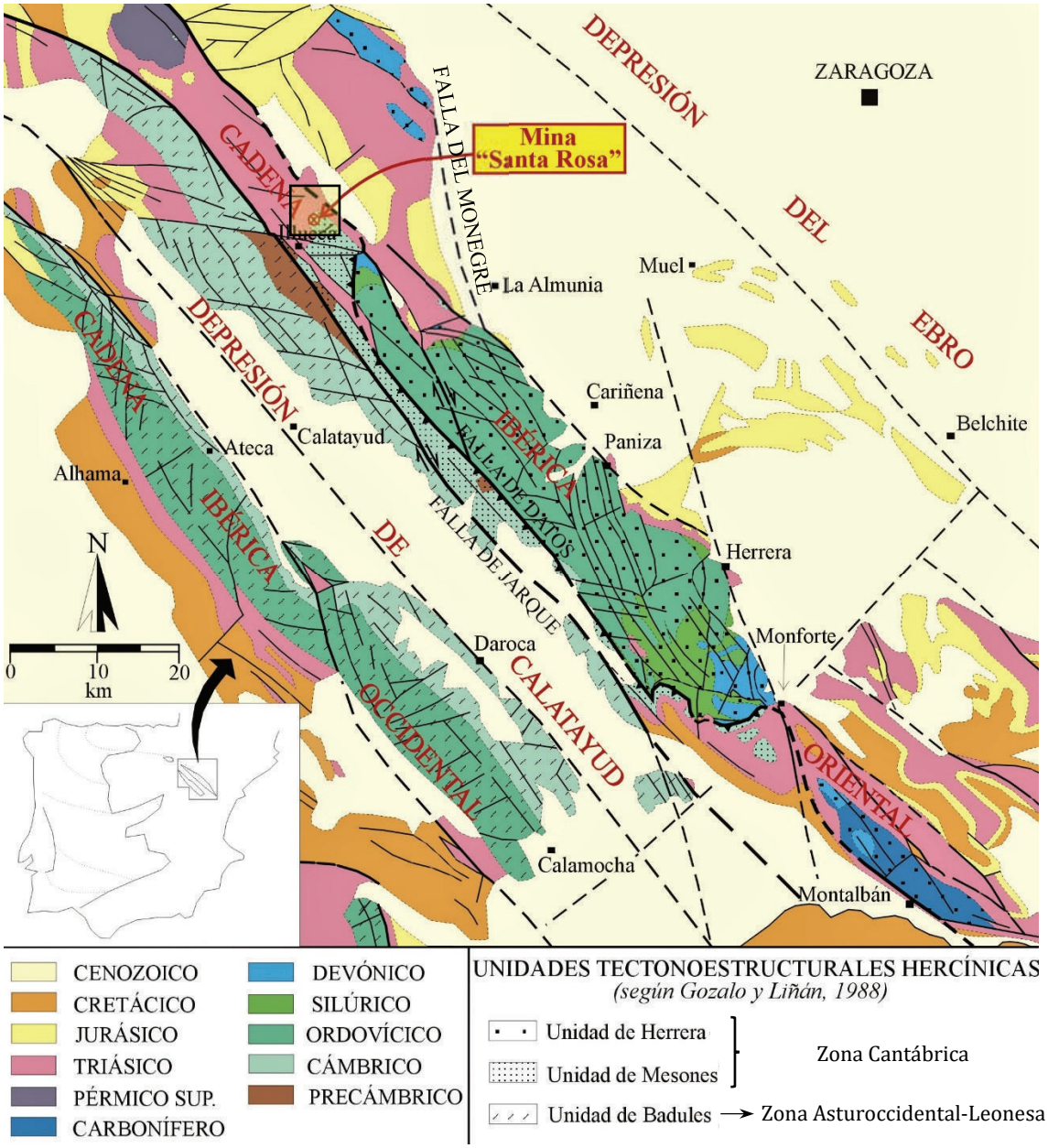


Figura 3.2. Esquema geológico de las Cadenas Ibéricas, en el que se reconocen las tres unidades estructurales en que se dividen los afloramientos paleozoicos: Badules, Herrera y Mesones, así como las fallas de Datos y Jarque, que las delimitan. Enmarcada en amarillo se señala la zona de estudio definida en torno al yacimiento de "Santa Rosa". Modificada de López-Ciriano *et al.* (2011a).

Posteriormente, Liñán & Tejero (1988) propusieron una variación del trazado de la falla de Jarque, la cual, en vez de unirse a la de Datos en el puerto de El Frasno, dividiría el Precámbrico de Paracuellos y continuaría diferenciada al S de Codos, Badules y Lanzuela, separando sucesiones precámbricas diferentes (Gozalo & Liñán, 1988; Gámez *et al*., 1991). Esta propuesta abrió las puertas a redefinir la extensión de la Unidad de Mesones, a la cual se incluyeron otros materiales paleozoicos emplazados hacia el S que no estaban asignados previamente a ninguna unidad, todos ellos situados entre las fallas de Datos y de Jarque (Liñán *et al*., 1996; Gozalo, 2017; figura 3.2).

Así, y siguiendo las ideas originales de Lotze (1929), las Cadenas Ibéricas se subdividen, pues, en tres grandes unidades paleogeográficas variscas (clásicamente denominadas "*tectonoestructurales*" o "*tectonoestratigráficas*") delimitadas por las fallas de Datos y de Jarque, y cuya extensión meridional no es bien conocida (Gozalo & Liñán, 1988). Estas unidades están caracterizadas principalmente por presentar distintos estilos de deformación (Álvaro & Blanc-Valleron, 2002):

- La Unidad de Herrera es la unidad más oriental, y está constituida por todos los afloramientos paleozoicos de la Cadena Ibérica Oriental que hay al NE de la falla de Datos. La sucesión estratigráfica abarca desde el Cámbrico Medio hasta el Carbonífero, estando deformada por pliegues y sistemas de fallas inversas y planos de cabalgamiento de dirección principal NE-SW (Tejero, 1986; Vílchez, 1986; Gozalo & Liñán, 1988; Navarro Vázquez, 1991; Álvaro & Blanc-Valleron, 2002).
- La Unidad de Badules es la unidad más occidental, englobando todos los afloramientos paleozoicos de la Cadena Ibérica Occidental y los de la Cadena Ibérica Oriental que hay al SW de la falla de Jarque. Comprende materiales de edad desde el Neoproterozoico hasta el Ordovícico Inferior (Liñán *et al*., 1991; Álvaro & Blanc-Valleron, 2002), afectados por una tectónica de piel fina bajo la que se desarrolla un sistema de pliegues y cabalgamientos que dan lugar a una estructura monoclinal (Julivert, 1954; Álvaro *et al.*, 1992; Álvaro, 1998).
- La Unidad de Mesones está limitada al NE por la falla de Datos y al SW por la falla de Jarque; esta unidad contiene materiales de edad desde el Neoproterozoico hasta el Cámbrico Medio, y está dominada por un complejo sistema de cabalgamientos (Vílchez, 1986; Pérez-Lorente, 1990; Navarro Vázquez, 1991). En el área circundada por las localidades de Illueca, Mesones de Isuela y Tierga, Valenzuela *et al*. (1990) subdivide esta unidad en tres bloques estructurales: el Bloque de Brea (que abarca la mayor parte de esta unidad), el Bloque (o Isleo) de El Escorial, y el Bloque de Minas Tierga, este último emplazado en la zona más septentrional de la unidad y separado del Bloque de Brea por una falla de dirección NNE-SSW (figura 3.3).

Aunque los materiales cámbricos presentan un buen desarrollo en las Unidades de Mesones y Badules, es en esta última donde se concentran la mayor parte de los trabajos, por lo que el Cámbrico de la Unidad de Mesones es menos conocido (Valenzuela *et al.*, 1990; Gozalo *et al*., 1993; Álvaro *et al*., 1995, 2019; Sepúlveda *et al*., 2021), siendo el Bloque de Minas Tierga el menos estudiado de los tres bloques en que se subdivide esta unidad.

La zona de estudio definida en torno al yacimiento de "Santa Rosa" (figura 2.1) está situada en la región septentrional de la Unidad tectonoestructural de Mesones (figura 3.2), englobando la totalidad del Bloque de Minas Tierga y la parte N del Bloque de Brea (figura 3.3), por lo que está localizada, como ya se ha visto, entre las fallas de Datos y de Jarque. Los materiales paleozoicos que afloran en la zona de estudio, correspondientes al Cámbrico Inferior y Medio, forman parte del bloque cabalgante (o superior) de la falla de Datos y del bloque inferior de la de Jarque (López-Ciriano *et al*., 2011b), y pertenecen, como se verá más adelante, a los dos primeros litosomas definidos por Lotze (1961).

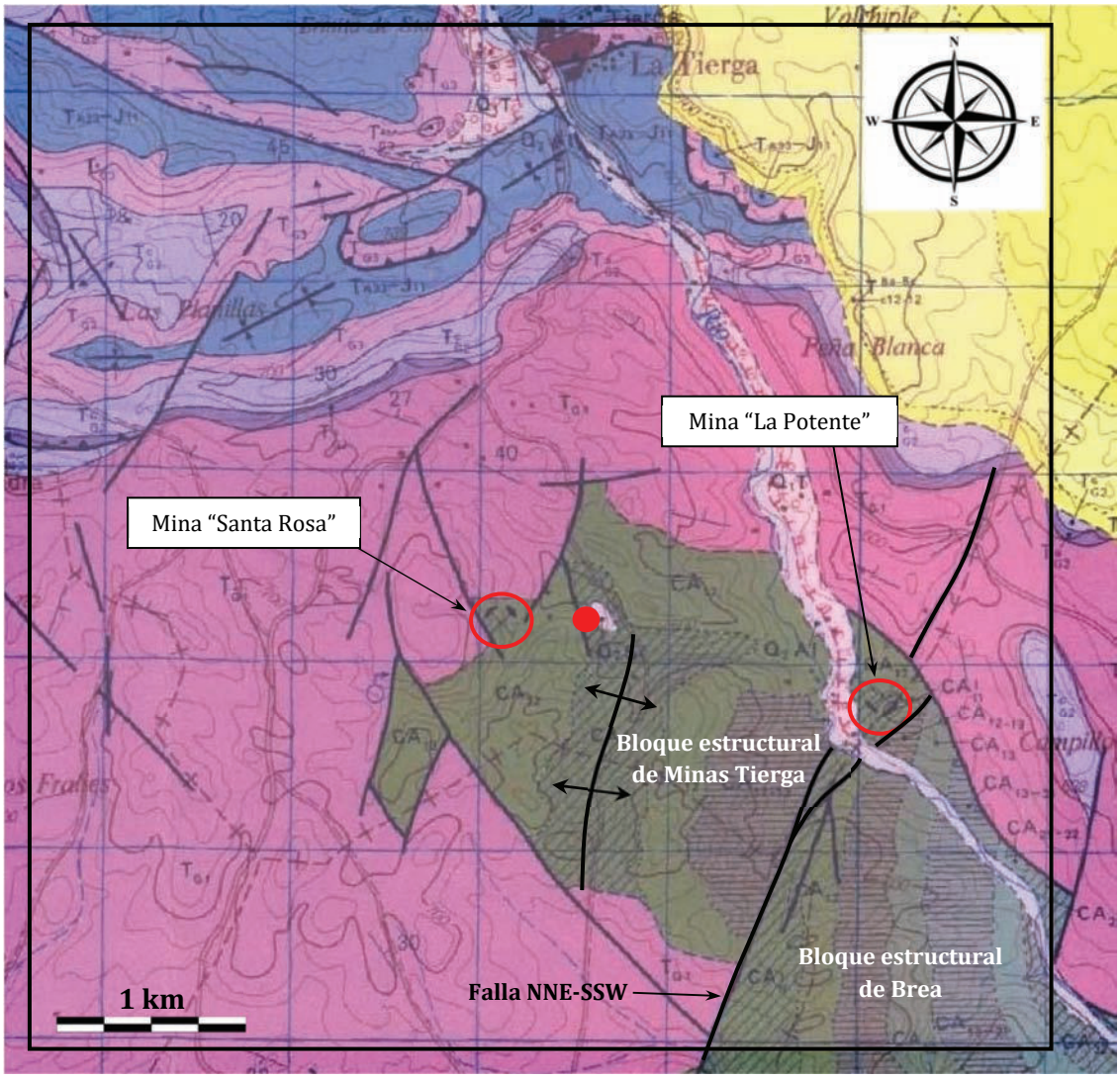


Figura 3.3. Ampliación de la zona centro-oriental de la hoja nº 0381 (Illueca) del mapa geológico a escala 1:50 000 del IGME (Ramírez del Pozo *et al*., 1981a), en la que pueden reconocerse dos de las tres subunidades estructurales definidas por Valenzuela *et al*. (1990): el Bloque de Minas Tierga y el Bloque de Brea, separadas entre sí por una gran falla de dirección NNE-SSW. La zona de estudio se ha delimitado con un cuadrado negro, señalándose con círculos carmesí las minas de "Santa Rosa" (flanco noroccidental del anticlinal que estructura el Bloque de Minas Tierga) y "La Potente" (asociada a la zona de falla que separa ambas subunidades), y con un punto rojo la posición de las oficinas de PROMINDSA, parcialmente situadas sobre una gran escombrera. Las formaciones aflorantes en la imagen son las siguientes: **CA_{11}^{1}** (Fm. Jalón), **CA_{12}** (Fm. Ribota), **$CA_{12\text{-}13}$** (Fm. Huérmeda), **CA_{13}** (Fm. Daroca), **$CA_{13\text{-}21}$** (Fm. Valdemiedes), **$CA_{21\text{-}22}$** (Fm. Mansilla), **CA_{22}** (Fm. Murero), **T_{G1}** (Fcs. Buntsandstein), **T^{a}_{G2}** y **T^{c}_{G2}** (Fcs. Muschelkalk), **T_{G3}** (Facies Keuper), **T_{A33}-J_{11}** (Fm. Cortes de Tajuña), **$T^{Ba\text{-}Bc}c_{12\text{-}12}$** y **$T^{Bc}c_{11\text{-}12}$** (Mioceno), **$Q_1T$** (Cuaternario –terrazas fluviales–), y **Q_2S** (Cuaternario antrópico).

3.1.2.- Correlación entre las Cadenas Ibéricas y el Macizo Ibérico

Según Gozalo & Liñán (1988), la falta de continuidad de los afloramientos paleozoicos del Sistema Ibérico con los del Macizo Ibérico ha constituido, durante mucho tiempo, un serio obstáculo a la hora de incluirlos dentro del esquema general para el varisco ibérico. Lotze (1945) separó el NW de la Península Ibérica en dos grandes zonas: la Zona Cantábrica (ZC) y la Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL), limitadas entre sí por el antiforme del Narcea (Julivert, 1983a, b), y englobó, dentro de la ZAOL, los afloramientos paleozoicos del Guadarrama Oriental, añadiendo más adelante los de la Sierra de la Demanda (Lotze, 1961). Julivert *et al.* (1974), quienes retomaron las ideas de Lotze, incluyeron las Cadenas Ibéricas y las Hespéricas dentro de la ZAOL.

Por otra parte, Liñán (1983a) indicó que el límite entre la ZC y la ZAOL en el Sistema Ibérico pasaría por el núcleo paleozoico de la Cadena Ibérica Oriental, que se materializaría en la falla de Datos o, más probablemente, en la falla de Jarque (Liñán, 1983b), enlazando los afloramientos precámbricos de Paracuellos y de Anguiano (Sierra de la Demanda) con los del antiforme del Narcea (figura 3.4).

Este planteamiento se basa en el hecho de que, en una sección transversal, tanto la edad de las rocas como la disposición de los afloramientos se mantiene, a grandes rasgos y con ligeras variaciones, desde la Cordillera Cantábrica hasta el Sistema Ibérico; así, las Unidades de Mesones y de Herrera, situadas al N de la falla de Jarque, pertenecerían a la ZC, mientras que la Unidad de Badules, al S de dicha falla, se englobaría dentro de la ZAOL. Gozalo & Liñán (1988) reúnen una serie de argumentos a favor de este planteamiento:

- "*Dentro de las Cadenas Ibéricas y siguiendo las ideas de Lotze (1929), los estudios recientes diferencian dos grandes regiones geológicas separadas por la falla de Jarque, que corta al antiforme precámbrico de Paracuellos*".
- "*La región occidental está formada por materiales del Cámbrico – Tremadoc (Unidad de Badules). La disposición geológica de esta unidad con cabalgamientos intracámbricos es parecida a la que presenta la parte más oriental de la Zona Asturoccidental-Leonesa (Marcos, 1973; Pérez Estaún, 1978). Además, en el afloramiento más occidental se encontraría una sucesión de materiales hasta el Devónico Inferior (Sierra del Guadarrama), sin que por el momento se haya detectado el Devónico Medio y Superior, exactamente igual que sucede al oeste de la Zona Asturoccidental-Leonesa*".
- "*El paralelismo que hay entre la falla de Jarque y el cabalgamiento del núcleo del antiforme del Narcea (considerado como límite entre las dos zonas) es evidente, pues ambos accidentes tectónicos separan a uno y otro lado, sucesiones precámbricas distintas (Marcos, 1973; Liñán & Tejero, 1988). Además, si consideramos las directrices hercínicas, dichos núcleos precámbricos, incluido el de Anguiano, se encontrarían alineados*".
- "*La región oriental está formada por materiales cámbricos (Unidad de Mesones) cabalgantes sobre materiales fuertemente plegados y fallados de la Unidad de Herrera (Cámbrico Superior – Carbonífero) que son recubiertos ampliamente por los materiales posthercínicos de la Depresión del Ebro. Esta disposición geológica es, en cualquier caso, más semejante a la disposición general de la Zona Cantábrica que a la de la Zona Asturoccidental-Leonesa*".

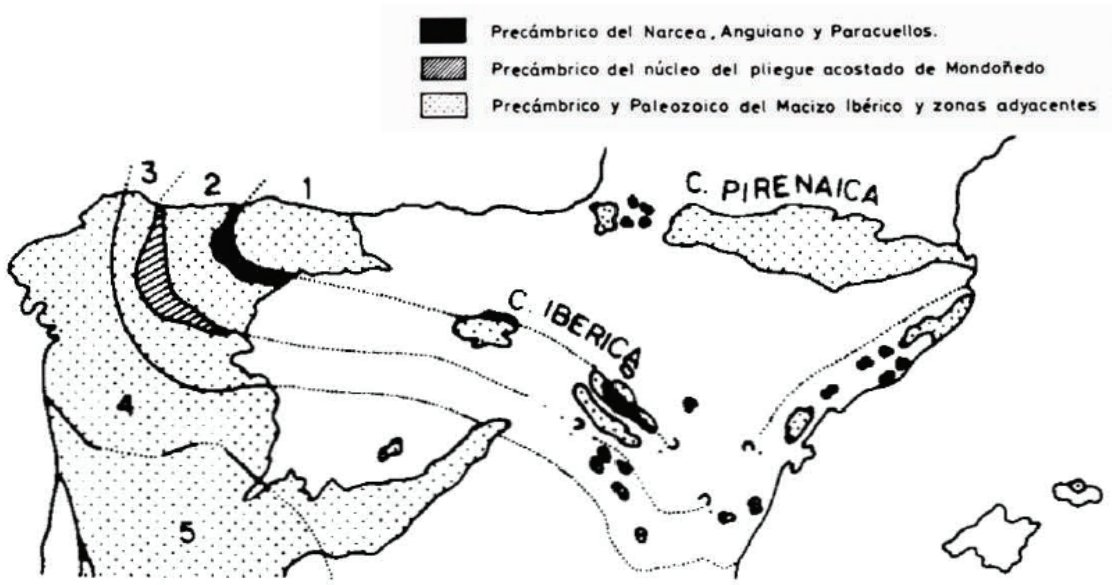


Figura 3.4. Esquema de la posición estructural de los diferentes segmentos del Sistema Ibérico dentro del contexto estructural del Macizo Ibérico (Gozalo & Liñán, 1988). Leyenda: 1 (ZC), 2 (ZAOL: Bloque septentrional), 3 (ZAOL: Bloque meridional), 4 (Zona Galaicoportuguesa), 5 (Zona Lusitano-Alcúdica).

3.1.3.- El Cámbrico Inferior y Medio en la Unidad de Mesones

La sucesión estratigráfica del Cámbrico del Sistema Ibérico es conocida a grandes rasgos desde los primeros trabajos de Lotze (1929, 1945, 1961), quien, junto a Sdzuy (1961), realizó la biozonación y subdivisión del Cámbrico Inferior y Medio, que más tarde Sdzuy (1971a, b) modificaría (ver Liñán *et al*., 2002). Aunque la nomenclatura que Lotze dio a las distintas unidades litoestratigráficas fue respetada en los trabajos posteriores, la definición formal de estas unidades ha ido variando a lo largo del tiempo (sólo parece haber concluido en época reciente) debido a la dificultad de estudiar estos materiales. Esta dificultad viene dada, según Liñán *et al.* (1996), por el gran espesor de materiales acumulados –estimado entre 3000 m (Sopeña & De Vicente, 2004) y más de 5000 m (Schmidt-Thomé, 1973)–, a la gran complejidad tectónica de la región, a los frecuentes y recurrentes cambios verticales de litofacies, y al inadecuado conocimiento paleontológico.

Según Sdzuy & Liñán (1993), el Cámbrico del N de España se organiza en afloramientos alargados de dirección N-S y NW-SE, paralelos a las directrices variscas, que se distribuyen desde Galicia hasta el S de Aragón y constituyen gran parte del núcleo de los Sistemas Cantábrico e Ibérico, sin que exista continuidad en superficie entre los afloramientos de ambas regiones montañosas. Esta falta de continuidad se manifiesta incluso dentro del propio Sistema Ibérico, en el que los afloramientos cámbricos se agrupan en tres áreas aisladas entre sí por sedimentos mesozoicos y cenozoicos: la Sierra de la Demanda, la Cadena Ibérica Oriental y la Cadena Ibérica Occidental (figura 3.1a).

La discontinuidad en la distribución de los afloramientos, así como la intensa deformación tectónica que los afecta –fruto de la superposición de las fases varisca, tardivarisca y alpina–, son los mayores inconvenientes con que tropiezan las reconstrucciones paleogeográficas (Sdzuy & Liñán, 1993).

No obstante, la sucesión cámbrica del N de España (y, por tanto, también los afloramientos del Sistema Ibérico) puede ser dividida, a grandes rasgos, en tres litosomas que reflejan cambios paleogeográficos importantes (Lotze, 1961): el Litosoma Clástico Inferior (Cámbrico Inferior), el Litosoma Carbonatado (Cámbrico Inferior – Medio) y el Litosoma Clástico Superior (Cámbrico Medio – Superior). Los materiales paleozoicos que afloran en la Unidad de Mesones pertenecen, como ya se ha dicho, a los dos primeros litosomas definidos por Lotze (1961).

3.1.3.1.- El Litosoma Clástico Inferior

Este litosoma se caracteriza por fuertes espesores de sedimentos predominantemente siliciclásticos: areniscas, cuarcitas y conglomerados. En las Cadenas Ibéricas, el litosoma está representado por las Fms. Cuarcitas de Bámbola y Capas de Embid, que presentan las mismas características litológicas y estratigráficas generales que la región cantábrica (Sdzuy & Liñán, 1993).

- La **Fm. Cuarcitas de Bámbola** (Cordubiense Inferior – Medio) (Schmidt-Thomé, 1973) es una unidad constituida fundamentalmente por areniscas cuarcíticas, muy compactas, dispuestas en bancos potentes que dan lugar a relieves topográficos importantes (Ramírez del Pozo *et al.*, 1981a). Estas cuarcitas son de color claro a blanco-grisáceas en la parte inferior de la formación, siendo completamente blancas en corte fresco (Pérez-Lorente, 1990), pero que se tornan de un color gris sucio hacia la parte superior.

  Son frecuentes las estructuras canaliformes y la estratificación cruzada festoneada de escala media (Valenzuela *et al.*, 1990). En la parte media y superior de la unidad se intercalan niveles de areniscas feldespáticas de grano fino y lutitas ocres y verdes, que según Valenzuela *et al*. (1990) contienen de forma frecuente *Phycodes ichnosp*., *Gordia ichnosp*. y *Arenicolites ichnosp.*, una asociación de icnofósiles cámbrica (Crimes, 1987).

  Atendiendo a Valenzuela *et al.* (1990), la Fm. Bámbola aflora únicamente en la Cadena Ibérica Oriental, con un espesor total que oscila entre los 300 y los 450 m (figura 3.5) (Gozalo *et al*., 2004). Esta unidad representa un episodio transgresivo que es considerado como el inicio de la sedimentación cámbrica en las Cadenas Ibéricas (Liñán *et al*., 1991).

- La **Fm. Capas de Embid** (Cordubiense Superior – Ovetiense Inferior) (Lotze, 1929; Schmidt-Thomé, 1973) es una unidad detrítica constituida por una alternancia de areniscas y lutitas, que hacia el techo se torna más cuarcítica. Estos materiales siliciclásticos tienen una tonalidad verde oscura, que contrasta con los colores blancos y claros de la Fm. Bámbola. Son habituales las estructuras de corriente (marcas basales, estratificación cruzada y *ripple-marks*) y, en el área de Mesones, los icnofósiles *Rusophycus* y *Astropolichnus* (Valenzuela *et al.*, 1990; Pillola *et al*., 1995). Tanto las lutitas como las areniscas están constituidas por granos detríticos de cuarzo, plagioclasas sericitizadas y matriz sericítico-clorítica, apreciándose en los niveles con menos matriz el desarrollo de texturas de presión-solución. Los niveles superiores se caracterizan por la aparición de feldespatos potásicos detríticos, exclusivos o en mayor proporción que las plagioclasas.

  La Fm. Embid aflora completamente en la Cadena Ibérica Oriental –en la Occidental está incompleta, no aflorando los términos basales–, alcanzando un espesor de 200-400 m (figura 3.5).

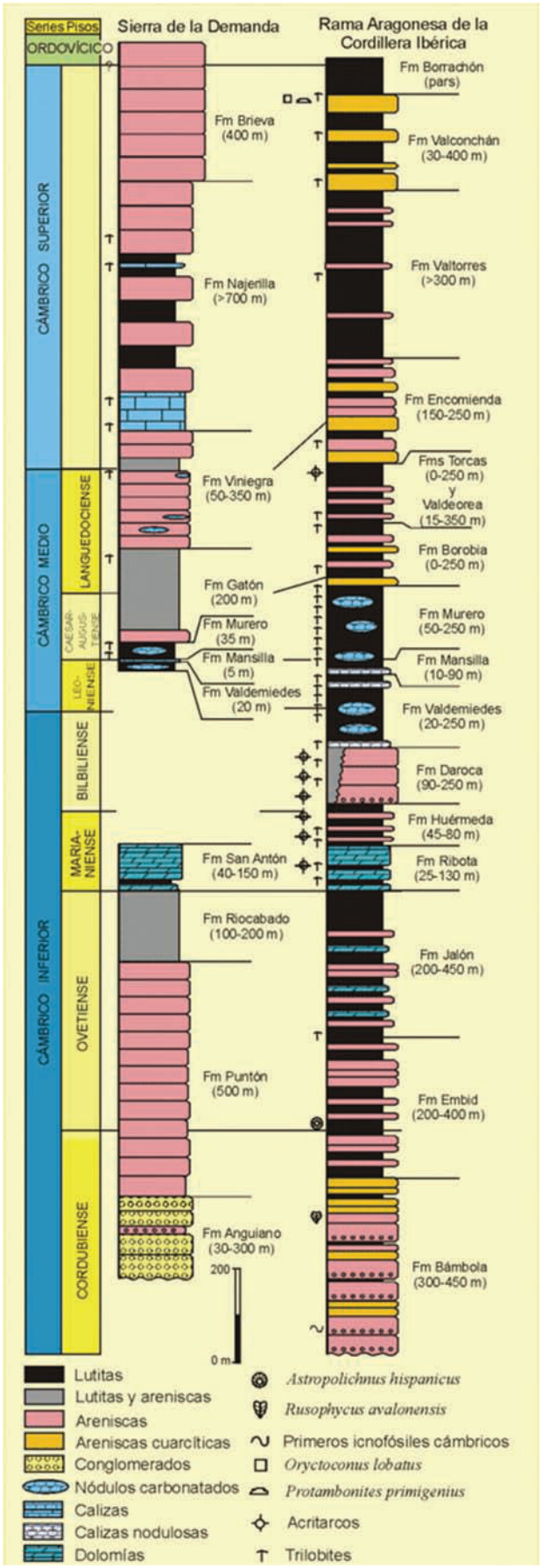


Figura 3.5. Columna estratigráfica del Cámbrico en la Rama Aragonesa del Sistema Ibérico y la Sierra de la Demanda (Gozalo *et al.*, 2004).

3.1.3.2.- El Litosoma Carbonatado

Hacia mediados del Cámbrico Inferior tiene lugar un cambio drástico en el tipo de depósito, tanto en la región cantábrica como en las Cadenas Ibéricas, finalizando el transporte de sedimentos de grano grueso y comenzando el depósito de carbonatos (Sdzuy & Liñán, 1993), con presencia de evaporitas o sus pseudomorfos (Gámez *et al*., 1991; Gámez-Vintaned *et al*., 2009). Este cambio en la naturaleza de los sedimentos, así como la gran extensión lateral de facies similares que se dan en otras zonas de la Península Ibérica, Montaña Negra, Cerdeña y Alemania sugieren, al menos en parte, un cambio de clima a gran escala (Sdzuy & Liñán, 1993). En las Cadenas Ibéricas, este litosoma está representado por las formaciones Capas abigarradas de Jalón, Dolomías de Ribota, Pizarras de Huérmeda, Cuarcitas de Daroca y el Grupo Mesones (Fms. Valdemiedes, Mansilla y Murero).

- La **Fm. Capas abigarradas de Jalón** (Ovetiense Superior) (Lotze, 1929; Sdzuy & Liñán, 1993) es una unidad predominantemente limolítica, ligeramente arenosa en la base, que evoluciona a limolitas más finas y algo calcáreas hacia techo. Los colores abigarrados de las limolitas son intensos, predominando las tonalidades azules y violáceas sobre los tonos rojizos, pardos, verdes, amarillos y blancos, siendo estas coloraciones debidas a la presencia de hierro en forma de carbonatos, cementos ferruginosos –de origen sedimentario o diagenético temprano– y, según Ramírez del Pozo *et al.* (1981a), sulfuros. Los limos están constituidos por granos de cuarzo detrítico, feldespato potásico (y, ocasionalmente, plagioclasas), láminas de biotita ferruginizada y matriz sericítico-clorítica, rica en óxidos de hierro.

  Esta unidad presenta cambios laterales de facies muy manifiestos, predominando, en general, las pizarras y areniscas en su parte inferior y apareciendo niveles dolomíticos de escasa potencia (menos de 1 m) y margas en la superior (Schmidt-Thomé, 1973). Hacia el techo de esta unidad abunda la estratificación de tipo lenticular con *ripple-marks*, *load-cast*, bioturbación, marcas de escape de fluidos y estratificación cruzada, aunque también se han reconocido abundantes estructuras subaéreas (*mud cracks*). Casi los únicos fósiles que se pueden encontrar dentro de la Fm. Jalón son pistas, muy abundantes, y niveles estromatolíticos. El límite con la unidad suprayacente, la Fm. Dolomías de Ribota, está establecido en el primer estrato dolomítico de espesor superior a 1 m.

  La Fm. Jalón aflora en las Cadenas Ibéricas (figura 3.5) con un espesor medio de entre 150 y 200 m, pudiendo llegar a medir el doble en las cercanías de Mesones (Valenzuela *et al.*, 1990).

- La **Fm. Dolomías de Ribota** (Marianiense Inferior) (Lotze, 1929; Sdzuy & Liñán, 1993) está constituida, en su mayor parte, por bancos potentes de dolomías masivas, ocres en superficie y de color gris oscuro a negro en corte fresco –y, en menor medida, también por calizas cristalinas grises, como ocurre en la zona de Borobia–, que suelen intercalar pequeños niveles de arcillas y/o margas pizarrosas verdes. En la zona de Nigüella, al SE del área de estudio, estos bancos dolomíticos masivos pasan lateralmente a niveles tableados bien diferenciados.

  Las dolomías de esta unidad parecen ser secundarias, de grano grueso a muy grueso, y contienen cuarzo idiomorfo y una ligera proporción de materia arcillosa y/u óxidos de hierro (Zamora, 1991); pueden reconocerse

estructuras sedimentarias (sobre todo *ripple marks*) en algunos cuerpos tableados, y, en la parte inferior de esta unidad, pseudomorfos de evaporitas (halita y yeso; Gámez *et al*., 1991). Localmente las dolomías pueden estar muy silicificadas, habiéndose llegado a interpretar como "cuarcitas" por el IGME –ver las testificaciones de los sondeos realizados en 1975 (IGME, 1975, tomo III)–, e, incluso, presentar mineralizaciones ocasionales de barita.

Entre las dolomías masivas existen, en toda la región, al menos dos intercalaciones de sedimentos detríticos con un elevado contenido en arcillas y/o margas, de potencias métricas, que subdividen la unidad en tres miembros carbonatados y dos lutítico-margosos (figura 3.5). Estas intercalaciones siliciclásticas tienen un color verde-grisáceo predominante en la Cadena Ibérica Oriental (Sdzuy & Liñán, 1993) y se interpretan como facies profundas (Álvaro *et al*., 2024), resultado del colapso parcial de la plataforma carbonatada como motivo del desarrollo del *rift* AOMNA.

El contenido fósil en esta formación es más abundante que en la Fm. Jalón, siendo frecuentes las construcciones estromatolíticas (asociadas a brechas). También se han reconocido diversas especies de trilobites en los tramos pizarroso-margosos (Sdzuy, 1961; Paul, 1969; Carls, 1986; Sepúlveda *et al*., 2021), así como masas de algas del género *Epiphyton* de hasta unos pocos centímetros de diámetro en el área de Borobia. Se pueden encontrar también braquiópodos, hiolítidos, equinodermos y acritarcos (Gámez *et al*., 1991; Palacios & Moczydłowska, 1998).

La Fm. Ribota aflora en las Cadenas Ibéricas con una potencia de entre 40 y 85 m (Schmidt-Thomé, 1973), aunque en la hoja 381 (Illueca) del MAGNA a escala 1:50 000 su potencia oscila entre los 40 y los 55 m (Ramírez del Pozo *et al.*, 1981a). Según Sdzuy & Liñán (1993), en el área al N de Ateca es donde la Fm. Ribota tiene los espesores más bajos de toda la región.

- La **Fm. Pizarras de Huérmeda** (Bilbiliense Inferior) (Lotze, 1929; Carls, 1986) es una sucesión de pizarras tableadas duras muy monótonas, de color verde-grisáceo, constituidas por granos detríticos de cuarzo, de tamaño limo, una matriz sericítica (con óxidos de hierro) o clorítica, un elevado contenido en piritas (oxidadas) y, según Lotze (1929), escamas de biotita producto de un ligero metamorfismo en los sedimentos del Cámbrico Inferior.

  En la base de la formación abundan las margas y dolomías (Schmidt-Thomé, 1973), que desaparecen hacia techo, lo que para este autor supone un reinicio de la sedimentación clástica fina. En estas pizarras se han encontrado abundantes trilobites (Liñán *et al*., 1996; Sepúlveda *et al*., 2021).

- La **Fm. Cuarcitas de Daroca** (Bilbiliense Inferior – Medio) (Lotze, 1929; Carls, 1986) es una unidad constituida por areniscas más o menos cuarcíticas de color gris claro, algo amarillentas, dispuestas en cuerpos tableados de unos 30 cm, con intercalaciones de pizarras verdes y verde-grisáceas de espesores centimétricos, que disminuyen hacia el techo (Ramírez del Pozo *et al.*, 1981a). Las areniscas son de grano fino, bien clasificadas, con un importante contenido de feldespatos y fragmentos líticos, por lo que no pueden ser clasificadas como cuarcitas –Carls (1986) menciona que el nombre de la formación se cambió de forma oficial a Areniscas de Daroca–. El contenido en cuarzo puede variar desde menos de un 40% (Paul, 1969) hasta sobrepasar el 70%, pero no ofrecen el aspecto típico de las grauvacas.

Aunque las Fms. Pizarras de Huérmeda y Cuarcitas de Daroca fueron originalmente definidas por Lotze (1929) como unidades independientes, según los autores Sdzuy & Liñán (1993) se las puede considerar como una misma formación, que gradualmente va pasando de una serie más pizarrosa en su base a una más arenosa hacia techo (figura 3.5); debido a esta gradualidad, el límite entre ambas unidades no es neto, siendo muy difíciles de diferenciar en muchas de las áreas en las que afloran. Es esta la razón que estos autores enarbolan para explicar la variabilidad de espesor de ambas unidades atendiendo al autor que las estudia, pese a que la potencia conjunta está próxima a los 200 m.

Al igual que ocurre con la Fm. Ribota, en el área al N de Ateca es donde se encuentran los espesores más bajos de toda la región (Schmitz, 1971) para ambas formaciones juntas.

- El **Gp. Mesones** (**Fms. Valdemiedes**, **Mansilla** y **Murero**) (Bilbiliense Superior – Caesaraugustiense Superior) (Liñán *et al*., 1992; Gozalo *et al*., 2008) está compuesto esencialmente por lutitas con intercalaciones de nódulos de carbonato, dolomías y calizas, que tienen un elevado contenido fosilífero. Mientras que la Fm. Murero presenta un aspecto más uniforme, las dos primeras formaciones representan una secuencia muy irregular, con rápidos cambios de facies de pizarras, dolomías, calizas y margas (que confieren color amarillo al terreno), constituyendo lentejones irregulares o, incluso, bancos gruesos (Álvaro *et al*., 1993; Gozalo *et al*., 1993, 2007; Liñán *et al*., 1993a, b, 1996, 2002, 2006; Gozalo & Liñán, 1995; Sdzuy *et al*., 1999; Chirivella Martorell *et al*., 2003; Subías *et al*., 2010).

3.1.4.- Estructura y tectónica en la Unidad de Mesones

Según Casas *et al*. (2016), la estructura de la Rama Aragonesa de las Cadenas Ibéricas está controlada principalmente por:

(1) "*Cabalgamientos variscos, incluyendo la denominada falla de Datos, y sistemas de cabalgamientos, plegados o no, que afectan a espesores menores de la cobertera Cambro-Ordovícica.*"

(2) "*Pliegues variscos, que afectan tanto a la serie Cambro-Ordovícica (Calvín-Ballester & Casas, 2014) como a los materiales sintectónicos del Carbonífero que afloran en el anticlinal de Montalbán, donde pueden definirse varias fases de pliegues asociados a foliación.*"

(3) "*Fallas tardihercínicas, algunas de ellas con mineralizaciones asociadas (Cardellach et al., 1988).*"

(4) "*Fallas extensionales probablemente ligadas a la etapa de rift Triásico, que también permiten el emplazamiento de ciertas mineralizaciones (Pocoví Juan et al., 1990).*"

(5) "*Pliegues compresivos correspondientes a las principales etapas de levantamiento de la Cordillera Ibérica durante el Cenozoico, y asociados en algunos casos a fallas inversas y cabalgamientos, así como a sedimentación sintectónica.*"

(6) "*Fallas recientes, relacionadas en algunos casos con la reactivación de estructuras formadas en etapas anteriores*" (Gutiérrez *et al*., 2013; Peiró & Simón, 2021).

Tal y como se ha mentado ya, el núcleo paleozoico de las Cadenas Ibéricas se puede subdividir en tres grandes unidades tectonoestructurales variscas (figura 3.2), caracterizadas por presentar distintos estilos de deformación (Álvaro & Blanc-Valleron, 2002) y que tienen una extensión meridional no bien conocida (Gozalo & Liñán, 1988). Estas tres unidades, denominadas Badules, Mesones y Herrera, están delimitadas entre sí por dos accidentes tectónicos de gran relevancia para la estructura de las Cadenas Ibéricas: las fallas de Datos y de Jarque.

La falla de Datos es la estructura más importante del sector septentrional de las Cadenas Ibéricas (Casas *et al*., 2016), habiendo sido interpretada como el límite entre la Zona Asturoccidental-Leonesa y la Zona Cantábrica en este sector de la Península Ibérica (Gozalo & Liñán, 1988; Calvín-Ballester & Casas, 2014); esta estructura, que se dispone con una dirección principal NW-SE y con un plano de buzamiento verticalizado en su zona central y más tendido hacia sus extremos NW y SE (Calvín-Ballester & Casas, 2014), es un cabalgamiento varisco que superpone las Unidades de Badules y Mesones sobre la de Herrera (Carls, 1983; Vílchez, 1986; Gozalo & Liñán, 1988).

La falla de Datos puede distinguirse, según Casas *et al*. (2016), únicamente en sus sectores septentrional (Nigüella) y meridional (Monforte de Moyuela), ya que en el resto de su trazada aparece cortada por estructuras más modernas y no posee tramos aflorantes; debido a esto, y a que la denominación "de Datos" alude a un poblado celtibérico difícil de localizar, estos autores proponen denominarla cabalgamiento de Nigüella-Monforte (figura 3.6).

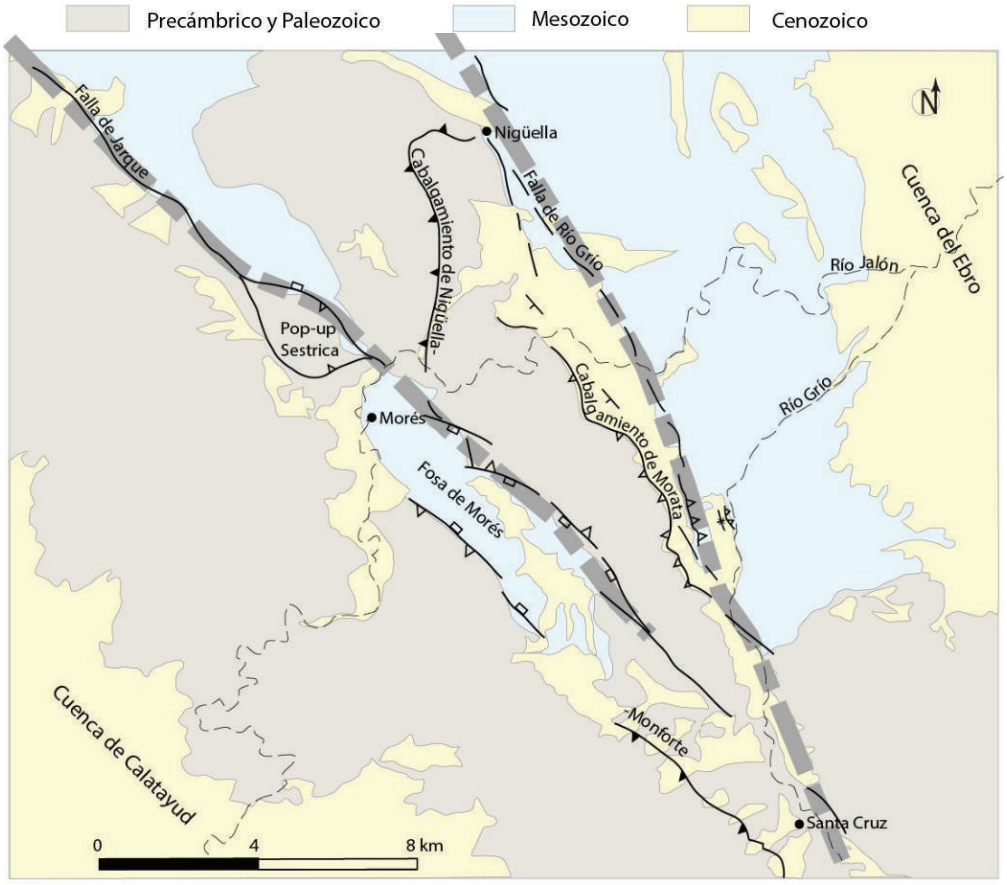


Figura 3.6. Esquema que muestra la disposición del cabalgamiento de Nigüella-Monforte y de las fallas de Río Grío y de Jarque (Casas *et al*., 2016).

Acompañando al cabalgamiento de Datos (o de Nigüella-Monforte) aparecen varias fallas tardivariscas, de mayor buzamiento, que han condicionado la posterior estructuración de la cordillera durante el Mesozoico y el Cenozoico. De todas ellas, las estructuras más relevantes en las proximidades de la zona de estudio son las fallas de Río Grío y de Jarque (figura 3.6), que se disponen en relevo y muestran evidencias de actividad extensional ligada a mineralizaciones durante el ciclo alpino (Pocoví Juan *et al.*, 1990; Casas *et al*., 2016).

La falla de Río Grío manifiesta una dirección principal NW-SE, ligeramente más orientada hacia el N que la dirección general de la Cadena Ibérica Oriental (Casas *et al*., 2016). Esta estructura puede seguirse hacia el SE desde Nigüella hasta el río Huerva, en las proximidades de Mainar, pasando por la localidad de Codos, en donde está marcada por afloramientos de rocas volcano-sedimentarias de edad pérmica (Casas *et al*., 2016; Aldega *et al*., 2019).

La falla de Jarque, por otra parte, es subparalela a la anterior y fácilmente reconocible en el área del Moncayo. Con un buzamiento elevado, esta estructura tardivarisca puede seguirse hasta el río Jalón, caracterizándose por la existencia de *jogs* compresivos (Casas *et al*., 2016). No obstante, como estos autores sugieren, en muchos puntos de su recorrido esta falla aparece cortada por estructuras posteriores, mostrando diferentes indicios de movimiento durante el Mesozoico.

3.1.5.- Evolución tectónica de la zona de estudio

Como resultado de la convergencia entre las masas continentales Laurentia y Gondwana dentro del proceso de formación del supercontinente Pangea, hacia finales del Devónico da comienzo la Orogenia Varisca, que conlleva la estructuración del Macizo Ibérico y de los basamentos precámbrico y paleozoico del Sistema Ibérico. La falla de Datos se activa durante esta etapa orogénica como un cabalgamiento, superponiendo las Unidades tectonoestructurales de Badules y Mesones sobre la de Herrera y condicionando sus deformaciones (Carls, 1983; Vílchez, 1986; Gozalo & Liñán, 1988).

Aunque algunos autores plantean, al menos, tres grandes fases de deformación durante la Orogenia Varisca en el Sistema Ibérico (Vílchez, 1986; Tejero & Capote, 1987), Calvín-Ballester & Casas (2014) proponen únicamente dos grandes fases de deformación:

1. Génesis de un sistema de cabalgamientos apilados de vergencia NE, con pliegues y foliación de plano axial asociada.
2. Generación de pliegues de gran amplitud en relación a la falla de Datos y en sus inmediaciones, con vergencias hacia el E y foliación de plano axial –esta segunda fase afecta a los cabalgamientos generados en la primera, constituyéndose la geometría de anticlinorio característica de la Unidad de Herrera–.

A partir del final de la Orogenia Varisca, en el Macizo Ibérico se instaura un régimen de estados transpresivos durante el Estefaniense – Pérmico Medio, relacionados con una compresión N-S a NW-SE que da origen en todo el Macizo Ibérico a dos "familias" de fallas de desgarre principales (Arthaud & Matte, 1975):

1. Familia de direcciones E-W a NE-SW y movimiento sinistro
2. Familia de dirección NW-SE a NNW-SSE y movimiento dextro

Según Vílchez (1986), durante este régimen transpresivo, la falla de Datos habría dejado de actuar como cabalgamiento y actuaría como una zona de debilidad cortical, funcionando como una zona de desgarre dextro subparalela a la segunda familia de fallas de Arthaud & Matte (1975) y presentando fracturas tardivariscas asociadas (como la falla de Río Grío) (Marcén, 2014; Marcén & Román, 2015).

Coincidente en el tiempo con este régimen de estados transpresivos, tiene lugar en el Sistema Ibérico un magmatismo que ha quedado registrado en diversos sectores y que se caracteriza por la presencia de unidades piroclásticas, manifestaciones volcánicas efusivas, intrusiones de carácter hipovolcánico (*sills* y, en menor medida, diques), y plutones intrusivos emplazados en materiales de edad variable –desde el Ordovícico hasta el Carbonífero– (Lago & Pocoví, 1987; Mateo Lázaro, 1987; Villaseca *et al*., 1999; Lago *et al*., 2004a); todos estos materiales son siempre previos a la facies Buntsandstein, que las recubre (Lago *et al*., 2004b). Un ejemplo de estos materiales volcanoclásticos puede encontrarse en Codos, donde las rocas volcanoclásticas se superponen sobre los materiales de la zona de falla de Río Grío (Merchán, 2020).

A partir del Pérmico Superior, y hasta el Cretácico Superior (Maastrichtiense), se instaura en el Sistema Ibérico un periodo extensivo, que Salas & Casas (1993) dividen en cuatro grandes etapas:

1. Etapa de Rift Pérmico (Pérmico Superior – Hettangiense)
2. Etapa Post-rift (Jurásico Medio – Jurásico Superior)
3. Etapa de Rift (Kimmeridgiense – Albiense)
4. Etapa Post-rift (Cretácico Superior)

En líneas generales, durante las etapas de *rifting* se produce una subsidencia activa a favor de las estructuras tardi-hercínicas, que se reactivan controlando la evolución de la cuenca (Cortés & Casas, 1996), mientras que, en las etapas de Post-rift, tiene lugar una subsidencia térmica generalizada, sin actividad tectónica muy activa (Salas & Casas, 1993).

Es en la etapa de Rift Pérmico, y más concretamente durante el pre-Hettangiense, cuando tiene lugar un magmatismo alcalino importante en el SW del Maestrazgo, representado por *sills* doleríticos subvolcánicos y en el que no se reconocen manifestaciones explosivas (Lago *et al*., 2004b). Según estos mismos autores, el ascenso del magma sería rápido, bajo condiciones de cierta turbulencia, emplazándose a favor de discontinuidades tardivariscas reactivadas. Durante el Jurásico tiene lugar otro episodio de magmatismo alcalino (pero dominado por los términos volcanoclásticos y siendo los *sills* basálticos minoritarios), que encaja en materiales carbonatados marinos (Lago *et al*., 2004b).

Durante la compresión alpina el Sistema Ibérico se comporta como una cadena con dos niveles estructurales diferentes: el zócalo varisco y la cobertera mesozoica-cenozoica, mostrando mecanismos diferentes de deformación (Liesa & Casas, 1994). Esta deformación tiene lugar bajo una dirección de compresión principal NNE-SSW, identificada en distintos lugares del Sistema Ibérico (Liesa, 2000; Casas *et al*., 2000), consecuencia de la compresión pirenaica (Simón, 2006), que reactiva las estructuras tardi-hercínicas de direcciones NW-SE como fallas inversas y cabalgamientos, con una componente dextra importante.

A partir del Eoceno, el acercamiento entre África y Eurasia comienza a asumirse en el borde pirenaico-cantábrico (donde se produce la formación del

edificio orogénico de los Pirineos), dando lugar a la inversión de las estructuras previas extensionales y la reactivación de las fallas transcurrentes (De Vicente *et al*., 2004; Marcén, 2014), generando cuencas subsidentes con forma de *graben* o semi-*graben* a lo largo de todo el Sistema Ibérico (Capote *et al*., 2002; Rubio & Simón, 2007), como los *grabens* de Teruel y Calatayud, o los de Daroca y Jiloca.

3.1.6.- Mineralizaciones de hierro en la zona del Moncayo

Como ya se ha explicado, durante el siglo XIX la Península Ibérica experimentó un proceso de industrialización muy importante que conllevó, durante la segunda mitad de siglo, un crecimiento del sector siderúrgico. En los alrededores del Moncayo, en donde las mineralizaciones de hierro son muy abundantes (Mata Perelló, 1989) (figura 3.7), empezaron a explotarse algunos de estos yacimientos, lo cual impulsó la economía de la región a lo largo de casi todo el siglo XX, llegando a convertirse esta zona en el segundo productor de hierro del Sistema Ibérico durante la década de 1970 (IGME, 1975, tomo I).

Ante la importancia de estos criaderos de hierro –actualmente la mayoría carecen de interés comercial (Morales Gómez, 2015)–, y con el fin de evaluar su importancia económica y, por tanto, el potencial minero de la región, el IGME llevó a cabo entre 1972 y 1975 un estudio detallado de los mismos denominado "*Estimación del Potencial Minero en el Subsector VII, Centro-Levante, Area 4, Moncayo*" (IGME, 1972, 1973, 1974a, b, 1975). Los yacimientos de hierro fueron clasificados en dos grupos principales atendiendo a las reservas minerales estimadas en ellos: así, distinguieron entre yacimientos con reservas de más de 500 000 t y criaderos con una cantidad notoriamente inferior (IGME, 1975, tomo I).

3.1.6.1.- Criaderos importantes (más de 500 000 t)

La mena en estos yacimientos está constituida, según el IGME (1972, 1973, 1974a, b, 1975), casi exclusivamente por hematites masiva, ocasionalmente micácea. Como ganga se reconocen el cuarzo y, en menor cantidad, los carbonatos, ambos íntimamente asociados al mineral de hierro. Atendiendo a la descripción dada, "*el mineral rellena y, de una forma incipiente, reemplaza a los niveles dolomitizados como resultado de las soluciones hidrotermales que circularon por las zonas de fractura y planos de estratificación y que dieron lugar a la concentración en las zonas favorables en forma de filones*".

Dentro de este primer grupo, el IGME (1975, tomo I) incluyó únicamente los yacimientos de los siguientes distritos mineros:

- Minas de Borobia (entre las que se incluye la concesión "Gandalia")
- Minas de Ólvega (mina "Petra III")
- Minas de Tierga (minas de "Santa Rosa" y "La Potente")

3.1.6.1.1.- Minas de Borobia

Minas de Borobia es el distrito minero situado en las estribaciones orientales de la Sierra de Toranzo (provincia de Soria), inmediatamente al N de la localidad de Borobia, y que engloba a varias concesiones, entre ellas "Gandalia" –siendo esta la más importante (IGME, 1973)–.

Según el IGME (1975, tomo I), la mineralización de hematites en este distrito está encajada en los materiales del Cámbrico Inferior[4], los cuales se presentan plegados y formando parte del flanco occidental del sinclinal de Borobia (IGME, 1974a). La mineralización consiste, esencialmente, en hematites roja, que presenta texturas diferentes según su posición dentro del yacimiento –masiva, especular y botroidal (IGME, 1974a)–, estando la ley en Fe elemental comprendida entre el 42 y el 63 % (IGME, 1975, tomo I).

La mineralización de hematites se dispone constituyendo un cuerpo aproximadamente tabular, de unos 500 m de longitud, 20 m de espesor medio –que localmente puede llegar hasta los 40 m–, y una altura probada de más de 20 m. Este cuerpo se dispone siguiendo una dirección principal N-S, hundiéndose hacia el N y encajando en una zona de fractura que atraviesa los materiales de las Fms. Jalón, Ribota y Huérmeda-Daroca (que buzan hacia el E con unos 40°). El cuerpo mineralizado limita al W en contacto mecánico con los materiales de la Fm. Jalón, aunque localmente puede llegar a ser paralelo o concordante con la estratificación. Tanto en un hastial como en otro, la roca encajante se presenta muy alterada en las proximidades de la mineralización, con caolinizaciones y decoloraciones de la roca original que pueden llegar a extenderse hasta un centenar de metros desde el borde del cuerpo mineralizado (IGME, 1975, tomo I).

Las estimaciones realizadas por el IGME (1975, tomo I) permiten inferir un total de 1 040 000 t de reservas, aproximadamente, de las cuales sólo se habrían extraído la mitad; no obstante, su alto contenido en sílice (cercano al 25-30%) hace que esta mineralización sea inservible en la actualidad como mena de Fe^{3+} y como pigmento para pinturas, por lo que ya no se explota.

3.1.6.1.2.- Minas de Ólvega

Según el IGME (1975, tomo I), la mineralización en el distrito minero Minas de Ólvega está constituida esencialmente por hematites, que se dispone en forma de cuerpos de diversos tamaños con leyes de entre un 45 y un 68% en Fe –la ley media se sitúa en torno al 65 %–. En la mina "Petra III", la más importante del distrito, la mineralización está directamente relacionada con una estructura de dirección 020 y conforma un gran cuerpo tabular en posición subvertical de 60 a 70 m de longitud, casi 100 m de profundidad máxima, y una potencia media de 25 m, que se adelgaza en profundidad. Estas dimensiones –probadas mediante desarrollo de labores subterráneas y cielo abierto–, junto con la densidad media del mineral (5.2 g/cm^3), permiten estimar unas reservas iniciales totales de 780 000 t. Dado que la ley es buena, y que el contenido en sílice es bajo, de menos del 5% (aunque localmente hay zonas con hasta un 33% de sílice), la mineralización tuvo cierto interés como pigmento para pinturas durante los años 70.

El cuerpo mineralizado de la mina "Petra III" está situado en una zona de fractura que rompe la continuidad de las dolomías y pizarras del tránsito Jalón-Ribota, presentando ramificaciones que pueden atravesar los planos de estratificación de los materiales encajantes o disponerse paralelos a ellos. Aunque

[4] **N. del A.** – Los autores de la hoja nº 351 del MAGNA a escala 1:50 000 han confundido la datación del Cámbrico Inferior de la unidad Carrasquera-Toranzo, atribuyéndolo al Ordovícico, por no haber observado la dolomía de Ribota al W de las minas de Ólvega (IGME, 1974a; IGME, 1975, tomo I).

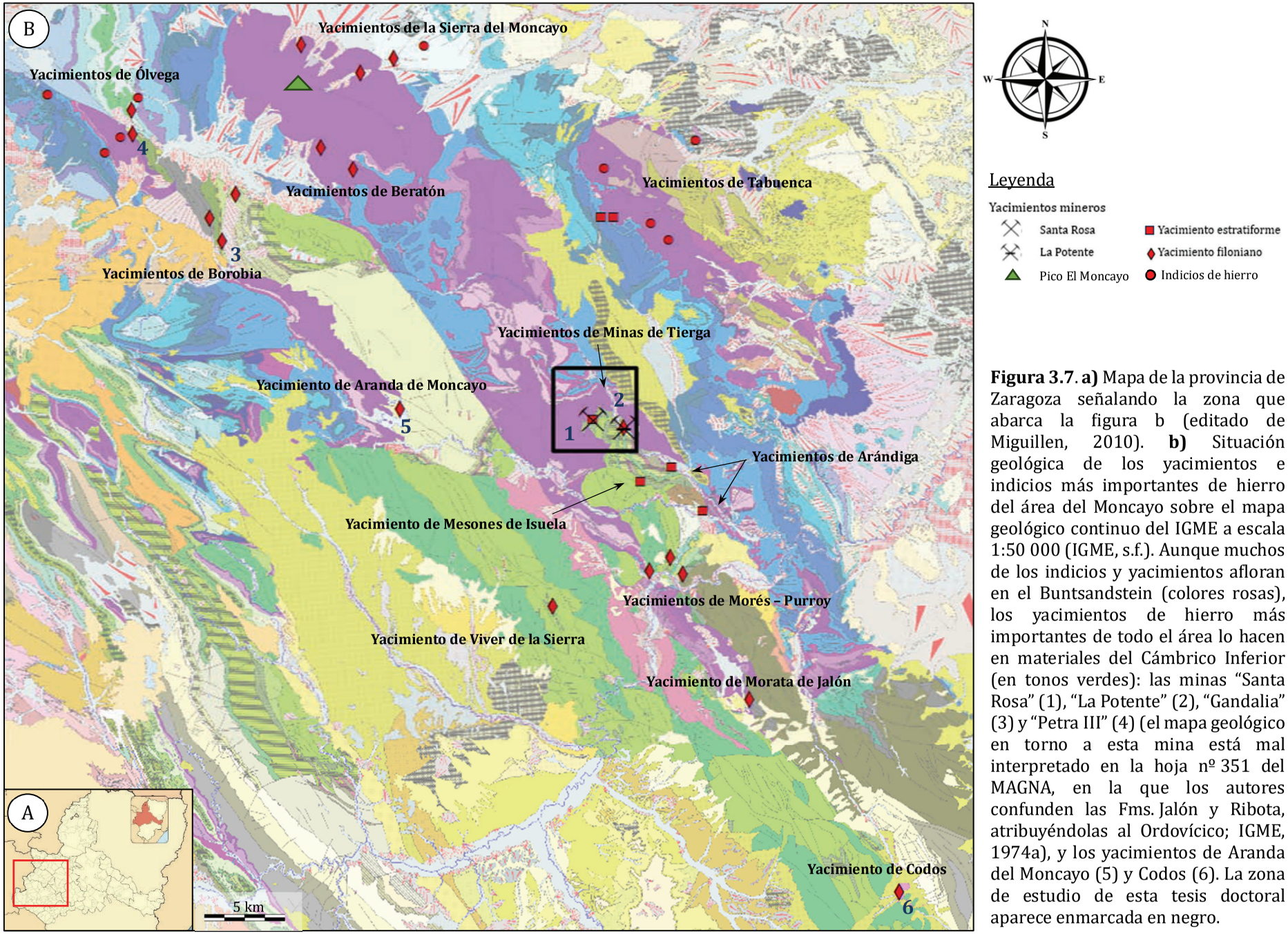


Figura 3.7. **a)** Mapa de la provincia de Zaragoza señalando la zona que abarca la figura b (editado de Miguillen, 2010). **b)** Situación geológica de los yacimientos e indicios más importantes de hierro del área del Moncayo sobre el mapa geológico continuo del IGME a escala 1:50 000 (IGME, s.f.). Aunque muchos de los indicios y yacimientos afloran en el Buntsandstein (colores rosas), los yacimientos de hierro más importantes de todo el área lo hacen en materiales del Cámbrico Inferior (en tonos verdes): las minas "Santa Rosa" (1), "La Potente" (2), "Gandalia" (3) y "Petra III" (4) (el mapa geológico en torno a esta mina está mal interpretado en la hoja nº 351 del MAGNA, en la que los autores confunden las Fms. Jalón y Ribota, atribuyéndolas al Ordovícico; IGME, 1974a), y los yacimientos de Aranda del Moncayo (5) y Codos (6). La zona de estudio de esta tesis doctoral aparece enmarcada en negro.

está formado por oligisto masivo que se presenta remplazando a los minerales carbonatados del Cámbrico Inferior, hacia los hastiales pasa gradualmente a reemplazar solamente a parte de la roca carbonatada de la zona superior de las Capas del Jalón (IGME, 1974a). El mineral esencial es hematites, por lo general masiva, que puede presentar textura radiada-concéntrica y botroidal en algunos sectores del yacimiento. Mientras que la textura masiva es más típica del sector central, el resto se distribuyen con frecuencia hacia las partes marginales del criadero (IGME, 1975, tomo I).

En conjunto, toda la serie cámbrica forma (en este yacimiento) parte del flanco occidental de un anticlinal de gran envergadura, cuyo eje se encuentra en la Sierra de Toranzo y presenta una dirección principal NW-SE. Una falla inversa muy vertical afecta a esta estructura paleozoica, poniendo en contacto la serie cámbrica inferior con el Jurásico de facies Weald (figura 3.8); la dirección de este accidente es WNW-ESE, y la componente vertical, del orden de los 3000 m (IGME, 1974a).

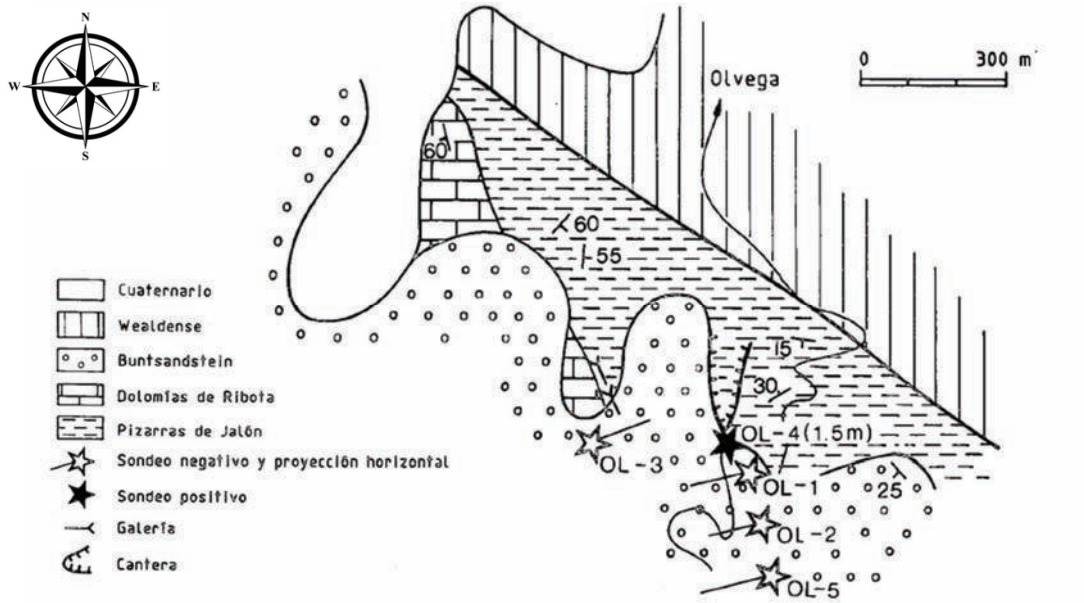


Figura 3.8. Mapa geológico que rectifica la interpretación del MAGNA en la zona de la mina (editado de Martín-Vivaldi & Aragonés, 1989).

3.1.6.1.3.- Minas de Tierga

Se conoce como Minas Tierga o Minas de Tierga a todas las concesiones enclavadas en la provincia de Zaragoza, en los TT. MM. de Tierga, Mesones de Isuela e Illueca, siendo, como ya se ha visto, las más importantes las minas de "Santa Rosa" y "La Potente". La estructura geológica que adoptan las unidades del Cámbrico Inferior en toda la zona es de plegamientos anticlinales, de vergencia hacia el E y NE, afectados por fallas de direcciones N-S, NNW-SSE y NNE-SSW que cortan y desplazan los distintos materiales (IGME, 1974a). Según el IGME (1974a), la mineralización de "Santa Rosa" arma concordante con la estratificación, dentro de un nivel carbonatado perteneciente al techo de la Fm. Jalón, sobre el que se sitúa un nivel de pizarras que, según ellos, marcaría la transición hacia las dolomías masivas de la Fm. Ribota. Tal y como se verá más adelante, la mineralización se ubica, en verdad, dentro de la Fm. Ribota, hacia techo del primer tramo de dolomías masivas de esta formación –en torno a los 30-35 m de la columna establecida por Sepúlveda *et al*. (2021)–.

La mineralización tiene, según el IGME, una potencia de hasta 15 m totales, los cuáles no pertenecerían a un único nivel mineralizado, sino a dos o más niveles con cuerpos de estéril interestratificados (Martín-Vivaldi & Aragonés, 1989), siendo el espesor medio de los cuerpos mineralizados de unos 5 m. En su informe preliminar, el IGME (1974a) atribuye a la mineralización un origen sedimentario.

El otro yacimiento, "La Potente", es una estructura descrita clásicamente como filoniana, aunque las investigaciones del yacimiento realizadas por sus antiguos propietarios no se han conservado. Pese a que a principios del siglo XX se estimaban unas reservas para el yacimiento de unas 300 000 t (Anónimo, 1909), el IGME (1973) calcula la producción total en unas 450 000 t.

Esta explotación constaba, entre otras galerías menores, de tres niveles o galerías principales paralelas entre sí y ubicadas una encima de la otra a diferentes cotas (Rived, 1922). De estos tres niveles, en la actualidad sólo se conservan relativamente intactos los dos inferiores, aunque la estabilidad de ambos se halla en una situación deplorable: se pueden encontrar cámaras de más de 10 m de altura practicadas en materiales muy blandos y altamente tectonizados, sustentados (ocasionalmente) por pilares muy finos o columnas de mampostería artificiales, por lo que es habitual ver derrumbamientos parciales de la estructura. Toda la parte del monte situada por encima del nivel superior de la explotación fue completamente arrasada durante los años 50-60 del siglo XX, de tal modo que la corta actual no es sino lo que queda de aquel nivel superior, pudiendo observarse en el escarpe varios frentes de explotación de las galerías desarrolladas a partir de este nivel.

La mineralización observada en superficie es, aparentemente, estratiforme, al contrario de lo que afirmaba el IGME (1975, tomo I). Esta mineralización se manifiesta como dos cuerpos mineralizados, separados entre sí por materiales carbonatados altamente triturados, que se disponen paralelos a la serie con un buzamiento generalizado 150, 50E. Cada cuerpo mineralizado ronda los 1-2 m de potencia, lo que confiere a la mineralización un espesor total de unos 3-4 m en la parte alta de la explotación minera. Teniendo en cuenta que dicha mineralización se engrosa hacia la parte inferior del afloramiento, no es de extrañar que en profundidad se alcance un espesor de hasta 15 m (Anónimo, 1909) –los testimonios de antiguos mineros hablan de más de 12 m de espesor–.

La estructura interna de los cuerpos mineralizados y de los carbonatos situados entre ellos consiste, a su vez, en una serie de estratos lenticulares y sigmoidales de naturaleza hematítica y/o carbonatada que se entremezclan entre sí, estando delimitados por contactos tectónicos.

3.1.6.1.4.- Características principales de los yacimientos de más de 500 000 t

Todos los yacimientos de este grupo comparten una serie de características en común (IGME, 1975, tomo I):

1. En todos los casos la hematites es el mineral principal, el cual encaja en la zona de tránsito entre las capas superiores de la Fm. Jalón y los tramos inferiores de la Fm. Ribota. Esta constante relación del mineral con el mismo horizonte estratigráfico podría ser debido a tres causas: (1) un origen singenético de los yacimientos, (2) una predisposición del tramo carbonatado a la sustitución o depósito del mineral, (3) o ambas circunstancias al mismo tiempo.

2. En segundo término, e independientemente de que las mineralizaciones sean concordantes o discordantes a la estratificación, en el estudio del IGME se define el metalotecto de todos los yacimientos como "*las fracturas de zócalo de dirección aproximada N-S, normalmente verticalizadas*" que intersecan a estos materiales.
3. En tercer lugar, en las rocas encajantes de los yacimientos se observan algunos efectos diagenéticos, pero no hay signo alguno de metamorfismo.

A partir de estas características, los autores del estudio concluyen que las soluciones hidrotermales que circularon por las zonas de fractura y planos de discontinuidad favorecieron el transporte del hierro y su concentración en zonas favorables.

3.1.6.2.- Criaderos secundarios (menos de 500 000 t)

En el segundo grupo de yacimientos se agrupan varias estructuras filonianas, en las que el metalotecto está constituido por una serie de fracturas de buzamientos próximos a la vertical, que arman en Cámbrico Superior o facies Buntsandstein. Los filones están formados por una serie de bolsadas de hematites especular alternando con estériles, estando la ganga constituida, por lo general, por cuarzo y/o carbonatos. La potencia media de estas mineralizaciones no suele superar el metro, en una corrida de 100 m, por lo que este tipo de yacimientos no presenta grandes volúmenes de mineralización. Existen dos criaderos que se salen de la norma:

- *Mina de Aranda del Moncayo*: En Aranda del Moncayo se reconoce una mineralización de tipo fisural armando en un afloramiento de dolomías de Ribota, con una longitud aproximada de 100 m y un máximo de 20 m de anchura (IGME, 1975, tomo I).
- *Mina de Codos*: La mineralización forma parte de un cuerpo tabular que arma en las dolomías de Ribota, en relación con filones de cuarzo de dirección aproximada N-S. El mineral es oligisto (masivo o especular), parcialmente oxidado en superficie a limonita, que parece querer extenderse desde las pizarras de Huérmeda hasta el tramo superior de la Fm. Jalón (IGME, 1974a).

3.2.- Contexto paleogeográfico

3.2.1.- Gondwana

Tras la fragmentación del supercontinente Rodinia hace unos 750 Ma (Powell *et al*., 1993; Torsvik, 2003, Condie *et al*., 2021) tuvo lugar una nueva amalgama continental, como resultado del inicio del denominado ciclo orogénico panafricano, durante el cual las masas continentales tendieron a concentrarse en el hemisferio S y a agruparse unas con otras, constituyendo el semi-súpercontinente Gondwana (figura 3.9) (Clifford, 1968; Evans *et al*., 2016; Kröner, 1981, 2001; Cahen *et al*., 1984; Unrug, 1992; Meert & van der Voo, 1997). Gondwana coexistiría con otras masas continentales independientes de menor extensión, entre ellas Laurentia, Báltica y Siberia (Courjault-Radé *et al*., 1992); no obstante, algunos autores –como Dalziel (1991, 1992)– sugieren que Laurentia podría haber llegado a

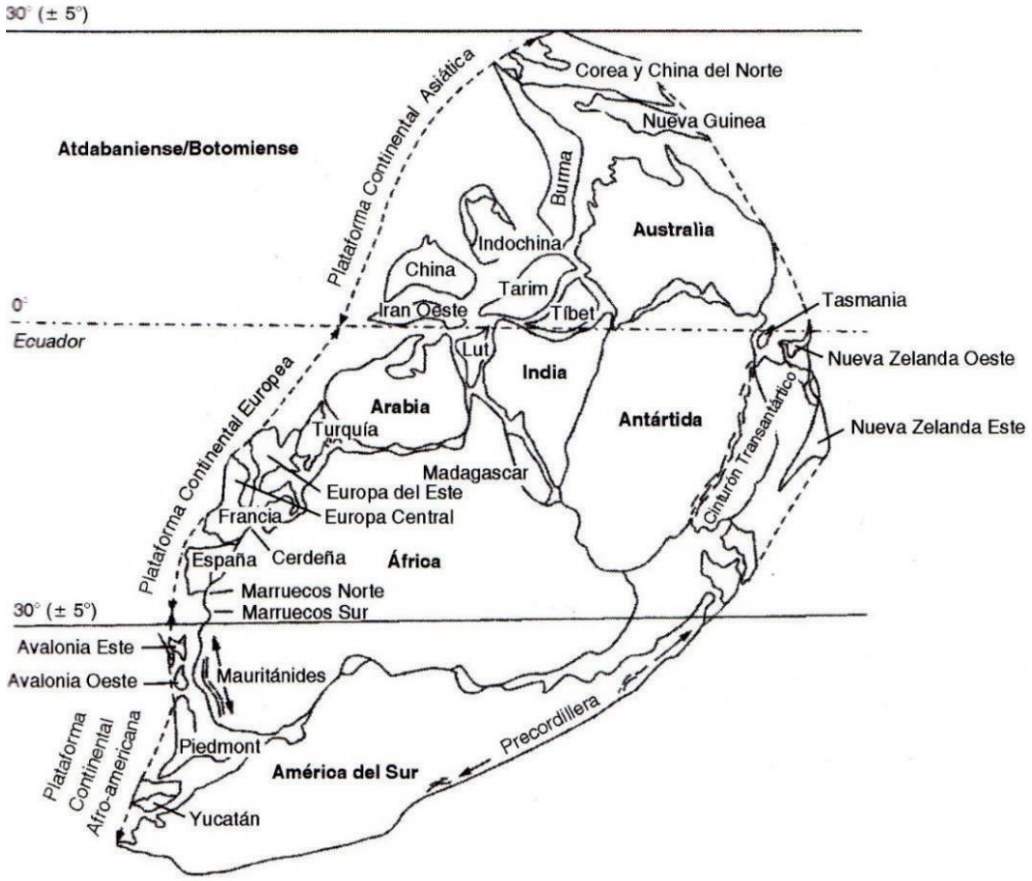


Figura 3.9. Reconstrucción del semi-supercontinente Gondwana durante el Cámbrico Inferior (modificado de Courjault-Radé *et al*., 1992).

estar unido brevemente con Gondwana (Condie *et al*., 2021), constituyendo una masa continental aún mayor: el supercontinente Pannotia (Stump, 1992; Powell, 1995). Por su parte, el hemisferio N estaría ocupado prácticamente por completo por el gran océano Panthalassa, que englobaría aproximadamente el 90 % del área oceánica total (Keto & Jacobsen, 1988).

Aunque no hay un acuerdo general sobre el tiempo que duró el ciclo orogénico panafricano (Trompette, 1997), sí que se acepta que se sucedió a lo largo de varias etapas, comenzando hace 750-600 Ma (Fritz *et al*., 2013) y finalizando hace 600-500 Ma (Djouadi *et al*., 1997; Meert, 2001, 2002; Collins & Pisarevsky, 2005). Durante todo este proceso fue muy abundante la actividad de las LIP (Grandes Provincias Ígneas, en sus siglas en inglés: *Large Igneous Province*), aunque el número de LIP continentales parece que comenzó a descender rápidamente a medida que Gondwana comenzaba a desplazarse hacia el hemisferio S (650-450 Ma) (Condie *et al*., 2021). Pese a ello, por los datos que estos autores proporcionan, alrededor de 630 Ma comenzaría la actividad de la Provincia Magmática de Iapetus Central (CIMP en sus siglas en inglés: *Central Iapetus Magmatic Province*), que continuaría hasta hace, al menos, 565 Ma.

El océano Iapetus –también denominado Tornquist o Prototethys, en su parte más oriental (von Raumer & Stampfli, 2008)–, cuya apertura se produce hace 550 Ma, comienza a separar Laurentia y Báltica de Gondwana (Condie *et al*., 2021); mientras los dos primeros se van desplazando hacia el N, Gondwana continúa su deriva hacia el S (Meléndez Hevia, 2004).

Según von Raumer & Stampfli (2008), los análisis paleogeográficos para el Cámbrico muestran una amplia distribución de sedimentos epicontinentales (Courjault-Radé *et al*., 1992; Álvaro *et al*., 2003), los cuales se han interpretado como materiales depositados en una zona de *rifting* emplazada a lo largo del margen septentrional de Gondwana (figura 3.10a) (Liñán & Quesada, 1990; Franke, 1992). En esta zona se desarrollaría un margen pasivo con actividad volcánica que marcaría el inicio de un régimen tectónico extensional, que concluiría con la apertura del océano Rheico (figura 3.10b) (Zulauf *et al*., 1997; Etxebarria *et al*., 2006; Sánchez-García et al., 2019; Álvaro *et al*., 2024).

Para los autores von Raumer & Stampfli (2008) y von Raumer *et al*. (2008), durante todo el Cámbrico Inferior (540-510 Ma) tiene lugar una fuerte subsidencia en toda la región del margen de Gondwana, ya sea relacionada con la subducción y el retroceso del océano Iapetus, o con el *rifting* intracontinental contemporáneo relacionado con la actividad extensional que tuvo lugar tras el ciclo orogénico panafricano. Estos patrones de hundimiento se han documentado tanto en las diversas zonas del Macizo Ibérico –Zonas Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa, Centroibérica y Ossa-Morena– como en otras áreas relacionadas (Anti-Atlas) (figura 3.10b).

3.2.2.- Paleogeografía de la Unidad de Mesones

Dentro de este contexto paleogeográfico, la zona de estudio en torno al yacimiento de "Santa Rosa" estaría ubicada en el margen septentrional de Gondwana, cerca de los cratones África occidental, Amazonia y Hunia, y muy próxima al contacto entre las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa (figura 3.10b). Toda esta área sería una zona de subsidencia durante el Cámbrico Inferior (von Raumer & Stampfli, 2008; von Raumer *et al*., 2008), en la cual tendría lugar el depósito de las unidades descritas en los apartados anteriores:

1. Fm. Cuarcitas de Bámbola
2. Fm. Capas de Embid
3. Fm. Capas abigarradas de Jalón
4. Fm. Dolomías de Ribota
5. Fm. Pizarras de Huérmeda
6. Fm. Areniscas de Daroca
7. Gp. Mesones (Fms. Valdemiedes, Mansilla y Murero)

Según Bauluz (1997), los materiales eminentemente detríticos de las dos primeras unidades –pertenecientes al Litosoma Clástico Inferior de Lotze (1961)–, así como las estructuras sedimentarias y las pistas fósiles encontradas en ellas, indicarían un medio litoral con marcada influencia fluvial para la Fm. Bámbola (Ramírez del Pozo *et al.*, 1981b), con desarrollo y superposición de sistemas deltaicos (Gabaldón, 1989), que evolucionaría hacia un medio sublitoral somero hacia la base de la Fm. Embid. El depósito de esta segunda unidad se produciría en un ambiente intermareal a submareal, con episodios de exposición subaérea (Schmidt-Thomé, 1973; Valenzuela *et al.*, 1990; Álvaro *et al.*, 1993).

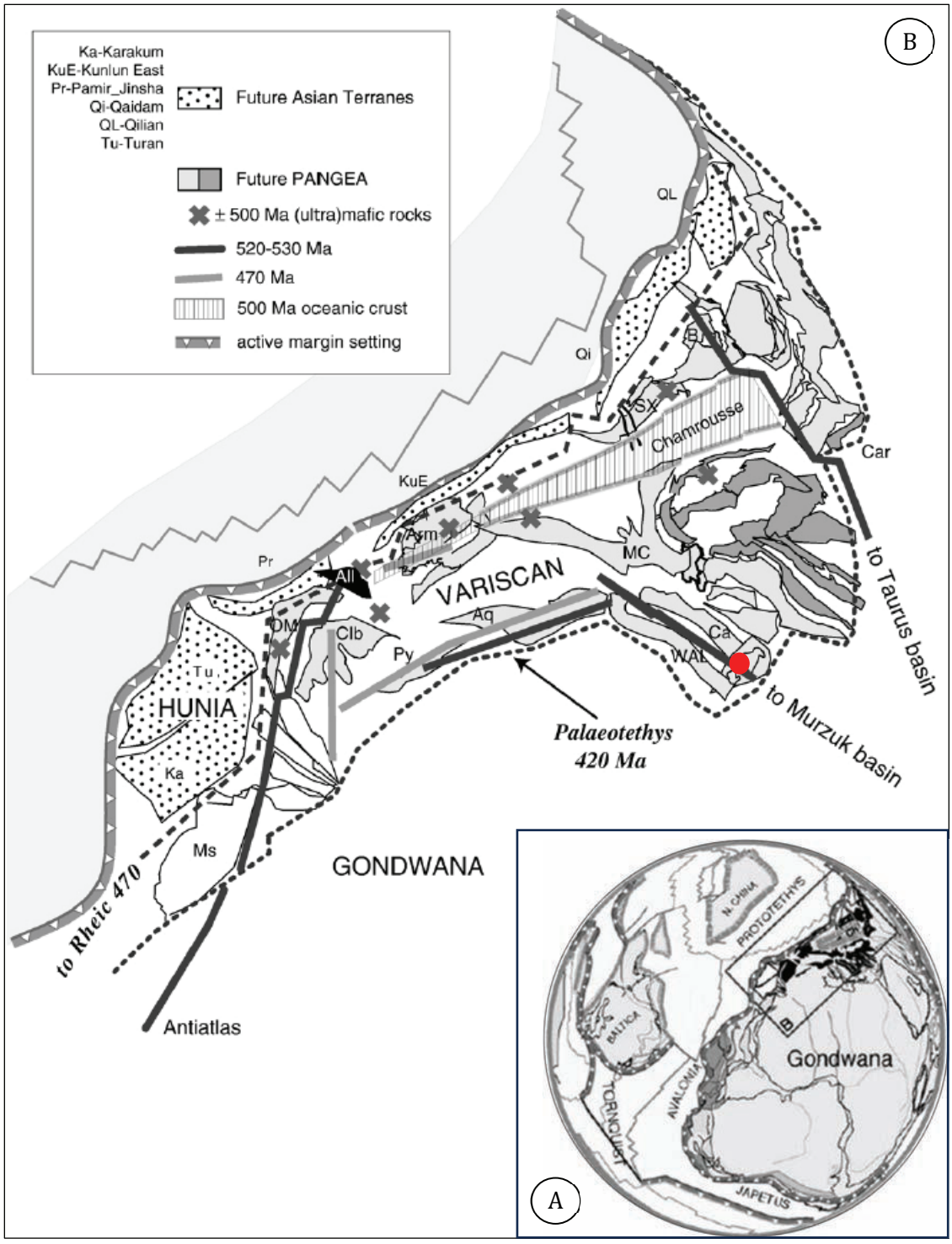


Figura 3.10. **a)** Reconstrucción global durante el Cámbrico según von Raumer *et al*. (2008). **b)** Reconstrucción del margen septentrional de Gondwana hace 500 Ma, señalando los futuros terrenos "chinos" (o asiáticos) y los que constituirán Pangea. Ossa Morena (OM) y los alóctonos Ibéricos (All) están separados del margen de Gondwana por la cuenca de tras arco de un *rifting* inicial. Se señalan en la figura las trazadas de la futura apertura de los océanos Rheico y Palaeotethys, así como los alineamientos tectónicos de las zonas de subsidencia durante el Cámbrico Inferior (530-520 Ma) y del Ordovícico (470 Ma). Leyenda: All (Alóctonos Ibéricos), Aq (Aquitania), Arm (Armórica), B (Barrandian), Ca (Zona Cantábrica), Car (Alpes Cárnicos), CIb (Zona Centroibérica), MC (Macizo Central), Ms (Meseta), OM (Zona de Ossa Morena), Py (Pirineos), SX (Saxothuringian) y WAL (Zona Asturoccidental-Leonesa). En rojo se señala la ubicación aproximada del área de estudio en esta reconstrucción. Modificado de von Raumer & Stampfli (2008).

El estudio de estos materiales sugiere que el Sistema Ibérico era, en esta época, una cuenca marina somera de alta energía, con una importante acumulación de sedimentos detríticos que procederían de un área fuente de gran extensión y fuerte relieve situada hacia el E o NE actuales (Scheuplein, 1970; Schmitz, 1971; Schmidt-Thomé, 1973), en lo que ahora es la depresión del Ebro (hipotético Macizo del Ebro; Carls, 1983) o, quizás, más hacia el N (Sdzuy & Liñán, 1993).

En el contacto con el Litosoma Carbonatado de Lotze (1961) aparecen trilobites del Ovetiense (Sdzuy, 1987) en la región del valle del Jalón, por lo que la posición estratigráfica de los biohorizontes de aparición de *Rusophycus*, *Astropolichnus* y de los primeros trilobites es semejante a la que tienen en la Cordillera Cantábrica. El espesor total del Litosoma Clástico Inferior en el puerto de El Frasno, donde está el contacto con el Precámbrico, es de unos 600 m (Schmidt-Thomé, 1973; Pillola *et al*., 1995; Liñán *et al*., 1997, 2002).

Schmidt-Thomé (1973) considera que la abundancia de limos de la tercera unidad, la Fm. Jalón, con desarrollo de *ripple marks*, *load-cast*, bioturbación, marcas de escape de gas y estratificación cruzada, permite inferir que esta unidad se depositó en una llanura intermareal, en condiciones áridas (Liñán & Gámez-Vintaned, 1993) y con episodios de exposición subaérea –durante los cuales se desarrollarían los numerosos sistemas de *mud cracks* observados–, quizás un ambiente transicional entre marino y lagunar (Carls, 1986).

Schmidt-Thomé (1973) reconoce, además, un cambio lateral de facies en una zona media entre Ateca, Embid y Jarque, siendo allí el contenido en dolomías mucho mayor que en las zonas adyacentes. Asimismo, en las cercanías de Borobia, este autor halló minerales pesados típicos de condiciones litorales, proponiendo la existencia de un terreno elevado encima del mar hacia el E o el NE. En dicha zona de Borobia, la Fm. Jalón es más roja que azulada y su contenido en dolomías es más bien pobre, por lo que Sdzuy & Liñán (1993) consideran que la zona N de la Cadena Ibérica Oriental sería el área más próxima al mar abierto.

Según estos autores, ascendiendo en la serie, el medio intermareal de la Fm. Jalón evoluciona hacia una llanura intermareal de salinidad elevada en la Fm. Ribota (Schmidt-Thomé, 1973), ocasionalmente supralitoral, en el que eran frecuentes las construcciones estromatolíticas y los niveles de brechas intraformacionales. Esta llanura intermareal estaría emplazada en una plataforma carbonatada –de un modo muy similar a lo que ocurre en la Fm. Láncara de la región Cantábrica–, como resultado de un nuevo pulso transgresivo (Álvaro *et al*., 1995).

Durante el depósito de la Fm. Ribota tendría lugar un ascenso del nivel del mar, durante el cual el ambiente sedimentario evolucionaría hacia condiciones de sublitoral abrigado, restringido, con una zona de cierre con respecto al mar abierto localizada en la región noroccidental; en este medio se desarrollarían tapices criptoalgales y estromatolitos, en torno a los cuales se formarían comunidades bentónicas de invertebrados (Gámez *et al*., 1991). El contenido dolomítico es mayor en la Cadena Ibérica Occidental (Zamora *et al.*, 1992), siendo más abundantes los fósiles de trilobites hacia el NW de esta. Esto, sumado a la presencia de algas del género *Epiphyton* en el área de Borobia, parece indicar que sería hacia el N y NW de la región donde existirían condiciones más idóneas para las comunidades fósiles.

El depósito de la siguiente unidad, la Fm. Pizarras de Huérmeda, se produciría en un ambiente sublitoral poco profundo, de condiciones abiertas y escaso relieve,

alimentado por sedimentos del Precámbrico Superior (Schmidt-Thomé, 1973) y representando la fase final del pulso transgresivo iniciado con la Fm. Jalón (Gozalo, 1995). Gámez *et al*. (1991) también sugiere que el cambio de facies que tiene lugar desde finales de la Fm. Jalón hasta la Fm. Huérmeda se corresponde con un proceso transgresivo, y añade que, durante este, las facies altamente bioturbadas de la Fm. Jalón (típicas de medios poco profundos) dan paso a facies sublitorales que evolucionan hasta convertirse en un sustrato marino carbonatado con abundantes comunidades bentónicas.

El aumento de nivel del mar causó la desaparición de las comunidades periarrecifales, que fueron reemplazadas por cianobacterias, metazoos de cuerpo blando, braquiópodos, hiolítidos y trilobites, mejor adaptados a condiciones de vida en plataforma de mar abierto y mayor profundidad, donde se depositaban los sedimentos detríticos de la Fm. Huérmeda, que parecen tener su área fuente hacia el S-SE (Scheuplein, 1970) o, incluso, hacia el SW (Sdzuy & Liñán, 1993), con el mar abierto extendiéndose hacia el N-NE, una idea muy contraria al argumento que enarbolaba Schmidt-Thomé (1973) de que el área fuente debía estar emplazada hacia el N-NE y, por ello, allí debía encontrarse un terreno expuesto a la erosión.

Los materiales de la sexta unidad, la Fm. Daroca, se depositaron en un ambiente litoral a sublitoral, lo que sugiere una aproximación de la línea de costa muy brusca que coincide en el tiempo con un evento regresivo a escala global (Gámez *et al*., 1991; Liñán & Gámez-Vintaned, 1993) conocido en la Península Ibérica como Regresión Daroca (Gozalo, 1995). Esto causó la retirada de buena parte de las comunidades plantónicas y bentónicas hacia áreas de mayor profundidad, aunque hacia el N la fauna fósil sigue indicando una mayor cercanía al mar abierto, viniendo los aportes detríticos desde el E, el SE o, incluso, el SW (Schmidt-Thomé, 1973; Sdzuy & Liñán, 1993).

Atendiendo a Liñán *et al*. (1992), la séptima unidad, conocida como Gp. Mesones, sugiere un nuevo cambio en los ambientes de depósito. Mientras que la sedimentación de los primeros materiales de la Fm. Valdemiedes tiene lugar en un ambiente litoral dentro del pulso regresivo, la evolución de la fauna cosmopólita y pelágica dentro de la serie sugiere el inicio de un nuevo pulso transgresivo. Así, la Fm. Mansilla se deposita en condiciones marinas someras, con faunas de tipo arrecifal de facies periarrecifales.

Por otra parte, la Fm. Murero, predominantemente lutítica, tendría lugar en un ambiente sublitoral abierto e, incluso, circalitoral, aún dentro de esta última secuencia transgresiva (Gozalo *et al*., 2008), con un índice de salinidad normal y uniforme en toda la región. La ausencia de fósiles en la parte del S de la región se debe, sobre todo, a la presencia de una deformación tectónica mucho más prominente, asociada con un cierto grado de metamorfismo, aunque no se descarta que existieran diferencias ambientales que influyeran en la distribución faunística (Sdzuy & Liñán, 1993).

3.2.3.- Condiciones paleoclimáticas y bioeventos del Cámbrico Inferior

El Cámbrico es uno de los períodos de la historia de la Tierra de mayor diversidad y diversificación biológicas, y los afloramientos de esta edad dentro del Macizo Ibérico son los más extensos de Europa, siendo considerablemente

fosilíferos (Lotze, 1961; Sdzuy, 1961, 1962; Liñán *et al*., 2002). Según Barnes *et al*. (1995), el Cámbrico es, además, el período del Fanerozoico en el que se registró un mayor número de bioeventos globales de primer orden[5], tanto de extinción como de radiación; de acuerdo con Barnes *et al*. (1995) y con Brasier (1995), tras el bioevento de extinción masiva acontecido durante el Neoproterozoico terminal –que representa el final de la extinción masiva de muchos de los grupos de cuerpo blando del Véndico, incluyendo la Fauna de Ediacara– tuvieron lugar, al menos, seis bioeventos globales de primer orden durante el Cámbrico Inferior:

1. Evento de radiación del Cámbrico Temprano (fase 1)
2. Evento de radiación del Cámbrico Temprano (fase 2)
3. Evento de radiación del Cámbrico Temprano (fase 3)
4. Evento de radiación del Cámbrico Temprano (fase 4)
5. Evento de extinción del Botomiense Medio
6. Evento de extinción del Toyoniense/Amgiense

Liñán *et al*. (2006) llevan a cabo un análisis bioestratigráfico de los principales bioeventos que han quedado registrados en el sistema cámbrico español, y los comparan con estos bioeventos globales de primer orden, intentando determinar cuáles de los eventos del Cámbrico Inferior ibérico son globales y cuáles regionales. Estos autores reconocen los siguientes bioeventos:

1. Evento del límite Precámbrico/Cámbrico → Evento de radiación evolutiva correlacionable con el Evento de radiación del Cámbrico Temprano (fase 1).
2. Evento esqueletal del Cámbrico Temprano → Evento de radiación evolutiva, que también se correlaciona con el Evento de radiación del Cámbrico Temprano (fase 1).
3. Evento del Cordubiense Inferior/Superior → Evento de radiación evolutiva correlacionable con el Evento de radiación del Cámbrico Temprano (fase 2).
4. Evento del Ovetiense Inferior → Evento de radiación evolutiva correlacionable con el Evento de radiación del Cámbrico Temprano (fase 4).
5. Evento Pedroche → Evento de extinción, que aparece también en Marruecos y Siberia (Schmitt, 1979).

- No hay evidencia de importantes bioeventos durante el Ovetiense Superior debido a la Regresión Cerro del Hierro (Liñán & Gámez-Vintaned, 1993).

6. Evento del Marianiense Inferior → Evento de radiación evolutiva.
7. Evento del Marianiense Inferior/Medio → Evento de radiación evolutiva seguido de un evento de extinción; se correlaciona con el Evento de extinción del Botomiense Medio.
8. Evento del Marianiense Medio/Superior → Evento de radiación evolutiva seguido de un evento de extinción, que también se correlaciona con el Evento de extinción del Botomiense Medio.

---

[5] **N. del A.** – Los ciclos estratigráficos y paleoambientales tienen una duración variable. Así, se reconocen ciclos de primer, segundo y tercer orden, cuyas duraciones oscilan entre varias decenas de millones de años los de primer orden, hasta unos pocos millones de años los de tercer orden (Vail *et al*., 1977). Existen ciclos de órdenes más pequeños, como los de cuarto orden –de algo menos de 1 millón de años de duración (Haq *et al.*, 1987)–, y los de quinto, sexto y séptimo orden –Ciclos de Milankovitch de unos 100 000 años (excentricidad), 41 000 años (oblicuidad) y 20 000 años (precesión), respectivamente (Bennet, 1990)–.

9. Evento del Marianiense Superior / Bilbiliense Inferior → Este evento incluye la regresión Daroca, un evento regresivo observado a escala global (Liñán & Gámez-Vintaned, 1993): el *Hawke Bay Event*.
10. Evento del Bilbiliense Superior → Evento de radiación evolutiva menor.
11. Evento Valdemiedes (límite Bilbiliense/Leoniense) → Culminación de la extinción masiva de finales del Cámbrico Inferior; puede correlacionarse con la extinción del Toyoniense/Amgiense.

Para conocer las causas que desencadenaron dichos bioeventos, y sabiendo que los cambios significativos del nivel del mar constituyen eventos cíclicos de tercer orden que afectan al desarrollo de las poblaciones y comunidades biológicas –pudiendo dar lugar a fenómenos de extinción y radiación–, Liñán *et al*. (2002) estudiaron los cinco ciclos transgresivos-regresivos reconocidos en el Cámbrico de la Península Ibérica, de los cuales cuatro tuvieron lugar durante el Cámbrico Inferior (figura 3.11):

1. Transgresión Precámbrico/Cámbrico – Regresión Córdoba
2. Transgresión Cordubiense/Ovetiense – Regresión Cerro del Hierro
3. Transgresión Marianiense – Regresión Daroca
4. Transgresión Bilbiliense-Leoniense

La mineralización de hierro de "Santa Rosa" se sitúa, estratigráficamente hablando, en las proximidades del tránsito Ovetiense – Marianiense (establecido en la zona de estudio por el tránsito Jalón – Ribota), que cronológicamente parece estar relacionado con la denominada Regresión Cerro del Hierro. Esta regresión es un acontecimiento reconocible en toda la Península Ibérica y, según Mayoral *et al*. (2020) y otros autores, es correlacionable con varios eventos similares reconocidos en Inglaterra (regresión Woodlands; Brasier, 1985, 1995), Cerdeña (regresión Cerro del Hierro; Pillola *et al*., 1995), Australia (Disconformidad Flinders; James & Gravestock, 1990; Betts *et al*., 2017) y Sudamérica (Astini & Vaccari, 1996), pese a no estar directamente relacionada con ninguno de los bioeventos globales de primer orden mencionados.

Según Mayoral *et al*. (2020), el Cerro del Hierro –en donde se definió este evento regresivo– es famoso por su abundante variedad de fósiles cámbricos, su paisaje kárstico y sus ya abandonadas minas de hierro (que datan de la época romana). El Cerro del Hierro está emplazado en la localidad sevillana de Constantina, en la Zona de Ossa-Morena, y durante el Ovetiense Superior debió de ser un área emergente durante más tiempo que otras regiones de Iberia.

El hiato en el registro estratigráfico de la Zona de Ossa-Morena debido a la Regresión Cerro del Hierro dejó expuestos los carbonatos del Ovetiense Superior, que sufrirían procesos de karstificación importantes. Estos carbonatos, karstificados, serían sellados durante el inicio del Marianiense Inferior por un horizonte laterítico sustancial, seguido por una sedimentación marina siliciclástica de grano fino: las Capas de Alanís (Liñán *et al*., 2016). El incremento del nivel marino durante el Marianiense probablemente se debió al inicio de la fase de *rifting* en la Zona de Ossa-Morena, con desarrollo de un sistema de *horst* y *graben* (Liñán & Quesada, 1990), lo que podría explicar la apariencia estratiforme de la mineralización de hierro en el Cerro del Hierro.

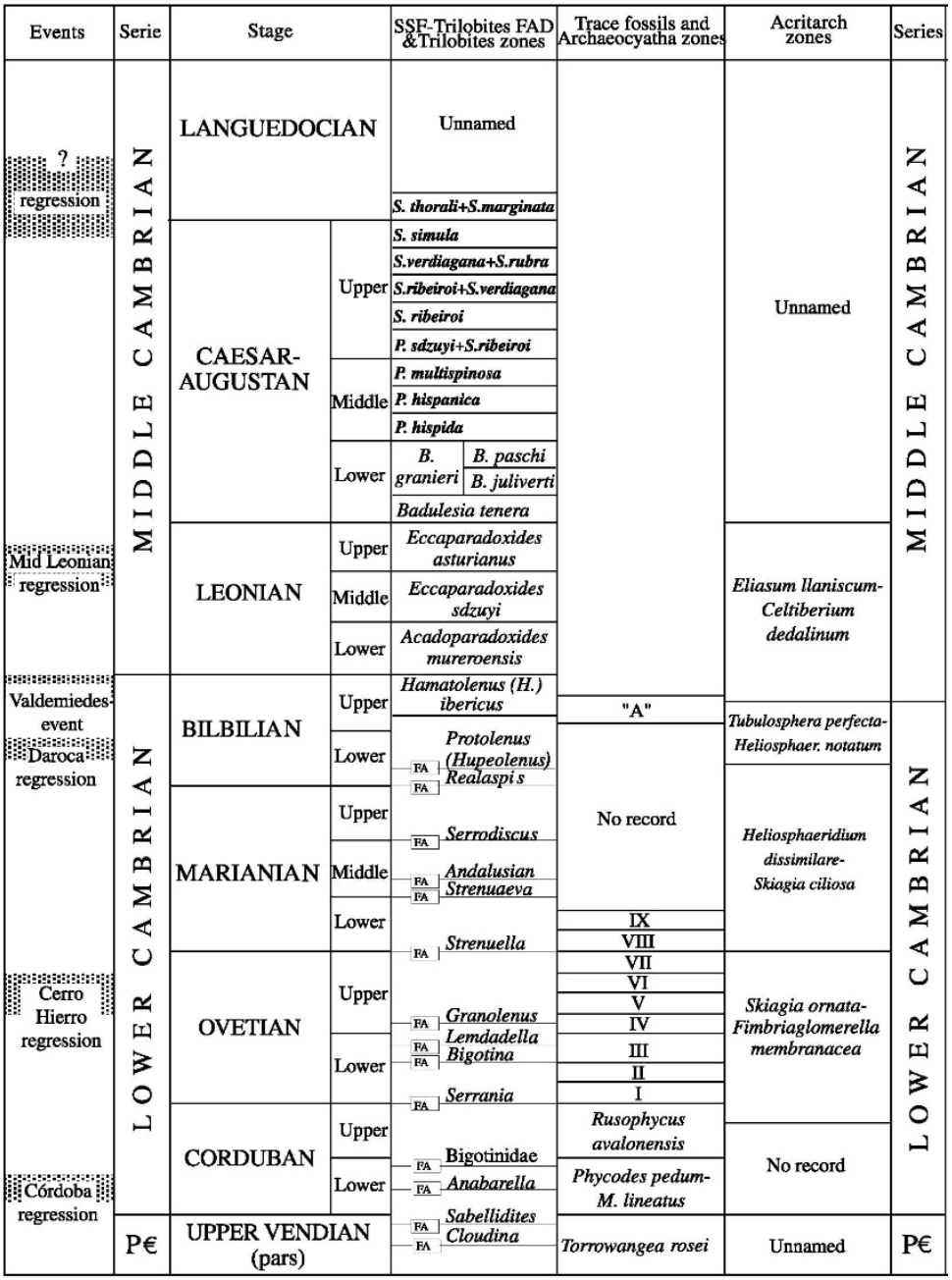


Figura 3.11. Unidades bio- y cronoestratigráficas del Cámbrico Inferior y Medio de la Península Ibérica, señalando los eventos más relevantes y correlacionándolos con los niveles propuestos por la SCS (*Subcommission on Cambrian Stratigraphy*) (modificado de Gozalo *et al*., 2003).

Por otro lado, la propia mineralización de hierro, con predominio de hematites, goethita, magnetita y otros minerales asociados (barita), sigue sin tener un origen claro (Mayoral *et al*., 2020). Li *et al*. (2018), basándose en datos geocronológicos, sedimentológicos, mineralógicos y geoquímicos obtenidos a partir del estudio de un yacimiento BIF emplazado en el W de China, proporcionan evidencias de un enriquecimiento de los mares en Fe a gran escala durante el Cámbrico Inferior, y sugieren condiciones de anoxia, con estratificación de las aguas dentro de las cuencas y, al menos localmente en su área de estudio, unas condiciones oceánicas redox heterogéneas (Li *et al*., 2010a; Jin *et al*., 2016).

Este planteamiento se presenta interesante de cara a comprender el origen de los yacimientos de Fe del tránsito Ovetiense – Marianiense, pues según Jin *et al*. (2014), de forma clásica siempre se ha asumido que a comienzos del Cámbrico se produjo una oxigenación completa de los océanos, lo que llevaría a la famosa explosión cámbrica (Logan *et al*., 1995; Knoll & Carroll, 1999; Scott *et al*., 2008). En cambio, según estos autores, las condiciones anóxicas y euxínicas, con H_2S libre, habrían sido muy comunes durante el Cámbrico Inferior (Goldberg *et al*., 2007; Guo *et al*., 2007; Wille *et al*., 2008).

Así mismo, las aguas profundas ferruginosas del Neoproterozoico habrían persistido hasta el Cámbrico Inferior (Canfield *et al*., 2008; Chang *et al*., 2010, 2012), por lo que la química de las aguas oceánicas habrían sido muy variables espacio-temporalmente, con aguas euxínicas próximas a la costa alimentadas por un aumento del flujo de sulfato oceánico (producto de la meteorización), que se desarrollaría intermitentemente dentro de las aguas profundas ferruginosas, pero por debajo de las aguas óxicas superficiales (Jin *et al*., 2014). Parece que las aguas profundas comenzaron a oxidarse debido a la acumulación de sulfato oceánico durante el Cámbrico Medio (Lin *et al*., 2010).

3.3.- Antecedentes de investigación en la zona de estudio

Tal y como ha podido verse a lo largo de estos capítulos, las investigaciones geológico-mineras en la zona de estudio fueron muy escasas durante el siglo XIX y gran parte del siglo XX, limitándose en la mayor parte de los casos a llevar a cabo campañas de sondeos cuyas testificaciones no han quedado registradas. Es destacable, tanto por su valor histórico como por la información geológica y minera que aporta, el artículo de Rived (1922), del que se han obtenido testificaciones y coordenadas de sondeos, así como una cronología fiable del desarrollo de las labores mineras previa a la guerra civil española.

La definición original de las unidades cámbricas que afloran en la zona de estudio es autoría de Lotze (1929, 1945, 1961), mientras que la biozonación y subdivisión del Cámbrico Inferior y Medio es obra de Sdzuy (1961, 1971a, b), aunque serían otros autores quienes modificarían las definiciones originales de estas unidades y subdivisiones cámbricas, destacando por sobre muchos los trabajos de Schmidt-Thomé (1973), Gozalo & Liñán (1988, 1995), Gámez *et al.* (1991), Gámez-Vintaned *et al.* (2009), Liñán *et al*. (1991, 1992, 1993a, b, 1996, 1997, 2002, 2006), Álvaro *et al*. (1993), Gozalo *et al*. (1993, 2003, 2004, 2007, 2008), Liñán & Gámez-Vintaned (1993), Sdzuy & Liñán (1993), Gozalo (1995), Pillola *et al*. (1995), Sdzuy *et al*. (1999), Chirivella Martorell *et al*. (2003) y Subías *et al*. (2010).

Durante la década de los años 70 del siglo anterior, el IGME llevó a cabo en la zona de estudio una serie de investigaciones geológico-mineras de gran interés socioeconómico para la época (IGME, 1972, 1973, 1974a, b, 1975), que más adelante Martín-Vivaldi & Aragonés (1989) sintetizarían. Estos estudios geológico-mineros fueron coincidentes con las investigaciones de Schmidt-Thomé (1973), quien daría forma a la estructura de la zona de estudio y realizaría el primer corte geológico fiable de la misma, describiendo el plegamiento antiformal que conforma el Bloque de Minas Tierga.

La mineralogía y geoquímica de los minerales arcillosos que aparecen en la zona de estudio son estudiados por Bauluz (1997); en cuanto a la tectónica de la región próxima a la zona de estudio, son destacables, junto a las investigaciones ya citadas, los estudios de Carls (1983, 1986), Calvín-Ballester & Casas (2014), Casas *et al*. (2016) y Aldega *et al*. (2019), entre otros.

Hay que reseñar aquí el estudio estratigráfico, sedimentológico y bioestratigráfico de las Fms. Ribota y Huérmeda llevado a cabo por Sepúlveda *et al*. (2021) en la zona de estudio, quien proporciona una columna estratigráfica de dichas formaciones geológicas (figura 3.12).

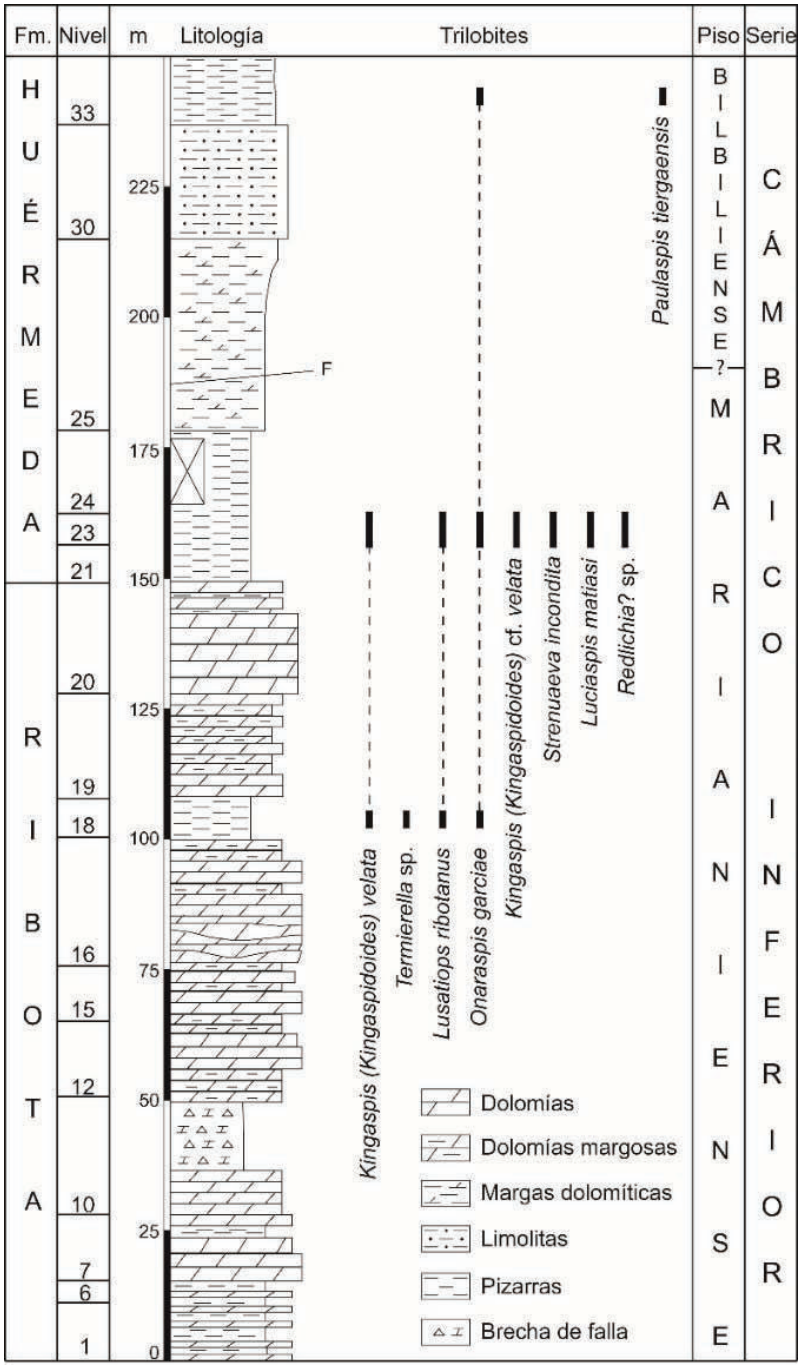


Figura 3.12. Columna estratigráfica de las Fms. Dolomías de Ribota y Pizarras de Huérmeda levantada por Sepúlveda *et al*. (2021) en la zona de estudio, en las proximidades de la mina "Santa Rosa".

Capítulo IV

Metodología

4.1.- Trabajo de campo y modelización: labores de interior

4.1.1.- Primeros modelos de la mina "Santa Rosa"

En el "***Capítulo II – La mina "Santa Rosa""*** se ha explicado *grosso modo* el grado de complejidad de las labores de explotación de la mina "Santa Rosa", que han sido excavadas en su mayor parte de un modo casi caprichoso, sin (muchas veces) criterio geológico alguno (Rived, 1922) y siendo retrabajadas en diversos momentos temporales, generándose así un laberinto de galerías horadadas a distintas alturas y con geometrías desiguales que se entrecruzan por doquier (figura 2.13a). Si a esto se suma que, en 2014 no existían nombres para hacer referencia a una labor en concreto o para reconocer una zona de la mina u otra (salvo excepciones puntuales), la dificultad para situar cualquier dato informacional, sea este geológico o no, era mayúsculo: las indicaciones para llegar a una galería en particular no eran muy distintas a orientar a un turista en una ciudad desconocida, con las consecuentes problemáticas y confusiones que esto podía acarrear.

Aunque existía una topografía digital previa a 2014 de las labores de interior, esta se limitaba únicamente a cotas de suelo y, puntualmente, a algunas medidas de techo en zonas de la mina en las que, por cuestiones de seguridad, se precisaba disponer de dicha información (figura 4.1). No obstante, estos datos no se actualizaban con la frecuencia necesaria, por lo que eran más bien orientativos –las labores podían haber sido retrabajadas varias veces después de haber sido levantada la topografía y las cotas tomadas no coincidir con las reales, pudiendo llegar a haber varios metros de diferencia real–, y por tanto la exactitud de la posición de cualquier dato geológico o muestra tomada quedaba en entredicho.

Para combatir esta incertidumbre en los datos, el equipo de geólogos que trabajó en PROMINDSA en los años previos al inicio de esta tesis doctoral se vio obligado a recurrir a dos *softwares* de diseño y planificación: *AutoCAD* (Autodesk, s.f.), para la realización de planos en 2D, y *RecMin* (RecMin, s.f.), para la modelización en 3D de las labores subterráneas. Utilizando ambos programas, los geólogos modificaban manualmente las cotas de suelo y techo, así como la distancia entre los hastiales de las galerías, en base a las mediciones que ellos mismos realizaban de forma rudimentaria tras la realización de las labores de mantenimiento o de explotación llevadas a cabo por el equipo minero.

El modelo elaborado en *AutoCAD*, mucho más completo que el de *RecMin* en aquel entonces, era empleado para estimar la posición y buzamientos de los cuerpos mineralizados, así como para determinar los saltos de falla con cierta precisión. No obstante, este programa limitaba la visión de los datos a las 2D, por lo que una misma estructura tectónica cortada en dos puntos diferentes de la mina, a cotas distintas, semejaba ser diversas estructuras; este tipo de limitaciones hacía muy arduo y costoso el trabajo del geólogo minero. Es por eso por lo que el equipo de geólogos implementó el *RecMin*, una herramienta de modelización minera gratuita que permite generar modelos en 3D basados en mallados triangulares que son muy fáciles de orientar (pueden girarse 360° en cualquier dirección en tiempo real), lo que favorece la visión espacial necesaria para intentar correlacionar estructuras y cuerpos litológicos atravesados en distintos lugares del yacimiento (Biel *et al.*, 2013).

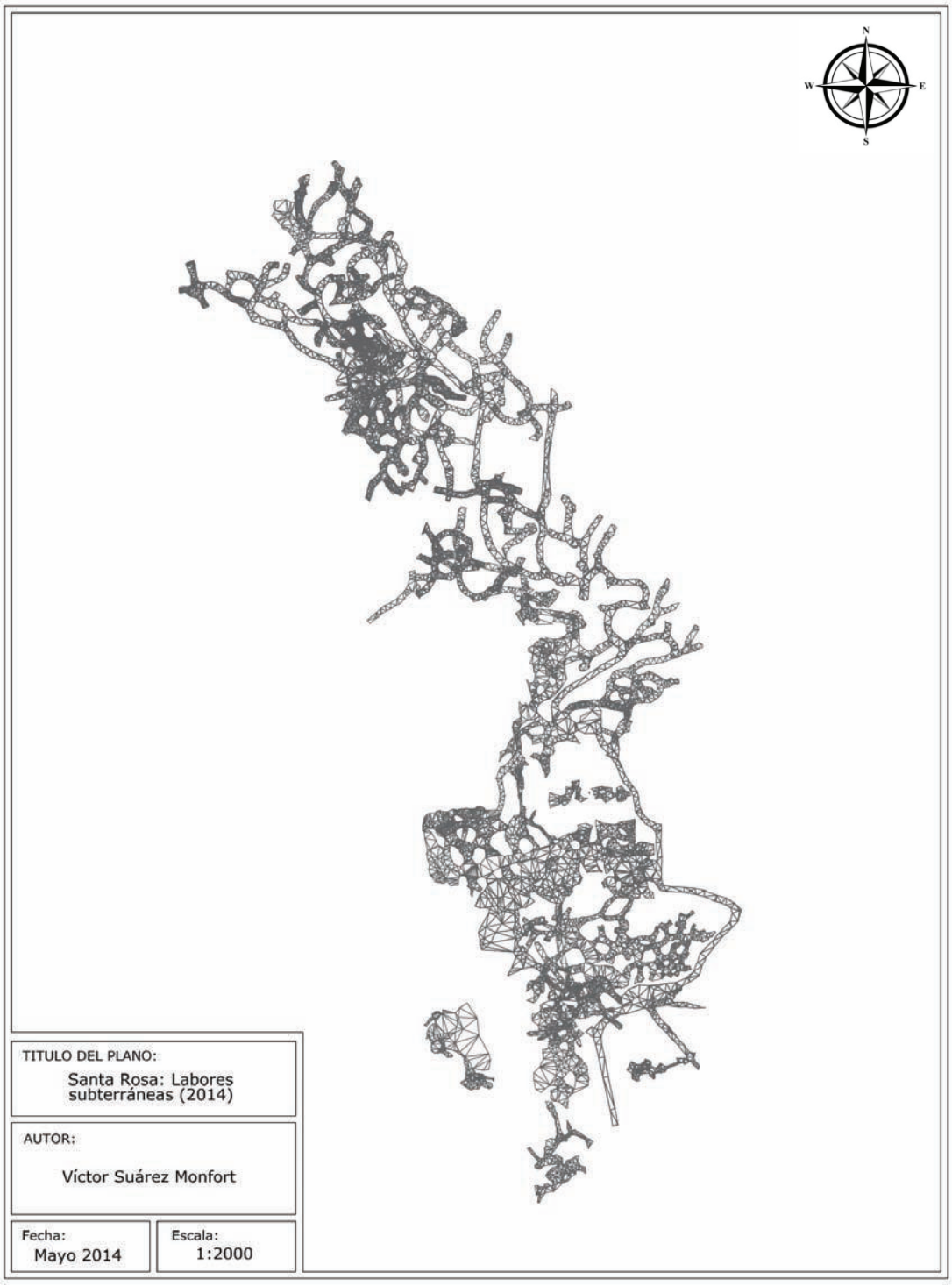


Figura 4.1. Plano de *AutoCAD* de las labores subterráneas de la mina "Santa Rosa", en el que los hastiales y las superficies de suelo y techo se definen mediante una red de mallado triangular.

Así mismo, este programa permite la implementación de datos de sondeos geológicos y columnas estratigráficas que, a su vez, pueden representarse con cualquier orientación e inclinación, por lo que el modelo en 3D de las labores subterráneas podía combinarse con los datos geológicos tomados *in situ* de un modo relativamente sencillo (figuras 4.2a-b); esto permitía al equipo de geólogos modelizar sobre las galerías –y en base a los datos de los sondeos y columnas estratigráficas– la geometría de la mineralización del yacimiento en 3D (figura 4.2c).

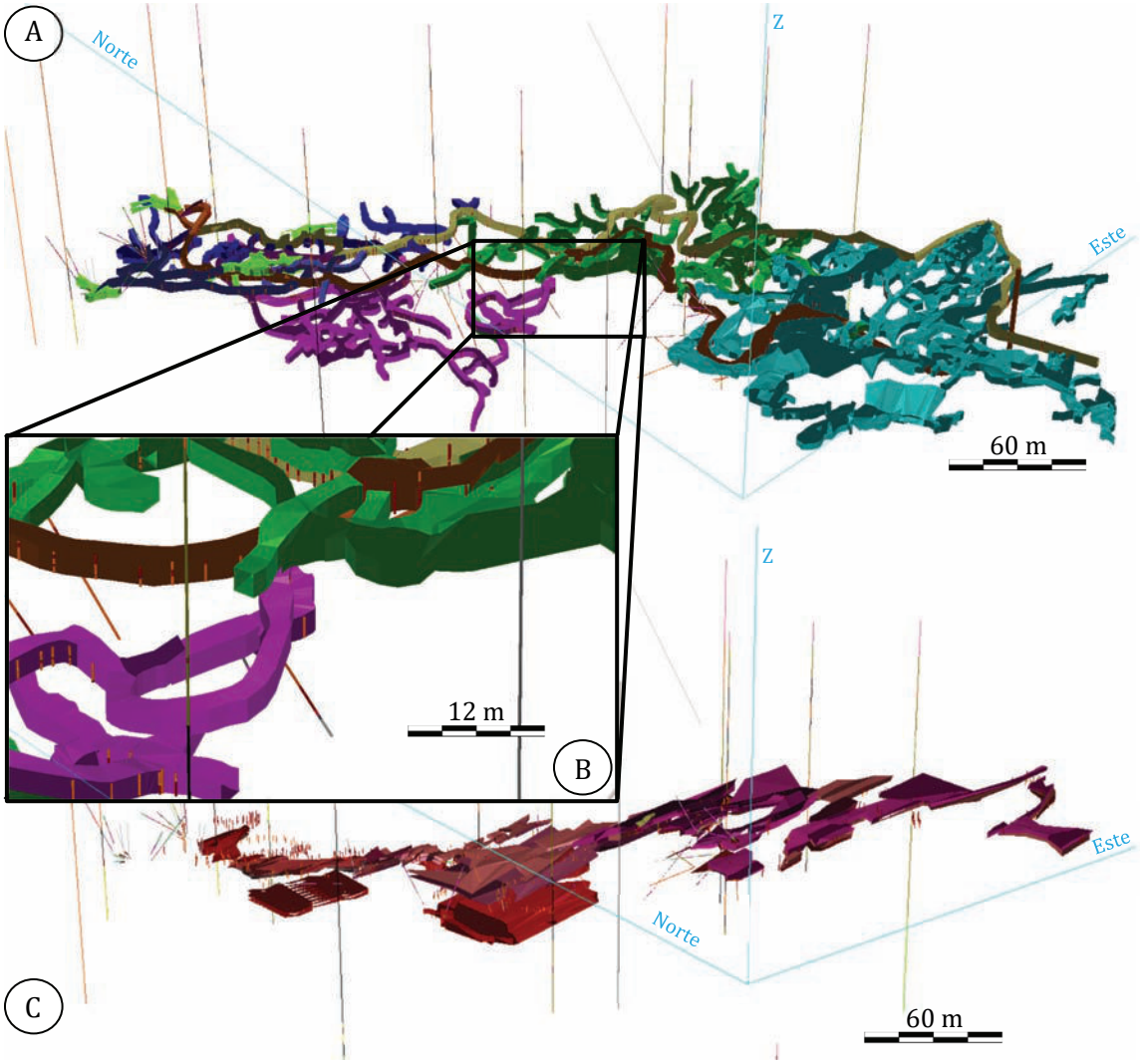


Figura 4.2. **a)** Vista oblicua de las labores subterráneas de la mina "Santa Rosa", en la que se pueden ver algunos de los sondeos de exterior realizados en torno a ellas. El esquema de colores que se observa es similar al empleado en las figuras del capítulo anterior: dorado para la Salida Principal (SP), naranja para la Segunda Salida (SS), azul claro para las galerías del Sector [1000], verde para las galerías del Sector [2000], azul oscuro para las galerías del Sector [3000] y rosa para las galerías del Sector [4000]. Dentro del sector [3000] se aprecian labores de color verde intenso, que se corresponden con zonas que estaban siendo explotadas a fecha del modelo. **b)** Ampliación de una zona de las labores en la que se puede apreciar la posición de varias de las columnas estratigráficas levantadas en ellas; las litologías reconocidas eran: mineral (rojo) y estéril (naranja). **c)** Modelización de los cuerpos de hematites a partir de los datos geológicos (nótese la irreal rectitud de los cuerpos). Fecha de los modelos: agosto de 2014.

No obstante, las correcciones en las cotas de suelo y techo realizadas de forma manual llevaron, con los años, a la aparición de infinitos errores de posición que hicieron que ambos modelos (tanto el de *AutoCAD* como el de *RecMin*), y las interpretaciones geológicas derivadas de los mismos, fuesen completamente cuestionables. A esto hay que añadir que, por falta de tiempo, el equipo de geólogos había levantado menos de 800 columnas estratigráficas distribuidas por toda la mina, diferenciando en el modelo del yacimiento únicamente 2 "litologías": "*estéril*" (que incluía dolomías, calizas, areniscas y lutitas, entre otras) y "*mineral*" (hematites), sin reconocer tan siquiera cambios de textura o color en los mismos, lo que impedía llevar a cabo una correlación creíble entre los datos.

En 2014 se disponía de la testificación de 42 sondeos de interior, de entre 1 y 40 m de longitud, los cuales estaban posicionados en distintas áreas de la explotación, en su mayor parte dentro de (o cercanos a) zonas de falla, por lo que apenas resultaban útiles a la hora de interpretar la estructura. Por otro lado, las labores subterráneas estaban próximas a un total de 39 sondeos realizados en vertical desde el exterior, 8 de los cuales son mencionados por Rived (1922), que dice de ellos que fueron realizados "*no siempre con el rendimiento práctico que fuera de desear; pues unas veces, por accidentes ocurridos por falta de pericia en el personal, los han parado a los pocos metros (…), y otras veces han dado denominaciones caprichosas a las rocas, que hacen imposible la identificación de los estratos cortados (…), y en otros han parado la profundización en las calizas silurianas*[6]*, antes de tener la seguridad de que no había más calizas metamorfizadas, en mineral*".

De los 31 sondeos de exterior restantes, 26 se correspondían con sondeos llevados a cabo por el IGME entre 1972 y 1975 (IGME, 1975, tomo III), cuyas testificaciones pueden ponerse en duda, bien porque las litologías no coinciden con los testigos arrojados por las laderas de los montes, o bien porque son poco precisos en sus descripciones; otros 4 sondeos fueron realizados por los técnicos de PROMINDSA en 2001, que al parecer sólo le dieron importancia al espesor de la mineralización de hematites que fue atravesada por dichos sondeos, englobando la cobertera del Buntsandstein y las dolomías de la Fm. Ribota en una única unidad carbonatada homogénea. El último sondeo, perforado en el mismo año 2014, atravesó la zona de falla de la denominada falla del Cobre, por lo que los resultados obtenidos (litologías altamente brechificadas y mezcladas) fueron poco útiles de cara a precisar la estructura del yacimiento.

A la hora de llevar a cabo un estudio sobre la disposición, la geometría y la estructura de un yacimiento tan complejo como es el de "Santa Rosa", es necesario recopilar una gran cantidad de datos, los cuales deben ser precisos y tener una distribución lo más homogénea posible a lo largo de todo el yacimiento. No obstante, debido a todos los problemas mencionados, quedó claro al comienzo de esta tesis que había que comenzar la investigación geológica desde el principio, tomando todos los datos posibles e incorporándolos a un modelo en 3D nuevo, sin errores acumulados, que permitiese vislumbrar la estructura de este yacimiento. Para la elaboración de este modelo en 3D se precisaría, en un primer lugar, de un correcto modelado en 2D y 3D de las labores de explotación, sobre el cual podrían situarse todos los datos geológicos que fuesen tomados tanto en el interior como en el exterior de dichas labores.

4.1.2.- Topografiando la mina "Santa Rosa"

El primer paso para rehacer los modelos en 2D y 3D de la mina fue llevar a cabo una extensa campaña de topografía. La toma de datos georreferenciados corrió a cargo de la empresa SOCYTOP, S.L. (en adelante, SOCYTOP), que desde 2003 se encargaba del levantamiento de los datos topográficos de "Santa Rosa" mediante medición remota con láser visible desde estación total (Cerezuela Pedrós, 2018).

---

[6] **N. del A.** – Catalogados como silurianos a principios del siglo XX, estos materiales carbonatados (calizas y dolomías) pertenecen al Cámbrico Inferior.

Para todas aquellas labores antiguas y de difícil acceso se utilizaron las mediciones de suelo que esta empresa llevó a cabo para PROMINDSA desde 2003 hasta 2014, revisadas, corregidas y depuradas, mientras que para todas aquellas labores modernas, que habían sido retrabajadas, o que tuviesen cierta importancia para este proyecto, se actualizaron los datos con la mayor precisión y exactitud que las condiciones de trabajo permitieron, tomando secciones transversales de las galerías (figura 4.3) y redefiniendo los hastiales de las mismas (figuras 4.4 y 4.5).

Los levantamientos topográficos tomados por SOCYTOP fueron trasladados a un nuevo plano de la mina "Santa Rosa" realizado en *AutoCAD* (figura 4.4), que sirvió a su vez como base para el nuevo modelo de *RecMin*. Para todas aquellas labores que no volvieron a ser topografiadas, y de las que sólo se disponía de las cotas de suelo, se estimó una altura de 4 m y se modelizaron una vez más con una sección cuadrada (figura 4.6), aunque en aquellas en las que sí se conocía su altura, bien por disponer de medidas de techo o bien por medirlas *in situ* con láser, se modelaron con una sección rectangular, respetando en la medida de lo posible los datos de altura. El resto de las galerías, en las que se tomaron secciones transversales, fueron modelizadas con un aspecto más cercano a la realidad (figuras 4.3 y 4.6).

A esta labor de modelización en 2D (*AutoCAD*) y 3D (*RecMin*) de las labores mineras, que se llevó a cabo de forma continuada durante cuatro años, se destinaron varios miles de horas.

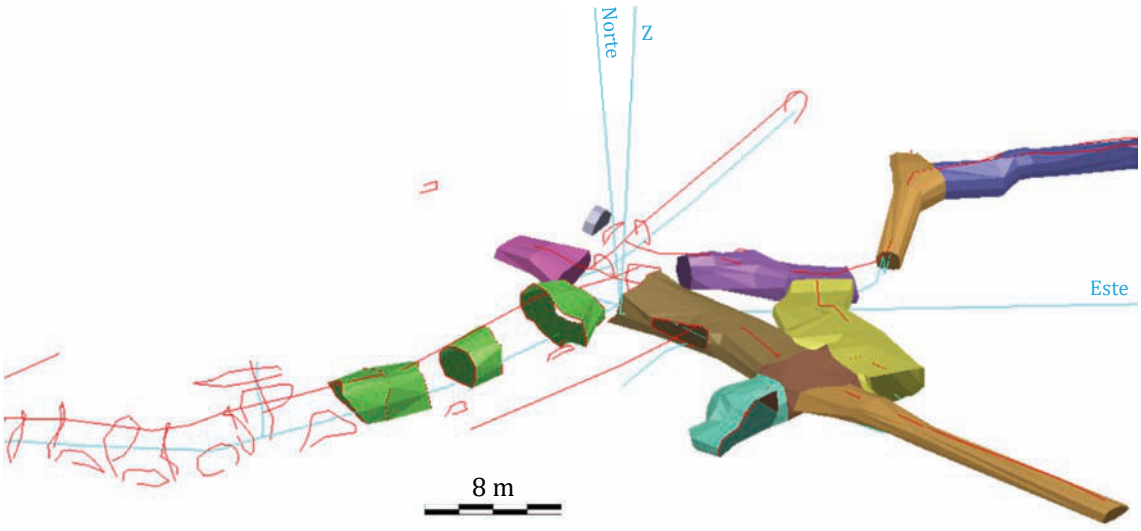


Figura 4.3. Modelización sin finalizar del conjunto de galerías que forman parte del [1300] Área de la Tercera Salida (los colores sólo diferencian entidades: galerías y cruces). Nótese que la geometría de las galerías, al ser modelizadas a partir de secciones transversales (líneas en rojo), es mucho más realista que en la modelización previa a 2014, cuando a partir de las cotas de suelo se asumían galerías de sección cuadrada de 4 m de altura. Fecha del modelo: marzo de 2019.

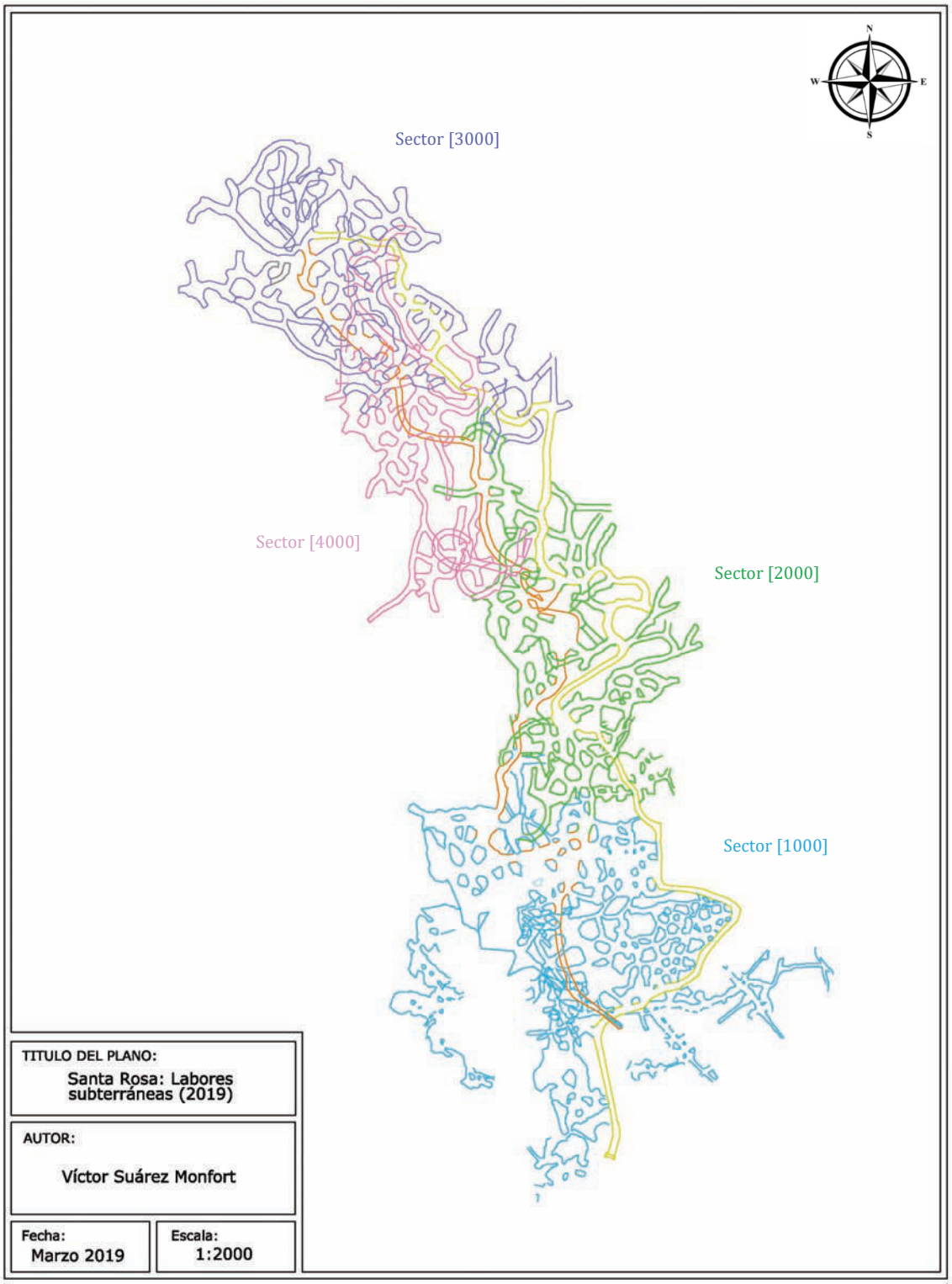


Figura 4.4. Plano de *AutoCAD* de las labores subterráneas de la mina "Santa Rosa" completamente depurado, corregido y actualizado, utilizándose los hastiales para delinear las labores (dichos hastiales están georreferenciados y presentan cota de elevación). Nótese el uso del mismo esquema de colores que en el modelo de *RecMin* (figura 2.13a).

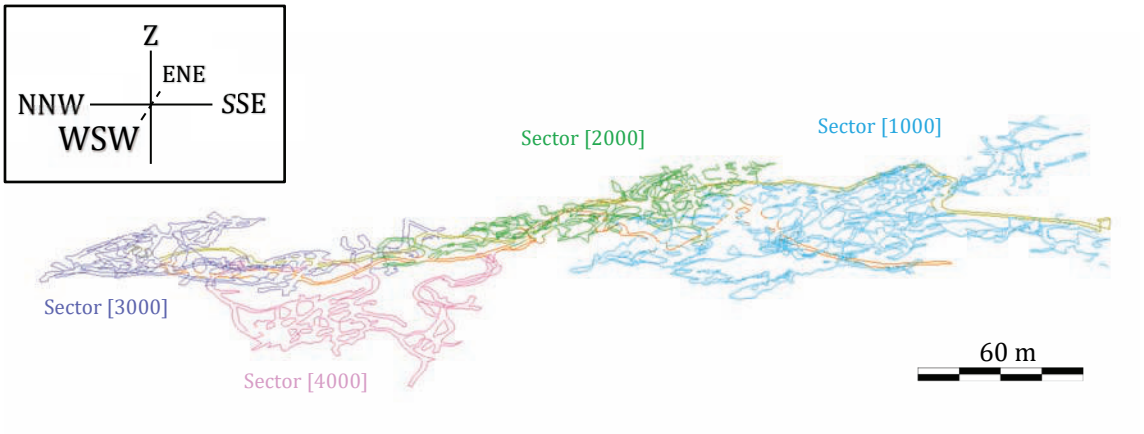


Figura 4.5. Plano de *AutoCAD* de las labores subterráneas de la mina "Santa Rosa" visto en la figura anterior representado en 3D mediante el software *ArcScene*. Esta representación es posible gracias a que todos los datos están georreferenciados y tienen cota de elevación. Fecha del modelo: 2019.

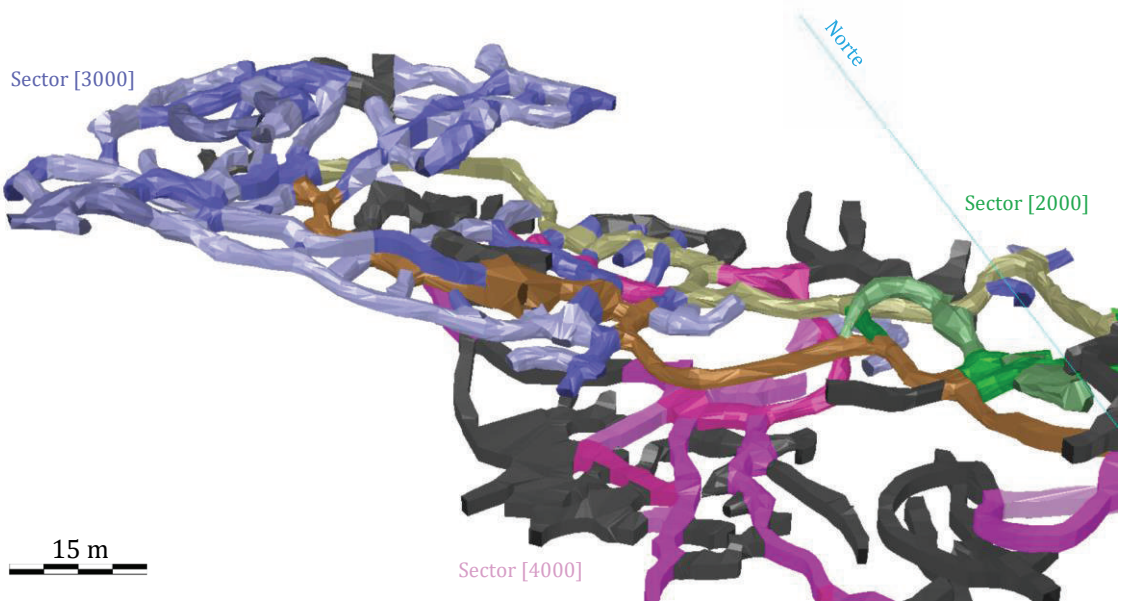


Figura 4.6. Vista oblicua de la parte septentrional de las labores subterráneas de la mina "Santa Rosa"; el esquema de colores que se observa es el mismo que se ha empleado en las figuras 2.13a y 2.18: dorado para la Salida Principal (SP), naranja para la Segunda Salida (SS), verde para las galerías del Sector [2000], violeta para las galerías del Sector [3000], rosa para las galerías del Sector [4000], y negro para todas aquellas labores selladas o peligrosas. Puede verse que el sector [3000] ha sido uno de los más retrabajados, y por tanto todas las galerías presentan un aspecto más realista; por el contrario, la mayor parte de las galerías del sector [4000], muchas de ellas abandonadas, están modelizadas siguiendo la clásica sección cuadrada de 4x4 metros. Fecha del modelo: julio de 2021.

Para intentar organizar el laberíntico entramado de cámaras y galerías de la mina "Santa Rosa" se definieron cuatro sectores principales (figura 2.13a), cuyas descripciones se pueden consultar en el apartado "***2.3.- Estructura de las labores de la mina "Santa Rosa"***" de la presente memoria:

- El sector [1000]: Zona de Cámaras y Pilares Superior (figura 2.17)
- El sector [2000]: Zona de Cámaras y Pilares Intermedia (figura 2.20)
- El sector [3000]: Zona de Cámaras y Pilares Inferior (Parte Alta) (figura 2.22)
- El sector [4000]: Zona de Cámaras y Pilares Inferior (Zona Baja) (figura 2.23)

Cada uno de estos sectores tenía, a su vez, reconocida una serie de zonas de acceso y de explotación, algunas con nombres propios y otras sin ellos. Aunque los nombres tradicionales se seguirían usando en el día a día por parte de algunos mineros, se optó por reorganizar y redefinir las dimensiones de los sectores, delimitando las distintas zonas de trabajo.

Además, y pese a conservar algunos de los nombres clásicos, a cada sector, a cada zona de trabajo y a cada galería de la mina se les asignó un número de cuatro cifras como ID, de tal modo que cada labor tendría una ID propia: la cifra de los millares de esta ID hace referencia al sector, la cifra de las centenas indica el área de trabajo, y las cifras de las decenas y unidades establecen el número de la galería o cámara, siendo todas las labores de una misma zona de trabajo correlativas entre sí. De este modo, por ejemplo, la cámara del [3504] Cruce del Lago, con ID 3504, sería la cuarta labor dentro de la 5ª área de trabajo del sector [3000].

4.1.3.- Geología de exploración y cartografía geológica de interior

Durante la campaña de cartografía geológica de interior se elaboró una completa descripción de los materiales atravesados por las labores subterráneas, dibujándose con la mayor precisión posible paneles descriptivos completos de los hastiales (figuras 4.7a-b) de un sinfín de cámaras y galerías y levantándose más de 4000 columnas estratigráficas (de suelo a techo de las labores) distribuidas por toda la mina, de las cuales se han considerado para la elaboración de este proyecto un total de 3191.

Todas las columnas estratigráficas fueron referenciadas con una "C" mayúscula, acompañada por un código de cuatro cifras correspondiente a la ID de la labor en la que fueron levantadas y una letra que representaba la posición del hastial con respecto a la propia galería estudiada (N = Norte, E = Este, W = Oeste, S = Sur, C = Centro y F = Frente de explotación). A este código se le añadió una segunda numeración de 2 cifras, que indicaba la posición correlativa de la columna dentro de la propia labor. Así, y siguiendo con el ejemplo dado en el apartado anterior, el primer perfil estratigráfico levantado en el hastial N de la cámara del [3504] Cruce del Lago, sería: C3504N-01, mientras que el tercer perfil levantado en el hastial W sería: C3504W-03. De este modo, cada columna estratigráfica tiene una ID única que ya establece, de forma aproximada, su posición dentro del yacimiento.

A las 3191 columnas estratigráficas utilizadas para esta tesis hay que añadir un total de 178 perforaciones a rotopercusión sin recuperación de testigo, cuya información geológica, aunque menos precisa que la de una columna estratigráfica, también se ha tenido en cuenta para la elaboración del estudio geológico. De un modo similar al de las columnas, a las perforaciones se les ha asignado una ID, que en su caso consiste en una "P" mayúscula seguida de los mismos códigos numéricos de cuatro y dos cifras que las columnas estratigráficas (aunque no así las letras que establecen la posición). De este modo, la segunda perforación llevada a cabo en la cámara del [3504] Cruce del Lago tiene como ID: P3504-02.

En algunas zonas de la mina, donde la complejidad estructural del yacimiento hacía difícil la comprensión de la geología, se llevó a cabo un paso previo al dibujo de los paneles descriptivos, consistente en la demarcación de las estructuras y de

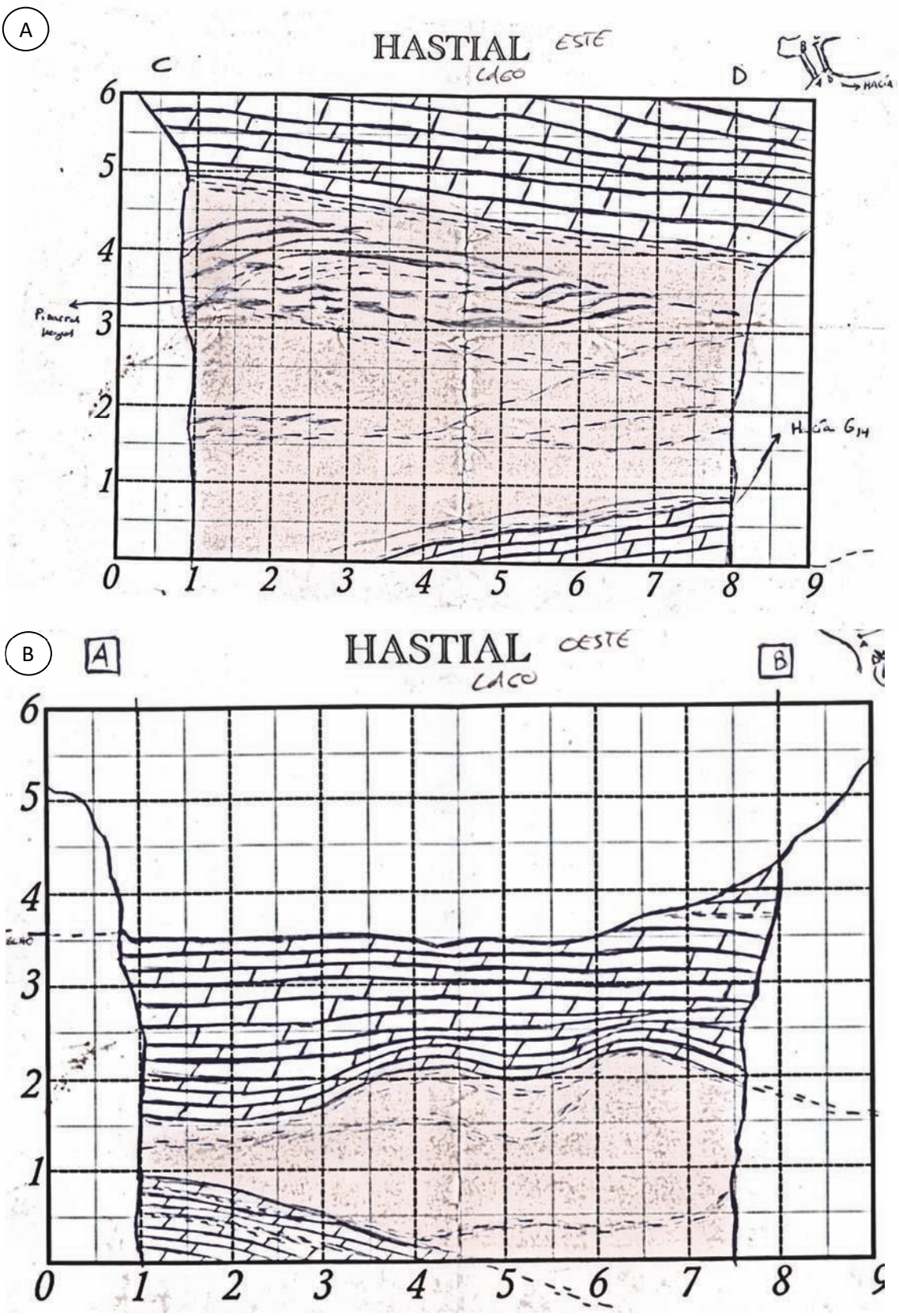


Figura 4.7. Ejemplo de paneles descriptivos levantados en el interior de la mina "Santa Rosa": **a)** Hastial este y **b)** hastial oeste de la galería [3508]. Los buzamientos de los materiales han sido rebajados en ambos paneles, dado que, aunque los datos están tomados a escala, están representados asumiendo que la galería es horizontal, cuando en verdad tiene una pendiente de unos 15°.

los cuerpos litológicos implicados sobre los propios hastiales de las galerías, empleando para ello espráis de pintura de diversos colores (figuras 4.8a-d). Por regla general, una vez perfilada la geología en los propios hastiales y levantadas las columnas estratigráficas oportunas, se marcaban sobre los hastiales puntos de referencia que ayudarían, *a posteriori*, al equipo de topografía de SOCYTOP a georreferenciar todos los perfiles con precisión, de tal modo que los datos geológicos así tomados estuviesen georreferenciados de forma exacta.

Durante la toma de estos datos se llevó a cabo una exploración exhaustiva de las labores del yacimiento físicamente visitables, accediendo en ocasiones a zonas de alto riesgo por derrumbamiento y a labores de entramado laberíntico que, aunque estructuralmente estables, podían suponer un riesgo por caídas a distinto nivel, en ocasiones de hasta más de 15 m. Todas aquellas labores que suponían un peligro para la seguridad se cartografiaron como zonas negras, manteniéndose ese color en los modelos en 3D (figuras 2.18 y 4.6), siendo en su mayor parte cerradas al paso, selladas o, directamente, enterradas.

Junto a las descripciones llevadas a cabo durante la cartografía geológica de interior se tomaron un total de 153 muestras (todas ellas georreferenciadas): 64 en la propia mineralización de hematites, 37 en los materiales encajantes carbonatados, y 52 en materiales detríticos (en su mayoría, lutitas). A la hora de siglar las muestras, se optó por utilizar la fecha en vez de la localización geográfica; para ello, se siguió la fórmula XXYYZZ-AA, donde las XX se correspondían con los 2 últimos dígitos del año, las YY con el mes, las ZZ con el día, y las AA con un número correlativo establecido por el orden de recogida de las muestras de ese día. Así, por poner un ejemplo, la muestra 150915-02 es la segunda muestra tomada el día 15 de septiembre de 2015.

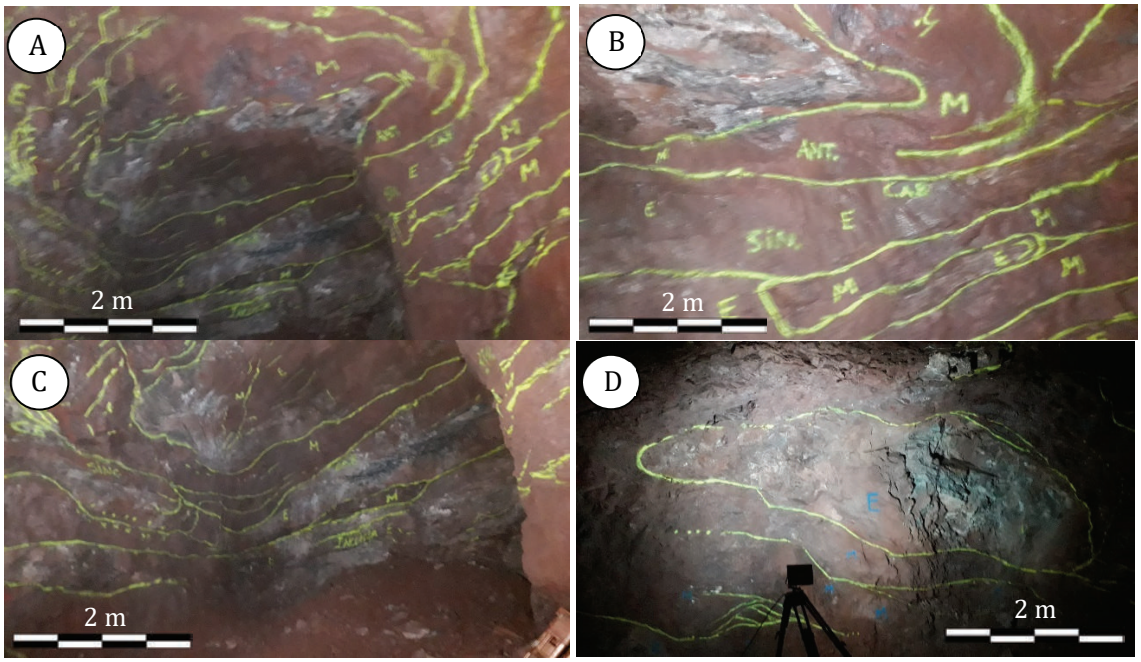


Figura 4.8. **a-d)** Fotografías del interior de la mina "Santa Rosa" en las que aparecen delimitados, en amarillo, los cuerpos mineralizados (M) de hematites y los cuerpos de estéril (E) –constituidos por dolomías y lutitas en su mayor parte–, así como algunas estructuras tectónicas menores. Esta información era, posteriormente, cartografiada y, a ser posible, georreferenciada por SOCYTOP, para después ser reconstruida en 3D empleando el software *RecMin*.

El conjunto de todas las estructuras tectónicas cartografiadas fue, al igual que las columnas estratigráficas, georreferenciado (en la medida de lo posible) con ayuda de SOCYTOP. Los planos de falla reconocidos fueron medidos y catalogados en familias, atendiendo a su dirección y buzamiento, y tratados mediante la aplicación de uso gratuito *StereoNet* (Allmendinger, 2020).

4.1.4.- Campaña de sondeos de exterior

En 2016 se llevó a cabo una campaña de sondeos de exterior cuya finalidad era la de probar la continuidad de los cuerpos mineralizados más allá del límite de las labores subterráneas existentes; más concretamente, hacia el NW de estas. La campaña iba a consistir en la realización de 5 perforaciones verticales a rotación con recuperación de testigo de más de 200 m de longitud cada una: S1, S2, S3, S4 y S5 (figuras 4.9a-b), pero, por razones logísticas, finalmente el sondeo S4 tuvo que ser cancelado. De los sondeos restantes, sólo los dos primeros arrojaron resultados prometedores, atravesándose casi 6 m de mineralización de hematites en el primero y cerca de 8 m en el segundo; por su parte, en el tercer sondeo apenas se atravesó 1 m de mineralización y, en el último, menos de medio metro repartido en varios cuerpos centimétricos a decimétricos.

Tras la realización de estos 4 sondeos, el número de sondeos de exterior en torno a la mina "Santa Rosa" ascendió a 43.

4.1.5.- Campaña de geofísica

A petición de PROMINDSA, la empresa Investigación y Estudios de Geofísica Aplicada, S.L. (en adelante, IEGA) realizó, en 2019, un estudio geofísico con el objetivo de determinar la estructura geológica situada al N de la explotación de la mina "Santa Rosa". Para ello se utilizó la técnica geofísica de sísmica híbrida, consistente en la combinación de una tomografía sísmica de primeras llegadas y de una sísmica de reflexión. Esta técnica utiliza la energía mecánica que se genera al disparar una carga detonante soterrada en el terreno; dicha energía se propaga a través del subsuelo en forma de frente de ondas sísmicas, el cual es medido por una serie de sensores (geófonos) situados a distancias conocidas sobre el trazado de un perfil, obteniéndose información del subsuelo (litologías, estado, morfologías, etc.) mediante el análisis de los diferentes tipos de ondas generadas.

La tomografía sísmica de primeras llegadas, también denominada sísmica de refracción (Sheriff & Geldart, 1991a), se basa en la medición de los tiempos de primeras llegadas del frente de ondas sísmicas a cada uno de los geófonos; estos tiempos corresponden a la onda directa y a las ondas que se han refractado críticamente por las discontinuidades sísmicas del subsuelo. Con el método sísmico de reflexión (Sheriff & Geldart, 1991b), por otro lado, lo que se obtiene son imágenes 2D de los niveles del subsuelo donde se han producido reflexiones de las ondas P. Posteriormente estos reflectores se pueden interpretar, asimilándolos a capas geológicas y/o a morfologías estructurales.

Para el estudio geofísico se realizaron 4 perfiles sísmicos (PS-1, PS-2, PS-3 y PS-4), cuyas trazadas estaban próximas a las posiciones de los sondeos de exterior

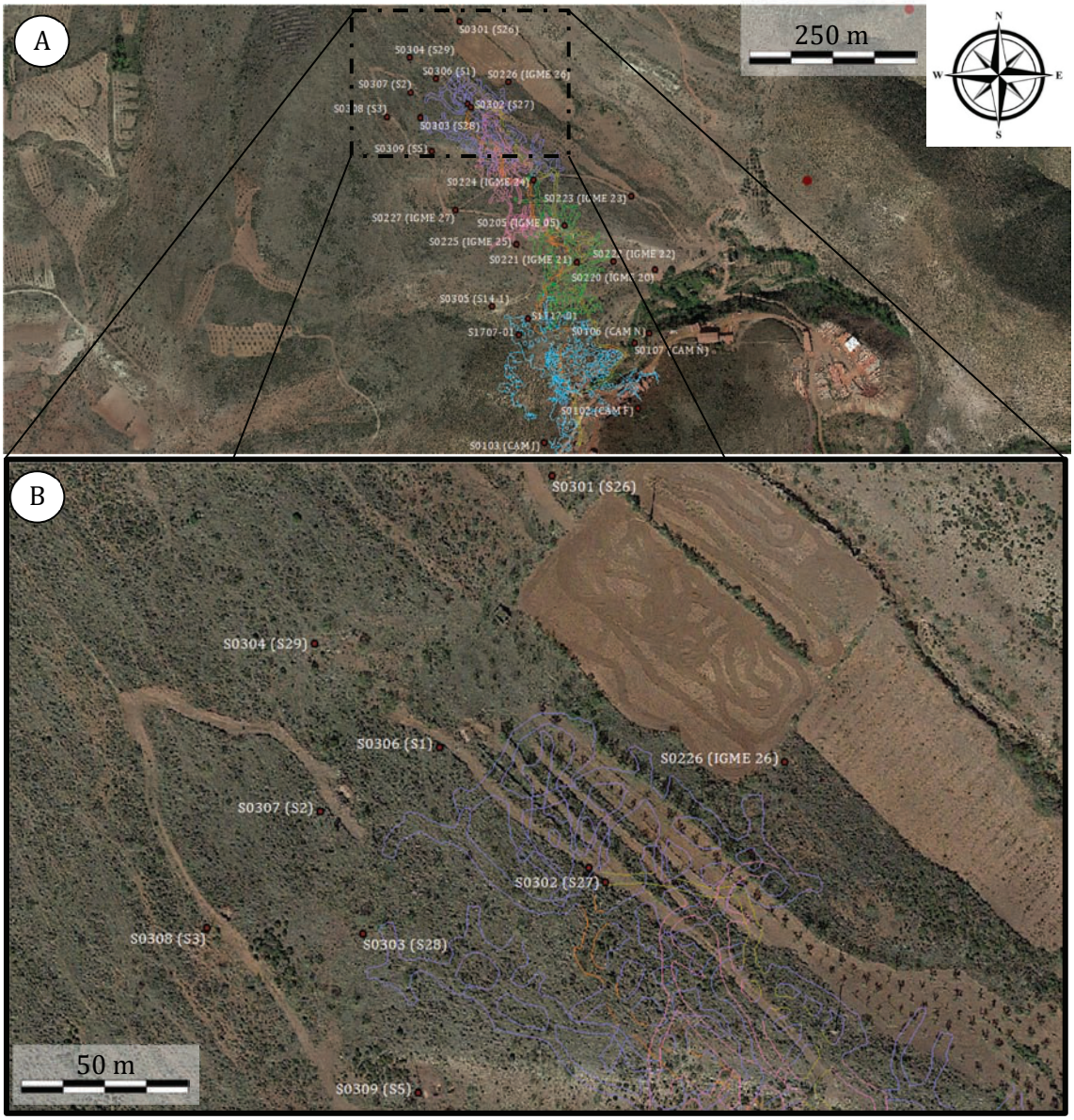


Figura 4.9. **a)** Sondeos de exterior realizados en las proximidades de las labores subterráneas de "Santa Rosa". **b)** Ampliación de la parte septentrional de la figura a más próxima a la mina "Santa Rosa"; nótese la posición de los sondeos realizados en 2016 (S1, S2, S3 y S5) y su proximidad con los realizados por PROMINDSA en 2001 (S26, S27, S28 y S29) y con el sondeo 26 realizado por el IGME (que arrojó resultados negativos en cuanto a la mineralización de hematites; IGME, 1975, tomo III).

S1, S2, S3 y S29 (figura 4.10). La adquisición de los datos sísmicos en cada perfil consistió en emplazar 96 estaciones receptoras separadas 5 m entre sí, colocándose en cada uno de estos puntos de escucha un geófono vertical de 28 Hz de frecuencia natural. Para generar la energía sísmica se utilizaron petardos de uso pirotécnico soterrados a 50-90 cm de profundidad y retacados con arcilla. Cada disparo fue registrado por un sismógrafo de 48 canales (Strata Vizor-NZ 48, Geometrics Inc.) y una geode de 24 canales (Geode 24, Geometrics Inc.) (figura 4.11). El despliegue del dispositivo se efectuó con 3 líneas sísmicas de 24 canales cada una, extendidas al mismo tiempo –es decir, se dispuso de 72 geófonos emplazados en el suelo–, cubriendo una distancia total de 355 m.

Los resultados del estudio y las interpretaciones llevadas a cabo por el equipo técnico de IEGA fueron publicados en el informe de Investigación y Estudios de Geofísica Aplicada [IEGA] (2019) y sus anexos.

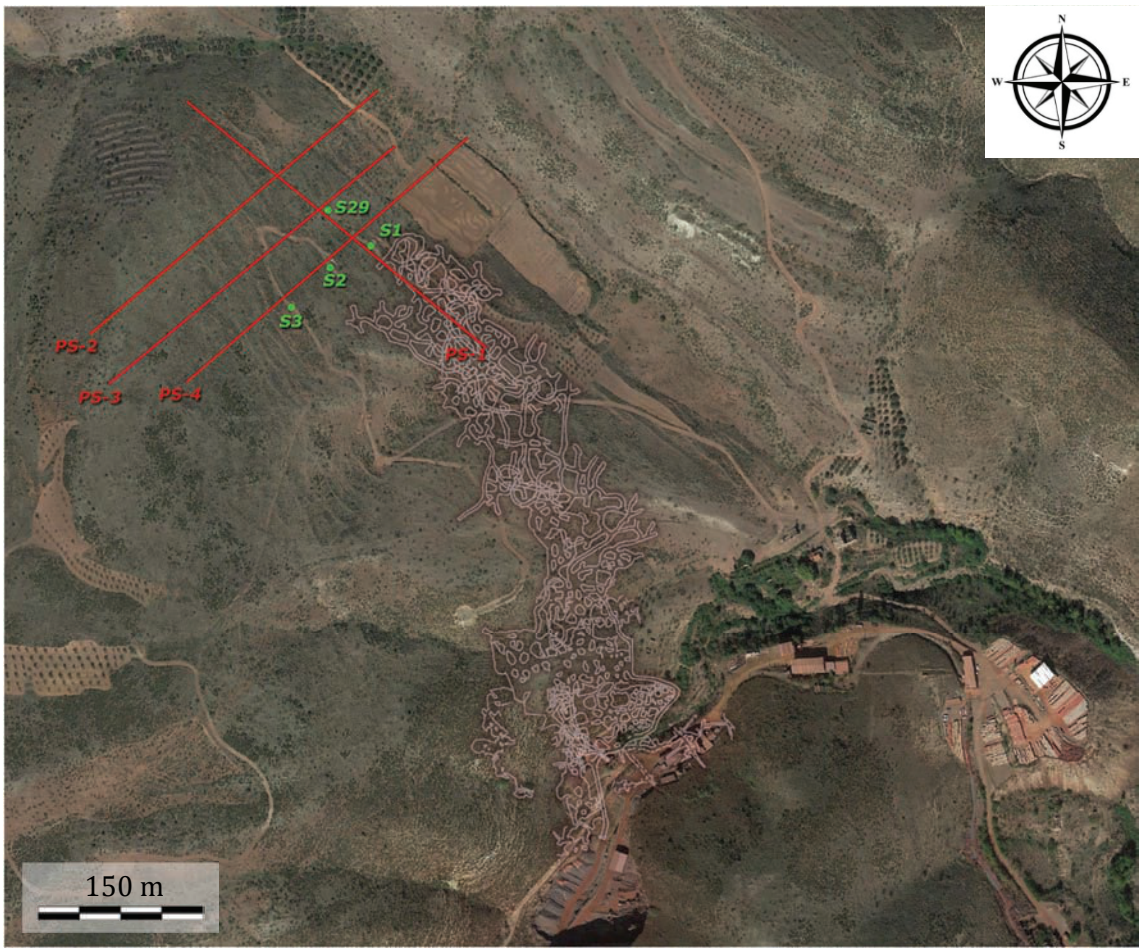


Figura 4.10. Posición de los 4 perfiles de sísmica híbrida llevados a cabo y relación de proximidad con las labores de interior y con los sondeos de exterior S1, S2, S3 y S29.

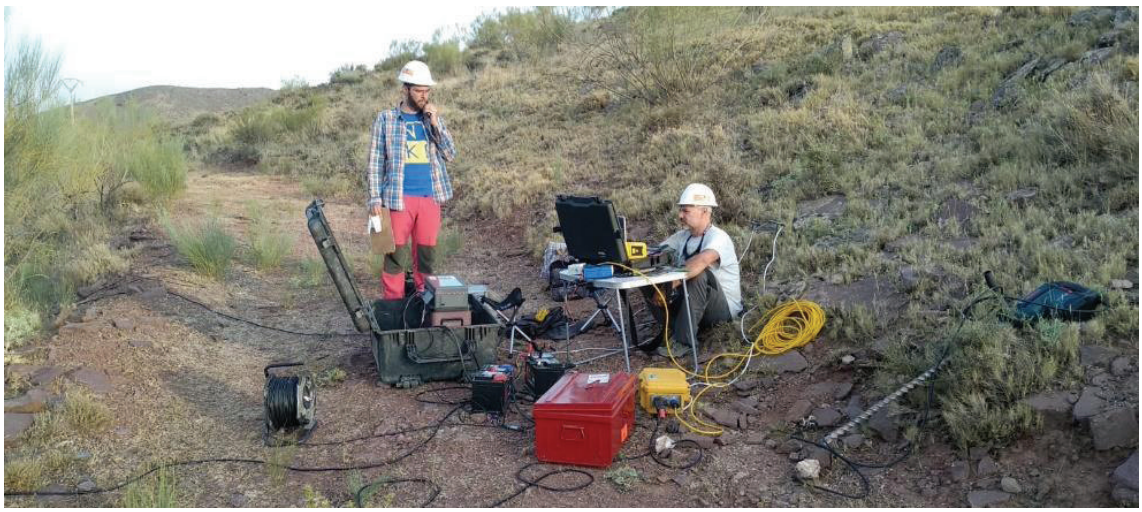


Figura 4.11. Equipo utilizado durante la campaña de geofísica: sismógrafo de 48 canales y selector de canales para el avance de la línea sísmica, geode de 24 canales (caja amarilla) y PC controlador.

4.1.6.- Modelización geológica del yacimiento en *RecMin*

Una vez tomados todos los datos geológicos necesarios (en un hastial, un frente de explotación, una galería o un conjunto de estas), se procedía a volcar la información geológica en una serie de tablas *Excel*, cuyos formatos permitían una rápida importación al *software* de planificación minera *RecMin*.

Para cada área de trabajo (es decir, cada subdivisión dentro de un sector) se disponía de un archivo *Excel* en el que se recogía toda la información geológica referente a ella; dentro de cada archivo *Excel*, todos los datos se organizaban por orden creciente de ID, clasificándose los correspondientes a cada labor de explotación en una pestaña independiente del archivo. De este modo, toda la cartografía llevada a cabo en la cámara del [3504] Cruce del Lago, por ejemplo, aparecía reflejada en la pestaña "3504" del archivo "[3500] Área del 27.xlsx".

Gracias a la topografía y la georreferenciación aportadas por SOCYTOP, la nueva información litológica pudo ser importada al *software* minero *RecMin* con una mayor exactitud que la de los modelos anteriores a 2014. Además, lejos de emplear las litologías "*estéril*" y "*mineral*" del modelo antiguo, se definió una serie de litologías más detalladas, cada una de ellas abarcando a un conjunto de litologías reales con características comunes (ver tabla 4.1 para equivalencias entre litologías reales y litologías asignadas en *RecMin*); para poder representar correctamente los planos de falla en las columnas estratigráficas, se asignó a todas las fallas una "litología" específica en *RecMin* denominada "Fal".

Todos los sondeos llevados a cabo (42 de ellos de interior y 43 de exterior) fueron resiglados para su uso en esta memoria siguiendo la misma fórmula que con las perforaciones a rotopercusión sin recuperación de testigo (ver apartado "***4.1.3.- Geología de exploración y cartografía geológica de interior***"), pero empleando una "S" (de sondeo) en vez de una "P". Todos los sondeos de interior pasaron a tener en su ID la del área de trabajo en que fueron llevados a cabo; así, el sondeo "S_Moreno_3", por ejemplo, que fue el primero de dos sondeos llevados a cabo en la galería [4301], fue rebautizado como S4301-01.

Para resiglar los sondeos de exterior se optó por darles a todos una ID constituida, como en el caso de los sondeos de interior, de una "S" seguida de un número de cuatro cifras. En este caso, la cifra del millar sería "0" (que implicaría que el sondeo está en el exterior), la cifra de las centenas indicaría la etapa histórica en que se hicieron dichos sondeos –un "1" para aquellos citados por Rived (1922); un "2" para los llevados a cabo por el IGME en 1975; y un "3" para aquellos realizados por PROMINDSA–, y las cifras de las decenas y las unidades indicarían el orden de realización, siendo correlativos entre sí. De este modo, los sondeos de exterior llevados a cabo por PROMINDSA en 2016: S1, S2, S3 y S5 pasarían a ser S0306, S0307, S0308 y S0309, respectivamente (figura 4.9a).

El conjunto de las 3191 columnas estratigráficas levantadas (figura 4.12a), las 178 perforaciones a rotopercusión sin recuperación de testigo realizadas (figura 4.12b), y los 85 sondeos (42 de interior y 43 de exterior) a rotación con recuperación de testigo (figuras 4.12c-d), constituyen el total de 3454 perfiles litológicos empleados para elaborar el modelo en 3D del yacimiento en *RecMin*.

Tabla 4.1. Listado de litologías empleadas en *RecMin*.

Litologías del RecMin			Litologías y estructuras reales
Contactos		Fal	Brechas [B] tectónicas, Planos y Zonas de Falla [Fal] de composición variada
Siliciclásticas	**Lutitas**	Lut	Arcillas [Arc], Limolitas [Limol], Lutitas [Lut], Margas [Mar], Pelitas y Pizarras [Piz] de color indefinido
		Lut gris	Arcillas [Arc], Limolitas [Limol], Lutitas [Lut], Margas [Mar], Pelitas y Pizarras [Piz] de color gris (claro, medio u oscuro)
		Lut marron	Arcillas [Arc], Limolitas [Limol], Lutitas [Lut], Margas [Mar], Pelitas y Pizarras [Piz] de color beige o marrón
		Lut negra	Arcillas [Arc], Limolitas [Limol], Lutitas [Lut], Margas [Mar], Pelitas y Pizarras [Piz] de color negro
		Lut rojiza	Arcillas [Arc], Limolitas [Limol], Lutitas [Lut], Margas [Mar], Pelitas y Pizarras [Piz] de color rojizo, rosado o pardo
		Lut verde	Arcillas [Arc], Limolitas [Limol], Lutitas [Lut], Margas [Mar], Pelitas y Pizarras [Piz] de color verde (claro u oscuro), azul-verdoso o gris verdoso
		Lut vinacea	Arcillas [Arc], Limolitas [Limol], Lutitas [Lut], Margas [Mar], Pelitas y Pizarras [Piz] de color blanco, violáceo o rojizo-violáceo (facies vinácea)
	Areniscas	Are	Areniscas [Are] y Arenitas de color indefinido, beige o marrón
		Are blanca	Areniscas [Are] y Arenitas de color blanco (facies no vinácea)
		Are gris	Areniscas [Are] y Arenitas de color gris (claro, medio u oscuro)
		Are rojiza	Areniscas [Are] y Arenitas de color rojizo, rosado o pardo
		Are verde	Areniscas [Are] y Arenitas de color verde (claro u oscuro), azul-verdoso o gris verdoso
		Are vinacea	Areniscas [Are], Arenitas y Cuarcitas [Cua] de color blanco, violáceo o rojizo-violáceo (facies vinácea)
	Conglomerados	Cong	Brechas [B] sedimentarias, Cantos [Can], Conglomerados [Cong] y Gravas [Gra] de cualquier color y composición de matriz no definida
	Sílice	Jas rojo	Jaspe [Jas] rojo
		Qz	Cuarcita [Cua] o Cuarzo [Qz] blanco
Carbonatadas		Dol gris	Calizas [Cal], Cuarcitas [Cua] (mal definidas) y Dolomías [Dol], que pueden ser margosas, de color indefinido, gris (claro, medio u oscuro) o negro
		Dol gris verdosa	Calizas [Cal], Cuarcitas [Cua] (mal definidas) y Dolomías [Dol], que pueden ser margosas, de color verde, gris-verdoso, azul-verdoso, azul o rojizo-verdoso
		Dol marron	Calizas [Cal], Cuarcitas [Cua] (mal definidas) y Dolomías [Dol], que pueden ser margosas, de color beige a marrón (posibles lutitas)
		Dol ocre	Calizas [Cal], Cuarcitas [Cua] (mal definidas), Dolomías [Dol] y Dolomitas [Dta], que pueden ser margosas, de color amarillo a ocre (por alteración)
		Dol roja	Calizas [Cal], Cuarcitas [Cua] (mal definidas) y Dolomías [Dol], que pueden ser margosas, de color rojo intenso
		Dol rojiza	Calizas [Cal], Cuarcitas [Cua] (mal definidas) y Dolomías [Dol], que pueden ser margosas, de color rojizo, rojizo violáceo, rosado, pardo o gris-rojizo
		Dta blanca	Cristales de Dolomita [Dta] de color blanco, que aparecen rellenando cavidades
Mineralizaciones		Hm	Hematites [Hm]
		Limon	Limonita [Limon]
Otras		-	Pérdida o ausencia de material
		Recubrim	Recubrimiento
		¿?	Litología desconocida

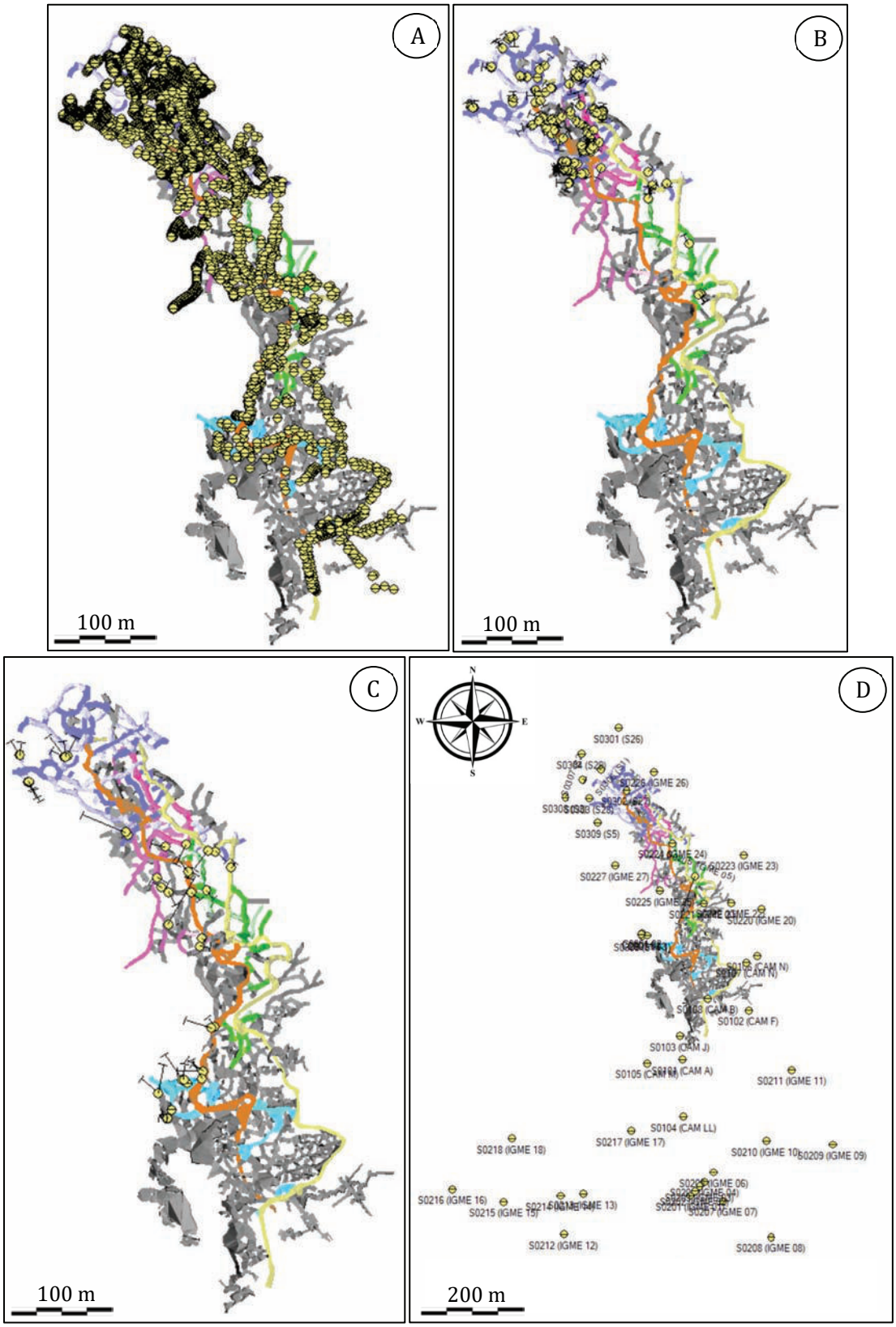


Figura 4.12. Mapas de distribución de todos los perfiles litológicos levantados: **a)** posición de las 3191 columnas estratigráficas; **b)** localización de las 178 perforaciones a rotopercusión sin recuperación de testigo; y **c-d)** situación de los 85 sondeos a rotación con recuperación de testigo, de los cuales 42 son de interior (figura c) y 43 de exterior (figura d). Fecha de los modelos: abril de 2019.

Una vez introducida toda esta información en la base de datos del *RecMin* se procedió a utilizarla para llevar a cabo la digitalización de la geología de todo el modelo. Representando los perfiles estratigráficos de forma automática desde la base de datos (figura 4.13a), se emplearon las vistas de planta, alzado y perfil que proporciona el programa para digitalizar, de forma manual y uno a uno, todos los paneles del modelo geológico (figuras 4.13b-c y 4.14a). Conforme eran terminados, dichos paneles se iban montando conjuntamente para generar modelos en 3D de cada labor subterránea (figura 4.14b), lo que permitía correlacionar estructuras mecánicas presentes en los hastiales de estas (figuras 4.14b-c).

Combinando los modelos geológicos de las distintas labores subterráneas (figura 4.15a) se procedió a la reconstrucción geológica de cada uno de los sectores de la explotación que, en su conjunto, conforman el modelo geológico completo del yacimiento (figuras 4.15b-c). La modelización de la geología de todas las labores subterráneas empleadas en esta tesis doctoral ha sido un arduo y largo proceso que también ha conllevado varios miles de horas.

4.1.7.- Modelización de los perfiles de sísmica en *RecMin*

Con el fin de interpretar la estructura del yacimiento hacia el N, se importaron al *RecMin* las interpretaciones de los 4 perfiles sísmicos llevados a cabo por IEGA en 2019, siendo digitalizadas de forma manual de un modo muy similar a la de los paneles litológicos (figuras 4.16a-d).

4.1.8.- Modelización del relieve terrestre en *RecMin*

A la hora de incorporar al modelo en 3D del *RecMin* el relieve terrestre de la zona próxima a la mina "Santa Rosa" se recurrió, en primer lugar, al levantamiento topográfico que SOCYTOP realizó entre 2003 y 2014 de las instalaciones de la planta de la empresa minera. Este levantamiento, llevado a cabo en forma de curvas de nivel cada 5 m, permitió digitalizar el barranco del Judío a su paso por las instalaciones de PROMINDSA (figura 4.17a).

Para ampliar la superficie de terreno digitalizada se descargaron varios archivos LiDAR (acrónimo del inglés *Light Detection and Ranging* o *Laser Imaging Detection and Ranging*) en formato .LAZ desde el servicio web "*Centro de Descargas*" del Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG), que mediante el *software LAStools* fueron depurados y procesados, convirtiéndose en una nube de puntos georreferenciados. Mediante el propio *RecMin* se transformó esta nube de puntos en un mallado triangular de gran detalle de las proximidades de la mina. El modelo topográfico final se consiguió fusionando el mallado obtenido a partir de la información LiDAR del CNIG con el generado a partir de las curvas de nivel levantadas por SOCYTOP (figura 4.17b).

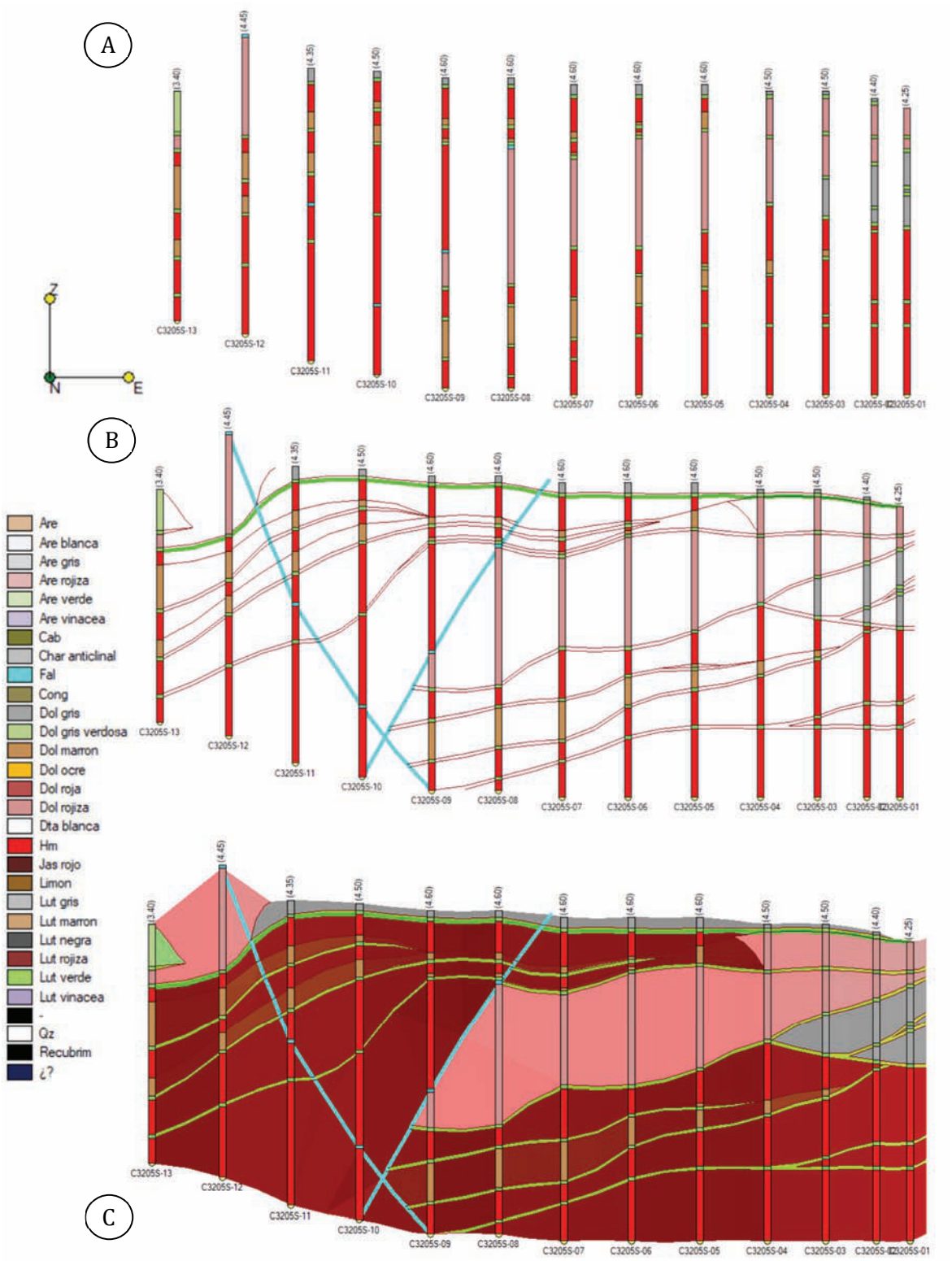


Figura 4.13. **a)** Ejemplo de representación automatizada de los perfiles estratigráficos en *RecMin* a partir de la base de datos, en este caso correspondientes al hastial S de la galería [3205] GLaz (más conocida por los mineros como Galería Lázaro). **b)** Reconstrucción manual de los contactos de los distintos cuerpos litológicos que conforman el panel: en marrón se señalan los contactos estratigráficos (en su mayoría tectonizados), en azul las fallas normales y de movimiento lateral, y en verde las fallas inversas de bajo ángulo. **c)** Modelización manual del relleno de los cuerpos litológicos mediante mallado triangular, empleando los mismos colores que en la tabla 4.1. Fecha del modelo: noviembre de 2018.

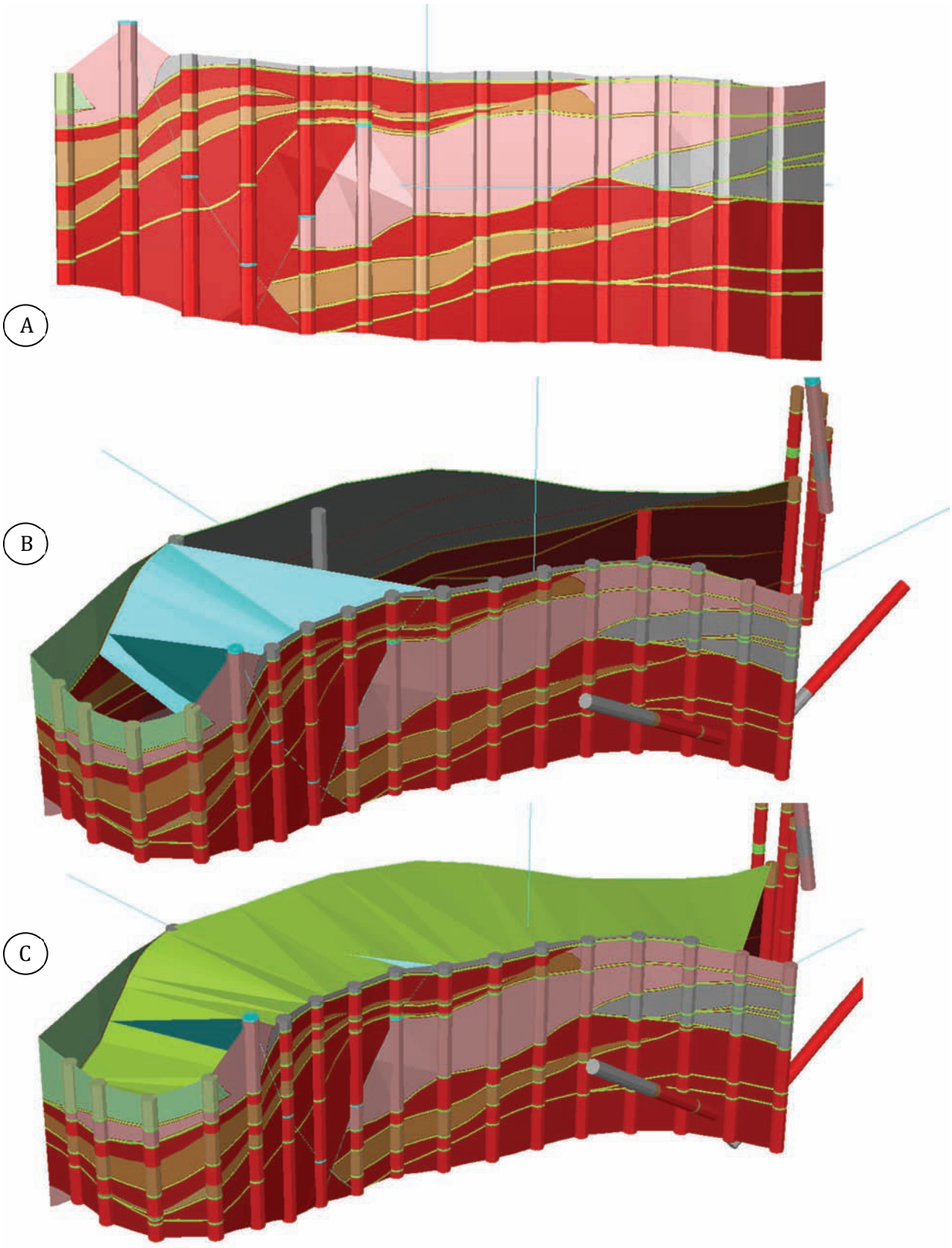


Figura 4.14. **a)** Aspecto visual en 3D del panel, ya terminado, visto en la figura 4.13c. **b)** Modelo geológico en 3D de la galería [3205] GLaz, en el que aparecen digitalizadas todas las litologías y los planos de falla de gran ángulo (en azul). **c)** Mismo modelo que en la figura b, pero añadiendo la digitalización (en verde) del plano de falla inversa que establece el techo de la mineralización en la galería. Fecha del modelo: noviembre de 2018.

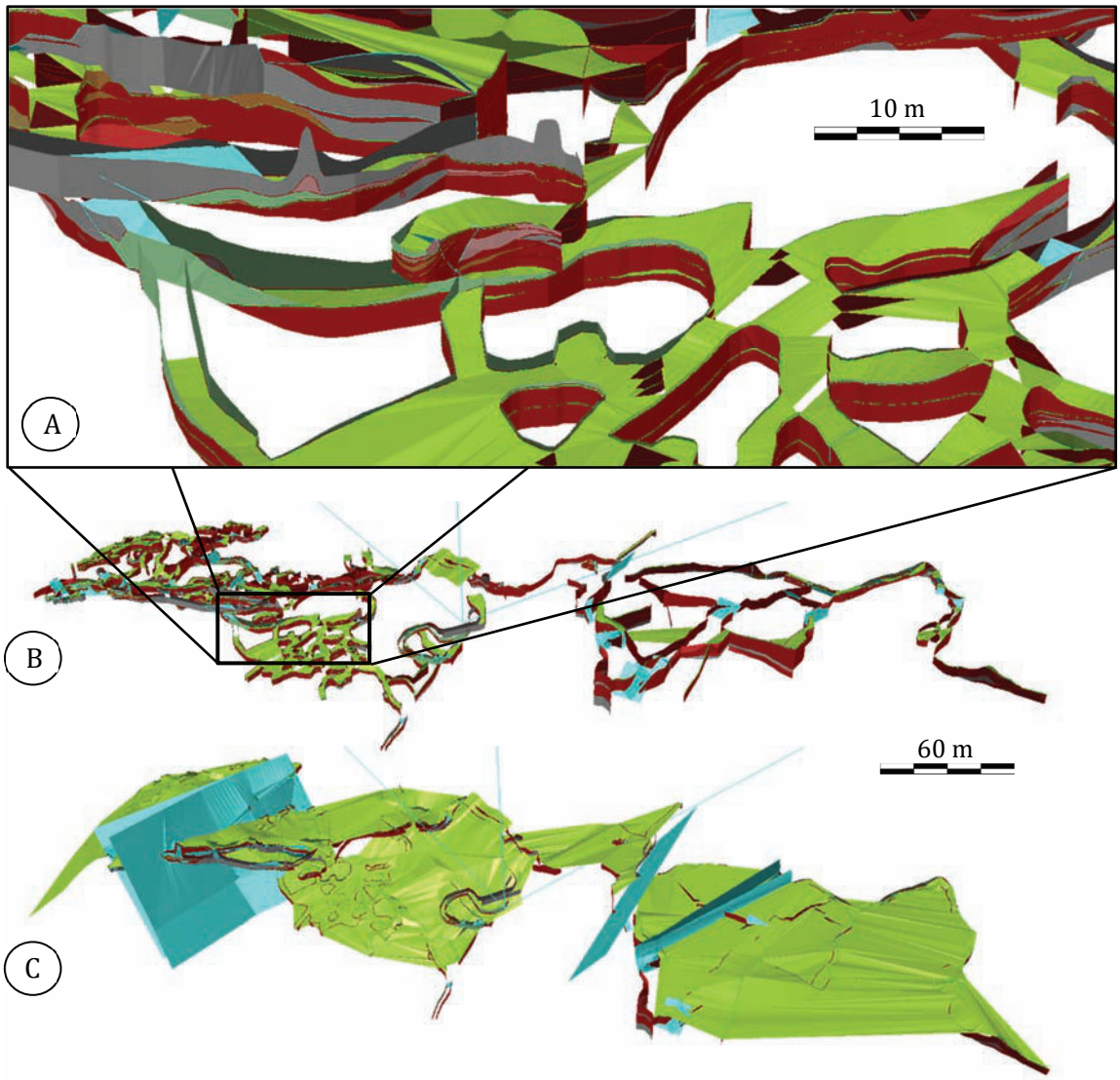


Figura 4.15. **a)** Modelo geológico en 3D de la zona próxima a la galería [3205] GLaz, en el que aparecen digitalizadas todas las litologías y estructuras tectónicas a escala de galería. **b)** Modelo geológico completo en 3D de la mina "Santa Rosa", en el que aparece enmarcada el área cubierta en la figura a. **c)** Mismo modelo que en la figura b, añadiendo la digitalización (en verde) del plano de la falla inversa que establece el techo de la mineralización en el yacimiento y (en azul) de las grandes fallas normales y de desplazamiento lateral que compartimentan el yacimiento. Fecha del modelo: agosto de 2022.

4.1.9.- Modelización de la zona de estudio en *ArcMap* y *ArcScene*

El *software* de planificación minera *RecMin* permitía, como ya se ha dicho, modelizar la geología en 3D y trabajar de forma relativamente cómoda y rápida con todos los perfiles estratigráficos integrados en su base de datos. No obstante, este *software* tiene numerosas limitaciones, sobre todo a la hora de trabajar con información cartográfica de terceros o digitalizar mapas sobre un relieve topográfico. Así, para integrar cualquier tipo de mapa al modelo del yacimiento se precisaba del uso de un *software* más enfocado a la planificación y a la gestión del territorio, que permitiese trabajar con multitud de capas de forma simultánea, y en la que toda la información estuviese georreferenciada constantemente de forma automatizada.

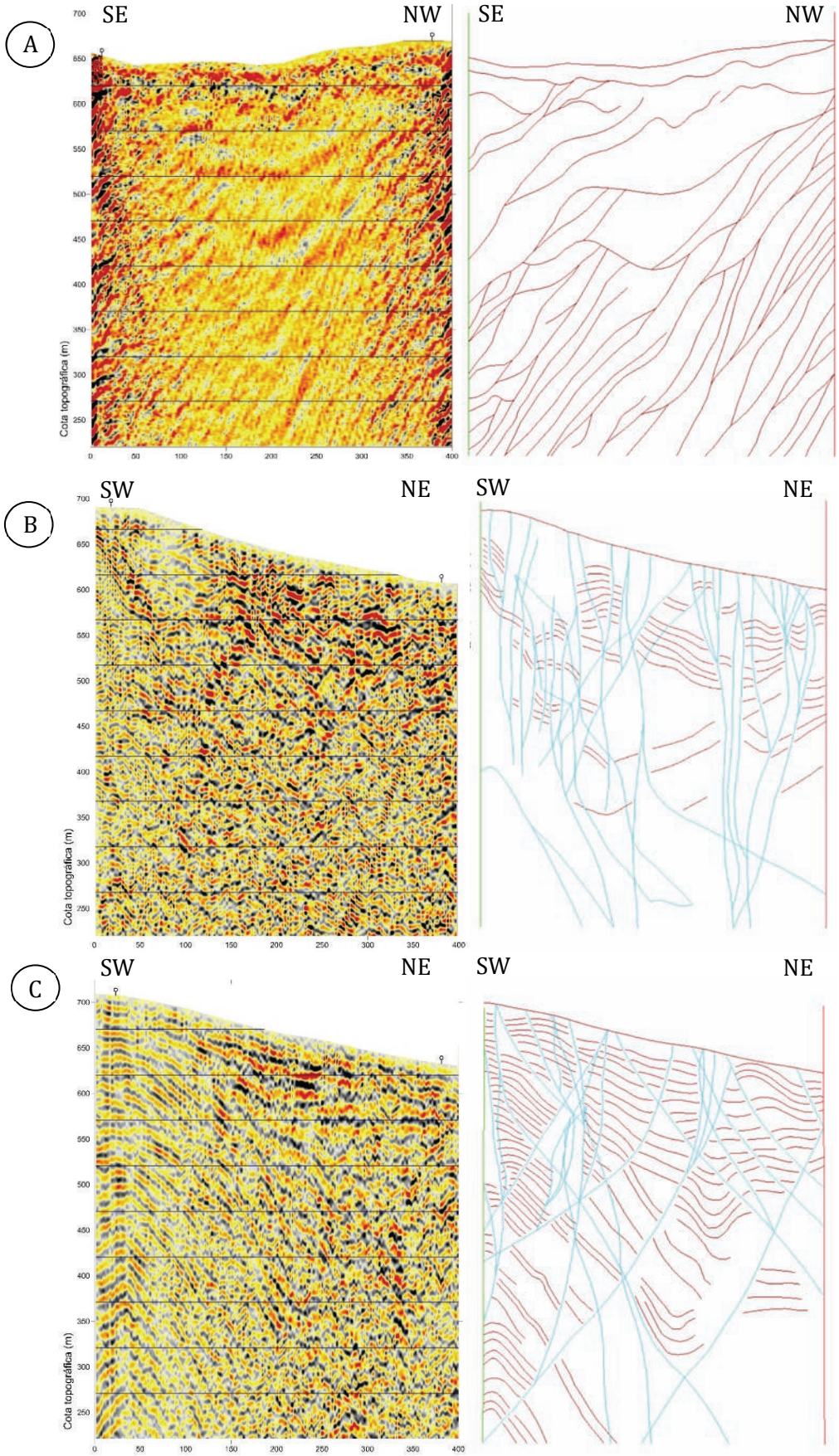
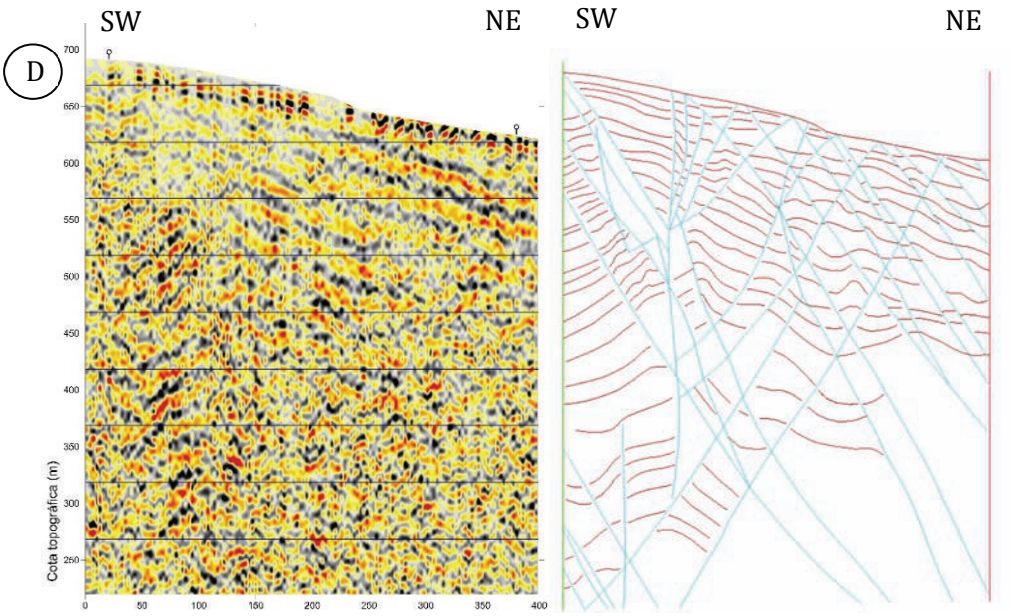


Figura 4.16. Resultados de la sísmica de reflexión de cada uno de los perfiles de sísmica llevados a cabo por IEGA en 2019 (izquierda) y digitalización en 3D en *RecMin* de la interpretación de estos (derecha): **a)** PS-1, **b)** PS-2, **c)** PS-3 y **d)** PS-4 (*página siguiente*).



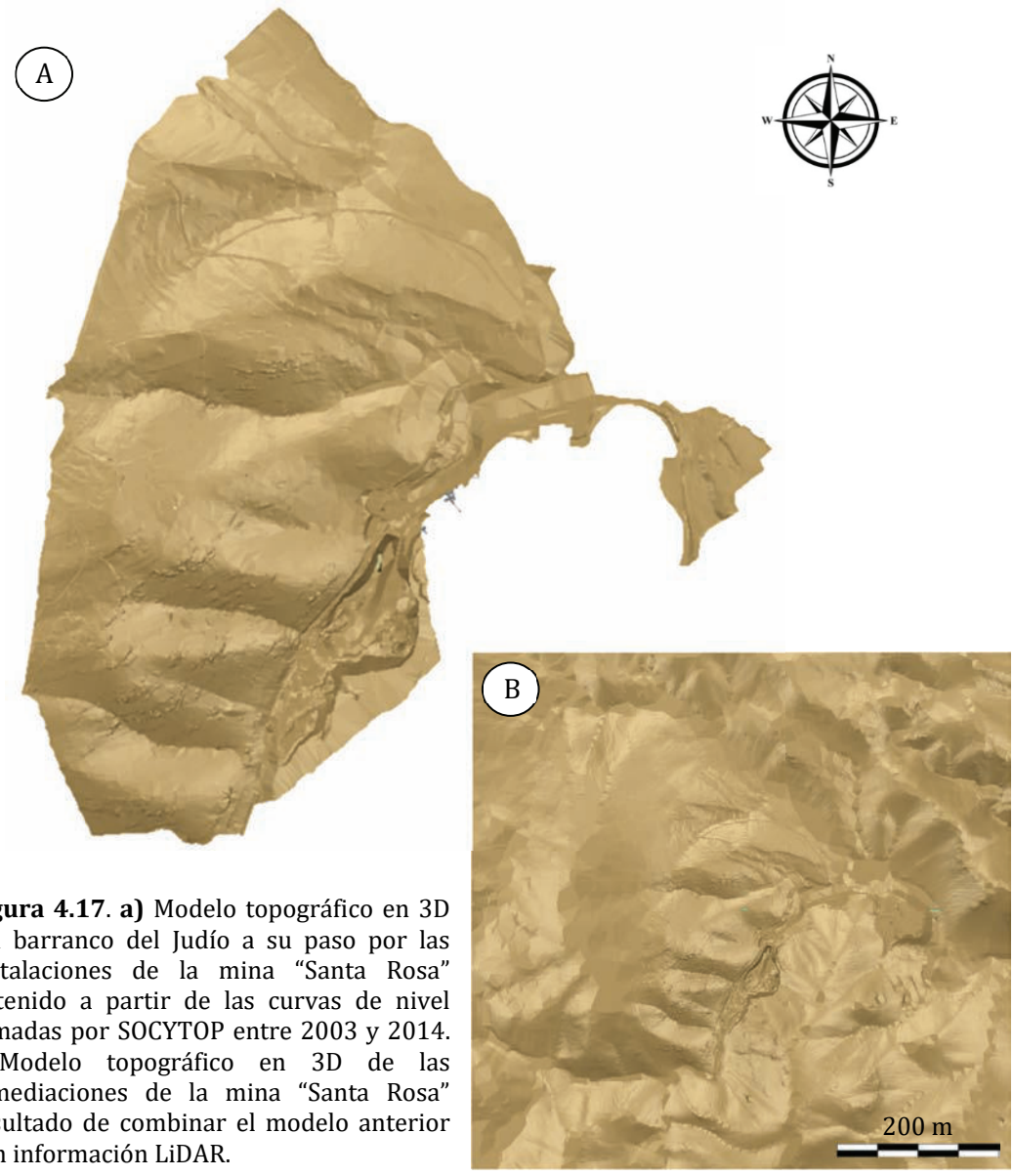


Figura 4.17. **a)** Modelo topográfico en 3D del barranco del Judío a su paso por las instalaciones de la mina "Santa Rosa" obtenido a partir de las curvas de nivel tomadas por SOCYTOP entre 2003 y 2014. **b)** Modelo topográfico en 3D de las inmediaciones de la mina "Santa Rosa" resultado de combinar el modelo anterior con información LiDAR.

Es por ello por lo que se decidió crear un modelo en 2D en *ArcMap* y otro en 3D en *ArcScene*, dos aplicaciones SIG de escritorio que forman parte de *ArcGIS Desktop* (Esri, s.f.). La peculiaridad de utilizar estas dos aplicaciones es que la mayoría de las capas informacionales generadas en una de ellas es compatible con la otra, y viceversa, por lo que su uso combinado permite generar un modelo del yacimiento en 2D y 3D que puede ser utilizado como complemento al modelo en 3D de *RecMin*.

4.1.9.1.- Planos de *AutoCAD*

El modelo de *AutoCAD* empleado como base para el modelo de *RecMin* también fue importado a los modelos de *ArcMap* y *ArcScene* (figura 4.5). Para reconstruir las instalaciones subterráneas de la mina "Santa Rosa" en 3D de un modo relativamente similar al modelo de *RecMin*, se empleó la herramienta de *ArcScene* llamada "*Extrusión*", la cual permite generar un plano vertical de altura variable a partir de una línea cualquiera. Así, considerando una altura media de los hastiales de las galerías de 4 m, se aplicó una extrusión a dicha altura al plano de las labores subterráneas, obteniéndose un modelo muy similar al del *RecMin* (figuras 4.18a-b). Combinando las instalaciones subterráneas con la fotografía aérea en 3D se puede conseguir una reconstrucción de la realidad que no puede alcanzarse con el *RecMin* (figura 4.18c).

4.1.9.2.- Perfiles estratigráficos de *RecMin*

Ante la necesidad de hacer lo más similares posible los modelos de *RecMin* y de *ArcGIS Desktop*, y ante la imposibilidad de importar la modelización geológica llevada a cabo en el primero, se decidió trasladar, al menos, los perfiles estratigráficos empleados en el *RecMin* al modelo en 3D de *ArcScene*. Existe un módulo de pago de *ArcGIS Desktop* llamado *Target* que permite llevar a cabo esto con relativa facilidad, pero tras haberlo probado se decidió que, para el uso que iba a dársele, no merecía la pena la inversión económica de una licencia de *Target*.

Así, se recurrió a una fórmula algo más práctica: en primer lugar, se representaron, en *ArcScene*, las litologías de todos y cada uno de los perfiles estratigráficos como si fuesen puntos, dándole a cada una el mismo color que se le había dado en el modelo de *RecMin* (tabla 4.1.; figura 4.19a). Dichos puntos se extrusieron con una altura igual a la potencia de cada tramo litológico, de tal modo que el resultado fue la reconstrucción de los perfiles estratigráficos con la misma simbología y aspecto que en el modelo de *RecMin* (figura 4.19b).

Por supuesto, este método sólo funciona con aquellos perfiles que son verticales, por lo que de los 3454 perfiles estratigráficos de *RecMin* pudieron importarse 3236 perfiles (un 93.6% del total): las 3191 columnas estratigráficas levantadas, 1 perforación a rotopercusión sin recuperación de testigo (de las 178 utilizadas en *RecMin*), y 44 sondeos a rotación con recuperación de testigo (2 de interior y 42 de exterior, frente a los 42 de interior y 43 de exterior empleados en *RecMin*).

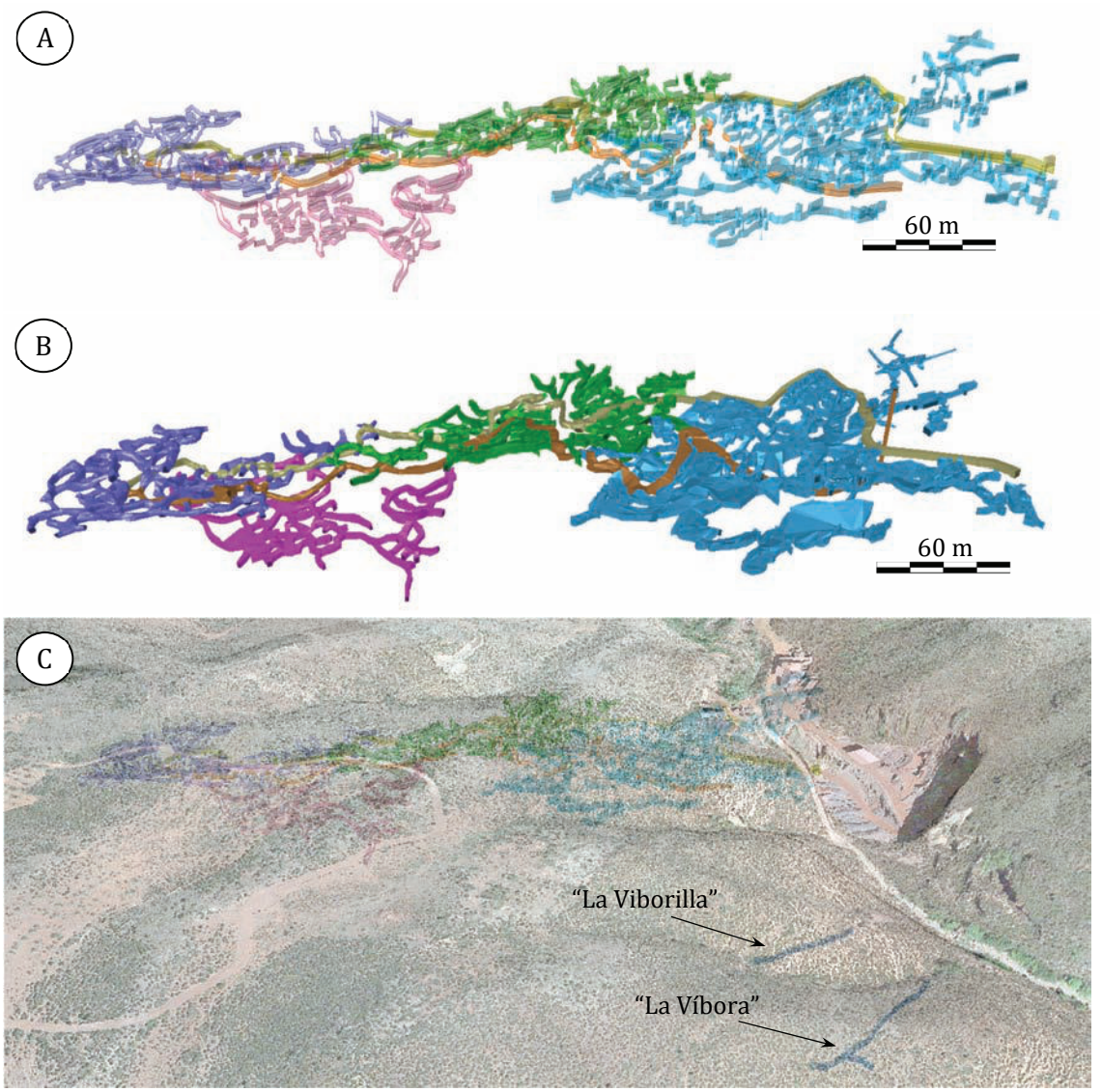


Figura 4.18. Modelos en 3D de las labores subterráneas de la mina "Santa Rosa": **a)** Modelo diseñado en *ArcScene* mediante la extrusión del plano visto en la figura 4.5. **b)** Modelo llevado a cabo con el *software* de planificación minera *RecMin*. **c)** Modelo de la figura a combinado con la fotografía aérea reconstruida en 3D utilizando *ArcScene*; en él pueden verse las posiciones de las minas antiguas "La Víbora" y "La Viborilla". Fecha de los modelos: julio de 2021.

4.2.- Trabajo de campo y modelización: cartografía de exterior

4.2.1.- Cartografía geológica mediante teledetección

Una de las ventajas de la teledetección aplicada a la geología es la posibilidad de discriminar, en el estudio mediante imágenes aéreas, las cubiertas vegetales, las masas de agua o los usos del suelo, por poner algunos ejemplos. Los datos captados por los satélites de observación terrestre se registran en distintas bandas del espectro electromagnético, permitiendo la extracción de información adicional que el ojo humano no captura con sus receptores rojo, verde y azul, lo que genera una imagen monocroma que puede ser visualizada en escala de grises con una paleta de 256 tonos, conteniendo cada píxel un valor que oscila entre el negro (valor 0) y el blanco (valor 256).

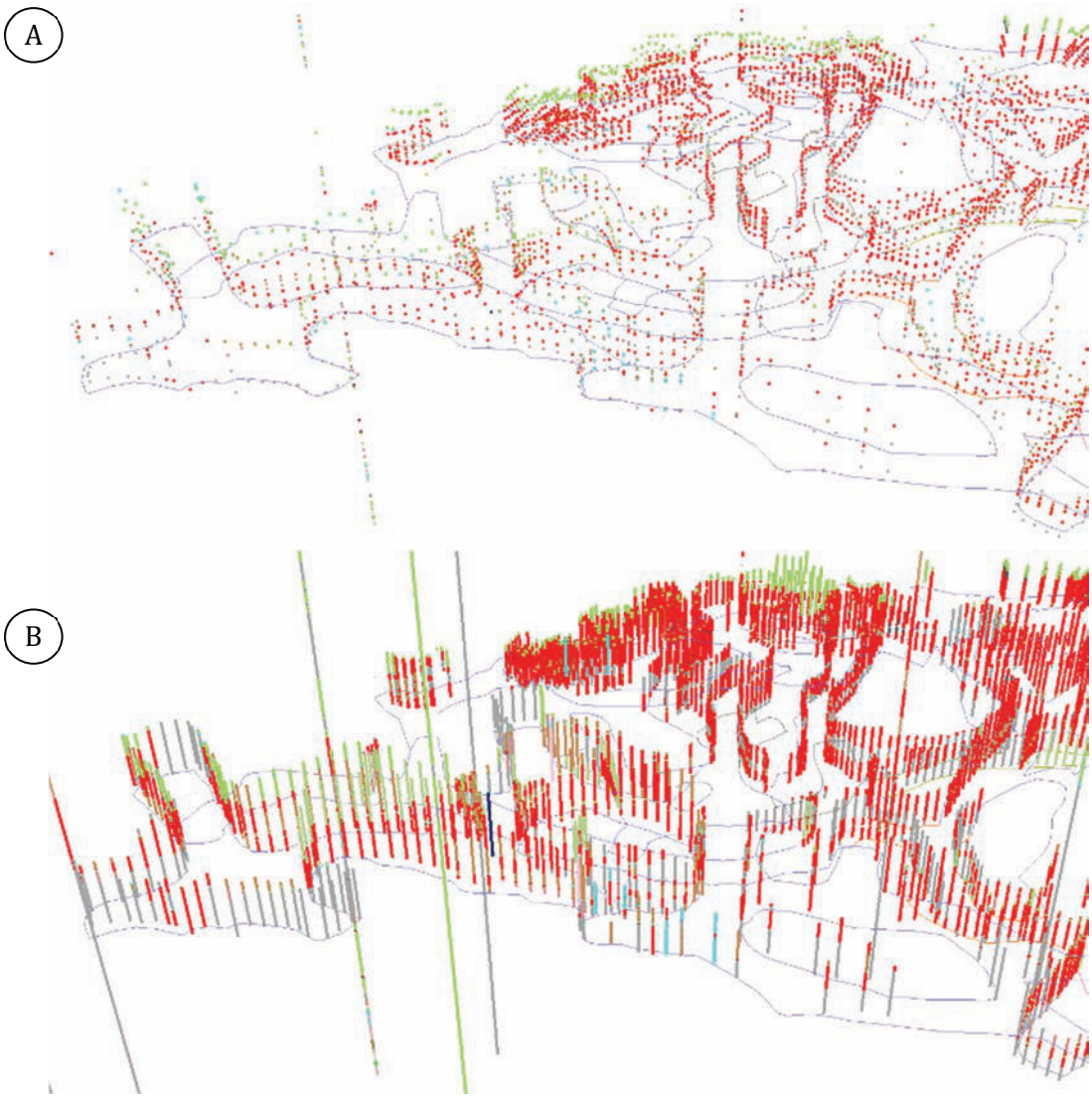


Figura 4.19. **a)** Ejemplo de representación como puntos de cada tramo litológico de los perfiles estratigráficos importados al modelo. **b)** Extrusión de cada uno de estos puntos a una altura determinada por la potencia de dicho tramo litológico, resultando en perfiles estratigráficos idénticos a los utilizados en el *RecMin*.

Una imagen captada por satélite es más representativa cuando se visualiza con una composición de colores, ya que el ojo humano percibe mejor las diferencias de color que las existentes entre los distintos tonos de gris. Para poder visualizar este color es necesario llevar a cabo una combinación de tres bandas, asignando a cada uno de los canales RGB (Red-Green-Blue) del monitor una de las bandas electromagnéticas, dando lugar a lo que se denomina en teledetección como imagen de color compuesta; estas imágenes pueden ser de color real, si a cada canal se le asigna la banda de luz visible correspondiente (el rojo en R, el verde en G y el azul en B), o de falso color, si se lleva a cabo cualquier otra combinación de bandas.

El máximo de bandas que se puede utilizar en una imagen de color compuesta viene determinado por el número de canales del monitor (es decir, tres), y la apariencia dependerá de las bandas espectrales que se asignen a cada uno de ellos. El proceso permite visualizar, simultáneamente, información de distintas regiones del espectro, lo que facilita la delimitación visual de algunas cubiertas.

Se denomina imagen multiespectral a aquella que divide el espectro electromagnético en un pequeño número de bandas espectrales, lo que las diferencia de las denominadas imágenes hiperespectrales, donde puede haber cientos de bandas espectrales contiguas (Hagen & Kudenov, 2013). Uno de los satélites de observación terrestre más habituales en la adquisición de imágenes multiespectrales es el satélite Landsat 8, producto de la colaboración entre la NASA y el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, 2015). El Landsat 8 transporta un instrumento OLI (del inglés, *Operational Land Imager*), que provee acceso a nueve bandas espectrales que cubren el espectro electromagnético desde los 0.43 μm a los 2.39 μm, y un instrumento TIRS (*Thermal Infrared Sensor*), que registra de 10.30 μm a 12.51 μm (USGS, 2015).

Para poder utilizar este recurso en los modelos, se descargaron dos imágenes multiespectrales tomadas en 2020 por el satélite Landsat 8 desde el servicio web USGS Earth Explorer del USGS (USGS, 2020): los archivos "LC08_L1TP_ 200031_20201017_20201104_01_T1.tar" y "LC08_L1TP_200031_20200729_2020 0807_01_T1.tar".

A la hora de diseñar las imágenes aéreas a partir de estos archivos, se emplearon las siguientes bandas espectrales en ambas fotografías multiespectrales:

- Banda 2 (**Azul**): 0.45 – 0.51 μm
- Banda 3 (**Verde**): 0.53 – 0.59 μm
- Banda 4 (**Rojo**): 0.64 – 0.67 μm
- Banda 5 (**NIR**, o infrarrojo cercano): 0.85 – 0.88 μm
- Banda 6 (**SWIR-1**, o infrarrojo de onda corta 1): 1.57 – 1.65 μm
- Banda 7 (**SWIR-2**, o infrarrojo de onda corta 2): 2.11 – 2.29 μm
- Banda 8 (**Pancromático**): 0.50 – 0.68 μm
- Banda 10 (**TIR 1**, o infrarrojo térmico 1): 10.60 – 11.19 μm
- Banda 11 (**TIR 2**, o infrarrojo térmico 2): 11.50 – 12.51 μm

Así, para generar una imagen de color real a partir de alguno de estos archivos se utilizaría la combinación de bandas RGB 432, mientras que cualquier otra combinación daría como resultado una imagen en falso color.

Según Badura & Dąbski (2022), el uso de la espectrometría para el estudio de la cartografía geológica comenzó durante los años 70 del siglo XX de la mano de autores como Hunt & Salisbury (1970, 1971), Hunt *et al*. (1971a, b, 1972, 1973) o Abrams *et al*. (1977), entre otros, puesto que permitía elaborar mapas mineralógicos de la superficie terrestre con gran precisión (Goetz & Srivastava, 1985). Actualmente, se dispone de un gran número de repositorios espectrales minerales, siendo uno de los más conocidos el de Kokaly *et al*. (2017), que puede consultarse en el servicio web *USGS Spectroscopy Lab* (USGS, s.f.).

Con fines geológicos se han empleado diferentes combinaciones de bandas espectrales (Mwaniki *et al*., 2015; Liancun *et al*., 2017), de tal modo que, tanto para la cartografía de arcillas como para la de carbonatos son muy útiles las bandas del SWIR-1 y del SWIR-2 (Pour & Hashim, 2015), es decir, las bandas 6 y 7 del Landsat 8, respectivamente. Pour & Hashim (2015) también afirman que algunos minerales, como la hematites, tienen una elevada reflectancia dentro de las bandas 4 y 5 del Landsat 8 (la del rojo y la del NIR, respectivamente) y una elevada absorción dentro de la banda 2 (la del azul), por lo que las tres bandas son útiles en el estudio de los óxidos y oxihidróxidos de hierro.

Así, y en base a Kokaly *et al*. (2017), la cartografía geológica mediante teledetección utilizada en esta tesis se llevó a cabo utilizando imágenes en falso color con las siguientes combinaciones de bandas: 764, 674, 567, 742 y 752.

4.2.2.- Cartografía geológica de campo

El trabajo de campo ha consistido, en su mayor parte, en realizar un reconocimiento cartográfico de las unidades litológicas aflorantes en la zona de estudio (figura 4.20a), definiendo los contactos existentes entre ellas, tomando mediciones de buzamiento (figura 4.20b) y realizando descripciones menores de algunos de los afloramientos, dando especial importancia a los materiales cámbricos de las Fms. Jalón, Ribota y Huérmeda (Lotze, 1929) y a los yacimientos mineros abandonados que aparecen en el entorno próximo de la mina "Santa Rosa" (figura 4.20c). Las medidas llevadas a cabo componen un total de 795 estaciones de datos, cuya georreferenciación se llevó a cabo utilizando el *software* para móviles con GPS *OruxMaps* (la información y coordenadas de cada estación pudo ser exportada *a posteriori* a los modelos de *ArcGIS Desktop*).

Para el reconocimiento de las unidades cámbricas se ha recurrido a las descripciones originales dadas por Lotze (1929) y a las sucesivas revisiones realizadas por diversos autores (a destacar: Sdzuy, 1971a, b; Schmidt-Thomé, 1973; Liñán & Tejero, 1988; Gozalo & Liñán, 1988, 1995; Valenzuela *et al.*, 1990; Gámez *et al*., 1991; Zamora, 1991; Liñán *et al*., 1992, 1993a, b, 1996, 1997, 2002, 2006; Zamora *et al.*, 1992; Álvaro *et al*., 1993; Gozalo *et al*., 1993, 2007, 2008; Liñán & Gámez-Vintaned, 1993; Sdzuy & Liñán, 1993; Gozalo, 1995; Pillola *et al*., 1995; Sdzuy *et al*., 1999; Chirivella Martorell *et al*., 2003; Subías *et al*., 2010; Sepúlveda *et al*., 2021; entre otros). En la identificación de las facies triásicas, que en el caso del Buntsandstein se superponen sobre los materiales cámbricos, se han empleado las descripciones de Arribas (1985), que llevó a cabo un reconocimiento litoestratigráfico del Buntsandstein y del Muschelkalk en la zona de estudio.

Para la cartografía de las unidades mesozoicas y cenozoicas que afloran en la parte septentrional de la zona de estudio, en torno a la localidad de Tierga (ver figura 3.3), se hizo un reconocimiento sencillo sobre el terreno de las distintas unidades, que fue complementado por la cartografía geológica mediante teledetección, muy útil también para perfilar las unidades cámbricas y las facies triásicas en vistas a la digitalización del mapa geológico. En el reconocimiento e interpretación de las estructuras tectónicas presentes en la zona de estudio, se emplearon los resultados obtenidos en dicha cartografía geológica por teledetección para localizar algunas de las estructuras en el campo, utilizando una brújula Tamaya tipo Brunton para la medición de direcciones y buzamientos, y el *software OruxMaps* (OruxMaps, s.f.) para la georreferenciación de las mediciones llevadas a cabo.

Durante el trabajo de campo en exterior se recogieron un total de 59 muestras (figura 4.20d) de diferentes litologías: 24 en carbonatos, 21 en materiales detríticos y 14 en mineralizaciones de hematites menores. Para el siglado de las muestras se recurrió al mismo método que el empleado con las muestras de interior (ver apartado "***4.1.3.- Geología de exploración y cartografía geológica de interior***" de este mismo capítulo).



Figura 4.20. **a)** Reconocimiento del terreno colindante a las instalaciones mineras de "Santa Rosa" (fotografía tomada en la vertiente oriental del Cabezo de las Minas). **b)** Medición de buzamientos mediante el uso de brújula en la parte superior del barranco del Judío. **c)** Fotografiando la mineralización y los materiales encajantes en la mina "La Potente" para su posterior interpretación. **d)** Toma de muestras en la parte media del barranco del Judío.

4.2.3.- Digitalización del mapa geológico

Importando la información georreferenciada tomada en campo desde el software *OruxMaps* al modelo en 2D de *ArcMap*, y con ayuda de la fotografía aérea para corregir desviaciones en su localización, se pudieron geoposicionar dentro del modelo todas las estaciones de datos de campo con un margen de error de ± 2 m. La combinación de todos estos datos con los mapas geológicos levantados por otros autores (Schmidt-Thomé, 1973; Ramírez del Pozo *et al*., 1981a; Pérez-Lorente, 1990; entre otros), la cartografía geológica de campo y mediante teledetección, permitió una digitalización detallada del mapa geológico de la zona de estudio (ver "***Capítulo V – Cartografía geológica***").

4.3.- Estudio mineralógico, textural y geoquímico

4.3.1.- Preparación y análisis de muestras

Durante el levantamiento de la cartografía geológica de la zona de estudio se tomaron 212 muestras: 153 de ellas procedentes del interior de la mina de "Santa Rosa" y 59 provenientes de distintos afloramientos emplazados en el exterior de esta. De las 153 muestras tomadas en las labores subterráneas se seleccionaron un total de 81 muestras para el estudio mineralógico, geoquímico y textural del yacimiento, mientras que de las 59 muestras recogidas en superficie se seleccionaron 33. El listado completo de las 114 muestras empleadas en el estudio mineralógico y geoquímico del yacimiento puede consultarse en la tabla 4.2, en la que se indican, además, los estudios realizados para cada una de ellas (las posiciones y distribución de todas las muestras estudiadas puede consultarse en el "***Capítulo VII – Mineralogía y análisis textural***").

De las 114 muestras empleadas en el estudio mineralógico, textural y geoquímico se reconocen un total de 33 muestras procedentes de la mineralización de hematites (30 del interior de las labores y 3 de otros yacimientos de Fe menores), 43 de cuerpos dolomíticos (28 del interior y 15 del exterior), 29 de lutitas y margas verdes (19 del interior de "Santa Rosa" y 10 del exterior), 3 de lutitas negras (todas de interior), 2 de lutitas y areniscas vináceas (1 de interior y 1 de exterior), y 4 de litologías detríticas no pertenecientes a los grupos anteriores (todas procedentes del exterior). A partir de estas 114 muestras se prepararon:

- Del interior del yacimiento de "Santa Rosa":
  - 20 muestras para estudiar mediante difracción de rayos X: 5 de hematites, 4 de dolomías, 8 lutitas y margas verdes, y 3 de lutitas negras.
  - 64 láminas delgado-pulidas (procedentes de 53 muestras) para el estudio mediante microscopía óptica: 21 de hematites, 26 de dolomías, 16 de lutitas y margas verdes, y 1 de lutitas negras.
  - 16 muestras para su estudio mediante microscopio electrónico de barrido de emisión de campo: 9 de hematites, 5 de carbonatos, y 2 de lutitas.

Tabla 4.2. Listado completo de las 114 muestras empleadas en el estudio mineralógico, textural y geoquímico del yacimiento. En él se indica el ID de cada muestra, su localización (interior o exterior de las labores subterráneas), el litotipo al que pertenece cada una de ellas y la litología predominante, las muestras preparadas para el estudio mineralógico y textural –láminas delgado-pulidas (Lam.), DRX, FE-SEM y TEM–, y las muestras preparadas para los análisis geoquímicos (EPMA, LA-ICP-MS, Isótopos $\delta^{18}O$).

Orden	*ID de muestra*	Localización	*Litotipo*	*Litología*	*Mineralogía y texturas*	*Geoquímica*
1	150508-01	Interior	Dolomías masivas	Dolomía rojiza	DRX (x2)	-
2	150521-01	Interior	Dolomías masivas	Dolomía gris	Lam. (x2) + FE-SEM (x1), DRX (x1)	-
3	150521-02	Interior	Hematites masiva	Hematites	DRX (x1)	-
4	150611-01	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	DRX (x1)	-
5	150616-01	Interior	Hematites masiva	Hematites	Lam. (x1), DRX (x1)	-
6	150621-01	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	DRX (x1)	-
7	150625-01	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	DRX (x2)	-
8	150702-01	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	DRX (x1)	-
9	150828-01	Interior	Lutitas negras	Lutita negra	DRX (x2)	-
10	150828-02	Interior	Hematites masiva	Hematites	DRX (x2)	-
11	150828-03	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Marga verde	Lam. (x1)	-
12	150915-03	Interior	Dolomías masivas	Dolomía gris	DRX (x1)	-
13	160212-01	Interior	Dolomías masivas	Dolomía rojiza	Lam. (x2) + FE-SEM (x1)	EPMA (x1)
14	160212-02	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	Lam. (x5) + FE-SEM (x1)	-
15	160212-03	Interior	Dolomías masivas	Dolomía marrón	Lam. (x1)	-
16	160212-04	Interior	Hematites masiva	Hematites	Lam. (x4) + FE-SEM (x2)	-
17	160212-05	Interior	Hematites masiva	Hematites	Lam. (x1)	-
18	160212-06	Interior	Hematites masiva	Hematites	Lam. (x1)	-
19	160212-07	Interior	Hematites masiva	Hematites	Lam. (x1)	-
20	160212-08	Interior	Hematites masiva	Hematites	-	-
21	160212-09	Interior	Hematites masiva	Hematites	-	-
22	160212-10	Interior	Hematites masiva	Hematites	-	-
23	160212-11	Interior	Dolomías masivas	Dolomía rojiza	Lam. (x1)	-
24	160212-12	Interior	Dolomías masivas	Dolomía rojiza	Lam. (x1)	-
25	160212-13	Interior	Hematites masiva	Hematites	-	-
26	160222-01	Interior	Lutitas negras	Lutita negra	Lam. (x1)	-
27	160222-05	Exterior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	-	-
28	160222-06	Exterior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	-	-
29	160222-07	Exterior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	-	-
30	160225-01	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Marga verde	Lam. (x1), DRX (x1)	-
31	160311-01	Interior	Lutitas negras	Lutita negra	DRX (x1)	-
32	160513-01	Interior	Hematites masiva	Hematites	DRX (x1)	-
33	160513-02	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	DRX (x1)	-
34	160809-02	Exterior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita rojiza	Lam. (x1)	-
35	160809-03	Exterior	Dolomías masivas	Dolomía rojiza	Lam. (x1)	-
36	160815-03	Exterior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	Lam. (x1)	-

37	160815-04	Exterior	Dolomías masivas	Dolomía gris	Lam. (x1)	-
38	160818-01	Interior	Hematites masiva	Hematites	-	-
39	160818-02	Exterior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Marga verde	Lam. (x1)	-
40	160819-01	Exterior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	Lam. (x1)	-
41	160819-02	Exterior	Dolomías masivas	Dolomía gris verdosa	Lam. (x1)	-
42	160906-03	Exterior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	Lam. + FE-SEM (x1)	-
43	161004-01	Exterior	Dolomías masivas	Caliza marrón	Lam. (x2), DRX (x1)	-
44	161004-02	Exterior	*Sin definir* (detríticos)	Arenisca verde	Lam. (x1), DRX (x1)	-
45	161004-03	Exterior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	Lam. (x1), DRX (x1)	-
46	161004-04	Exterior	*Sin definir* (detríticos)	Arenisca verde	Lam. + FE-SEM (x1), DRX (x1),	-
47	161004-05	Exterior	Dolomías masivas	Dolomía gris	Lam. (x1) + FE-SEM (x1), DRX (x1)	-
48	161004-06	Exterior	Dolomías masivas	Dolomía rojiza	Lam. (x1) + FE-SEM (x1), DRX (x1)	-
49	161004-07	Exterior	Dolomías masivas	Dolomía rojiza	Lam. (x1) + FE-SEM (x1), DRX (x1)	-
50	161116-02	Exterior	*Sin definir* (detríticos)	Arenisca	Lam. (x1)	-
51	161116-03	Exterior	Dolomías masivas	Dolomía gris	Lam. (x1)	-
52	161116-05	Exterior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita marrón	Lam. (x1)	-
53	161116-06	Exterior	Dolomías masivas	Dolomía gris verdosa	Lam. (x1)	-
54	170208-01	Interior	Hematites masiva	Hematites	Lam. + FE-SEM (x1)	EPMA (x1), $\delta^{18}O$ (x2), LA-ICP-MS (x1)
55	170208-03	Interior	Hematites masiva	Hematites	Lam. (x1)	-
56	170208-04	Interior	Hematites masiva	Hematites	Lam. + FE-SEM (x1)	-
57	170208-05	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	DRX (x1)	-
58	170208-06	Interior	Hematites masiva	Hematites	Lam. + FE-SEM (x1)	-
59	170208-08	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	Lam. (x1)	-
60	170208-09	Interior	Hematites masiva	Hematites	Lam. (x2) + FE-SEM (x1)	-
61	170208-10	Interior	Hematites masiva	Hematites	Lam. + FE-SEM (x1)	TEM (x1)
62	170208-11	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	Lam. (x1)	-
63	170208-12	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita marrón	Lam. + FE-SEM (x1)	-
64	170210-01	Interior	Dolomías masivas	Dolomía gris	Lam. (x1)	-
65	170322-02	Interior	Hematites masiva	Hematites	Lam. + FE-SEM (x1)	-
66	170404-01	Interior	Hematites masiva	Hematites	-	-
67	170616-01	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Marga verde	Lam. (x1)	-
68	170616-03	Exterior	*Sin definir* (detríticos)	Lutita gris	-	-
69	170616-04	Interior	Dolomías masivas	Dolomía rojiza	Lam. + FE-SEM (x1)	-
70	170616-05	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	Lam. (x1)	-
71	170621-01	Interior	Dolomías masivas	Dolomía gris	Lam. + FE-SEM (x1)	EPMA (x1)
72	170621-02	Interior	Dolomías masivas	Dolomía gris	Lam. (x1)	-
73	170621-03	Interior	Dolomías masivas	Dolomía rojiza	Lam. (x1)	-
74	170621-04	Interior	Dolomías masivas	Dolomía gris	-	-
75	170621-05	Interior	Dolomías masivas	Dolomía gris verdosa	Lam. (x1)	-
76	170621-06	Interior	Dolomías masivas	Dolomía gris	Lam. (x1)	-

77	170621-07	Interior	Dolomías masivas	Dolomía gris	Lam. (x2)	-
78	170621-09	Exterior	Dolomías masivas	Dolomía gris	Lam. (x1)	-
79	170628-01	Exterior	Dolomías masivas	Dolomía ocre	Lam. (x1)	-
80	170717-01	Exterior	Dolomías masivas	Dolomía ocre	-	-
81	170717-02	Exterior	Dolomías masivas	Dolomía ocre	-	-
82	170717-03	Exterior	Hematites masiva	Hematites	-	-
83	170717-04	Exterior	Hematites masiva	Hematites	-	-
84	170717-05	Exterior	Dolomías masivas	Dolomía ocre	-	-
85	170717-06	Exterior	Dolomías masivas	Dolomía ocre	-	-
86	170717-07	Exterior	Lutitas y areniscas vináceas	Lutita vinácea	-	-
87	170717-08	Interior	Lutitas y areniscas vináceas	Lutita vinácea	-	-
88	170717-09	Interior	Dolomías masivas	Dolomía gris	-	-
89	170717-10	Interior	Hematites masiva	Hematites	-	-
90	170717-11	Interior	Hematites masiva	Hematites	-	-
91	170717-12	Interior	Dolomías masivas	Dolomía gris	-	-
92	170717-13	Interior	Hematites masiva	Hematites	-	-
93	170719-01	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita verde	-	-
94	180125-01	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Marga verde	Lam. (x1)	-
95	180620-01	Interior	Hematites masiva	Hematites	-	-
96	180706-01	Interior	Dolomías masivas	Dolomía gris	Lam. (x1)	-
97	190408-01	Interior	Dolomías masivas	Dolomía marrón	Lam. (x1)	-
98	190412-02b	Exterior	Hematites masiva	Hematites	Lam. + FE-SEM (x1)	EPMA (x1), $\delta^{18}O$ (x3)
99	190531-01	Interior	Hematites masiva	Hematites	Lam. (x1)	-
100	190531-02	Interior	Hematites masiva	Hematites	Lam. (x1)	EPMA (x1), $\delta^{18}O$ (x2), LA-ICP-MS (x1)
101	190531-03	Interior	Dolomías masivas	Dolomía gris	Lam. (x1)	-
102	190618-01	Interior	Dolomías masivas	Dolomía rojiza	Lam. (x1)	-
103	190703-01	Interior	Hematites masiva	Hematites	Lam. (x1)	-
104	190703-02	Interior	Dolomías masivas	Dolomía gris	Lam. (x1)	EPMA (x1)
105	190703-03	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita marrón	Lam. (x1)	-
106	190703-04	Interior	Hematites masiva	Hematites	Lam. (x1)	-
107	190703-05	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita marrón	Lam. (x1)	-
108	190703-06	Interior	Lutitas y margas pardo-verdosas	Lutita marrón	Lam. (x1)	-
109	190703-07b	Interior	Hematites masiva	Hematites	Lam. + FE-SEM (x1)	-
110	190703-08	Interior	Dolomías masivas	Dolomía rojiza	Lam. (x1)	-
111	190906-01	Interior	Dolomías masivas	Dolomía gris	Lam. (x1)	-
112	190906-02	Interior	Dolomías masivas	Dolomía gris	Lam. (x1)	-
113	190906-04	Interior	Dolomías masivas	Dolomía gris	Lam. (x1)	-
114	190906-05	Interior	Dolomías masivas	Dolomía marrón	Lam. + FE-SEM (x1)	-

- 5 muestras para determinar la composición mediante microsonda electrónica: 2 de hematites y 3 de carbonatos.
- 2 láminas de hematites para analizar mediante LA-ICP-MS.
- 1 lamela procedente de una lámina delgada de hematites para analizar mediante microscopio electrónico de transmisión.
- 5 muestras de polvo para realizar un estudio isotópico del oxígeno (obtenidas a partir de 2 tacos pulidos de hematites).

❖ Del exterior de las labores subterráneas de "Santa Rosa":

- 7 muestras para analizar mediante difracción de rayos X: 4 de dolomías y 3 de detríticos finos.
- 23 láminas delgado-pulidas (procedentes de 22 muestras) para el estudio mediante microscopía óptica: 1 de hematites, 12 de dolomías y 10 de detríticos finos.
- 6 muestras para su estudio mediante microscopio electrónico de barrido de emisión de campo: 1 de hematites, 3 de carbonatos, y 2 de detríticos finos.
- 1 muestra de hematites para determinar la composición mediante microsonda electrónica.
- 3 muestras de polvo para el estudio isotópico del oxígeno (obtenidas a partir de 1 taco pulido delgada de hematites).

4.3.1.1.- Difracción de rayos X (DRX)

La difracción de rayos X (en adelante, DRX) según el método del polvo cristalino consiste en el análisis de muestras microcristalinas pulverizadas para realizar la caracterización estructural de los materiales que las componen (Cullity, 1978). Esta técnica suele permitir identificar los minerales o grupos minerales presentes en proporciones superiores al 2 ± 1 % en peso, de modo que es muy útil para conocer la composición mineralógica general de una muestra.

Para el estudio mediante DRX según el método del polvo cristalino se utilizó un difractómetro de polvo Philips PW1729 (figura 4.21), equipado con un microprocesador PW1710, con monocromador de grafito, rendija automática y tubo de Cu (ánodo), que utiliza una radiación 1.5418 Cu (Kα) como fuente de rayos X. Las condiciones instrumentales de análisis han sido: voltaje de 40 kV, intensidad de 30 mA, registro continuo y un área de barrido (2θ) de entre 3 y 80°.

A partir de cada una de las 27 muestras seleccionadas para su estudio mediante DRX (tabla 4.2) se tomó una fracción representativa de estas y se trituró (por separado) mediante una machacadora de mandíbulas. El material machacado de cada muestra fue, posteriormente, cuarteado en varias ocasiones para obtener una fracción más pequeña, pero representativa, de la misma, siendo posteriormente molida a tamaño polvo utilizando un mortero de ágata (por su resistencia extrema a la abrasión y porque se reduce la posibilidad de contaminación de la muestra durante la trituración). Cuando la porción de muestra molida era lo suficientemente fina, se tamizaba a través de un tamiz con luz de malla de 53μ, ayudándose de un pincel; la fracción que no atravesaba el tamiz se devolvía al mortero de ágata y se procedía a una segunda molienda.



Figura 4.21. Difractómetro de polvo Philips PW1729 del Área de Cristalografía y Mineralogía del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza, empleado para realizar el estudio de DRX.

Una vez tamizada completamente una muestra, esta se homogeneizaba bien con ayuda de una espátula y se colocaba en el portaobjetos, quedando preparada para el análisis mediante el difractómetro de polvo.

La obtención y exportación de los difractogramas resultantes del análisis de cada muestra en formato .PDF se realizó mediante el *software Xpowder* (Martín Ramos, 2004), y para su lectura se empleó el *software* de código abierto y uso gratuito *Profex* (Döbelin & Kleeberg, 2015). Tras interpretar todos los difractogramas, se procedió a llevar a cabo un análisis semicuantitativo de los minerales mayoritarios presentes en cada muestra. Para ello, el primer paso fue utilizar la siguiente fórmula:

$$\mathbf{I_a}\ (\textit{counts})\ \mathbf{/\ P.R.}$$

donde I_a es la máxima intensidad absoluta de una fase mineral de la muestra expresada en *counts* (tal y como aparece en el difractograma) y P.R. es su poder reflectante.

Una vez hecho esto para cada fase mineral presente en la muestra, se sumaron todos los valores obtenidos, obteniéndose un valor total para dicha muestra (T). La cuantificación (wt %) de cada fase mineral se llevó a cabo mediante la siguiente fórmula:

$$\mathbf{wt\ \%} = \frac{\mathbf{I_a}\ (\textit{counts}) \cdot \mathbf{100}}{\mathbf{P.R.} \cdot \mathbf{T}}$$

Para llevar a cabo estos cálculos era preciso conocer el poder reflectante de dichas fases minerales. Según Asensio *et al*. (1997), en los estudios realizados por Bradley & Grim (1961), Schultz (1964) y Barahona (1974) se indican los poderes reflectantes del cuarzo (1.5 para la reflexión correspondiente al espaciado 3.343 Å), de la dolomita (1.0 para la reflexión de 2.886 Å) y de la clorita (1.0 para la reflexión de 7.1 Å). Para el total de filosilicatos Barahona (1974) propone utilizar la reflexión de 4.45 Å, aplicándole un poder reflectante de 0.1, mientras que para el conjunto de los feldespatos Schultz (1964) plantea emplear la reflexión de 3.19 Å, aplicándole un poder reflectante de 1.0; este mismo autor propone utilizar la reflexión de 2,6982 Å de la hematites con un poder reflectante de 0.75.

4.3.1.2.- Microscopía óptica y análisis *de visu*

El estudio petrológico y textural de las muestras ha consistido, principalmente, en un análisis detallado *de visu* de todas las muestras recogidas y en la elaboración y descripción mediante microscopía óptica de luz reflejada (LR) y luz transmitida (LT) de un total de 87 láminas delgado-pulidas, procedentes de 75 de las muestras (tabla 4.2). Para el estudio de microscopía se ha utilizado un microscopio Olympus BX41 con cámara digital Olympus CW5060 acoplada (figura 4.22), que permite obtener fotografías de las zonas de interés (el *software* requerido por el equipo para la toma de fotografías es el *Cam2Com*; Sabsik, s.f.). De cada una de las 75 muestras analizadas mediante microscopía óptica se preparó, al menos, una lámina delgado-pulida, aunque para algunos ejemplares, dadas sus características *de visu*, llegaron a prepararse varias.

Todas las muestras destinadas a este estudio fueron cortadas utilizando para ello una macrocortadora con disco de diamante de 300 mm de diámetro, antes de proceder a su análisis *de visu*. Una vez descritas y analizadas, aquellas para las que se requería un estudio de microscopía óptica se llevaron al Servicio de preparación de rocas y materiales duros, impresión y escaneado en 3D del SAI (Servicio General de Apoyo a la Investigación), ubicado en el Edificio C de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza, para la preparación de láminas delgadas de un espesor próximo a las 40 µm. Cada una de estas láminas fue, *a posteriori*, pulida y rebajada hasta las 30 µm, empleando para ello un torno de pulido Struers Dap-6 y lijas de agua con un poder de abrasión de 800, 1000, 1200, 1500 y 2000; para finalizar el pulido, se utilizó polvo de diamante de 3 µm y, por último, de 1 µm, empleando alcohol como lubricante en ambos casos.

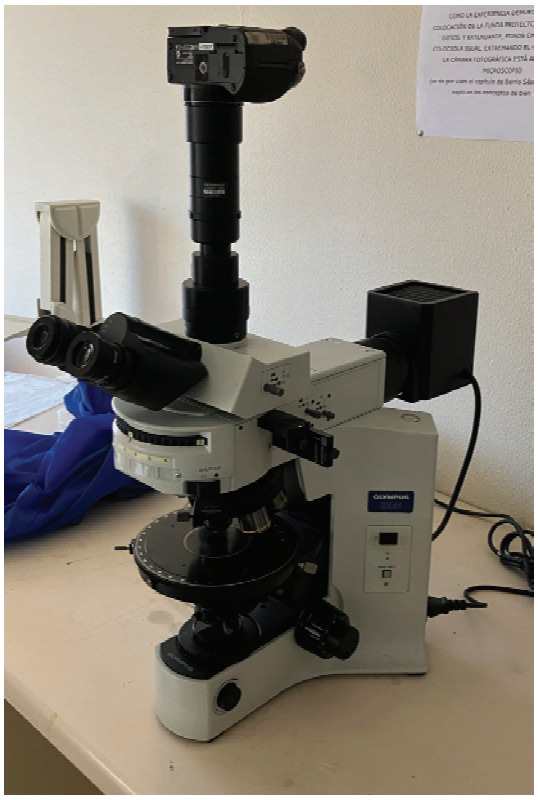


Figura 4.22. Microscopio Olympus BX41 con cámara digital Olympus CW5060 acoplada.

4.3.1.3.- Microscopía electrónica de barrido de emisión de campo (FE-SEM)

El microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (en adelante, FE-SEM, del inglés *Field Emission Scanning Electron Microscope*), es un instrumento que ofrece gran variedad de información de la superficie de una muestra, pero con una mayor resolución y con un rango de energía mucho mayor que el de un SEM. Durante el análisis, el FE-SEM barre la superficie de la muestra con un haz de electrones al tiempo que en un monitor se visualiza la información captada por los detectores disponibles.

El sistema de generación de electrones del FE-SEM utiliza como fuente un cañón de emisión de campo que proporciona haces de electrones de alta y baja energía muy focalizados, lo que mejora notablemente la resolución espacial y permite trabajar a muy bajos potenciales. Entre los sensores del FE-SEM empleados en este estudio se encuentran:

- Detector de electrones secundarios *SE2*: ofrece la imagen de la topografía de la superficie de la muestra con una gran profundidad de campo; según la Universitat Politècnica de València (UPV, s.f. a) este sensor es el más adecuado para obtener resoluciones medias y bajas con potenciales de aceleración altos, utilizándose para navegar por la muestra a bajos aumentos y para estudiar muestras con mucha información topográfica.
- Detector de electrones secundarios *InLens*: situado en el interior de la columna de electrones, trabaja con electrones secundarios de baja energía y ofrece las imágenes de mayor resolución, siendo muy sensible a las características superficiales de la muestra, por lo que es muy adecuado para la caracterización superficial de cualquier material (UPV, s.f. a).
- Detector de electrones retrodispersados *AsB*: es sensible a la variación del número atómico de los elementos químicos presentes en la muestra, por lo que se utiliza para observar los cambios en la composición química del espécimen (UPV, s.f. a); además, este detector permite seleccionar entre imagen con contraste topográfico y composicional, permitiendo observar contrastes estructurales en muestras cristalinas.
- Detector de electrones retrodispersados InLens *EsB*: es independiente del detector de electrones secundarios *InLens*, lo que le permite ofrecer señal de retrodispersados pura, sin ninguna contaminación de electrones secundarios y a muy bajo potencial de aceleración (UPV, s.f. a). Proporciona más contraste en el eje Z que ningún otro detector de retrodispersados y es el único que puede seleccionar los electrones en función de su energía (lo que posibilita diferenciar elementos que se distinguen en solo unos pocos átomos), siendo capaz de trabajar a muy bajo voltaje (en el mismo rango que el detector *InLens* de secundarios).

De las 87 láminas delgado-pulidas analizadas con microscopía óptica se seleccionaron un total de 22 láminas para estudiar mediante FE-SEM (tabla 4.2). Para ello, se enviaron las muestras al Servicio de microscopia electrónica de materiales del SAI, ubicado en el Edificio Torres Quevedo de la Universidad de Zaragoza. Antes de su análisis, todas las muestras fueron recubiertas con una capa de grafito con el objeto de mejorar sus propiedades conductoras, utilizando para ello una unidad de recubrimiento por evaporación en alto vacío Leica EM ACE600.

El equipo de FE-SEM empleado en el estudio ha sido un Carl Zeiss MERLIN™ (figura 4.23a) y el *software* empleado en el proceso de adquisición de datos analíticos e imágenes ha sido el *INCA 300 X-Sight de Oxford Instruments*. Para mejorar el contraste entre las diferentes fases minerales se ha utilizado una distancia de trabajo (WD, del inglés *Work Distance*) de 5.4-5.6 mm para las combinaciones de sensores *AsB* (*signal A*) + *InLens* (*signal B*), *AsB* (*signal A*) + *SE2* (*signal B*) e *InLens* (*signal A*) + *InLens* (*signal B*) tanto en muestras carbonatadas como detríticas, y una WD de 5.4-6.1 mm para los mismos sensores en muestras de óxidos y oxihidróxidos de Fe. El voltaje de aceleración en todos estos casos ha sido de 15.00 kV. Sin embargo, para la combinación de sensores *EsB* (*signal A*) + *InLens* (*signal B*) no es necesario usar tanto voltaje, por lo que las condiciones de medición han sido las siguientes: una WD de 3.7-4.0 mm y un voltaje de aceleración de 4.00 kV.

4.3.1.4.- Microsonda electrónica (EPMA)

Para estudiar la composición de las distintas especies minerales mayoritarias identificadas y determinar sus variaciones composicionales, se seleccionaron un total de 6 láminas delgado-pulidas (4 de ellas analizadas previamente mediante FE-SEM) para estudiar mediante microsonda electrónica (en adelante, EPMA, del inglés *Electron Probe MicroAnalyser*) (tabla 4.2), una técnica no destructiva que aporta información cualitativa y cuantitativa en análisis elemental para volúmenes micrométricos en la superficie de los cristales, con sensibilidades del orden de los ppm, permitiendo obtener imágenes de rayos X y de electrones secundarios y retrodispersados de forma simultánea.

Para mejorar su conductividad, las 6 láminas fueron enviadas previamente al Servicio de microscopia electrónica de materiales del SAI para su recubrimiento con una capa de grafito. Una vez preparadas, las muestras se enviaron al CCiTUB (*Centres Científics I Tecnològics de la Universitat de Barcelona*) para su análisis. La microsonda utilizada fue una JEOL JXA-8230 (figura 4.23b), y los microanálisis se realizaron mediante rayos X con sonda de electrones por espectrometría de rayos X dispersiva en longitud de onda (WDS) y/o energía (EDS). Las condiciones de análisis utilizadas fueron: voltaje de aceleración de 15 kV y corriente de sonda de 20 nÅ.

Las rutinas analíticas empleadas para las muestras carbonatadas y las de óxidos-oxihidróxidos de Fe pueden consultarse en el "***Anexo 2 – Rutinas de análisis de EPMA en carbonatos***" y en el "***Anexo 3 – Rutinas de análisis de EPMA en óxidos y oxihidróxidos de Fe***", respectivamente.

4.3.1.5.- TEM

El microscopio electrónico de transmisión (en adelante, TEM, del inglés *Transmission Electron Microscopy*) es un instrumento que aprovecha los fenómenos físico-atómicos que se producen cuando un haz de electrones suficientemente acelerado colisiona con una muestra delgada convenientemente preparada. En función del grosor y del tipo de átomos que forman la muestra, cuando los electrones colisionan con ella, una parte de estos es dispersada selectivamente, es decir: hay una gradación entre los electrones que la atraviesan directamente y los que son totalmente desviados.



Figura 4.23. **a)** Equipo de FE-SEM Carl Zeiss MERLIN™ empleado en este estudio (propiedad del Servicio de microscopia electrónica de materiales del SAI). **b)** EPMA JEOL JXA-8230 del CCiTUB empleada en este estudio.

Todos los electrones son conducidos y modulados por unas lentes para formar una imagen final sobre una cámara CCD (un dispositivo de carga acoplada, del inglés *Charge-Coupled Device*), que puede tener miles de aumentos y una definición inalcanzable para cualquier otro instrumento. La información que se obtiene es una imagen con distintas intensidades de gris, las cuales se corresponden al grado de dispersión de los electrones incidentes, ofreciendo información sobre la estructura de la muestra, ya sea esta amorfa o cristalina (UPV, s.f. b).

Si la muestra es cristalina y, por tanto, hay una estructura de planos periódica, puede ocurrir que varias familias de esos planos cumplan la condición de Bragg y difracten de forma coherente la onda electrónica incidente. Esto da lugar a un diagrama de difracción, que es una imagen de distintos puntos ordenados respecto a un punto central (electrones transmitidos no desviados), que aportan información sobre la orientación y estructura de los cristales presentes (UPV, s.f. b).

Con la intención de estudiar las variaciones morfológicas entre los cristales de hematites en una zona de cambio textural, se tomó 1 muestra o lamela independiente a partir de una de las láminas delgado-pulidas del estudio de microscopía óptica (previamente estudiada mediante FE-SEM; tabla 4.2).

Para ello, se llevó la lámina delgado-pulida en cuestión al Laboratorio de Microscopías Avanzadas (LMA) de la Universidad de Zaragoza, donde se preparó la lamela utilizando un FIB-SEM (un microscopio electrónico de barrido, SEM, con un haz de iones focalizados o FIB, del inglés *Focused Ion Beam*). El modelo utilizado fue un FEI Dual Beam Helios 650, que combina un haz de electrones (fuente emisión de campo) acelerado de hasta 30 kV y un haz de iones de Ga focalizado (que trabaja hasta 30 kV), así como cinco inyectores de gas Ar que permiten el crecimiento de nano-estructuras con alta resolución y un micromanipulador Omniprobe® para la preparación de lamelas.

El proceso de preparación de la lamela consistió, en primer lugar, en cubrir –para proteger– la zona de interés (lo que sería la lamela propiamente dicha) de la lámina delgada utilizando una capa de Pt (figuras 4.24a-b), la cual se iba adhiriendo a la muestra en sucesivas láminas utilizando para ello los inyectores de gas Ar. Una vez recubierta y protegida la zona de interés, y definida la forma rectangular de la lamela, se procedió a cortarla por los extremos longitudinales usando el haz de iones del FIB (figuras 4.24c-d), y, acto seguido, se separó por uno de sus extremos cortos,

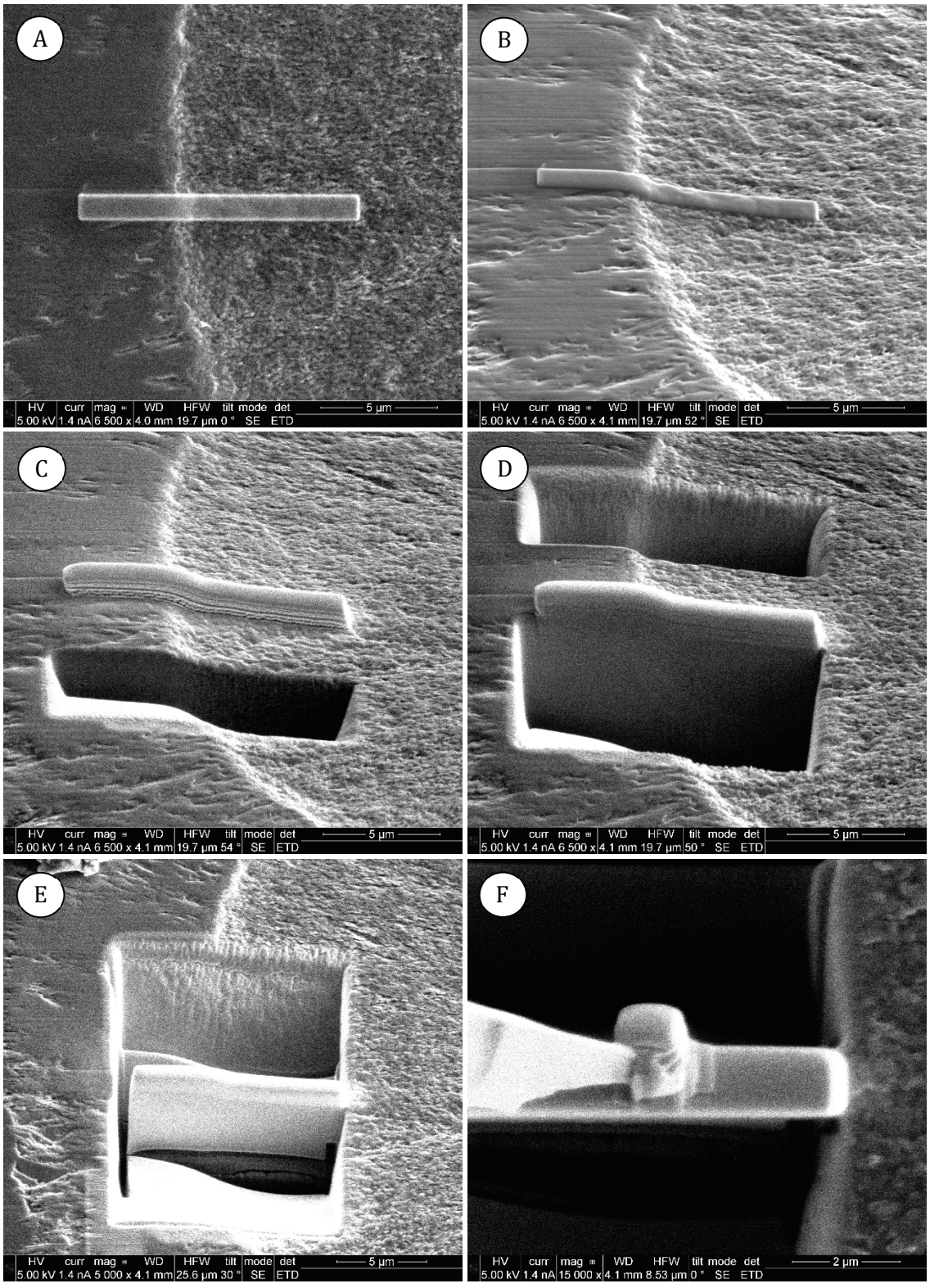


Figura 4.24. Imágenes de SEM de la preparación de una lamela de hematites mediante SEM-FIB. **a-b)** Capa basal protectora de Pt recubriendo la futura lamela (zona de interés) de la lámina delgado-pulida seleccionada para su estudio mediante TEM; en ambas figuras se observan dos zonas de hematites con una evidente diferencia textural: en primer lugar, a la izquierda, se reconoce una hematites masiva con porosidad intercristalina reducida mientras que, a la derecha, la hematites se manifiesta con tamaños de cristal muy inferiores y una porosidad intercristalina mucho mayor. **c-d)** La capa basal de Pt ha sido recubierta por varias capas extra de Pt, adheridas en sucesivas repeticiones; una vez finalizado este recubrimiento, se procede a cortar los laterales de la

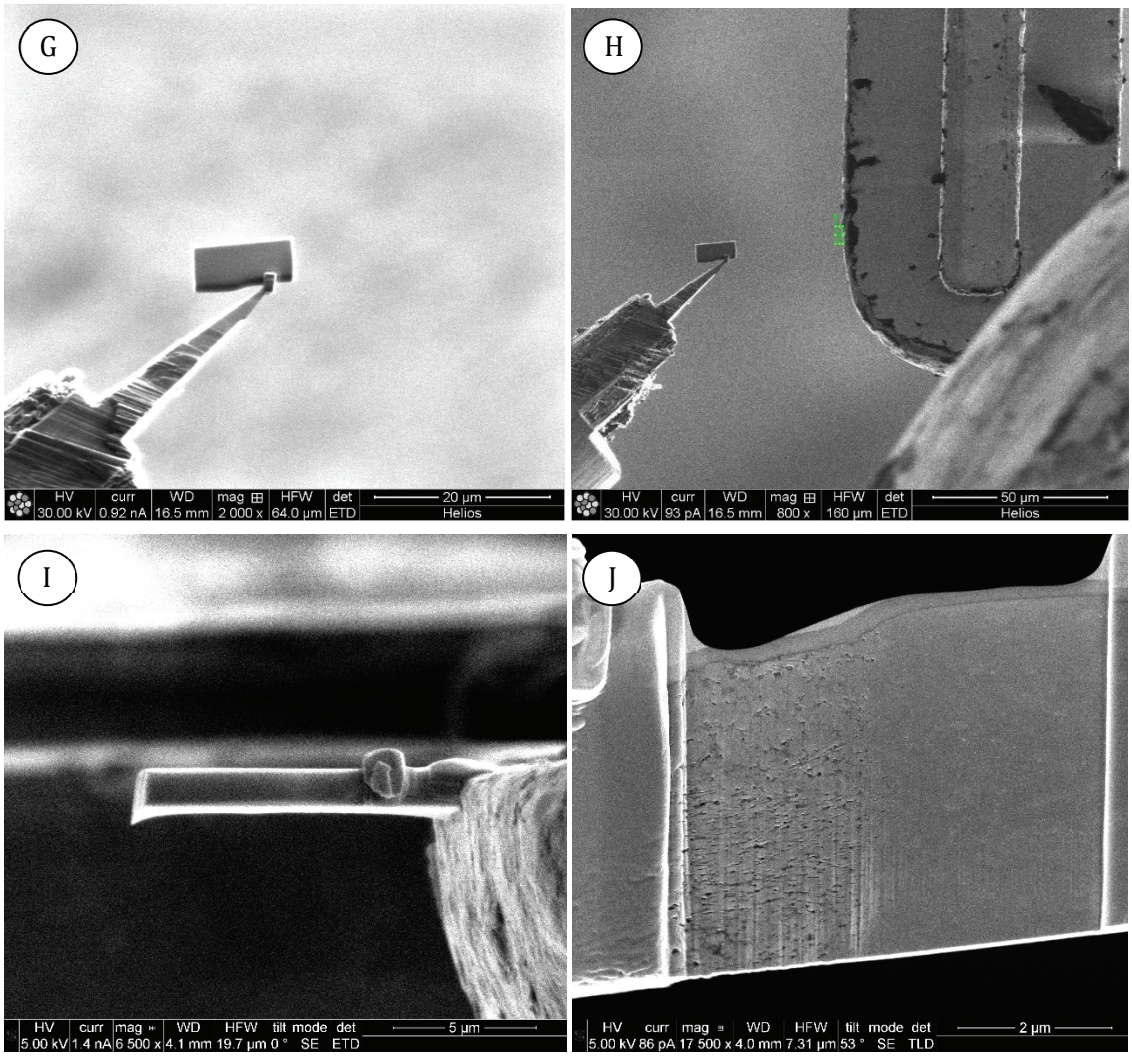


Figura 4.24. [*continuación*] lamela y a separarla de la muestra original empleando el haz de iones. **e)** Corte de separación de uno de los extremos de la lamela. **f)** Soldadura del extremo del micromanipulador Omniprobe® a la lamela mediante una capa de Pt antes de su separación final de la muestra original. **g-h)** Transporte y colocación de la lamela en el portamuestras o *grid*. **i)** Lamela soldada al *grid* mediante otra capa de Pt y separada ya del micromanipulador. **j)** Pulido de las caras laterales de la lamela; en esta figura se aprecian claramente las diferencias de porosidad entre ambas zonas de hematites.

de tal modo que la futura lamela quedaba unida por un único extremo a la muestra original (figura 4.24e).

El siguiente paso fue soldar el extremo del micromanipulador Omniprobe® del equipo a la capa protectora de Pt de la lamela utilizando una nueva capa de Pt (figura 4.24f), quedando así ésta completamente fijada al micromanipulador. De este modo, estando la lamela asegurada al micromanipulador, se pudo proceder a su separación definitiva de la muestra original y al traslado al porta-muestras (o *grid*) (figuras 4.24g-h). La lamela, ya colocada en el *grid*, fue sujeta (soldada) a este mediante una nueva capa de Pt (figura 4.24i); una vez sujeta, se pudo proceder a cortar su unión con el micromanipulador y a pulir sus caras usando el haz de iones, reduciendo sus dimensiones originales a 1 µm de anchura, 12 µm de longitud y unos 50 nm de grosor, aproximadamente. La zona de interés de la lamela fue reducida a algo menos de 5 µm de longitud (figura 4.24j).

El instrumento utilizado para analizar la muestra fue un FEI Tecnai F30 (figura 4.25), un TEM de alta resolución muy versátil, capaz de trabajar en los modos TEM y STEM (barrido y transmisión, del inglés *Scanning Transmission Electron Microscope*) y capaz de obtener información morfológica, estructural y composicional de la muestra con resolución atómica. Está equipado con un cañón de emisión de campo (FEG, del inglés *Field Emission Gun*), una lente objetivo Super-Twin®, que permite obtener una resolución de 0.19 nm, y un detector anular de alto ángulo (HAADF, del inglés *High-Angle Annular Dark-Field*) para hacer imágenes de contraste Z. Los voltajes de trabajo utilizados han sido de 200-300 kV.

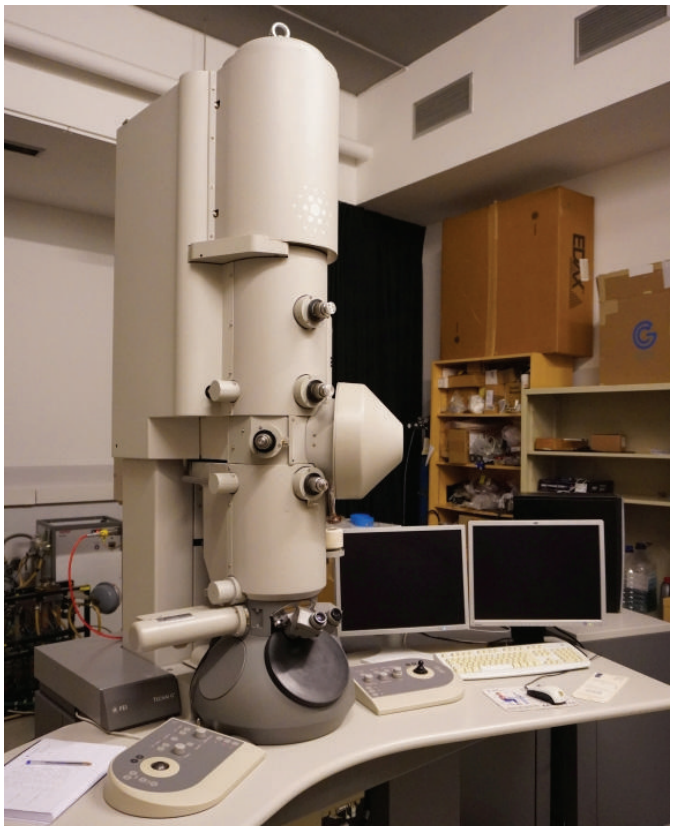


Figura 4.25. Tecnai F30 del Laboratorio de Microscopías Avanzadas (LMA) de la Universidad de Zaragoza.

Empleando este equipo, se llevaron a cabo análisis composicionales de algunas zonas de la lamela para determinar variaciones elementales, y se tomaron imágenes de STEM de alta resolución o HRSTEM (del inglés, *High Resolution Scanning Transmission Electron Microscope*), a partir de las cuáles se llevaron a cabo transformadas rápidas de Fourier (FFT, del inglés *Fast Fourier Transform*), que muestran la naturaleza cristalina de los materiales.

4.3.1.6.- LA-ICP-MS

La ablación láser para espectrometría de masas por plasma acoplado inductivamente (en adelante, LA-ICP-MS, del inglés *Laser Ablation for Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) es una técnica analítica no invasiva capaz de analizar muestras en estado sólido. Para interaccionar con la muestra, esta técnica emplea un haz de láser que arranca una ínfima cantidad de material en forma de partículas de tamaños que oscilan entre los pocos nm y las decenas de µm. Estas partículas son arrastradas por un gas inerte hacia el ICP del instrumento, que actúa como fuente de ionización, siendo los iones resultantes llevados hacia el espectrómetro de masas, tal y como ocurre en un ICP-MS convencional.

Para este estudio se analizaron diversas texturas de hematites presentes en 2 láminas delgado-pulidas de 50 µm de espesor de hematites, preparadas expresamente a partir de las contramuestras de 2 láminas delgado-pulidas previamente analizadas mediante EPMA. Las dos nuevas láminas fueron cortadas y preparadas por el Servicio de preparación de rocas y materiales duros, impresión y

escaneado en 3D del SAI, y posteriormente pulidas siguiendo el mismo proceso ya descrito para las láminas delgado-pulidas del estudio de microscopía óptica.

Las muestras se enviaron al *Laboratoire des Matériaux Terrestres* (LabMaTer), de la *Université du Québec à Chicoutimi* (UQAC) para su análisis. El equipo utilizado fue un ICP-MS Thermo X7 con una interfaz de alto rendimiento acoplado a una microsonda de ablación láser New Wave Research 213 nm Nd:YAG UV, calibrándose con el material de referencia certificado GSE-1g para todos los elementos excepto el P, que se calibró utilizando el material de referencia certificado GSD-1g (ya que contiene una mayor cantidad de este elemento).

Los materiales de referencia certificados GSD-1g, GProbe6, GProbe15 y el BC-28 (interno) se analizaron como desconocidos durante cada ejecución analítica, para verificar la exactitud y precisión de los análisis; el monitor interno BC-28 es una magnetita natural rica en Ti de la capa más baja del complejo *Bushveld*, que carece de exsoluciones superiores a 10 µm (Dare *et al*., 2014). Los resultados obtenidos muestran que la exactitud y la precisión de los análisis son buenas: < 15 % de diferencia relativa (RD) y de desviación estándar relativa (RSD), respectivamente, para la mayoría de los elementos (ver "***Anexo 4 – Resultados de los análisis de los materiales de referencia utilizados en la calibración del LA-ICP-MS***"). Los resultados y los límites de detección para los análisis de ablación con láser se resumen en la tabla 4.3.

Tabla 4.3. Límites de detección del LA-ICP-MS empleado (en ppm).

Isotope	*Detection of limit*	*Isotope*	*Detection of limit*
Mg24	0.02-0.08	**Nb93**	0-0
Al27	0.03-0.09	**Mo95**	0-0
Si29	15.44-71.05	**Sn118**	0-0.05
P31	1.31-5.28	**Ba137**	0-0
K39	0.53-2.8	**La139**	0-0
Ca44	3.51-14.24	**Ce140**	0-0
Sc45	0-0.04	**Pr141**	0-0
Ti49	0-0	**Nd146**	0-0
V51	0-0.03	**Sm147**	0-0
Cr52	0.1-0.36	**Eu153**	0-0
Mn55	0.09-0.3	**Gd157**	0-0
Co59	0-0	**Tb159**	0-0
Ni60	0-0.13	**Dy163**	0-0
Cu63	0.02-0.08	**Ho165**	0-0
Cu65	0-0.12	**Er166**	0-0
Zn66	0.13-0.57	**Tm169**	0-0
Ga71	0-0	**Yb172**	0-0
Ge74	0-0.07	**Lu175**	0-0
As75	0.06-0.23	**Ta181**	0-0
Rb85	0.07-0.38	**W182**	0-0
Sr88	0-0	**Pb208**	0-0
Y89	0-0	**Th232**	0-0
Zr90	0-0	**U238**	0-0

Se realizaron 2 tipos de análisis en cada una de las muestras: análisis puntuales y análisis lineales (estos últimos para comprobar las variaciones graduales en la composición elemental de algunos cristales de hematites). Los análisis puntuales se llevaron a cabo utilizando un haz de láser de 75 µm de diámetro de punto, una frecuencia de 25 Hz, una fluencia de 5 J/cm^2 y un tiempo de ablación de 90 s (~30 s para el blanco de gas y ~60 s para la hematites); en el caso de los análisis lineales las condiciones fueron las mismas que en los puntuales, pero el tiempo de ablación se elevó a aproximadamente ~90 s para la hematites. El material extirpado mediante la ablación láser fue transportado hasta el ICP-MS utilizando una mezcla gaseosa de He-Ar.

Los análisis de la hematites se enfocaron en los siguientes isótopos: ^{24}Mg, ^{27}Al, ^{29}Si, ^{31}P, ^{34}S, ^{39}K, ^{44}Ca, ^{45}Sc, ^{49}Ti, ^{51}V, ^{52}Cr, ^{55}Mn, ^{57}Fe, ^{59}Co, ^{60}Ni, ^{63}Cu, ^{65}Cu, ^{66}Zn, ^{71}Ga, ^{74}Ge, ^{75}As, ^{88}Sr, ^{89}Y, ^{90}Zr, ^{93}Nb, ^{95}Mo, ^{118}Sn, ^{137}Ba, ^{139}La, ^{140}Ce, ^{141}Pr, ^{146}Nd, ^{147}Sm, ^{153}Eu, ^{157}Gd, ^{159}Tb, ^{163}Dy, ^{165}Ho, ^{166}Er, ^{169}Tm, ^{172}Yb, ^{175}Lu, ^{181}Ta, ^{182}W, ^{208}Pb, ^{232}Th y ^{238}U. Durante la ablación, el Si, el P, el S, el Ca y el Cu fueron monitorizados por la presencia de fases incluidas. Todos los datos se redujeron utilizando el *software Iolite* (Paton *et al*., 2011), restando el blanco de gas de cada uno de los isótopos analizados y utilizando los valores de ^{57}Fe obtenidos en el estudio de EPMA como estándar interno para la hematites.

Durante el procesamiento de los datos, y con la intención de encontrar alguna diferencia significativa entre las texturas analizadas en ambas muestras, se llevó a cabo un estudio estadístico en R (R Core Team, 2021), mediante el *software RStudio* (RStudio Team, 2014). Para ello se consideró cada componente (cada isótopo) analizado como una variable independiente, de tal modo que, para el conjunto de las texturas, había un total de hasta 31 variables a analizar (29-31 variables en el estudio estadístico de la geoquímica de minoritarios y trazas, y 15 variables en el de REE). El estudio consistió en varios pasos:

1. Primeramente se elaboró un DCA (del inglés, *Detrended Correspondence Analysis*), un método de análisis de correspondencias que arroja una distribución significativa de las muestras en un diagrama de ordenación, en el que el primer eje (que utiliza como unidad la SD –desviación estándar–) mide la heterogeneidad u homogeneidad del conjunto de datos, permitiendo decidir si dichos datos deben analizarse *a posteriori* mediante métodos de ordenación lineal (cuando el eje sea más corto que 3 SD) o unimodal (cuando sea más largo que 4 SD) (Zelený, 2023). En todos los estudios la longitud de dicho eje resultó ser menor de 3 SD, por lo que en todos los casos se procedió a realizar métodos de ordenación lineal.
2. A continuación, y para cada uno de los casos, se llevó a cabo un análisis de componentes principales o PCA (del inglés, *Principal Component Analysis*), un método de ordenación lineal sin restricciones basado en distancias euclidianas entre muestras y que puede aplicarse a variables cuantitativas (Zelený, 2023). En este tipo de análisis, las muestras son representadas en un espacio multidimensional, donde cada dimensión está definida por la abundancia de cada una de las variables (los componentes de cada muestra, en este caso), de tal modo que las muestras se organizan en nubes localizadas en el espacio multidimensional. La representación en las 2D se puede establecer según 2 métodos:

El primero de ellos –que Zelený (2023) denomina "*scaling 1*"– se lleva a cabo en base a las 2 variables que mejor explican el mayor porcentaje de los datos. En este tipo de representación, las distancias entre las muestras son aproximaciones de sus distancias euclidianas en el espacio multidimensional, por lo que resulta muy útil a la hora de interpretar la existencia o ausencia de relaciones entre las muestras (Zelený, 2023).

En el segundo método –denominado "*scaling 2*" (Zelený, 2023)–, las distancias entre las muestras en el diagrama de dispersión bidimensional no son aproximaciones de sus distancias euclidianas; en este caso, se generan una serie de vectores que representan a cada una de las variables estudiadas (en este caso, los isótopos), de tal modo que los ángulos entre dichos vectores reflejan su correlación. Esta representación es muy utilizada para comprobar si existe relación entre las diferentes variables analizadas.

4.3.1.7.- Isótopos $\delta^{18}O$

El estudio isotópico de $\delta^{18}O$ se llevó a cabo en tres muestras procedentes de la mineralización de hematites (tabla 4.2), con la intención de compaginarlo con otro estudio isotópico paralelo, en este caso de $\delta^{56}Fe$ (realizado sobre las mismas muestras), y poder determinar la composición isotópica del fluido mineralizador. Sin embargo, por causas ajenas a esta tesis, el estudio de $\delta^{56}Fe$ no pudo realizarse, por lo que los datos de $\delta^{18}O$ debieron ser estudiados de forma independiente.

Las muestras fueron enviadas al *Stable Isotope Geoscience Laboratory* del *Scottish Universities Environmental Research Centre* (Glasgow, Reino Unido), en donde se sometieron a un análisis de $\delta^{18}O$ mediante fluoración láser. Del conjunto de las muestras se tomaron un total de 7 submuestras de aproximadamente 2 mg, que se midieron de forma individual sobre bloques de Ni. Cada submuestra fue reaccionada con un exceso de trifluoruro de cloro (ClF_3) y calentada con un láser de CO_2 a más de 1500 °C (siguiendo el método descrito en Sharp, 1990). De este modo, el O_2 liberado fue convertido en CO_2 mediante reacción con una varilla de grafito caliente, para su análisis en un espectrómetro de relaciones isotópicas de doble entrada VG SIRA II. La reproducibilidad del método es mejor que ±0.33 ‰, basada en análisis repetidos del estándar interno YP (cuarzo, +16.4 ‰) y los estándares internacionales UWG-2 (granate, +5.8 ‰) y JBB-8 (ágata, +30.3 ‰).

A partir de las 7 submuestras se realizaron un total de 20 análisis de $\delta^{18}O$, cuyos resultados fueron proporcionados, ya estandarizados en formato $\delta^{18}O_{VSMOW}$, por el *Stable Isotope Geoscience Laboratory*. Esta normalización se llevó a cabo mediante una calibración de punto triple a partir de los estándares mencionados.

Atendiendo a Yapp (2001), el fraccionamiento isotópico de un elemento entre dos sustancias en equilibrio se representa mediante la constante de equilibrio de una reacción de intercambio isotópico, estando la constante directamente relacionada con el factor de fraccionamiento (O'Neil, 1986; Criss, 1999). Por ejemplo, en una reacción de intercambio isotópico como la siguiente:

$$Fe^{16}O^{16}OH + 2H_2^{18}O \rightleftharpoons Fe^{18}O^{18}OH + 2H_2^{16}O$$

El factor de fraccionamiento (α) se define como:

$$^{18}\alpha_{FeOOH\text{-}H_2O} = \frac{R_{FeOOH}}{R_{H_2O}}$$

siendo *R* la razón $^{18}O/^{16}O$ en el compuesto indicado. Por regla general, el factor de fraccionamiento se expresa como:

$$\alpha_{a-b} = \frac{R_a}{R_b} \quad \textbf{[1]}$$

donde *R* se define como (X_Y/Y), que es la razón entre la abundancia de los dos isótopos del elemento "Y" en las sustancias *a* y *b* (X_Y generalmente denota la abundancia del isótopo más pesado).

Atendiendo a autores como O'Neil (1986) y Criss (1999) (entre otros), los factores de fraccionamiento suelen variar como funciones simples de la temperatura dentro de rangos restringidos, de tal modo que, para muchos sistemas mineral-mineral y mineral-agua, el fraccionamiento de los isótopos de oxígeno puede expresarse como:

$$1000 \ln \alpha_{a-b} = \frac{A}{T^2} + B \quad \textbf{[2]}$$

donde *A* y *B* son constantes específicas para los isótopos del elemento y las dos sustancias de interés (*a* y *b*), y *T* es la temperatura termodinámica expresada en grados Kelvin (K).

La composición isotópica relativa (δ) de una sustancia *a* se expresa mediante la fórmula:

$$\delta_a = \left(\frac{R_a}{R_{std}} - 1 \right) \times 1000 \quad \textbf{[3]}$$

donde R_{std} se define como la relación (X_Y/Y) en una muestra empleada como referencia (estándar). Así, despejando R_a se obtiene:

$$R_a = R_{std} \times \left(1 + \frac{\delta_a}{1000} \right) \quad \textbf{[4]}$$

Asumiendo dos sustancias (*a* y *b*), se pueden sustituir *Ra* y *Rb* en la expresión [1] por la fórmula [4], obteniendo que el factor de fraccionamiento es:

$$\alpha_{a-b} = \frac{R_{std} \times \left(1 + \frac{\delta_a}{1000}\right)}{R_{std} \times \left(1 + \frac{\delta_b}{1000}\right)} \quad \textbf{[5]}$$

Y, simplificando:

$$\alpha_{a-b} = \frac{1 + \frac{\delta_a}{1000}}{1 + \frac{\delta_b}{1000}} \quad \textbf{[6]}$$

A la hora de emplear la fórmula [2], se requiere calcular primero el logaritmo neperiano del factor de fraccionamiento. Según las propiedades algebraicas de los logaritmos, se sabe que el logaritmo de un cociente es igual a la diferencia del logaritmo del numerador menos el logaritmo del denominador:

$$\log_b \left(\frac{x}{y} \right) = \log_b(x) - \log_b(y) \quad \textbf{[7]}$$

por lo que, para calcular el logaritmo neperiano del factor de fraccionamiento a partir de la fórmula [6], se puede utilizar la expresión:

$$\ln \alpha_{a-b} = \ln\left(1 + \frac{\delta_a}{1000}\right) - \ln\left(1 + \frac{\delta_b}{1000}\right) \quad \textbf{[8]}$$

Otra propiedad de los logaritmos es que, cuando cumplen la expresión *ln(1+x)* se puede asumir que, si la variable *x* es casi insignificante, la solución del logaritmo es aproximadamente igual a *x*. Es decir:

$$\ln(1 + x) \approx x \quad \textbf{[9]}$$

Es por esto que, como los cocientes δ_a y δ_b darán como resultado valores muy pequeños, la expresión [8] puede expresarse como:

$$\ln \alpha_{a-b} \approx \frac{\delta_a}{1000} - \frac{\delta_b}{1000} \quad \textbf{[10]}$$

o, más simplificadamente:

$$\ln \alpha_{a-b} \approx \frac{\delta_a - \delta_b}{1000} \quad \textbf{[11]}$$

de donde se obtiene que:

$$1000 \ln \alpha_{a-b} \approx \delta_a - \delta_b \quad \textbf{[12]}$$

Así, poniendo en común las expresiones [2] y [12], se obtiene que:

$$1000 \ln \alpha_{a-b} = \frac{A}{T^2} + B \approx \delta_a - \delta_b \quad \textbf{[13]}$$

de donde Silveira Braga *et al.* (2023) despejan δ_b:

$$\delta_b \approx \delta_a - 1000 \ln \alpha_{a-b} \quad \textbf{[14]}$$

Por último, si se considera que la sustancia *a* es la hematites mineral (Hm) y la sustancia *b* el fluido mineralizador (Aq), se obtiene:

$$\delta_{\text{Aq}} \approx \delta_{\text{Hm}} - 1000 \ln \alpha_{\text{Hm-Aq}} \quad \textbf{[15]}$$

Galili *et al.* (2019) determinan que la dependencia del fraccionamiento isotópico del oxígeno a la temperatura en las fases mineral-agua es extremadamente débil (cambia solo ~1 ‰ por cada ~20 °C a temperaturas razonables de la superficie terrestre). De este modo, cualquier cambio observado en el $\delta^{18}O$ geológico de los óxidos de hierro podría atribuirse principalmente a cambios en la composición isotópica de las soluciones hospedantes, más que a la temperatura de formación o a la diagénesis por enterramiento. Estos autores proporcionan una fórmula experimental basada en [2] para determinar $1000 \cdot ln\alpha_{Hm\text{-}Aq}$:

$$1000 \ln \alpha^{18}_{\text{Hm-Aq}} = \frac{4297}{T(K)} - 11.89 \quad \textbf{[16]}$$

Así, utilizando las expresiones [15] y [16] es de esperar que los valores de $\delta^{18}O_{VSMOW}$ medidos puedan proporcionar información fiable sobre la composición de los fluidos generadores a una temperatura dada.

Capítulo V

Cartografía geológica

5.1.- Cartografía geológica de exterior

5.1.1.- Unidades geológicas aflorantes en la zona de estudio

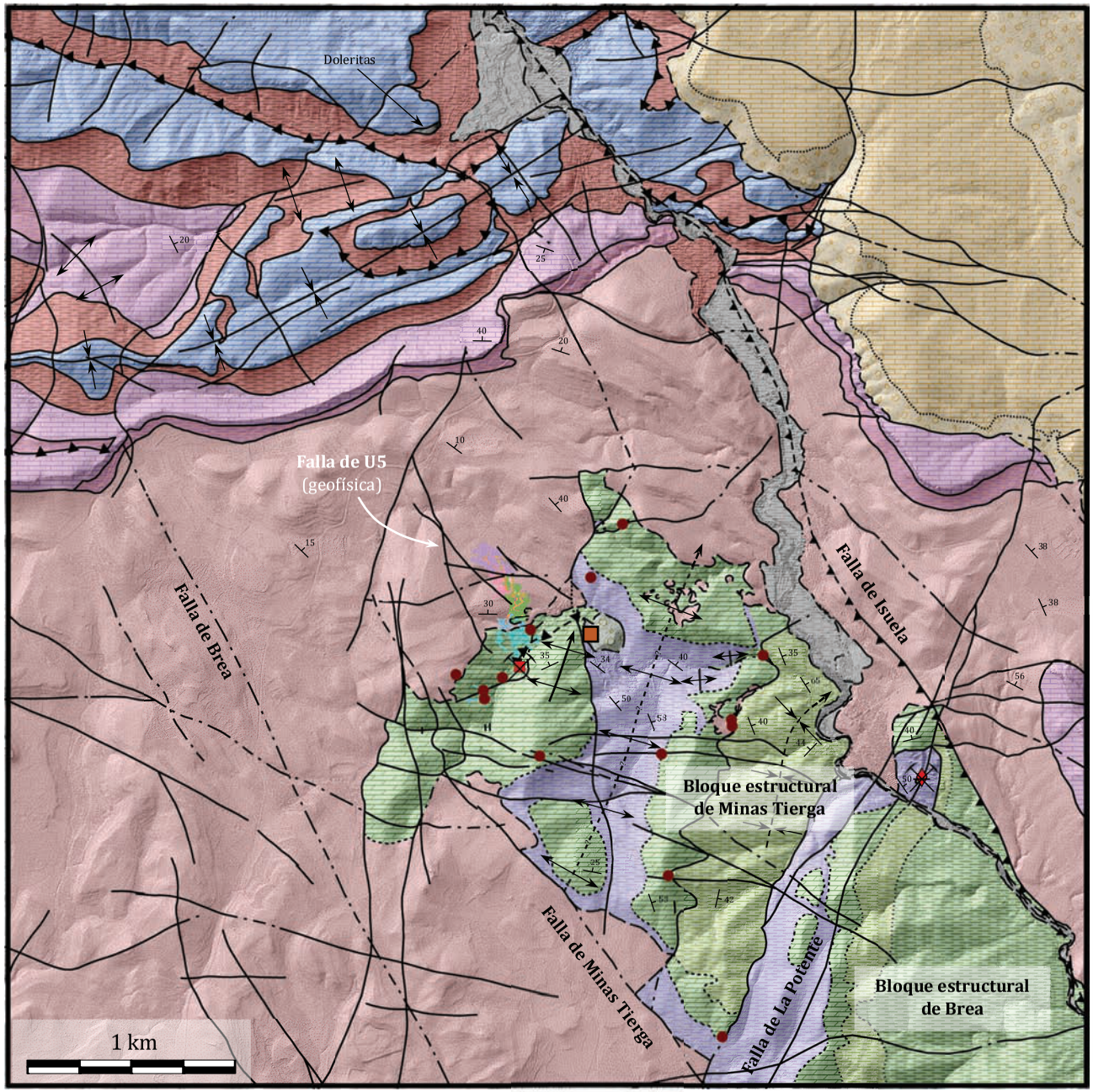
Tal y como ya se ha explicado, a la hora de definir la zona de estudio se estableció como criterio abarcar todos los P. I. y C. E. pertenecientes a los TT. MM. de Illueca, Tierga y Mesones de Isuela, de los cuales PROMINDSA era titular en 2016 (figura 1.1). El área así delimitada tiene una geometría cuadrada de casi 5.5 km de lado y una superficie total medida en planta de aproximadamente 30 km^2. En la figura 5.1 se muestra el mapa geológico de detalle elaborado para la zona de estudio; esta cartografía geológica se ha llevado a cabo a partir del estudio en campo de los materiales y estructuras que afloran en superficie, complementado por toda la información bibliográfica que se ha podido reunir y por el análisis detallado de fotografías aéreas de alta resolución combinadas con *hillshades* e imágenes satelitales multiespectrales.

En la figura 3.3 se ilustra la interpretación geológica de la zona de estudio según el mapa a escala 1:50 000 del IGME (Ramírez del Pozo *et al*., 1981a), en la que se pueden reconocer dos de las tres subunidades estructurales definidas por Valenzuela *et al*. (1990) dentro de la Unidad tectonoestructural de Mesones: el Bloque de Minas Tierga y el Bloque de Brea, separadas entre sí por una gran falla de dirección NNE-SSW. Es en el plano de falla de esta gran estructura donde se sitúa la mina "La Potente" (figura 5.1), llamada así por el anómalo espesor de la mineralización de hematites en dicho yacimiento, que se dice llegaba a superar los 12 m de potencia. La trazada de esta falla se pierde hacia el N, estando aparentemente fosilizada por los materiales triásicos en facies Buntsandstein, aunque en algunas zonas pueden reconocerse tramos de un filón de cuarzo de hasta 1 m de espesor, que atraviesa las areniscas del Buntsandstein y que parece estar asociado a este mismo plano de falla.

El límite entre ambas subunidades se continúa más fácilmente hacia el SSW, estando la zona de falla asociada a un gran filón cuarcítico al que parecen, a su vez, estar ligadas varias mineralizaciones menores de hematites. Así mismo, pueden reconocerse otras mineralizaciones de Fe de escaso valor asociadas a fallas en otras áreas de la zona de estudio (figura 5.1). En algunos casos, estas mineralizaciones fueron explotadas en el pasado, como así lo atestiguan las bocaminas y escombreras de pequeñas dimensiones encontradas; estas explotaciones abandonadas tienen una edad e historia desconocidas, que podrían remontarse a mediados del siglo XIX o anterior, pues no aparecen catalogadas en ningún registro histórico ni minero.

Los materiales más antiguos aflorantes en la zona de estudio tienen una edad Cámbrico Inferior – Medio, apareciendo en la parte central y suroriental de esta (figura 5.1).

Figura 5.1. [*página siguiente*] Mapa geológico de detalle de la zona de estudio, en el que se pueden reconocer, en el centro y hacia el SSE, los materiales paleozoicos (Cámbrico Inferior – Medio), y, en torno a ellos, las areniscas del Buntsandstein. En el N afloran materiales más modernos, del Lías, y, al NE, materiales miocenos. Nótese: (1) la ubicación de la mina "La Potente" sobre la falla que separa los Bloques de Minas Tierga y de Brea, mientras que la mina "Santa Rosa" se ubica en el flanco noroccidental de uno de los anticlinales que estructuran el Bloque de Minas Tierga; y (2) la disposición de las explotaciones de hierro antiguas (indicios mineros antiguos), situadas en su mayoría en zonas de contacto estratigráfico o estratigráfico-mecánico.



N
W
E
S

Leyenda

Litologías

- Depósitos antrópicos (conglomerados, arenas y lutitas)
- Depósitos cuaternarios del río Isuela (lutitas)
- Depósitos cuaternarios del río Isuela (conglomerados, arenas y lutitas)
- Mioceno sup. (Vindoboniense superior - Pontiense) – (calizas)
- Mioceno inf. (Burdigaliense-Pontiense) – (conglomerados, arenas y lutitas)
- Triás. - Jurás. (Norien.-Hettang.) – Fms. Carniolas de Cortes de Tajuña + Dol. tableadas de Imón
- Triásico sup. (Carniense-Noriense) – Fcs. Keuper (doleritas)
- Triásico sup. (Carniense-Noriense) – Fcs. Keuper (pizarras rojas y yesos)
- Triásico med. (Ladiniense) – Fcs. Muschelkalk (M3) (dolomías)
- Triásico med. (Anisiense) – Fcs. Muschelkalk (M2) (pizarras y yesos)
- Triásico inf. (Induense-Olenekiense) – Fcs. Buntsandstein (arenas y pizarras rojizas)
- Cámbrico inf.-med. (Bilbiliense-Caesaraugustiense) – Gp. Mesones (pizarras verdes y calizas)
- Cámbrico inf. (Marianiense-Bilbiliense) – Fms. Pizarras de Huérmeda + Areniscas de Daroca
- Cámbrico inf. (Marianiense) – Fm. Dolomías masivas de Ribota
- Cámbrico inf. (Ovetiense) – Fm. Capas abigarradas de Jalón (pizarras, areniscas y dolomías)

Contactos

- Contacto concordante
- Contacto discordante
- Contacto lateral
- Contacto mecánico

Fallas

- Fallas (visibles en campo)
- Fallas (no visibles en campo)
- Fallas inversas (visibles en campo)
- Fallas inversas (no visibles en campo)

Pliegues

- Antiformes
- Sinformes

Yacimientos mineros

- Santa Rosa
- La Potente
- Indicios antiguos
- Oficinas de *PROMINDSA*

Hacia el N, el E y el W, estos materiales paleozoicos quedan cubiertos por las areniscas rojas del Triásico Inferior en facies Buntsandstein, que hacia el N dan paso a los materiales del Lías y, hacia el NE, de forma discordante, a las calizas y rocas siliciclásticas del Burdigaliense – Pontiense. Dentro de los materiales cuaternarios se reconocen los sedimentos aluviales lutíticos, arenosos y conglomeráticos del río Isuela, que atraviesa la zona de estudio de N a S, y los depósitos de origen antrópico ligados a la minería y la construcción de infraestructuras.

A continuación, en las siguientes secciones, se detallarán todas las unidades litológicas que se reconocen en la zona de estudio.

5.1.1.1.- Fm. Capas abigarradas de Jalón

La unidad más antigua que aflora en superficie en la zona de estudio es la Fm. Capas abigarradas de Jalón, base del Litosoma Carbonatado definido por Lotze (1961) –por lo que el Litosoma Clástico Inferior definido por este autor no estaría representado–. Esta formación se presenta esencialmente como una alternancia de lutitas y limolitas versicolores, con predominio de colores rojizos, violáceos y, en algunas zonas, verdes (figuras 5.2a-b y 5.3a), que suelen intercalar: estratos areniscosos grises, ocres, verdes y gris verdosos (figuras 5.2c-d y 5.3b-c), que hacia la base se pueden tornar ocasionalmente amarillentos y rojizos; y cuerpos dolomíticos ocres y beiges de espesor inferior a 1 m hacia el techo de la formación (figura 5.2e). Las lutitas y limolitas presentan a menudo un aspecto pizarroso debido al desarrollo de esquistosidad de plano axial, apareciendo, en muchas áreas de la zona de estudio, muy fracturadas e, incluso, plegadas (figura 5.3a). Son habituales los *ripples* (figura 5.2c) y los *mudcracks,* y, en algunos niveles, las pistas fósiles (figura 5.3c).

La base de esta unidad no llega a reconocerse en la zona de estudio, y el límite superior, el contacto con la Fm. Ribota, es difícil de establecer. En el "***Capítulo III – Geología regional y antecedentes***" se menciona que este límite se define en la base del primer cuerpo dolomítico de espesor superior a 1 m, aunque en la zona de estudio se pueden encontrar cuerpos dolomíticos lenticulares de más de 1 m de potencia dispuestos a lo largo del tramo de lutitas rojizo-violáceas, pero que lateralmente se adelgazan e, incluso, desaparecen, presentando escasa continuidad lateral, por lo que no se puede establecer dicho límite con claridad.

La potencia observada de esta formación ronda los 150 m, aflorando extensamente en el núcleo del gran anticlinal de dirección NNE-SSW y flancos laxos que estructura el Bloque de Minas Tierga (figura 5.1), coincidiendo espacialmente con el valle situado inmediatamente al E del barranco del Judío. Los afloramientos de esta unidad más próximos a la mina de "Santa Rosa" se localizan inmediatamente al N, al S y al E de las oficinas de PROMINDSA (emplazadas parcialmente sobre una gran escombrera) y forman parte del bloque oriental de una falla N-S que queda, aparentemente, fosilizada hacia el N por los materiales detríticos del Buntsandstein. En el bloque occidental de dicha falla, que es en el que se encuentra la mina "Santa Rosa", la Fm. Jalón no parece aflorar en superficie, salvo hacia el S y en algún tramo del propio barranco del Judío.

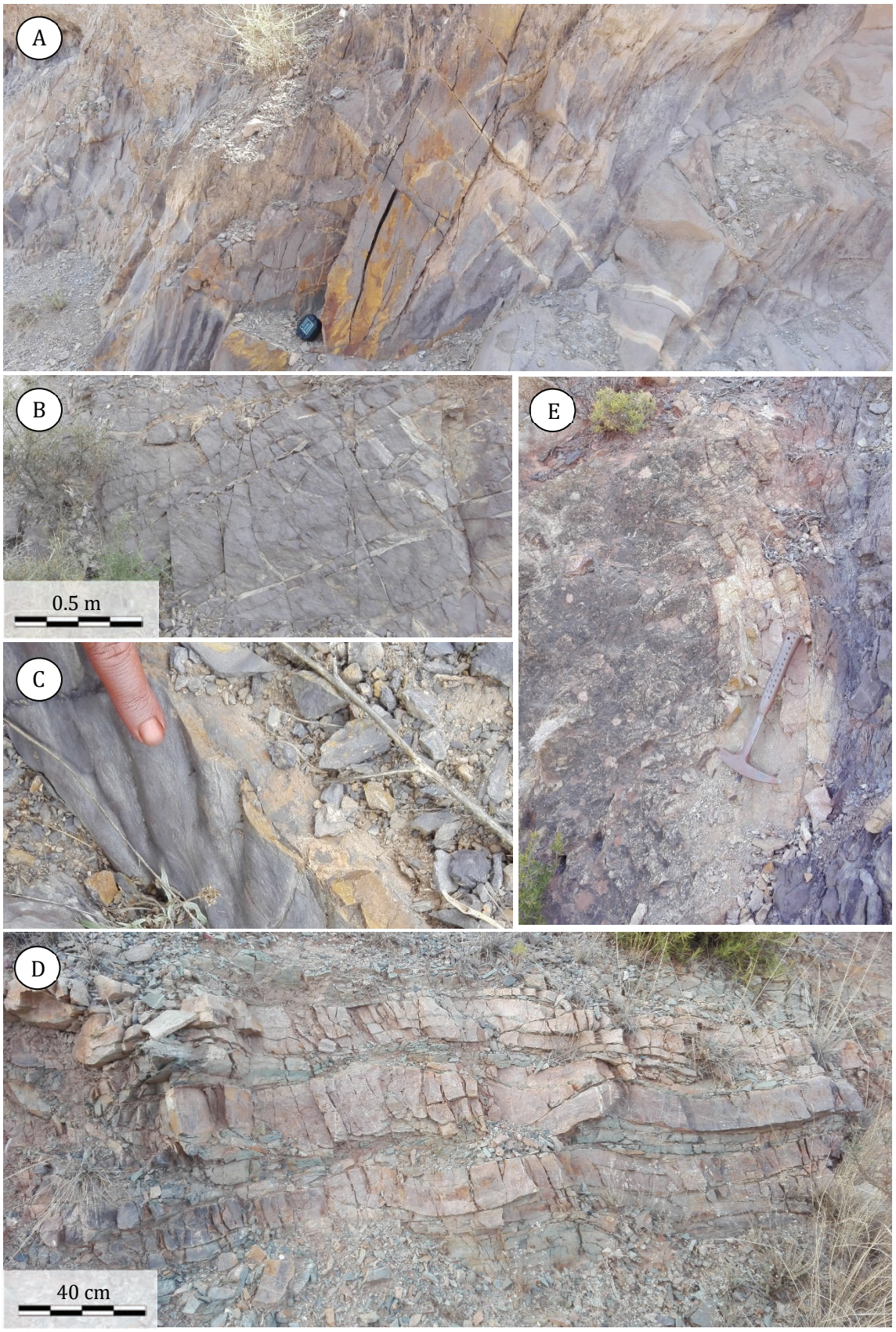


Figura 5.2. **a-b)** Facies abigarrada de la Fm. Jalón, constituida por lutitas, limolitas y areniscas de grano fino en las que se reconoce una intensa fracturación. **c)** *Ripples* de cresta sinuosa identificados en un cuerpo arenoso de esta facies. **d)** Cuerpos arenosos ocres incluidos dentro de un cuerpo lutítico verde. **e)** Cuerpo dolomítico ocre de aproximadamente 1 m de espesor incorporado dentro de la facies abigarrada de la Fm. Jalón.

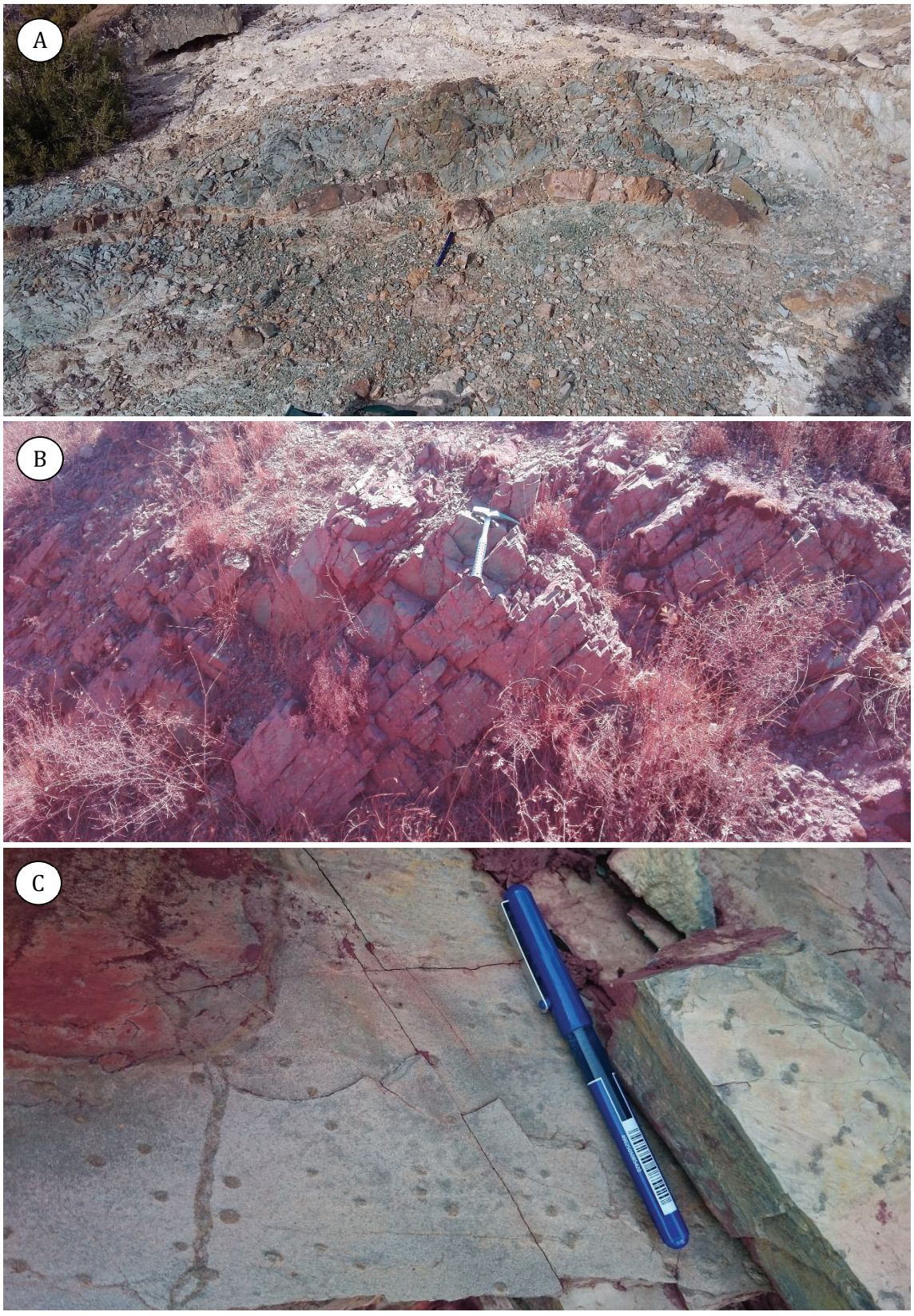


Figura 5.3. **a)** Facies verdosa de la Fm. Jalón, constituida por lutitas, limolitas y areniscas de grano fino de color verde que, en la fotografía, se presentan muy fracturadas e intercalando cuerpos dolomíticos ocres de espesor centimétrico a decimétrico, en las que se reconoce un cierto plegamiento e, incluso, planos métricos de fallas inversas. **b)** Cuerpos tableados bien definidos de areniscas verdes (el color rojo se debe al polvo adherido a la roca como consecuencia del material en suspensión generado por los trabajos llevados a cabo en las instalaciones mineras cercanas). **c)** ¿Icnofósiles? indeterminados en areniscas de grano fino de la Fm. Jalón.

5.1.1.2.- Fm. Dolomías masivas de Ribota

La Fm. Dolomías de Ribota se presenta en la zona de estudio con su particular aspecto masivo –constituyendo los relieves más prominentes–, pasando lateralmente a cuerpos tableados y lenticulares de espesor decimétrico a métrico. Tal y como atestiguan los sondeos realizados, la unidad alcanza potencias anómalas que parecen duplicar, e incluso triplicar, los espesores habituales que tienen en el resto de la Ibérica, llegando a alcanzar los 140-160 m de espesor (unos 150 m, según Sepúlveda *et al*., 2021; figura 3.12). En ella se han reconocido los siguientes tramos:

- Un tramo basal de apariencia similar a la parte superior de la Fm. Jalón (figura 5.4a), constituido por margas, margas dolomíticas y lutitas margosas de tonalidades grisáceas, verdosas, azuladas, violáceas, ocres y rojizas, dispuestas en estratos de espesor centimétrico a decimétrico, que intercalan y, en algunos tramos, alternan con estratos tableados dolomíticos, dolomítico-margosos, limolíticos y areniscosos ocres de potencia métrica (rara vez superan los 3 m).

  En general, en la mitad inferior de este tramo las dolomías son más escasas que el resto de las litologías, mientras que en la mitad superior ocurre lo contrario. Aunque la potencia de este tramo basal en la zona de estudio y su entorno es difícil de precisar (debido a la dificultad de establecer el límite entre las Fms. Jalón y Ribota), se estima que podría ser próxima a los 15-30 m.

- Un segundo tramo de unos 20-35 m formado por niveles dolomíticos de color ocre en superficie y gris medio a muy oscuro en corte fresco, a menudo con matices verdosos. Estos niveles, de espesor decimétrico a métrico, se disponen en geometrías tableadas a masivas, con escasísimas intercalaciones milimétricas a centimétricas de lutitas y margas grises a gris verdosas y ocres. Localmente, pueden presentar altos contenidos de hierro (figura 5.4b) y/o laminación criptoalgal (figura 5.4c). La mineralización de hematites que se explota en la mina "Santa Rosa" constituye, aparentemente, una anomalía litológica local situada a techo de este tramo.

- Un tercer tramo constituido por hasta 10 m de pelitas blanquecinas a verde pálidas, que pueden tener intercalaciones de otras litologías, principalmente limolitas y areniscas de grano fino de tonalidades claras a ocres (figura 5.4d).

  En el interior de la mina "Santa Rosa" las pelitas se presentan con una coloración verde, y las areniscas y limolitas que incorporan se manifiestan con colores pardos a rojizos, debido a un mayor contenido en materiales ferruginosos, pudiendo aparecer también pequeños cuerpos dolomíticos (grises, verdosos o rojizos) y de hematites masiva. Este tercer tramo, que está considerado como nivel guía del yacimiento, parece definir el límite superior de la mineralización de hematites que se explota en el yacimiento de "Santa Rosa", constituyendo el techo de gran parte de las labores subterráneas.

  Cabe señalar que en el interior de la mina tanto este tramo de la Fm. Ribota como el segundo parecen estar parcial o totalmente repetidos, imbricándose entre sí debido al desarrollo de cabalgamientos variscos y fallas de bajo ángulo que se despegan en el propio cuerpo ferruginoso y los materiales lutíticos. Dichos cabalgamientos parecen disponerse conformando estructuras dúplex y provocando engrosamientos locales de la serie.

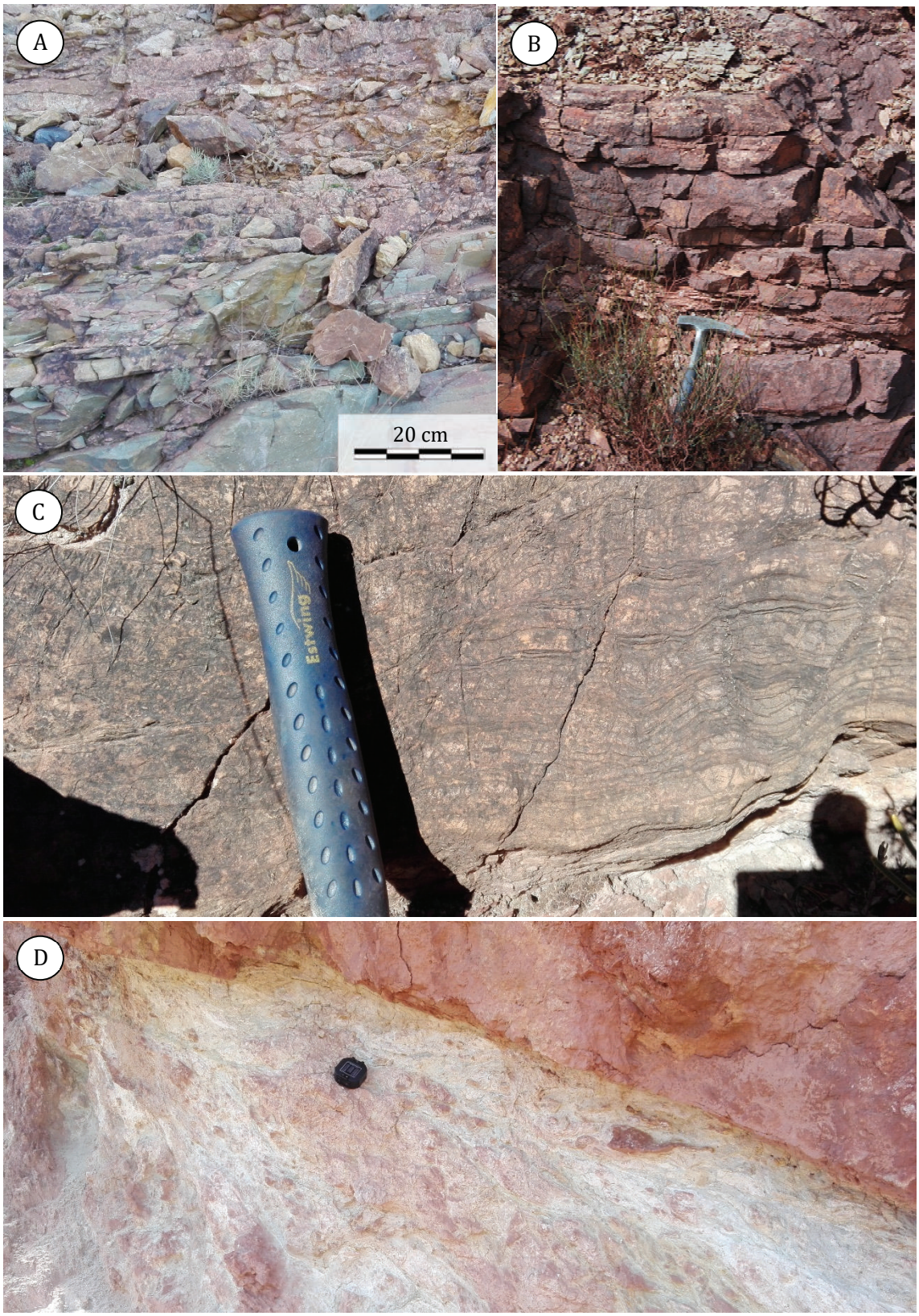


Figura 5.4. **a)** Cuerpos tableados centimétricos de margas, margas dolomíticas, lutitas margosas, limolitas, dolomías y areniscas de grano fino del primer tramo de la Fm. Ribota. **b)** Cuerpos tableados dolomíticos ocres pertenecientes al segundo tramo de la columna estratigráfica de la Fm. Ribota, en la que se reconoce laminación criptoalgal y un alto contenido en hematites (que le confiere ese color rojizo oscuro). **c)** Laminación criptoalgal identificada en un estrato decimétrico de dolomía ocre. **d)** Harina de falla de dirección 035, 25W (falla de Domper) constituida por pelitas blancas pertenecientes al tercer tramo de la Fm. Ribota.

Es de destacar que, en su columna estratigráfica, Sepúlveda *et al*. (2021) definen este tramo como una zona de brecha de falla.

- Un cuarto tramo, con un espesor próximo a los 50-70 m, que se puede describir como una alternancia de estratos dolomíticos y niveles pelítico-margosos de espesores decimétricos (ocasionalmente métricos; figura 5.5a), a menudo con tránsitos de dolomías margosas, siendo las dolomías más abundantes que las pelitas y margas en la parte inferior y superior de dicho tramo, y al contrario en la parte media.

  Las dolomías de dicho tramo presentan tonalidades aparentemente más claras en corte fresco que en el segundo tramo (desde gris pálido a beige), mientras que las dolomías margosas adoptan colores blanquecinos, y las lutitas y margas, matices grises y verdosos.

- Un quinto tramo lutítico-margoso de unos 10-15 m de espesor y de color gris, que puede llegar a ser verdoso o verdeazulado. Intercala estratos y lentejones limolíticos de color gris claro y de espesor inferior a 5 cm.

- Un sexto y último tramo cuyo espesor puede superar los 40-50 m, aunque en muchas áreas de la zona de estudio aparece parcialmente recubierto por los depósitos detríticos de la facies Buntsandstein.

  Este tramo está constituido esencialmente por dolomías ocres en superficie y de colores grises claros a beiges en corte fresco, que se presentan en estratos de espesor variable entre 5 cm y 2 m, a veces separados por interestratos margosos y lutíticos de hasta 10 cm de espesor, que son más frecuentes hacia la base y el techo de dicho tramo (figura 5.5b).

5.1.1.3.- Fms. Pizarras de Huérmeda y Areniscas de Daroca

Las Fms. Huérmeda y Daroca son las unidades paleozoicas más modernas que afloran en superficie dentro del Bloque de Minas Tierga de la Unidad de Mesones, apareciendo extensamente a lo largo de la zona oriental de dicho bloque –en la occidental quedan recubiertos por los materiales detríticos de la facies Buntsanstein (figura 5.1)–. Estas formaciones están constituidas por pelitas y margas verdosas a grisáceas con pizarrosidad (figuras 5.6a-b) que, en algunos tramos de la parte media y superior de la unidad, se intercalan o alternan con niveles areniscosos de espesor centimétrico a decimétrico. El límite con la Fm. Ribota, aunque estratigráfico en un origen, aparece tectonizado en todos los afloramientos observados (figura 5.6c). El espesor de ambas unidades estudiadas como un conjunto es, aproximadamente, de 100 m.

5.1.1.4.- Gp. Mesones

El Gp. Mesones (Fms. Valdemiedes, Mansilla y Murero), constituido principalmente por lutitas, margas y calizas, no aflora en el Bloque de Minas Tierga de la Unidad tectonoestructural de Mesones, ni en superficie ni dentro de las labores de interior desarrolladas en la mina "Santa Rosa", aunque sí que aparece en la parte SE de la zona de estudio definida para este proyecto (figura 5.1).

Dado que esta unidad no tiene relación de ningún tipo con respecto al yacimiento de "Santa Rosa", y dada su distancia geográfica para con él, no ha sido analizada más allá del estudio cartográfico.

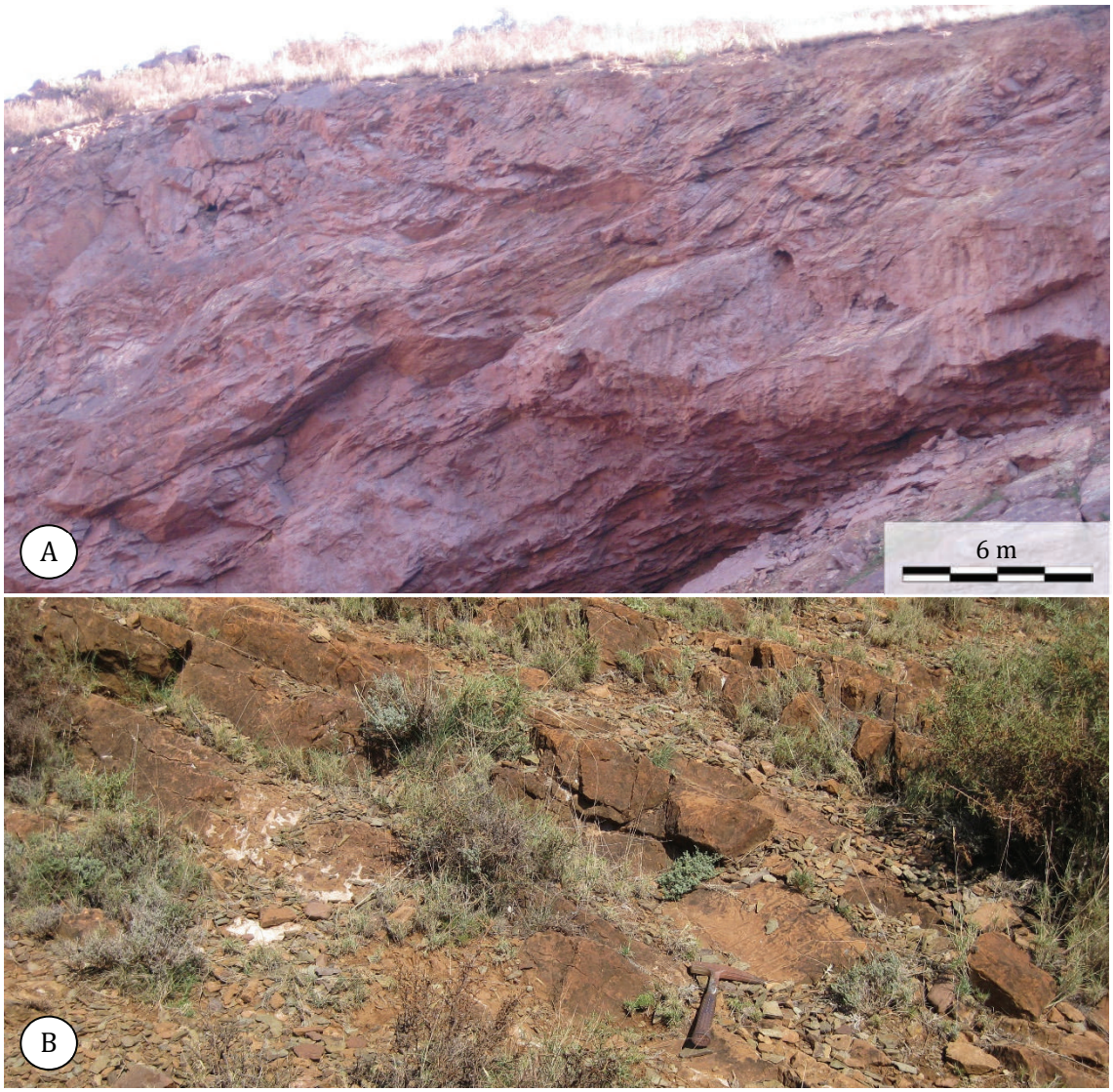


Figura 5.5. **a)** Fotografía de la zona nororiental del hueco minero de la mina "Santa Rosa", en la que se reconocen unas dolomías masivas ocres con intercalaciones de margas verdosas pertenecientes al tramo 4 de la Fm. Ribota; el color rojizo a rosado en superficie se debe al polvo de las labores mineras, que se impregna en los materiales y oculta su color original. **b)** Cuerpos tabulares de color ocre típicos de las dolomías del techo de la Fm. Ribota (tramo 6) en el área de estudio.

5.1.1.5.- Facies Buntsandstein

Tal y como se puede ver en la figura 5.1, los materiales paleozoicos de la zona de estudio están discordantemente recubiertos hacia el N, el E y el W por materiales detríticos continentales del Triásico Inferior en facies Buntsandstein, poco deformados y dispuestos en cuerpos tabulares paralelos con un buzamiento generalizado de unos 10-40° hacia el NNE, por lo que los materiales cámbricos estaban ya plegados y parcialmente erosionados antes del depósito de esta facies.

En el entorno del centro minero la facies Buntsandstein está representada por limolitas rojizas con intercalaciones de areniscas blanquecinas a rojizas (figura 5.7a), con estratificación cruzada planar y en surco, distribuido el conjunto en tramos de espesores muy variables. Las areniscas pueden contener ocasionalmente *lags* microconglomeráticos o conglomeráticos de espesor centimétrico a



Figura 5.6. **a)** Pizarras de color verde intenso pertenecientes a la Fm. Pizarras de Huérmeda. **b)** Aspecto habitual de la Fm. Pizarras de Huérmeda en la zona de estudio, destacándose los altos contenidos de óxidos que les confieren esa tonalidad ocre. **c)** Zona tectonizada en la que se reconocen, en primer plano, las dolomías masivas de la Fm. Ribota (en colores oscuros) y, al fondo a la izquierda, las pizarras de la Fm. Huérmeda; en la zona de contacto aparece una bocamina de explotación antigua ligada a una mineralización menor de hematites.

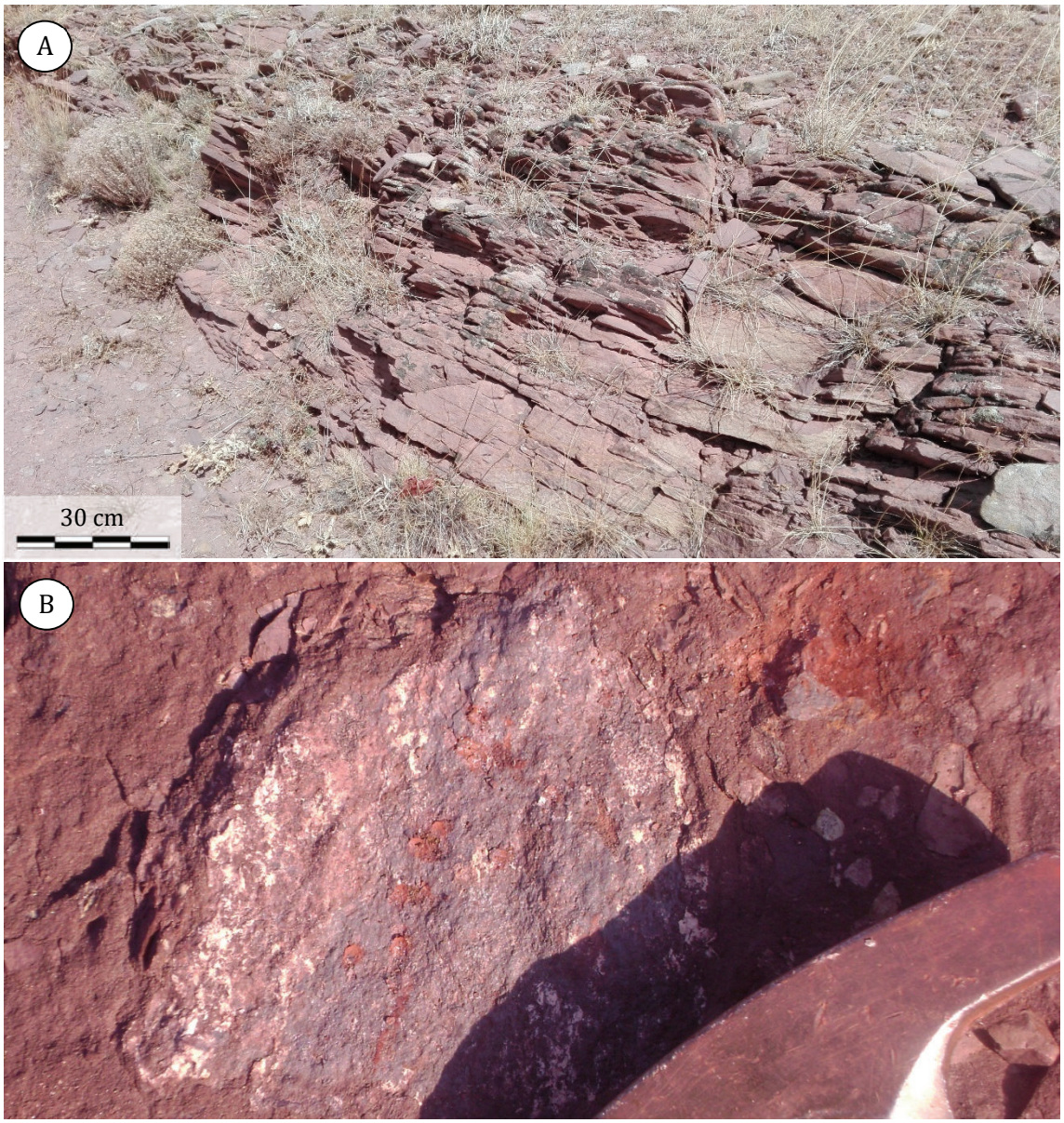


Figura 5.7. **a)** Limolitas rojizas con intercalaciones de areniscas con estratificación cruzada planar y en surco de la facies Buntsandstein, en las proximidades de la mina "Santa Rosa". **b)** Clasto de hematites en un conglomerado del Buntsandstein.

decimétrico, con matriz de color rojiza oscura y clastos de distintas litologías paleozoicas (cuarcitas, pizarras, dolomías…). Según Subías (com. per.), en comparación con otras zonas del Sistema Ibérico, en el área de estudio y su entorno próximo la facies Buntsandstein aparenta ser más distal, con claro predominio de los sedimentos limolíticos sobre otros detríticos más gruesos (arenas y conglomerados) y con muy escaso desarrollo de los conglomeráticos, cuyos clastos suelen tener un tamaño máximo medio de 3 cm, que es sensiblemente inferior al de otras zonas. De hecho, en el Sistema Ibérico suele ser habitual que el Buntsandstein se inicie con un tramo conglomerático que puede llegar a superar los 10 m de espesor y con clastos mayores de 10 cm, pero en las proximidades de "Santa Rosa" ese tramo basal está ausente o su desarrollo es incipiente, no superando los 25 cm de espesor y teniendo una textura no granosostenida con clastos de naturaleza predominantemente pizarrosa (Arribas, 1985).

Cabe destacar que, en los conglomerados del Buntsandstein hallados en la zona de estudio, se han encontrado también, de forma puntual, clastos del propio mineral de hierro que se explota en la mina "Santa Rosa" (figura 5.7b), lo que permite inferir una edad pre-depósito del Buntsandstein para la mineralización ferruginosa, hecho ya observado por algunos autores en los años 70 del siglo XX (IGME, 1975; Aragonés Valls, 1978).

5.1.1.6.- Facies Muschelkalk, facies Keuper y Fms. Imón y Cortes de Tajuña

La facies Muschelkalk aflora principalmente en la parte N de la zona de estudio (figura 5.1), reconociéndose algún relieve prominente también en su parte más oriental. Esta facies, constituida principalmente por calizas, dolomías y margas, tiene una potencia en esta zona de aproximadamente 97 m, aunque puede aumentar localmente en otras zonas de la región (Ramírez del Pozo *et al.,* 1981a).

La facies Keuper, por otro lado, aparece únicamente en la parte septentrional del área de estudio, y, como en todo el Sistema Ibérico, está constituida por lutitas varioladas y abigarradas (tonos rojos, amarillos y verdes) con niveles intercalados de yesos rojos. La potencia de esta unidad en las proximidades de Tierga es de unos 80 m, aunque sus contactos se presentan muy mecanizados y es difícil de precisar con exactitud. Según Ramírez del Pozo *et al.* (1981a), al SW de la localidad de Tierga, a unos 200 m de distancia del municipio y englobadas dentro de los materiales del Keuper, afloran unas doleritas muy alteradas, constituidas por plagioclasas (sericita), piroxenos (cloritas) y opacos.

Sobre la facies Keuper se sitúan, concordantemente, los materiales dolomíticos de las Fms. Imón y Cortes de Tajuña, representadas las primeras por unas dolomías tableadas, y las segundas, por unas dolomías vacuolares (carniolas) masivas, de tonos grises y negros y siempre azoicas (sin fósiles), que, hacia su parte superior, pasan a brechas dolomíticas con algunos cantos calizos. El espesor de estas dos unidades ronda los 100 m en la zona de estudio (Ramírez del Pozo *et al.,* 1981a).

Estas cuatro unidades geológicas no tienen relación con el yacimiento de "Santa Rosa", por lo que no han sido analizadas más allá del estudio cartográfico de la zona de estudio.

5.1.1.7.- Mioceno

El Mioceno en la zona de estudio está constituido por dos unidades predominantemente terrígenas: la primera está caracterizada por una serie de conglomerados con cantos carbonatados y cuarcíticos y matriz limosa rosada, que lateralmente pasan a areniscas gruesas y que presentan intercalaciones de limolitas y arcillas limolíticas de tonos rojizos y parduzcos; y la segunda unidad está constituida por calizas lacustres de tonos claros a beiges, oncolíticas, de margas blanquecinas (y tobáceas en determinados tramos). La potencia de ambas unidades es de 250 m y 100 m, respectivamente (Ramírez del Pozo *et al.,* 1981a).

Al igual que con las unidades mesozoicas, estas unidades no tienen relación con el yacimiento de "Santa Rosa" y, por tanto, sólo se han trabajado durante el reconocimiento cartográfico de la zona de estudio.

5.1.1.8.- Cuaternario fluvial

Dentro de la zona de estudio, los depósitos cuaternarios más destacables son las terrazas y la zona de inundación del río Isuela, constituidos principalmente por arenas, lutitas y cantos removilizados procedentes de las rocas mesozoicas y paleozoicas atravesadas por el propio río y por los barrancos tributarios a él. Entre estos barrancos, el de mayor desarrollo es el barranco del Judío, dentro del cual también se reconocen materiales clásticos cuaternarios similares a los del río Isuela.

Así mismo, es destacable la presencia, en la zona de estudio, de laderas regularizadas desarrolladas sobre los materiales cámbricos, en las que estos están recubiertos por depósitos clásticos coluviales y canchales constituidos por los mismos materiales erosionados del paleozoico (aunque, en general, estos depósitos tienen muy poco espesor).

5.1.1.9.- Cuaternario antrópico

Finalmente, en la zona de estudio se reconocen numerosos depósitos antrópicos: por lo general, antiguas escombreras, así como las infraestructuras en ruinas del pueblo abandonado Minas Tierga y los cimientos de las diversas labores mineras explotadas durante el siglo XX. De todos estos depósitos, los más destacables son: una gran escombrera emplazada en la C. E. "Santa Rosa", sobre la que se asienta una parte de las instalaciones mineras actuales de este yacimiento (figura 5.8a), y los restos mineros de "La Potente" (figura 5.8b).

5.1.2.- Estructura de los materiales cámbricos en la zona de estudio

Tal y como se puede ver en la figura 5.1, la zona de estudio, que contiene al Bloque estructural de Minas Tierga y la zona septentrional del Bloque de Brea, está configurada, en su zócalo paleozoico, por varios plegamientos antiformales de rumbo NNE-SSW, con ligeras vergencias hacia el E inmersión hacia el N. Por su situación y características, estos plegamientos podrían ser, en conjunto, la continuación hacia el N del anticlinal de Calderilla (Ramírez del Pozo *et al*., 1981a), que constituye la parte SW del Bloque estructural de Brea y que limita por fallas inversas con el Silúrico-Devónico de la zona de Nigüella (hacia el E), con el Cámbrico de la zona de Mesones de Isuela (hacia el N, mediante el cabalgamiento de Nigüella-Monforte), y con el Buntsandstein de la zona de Illueca y Brea (hacia el W).

Toda la zona de estudio es atravesada por una serie de fallas de distintas orientaciones que la compartimentan; algunas de estas estructuras, de hecho, suponen los límites de la Unidad tectonoestructural de Mesones en su parte más septentrional. Una de estas fallas, en concreto la (denominada en esta memoria) falla de La Potente –una estructura de rumbo NNE-SSW muy verticalizada–, es la que establece la frontera entre el Bloque estructural de Brea (el bloque hundido, al SE) y el Bloque estructural de Minas Tierga (el bloque levantado, al NW) (figura 5.1).

En el Bloque estructural de Minas Tierga, el núcleo del conjunto de pliegues antiformales está constituido por los materiales abigarrados de la Fm. Jalón, aflorando en la parte oriental las Fms. Dolomías de Ribota y Pizarras de Huérmeda – Areniscas de Daroca, y en la occidental, únicamente la Fm. Ribota. Hacia el N, el W y el S, estas estructuras quedan cubiertas de forma discordante por la facies

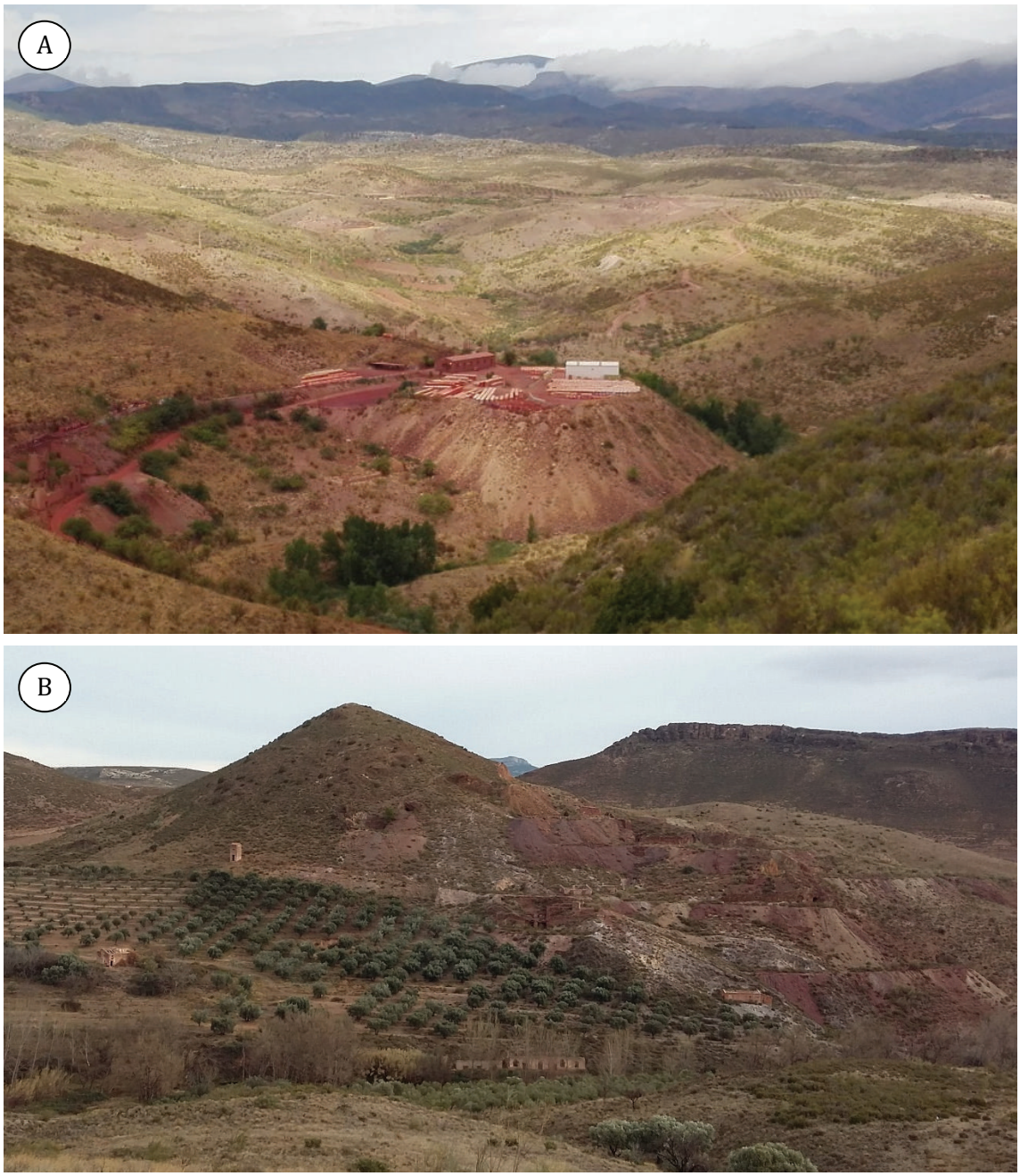


Figura 5.8. **a)** Escombrera gigante dentro de la C. E. "Santa Rosa", sobre la que se asientan parte de las instalaciones mineras actuales. **b)** Escombreras y restos mineros de la mina "La Potente", situada sobre la falda meridional del cerro Cabezo del Azud.

Buntsandstein, que buza de forma generalizada hacia el N con inmersiones suaves; hacia el E, el sistema de plegamientos antiformales da paso a un pliegue sinforme bien desarrollado, el cual es cortado (longitudinalmente) a su vez por la falla de La Potente. En el Bloque estructural de Brea, por otro lado, la Fm. Jalón constituye el núcleo de un nuevo antiforme y, al mismo tiempo, forma parte de la zona de falla de La Potente; el resto de las unidades cámbricas (las Fms. Ribota y Huérmeda – Daroca, y el Gp. Mesones) aflora únicamente en el flanco oriental de dicho pliegue (figura 5.1).

A continuación, en las siguientes secciones, se describen brevemente las fallas más notorias de la zona de estudio.

5.1.2.1.- Fallas de dirección NNW-SSE

5.1.2.1.1.- Falla de Isuela

La falla de Isuela (Aliaga, 1968) es una de las estructuras más importantes de la zona de estudio, pues supone el límite septentrional y oriental de la Unidad tectonoestructural de Mesones. Esta falla, que tiene una orientación principal NNW-SSE (su trazada sigue el valle del río Isuela), es entendida por Pérez-Lorente (1990) como la misma estructura que (o una prolongación de) la falla de Trasobares (Ramírez del Pozo *et al*., 1981a), una falla inversa de grandes proporciones que se emplaza fuera de la zona de estudio y que continúa en la falla de Río Grío (Vílchez, 1986). Carls (1983) llegó a definirla como una parte de la falla de Datos, aunque Liñán & Tejero (1988) modificarían este esquema terminando la falla de Datos en Nigüella. Atendiendo a las últimas interpretaciones sobre la estructura de la región, la falla de Trasobares y, por extensión, la falla de Isuela, serían la continuación hacia el NNW de la falla de Río Grío (Casas *et al*., 2016).

Según Pérez-Lorente (1990), el salto de la falla de Isuela es muy reducido hacia el N, pero aumenta considerablemente hacia el S, llegando a alcanzar en Nigüella los 800 m de salto, donde los materiales cámbricos cabalgan sobre materiales devónicos y sobre las facies triásicas. En la zona de estudio, en cambio, no ha podido reconocerse en el campo, pudiéndose definir parcialmente su trazada mediante teledetección, puesto que esta estructura parece poner en contacto a los materiales cámbricos con la facies Buntsandstein.

5.1.2.1.2.- Falla de Minas Tierga

La falla de Minas Tierga se ha definido así en esta memoria puesto que establece el límite meridional del Bloque paleozoico de Minas Tierga. Es una estructura de dirección NNW-SSE, paralela a la anterior, que al abandonar la zona de estudio por el S parece sufrir un cambio brusco de dirección hacia el E, estableciendo el límite septentrional del Bloque (o Isleo) de El Escorial (figura 5.9), el cual parece cabalgar sobre el Bloque de Brea. Con un buzamiento generalizado hacia el W a lo largo de toda la zona de estudio, se trataría, pues, de un cabalgamiento que provoca que las unidades cámbricas cabalguen sobre sí mismas.

Su trazada, que ha sido identificada en la zona de estudio mediante teledetección (utilizando *hillshades* e imágenes multiespectrales en composiciones de color variables: RGB 742, 752, 647 y 674; figura 5.10), se pierde hacia el S, al ser cortada por la falla de Illueca (de dirección E-W) (figura 5.9).

5.1.2.1.3.- Falla de Brea

Denominada así en esta memoria porque su trazada transcurre en dirección NNW-SSE desde los materiales carbonatados de la facies Muschelkalk que afloran en la zona de estudio hasta la localidad de Brea, manifestándose como un gran filón de cuarzo que atraviesa las areniscas del Buntsandstein. Aunque este filón sólo aparece en algunos puntos de la zona estudiada, su trazada puede seguirse muy bien mediante teledetección, analizando imágenes multiespectrales en composición de color RGB 674 (figura 5.10), 742 o 752.

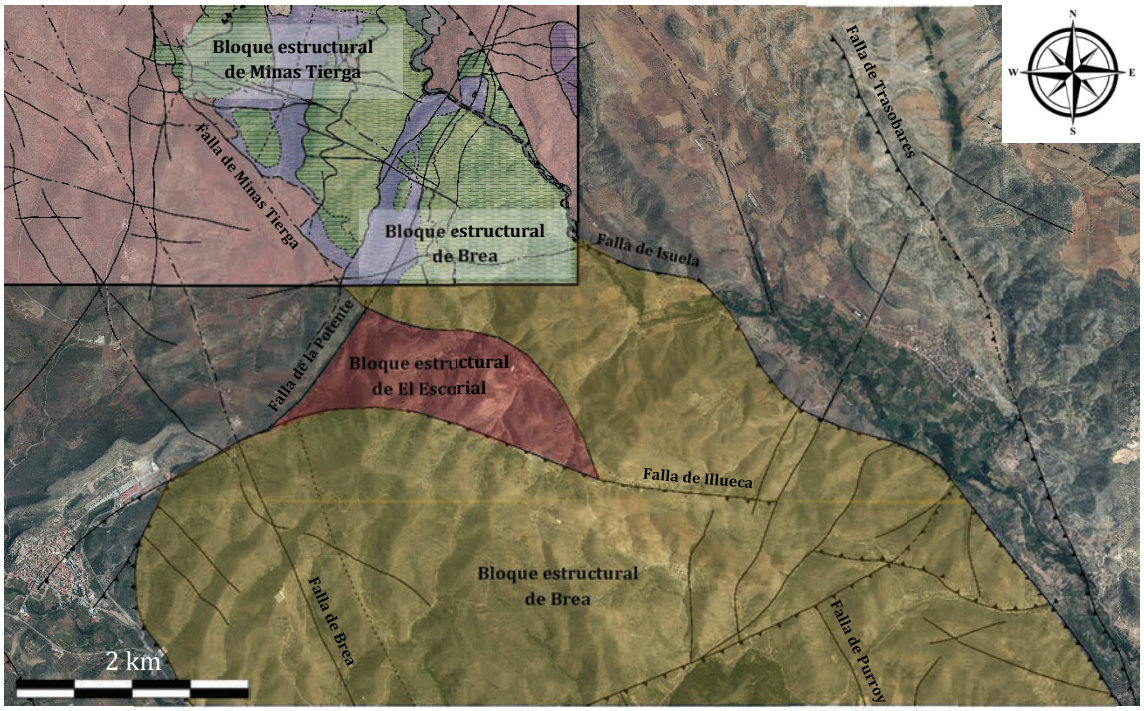


Figura 5.9. Fotografía aérea de la región meridional colindante a la zona de estudio sobre la que se han dibujado las trazadas de las estructuras tectónicas más importantes, entre ellas las fallas de Trasobares, de Purroy-Datos y de Illueca (Ramírez del Pozo *et al*., 1981a; Pérez-Lorente, 1990). En color rojo se destaca la subunidad estructural conocida como Bloque (o Isleo) de El Escorial, y, en amarillo, el Bloque de Brea.

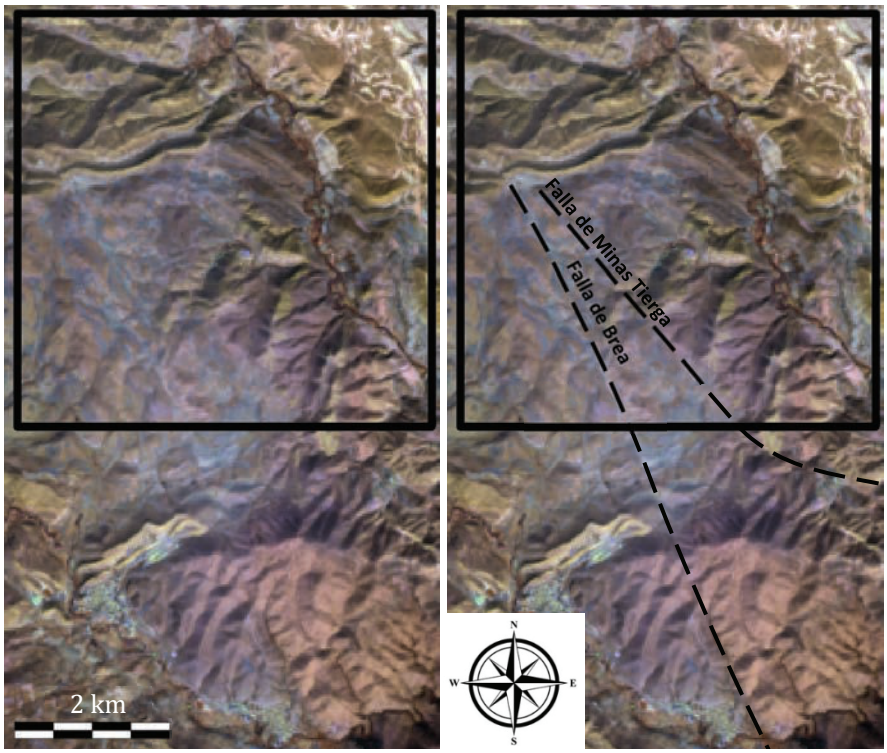


Figura 5.10. Fotografía multiespectral de la zona de estudio (enmarcada en negro) y del área meridional tomada por el satélite Landsat 8 en octubre de 2020, en la que se pueden seguir perfectamente las trazadas de las fallas de Brea (desde el Muschelkalk de la zona de estudio hasta la localidad de Brea) y de Minas Tierga. En la composición de color utilizada se han seleccionado las bandas RGB 674, viéndose en coloraciones rojas (R) la banda del infrarrojo SWIR-1, en tonos verdes (G) la banda del infrarrojo SWIR-2 y, en colores azules (B), la banda del rojo.

5.1.2.2.- Fallas de dirección NNE-SSW

5.1.2.2.1.- Falla de La Potente

La falla de La Potente (figuras 5.11a-b y 5.12a-b) es, sin duda, el accidente tectónico más llamativo de la zona de estudio. Se trata de una gran zona de falla de planos verticalizados y dirección NNE-SSW, que atraviesa oblicuamente a las fallas de Isuela, de Minas Tierga y, más allá de la zona de estudio, de Brea, definiendo el límite entre las subunidades estructurales conocidas como Bloque de Minas Tierga y Bloque de Brea (figura 5.1).

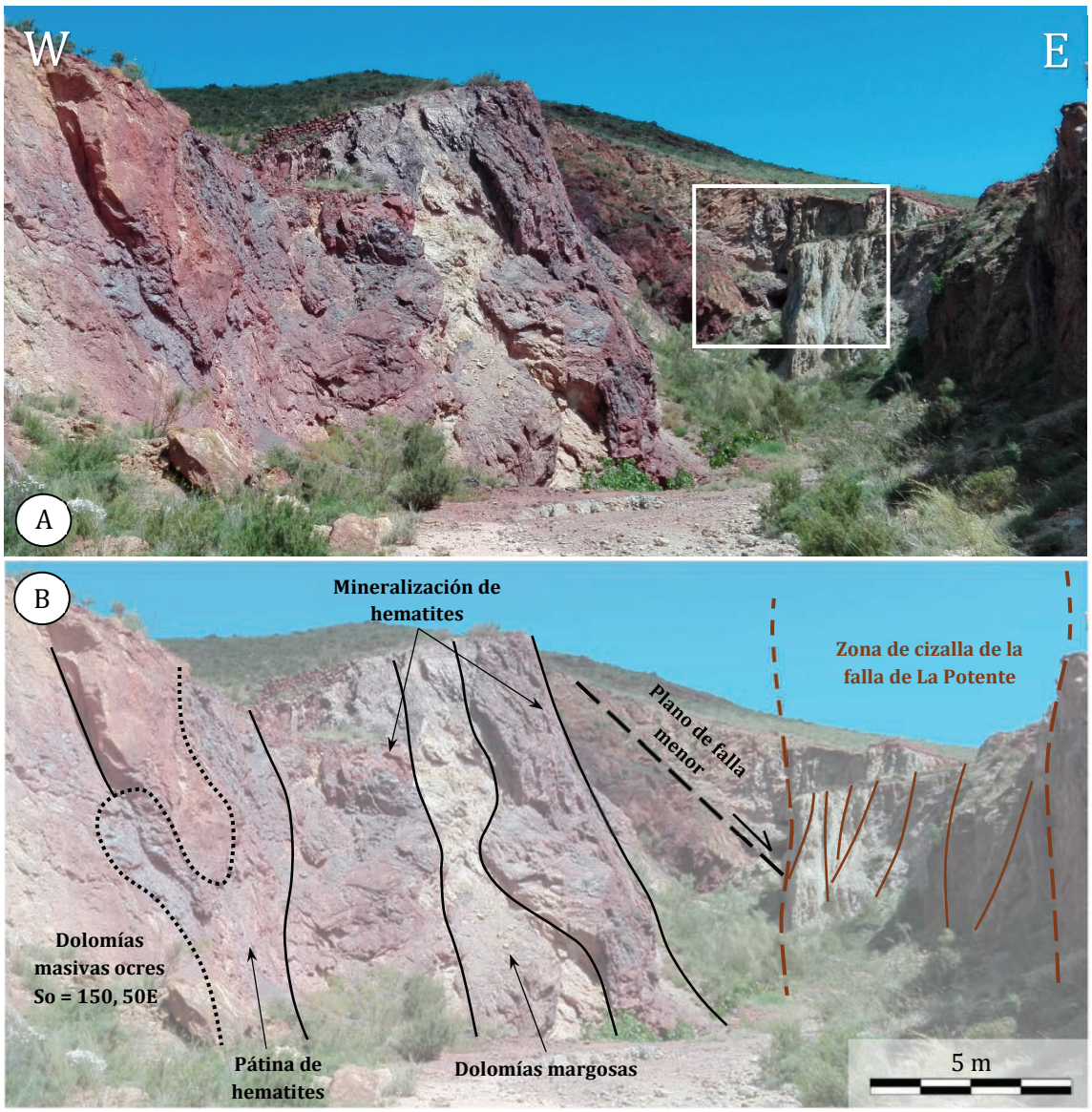


Figura 5.11. **a)** Vista frontal de la entrada a la corta de la mina de hematites abandonada "La Potente" (afloramiento 1 de la figura 5.13). En el centro de la imagen se reconoce la mineralización de hematites, estratiforme, pero altamente tectonizada y con un buzamiento generalizado 150, 50E, que en algunas zonas del afloramiento se verticaliza todavía más. Los materiales encajantes de la mineralización son cuerpos carbonatados de coloración ocre, muy brechificados, pertenecientes a la Fm. Dolomías de Ribota. Al fondo de la imagen se visualiza la harina de falla de uno de los planos de la falla de La Potente, de unos 10-12 m de espesor (enmarcada en blanco se delimita la figura 5.12a) y dirección 020, 90. **b)** Esquema estructural del afloramiento.

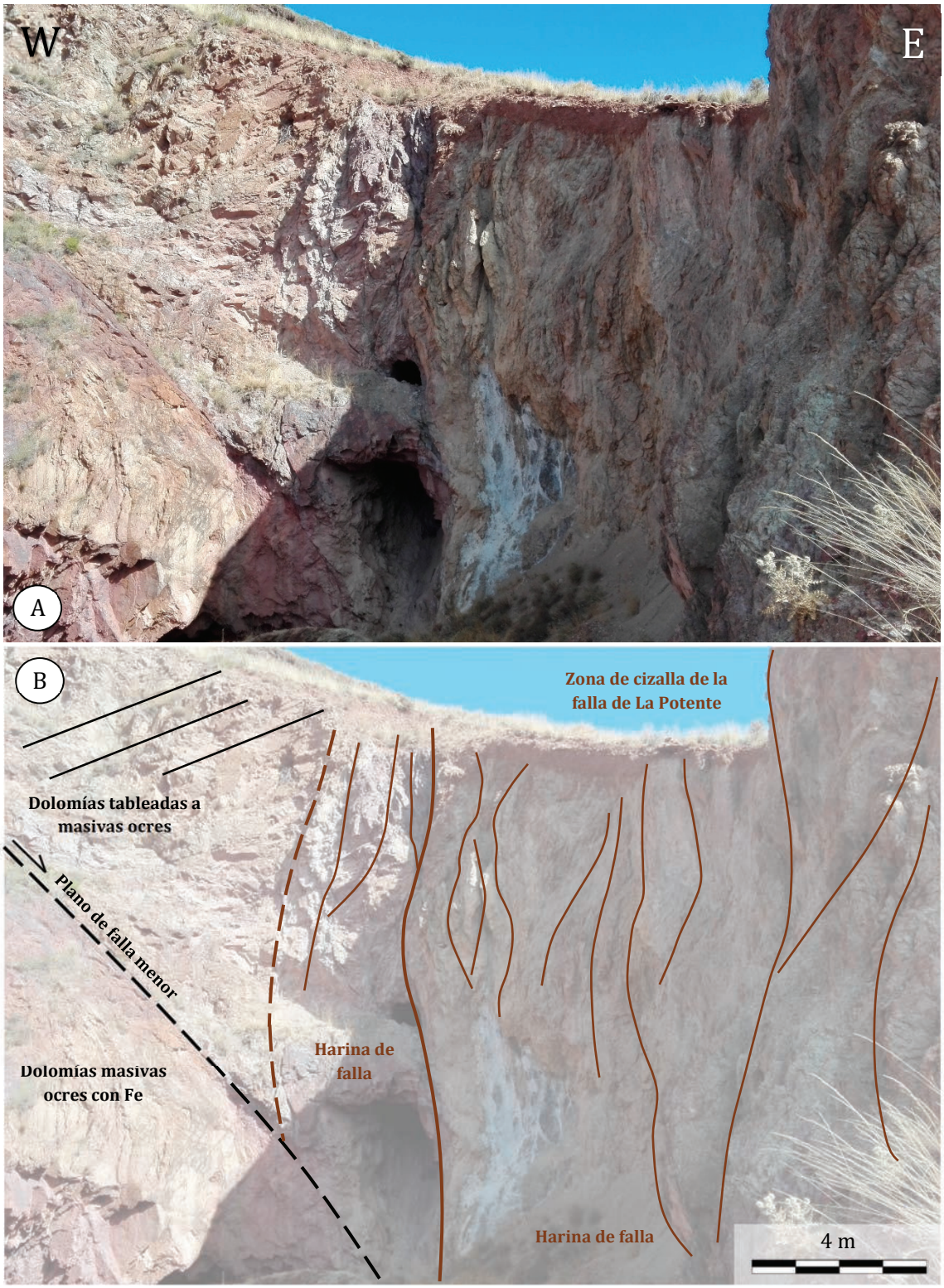


Figura 5.12. **a)** Ampliación de la parte nororiental del frente de la corta de "La Potente" (enmarcada en blanco en la figura 5.11a) y **b)** esquema estructural del afloramiento. En esta figura se aprecia con más detalle la harina de falla de uno de los planos de esta gran estructura, dispuesta en cuerpos sigmoidales y lenticulares verticales. A la izquierda de la imagen puede verse un plano de falla menor, inclinado, que podría ser posterior a la estructura principal.

Esta estructura es perfectamente visible en la corta de cielo abierto de la mina "La Potente" (afloramiento 1 de la figura 5.13), en donde uno de los planos de falla

se presenta con una zona de cizalla de varios metros de potencia –se pueden estimar más de 10-12 m de espesor–, en la que los materiales aparecen intensamente triturados y dan lugar a una harina de falla de color blanquecino (con tintes locales rosados), con desarrollo de estructuras sigmoidales y lenticulares verticalizadas (figuras 5.12a-b). La competencia de estos materiales es muy baja, pudiendo desmenuzarse con la mano, lo que propiciaría el desarrollo de las labores mineras de interior y el posterior desmonte que dio lugar a la actual corta de la mina.

Ligados a esta zona de cizalla aparecen varios planos de falla sin zonas de brechificación asociadas, de direcciones subparalelas pero buzamientos más tendidos, que podrían ser expresiones debidas a reajustes menores de los materiales afectados por este accidente tectónico (figura 5.12b).

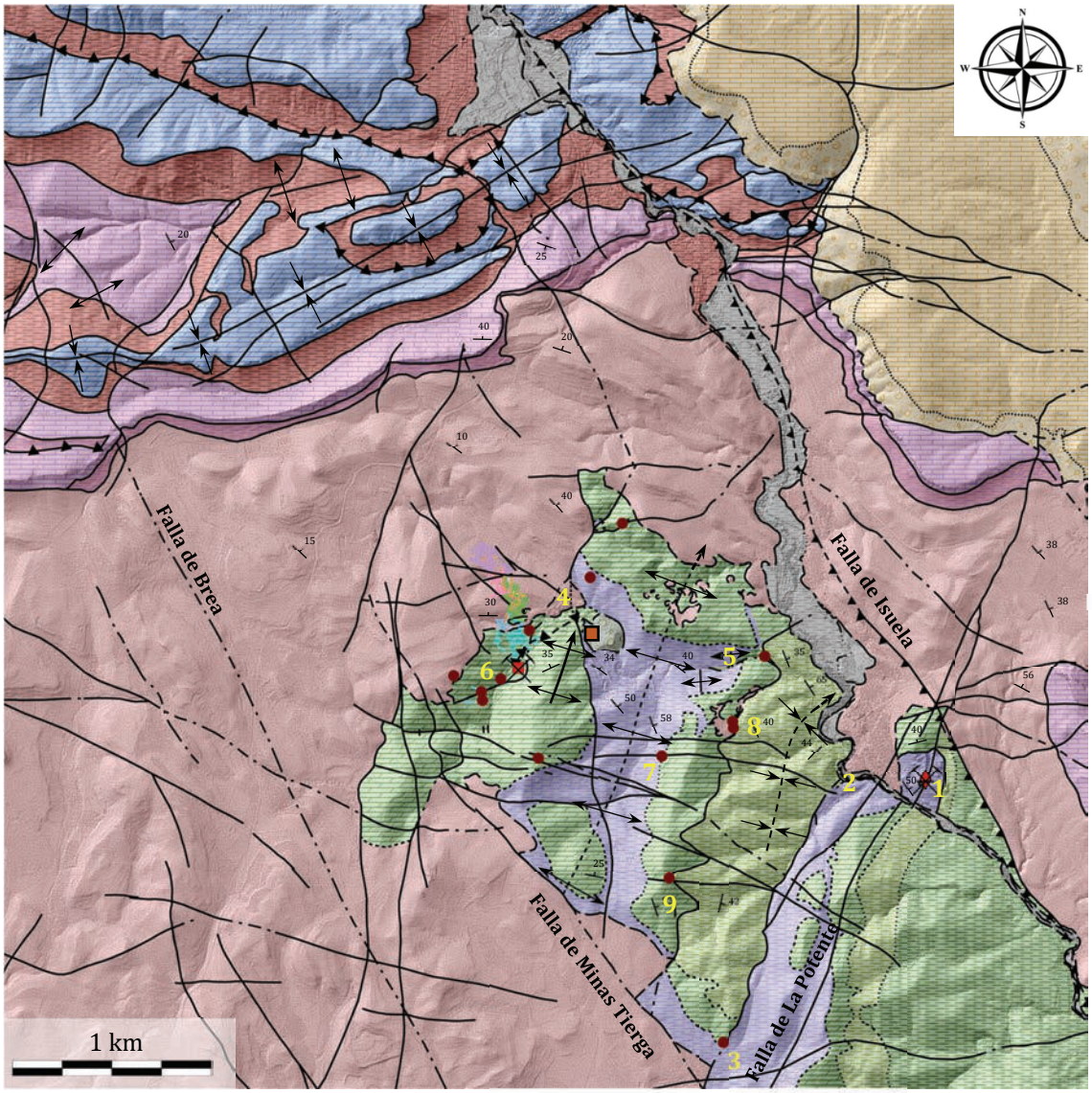


Figura 5.13. Mapa geológico visto en la figura 5.1 (consultar leyenda en dicha figura), en el que se señalan las posiciones de los afloramientos estudiados más importantes: emplazamiento de la mina "La Potente" (**1**), valle de la falla de La Potente (**2**), tramo meridional de la falla de La Potente en la zona de estudio y bocamina antigua (**3**), plano de la falla de Domper y pliegue antiformal asociado (**4**), y cabalgamiento Jalón – Ribota y núcleo de pliegue antiformal (**5**). Se señalan también las bocaminas antiguas "La Víbora" y "La Viborilla" (**6**), así como otras bocaminas abandonadas sin nombre (**7**, **8** y **9**).

Asociada, en cierto modo, a esta estructura, aparece una mineralización de hematites de gran espesor –de ahí el nombre del yacimiento–, de aspecto estratiforme y con un buzamiento generalizado 150, 50E, que encaja en materiales dolomíticos ocres con idéntico buzamiento de la Fm. Dolomías de Ribota (figuras 5.11a-b). Aunque su potencia en la corta de la mina es de apenas 3 o 4 m, el espesor aumenta en profundidad, llegando a medir hasta más de 12 m (según testimonios de antiguos trabajadores) y, posiblemente, alcanzando incluso los 15 m (Anónimo, 1909). La información proporcionada por los sondeos de exterior y la campaña de prospección geofísica (sísmica híbrida y tomografía eléctrica) realizados en este yacimiento por PROMINDSA en 2018-2019 apunta a que la mineralización, paralela a la estratificación de las dolomías de Ribota en toda la explotación, forma parte del flanco oriental de un pliegue antiformal con vergencia hacia el E que es cortado por la falla de La Potente (figuras 5.14a-c y 5.15a) (PROMINDSA, 2018).

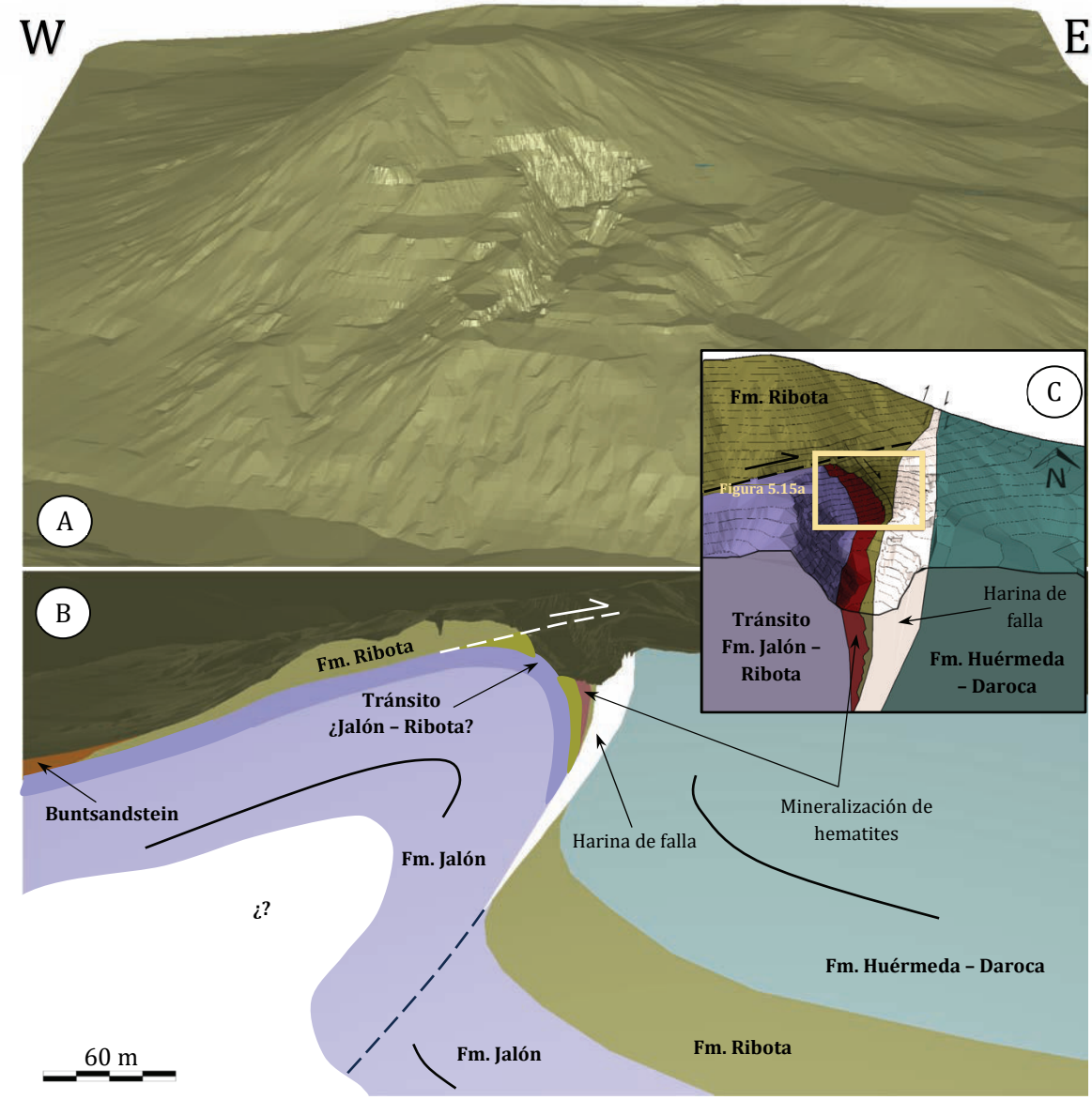


Figura 5.14. **a)** Relieve en 3D generado con *RecMin* del cerro Cabezo del Azud, en donde se ubica la mina "La Potente" (se reconoce la forma alargada de la corta). **b-c)** Reconstrucción en profundidad del pliegue existente bajo el Cabezo del Azud e interpretación de su relación con la falla de La Potente. Fecha del modelo: octubre del 2018 (PROMINDSA, 2018). Figuras cortesía de Gaizka Vitorica.

En todas las zonas visitables del yacimiento, ya sea en superficie o accediendo a algunas labores subterráneas, se puede comprobar la elevada tectonización tanto de los cuerpos mineralizados como de las rocas encajantes, que adoptan geometrías sigmoidales y lenticulares y varían ampliamente de espesor. La harina de falla de la estructura principal, de color blanco pálido en el exterior (figura 5.12a), es de coloración verdosa en las labores subterráneas (figura 5.15b), apareciendo en contacto con la mineralización.

La falla de La Potente puede reconocerse también en el valle situado inmediatamente al SW de la mina del mismo nombre, al otro lado del cauce del río Isuela (afloramiento 2 de la figura 5.13), en donde se identifican al menos tres grandes planos de fractura y una zona de falla que abarca el afloramiento de la Fm. Jalón en el fondo de este valle casi en su totalidad (figura 5.1). Tal y como se puede ver en las figuras 5.16a-b, en torno a esta zona de falla los materiales se configuran dando lugar a una serie de pliegues (aparentemente) poco acusados, cuyos ejes parecen ser paralelos-subparalelos al antiforme que estructura el Bloque de Minas Tierga, presentando (como el primero) una inmersión de bajo grado hacia el N. Así, en las figuras 5.16a-b, los materiales pizarrosos de las Fms. Huérmeda y Daroca pasan de buzar hacia el E, hacia la falla de La Potente, a buzar hacia el W (216, 44W) en las cercanías del contacto con la propia zona de falla, definiendo un sinforme de flancos relativamente pronunciados.

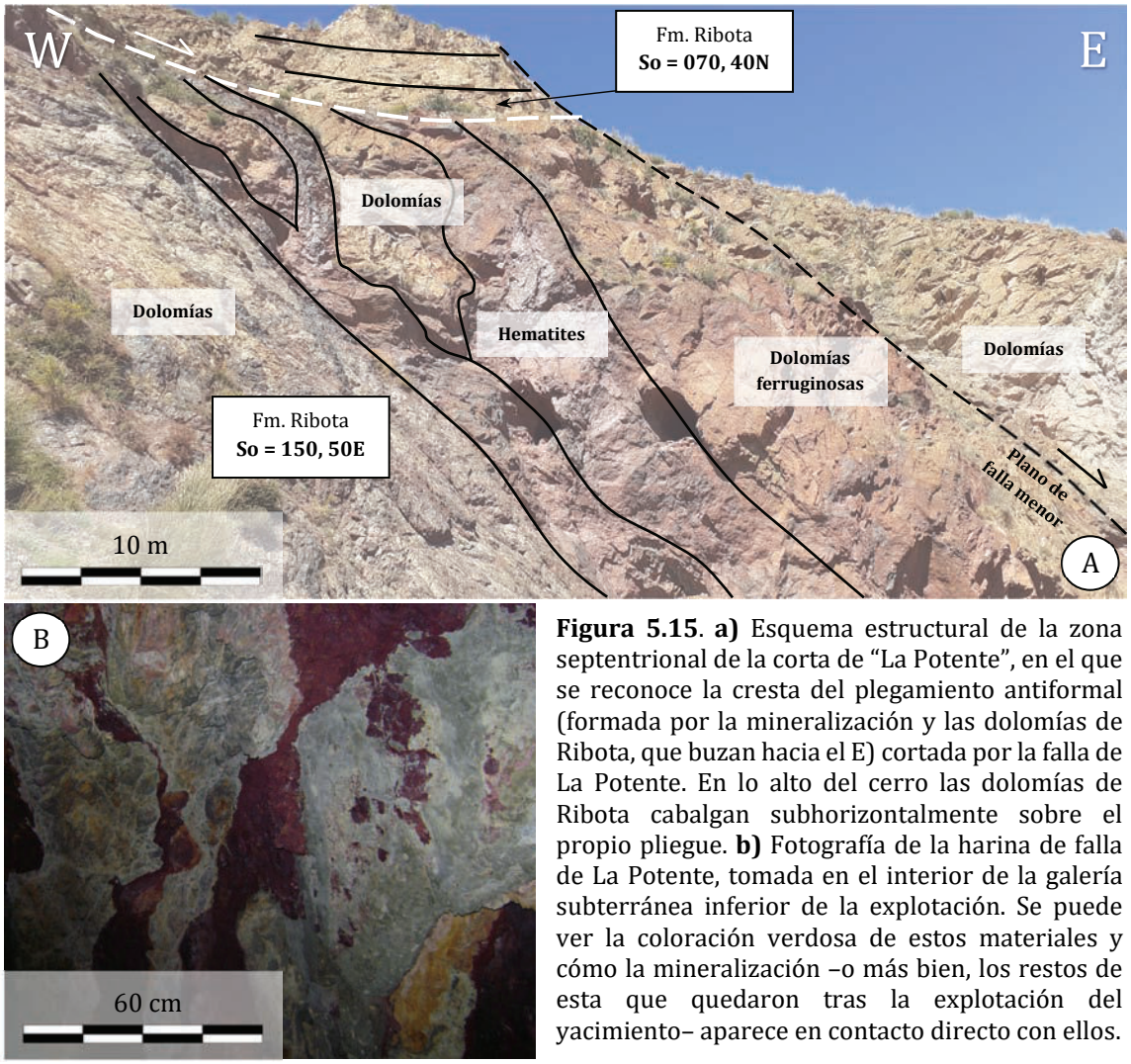


Figura 5.15. **a)** Esquema estructural de la zona septentrional de la corta de "La Potente", en el que se reconoce la cresta del plegamiento antiformal (formada por la mineralización y las dolomías de Ribota, que buzan hacia el E) cortada por la falla de La Potente. En lo alto del cerro las dolomías de Ribota cabalgan subhorizontalmente sobre el propio pliegue. **b)** Fotografía de la harina de falla de La Potente, tomada en el interior de la galería subterránea inferior de la explotación. Se puede ver la coloración verdosa de estos materiales y cómo la mineralización –o más bien, los restos de esta que quedaron tras la explotación del yacimiento– aparece en contacto directo con ellos.

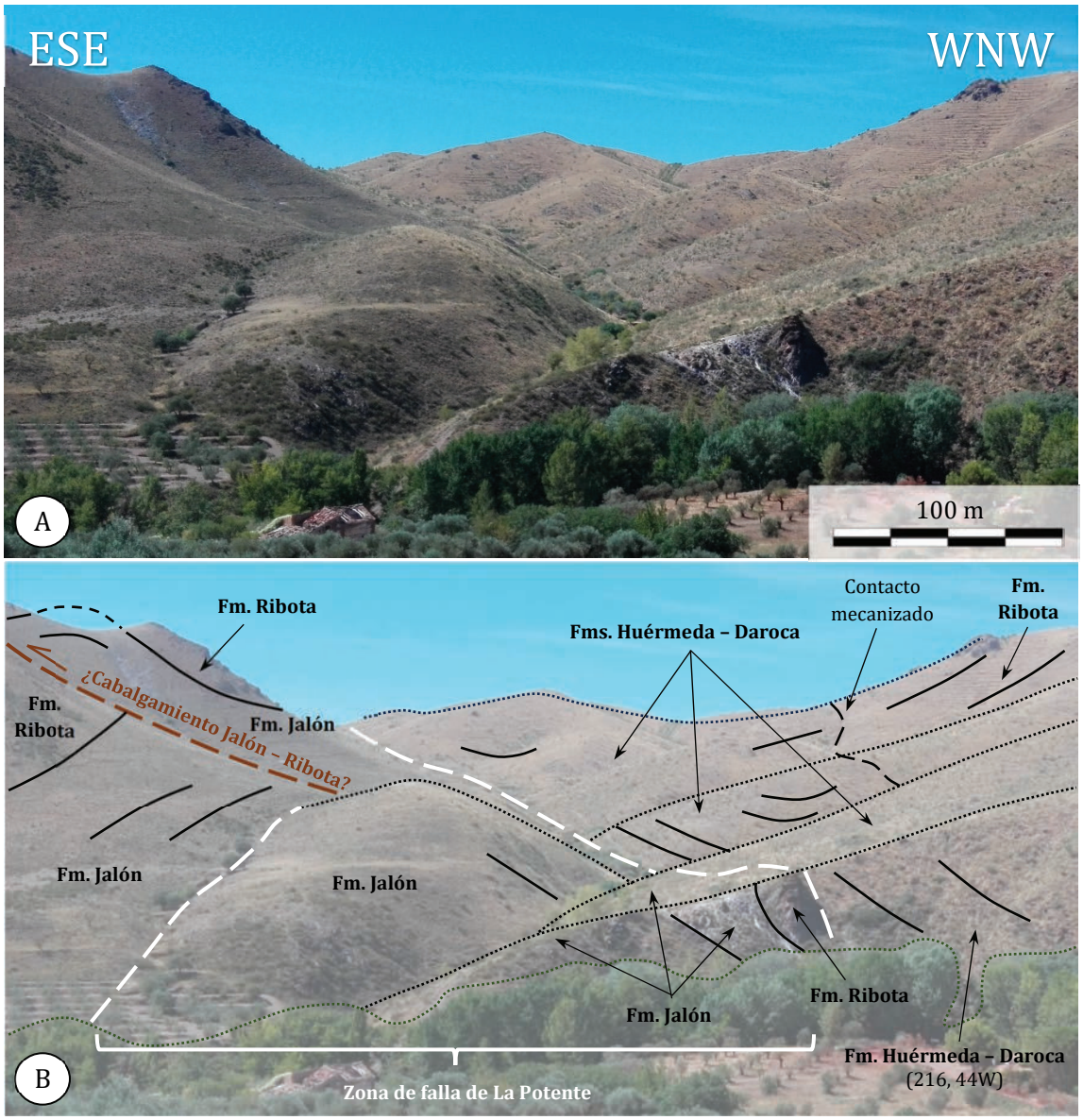


Figura 5.16. **a)** Fotografía del valle situado inmediatamente al SW de la mina "La Potente" (afloramiento 2 de la figura 5.13) y **b)** esquema estructural de la misma. En esta figura se pueden apreciar dos de los tres planos principales de la falla de La Potente (en concreto, los dos más occidentales –en color blanco–), así como los materiales afectados por estos: en el fondo del valle afloran los materiales abigarrados de la Fm. Jalón y, sobre ellos, las dolomías de la Fm. Ribota. En la zona occidental de la figura afloran los materiales pizarrosos de la Fm. Huérmeda, que parecen describir un sinforme e invertir su buzamiento hacia la falla de La Potente, la cual los pone en contacto con las otras unidades mencionadas. El contacto existente entre la Fm. Huérmeda y las dolomías de Ribota que se observa al WNW es aparentemente estratigráfico, pero se muestra tectonizado y con altos contenidos en hierro.

Este plegamiento sinclinal establece la zona de transición entre la zona de pliegues antiformes del Bloque de Minas Tierga y el pliegue anticlinal situado bajo el Cabezo del Azud (figuras 5.14b-c), que en el afloramiento 2 está representado por los materiales con buzamientos acusados situados en la mitad inferior de la fotografía (figuras 5.16a-b), los cuales están, como puede verse en el esquema estructural, atravesados por la propia falla de La Potente.

En las proximidades de la falla de La Potente, hacia el S de la zona de estudio, las dolomías de Ribota manifiestan coloraciones rojizas como consecuencia de presentar un mayor contenido en hierro (hematites, sobre todo, y algo de limonita, figuras 5.17a-b). Así mismo, en el tramo más meridional de la estructura dentro de la zona de estudio (figuras 5.17c-d) aparece, incluso, una bocamina antigua (afloramiento 3 de la figura 5.13) que se adentra en un cuerpo mineralizado de hematites de poco espesor (figura 5.18), desarrollado en la zona de charnela de un pequeño antiforme cuyo eje tiene un rumbo e inmersión 010, 20N.

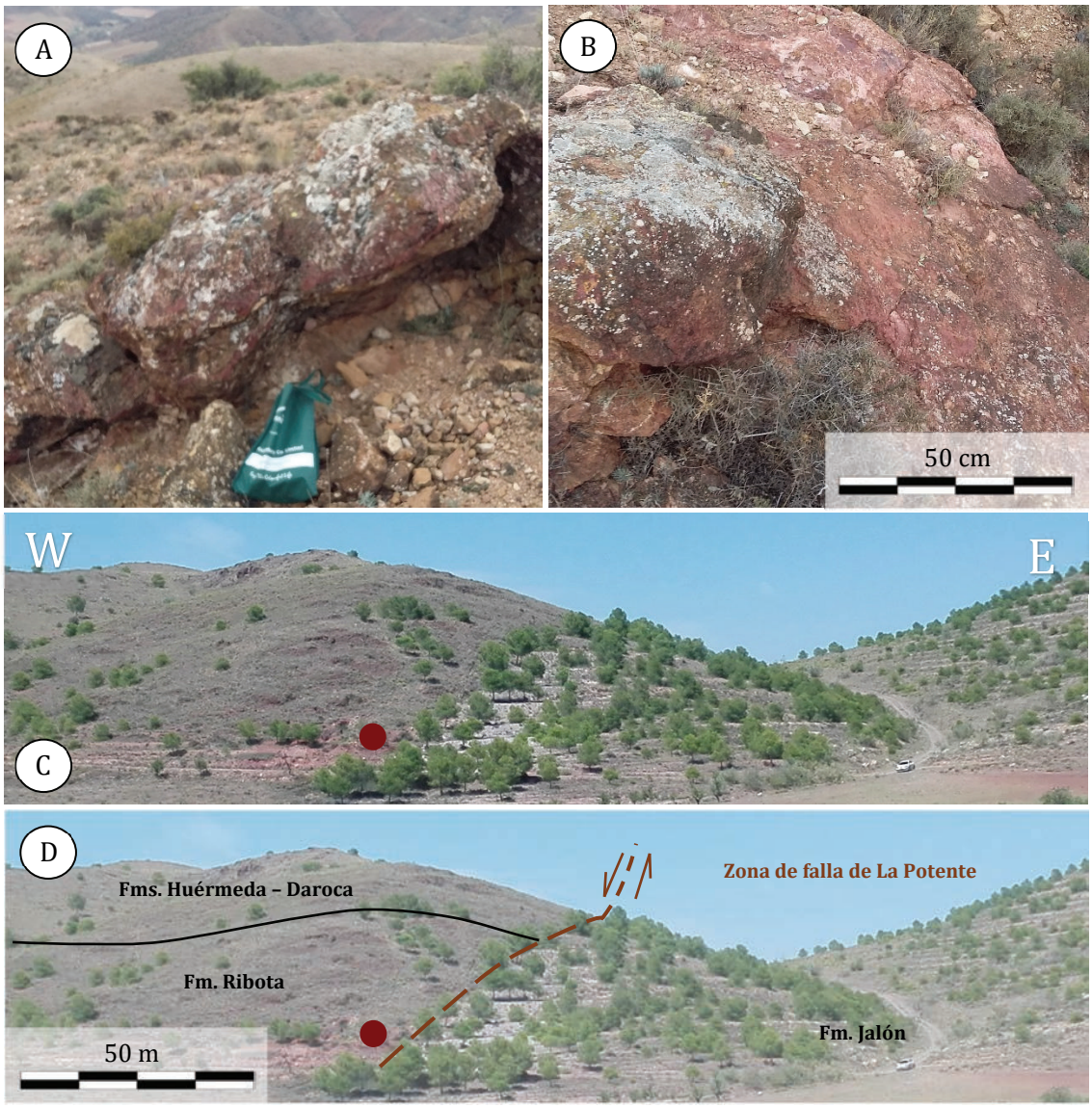


Figura 5.17. **a-b)** Cuerpos dolomíticos de la Fm. Dolomías de Ribota próximos a la falla de La Potente, con un elevado contenido en minerales de hierro: hematites, sobre todo, y algo de limonita. **c)** Fotografía y **d)** esquema estructural del tramo meridional de la falla de La Potente en la zona de estudio, poniendo en contacto a la Fm. Jalón con las Fms. Ribota y Huérmeda – Daroca (en ambas figuras se establece la localización del afloramiento 3 de la figura 5.13 con un círculo rojo).

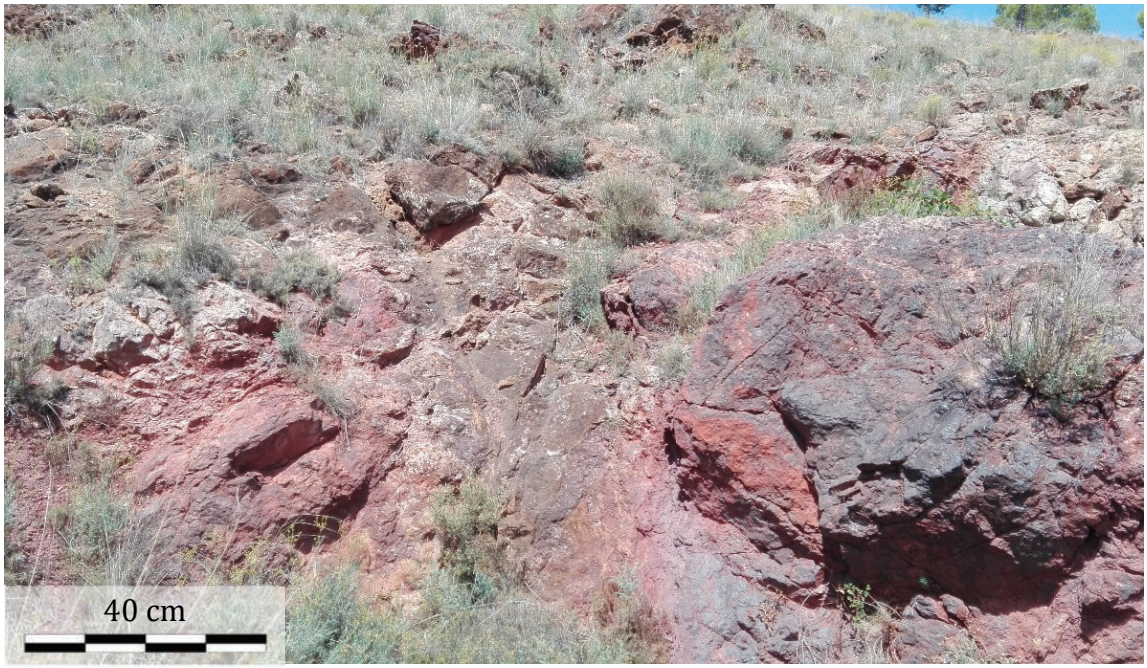


Figura 5.18. Afloramiento 3 de la figura 5.13. Aspecto de la mineralización próxima al tramo meridional de la falla de La Potente (explotada en la antigüedad); nótese en una posición inmediatamente suprayacente a esta el característico color ocre de las dolomías masivas de Ribota. La bocamina, enterrada, se sitúa inmediatamente por debajo del cuerpo de hematites, en la charnela de un pequeño anticlinal de dirección 010, 20N.

5.1.2.2.2.- Falla de Domper

La falla de Domper es una falla inversa de bajo ángulo que aflora en las instalaciones mineras de "Santa Rosa" (afloramiento 4 de la figura 5.13) y que, estratigráficamente, se localiza entre el segundo y el cuarto tramo de la Fm. Ribota, en posición paralela-subparalela a la estratificación. Con una potencia de unos 2 m y un rumbo e inmersión de 035, 25W, la harina de falla de esta estructura presenta cuerpos sigmoidales y lenticulares (figuras 5.4d y 5.19a-b) similares a los observados en la falla de La Potente (figuras 5.12a-b); así mismo, al igual que esta, los materiales que la conforman son de un color blanco pálido en superficie, con tintes locales rosados.

Por su dirección y buzamiento, su cota sobre el nivel del mar y su posición estratigráfica, la falla de Domper puede ser fácilmente correlacionable con la falla de la Bocamina, una gran falla inversa de bajo ángulo observada tanto en el hueco minero como dentro de las labores subterráneas de "Santa Rosa", la cual supone el techo de la mineralización en todo el yacimiento –tal y como se describe en más detalle en el "***Capítulo VI – Estratigrafía y estructura de "Santa Rosa"***"–.

En una posición infrayacente a esta estructura, en el mismo afloramiento, se reconoce un pliegue antiformal de escala decamétrica que afecta a los materiales dolomíticos de la Fm. Ribota y cuyo eje principal presenta un rumbo e inmersión de 155, 45W (figuras 5.20a-b), aunque su continuidad no puede confirmarse hacia el N al estar cubierta toda la zona por la facies Buntandstein.

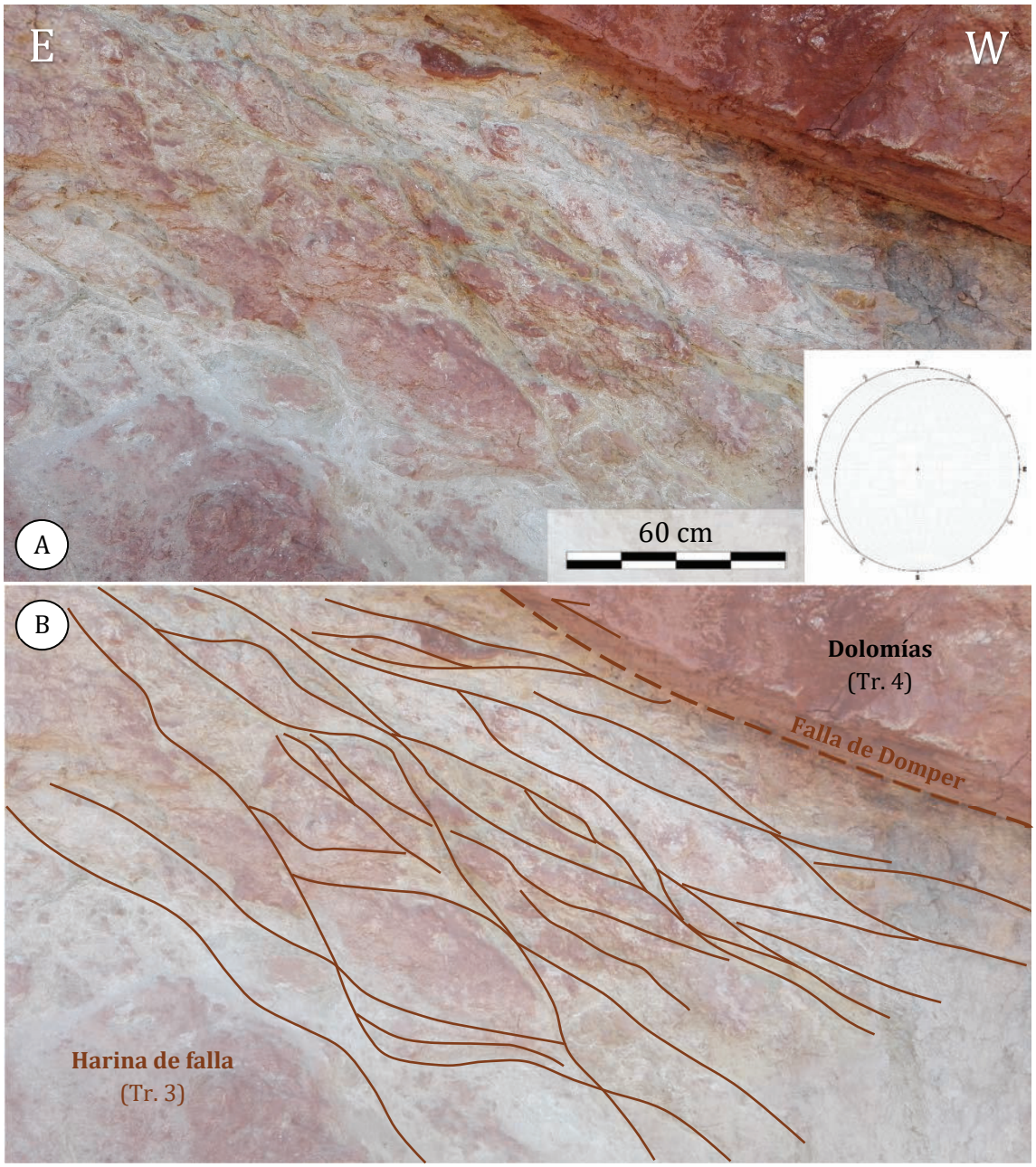


Figura 5.19. Afloramiento 4 de la figura 5.13. **a)** Fotografía y **b)** esquema estructural de la harina de falla de la falla de Domper (dirección 035, 25W), en la que se reconocen numerosos sigmoides y cuerpos lenticulares que estructuran internamente esta zona de falla.

5.1.2.3.- Fallas de dirección NE-SW

5.1.2.3.1.- Cabalgamiento Jalón – Ribota

El cabalgamiento Jalón – Ribota (figuras 5.16a-b, 5.21a-b y 5.22a-b) es un plano de cabalgamiento que aflora en la zona de estudio, reconociéndose claramente en el barranco del Judío, cerca de su desembocadura en el río Isuela (afloramiento 5 de la figura 5.13), y en la mina de "La Potente" –atraviesa horizontalmente el Cabezo del Azud, coronándolo con las dolomías de Ribota, que se disponen horizontalizadas (figura 5.15a)– y sus proximidades (afloramiento 2 de la figura 5.13).

Con una dirección aproximada NE-SW (030-060) y un buzamiento variable,

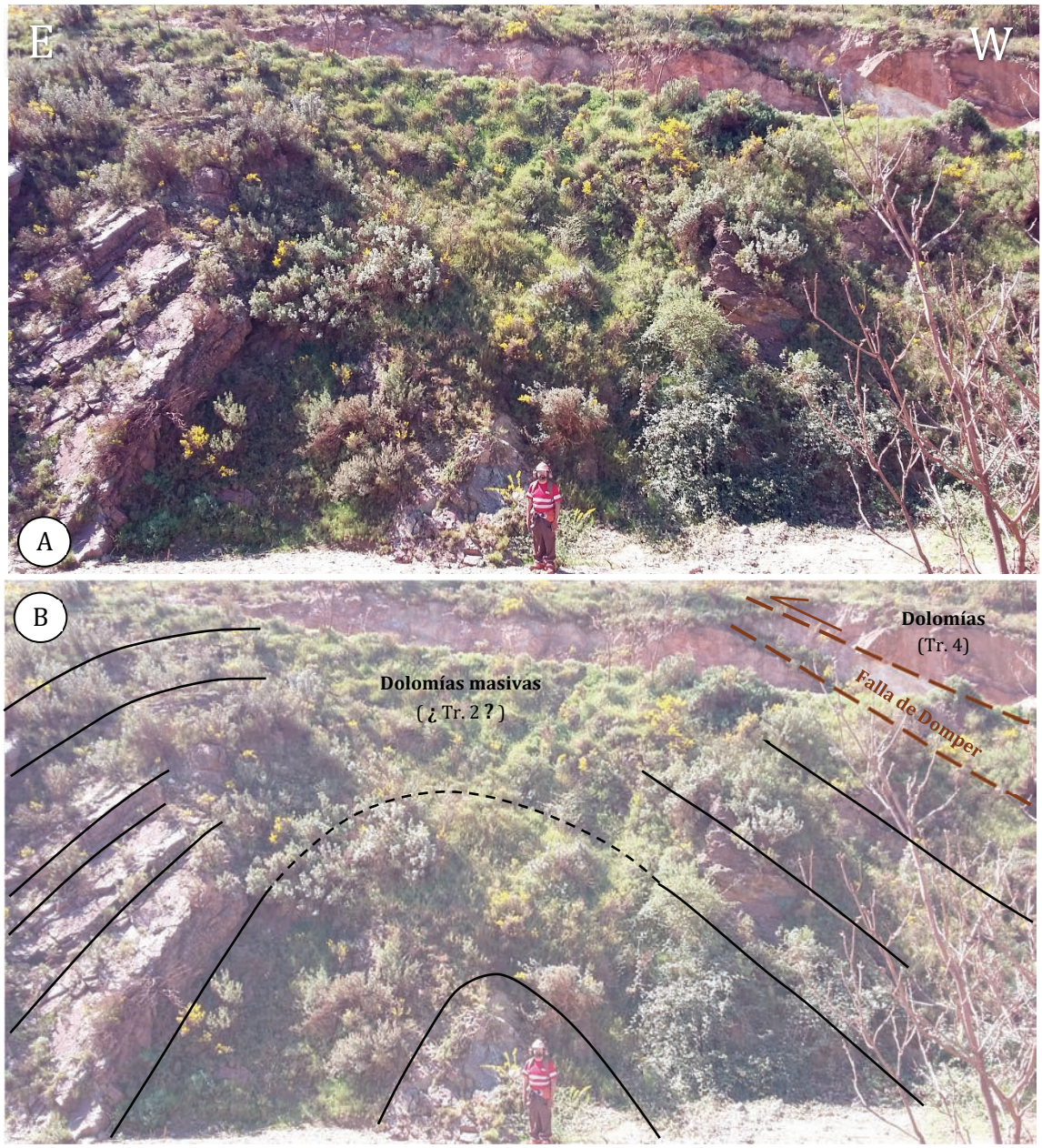


Figura 5.20. Afloramiento 4 de la figura 5.13. **a)** Fotografía y **b)** esquema estructural del pliegue antiformal de dirección 155, 45W infrayacente a la falla de Domper.

de unos 10-20°, esta estructura sitúa los materiales abigarrados de la Fm. Jalón y/o las dolomías masivas de la Fm. Ribota sobre la propia Fm. Ribota, dando lugar, de forma local, a una repetición parcial de la serie estratigráfica. En el afloramiento 5 de la figura 5.13, en la vertiente S del barranco del Judío, puede verse como los materiales infrayacentes a esta estructura se organizan en un pliegue de grandes dimensiones y eje N-S (dirección 000), con inmersión hacia el N (figuras 5.21a-c). En la vertiente N, en cambio, sólo se reconocen cuerpos dolomíticos masivos y tableados en serie monoclinal con buzamientos elevados hacia el E (figuras 5.22a-b) –posiblemente como consecuencia de una regularización de la ladera que oculta los materiales del flanco occidental de dicho pliegue–.

Esta estructura recuerda a la ya descrita para el afloramiento 2 (figura 5.16b), en la que por debajo de dicho cabalgamiento se desarrollaría el pliegue antiformal del Cabezo del Azud (figuras 5.14b-c).

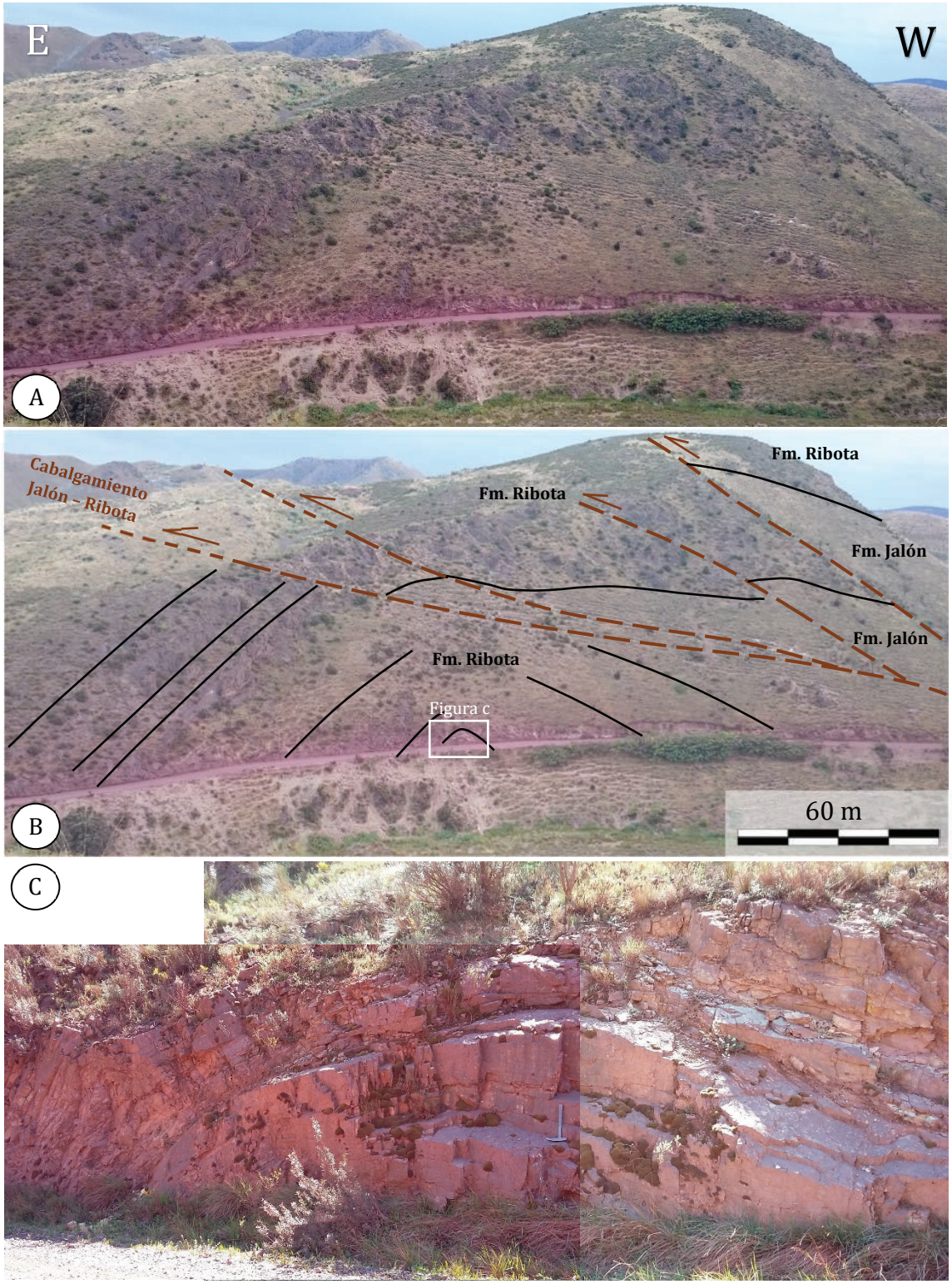


Figura 5.21. Afloramiento 5 de la figura 5.13. **a)** Fotografía panorámica y **b)** esquema estructural del antiforme de dirección N-S observado en la vertiente S del barranco del Judío en este afloramiento, que, como se puede apreciar, se emplaza inmediatamente por debajo del cabalgamiento Jalón – Ribota (nótese que el desplazamiento de las fallas no tiene por qué ser paralelo a la fotografía). **c)** Fotografía del núcleo del plegamiento, el cual aparece enmarcado en blanco en la figura b.

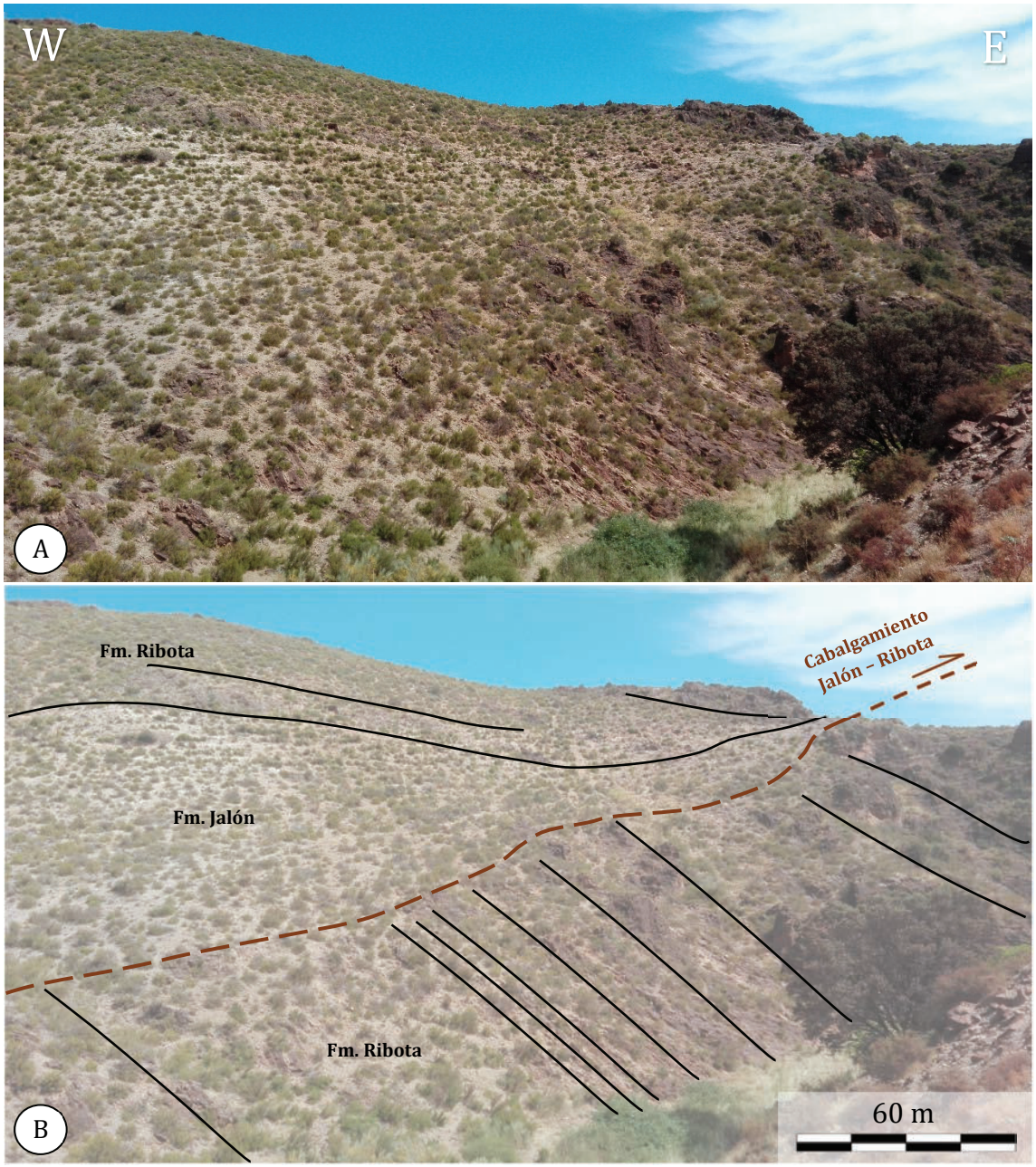


Figura 5.22. Afloramiento 5 de la figura 5.13. **a)** Fotografía panorámica y **b)** esquema estructural de la vertiente N del barranco del Judío en este afloramiento. En la figura se reconoce, por debajo del plano del cabalgamiento Jalón – Ribota, el flanco oriental del antiforme visto en la figura 5.21, constituido por dolomías tableadas a masivas de la Fm. Ribota.

En el afloramiento 5 de la figura 5.13, y afectando a las dolomías masivas infrayacentes al cabalgamiento Jalón – Ribota, se reconoce un plano de falla menor, sintético con el plano de falla principal, con pliegues de arrastre asociados (figuras 5.23a-b). Esta estructura secundaria tiene una dirección y una inmersión aproximadas de 030, 25W, siendo estas medidas muy similares a las de la falla de Domper.



Figura 5.23. **a)** Fotografía y **b)** esquema estructural del afloramiento 5 de la figura 5.13. Dolomías masivas a tableadas pertenecientes (posiblemente) al segundo tramo de la Fm. Ribota, en las que se reconoce una falla inversa de bajo ángulo con formación de pliegues de arrastre. La estructura presenta una dirección aproximada de 030, 25W y se sitúa inmediatamente por debajo del cabalgamiento Jalón – Ribota.

5.1.3.- Mineralizaciones menores de hematites

En la zona de estudio son numerosas las explotaciones de hematites antiguas, caracterizándose todas ellas, hasta donde se sabe, por un escaso desarrollo y unas producciones escasas. Dado que no se conserva información alguna sobre estas labores en el registro histórico, algunas de ellas bien podrían ser galerías de exploración llevadas a cabo a finales del siglo XIX y principios del XX, durante los años en que se solicitaban continuamente nuevos permisos y concesiones, o bien datar de fechas más remotas (de la Edad Media o, incluso, más antiguas). En las figuras 5.1 y 5.13 se señalan sobre el mapa geológico de la zona de estudio las posiciones de todas las bocaminas encontradas que han sido excavadas en mineralizaciones de hierro, reconociéndose varias posiciones estratégicas:

- Explotaciones emplazadas en las dolomías masivas de la Fm. Ribota, como "La Víbora" y "La Viborilla" (afloramiento 6 de la figura 5.13) (figuras 5.24a-b).

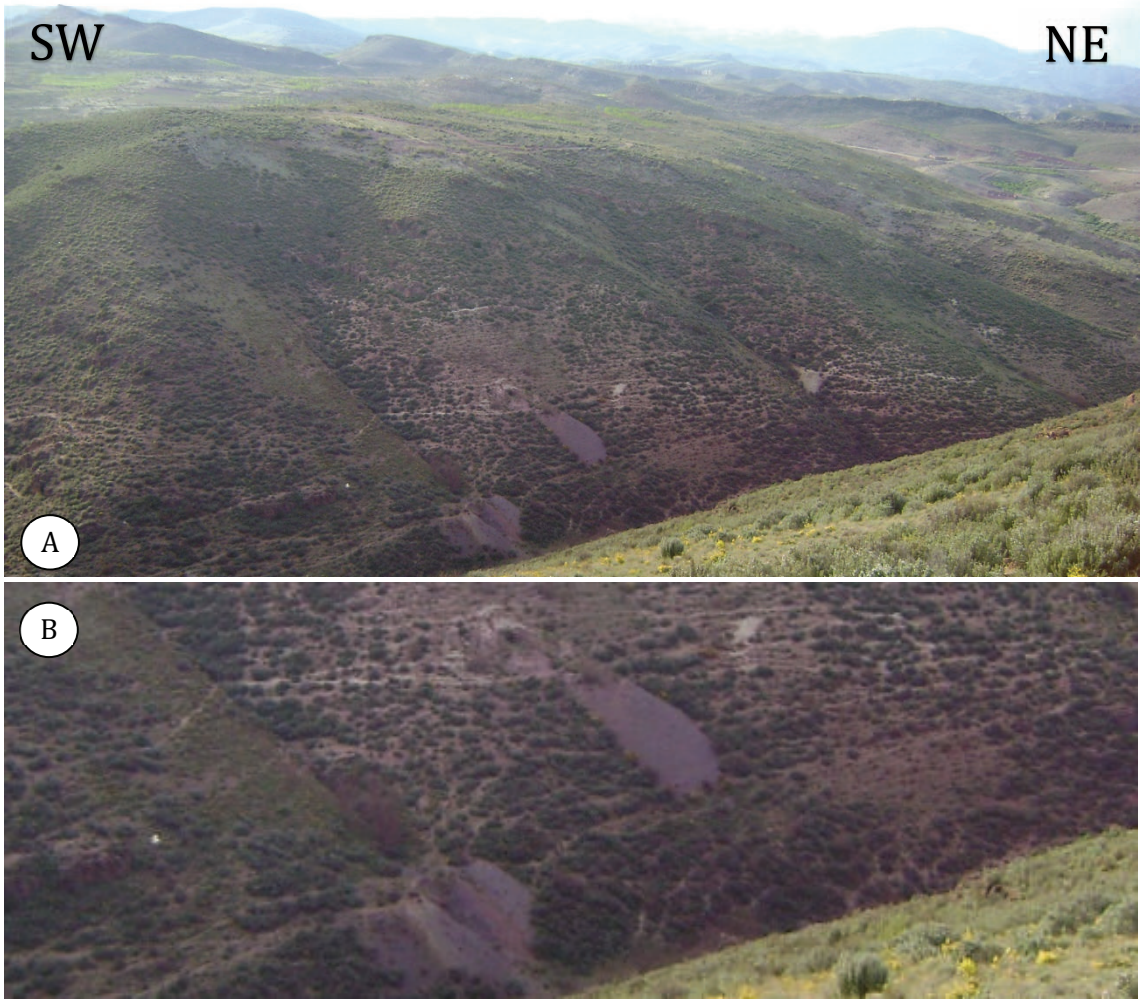


Figura 5.24. Afloramiento 6 de la figura 5.13. **a)** Fotografía panorámica de las bocaminas "La Víbora" (al SW) y "La Viborilla" (al NE), y **b)** ampliación de dicha fotografía. Ambas explotaciones están excavadas en las dolomías masivas de Ribota y profundizan en el monte ascendiendo en la serie estratigráfica. En sus extremos finales estas labores tienen pozos verticales que descienden (presumiblemente) hacia otros cuerpos mineralizados, pero en la actualidad están completamente anegados de agua y no se puede acceder a ellos.

- ❖ Explotaciones situadas en el contacto entre las Fms. Jalón y Ribota (afectadas o no por fallas). En este grupo se encuentran la bocamina emplazada en el afloramiento 3 de la figura 5.13 –desarrollada en la zona de charnela de un pequeño pliegue anticlinal, en las proximidades de la falla de La Potente (figura 5.18)– y las bocaminas del afloramiento 7 (en la zona del cabalgamiento de Jalón – Ribota; figuras 5.25a-c).

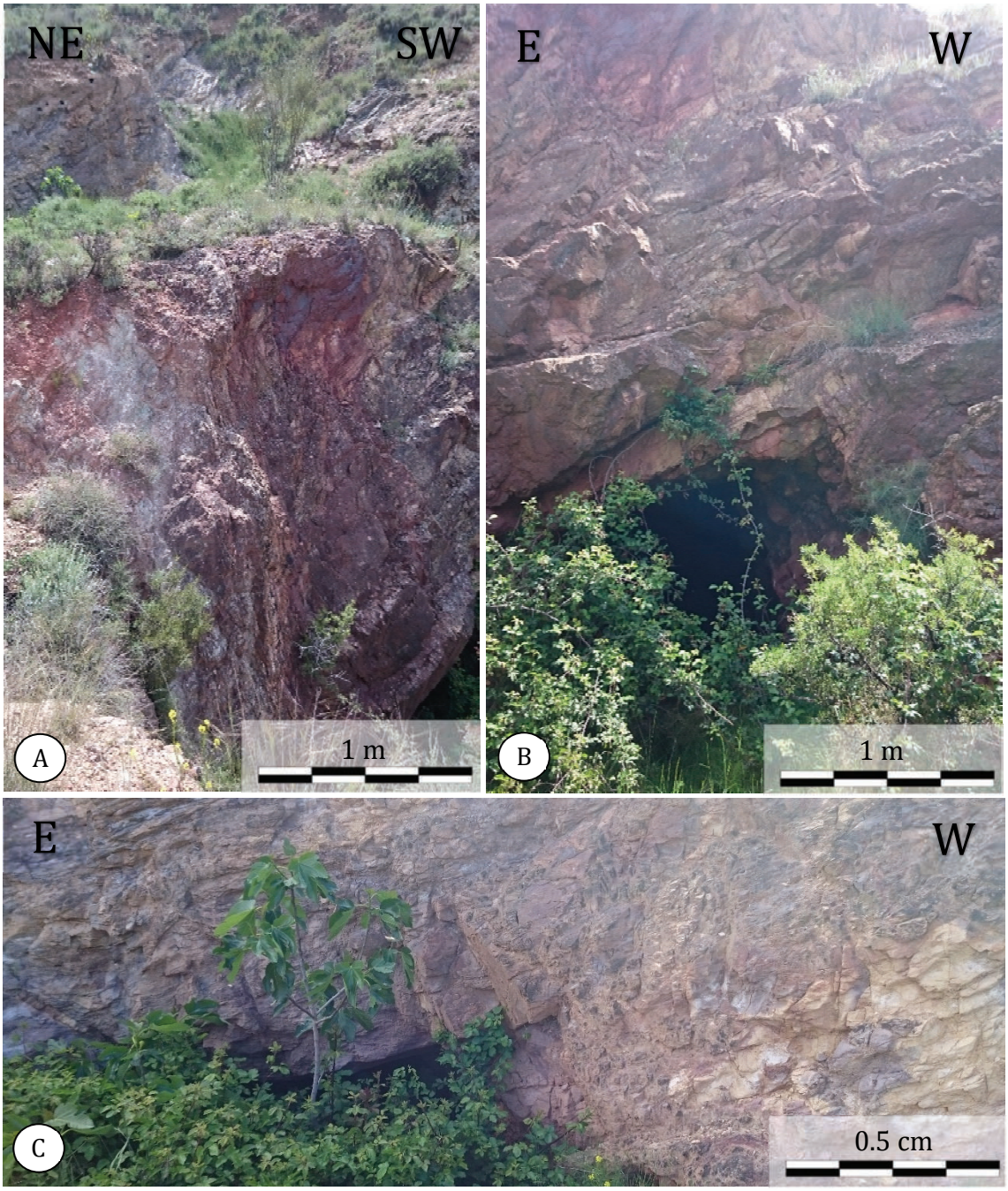


Figura 5.25. Afloramiento 7 de la figura 5.13. **a)** Fotografía de una corta antigua, en la que se reconocen dos bocaminas: una inferior, excavada en las dolomías de Ribota (abajo a la derecha en la figura), y otra superior, horadada en las capas abigarradas de Jalón, que cabalgan sobre la Fm. Ribota por efecto del cabalgamiento Jalón – Ribota; nótese la mineralización de hematites que aparece en el centro de la imagen, emplazada en las proximidades del plano de falla del cabalgamiento. **b)** Fotografía ampliada de la bocamina inferior, que se adentra en los materiales dolomíticos de la Fm. Ribota. **c)** Bocamina superior, excavada en materiales de la Fm. Jalón.

- Explotaciones situadas en el contacto (tectonizado) entre las Fms. Ribota y Huérmeda, de las cuales, las más impresionantes pueden verse en las figuras 5.26a-b.

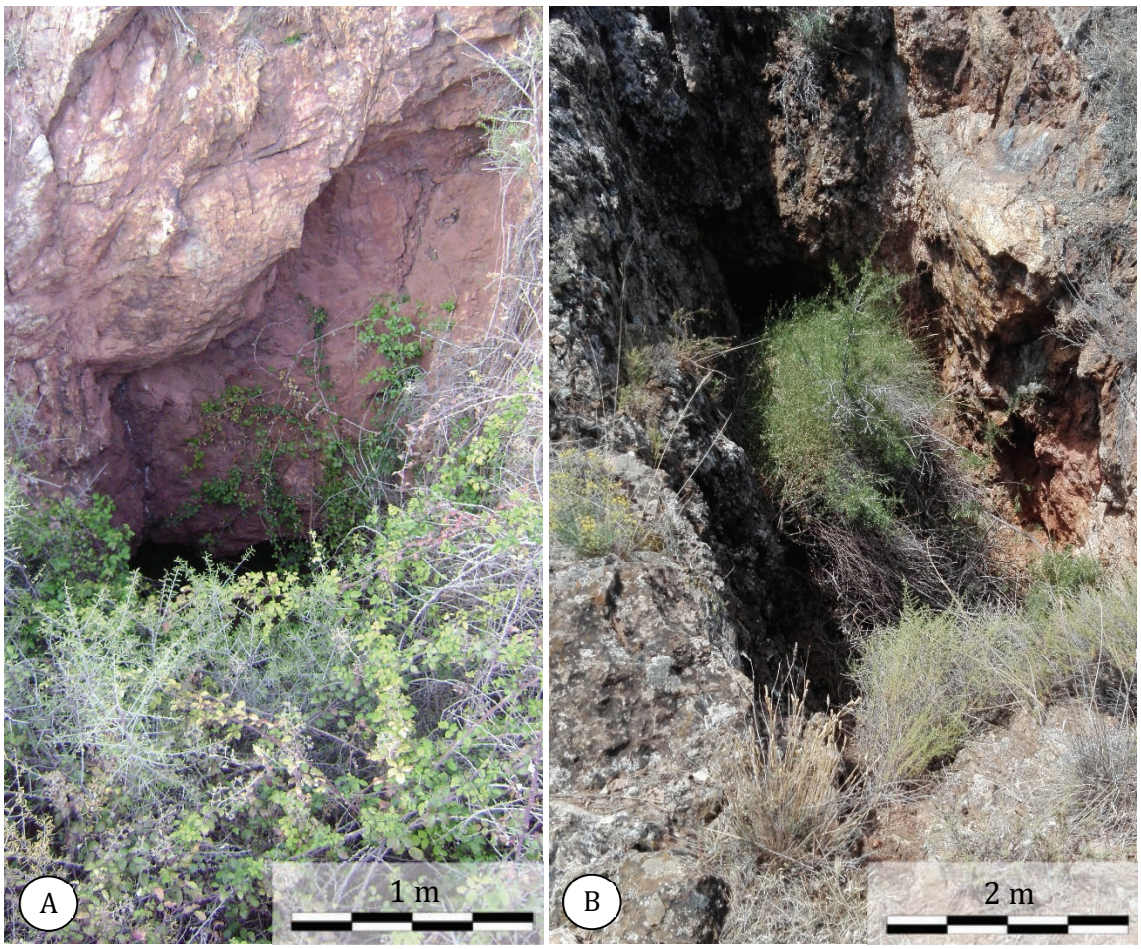


Figura 5.26. **a)** Afloramiento 8 de la figura 5.13; fotografía de una bocamina excavada en las proximidades del contacto entre las unidades Ribota y Huérmeda. **b)** Afloramiento 9 de la figura 5.13; fotografía de un antiguo pozo vertical, excavado en dolomías masivas de Ribota, cerca del contacto con la Fm. Huérmeda, y emplazado en lo alto del cerro Peña Roya (que debe su nombre a las mineralizaciones de hierro).

Pese a que las mineralizaciones explotadas en todas estas labores mineras podrían tener relación con los yacimientos de "Santa Rosa" y "La Potente", su análisis se torna muy complicado dadas sus condiciones de preservación y a la dificultad de acceso a las mismas, por lo que el estudio de estas mineralizaciones no forma parte de los objetivos planteados en esta tesis doctoral. No obstante, se considera importante destacar, por sobre todas, la mineralización de hematites explotada en "La Víbora" (figuras 5.27a-b), encajada en las dolomías masivas de Ribota, a una cota superior a "Santa Rosa" pero presumiblemente situada en la misma posición estratigráfica.

En algunos hastiales de la pequeña labor subterránea se reconocen disconformidades (superficies erosivas irregulares) entre la mineralización y los materiales encajantes (figura 5.27a) –cuerpos dolomíticos con alto contenido en lutitas y margas en la base de la mineralización, y pelitas blancas a ocres y verdes, a techo–, que pueden estar tectonizadas en algunos tramos de la galería (figura 5.27b).

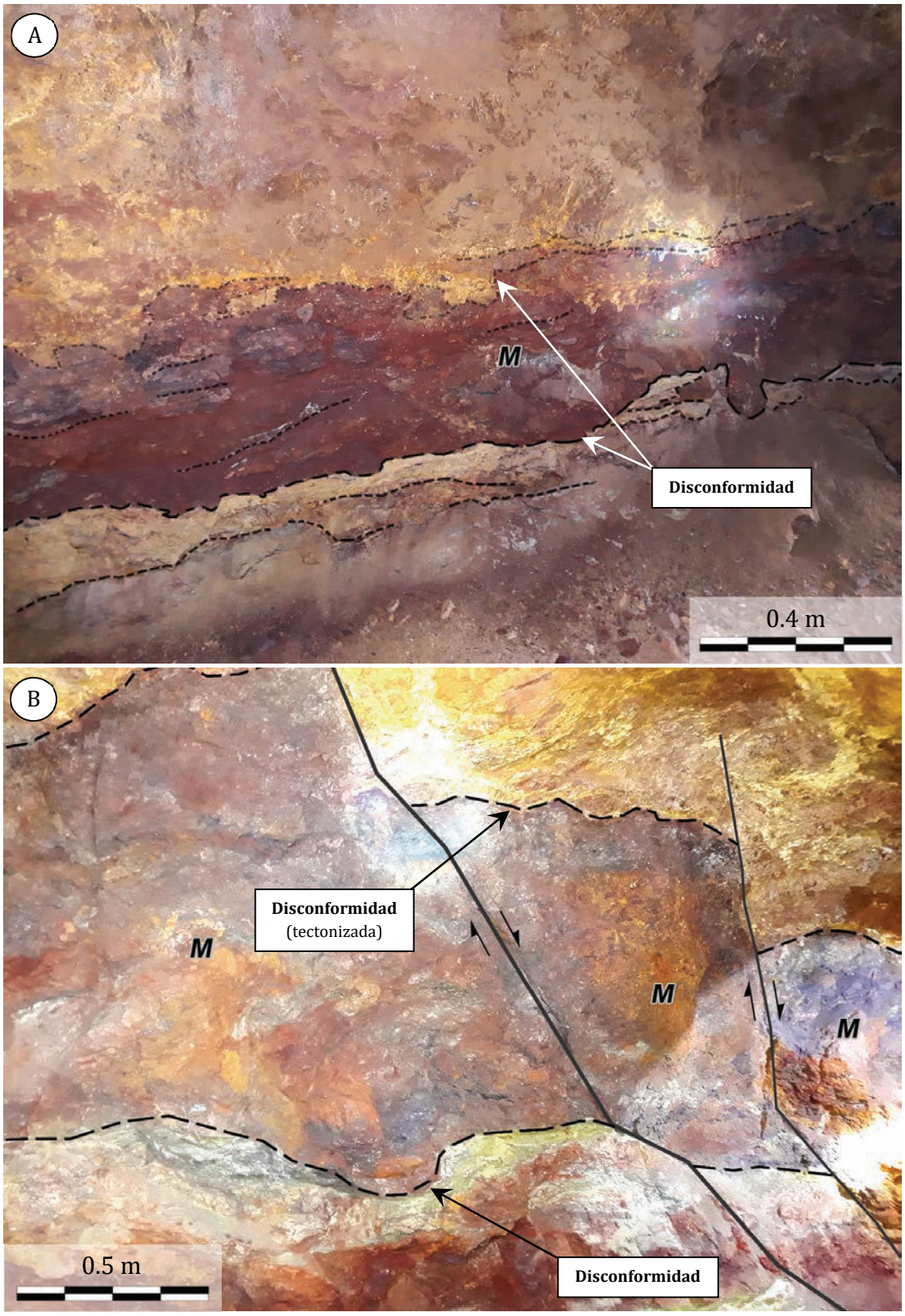


Figura 5.27. **a-b)** Fotografías y esquemas estructurales de la mineralización de hematites (M) explotada en la galería abandonada de "La Víbora", la cual presenta unos contactos muy irregulares con los materiales infra- y suprayacentes a ella. Por su aspecto irregular, ambos contactos parecen ser disconformidades, que estarían representando procesos de erosión. En la figura b se observan los materiales suprayacentes tectonizados, de un modo similar a "Santa Rosa". Imagen cortesía de Gaizka Vitorica.

Capítulo VI

Estratigrafía y estructura de "Santa Rosa"

6.1.- Generalidades del yacimiento

En el interior de las labores subterráneas de "Santa Rosa" se han realizado muy pocos estudios geológicos previos a la elaboración de esta memoria, pero aquellos autores que llegaron a investigar el yacimiento ya manifestaron la complejidad estructural de este, así como algunas de sus características litológicas más relevantes (Rived, 1922; IGME, 1973, 1974a, b, 1975; Schmidt-Thomé, 1973; Martín-Vivaldi & Aragonés, 1989; López-Ciriano, 2005; López-Ciriano *et al*., 2011a, b). Hay que recordar en este punto que la mina "Santa Rosa" está situada en el flanco noroccidental de un pliegue anticlinal de dirección NNE-SSW e inmersión hacia el N (figura 5.1), por lo que la mineralización de hematites, descrita tradicionalmente como estratiforme, buza (junto con los materiales encajantes) con una media de unos 22° hacia el NNW.

Los materiales que afloran en el interior de las labores subterráneas de esta mina pertenecen, casi en su totalidad, a la Fm. Dolomías de Ribota, y, más concretamente, a los tres primeros tramos de esta formación, descritos en el "***Capítulo V – Cartografía geológica***". No obstante, como se verá a continuación, en el interior de las labores estos materiales presentan algunas diferencias notorias con respecto a los afloramientos exteriores.

6.1.1.- La mineralización de hematites

La mineralización en la mina "Santa Rosa" está constituida por una hematites masiva muy competente (figura 6.1a), que conforma grandes cuerpos de espesores (por lo general) métricos y geometrías aparentemente estratiformes, que se apilan unos sobre otros conformando una zona mineralizada de gran potencia, la cual puede llegar a superar los 15 m en varias áreas de la mina. Esta zona mineralizada suele contener cuerpos de otras litologías, todos ellos lenticulares y sigmoidales (y, ocasionalmente, también amorfos), que se intercalan entre los cuerpos mineralizados o se encuentran englobados en su interior (figura 6.1b).

Más en detalle, cada cuerpo principal de hematites está constituido por una serie de cuerpos mineralizados lenticulares y sigmoidales de dimensiones menores, si bien generalmente no se reconocen los contactos entre estos, dando dicha apariencia estratiforme homogénea masiva al conjunto. No obstante, en ocasiones, estas lentículas de menor escala son reconocibles debido a la aparición de cuerpos de otras litologías, que en contraposición con los cuerpos mineralizados perfilan sus geometrías y dimensiones. Lateralmente, tanto los cuerpos lenticulares de hematites como los de los estériles intercalados entre ellos pueden terminar bruscamente (figuras 6.1a-b), siendo difícil predecir su continuidad en la tercera dimensión en cualquier hastial o frente de explotación.

La hematites es, como ya se ha dicho, masiva en todo el yacimiento, pero, como roca, presenta propiedades que varían de una zona de explotación a otra. Por lo general es un material muy competente (figura 6.2a), con una clasificación geomecánica RMR (Bieniawski, 1976, 1989) próxima a 68-70 (sobre 100), de tal modo que en más del 95 % de la explotación no se ha requerido sostenimiento artificial para controlar la estabilidad de las labores subterráneas, permaneciendo algunas zonas prácticamente intactas por más de 100 años (figuras 2.9b y 2.15a-d).

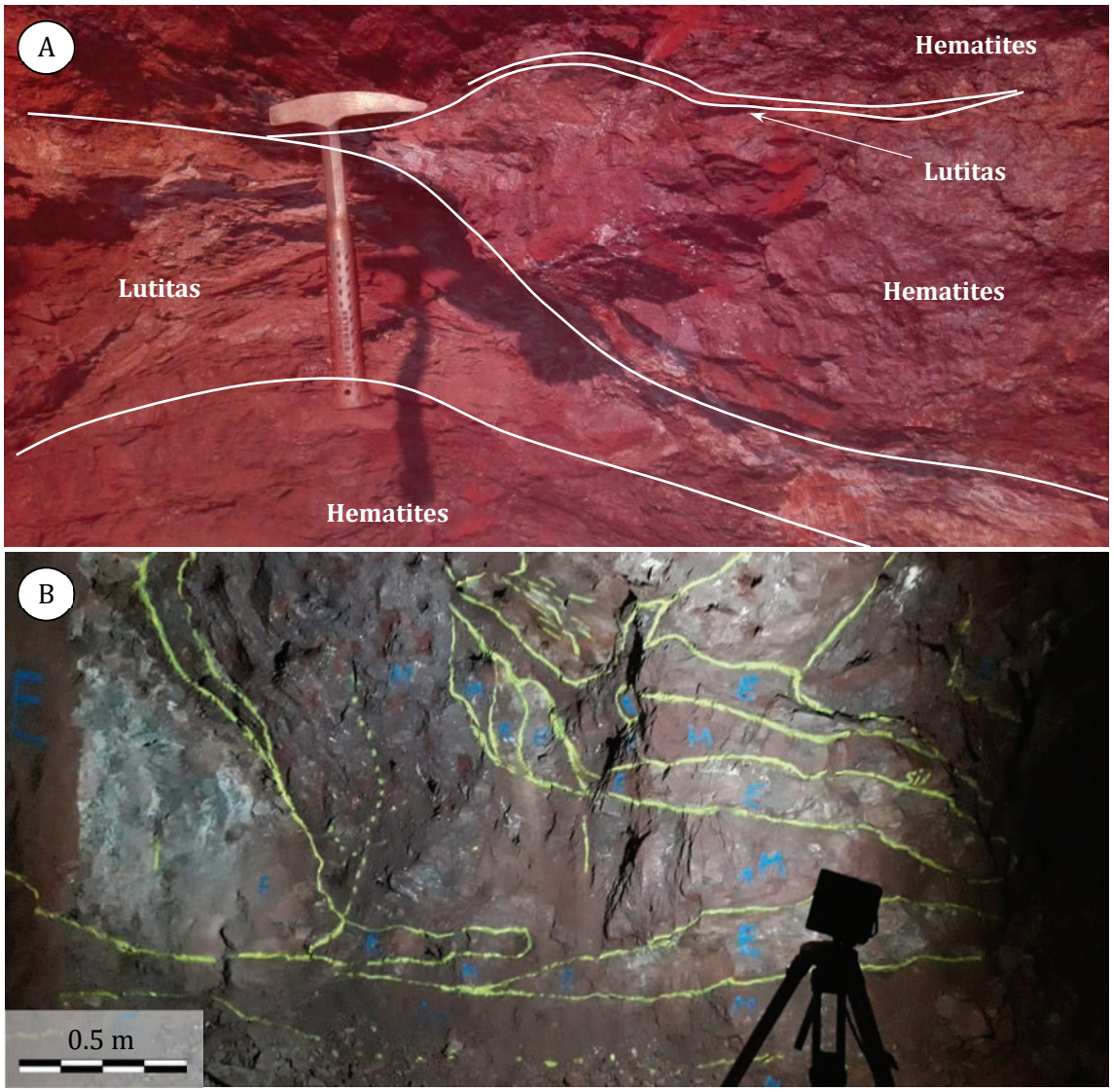


Figura 6.1. **a)** Fotografía de un hastial de la galería [2101] Rampa de Transformadores, que ilustra el aspecto general de la mineralización de hematites en la mina "Santa Rosa"; los cuerpos mineralizados son, por regla general, de una gran dureza y resistencia (con RMR de 68-70), siendo las únicas zonas de debilidad del macizo rocoso las zonas de fractura y los planos arcillosos intercalados dentro de los cuerpos mineralizados. **b)** Fotografía de un frente de explotación particularmente complejo emplazado en la zona septentrional de la explotación (Sector [3000]), en el que se reconocen las geometrías lenticulares, sigmoidales e incluso amorfas de los cuerpos mineralizados (M) y de estéril (E) integrados dentro de la zona mineralizada. Los contactos, todos ellos tectonizados, se señalan en amarillo.

En el resto de la explotación sí que se ha requerido sostenimiento, bien debido a una sobreexplotación en épocas antiguas o, en años más recientes, debido a las características estructurales de algunas de las zonas de explotación, puesto que algunos de los cuerpos mineralizados han demostrado ser materiales inconsistentes, pudiendo en ciertos casos llegar a deshacerse parcialmente con la mano; estos cuerpos más frágiles están completamente triturados por la actividad de fallas (figura 6.2b) y, ocasionalmente, embebidos en agua.

Los cuerpos lenticulares y sigmoidales de hematites intercalan numerosos niveles arcillosos y margosos de coloraciones muy variadas –sobre todo verdes, grises, pardas, rojizas y negras (figuras 6.2b, 6.3a, 6.4a y 6.5a)–, de espesor desde

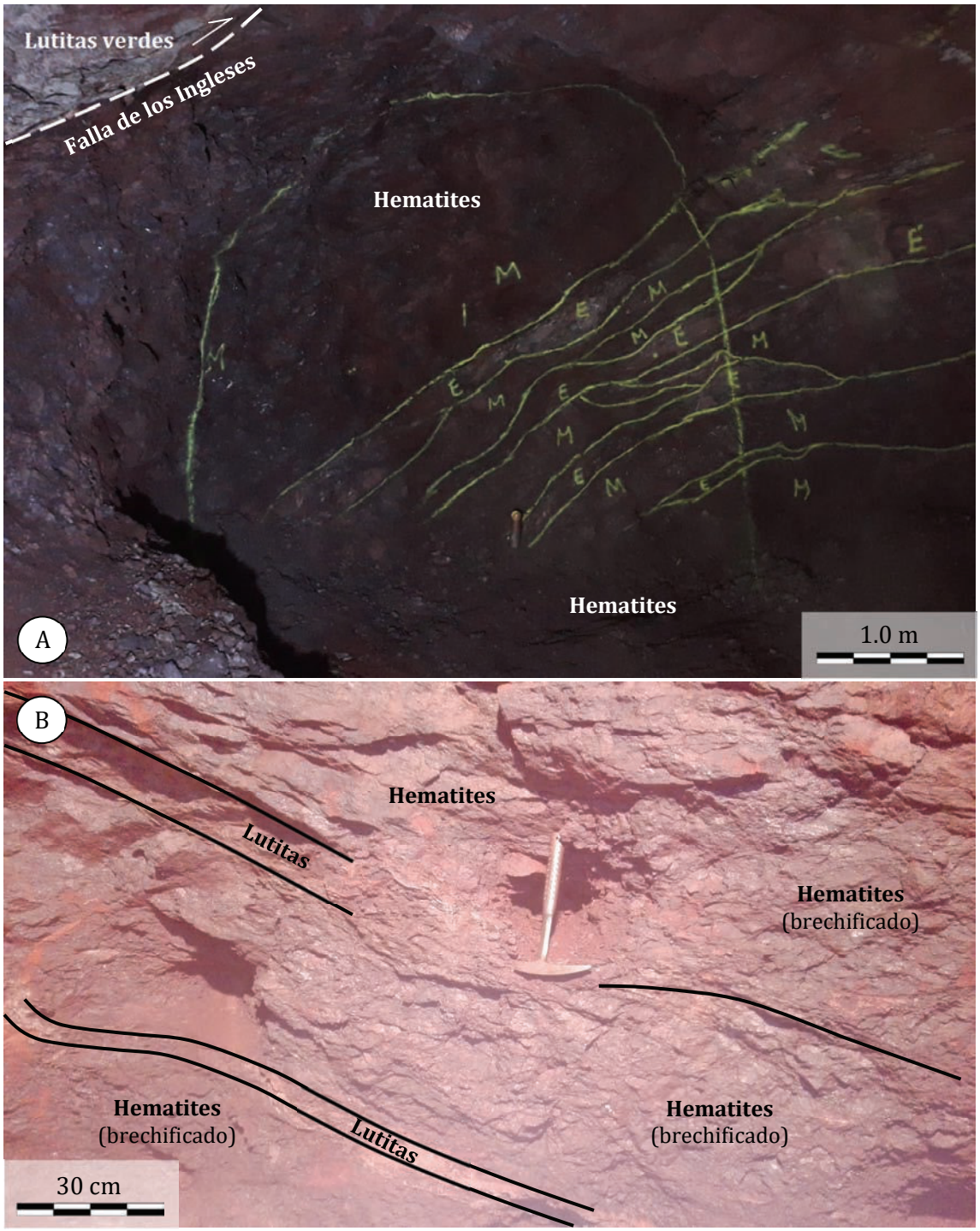


Figura 6.2. **a)** Aspecto de un frente de explotación de la [3108] Galería de Víctor, en el Sector [3000], en el que se reconoce, en primer lugar, un cuerpo mineralizado superior de gran espesor (de unos 2.5 m de potencia) constituido completamente por hematites de ley > 90 % (> 63 % de Fe elemental); en segundo término, se identifica otro cuerpo mineralizado, infrayacente al primero, conformado por una amalgama de cuerpos de hematites (M) y de estériles (E). Estas otras litologías (dolomías y lutitas, sobre todo) contaminan el frente de explotación (señalizado con un arco amarillo), reduciendo la ley del frente a un 75-78 % en hematites, aproximadamente. Es destacable la coloración gris-azulada de la hematites del cuerpo mineralizado superior frente a la coloración más rojiza del inferior. **b)** Fotografía de varios cuerpos mineralizados separados por niveles lutíticos, en la que se percibe una zona de la mineralización más triturada (parte inferior y derecha de la imagen) frente a otra más competente (parte superior izquierda).

milimétrico hasta decimétrico, con geometrías irregulares y que se manifiestan tectonizados. Estos cuerpos lutítico-margosos representan zonas de movimiento (deslizamientos), en ocasiones muy notorias, con presencia de estrías de falla de direcciones muy variadas –aún incluso dentro del mismo nivel–.

Así mismo, englobados dentro de la mineralización se encuentran con frecuencia cuerpos dolomíticos y, ocasionalmente, arenosos y pelíticos, de geometrías tabulares (con contactos irregulares), lenticulares y sigmoidales, de espesores y tamaños desde centimétricos (figura 6.3b) y decimétricos (figura 6.3c) hasta decamétricos. Todos estos cuerpos muestran signos de haber experimentado esfuerzos compresivos: suelen aparecer parcial o completamente brechificados, con desarrollo local de estilolitos y, ocasionalmente, constituyendo plegamientos de escala desde micrométrica hasta métrica asociados a fallas menores; los contactos entre ellos se muestran casi siempre tectonizados, con relleno de lutitas y materiales brechificados (como hematites), y, ocasionalmente, con desarrollo de estrías.

En gran parte del yacimiento la mineralización presenta huecos rellenos (parcial o completamente) por grandes cristales botroidales de hematites (figuras 6.6a-b), que pueden constituir bandeados (figuras 6.4b y 6.7). Este tipo de texturas, que en el yacimiento se localizan habitualmente en las zonas próximas a planos de falla o grandes zonas de fractura (figura 6.4b), confieren una mayor dureza y resistencia a la mineralización.

Asimismo, en muchos de los huecos, y en numerosas fracturas y planos de falla, suelen aparecer cristales de dolomita esparítica blanca a amarillenta-ocre terminando de rellenar las oquedades (figuras 6.4a, 6.5a y 6.6b), con morfologías romboédricas habitualmente bien desarrolladas y de tamaños desde milimétricos a centimétricos, que pueden llegar a conformar geodas de hasta 30 cm de anchura.

Aunque en algunas áreas de la mina la mineralización puede presentar leyes de un 75-80 % en hematites (un 52-56 % de Fe elemental), en la mayor parte del yacimiento la ley supera el 85 % e, incluso, el 90-95 % en hematites (63-66 % de Fe elemental), adoptando en dichas áreas el mineral una coloración gris en superficie (figuras 6.4a y 6.5a-b) y plateada con brillo azulado-oscuro en corte fresco; en estas zonas el mineral suele estar recristalizado y presentar un mayor desarrollo de texturas y bandeados botroidales (figura 6.4b y 6.7).

6.1.2.- Los materiales encajantes

Los materiales encajantes son las dolomías masivas del tramo 2 de la Fm. Dolomías de Ribota, en las que, muy ocasionalmente, se puede reconocer la estratificación. Estas dolomías son, por regla general, grises (figura 6.8a), aunque también suelen adoptar coloraciones verdosas (o gris verdosas), siendo mucho más abundantes estas tonalidades que en la superficie. Estos materiales se presentan, a menudo, triturados, estando el espacio generado durante el proceso de fracturación casi siempre relleno de dolomita blanca (y, a veces, ocre) recristalizada, por lo que estos materiales suelen ser también muy competentes (con RMR de 70-72).

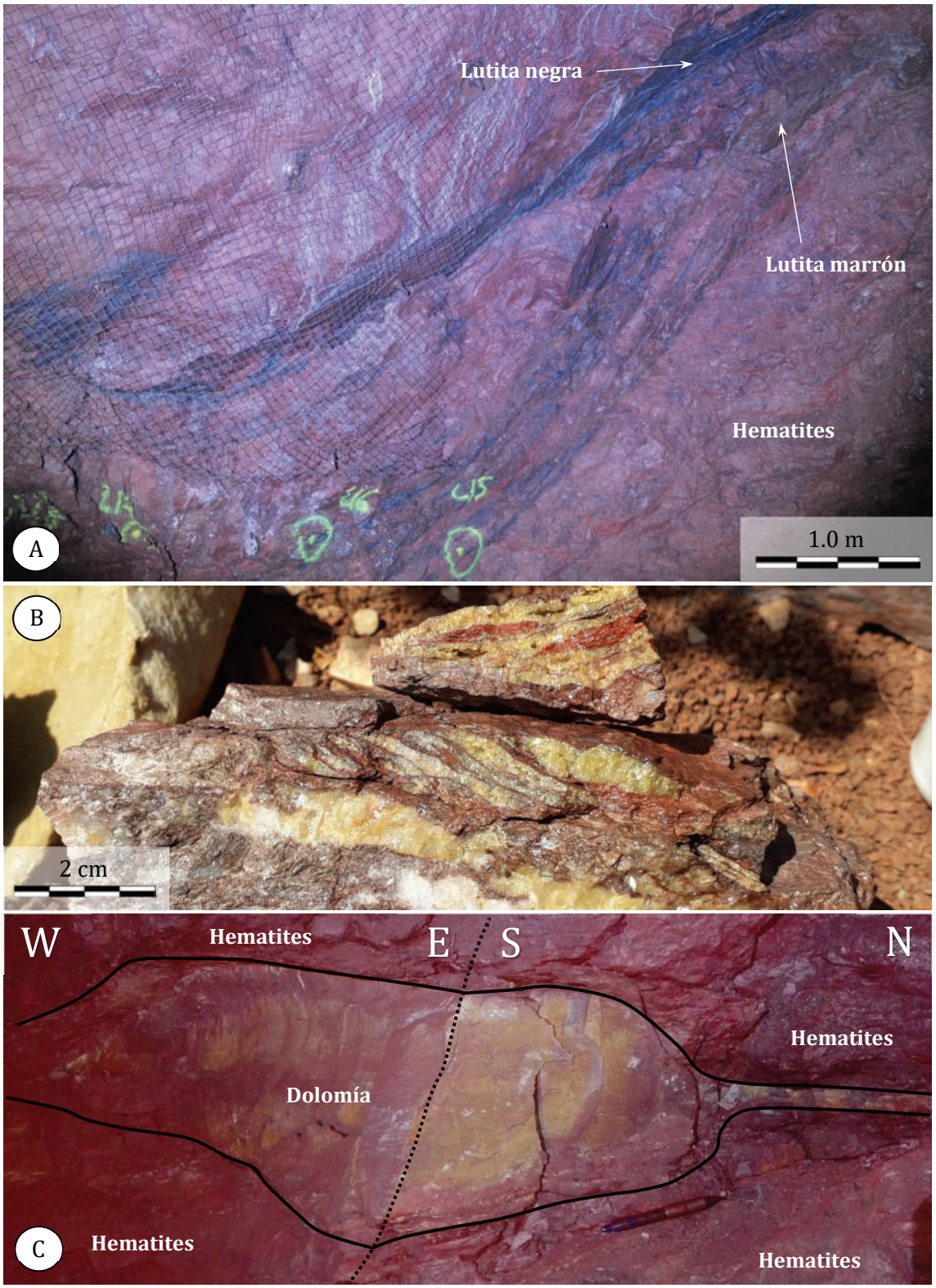


Figura 6.3. **a)** Cuerpos sigmoidales de hematites de escala métrica encontrados en el hastial E de la galería [3516] GI-476-N1; los contactos entre estos cuerpos están marcados por la presencia de lutitas negras. **b)** Muestra de dolomía con desarrollo de cuerpos sigmoidales y lenticulares centimétricos de dolomita amarilla y blanca, en la que los contactos contienen hematites roja. **c)** Sigmoide de dolomía ocre en superficie y gris a rojiza en corte fresco, situado entre dos cuerpos mineralizados del [1700] Área de la Lengüeta; dada su localización, en la esquina de un cruce entre galerías, puede verse la evolución lateral de la estructura en las tres dimensiones.

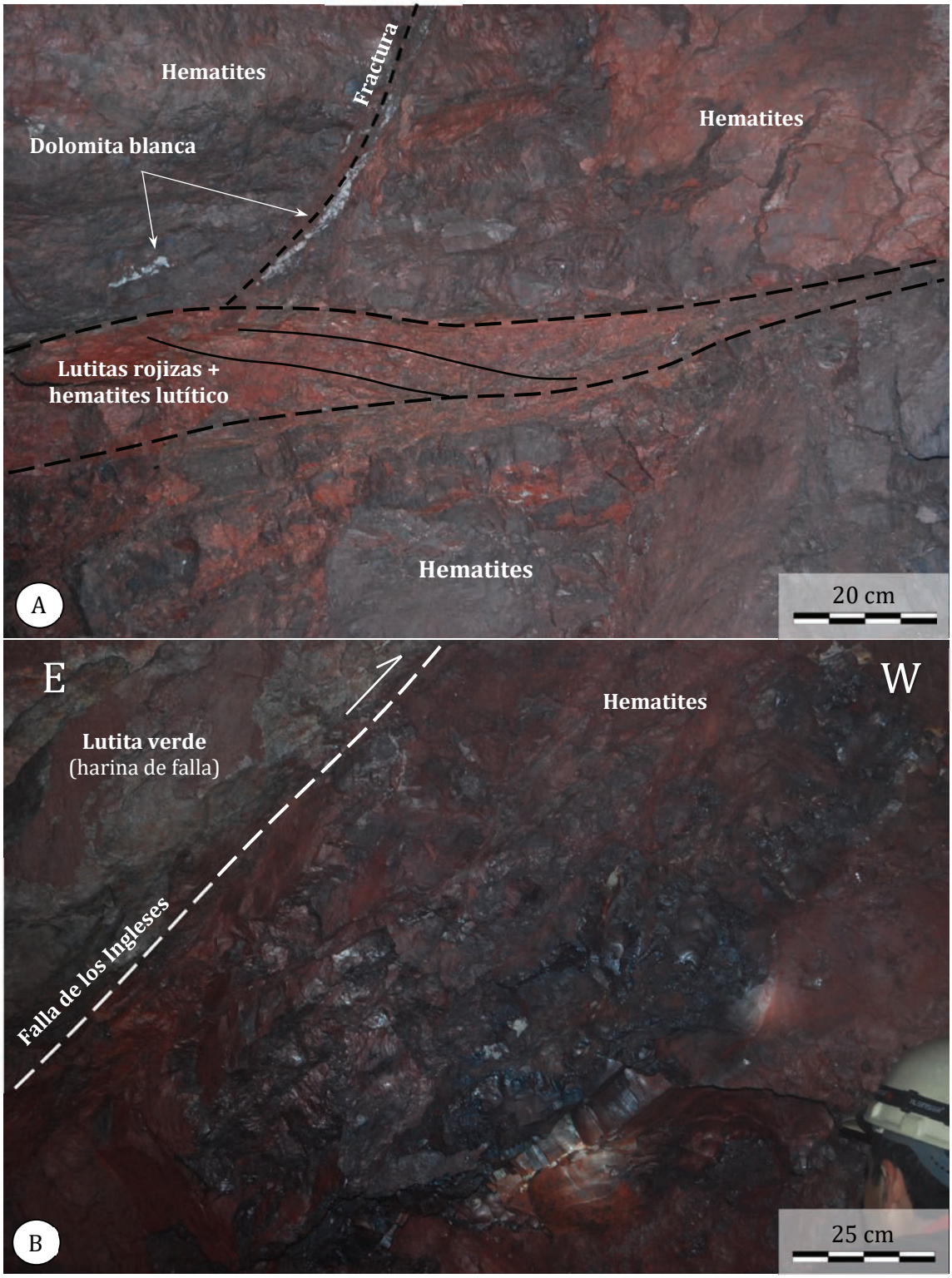


Figura 6.4. **a)** Cuerpos de hematites separados entre sí por un nivel lutítico de color gris verdoso en corte fresco y rojizo en superficie (teñido por las partículas de hematites presentes en suspensión en el aire) entremezclado con una hematites lutítica de grano fino; se reconocen huecos y fracturas rellenas de cristales de dolomita esparítica blanca. La mineralización, de cerca de un 90% de ley en hematites (63 % de ley en Fe elemental), exhibe un color gris en superficie muy característico. **b)** Bandeados botroidales de hematites encontrados en el frente de la galería [3306] GPE-Cn2GNW1; esta textura aparece frecuentemente rellenando huecos en cuerpos mineralizados triturados cercanos a planos de falla, como en la falla de los Ingleses (130, 60E). El color azulado oscuro de los botroides es un indicativo de la elevada ley –95 % en hematites: un 66 % en Fe elemental, aproximadamente – de esta mineralización (nótese en los botroides una cierta disposición lenticular-sigmoidal paralela al plano de falla principal).

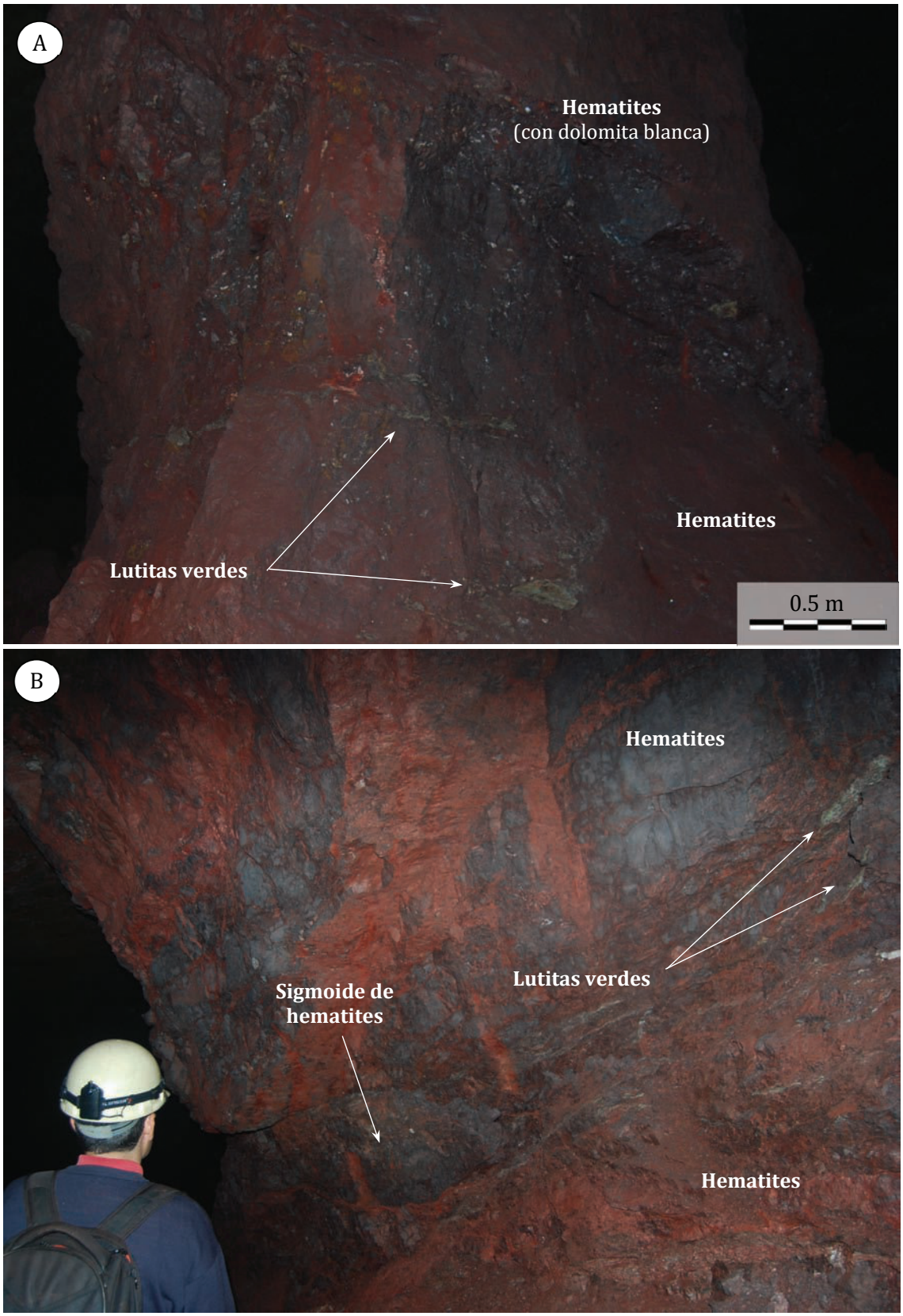


Figura 6.5. **a-b)** Fotografías de pilares del Sector [4000], excavados en una mineralización de muy alta ley (se reconoce fácilmente el color gris en superficie característico de la hematites de alta ley). En ambas figuras se destacan algunos niveles de lutitas verdes y, en la figura a, hacia techo, una zona de la mineralización con muchos huecos rellenos de dolomita esparítica blanca. En la figura b puede apreciarse, en la parte izquierda del pilar, un sigmoide de hematites con contactos bien definidos dentro del propio cuerpo mineralizado.

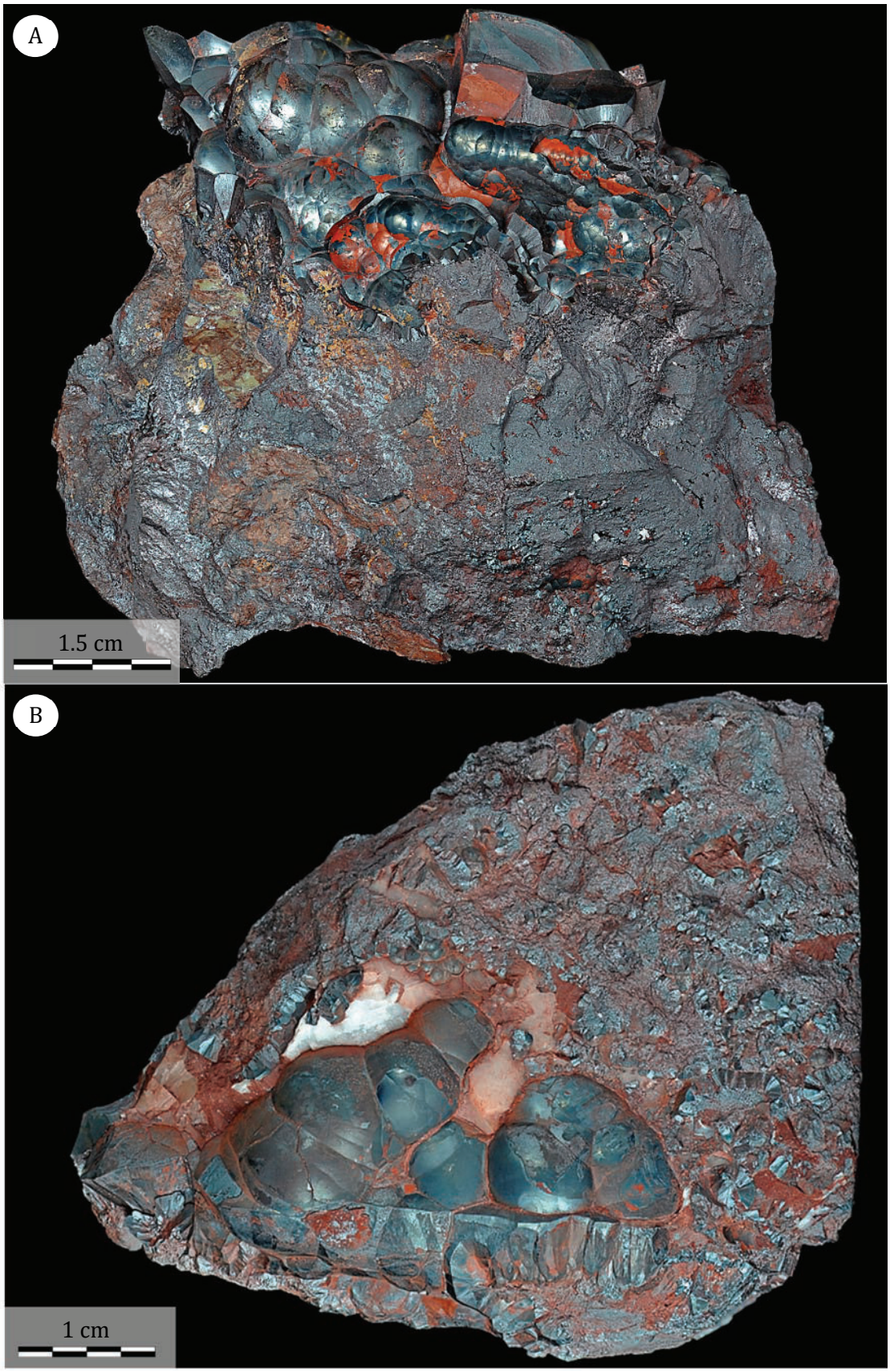


Figura 6.6. **a-b)** Fotografías de hematites de la mina "Santa Rosa" tomadas de la Colección del Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 15041-15042 DONADO PROMINDSA, 2014 (fotografías de E. Ortiz de Zárate), en las que se reconoce una hematites masiva sobre la que se desarrolla una hematites reniforme-botroidal de escala centimétrica, que engloba clastos de lutitas verdes y cristales de dolomita esparítica blanca.



Figura 6.7. Desarrollo de bandeados botroidales de hematites sobre hematites masiva en un frente de explotación del Sector [3000].

En las proximidades a la mineralización, en contacto con esta o en torno a algunas fracturas y planos de falla, las dolomías pueden aparecer teñidas por la propia hematites, adoptando tonalidades más pardas (pudiendo variar desde rosas hasta rojizas, rojo intensas, marrones y pardo-oscuras). Este cambio de facies puede ser gradual, pasando a los colores grises y verdosos habituales al aumentar la distancia con la mineralización, o neta (en zonas de contacto), definiendo cuerpos dolomíticos colindantes bien diferenciados y de tonalidades diferentes (figura 6.8a).

A techo de la zona mineralizada aparecen, en todo el yacimiento, dolomías grises, gris verdosas, verdes y rojizas, y/o materiales pelítico-margosos de colores verdosos, todos ellos tectonizados (fracturadas e, incluso, trituradas las dolomías, y muy pizarrosas las lutitas y margas; figura 6.8b), formando parte de una brecha de falla de varios metros de potencia que establece el límite superior de la mineralización y sobre la cual únicamente aparecen pelitas verdes y dolomías gris-verdosas (pertenecientes al tercer tramo y, posiblemente, también a la parte basal del cuarto tramo definidos para la Fm. Ribota).

Esta gran zona de falla, identificada con diversos nombres en las diferentes zonas de trabajo en que se dividen las labores subterráneas de la mina "Santa Rosa", tiene un buzamiento generalizado de bajo ángulo hacia el N y se dispone, en apariencia, paralela a subparalela a los planos de estratificación de las litologías infrayacentes a ella, dando muestras de haber sufrido movimientos de carácter inverso en la mayor parte del yacimiento.

Por su parte, los materiales situados inmediatamente por debajo de la mineralización suelen ser dolomías marrones, rojizas y grises, y, en algunas zonas, lutitas y lutitas areniscosas pardas, en las que se reconocen a menudo espejos de falla. Ocasionalmente, por debajo de estos materiales pueden aparecer facies abigarradas lutítico-areniscosas de dudosa asignación, similares a los materiales de la parte superior de la Fm. Jalón y del primer tramo definido para la Fm. Ribota.

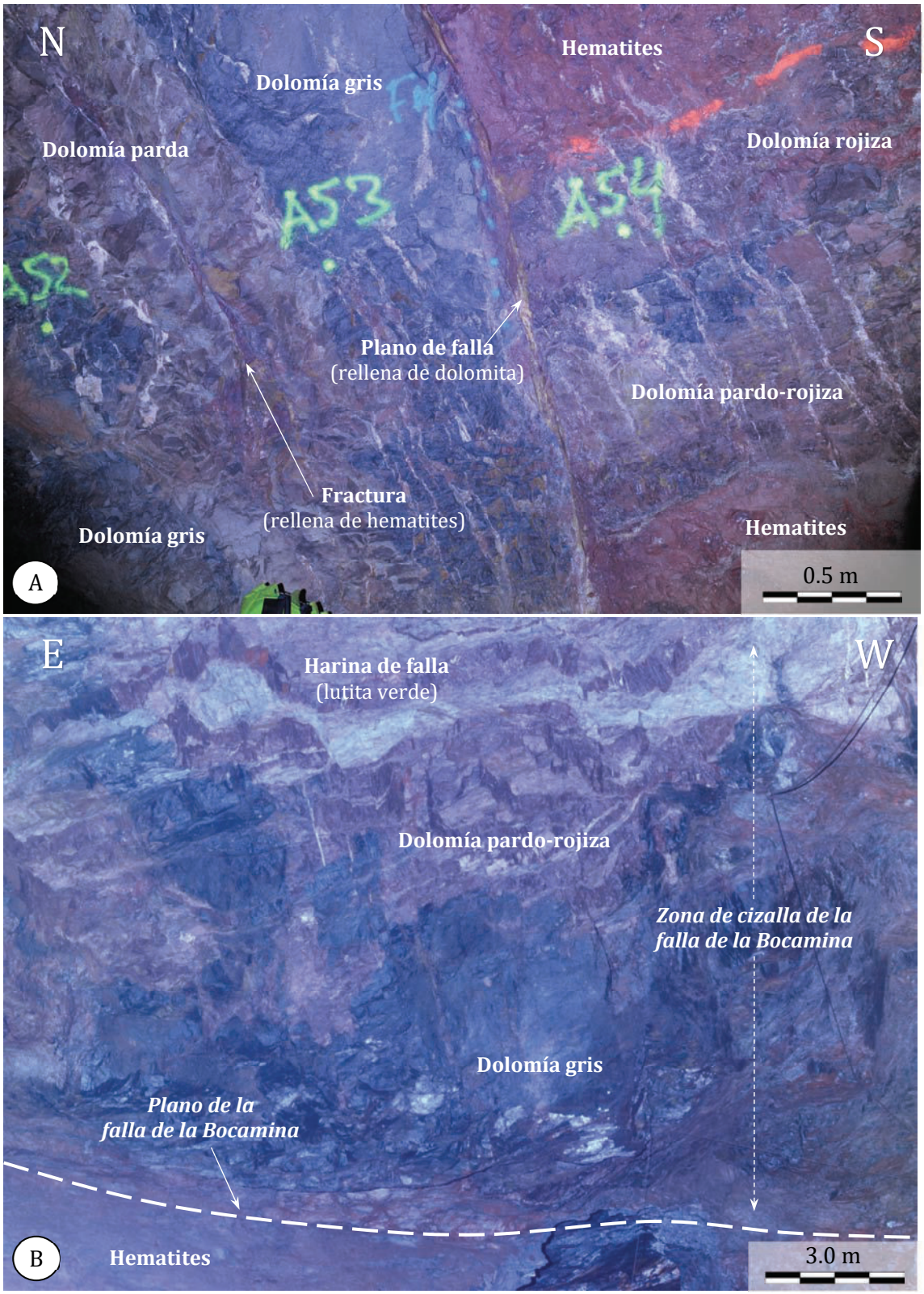


Figura 6.8. **a)** Dolomías grises y pardo-rojizas fotografiadas en la galería [3411] C28-LN1, en las que se reconocen numerosas fracturas y planos de falla rellenas de dolomita blanca y amarilla, y de hematites micácea. Puede verse como la proximidad de dichas discordancias sirve tanto como vía de propagación como de límite para las coloraciones pardas, que suelen ser más comunes en las proximidades de la mineralización de hematites. **b)** Dolomías grises y rojizas trituradas a techo de la mineralización en la [2101] Rampa de Transformadores; estos carbonatos están englobados en la zona de cizalla de la falla de la Bocamina, paralela a subparalela a la serie estratigráfica, la cual está constituida por lutitas verdes pizarrosas que se entremezclan con los carbonatos. En el interior de la zona de cizalla se reconocen multitud de fracturas y de planos de falla menores verticalizados.

6.2.- Estructura del yacimiento

La complejidad estructural del yacimiento de "Santa Rosa" es tal que, a la hora de estudiarlo, han surgido dos grandes inconvenientes: la propia intrincación de la estructura, por una parte, y la escala de representación, por la otra.

- La intrincación de la estructura:

  El criadero de "Santa Rosa" es un yacimiento controlado, principalmente, por fallas de bajo ángulo y sentido de movimiento aparentemente inverso, que constituyen, en su conjunto, geometrías sigmoidales de escalas métricas a decamétricas y dimensiones muy variables. Esta disposición de los materiales, ya de por sí compleja, se haya dislocada por una serie de fallas de ángulo elevado de direcciones principales N-S, E-W, NW-SE y NE-SW, con planos de dimensiones muy variables y saltos de falla desde centi- hasta decamétricos, en los que se reconocen desplazamientos normales, transcurrentes, rotacionales e inversos.

  Las geometrías de los cuerpos de estéril y de la propia mineralización, que como ya se ha dicho son lenticulares y sigmoidales en su mayoría, dificultan aún más el modelo, al no poderse llevar a cabo correlaciones laterales de los cuerpos entre afloramientos basándose únicamente en los espesores; además, no existen niveles estratigráficos guía.

  Por otro lado, todos los contactos entre los cuerpos de hematites y de las litologías que los acompañan son mecánicos o están tectonizados, por lo que tampoco suelen ser muy fiables para establecer correlaciones, dado que, por regla general, se ramifican en dos o más niveles (describiendo las geometrías en horquilla típicas de los cierres lenticulares y sigmoidales) y/o cortan a otras estructuras.

- La escala de la representación:

  El estudio de este yacimiento requiere de una descripción y una representación gráfica muy detalladas para poder ser entendido. Sin embargo, al modelizar las fallas y los principales cuerpos mineralizados y del encajante, el nivel de detalle necesario para plasmar fielmente la estructura impide tener una visión general de la misma (figuras 6.9a-b). El modelo en 3D llevado a cabo sólo es útil, en su conjunto, si puede ser visualizado correctamente (es decir, en las 3D), por lo que, para poder ser utilizado en esta memoria como figura explicativa a una escala razonable y con las limitaciones impuestas por las 2D, se ha tenido que subdividir en varios modelos de menor extensión.

  Los cortes geológicos, como herramienta en sí misma, no han resultado especialmente útiles tampoco, dada la complejidad de las correlaciones dentro del yacimiento y a la dificultad de reconocer la estructura principal en superficie (al estar las unidades cámbricas recubiertas, de forma discordante, por la facies Buntsandstein en toda la extensión de las labores mineras; figura 5.1). Sin embargo, la combinación de algunos de estos cortes geológicos con los modelos en 3D sí que ha resultado ilustrativo en algún caso.

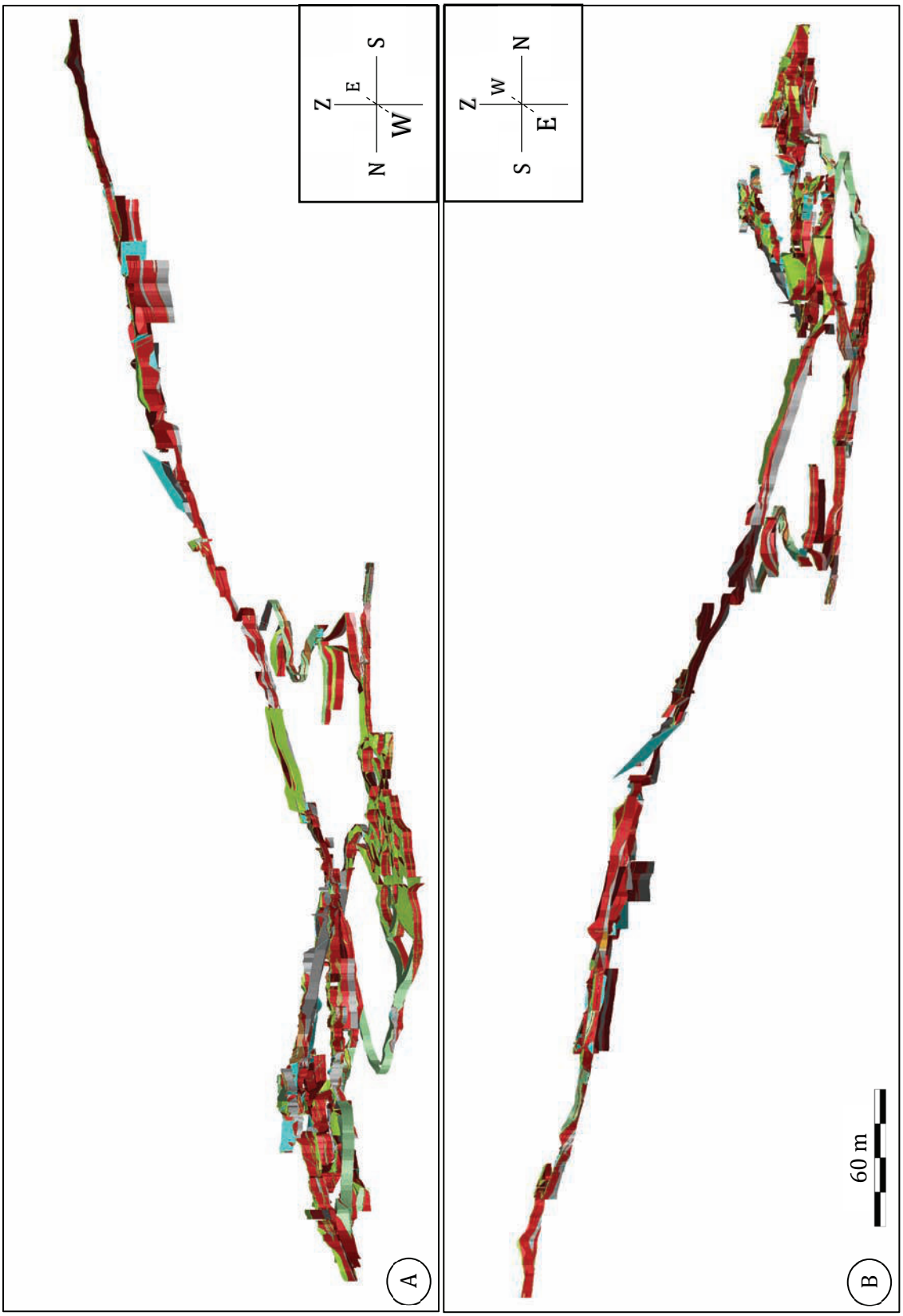


Figura 6.9. **a-b)** Esquemas estructurales en 3D de la geología del yacimiento de "Santa Rosa", tal y como afloran en todas las labores subterráneas estudiadas. Dada la complejidad de este yacimiento, la escala a la que se muestran estas figuras es insuficiente para poder explicar su estructura, por lo que se ha optado por "seccionarlo" atendiendo a una serie de bloques o dominios estructurales, tal y como se puede ver en la figura 6.10. La leyenda de colores puede consultarse en la tabla 4.1 y la figura 4.13. Fecha del modelo: octubre de 2022.

Así, con estas problemáticas, y para poder esclarecer la distribución de estos materiales en el yacimiento y su estructura, se ha optado por dividir el modelo en 3D del criadero en una serie de bloques o dominios estructurales (definidos a partir de las principales estructuras tectónicas que atraviesan las labores mineras), explicando su estructura de forma individual.

Se reconocen, tal y como se muestra en la figura 6.10, los siguientes dominios estructurales, que de N a S son:

- D. E. (dominio estructural) de las Arcillas → Abarca la parte del yacimiento emplazada al N de la trazada de la falla de Indra, implicando a las labores del [3500] Área del 27, del [3600] Área de las G's y de la parte septentrional del [3400] Área del 28.
- D. E. de Igea-Sousa → Comprende todas aquellas labores situadas entre las trazadas de las fallas de Indra y de Sousa: el [2500] Área de la "Y", el [3100] Área del Corte de los Ingleses, el [3200] Área de Igea, el [3300] Área del Punto de Encuentro, la parte meridional del [3400] Área del 28, y todo el Sector [4000].
- D. E. de Asturianos → Incluye la zona del yacimiento situada entre las trazadas de las fallas de Sousa y de Asturianos, es decir, las labores del [2300] Área de CPM y del [2400] Área de PM Central.
- D. E. del Cobre → Es la sección del yacimiento que reúne todas aquellas labores subterráneas emplazadas entre las trazadas de las fallas de Asturianos y del Cobre: el [2100] Área de Transformadores y el [2200] Área de Asturianos.
- D. E. de la Gilda-Lengüeta → Engloba toda la zona meridional del yacimiento, al S de la trazada de la falla del Cobre, abarcando todo el Sector [1000] y el hueco minero.

El emplazamiento de las áreas de explotación que conforman cada uno de estos dominios estructurales puede consultarse en los planos detallados de cada sector vistos en el "***Capítulo 2 – La mina "Santa Rosa"***":

- Sector [1000] (figura 2.17)
- Sector [2000] (figura 2.20)
- Sector [3000] (figura 2.22)
- Sector [4000] (figura 2.23)

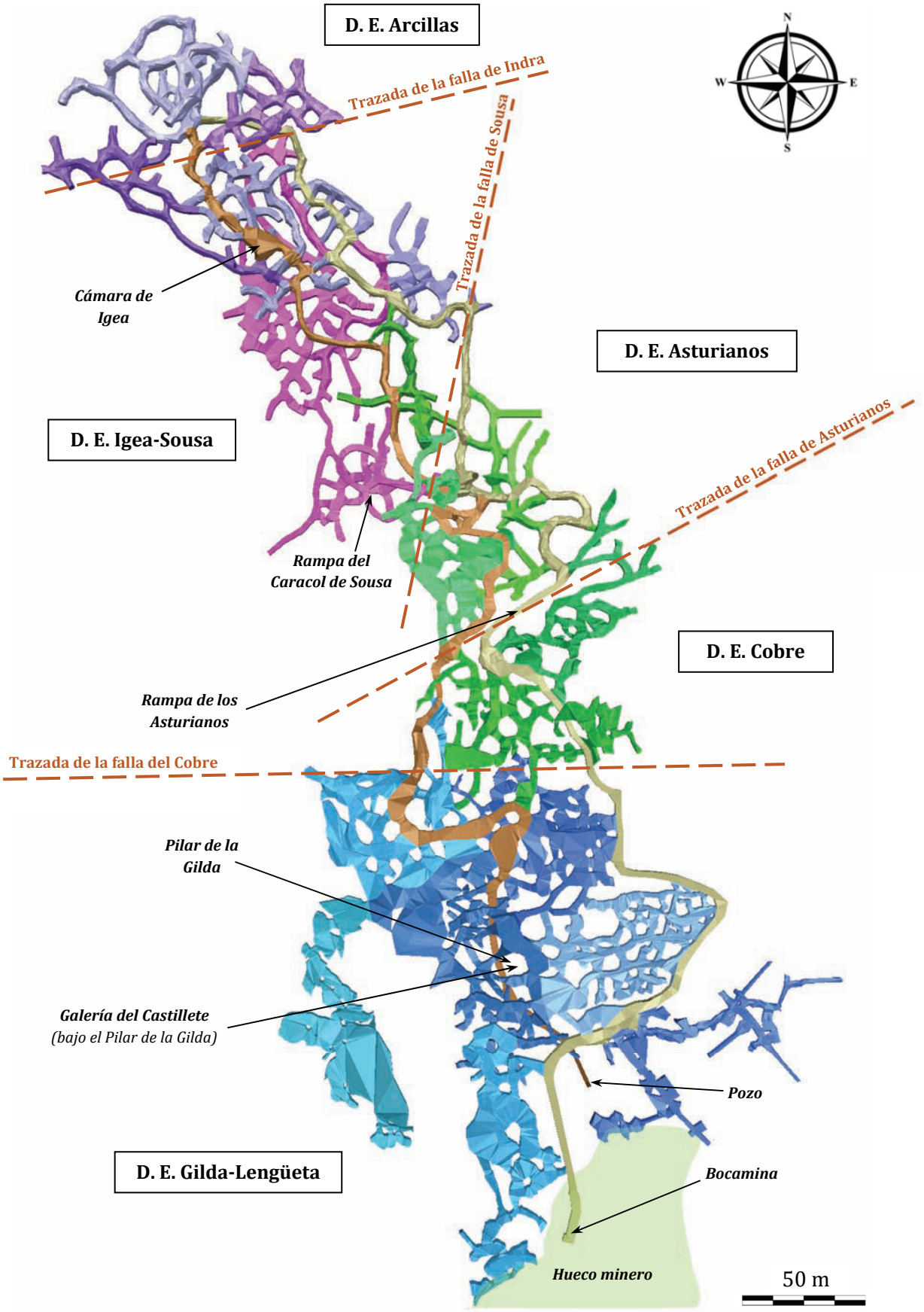


Figura 6.10. Vista en planta del modelo en 3D diseñado en *RecMin* de las labores subterráneas de la mina "Santa Rosa", en la que se señalan los dominios estructurales en que se ha dividido el yacimiento y las trazadas de las estructuras que se han empleado para definirlos. El esquema de colores empleado es muy parecido al de la figura 2.13a. Fecha del modelo: abril de 2019.

6.2.1.- D. E. de las Arcillas

El D. E. de las Arcillas es el dominio más septentrional del yacimiento, estando delimitado al S por la trazada de la falla de Indra (figuras 6.10 y 6.11) y englobando las labores subterráneas pertenecientes al [3500] Área del 27, al [3600] Área de las G's, y a la zona N del [3400] Área del 28 (figura 2.22). En este D. E. se ha levantado un perfil estratigráfico representativo[7], cuya base se emplaza muy próxima a la ubicación del Sondeo del 27 (S0302): el perfil "Lago", denominado así por haberse erigido en las proximidades del [3504] Cruce del Lago (figura 6.11).

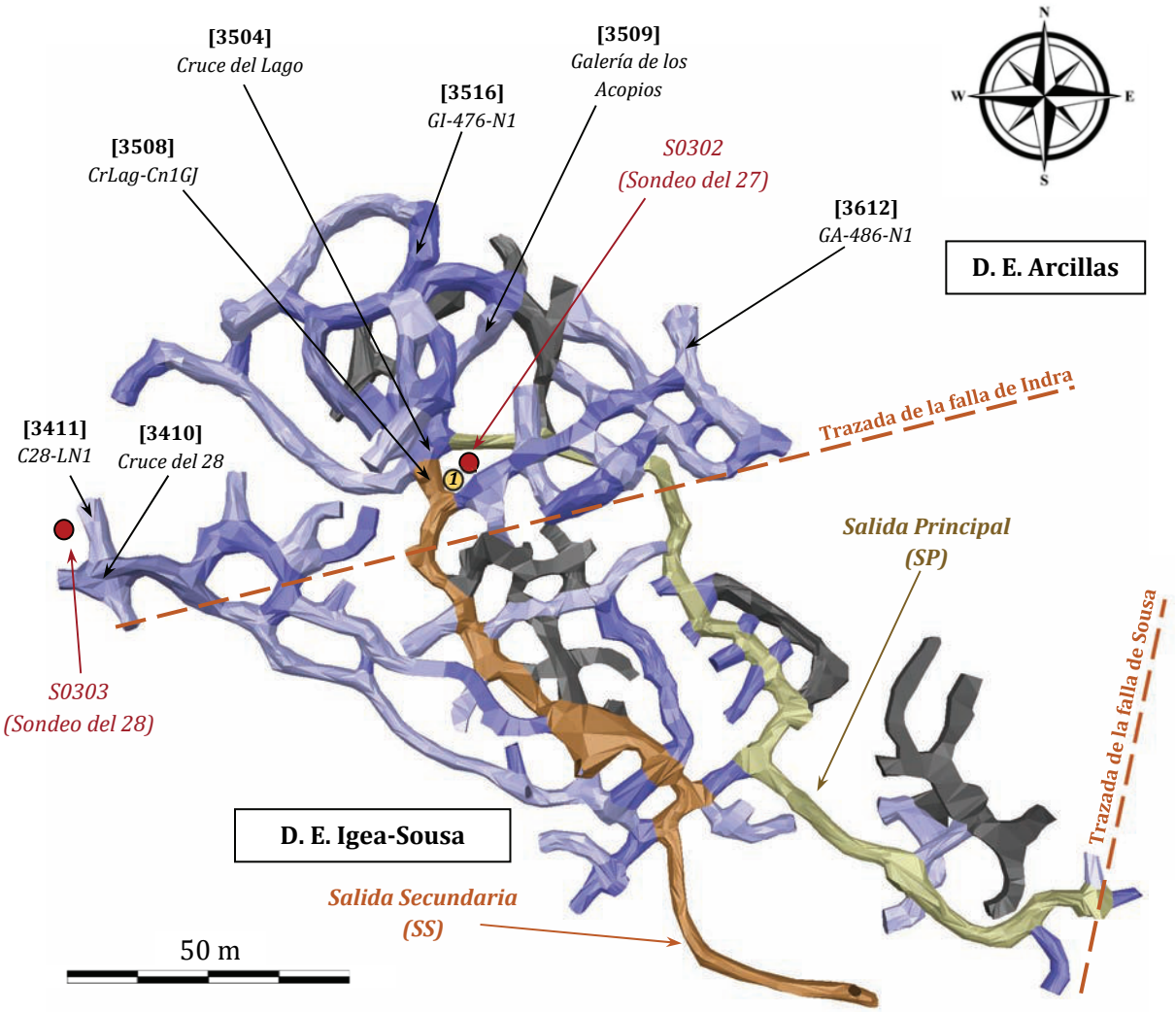


Figura 6.11. Vista en planta del modelo en 3D diseñado en *RecMin* de las labores subterráneas del Sector [3000] de la mina "Santa Rosa", en la que se señalan los dominios estructurales entre los que se distribuyen, así como todas aquellas labores relevantes del D. E. de las Arcillas (todas ellas citadas en el texto principal de este capítulo y/o en los apéndices). El esquema de colores empleado es similar al utilizado en la figura 2.22: en dorado y naranja se señalan la Salida Principal y la Segunda Salida, respectivamente, mientras que en diferentes tonalidades violetas se identifican el resto de las labores del sector (en color negro se señalan aquellas labores que son inaccesibles en el día de hoy). Con círculo amarillo numerado se marca la posición aproximada de la base del perfil estratigráfico general levantado: "Lago" (1). Fecha del modelo: abril de 2019.

---

[7] **N. del A.** – En todo el yacimiento se han levantado 10 perfiles estratigráficos generales, cuyas descripciones pueden consultarse en el "***Apéndice 1 – Perfiles estratigráficos***".

A partir de este perfil se reconoce, en este dominio, una gran zona mineralizada denominada ZMS (Zona Mineralizada Superior), la cual se emplaza inmediatamente por encima de la IZ (Inter-Zona), una masa dolomítica que separa la ZMS de la mineralización explotada en el Sector [4000]: la ZMI (Zona Mineralizada Inferior) (figuras 2.21a-b). Aunque, como se verá más adelante, la estructura interna de la ZMS varía considerablemente hacia el S, en el D. E. de las Arcillas aparece constituida por dos cuerpos mineralizados principales: ZMS-M_1 (ZMS Mineral 1), situado en la base de la zona mineralizada, y ZMS-M_2 (ZMS Mineral 2), emplazado a techo (figuras 6.12a-b). Ambos cuerpos se hayan separados entre sí por un gran conjunto dolomítico: el ZMS-E_1 (ZMS Estéril 1), que, ocasionalmente, puede englobar cuerpos hematíticos de escasa entidad.

La estructura principal del D. E. de las Arcillas está controlada, esencialmente, por tres fallas de bajo ángulo (figuras 6.13a-c): la falla de las Arcillas, situada sobre la ZMS y que establece su límite superior en toda la zona; la falla de Subías, que se emplaza dentro del cuerpo mineralizado ZMS-M_2; y la falla del Lago, que aparece a techo del cuerpo ZMS-M_1, estableciendo un contacto mecánico con el cuerpo ZMS-E_1 (figuras 6.12a-b). Estas tres estructuras suponen los contactos entre varios conjuntos de materiales con geometría sigmoidal a escala decamétrica, que se apilan unos sobre otros y que se cierran hacia el E, conformando una disposición de horquillas abiertas hacia el W (figuras 6.13b-c). Debido a ello, estas fallas adoptan geometrías envolventes de plano curvo (figuras 6.13b-d).

6.2.1.1.- Unidades litológicas reconocidas en el D. E. de las Arcillas

6.2.1.1.1.- El cuerpo mineralizado ZMS-M_1

La mineralización del cuerpo ZMS-M_1 se presenta, en el [3504] Cruce del Lago, como dos cuerpos masivos separados entre sí por un nivel lutítico negro paralelo a la falla del Lago y que, hacia el N, pasa a convertirse en un cuerpo lenticular de dolomía brechificada de hasta 1.5 m de espesor (figura 6.12a), manifestando un evidente cambio lateral de facies (aunque tectonizado). En esta misma dirección, el cuerpo mineralizado inferior (denominado ZMS-M_1-Inf) se acuña y muere, mientras que el superior (ZMS-M_1-Sup), también adelgazándose, se une con la mineralización del cuerpo ZMS-M_2 (figuras 6.12a-b), con motivo de la desaparición del cuerpo dolomítico ZMS-E_1, emplazado entre ellos.

Hacia el W, ZMS-M_1 (en su conjunto) se adelgaza, convirtiéndose en un único cuerpo mineralizado de apenas 1 m de potencia y escasa continuidad lateral (figura 6.12b), mientras que, hacia el E, en el [3600] Área de las G's, se engrosa paulatinamente hasta llegar al linde de las labores subterráneas, donde se cierra repentinamente por tectónica, a causa de la falla de las Arcillas (figuras 6.14a-b).

6.2.1.1.2.- El cuerpo mineralizado ZMS-M_2

La mineralización de ZMS-M_2, por su parte, está constituida también por dos cuerpos mineralizados potentes que, en su conjunto, pasan de los 9 m de espesor (medidos en el Sondeo del 27) a 5-6 m en algunas labores del D. E. de las Arcillas, acuñándose gradualmente hacia el NE del D. E. y uniéndose a la mineralización de ZMS-M_1 (figuras 6.12a-b), hasta llegar a desaparecer como consecuencia de la unión de la falla de las Arcillas con las fallas del Lago y de Subías (figura 6.13a).

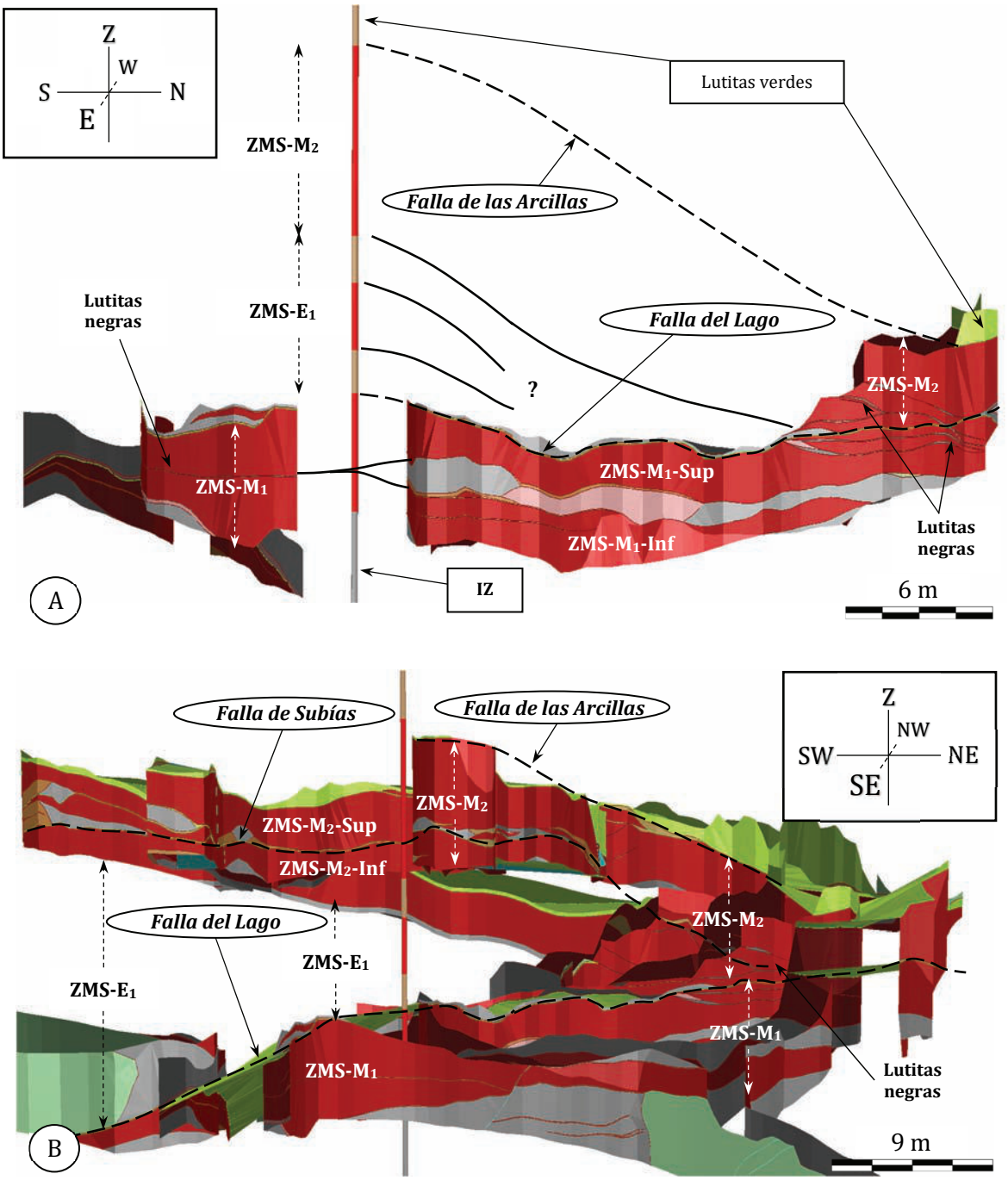


Figura 6.12. Esquemas estructurales en 3D de la geología de: **a)** el [3504] Cruce del Lago y las labores [3508] CrLag-Cn1GJ y [3509] Galería de Acopios, y **b)** todo el [3500] Área del 27, incluyendo las labores vistas en la figura a. En ambas figuras se puede ver la testificación del Sondeo del 27 (S0302) que da nombre a la zona de explotación. En la primera figura se aprecia, hacia el N, la división de la mineralización del ZMS-M_1 en dos cuerpos: ZMS-M_1-Inf y ZMS-M_1-Sup, separados entre sí por un cuerpo dolomítico, así como la unión (también hacia el N) del ZMS-M_1-Sup con la mineralización de ZMS-M_2 como resultado del acuñamiento de ZMS-E_1. En la segunda figura, por otra parte, se puede reconocer el adelgazamiento de todo el ZMS-M_1 hacia el W, quedando reducido a un cuerpo de apenas 1.5 m de espesor en el extremo occidental del modelo; asimismo, se intuye el adelgazamiento y desaparición de los cuerpos dolomíticos y de hematites que constituyen el ZMS-E_1 hacia el NE (como resultado de la aproximación de los planos de las fallas de Subías y del Lago), quedando ZMS-E_1 reducido a unos niveles centimétricos de lutitas negras cuya continuidad lateral es difícil de asegurar. La disposición horizontalizada de los cuerpos mineralizados, con tendencia de ZMS-M_1 a buzar hacia el NW, y más norteada para ZMS-M_2, define unas relaciones geométricas entre ambos de horquilla, abierta hacia el W-SW y que se cierra hacia el E-NE. La leyenda de colores puede consultarse en la tabla 4.1 y la figura 4.13. Fecha del modelo: octubre de 2022.

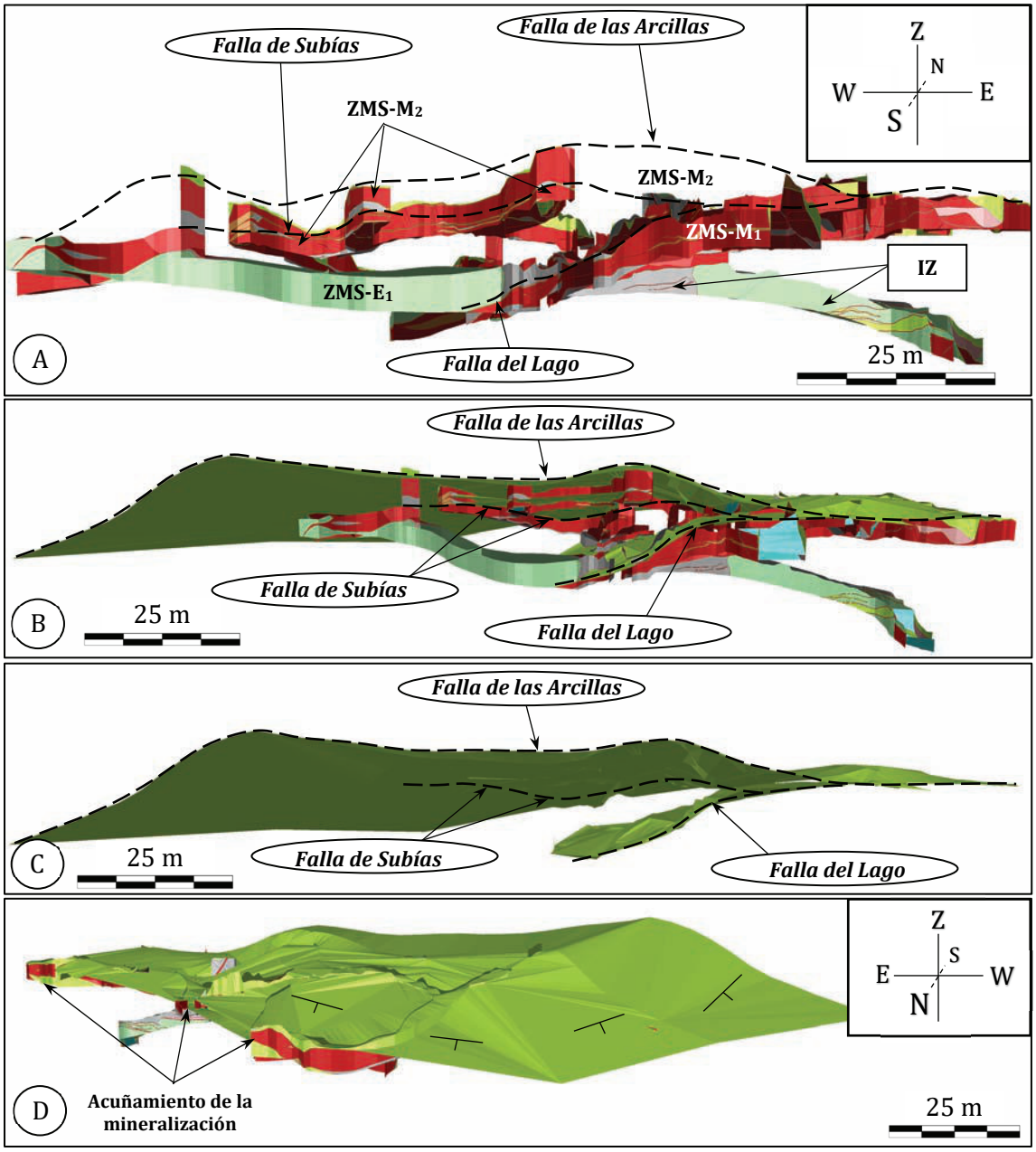


Figura 6.13. Esquemas estructurales en 3D de la geología del [3500] Área del 27 y del [3600] Área de las G's. En **a)** se delinean, sobre la cartografía geológica, las trazadas de las fallas de bajo ángulo de las Arcillas (estableciendo el límite superior de la ZMS), de Subías (emplazada dentro del cuerpo ZMS-M_2), y del Lago (situada a techo de ZMS-M_1). En **b-c)** se han modelizado los planos de falla de estas tres estructuras (en la última se han eliminado las litologías para una mejor visualización de los planos de falla), pudiendo verse los cierres orientales de los conjuntos sigmoidales que definen, así como las aperturas hacia el W en forma de horquilla (se mantiene la orientación de la figura a). En **d)** se ha representado el plano de la falla de las Arcillas sobre la cartografía geológica, pudiendo reconocerse la geometría en forma de cierre de pliegue periclinal de esta estructura. Leyenda en la tabla 4.1 y la figura 4.13. Fecha del modelo: octubre de 2022.

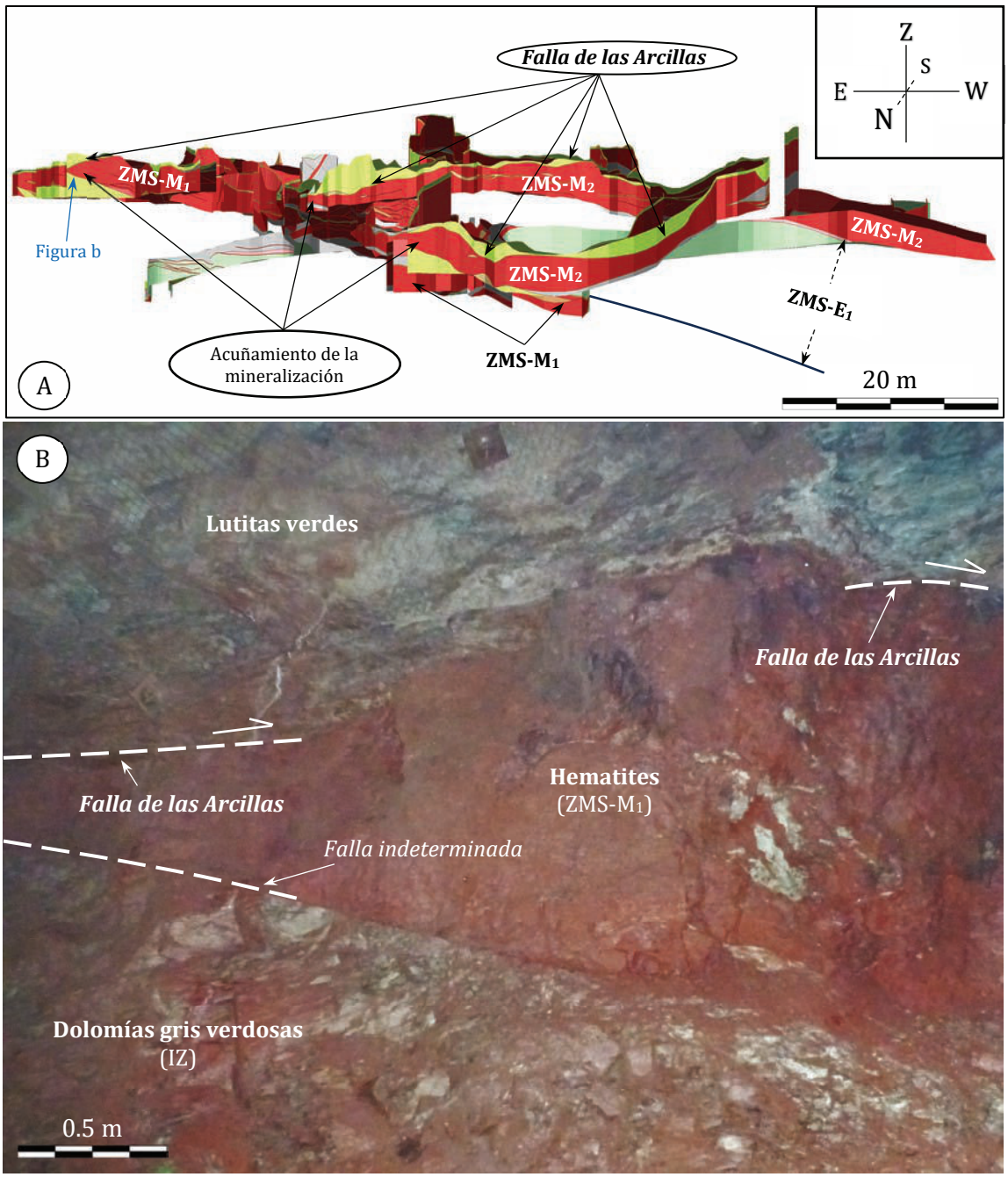


Figura 6.14. **a)** Esquema estructural en 3D de la geología del [3500] Área del 27 y del [3600] Área de las G's, en el que se reconocen algunos de los cambios de espesor más llamativos de la mineralización de ZMS-M_2, así como el acuñamiento y cierre de la mineralización de la ZMS por causas tectónicas (afecta tanto a ZMS-M_1 como a ZMS-M_2). Leyenda en la tabla 4.1 y la figura 4.13. Fecha del modelo: octubre de 2022. **b)** Fotografía del frente de trabajo de la [3612] GA 486 N1, en la que se reconoce el cierre estructural de la mineralización de ZMS-M_1 como consecuencia de la unión de los planos de la falla de las Arcillas y de una segunda estructura, poniéndose en contacto las dolomías gris verdosas (que aquí tienen un elevado contenido en lutitas) de la IZ con las lutitas verdes suprayacentes a la ZMS. La posición de este frente de trabajo aparece señalada en la figura a.

6.2.1.1.3.- El cuerpo dolomítico ZMS-E_1

El cuerpo ZMS-E_1 (que en el [3504] Cruce del Lago está constituido por dos cuerpos carbonatados –de unos 2 m de potencia cada uno– y un cuerpo de hematites –de unos 3 m– localizado entre ellos; figuras 6.12a-b) se sitúa inmediatamente por encima de la falla del Lago y en contacto infrayacente con el cuerpo mineralizado

ZMS-M_2. Este conjunto de materiales pasa, hacia el W, a conformar un único cuerpo masivo de dolomías gris verdosas de más de 15 m de potencia (figuras 6.12b y 6.13a), como resultado de dos condiciones: por un lado, el propio engrosamiento de ZMS-E_1 hacia el W, definiendo la geometría de horquilla ya descrita propia de los cuerpos lenticulares y sigmoidales, y por otro, al adelgazamiento y desaparición del cuerpo de hematites que contiene.

Sin embargo, tal y como se puede ver en las figuras 6.12a-b, esta masa dolomítica se acuña y desaparece hacia el N, dando paso a un conjunto de niveles lutíticos principalmente negros (testimonio de la zona de unión entre las fallas del Lago y de Subías). Hacia el E, por otro lado, ZMS-E_1 también se acuña y desaparece, pero no ha sido posible identificar ningún nivel lutítico asociado (figura 6.13a).

6.2.1.2.- Principales estructuras tectónicas del D. E. de las Arcillas

Como se ha mencionado ya, la estructura del D. E. de las Arcillas está condicionada por tres fallas de bajo ángulo: la falla del Lago, la falla de Subías y la falla de las Arcillas (figuras 6.13a-c), que suponen las zonas de contacto entre varios cuerpos sigmoidales de escala decamétrica que se abren hacia el W y se cierran hacia el E, definiendo geometrías en horquilla (figuras 6.13b-c) y adoptando morfologías envolventes de plano curvo en torno a las unidades litológicas descritas (figuras 6.15a-i). La falla de Indra, por otro lado, es la estructura que establece el límite meridional del dominio; se trata de una falla de ángulo elevado y sentido de desplazamiento transcurrente dextral, con una componente rotacional en sentido antihorario.

6.2.1.2.1.- La falla del Lago

De las tres fallas de bajo ángulo que estructuran el dominio, la falla del Lago es la que se sitúa más abajo en la columna estratigráfica, emplazándose a techo del cuerpo ZMS-M_1 (figuras 6.12a-b). El modelo llevado a cabo para esta estructura (figuras 6.15a, d) muestra una tendencia generalizada a buzar hacia el W (figura 6.15g), con direcciones próximas a 045-065 hacia el E y más norteadas hacia el W, definiendo las direcciones y buzamientos de los materiales situados por debajo.

6.2.1.2.2.- La falla de Subías

La falla de Subías se sitúa dentro del cuerpo mineralizado ZMS-M_2, separándolo en dos cuerpos de hematites menores: ZMS-M_2-Inf y ZMS-M_2-Sup (figuras 6.12b). En esta estructura se observa una inmersión general hacia el N, con direcciones próximas a 090 (figuras 6.15b, e, h), apareciendo alguna dirección anómala muy localizada que podría ser debida, muy probablemente, a dislocaciones causadas por estructuras menores (posiblemente alguna falla de reajuste de escaso desarrollo lateral).

En el hastial E de la galería [3516] GI-476-N1 se reconoce un conjunto de cuerpos sigmoidales de hematites de escala métrica separados entre sí por contactos lutíticos de color negro (figura 6.3a), que por su posición estratigráfica se pueden correlacionar con la falla de Subías (figura 6.16a), en las proximidades de su unión con la falla del Lago y con la falla de las Arcillas.

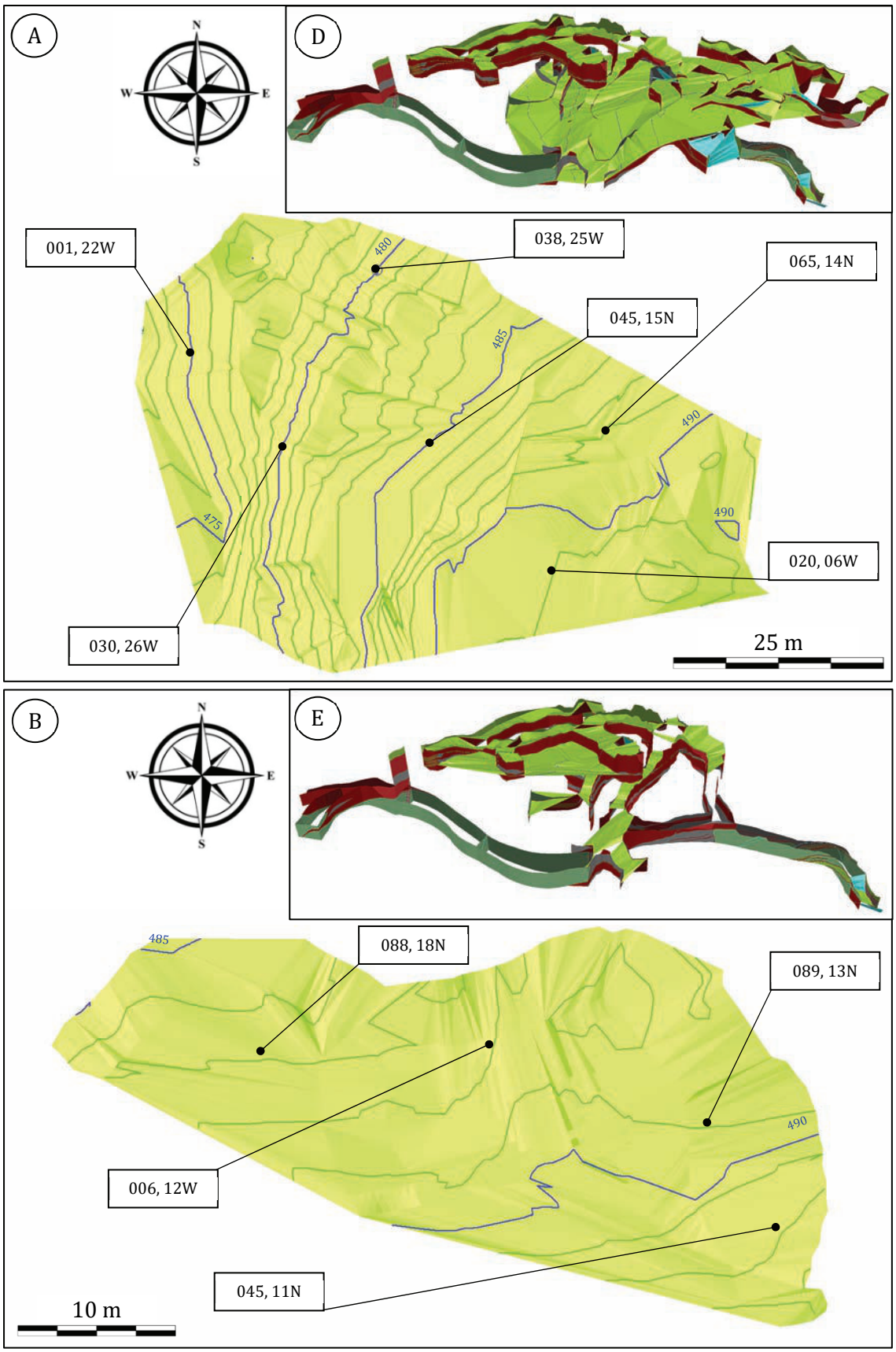


Figura 6.15. **a-f)** Modelizaciones y mapas de contornos estructurales (isohipsas) de los planos de falla de **a)** la falla del Lago, **b)** la falla de Subías, y **c)** la falla de las Arcillas, en las que se señalan algunas de las mediciones realizadas del rumbo e inmersión de estos. En **d-f)** se muestran los

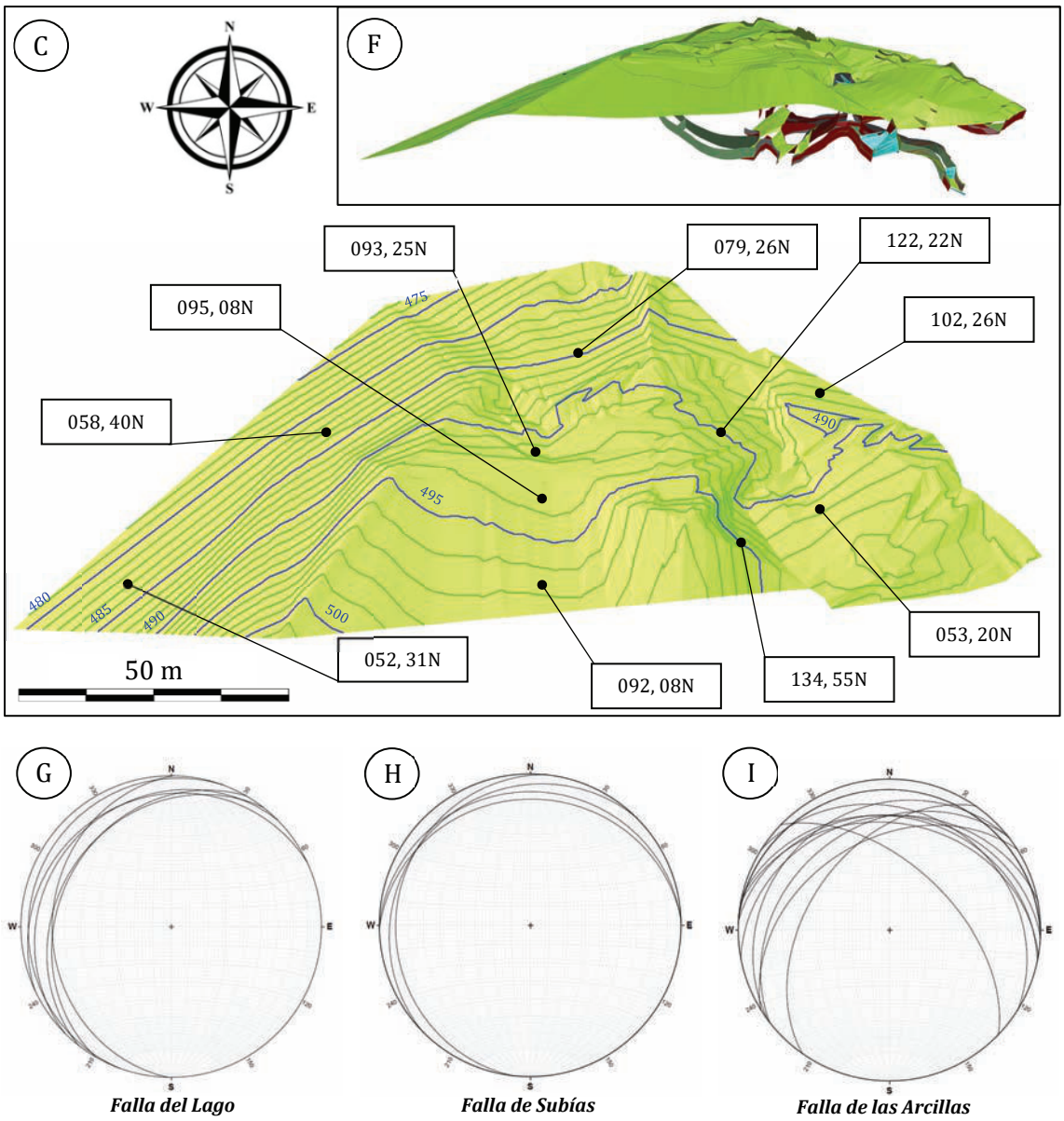


Figura 6.15. [*continuación*] esquemas estructurales en 3D de la geología de las labores subterráneas del [3500] Área del 27 y del [3600] Área de las G's, en los que se pueden reconocer las modelizaciones de las fallas a las que estas figuras van asociadas (la leyenda de colores puede consultarse en la tabla 4.1 y la figura 4.13; fecha del modelo: octubre de 2022). **g-i)** Estereogramas con los rumbos e inmersiones medidos para **g)** la falla del Lago, **h)** la falla de Subías, e **i)** la falla de las Arcillas, en los que se puede reconocer la similitud existente entre las fallas del Lago y de Subías, y las variaciones de rumbo identificadas en la falla de las Arcillas.

6.2.1.2.3.- La falla de las Arcillas

La falla de las Arcillas, emplazada a techo de la zona mineralizada, actúa como límite superior de la mineralización (figuras 6.12a-b y 6.13a-b). Tal y como se puede ver en las figuras 6.15c, f, i, esta estructura muestra un amplio abanico de direcciones que definen una morfología similar a la de un cierre periclinal, con buzamientos hacia el N poco tendidos (inferiores a los 26°) en el E del modelo, que hacia el N y el W aumentan hasta alcanzar los 40°. Llama la atención, asimismo, que los buzamientos son menores hacia el centro del dominio estructural (donde se desarrollan la mayor parte de las labores de explotación subterráneas), aumentando

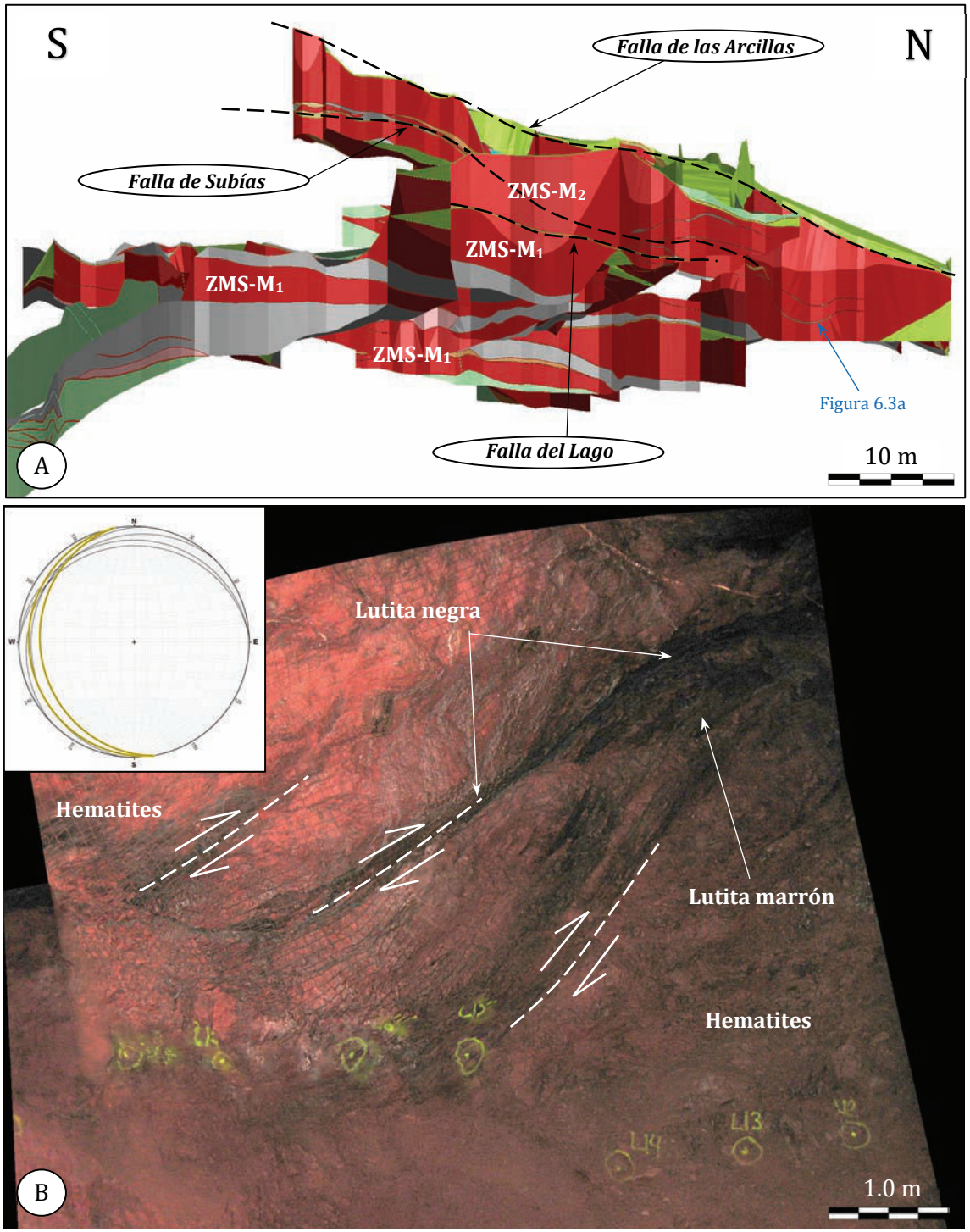


Figura 6.16. **a)** Esquema estructural en 3D de la geología de las labores subterráneas del [3500] Área del 27, en el que se reconocen: la falla de las Arcillas, buzando claramente hacia el N y causando el cierre tectónico de la mineralización; y la falla de Subías, atravesando la mineralización de ZMS-M_2 y buzando hacia el N, al encuentro de la falla del Lago, generando la estructura sigmoidal vista en la figura 6.3a. Leyenda en la tabla 4.1 y la figura 4.13. Fecha del modelo: octubre de 2022. **b)** Fotografía panorámica del conjunto sigmoidal visto en la figura 6.3a, señalizándose la cinemática relativa de los contactos pizarrosos principales (en el estereograma se comparan los rumbos e inmersiones de estos planos de arcillas negras –en amarillo– con las medidas tomadas para la falla de Subías).

considerablemente hacia la periferia septentrional (que en el NE del dominio coinciden con el cierre estructural de la mineralización visto en las figuras 6.13d y 6.14a-b).

En la figura 6.16b se muestra una fotografía panorámica del conjunto de sigmoides de hematites y pizarras negras mostrado en la figura 6.3a, señalando las relaciones cinéticas relativas entre los principales cuerpos de hematites. Tal y como se ha dicho, se pueden correlacionar estos cuerpos sigmoidales con la falla de Subías, que a su vez es paralela a la falla del Lago y subparalela a la de las Arcillas –y que se une a ambas hacia el NE–.

La mineralización y los contactos pizarrosos negros tienen aquí una dirección aproximada de 170, buzando unos 10-20° hacia el W, mientras que la falla de las Arcillas, que aflora unos metros por encima del conjunto sigmoidal de hematites-lutitas negras, se presenta con un rumbo e inmersión de 079, 26N. Dado que el conjunto sigmoidal buza hacia el W, y que el buzamiento de los planos de contacto entre sigmoides es un indicador cinemático que señala el sentido de movimiento en la zona de cizalla (dichos planos de contacto suben en el sentido del movimiento; figura 6.16b), se puede inferir que la falla de las Arcillas tiene un desplazamiento hacia el ESE del dominio estructural.

6.2.1.2.4.- La falla de Indra

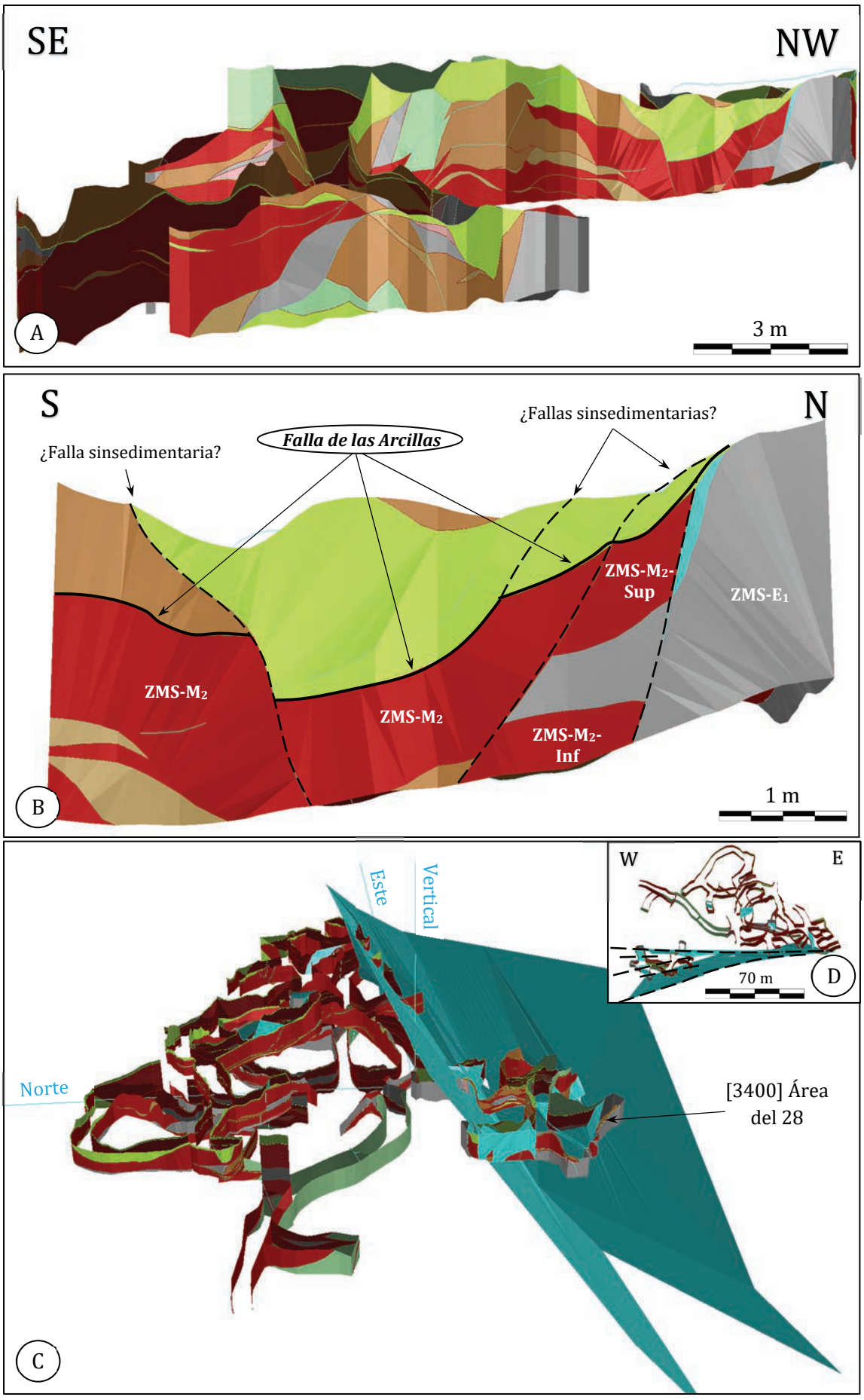
Si bien es cierto que, en líneas generales, la serie se presenta buzando hacia el N en todo el D. E. (figura 6.16a), hacia el [3400] Área del 28 la mineralización de ZMS-M_2 se presenta horizontalizada, buzando más hacia el E que hacia el N. Esta disposición es consecuencia de la actividad de un gran número de fallas normales y transcurrentes paralelas a subparalelas entre sí de dirección 085-095, que dislocan el macizo rocoso y que, debido a las diferencias geométricas de los cuerpos sigmoidales de las distintas litologías, hacen que estos queden desplazados de forma relativa en la vertical (figuras 6.8a y 6.17a-b).

Todas estas fallas y fracturas pertenecen a la zona de cizalla de la falla de Indra, la estructura que establece el límite meridional del D. E. de las Arcillas, que hacia el [3400] Área del 28 se separa en dos grandes planos de fractura que abarcan todas las labores de la zona N de este área de explotación (figura 6.17c-d).

La falla de Indra es una falla verticalizada de dirección E-W (085-100, 70-75S) que corta la estructura conformada por las fallas del Lago, de Subías y de las Arcillas, y la desplaza dextralmente hacia el W y en la vertical. Se ha reconocido en ella un salto de falla rotacional antihorario, como se verá en la explicación del D. E. de Igea-Sousa, así como estrías y acanaladuras horizontales, lo que, en conjunto,

---

Figura 6.17. [*página siguiente*] Esquemas estructurales en 3D de la geología de: **a)** La zona septentrional del [3400] Área del 28, en el que puede intuirse la complejidad estructural como consecuencia de la dislocación de bloques por efecto de los múltiples planos de falla que cortan a los materiales. **b)** La galería [3411] C28-LN1 (vista en la figura 6.8a), en la que se reconocen varios planos de fallas dislocando las diferentes litologías y a la propia falla de las Arcillas. **c-d)** El [3400] Área del 28 (la zona septentrional), el [3500] Área del 27 y el [3600] Área de las G's, en los que se destaca la relación existente entre la falla de Indra y el D. E. de las Arcillas; se reconoce la apertura del plano de esta falla hacia el W, de tal modo que las labores del [3400] Área del 28 pertenecientes al D. E. se desarrollan dentro de la zona de cizalla de esta gran estructura. La leyenda de colores puede consultarse en la tabla 4.1 y la figura 4.13. Fecha del modelo: octubre de 2022.


SE
NW
A
3 m
S
N
¿Falla sinsedimentaria?
Falla de las Arcillas
¿Fallas sinsedimentarias?
ZMS-M2
ZMS-M2
ZMS-M2-Sup
ZMS-M2-Inf
ZMS-E1
B
1 m
W
E
70 m
D
Este
Vertical
Norte
[3400] Área del 28
C

evidenciaría que esta falla se ha reactivado en varias ocasiones, mostrando distintos comportamientos.

6.2.2.- D. E. de Igea-Sousa

El D. E. de Igea-Sousa es el dominio situado inmediatamente al S del D. E. de las Arcillas, estando limitado al N por la falla de Indra y al S por la rampa de la falla de Sousa (figuras 6.10, 6.18 y 6.19). Abarca labores pertenecientes a los Sectores [2000], [3000] y [4000]: el [2500] Área de la Y, el [3100] Área del Corte de los Ingleses, el [3200] Área de Igea, el [3300] Área del Punto de Encuentro, el [3400] Área del 28 (la parte meridional), el [4100] Área de Sousa, el [4200] Área de los Polvorines, el [4300] Área de Moreno y el [4400] Área de CPI (figuras 2.22 y 2.23).

Para poder explicar debidamente la estratigrafía del D. E. de Igea-Sousa, se han erigido cuatro perfiles estratigráficos representativos: "Igea", "Lázaro", "Ingleses" y "Sousa", cuyos emplazamientos aparecen marcados en las figuras 6.18 y 6.19 (sus respectivas descripciones pueden consultarse en el "***Apéndice 1 – Perfiles estratigráficos***"). A partir de estos cuatro perfiles se reconocen, fácilmente, las dos grandes zonas mineralizadas existentes en el dominio, denominadas según su posición estratigráfica como ZMI (Zona Mineralizada Inferior) y ZMS (Zona Mineralizada Superior), y que, como ya se ha mencionado anteriormente, han sido explotadas, en líneas generales, en las labores subterráneas de los Sectores [4000] y [3000], respectivamente.

Estas zonas mineralizadas se encuentran separadas entre sí por una gran masa dolomítica de espesor variable denominada IZ (Inter-Zona), que puede llegar a superar los 30 m de espesor hacia el W de las labores mineras; no obstante, hacia el SE, esta gran masa se adelgaza y acuña hasta casi desaparecer (figuras 6.20a-b). El resto de los materiales conserva (aproximadamente) su espesor y buzamiento: en la ZMI toda la serie parece buzar hacia el NW, como la propia falla de Sousa, mientras que la ZMS se mantiene horizontalizada en casi todo el D. E., incrementándose su buzamiento hacia el límite NE de la explotación.

La estructura de este dominio está controlada por dos grandes fallas de bajo ángulo que se establecen subhorizontales y subparalelas entre sí, definiendo el techo de la mineralización de cada una de las zonas mineralizadas: la falla de Sousa (a techo de la ZMI) y la falla de los Ingleses (a techo de la ZMS), dividiéndose esta última en dos grandes planos de falla desde el centro de la explotación y hacia el W: la falla de la Zona Central y la falla de Igea (figuras 6.20a-b). Asociadas a estas dos grandes estructuras aparecen otras dos fallas de menor jerarquía: la primera de ellas, la falla de CPI, está relacionada y es infrayacente a la falla de Sousa, situándose dentro de la mineralización de la ZMI; y la segunda, la falla de la "S", se ubica y relaciona con la falla de los Ingleses – Zona Central, situándose dentro de la ZMS (figuras 6.20a-b).

Todas estas estructuras manifiestan planos de cizalla curvos y definen, en conjunto, una serie de cuerpos de distinta composición litológica y geometría sigmoidal, que se apilan los unos sobre los otros, reconociéndose unas geometrías de horquilla que se abren hacia el W muy similares a las ya observadas en el D. E. de las Arcillas (figuras 6.20a-b y 6.21a-b). La continuidad de los cuerpos mineralizados

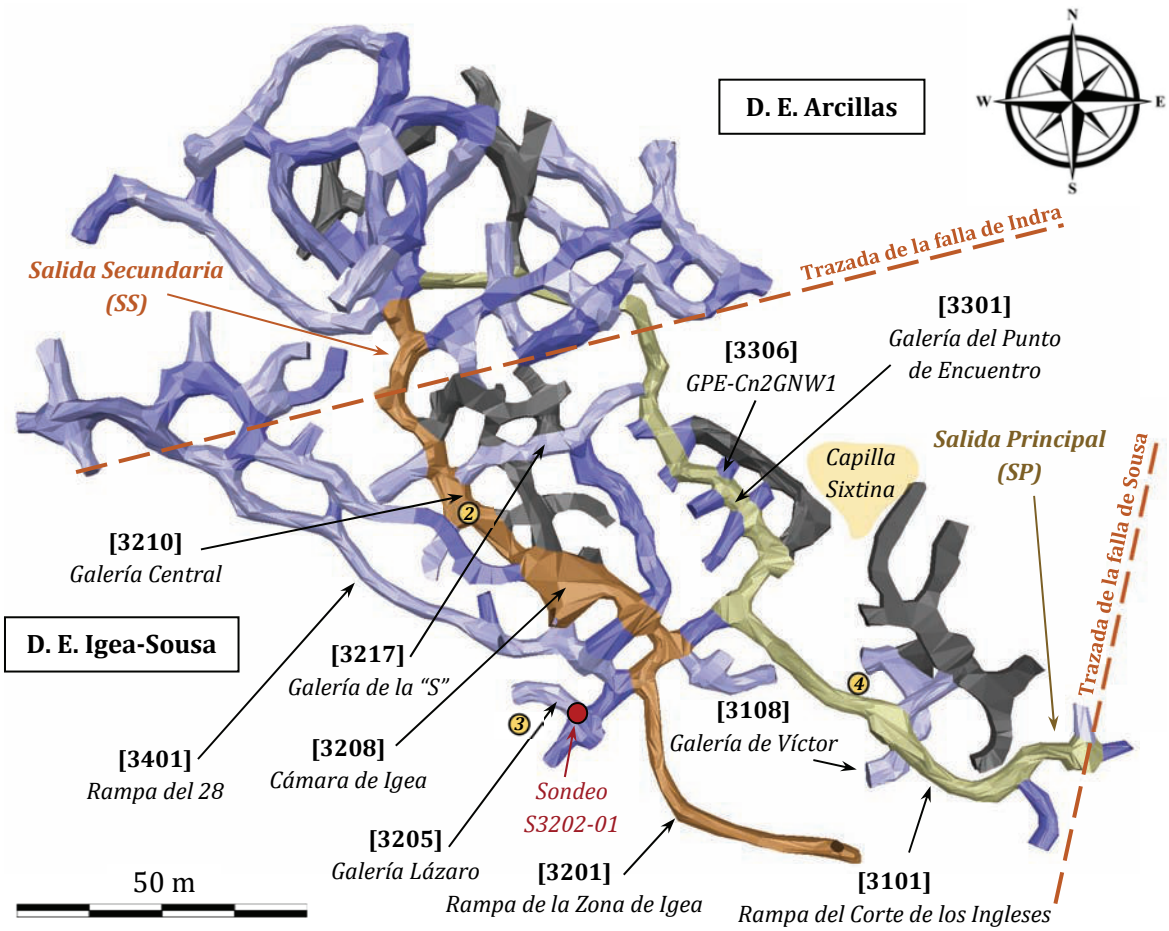


Figura 6.18. Vista en planta del modelo en 3D diseñado en *RecMin* de las labores subterráneas del Sector [3000] de la mina "Santa Rosa", en la que se señalan los dominios estructurales entre los que se distribuyen y todas aquellas labores relevantes del D. E. de Igea-Sousa (todas ellas citadas en el texto principal de este capítulo y/o en los apéndices). El esquema de colores empleado es similar al utilizado en la figura 2.22: en dorado y naranja se señalan la Salida Principal y la Segunda Salida, respectivamente, mientras que en diferentes tonalidades violetas se identifican el resto de las labores del sector (en color negro se señalan aquellas labores que son inaccesibles en el día de hoy). Con círculos amarillos numerados se marca la posición aproximada de las bases de los perfiles estratigráficos generales levantados en el dominio: "Igea" (2), "Lázaro" (3) e "Ingleses" (4). Fecha del modelo: abril de 2019.

y de los conjuntos de estériles se mantiene, a grandes rasgos, en todo el dominio, sin detectarse grandes cambios de espesor laterales (exceptuando la ya comentada IZ).

6.2.2.1.- Unidades litológicas reconocidas en el D. E. de Igea-Sousa

6.2.2.1.1.- La ZMS en el D. E. de Igea-Sousa

Analizándolas en mayor detalle, podría decirse que la ZMS es más compleja, estructuralmente hablando, que la ZMI. Tal y como se puede observar en las figuras 6.20a-b y 6.21a-b, esta zona mineralizada está controlada por una gran zona de cizalla de composición lutítica: la falla de los Ingleses, que hacia el centro del dominio se divide en dos planos diferentes. El primero de estos planos, la falla de la Zona Central, es la continuación directa hacia el W de la propia falla de los Ingleses, mientras que el segundo, la falla de Igea, parece ser un nivel de despegue con buzamiento hacia el E, que en algunos puntos del dominio llega casi a verticalizarse (superando los 70° de inclinación).

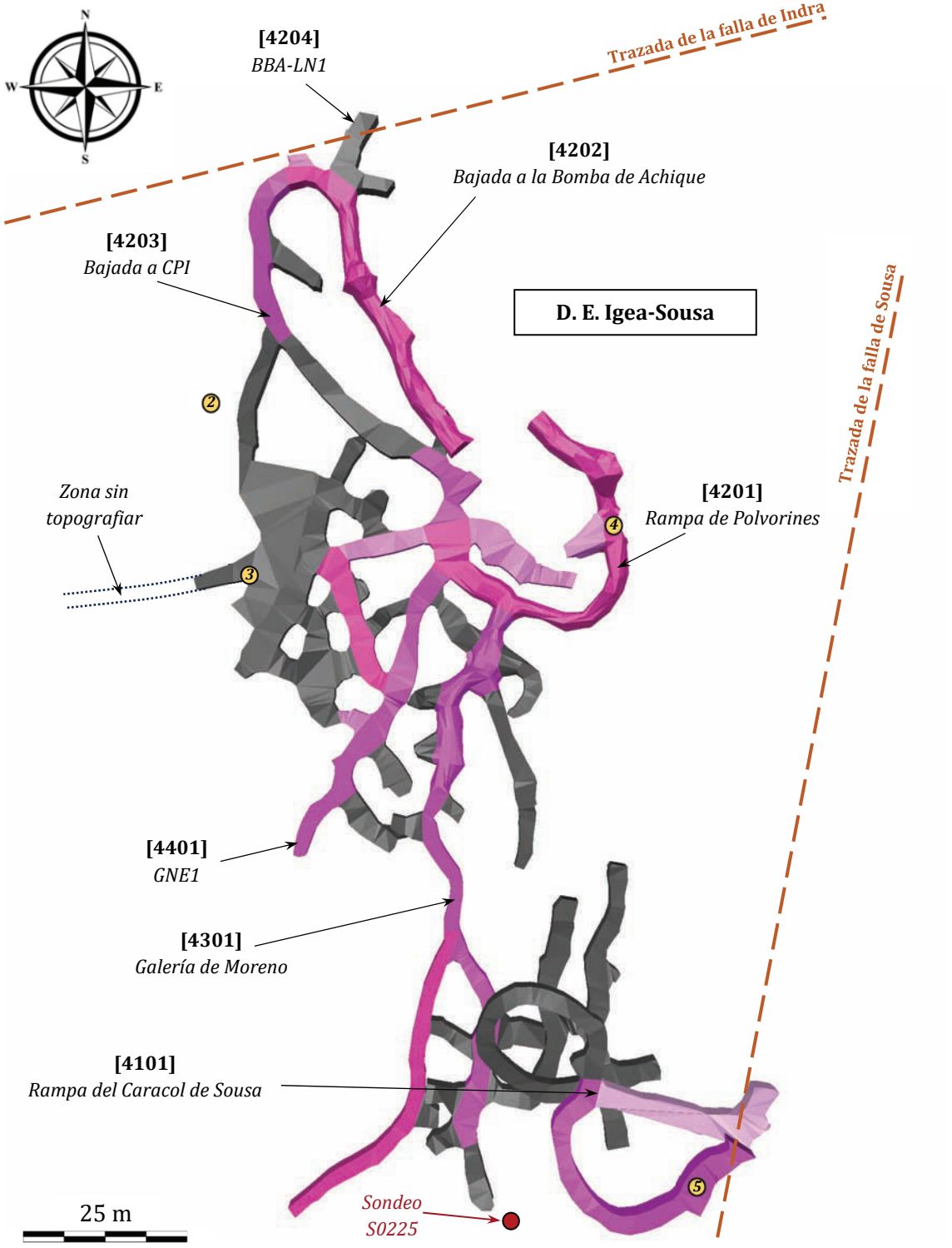


Figura 6.19. Vista en planta del modelo en 3D diseñado en *RecMin* de las labores subterráneas del Sector [4000] de la mina "Santa Rosa", en la que se señalan los dominios estructurales entre los que se distribuyen y todas aquellas labores relevantes del D. E. de Igea-Sousa (todas ellas citadas en el texto principal de este capítulo y/o en los apéndices). El esquema de colores empleado es similar al utilizado en la figura 2.23: en dorado y naranja se señalan la Salida Principal y la Segunda Salida, respectivamente, mientras que en diferentes tonalidades rosas se identifican el resto de las labores del sector (en color negro se señalan aquellas labores que son inaccesibles en el día de hoy). Con círculos amarillos numerados se marca la posición aproximada de las bases de los perfiles estratigráficos generales levantados en el dominio: "Igea" (2), "Lázaro" (3), "Ingleses" (4) y "Sousa" (5). Fecha del modelo: abril de 2019.

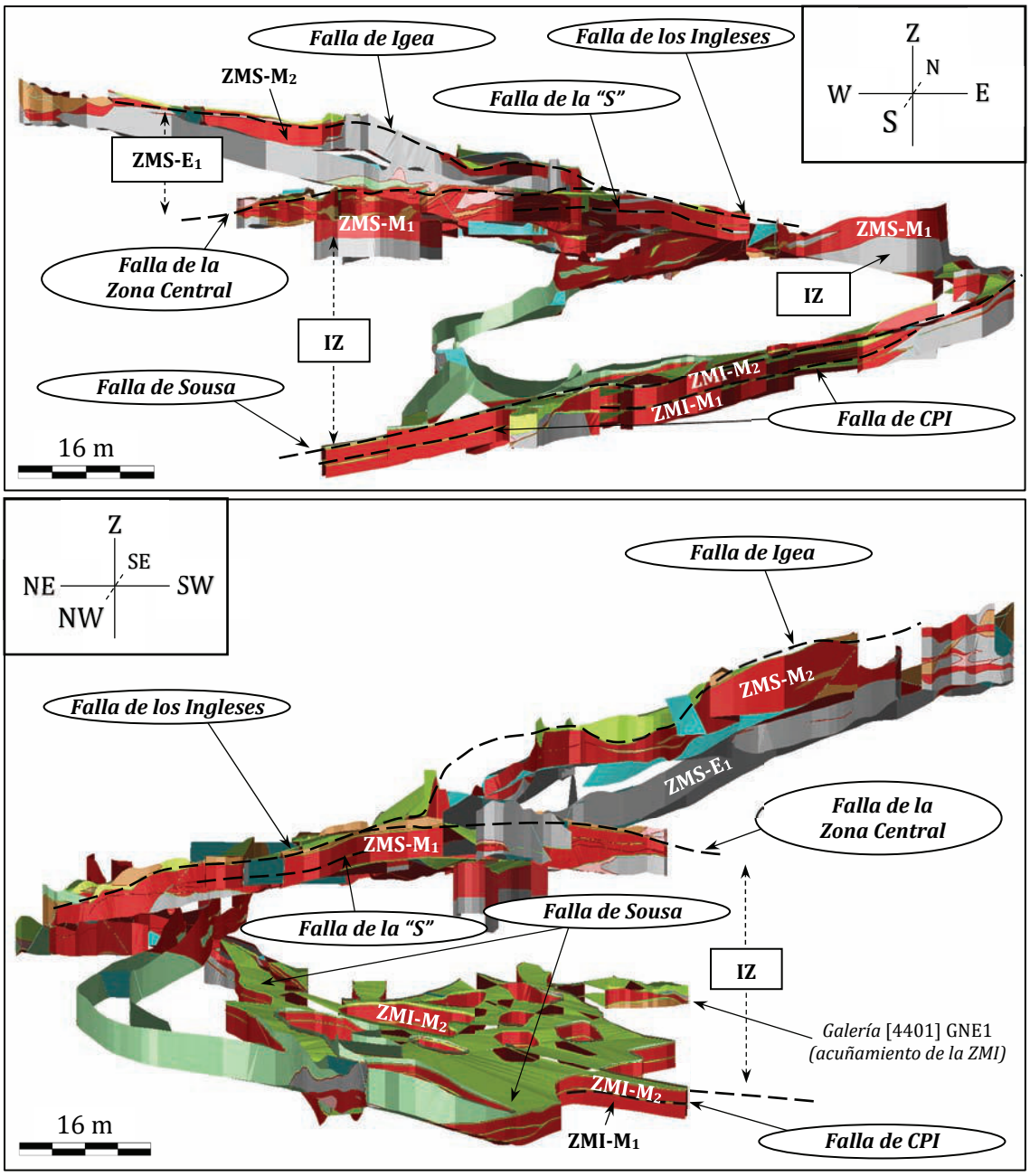


Figura 6.20. **a-b)** Esquemas estructurales en 3D de la geología de: el [3200] Área de Igea, el [3300] Área del Punto de Encuentro, la zona meridional del [3400] Área del 28, el [4200] Área de los Polvorines y el [4400] Área de CPI. En ellos puede verse la tendencia de los buzamientos de la ZMI y la ZMS, intuyéndose ese adelgazamiento (de W a E) del conjunto dolomítico denominado IZ (Inter-Zona) y de la ZMS debido al cierre ocasionado por la unión de las fallas de Sousa y de los Ingleses. En ambas figuras llama la atención el desdoble de la falla de los Ingleses en dos: la falla de la Zona Central, que conserva el rumbo y la inmersión de la anterior, y la falla de Igea, que asciende (llegando casi a verticalizarse en algún punto) hacia las labores del [3400] Área del 28. La leyenda de colores puede consultarse en la tabla 4.1 y la figura 4.13. Fecha del modelo: octubre de 2022.

Del mismo modo que en el D. E. de las Arcillas, en este dominio la ZMS está constituida, a grandes rasgos, por dos cuerpos mineralizados separados entre sí por un cuerpo dolomítico de espesor muy variable. Tanto el conjunto carbonatado como los cuerpos mineralizados son la continuación directa, hacia el S, de los cuerpos observados en el D. E. de las Arcillas. Así, se reconocen de nuevo los cuerpos

ZMS-M_1 (situado en la base de la ZMS), ZMS-M_2 (emplazado a techo de la ZMS) y ZMS-E_1 (localizado entre los dos cuerpos anteriores) (figuras 6.20a-b).

El cierre tectónico generado hacia el E por los planos de las fallas de Igea y de la Zona Central supone el acuñamiento de ZMS-M_2 (figuras 6.21a y 6.22a), que no se encuentra en la zona oriental de las labores pertenecientes a este dominio. Este cuerpo mineralizado, que acompaña en todo momento al plano de la falla de Igea, parece llegar a su extremo terminal hacia el W –en el [3400] Área del 28–, dividiéndose en numerosos cuerpos decimétricos de hematites masiva que se entremezclan con cuerpos sigmoidales de otras litologías (figuras 6.22a-b).

Por su parte, el cuerpo ZMS-M_1 se mantiene horizontalizado, ligado a la falla de los Ingleses – Zona Central, adelgazándose hasta desaparecer hacia el E (figuras 6.20a-b) y el W (figuras 6.22a-b) de las labores subterráneas como consecuencia de la tendencia de esta falla a buzar hacia los extremos oriental y occidental de la mina (y poniéndose, por ende, en contacto directo con las dolomías de la IZ, como ocurre en el D. E. de las Arcillas con la falla de las Arcillas; figura 6.14b).

El cuerpo ZMS-E_1 se sitúa sobre el plano de la falla de la Zona Central, estando conformado por una única masa carbonatada. Este cuerpo, que en las proximidades de la [3208] Cámara de Igea llega a medir entre 1 y 2 m de potencia, se engrosa hacia el W, llegando a superar los 15 m de espesor real (figura 6.22a). Asimismo, hacia el E ocurre todo lo contrario: el cuerpo ZMS-E_1, al igual que ZMS-M_2, se acuña y desaparece como resultado de la unión de las fallas de Igea y de la Zona Central (figuras 6.20a-b, 6.21a-b y 6.22a-b).

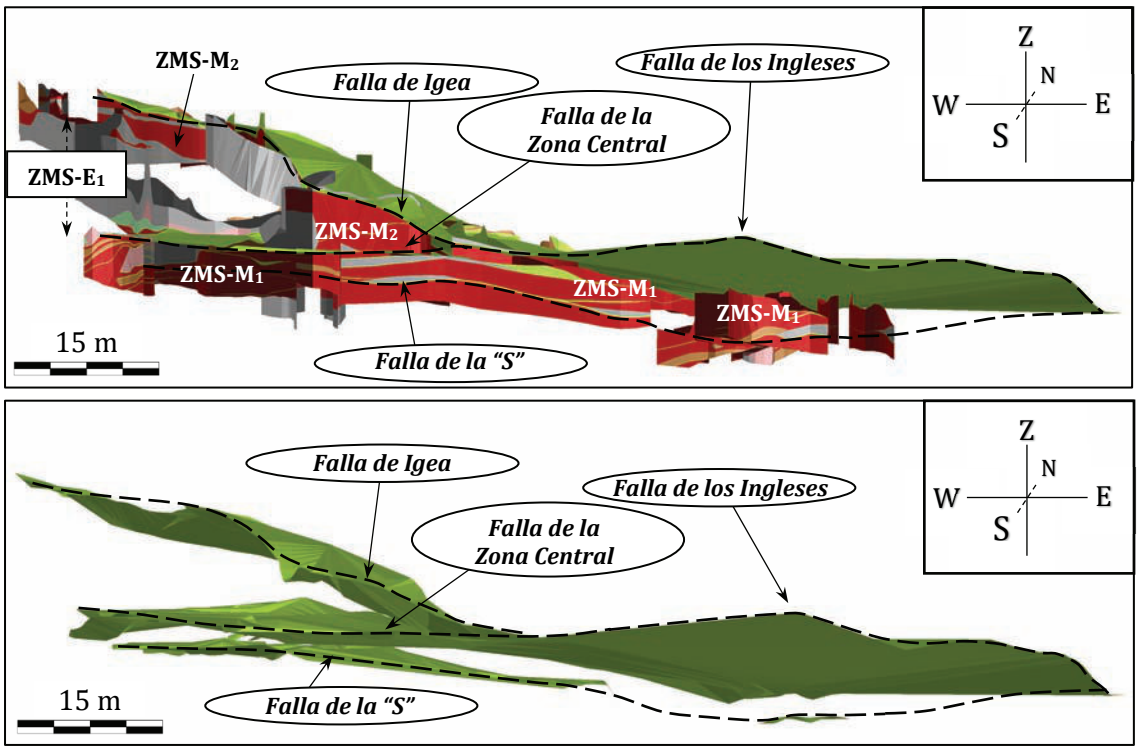


Figura 6.21. **a-b)** Esquemas estructurales en 3D de la geología de las labores subterráneas del D. E. de Igea-Sousa pertenecientes al Sector [3000] (a excepción del [3100] Área del Corte de los Ingleses), en los que se han modelizado los planos de falla de las estructuras principales: las fallas de los Ingleses, de Igea, de la Zona Central y de la "S". En ambas figuras (en la figura b se han eliminado del modelo las litologías para una mejor visualización de los planos de falla) se pueden intuir los conjuntos sigmoidales que definen estas estructuras, que establecen una disposición en horquillas abiertas hacia el W. Leyenda en la tabla 4.1 y la figura 4.13. Fecha del modelo: octubre de 2022.

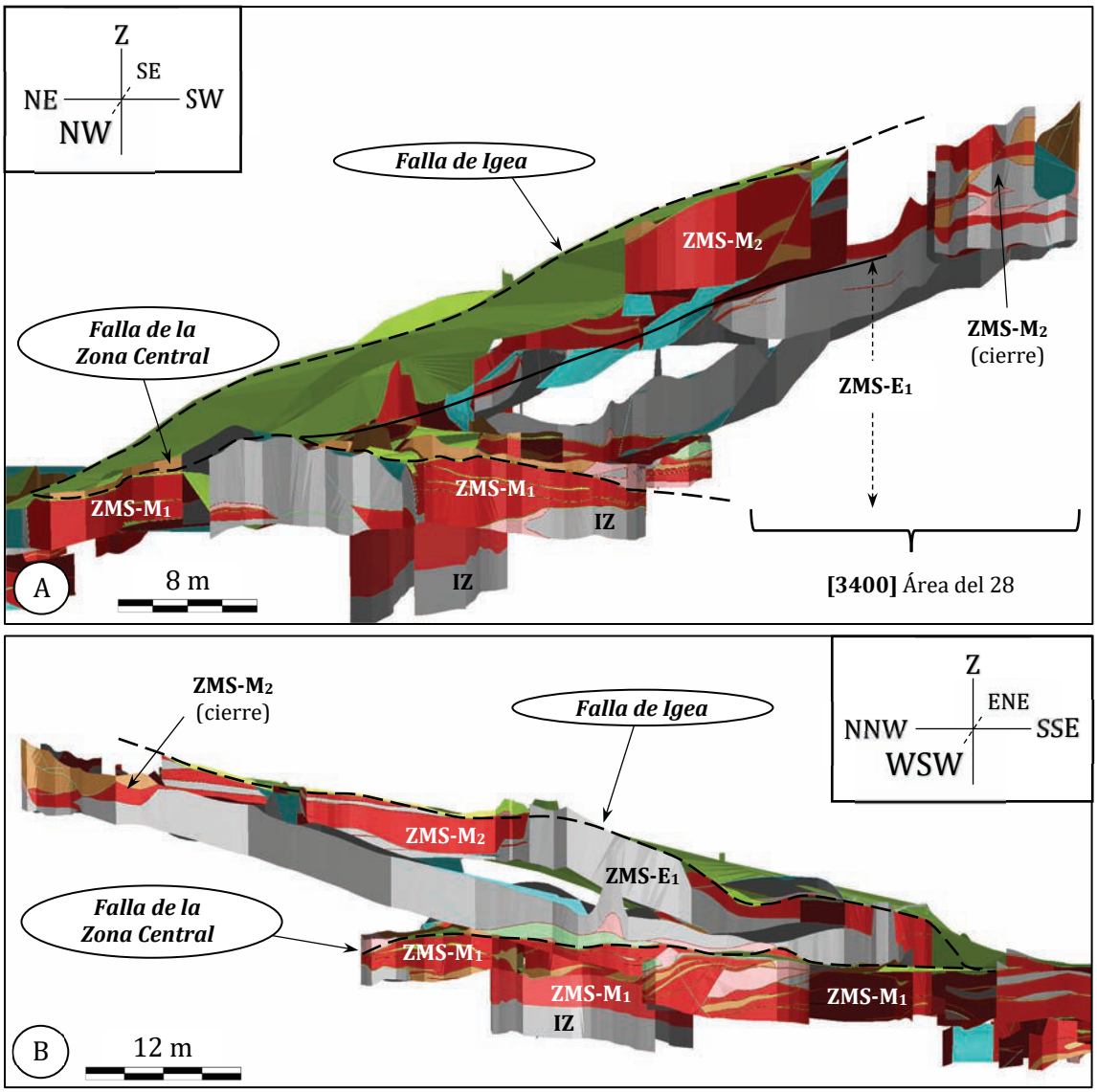


Figura 6.22. a-b) Esquemas estructurales en 3D de la geología de las labores subterráneas de la zona centro-occidental del D. E. de Igea-Sousa pertenecientes al Sector [3000]. En estos esquemas puede reconocerse la geometría en horquilla del cuerpo dolomítico ZMS-E_1 (que aparece a techo del plano de la falla de la Zona Central), abriéndose hacia el W, así como el acuñamiento de este y de la mineralización ZMS-M_2 hacia el E como consecuencia de la unión de los planos de las fallas de Igea y de la Zona Central. También se intuye, hacia el W, el adelgazamiento y cierre de ZMS-M_1. La leyenda de colores puede consultarse en la tabla 4.1 y la figura 4.13. Fecha del modelo: octubre de 2022.

6.2.2.1.2.- La ZMI en el D. E. de Igea-Sousa

Como ya se ha mentado anteriormente, el conjunto de los materiales que conforman la ZMI se presenta con una disposición mucho más sencilla que la de la ZMS, estando esta organización controlada (principalmente) por una única gran estructura: la falla de Sousa (figuras 6.20a-b). A esta falla, que permanece a techo de la mineralización de la ZMI y supone su límite superior, le acompaña otra estructura, paralela e infrayacente a ella, pero de menor jerarquía, denominada falla de CPI, la cual se desarrolla atravesando la ZMI y dividiendo la mineralización en dos grandes cuerpos tabulares de hematites: ZMI-M_1 (el inferior) y ZMI-M_2 (el superior) (figuras 6.23a-b).

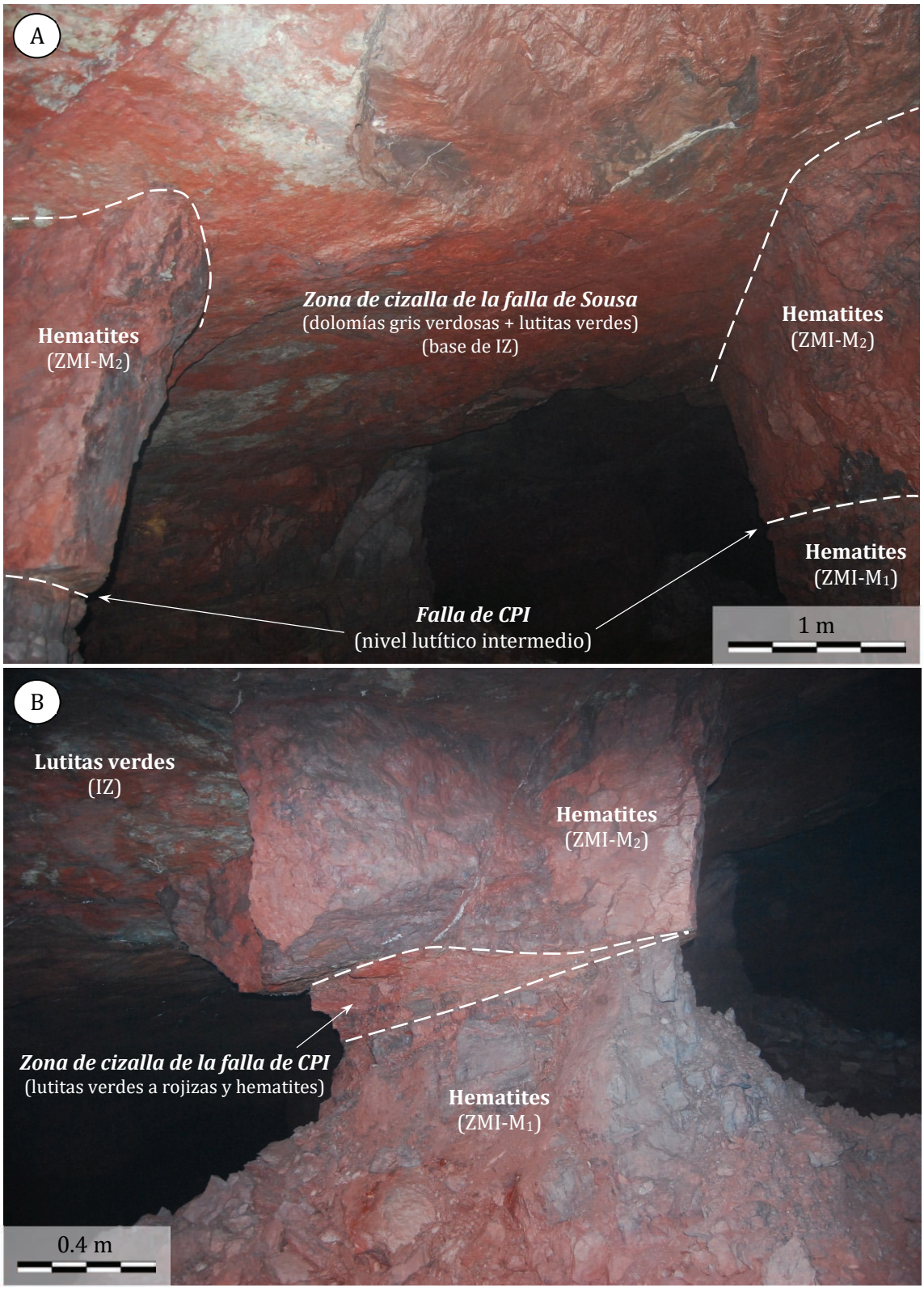


Figura 6.23. **a-b)** Fotografías tomadas en el Sector [4000], en las que se reconocen los dos cuerpos de hematites de la ZMI (ZMI-M_1 y ZMI-M_2) separados entre sí por la falla de CPI (cuya zona de cizalla se haya constituida por un nivel lutítico de espesor variable). La mineralización, de cerca de un 90 % de ley en hematites (63 % en Fe elemental), exhibe un color gris en superficie muy característico. A techo del cuerpo mineralizado superior se reconoce el plano de la falla de Sousa y los materiales carbonatados-lutíticos verdes y gris verdosos que definen la base de la IZ. La figura 6.4a es una ampliación de la figura b.

El conjunto de los materiales que conforman la ZMI se mantiene buzando con unos 15° hacia el WNW en casi todo el dominio (figura 6.24a), conservando en toda su extensión un espesor prácticamente constante de unos 4-4.5 m, aproximadamente, con adelgazamientos locales de hasta 3.5 m y engrosamientos de hasta 6 m. La mineralización, muy rica en hematites –leyes del 85-95 % en hematites (es decir, leyes de 60-66 % en Fe elemental, aproximadamente)–, presenta un aspecto tabular como consecuencia de las fallas de bajo ángulo ya mencionadas. Además, dada su textura masiva (y las malas condiciones de estabilidad de los afloramientos), es muy difícil detectar los cuerpos sigmoidales y lenticulares de menor escala que conforman estos dos grandes cuerpos tabulares de hematites, identificándose únicamente en muy contadas ocasiones (figura 6.5b).

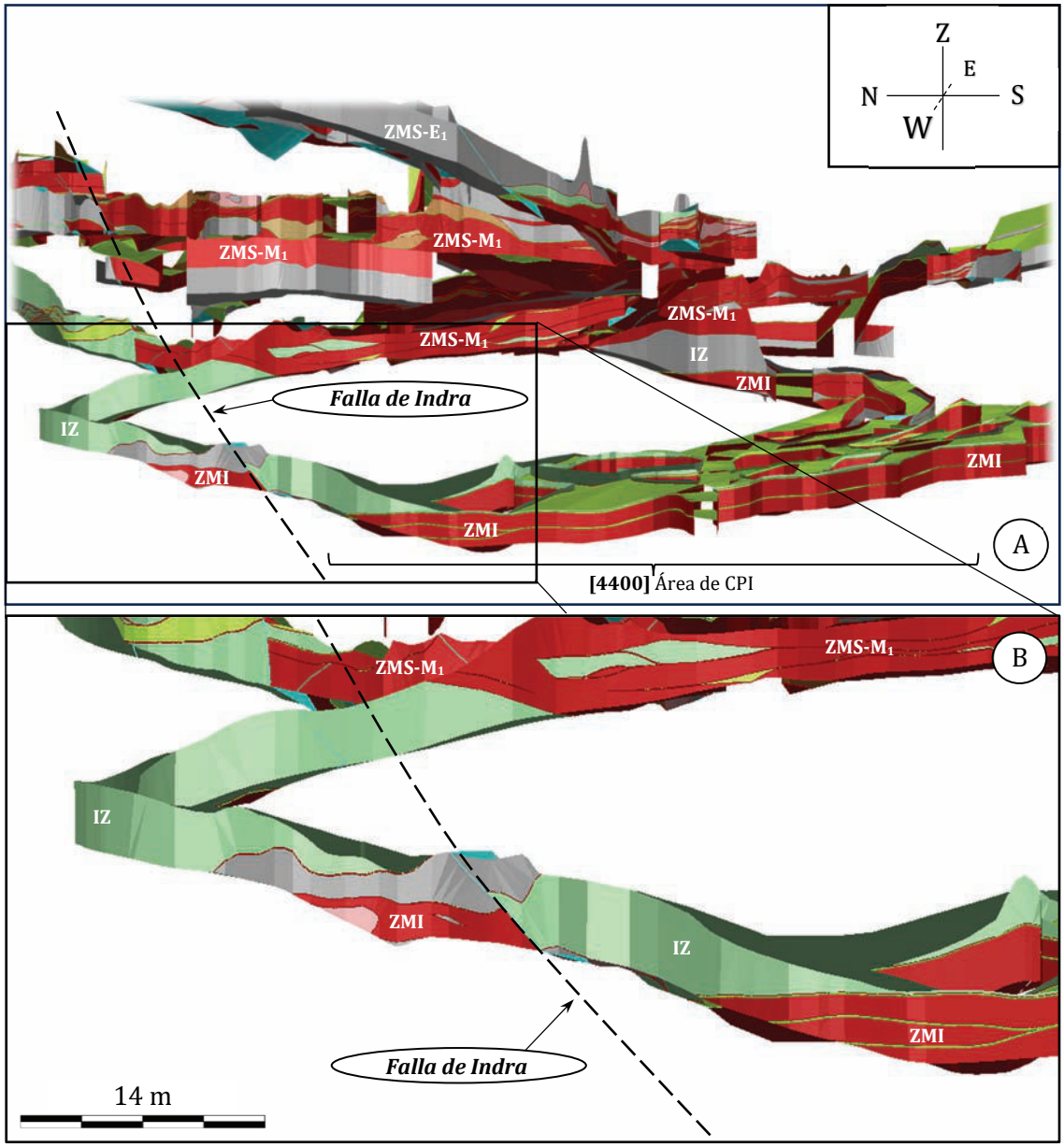


Figura 6.24. **a)** Esquema estructural en 3D de la geología de las labores subterráneas de los Sectores [3000] y [4000] del D. E. de Igea-Sousa, y **b)** ampliación de la zona septentrional del Sector [4000], en la que se reconoce la [4203] Bajada a CPI. En ambas figuras se aprecia: (1) la complejidad estructural de la ZMS frente a la ZMI, que conserva su espesor y buza de forma (aparentemente) monoclinal en todo el dominio estructural, y (2) el salto de la falla de Indra, que en la [4203] Bajada a CPI tiene un salto en la vertical de unos 4-4.5 m. Leyenda de litologías en la tabla 4.1 y la figura 4.13. Fecha del modelo: octubre de 2022.

De un modo similar a lo que le ocurre a la ZMS, la ZMI también se adelgaza, acuña y muere hacia el N y el W por causas aparentemente tectónicas. En el límite septentrional del dominio la mineralización es cortada por la falla de Indra, quedando en el bloque septentrional de dicha falla situada a varios metros por encima de la cota de explotación del [4400] Área de CPI (figuras 6.24a-b). En la galería [4204] BBA-LN1 (figura 6.19), la única galería de exploración realizada hacia el N desde la [4202] Bajada a la Bomba de Achique para continuar la explotación de la ZMI (y que actualmente se encuentra completamente inundada de agua), se observa como la mineralización se acuña y cierra definitivamente.

Del mismo modo, en la figura 6.19, junto a la posición del perfil 3 (perfil "Lázaro"), se reconoce una galería que se dirige desde el [4400] Área de CPI hacia el W. Esta galería, que avanza en la misma dirección, al menos, 20 m más de lo que indica la topografía, permanece completamente anegada de barro, escombros y agua, pero atendiendo a las descripciones dadas por los mineros que trabajaron en ella, "*la capa continúa, pero acaba muriendo en el frente*" de la galería. Esta información se complementa con el afloramiento que aparece en la parte terminal de la galería [4401] GNE1, donde se aprecia ese cierre tectónico de la mineralización hacia el W (figura 6.20b). De todo esto se deduce que, del mismo modo que le ocurre a la ZMS, la ZMI se cierra hacia el N y el W, como consecuencia de la actividad tectónica.

Por otro lado, no parece ocurrir lo mismo hacia el SE: en el [4400] Área de CPI, en las proximidades de la [4301] Galería de Moreno, el buzamiento de la ZMI y de las fallas de Sousa y CPI se incrementa rápidamente (figuras 6.25 y 6.26a-c), de tal modo que en la [4201] Rampa de Polvorines y el [4100] Área de Sousa la ZMI manifiesta ángulos de buzamiento desde 40° hasta más de 50°, ascendiendo hacia el SE, al encuentro de la ZMS (figuras 6.20a-b, 6.25 y 6.26a-c).

En ese ascenso hacia la ZMS, la ZMI parece reducir su espesor, de tal modo que hacia el E de las labores, en el [3100] Área del Corte de los Ingleses, se reconocen lentejones sigmoidales adelgazándose por tectónica e intercalándose con los cuerpos dolomíticos infrayacentes (figura 6.20a). Hacia el SW, en cambio, la ZMI se mantiene con un espesor aproximado de 4 m, si bien es cierto que hacia el D. E. de Asturianos parece dividirse también en numerosos cuerpos sigmoidales menores (figura 6.25).

6.2.2.1.3.- La IZ en el D. E. de Igea-Sousa

La IZ consiste en unas dolomías masivas en las que todavía pueden distinguirse estratos (o cuerpos aparentemente estratificados) en algunos afloramientos del yacimiento, así como pliegues cerrados e inclinados de escala hasta métrica, que pueden ir asociados a fallas menores o no ir asociados a ninguna otra estructura (¿*slumps*?). Estos materiales presentan una amplia variedad de tonalidades, siendo predominantes las coloraciones grises y gris verdosas (aunque en las proximidades de la mineralización se pueden presentar también rojizas, rosadas, pardas y marrones). Poco más se sabe de la estructura interna de estos carbonatos, que únicamente han podido ser estudiados en las escasas labores subterráneas que los atraviesan y mediante las testificaciones registradas de algunos sondeos de interior, así como de los sondeos de exterior S0224 y S0225. Aunque por regla general estas dolomías no muestran indicios de mineralización,

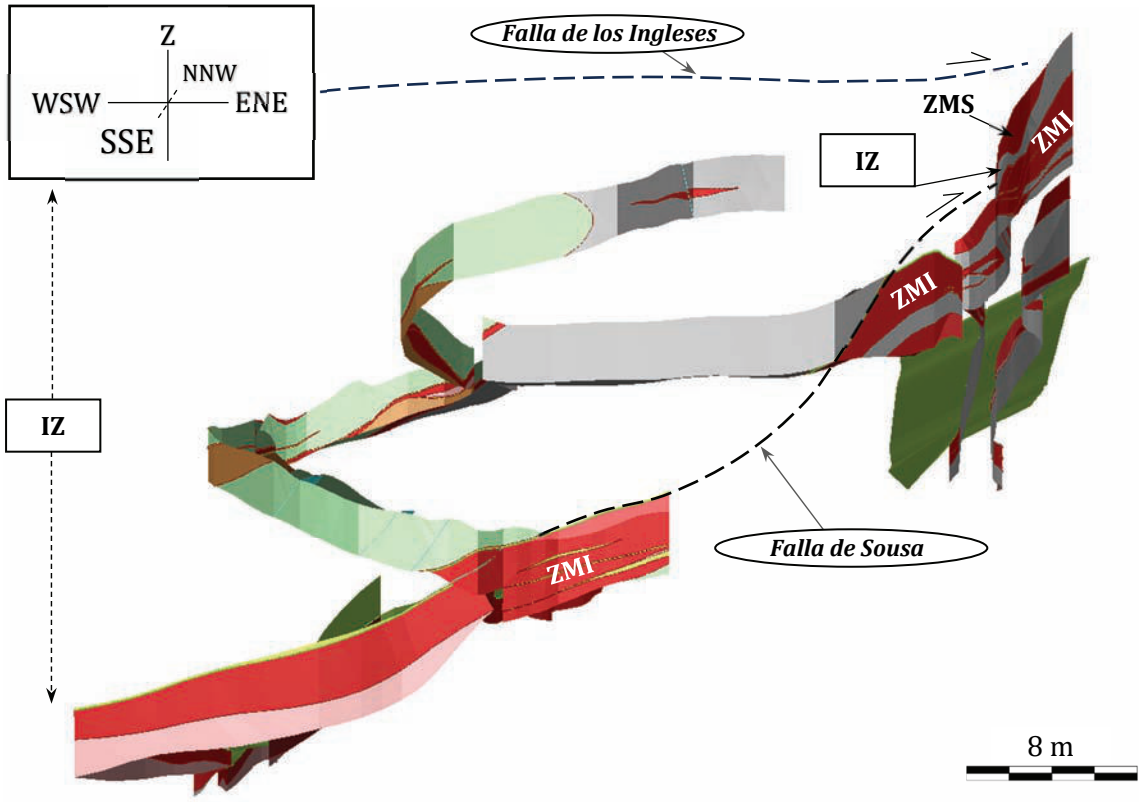


Figura 6.25. Reconstrucción en 3D de la geología de las labores del [4100] Área del Caracol Sousa (en las proximidades con el D. E. de Asturianos), en la que se puede ver la ZMI explotada en el Sector [4000] ascender al encuentro de la ZMS; el cuerpo mineralizado que aparece dentro de la IZ es de poca entidad, apareciendo y desapareciendo lateralmente. Leyenda en la tabla 4.1 y la figura 4.13.

tal y como atestigua la [4101] Rampa del Caracol de Sousa (figura 6.25), ocasionalmente pueden incluir algún cuerpo de hematites de poca entidad y escaso desarrollo lateral (como ocurre en el D. E. de las Arcillas con ZMS-E_1; figura 6.12a).

La IZ manifiesta una geometría sigmoidal que se engrosa hacia el NW (figuras 6.20a-b), de un modo muy similar a lo que acontece con el cuerpo dolomítico ZMS-E_1, de tal manera que la relación existente entre la ZMI y la ZMS se antoja muy similar a la observada entre los cuerpos ZMS-M_1 y ZMS-M_2. Es interesante, a raíz de esto, destacar que la IZ "desaparece" hacia el SE de las labores, de tal modo que la ZMI y la ZMS "se unen" en una única zona mineralizada en el tránsito entre el D. E. de Igea-Sousa y el D. E. de Asturianos, como se verá en la descripción del siguiente dominio.

6.2.2.2.- Estructuras tectónicas principales del D. E. de Igea-Sousa

Tal y como ya se ha explicado, la estructura de este dominio está controlada por dos grandes fallas de bajo ángulo: la falla de Sousa (a techo de la ZMI) y la falla de los Ingleses (a techo de la ZMS), ramificándose ésta última en dos grandes planos de falla desde el centro de la explotación y hacia el W: la falla de la Zona Central y la falla de Igea (figuras 6.20a-b). Junto a estas estructuras aparecen dos fallas de bajo ángulo de menor jerarquía: la falla de CPI, infrayacente a la falla de Sousa y emplazada dentro de la ZMI, y la falla de la "S", situada dentro de la ZMS y ligada a la falla de los Ingleses – Zona Central (figura 6.20b). Todas estas estructuras son la continuación, hacia el S, de las fallas de bajo ángulo vistas en el D. E. de las Arcillas,

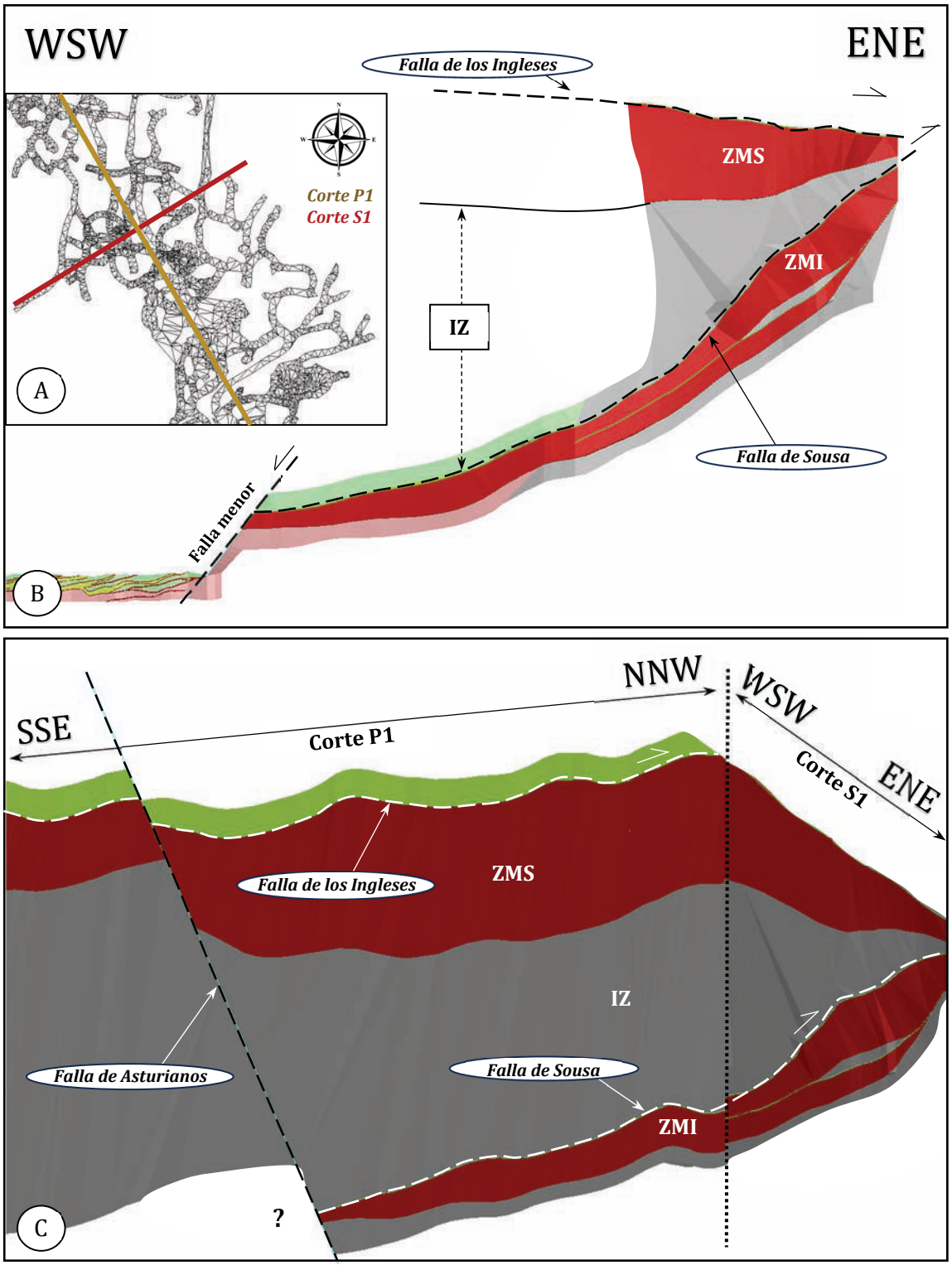
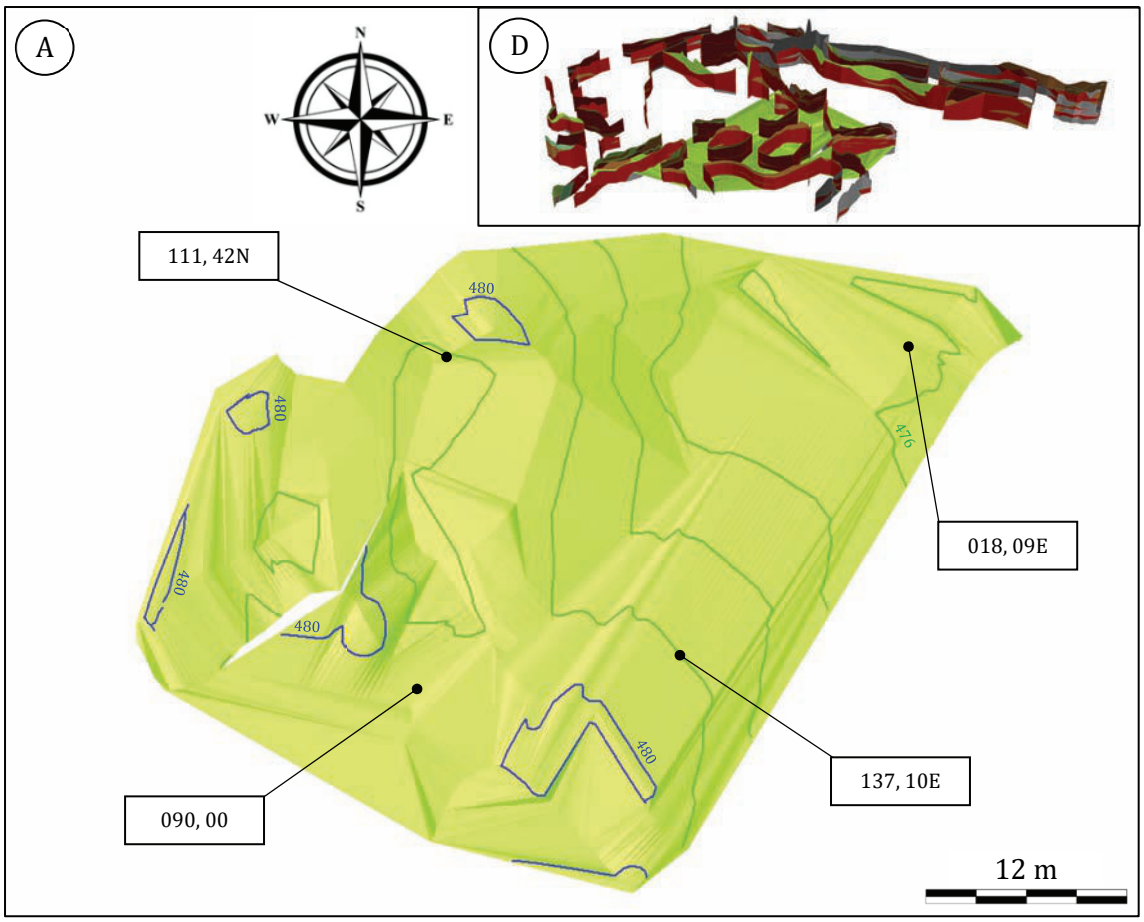
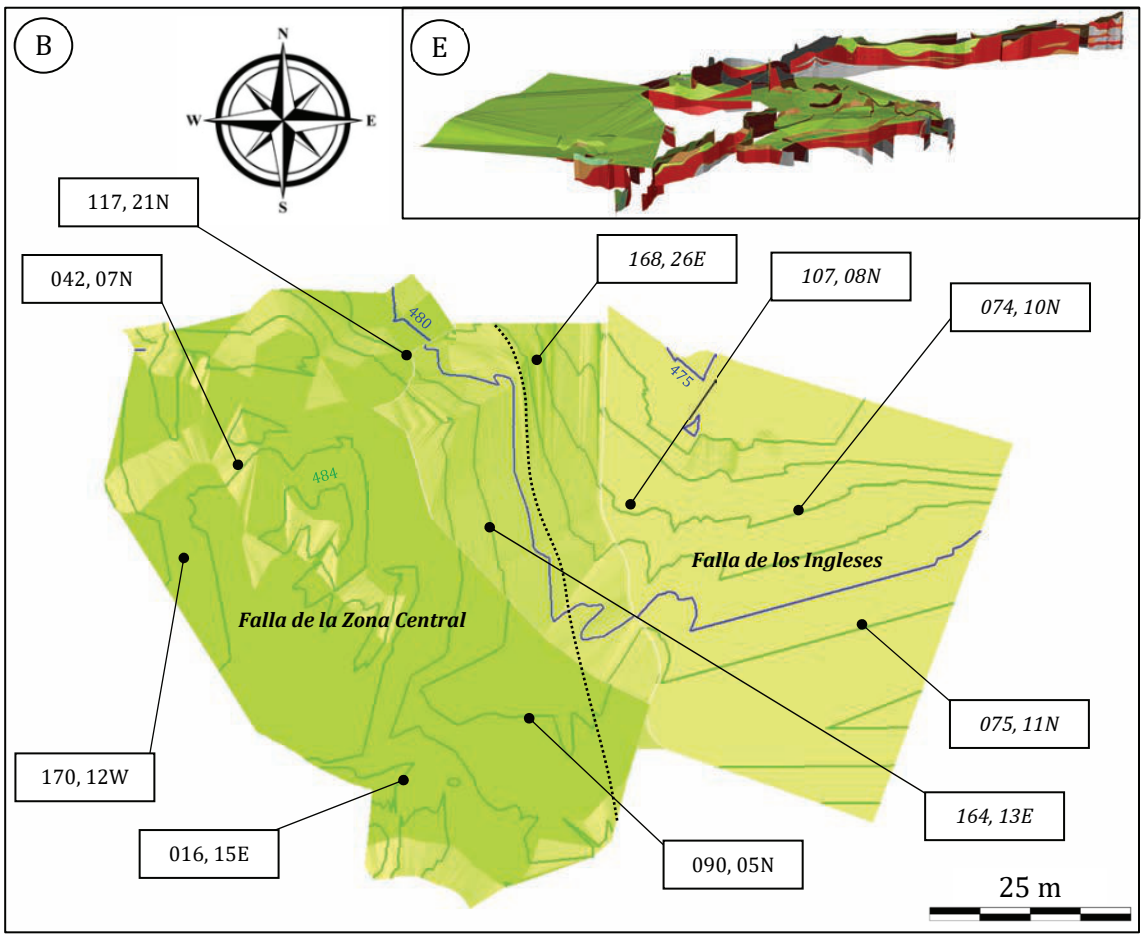
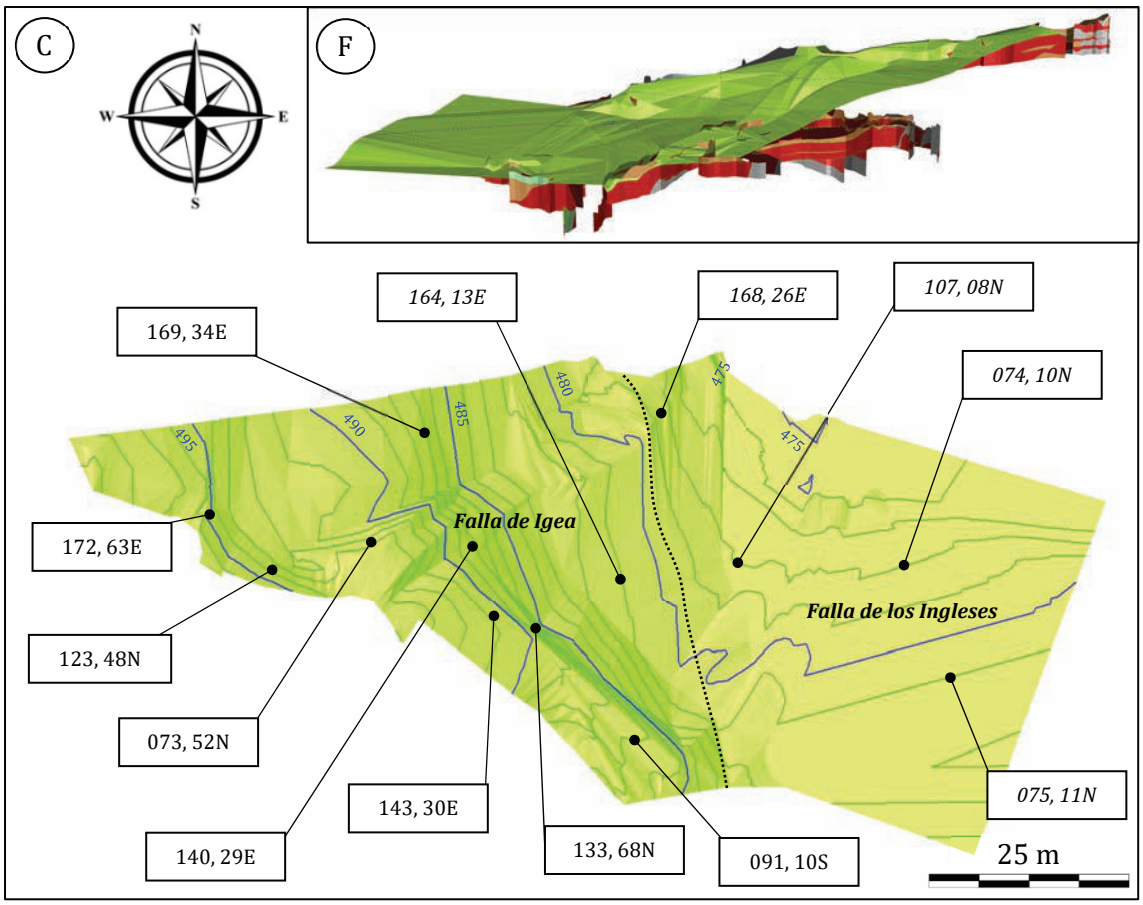


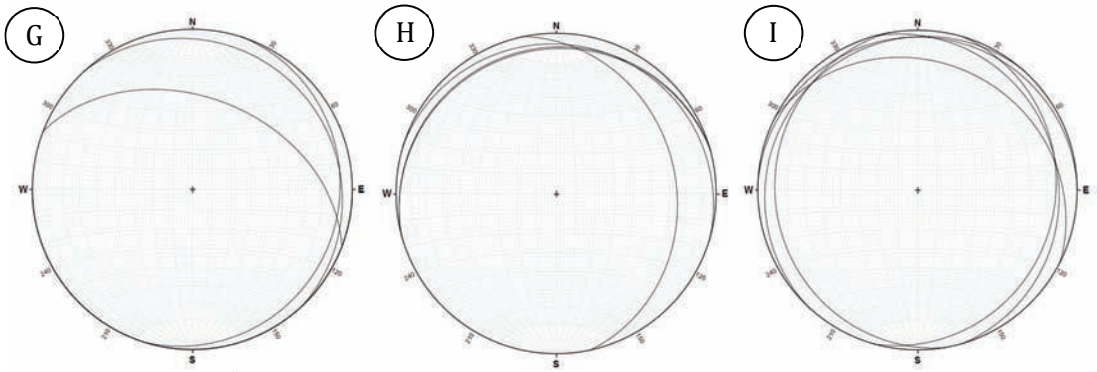
Figura 6.26. **a)** Plano de situación de los cortes geológicos que atraviesan el D.E. de Igea-Sousa: el corte principal 1 (P1) y el corte secundario 1 (S1); **b)** representación completa del corte S1; **c)** zona de conexión entre los cortes geológicos P1 y S1. En las dos últimas figuras puede reconocerse la ZMI ascendiendo hacia el E, siguiendo el plano de la falla de Sousa, hasta unirse con la ZMS; es destacable, una vez más, el cambio de espesor de la masa dolomítica que constituye la IZ. Leyenda de litologías en la tabla 4.1 y la figura 4.13.

por lo que en este dominio también definen cuerpos sigmoidales (figuras 6.21a-b) y presentan rumbos e inmersiones muy variables (figuras 6.27a-j).


A
N
W
E
S
D
111, 42N
480
480
480
480
476
018, 09E
137, 10E
090, 00
480
12 m


B
N
W
E
S
E
117, 21N
042, 07N
168, 26E
107, 08N
074, 10N
480
475
484
Falla de los Ingleses
Falla de la Zona Central
075, 11N
170, 12W
164, 13E
016, 15E
090, 05N
25 m





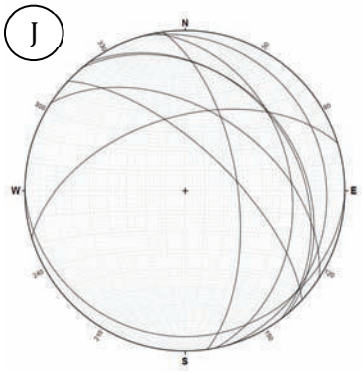


Figura 6.27. Modelizaciones y mapas de contornos estructurales (isohipsas) de los planos de falla de **a)** la falla de la "S", **b)** la falla de los Ingleses + la falla de la Zona Central, y **c)** la falla de los Ingleses + la falla de Igea, en las que se señalan algunas de las mediciones realizadas del rumbo e inmersión de estos (en los dos últimos modelos falta el límite oriental de la estructura, que pasa a buzar 20-30° hacia el ENE). En **d-f)** se muestran los esquemas estructurales en 3D de la geología de las labores subterráneas del Sector [3000] pertenecientes al D. E. de Igea-Sousa, en los que se pueden reconocer las modelizaciones de las fallas a las que estas figuras van asociadas. La leyenda de colores puede consultarse en la tabla 4.1 y la figura 4.13. Fecha de los modelos: octubre de 2022. **g-j)** Estereogramas con los rumbos e inmersiones medidos para: **g)** la falla de la "S", **h)** la falla de los Ingleses, **i)** la falla de la Zona Central, y **j)** la falla de Igea.

6.2.2.2.1.- La falla de la "S"

Si bien la falla de la "S" se mantiene más o menos horizontal en todas las galerías en las que aflora (figuras 6.27a, d, g), presenta una cierta tendencia de inmersión hacia el NE, reconociéndose cambios de dirección locales (de más de 90°) y de buzamiento (que pueden llegar a superar los 40°). Se trata de una falla de poco desplazamiento, en la que se han identificado estrías de dirección variables (entre 020 y 130, con valores medios medidos de 030 y 050).

6.2.2.2.2.- La falla de los Ingleses – Zona Central

La falla de los Ingleses – Zona Central también se manifiesta horizontalizada (figuras 6.27b, e, h-i), reconociéndose en ella un sector occidental con rumbos variables (la falla de la Zona Central propiamente dicha), principalmente N-S, y otro oriental (la falla de los Ingleses), con direcciones E-W. No se observan en ella inmersiones pronunciadas, manteniéndose siempre por debajo de los 26°. En la [3217] Galería de la "S" se han medido acanaladuras que, sobre el plano de la falla (170, 18E), descienden con un ángulo de 30° N.

En la [3205] Galería Lázaro, ligado a esta falla (que se manifiesta con un rumbo e inmersión de 030, 15W) e infrayacente a ella, aparece un cuerpo dolomítico gris cuya estructura interna es la de un plegamiento sinforme parcialmente tumbado, en el que el plano de charnela tiene un rumbo aparente 075. Este pliegue no presenta continuidad lateral visible en las galerías adyacentes, encontrándose limitado en su base por un plano de falla menor y, a techo, por la propia falla de la Zona Central (figura 6.28). Esta estructura está catalogada como un pliegue en vaina (*sheath fold*), en el que no se reconoce la tercera dimensión, y que indicaría un sentido de desplazamiento para la falla de la Zona Central NNW a SSE.

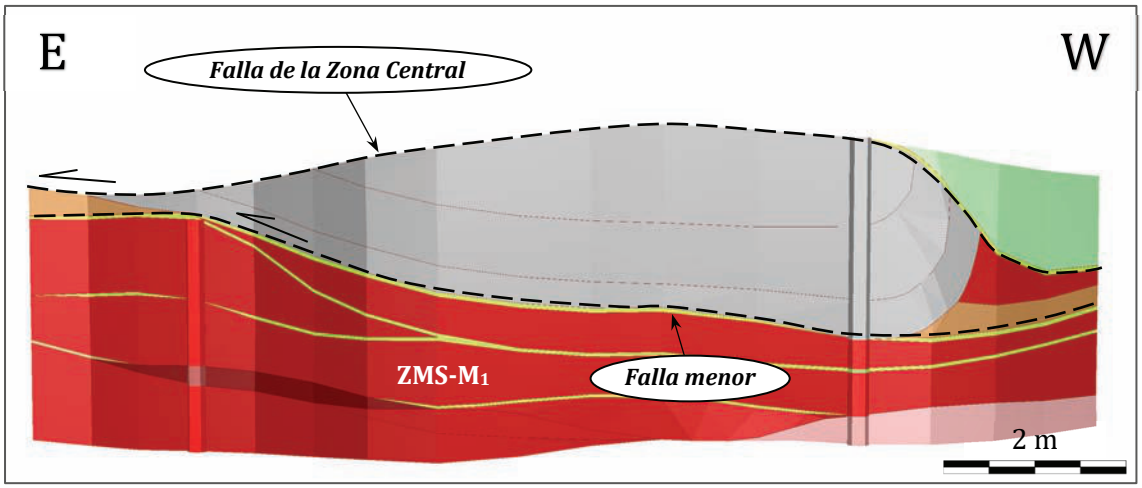


Figura 6.28. Esquema estructural del hastial N de la [3205] Galería Lázaro, en el que se reconoce un cuerpo dolomítico (en gris) plegado en uno de sus extremos, definiendo el núcleo de un pliegue en vaina sinforme parcialmente tumbado. Las relaciones entre los cuerpos mineralizados y carbonatados adyacentes son tal y como se muestra en la figura, llamando la atención, sobre todo, la zona ventral del pliegue, en la que todos los cuerpos que lo rodean parecen amoldarse a la base de este. La leyenda de las litologías puede consultarse en la tabla 4.1 y la figura 4.13.

6.2.2.2.3.- La falla de Igea

La falla de Igea, por otra parte, diverge de la falla de los Ingleses en la misma zona en que esta cambia de rumbo y pasa a denominarse falla de la Zona Central,

ascendiendo hacia el W con buzamientos que llegan a superar los 65-70° E. Los rumbos de esta estructura son similares a los de la falla de la Zona Central, con un predominio claro de las direcciones NNW-SSE (figuras 6.27c, f, j). La evolución de esta estructura hacia el S es desconocida, al no existir labores mineras que la atraviesen más allá de la [3208] Cámara de Igea.

6.2.2.2.4.- Las fallas de Sousa y de CPI

La falla de Sousa es una estructura de bajo ángulo en la que se reconoce una dirección generalizada N-S (con direcciones comprendidas entre 010-030), que hacia el SE del Sector [4000] va, gradualmente, aumentando de buzamiento en lo que parece ser una rampa de cabalgamiento (figuras 6.29a-c).

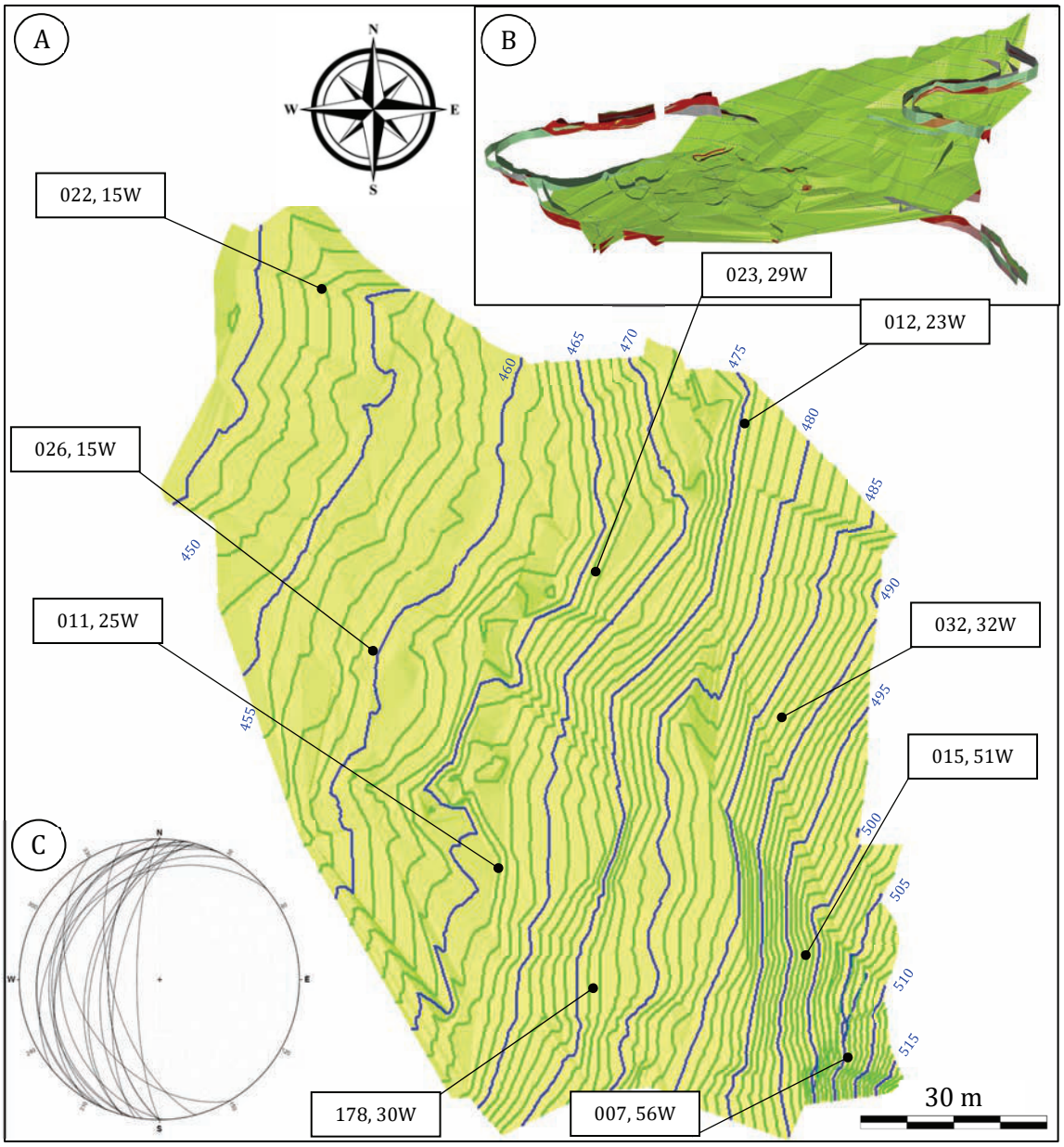


Figura 6.29. **a)** Modelización y mapas de contornos estructurales (isohipsas) del plano de la falla de Sousa, en la que se señalan algunas de las mediciones realizadas del rumbo e inmersión de esta. En **b)** se muestra el esquema estructural en 3D de la geología de las labores subterráneas del Sector [4000] pertenecientes al D. E. de Igea-Sousa, en el que se puede reconocer la modelización de la falla de Sousa. La leyenda de colores puede consultarse en la tabla 4.1 y la figura 4.13. Fecha del modelo: octubre de 2022. **c)** Estereograma con los rumbos e inmersiones medidos para la falla de Sousa.

Esta estructura se une con la falla de los Ingleses en el límite sudoriental del D. E. de Igea-Sousa, causando –aparentemente– el cierre estructural de los materiales emplazados entre ambas estructuras (la IZ y, seguramente, también la ZMS; figuras 6.25 y 6.26b).

Por su parte, la falla de CPI se mantiene paralela a la falla de Sousa en toda su superficie, por lo que, en términos generales, se podría considerar que esta estructura forma parte de la zona de cizalla de la propia falla de Sousa.

6.2.2.2.5.- La falla de Indra

El límite septentrional del D. E. de Igea-Sousa está definido, como ya se ha dicho, por la falla de Indra (figuras 6.18 y 6.19), de tal modo que existe una correlación directa entre los materiales y las estructuras aflorantes en este dominio con los del de las Arcillas (figuras 6.30a-b). Así, los conjuntos sigmoidales reconocibles en las figuras 6.13b-c y 6.21a-b pueden correlacionarse, de tal modo que la falla del Lago y la falla de los Ingleses – Zona Central definirían una única gran estructura, y la falla de las Arcillas y la falla de Igea, otra, quedando relegadas la falla de Subías y la falla de la "S" a la categoría de fallas menores (o planos secundarios de estas estructuras; figuras 6.30a-b).

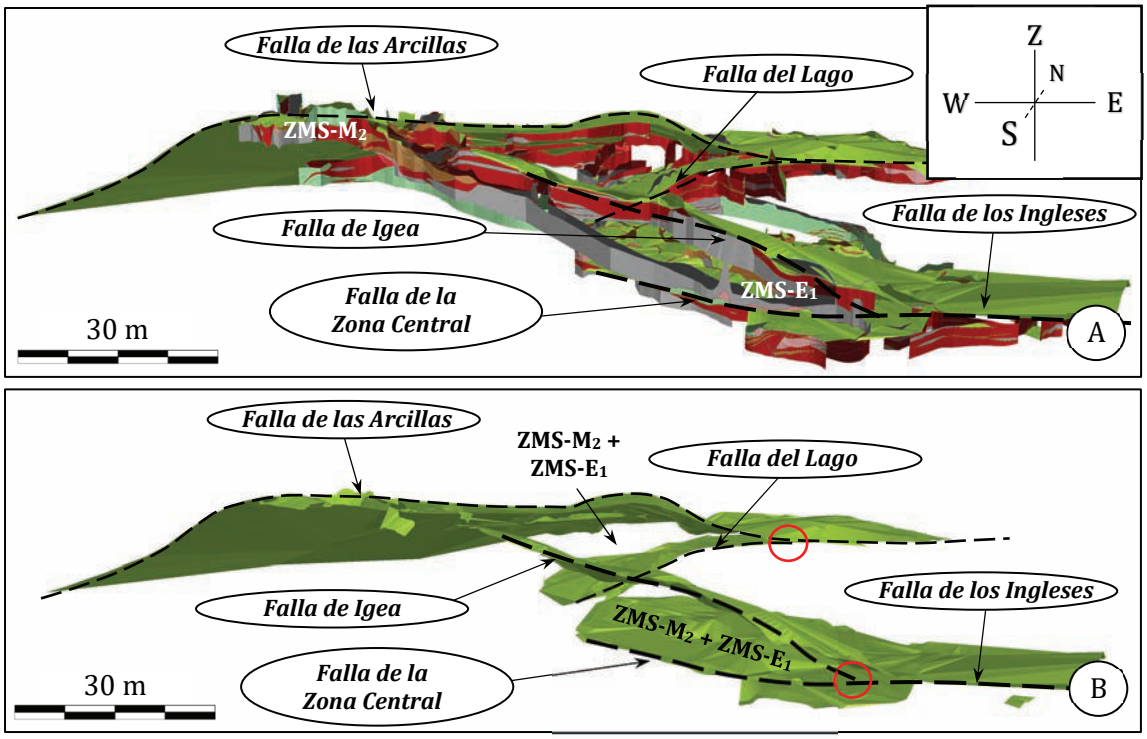


Figura 6.30. **a-b)** Esquemas estructurales en 3D de la geología de las labores subterráneas del Sector [3000] pertenecientes a los D. E. de las Arcillas (al fondo) y de Igea-Sousa (al frente), en los que se han modelizado los planos de las siguientes estructuras de bajo ángulo: las fallas de las Arcillas y del Lago (en el D. E. de las Arcillas), y las fallas de los Ingleses, de la Zona Central y de Igea (en el D. E. de Igea-Sousa). En ambas figuras (en la figura b se han eliminado del modelo las litologías para una mejor visualización de los planos de falla) pueden verse los cierres orientales de los conjuntos sigmoidales que definen todas estas fallas, los cuales adoptan una disposición en horquilla abierta hacia el W. Este criterio, y las mineralizaciones asociadas a los planos de falla, sirve para correlacionar la estructura a ambos lados de la falla de Indra (punto base de la correlación marcado en rojo). Leyenda de litologías en la tabla 4.1 y la figura 4.13. Fecha del modelo: octubre de 2022.

A partir de esta correlación, en la zona central de ambos dominios estructurales, y empleando como nexo entre los dos bloques de falla la zona de cierre del sigmoide que comprende los cuerpos ZMS-E_1 y ZMS-M_2 (señalado en rojo en las figuras 6.30a-b), se puede estimar el salto de la falla de Indra en unos 12 m en la vertical. No obstante, es interesante que, hacia el W de las labores, en la [3210] Galería Central, el salto en la vertical es, aparentemente, inverso, apenas llegando a 1 m, de tal modo que el plano de la falla de la Zona Central queda situado ligeramente por encima del de la falla del Lago (figura 6.31a).

En la propia [3210] Galería Central se puede ver, en el bloque septentrional de la falla de Indra, el cierre tectónico de la mineralización del cuerpo ZMS-M_1 (figura 6.31a), mientras que, en el bloque meridional, en ese mismo lugar, el mismo cuerpo todavía supera los 2 m de espesor (las labores realizadas en esa zona se desarrollan casi por entero en dicho cuerpo), adelgazándose y cerrándose hacia el W, a unos 25 m de la [3210] Galería Central.

Así, con estos datos, se puede estimar un salto dextral para la falla de Indra de más de 25 m en la horizontal. En el [3600] Área de las G's, en donde queda expuesto el plano de falla de esta gran estructura, se reconocen estrías y acanaladuras horizontales, que indican una clara componente lateral en alguno de sus últimos movimientos, tal y como atestiguan también los múltiples planos de falla que atraviesan el [3410] Cruce del 28 (que se encuentra dentro de la zona de cizalla de la falla de Indra; figuras 6.17c-d), que no muestran signos de haberse movido en la vertical y también presentan estrías horizontales.

Por otro lado, en la zona NE del [3500] Área del 27 y del [3600] Área de las G's se puede ver el acuñamiento tectónico de la mineralización del ZMS-M_1 (figuras 6.13d, 6.14a-b y 6.31a –señalizado en esta última figura como A, B y C–), el cual también se reconoce en el bloque meridional de la falla de Indra, hacia el NE del [3100] Área del Corte de los Ingleses y del [3300] Área del Punto de Encuentro (figura 6.31a, indicado como D y E). Si se señalan todas las zonas de acuñamiento de la mineralización en un plano de las labores mineras visto en planta (figura 6.31b) se puede comprobar la existencia de una tendencia de cierre de los cuerpos de hematites en dirección NW-SE, la cual es dislocada por la falla de Indra, que la desplaza dextralmente unos 25-30 m y, en la vertical, cerca de 20 m.

Estas diferencias de salto en la vertical, mayores hacia el E –e ínfimas (e incluso inversas) hacia el W– de las labores de explotación, sugiere un basculamiento rotacional en sentido antihorario de la falla de Indra, lo que a su vez explicaría las diferencias observadas en el buzamiento de la mineralización en ambos dominios estructurales (figuras 6.30a-b).

6.2.3.- D. E. de Asturianos

El D. E. de Asturianos se emplaza inmediatamente al S del D. E. de Igea-Sousa, siendo la trazada de la falla de Sousa su límite septentrional y la de la falla de Asturianos su límite meridional, y englobando labores pertenecientes únicamente al Sector [2000]: el [2300] Área de CPM, el [2400] Área de la PM Central y la parte oriental del [2500] Área de la "Y" (figuras 2.20 y 6.32). En este dominio se ha levantado un único perfil estratigráfico representativo: el perfil "Trillizas", que se ha reconstruido a partir de los datos geológicos tomados de las galerías [2408] GN1,

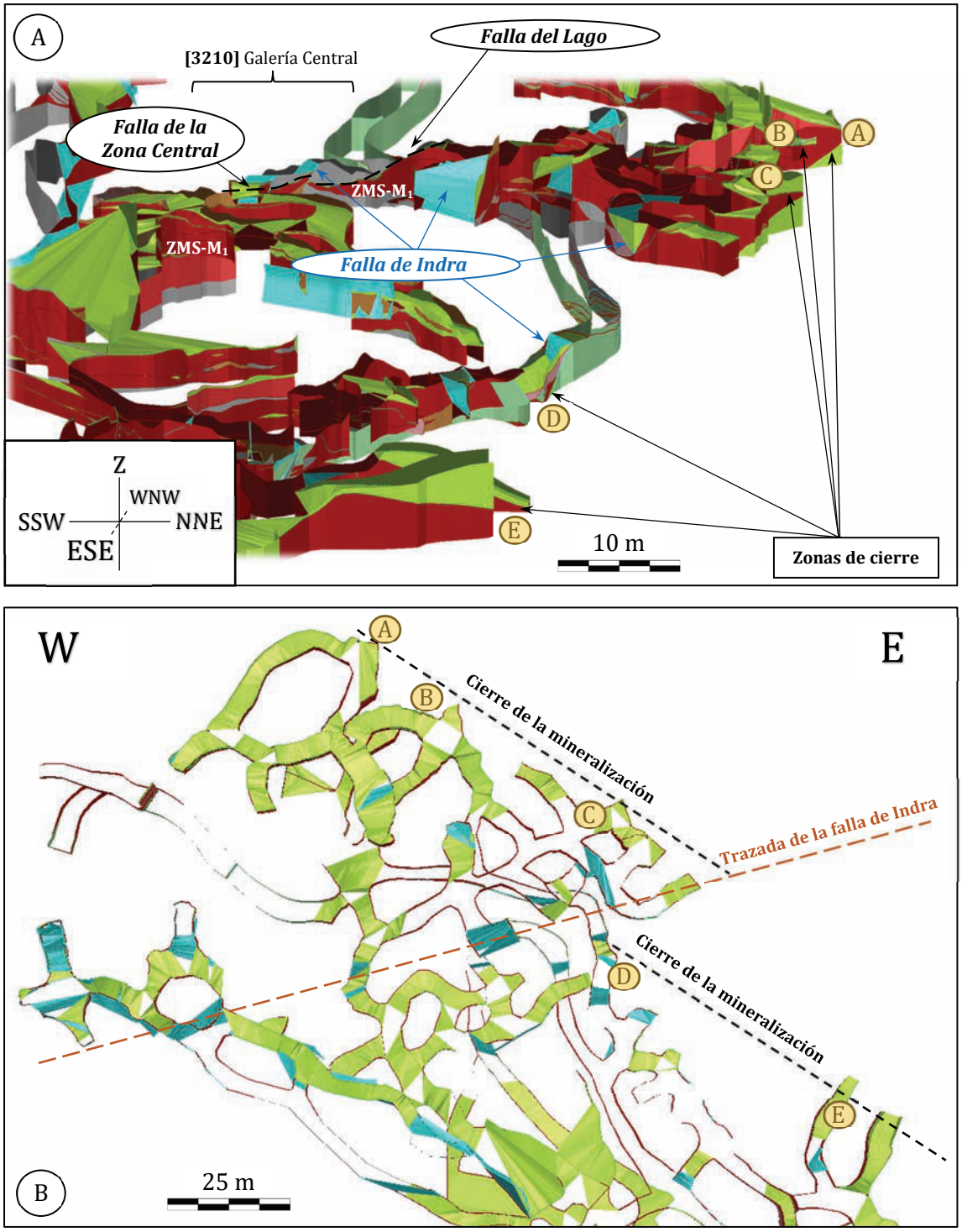


Figura 6.31. **a)** Esquema estructural en 3D de la geología de las labores subterráneas del Sector [3000] próximas a la falla de Indra, en el que se puede ver parte del D. E. de las Arcillas (a la derecha) y de Igea-Sousa (a la izquierda); se señalan los acuñamientos de la mineralización del cuerpo ZMS-M1 (puntos A, B, C, D y E) hacia el NE, empleados como criterio para estimar el salto de la falla de Indra. Leyenda de litologías en la tabla 4.1 y la figura 4.13. **b)** Vista en planta de la geología de las labores subterráneas del Sector [3000] próximas a la falla de Indra, en la que se puede ver la trazada de dicha estructura, así como los cierres de la mineralización vistos en la figura a, definiendo una más que evidente trayectoria NW-SE. El salto de falla estimado a partir de esta correlación es de unos 30 m en la horizontal, en sentido dextro, y cerca de 20 m en la vertical. Fecha de los modelos: octubre de 2022.

[2410] GN2 y [2412] GN3, denominadas coloquialmente como "Las Trillizas" (figura 6.32), y del área colindante a ellas (la testificación de este perfil puede consultarse en el "***Apéndice 1 – Perfiles estratigráficos***").

La estructura de este dominio es, con diferencia, la menos entendida de todo el yacimiento por diversas razones: en primer lugar, por la falta de datos confiables para elaborar una buena modelización, debida, sobre todo, a que el Sector [2000] engloba un conjunto de labores muy antiguas y, por tanto, peligrosas, con zonas enteras cerradas al paso (figura 6.32), bien por riesgo de asfixia (debida a la acumulación de gases de maquinaria) o bien por encontrarse en mal estado de conservación, habiendo en muchas de ellas una abundante presencia de agua y/o riesgo por desprendimiento. Aproximadamente el 85-90 % de las labores de este sector están cerradas al paso, empleándose únicamente la Salida Principal, la Segunda Salida y alguna labor colindante como zonas de tránsito y de acopio.

En segundo término, el D. E. de Asturianos es una zona geológicamente muy compleja, en la que tiene lugar, hacia el E, la unión definitiva de la ZMS y la ZMI del D. E. de Igea-Sousa en una sola zona mineralizada como resultado de la aproximación y supuesta fusión, hacia el SE, de las fallas de Sousa y de los Ingleses en una única gran estructura: la falla de la Bocamina (que tiene en esta zona una dirección principal 165, muy similar a las direcciones observadas para la falla de Sousa; figura 6.29a). En la zona de cizalla resultante de este acercamiento se observa una gran cantidad de cuerpos sigmoidales, lenticulares y amorfos de hematites, carbonatos y lutitas entremezclados unos con otros (figura 6.33a), en los que, a menudo, no se reconocen las zonas de contacto (si los cuerpos tienen la misma composición), dificultando seguir su evolución lateralmente.

En el [2300] Área de CPM (hacia el W del dominio; figuras 2.20 y 6.32), sin embargo, la mineralización de la ZMS (que aún se mantiene separada de la ZMI) se presenta tabular, con valores próximos a los 4-6 m y variaciones de espesor más locales y menos abruptas, similares a como se muestra en la parte occidental del D. E. de Igea-Sousa, estando en este punto la ZMI a varias decenas de metros por debajo, como atestigua el sondeo de exterior S0225 (sondeo T-25 del IGME, 1975, tomo III). Dado que no se dispone de datos geológicos para acompañar a esta descripción, en la figura 6.33b se muestra una breve interpretación de la geometría de la mineralización combinada con el modelo en 3D de las galerías del [2300] Área de CPM y de la geología del resto de las labores.

La aproximación de las fallas de Sousa y de los Ingleses abre, al menos, dos posibilidades, que serán tratadas en el "***Capítulo IX: Discusión y conclusiones***": o bien las fallas de Sousa y de los Ingleses se unen en un único plano de falla (la falla de la Bocamina), lo que tendría como consecuencia inmediata el cierre y la desaparición de los carbonatos pertenecientes a la IZ y, por supuesto, de la ZMS *per se*; o bien ambos planos de falla continúan uno junto al otro en paralelo, aproximándose y distanciándose localmente, de tal modo que la ZMS, la ZMI y la IZ conserven su continuidad hacia el S.

Ante la imposibilidad de determinar una situación u otra sin un estudio más exhaustivo de ambas estructuras, y dado que la naturaleza de este capítulo es meramente descriptiva, a partir de la zona de "unión" entre las fallas de Sousa y de los Ingleses, y hacia el S, ya no se hará mención de los siguientes términos: ZMS, IZ, ZMI, falla de Sousa ni falla de los Ingleses; en su lugar, se considerará una única zona

mineralizada (ZM) y, a techo de la misma, se considerará una única zona de cizalla de bajo ángulo: la falla de la Bocamina.

Hacia el S del D. E. la mineralización vuelve a presentarse aparentemente tabular, aunque con algunas variaciones de espesor importantes relacionadas con adelgazamientos y engrosamientos de los estériles infrayacentes y a la propia geometría de la zona de cizalla de la falla de la Bocamina, que se mantiene a techo de la mineralización.

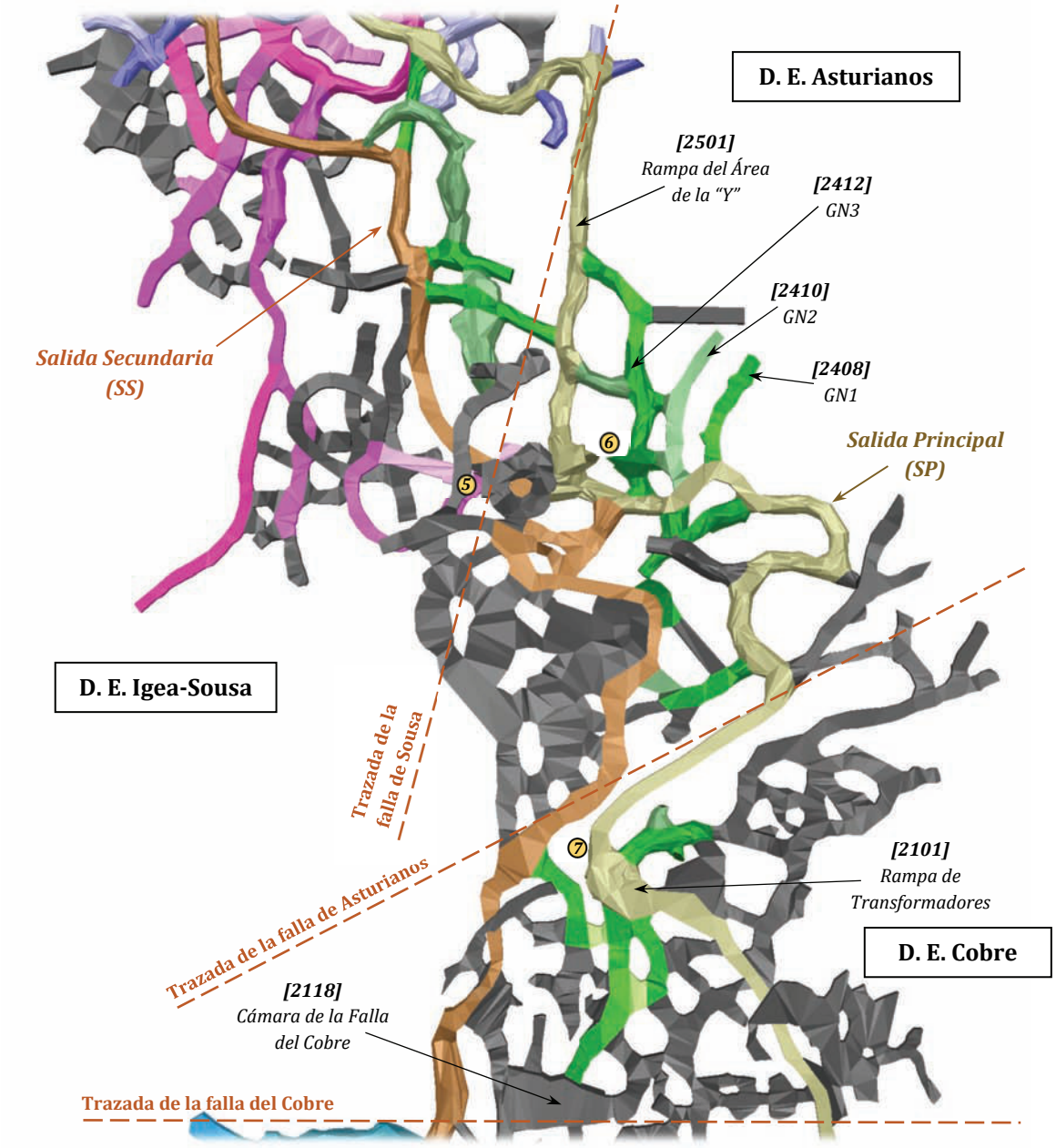


Figura 6.32. Vista en planta del modelo en 3D diseñado en *RecMin* de las labores subterráneas del Sector [2000] de la mina "Santa Rosa" y de sus límites con el resto de sectores, en la que se señalan los límites de los dominios estructurales de Igea-Sousa, de Asturianos y del Cobre, y todas aquellas labores relevantes del Sector [2000] (todas ellas citadas en el texto principal de este capítulo). El esquema de colores empleado es similar al utilizado en la figura 2.20: en dorado y naranja se señalan la Salida Principal y la Segunda Salida, respectivamente, mientras que en diferentes tonalidades verdes se identifican el resto de las labores del sector (en color negro se señalan aquellas labores que son inaccesibles en el día de hoy). Con círculos amarillos numerados se marcan las posiciones aproximadas de las bases de los perfiles estratigráficos generales levantados: "Sousa" (5), "Trillizas" (6) y "Transformadores" (7). Fecha del modelo: abril de 2019.

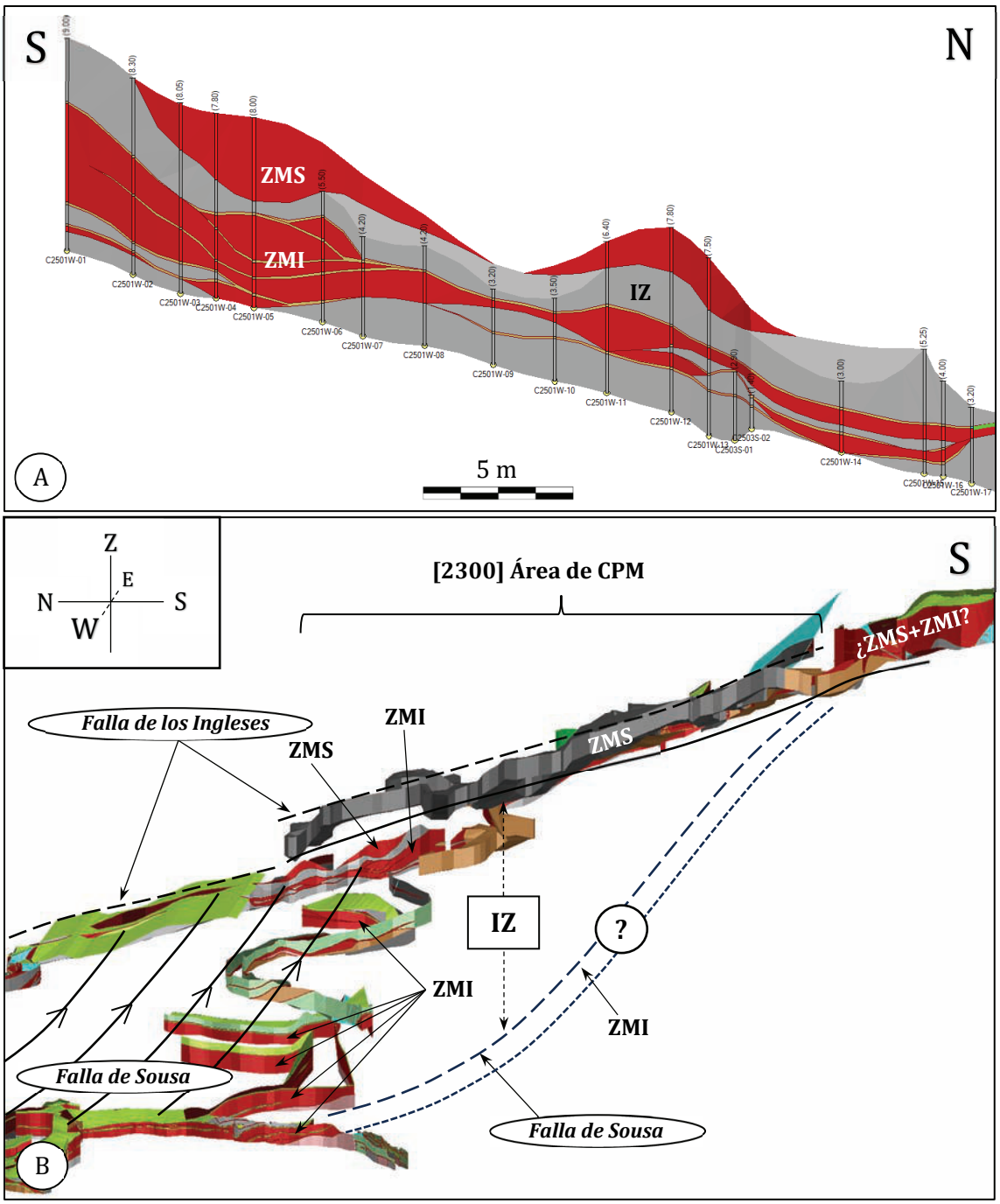


Figura 6.33. **a)** Cartografía geológica del hastial W de la parte superior de la [2501] Rampa del Área de la "Y", en la que se reconocen las geometrías lenticulares de las dolomías grises y de la mineralización de hematites en la zona de "unión" entre la ZMS y la ZMI. **b)** Esquema estructural en 3D de la geología de las labores subterráneas de la zona de unión entre las fallas de Sousa y de los Ingleses, en el que se reconoce el adelgazamiento de la IZ hacia el S, por debajo del [2300] Área de CPM. Leyenda de litologías en la tabla 4.1 y la figura 4.13. Fecha del modelo: octubre de 2022.

La falla de Asturianos marca, como se ha dicho, el límite meridional de este dominio. Se trata de una falla bastante notoria, con una brecha de falla de entre 0.5 y 2 m en algunas zonas de la mina, pero en la que apenas se observa un leve salto en la vertical (1-2 m, aproximadamente). En algunos afloramientos se han reconocido estrías y acanaladuras horizontales, que denotan un movimiento transcurrente, pero del que no ha podido precisarse la distancia recorrida.

6.2.4.- D. E. del Cobre

El D. E. del Cobre se localiza inmediatamente al S del D. E. de Asturianos, siendo sus límites las trazadas de las fallas de Asturianos (al N) y del Cobre (al S), y englobando todas las labores pertenecientes al [2100] Área de Transformadores y al [2200] Área de Asturianos (figuras 2.20 y 6.32). Del mismo modo que en el D. E. de Asturianos, el estudio geológico de este dominio ha sido difícil de llevar a cabo dado el gran número de labores cerradas al paso por motivos de seguridad. Por ello, se ha levantado un único perfil estratigráfico representativo (que puede consultarse en el "***Apéndice 1 – Perfiles estratigráficos***"): el perfil "Transformadores", que se ha erigido en el hastial occidental de la parte inferior de la [2101] Rampa de Transformadores (figura 6.32).

La disposición de la mineralización y de los materiales encajantes en este D. E. es más regular que en los anteriores dominios, reconociéndose dos conjuntos de cuerpos mineralizados separados entre sí por estériles dolomíticos. Una vez más, y recordando a los espesores de la ZMS, el conjunto mineralizado superior es el más potente, llegando a medir los 8 m en la [2101] Rampa de Transformadores e, incluso, 9 m en la [2118] Cámara de la falla del Cobre; figuras 6.32 y 6.34a). En cambio, el cuerpo mineralizado inferior se compone de numerosos cuerpos sigmoidales de hematites que alternan con otros de dolomía, recordando a la disposición de la ZMI en las proximidades del límite SE del D. E. de Igea-Sousa (figura 6.25).

Tal y como se puede ver en la figura 6.35, la estructura general del yacimiento se muestra (aparentemente) menos tectonizada hacia el S que hacia el N, engrosándose sus espesores y mostrando una disposición interna en lentículas y sigmoides menos marcada y más estratiforme. Todo el conjunto parece adoptar, en este dominio, un buzamiento próximo a los 15° hacia el NW (siguiendo el plano de la falla de la Bocamina), que pasa de buzar hacia el NW a buzar hacia el N en la zona S del dominio, tendencia que continúa a grandes rasgos en el D. E. de Gilda-Lengüeta (como se verá más adelante).

La estructura que establece el límite meridional de este dominio es la falla del Cobre (figuras 6.34a-b), denominada así por la presencia, en algunas áreas del plano (y de la brecha) de cizalla, de pequeños cristales de minerales ricos en Cu, de escasa importancia. Durante el estudio de esta falla se reconocieron cristales de azurita y malaquita, sobre todo, aunque también se identificaron cuprita y, únicamente en la [1717] Cámara del Cobre (figura 6.35), su variedad calcotriquita.

La falla del Cobre es una falla transcurrente dextral de dirección e inmersión principales 093, 61S, con un desplazamiento estimado de unos 40 m, en la que no se reconoce salto vertical alguno. Los contactos entre las litologías se hallan (aproximadamente) a la misma cota a un lado y a otro del plano de falla, debiéndose las variaciones observadas a cambios de espesor de los propios materiales y a diferencias locales de buzamiento entre los materiales puestos en contacto por el accidente tectónico.

Desde las labores del Sector [2000], y en concreto desde la cámara que lleva su nombre, la [2118] Cámara de la falla del Cobre (figura 6.32), pueden verse las estrías y acanaladuras en la parte superior del plano de falla de esta estructura (figuras 6.34a-b). Por cuestiones logísticas no ha sido posible medir la inclinación

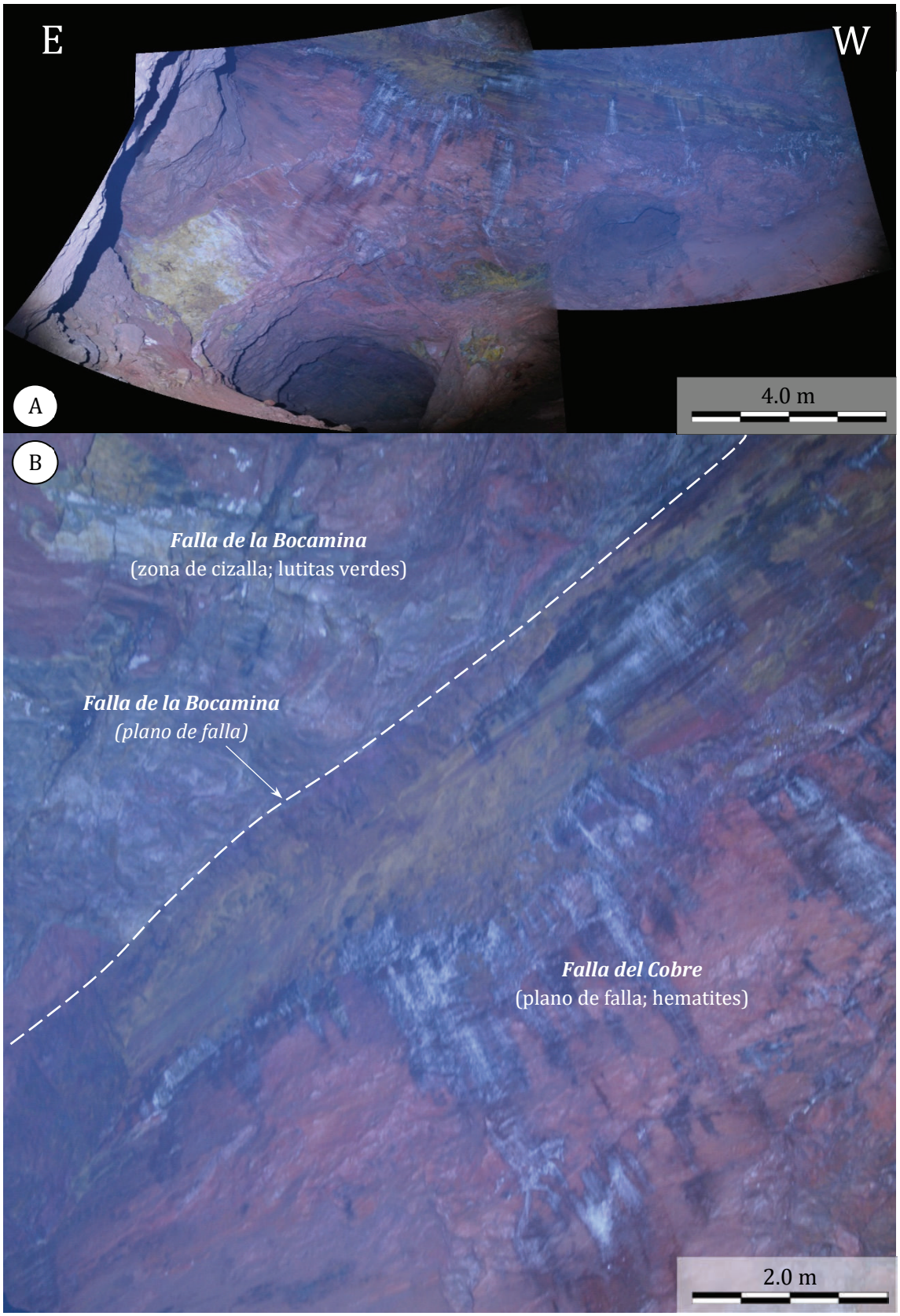


Figura 6.34. **a)** Panorámica del plano de la falla del Cobre visto desde la [2118] Cámara de la falla del Cobre, en la que se intuyen las estrías y acanaladuras de falla en la parte superior del plano. **b)** Fotografía de la parte superior del plano de la falla del Cobre y la zona de contacto entre ella y la zona de cizalla de la falla de la Bocamina, que aparece a techo de la mineralización. Las estrías y acanaladuras de la falla del Cobre presentan una inclinación descendente medida mediante estación total de 1-5° hacia el W (la fotografía se encuentra inclinada).

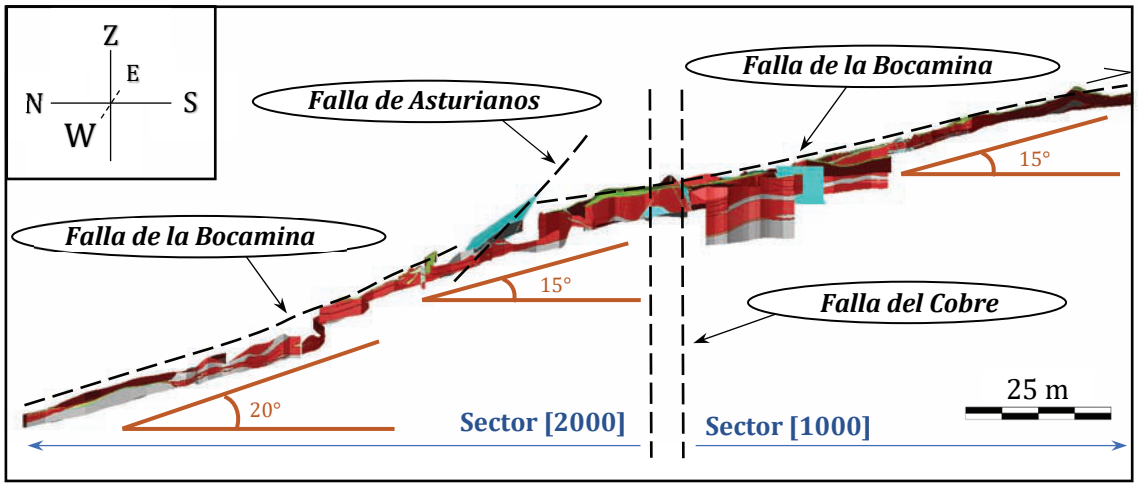


Figura 6.35. Reconstrucción en 3D de la estructura geológica de los Sectores [1000] (al S, correspondiente al D. E. de Gilda-Lengüeta) y [2000] (al N, correspondiente a los dominios del Cobre y Asturianos), en la que se reconoce un buzamiento generalizado de los materiales hacia el NE con ángulos medios de 15° desde el S y hasta la falla de Asturianos. La leyenda de los materiales puede consultarse en la tabla 4.1 y la figura 4.13. Fecha del modelo: octubre de 2022.

de las estrías con precisión, pero las mediciones topográficas llevadas a cabo por el equipo de SOCYTOP mediante estación total dieron una inclinación descendente hacia el W aproximada de 1-5°.

6.2.5.- D. E. de la Gilda-Lengüeta

El D. E. de la Gilda-Lengüeta se ubica inmediatamente al S de la falla del Cobre, y engloba tanto el hueco minero como todas las áreas de explotación en que se divide el Sector [1000] (figura 6.36). Pese a la antigüedad de las labores desarrolladas en este sector de la explotación minera, que como ya se ha explicado en el segundo capítulo presenta un entramado de galerías muy laberíntico y peligroso (lo cual dificulta en demasía el estudio de estas zonas del yacimiento), ha sido posible llevar a cabo una cartografía geológica de interior más detallada en esta región del yacimiento que en los dominios estructurales de Asturianos y del Cobre.

Para tratar de describir la estructura de este dominio se han levantado tres perfiles estratigráficos representativos: "PS Norte", "Lengüeta" y "Gilda", cuyos emplazamientos aparecen marcados en la figura 6.36 (sus respectivas descripciones pueden consultarse en el "***Apéndice 1 – Perfiles estratigráficos***"). A partir de estos tres perfiles se han reconocido, fácilmente, dos grandes conjuntos de cuerpos mineralizados que se extienden por todo el dominio, denominados ZM-M_1 (situado en la base de la zona mineralizada) y ZM-M_2 (emplazado a techo); estos cuerpos se hayan separados el uno del otro por un conjunto de cuerpos dolomíticos, que se ha denominado ZM-E_1.

La estructura más importante de todo el dominio es la brecha de falla que aparece inmediatamente por encima de la mineralización: la falla de la Bocamina (figuras 6.37a-b), la cual parece determinar la disposición de los materiales emplazados inmediatamente por debajo, que se colocan paralelos – subparalelos a ella.

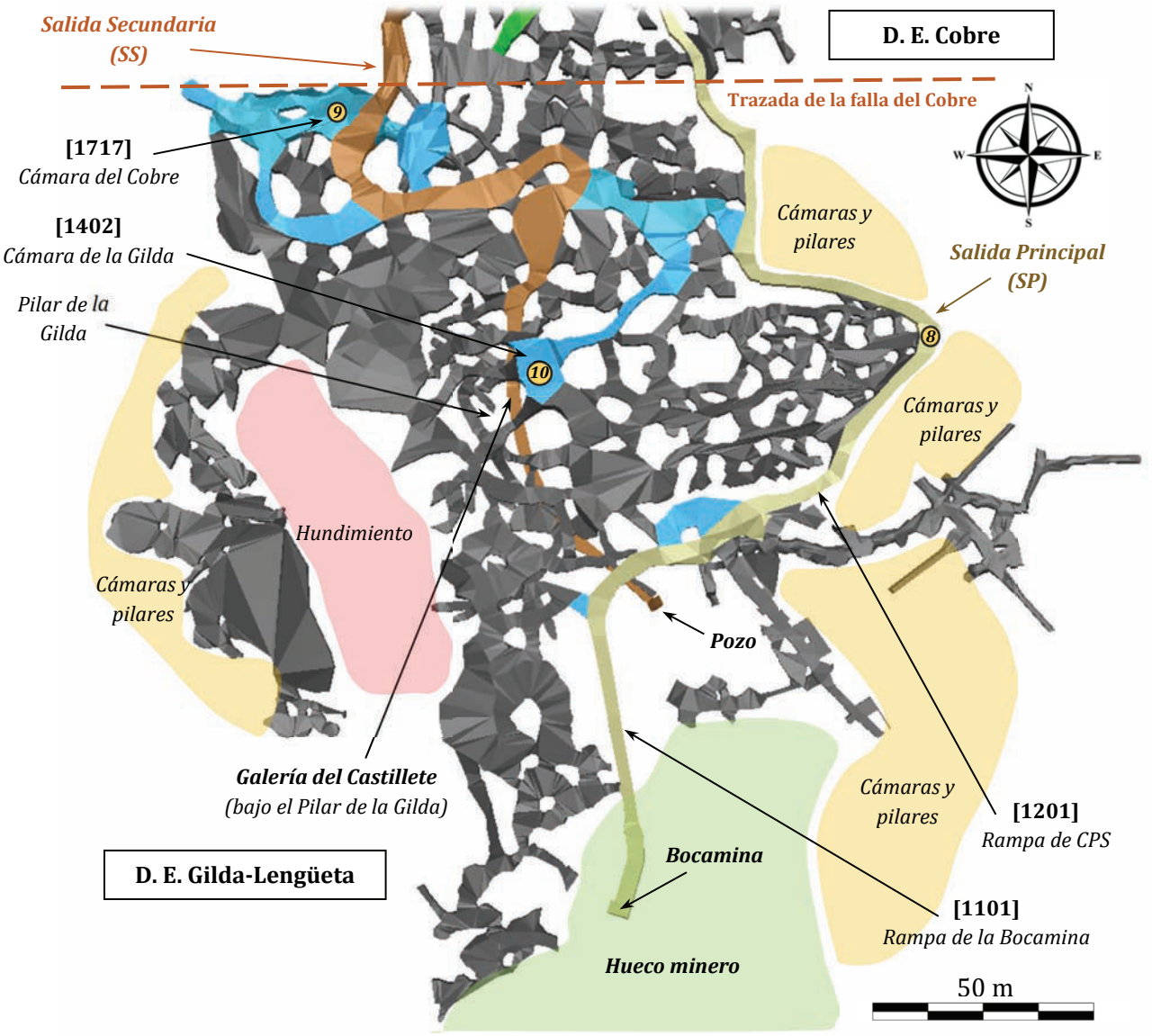


Figura 6.36. Vista en planta del modelo en 3D diseñado en *RecMin* de las labores subterráneas del Sector [1000] de la mina "Santa Rosa", en la que se señala el límite septentrional del D. E. de Gilda-Lengüeta y todas aquellas labores relevantes del Sector [1000] (todas ellas citadas en el texto principal de este capítulo). El esquema de colores empleado es el utilizado en la figura 2.18. Con círculos amarillos numerados se marcan las posiciones aproximadas de las bases de los perfiles estratigráficos generales levantados: "PS Norte" (8), "Lengüeta" (9) y "Gilda" (10). Fecha del modelo: abril de 2019.

6.2.5.1.- Estructura principal del D. E. de la Gilda-Lengüeta

La disposición de la mineralización y de las litologías encajantes sigue el mismo esquema en todo el dominio, reconociéndose dos grandes cuerpos o conjuntos de cuerpos mineralizados separados entre sí por estériles dolomíticos. De estos dos cuerpos mineralizados, el superior (ZM-M_2) es casi siempre el más potente, llegando a exceder los 9 m de espesor en la zona central del D. E., mientras que el inferior (ZM-M_1) no llega a sobrepasar nunca los 5 m de potencia. El conjunto de cuerpos de dolomía (ZM-E_1) emplazado entre los dos cuerpos mineralizados es, por regla general, menos potente que estos, siendo habitual que no supere los 1.5-2 m de espesor, manteniendo una potencia total relativamente constante (figuras 6.38a-b) en gran parte del dominio estructural.

En el centro del D. E. es donde la potencia conocida de la mineralización alcanza los valores más elevados (figuras 6.39a-b), llegando a reconocerse variaciones importantes de espesor de los cuerpos mineralizados, que pueden llegar a duplicar sus potencias en apenas unas decenas de metros (figuras 6.38a-b). En el margen oriental, en cambio, la potencia de la mineralización presenta espesores mucho menores que en la zona central, como se atestigua en los hastiales de las galerías del [1300] Área de la Tercera Salida y de la Salida Principal a lo largo del [1200] Área de CPS, entre otros datos (figura 6.39b). Dentro de las labores subterráneas de este sector no ha podido estudiarse la evolución hacia el W del yacimiento, al encontrarse estas zonas selladas e inaccesibles, por lo que no se dispone de datos geológicos (figuras 2.18 y 4.12a-d). No obstante, es de suponer que, como se ha visto en otras zonas, ocurra lo mismo que en el margen oriental.

El adelgazamiento de la mineralización hacia el E, aparentemente gradual, lleva a la desaparición de los cuerpos mineralizados más allá del perímetro de las labores subterráneas conocidas, pues en la posición del sondeo de exterior S0107 ya no se atraviesa hematites (figura 6.39b). Sí que se atraviesan, en cambio (y a una

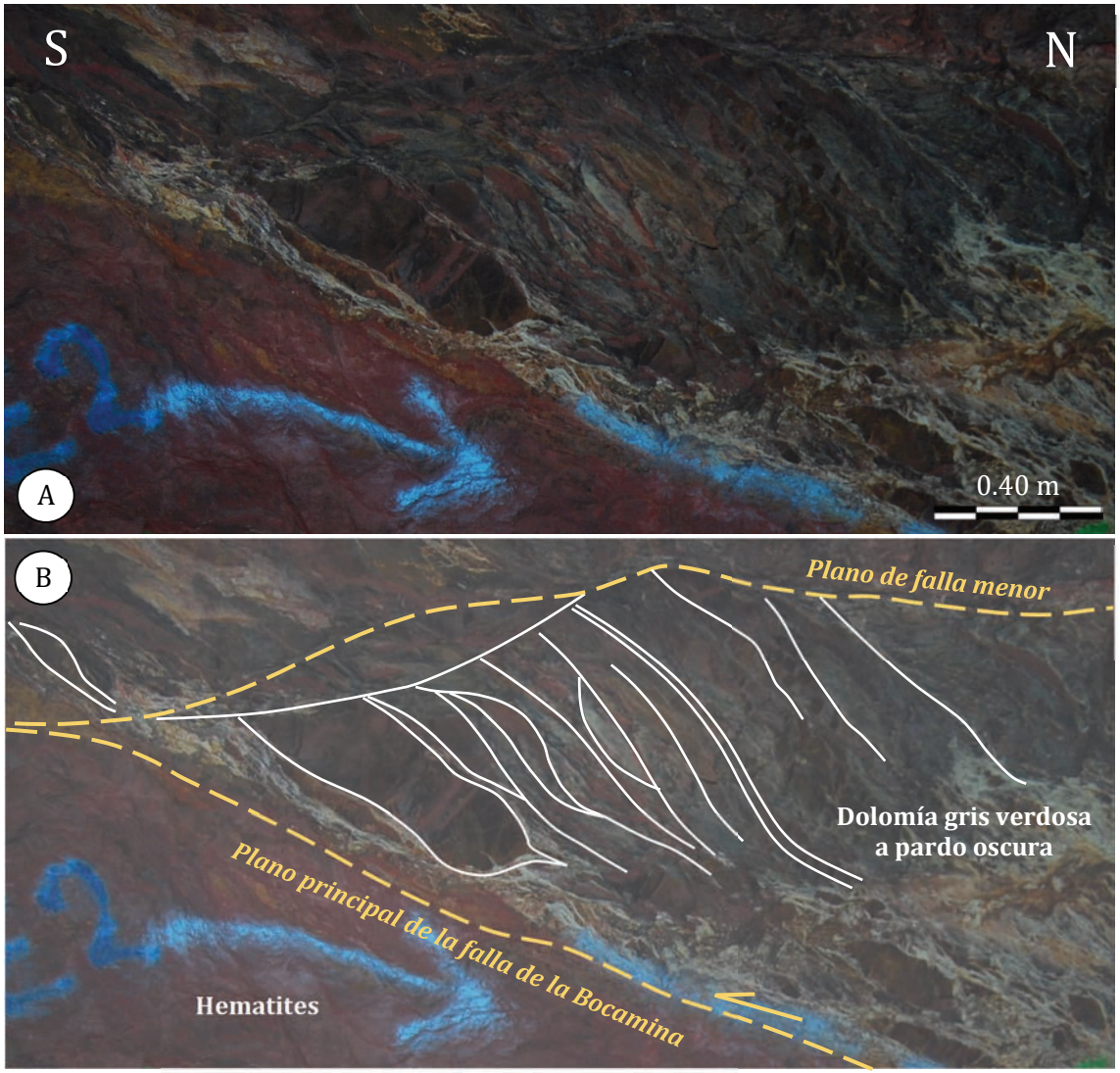


Figura 6.37. **a)** Fotografía de la zona de cizalla de la falla de la Bocamina, tomada en el hastial W de la Salida Principal (a su paso por la zona limítrofe entre el [1200] Área de CPS y el [1600] Área de la PS Norte; figura 2.17). **b)** Esquema estructural de la figura a, en el que pueden reconocerse las geometrías sigmoidales de estos materiales.

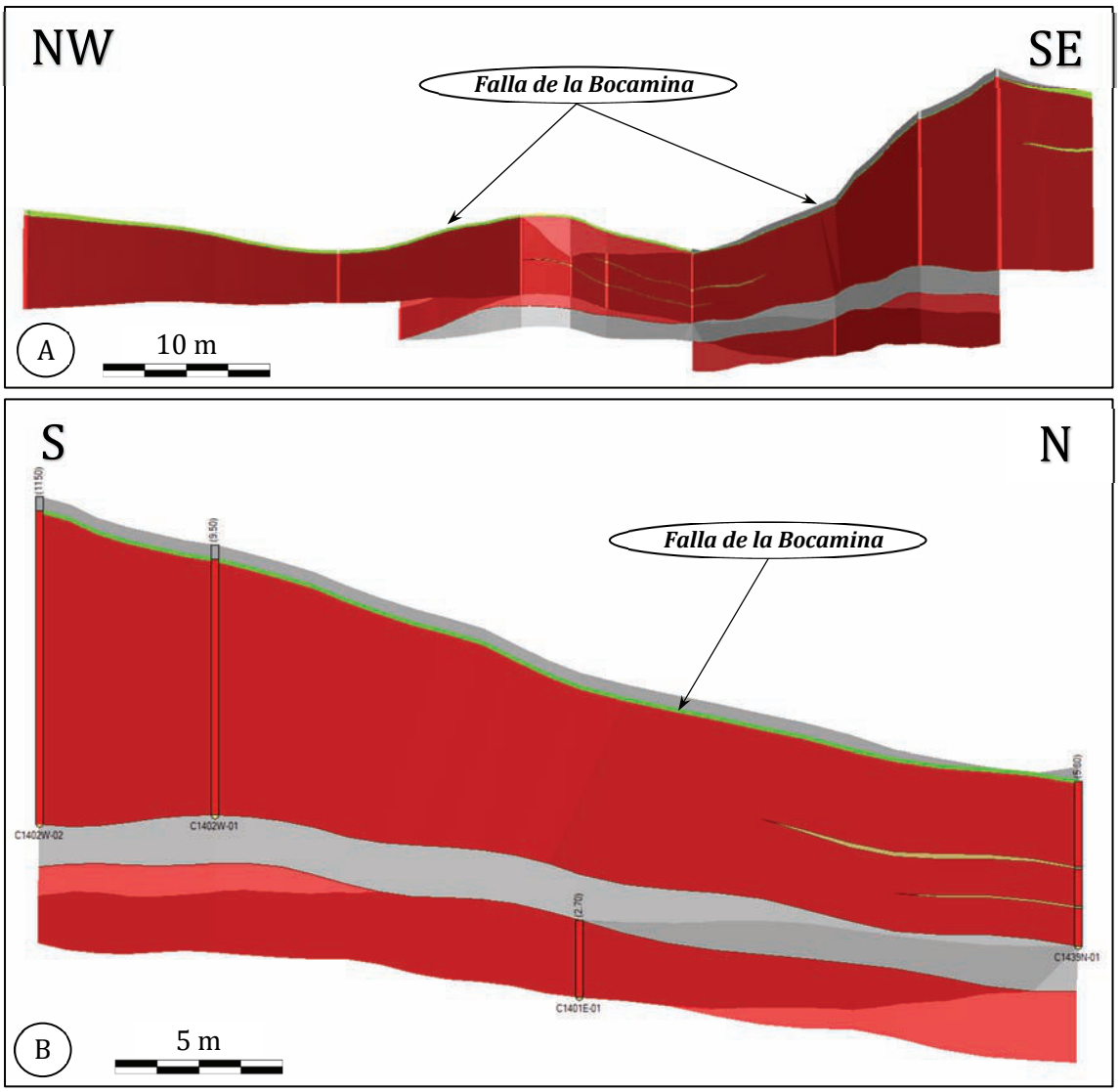


Figura 6.38. Esquemas estructurales en 3D de la geología de algunas de las labores subterráneas del D. E. de Gilda-Lengüeta pertenecientes al Sector [1000]. **a)** Reconstrucción de la estructura de los materiales en las labores subterráneas centrales del Sector [1000]. **b)** Ampliación del panel litológico levantado en la zona meridional del [1400] Área de la Gilda, contenido en la figura a, en el que puede verse el cambio de espesor del cuerpo mineralizado superior en apenas una treintena de metros. La leyenda puede consultarse en la tabla 4.1 y la figura 4.13 (los tonos rojos y grises oscuros representan los materiales probados expuestos en los hastiales de las galerías, mientras que los tonos claros suponen una reconstrucción interpretativa llevada a cabo a partir de los datos recopilados).

cota más baja), unas dolomías rojizas ricas en Fe, que están en contacto supra- e infrayacente con las mismas litologías observadas a techo y muro de la mineralización. Como en todo el yacimiento, estas variaciones de potencia de los cuerpos mineralizados y de los de estéril parecen ser consecuencia de un mayor o menor apilamiento de cuerpos sigmoidales y lenticulares de unas litologías u otras.

Los contactos lutítico-margosos y de hematites lutítico que aparecen intercalados entre los cuerpos lenticulares-sigmoidales constituyen fallas de bajo ángulo de desplazamientos inversos y transcurrentes, en los que ocasionalmente se han podido medir las estrías. Hay que señalar aquí que muchas de estas fallas de bajo ángulo son paralelas a subparalelas a la falla de la Bocamina, que aparece a techo de la mineralización; además, contienen registro de diversas componentes de

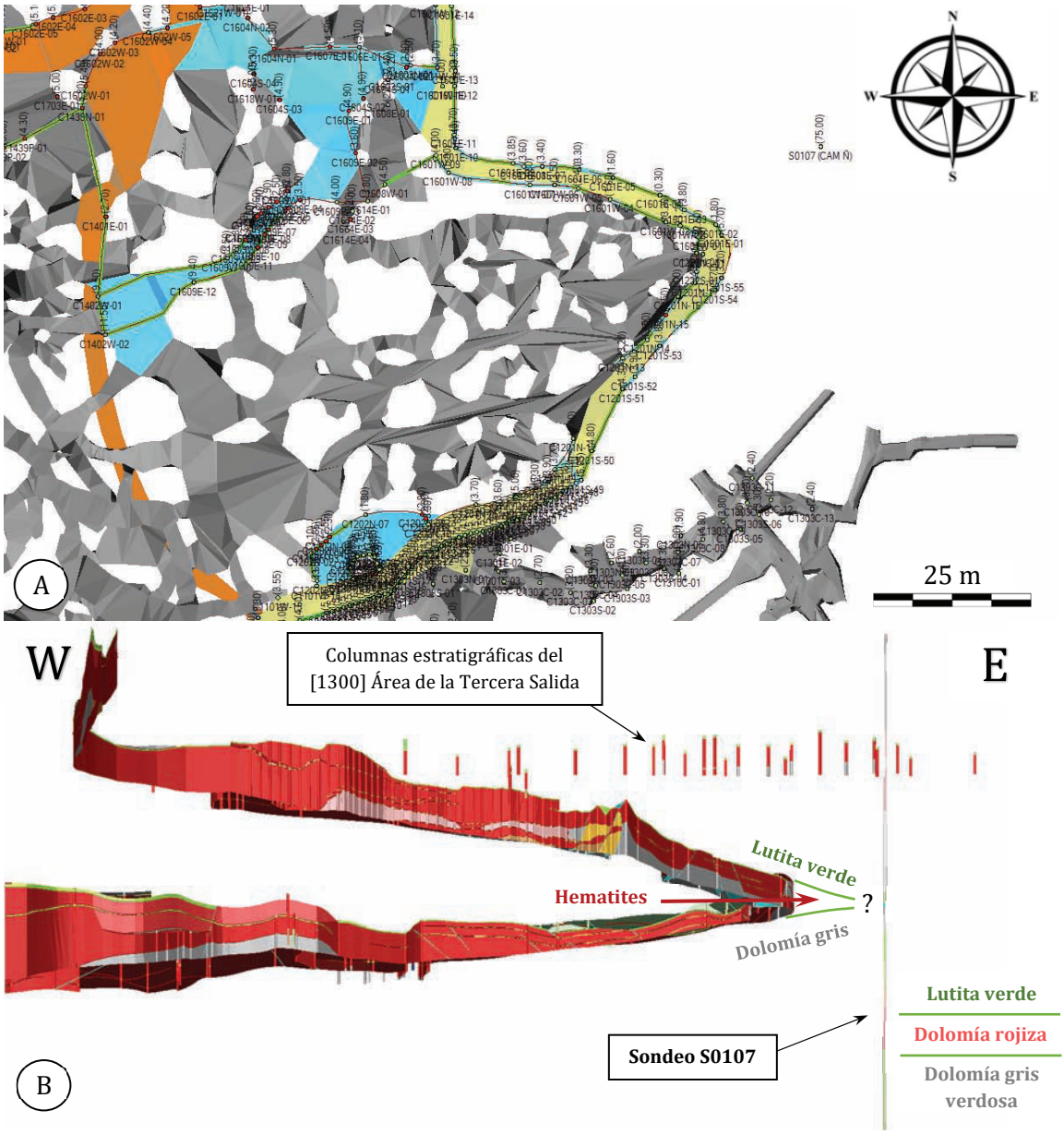


Figura 6.39. **a)** Mapa de situación de las labores orientales del Sector [1000] (ver leyenda de colores en la figura 6.36) en el que puede verse la situación del sondeo de exterior S0107 con respecto a las galerías de la mina. **b)** Esquema estructural en 3D de la geología de las labores subterráneas vistas en la figura a (ver leyenda en la tabla 4.1 y la figura 4.13), en el que se intuye el adelgazamiento y desaparición de la mineralización desde el centro del dominio hacia el E.

movimiento, presentando planos en los que se identifican familias de estrías de distintas orientaciones (las direcciones predominantes que han podido medirse en estos niveles son 020-030, 055-065 y 100-110).

El conjunto de la mineralización y de los materiales encajantes buza hacia el N-NE con ángulos medios próximos a 15° en todo el dominio (figuras 6.34 y 6.40a-d), siguiendo la tendencia general de la falla de la Bocamina. Esta tendencia se mantiene relativamente horizontal en sentido E – W, apareciendo variaciones locales hacia la zona oriental de las labores, donde los buzamientos, tanto de la falla de la Bocamina como de las unidades litológicas, pueden llegar a alcanzar los 30-45° (figuras 6.40c-d).

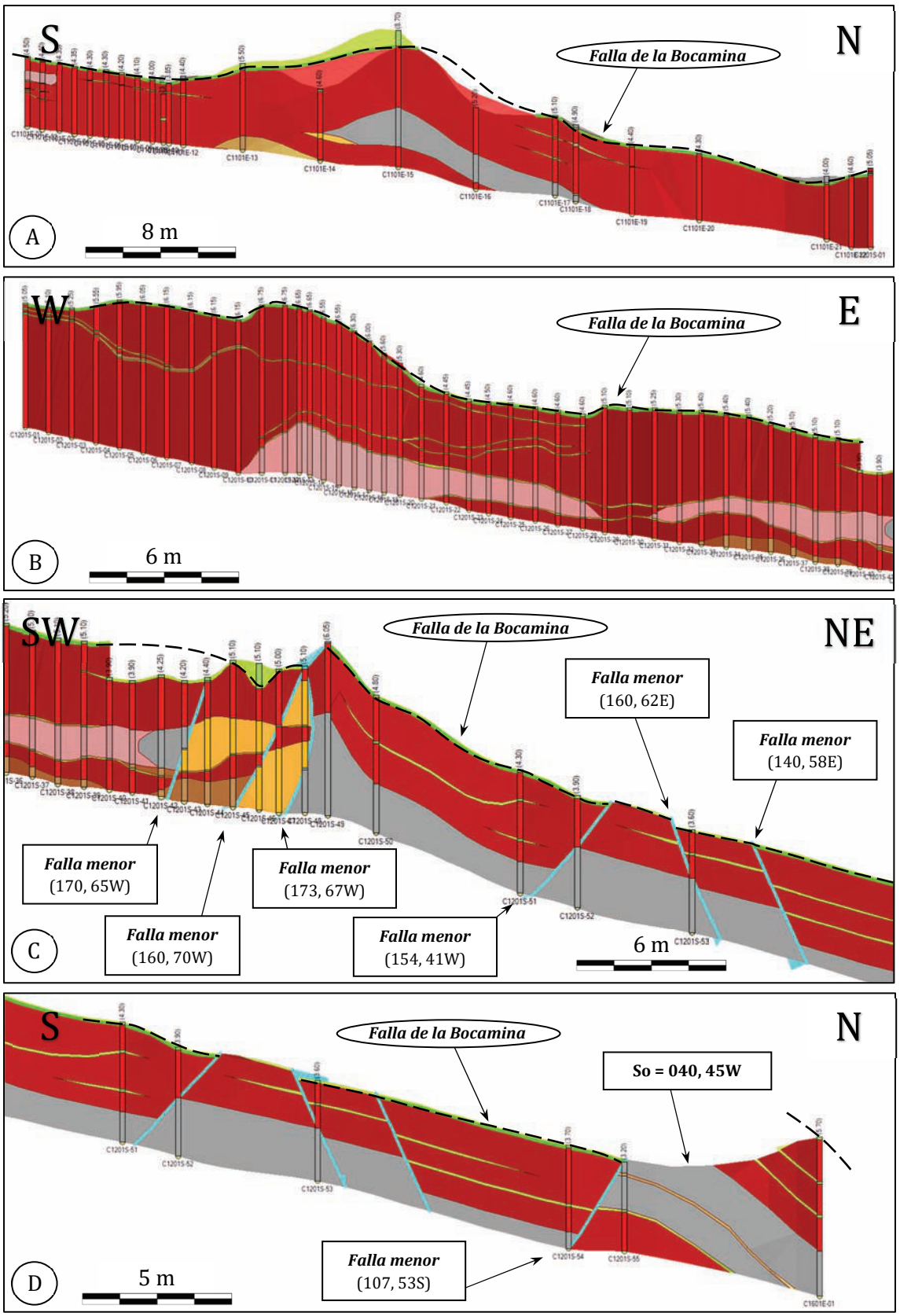


Figura 6.40. Esquemas estructurales en 2D de la geología de: **a)** la [1101] Rampa de la Bocamina y **b-d)** distintos tramos de la [1201] Rampa de CPS. Aunque la tendencia E-W horizontalizada de los materiales se mantiene en estas labores, se aprecia un incremento en el buzamiento de la mineralización y de las litologías encajantes hacia el N, pasando de ser relativamente horizontal (figura b) a medir 45° (figura d). La mineralización aparece cortada por una serie de fallas conjugadas (aparentemente) singenéticas. Leyenda en la tabla 4.1 y la figura 4.13. Fecha del modelo: octubre de 2022.

Para exponer la estructura del sector se han realizado tres cortes geológicos (figuras 6.41a-b y 6.42a-c): el primero de ellos, denominado corte principal 2 (P2), tiene una dirección 150 y una longitud de 220 m, y atraviesa la zona más potente de la mineralización desde el [1300] Área de la Tercera Salida hasta el plano de la falla de Asturianos (figura 6.42a). El segundo, el corte principal 3 (P3) (la continuación hacia el S del corte P1 visto en las figuras 6.26a, c), ha sido llevado a cabo más hacia el E y paralelo al primero, con una separación de 50 m, mostrando espesores mucho más finos para la mineralización que en la parte central del sector (figura 6.42b).

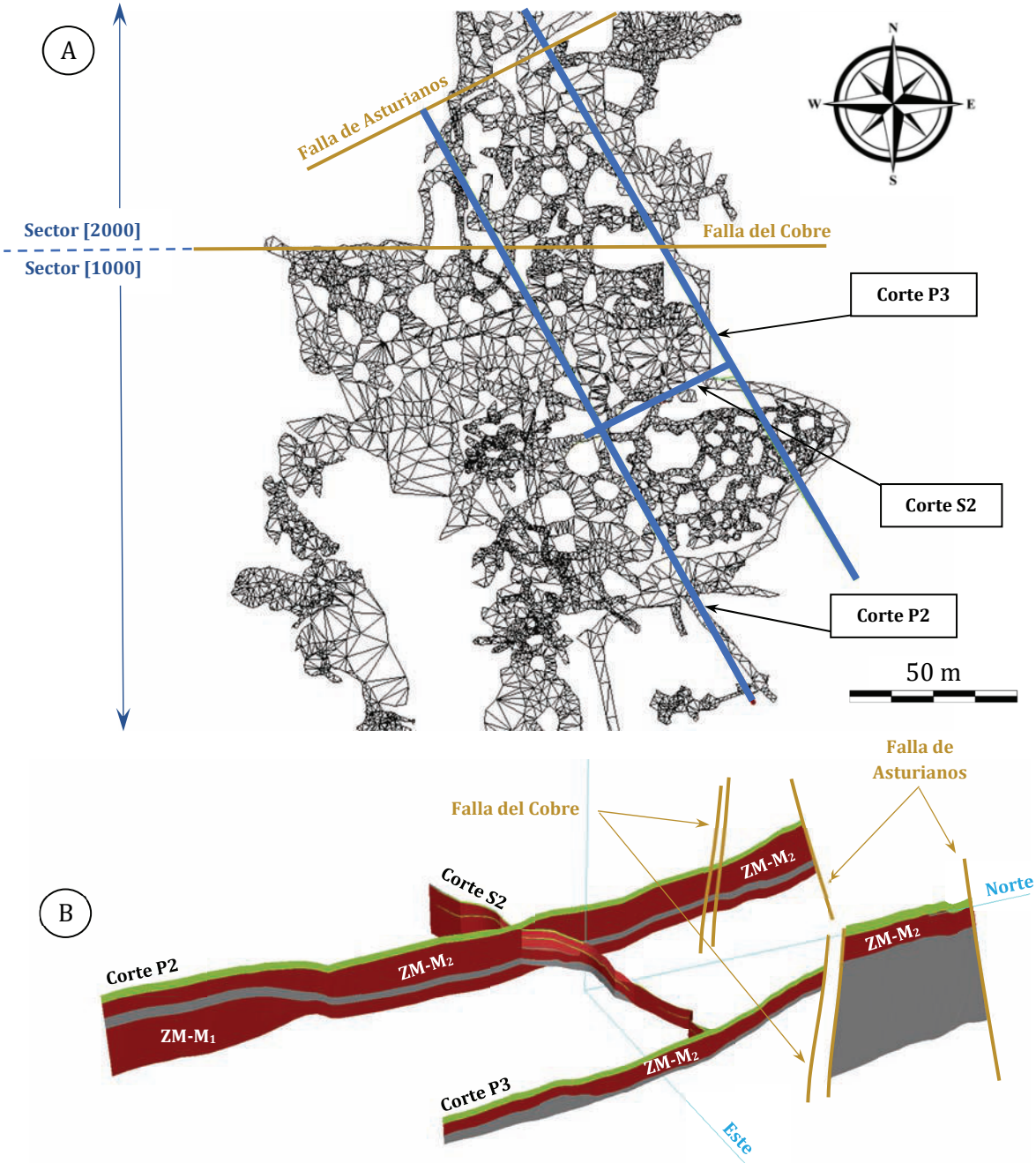


Figura 6.41. **a)** Mapa de situación de las labores del Sector [1000] y de las áreas meridionales del Sector [2000] (todas ellas representadas como un mallado triangular) en el que se sitúan los tres cortes geológicos llevados a cabo en el D. E. de la Gilda-Lengüeta. **b)** Representación de los tres cortes geológicos en una única figura. Leyenda de litologías en la tabla 4.1 y la figura 4.13.

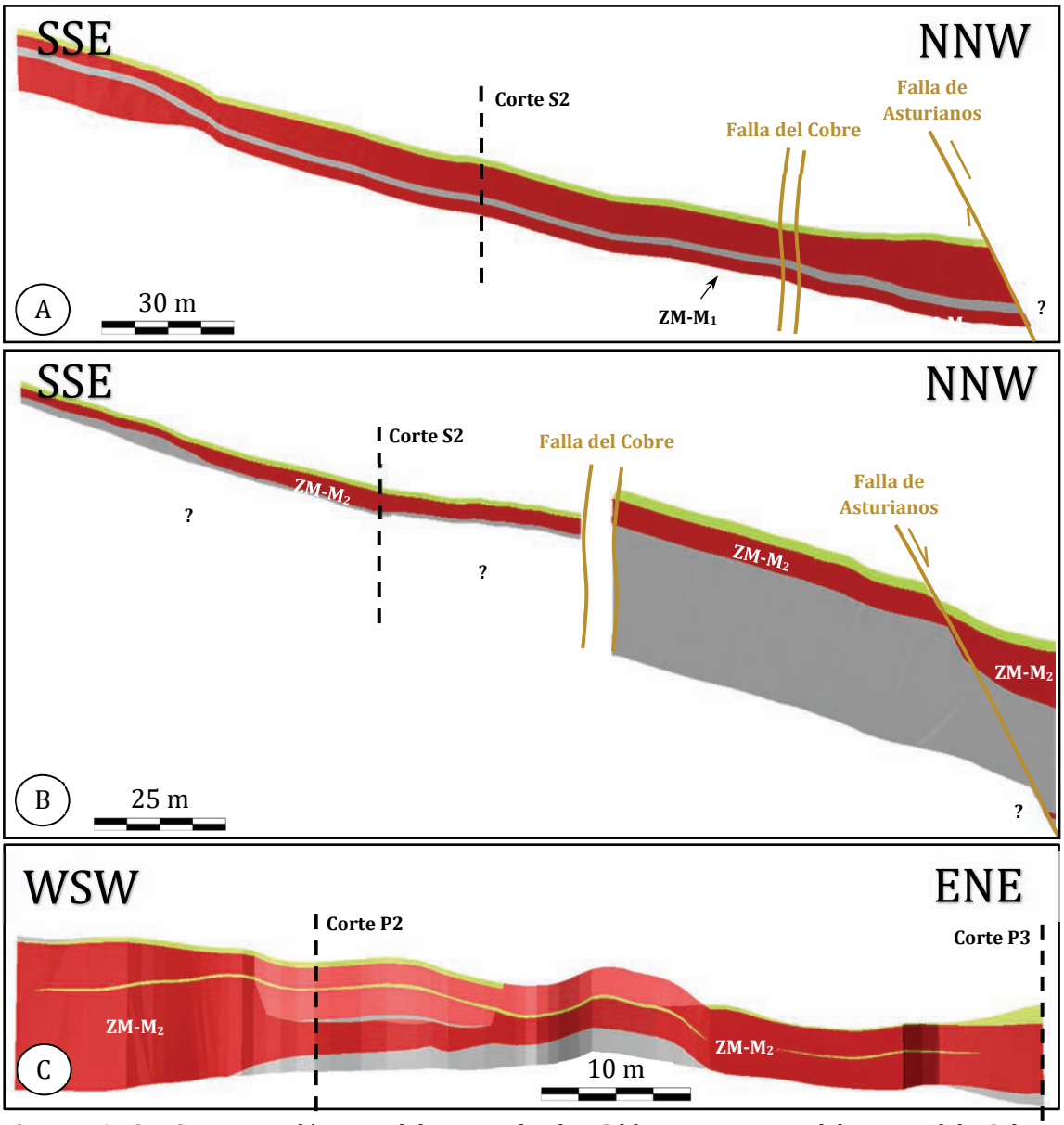


Figura 6.42. Cortes geológicos del D. E. de la Gilda-Lengüeta y del D. E. del Cobre: **a)** corte principal 2 (P2), **b)** corte principal 3 (P3), y **c)** corte secundario 2 (S2). Leyenda de litologías en la tabla 4.1 y la figura 4.13.

Por último, el corte secundario 2 (S2), de apenas 60 m de longitud, se dispone perpendicularmente a los otros dos para ilustrar la evolución lateral de los materiales emplazados entre ellos (figura 6.42c). Analizando los tres cortes en su conjunto (figura 6.41b), puede verse claramente esta tendencia de los cuerpos a adelgazarse hacia el E del yacimiento, de tal modo que el cuerpo ZM-M_2 se reduce hasta alcanzar potencias cercanas a los 2-3 m, mientras que el cuerpo mineralizado inferior, ZM-M_1, llega a desaparecer (al menos, en la parte más sudoriental del yacimiento no se ha reconocido).

Es interesante analizar, en el corte P2 (figura 6.42a), el engrosamiento de ZM-M_1 hacia el SSE. Aunque no se dispone de datos geológicos precisos para este cuerpo en la zona, Rived (1922) proporciona la testificación de un sondeo de exterior que corrobora estos espesores. Así mismo, existen bajo las labores mineras actuales una serie de cámaras de explotación antiguas de más de 10 m de altura y

de galerías a distintos niveles, todas ellas cerradas al paso, indicativo de la presencia de una mineralización muy importante. Por otro lado, el cuerpo mineralizado superior, ZM-M_2, parece adelgazarse hacia el S, hacia el hueco minero de la mina, llegando a observarse su desaparición en algunas labores orientales antiguas.

6.2.5.1.1.- La falla de la Bocamina

La falla de la Bocamina es la estructura más importante del D. E. de la Gilda-Lengüeta. Tal y como se ha visto ya, esta falla de bajo ángulo es la continuación hacia el S de la unión de las fallas de los Ingleses y de Sousa en el D. E. de Asturianos, pudiendo seguirse fácilmente por todo el Sector [1000], siempre a techo de las labores de explotación, hasta la misma bocamina de "Santa Rosa" (de ahí el nombre). Del mismo modo que le ocurría a la zona de cizalla de la falla de la Potente, que estaba constituida por unas pelitas predominantemente blancas en superficie (figuras 5.11a y 5.12a) y verdes en el interior de las labores subterráneas (figura 5.15b), la harina de falla de esta estructura también se reconoce blanca en superficie fuera de las labores mineras de interior o en zonas de la explotación muy antiguas (figuras 2.15a-b, d y 2.19a-c), y verdosa en zonas más modernas de la explotación (figuras 6.8b, 6.34b y 6.37a-b).

Esta estructura se manifiesta en todo el sector con un buzamiento generalizado hacia el N (figura 6.43), con variaciones locales. Tras evaluar las geometrías y las tendencias de buzamiento de las fallas de bajo ángulo que aparecen en otros dominios estructurales, se ha hecho lo propio con la falla de la Bocamina, observándose un cambio de tendencia en el rumbo y la inmersión de esta estructura hacia la zona septentrional del sector (figura 6.44). Para determinar su tendencia general, se ha llevado a cabo un *Cylindrical Best Fit* mediante el *software StereoNet*, un cálculo geométrico que permite determinar el rumbo y la inmersión general de esta falla a partir de los polos de todas las mediciones tomadas, obteniéndose un valor de 011, 16N (polo nº3 de la figura 6.45).

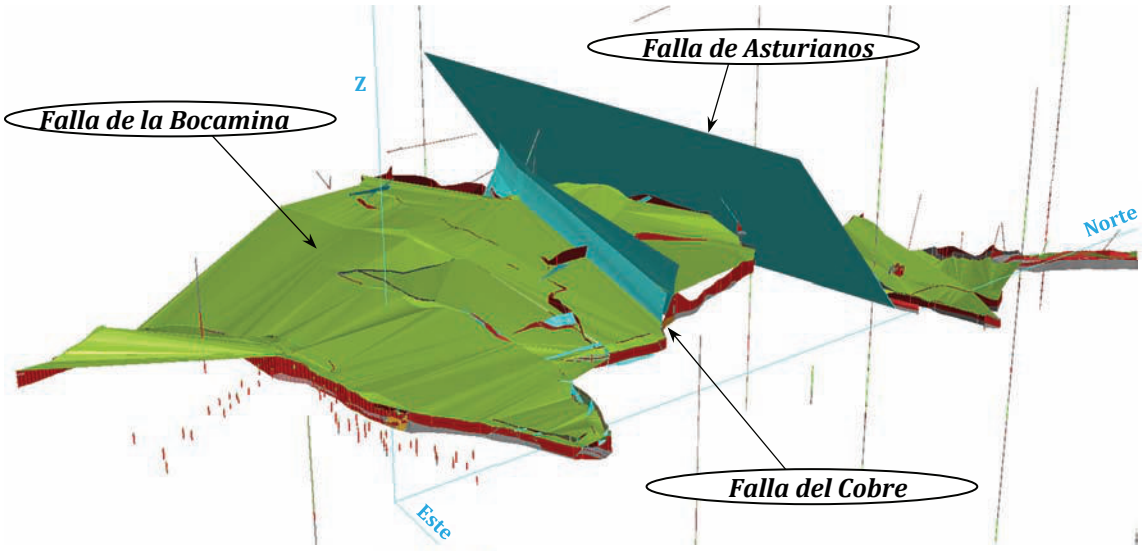


Figura 6.43. Vista oblicua del esquema estructural en 3D de la geología de las labores subterráneas del D. E. de la Gilda-Lengüeta (al S de la falla del Cobre), del D. E. del Cobre (situado entre las fallas del Cobre y de Asturianos), y del D. E. de Asturianos (al N de la figura). En verde se reconoce el plano de la falla de la Bocamina, situada a techo de la mineralización, el cual constituye el límite superior del yacimiento. La leyenda puede consultarse en la tabla 4.1 y la figura 4.13.

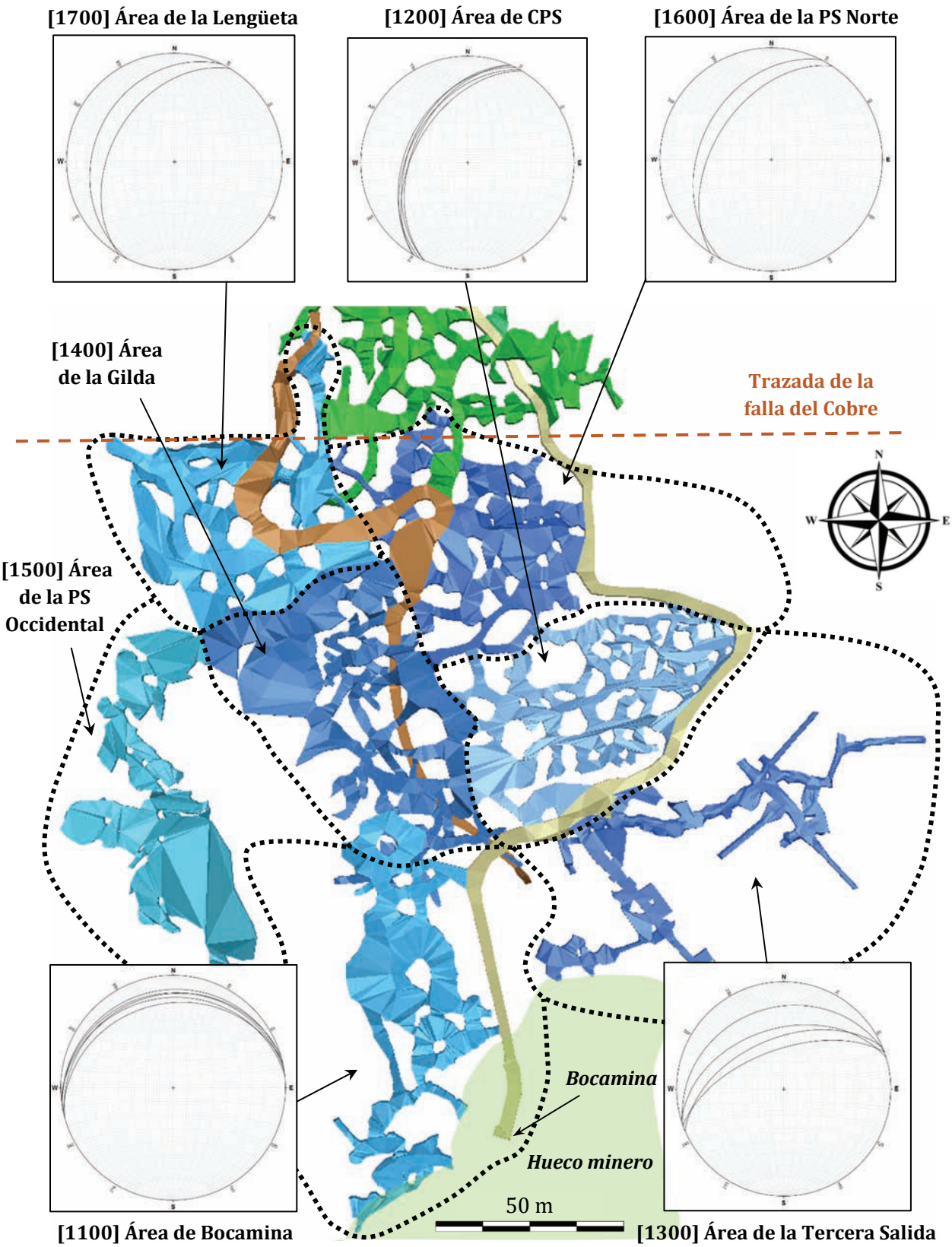


Figura 6.44. Vista en planta de las galerías del Sector [1000], en la que se resaltan cada una de las áreas de explotación en las que se divide. Se señalizan, en cada área de trabajo, las trazas ciclográficas de los planos de falla asociados a la falla de la Bocamina (no se tienen datos del [1500] Área de la PS Occidental). Como en la figura 2.13a, en dorado se muestran las galerías que conforman la Salida Principal (SP) y, en naranja, las de la Segunda Salida (SS). Fecha del modelo: abril de 2019.

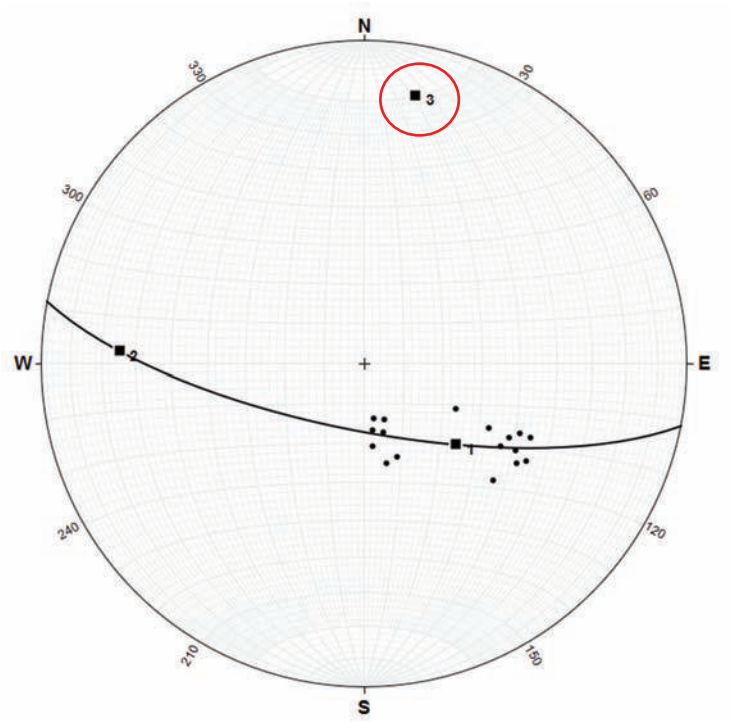


Figura 6.45. Representación estereográfica en *StereoNet* de los polos de todas las mediciones tomadas en el plano de la falla de la Bocamina a techo de la mineralización en el Sector [1000], y cálculo, mediante la opción *Cylindrical Best Fit* de dicho programa, del rumbo y la inmersión general del eje de dicha estructura: 011, 16.

6.2.5.2.- Estructura principal del hueco minero

El hueco minero abarca, como ya se ha explicado en el "***Capítulo II – La mina "Santa Rosa"***", numerosas labores subterráneas pertenecientes, por su antigüedad y localización, al Sector [1000]. No obstante, en su situación actual, al estar selladas total o parcialmente, o incomunicadas con el interior de las labores subterráneas, no se consideran oficialmente dentro de ninguna zona de explotación de las que se reconocen en el día de hoy (figura 2.17); no obstante, si hubiese que integrarlas dentro de alguna zona de explotación, el conjunto de estas galerías se distribuiría entre el [1100] Área de Bocamina y el [1300] Área de la Tercera Salida.

Aunque actualmente no es posible estudiar correctamente esta zona mediante cartografía, dada la peligrosidad y la altura de los escarpes, por un lado, y dada la tinción de las superficies rocosas por polvo hematítico muy fino (de tamaño micrítico) presente en suspensión en el aire, por el otro, sí que se han podido reconocer aquí las principales litologías presentes en el interior de las labores subterráneas mediante el análisis de fotografías anteriores a 2011 (figuras 6.46a-b y 6.47a-c). Estas fotografías han permitido, así mismo, identificar algunas de las estructuras más importantes presentes en el propio hueco minero.

En la zona más próxima a la bocamina, el cuerpo mineralizado superior explotado en el Sector [1000] (ZM-M_2) se presenta como un único cuerpo, con una potencia cercana a los 3 m (figura 6.46b), un espesor muy similar al observado en las labores de interior colindantes al hueco minero (figuras 2.15a-b, d y 2.19a-c). Sin embargo, desde la zona septentrional del hueco se intuye, hacia el SW, una subdivisión de ZM-M_2 que da como resultado la aparición de, al menos, tres niveles

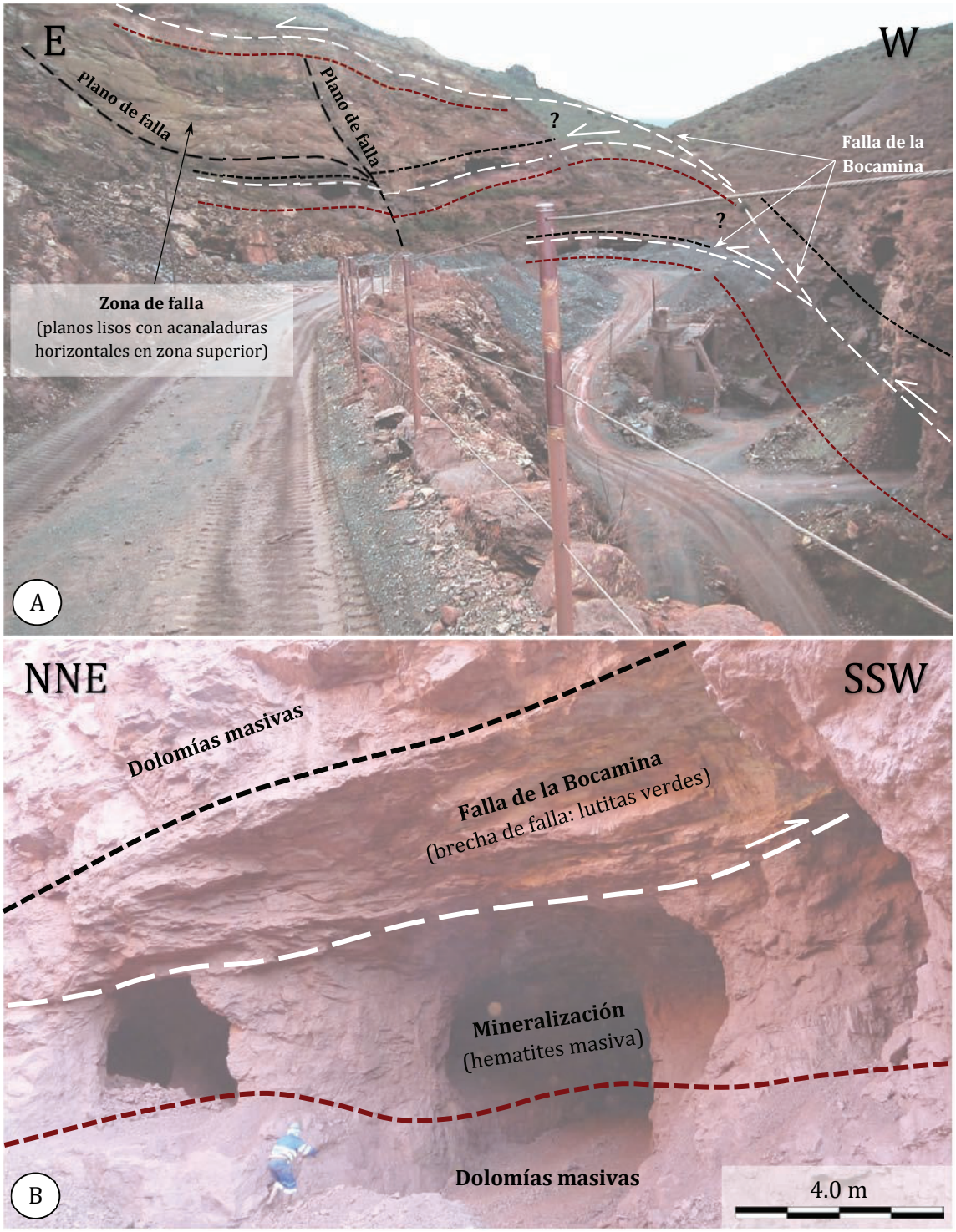


Figura 6.46. Esquemas estructurales de distintas zonas del hueco minero, señalando con líneas rojas el muro de la mineralización de hematites, en negro la de las dolomías masivas, y en blanco el plano de falla de la Bocamina (y que es, a su vez, el muro de las lutitas verdes y pardo-rojizas). **a)** Parte meridional del hueco minero vista en la figura 2.9a, en la que se pueden reconocer hasta tres cuerpos o niveles mineralizados: uno inferior y más potente; un segundo nivel intermedio; y un tercer nivel, menos potente que los anteriores, situado cerca de la superficie de la corta, en la parte oriental del hueco minero. Estos tres niveles son el resultado de la división de la falla de la Bocamina en tres planos de falla diferentes. **b)** Esquema estructural de la figura 2.9b, señalando las distintas litologías y las estructuras más importantes; es de destacar la harina de falla de la falla de la Bocamina, de color blanco a ocre en superficie y verde en corte fresco, que engloba lentejones y cuerpos lutítico-arenosos más competentes. Esta brecha de falla tiene varios metros de potencia en todo el hueco minero, y, a la entrada de la mina "Santa Rosa", se manifiesta con un rumbo e inmersión de 082, 16N.

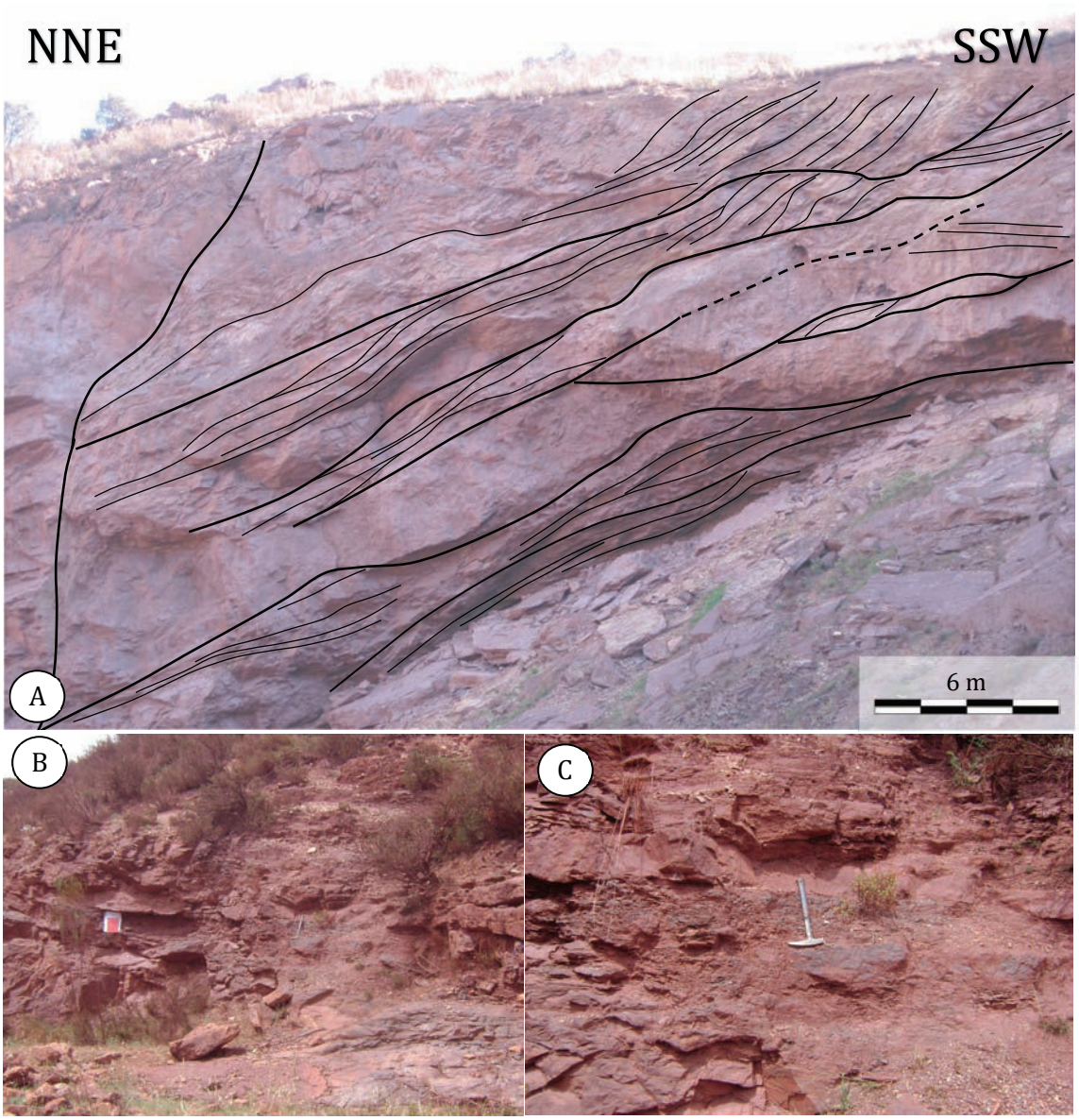


Figura 6.47. **a)** Esquema estructural de la zona nororiental del hueco minero vista en la figura 5.5a. Estos materiales, que conforman el tramo 4 de la Fm. Ribota, se emplazan inmediatamente por encima de la zona de cizalla de la falla de la Bocamina (que constituiría el tramo 3), la cual establece el techo de la mineralización del yacimiento (perteneciente al tramo 2). Se reconocen estructuras lenticulares y sigmoidales que conforman cuerpos lenticulares y sigmoidales más grandes; todos los contactos son fallas menores de bajo ángulo, paralelas a subparalelas a la estructura principal, tal y como se observa en el interior de las labores mineras. **b-c)** Fotografías de uno de los tres niveles de hematites de potencia < 1 m en que se divide ZM-M_2 hacia el SW del hueco minero.

mineralizados diferentes de potencias < 1 m (figuras 6.46a y 6.47b-c), que se verticalizan hacia el SE (figura 6.46a) y que definen unas geometrías en forma de horquilla para los estériles situados entre ellos, que recuerdan a las geometrías descritas para la IZ y para el cuerpo ZMS-E_1 en el interior de las labores subterráneas (figuras 6.12a-b, 6.20a-b, 6.22a-b, 6.25 y 6.26b-c). Estos cuerpos no tienen mucha continuidad lateral, puesto que en los sondeos de exterior llevados a cabo por el IGME (figura 4.12d) (IGME, 1975, tomo I) no se atravesó nada de hematites en los sondeos practicados al S, al W y al E del hueco minero, por lo que es de suponer que se acuñen y desaparezcan pocos metros más allá del perímetro de las instalaciones mineras.

Prueba de ello es la falla de Domper (figura 5.19a), en cuyas cercanías no se reconoce más mineralización que algunas tinciones ferruginosas emplazadas en la propia harina de falla. Y, sin embargo, esta estructura se puede correlacionar con la falla de la Bocamina, tal y como se observa en la modelización llevada a cabo en 3D (figuras 6.48a-c), coincidiendo en cota con esta. Como se puede comprobar si se comparan las trazas ciclográficas mostradas en las figuras 5.19a y 6.44, el rumbo y la inmersión de la falla de Domper medidas en el afloramiento 4 de la cartografía de exterior (figura 5.13) es prácticamente idéntica a las medidas tomadas para la falla de la Bocamina en las áreas de explotación más septentrionales del Sector [1000], lo que corrobora una posible correlación entre ambas estructuras.

El conjunto dolomítico suprayacente a la harina de la falla de Domper (el tramo 4 de la Fm. Ribota) se muestra en el hueco minero completamente fallado, reconociéndose cuerpos lenticulares y sigmoidales a diferentes escalas, que se apilan los unos sobre los otros, definiendo cuerpos de mayores dimensiones (figura 6.47a). Esta disposición, muy similar a la observada en el tramo 2 de la Fm. Ribota dentro de las labores subterráneas, parece definir (en conjunto) una gigantesca zona de cizalla paralela – subparalela a la falla de Domper, que abarcaría, al menos, la parte superior del tramo 2 de la Fm. Ribota y la parte inferior del tramo 4, con las pelitas del tramo 3 actuando como plano de falla, y que englobaría toda la extensión del yacimiento de "Santa Rosa".

6.3.- Geofísica

Con el propósito de determinar la estructura de los materiales emplazados al N de la mina "Santa Rosa", PROMINDSA contrató, en 2019, los servicios de la empresa de geofísica aplicada IEGA para llevar a cabo un estudio de sísmica híbrida –consistente en la combinación de una tomografía sísmica de primeras llegadas y de una sísmica de reflexión– a lo largo de cuatro perfiles (figura 4.10).

6.3.1.- Resultados obtenidos mediante la sísmica híbrida

Los resultados y las interpretaciones llevadas a cabo por el equipo técnico de IEGA fueron publicadas en su informe (IEGA, 2019). En las figuras 6.49, 6.50, 6.51 y 6.52 pueden verse los resultados obtenidos para la sísmica de reflexión en los cuatro perfiles realizados, así como la interpretación dada por sus propios autores; en las figuras 4.16a-d, en cambio, se presentan las reinterpretaciones dadas en 2021 por el autor de esta memoria. En las figuras 6.53a-d, por otro lado, se muestran una serie de diagramas en 3D en los que se muestra la correlación entre dichos perfiles. A partir de los datos obtenidos, IEGA (2019) reconocen cinco unidades sísmicas:

- Unidad sísmica U1 → Se trata de la unidad más superficial, y está conformada, en su parte superior, por unos 20 m de suelos más o menos desarrollados con cobertera vegetal, suelos agrícolas y roca alterada, en los que las velocidades de propagación de las ondas sísmicas son inferiores a 2500 m/s. Por debajo de esta cubierta se localiza una zona de velocidades medias (2500 a 4500 m/s), en la que los materiales están más sanos y son reológicamente más competentes.

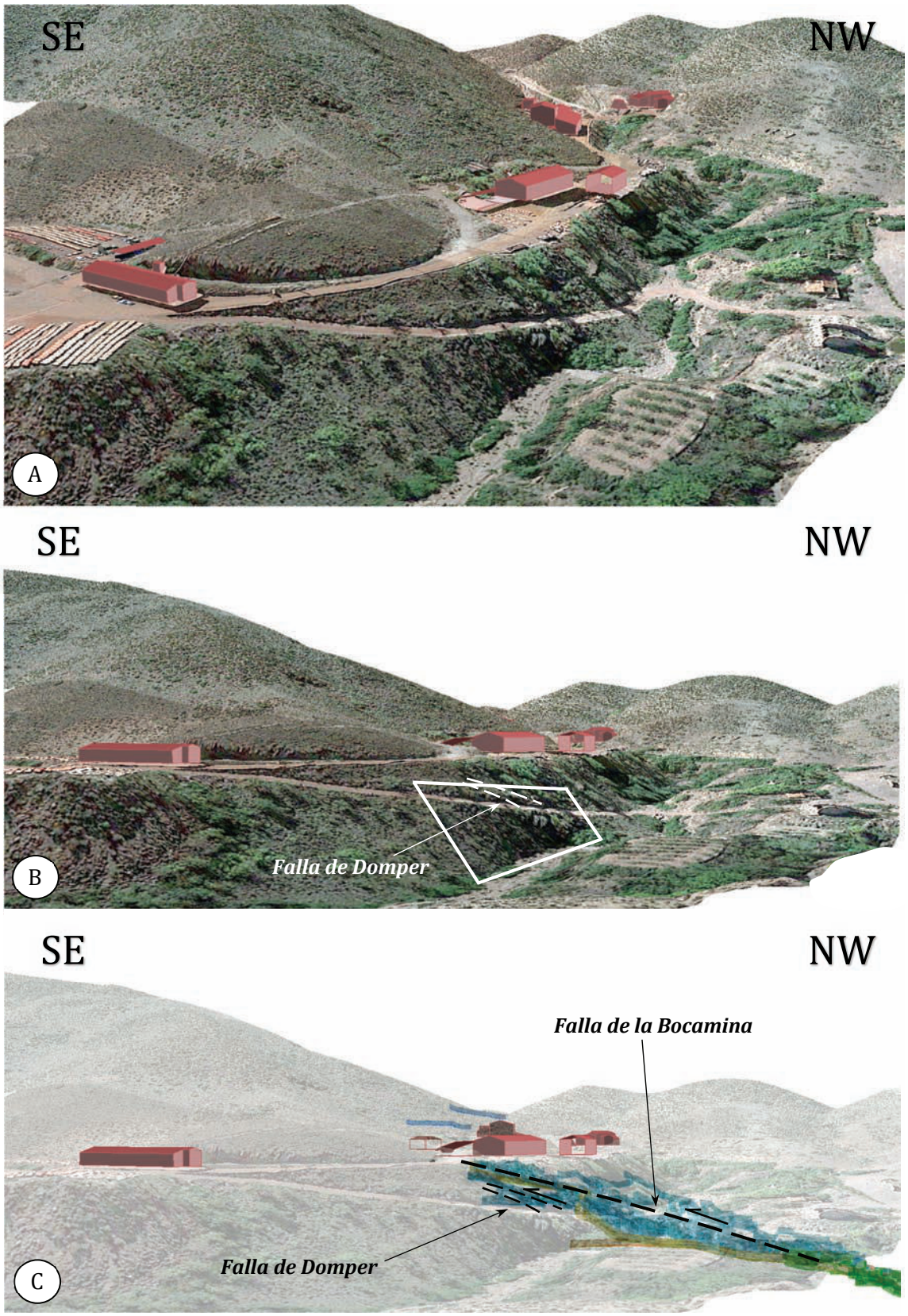


Figura 6.48. **a-b)** Modelización panorámica en 3D de la zona próxima al afloramiento 4 observado en las figuras 5.19a y 5.20a; en la figura b se destaca la harina de la falla de Domper y el área abarcada por la figura 5.20a (señalizada en blanco). **c)** Disposición subterránea de las labores de explotación de la mina "Santa Rosa", en cuyo techo aflora la falla de la Bocamina, y comparación de las cotas y las inmersiones entre esta y la falla de Domper.

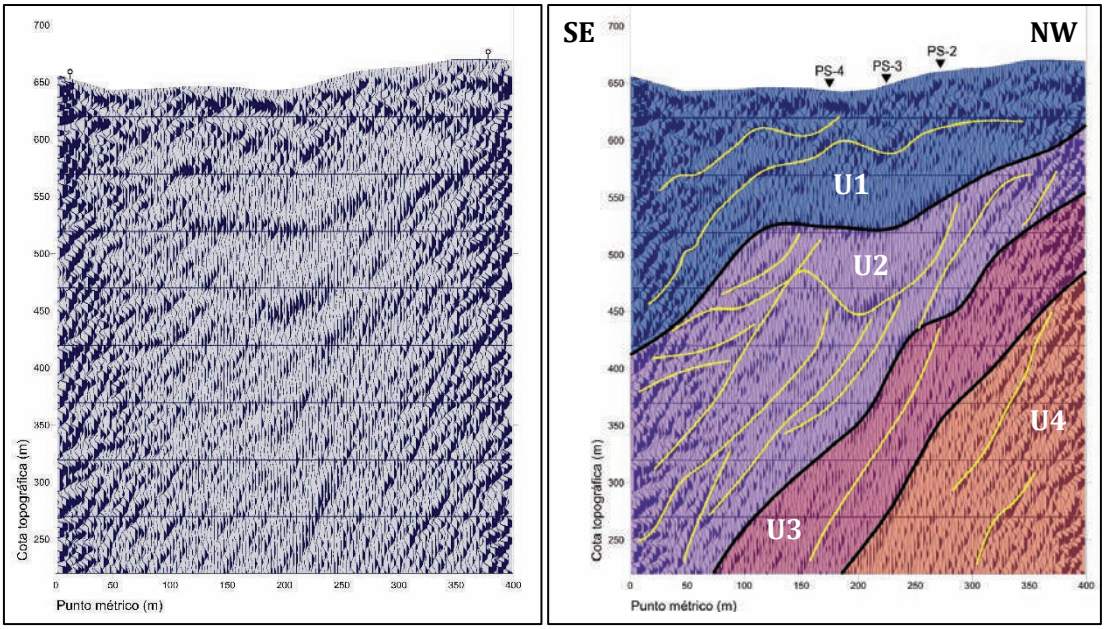


Figura 6.49. (*Izquierda*) Resultados de la sísmica de reflexión obtenidos en el perfil PS-1. (*Derecha*) Interpretación realizada por IEGA (2019).

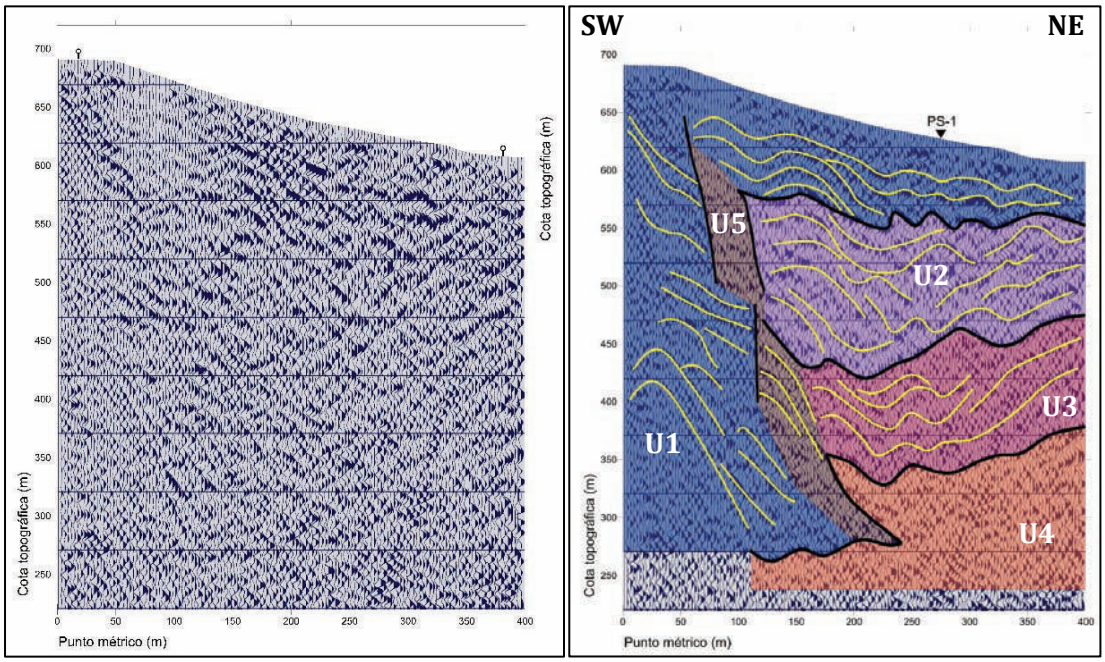


Figura 6.50. (*Izquierda*) Resultados de la sísmica de reflexión obtenidos en el perfil PS-2. (*Derecha*) Interpretación realizada por IEGA (2019).

Esta unidad se caracteriza por presentar reflectores continuos y de gran amplitud, que definen una serie ligeramente plegada. En la zona central del perfil PS-2 (figura 6.50), los autores identifican una estructura de tipo dúplex (que no ha sido reconocida en un análisis más exhaustivo del perfil; figura 4.16c), mientras que en el tramo inicial de los perfiles PS-2, PS-3 y PS-4 se presenta un antiforme de entidad considerable.

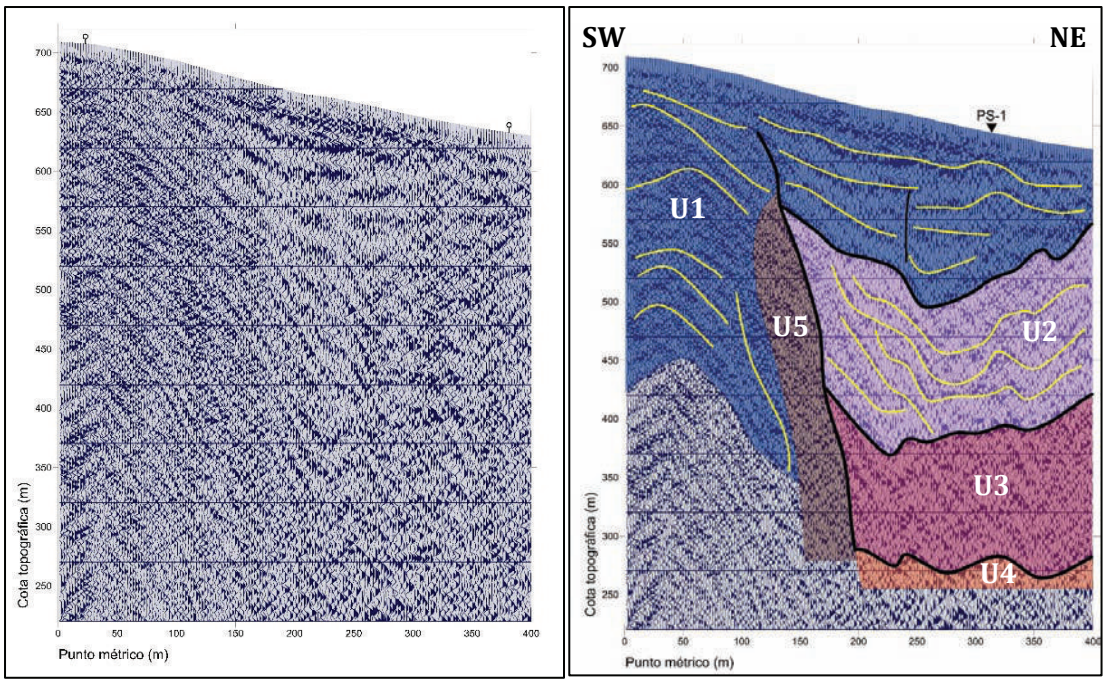


Figura 6.51. (*Izquierda*) Resultados de la sísmica de reflexión obtenidos en el perfil PS-3. (*Derecha*) Interpretación realizada por IEGA (2019).

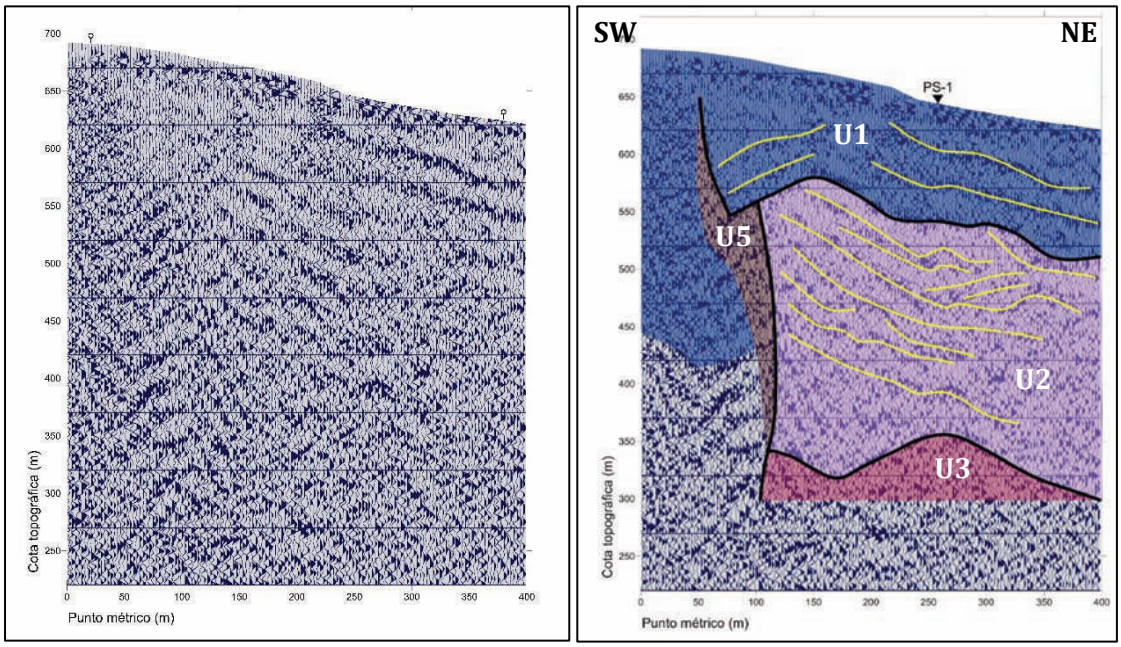


Figura 6.52. (*Izquierda*) Resultados de la sísmica de reflexión obtenidos en el perfil PS-4. (*Derecha*) Interpretación realizada por IEGA (2019).

- ❖ <u>Unidad sísmica U2</u> → Esta unidad se presenta más deformada que la unidad suprayacente, identificándose plegamientos de mayor y menor entidad, así como estructuras de tipo dúplex y cabalgamientos. La deformación que presentan los materiales es mayor en los perfiles PS-2 y PS-3, situados más al N.

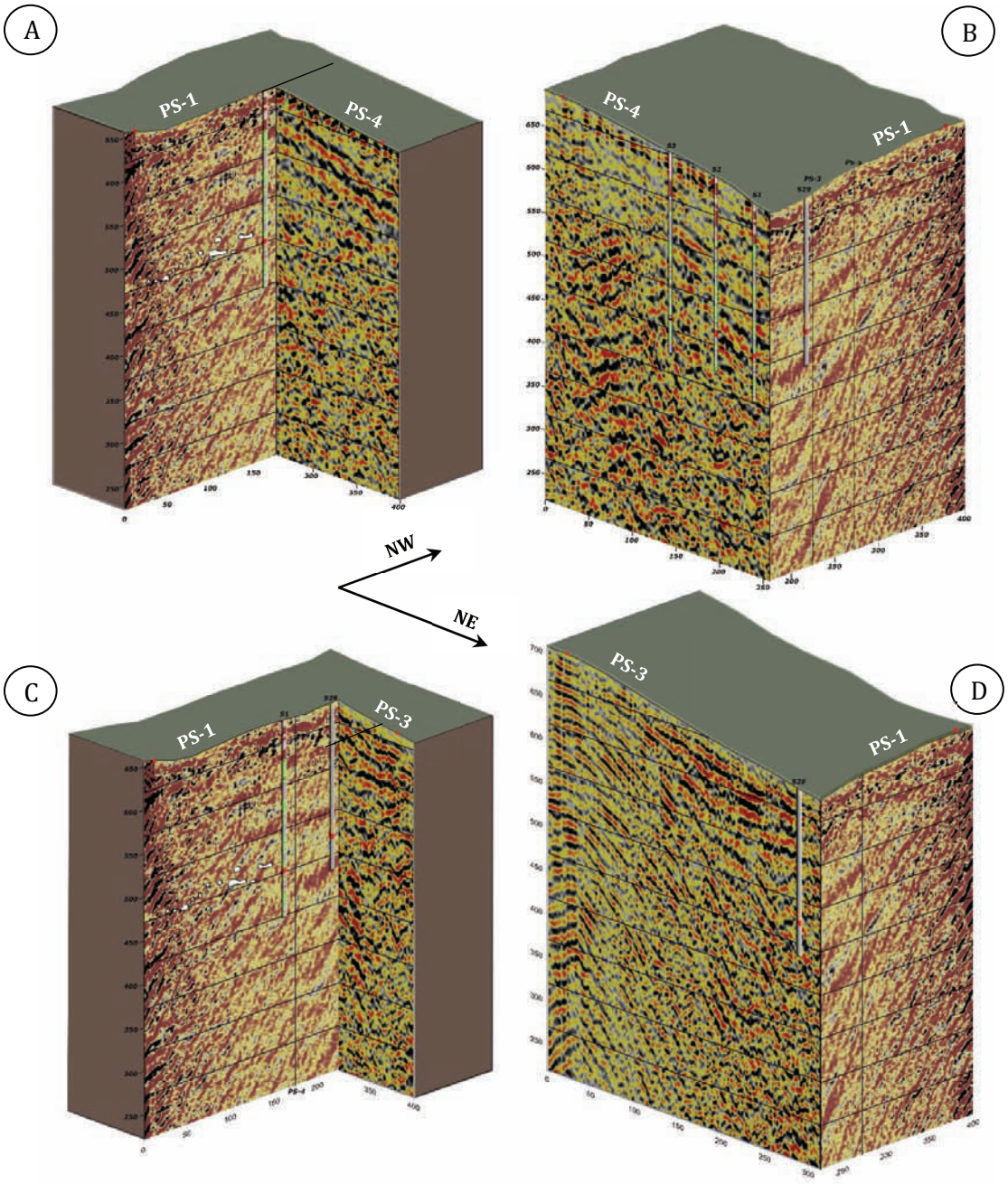


Figura 6.53. Relación entre los perfiles de sísmica de reflexión con los sondeos de exterior S1, S2, S3 (llevados a cabo en 2016) y S29 (realizado en 2001), vistos en las figuras 4.10 y 4.16a-d. **a)** Relación entre los perfiles PS-1 y PS-4 con el sondeo S1 y con los huecos de las labores subterráneas de la mina "Santa Rosa" (todos ellos proyectados sobre el perfil PS-1). **b)** Relación entre dichos perfiles y los sondeos S1, S2, S3 (proyectados sobre el perfil PS-4) y S29 (proyectado sobre el perfil PS-1). **c)** Relación entre los perfiles PS-1 y PS-3 con los sondeos S1 y S29 (proyectados sobre el perfil PS-1), en la que pueden reconocerse una vez más los huecos de las labores subterráneas. **d)** Relación entre los mismos perfiles que en **c)** pero, esta vez, proyectando el sondeo S29 sobre el perfil PS-3. Montajes por cortesía de Gaizka Vitorica.

- ❖ <u>Unidad sísmica U3</u> → Está caracterizada por presentar reflectores de menor amplitud. Dada la profundidad a la que se encuentra solo se han podido definir reflectores internos en los perfiles PS-1 y PS-2, en los que esta unidad se encuentra más somera. Al igual que la unidad previamente descrita, presenta plegamientos de diferente entidad.

- Unidad sísmica U4 → Se presenta en la zona más profunda de los perfiles sísmicos. Dada la cota a la que se encuentra no se han identificado reflectores de entidad relevante salvo en el perfil PS-1, en el que se han identificado tendencias de aparente buzamiento/esquistosidad.
- Unidad sísmica U5 → Esta unidad abarca materiales del resto de las unidades, pero se caracteriza por presentar unas frecuencias más altas y por no disponer de una estructura interna reconocible. Por su geometría y su comportamiento, se ha definido esta unidad como una zona de falla. Asociadas a esta zona de falla las unidades adyacentes presentan una serie de antiformas y sinformas, que son más evidentes en la unidad sísmica U1.

Tal y como se atestigua en el interior de las labores, los autores del informe de IEGA (2019) corroboran que la deformación de los materiales aumenta hacia el N del área de estudio, reconociendo series de plegamiento disarmónico y estructuras de tipo dúplex en los perfiles realizados. No obstante, llama la atención que, en el perfil PS-1, los autores determinan que el buzamiento de la serie tiene lugar hacia el SE. Si se compara el perfil PS-1 con el modelo geológico de interior de la mina "Santa Rosa" realizado a partir de los datos cartográficos tomados (figura 6.54a), se puede comprobar como ese aparente buzamiento hacia el SE visto en el perfil de reflexión no es tal, puesto que los materiales buzan realmente hacia el N-NW, tal y como se ha visto a lo largo de este mismo capítulo.

Los reflectores que pueden identificarse, en cambio, buzan hacia el S con ángulos elevados, siendo paralelos a subparalelos a la falla de Indra, no existiendo casi reflectores que se ajusten al comportamiento observado para las fallas de bajo ángulo que dictaminan la estructura del yacimiento ni a la disposición de los materiales aflorantes en la mina "Santa Rosa". Es interesante, además, que toda la mina encaja, aparentemente, dentro de la unidad sísmica U1, salvo la parte septentrional del D. E. de las Arcillas, que entraría dentro de la U2, pero, en cambio, no se reconoce cambio litológico o estructural alguno dentro de las labores.

La reinterpretación del perfil llevada a cabo en 2021 (figuras 4.16a y 6.54a) permite ver cómo los reflectores parecen conformar, una vez más, estructuras lenticulares y sigmoidales similares a las vistas, a menor escala, en la falla de la Potente (figuras 5.11b y 5.12b); los contactos de estas lentículas se manifiestan paralelos a subparalelos a la falla de Indra y otras estructuras vistas dentro de las labores, lo que podría indicar que todo el yacimiento se encuentra emplazado en una gigantesca zona de cizalla, en la que cada reflector verticalizado podría corresponderse con un plano de falla.

Por otro lado, la presencia de algunos reflectores de bajo ángulo en el propio perfil PS-1 (figura 4.16a), así como los vistos en el perfil PS-4 –el más próximo a las labores subterráneas– (figura 4.16d), aparentemente paralelos a subparalelos a las fallas de bajo ángulo vistas en "Santa Rosa" (figura 6.54b), sí que podría ser un indicativo de la disposición de la serie estratigráfica en las proximidades del yacimiento. Así, en su evolución hacia el N (perfiles PS-3 y PS-2), estos perfiles definirían la evolución del antiforme que aparece en el afloramiento 4 de la figura 5.13, en cuyo flanco occidental se situarían las labores subterráneas.

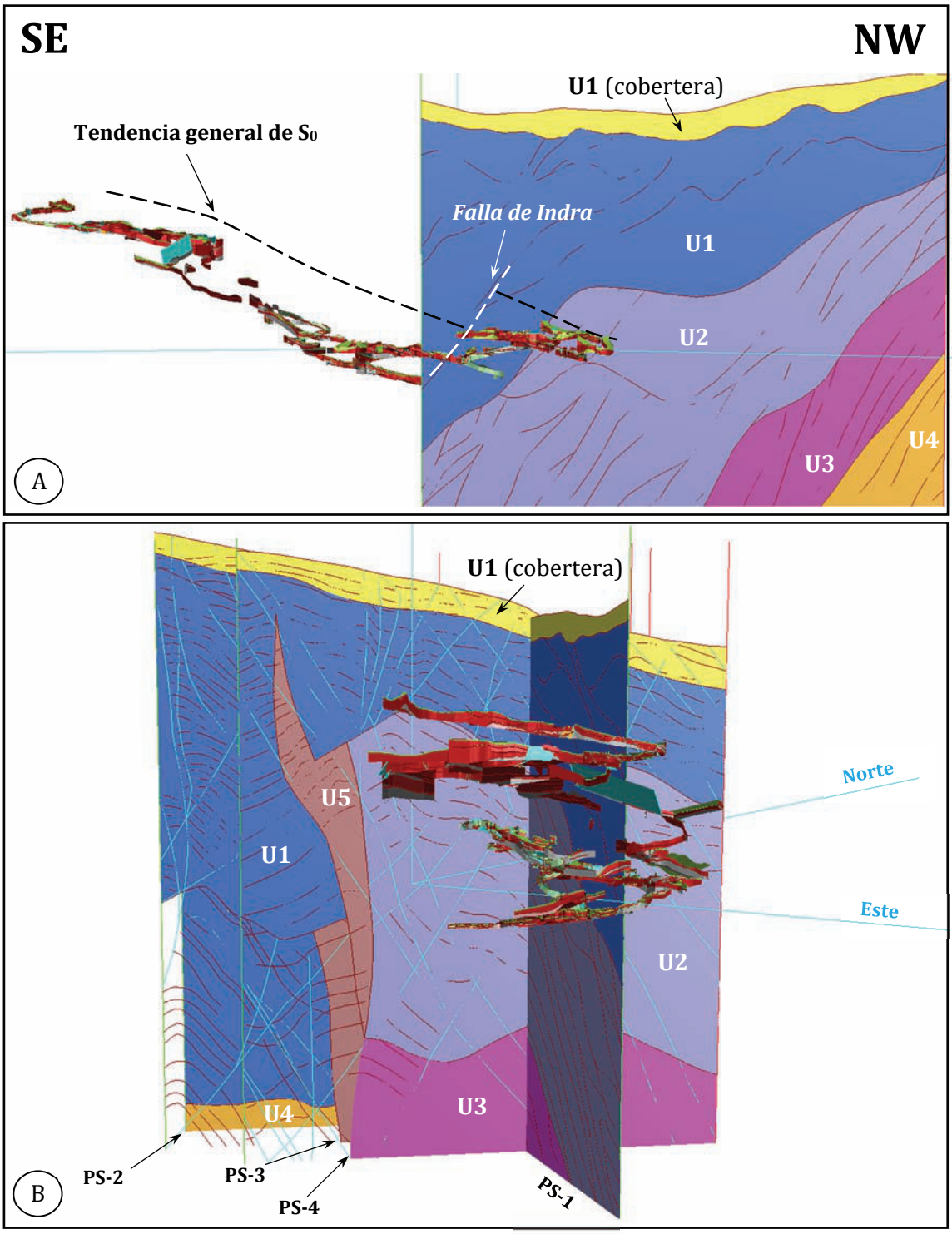


Figura 6.54. **a)** Relación existente entre el perfil de sísmica de reflexión PS-1 con el modelo geológico en 3D de *RecMin*, en el que se puede ver como los reflectores que buzan hacia el S con ángulos elevados son paralelos a subparalelos a la falla de Indra. **b)** Relación existente entre el conjunto de todos los perfiles de sísmica de reflexión con el modelo geológico en 3D de *RecMin*; los reflectores de bajo ángulo (en marrón) de los perfiles PS-2, PS-3 y PS-4 sí que parecen ser paralelos con las fallas de bajo ángulo que estructuran el yacimiento y con la disposición de los materiales que afloran dentro de las labores subterráneas, identificándose reflectores de ángulo elevado (en color azul) que, claramente, pertenecen a zonas de cizalla. Fecha del modelo: octubre de 2021.

6.4.- Análisis de datos

La proyección estereográfica es un sistema de representación gráfico muy útil a la hora de resolver problemas geométricos, pues, a diferencia de otros métodos, solo conserva la orientación de las líneas y de los planos sin preservar las relaciones de posición (Waldron & Snyder, 2023). Consiste en imaginar que una línea o plano está rodeado por una esfera de proyección cuyo centro está contenido en dicha línea o plano; de esta manera, la línea atravesará la superficie de la esfera por dos puntos y el plano lo hará dibujando un círculo que la bisecte. En este sistema de proyección el observador se encuentra ubicado en el cenit de la esfera, de tal modo que puede analizar las relaciones existentes entre las líneas y planos que desea estudiar y la esfera de proyección que los contiene a todos.

En geología estructural se emplea únicamente el hemisferio inferior de la esfera de proyección, de forma que una línea quedará representada como un único punto (o polo) y un plano como un arco circular (llamado traza ciclográfica; Waldron & Snyder, 2023). Por sus características geométricas, un plano está definido por su vector normal (es decir, el vector perpendicular a él); por tanto, en la proyección estereográfica puede representarse el polo de dicho vector como alternativa a la traza ciclográfica del propio plano.

Tal y como se ha podido ver en los apartados anteriores de este capítulo, se reconoce una cierta evolución tanto en la disposición de los materiales como en la estructura en la que se organizan a lo largo de los distintos dominios estructurales definidos para este yacimiento. Con el fin de poder analizar dicha evolución, se ha utilizado el *software* de análisis *StereoNet* para *Windows* para representar, mediante proyección estereográfica sobre la red equiareal de Schmidt (figura 6.55), las trazas ciclográficas y los polos de todos los planos de buzamiento de la estratificación (S_0) y los de las distintas estructuras tectónicas identificadas dentro de las labores mineras. A partir de todos estos datos se han llevado a cabo diagramas de contornos, muy útiles para determinar las principales familias de planos.

El eje de un pliegue también puede determinarse con ayuda de la proyección estereográfica, utilizando las medidas de orientación de los flancos de dicho pliegue. Representando los polos de los vectores normales de las medidas en proyección estereográfica (figura 6.56a), se dibuja la traza ciclográfica del plano que contiene dichas orientaciones (figura 6.56b) y que es, por definición, un plano normal al eje del pliegue; por tanto, el polo de dicho plano marcará el rumbo y la inmersión de la estructura a determinar (figura 6.56c). Estos cálculos geométricos pueden realizarse fácilmente mediante el *software StereoNet*, utilizando la función *Cylindrical Best Fit*, que puede emplearse también para determinar la orientación general de la línea de máximo buzamiento (*fault dip*) de los planos de falla. En definitiva, esta función permite calcular los vectores de esfuerzo σ_1, σ_2 y σ_3.

6.4.1.- Fallas inversas, cabalgamientos, deslizamientos y S_0

La representación gráfica de los polos de los planos de estratificación medidos permite definir, mediante diagramas de contornos, una dirección principal de $S_0 = 232, 25N$ para todo el yacimiento (figura 6.57a), manteniéndose

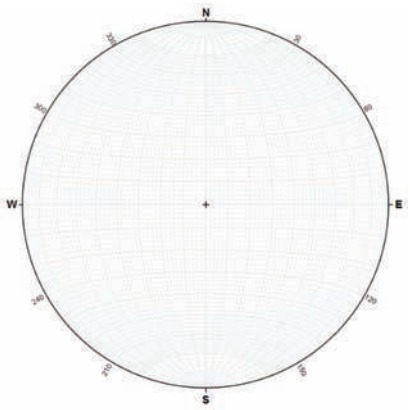


Figura 6.55. Red de Schmidt o red equiareal empleada en las proyecciones estereográficas de esta memoria.

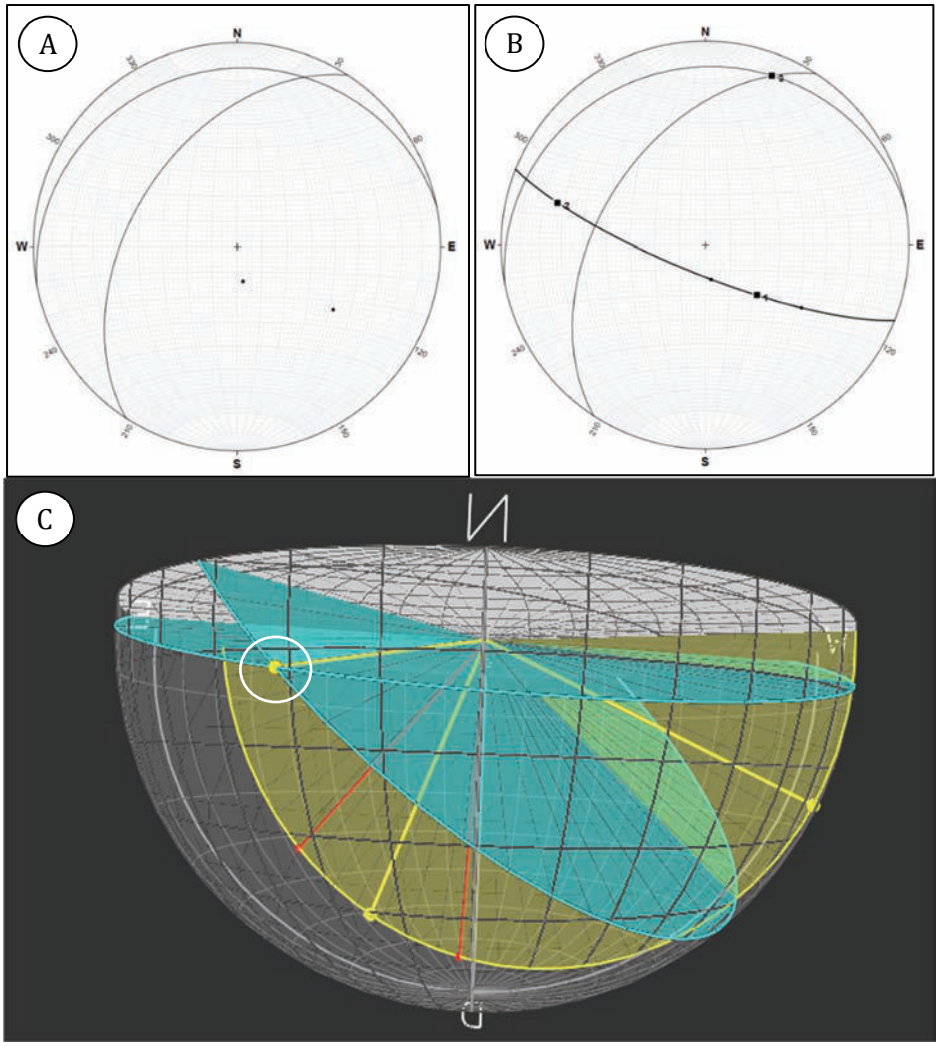


Figura 6.56. **a)** Representación estereográfica de los planos y los polos de 2 medidas de orientación ficticias, en las que se asume que cada una de ellas pertenece a un flanco de un mismo pliegue. **b)** Traza ciclográfica del plano que contiene a los polos de ambas mediciones y que, por definición, es normal al eje del pliegue que se pretende determinar (el polo de dicho plano coincide con el punto en el que convergen los planos de ambas mediciones). **c)** Representación estereográfica en 3D del mismo ejemplo; en azul se representan los planos de las mediciones tomadas, en rojo los polos de dichos planos, en amarillo el plano que contiene dichos polos y que es normal a la estructura que se pretende determinar; enmarcado con un círculo blanco se señala el polo del plano amarillo y que señala el rumbo y la inmersión del pliegue.

prácticamente constante en todos los dominios estructurales de los que se han obtenido datos de S_0 (figuras 6.57b, d-e). Únicamente el D. E. de Asturianos muestra una diferencia significativa con respecto al resto de dominios, con direcciones de S_0 más norteadas (si bien es cierto que sólo hay 2 medidas tomadas (figura 6.57c) –posiblemente por influencia de la propia falla de Asturianos (figura 6.35), que en su bloque hundido manifiesta una variación y un incremento en el buzamiento de los materiales con respecto a su bloque levantado–. Aunque del D. E. del Cobre no se tienen datos de buzamiento, es de esperar que estos se mantengan muy similares a los medidos en el D. E. de Gilda-Lengüeta, al no haberse observado diferencias significativas entre las estructuras de ambos dominios.

Los *Cylindrical Best Fit* calculados también se mantienen similares entre los diferentes dominios estructurales en la mayor parte de los casos, siguiendo la tendencia obtenida para todo el yacimiento en su conjunto. En el D. E. de Gilda-Lengüeta, el D. E. de Igea-Sousa y el D. E. de las Arcillas, el polo 3 (que en el caso de un pliegue determina el eje de su plano axial) es norteado y subhorizontal (figuras 6.57b, d-f), estando orientado hacia el NNE en el D. E. de Gilda-Lengüeta y NNW en los otros dos. En el D. E. de Asturianos, en cambio, evoluciona drásticamente, verticalizándose y orientándose hacia el W (figura 6.57c), una vez más, como consecuencia de la falla de Asturianos (como se verá más adelante).

En el D. E. de las Arcillas se reconocen varios planos de estratificación que no pertenecen a la familia principal vista en la figura 6.57e y que presentan, en conjunto, un polo 3 orientado hacia el SW (figura 6.57f); estos planos de buzamiento anómalos se manifiestan únicamente en la parte más septentrional del yacimiento, y están relacionados, aparentemente, a fallas y plegamientos menores de distintas orientaciones (de los que se desconoce su orientación real), que distorsionan el buzamiento original de los materiales.

Al comparar estos datos de buzamiento con las representaciones gráficas de los planos y los polos medidos para las fallas inversas y los cabalgamientos principales (figuras 6.58a-f), y los planos lutíticos intercalados entre sigmoides de otras litologías (y sus polos; figuras 6.59a-c), se reconocen unos patrones de distribución muy similares. Así, por ejemplo, la dirección principal de las fallas inversas ($F1_{Inv}$) es 258, 12N para todo el conjunto de medidas del yacimiento (figura 6.58a), muy similar a la dirección principal de S_0 (232, 25N) y a la dirección principal de los planos de deslizamiento lutíticos ($F1_{Des}$ = 247, 22N; figura 6.59a).

Esta similitud puede apreciarse también en el D. E. de Gilda-Lengüeta (en la que S_0 = 260, 14N y $F1_{Inv}$ = 256, 18N; figuras 6.57b y 6.58b, respectivamente), en el D. E. de Igea-Sousa (S_0 = 236, 23N, $F1_{Inv}$ = 265, 07N y $F1_{Des}$ = 268, 34N; figuras 6.57d, 6.58d y 6.59b), y en el D. E. de las Arcillas (S_0 = 231, 25N, $F1_{Inv}$ = 253, 11N y $F1_{Des}$ = 248, 22N; figuras 6.57e, 6.58e y 6.59c). Incluso, y pese a diferir del resto de los dominios estructurales, en el D. E. de Asturianos las orientaciones de S_0 (190, 75W; figura 6.57c) y $F1_{Inv}$ (167, 75W; figura 6.58c) son casi idénticas.

Los *Cylindrical Best Fit* calculados para las fallas inversas y los cabalgamientos también son similares a los obtenidos para la S_0 en los diferentes dominios estructurales, observándose orientaciones norteadas, en general, en todo el yacimiento para el polo 3: 359, 15 (figura 6.58a) en todo el yacimiento como conjunto (002, 19 en S_0); 017, 16 (figura 6.58b) en el D. E. de Gilda-Lengüeta

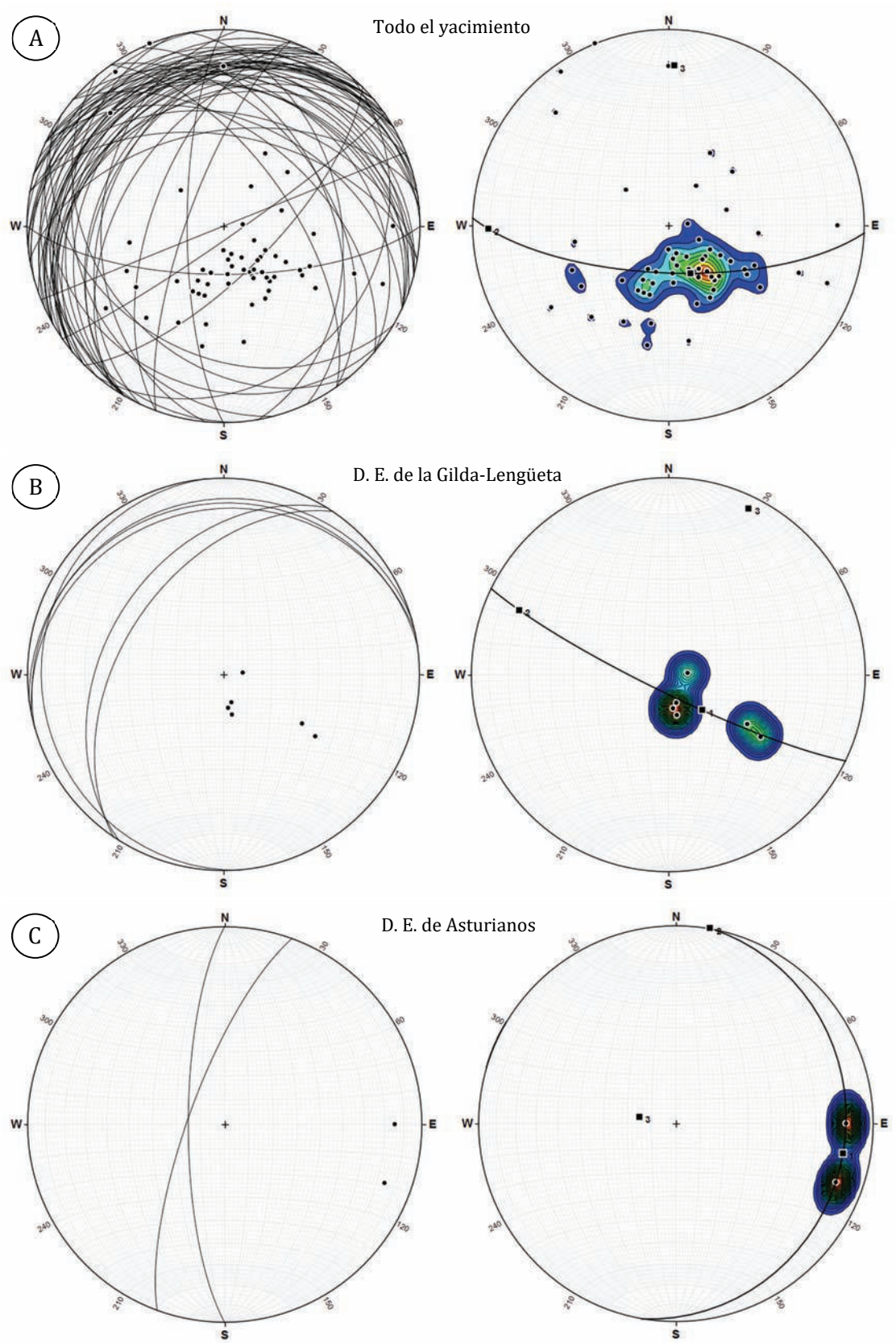


Figura 6.57. Representación estereográfica de las trazas ciclográficas y los polos de los planos de estratificación (S_0) medidos en: **a)** todo el yacimiento en su conjunto, **b)** el D. E. de la Gilda-Lengüeta, **c)** el D. E. de Asturianos, **d)** el D. E. de Igea-Sousa, y **e-f)** el D. E. de las Arcillas (se reconocen 2 familias de S_0). En todas las representaciones se ha llevado a cabo, a la derecha, un análisis de contornos

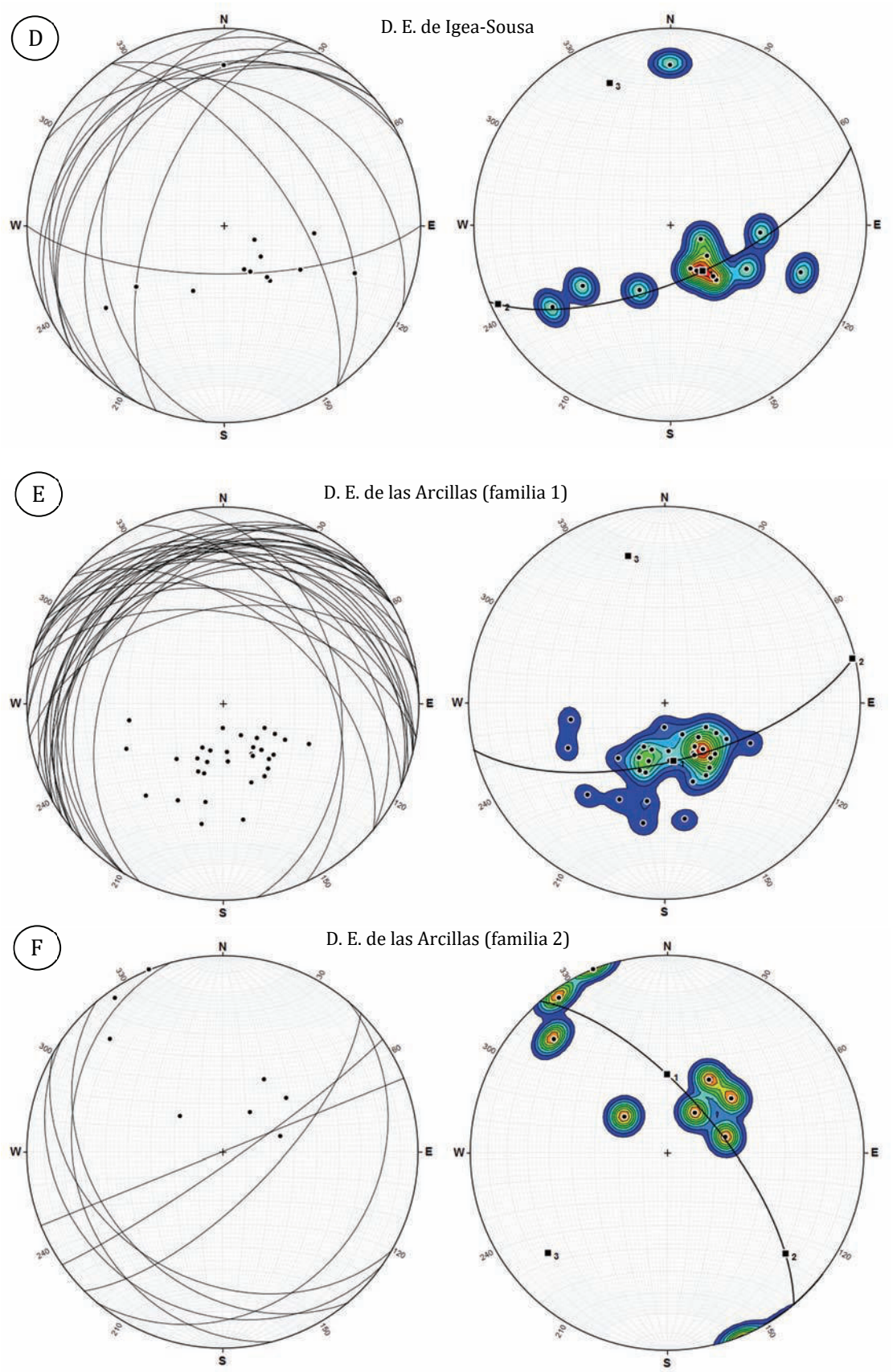


Figura 6.57. [*continuación*] "*1% Area contour*" de los polos (con un intervalo y un nivel de significancia de 3) y un *Cylindrical Best Fit*, para, en conjunto, poder determinar las familias principales de planos y la dirección principal del buzamiento: **a)** 232, 25N, **b)** 260, 14N, **c)** 190, 75W, **d)** 236, 23N, **e)** 231, 25N (familia principal), y **f)** múltiples valores. Los valores obtenidos para el polo 3 son: **a)** 002, 19, **b)** 025, 07, **c)** 280, 74, **d)** 337, 22, **e)** 346, 24, y **f)** 230, 22.

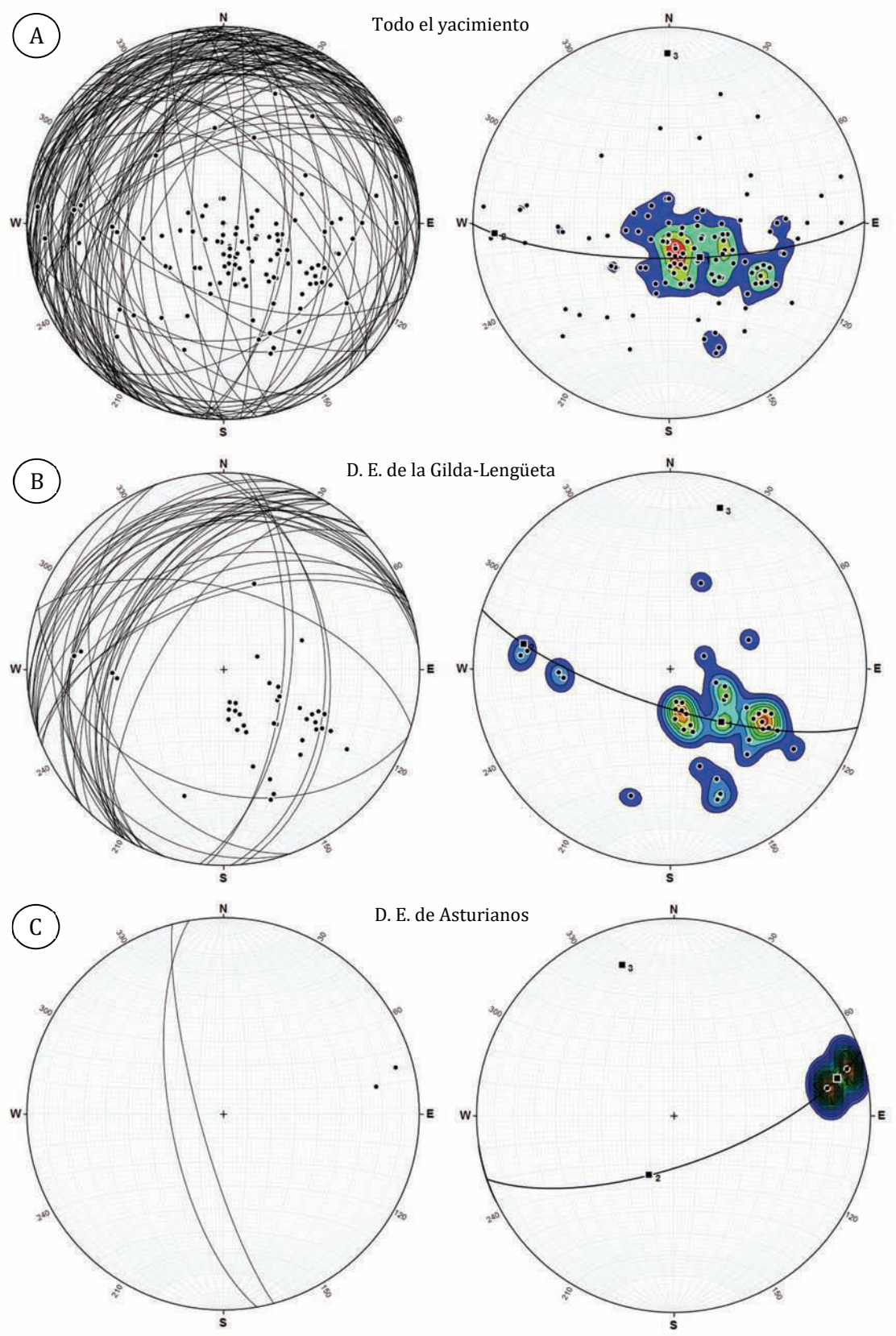


Figura 6.58. Representación estereográfica de las trazas ciclográficas y los polos de las fallas inversas y cabalgamientos medidos en: **a)** todo el yacimiento, **b)** el D. E. de la Gilda-Lengüeta, **c)** el D. E. de Asturianos, **d)** el D. E. de Igea-Sousa, y **e-f)** el D. E. de las Arcillas (se reconocen 2 familias de fallas inversas). En todas las representaciones se ha llevado a cabo, a la derecha, un análisis de contornos "*1% Area contour*" de los polos (con un intervalo y un nivel de significancia de 3) y un

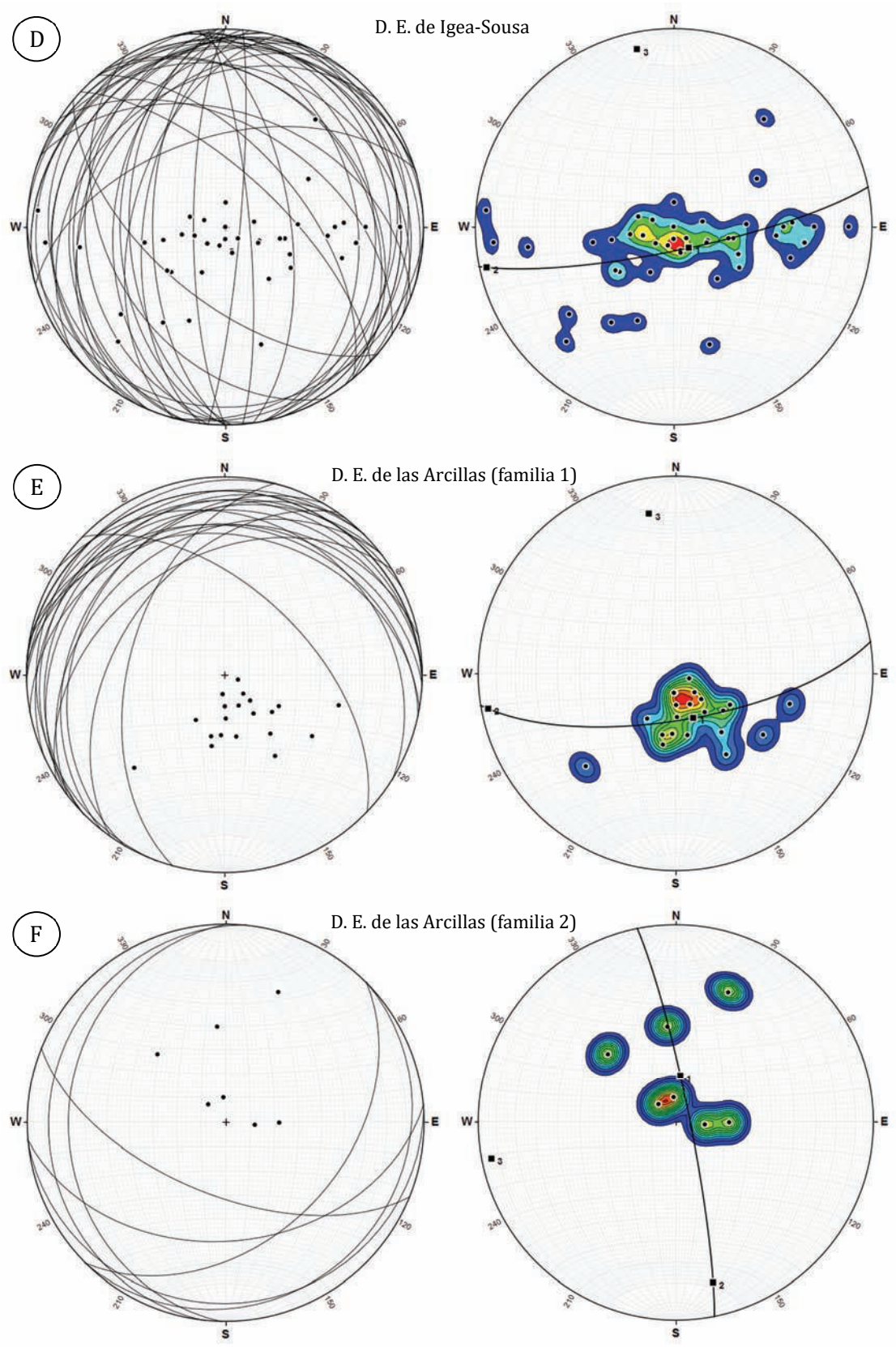


Figura 6.58. [*continuación*] *Cylindrical Best Fit*, para, en conjunto, poder determinar las familias principales de fallas inversas y la dirección principal de las mismas: **a)** 258, 12N, **b)** 256, 18N y 209, 45W, **c)** 167, 75W, **d)** 265, 07N, **e)** 253, 11N (familia principal), y **f)** múltiples valores. Los valores obtenidos para el polo 3 son: **a)** 359, 15, **b)** 017, 16, **c)** 341, 20, **d)** 348, 09, **e)** 351, 19, y **f)** 259, 05.

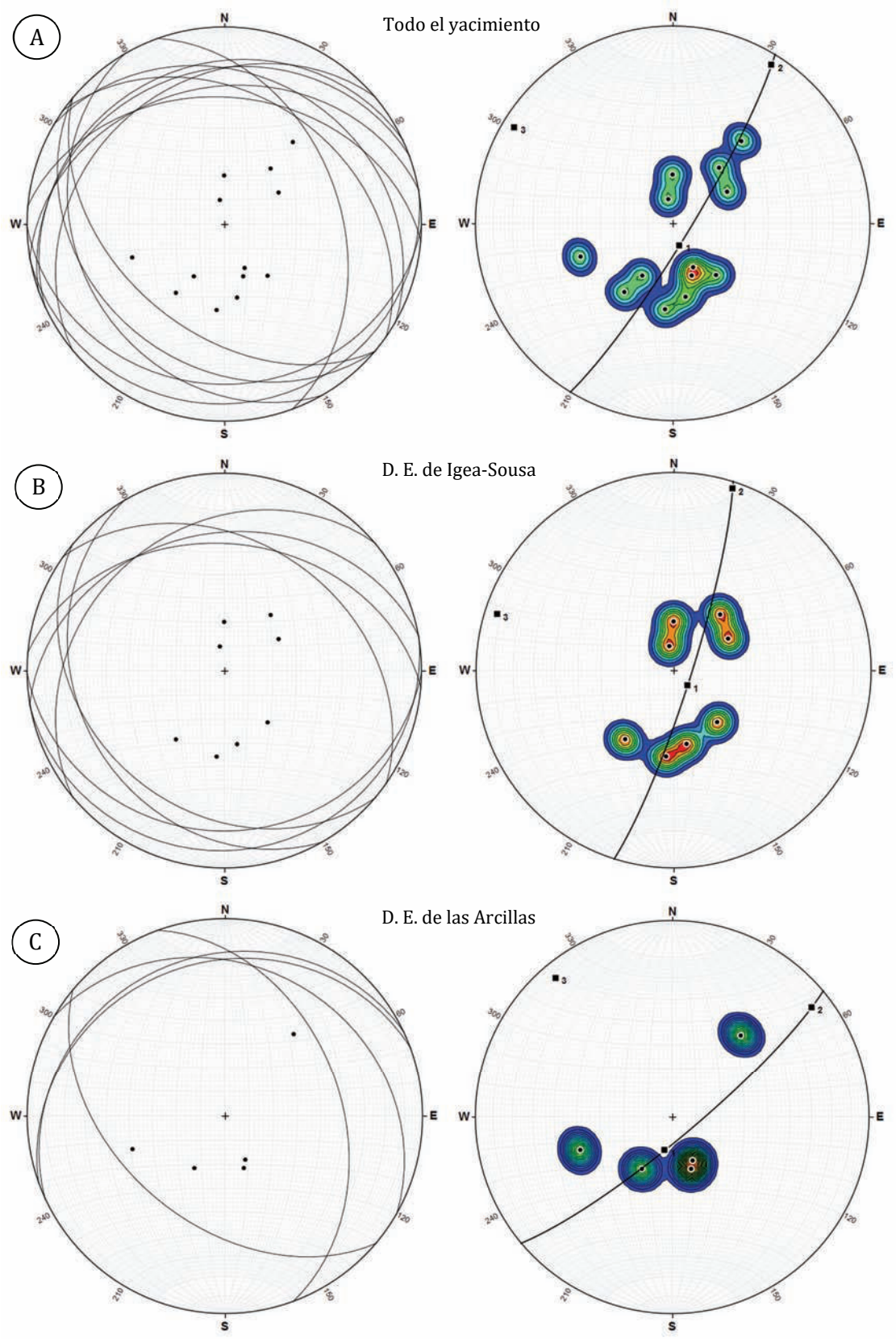


Figura 6.59. Representación estereográfica de las trazas ciclográficas y los polos de los planos de deslizamiento lutíticos –emplazados entre sigmoides de otras litologías–, medidos en: **a)** todo el yacimiento en su conjunto, **b)** el D. E. de Igea-Sousa, y **c)** el D. E. de las Arcillas. En todas las representaciones se ha llevado a cabo, a la derecha, un análisis de contornos "*1% Area contour*" de los polos (con un intervalo y un nivel de significancia de 3) y un *Cylindrical Best Fit*, para, en conjunto, poder determinar las familias principales de los planos de deslizamiento: **a)** 247, 22N, **b)** 268, 34N, y **c)** 248, 22N. Los valores obtenidos para el polo 3 son: **a)** 301, 06, **b)** 288, 07, y **c)** 320, 09.

(025, 07 en S_0); 348, 09 (figura 6.58d) en el D. E. de Igea-Sousa (337, 22 en S_0); y 351, 19 (figura 6.58e) en el D. E. de las Arcillas (346, 24 en S_0). En el caso del D. E. de Asturianos, el polo 3 conserva la misma orientación que en el resto del yacimiento para fallas inversas (341, 20; figura 6.58c), al contrario que S_0, que como ya se ha visto difiere como consecuencia de la influencia de la falla de Asturianos (esto podría deberse a que las medidas tomadas de $F1_{Inv}$ están más alejadas de la falla de Asturianos que las medidas de S_0).

Del mismo modo que ocurre con la S_0, en el D. E. de las Arcillas se reconocen varios planos que no pertenecen a la familia principal ($F1_{Inv}$); al llevar a cabo el *Cylindrical Best Fit* para estas orientaciones, el polo 3 obtenido manifiesta una orientación muy similar (259, 05; figura 6.58f) a la obtenida para la S_0 anómala (230, 22; figura 6.57f).

En el caso de los planos lutíticos de deslizamientos menores de bajo ángulo (figuras 6.59a-c), situados en los contactos entre sigmoides, se han obtenido unos valores para el polo 3 de 288, 07 para el D. E. de Igea-Sousa (figura 6.59b), y de 320, 09 para el D. E. de las Arcillas (figura 6.59c), lo que parece indicar que este tipo de estructuras son subparalelas a las fallas inversas y cabalgamientos principales, pudiendo tener una relación genética con ellas.

Todos estos datos señalan la influencia de las fallas inversas y los cabalgamientos en la estructura del yacimiento, de tal modo que los materiales explotados en las labores subterráneas (que, como ya se ha mentado, están altamente tectonizados) forman parte de la zona de cizalla de las fallas inversas que marcan el techo de la mineralización de hematites. En este contexto, los contactos S_0 originales existentes entre los materiales estarían mecanizados, mostrando signos evidentes de desplazamiento a favor de estas estructuras compresivas.

Las representaciones estereográficas de las fallas inversas y cabalgamientos más importantes del yacimiento, y los cálculos de contornos y *Cylindrical Best Fit* realizados a partir de ellos, pueden verse en las figuras 6.60a-c, 6.61a-c y 6.62a-c. Es interesante señalar cómo casi todas estas fallas pueden clasificarse dentro de una única gran familia (figura 6.58a), siendo las fallas de la Bocamina (209, 45W; figura 6.60a), de los Ingleses (267, 09N; figura 6.60b), de la Zona Central (354, 15E; figura 6.60c), de Sousa (193, 25W y 182, 60W; figura 6.61c), de las Arcillas (278, 26N; figura 6.62a) y del Lago (221, 19W; figura 6.62c) las que mejor parecen ajustarse a ella, con direcciones similares y polos 3 (calculados mediante *Cylindrical Best Fit*) en posiciones norteadas.

Las fallas de Igea (322, 33N; figura 6.61a), de la "S" (352, 06E; figura 6.61b) y de Subías (266, 16N; figura 6.62b), similares entre sí, distan más del patrón general obtenido para todo el yacimiento, con polos 3 orientados más hacia el E (falla de la "S"), el SE (falla de Igea) o el NW (falla de Subías). Sin embargo, pese a estas diferencias, todas las fallas inversas y cabalgamientos analizadas son de bajo ángulo, en muchos casos subhorizontales, en las que sólo las fallas de Igea (figuras 6.27c, j) y de Sousa (figuras 6.25, 6.26a-c y 6.29a-c) llegan a verticalizarse localmente, como ya se ha visto a lo largo de este capítulo.

La falla de la Bocamina (figura 6.60a) establece el techo de la mineralización en los dominios estructurales de Gilda-Lengüeta, del Cobre y de Asturianos; las fallas de los Ingleses (figura 6.60b) y de la Zona Central (figura 6.60c) marcan el límite

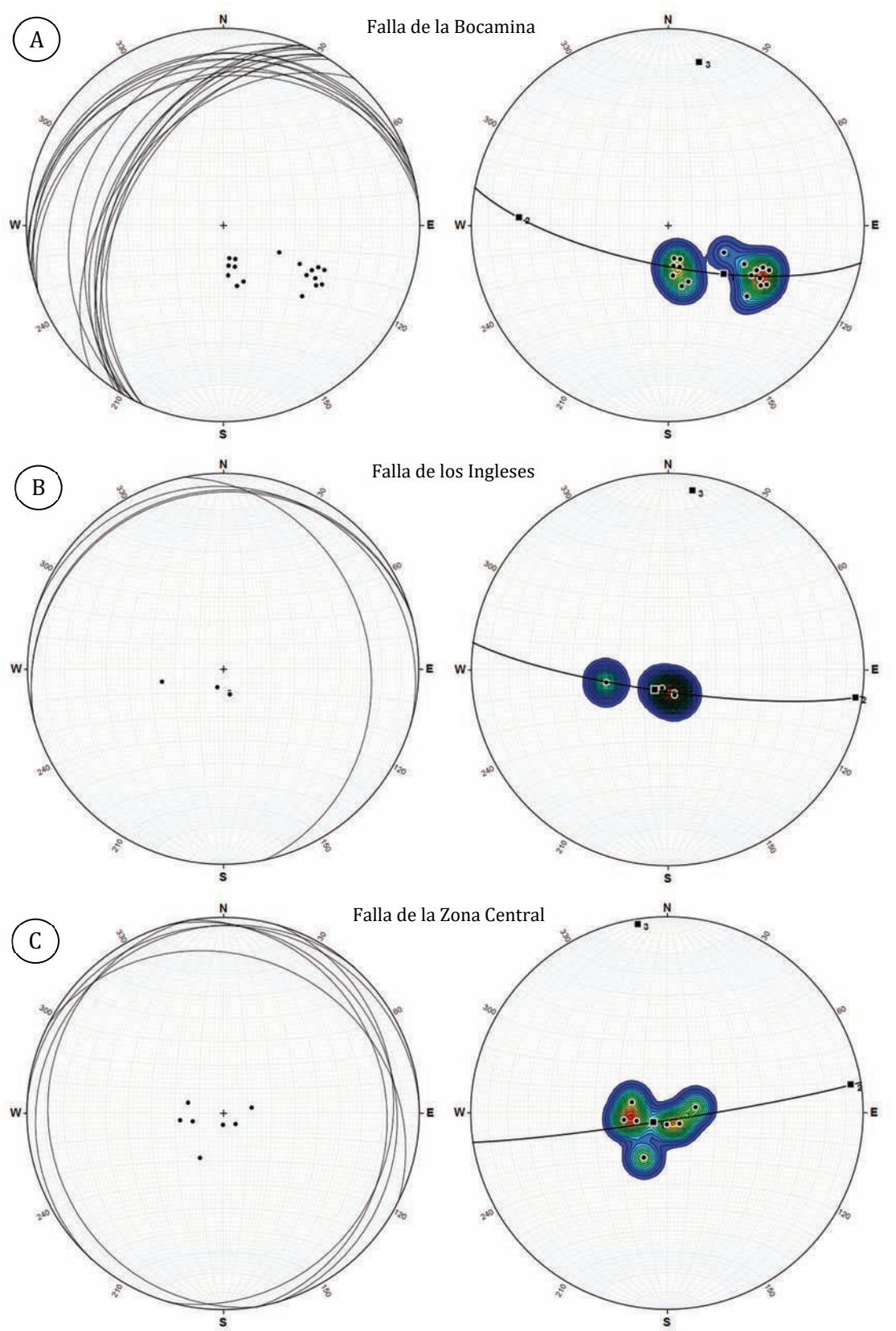


Figura 6.60. Representación estereográfica de las trazas ciclográficas y los polos de las fallas inversas y cabalgamientos conocidos como: **a)** falla de la Bocamina, **b)** falla de los Ingleses, y **c)** falla de la Zona Central. En todas las representaciones se ha llevado a cabo, a la derecha, un análisis de contornos "*1% Area contour*" de los polos (con un intervalo y un nivel de significancia de 3) y un *Cylindrical Best Fit*, para, en conjunto, poder determinar la dirección principal de las estructuras: **a)** 209, 45W, **b)** 267, 09N, y **c)** 354, 15E; los valores obtenidos para el polo 3 son: **a)** 011, 16, **b)** 008, 09, y **c)** 351, 03.

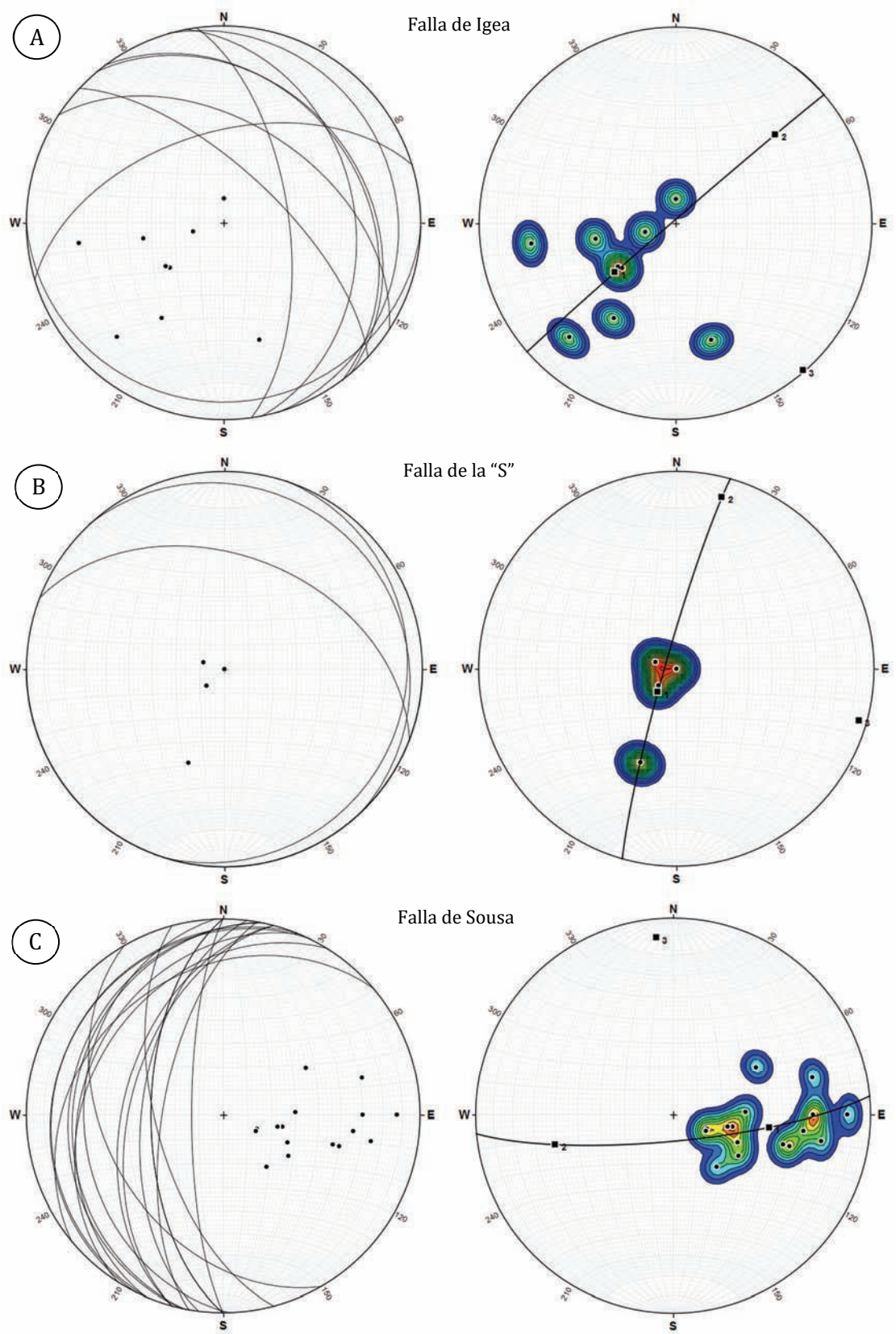


Figura 6.61. Representación estereográfica de las trazas ciclográficas y los polos de las fallas inversas y cabalgamientos conocidos como: **a)** falla de Igea, **b)** falla de la "S", y **c)** falla de Sousa. En todas las representaciones se ha llevado a cabo, a la derecha, un análisis de contornos "*1% Area contour*" de los polos (con un intervalo y un nivel de significancia de 3) y un *Cylindrical Best Fit*, para, en conjunto, poder determinar la dirección principal de las estructuras: **a)** 322, 33N, **b)** 352, 06E, y **c)** 193, 25W (zonas de buzamiento de la falla más laxas) y 182, 60W (zonas verticalizadas); los valores obtenidos para el polo 3 son: **a)** 139, 02, **b)** 106, 05, y **c)** 354, 10.

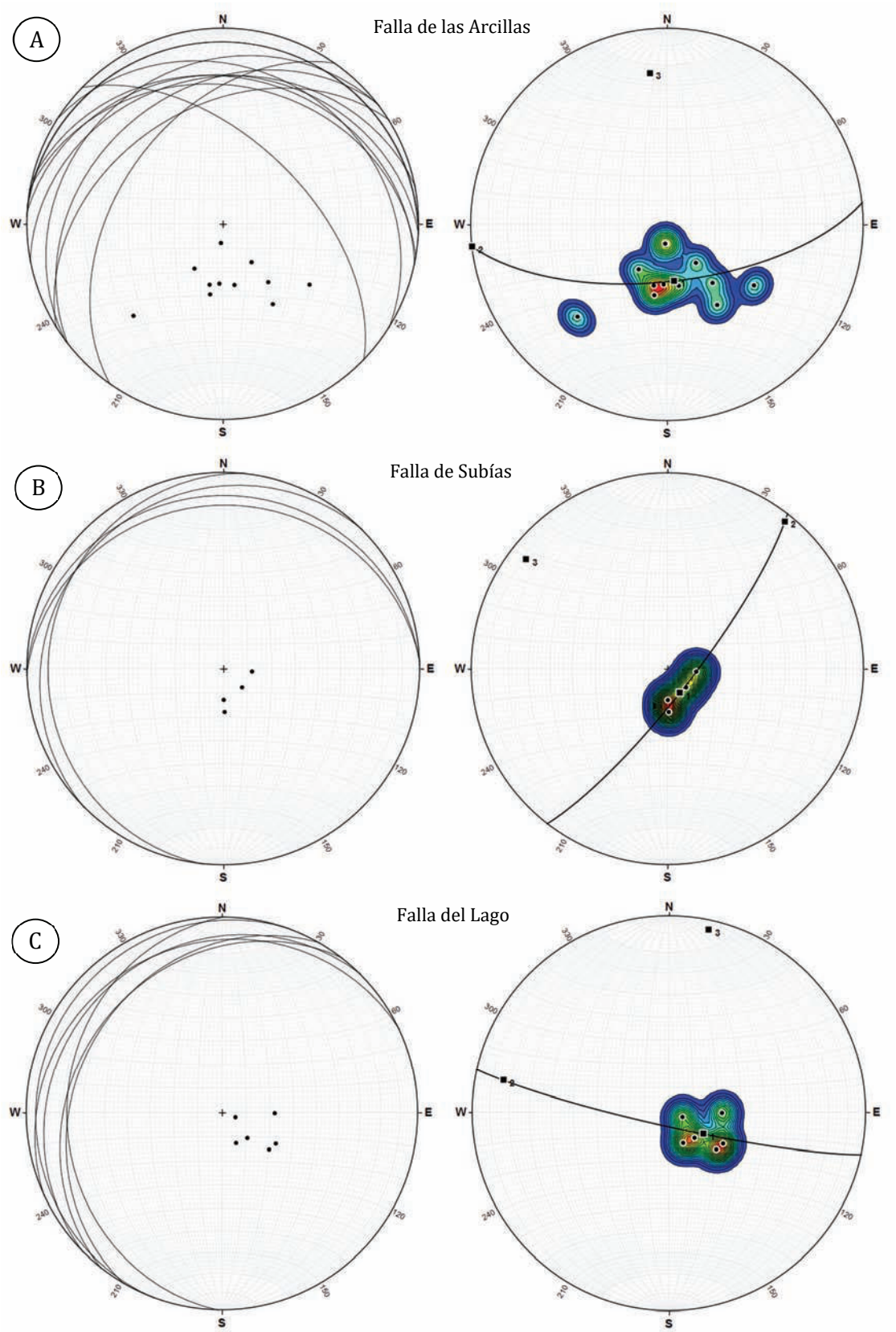


Figura 6.62. Representación estereográfica de las trazas ciclográficas y los polos de las fallas inversas y cabalgamientos conocidos como: **a)** falla de las Arcillas, **b)** falla de Subías, y **c)** falla del Lago. En todas las representaciones se ha llevado a cabo, a la derecha, un análisis de contornos "*1% Area contour*" de los polos (con un intervalo y un nivel de significancia de 3) y un *Cylindrical Best Fit*, para, en conjunto, poder determinar la dirección principal de las estructuras: **a)** 278, 26N, **b)** 266, 16N, y **c)** 221, 19W; los valores obtenidos para el polo 3 son: **a)** 354, 24, **b)** 308, 10, y **c)** 012, 05.

superior de la mineralización de la ZMS en el D. E. de Igea-Sousa; y la falla de las Arcillas (figura 6.62a) hace lo propio en el D. E. de las Arcillas. No obstante, estas tres grandes estructuras parecen ser, en verdad, una única gran falla de bajo ángulo, que puede continuarse a techo de las labores desde la bocamina hasta la zona más septentrional del yacimiento; si se comparan las representaciones estereográficas de todas estas estructuras, apenas se observan variaciones.

La falla de la Bocamina, entendida como una gran estructura emplazada en el techo de la mineralización a lo largo de todo el yacimiento, presenta desarrollo de planos secundarios, paralelos a subparalelos a ella, como pueden ser las fallas de Subías (figuras 6.62b) y del Lago (figuras 6.62c), en el D. E. de las Arcillas, y las fallas de Igea (figuras 6.61a) y de la "S" (figuras 6.61b), en el D. E. de Igea-Sousa. En cambio, la falla de Sousa (figuras 6.61c), que establece el límite superior de la mineralización de la ZMI, parece ser muy similar a la falla de la Bocamina, uniéndose a ella (a la falla de los Ingleses) en el D. E. de Asturianos, por lo que ambos accidentes tectónicos podrían considerarse como dos planos de una misma gran estructura.

Así mismo, y para finalizar el análisis de datos de las fallas inversas, hay que destacar lo ya mentado sobre: (1) la falla de Domper –que aparenta ser la manifestación en superficie de la falla de la Bocamina (figuras 5.19a-b y 6.48a-c)–, y (2) la falla inversa vista en las figuras 5.23a-b: ambas estructuras tienen la misma dirección y buzamiento que la falla de la Bocamina medida en las labores subterráneas (figura 6.63), lo que apoyaría la fundamentación de que todas estas estructuras están relacionadas entre sí.

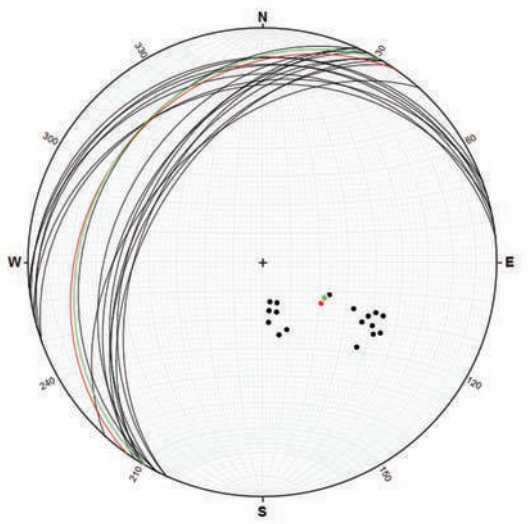


Figura 6.63. Representación estereográfica de los planos (y los polos) de la falla de la Bocamina (en negro), de la falla de Domper (035, 25W; en rojo), y de la falla inversa vista en las figuras 5.23a-b (030, 25W; en verde), en la que se puede ver la pertenencia de estas orientaciones a una misma familia de planos.

6.4.2.- Fallas normales y fallas transcurrentes

Todas las fallas normales y transcurrentes se han analizado, como en el caso de la S_0 y las fallas inversas, de forma separada, en dos grupos bien diferenciados, obteniéndose una serie de diagramas estereográficos para cada uno de ellos (figuras 6.64a-f y 6.65a-e); como en el subapartado anterior, a todos estos diagramas se les ha aplicado un análisis de contornos para definir las familias principales.

Así, para las fallas normales (en las que se incluyen todas las fallas no inversas con desplazamiento normal aparente en las que no se reconocen estrías horizontalizadas) se han obtenido un total de cuatro familias principales (figura 6.64a): una primera familia de dirección N-S, con buzamiento hacia el W ($F1_{Nor}$), que parece ser la más numerosa de todas; una segunda familia de rumbo E-W, con buzamiento hacia el S ($F2_{Nor}$); una tercera familia NW-SE y buzamiento hacia el NE ($F3_{Nor}$); y una última y cuarta familia, de dirección E-W (como la segunda familia), pero en esta ocasión con buzamiento hacia el N ($F4_{Nor}$). Aunque, presumiblemente, todas las familias se manifiestan en todos los sectores, las fallas normales más importantes de cada sector pertenecen a las siguientes familias (por orden de importancia):

- D. E. de la Gilda-Lengüeta → $F1_{Nor} > F3_{Nor} > F2_{Nor} = F4_{Nor}$ (figura 6.64b)
- D. E. del Cobre → $F1_{Nor} > F2_{Nor} = F3_{Nor} = F4_{Nor}$ (figura 6.64c)
- D. E. de Asturianos → $F1_{Nor} > F2_{Nor} > F3_{Nor} = F4_{Nor}$ (figura 6.64d)
- D. E. de Igea-Sousa → $F1_{Nor} > F2_{Nor} > F3_{Nor} = F4_{Nor}$ (figura 6.64e)
- D. E. de las Arcillas → $F2_{Nor} > F1_{Nor} = F3_{Nor} = F4_{Nor}$ (figura 6.64f)

En el caso de las fallas transcurrentes (en las que se incluyen, únicamente, aquellas fallas de desplazamiento lateral inequívoco), en cambio, se han obtenido un total de tres familias principales (figura 6.65a): una primera familia de dirección E-W, con buzamiento hacia el S ($F1_{Tra}$), una segunda de rumbo NW-SE e inmersión hacia el NE ($F2_{Tra}$), y una tercera familia de dirección NE-SW y buzamiento hacia el NW ($F3_{Tra}$). Del mismo modo que las fallas normales, es de presuponer que estas familias estén presentes en todos los sectores, pero las fallas transcurrentes más importantes de cada sector pertenecen a las siguientes familias (por orden de importancia):

- D. E. de la Gilda-Lengüeta → $F1_{Tra} > F2_{Tra} > F3_{Tra}$ (figura 6.65b)
- D. E. del Cobre → $F1_{Tra} > F2_{Tra} > F3_{Tra}$ (figura 6.65c)
- D. E. de Asturianos → No se tienen datos de este dominio (la falla de Asturianos, pese a ser transcurrente, no muestra estrías ni acanaladuras que lo confirmen).
- D. E. de Igea-Sousa → $F2_{Tra} > F1_{Tra} > F3_{Tra}$ (figura 6.65d)
- D. E. de las Arcillas → $F2_{Tra} > F3_{Tra} > F1_{Tra}$ (figura 6.65f)

La coincidencia en la dirección y buzamiento observada entre las familias $F1_{Tra}$ – $F2_{Nor}$ hace pensar que ambas sean, en verdad, una única familia, del mismo modo que ocurre con $F2_{Tra}$ – $F3_{Nor}$. Así, tanto $F2_{Nor}$ como $F3_{Nor}$ podrían ser fallas transcurrentes en las que no se han reconocido estrías de movimiento, asumiéndose por tanto dentro del grupo de las fallas normales; también cabe la posibilidad de que todas estas fallas hayan sido reactivadas, registrándose diferentes movimientos.

Las fallas normales y transcurrentes más importantes del yacimiento son la falla de Indra (figura 6.66a), la falla de Asturianos (figura 6.66b) y la falla del Cobre (figura 6.66c), que establecen los límites entre la mayoría de los dominios estructurales:

La falla de Indra pertenece a la familia $F1_{Tra}$ – $F2_{Nor}$ (figuras 6.64a y 6.65a), por lo que se la puede considerar una falla transcurrente; tal y como ya se ha visto, muestra estrías y acanaladuras horizontales en muchos planos menores, aunque también manifiesta un movimiento rotacional antihorario. Para cuantificar *grosso modo* el giro de esta estructura, se ha calculado el ángulo existente entre el polo 3 de

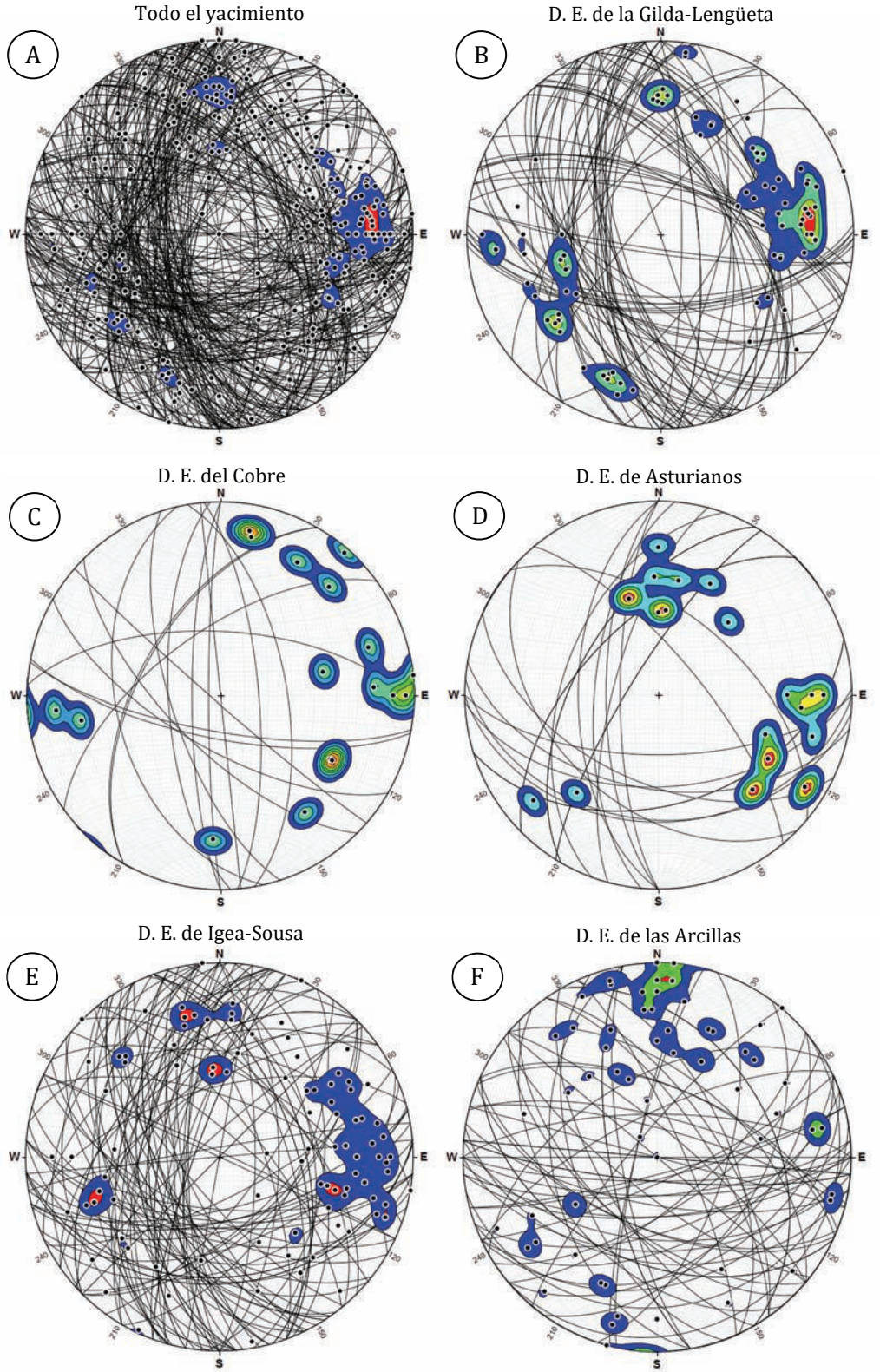


Figura 6.64. Representación estereográfica de las trazas ciclográficas y los polos de los planos de fallas normales medidos en: **a)** todo el yacimiento en su conjunto, **b)** el D. E. de la Gilda-Lengüeta, **c)** el D. E. del Cobre, **d)** el D. E. de Asturianos, **e)** el D. E. de Igea-Sousa, y **f)** el D. E. de las Arcillas; en todas ellas se ha llevado a cabo un análisis de contornos "*1% Area contour*" de los polos (con un intervalo y un nivel de significancia de 3) para determinar el número aproximado de familias y sus direcciones principales: **a)** 174, 68W ($F1_{Nor}$), 089, 62S ($F2_{Nor}$), 331, 58E ($F3_{Nor}$) y 289, 68N ($F4_{Nor}$); **b)** 174, 66W ($F1_{Nor}$), 090, 61S ($F2_{Nor}$), 331, 47E ($F3_{Nor}$) y 289, 67N ($F4_{Nor}$); **c)** 209, 56W ($F1_{Nor}$) y 101, 75S ($F2_{Nor}$); **d)** 214, 66W ($F1_{Nor}$) y 083, 41S ($F2_{Nor}$) y 316, 64E ($F3_{Nor}$); **e)** 195, 52W ($F1_{Nor}$), 076, 65S ($F2_{Nor}$), 086, 37S (¿$F2_{Nor}$?) y 342, 57E ($F3_{Nor}$); y **f)** 170, 72W ($F1_{Nor}$) y 092, 81S ($F2_{Nor}$).

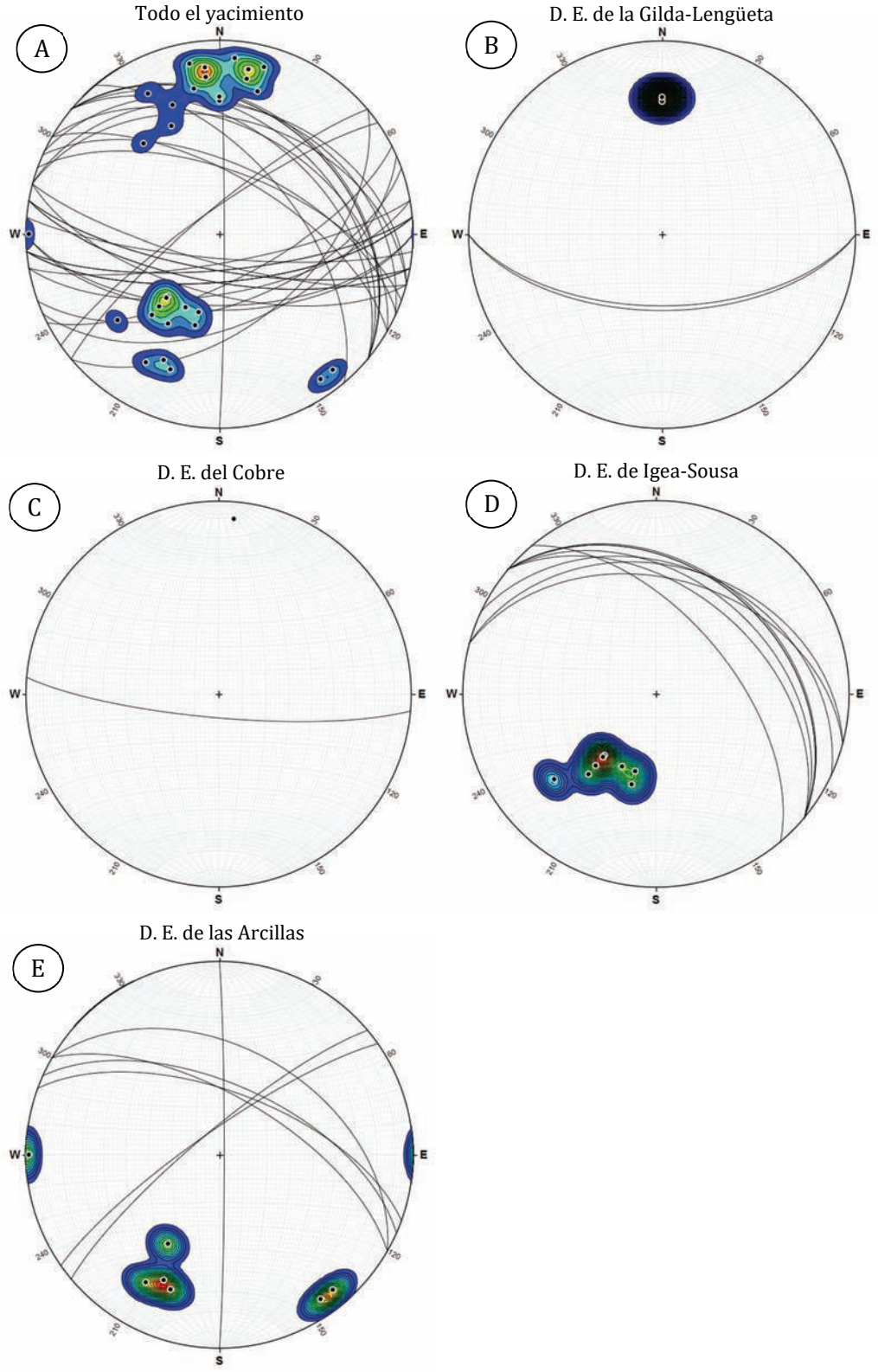


Figura 6.65. Representación estereográfica de las trazas ciclográficas y los polos de los planos de las fallas transcurrentes medidos en: **a)** todo el yacimiento en su conjunto, **b)** el D. E. de la Gilda-Lengüeta, **c)** el D. E. del Cobre, **d)** el D. E. de Igea-Sousa, y **e)** el D. E. de las Arcillas; en todas ellas se ha llevado a cabo un análisis de contornos "*1% Area contour*" de los polos (con un intervalo y un nivel de significancia de 3) para determinar el número aproximado de familias y sus direcciones principales: **a)** 085, 73S ($F1_{Tra}$) y 310, 36N ($F2_{Tra}$); **b)** 090, 60S ($F1_{Tra}$); **c)** 095, 80S ($F1_{Tra}$); **d)** 310, 36N ($F2_{Tra}$); y **e)** 293, 63N ($F2_{Tra}$) y 233, 81N ($F3_{Tra}$).

S_0 de los dominios estructurales de Igea-Sousa (figura 6.57d) y de las Arcillas (figura 6.57e), y entre el polo 3 de las fallas inversas y cabalgamientos de estos mismos dominios (figuras 6.58d-e), obteniéndose un ángulo de rotación de 9.2° en el primer caso, y de 10.2°, en el segundo (analizando las figuras 6.30a-b, el ángulo de giro parece rondar los 13-14°).

La falla de Asturianos, por otra parte, pertenece a la familia $F3_{Tra}$ (dirección NE-SW y buzamiento hacia el NW; figura 6.65a), pero, debido a la escasez de datos, no se ha podido determinar su salto de falla. Llama la atención la similitud de las proyecciones estereográficas de los polos de esta falla (figura 6.66b) con las de los polos de los planos de S_0 (figura 6.57c) y de los planos de las fallas inversas y cabalgamientos (figura 6.58c), medidas tomadas en las proximidades de esta gran estructura, lo que sugiere una influencia importante de esta falla para la estructura del dominio estructural.

Por último, la falla del Cobre es una falla de dirección 095, 80S, con estrías y acanaladuras horizontales (figuras 6.34a-b), por lo que también pertenece a la familia de fallas transcurrentes $F1_{Tra}$ – $F2_{Nor}$ (figuras 6.64a y 6.65a).

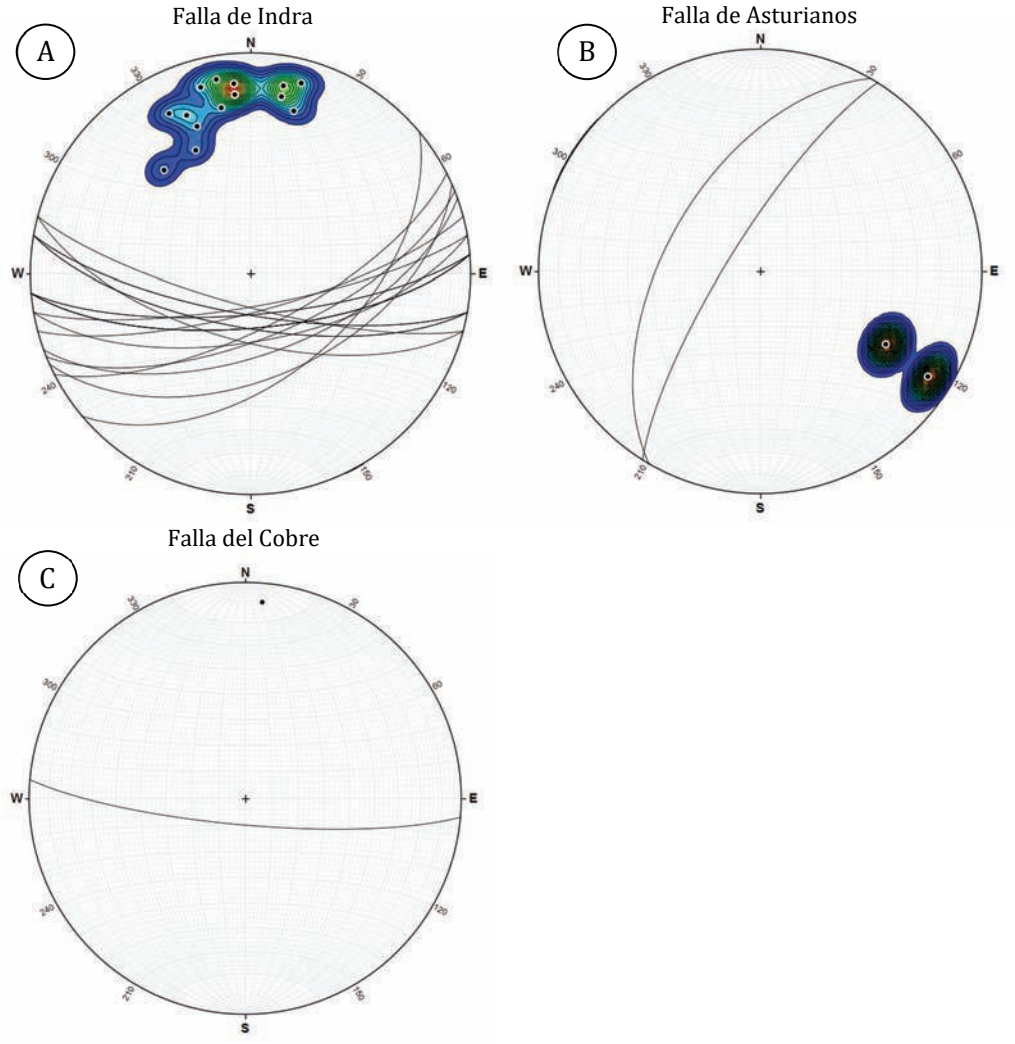


Figura 6.66. Representación estereográfica de las trazas ciclográficas y los polos de los planos de las fallas normales y transcurrentes conocidas como: **a)** falla de Indra, **b)** falla de Asturianos, y **c)** falla del Cobre; en las figuras a y b se ha llevado a cabo un análisis de contornos "*1% Area contour*" de los polos (con un intervalo y un nivel de significancia de 3) para determinar la dirección principal de las estructuras: **a)** 084, 72S, **b)** 211, 66W y **c)** 095, 80S.

6.4.3.- Fallas normales conjugadas y cálculo de esfuerzos

Para finalizar este capítulo, se ha llevado a cabo el cálculo de la dirección de los vectores de esfuerzo (σ_1, σ_2, σ_3) a partir de una serie de fallas normales conjugadas de dirección NNW-SSE descritas en la [1201] Rampa de CPS (figura 6.40c), que por su relación con la mineralización de hematites masiva y de los estériles que la acompañan, parecen ser singenéticas a la sedimentación. Para ello, y basándose en el modelo de Anderson (1951) –que considera que, en un campo de esfuerzos $s_1 > s_3$ y $s_2 = 0$, se forman dos familias de fallas conjugadas dispuestas de manera simétrica respecto a los ejes principales de esfuerzos–, se ha empleado la función *Cylindrical Best Fit* para determinar los siguientes valores (figura 6.67a): σ_1 (polo 2) = 213, 73, σ_2 (polo 3) = 339, 10, y σ_3 (polo 1) = 071, 14.

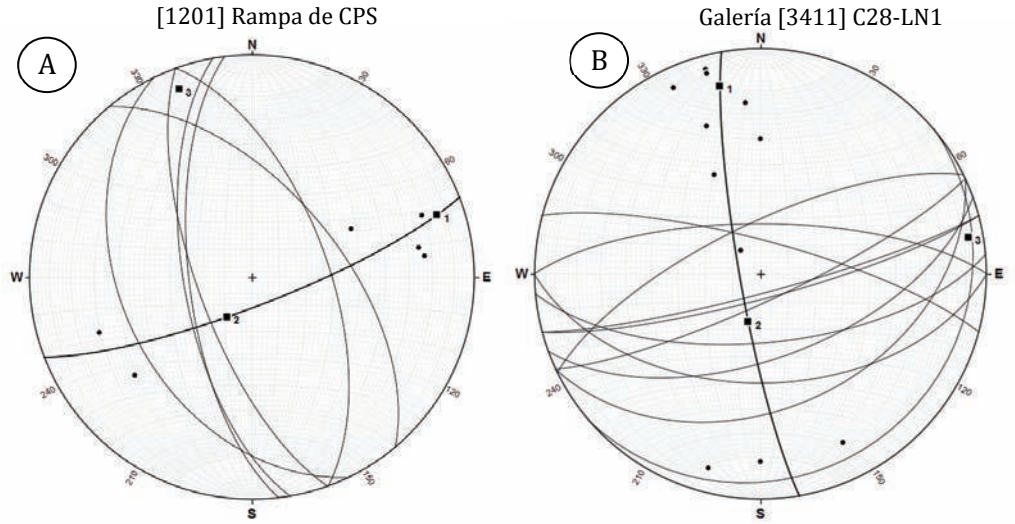


Figura 6.67. Representación estereográfica las trazas ciclográficas y los polos de las fallas normales conjugadas procedentes de: **a)** la [1201] Rampa de CPS y **b)** la galería [3411] C28-LN1. En ambas figuras se ha llevado a cabo un *Cylindrical Best Fit*, determinando los siguientes valores de σ_1 (polo 2), σ_2 (polo 3) y σ_3 (polo 1): **a)** σ_1 = 213, 73, σ_2 = 339, 10 y σ_3 =071, 14; **b)** σ_1 = 196, 72, σ_2 = 080, 08 y σ_3 = 347, 16.

Repitiendo el mismo procedimiento para una segunda serie de fallas normales conjugadas –que también podrían ser sinsedimentarias–, en esta ocasión, de dirección ENE-WSW (perpendiculares a las de la primera serie) y emplazadas en la galería [3411] C28-LN1 (figuras 6.8a y 6.17b), se han obtenido los siguientes valores (figura 6.67b): σ_1 (polo 2) = 196, 72, σ_2 (polo 3) = 080, 08, y σ_3 (polo 1) = 347, 16

Tal y como se puede ver en las representaciones estereográficas de ambas series de fallas conjugadas (figuras 6.67a-b), los vectores de σ_1 son prácticamente idénticos entre sí, siendo el ángulo existente entre cada uno de ellos y el vector normal a la horizontal (el centro del círculo) de 17.3° en el primer caso, y de 17.9°, en el segundo. Ambos valores son muy similares al buzamiento general del yacimiento, comprendido, como ya se ha explicado, entre los 15-20° (figura 6.35), por lo que se podría considerar que todas estas estructuras se formaron en un momento en el que los materiales del depósito se hallaban prácticamente horizontales y, por tanto, sí podrían ser sinsedimentarias.

Capítulo VII

Mineralogía y análisis textural

7.1.- Unidades litológicas

Tal y como se ha visto a lo largo del capítulo anterior, los materiales que constituyen el yacimiento de "Santa Rosa" definen un total de tres zonas mineralizadas: la ZMS y la ZMI, que han sido explotadas en los Sectores [3000] y [4000], respectivamente (figuras 6.24a-b), y que se extienden por la mitad septentrional de las labores mineras (D. E. de las Arcillas y D. E. de Igea-Sousa); y la ZM, que se desarrolla a lo largo de la mitad meridional del yacimiento (D. E. del Cobre y D. E. de la Gilda-Lengüeta), a partir de la zona de "unión" de la ZMI con la ZMS (que tiene lugar en el D. E. de Asturianos; figura 6.33b), y que ha sido explotada en los Sectores [1000] y [2000] (figura 6.35).

Los cuerpos mineralizados que conforman estas tres zonas mineralizadas están separados unos de otros por cuerpos de estéril, principalmente carbonatados, de un modo muy similar a como la ZMI y la ZMS se hayan separadas entre sí por la IZ (de naturaleza dolomítica). Dado que en muestras de mano es difícil establecer diferencias reconocibles entre los materiales que afloran en una zona u otra del yacimiento, más allá del color (que, como se ha dicho, puede variar lateralmente con suma facilidad), se ha llevado a cabo un estudio mineralógico y textural detallado de cada una de las zonas mineralizadas, habiéndose analizado un total de 87 láminas delgado-pulidas procedentes de 75 muestras diferentes: 64 láminas realizadas a partir de 53 de las 81 muestras tomadas en el interior de las labores subterráneas (ver posición de cada muestra en las figuras 7.1a-d), y 23 láminas procedentes de 22 de las 33 muestras tomadas en el exterior.

A partir de este estudio mineralógico y textural, realizado principalmente mediante microscopía óptica de luz reflejada y transmitida, y complementado con análisis de FE-SEM y de DRX de muestra total para algunas de las muestras, se han definido un total de cinco litotipos, todos ellos reconocibles a simple vista, que conforman el total de todos los materiales aflorantes en el interior de la mina "Santa Rosa". A continuación, se ofrece la lista de todos los litotipos reconocidos en el yacimiento, distinguiendo entre litotipos carbonatados, detríticos y ferruginosos:

- Estériles
  - Litotipos carbonatados
    1. Dolomías masivas
  - Litotipos detríticos
    2. Lutitas y margas pardo-verdosas
    3. Lutitas negras
    4. Lutitas y areniscas vináceas
- Mineralización
  - Litotipos ferruginosos
    5. Hematites masiva

En la medida de lo posible, se han buscado estos cinco litotipos en el exterior de las labores subterráneas para intentar llevar a cabo una comparativa entre los materiales aflorantes dentro y fuera del yacimiento. En las figuras 7.2a-d se muestran varias zonas ampliadas del mapa geológico visto en el "***Capítulo V – Cartografía geológica***", señalando la posición de las 33 muestras de exterior estudiadas.

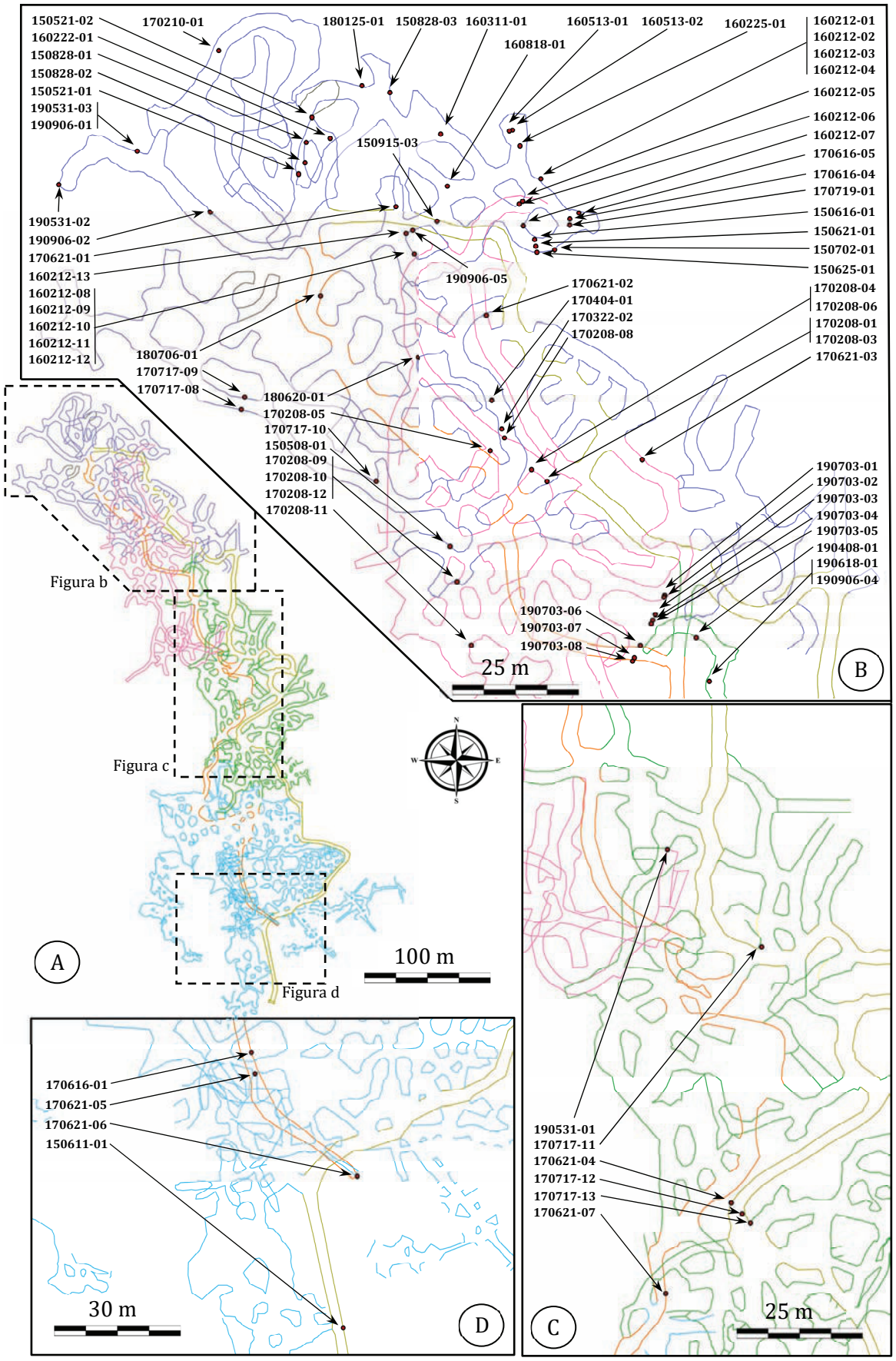


Figura 7.1. **a)** Plano de las labores subterráneas de la mina "Santa Rosa" visto en la figura 4.4. **b-d)** Ampliación de las zonas de muestreo, en las que se sitúan las 81 muestras tomadas en el interior de las labores.

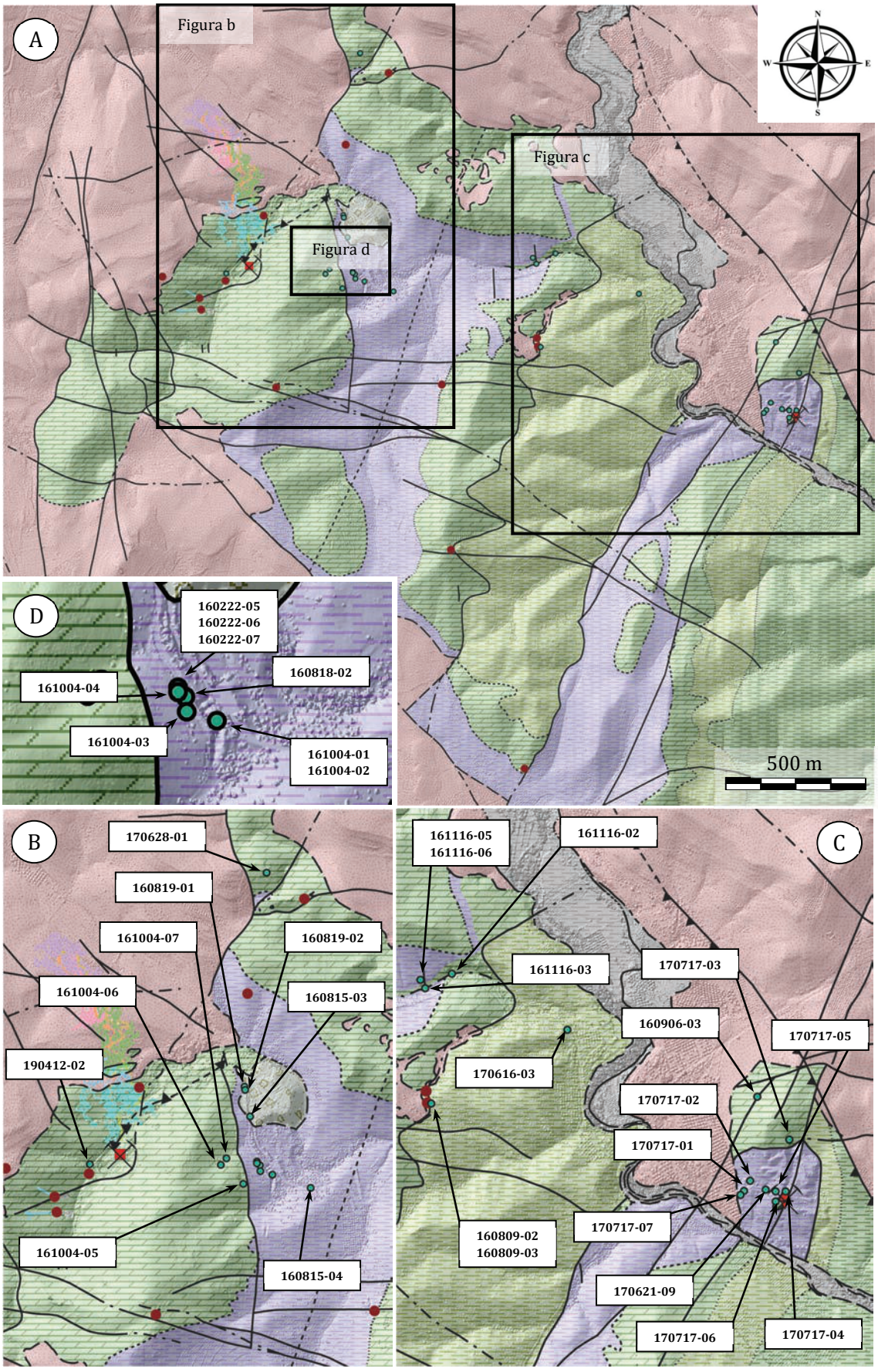


Figura 7.2. **a)** Parte oriental-meridional de la zona de estudio vista en la figura 5.1, en la que afloran los materiales paleozoicos, indicando las posiciones de las 33 muestras de exterior estudiadas. **b-d)** Ampliación de las zonas de muestreo, señalando la posición de cada muestra.

7.1.1.- Litotipos carbonatados

7.1.1.1.- "Dolomías masivas"

Este litotipo está constituido, principalmente, por dolomías masivas de coloraciones grises y ocres en superficie y color gris en corte fresco (ver listado completo de muestras en la tabla 7.1), por lo general sin estructuras sedimentarias internas visibles, en las que pueden reconocerse hasta dos facies texturales diferentes (figuras 7.3a-b y 7.4a-b): la textura de dolomía masiva (txt 1) y la textura lutítico-margosa laminada (txt 2); ambos aspectos texturales pueden estar afectados por estilolitos y fracturas rellenas de dolomita esparítica blanca y, ocasionalmente, ferruginizaciones (figura 7.3c).

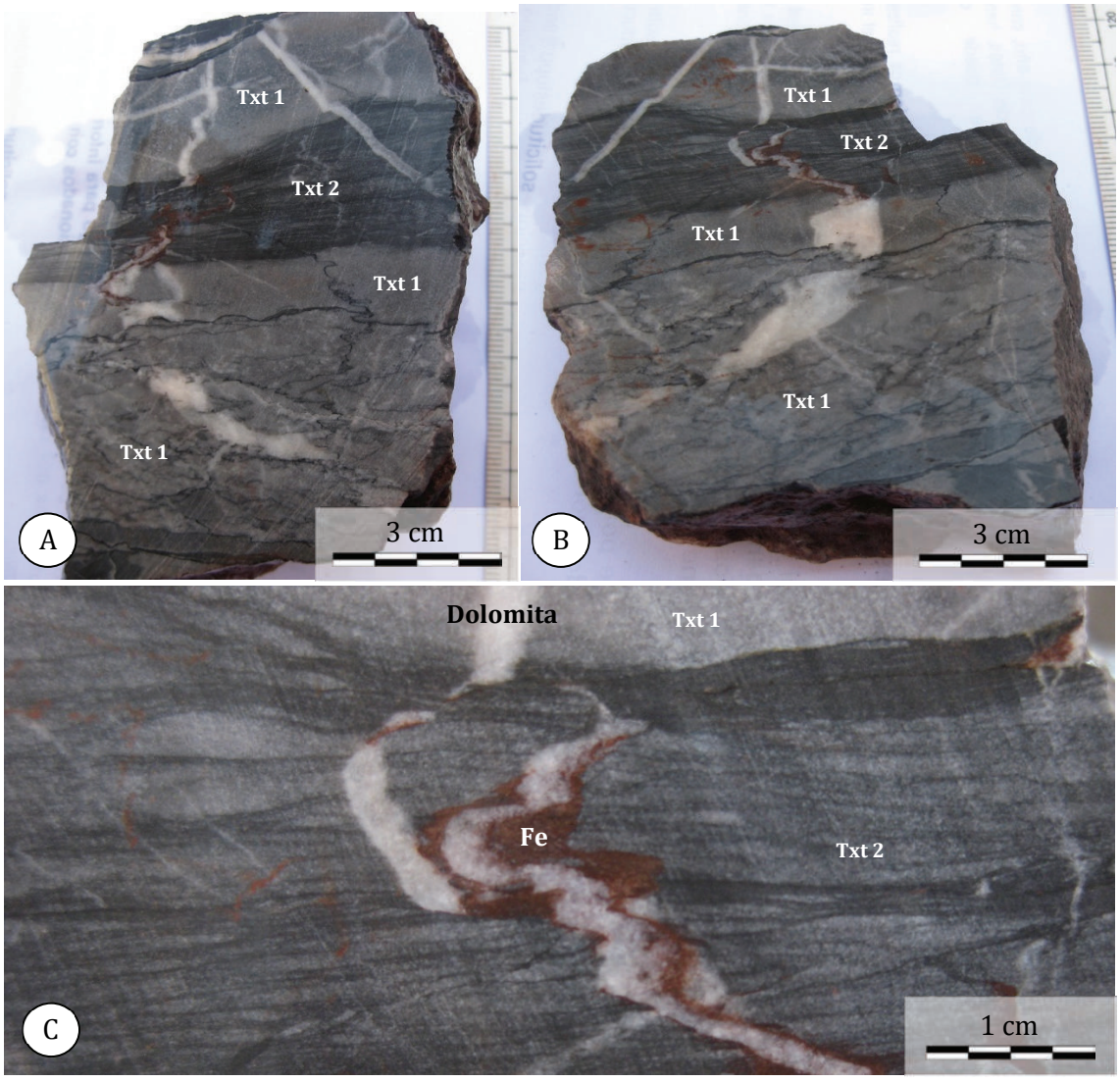


Figura 7.3. **a-b)** Ejemplares *de visu* de la muestra 170621-02, en los que se puede reconocer el aspecto general de las dolomías que constituyen este litotipo. A simple vista se identifican dos conjuntos texturales: zonas de aspecto masivo, más o menos brechificadas, con porosidad y huecos rellenos de dolomita esparítica blanca (txt 1); y zonas laminadas de aspecto lutítico-margoso (txt 2). Toda la muestra está afectada por estilolitos y fracturas rellenas de dolomita esparítica blanca y, ocasionalmente, por ferruginizaciones. **c)** Ampliación de la zona de fractura ferruginizada de la figura b, en la que se reconocen, dentro de la facies laminada, cuerpos lenticulares y sigmoidales similares a los observados a escala macroscópica en todo el yacimiento.

Tabla 7.1. Listado completo de las 43 muestras pertenecientes al litotipo "dolomías masivas". En él se indica el ID de cada muestra, su localización, el perfil al que pertenece, la litología predominante y las submuestras preparadas. En la columna "Orden" se señala su posición en la tabla 4.2.

Orden	*ID de muestra*	*Localización*	*Perfil textural*	*Litología*	*Submuestra*
1	150508-01	Interior	ZMS – Lázaro	Dolomía rojiza	DRX (x2)
2	150521-01	Interior	ZMS – Lago	Dolomía gris	Láminas (x2), DRX (x1)
12	150915-03	Interior	ZMS – Lago	Dolomía gris	DRX (x1)
13	160212-01	Interior	ZMS – Lago	Dolomía rojiza	Láminas (x2)
15	160212-03	Interior	ZMS – Lago	Dolomía marrón	Láminas (x1)
23	160212-11	Interior	ZMS – Lago	Dolomía rojiza	Láminas (x1)
24	160212-12	Interior	ZMS – Lago	Dolomía rojiza	Láminas (x1)
35	160809-03	Exterior	(*Fm. Ribota*)	Dolomía rojiza	Láminas (x1)
37	160815-04	Exterior	(*Fm. Jalón*)	Dolomía gris	Láminas (x1)
41	160819-02	Exterior	(*Fm. Jalón*)	Dolomía gris verdosa	Láminas (x1)
43	161004-01	Exterior	(*Fm. Jalón*)	Caliza marrón	Láminas (x2), DRX (x1)
47	161004-05	Exterior	(*Fm. Ribota*)	Dolomía gris	Láminas (x1), DRX (x1)
48	161004-06	Exterior	(*Fm. Ribota*)	Dolomía rojiza	Láminas (x1), DRX (x1)
49	161004-07	Exterior	(*Fm. Ribota*)	Dolomía rojiza	Láminas (x1), DRX (x1)
51	161116-03	Exterior	(*Fm. Ribota*)	Dolomía gris	Láminas (x1)
53	161116-06	Exterior	(*Fm. Ribota*)	Dolomía gris verdosa	Láminas (x1)
64	170210-01	Interior	ZMS – Lago	Dolomía gris	Láminas (x1)
69	170616-04	Interior	ZMS – Lago	Dolomía rojiza	Láminas (x1)
71	170621-01	Interior	ZMS – Lago	Dolomía gris	Láminas (x1)
72	170621-02	Interior	ZMS – Lago	Dolomía gris	Láminas (x1)
73	170621-03	Interior	ZMI – Ingleses	Dolomía rojiza	Láminas (x1)
74	170621-04	Interior	ZM – Gilda	Dolomía gris	-
75	170621-05	Interior	ZM – Gilda	Dolomía gris verdosa	Láminas (x1)
76	170621-06	Interior	ZM – Gilda (bajo el perfil)	Dolomía gris	Láminas (x1)
77	170621-07	Interior	ZM – Gilda	Dolomía gris	Láminas (x2)
78	170621-09	Exterior	(*Fm. Jalón*)	Dolomía gris	Láminas (x1)
79	170628-01	Exterior	(*Fm. Ribota*)	Dolomía ocre	Láminas (x1)
80	170717-01	Exterior	(*Fm. Jalón*)	Dolomía ocre	-
81	170717-02	Exterior	(*Fm. Jalón*)	Dolomía ocre	-
84	170717-05	Exterior	(*Fm. Jalón*)	Dolomía ocre	-
85	170717-06	Exterior	(*Fm. Jalón*)	Dolomía ocre	-
88	170717-09	Interior	ZMS – Lago	Dolomía gris	-
91	170717-12	Interior	ZM – Gilda	Dolomía gris	-
96	180706-01	Interior	ZMS – Lago	Dolomía gris	Láminas (x1)
97	190408-01	Interior	ZMI – Ingleses	Dolomía marrón	Láminas (x1)
101	190531-03	Interior	ZMS – Lago	Dolomía gris	Láminas (x1)
102	190618-01	Interior	ZMI – Ingleses	Dolomía rojiza	Láminas (x1)
104	190703-02	Interior	ZMI – Ingleses	Dolomía gris	Láminas (x1)
110	190703-08	Interior	ZMI – Ingleses	Dolomía rojiza	Láminas (x1)
111	190906-01	Interior	ZMS – Lago	Dolomía gris	Láminas (x1)
112	190906-02	Interior	ZMS – Lago	Dolomía gris	Láminas (x1)
113	190906-04	Interior	ZMI – Ingleses	Dolomía gris	Láminas (x1)
114	190906-05	Interior	ZMS – Lago	Dolomía marrón	Láminas (x1)

Aunque el color predominante de estas litologías en corte fresco es el gris, en algunas zonas del yacimiento se manifiestan con una tonalidad gris verdosa (figura 7.4a), estando el color verde asociado a la facies lutítico-margosa (txt 2); así mismo, en las proximidades de algunas fallas o de cuerpos mineralizados, las dolomías pueden aparecer teñidas por hematites, adoptando coloraciones rosadas, marrones, pardas o rojizas (figura 7.4b) y llegando a intercalar láminas y lentículas ferruginosas, de lutitas y/o de lutitas areniscosas de hasta 1 cm de espesor.

La facies de dolomía masiva (txt 1) está constituida, principalmente, por mosaicos idiotópico-hipidiotópicos de cristales equigranulares euhedrales a subhedrales de dolomita planar, de tamaño próximo a las 100-500 µm, pertenecientes a una primera generación de dolomita (1ª G.; figuras 7.5a-d), y, de forma menos habitual, por mosaicos xenotópico-hipidiotópicos dolomíticos. Esta facies se manifiesta con cristales más o menos limpios en todas las muestras de dolomía gris estudiadas, estando completa o parcialmente dolomicritizados en aquellas muestras de dolomías con coloraciones gris verdosas (figuras 7.5e-f) y rojizas (figuras 7.5g-h). En muchos de estos casos llama la atención el desarrollo de bordes cristalinos doloesparíticos (figuras 7.5e, h) en cristales dolomicritizados, lo que denotaría la existencia de varias etapas sucesivas de disolución-precipitación para los carbonatos dentro de esta primera generación de dolomita.

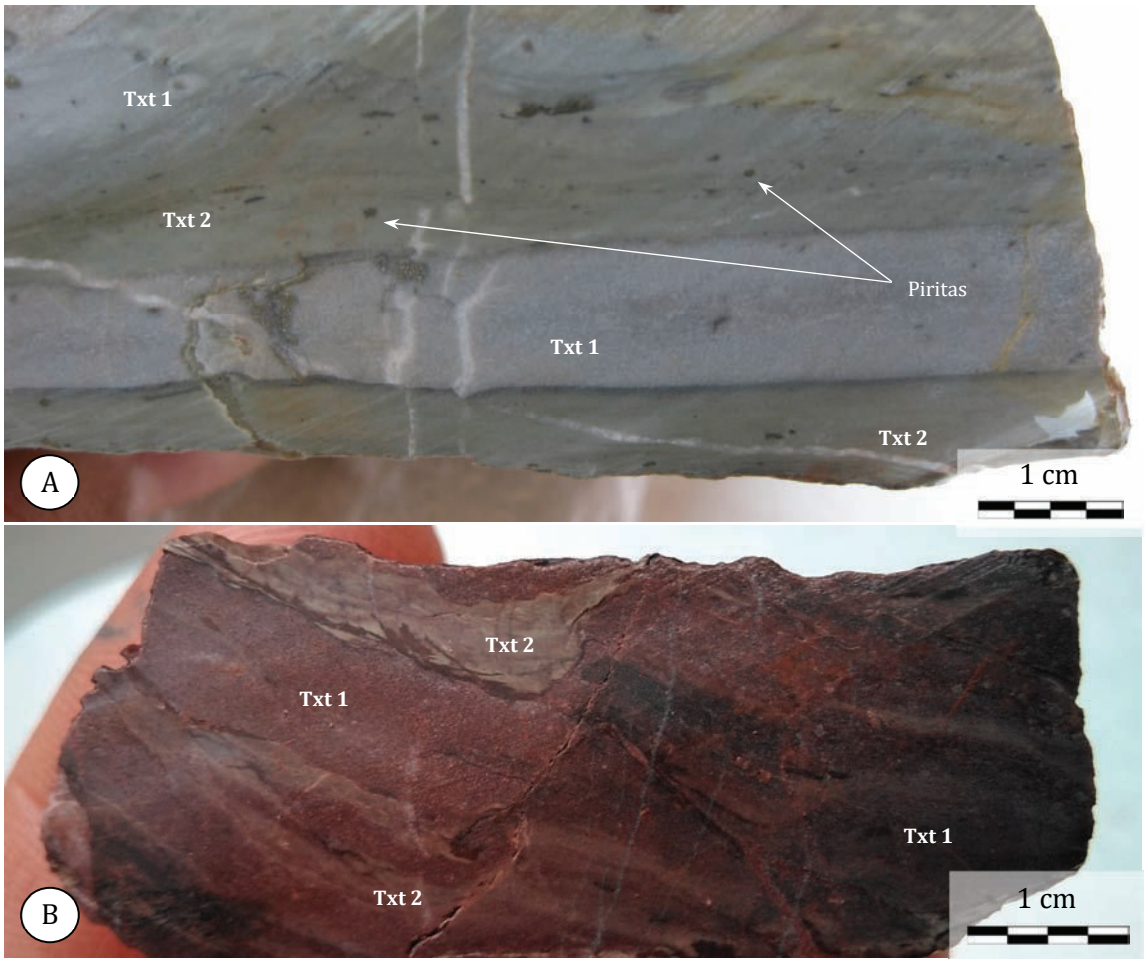


Figura 7.4. Ejemplares *de visu* de las muestras: **a)** 170621-05 y **b)** 160212-01, en las que se reconocen, a simple vista, algunas variantes de color que pueden adoptar las "dolomías masivas". Como en la figura 7.3, todas las muestras están afectadas por estilolitos y fracturas rellenas de dolomita esparítica blanca y/o ferruginizaciones. En la figura a pueden verse piritas diseminadas.

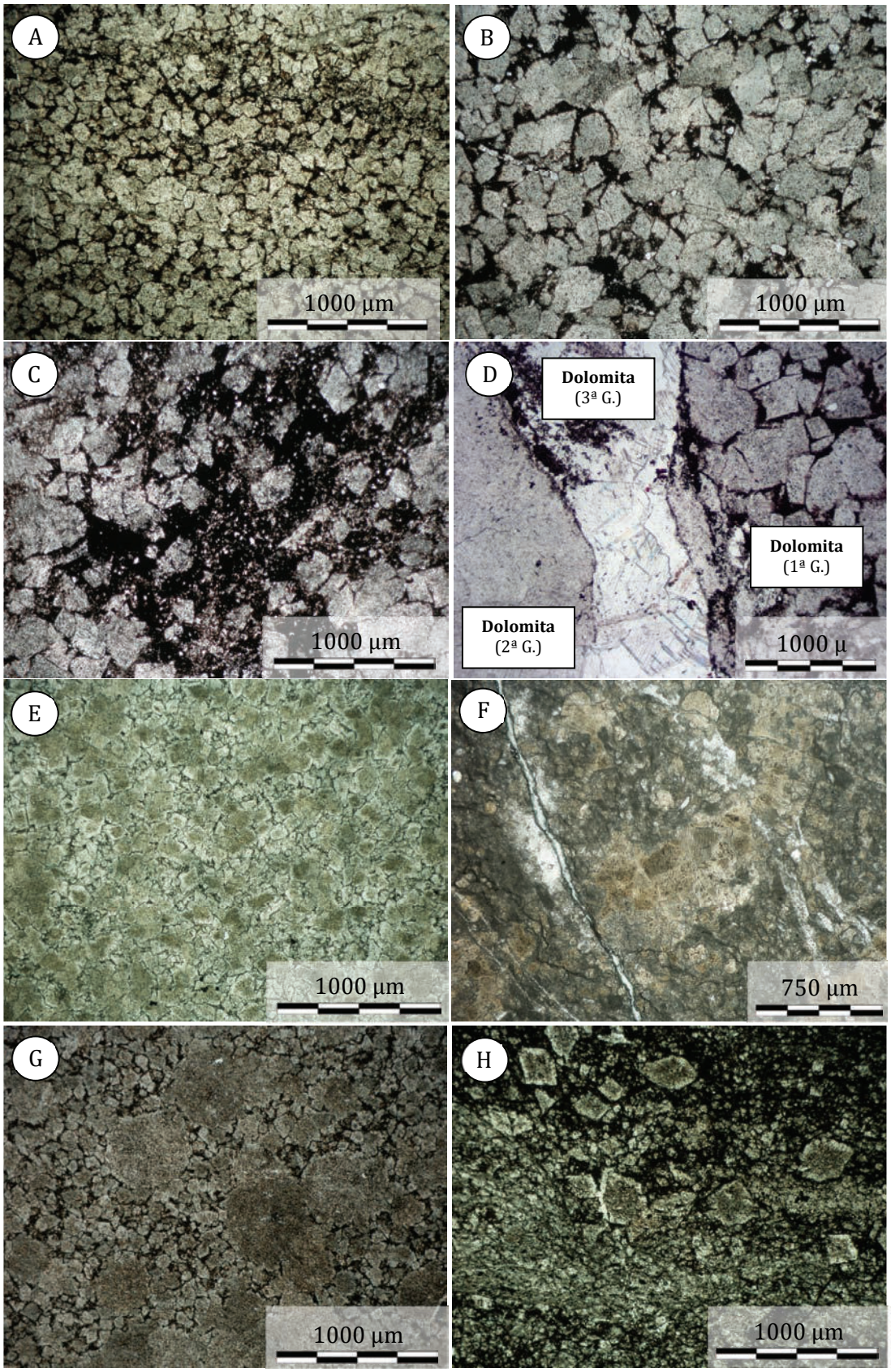


Figura 7.5. **a)** (x5) (LT-NP) (muestra 190906-04) y **b)** (x5) (LT-NP) (muestra 190703-02) Aspecto general de las dolomías masivas grises que conforman este litotipo, definido generalmente por un mosaico dolomítico idiotópico-hipidiotópico (en el que, ocasionalmente, se intuye una cierta foliación), cristalsostenido, con tamaños de cristal próximos a 100-200 µm y cemento hematítico rellenando la porosidad intercristalina. **c)** (x5) (LT-NP) (muestra 190703-08) Aspecto textural de las dolomías rojizas, en las que se reconocen huecos intercristalinos de mayor tamaño rellenos por óxi-

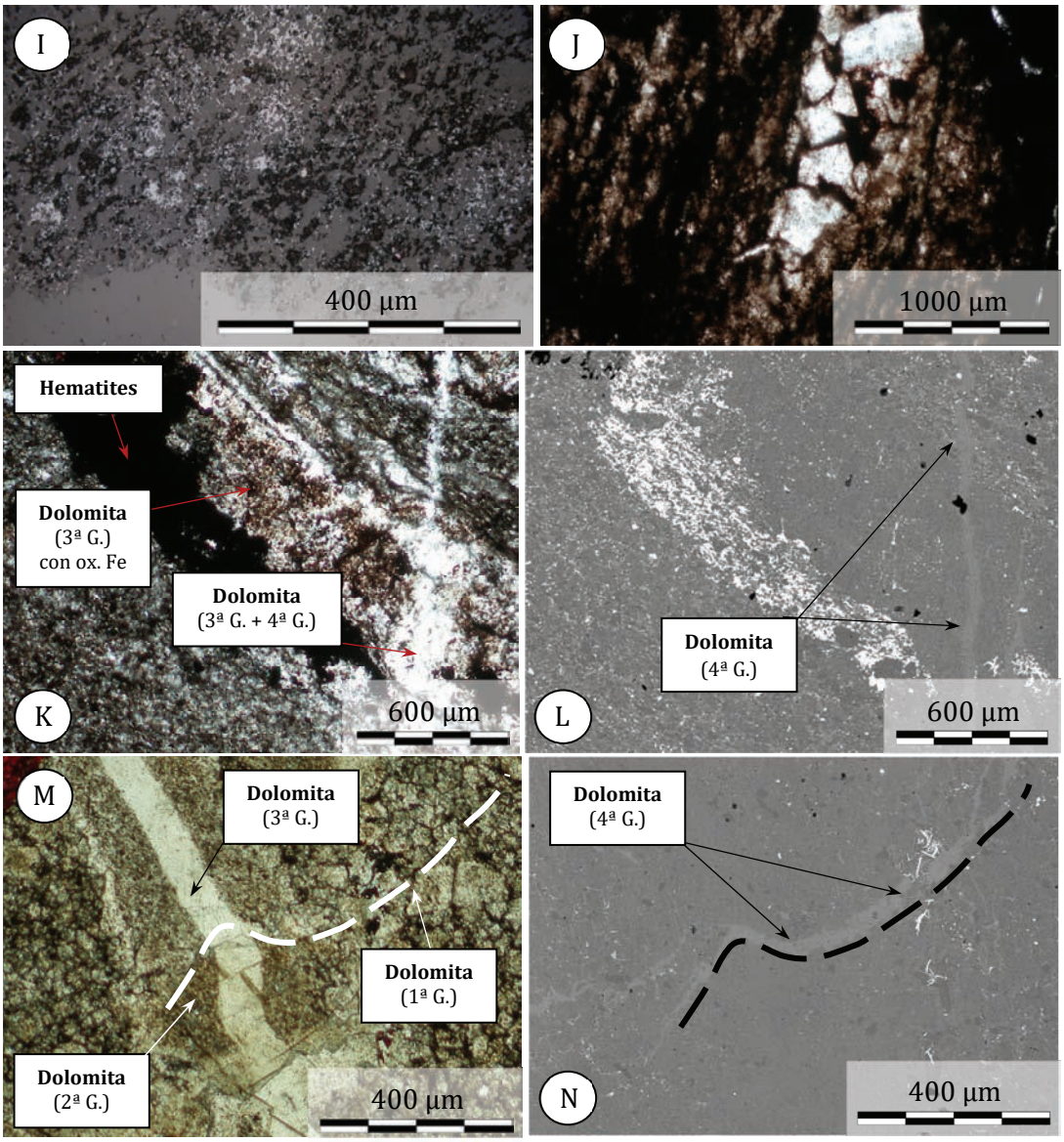


Figura 7.5. [*continuación*] dos de hierro. **d)** (x4) (LT-NP) (muestra 190703-02) Convergencia de las tres primeras generaciones de dolomita reconocidas: la 1ª G., constituyendo un mosaico idiotópico-hipidiotópico cristalsostenido, con cemento hematítico rellenando la porosidad intercristalina (a la derecha); la 2ª G., conformando un mosaico hipidio-xenotópico que rellena huecos, sin porosidad intercristalina (a la izquierda); y la 3ª G., definiendo un mosaico hipidio-xenotópico de cristales muy limpios, que rellena la fractura (en el centro). **e)** (x5) (LT-NP) (muestra 170621-01) Dolomicritización en cristales euhedrales de dolomita, en muchos de los cuales se reconocen bordes cristalinos doloesparíticos. **f)** (x5) (LT-NP) (muestra 170210-01) Dolomicritización casi total en un cemento dolomítico afectado por varias etapas de fracturación. **g)** (x5) (LT-NP) (muestra 170621-03) Dolomicritización total de cristales euhedrales a anhedrales de doloesparita. **h)** (x5) (LT-NP) (muestra 160212-01) Dolomicritización en cristales euhedrales de dolomita, en los que se reconocen bordes cristalinos doloesparíticos. **i)** (x20) (LR-NP) (muestra 190618-01) Hematites *platy* creciendo en las zonas de borde de los cristales carbonatados. **j)** (x5) (LT-NP) (misma muestra) Crecimiento de un cemento de óxidos de hierro sobre un mosaico idiotópico de cristales euhedrales de dolomita planar. **k)** (x5) (LT-NP) (muestra 160212-01) Coexistencia de la 3ª G. y la 4ª G. de dolomita, tal y como pueden verse en microscopía óptica. **l)** (x43) (FE-SEM) Misma imagen que en la figura k, pero tomada con electrones retro-dispersados; se reconoce claramente la 4ª G. de dolomita por sobre las demás, con una tonalidad más clara. **m)** (x5) (LT-NP) (muestra 160212-01) Fotografía de las tres primeras generaciones de dolomita (la 1ª G. y la 2ª G. aparecen dolomicritizadas). **n)** (x70) (FE-SEM) Misma imagen que en la figura g, pero tomada con electrones retrodispersados, en la que se puede reconocer la presencia de la 4ª G., que en esta ocasión apenas es perceptible en microscopía óptica. LT (luz transmitida), LR (luz reflejada), NP (nícoles paralelos), NC (nícoles cruzados).

Las diferencias de color observadas entre las dolomías grises y las variedades pardo-rojizas parecen ser debidas a un mayor contenido de óxidos de hierro en estas últimas, bien sea rellenando huecos intercristalinos (como se puede ver al comparar las figuras 7.5b-c) y de fractura, o bien como cementos ferruginosos que crecen sobre los cristales de dolomita (figura 7.5i, j).

Los cementos dolomíticos de la 1ª G. suelen manifestar una gran cantidad de huecos y de fracturas rellenos, a su vez, por cristales anhedrales a subhedrales de dolomita no planar (doloesparita), visiblemente mayores y más limpios, que constituyen mosaicos xenotópico-hipidiotópicos (con frecuencia de tipo drúsico), con contactos cristalinos que pueden llegar a ser curvos, lobulados o aserrados, pertenecientes a una segunda (2ª G.), una tercera (3ª G.) e, incluso, una cuarta (4ª G.) generaciones de dolomita (figuras 7.5d, k-n) –ocasionalmente, estos huecos pueden aparecer rellenos por cristales de cuarzo en lugar de dolomita–.

La facies margosa-lutítica laminada (txt 2) está constituida, principalmente, por margas lutíticas y lutitas margosas (figuras 7.3a-c y 7.4a-b), que suelen conformar cuerpos lenticulares y sigmoidales, en cuyos contactos suelen acumularse óxidos de hierro y, en el caso de las dolomías grises y gris verdosas, piritas diagenéticas diseminadas (figura 7.6a). La presencia de estos sigmoides y lentículas parece implicar un cierto desplazamiento tectónico, que afecta (en muchas ocasiones) a fracturas y planos de falla micrométricos, los cuales pueden presentar signos evidentes de deformación (figuras 7.6b-c).

En cuanto a las muestras de este litotipo procedentes del exterior de las labores subterráneas de "Santa Rosa" (correspondientes al segundo tramo de la Fm. Ribota y al techo de la Fm. Jalón), no se reconocen grandes diferencias con sus homólogas del interior. Están constituidas, mayoritariamente, por una 1ª G. de dolomita que conforma mosaicos idiotópico-hipidiotópicos de cristales euhedrales a subhedrales de dolomita planar de unas 100-400 μm, que en algunas muestras pasan a ser xenotópico-hipidiotópicos y que suelen estar altamente dolomicritizados (figura 7.6d). Estos mosaicos engloban, ocasionalmente, cristales y agregados cristalinos de cuarzo, muy posiblemente como consecuencia de la presencia, en las proximidades de las zonas de muestreo, de filones de cuarzo de espesor centimétrico a decimétrico.

Esta 1ª G. de dolomita suele presentarse altamente fracturada, estando los huecos de dichas fracturas rellenos, en su mayoría, por (al menos) una 2ª G. de dolomita, que constituye mosaicos dolomíticos xenotópico-hipidiotópicos de tipo drúsico. En ocasiones, los límites entre esta 2ª G. de dolomita y la 1ª G. no están bien definidos (figura 7.6d).

La mineralogía mayoritaria del litotipo "dolomías masivas" ha sido determinada a partir del análisis semicuantitativo realizado mediante DRX. Para ello, se han analizado un total de 8 muestras, 4 de ellas procedentes del interior de las labores de "Santa Rosa" y 4 del exterior (tabla 7.2). En las figuras 7.7a-b se comparan dos difractogramas representativos del litotipo, uno correspondiente a una muestra del interior de la mina, y otro, del exterior del yacimiento.

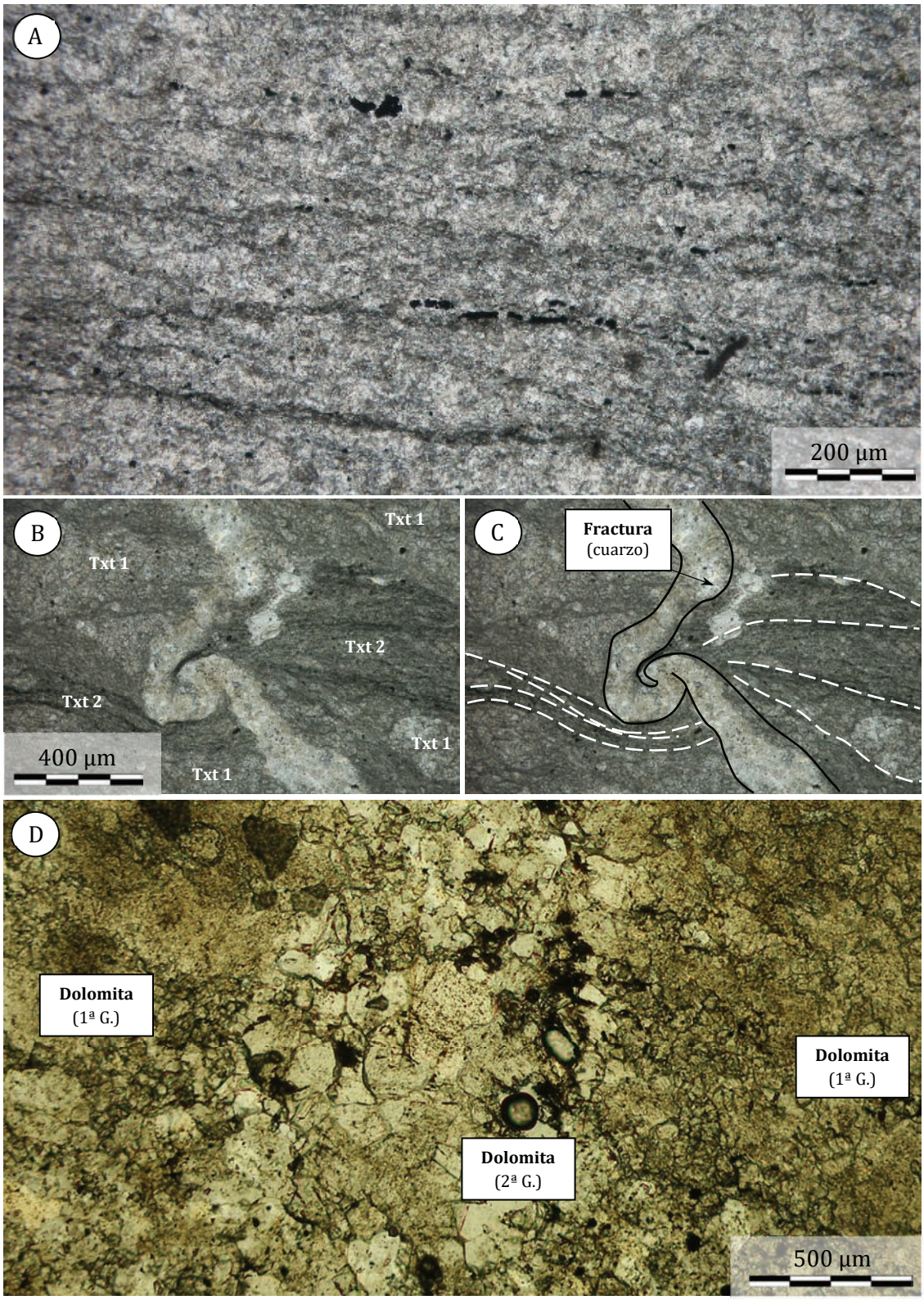


Figura 7.6. **a)** (x10) (LT-NP) (muestra 170621-02) Plano de deslizamiento constituido por cuerpos lenticulares margosos, en cuyos contactos se acumulan óxidos de hierro indeterminados y cristales diseminados de pirita. **b-c)** (x10) (LP-NP) Fotografía y esquema estructural de una fractura de cuarzo deformada (plegada) aparentemente por la actividad de microfallas de bajo ángulo desarrolladas dentro de una zona de marga verde (txt 2). **d)** (x5) (LT-NP) (muestra 161004-05) Mosaico xenotópico-hipidiotópico de una 1ª G. de dolomita, altamente dolomicritizada, atravesado por una fractura rellena por cristales de dolomita de 2ª G., más limpios, dispuestos también en mosaico xenotópico-hipidiotópico. La muestra pertenece al segundo tramo definido para la Fm. Ribota.

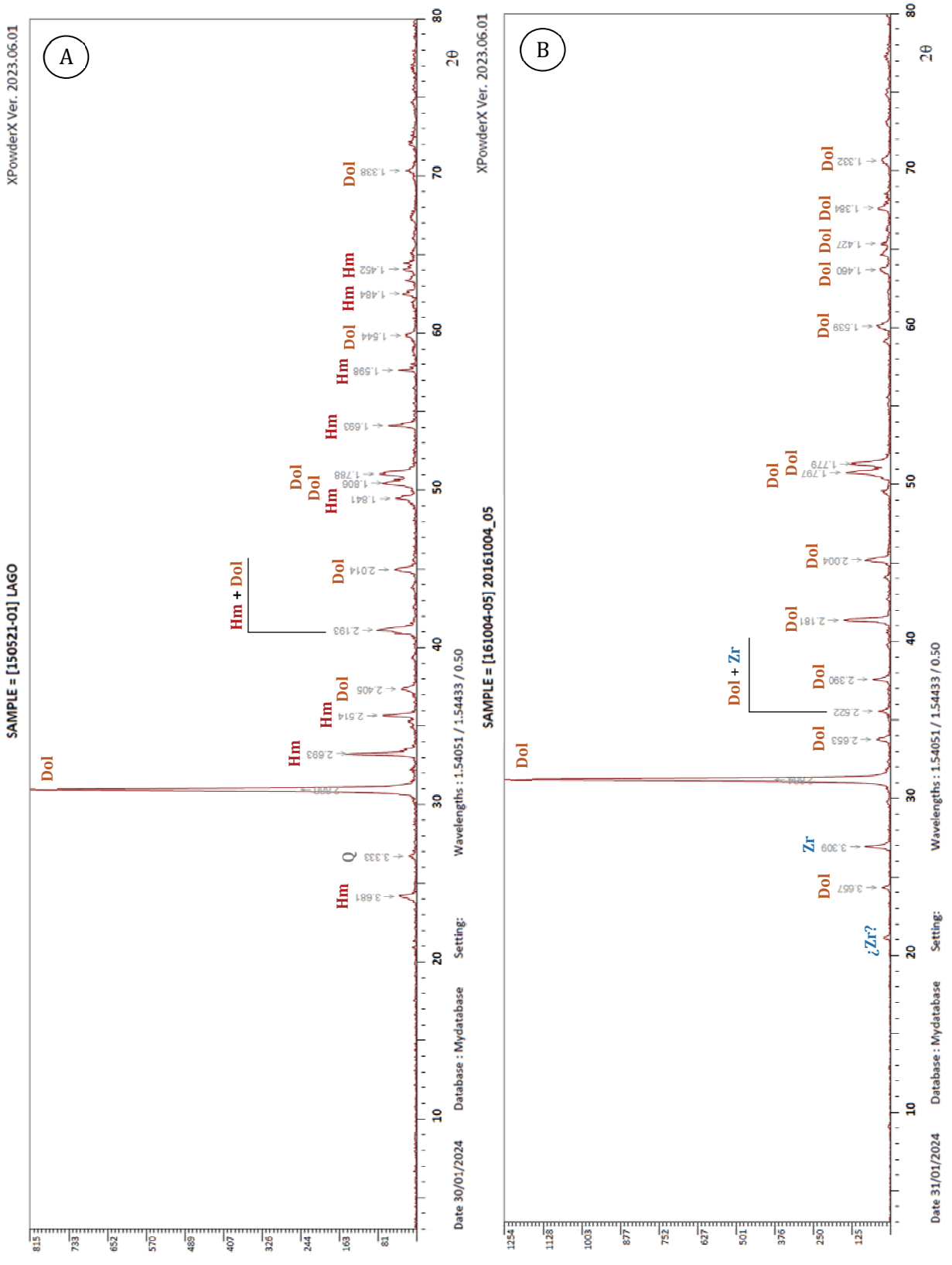


Figura 7.7. Difractogramas obtenidos para las muestras: **a)** 150521-01 (procedente del D. E. de las Arcillas) y **b)** 161004-05 (recogida en la ladera nororiental del Cabezo de las Minas; figura 7.2b). En las dolomías de la Fm. Ribota procedentes del exterior, casi el único mineral que aparece es la dolomita (Dol), aunque también pueden aparecer zircones (Zr) y cuarzo (Q) como accesorios (tabla 7.2) (se reconoce un pico en 2θ = 21° de difícil asignación, que podría atribuirse al zircón); en las dolomías de interior, en cambio, se aprecia un elevado contenido en hematites (Hm) y la presencia de Q como accesorio.

Pese a no haberse reconocido en los análisis mediante DRX (tabla 7.2), son frecuentes, como accesorios, las piritas, apareciendo generalmente diseminadas, tal y como ya se ha visto. Sin embargo, en algunas muestras, este mineral se manifiesta formando agregados de pirita de tamaño milimétrico e, incluso, pueden aparecer piritas framboidales (figuras 7.8a-b).

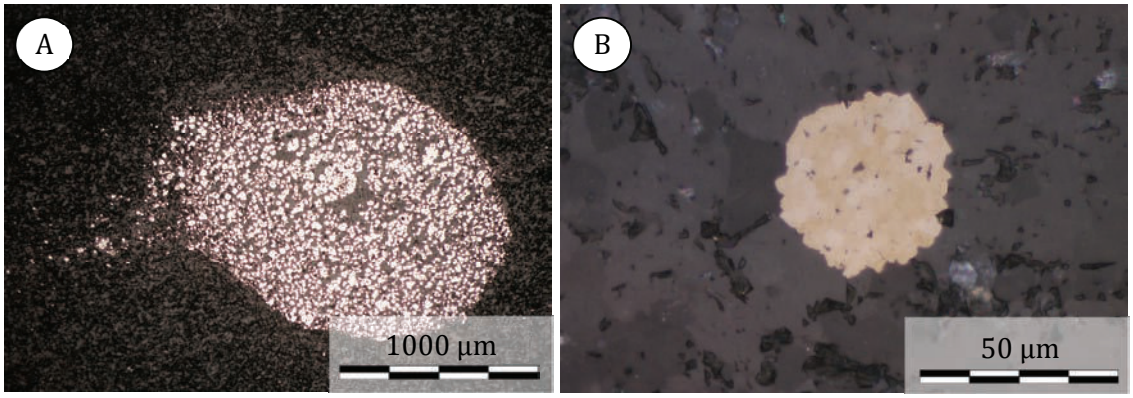


Figura 7.8. **a)** (x5) (LT-NP) (muestra 170621-01) y **b)** (x50) (LT-NP) (muestra 180706-01). Piritas framboidales inmersas en cemento dolomítico.

Tabla 7.2. Cuantificación mineral de cada una de las 8 muestras analizadas mediante DRX. Tal y como se describe en el "***Capítulo IV – Metodología***", para el cálculo se han utilizado los poderes reflectantes establecidos por Bradley & Grim (1961), Schultz (1964) y Barahona (1974).

	% de cada especie mineral								*Clasificación*
	Calcita	**Cuarzo**	**Siderita**	**Dolomita**	**Feldespatos**	**Filosilicatos**	**Hematites**	**TOTAL**	
150508-01 (1)	0.0	0.0	0.0	52.4	1.1	11.3	35.2	100	Dolomía rojiza + hematites
150508-01 (2)	0.0	0.0	0.0	80.9	0.4	8.5	10.2	100	Dolomía rojiza
150521-01	0.0	1.1	0.0	77.0	0.0	4.7	17.2	100	Dolomía rojiza
150915-03	0.0	10.1	0.0	83.7	0.6	5.6	0.0	100	Dolomía gris
161004-01	55.2	9.2	0.0	29.1	0.5	6.1	0.0	100	Caliza
161004-05	0.0	3.9	0.0	92.7	0.4	3.0	0.0	100	Dolomía gris
161004-06	0.0	3.5	0.0	96.4	0.2	0.0	0.0	100	Dolomía rojiza
161004-07	0.0	10.4	0.0	80.9	0.7	8.1	0.0	100	Dolomía rosada

Las muestras analizadas mediante DRX son, en su mayoría, dolomías, que en el interior de las labores mineras (cuatro primeras muestras de la tabla 7.2) suelen presentar un contenido elevado de hematites.

7.1.2.- Litotipos detríticos

7.1.2.1.- "Lutitas y margas pardo-verdosas"

El litotipo "lutitas y margas pardo-verdosas" (ver listado completo de muestras en la tabla 7.3) está constituido, como su propio nombre indica, por lutitas y margas de coloraciones predominantemente verdes (figura 7.9a-b), pero que, ocasionalmente, pueden aparecer teñidas parcial o completamente por óxidos de hierro y presentar tonalidades pardo-rojizas (figuras 7.9c-d) a ocres (figura 7.9e). Estos materiales suelen aparecer intercalados dentro de los cuerpos dolomíticos del litotipo "dolomías masivas" y de los cuerpos mineralizados –constituyendo niveles de espesor centimétrico a decimétrico de continuidad lateral variable (figuras 6.2b y 6.5a-b)–, y a techo de la mineralización, en las grandes zonas de falla de bajo ángulo (figuras 6.14b, 6.23a-b y 6.34b).

Tabla 7.3. Listado completo de las 29 muestras pertenecientes al litotipo "lutitas y margas pardo-verdosas". En él se indica el ID de cada muestra, su localización, el perfil al que pertenece, la litología predominante y las submuestras preparadas. En la columna "Orden" se señala su posición en la tabla 4.2.

Orden	*ID de muestra*	*Localización*	*Perfil textural*	*Litología*	*Submuestra*
4	150611-01	Interior	ZM – Gilda	Lutita verde	DRX (x1)
6	150621-01	Interior	ZMS – Lago	Lutita verde	DRX (x1)
7	150625-01	Interior	ZMS – Lago	Lutita verde	DRX (x2)
8	150702-01	Interior	ZMS – Lago	Lutita verde	DRX (x1)
11	150828-03	Interior	ZMS – Lago	Marga verde	Láminas (x1)
14	160212-02	Interior	ZMS – Lago	Lutita verde	Láminas (x5)
27	160222-05	Exterior	(*Fm. Jalón*)	Lutita verde	-
28	160222-06	Exterior	(*Fm. Jalón*)	Lutita verde	-
29	160222-07	Exterior	(*Fm. Jalón*)	Lutita verde	-
30	160225-01	Interior	ZMS – Lago	Marga verde	Láminas (x1), DRX (x1)
33	160513-02	Interior	ZMS – Lago	Lutita verde	DRX (x1)
34	160809-02	Exterior	(*Fm. Ribota*)	Lutita rojiza	Láminas (x1)
36	160815-03	Exterior	(*Fm. Jalón*)	Lutita verde	Láminas (x1)
39	160818-02	Exterior	(*Fm. Jalón*)	Marga verde	Láminas (x1)
40	160819-01	Exterior	(*Fm. Jalón*)	Lutita verde	Láminas (x1)
42	160906-03	Exterior	(*Fm. Ribota*)	Lutita verde	Láminas (x1)
45	161004-03	Exterior	(*Fm. Jalón*)	Lutita verde	Láminas (x1), DRX (x1)
52	161116-05	Exterior	(*Fm. Ribota*)	Lutita marrón	Láminas (x1)
57	170208-05	Interior	ZMI – Lázaro	Lutita verde	DRX (x1)
59	170208-08	Interior	ZMI – Lázaro	Lutita verde	Láminas (x1)
62	170208-11	Interior	ZMI – Lázaro	Lutita verde	Láminas (x1)
63	170208-12	Interior	ZMI – Lázaro	Lutita marrón	Láminas (x1)
67	170616-01	Interior	ZM – Gilda	Marga verde	Láminas (x1)
70	170616-05	Interior	ZMS – Lago	Lutita verde	Láminas (x1)
93	170719-01	Interior	ZMS – Lago	Lutita verde	-
94	180125-01	Interior	ZMS – Lago	Marga verde	Láminas (x1)
105	190703-03	Interior	ZMI – Ingleses	Lutita marrón	Láminas (x1)
107	190703-05	Interior	ZMI – Ingleses	Lutita marrón	Láminas (x1)
108	190703-06	Interior	ZMI – Ingleses	Lutita marrón	Láminas (x1)

Texturalmente hablando, las litologías pertenecientes a este litotipo se suelen presentar masivas (sin estructuras sedimentarias reconocibles), con una matriz predominantemente arcillo-micácea a silícea en el caso de las lutitas (figura 7.10a), y un cemento carbonatado-cuarcítico en el de las margas (figura 7.10b). El carácter dúctil de estos materiales favorece las deformaciones plásticas, por lo que es relativamente habitual reconocer foliaciones en ellos, con desarrollo de micropliegues y microfallas de bajo ángulo, que parecen replicar las estructuras de escala métrica y superiores analizadas en el "***Capítulo VI – Estratigrafía y estructura de "Santa Rosa""***.

Estos materiales también pueden constituir cuerpos de espesor métrico, sin aspecto pizarroso, intercalando nivelillos centimétricos de dolomía gris y

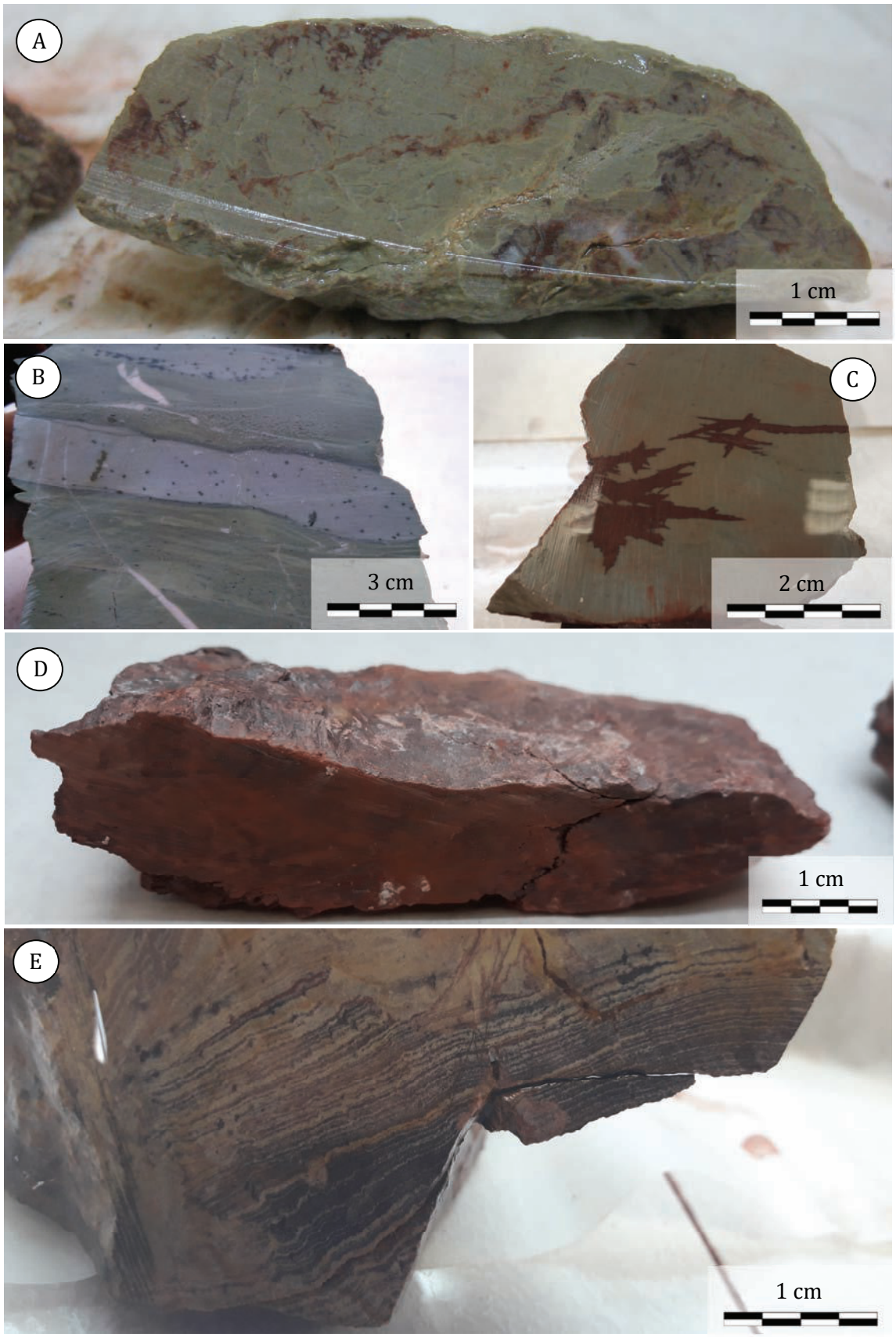


Figura 7.9. **a)** Ejemplar *de visu* de la muestra 160212-02, en el que se puede reconocer, en corte fresco, el aspecto masivo de una lutita verde típica del yacimiento. El aspecto, algo brechoide, parece ser fruto de una trituración tectónica. Es habitual que esta litología incorpore zonas teñidas por óxidos de hierro, principalmente asociadas a zonas de fractura y/o de contacto. **b-c)** Ejemplares *de*

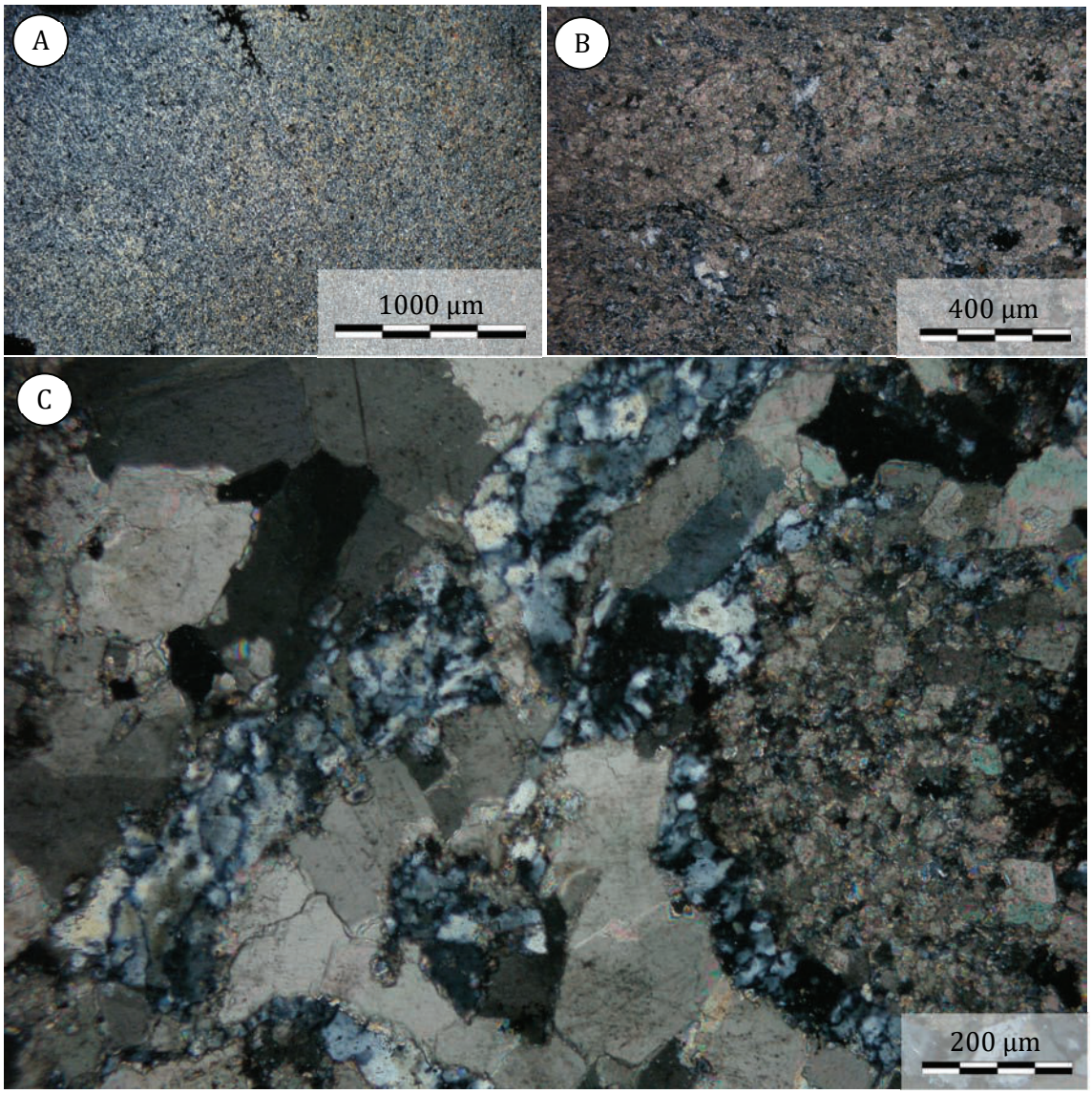


Figura 7.10. **a)** (x5) (LT-NC) (muestra 170208-12) Matriz arcillo-micácea a cuarcítica de una lutita marrón (figura 7.9d), en la que se reconocen zonas opacas asociadas a huecos y a fracturas rellenos de hematites. **b)** (x10) (LT-NC) (muestra 150828-03) Cemento carbonatado-silíceo de una marga verde, en la que se intuye la presencia de minerales arcillo-micáceos (asociados en esta figura a las zonas con planos de foliación). **c)** (x10) (LT-NC) (misma muestra) Fotografía de microscopía óptica de una fractura desarrollada en la marga verde. Hacia los extremos laterales de la figura se reconocen los mosaicos xenotópicos que constituyen la marga (1ª G. de dolomita), mientras que, en el centro de la fotografía, se manifiestan dos cementos rellenando la fractura: el primero de ellos está constituido por unos cristales dolomíticos más limpios y de gran tamaño, que conforman un mosaico xenotópico-hipidiotópico y que pertenecen a una 2ª G. (o 3ª G.) generación de dolomita; y el segundo está conformado por cristales de cuarzo, que parecen estar reemplazando a los cristales dolomíticos de ambas generaciones (silicificación) y que, por tanto, sería posterior a ellas.

Figura 7.9. [*continuación*] *visu* de las muestras 160225-01 y 170616-01, respectivamente; en la figura b se observan niveles de espesor centimétrico de dolomía gris (con desarrollo de piritas diseminadas) intercalados dentro de una marga verde laminada, mientras que, en la figura c, se reconoce una tinción parcial de las margas verdes por hematites rojiza, asociada a pequeños planos de fractura y de contacto; **d)** Ejemplar *de visu* de la muestra 170208-12, en el que se puede apreciar la coloración parda que pueden adoptar las "lutitas y margas pardo-verdosas". La textura masiva y el aspecto pizarroso son habituales en estos materiales. **e)** Ejemplar *de visu* de la muestra 160906-03, una lutita verde a ocre en la que se reconoce un bandeado de óxidos de hierro, aparentemente de origen microbiano.

manifestando una importante presencia de piritas diagenéticas diseminadas (figura 7.9b). Esta facies es muy similar a las dolomías gris verdosas del litotipo "dolomías masivas" (figura 7.4a), apareciendo por lo general junto a ellas –aunque su contenido lutítico-margoso es mucho mayor–; el tránsito entre un litotipo y otro es gradual.

Los carbonatos que constituyen las margas se disponen en mosaicos xenotópicos (figura 7.10b), por lo general equigranulares (< 50 µm), en los que los cristales (anhedrales) se presentan fuertemente empaquetados y en los que los límites entre cristales son irregulares. Los huecos intercristalinos existentes en estos mosaicos están completamente rellenos por minerales arcillo-micáceos o, más comúnmente, por cuarzo, que puede constituir masas tanto monocristalinas como policristalinas. Dentro de los mosaicos carbonatados pueden reconocerse zonas con desarrollo de foliación (figura 7.10b), generalmente ligada a una mayor presencia de cristales de cuarzo y de minerales arcillo-micáceos; la extinción ondulante identificada en algunos cristales de cuarzo situados en estas zonas de foliación sería un indicativo de deformación plástica.

Las muestras de este litotipo están atravesadas por fracturas rellenas, principalmente, por cementos cuarcíticos y dolomíticos, estos últimos constituidos por cristales anhedrales a subhedrales de doloesparita –visiblemente mayores y más limpios que los de las margas–, pertenecientes a una 2ª G. (o 3ª G.) de dolomita (figura 7.10c), y que conforman mosaicos xenotópico-hipidiotópicos, con límites intercristalinos que pueden ser (ocasionalmente) aserrados, curvos o lobulados. Los cementos cuarcíticos, por otro lado, parecen ser posteriores a todas las generaciones reconocidas de dolomita, pues se amoldan a los huecos e, incluso, se reconoce cariado convexo hacia la dolomita, lo que evidenciaría algo de reemplazamiento. Los cristales micáceos reconocidos son, esencialmente, micas blancas (moscovita) de origen detrítico, aunque puntualmente se han reconocido cristales de la serie clinocloro-chamosita.

Como en las "dolomías masivas", en este litotipo también suelen aparecer piritas diseminadas con relativa frecuencia, pese a no haberse reconocido en los análisis mediante DRX (tabla 7.4). En la muestra 160225-01, por ejemplo, las piritas llegan a manifestarse dispuestas a lo largo de varias bandas dentro de una textura coloforme constituida principalmente por filosilicatos (figuras 7.11a-b).

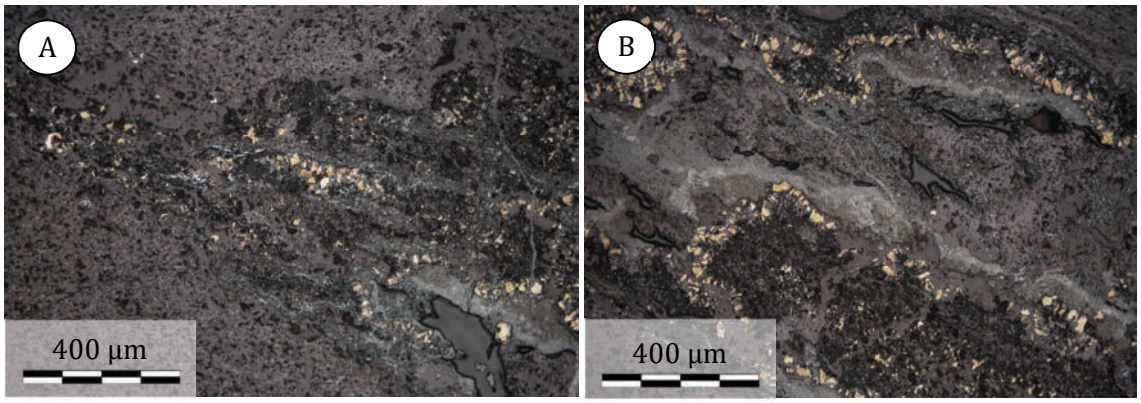


Figura 7.11. **a-b)** (x10) (LT-NP) (muestra 160225-01) Textura coloforme constituida por filosilicatos, en la que se reconoce una banda principal formada por cristales de pirita.

La mineralogía mayoritaria del litotipo "lutitas y margas pardo-verdosas" ha sido determinada a partir del análisis semicuantitativo realizado mediante DRX. Se han analizado un total de 9 muestras (tabla 7.4), 8 de ellas procedentes del interior de las labores de "Santa Rosa" y 1 del exterior (tabla 7.3). En las figuras 7.12a-b se comparan dos difractogramas representativos del litotipo, el primero correspondiente a una lutita margosa, y, el segundo, a una marga lutítica.

Tabla 7.4. Cuantificación mineral de cada una de las 9 muestras analizadas mediante DRX. Tal y como se describe en el "***Capítulo IV – Metodología***", para el cálculo se han utilizado los poderes reflectantes establecidos por Bradley & Grim (1961), Schultz (1964) y Barahona (1974).

	% de cada especie mineral								*Clasificación*
	Calcita	Cuarzo	Siderita	Dolomita	Feldespatos	Filosilicatos	Hematites	TOTAL	
150611-01	0.0	0.0	0.0	0.0	15.0	72.8	12.2	100	Lutita micácea
150621-01	0.0	36.1	0.0	12.3	4.4	42.5	4.8	100	Lutita margosa
150625-01 (1)	0.0	36.4	0.0	30.2	3.0	25.8	4.7	100	Marga lutítica
150625-01 (2)	0.0	44.3	0.0	18.6	2.5	30.9	3.8	100	Lutita margosa
150702-01	0.0	0.0	32.1	0.0	5.7	48.6	13.6	100	Marga lutítica
160225-01	0.0	42.3	0.0	0.0	5.9	44.4	7.4	100	Lutita
160513-02	0.0	36.2	0.0	11.0	5.1	47.7	0.0	100	Lutita
*161004-03**	0.0	50.2	0.0	0.0	3.3	46.5	0.0	100	Lutita
170208-05	0.0	0.0	0.0	0.0	2.2	44.4	53.3	100	Hematites + lutita

* Muestra procedente del exterior de las labores subterráneas.

Del total de muestras analizadas, al menos dos pueden ser clasificadas como margas lutíticas, pues presentan valores de carbonatos comprendidos entre el 25 % y el 35 %; el resto de las muestras se clasificarían como lutitas, con valores variables de cuarzo, micas y carbonatos, permitiendo diferenciar entre lutitas, lutitas micáceas y lutitas margosas. La última muestra analizada, la 170208-05, procede de un nivel muy fino de lutita impregnada con hematites, de ahí el elevado contenido en esta especie mineral (superior al 50 %).

7.1.2.2.- "Lutitas negras"

Este litotipo está conformado por lutitas de aspecto pizarroso completamente negras (figura 7.13), que definen niveles de espesor centimétrico y escasa continuidad lateral, y que se encuentran siempre intercalados dentro de los cuerpos de hematites (figuras 6.3a, 6.16b y 7.14a).

Pese a no haberse reconocido lutitas negras dentro de los cuerpos dolomíticos, sí que parecen tener relación lateral con ellos, pues aparecen únicamente en zonas donde se acuñan cuerpos dolomíticos intercalados entre cuerpos mineralizados (figuras 6.12a y 7.14a) –lo que podría estar indicando un cambio lateral de facies–. Dada su escasez dentro del yacimiento, sólo se han podido recuperar 3 muestras de este litotipo (recopiladas en la tabla 7.5).

El análisis por microscopía de esta litología revela una matriz arcillo-micácea (conformada por micas blancas), que se entremezcla con una fase de color negro constituida por materia orgánica (figuras 7.14b-c). Esta facies presenta abundante foliación y deformaciones dúctiles que reflejan a microescala, una vez más, algunas de las estructuras tectónicas vistas durante el estudio cartográfico del interior de las labores –son abundantes en estas muestras las formas lenticulares y sigmoidales, los plegamientos y las microfallas inversas–. Como minerales accesorios, se han reconocido abundantes cubos de pirita diseminada y óxidos de hierro, estos últimos rellenando huecos asociados a fisuras (hematites *platy*; figura 7.14d) y a fantasmas de pirita (hematites acicular; figura 7.14e).

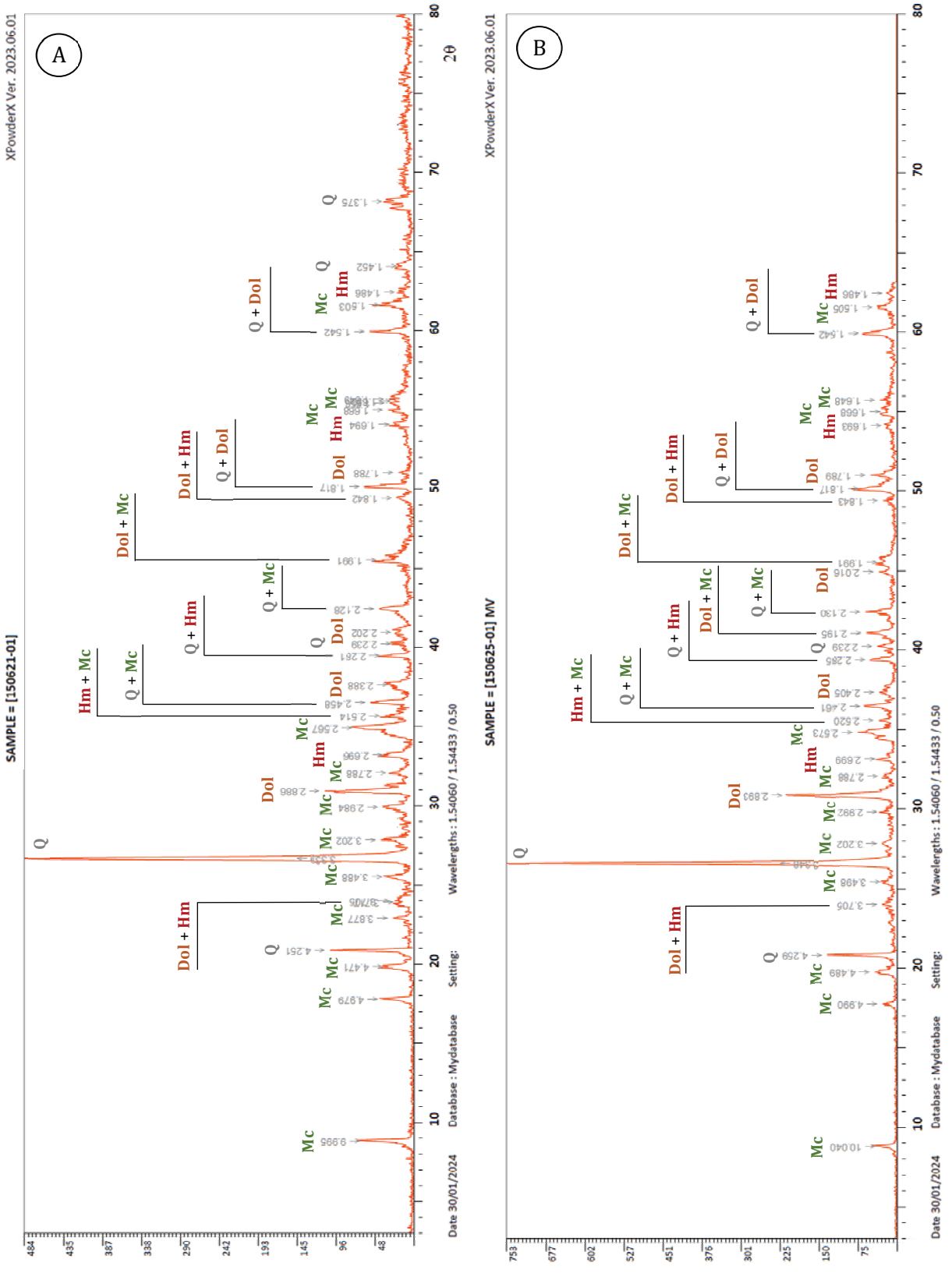


Figura 7.12. Difractogramas obtenidos para las muestras: **a)** 150621-01 y **b)** 150625-01 (procedentes del D. E. de las Arcillas), en los que se reconocen dolomita (Dol), hematites (Hm), cuarzo (Q) y micas blancas (Mc). Aunque según el análisis semicuantitativo la primera de las muestras es una lutita margosa y la segunda una marga lutítica, los minerales mayoritarios son exactamente los mismos, siendo la única diferencia destacable la proporción de carbonatos (superior a un 30% en las margas lutíticas).

Tabla 7.5. Listado completo de las 3 muestras pertenecientes al litotipo "lutitas negras". En él se indica el ID de cada muestra, su localización, el perfil al que pertenece, la litología predominante y las submuestras preparadas. En la columna "Orden" se señala su posición en la tabla 4.2.

Orden	*ID de muestra*	*Localización*	*Perfil*	*Litología*	*Submuestra*
9	150828-01	Interior	ZMS – Lago	Lutita negra	DRX (x2)
26	160222-01	Interior	ZMS – Lago	Lutita negra	Láminas (x1)
31	160311-01	Interior	ZMS – Lago	Lutita negra	DRX (x1)



Figura 7.13. Ejemplar *de visu* de la muestra 150828-01, en el que se aprecia el color característico de las "lutitas negras". El aspecto de estos materiales es siempre pizarroso, siendo frecuente encontrar esta litología asociada a planos de deslizamiento de bajo ángulo desarrollados dentro de los cuerpos de hematites.

Las muestras se encuentran, al igual que en los litotipos "dolomías masivas" y "lutitas y margas pardo-verdosas", atravesadas por fracturas rellenas por cristales de carbonato y, en menor medida, cuarzo. Los rellenos carbonatados están constituidos por cristales de dolomita dispuestos en mosaicos xenotópico-hipidiotópicos, con desarrollo de cristales anhedrales a subhedrales de doloesparita, de apariencia limpia (sin micritizar) (figura 7.14c).

La mineralogía mayoritaria del litotipo "lutitas negras" se ha determinado a partir del análisis semicuantitativo realizado mediante DRX de las 3 muestras recuperadas (tabla 7.6); en las figuras 7.15a-b se muestran dos difractogramas de este litotipo.

Tabla 7.6. Cuantificación mineral de las 3 muestras analizadas mediante DRX. Tal y como se describe en el "***Capítulo IV – Metodología***", para el cálculo se han utilizado los poderes reflectantes establecidos por Bradley & Grim (1961), Schultz (1964) y Barahona (1974).

	% de cada especie mineral								*Clasificación*
	Calcita	**Cuarzo**	**Siderita**	**Dolomita**	**Feldespatos**	**Filosilicatos**	**Hematites**	**TOTAL**	
150828-01 (1)	0.0	13.1	0.0	16.0	4.5	58.2	8.2	100	Lutita margosa
150828-01 (2)	0.0	0.0	0.0	0.0	8.3	84.4	7.3	100	Lutita
160311-01	0.0	0.0	0.0	60.5	1.2	15.2	23.1	100	Marga + hematites

Los resultados obtenidos para las lutitas confirman la mineralogía vista mediante microscopía óptica: la fracción más importante es la de los filosilicatos (micas blancas), que constituyen un 58-85 % del total, mientras que los carbonatos (dolomita), el cuarzo y los óxidos de hierro (hematites) se presentan, cada una, con un 15 % o menos del total, aproximadamente. La variabilidad de las especies

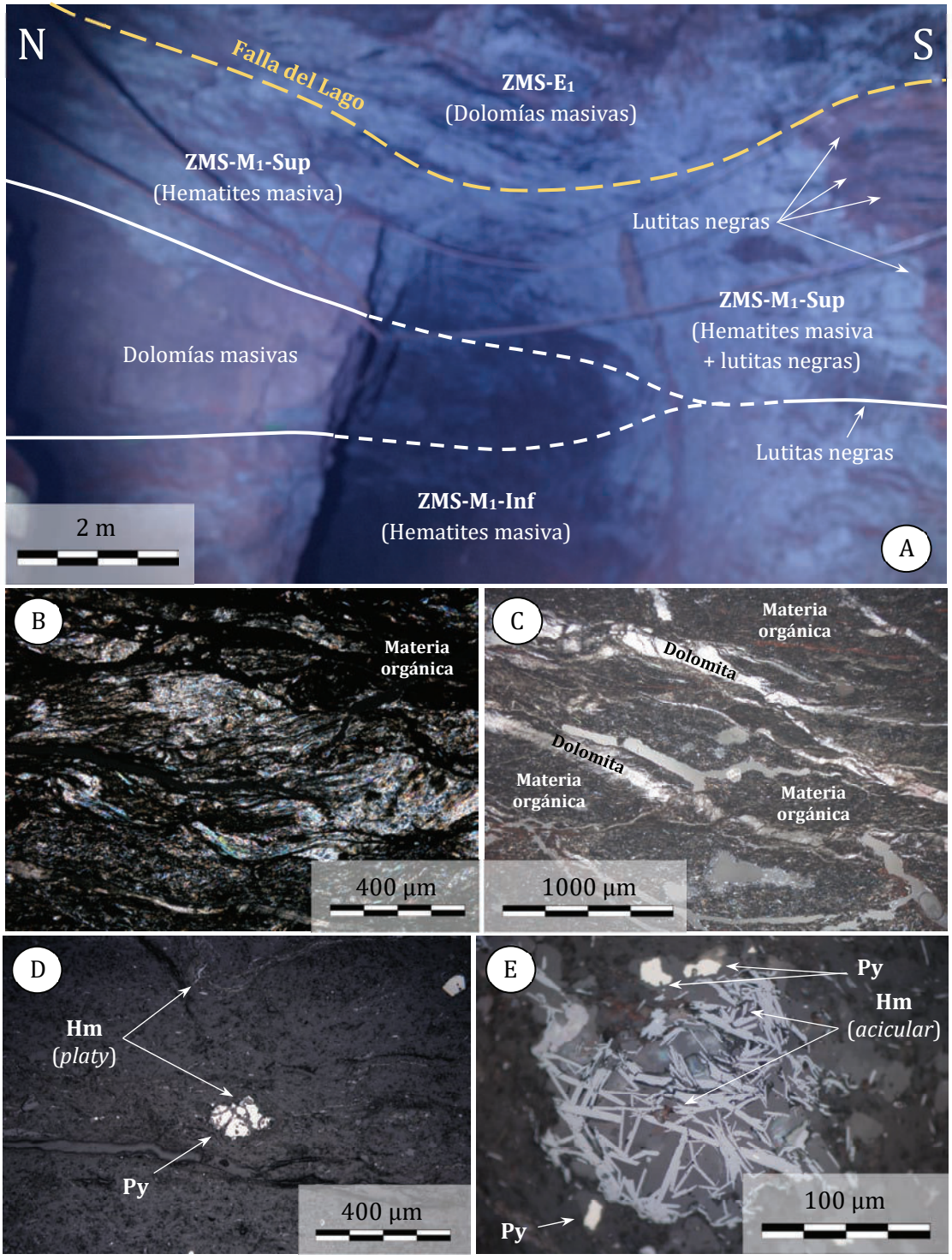


Figura 7.14. **a)** Esquema estructural de la mineralización de hematites tal y como se puede ver en el [3504] Cruce del Lago (figura 6.12a). El cuerpo de "dolomías masivas" intercalado entre los cuerpos mineralizados de ZMS-M_1 se acuña hacia el S, pasando lateralmente a conformar un nivel pizarroso de lutitas negras. A partir de este punto, y hacia el S, el cuerpo ZMS-M_1-Sup intercala numerosos niveles de lutitas negras que se extienden varios metros, para, finalmente, desaparecer. **b)** (x10) (LT-NC) (muestra 160222-01) Matriz arcillo-micácea constituida por una mezcla de minerales de la arcilla (moscovita en su mayoría) y materia orgánica; se reconocen abundantes geometrías lenticulares y sigmoidales. **c)** (x5) (LR-NC) (misma muestra) Fracturas rellenas de dolomita atravesando la matriz arcillo-micácea de las lutitas negras; se reconocen fisuras con reflexiones internas rojizas, que manifiestan la presencia de hematites. **d)** (x10) (LR-NP) (muestra 160222-01) Cristales de pirita (Py) de distintos tamaños y hematites (Hm) *platy* asociada a huecos. **e)** (x50) (LR-NP) (misma muestra) Fantasma de pirita en el que se reconoce un reemplazamiento casi total de la pirita por hematites acicular.

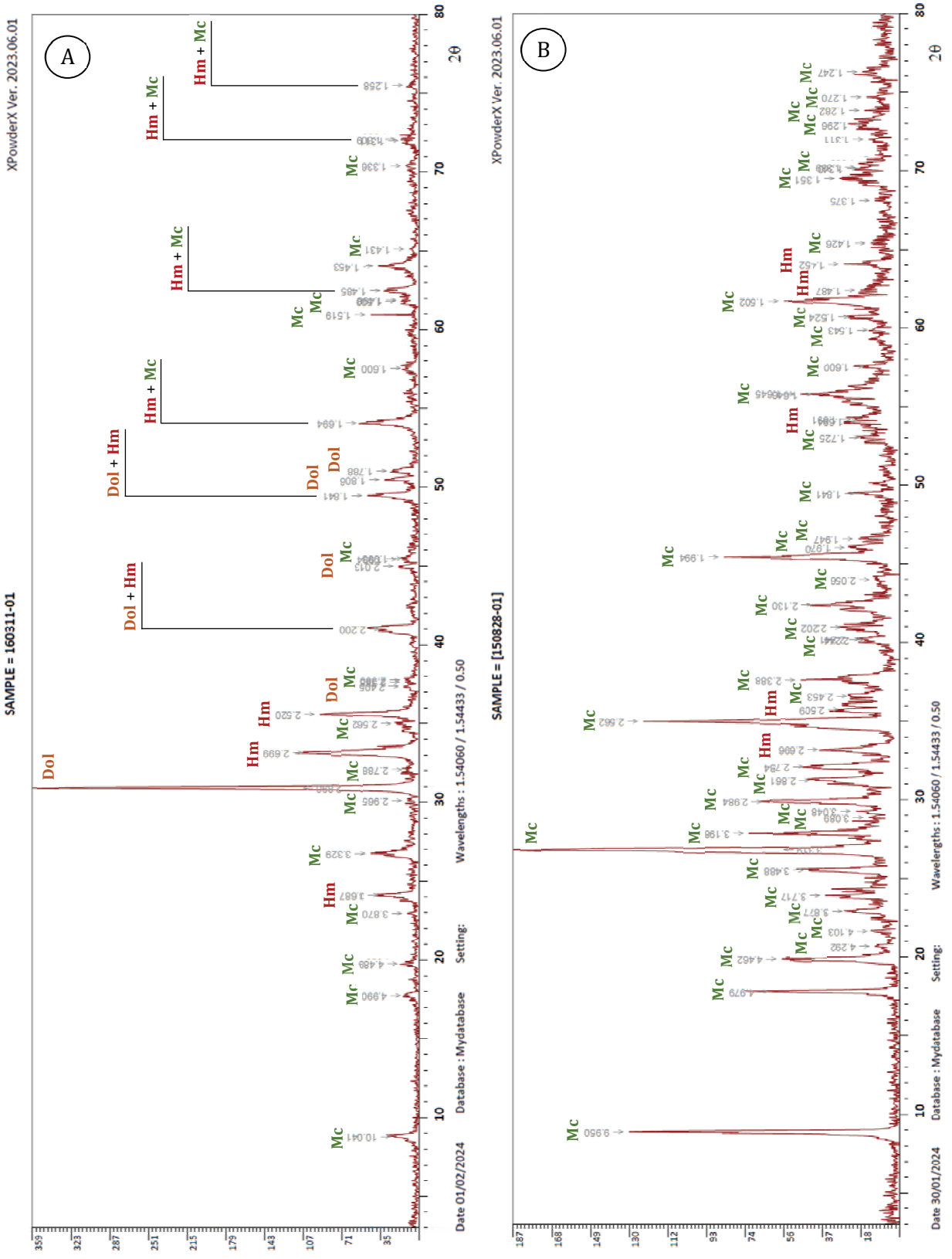


Figura 7.15. Difractogramas obtenidos para las muestras: **a)** 160311-01 (marga con hematites) y **b)** 150828-01 (lutita), ambas procedentes del D. E. de las Arcillas, en los que se reconocen dolomita (Dol), hematites (Hm) y micas blancas (Mc).

minerales entre ambos análisis, procedentes de la misma muestra, puede deberse a una mayor presencia de huecos y fracturas rellenos por unas fases minerales u otras. La muestra margosa se presenta con un elevado contenido en hematites.

7.1.2.3.- "Lutitas y areniscas vináceas"

Este litotipo comprende todas aquellas lutitas y lutitas areniscosas de coloraciones abigarradas (figuras 7.16a-b), con predominio de tonalidades azulado-violáceas y blanquecinas (ver listado de muestras en la tabla 7.7). Este litotipo es característico de las facies versicolores de la Fm. Jalón (figuras 5.2a-b) y del primer tramo definido para la Fm. Ribota (figura 5.4a), habiéndose encontrado en el interior de las labores subterráneas únicamente en dos afloramientos: (1) en el hastial ponentino de la [3401] Rampa del 28 (figura 6.18), es decir, en el límite occidental de las labores del D. E. de Igea-Sousa, en contacto por falla con las dolomías masivas pertenecientes al cuerpo dolomítico ZMS-E_1 (figuras 6.22a-b); y (2) en la base del pozo del castillete (figura 7.16a), las labores mineras emplazadas (estratigráficamente hablando) más abajo. Dada la naturaleza extremadamente frágil de estas muestras, no se ha podido realizar ningún análisis textural en ellas.

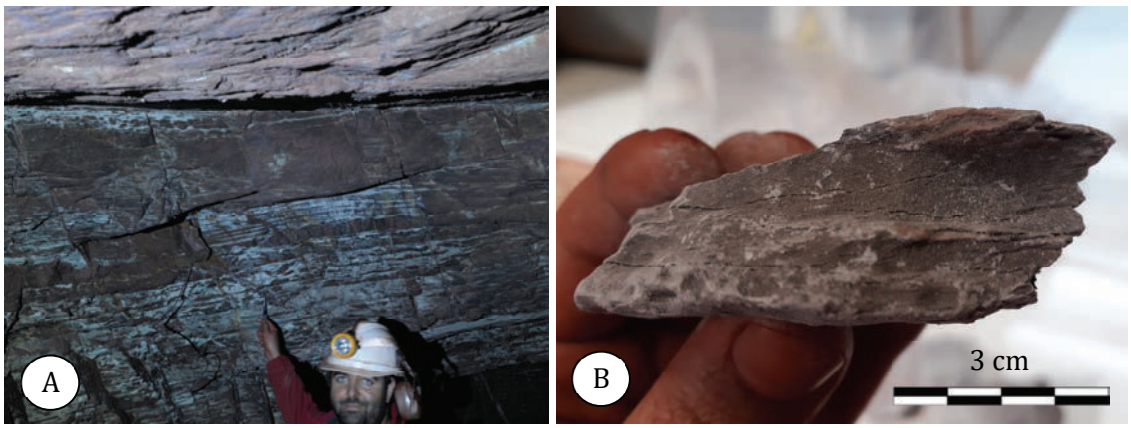


Figura 7.16. **a)** Fotografía de las "lutitas y areniscas vináceas" (afloran a techo de la serie mostrada) pertenecientes al techo de la Fm. Jalón o la base de la Fm. Ribota –fotografía tomada en la galería [1401] Galería del Castillete, que conduce a la base del pozo del castillete–. **b)** Ejemplar *de visu* de una de las muestras pertenecientes al litotipo "lutitas y areniscas vináceas": 170717-07, recuperada del techo de la Fm. Jalón en el Cabezo del Azud, muy cerca de la mina "La Potente" (figura 7.2c).

Tabla 7.7. Listado completo de las 2 muestras pertenecientes al litotipo "lutitas vináceas". En él se indica el ID de cada muestra, su localización, el perfil al que pertenece y la litología predominante. En la columna "Orden" se señala su posición en la tabla 4.2.

Orden	*ID de muestra*	*Localización*	*Perfil*	*Litología*
86	170717-07	Exterior	(*Fm. Jalón*)	Lutita vinácea
87	170717-08	Interior	ZMS – Lago	Lutita vinácea

7.1.3.- Litotipos ferruginosos

7.1.3.1.- "Hematites masiva"

Este litotipo está constituido, esencialmente, por una hematites masiva de gran pureza, que en muestra de mano se manifiesta con un característico color gris acerado mate a poco brillante (figuras 6.4a, 6.5a-b, 6.6a-b, 6.23b y 7.17a-b); sin embargo, en superficies correspondientes a planos de cizalla, se suelen reconocer espejos de falla con un intenso brillo metálico y estrías de falla bien definidas.

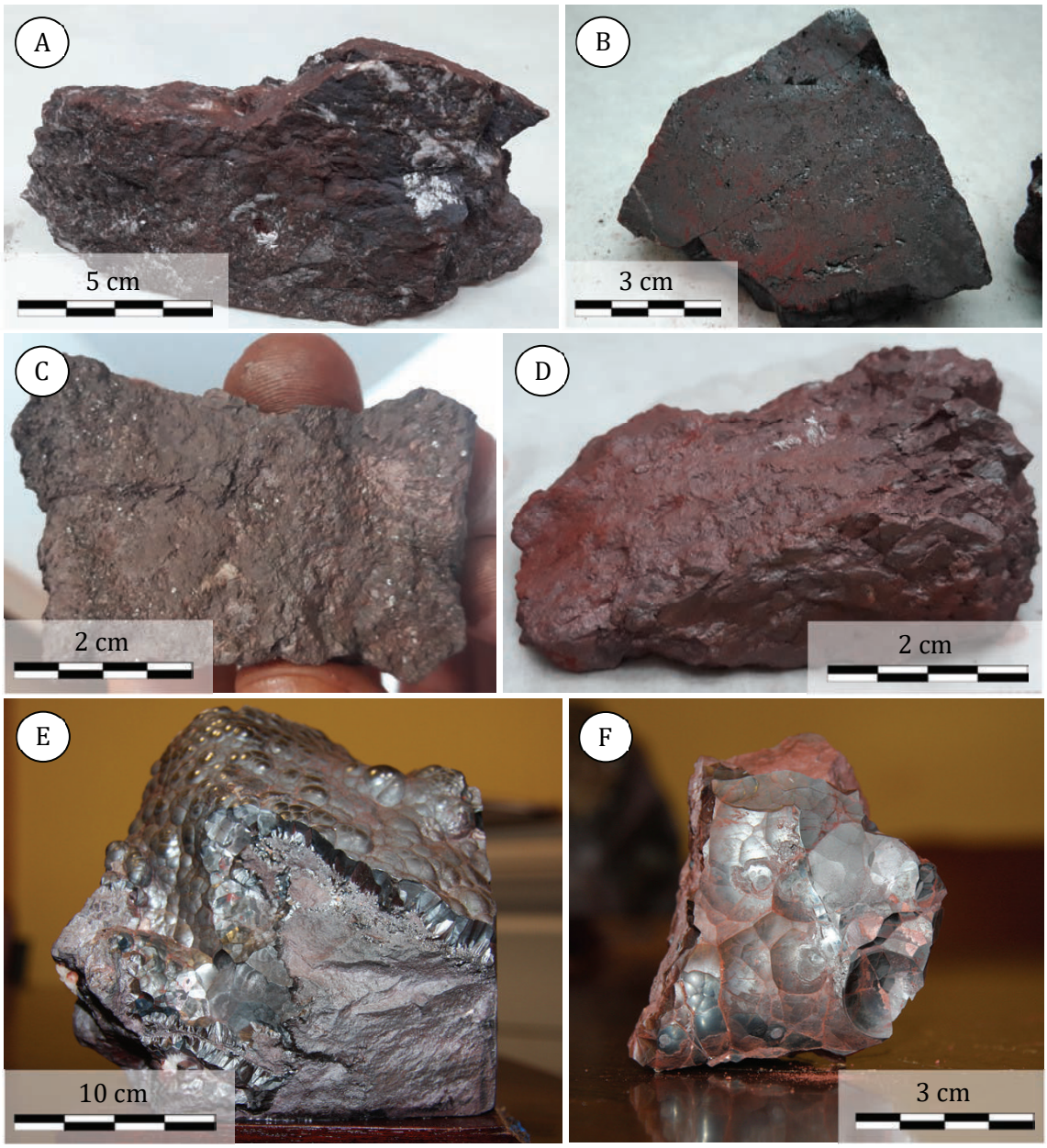


Figura 7.17. **a-d)** Ejemplares *de visu* de las muestras 170404-01, 150616-01, 150828-02 y 170208-09, respectivamente, en las que se reconoce el aspecto típico del litotipo "hematites masiva". En la figura a se observa una cierta fracturación de la mineralización y una serie de huecos completamente rellenos de dolomita esparítica blanca; en la figura b se puede ver el aspecto masivo y el color grisáceo de la hematites en corte fresco, intuyéndose una multitud de huecos sin rellenar; por último, en las figuras c-d se muestran fragmentos de roca de hematites altamente brechificados, en los que se intuye la coloración rojiza a gris-rojiza típica de este tipo de muestras trituradas. **e-f)** Fotografías de dos ejemplares de la hematites extraída en la mina "Santa Rosa", expuestas en las oficinas de PROMINDSA, en las que se reconoce una hematites masiva predominante, que engloba bandeados botroidales con textura interna fibroso-radial.

En ocasiones, esta hematites puede presentarse triturada y con una tonalidad rojiza en superficie y roja a gris-rojiza en corte fresco (figuras 6.1a-b, 6.2a-b, 6.3a, 6.14b, 6.37a y 7.17c-d); no obstante, aun triturada, si la riqueza de la mineralización es elevada (superior a un 78-80 %), suele presentar una coloración azulada que destaca por sobre los tonos rojizos (figuras 5.11a, 5.18, 5.25a-b y 6.4b). El conjunto de todas las muestras pertenecientes a este litotipo se puede revisar en la tabla 7.8.

Tabla 7.8. Listado completo de las 33 muestras pertenecientes al litotipo "hematites masiva". En él se indica el ID de cada muestra, su localización, el perfil al que pertenece, la litología predominante y las submuestras preparadas. En la columna "Orden" se señala su posición en la tabla 4.2.

Orden	*ID de muestra*	*Localización*	*Perfil*	*Litología*	*Submuestra*
3	150521-02	Interior	ZMS – Lago	Hematites	DRX (x1)
5	150616-01	Interior	ZMS – Lago	Hematites	Láminas (x1), DRX (x1)
10	150828-02	Interior	ZMS – Lago	Hematites	DRX (x2)
16	160212-04	Interior	ZMS – Lago	Hematites	Láminas (x4)
17	160212-05	Interior	ZMS – Lago	Hematites	Láminas (x1)
18	160212-06	Interior	ZMS – Lago	Hematites	Láminas (x1)
19	160212-07	Interior	ZMS – Lago	Hematites	Láminas (x1)
20	160212-08	Interior	ZMS – Lago	Hematites	-
21	160212-09	Interior	ZMS – Lago	Hematites	-
22	160212-10	Interior	ZMS – Lago	Hematites	-
25	160212-13	Interior	ZMS – Lago	Hematites	-
32	160513-01	Interior	ZMS – Lago	Hematites	DRX (x1)
38	160818-01	Interior	ZMS – Lago	Hematites	-
54	170208-01	Interior	ZMI – Lázaro	Hematites	Láminas (x1)
55	170208-03	Interior	ZMI – Lázaro	Hematites	Láminas (x1)
56	170208-04	Interior	ZMI – Lázaro	Hematites	Láminas (x1)
58	170208-06	Interior	ZMI – Lázaro	Hematites	Láminas (x1)
60	170208-09	Interior	ZMI – Lázaro	Hematites	Láminas (x2)
61	170208-10	Interior	ZMI – Lázaro	Hematites	Láminas (x1)
65	170322-02	Interior	ZMS – Lázaro	Hematites	Láminas (x1)
66	170404-01	Interior	ZMS – Lázaro	Hematites	-
82	170717-03	Exterior	(*Fm. Ribota*)	Hematites	-
83	170717-04	Exterior	(*Fm. Ribota*)	Hematites	-
89	170717-10	Interior	ZMS – Lázaro	Hematites	-
90	170717-11	Interior	ZMI – Ingleses	Hematites	-
92	170717-13	Interior	ZM – Gilda	Hematites	-
95	180620-01	Interior	ZMS – Lago	Hematites	-
98	190412-02	Exterior	ZM – Gilda	Hematites	Láminas (x1)
99	190531-01	Interior	ZMI – Ingleses	Hematites	Láminas (x1)
100	190531-02	Interior	ZMS – Lago	Hematites	Láminas (x1)
103	190703-01	Interior	ZMI – Ingleses	Hematites	Láminas (x1)
106	190703-04	Interior	ZMI – Ingleses	Hematites	Láminas (x1)
109	190703-07b	Interior	ZMI – Ingleses	Hematites	Láminas (x1)

Aunque, texturalmente, la hematites es masiva en gran parte del yacimiento, presenta con cierta frecuencia bandeados botroidales con texturas fibroso-radiales de tamaños muy diversos, desde milimétricos hasta decimétricos (figuras 6.4b, 6.7 y 7.17e-f), que tienden a ser paralelos – subparalelos a las grandes fallas de bajo ángulo y que aparecen de forma más o menos dispersa en las zonas masivas, en general con poca continuidad (< 2 m). Así mismo, en las proximidades de las zonas de falla de ángulo elevado, la mineralización puede estar recristalizada y tener una abundante presencia de huecos rellenos de hematites reniforme a botroidal, que en estos casos no definen bandeados (figuras 6.6a-b).

El estudio mediante microscopía óptica revela, para todo el yacimiento, una textura predominantemente masiva, constituida por cristales *platy* idiomorfos microcristalinos (< 50 µm de longitud mayor, generalmente), agregados al azar (figuras 7.18a-b). Los huecos y fracturas existentes en estos materiales suelen estar rellenos, parcial a completamente, por cristales de hematites *platy* y/o acicular de tamaños comprendidos entre 0.2 y 2 mm de longitud mayor (figuras 7.18b-d), por cristales de dolomita –organizados en mosaicos idiotópicos a xenotópicos de cristales desde euhedrales a anhedrales, generalmente de tamaños próximos a las 100-500 µm–, por cristales de cuarzo o, muy raramente, por otras mineralogías (como siderita o magnesita).

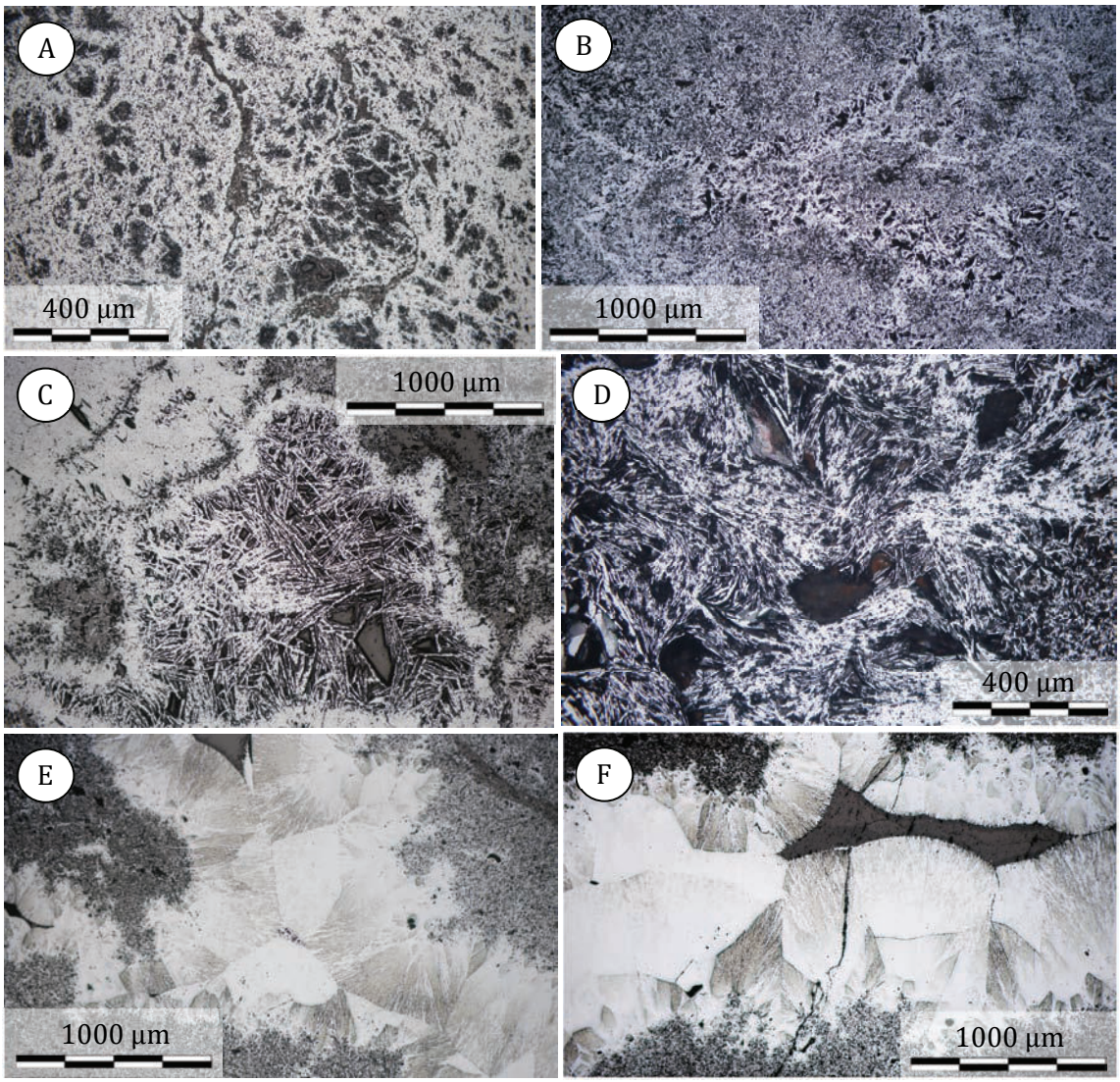


Figura 7.18. **a)** (x10) (LR-NP) (muestra 150616-01) (ZMS) y **b)** (x5) (LR-NP) (muestra 170208-04) (ZMI). En ambas fotografías puede verse como la mineralización está constituida por una textura de hematites masiva, formada por cristales *platy* idiomorfos de hematites de tamaño micrométrico; hacia el centro de la figura b se reconocen cristales de hematites *platy* y acicular de tamaño muy superior, con una longitud mayor de 100-200 µm, rellenando los huecos existentes en la roca. **c)** (x5) (LR-NP) (muestra 150616-01) (ZMS) y **d)** (x10) (LR-NP) (muestra 160212-07) (ZMS) Fotografías de cristales *platy* idiomorfos de hematites agregados al azar y rellenando huecos, con longitudes mayores que llegan a superar las 500-600 µm. **e-f)** (x5) (LR-NP) (muestra 190531-02) (ZMS) Texturas botroidales micrométricas de hematites desarrolladas en huecos, rellenándolos casi completamente; en la figura e, el centro del hueco está relleno por cristales *platy* de hematites de <100 µm de longitud mayor, mientras que, en la figura f, el hueco está relleno por un cemento dolomítico, de origen claramente posterior a la mineralización botroidal de hematites.

Así mismo, también pueden aparecer agregados de hematites botroidal-reniforme, en este caso micrométricos, rellenando huecos –ya sea de forma parcial o completamente (figuras 7.18e-f)–, así como bandeados fibroso-radiales, estos últimos alineados –como en el caso de los bandeados visibles a simple vista– a las fallas de bajo ángulo próximas. Todas estas texturas, en su conjunto, definen *grosso modo* la mineralización de "Santa Rosa", pues se reconocen en todas las zonas mineralizadas definidas. Sin embargo, como se verá más adelante, existen importantes diferencias texturales reconocibles al comparar las dos zonas mineralizadas situadas en la mitad septentrional del criadero: la ZMS y la ZMI, siendo habitual encontrar texturas sedimentarias y biogénicas en la segunda.

A partir de los 10 perfiles estratigráficos levantados en el interior de las labores subterráneas –cuyas descripciones pueden consultarse en el "***Apéndice 1 – Perfiles estratigráficos***"– se han erigido cuatro perfiles texturales diferentes: dos en la ZMI y dos en la ZMS, a lo largo de los cuáles se distribuyen 73 de las 81 muestras tomadas en el interior de las labores, de las que 29 son muestras procedentes de la propia mineralización de hematites (23 son de "dolomías masivas", 17 de "lutitas y margas pardo-verdosas", 3 de "lutitas negras", y 1 de "lutitas y areniscas vináceas"). En las siguientes secciones de este apartado se llevará a cabo una descripción textural detallada del litotipo "hematites masiva", analizando las diferencias existentes entre las muestras procedentes de ambas zonas mineralizadas.

La mineralogía mayoritaria del litotipo "hematites masiva" ha sido determinada mediante el análisis semicuantitativo realizado por DRX. Para ello, se han analizado un total de 5 muestras, todas ellas procedentes del interior de las labores de "Santa Rosa", y, más concretamente, de la ZMS (tabla 7.9). En las figuras 7.19a-b se comparan dos difractogramas representativos del litotipo, en los que puede verse como la especie principal de la mineralización es la hematites, aunque los contenidos en carbonatos y filosilicatos de las muestras varían bastante.

Tabla 7.9. Cuantificación mineral de cada una de las 5 muestras analizadas mediante DRX. Tal y como se describe en el "***Capítulo IV – Metodología***", para el cálculo se han utilizado los poderes reflectantes establecidos por Bradley & Grim (1961), Schultz (1964) y Barahona (1974).

	% de cada especie mineral								*Clasificación*
	Calcita	**Cuarzo**	**Siderita**	**Dolomita**	**Feldespatos**	**Filosilicatos**	**Hematites**	**TOTAL**	
150521-02	0.0	23.2	0.0	6.3	4.0	27.8	38.7	100	Hematites
150616-01	0.0	0.0	3.6	6.6	1.0	9.8	79.0	100	Hematites
150528-02	0.0	0.0	0.0	22.2	0.8	2.6	74.4	100	Hematites
150828-02	0.0	0.0	1.0	45.3	1.0	8.5	44.2	100	Hematites + dolomita
160513-01	0.0	0.0	0.0	25.1	1.7	24.6	48.6	100	Hematites + marga

7.1.3.1.1.- La "hematites masiva" en la ZMS

La ZMS es la zona mineralizada que engloba todos los cuerpos mineralizados que se extienden a lo largo del Sector [3000] de las labores mineras, y está constituida, como ya se ha explicado en el "***Capítulo VI – Estratigrafía y estructura de "Santa Rosa""***, por cuerpos lenticulares-sigmoidales de aspecto (en muestra de mano) masivo y escala desde centimétrica hasta decamétrica. Estas lentículas y sigmoides se organizan constituyendo dos grandes conjuntos estratiformes de apariencia tabular y potencias métricas: los cuerpos ZMS-M_1 (el inferior) y ZMS-M_2 (el superior), separados entre sí por la zona de cizalla de la falla del Lago, en el D. E. de las Arcillas (figuras 6.12a-b y 6.13a), y la zona de cizalla de la falla de la Zona

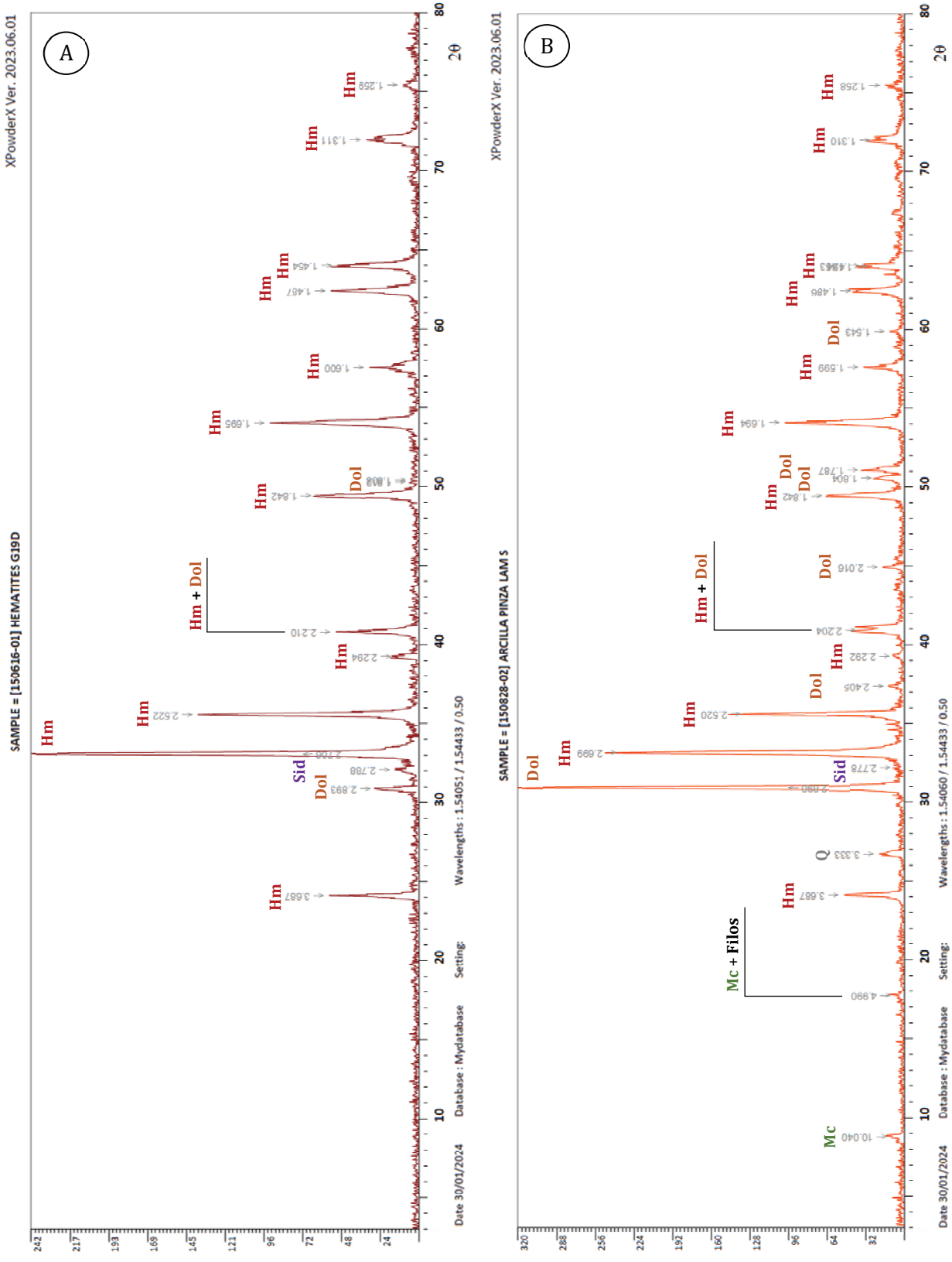


Figura 7.19. Difractogramas obtenidos para las muestras de mineralización: **a)** 150616-01 y **b)** 150828-02 (ambas procedentes del D. E. de las Arcillas), en los que se reconoce, como mineral principal, la hematites (Hm), a la que acompañan otras especies minerales, como la dolomita (Dol), la siderita (Sid) –reconocida muy localmente también *in situ* dentro de las labores subterráneas–, el cuarzo (Q) y las micas blancas (Mc).

Central – Ingleses, en el D. E. de Igea-Sousa (figuras 6.20a-b y 6.22a-b). Ambos cuerpos, ZMS-M_1 y ZMS-M_2, pueden ser subdivididos, a su vez, en cuerpos estratiformes, separados entre sí por fallas de bajo ángulo, que en el D. E. de las Arcillas son reconocibles en todos los afloramientos (falla de Subías; figura 6.13a).

A techo de la ZMS aparece, en el D. E. de las Arcillas, la falla de las Arcillas (figuras 6.12a-b, 6.13a-b, 6.14a-b y 6.16a), que, hacia el S, en el D. E. de Igea-Sousa, se correlaciona con la falla de Igea – Ingleses (figuras 6.20a-b, 6.21a, 6.22a-b y 6.26a). Esta zona de cizalla tiene un espesor métrico a decamétrico, estando conformada por lutitas y margas pizarrosas pardo-verdosas (figura 6.14b), que en su zona más basal pueden contener lentejones decimétricos de hematites masiva.

En la ZMS se han erigido dos perfiles texturales:

- El primer perfil, denominado "ZMS – Lago" (figura 7.20), está definido sobre el perfil estratigráfico "Lago" (cuya descripción puede consultarse en el "***Apéndice 1 – Perfiles estratigráficos***") y explora la mineralización en una zona de las labores subterráneas en donde llega a alcanzar una de las mayores potencias conocidas (figura 6.11).

  En este perfil se han estudiado un total de 45 muestras, 14 de las cuales se corresponden con la mineralización (de ellas, 11 proceden de ZMS-M_1 y 3 de ZMS-M_2). El resto de las muestras pertenecen a los litotipos "dolomías masivas", "lutitas y margas pardo-verdosas" y "lutitas negras" (descritos previamente): 7 muestras procedentes de la IZ, 9 muestras recuperadas del ZMS-M_1, 5 muestras tomadas del cuerpo carbonatado ZMS-E1, 2 muestras recogidas del cuerpo mineralizado ZMS-M_2, 1 muestra procedente de la zona de cizalla de la falla de Subías, y 7 muestras tomadas de los materiales lutítico-carbonatados suprayacentes a la mineralización.

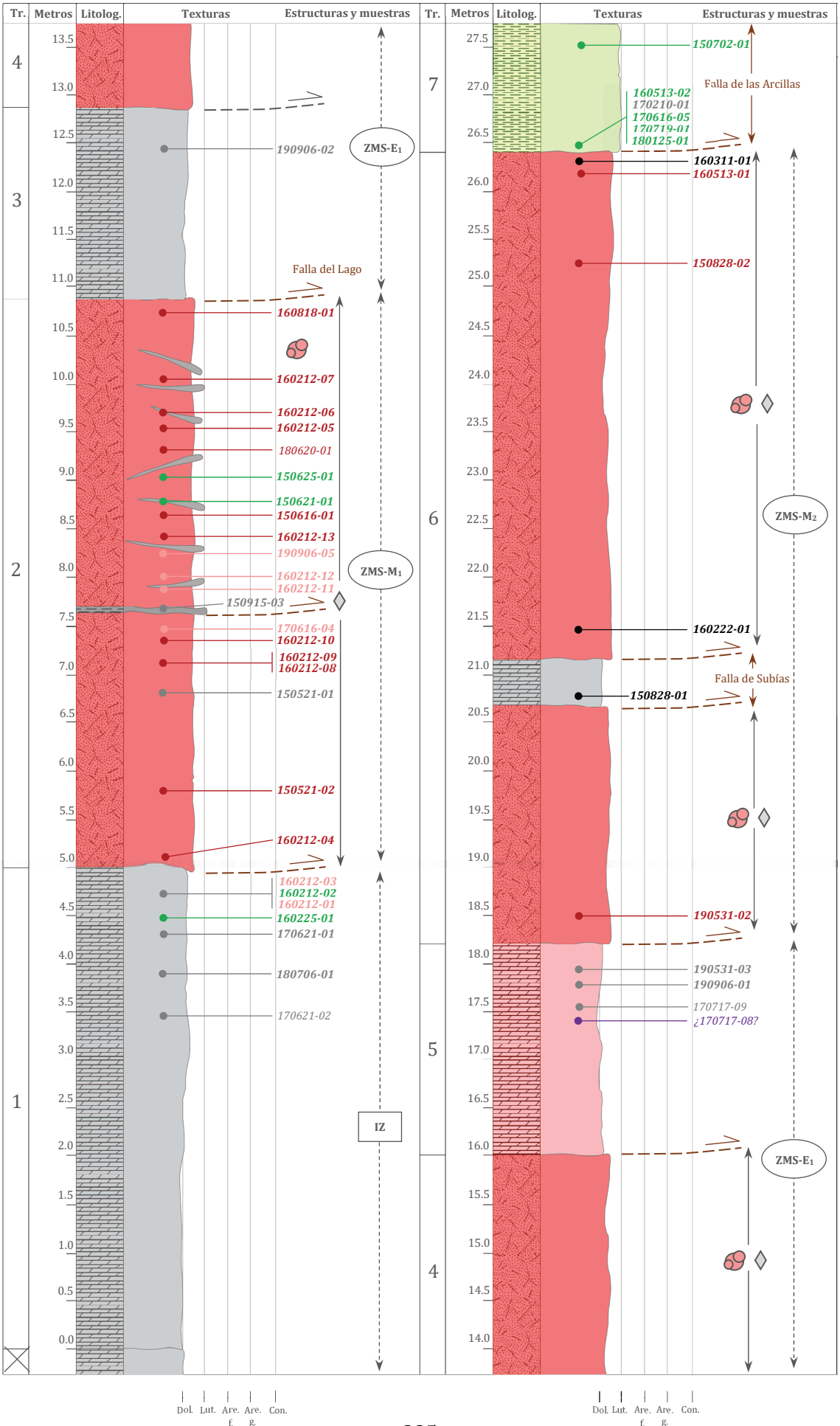
- El segundo perfil, denominado "ZMS – Lázaro" (figura 7.21), se ha definido sobre el perfil estratigráfico "Lázaro" (cuya descripción también puede consultarse en el "***Apéndice 1 – Perfiles estratigráficos***"), y abarca todas aquellas muestras recopiladas en una zona del Sector [3000] en el que la mineralización tiene un espesor muy reducido y está próxima a acuñarse (figura 6.18).

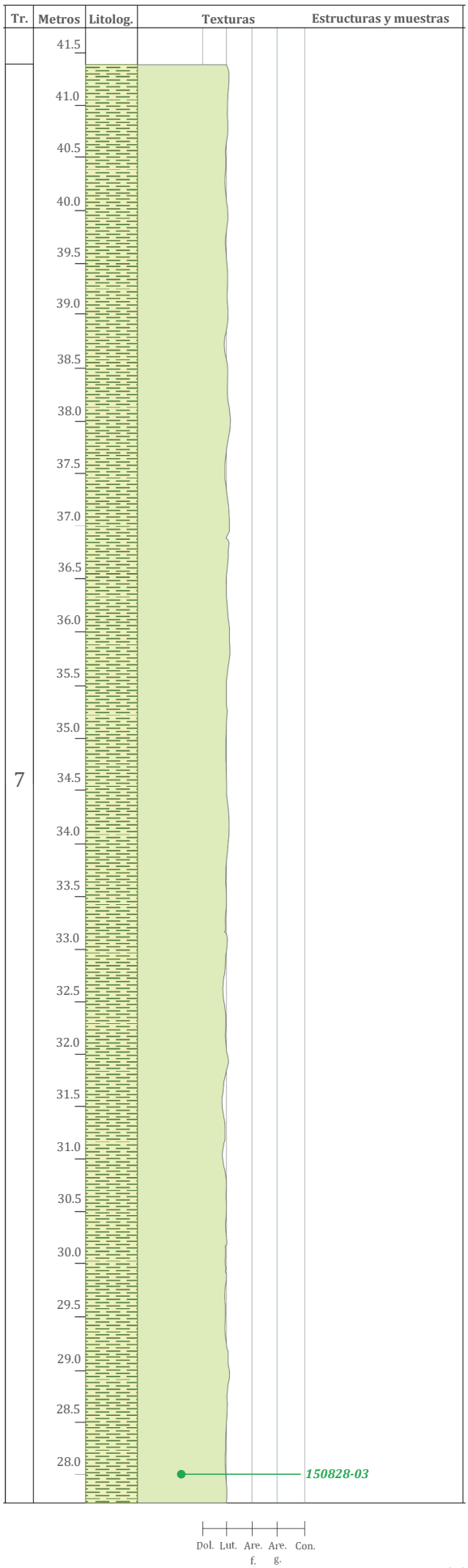
  En este perfil se han estudiado 4 muestras procedentes del ZMS-M_1, de las cuales 3 pertenecen a la mineralización. La muestra restante pertenece al litotipo "dolomías masivas", ya descrito.

La mineralización en la ZMS está conformada, principalmente, por una hematites masiva, constituida a su vez por cristales *platy* idiomorfos desde nano- hasta microcristalinos (figuras 7.18a-f y 7.22a-d), como en gran parte del yacimiento, con una longitud mayor (por lo general) de <50 μm. Estos cristales se agregan al azar, favoreciendo la existencia de una porosidad intercristalina,

---

Figura 7.20. [*páginas 285-286*] Levantamiento del perfil estratigráfico "Lago" y leyenda de los perfiles mostrados en este capítulo. Tanto en este como en el resto de los perfiles se utilizan las siguientes abreviaturas: "*Dol.*" (dolomías), "*Lut.*" (lutitas), "*Are. f.*" (arenas de grano fino), "*Are. g.*" (arenas de grano grueso) y "*Con.*" (conglomerados sedimentarios). Las muestras que aparecen en negrita pertenecen al perfil estratigráfico, mientras que aquellas que no lo están se corresponden con otros perfiles, correlacionables con este.


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.
190906-02
ZMS-E1
Falla del Lago
160818-01
160212-07
160212-06
160212-05
180620-01
150625-01
150621-01
150616-01
160212-13
190906-05
160212-12
160212-11
150915-03
170616-04
160212-10
160212-09
160212-08
150521-01
150521-02
160212-04
160212-03
160212-02
160212-01
160225-01
170621-01
180706-01
170621-02
ZMS-M1
IZ
150702-01
Falla de las Arcillas
160513-02
170210-01
170616-05
170719-01
180125-01
160311-01
160513-01
150828-02
ZMS-M2
160222-01
Falla de Subías
150828-01
190531-02
190531-03
190906-01
170717-09
¿170717-08?
ZMS-E1



Leyenda

Litologías

- Dolomía gris
- Dolomía gris (brecha)
- Dolomía gris verdosa
- Dolomía gris verdosa (brecha)
- Dolomía marrón
- Dolomía rojiza
- Dolomía rojiza (brecha)
- Hematites masiva
- Lutita marrón
- Lutita negra
- Lutita verde

Texturas

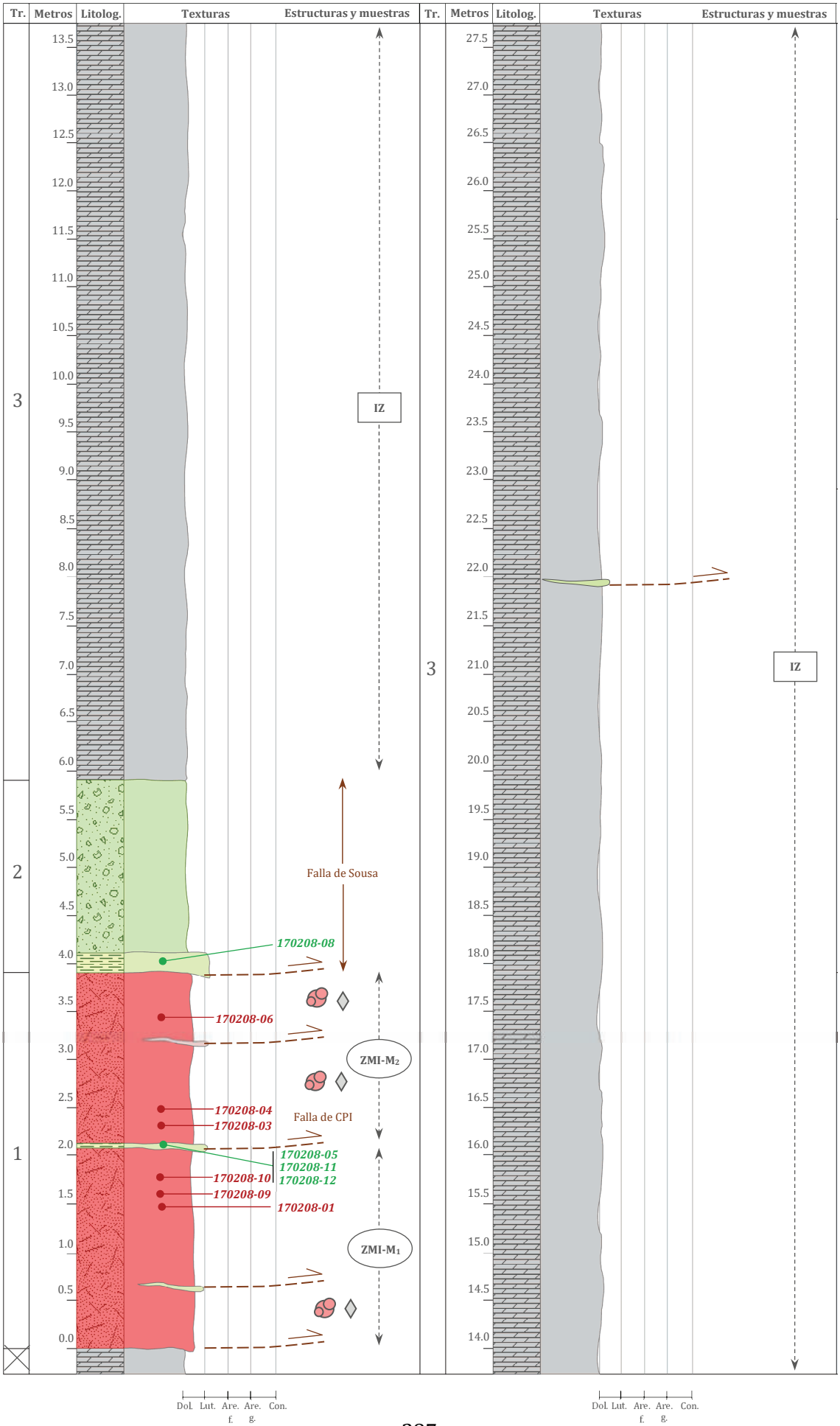
- Dolomita esparítica
- Hematites botroidal

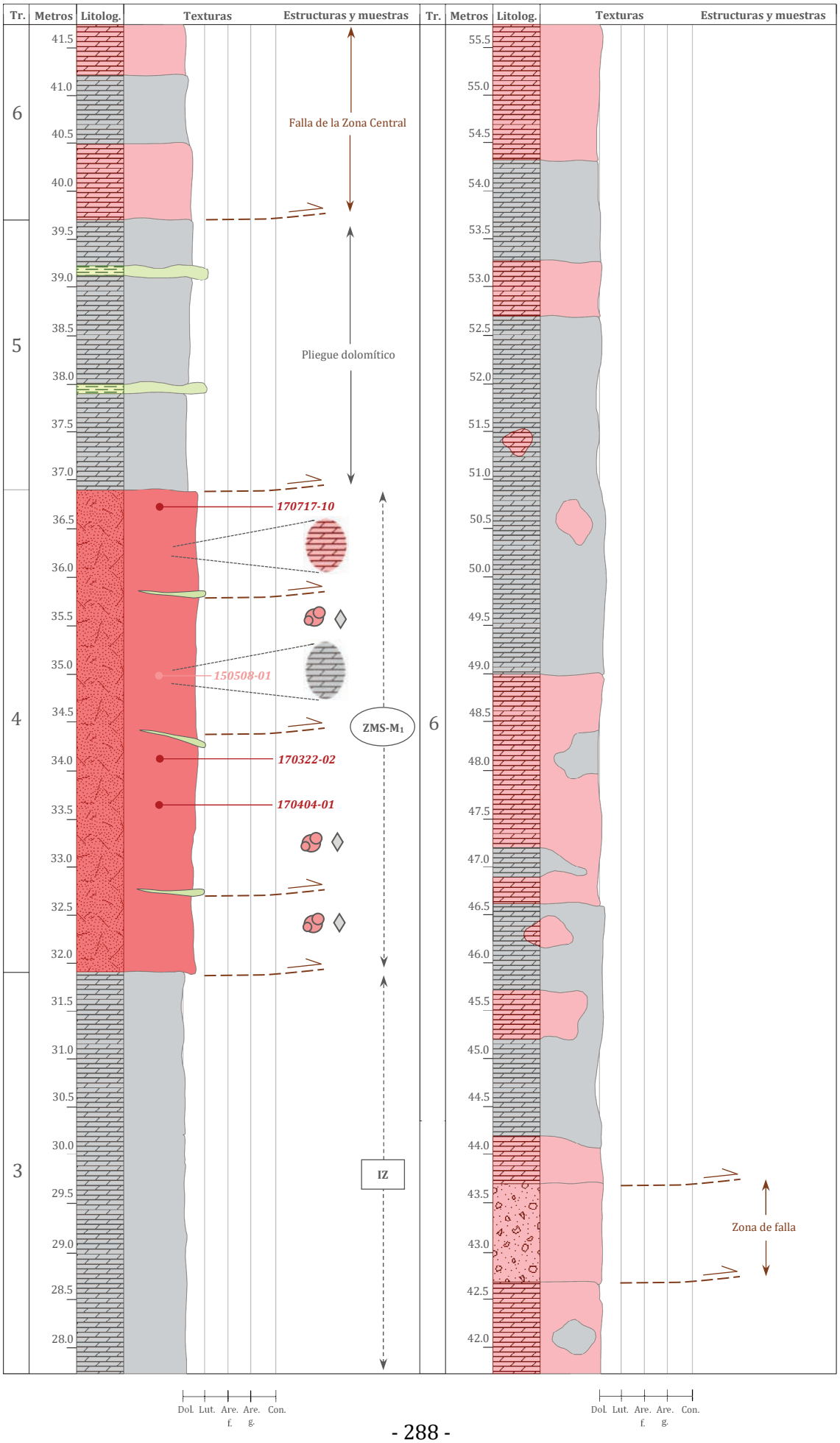
Estructuras

- Plano de falla

Otros

- IZ — Inter-Zona situada entre la ZMS y la ZMI
- ZMI-E_1 — Cuerpo ZMI-E_1
- ZMI-M_1 — Cuerpo ZMI-M_1
- ZMI-M_2 — Cuerpo ZMI-M_2
- ZMS-E_1 — Cuerpo ZMS-E_1
- ZMS-M_1 — Cuerpo ZMS-M_1
- ZMS-M_2 — Cuerpo ZMS-M_2
- xx-x — Muestra “dolomías masivas” (grises)
- xx-x — Muestra “dolomías masivas” (rojizas)
- xx-x — Muestra “dolomías masivas” (gris-verdosas)
- xx-x — Muestra “hematites”
- xx-x — Muestra “lutitas y margas pardo-verdosas”
- xx-x — Muestra “lutitas negras”
- xx-x — Muestra “lutitas y areniscas vináceas”


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
3
2
1
IZ
Falla de Sousa
170208-08
170208-06
ZMI-M2
Falla de CPI
170208-04
170208-03
170208-05
170208-11
170208-12
170208-10
170208-09
170208-01
ZMI-M1
Dol. Lut. Are. f. Are. g. Con.


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
Falla de la Zona Central
Pliegue dolomítico
170717-10
150508-01
170322-02
170404-01
ZMS-M1
IZ
Zona de falla
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.

que (por lo general) resulta más importante cuanto mayor es el tamaño de los cristales que la definen (figuras 7.22a-d). Las zonas más masivas (con menor proporción de huecos intercristalinos) están constituidas por cristales desde nanométricos hasta de 10 μm de longitud mayor; los huecos preexistentes en la roca, en cambio, donde la hematites tiene más espacio para crecer, permiten el desarrollo de cristales tabulares mayores (figura 7.23a), que en muchos casos llegan a superar los 0.2 mm de longitud mayor (figuras 7.18c-d y 7.23b).

Es importante destacar aquí, además, que la variabilidad del espaciado intercristalino, junto con el tamaño de cristal, condicionan un pulido diferencial de la mineralización durante la preparación de las láminas delgadas, de tal modo que, a menor tamaño de los cristales de hematites y mayor espaciado entre ellos, valores más bajos de reflectividad en microscopía óptica. Esto hace que la textura masiva de la hematites pueda presentarse poco reflectante y con tonalidades grises, verdes, e, incluso, pardas, en microscopía óptica de luz reflejada (figura 7.23b).

La textura de hematites botroidal-reniforme también es muy habitual en la ZMS, sobre todo en las proximidades de planos de falla y zonas de fractura,

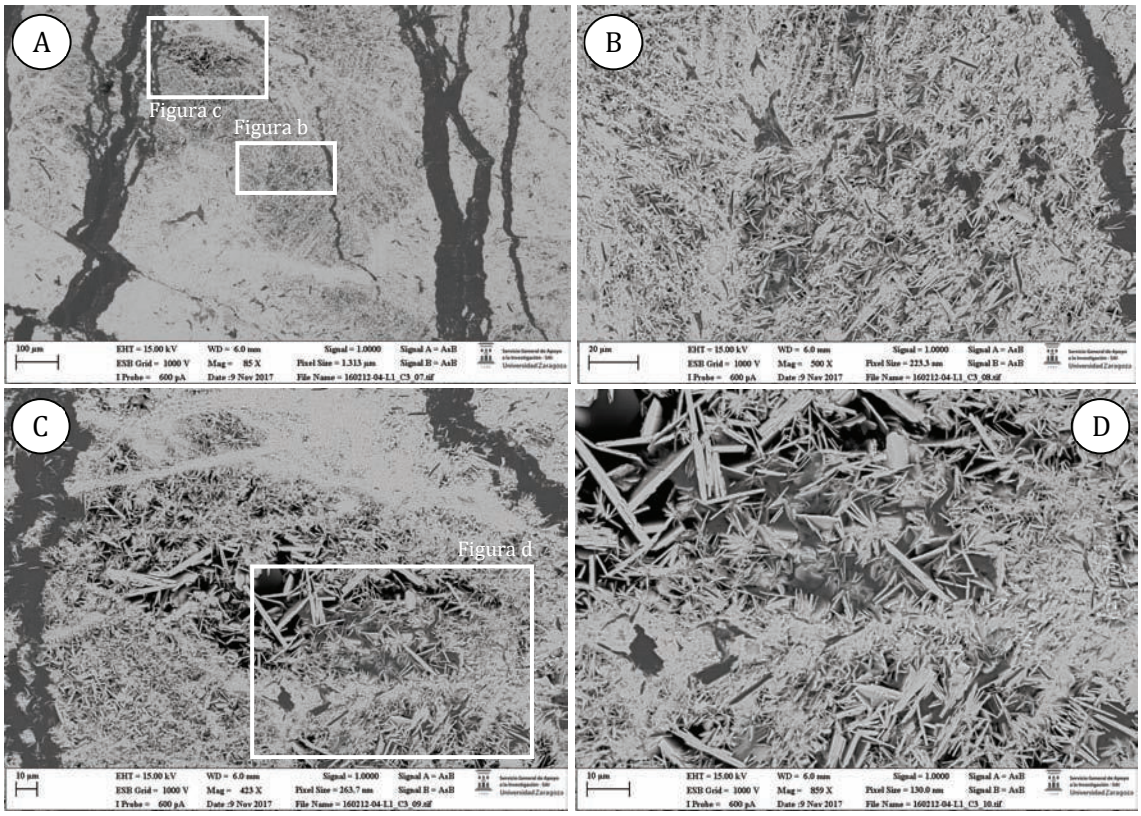


Figura 7.22. **a-d)** Imágenes obtenidas en FE-SEM mediante electrones retrodispersados (*AsB*) de la hematites de textura masiva y *platy* microcristalina que constituye la mineralización de la ZMS: **a)** (x85), **b)** (x500), **c)** (x423) y **d)** (x859). Puede verse la distribución de la hematites en agregados al azar, con un tamaño de cristal muy variable, estando, por lo general, por debajo de las 10 μm de longitud mayor; en la figura c se intuyen fantasmas de cristales con hábito prismático de sección rómbica, completamente rellenos de hematites *platy* de mayor tamaño (de hasta 50 μm de longitud mayor).

Figura 7.21. [*páginas 287-288*] Levantamiento del perfil estratigráfico "Lázaro" (la leyenda puede consultarse en la figura 7.20). El perfil textural "ZMI – Lázaro" abarca todas las muestras pertenecientes a los tramos 1 y 2 de este perfil estratigráfico, mientras que el perfil textural "ZMS – Lázaro" engloba a las procedentes del tramo 4.

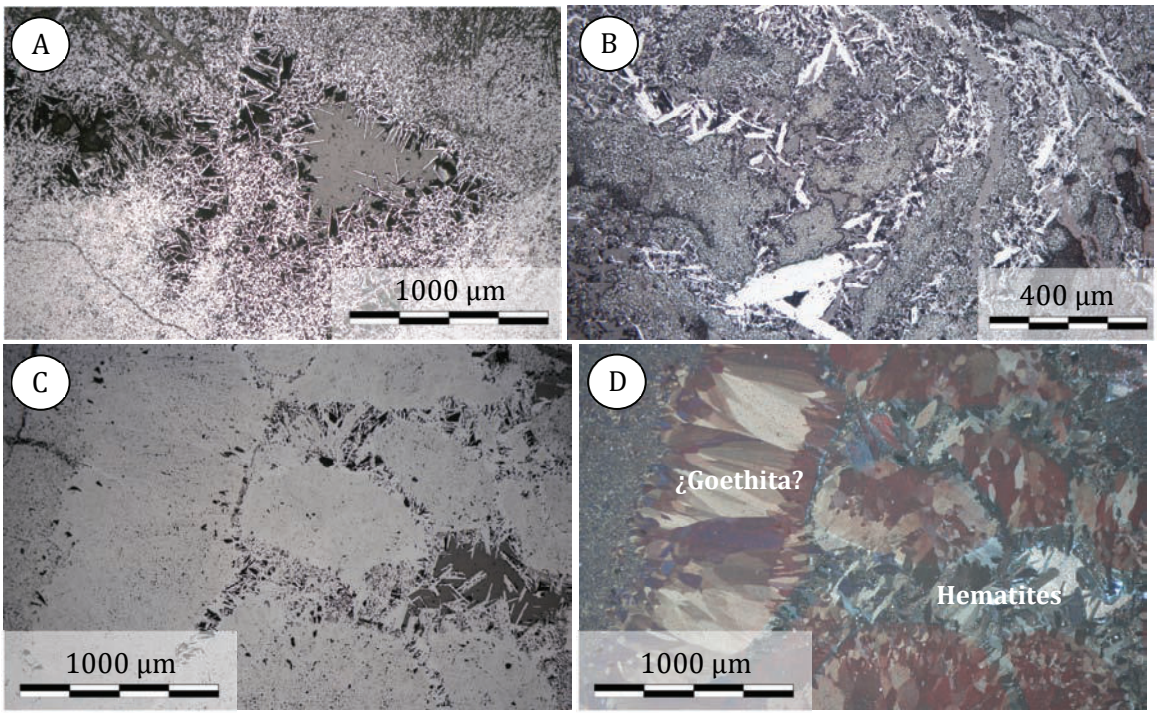


Figura 7.23. **a)** (x10) (LR-NP) (muestra 160212-06) y **b)** (x10) (LR-NP) (muestra 160212-05) Cristales idiomorfos tabulares de hematites *platy* micrométrica rellenando huecos y fracturas desarrolladas en la textura masiva; en la figura b, la hematites masiva presenta zonas con baja reflectividad (que en esta fotografía se aprecian con una tonalidad gris-parduzca), conformadas por cristales *platy* nanométricos, con porosidad intercristalina importante. **c)** (x5) (LR-NP) (muestra 160212-04) Posible goethita en textura botroidal-reniforme de apariencia interna masiva y baja reflectividad, sobre la que se desarrolla una hematites *platy* microcristalina, que rellena los huecos existentes. **d)** (x5) (LR-NC) Empleando los nícoles cruzados en la figura c, puede diferenciarse la goethita (que en esta muestra tiene una anisotropía rojizo-parduzca) de la hematites (que presenta aquí una anisotropía azulado-grisácea).

desarrollándose en los huecos existentes en la roca y amoldándose a ellos. La mayor parte de estas texturas es, internamente, fibroso-radial, reconociéndose un crecimiento (geométricamente) normal de los cristales fibrosos, desde un núcleo (o superficie) y alejándose de él (figuras 7.18e-f).

Por el contrario, existen algunas texturas botroidales que son, internamente, aparentemente masivas (figura 7.23c), apenas reconociéndose mediante microscopía óptica en nícoles paralelos; en nícoles cruzados, sin embargo, se identifican agregados cristalinos, xenomórficos, con extinción coincidente, que hacia la base de la textura son de grano fino y que, alejándose de ella, aumentan de tamaño exponencialmente (figura 7.23d). En algunas muestras, estas texturas botroidales no son de hematites pura, sino que están constituidas por una fase mineral con una reflectividad menor que la de la hematites (de un color gris más oscuro; figura 7.23c) y una anisotropía rojiza a parda (mientras que la de la hematites es azul grisácea; figura 7.23d). Esta fase mineral, no reconocida mediante DRX, podría ser goethita o, quizás, una interfase goethita-hematites.

En la muestra 160212-07, procedente de la zona superior del cuerpo ZMS-M_1, se han reconocido unas texturas esferulíticas con contorno circular bien definido, de hasta 50 µm de diámetro (figura 7.24a), constituidas por agregados de cristales de hematites con hábito fibroso-radial y tamaño nanométrico, y cuya reflectividad es más baja que la de la hematites masiva; al observar estas texturas mediante nícoles

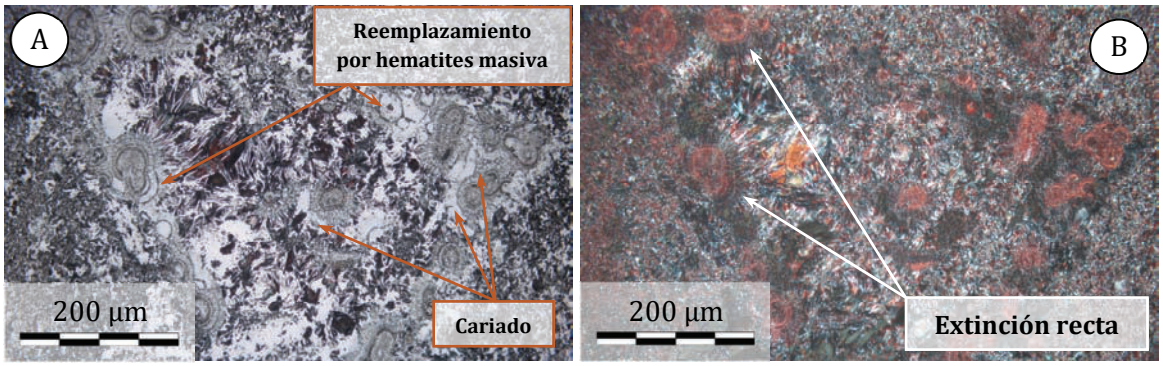


Figura 7.24. **a)** (x20) (LR-NP) y **b)** (x20) (LR-NC) (muestra 160212-07) Esferulitas de hematites con hábito interno fibroso-radial y sección circular, formadas por bandas concéntricas, y que parecen ser previas a la hematites masiva que constituye el resto de la muestra –se observa caries convexa desde la hematites masiva hacia estas texturas esferulíticas–. En la figura b, tomada en nícoles cruzados, se reconoce la extinción recta de los cristales fibroso-radiales.

cruzados, se constata que la hematites que las conforma tiene una extinción recta (figura 7.24b). Estas esferulitas parecen ser previas a la textura masiva que conforma el resto de la muestra, pues algunas de ellas están parcial o completamente reemplazadas por hematites masiva, apenas preservando en algunos casos su estructura concéntrica; así mismo, se reconoce cariado convexo hacia las esferulitas desde la textura masiva (figura 7.24a).

Estas esferulitas constituyen la única textura aparentemente original (¿biogénica? ¿sedimentaria?) encontrada en la mineralización de la ZMS. El hecho de que estén parcialmente reemplazadas por la textura masiva, que esta textura sea la predominante en toda la zona mineralizada, y que los huecos generados en ella estén rellenos por las texturas acicular y botroidal-reniforme, sugiere que la mineralización de hematites de la ZMS se encuentra completamente recristalizada.

7.1.3.1.2.- La "hematites masiva" en la ZMI

La ZMI es la zona mineralizada que abarca el conjunto de cuerpos mineralizados que se desarrollan a lo largo del Sector [4000] de las labores subterráneas, estando formada, como ya se ha explicado, por cuerpos lenticulares y sigmoidales centimétricos a decamétricos, de aspecto masivo, y con contactos rara vez reconocibles a simple vista (figuras 6.5a-b). Estos sigmoides y lentículas se disponen constituyendo, como ocurre en la ZMS, dos grandes conjuntos estratiformes de apariencia tabular, que en este caso alcanzan potencias de hasta 3 m: los cuerpos ZMI-M_1 (el inferior) y ZMI-M_2 (el superior), separados entre sí por el plano de la falla de CPI. Este plano de falla es esencialmente lutítico y de una coloración pardo-verdosa muy marcada, que puede engrosarse y alcanzar los 30-40 cm o adelgazarse y llegar a desaparecer (figuras 6.23a-b).

A techo de la ZMI aparece la falla de Sousa, cuya zona de cizalla presenta espesores variables y está constituida, en su mayor parte, por dolomías masivas gris verdosas brechificadas y lutitas y margas pardo-verdosas trituradas (figuras 6.23a-b). Este conjunto de materiales altamente triturados constituye la base de la denominada IZ, el conjunto dolomítico que separa la ZMI de la ZMS (figuras 6.20a-b, 6.24a-b, 6.25 y 6.26a-b).

En la ZMI se han erigido dos perfiles texturales:

- El primero de ellos, denominado "ZMI – Lázaro" (figura 7.21), se ha definido sobre el perfil estratigráfico "Lázaro" (cuya descripción puede consultarse en el "***Apéndice 1 – Perfiles estratigráficos***"), y abarca todas aquellas muestras recopiladas en la zona del Sector [4000] menos deformada tectónicamente (figura 6.19).

  En este perfil se han estudiado un total de 10 muestras, 6 de ellas procedentes de la mineralización de hematites (3 procedentes del cuerpo mineralizado ZMI-M_1 y 3 del cuerpo mineralizado ZMI-M_2). El resto de las muestras (3 de ellas extraídas del nivel lutítico que define el plano de la falla de CPI, y 1 recuperada de la base lutítico-margosa de la zona de cizalla de la falla de Sousa), pertenecen al litotipo "lutitas y margas pardo-verdosas", ya descrito.

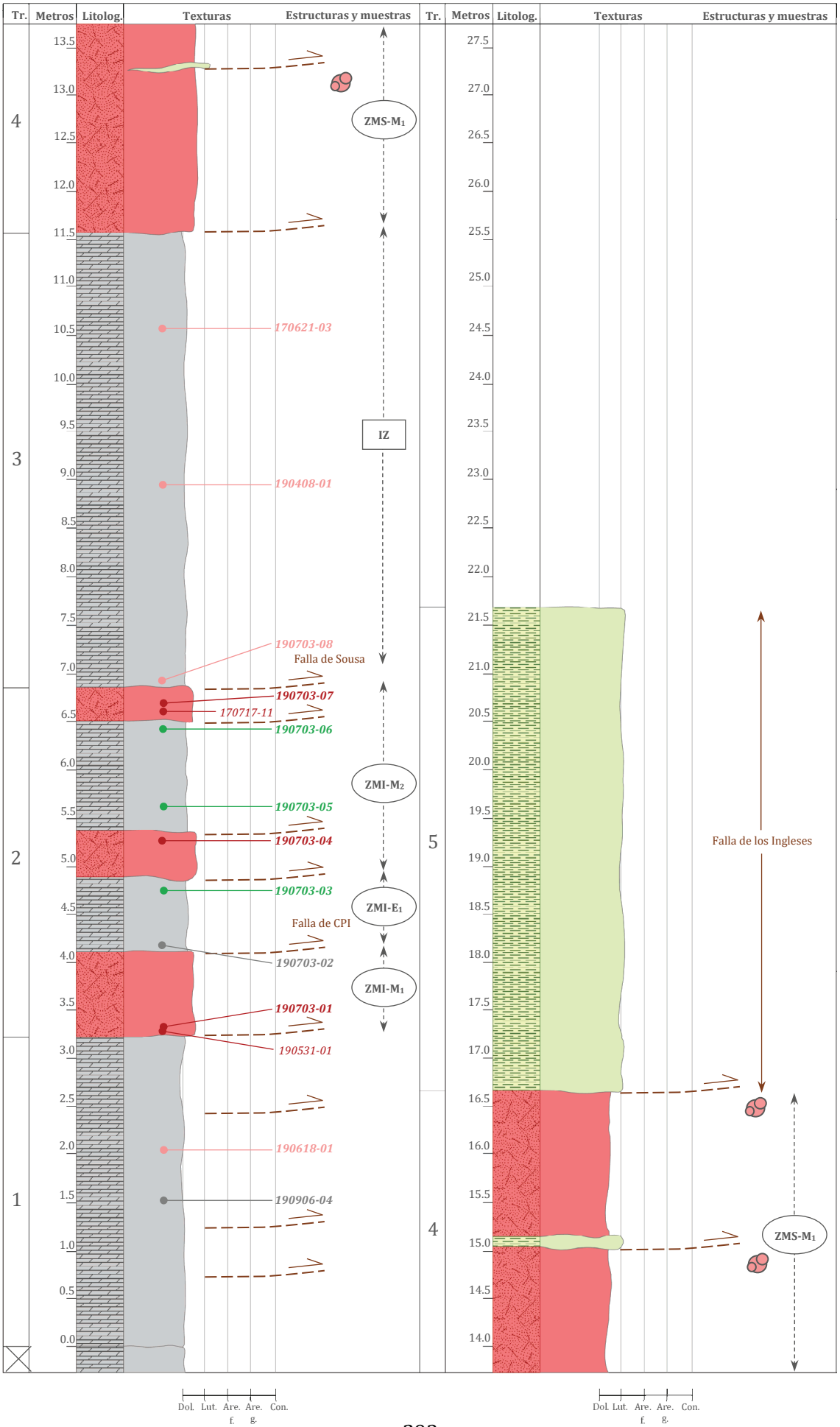
- El segundo perfil, denominado "ZMI – Ingleses" (figura 7.25), está definido sobre el perfil estratigráfico "Ingleses" (cuya descripción también puede consultarse en el "***Apéndice 1 – Perfiles estratigráficos***") y explora la mineralización en una zona de las labores subterráneas donde las deformaciones por tectónica compresiva son bastante elevadas (figura 6.19).

  Las muestras de este perfil pertenecen, en su mayoría, al sondeo de interior S4201-01, llevado a cabo en la rampa de cabalgamiento de la falla de Sousa (figura 6.29b). De todas las muestras, solo 5 proceden de la mineralización de hematites (2 de ellas tomadas en ZMI-M_1 y 3 en ZMI-M_2). Las muestras restantes se corresponden con los litotipos "dolomías masivas" y "lutitas y margas pardo-verdosas", ya descritos.

La mineralización de la ZMI es la mineralización conocida más basal de todo el yacimiento; en ella se identifican, mediante microscopía óptica, las texturas habituales vistas en la ZMS: la hematites masiva, los cristales *platy* y aciculares micro- y nanocristalinos, y la textura botroidal-reniforme (figuras 7.26a-c). Así mismo, y como rasgo característico, en algunas de las muestras se han identificado texturas de origen biogénico –entre las que destacan las bioconstrucciones, como se verá más adelante– y texturas sedimentarias:

- Texturas biogénicas (o susceptibles de serlo): En este grupo se engloban todos los moldes fósiles similares a caparazones (*shelly-like fossils*) de bivalvos, braquiópodos y/o trilobites (figuras 7.27a-d) encontrados, todos ellos de dimensiones micrométricas, así como unas texturas móldicas poligonales regulares (principalmente, pentagonales y hexagonales) que, posiblemente, también sean biogénicas (figuras 7.28a-d), aunque no han sido reconocidas en la bibliografía. En todos los casos, estos moldes están completamente constituidos por una hematites *platy* desde nano- hasta micrométrica, con baja reflectividad; sobre ellos (y rellenando la cavidad interna, si la hay) se suele reconocer una hematites masiva a *platy* microcristalina (y/o botroidal) de reflectividad elevada (figuras 7.27a-c y 7.28a-d).

Figura 7.25. [*página siguiente*] Levantamiento del perfil estratigráfico "Ingleses" (la leyenda puede consultarse en la figura 7.20).


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
4
3
2
1
5
4
ZMS-M1
IZ
ZMI-M2
ZMI-E1
ZMI-M1
170621-03
190408-01
190703-08
Falla de Sousa
190703-07
170717-11
190703-06
190703-05
190703-04
190703-03
Falla de CPI
190703-02
190703-01
190531-01
190618-01
190906-04
Falla de los Ingleses
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.

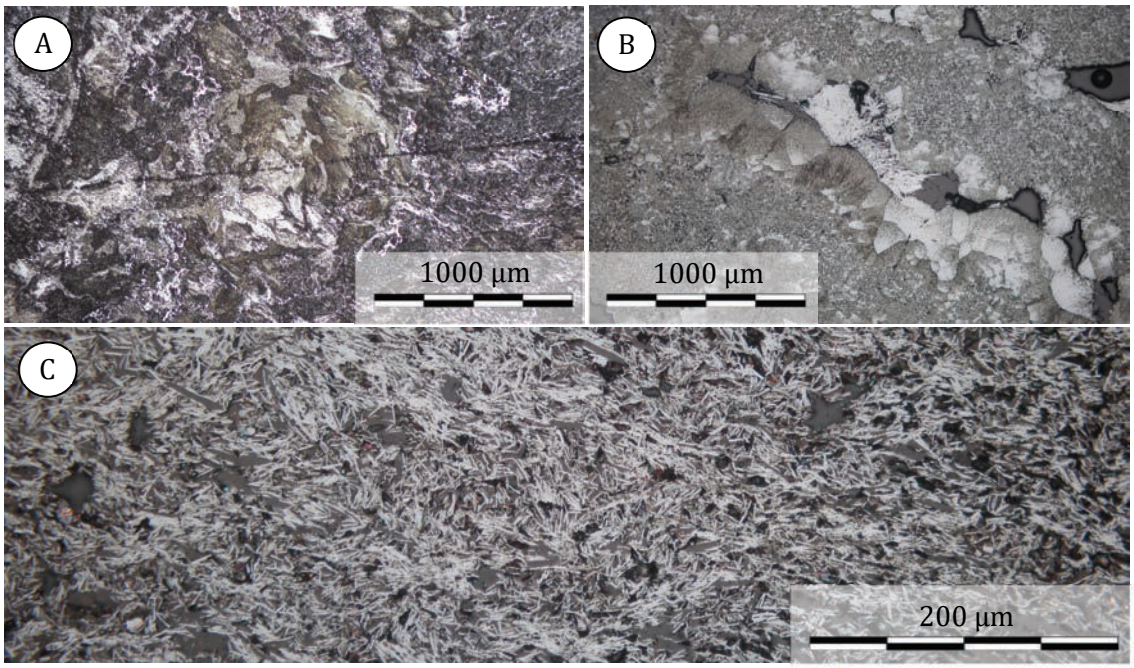


Figura 7.26. **a)** (x5) (LR-NP) (muestra 170208-10), **b)** (x10) (LR-NP) (muestra 170208-09), y **c)** (x20) (LR-NP) (misma muestra que en la figura b) Texturas típicas de la hematites del cuerpo ZMI-M_1, entre las que se reconocen la hematites masiva, la *platy* microcristalina y la botroidal-reniforme. En la figura a llama la atención el pulido diferencial característico de la mineralización de la ZMI, que genera diferencias notorias en la reflectividad de la hematites –las zonas de colores grises a pardos son hematites *platy* de tamaño nanométrico, con una elevada porosidad intercristalina–.

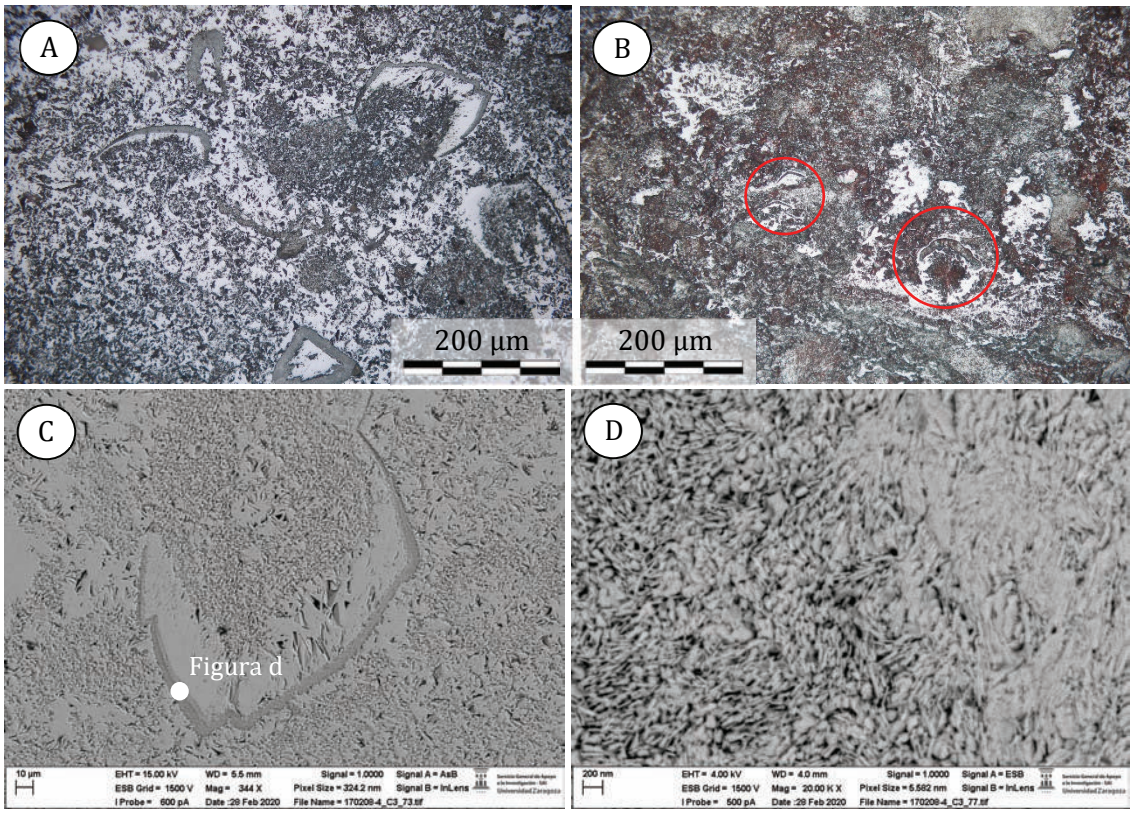


Figura 7.27. **a)** (x20) (LR-NP) (muestra 170208-04) y **b)** (x20) (LR-NP) (muestra 170208-10) Fotografías de microscopía óptica de luz reflejada de restos fósiles similares a caparazones (*shelly-like fossils*), constituidos por una hematites *platy* nanocristalina de baja reflectividad. **c)** (x344) (FE-SEM) (muestra 170208-04) Imagen obtenida mediante electrones secundarios (*InLens*) y

Junto a los moldes fósiles se han identificado numerosas bioconstrucciones, que por sus características y similitudes pueden ser clasificadas como microbialíticas. Así, se han reconocido: [1] posibles estromatolitos –microbialitos con bandeado interno– con aspecto de flor, que han sido denominados como texturas *flower-like* (figuras 7.29a-b); [2] estromatolitos de hábito oncolítico, denominados *oncolite-like* (figuras 7.29c-g), que englobarían tanto a oncolitos *s.s*. como a posibles estromatolitos de tipo columnar en corte transversal; [3] microbialitos no bandeados de hábito globular (figuras 7.29h y 7.30a-d) y [4] con forma de lágrima (figuras 7.31a-c); y [5] dendrolitos –microbialitos de crecimiento arborescente-dendrítico, con bandeado interno– (figuras 7.32a-e).

Los microbialitos no bandeados –ya sean los de hábito globular o los que tienen forma de lágrima– aparecen siempre cerca de los *oncolite-like*, estando aparentemente relacionados con ellos (figuras 7.31a-c). Así, en las figuras 7.31a, c puede verse una sucesión de bandas de microbialitos con forma de lágrima –todos ellos paralelos entre sí y adyacentes unos con otros– hacia una población de *oncolite-like* bien definidos e internamente bandeados; por otra parte, en la figura 7.31a se reconoce también (a la derecha de la imagen) una textura de tipo *flower-like*, que bien podría estar relacionada a su vez con estas otras texturas.

La textura interna de los microbialitos globulares no bandeados (figuras 7.30a-d), aparentemente masiva en microscopía óptica, se revela organizada radialmente al ser analizada mediante FE-SEM: los cristales de hematites *platy* nanométrica se organizan paralelos entre sí a favor de sus caras más largas, definiendo sectores radiales alternos en los que los cristales son perpendiculares con respecto a los cristales de los sectores radiales adyacentes (figura 7.30d).

En la muestra 170208-01, los dendrolitos reconocidos pueden llegar a alcanzar tamaños milimétricos –por lo que pueden apreciarse a simple vista–, adoptando geometrías circulares, ovoides y con forma de lágrima, que en algunos casos dejan intuir una cierta ramificación (figuras 7.32a-b, d); si bien es cierto que la mayoría sigue estas geometrías, existen algunas excepciones, que manifestan incluso grietas de desecación (figura 7.32c). No obstante, en todas ellas se reconoce (en mayor o menor medida) una serie de capas con diferentes texturas de hematites, que parecen seguir un mismo patrón (figuras 7.32a-e):

1. En casi todos los casos se puede identificar un núcleo, más o menos masivo, en el que la hematites que lo constituye es masiva a *platy* nanocristalina, con baja reflectividad [1a].

Figura 7.27. [*continuación*] retrodispersados (*AsB*) de uno de los fósiles de la figura a, en el que se reconoce una bicapa de hematites nanométrica conformando el molde fosilizado (cada capa tiene un tamaño cristalino y una reflectividad diferentes); a ambos lados del molde crecen cristales de hematites *platy* micrométricos. **d)** (x20 000) (FE-SEM) Ampliación obtenida mediante electrones secundarios (*InLens*) y retrodispersados (*EsB*) de una zona del molde fósil; la capa más externa (izquierda) presenta huecos intercristalinos mayores que la interna (derecha), que se intuye más masiva, siendo esta la causa de la mayor reflectividad de esta última.

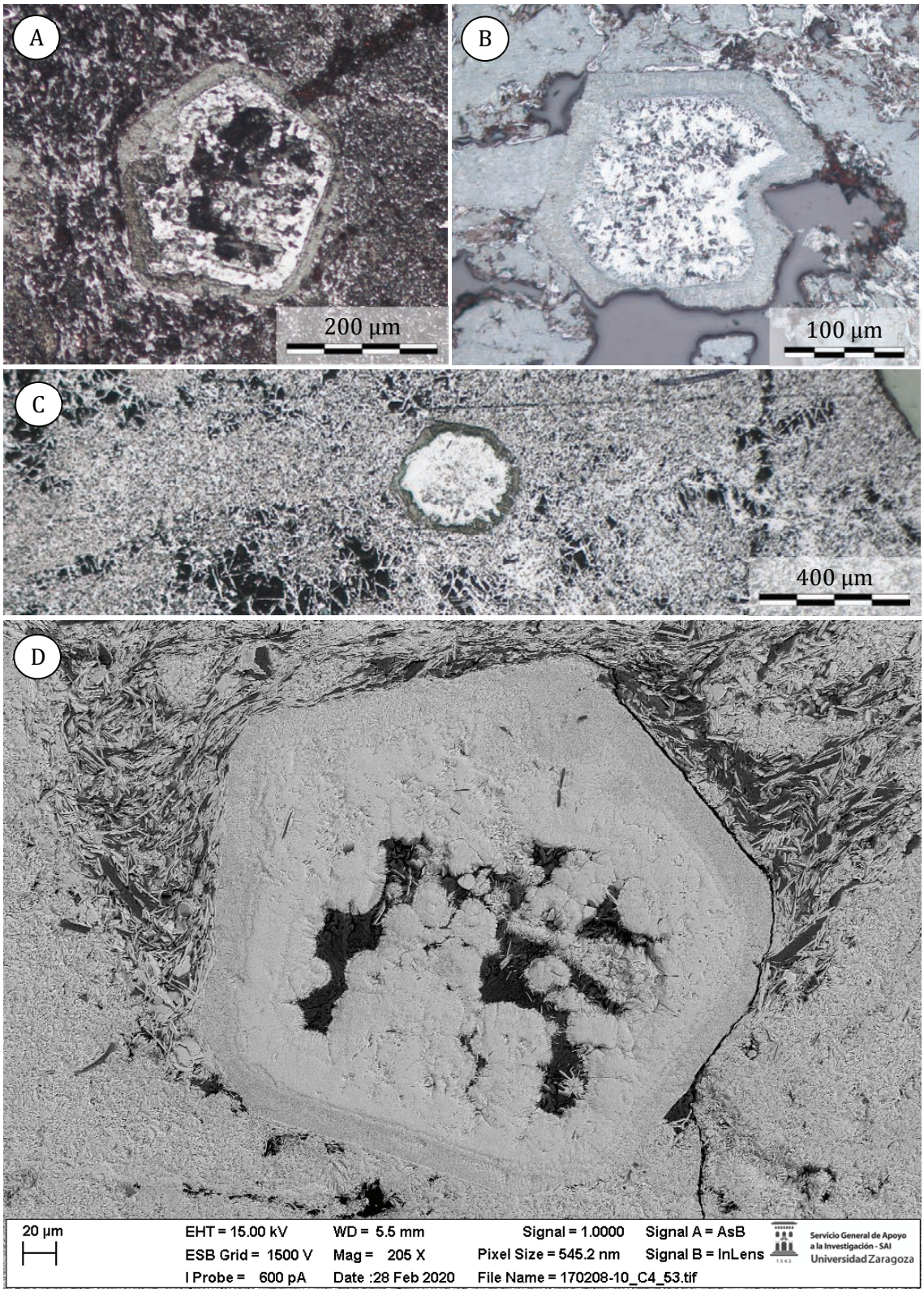


Figura 7.28. **a)** (x10) (LR-NP) (muestra 170208-10), **b)** (x20) (LR-NP) (muestra 170208-09) y **c)** (x5) (LR-NP) (muestra 190531-01) Texturas pentagonales y hexagonales encontradas dentro de la mineralización de la ZMI, en las que se reconoce un pulido diferencial (con una menor reflectividad) en el borde. **d)** (x205) (FE-SEM) (muestra 170208-10) Imagen obtenida mediante electrones secundarios (*InLens*) y retrodispersados (*AsB*) de una de estas texturas, en la que queda patente la diferencia de tamaño entre los cristales de hematites *platy* que la rodean y los que constituyen el borde y el interior de la textura.

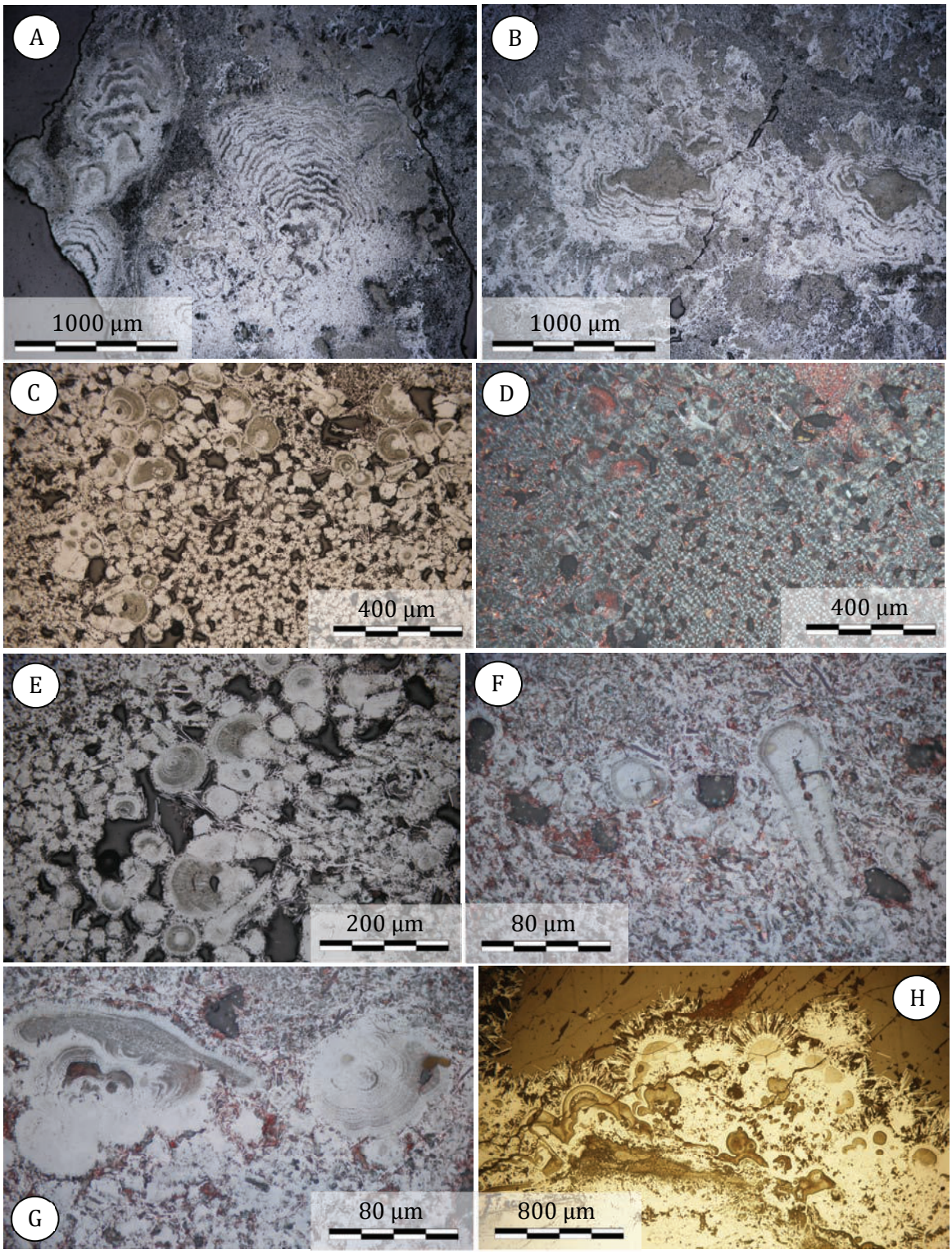


Figura 7.29. **a-b)** (x5) (LR-NP) (muestra 170208-09) Texturas (¿estromatolíticas?) de tipo *flower-like*, en las que se aprecia un bandeado interno constituido por láminas concéntricas alternantes de hematites masiva de alta y baja reflectividad. **c)** (x10) (LR-NP), **d)** (x10) (LR-NC), **e)** (x20) (LR-NP) y **f-g)** (x50) (LR-NP) (todas en la misma muestra) Estromatolitos de tipo oncolítico, de geometría esferoidal (ocasionalmente alargados), con una textura interna concéntrica reconocible gracias al pulido diferencial de la mineralización; en los huecos existentes entre los oncolitos, y sobre su superficie, se desarrollan cristales *platy* de hematites con longitudes de < 100 µm. **h)** (x10) (LR-NP) (muestra 170208-04) Microbialitos no bandeados de hábito globular creciendo sobre texturas coloformes; sobre ellos se desarrollan cristales micrométricos de hematites *platy* dispuestos radialmente.

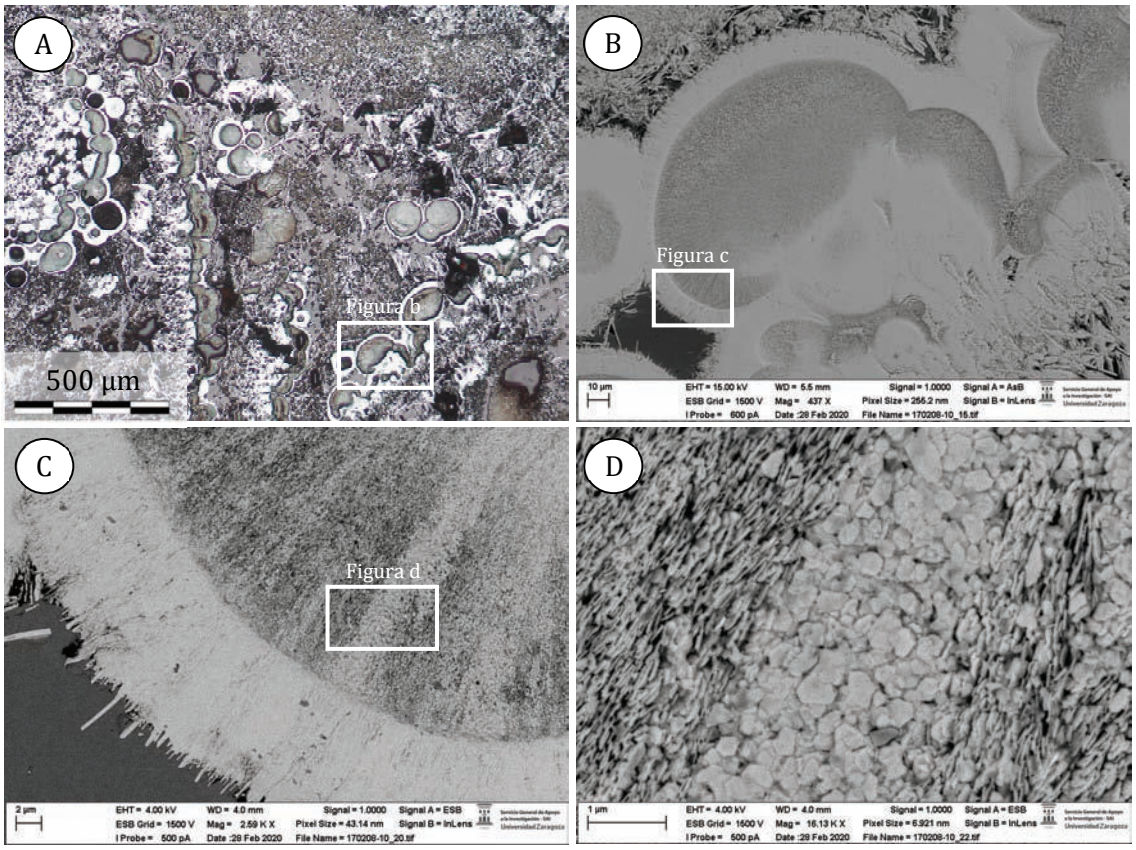


Figura 7.30. **a)** (x5) (LR-NP) (muestra 170208-10) Microbialitos no bandeados de hábito globular, que en microscopía óptica presentan una apariencia interna masiva. **b)** (x437) (FE-SEM) (misma muestra) Imagen obtenida mediante electrones secundarios (*InLens*) y retrodispersados (*AsB*) de algunas de estas texturas microbialíticas, en las que se intuye una cierta distribución interna radial. **c)** (x2590) (FE-SEM) (ampliación de un sector de la figura b) Imagen obtenida mediante electrones secundarios (*InLens*) y retrodispersados (*EsB*) de la distribución interna radial de los cristales nanométricos de hematites *platy* dentro de una de estas texturas microbialíticas globulares; llama la atención en la imagen la corona de hematites *platy* microcristalina que crece sobre la superficie de la textura microbialítica. **d)** (x16 130) (FE-SEM) Ampliación de una zona de la figura c en la que se aprecia la orientación de los cristales de hematites *platy* nanométricos; dentro de cada sector radial los cristales son paralelos entre sí, pero perpendiculares con respecto a los cristales de los sectores radiales adyacentes.

2. Estos núcleos están envueltos por un *cortex* aparentemente microlaminado –que está presente incluso en aquellos ejemplares en los que el núcleo 1a no se reconoce–, conformado por láminas alternantes de hematites masiva de reflectividad elevada y reducida [1b], en las que, localmente, se puede apreciar corrosión (adelgazamiento, caries y desaparición).
3. Todas las texturas parecen recubiertas por una envoltura concéntrica constituida por dolomita esparítica [2], entre cuyos cristales puede encontrarse hematites *platy* micrométrica diseminada (de origen secundario) en abundancia.
4. Envolviendo al carbonato se reconoce una nueva envuelta de naturaleza hematítica, que comienza con una hematites masiva de reflectividad elevada y evoluciona hacia una alternancia de bandas de hematites masiva, de reflectividad elevada-reducida [3].

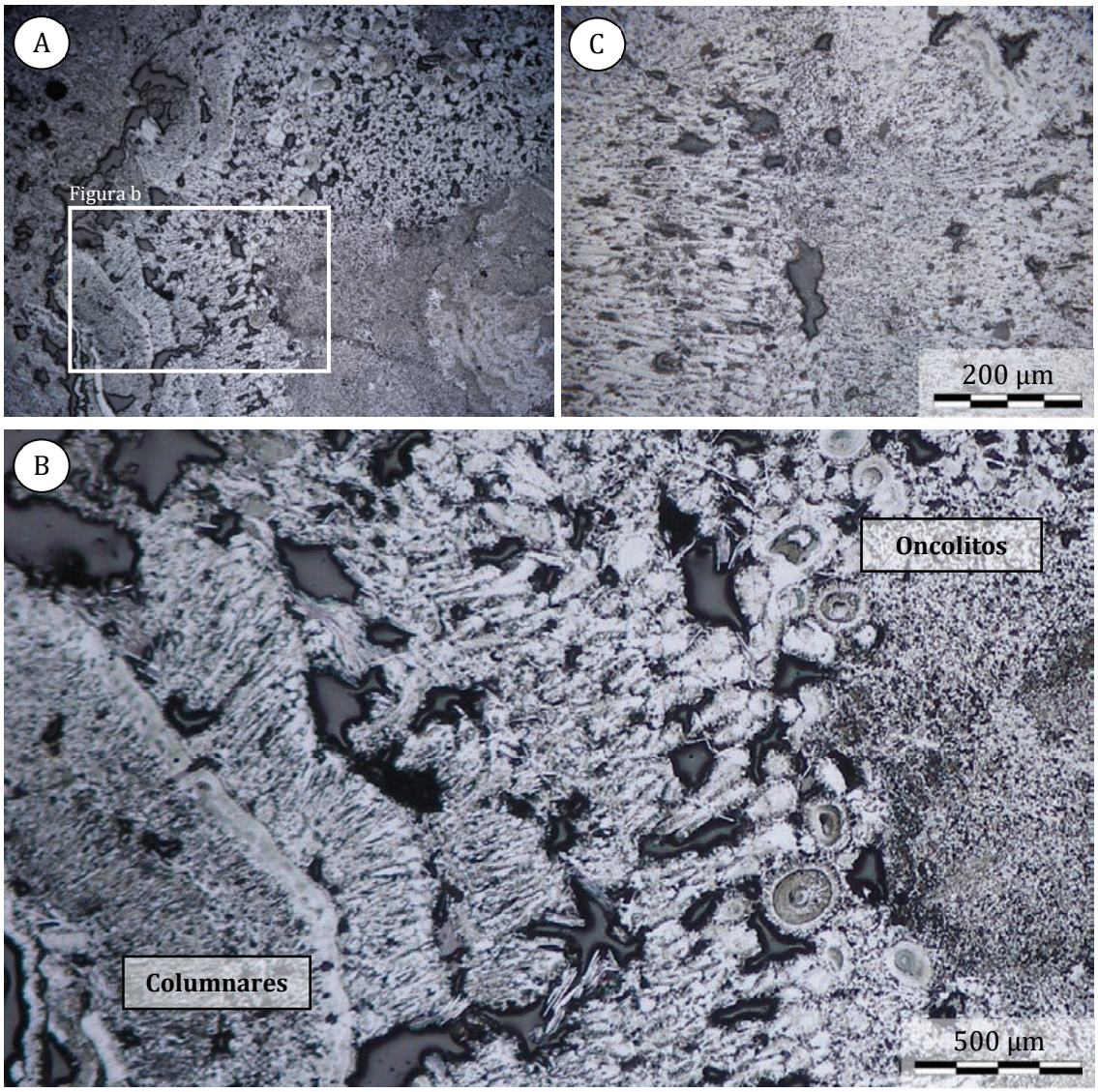


Figura 7.31. **a-b)** (x20) (LR-NP) y **c)** (x5) (LR-NP) (muestra 170208-09) Microbialitos con forma de lágrima en sección longitudinal; en las figuras a-b se observa una evolución lateral de estas texturas biogénicas hacia los oncolitos, por lo que ambas texturas microbialíticas podrían estar estrechamente relacionadas.

5. Sobre esta envuelta hay una nueva banda de hematites masiva de alta reflectividad [4a], a partir de la cual existe un crecimiento de cristales automorfos micrométricos en empalizada (*crystallaria*) [4b], que como en el caso de las texturas poligonales y los fósiles ya descritos (figuras 7.27a-d y 7.28a-d), presentan un borde cristalino constituido por una textura masiva nanocristalina de baja reflectividad y, en su interior, están rellenos por una hematites masiva altamente reflectiva (figuras 7.32d-e).
6. Cementando todo este conjunto crece una última banda de hematites nanométrico, de baja reflectividad, aparentemente muy deteriorada [5], que a su vez está inmersa dentro de un cemento dolomítico [6], idéntico al de la banda 2, y en el que también se identifica hematites *platy* de origen secundario.

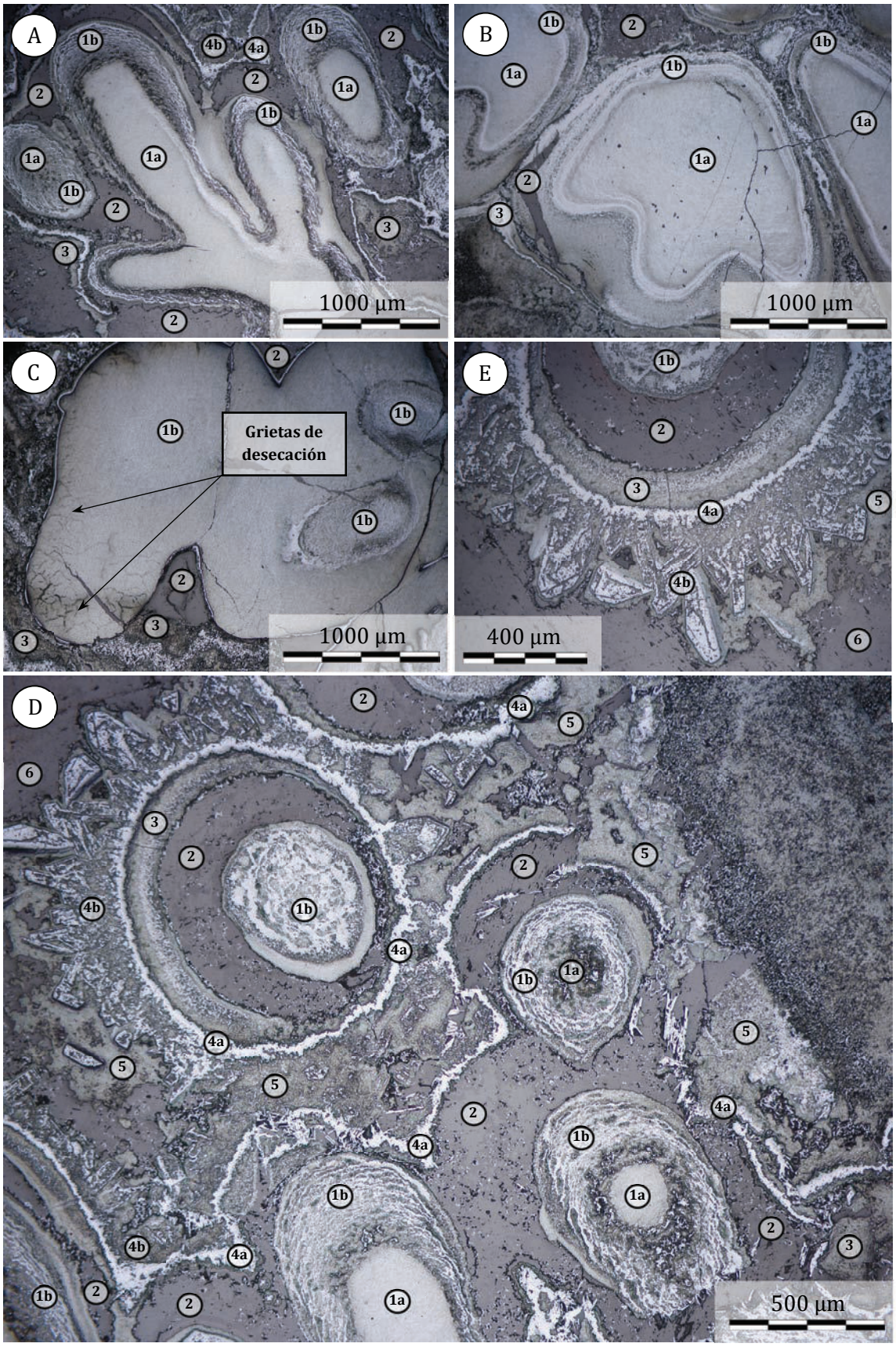


Figura 7.32. **a-d)** (x5) (LR-NP) y **e)** (x10) (LR-NP) (muestra 170208-01) Dendrolitos cortados en secciones transversales y oblicuas –dando lugar a geometrías desde circulares hasta ovoidales–, intuyéndose en algunos una cierta ramificación; en todos se observa un bandeado de distinta composición, que aparentemente sigue el mismo esquema (de tal modo que cada una de las bandas ha sido identificada mediante un código, cuya descripción aparece dada en el texto principal).

- ❖ <u>Texturas sedimentarias</u>: Dentro de la ZMI también es frecuente encontrar geles coloidales, los cuales pueden adoptar geometrías muy diversas (figuras 7.33a-c); la estructuración interna de estas texturas se manifiesta casi siempre bandeada, estando estas bandas formadas por una hematites masiva con distintos tamaños cristalinos (lo que genera variaciones en la reflectividad de cada banda).

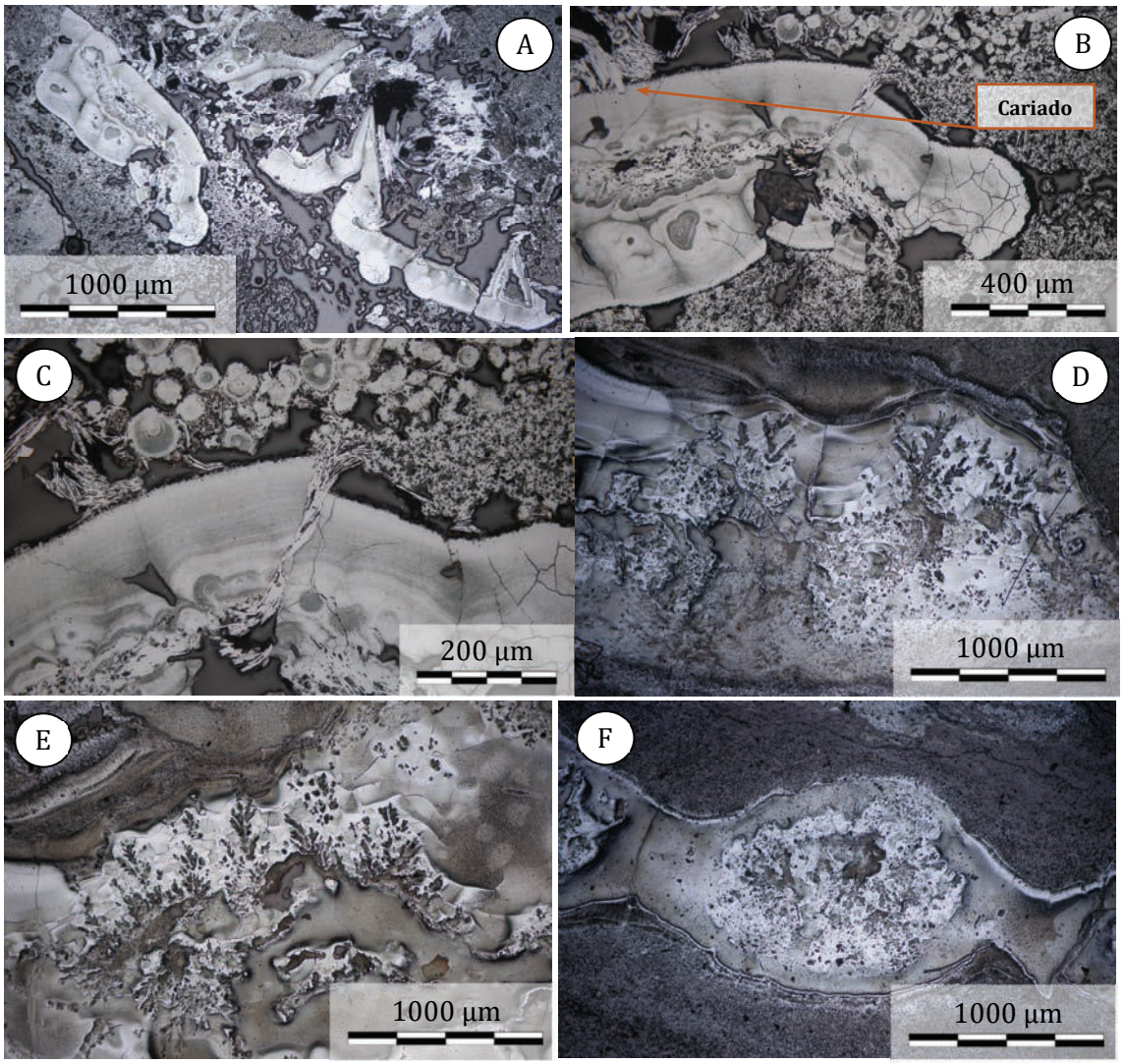


Figura 7.33. **a)** (x5) (LR-NP), **b)** (x10) (LR-NP) y **c)** (x20) (LR-NP) (muestra 170208-09) Texturas coloidales de hematites masiva, en las que, gracias al pulido diferencial, se reconoce una disposición interna bandeada. En las figuras b-c puede verse como la hematites *platy* microcristalina que envuelve a estas texturas coloformes se amolda a ellas e, incluso, rellena algunas fracturas que las atraviesan; así mismo, tal y como se puede ver en las figuras a-c, se reconocen grietas de desecación en varios puntos de estas texturas coloidales –que no afectan al resto de texturas de hematites–, evidenciando una deshidratación de este tipo de texturas. **d-f)** (x5) (LR-NP) (muestra 170208-06) Texturas coloformes de hematites masiva, en las que se reconoce un pulido diferencial muy marcado; llama la atención la abundante presencia de moldes de texturas arborescentes-dendríticas dentro de estos coloides; es interesante, una vez más, la presencia de grietas de desecación, que evidencian una deshidratación de estas texturas. En la figura f, por otra parte, se intuye una geometría de *boudinage* en uno de estos coloides, lo que sugiere que, durante la deformación plástica de estos materiales, estas texturas coloidales serían cuerpos relativamente tabulares y más competentes que los materiales adyacentes.

A diferencia de las texturas botroidales-reniformes, tan habituales en la ZMS, todas estas texturas coloidales no se manifiestan rellenando huecos, sino que, en su lugar, se encuentran incorporadas dentro de la propia mineralización. Las texturas masiva, *platy* y acicular que conforman el grueso de la mineralización se amoldan a estos coloides, pudiendo rellenar algunas de las fracturas que los atraviesan (figuras 7.33b-c) o, incluso, reemplazarlos parcialmente (se ha identificado cariado convexo hacia las texturas coloformes; figura 7.33b).

Es frecuente, además, reconocer grietas de desecación en algunos coloides –que no afectan al resto de texturas (figuras 7.33b-c)–, lo que indica un proceso de deshidratación de este tipo de texturas.

La proximidad –y aparente relación– entre estos geles coloidales y las texturas de tipo *oncolite-like* (figuras 7.33b-c) u otras texturas microbialíticas, podría ser un indicativo de que estos geles tengan una génesis bioinducida, aunque no se trate de bioconstrucciones *per se*. La presencia de moldes arborescentes-dendríticos en el interior de algunos de estos geles (figuras 7.33d-f), que recuerdan al "aspecto paisajístico" de las calizas de Cotham –cuyas peculiares texturas se asocian con la actividad bacteriana durante el depósito de los carbonatos–, refuerzan esta posibilidad. Es llamativo, además, que la hematites masiva sea más reflectante en el entorno inmediato de estas formas arborescentes, lo que sugiere que existe una relación entre dichos moldes dendríticos y la textura de la hematites.

Para finalizar el análisis descriptivo de la ZMI, y a modo de síntesis, la presencia de fósiles y texturas biogénicas (o biológicamente inducidas), así como de grietas de desecación, sugiere que la mineralización de hierro ha preservado en esta zona mineralizada muchas de las texturas sedimentarias-biogénicas previas a la recristalización observada en la ZMS, donde (a excepción de las esferulitas de la muestra 160212-07) únicamente se reconocen las texturas *platy* nano- y microcristalina, acicular, masiva y botroidal-reniforme.

En el perfil textural "ZMI – Ingleses", erigido en la rampa de cabalgamiento de la falla de Sousa (figura 6.29b), las texturas observadas son idénticas a las de la ZMS, con abundante recristalización y hematites botroidal-reniforme, posiblemente como resultado de la recirculación de fluidos mineralizadores a favor del plano de la falla de Sousa.

7.1.3.1.3.- La "hematites masiva" en la ZM

La ZM es la zona mineralizada resultante del acercamiento y (probable) unión de ZMI y ZMS en el D. E. de Asturianos (figuras 6.33a-b), como consecuencia del ascenso del plano de la falla de Sousa y la ZMI, asociada a ella, hacia la falla de los Ingleses y la ZMS –infrayacente a esta– (figuras 6.26a-b). La ZM se extiende por toda la mitad oriental del D. E. de Asturianos y, a partir de la trazada de la falla de Asturianos (figura 6.32), por los Sectores [1000] y [2000]. Esta zona mineralizada abarca, como la ZMI y la ZMS, una serie de cuerpos mineralizados lenticulares y sigmoidales centimétricos a decamétricos, masivos, con contactos rara vez definidos y que se organizan en dos conjuntos mineralizados: ZM-M_1 (el inferior) y ZM-M_2 (el

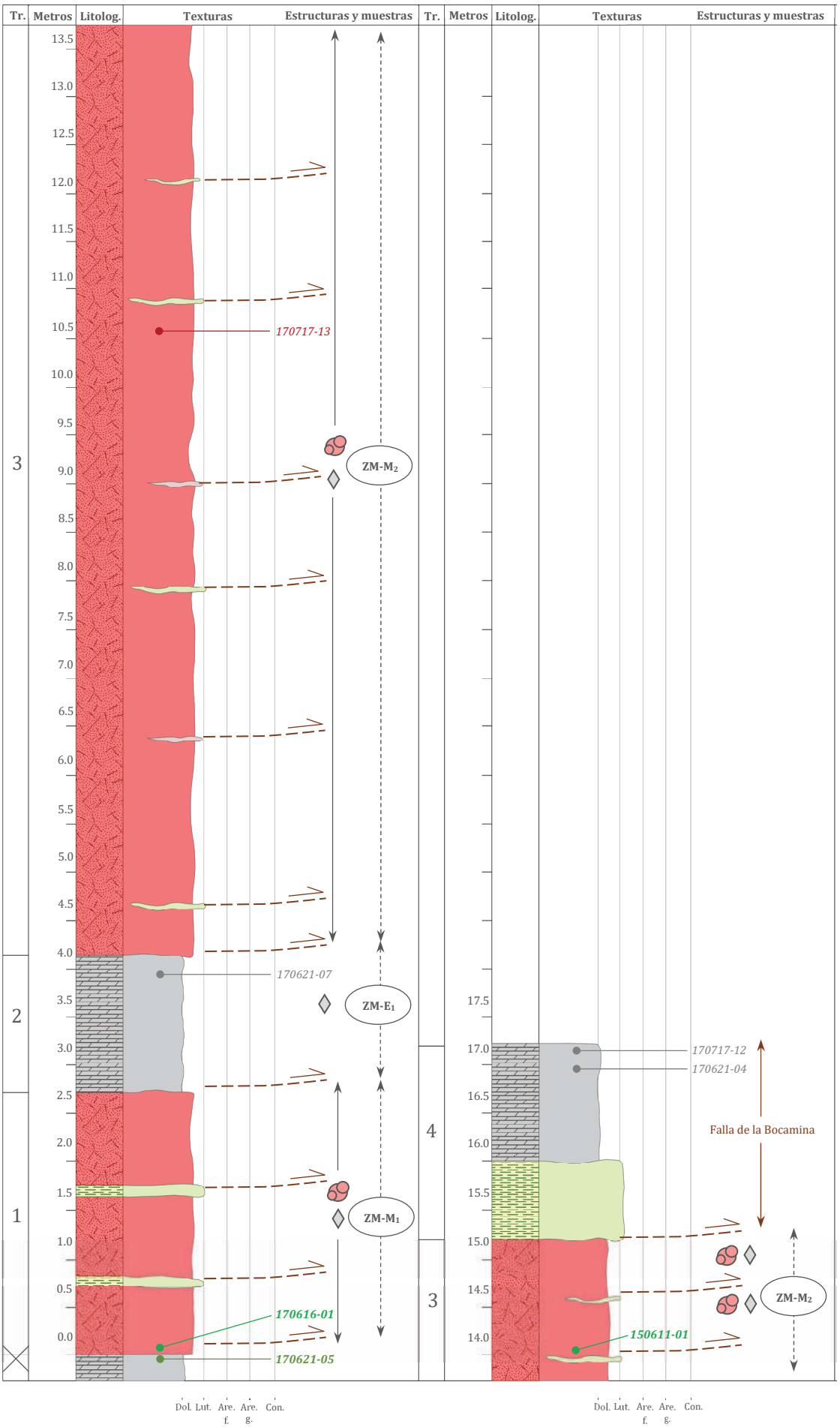
superior), separados entre sí por un cuerpo dolomítico de espesor variable denominado ZM-E_1 (figuras 6.41b y 6.42a). Como ya se ha dicho, a techo de la ZM aparece la falla de la Bocamina, cuya zona de cizalla presenta espesores muy variables, estando constituida, mayoritariamente, por dolomías masivas gris verdosas brechificadas y lutitas y margas pardo-verdosas trituradas (figuras 6.8a, 6.34b y 6.37a). Esta falla parece abrirse en varios planos menores en la zona del hueco minero (figura 6.46a), dividiendo la ZMS en varios niveles mineralizados de poco espesor que, hacia el S y el W, se acuñan y parecen desaparecer por completo.

En la ZM no se han erigido perfiles texturales, pero las muestras recuperadas de esta zona mineralizada pueden ubicarse en el perfil estratigráfico "Gilda" (que puede consultarse en el "***Apéndice 1 – Perfiles estratigráficos***") (figura 7.34). El muestreo de esta zona mineralizada reúne un total de 9 muestras: 2 de ellas pertenecientes a la mineralización del cuerpo ZM-M_2, y el resto perteneciente a los litotipos ya descritos de "dolomías masivas" y "lutitas y margas pardo-verdosas": 3 muestras correspondientes al estéril carbonatado infrayacente a ZM-M_1, 1 muestra perteneciente al cuerpo dolomítico ZM-E_1, 1 muestra procedente de un nivel lutítico dentro de ZM-M_2, y 2 muestras pertenecientes a las dolomías suprayacentes al plano de la falla de la Bocamina.

De las 2 muestras procedentes de la mineralización, una de ellas, la muestra 170717-13, fue tomada en el interior de las labores subterráneas, en una zona donde la mineralización es bastante potente. La muestra está constituida, principalmente, por una hematites masiva a microcristalina idéntica a la de la mineralización de la ZMS, sin rasgos distintivos destacables. La otra muestra (190412-02), en cambio, fue recogida en el exterior de las labores subterráneas (figura 7.2b), en el nivel mineralizado superior de los 3 niveles en que se divide la ZM (figuras 6.46a y 6.47b-c), en una zona en que este se adelgaza hasta los 50 cm, desapareciendo hacia el W y el S de las labores mineras pocos metros más allá de la zona de muestreo. En esta muestra, la mineralización de hematites es muy peculiar, presentando texturas microbialíticas en las que alternan bandas de dolomita blanca y bandas de hematites masiva (figuras 7.35a-e), dentro de las cuales se han reconocido texturas de aspecto hojoso de hematites masiva con una estructura interna compleja (figuras 7.35c-f).

Al analizar estas formas hojosas en FE-SEM se reconocieron una serie de características comunes: [1] en primer lugar, la geometría de estas formas es siempre redondeada, más o menos alargada, con un perímetro definido por una capa de hematites nanométrica que tiene una mayor reflectancia electrónica que la hematites que constituye el resto del ejemplar (figura 7.35f); [2] en segundo término, se observa, en cada uno de los individuos, simetría bilateral, con una columna longitudinal central –parcial o completamente hueca en su interior– que atraviesa al individuo de extremo a extremo; [3] a ambos lados de dicha columna aparece una serie de cámaras paralelas entre sí, dispuestas ortogonalmente a ella, y que se extienden hacia los extremos del ejemplar, cerrándose en las proximidades de la capa perimetral que conforma el borde externo del individuo. La complejidad estructural y la simetría bilateral sugieren que se trate de un organismo fosilizado, de difícil asignación.

Figura 7.34. [*página siguiente*] Levantamiento del perfil estratigráfico "Gilda" (leyenda en la figura 7.20). Las muestras que aparecen en negrita pertenecen al perfil estratigráfico, mientras que aquellas que no lo están se corresponden con otros perfiles correlacionables con este.


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.
3
2
1
4
170717-13
ZM-M2
170621-07
ZM-E1
ZM-M1
170616-01
170621-05
170717-12
170621-04
Falla de la Bocamina
150611-01

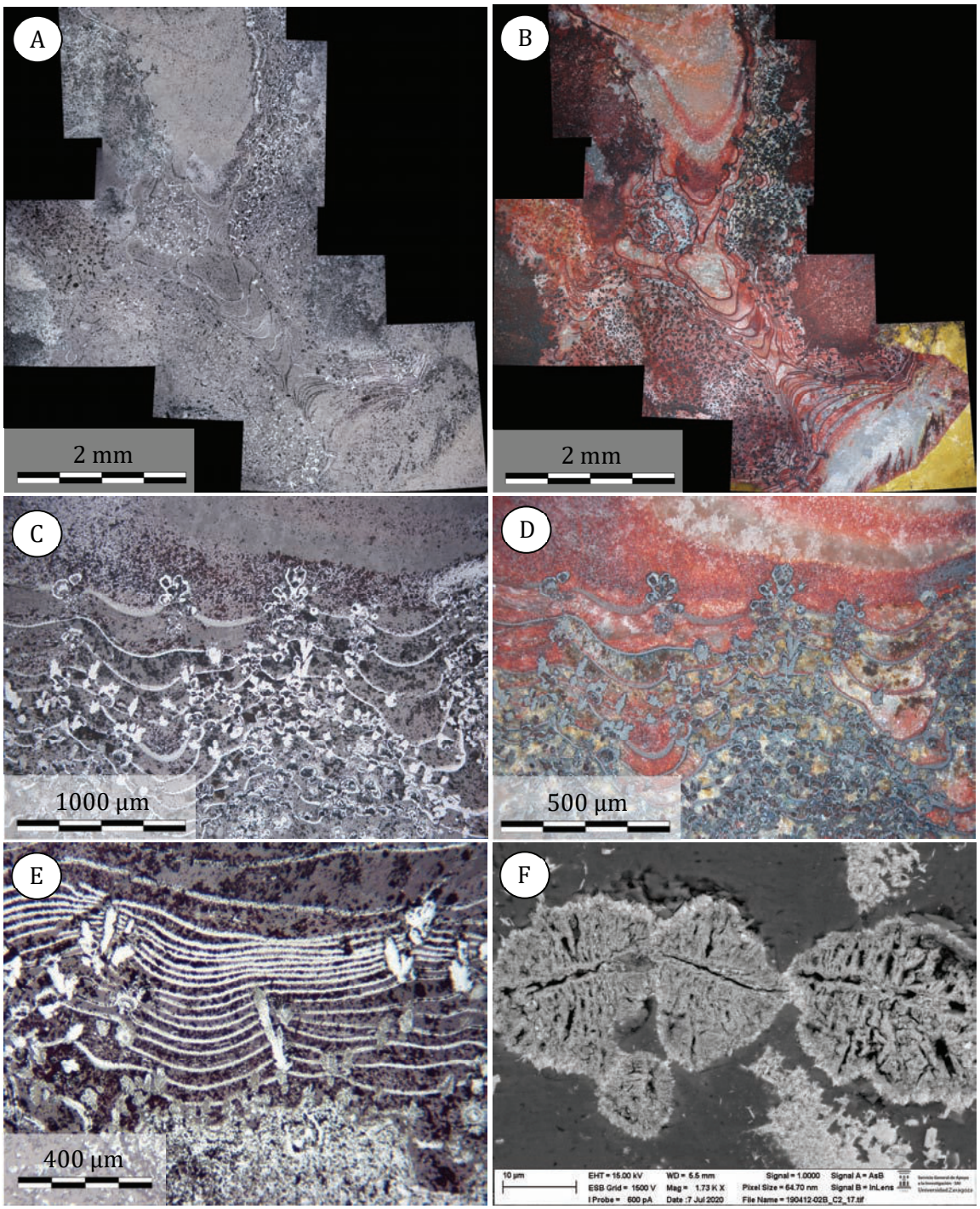


Figura 7.35. **a-d)** (x5) (muestra 190412-02) Imágenes de microscopía óptica de luz reflejada en nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha), en las que se muestra una textura microbialítica bandeada de escala milimétrica, en la que se alternan bandas de carbonato (dolomita) y bandas de hematites masiva; en toda la bioconstrucción pueden verse texturas hojosas constituidas por hematites masiva de alta reflectividad "creciendo" (aparentemente) desde la periferia del microbialito hacia el interior. **e)** (x10) (LR-NC) Ampliación de una zona del mismo microbialito en la que se puede ver la relación entre las texturas dendríticas y las bandas del microbialito. **f)** (x1730) (FE-SEM) Fotografía obtenida mediante electrones secundarios (*InLens*) y retrodispersados (*AsB*) de algunas de las texturas hojosas de hematites más pequeñas, en las que se puede apreciar su compleja estructura interna y la simetría bilateral.

En la misma muestra se observan texturas botroidales fibroso-radiales de dolomita ocre-anaranjada, en las que se reconocen cristales *platy* de hematites paralelos a los cristales fibrosos de dolomita (figuras 7.36a-b). Así mismo, cabe destacar la presencia de un coloide constituido por hematites masiva que parece estar parcialmente reemplazado por la dolomita ocre botroidal (figura 7.36c-d).

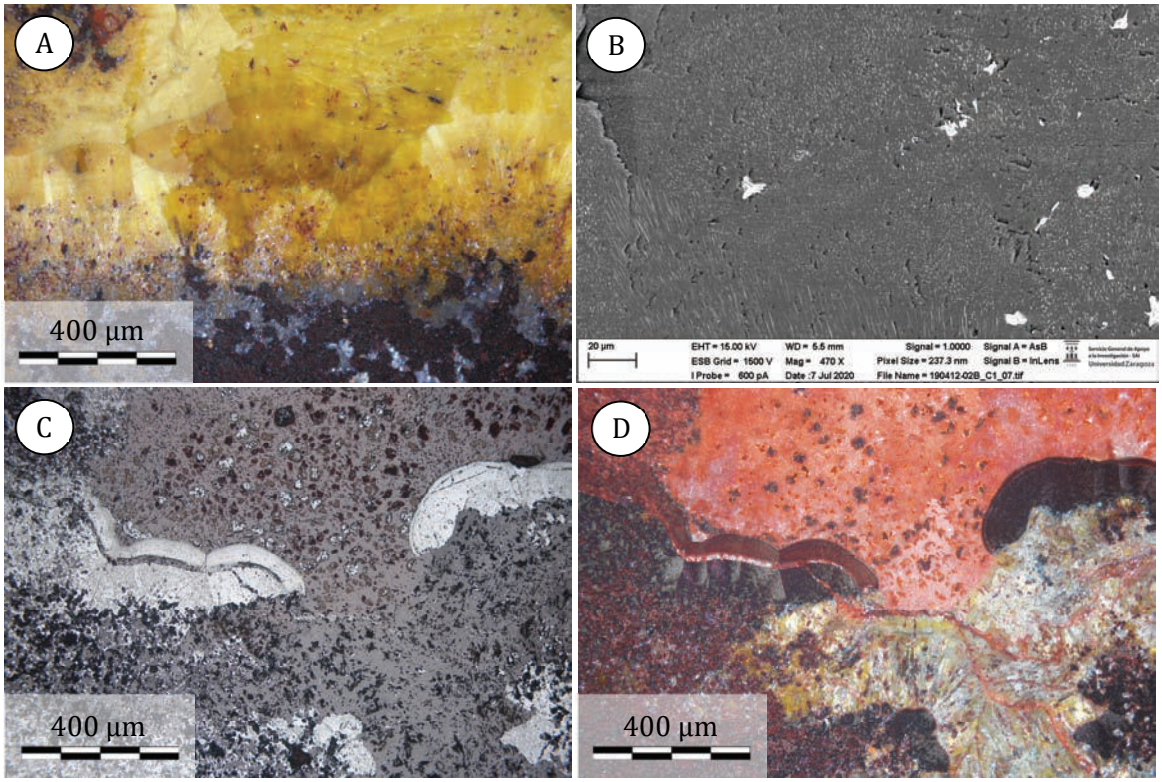


Figura 7.36. **a)** (x10) (LR-NC) (muestra 190412-02) Texturas botroidales de dolomita ocre, con cristales de hematites *platy* en su interior. **b)** (x470) (FE-SEM) (misma muestra) Imagen obtenida mediante electrones secundarios (*InLens*) y retrodispersados (*AsB*) de los cristales de hematites emplazados dentro de estas texturas botroidales de dolomita. **c)** (x10) (LR-NP) y **d)** (x10) (LR-NC) (misma muestra) Texturas coloidales de hematites, en las que se reconoce un reemplazamiento parcial por dolomita (se identifica cariado abundante), preservando parte de la textura original.

7.2.- Análisis mediante TEM

Durante el estudio mineralógico y textural de las muestras se procedió a llevar a cabo un análisis mediante microscopía electrónica de transmisión, con la finalidad de determinar las diferencias en la estructura cristalina existentes entre los cristales de hematites emplazados en una zona de borde de un microbialito globular identificado en la muestra 170208-10 (figuras 7.30b-c); la lamela fue definida sobre la zona de transición entre la hematites *platy* nanométrica del interior de la propia textura biogénica y la hematites *platy* microcristalina que constituye la corona masiva de alta reflectividad que la rodea (figura 7.37a).

Durante la preparación de la muestra (figuras 4.24a-b, j) se hizo patente la diferencia de pulido entre la corona (aparentemente más competente, con pocos huecos intercristalinos y orientación homogénea de los cristales), bien pulida, y la zona interna de la estructura globular (menos resistente, con una abundante porosidad intercristalina), mal pulida.

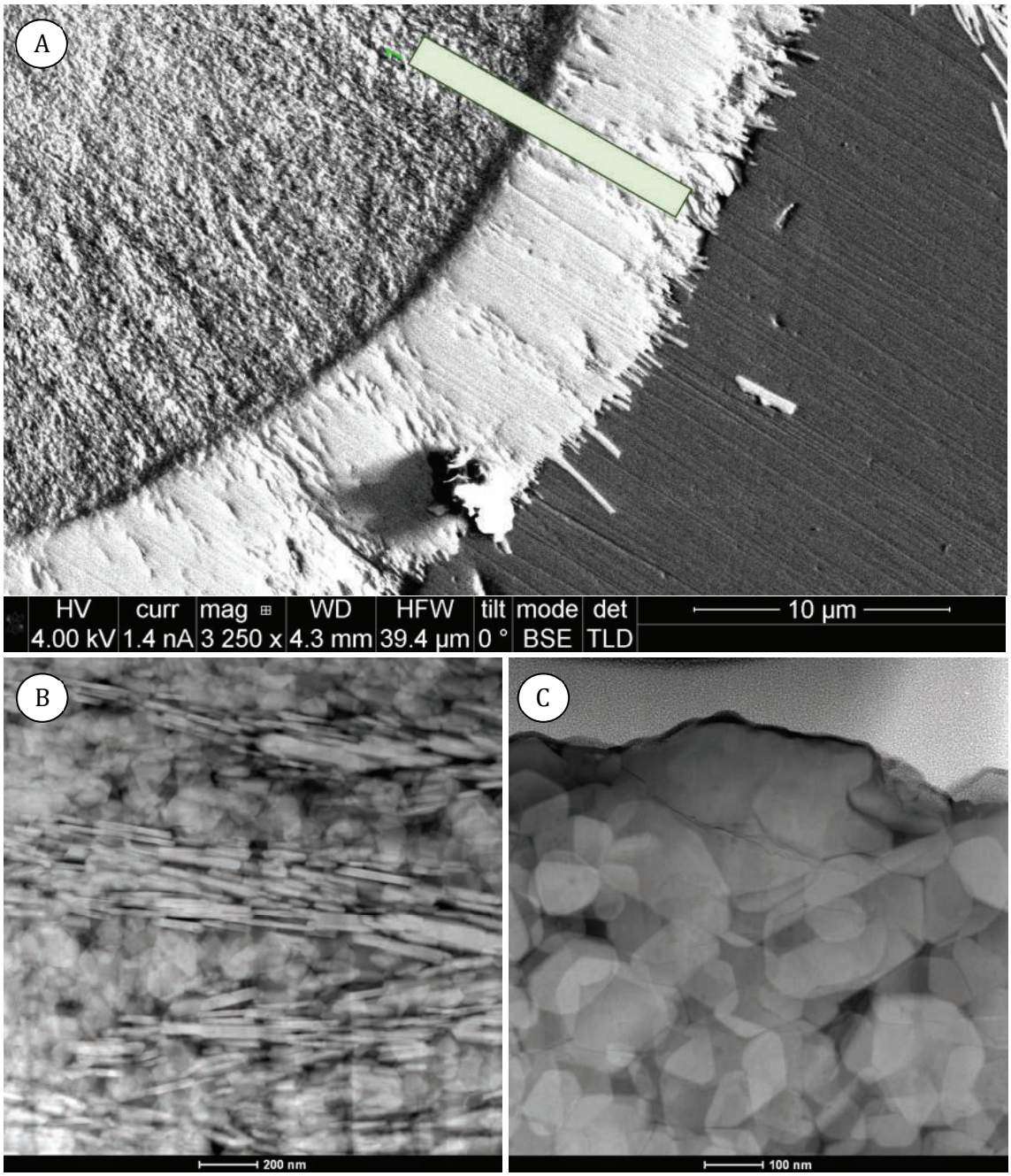


Figura 7.37. **a)** (x3250) (SEM-FIB) (muestra 170208-10) Imagen obtenida mediante electrones retrodispersados (*EsB*) durante la preparación de la muestra (la fotografía, con distinta orientación, abarca el mismo sector que la figura 7.30c), en la que se observa la longitud y orientación de la lamela realizada. **b)** (SEM-FIB) (misma muestra) Imagen de detalle de la zona interna de la textura globular, en la que pueden apreciarse bandas constituidas por cristales *platy* nanométricos de hematites, paralelos entre sí pero perpendiculares a los cristales de otras bandas, adyacentes a ellas. **c)** (SEM-FIB) (misma muestra) Cristales *platy* nanométricos de hematites pertenecientes a una misma banda, todos ellos paralelos al plano de la fotografía; la densa superposición de cristales dificultó las mediciones del espaciado interatómico realizadas (ver texto principal).

En la parte interna de la textura globular puede apreciarse una disposición cristalina heterogénea constituida por bandas de orientación interna homogénea, en la que los cristales, *platy*, se disponen paralelos entre sí, pero perpendiculares a los cristales de otras bandas adyacentes (figura 7.37b). Sobre una de las bandas en la que los cristales se disponen paralelos al plano de la fotografía (figura 7.37c) se

han obtenido imágenes HAADF-STEM (también conocidas como imágenes de contraste Z), que implican recolectar solo los electrones dispersos en ángulos muy grandes; la imagen resultante muestra un contraste de masa (o Z), con regiones más brillantes (de mayor número atómico) y regiones más oscuras (elementos más ligeros) (figura 7.38a). A partir de estas imágenes se han llevado a cabo transformadas de Fourier (FFT) (figura 7.38b), que permiten medir el espaciado interatómico.

En el caso de los cristales *platy* micrométricos de la corona de la textura globular también se han realizado algunas imágenes HAADF-STEM (figura 7.38c), con sus respectivas FFT (figura 7.38d).

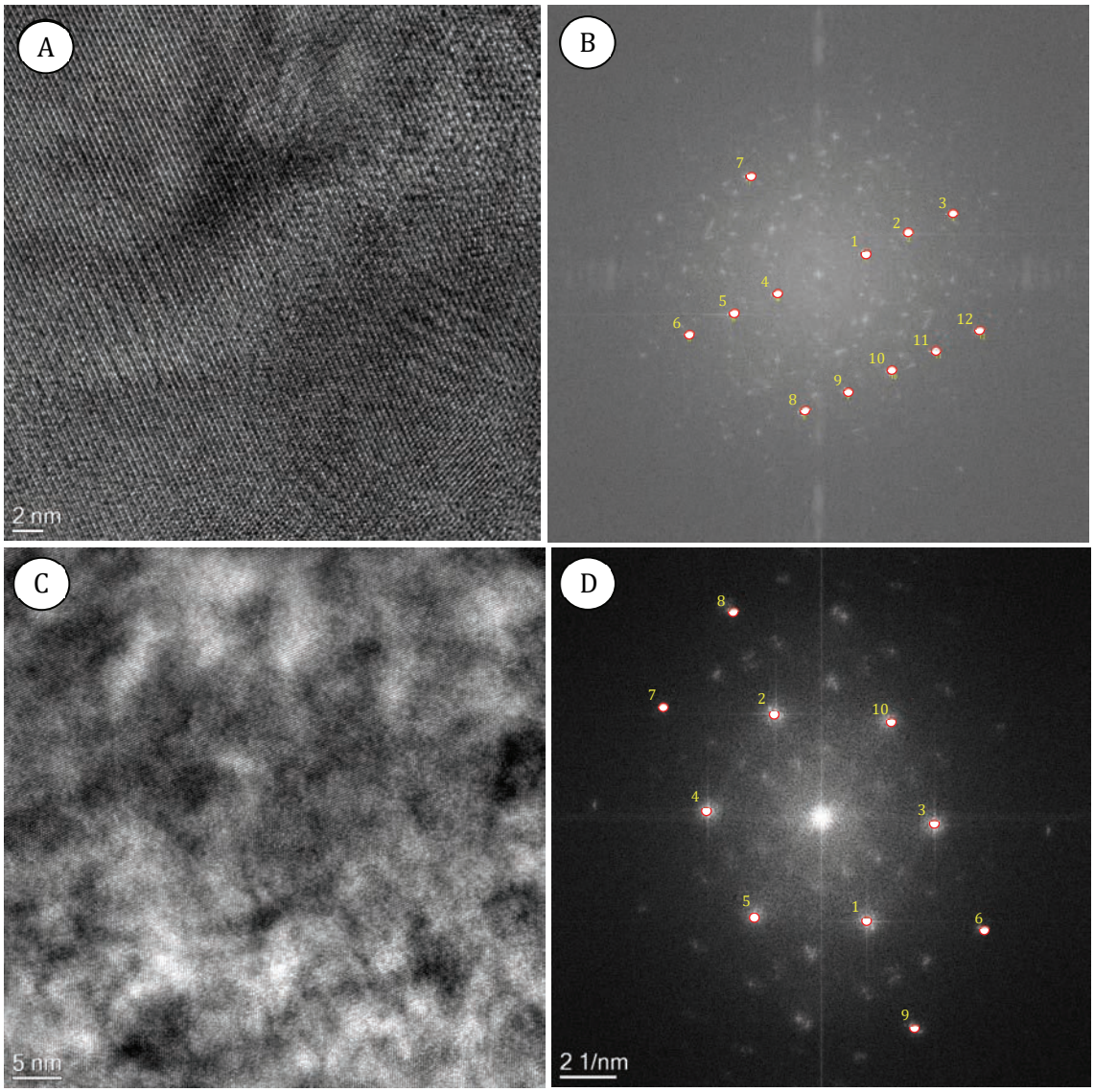


Figura 7.38. **a)** Imagen HAADF-STEM de uno de los cristales *platy* nanométricos de hematites que constituyen la parte interna de la textura globular, en la que se reconocen las localizaciones atómicas ordenadas. **b)** Imagen FFT llevada a cabo sobre la imagen anterior y que ilustra la estructura cristalina de la hematites (se señalan numeradas las posiciones de las mediciones realizadas; tabla 7.10). **c)** Imagen HAADF-STEM de uno de los cristales *platy* micrométricos de hematites que constituyen la corona, reconociéndose las localizaciones atómicas ordenadas. **d)** Imagen FFT de la imagen anterior, que ilustra la estructura cristalina de la hematites (como en la figura b, se señalan las posiciones de las mediciones realizadas; tabla 7.11).

El conjunto de todas las mediciones del espaciado interatómico realizadas se ha recopilado en las tablas 7.10 y 7.11, mostrándose, para cada punto medido, el espaciado d_{hkl} real (medido en nm), el espaciado d_{hkl} teórico (medido en Å), y el hkl de la hematites (Blake *et al*., 1966), de la goethita (Gualtieri & Venturelli, 1999) o de la ferrihidrita (Jansen *et al*., 2002), correspondiente al valor del espaciado d_{hkl} que más se acerca. Así, puede verse como, en la mayor parte de las mediciones, el espaciado d_{hkl} encaja con la fase mineral de la hematites, mientras que el resto de las medidas lo hace con la de la goethita (ninguna lo hace con la ferrihidrita), siendo esta (estadísticamente) más abundante en el interior de la textura globular que en la corona. La existencia de un valor anómalo en las mediciones efectuadas para la zona interna de la textura microbialítica (Spot# 12 de la tabla 7.10) es atribuible a la densa superposición de los cristales nanométricos (figura 7.37c), que dificultaban el análisis.

Tabla 7.10. Listado completo de las 12 mediciones llevadas a cabo sobre la figura 7.38b.

Spot #	*Measured d-spacing (nm)*	*Theoretical d-spacing (A)*	*Mineral (hkl)*
1	0.3756	3.6855	Hematite (012)
2	0.1883	1.8428	Hematite (024)
3	0.1253	1.2595	Hematite (220)
4	0.3717	3.6855	Hematite (012)
5	0.1874	1.8428	Hematite (024)
6	0.1249	1.2595	Hematite (220)
7	0.1504	1.5064	Goethite (020)
8	0.1298	1.3078	Hematite (119)
9	0.1492	1.4989	Goethite (502)
10	0.1495	1.5064	Goethite (020)
11	0.1303	1.3078	Hematite (119)
12	0.107	¿?	-

Tabla 7.11. Listado completo de las 10 mediciones llevadas a cabo sobre la figura 7.38d.

Spot #	*Measured d-spacing (nm)*	*Theoretical d-spacing (A)*	*Mineral (hkl)*
1	0.252	2.519	Hematite (110)
2	0.2541	2.519	Hematite (110)
3	0.253	2.519	Hematite (110)
4	0.2531	2.519	Hematite (110)
5	0.2417	2.4396	Goethite (111)
6	0.1477	1.4873	Hematite (214)
7	0.1486	1.4873	Hematite (214)
8	0.127	1.2595	Hematite (220)
9	0.1265	1.2595	Hematite (220)
10	0.2435	2.4396	Goethite (111)

Capítulo VIII

Geoquímica

8.1.- Análisis realizados

Para complementar el estudio mineralógico y textural de las muestras tomadas en el interior de las labores subterráneas de "Santa Rosa" y su entorno, se ha llevado a cabo una serie de análisis de algunas de las texturas más importantes descritas para la hematites y la dolomita, con la intención de reconocer así las diferencias y similitudes geoquímicas existentes entre ellas. A partir de estos análisis, se han caracterizado geoquímicamente las zonas mineralizadas ZMI (menos recristalizada, con presencia de algunas texturas biogénicas y sedimentarias) y ZMS (más recristalizada). Así pues, el estudio geoquímico ha consistido en los siguientes análisis:

- Análisis mediante EPMA de dos especies minerales (dolomita y hematites) en un total de seis muestras.
- Análisis empleando LA-ICP-MS de dos muestras de hematites del litotipo "hematites masiva", una procedente de la ZMS y otra de la ZMI; en ambas se llevaron a cabo análisis puntuales y análisis lineales para caracterizar la geoquímica de elementos mayoritarios, minoritarios, trazas y REE en la hematites en las dos zonas mineralizadas.
- Estudio isotópico para medir $\delta^{18}O$ en veinte análisis procedentes de tres tacos pulidos del litotipo "hematites masiva" (uno procedente de la ZMI, otro de la ZMS, y un último de la ZM), cuyo propósito es determinar diferencias isotópicas en las tres zonas mineralizadas.

8.1.1.- Análisis de carbonatos mediante EPMA

Para el estudio de las texturas de dolomita se llevaron a cabo un total de 73 análisis distribuidos entre las cuatro generaciones de dolomita reconocidas (figuras 7.5a-n), empleando para ello un total de seis muestras (tabla 4.2): tres pertenecientes al litotipo "dolomías masivas" –en las que la dolomita es el mineral principal– y tres pertenecientes al litotipo "hematites masiva" –donde es un mineral accesorio–. Los resultados de todos estos análisis se resumen en la tabla 8.1.

Tal y como puede verse en los diagramas composicionales de las figuras 8.1a-e, la mayoría de los análisis presenta un contenido de CaO cercano al 30 % –la proporción esperada en una dolomita pura–; no obstante, su contenido en MgO es más variable, aunque inferior al 21.86 % propio de la dolomita pura, presentando una distribución que oscila entre 14.98 % y 20.88 % (figuras 8.1b-c). En todos los casos, las dolomitas están enriquecidas en hierro (desde un 1.38 % hasta un 10.51 % de FeO), el cual presenta una correlación negativa con respecto al MgO, lo que permite inferir que el Fe está sustituyendo al Mg en la estructura de la dolomita y que no es debido a una contaminación por hematites. Así, según el diagrama triangular de la figura 8.1e, se pueden clasificar estas muestras dentro de la serie "paraankerita-dolomita férrica".

Analizando las diferencias y similitudes existentes entre las cuatro generaciones, puede verse como la 3ª G. y la 4ª G. son casi idénticas entre sí, con una menor variabilidad relativa en CaO, MgO y FeO que las otras dos generaciones, que presentan una mayor distribución poblacional en todos los diagramas.

Tabla 8.1. Resumen de los resultados geoquímicos obtenidos para los 73 análisis realizados mediante EPMA en dolomita, organizados por muestra y por generación. Para cada óxido se indican los valores máximo, mínimo y promedio (expresados en %), y la desviación estándar (DS).

		Nº análisis	CaO				MgO				Na2O				FeO			
			Máx.	Min.	Media	DS	Máx.	Min.	Media	DS	Máx.	Min.	Media	DS	Máx.	Min.	Media	DS
Muestra	160212-01	34	30.45	27.91	29.81	0.44	18.85	14.98	17.37	1.06	0.08	0.00	0.01	0.02	9.77	4.12	6.13	1.74
	170208-01	9	30.04	29.20	29.74	0.24	20.88	17.13	18.38	1.35	0.01	0.00	0.00	0.00	6.35	1.89	4.58	1.67
	170621-01	7	30.34	29.50	29.85	0.27	20.87	15.76	18.76	2.18	0.01	0.00	0.00	0.00	8.60	1.38	4.13	3.29
	190412-02b	8	29.88	26.95	27.76	1.02	20.44	18.25	19.09	0.85	0.02	0.00	0.01	0.01	10.51	1.93	7.44	3.45
	190531-02	4	30.38	28.05	29.75	1.14	19.00	15.46	16.56	1.67	0.02	0.00	0.01	0.01	8.27	7.86	8.06	0.22
	190703-02	11	30.30	29.66	30.00	0.17	20.83	15.91	18.75	1.52	0.04	0.00	0.01	0.01	8.83	1.59	4.53	2.19
Generación	1ª G.	8	30.34	27.91	29.70	0.75	20.87	17.44	19.37	1.21	0.04	0.00	0.01	0.01	7.01	1.38	3.34	2.06
	2ª G.	35	30.38	26.95	29.34	1.07	20.88	15.46	18.42	1.41	0.04	0.00	0.01	0.01	10.51	1.59	5.61	2.55
	3ª G.	7	30.34	29.50	29.90	0.29	18.85	15.76	17.23	1.17	0.03	0.00	0.01	0.01	8.60	4.12	6.28	1.93
	4ª G.	23	30.45	29.44	29.89	0.29	18.44	14.98	17.05	1.12	0.08	0.00	0.01	0.02	9.77	4.35	6.66	1.82
	Total	**73**	**30.45**	**26.95**	**29.60**	**0.83**	**20.88**	**14.98**	**17.98**	**1.49**	**0.08**	**0.00**	**0.01**	**0.01**	**10.51**	**1.38**	**5.76**	**2.40**

		Nº análisis	MnO_2				SrO				BaO				C			
			Máx.	Min.	Media	DS	Máx.	Min.	Media	DS	Máx.	Min.	Media	DS	Máx.	Min.	Media	DS
Muestra	160212-01	34	0.85	0.37	0.57	0.12	0.08	0.00	0.01	0.02	0.05	0.00	0.01	0.02	47.20	45.34	46.48	0.42
	170208-01	9	0.47	0.25	0.34	0.08	0.03	0.00	0.01	0.01	0.06	0.00	0.02	0.02	47.37	45.42	46.43	0.61
	170621-01	7	0.63	0.22	0.34	0.18	0.03	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.01	0.01	47.62	46.01	46.66	0.56
	190412-02b	8	0.32	0.17	0.22	0.05	0.04	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	47.83	46.07	47.33	0.56
	190531-02	4	0.68	0.24	0.55	0.21	0.06	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	47.75	46.11	46.73	0.77
	190703-02	11	0.63	0.19	0.43	0.15	0.06	0.00	0.02	0.02	0.06	0.00	0.02	0.02	47.55	46.49	47.08	0.35
Generación	1ª G.	8	0.53	0.23	0.35	0.12	0.03	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.01	0.01	47.62	45.52	46.73	0.61
	2ª G.	35	0.68	0.17	0.39	0.16	0.08	0.00	0.01	0.02	0.06	0.00	0.01	0.02	47.83	45.34	46.83	0.66
	3ª G.	7	0.81	0.22	0.57	0.19	0.06	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	46.85	46.01	46.48	0.31
	4ª G.	23	0.85	0.37	0.57	0.13	0.07	0.00	0.01	0.02	0.05	0.00	0.01	0.02	47.20	45.94	46.52	0.38
	Total	**73**	**0.85**	**0.17**	**0.46**	**0.18**	**0.08**	**0.00**	**0.01**	**0.02**	**0.06**	**0.00**	**0.01**	**0.02**	**47.83**	**45.34**	**46.69**	**0.57**

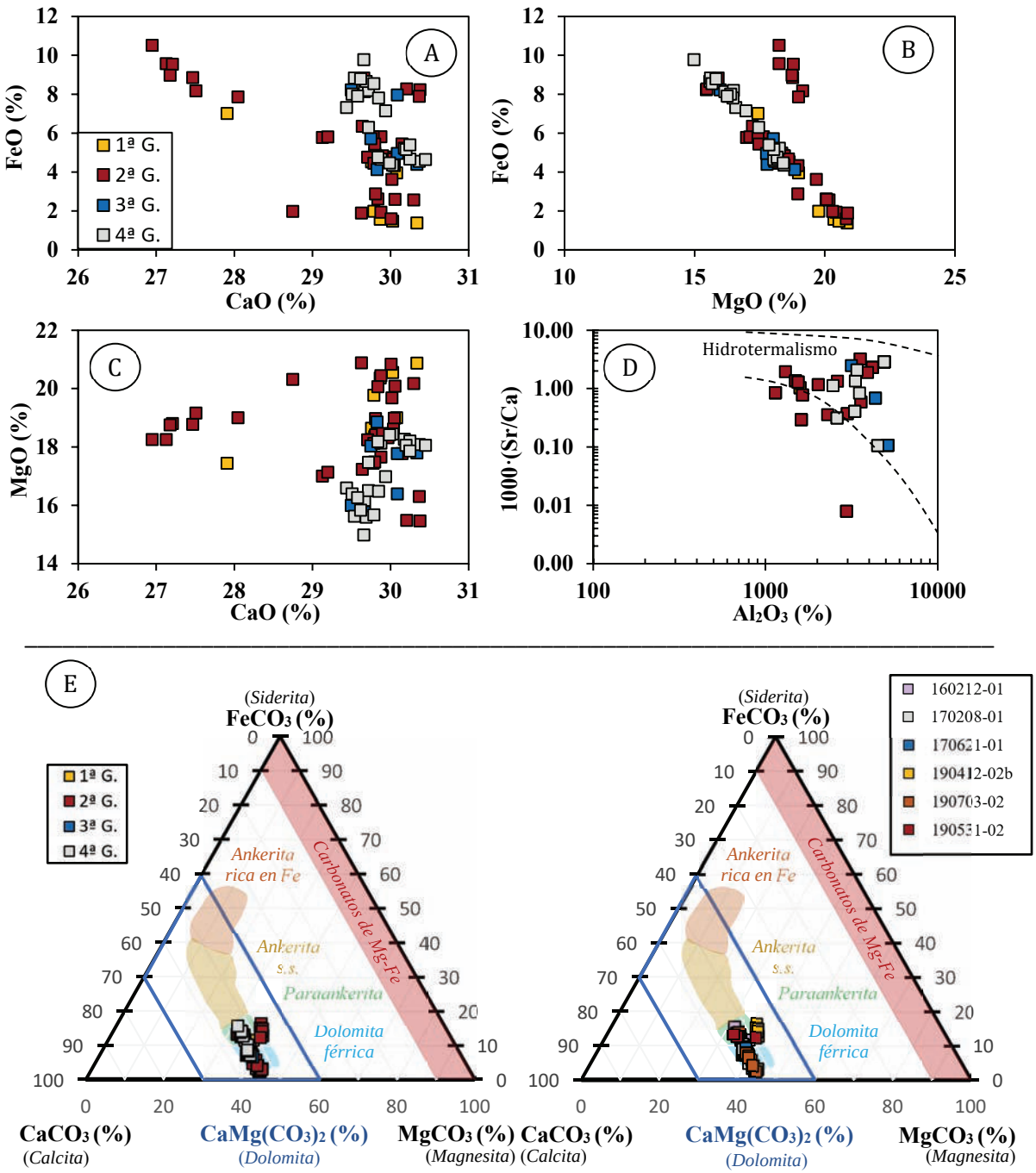


Figura 8.1. **a-c)** Diagramas composicionales de las cuatro generaciones de dolomita identificadas (explicación en el texto principal). **d)** Diagrama composicional Mn (ppm) vs 1000·Sr/Ca (Brand & Veizer, 1980) modificado y comparado con el diagrama Mn (ppm) vs Sr/Ca (Veizer *et al.*, 1989) para determinar la influencia del hidrotermalismo durante la formación de las dolomías. **e)** Diagramas triangulares $FeCO_3$ (%) – $CaCO_3$ (%) – $MgCO_3$ (%), en los que se han representado las composiciones de los análisis realizados, expresados según la generación de dolomita (izquierda) y según la muestra analizada (derecha) –la relación de las muestras con las zonas mineralizadas y cuerpos de estéril es la siguiente: 160212-01 (ZMS), 170208-01 (ZMI), 170621-01 (IZ), 190412-02b (ZM), 190703-02 (ZMI) y 190531-02 (ZMS)–. Tal y como puede verse en ambos diagramas, todos los análisis se distribuyen dentro del campo de la dolomita, y, más concretamente, dentro de los campos de la paraankerita y la dolomita férrica, independientemente de la generación o de la muestra analizadas.

8.1.2.- Análisis de hematites mediante LA-ICP-MS

Para el estudio geoquímico de las texturas de hematites se llevó a cabo un análisis previo mediante EPMA de las siguientes muestras: 170208-01 y 190531-02 (tabla 4.2) –procedentes de la ZMI y la ZMS, respectivamente (tabla 7.8)–; posteriormente, ambas muestras fueron sometidas a un estudio más exhaustivo utilizando LA-ICP-MS, en el que se analizaron elementos mayoritarios, minoritarios, trazas y REE –el resumen de los resultados obtenidos para elementos mayoritarios, minoritarios y trazas por este segundo método analítico, mucho más preciso que el primero, puede consultarse en las tablas 8.2 y 8.3–. El conjunto de todos los análisis del LA-ICP-MS en estas muestras asciende a un total de 33 análisis puntuales y 5 análisis lineales (figuras 8.2a-e y 8.3a-e) –estos últimos constituidos, a su vez, por un total de 681 datos puntuales–, distribuidos de la siguiente forma:

- Muestra 190531-02 (ZMS) →
  - 2 análisis lineales: Line-A1 y Line-A2 (figuras 8.2a-b)
  - 12 análisis puntuales (figuras 8.2c-e)
- Muestra 170208-01 (ZMI) →
  - 3 análisis lineales: Line-B, Line-C y Line-D (figuras 8.3a-b, e)
  - 21 análisis puntuales (figuras 8.3a-e)

En total, los 33 análisis puntuales y los 5 análisis lineales efectuados abarcan un conjunto de 5 texturas diferentes:

- Texturas botroidales-reniformes (Bot) → Analizadas exclusivamente en la muestra 190531-02, este tipo de texturas es, como ya se ha explicado, muy abundante en la ZMS –los botroides aparecen en todas las muestras de esta zona mineralizada–, siendo su presencia en la ZMI mucho menor.

  Todo el conjunto de análisis efectuados en esta muestra pretende caracterizar la composición geoquímica general de los botroides de la ZMS, de origen claramente no sedimentario ni biogénico, para poder ser comparada con la composición de las texturas biogénicas de la muestra 170208-01. Así mismo, los dos análisis lineales y los cuatro primeros análisis puntuales efectuados en la muestra 190531-02 pretenden caracterizar la composición interna de un botroide bandeado de tamaño centimétrico y analizar posibles diferencias entre las bandas más masivas –y de mayor reflectividad– y las bandas más porosas –de menor reflectividad– (figuras 8.2a-b); el resto de los análisis puntuales persiguen destacar posibles diferencias y/o similitudes composicionales entre los botroides de tamaño micrométrico y sus símiles de escala centimétrica.
- Texturas microbialíticas (Mbi) → Todas estas texturas, de geometrías muy variadas, son de origen microbialítico, posiblemente dendrolitos, aunque algunas de ellas son de difícil asignación. Con el fin de determinar las diferencias existentes entre estas texturas y las de origen no biogénico de la muestra 170208-01, así como de valorar las diferencias existentes con las texturas botroidales típicas de la ZMS, se han llevado a cabo sobre ellas un total de 13 análisis puntuales y 3 análisis lineales, todos ellos en la muestra 170208-01 (figuras 8.3a-b, d-e).
- Pseudomorfos (Pse) → Fantasmas de pseudomorfos constituidos por hematites masiva; dado su tamaño, por lo general inferior al diámetro del punto del haz del láser (75 μm), en estas texturas únicamente se han podido

Tabla 8.2. Resumen de los resultados obtenidos en elementos mayoritarios, minoritarios y trazas de los 33 análisis puntuales realizados mediante LA-ICP-MS en las texturas de hematites estudiadas (a diferencia de los análisis lineales, el Ge y el Mo no fueron medidos en estos análisis); para cada elemento se expresan los valores máximo, mínimo y promedio (medidos en ppm), así como la desviación estándar (DS). Los valores de Fe expresados en esta tabla fueron medidos mediante EPMA y utilizados para la calibración del LA-ICP-MS.

Muestra	Textura	Nº análisis	Mg				Al				Si				P			
			Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS
	Cementos	4	301.09	244.32	272.40	27.27	4777.87	3346.56	4040.32	725.32	13083.98	8597.92	10690.74	2082.13	253.56	196.81	232.10	25.60
170208-01	Pseudomorfos	4	285.48	218.85	248.97	28.12	5525.03	4130.41	4978.25	595.40	14090.94	11832.15	12556.26	1037.10	244.90	222.56	234.98	10.46
	Microbialitos	13	322.29	191.47	242.33	35.27	5155.75	3101.85	3979.13	760.70	13919.89	6644.46	9607.16	2586.24	282.71	177.47	233.99	29.94
190531-02	Botroides	12	110.42	66.69	90.05	15.17	8568.51	3686.23	6499.56	1593.18	10625.75	6422.41	8388.31	1243.69	102.23	9.30	41.14	31.98

Muestra	Textura	Nº análisis	K				Ca				Sc				Ti			
			Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS
	Cementos	4	299.84	141.74	197.87	70.75	580.11	395.11	452.99	85.64	4.59	3.25	4.03	0.59	322.15	112.75	199.22	96.03
170208-01	Pseudomorfos	4	435.02	351.68	382.92	36.50	346.72	273.91	312.86	29.92	6.59	4.09	5.60	1.06	213.60	93.42	148.35	50.44
	Microbialitos	13	491.06	74.18	228.86	140.04	501.67	295.58	362.52	57.39	5.92	2.93	4.42	1.00	303.46	20.71	104.60	86.23
190531-02	Botroides	12	571.59	143.24	256.41	142.91	951.42	482.84	720.67	136.34	2.91	1.26	2.05	0.56	107.66	0.00	29.53	45.31

Muestra	Textura	Nº análisis	V				Cr				Mn				Fe			
			Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS
	Cementos	4	86.66	69.45	77.68	8.05	8.77	1.75	4.48	3.36	2250.66	84.17	643.31	1071.81	663101.14	663101.14	663101.14	0.00
170208-01	Pseudomorfos	4	144.11	108.38	118.73	17.13	2.77	1.61	2.21	0.47	143.26	90.78	113.34	22.23	669185.92	664989.52	667227.60	1720.77
	Microbialitos	13	143.25	59.53	88.28	26.72	7.55	0.68	2.13	1.90	449.64	82.28	185.05	117.09	676179.92	660093.72	665893.36	5189.36
190531-02	Botroides	12	10.39	0.40	3.50	3.41	0.51	0.13	0.34	0.13	201.38	91.71	123.05	35.65	673242.44	635544.78	664103.61	11290.46

Muestra	Textura	Nº análisis	Co				Ni				Cu63				Cu65			
			Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS
	Cementos	4	22.79	2.97	8.57	9.54	47.35	34.03	38.82	6.10	44.69	0.14	15.08	25.64	43.26	0.11	10.99	21.51
170208-01	Pseudomorfos	4	3.40	2.66	2.97	0.31	30.77	25.27	28.79	2.44	0.11	0.06	0.08	0.03	0.16	0.09	0.13	0.05
	Microbialitos	13	12.24	2.98	5.36	2.57	85.69	24.93	38.18	15.66	5.60	0.07	1.34	2.21	5.05	0.08	1.31	2.11
190531-02	Botroides	12	0.87	0.48	0.71	0.11	9.32	1.08	3.13	2.79	12.89	1.87	5.54	3.52	12.81	1.86	5.54	3.55

Muestra	Textura	Nº análisis	Zn				Ga				As				Rb			
			Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS
	Cementos	4	167.64	26.11	66.18	67.99	2.25	1.18	1.50	0.50	5872.00	707.79	2263.55	2433.94	2.53	1.29	1.94	0.53
170208-01	Pseudomorfos	4	39.38	28.85	33.19	4.43	2.07	1.53	1.76	0.24	1502.87	891.25	1163.34	253.79	3.68	2.83	3.26	0.39
	Microbialitos	13	98.96	25.80	47.15	18.10	3.44	1.32	1.89	0.57	4201.83	930.58	1721.96	807.78	4.13	0.50	2.07	1.20
190531-02	Botroides	12	704.46	231.00	390.28	156.44	0.69	0.12	0.37	0.20	195.66	38.75	107.26	51.49	1.91	0.39	1.05	0.54

Muestra	Textura	Nº análisis	Sr				Zr				Nb				Sn			
			Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS
	Cementos	4	49.55	9.92	22.03	18.49	5.73	4.71	5.42	0.48	1.41	1.04	1.15	0.18	1.10	0.26	0.63	0.36
170208-01	Pseudomorfos	4	18.52	12.87	15.11	2.46	5.64	3.70	4.69	0.80	1.12	0.73	0.96	0.17	0.33	0.24	0.28	0.04
	Microbialitos	13	27.00	10.45	17.38	4.44	5.97	2.99	4.55	0.96	1.51	0.36	0.82	0.39	0.35	0.09	0.22	0.06
190531-02	Botroides	12	35.51	10.89	27.80	9.22	3.99	0.03	1.54	1.47	0.65	0.00	0.23	0.28	0.16	0.00	0.06	0.06

Muestra	Textura	Nº análisis	Ba				Ta				W				Pb			
			Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS
	Cementos	4	86.32	28.42	52.78	27.33	0.06	0.00	0.04	0.03	6.67	3.93	5.60	1.26	672.03	139.52	309.82	245.90
170208-01	Pseudomorfos	4	42.48	31.41	37.44	4.66	0.03	0.00	0.01	0.01	5.87	4.50	5.39	0.64	370.78	195.25	265.80	77.43
	Microbialitos	13	48.55	16.71	34.55	9.70	0.11	0.00	0.02	0.03	6.55	4.55	5.60	0.65	708.23	132.79	293.79	161.78
190531-02	Botroides	12	27.66	10.63	17.02	5.11	0.01	0.00	0.00	0.00	0.77	0.00	0.43	0.29	24.31	3.70	13.35	6.87

Muestra	Textura	Nº análisis	Th				U			
			Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS
	Cementos	4	3.27	2.68	3.03	0.28	23.81	18.57	21.82	2.28
170208-01	Pseudomorfos	4	4.05	2.70	3.40	0.58	68.21	36.52	52.38	13.51
	Microbialitos	13	4.04	1.45	2.84	0.84	69.09	13.90	31.91	20.60
190531-02	Botroides	12	0.31	0.01	0.13	0.13	22.60	4.19	12.19	5.74

llevar a cabo 4 análisis puntuales (figuras 8.3a-c), aunque el análisis lineal Line-D (figuras 8.3e) también registra su composición hacia su extremo terminal.

- Cementos (Cem) → Masas de hematites *platy* nano- a micrométrica, con porosidad intercristalina abundante, geometrías amorfas y sin organización interna. Suelen aparecer recubriendo a otras texturas (figuras 8.3a-c, e) o reemplazándolas, con signos evidentes de cariado convexo hacia ellas (figura 8.3c). En estos cementos de hematites se han realizado 4 análisis puntuales, aunque también quedan registrados en el análisis lineal Line-D.

Tabla 8.3. Resumen de los resultados obtenidos en elementos mayoritarios, minoritarios y trazas para los 5 análisis lineales (681 datos puntuales) realizados mediante LA-ICP-MS en las texturas de hematites estudiadas. Para cada elemento se expresan los valores máximo, mínimo y promedio (medidos en ppm), así como la desviación estándar (DS). Los valores de Fe expresados en esta tabla fueron medidos mediante EPMA y utilizados para la calibración del LA-ICP-MS.

Texturas	*Nº análisis*	*Mg*				*Al*				*Si*				*P*				*K*			
		Máx.	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**
Botroide (banda clara)	229	130.41	59.86	95.06	16.86	9761.88	7324.11	8656.97	475.84	11143.00	7164.94	8675.86	629.67	97.37	9.11	33.46	16.27	556.55	231.58	393.07	92.00
Botroide (banda oscura)	150	116.85	62.96	79.30	13.34	9774.31	6797.88	8520.55	466.89	11459.30	7214.62	9575.77	745.62	142.88	18.36	70.86	26.94	500.62	228.13	302.24	52.56
Pseudomorfo + Cemento	56	370.00	122.07	234.09	52.73	5819.96	2998.74	4131.85	558.06	15826.33	8502.76	12208.91	1739.34	267.74	132.24	192.45	26.36	1070.28	146.16	309.82	131.95
Microbialito	246	346.35	142.05	238.44	43.24	5827.85	2602.74	4277.63	724.28	14383.78	7001.21	10774.57	1743.15	305.74	164.33	221.25	26.82	508.88	104.00	316.41	121.76

Texturas	*Nº análisis*	*Ca*				*Sc*				*Ti*				*V*				*Cr*			
		Máx.	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**
Botroide (banda clara)	229	834.52	425.46	657.63	85.26	3.44	2.24	2.89	0.24	1.94	0.00	0.43	0.42	8.18	0.36	1.63	1.35	0.81	0.00	0.16	0.15
Botroide (banda oscura)	150	869.98	455.11	605.30	93.57	3.32	2.16	2.66	0.23	2.27	0.00	0.60	0.52	10.66	0.68	5.39	2.91	0.89	0.00	0.21	0.21
Pseudomorfo + Cemento	56	555.41	260.15	377.67	47.83	5.50	2.37	3.87	0.72	106.04	31.25	56.46	14.20	112.79	70.36	83.00	8.63	2.93	0.63	1.42	0.63
Microbialito	246	612.01	185.27	329.80	72.98	6.36	2.69	4.50	0.94	146.91	22.13	82.12	37.12	151.89	54.22	101.71	27.47	8.16	0.36	1.51	0.71

Texturas	*Nº análisis*	*Mn*				*Fe*				*Co*				*Ni*				*^{63}Cu*			
		Máx.	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**
Botroide (banda clara)	229	237.96	123.77	175.75	26.07	659159.26	659159.26	659159.26	0.00	6.04	0.33	0.62	0.39	6.70	0.49	1.86	0.89	8.59	2.30	4.44	0.87
Botroide (banda oscura)	150	195.96	111.53	138.27	17.37	659159.26	659159.26	659159.26	0.00	1.28	0.41	0.76	0.17	10.96	0.96	4.75	2.36	6.99	1.81	3.31	1.05
Pseudomorfo + Cemento	56	460.23	106.88	281.01	86.93	669371.20	669371.20	669371.20	0.00	16.03	2.94	9.58	3.74	68.54	24.41	46.95	12.31	4.49	0.27	1.00	0.59
Microbialito	246	222.01	66.34	124.42	28.46	669371.20	669371.20	669371.20	0.00	7.77	2.29	3.78	1.19	44.35	21.43	31.37	5.66	1.21	0.00	0.37	0.25

Texturas	*Nº análisis*	*^{65}Cu*				*Zn*				*Ga*				*Ge*				*As*			
		Máx.	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**
Botroide (banda clara)	229	10.01	2.21	4.43	0.96	772.51	493.37	623.17	68.56	0.79	0.11	0.33	0.14	5.96	0.20	1.41	1.32	152.59	20.16	54.34	32.40
Botroide (banda oscura)	150	6.08	1.50	3.20	1.04	798.63	557.93	684.98	42.55	1.03	0.15	0.57	0.19	7.72	0.60	4.35	1.97	173.12	31.82	117.56	39.70
Pseudomorfo + Cemento	56	1.93	0.33	0.93	0.37	160.55	30.30	83.61	32.54	4.35	1.20	2.59	0.96	16.86	7.02	11.36	2.58	4236.33	726.43	2324.59	996.23
Microbialito	246	1.36	0.00	0.38	0.27	66.75	20.41	37.58	8.68	2.65	0.95	1.79	0.36	15.87	6.83	10.81	1.94	1763.65	494.67	984.06	250.91

Texturas	*Nº análisis*	*Rb*				*Sr*				*Zr*				*Nb*				*Mo*			
		Máx.	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**
Botroide (banda clara)	229	1.88	0.00	0.69	0.39	29.98	6.95	17.37	6.04	1.96	0.04	0.38	0.35	0.02	0.00	0.00	0.00	5.49	0.00	1.25	1.28
Botroide (banda oscura)	150	2.79	0.18	1.54	0.65	28.48	12.93	22.99	3.20	2.98	0.09	1.43	0.83	0.04	0.00	0.01	0.01	7.50	0.17	4.10	1.91
Pseudomorfo + Cemento	56	7.30	1.09	2.95	1.01	32.79	9.80	21.69	5.90	4.87	1.25	2.91	0.86	0.79	0.18	0.45	0.14	22.79	10.92	14.80	2.33
Microbialito	246	4.90	0.77	2.84	0.97	20.88	8.27	14.68	2.51	6.17	2.74	4.32	0.73	1.44	0.27	0.74	0.24	25.78	13.57	18.64	2.33

Texturas	*Nº análisis*	*Sn*				*Ba*				*Ta*				*W*				*Pb*			
		Máx.	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**
Botroide (banda clara)	229	0.44	0.00	0.13	0.09	53.68	7.03	12.68	4.57	0.02	0.00	0.00	0.00	1.26	0.00	0.17	0.22	20.91	2.01	7.57	4.62
Botroide (banda oscura)	150	0.73	0.00	0.24	0.14	20.95	7.30	11.89	2.04	0.02	0.00	0.00	0.00	1.58	0.00	0.66	0.35	26.62	4.60	17.51	6.21
Pseudomorfo + Cemento	56	10.70	0.70	3.59	2.65	86.91	24.96	56.91	17.07	0.05	0.00	0.01	0.01	6.98	2.47	4.08	1.03	632.86	144.66	380.62	132.65
Microbialito	246	3.31	0.10	1.01	0.67	45.81	16.45	33.31	6.12	0.03	0.00	0.00	0.01	8.35	3.46	5.75	0.96	373.12	83.37	237.03	63.09

Texturas	*Nº análisis*	*Th*				*U*			
		Máx.	**Mín.**	**Media**	**DS**	**Máx.**	**Mín.**	**Media**	**DS**
Botroide (banda clara)	229	0.11	0.01	0.05	0.02	22.48	6.43	11.05	3.11
Botroide (banda oscura)	150	0.16	0.02	0.09	0.03	26.16	9.78	18.52	4.53
Pseudomorfo + Cemento	56	2.00	0.86	1.32	0.30	22.96	12.13	17.35	2.43
Microbialito	246	3.92	1.42	2.70	0.60	71.36	13.26	40.74	18.39

El conjunto de todos los análisis efectuados (los 33 análisis puntuales y los 5 análisis lineales) permite establecer una serie de diferencias composicionales claras entre las texturas botroidales de la muestra 190531-02 –perteneciente a la ZMS– y las texturas de la muestra 170208-01 –procedente de la ZMI–. Estas distinciones se hacen evidentes en la mayor parte de los diagramas composicionales realizados (figuras 8.4a-e y 8.5a-j), permitiendo definir una nube de puntos completamente independiente para los botroides y otra para el resto de texturas en la mayor parte de las comparativas; las texturas de la muestra 170208-01, a su vez, también presentan una cierta ordenación composicional diferente entre sí, aunque esta es menos evidente.

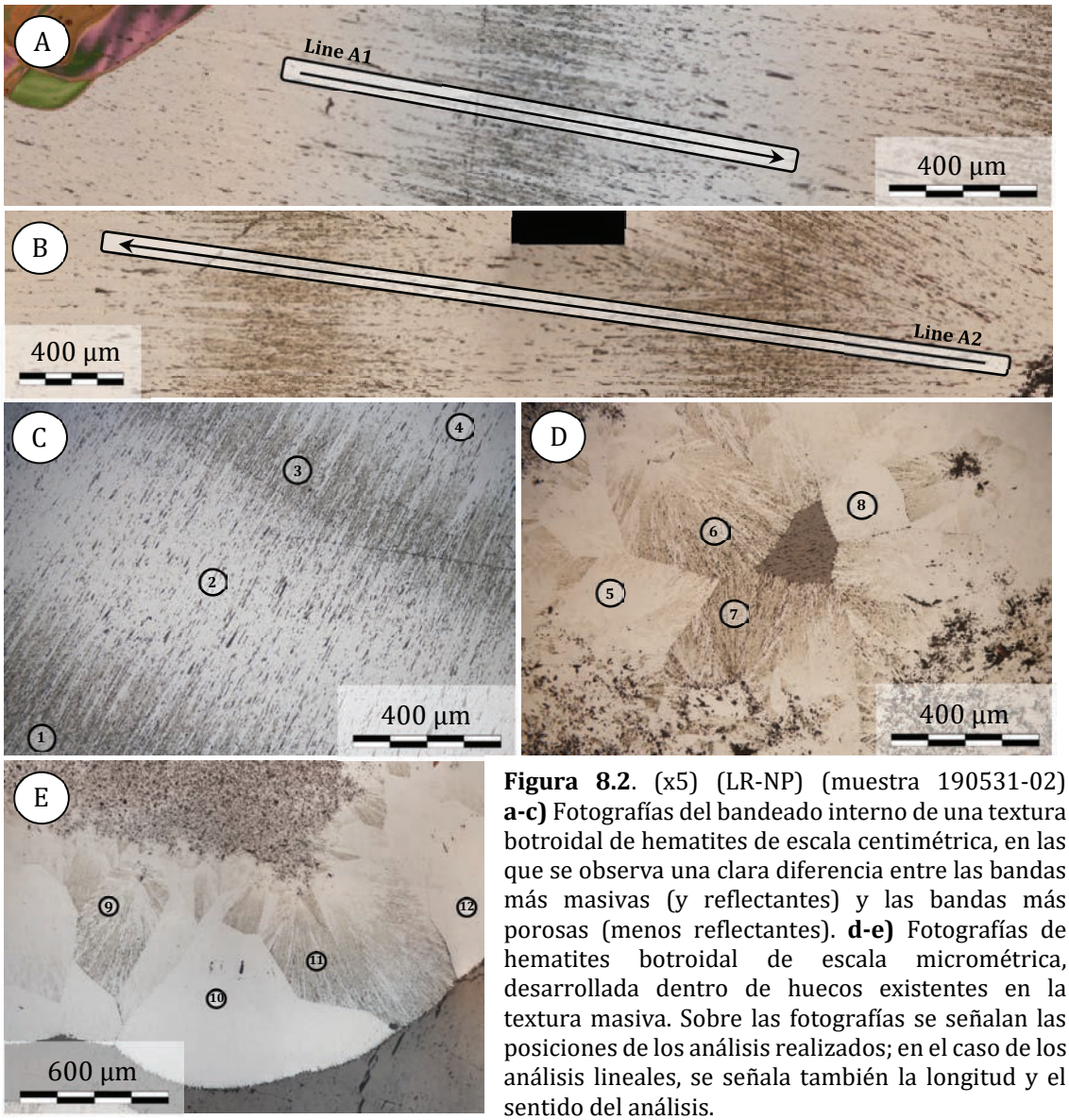
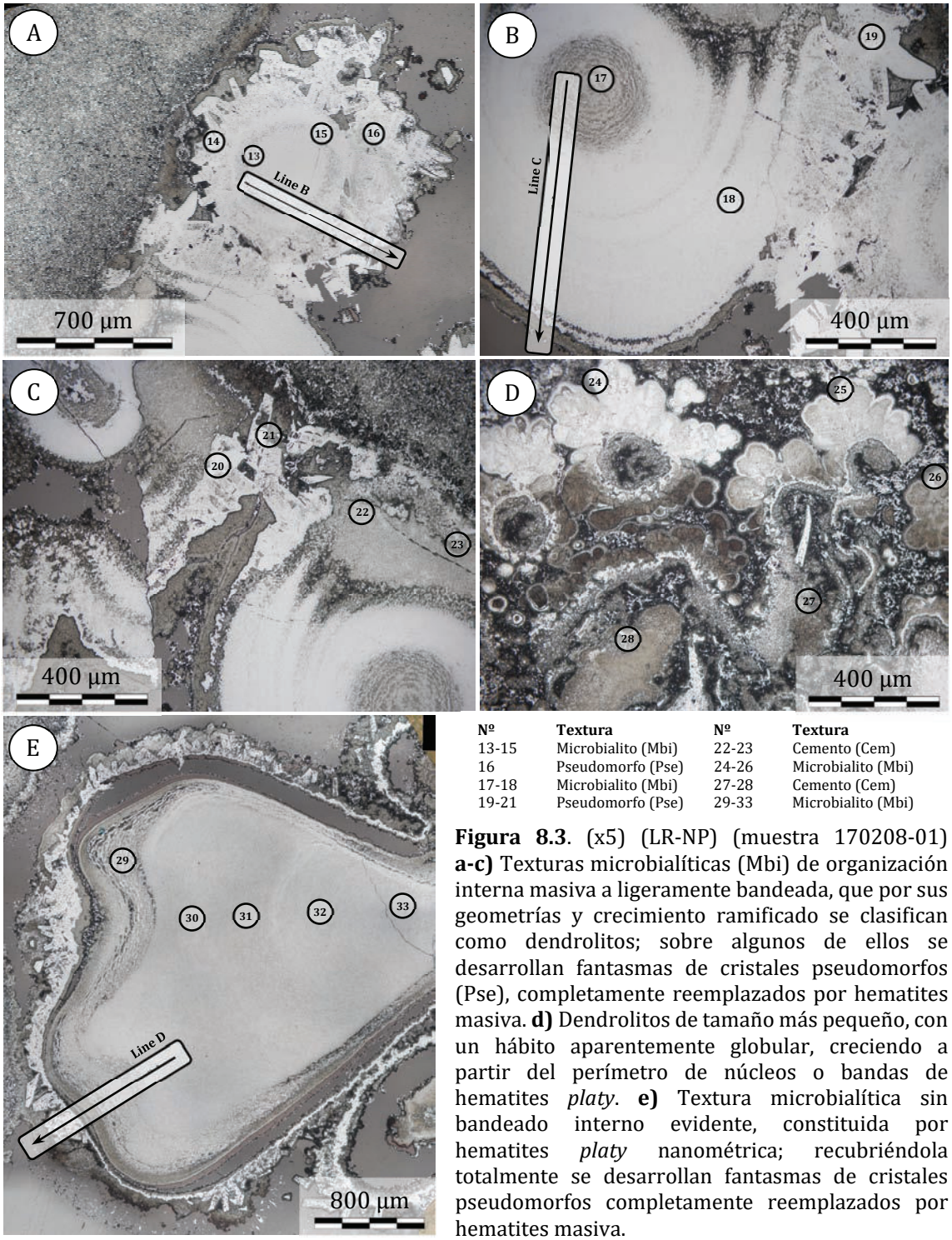


Figura 8.2. (x5) (LR-NP) (muestra 190531-02) **a-c)** Fotografías del bandeado interno de una textura botroidal de hematites de escala centimétrica, en las que se observa una clara diferencia entre las bandas más masivas (y reflectantes) y las bandas más porosas (menos reflectantes). **d-e)** Fotografías de hematites botroidal de escala micrométrica, desarrollada dentro de huecos existentes en la textura masiva. Sobre las fotografías se señalan las posiciones de los análisis realizados; en el caso de los análisis lineales, se señala también la longitud y el sentido del análisis.

8.1.2.1.- Geoquímica de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas

Las texturas estudiadas presentan valores muy elevados de Fe_2O_3 (90-97 % en peso; esto es, 63-68 % de Fe elemental) y bajos contenidos del resto de elementos. Así, los componentes más abundantes después del Fe_2O_3, en orden descendente de proporción, son: SiO_2 (< 3.5 %), Al_2O_3 (< 2 %), CaO (< 0.13 %), P_2O_5 (< 0.08 %) y MgO (< 0.05 %). En las figuras 8.4a-e se muestran varios diagramas composicionales, en los que se enfrentan estos componentes, comparándose los resultados obtenidos en los análisis puntuales (figuras $8.4a_1$-e_1) y en los análisis lineales (figuras $8.4a_2$-e_2) con la intención de plasmar las similitudes existentes entre los datos obtenidos para ambos tipos de análisis.

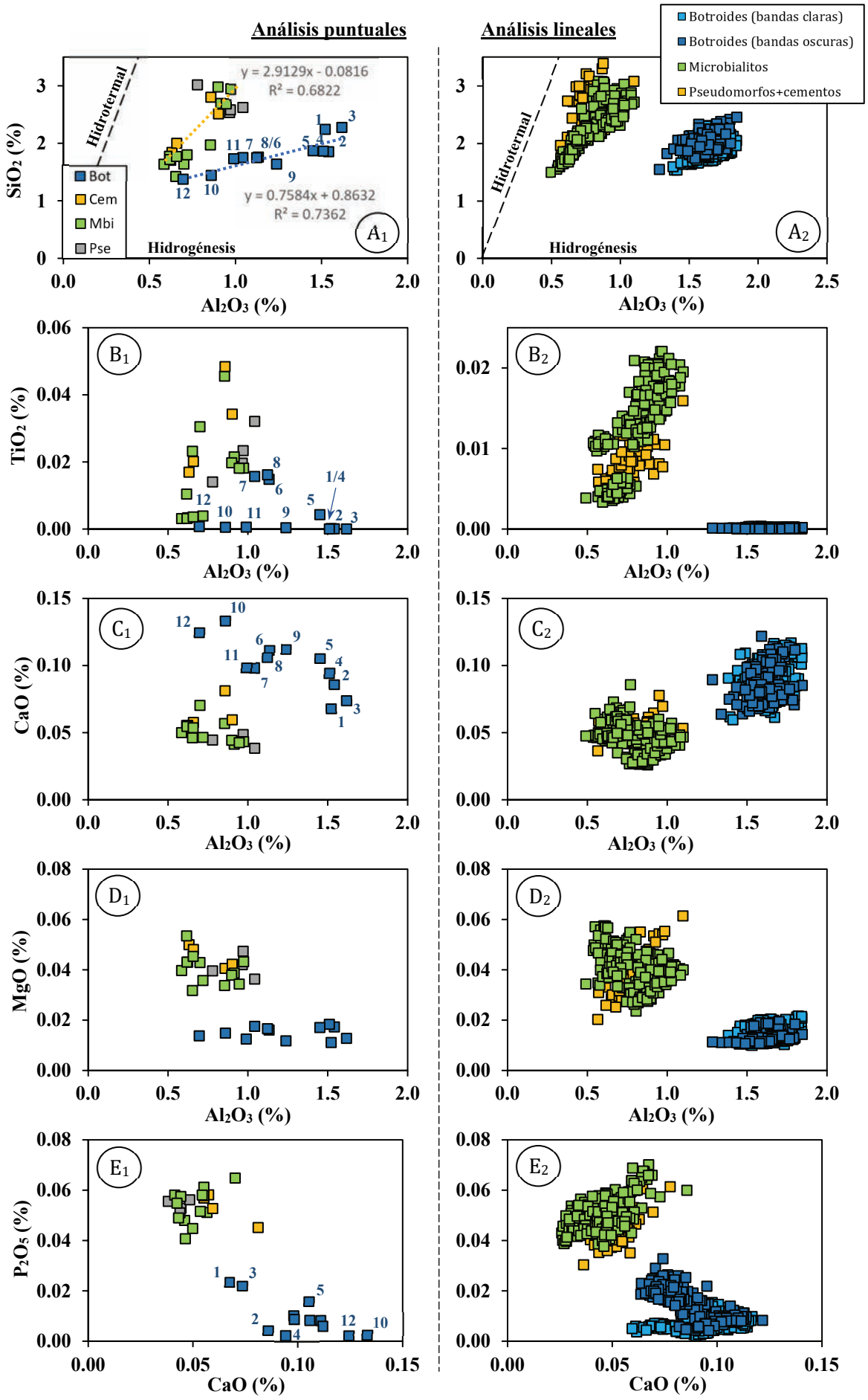
En las figuras 8.5a-j, por otro lado, se muestran diversos diagramas realizados a partir de los análisis lineales (en los análisis puntuales se obtienen distribuciones similares, por lo que los análisis lineales son más representativos en este caso), con la intención de resaltar algunas de las diferencias composicionales más importantes existentes entre las distintas texturas estudiadas.

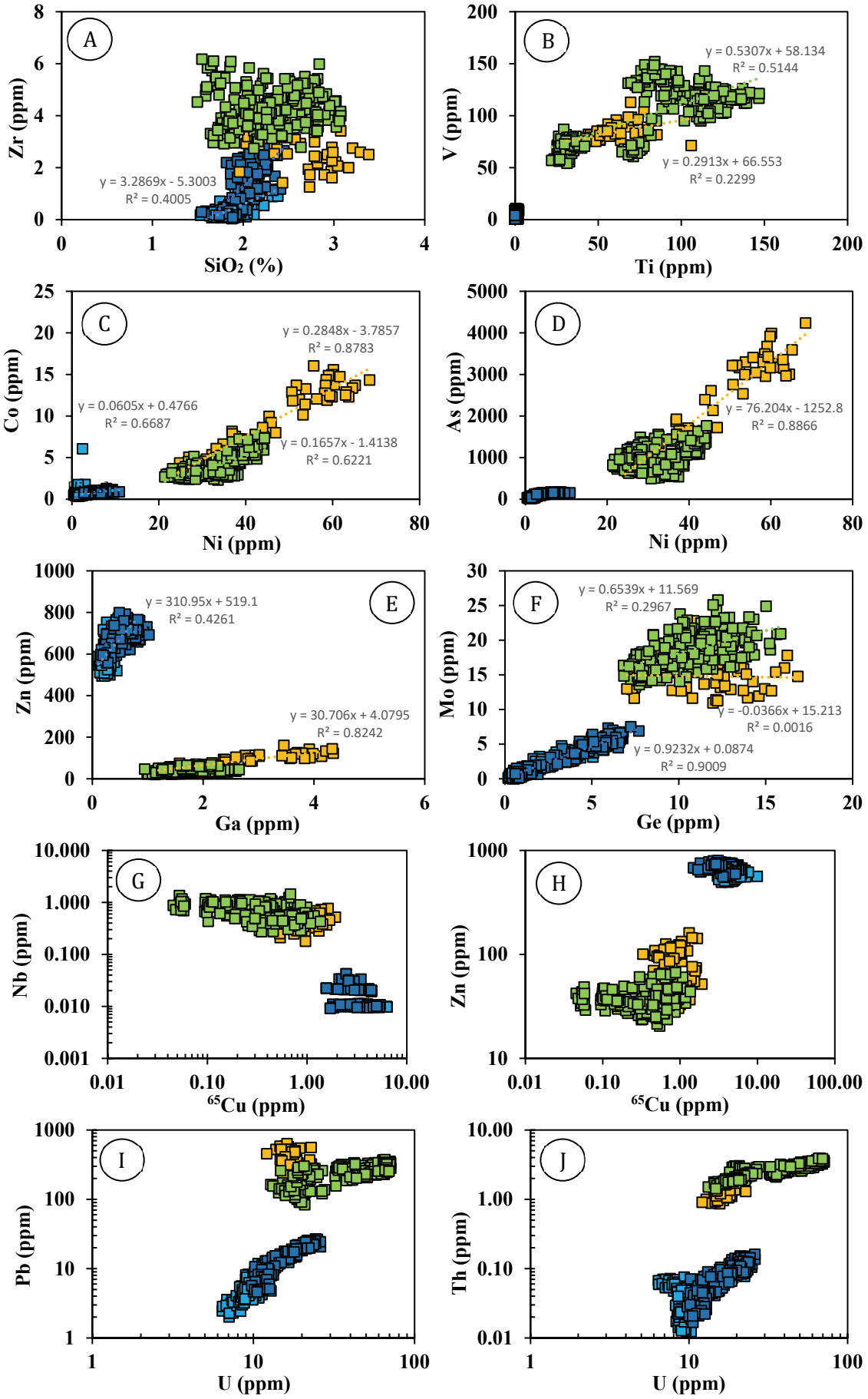


Nº	Textura	Nº	Textura
13-15	Microbialito (Mbi)	22-23	Cemento (Cem)
16	Pseudomorfo (Pse)	24-26	Microbialito (Mbi)
17-18	Microbialito (Mbi)	27-28	Cemento (Cem)
19-21	Pseudomorfo (Pse)	29-33	Microbialito (Mbi)

Figura 8.3. (x5) (LR-NP) (muestra 170208-01) **a-c)** Texturas microbialíticas (Mbi) de organización interna masiva a ligeramente bandeada, que por sus geometrías y crecimiento ramificado se clasifican como dendrolitos; sobre algunos de ellos se desarrollan fantasmas de cristales pseudomorfos (Pse), completamente reemplazados por hematites masiva. **d)** Dendrolitos de tamaño más pequeño, con un hábito aparentemente globular, creciendo a partir del perímetro de núcleos o bandas de hematites *platy*. **e)** Textura microbialítica sin bandeado interno evidente, constituida por hematites *platy* nanométrica; recubriéndola totalmente se desarrollan fantasmas de cristales pseudomorfos completamente reemplazados por hematites masiva.

Figura 8.4. [*página siguiente*] **a-e)** Diagramas composicionales de los análisis puntuales (figuras a_1-e_1) y lineales (figuras a_2-e_2) efectuados mediante LA-ICP-MS, representados en función de la textura analizada (ver leyenda). Todos los análisis efectuados en las texturas botroidales (Bot) pertenecen a la muestra 190531-02 (procedente de la ZMS); por el contrario, las texturas microbialíticas (Mbi), los pseudomorfos (Pse) y los cementos (Cem) se corresponden con la muestra 170208-01 (perteneciente a la ZMI). Explicación en el texto principal. Los campos de la hidrogénesis y el hidrotermalismo de las figuras a_1 y a_2 fueron definidos por Wonder *et al*. (1988).


Análisis puntuales
Análisis lineales
Botroides (bandas claras)
Botroides (bandas oscuras)
Microbialitos
Pseudomorfos+cementos
Hidrotermal
Hidrogénesis
Bot
Cem
Mbi
Pse
y = 2.9129x - 0.0816
R² = 0.6822
y = 0.7584x + 0.8632
R² = 0.7362
A1
A2
B1
B2
C1
C2
D1
D2
E1
E2
SiO2 (%)
Al2O3 (%)
TiO2 (%)
CaO (%)
MgO (%)
P2O5 (%)


A
Zr (ppm)
SiO2 (%)
y = 3.2869x - 5.3003
R² = 0.4005
B
V (ppm)
Ti (ppm)
y = 0.5307x + 58.134
R² = 0.5144
y = 0.2913x + 66.553
R² = 0.2299
C
Co (ppm)
Ni (ppm)
y = 0.2848x - 3.7857
R² = 0.8783
y = 0.0605x + 0.4766
R² = 0.6687
y = 0.1657x - 1.4138
R² = 0.6221
D
As (ppm)
Ni (ppm)
y = 76.204x - 1252.8
R² = 0.8866
E
Zn (ppm)
Ga (ppm)
y = 310.95x + 519.1
R² = 0.4261
y = 30.706x + 4.0795
R² = 0.8242
F
Mo (ppm)
Ge (ppm)
y = 0.6539x + 11.569
R² = 0.2967
y = -0.0366x + 15.213
R² = 0.0016
y = 0.9232x + 0.0874
R² = 0.9009
G
Nb (ppm)
65Cu (ppm)
H
Zn (ppm)
65Cu (ppm)
I
Pb (ppm)
U (ppm)
J
Th (ppm)
U (ppm)

8.1.2.1.1.- Al_2O_3 (%) vs SiO_2 (%)

El primero de estos diagramas composicionales enfrenta al Al_2O_3 con el SiO_2 (figuras 8.4a_1-a_2) y, según algunos autores (como Bonatti, 1975 y Wonder *et al*., 1988, entre otros), permite diferenciar, para un yacimiento metalífero, entre un origen hidrogenético –es decir, formado a partir del agua marina, como las costras y nódulos de Fe-Mn– y un origen hidrotermal. Aunque las cuestiones sobre la génesis se discutirán más adelante, en ambas figuras puede verse que el contenido de Al_2O_3 y SiO_2 es casi ínfimo, definiéndose dos tendencias positivas –lo cual indica que ambos componentes están en la misma fase mineral (Abia *et al*., 2020), presumiblemente aluminosilicatos– que son, claramente, diferentes para cada muestra. De este modo, puede verse que, tanto para los análisis puntuales como para los lineales, el conjunto de texturas no botroidales tiene una tendencia positiva con una pendiente mucho mayor que la de las botroidales.

En los análisis puntuales, la ordenación de los botroides presenta una mayor distribución que en la de los lineales, por lo que se han reconocido con números los análisis puntuales en toda la serie: los análisis 1-4, efectuados en el botroide centimétrico, son los más alejados del origen en esta distribución, mientras que los análisis 10-12 son los más próximos. Esto establece una clara diferencia entre los botroides micrométricos analizados y el botroide centimétrico: pese a mantener una misma tendencia, los botroides micrométricos presentan un menor contenido en ambos componentes con respecto al centimétrico. Así mismo, al comparar los resultados de los análisis 1 y 3 (correspondientes a las bandas menos reflectivas del botroide centimétrico) y los análisis 2 y 4 (bandas más reflectivas), puede verse como, en conjunto, los primeros presentan un mayor contenido en ambos componentes que los segundos, relación que parecen mantener, de forma relativa, algunos de los botroides micrométricos más reflectivos (análisis 10 y 12) con sus homólogos menos reflectivos (9 y 11).

Esta diferenciación composicional entre texturas botroidales más o menos reflectivas puede explicarse fácilmente: al tener un mayor espaciado intercristalino, los botroides menos reflectivos pueden presentar un mayor contenido de minerales aluminosilicatados que sus homólogos más masivos.

Los análisis lineales llevados a cabo sobre el bandeado interno del botroide centimétrico (figura 8.4a_2) coinciden en su distribución con los análisis puntuales homólogos (análisis 1-4), evidenciando una diferenciación más clara con respecto a las texturas de la muestra 170208-01. Por su parte, y aunque en la figura 8.4a_1 no llega a reconocerse, parece existir una cierta diferencia en la distribución de las texturas microbialíticas y las texturas pseudomórficas + cementos (figura 8.4a_2).

8.1.2.1.2.- Al_2O_3 (%) vs TiO_2 (%)

Como en los gráficos anteriores, los análisis efectuados muestran una muy baja proporción en ambos componentes, siendo el contenido de TiO_2 siempre < 0.06 % (figuras 8.4b_1-b_2). Sin embargo, de nuevo se observa una clara diferenciación entre las texturas de la muestra 170208-01, que aún presentan un contenido de TiO_2 de 0.002-0.05 %, y los botroides, que tienen una proporción bastante menor.

Figura 8.5. [*página anterior*] **a-j)** Diagramas composicionales de los análisis lineales efectuados mediante LA-ICP-MS, representados en función de la textura analizada; la leyenda de estos diagramas es la misma que en la figura 8.4a_2. Explicación en el texto principal.

Así, en el botroide centimétrico, tal y como atestiguan los análisis lineales y los análisis puntuales 1-4, la proporción de TiO_2 es inferior a 5 ppm, valores muy similares a los obtenidos en los análisis puntuales 9-12, siendo únicamente los botroides de la figura 8.2d (análisis puntuales 5-8) los que presentan valores ligeramente más elevados (próximos a los de la muestra 170208-01).

8.1.2.1.3.- Al_2O_3 (%) vs CaO (%) – Al_2O_3 (%) vs MgO (%)

En las figuras 8.4c_1-c_2 y 8.4d_1-d_2 pueden reconocerse, una vez más, dos nubes de puntos bien diferenciadas: una para los botroides de la ZMS y otra para las texturas de la ZMI. Es interesante resaltar que, aunque la proporción de CaO y MgO es muy similar en todos los análisis de la muestra 170208-01 (en torno al 0.05 % en ambos componentes), las texturas botroidales manifiestan una notoria variación, estando relativamente más enriquecidas en CaO (con un promedio del 0.1 %) y más empobrecidas en MgO (promedio de 0.01 %).

8.1.2.1.4.- CaO (%) vs P_2O_5 (%)

En este diagrama composicional (figuras 8.4e_1-e_2) puede verse que, aunque no existe correlación entre ambos componentes, las texturas microbialíticas presentan un mayor contenido en P_2O_5 que los botroides. Dado que la presencia de P_2O_5 puede relacionarse con la actividad orgánica, no es de extrañar que el contenido sea superior en las texturas de origen biogénico.

8.1.2.1.5.- SiO_2 (%) vs Zr (ppm)

La presencia de Zr en los análisis puede deberse a que este es un elemento traza habitual dentro de la hematites; en el diagrama composicional (figura 8.5a) se ha comparado el contenido en Zr (ppm) con el de SiO_2 (%), pudiendo verse que no existe correlación en ninguna de las texturas (en el caso de los botroides sí, pero con una $R^2 = 0.4$), por lo que se puede descartar que exista una relación composicional significativa entre ambos componentes. Es llamativo, sin embargo, el mayor contenido en Zr de las texturas microbialíticas que de los botroides.

Según Josso *et al*. (2017), los minerales hidrogenéticos de hierro tienden a atrapar HFSE y REE+Y, por lo que esta podría ser la causa más plausible para explicar la diferencia composicional entre las texturas de la muestra 170208-01 y los botroides. Si se consultan las tablas 8.2 y 8.3, se puede comprobar que los botroides (resultado de la recristalización de la mineralización, presumiblemente durante la diagénesis), en su conjunto, están más empobrecidos en Zr que el resto de las texturas, lo que corroboraría esta posibilidad.

8.1.2.1.6.- Ti (ppm) vs V (ppm) – Ni (ppm) vs Co (ppm) – Ni (ppm) vs As (ppm)

Los valores observados para algunos elementos afines al Fe (Ti, V, Co, Ni y As) también son muy variables según la textura (tablas 8.2 y 8.3). En la figura 8.5b, por ejemplo, puede verse una clara diferencia en el contenido en Ti y V de la muestra 170208-01 (> 54.22 ppm de V y > 22.13 ppm de Ti) con respecto a la muestra 190531-02 (< 10.66 ppm de V y < 2.27 ppm de Ti); por su parte, la correlación positiva en las texturas microbialíticas de la muestra 170208-01 (con una $R^2 > 0.5$), inexistente para los botroides, parece indicar que ambos componentes mantienen una relación genética en las texturas de esta muestra.

Con el Ni, el Co y el As ocurre algo parecido: la representación de los diagramas composicionales Ni (ppm) vs Co (ppm) (figura 8.5c) y vs As (ppm) (figura

8.5d) revela que el contenido en Co, Ni y As es mucho mayor en las texturas pseudomórficas + cementos y microbialíticas que en los botroides, que están relativamente más empobrecidos en los tres componentes.

8.1.2.1.7.- Ga (ppm) vs Zn (ppm) – Ge (ppm) vs Mo (ppm)

En el diagrama composicional Ga (ppm) vs Zn (ppm) (figura 8.5e) se constata que, dentro de cada muestra, el contenido de Ga parece vinculado a la presencia de Zn: en el caso de los botroides, ambos componentes mantienen una correlación positiva medianamente definida y de pendiente muy pronunciada, con $R^2 = 0.42$; en las texturas de la muestra 170208-01, en cambio, esta pendiente es mucho menor, aunque la correlación observada presenta valores de R^2 elevados (0.82). Sin embargo, llama la atención que el contenido en Zn de los botroides es mucho mayor que en las texturas microbialíticas y los cementos.

Por su parte, en el diagrama composicional Ge (ppm) vs Mo (ppm) (figura 8.5f) puede verse una correlación positiva muy evidente entre ambos componentes para las texturas botroidales ($R^2 = 0.9$), en las que la línea de tendencia pasa por el origen del diagrama. Esta correlación positiva también parece estar presente en las texturas microbialíticas, aunque es bastante peor ($R^2 = 0.3$), con una pendiente menos pronunciada. No existe correlación alguna para los pseudomorfos+cementos.

8.1.2.1.8.- ^{65}Cu (ppm) vs Nb (ppm) – ^{65}Cu (ppm) vs Zn (ppm)

Aunque no se reconoce ningún tipo de correlación lineal entre el ^{65}Cu, el Nb y el Zn (figuras 8.5g-h), sí que se aprecian, como en todos los diagramas composicionales, diferencias importantes entre los botroides –relativamente empobrecidos en Nb y enriquecidos en Zn y ^{65}Cu– y el resto de las texturas.

8.1.2.1.9.- U (ppm) vs Pb (ppm) – U (ppm) vs Th (ppm)

A partir de estos diagramas (figuras 8.5i-j) se observa un empobrecimiento relativo en elementos pesados en las texturas botroidales con respecto a las texturas de la muestra 170208-01; asimismo, parece que los microbialitos están más enriquecidos en Th y empobrecidos en Pb que los pseudomorfos y cementos (tabla 8.3), presentando, además, una mayor variabilidad de contenido en U.

8.1.2.2.- Estudio estadístico de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas

El estudio estadístico llevado a cabo en R (R Core Team, 2021) para elementos mayoritarios, minoritarios y trazas se ha efectuado en dos partes: una primera parte enfocada en los análisis puntuales (figuras 8.6a-b), y, otra, en los lineales (figuras 8.7a-b). Así mismo, con la intención de evitar la influencia del Fe en el cálculo estadístico, se anuló el uso de los datos de ^{56}Fe en los cálculos.

El conjunto de los 33 análisis puntuales se estudió teniendo en cuenta 29 variables –29 de los componentes medidos (sin contabilizar el Fe; tabla 8.2), expresados en forma elemental y en ppm–, de tal modo que, tras efectuar una ordenación lineal de los resultados –el DCA obtenido fue de 0.84 SD (< 3 SD)–, se pudo obtener un PCA en el que se explicaba el 71.36 % de la variabilidad de las muestras. La representación gráfica en 2D según el método "*scaling 1*" (Zelený, 2023) dio como resultado la ordenación de todos los análisis en dos nubes de puntos bien diferenciadas (figura 8.6a): por una parte se reconoce la nube de puntos correspondiente a las texturas botroidales (Bot), pertenecientes a la muestra

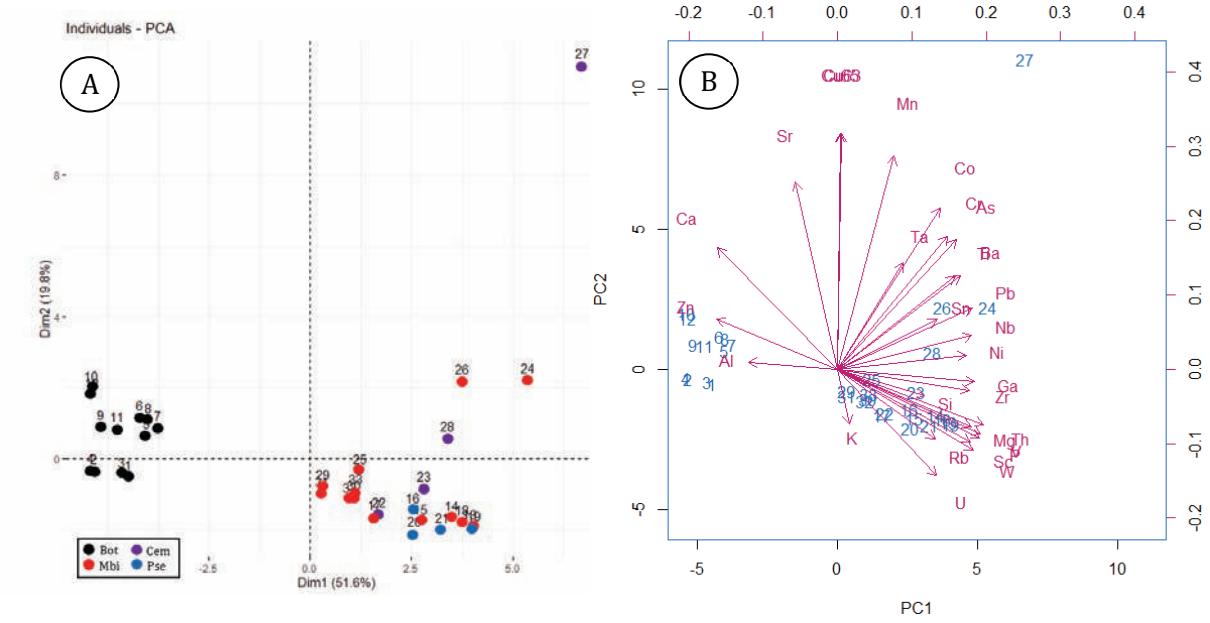


Figura 8.6. **a)** Representación "*scaling 1*" y **b)** representación "*scaling 2*" del PCA elaborado a partir de los datos de los 33 análisis puntuales, en el que se explica el 71.36 % de la variabilidad de las muestras. Explicación en el texto principal.

190531-02, mientras que, por la otra, en una segunda nube se aglutinan todos los análisis de la muestra 170208-01.

Dentro de esta segunda nube se reconoce una cierta organización espacial de los datos, con una mayor concentración de los análisis en la zona inferior, definiendo un sector alargado de puntos –en el que los microbialitos (Mbi) se extienden por todo el sector y los pseudomorfos (Pse) sólo se ubican en su mitad diestra–; los análisis 27-28, pertenecientes a cementos (Cem), y los análisis 24 y 26 (microbialitos), todos ellos emplazados en una misma zona de la muestra 170208-01 (figura 8.3d), muestran una mayor dispersión.

La representación gráfica en 2D según el método "*scaling 2*" (figura 8.6b; Zelený, 2023) revela qué variables son las que están definiendo esta ordenación de los datos: así, las variables que más influyen en las texturas botroidales son la mayor presencia de ^{27}Al, ^{66}Zn y ^{44}Ca que en el resto de los análisis, así como un menor contenido en ^{24}Mg, ^{29}Si, ^{31}P, ^{45}Sc, ^{51}V, ^{60}Ni, ^{71}Ga, ^{85}Rb, ^{90}Zr, ^{182}W, ^{232}Th y ^{238}U, entre otros componentes. Por su parte, los microbialitos, los cementos y los pseudomorfos se ordenan así debido a su mayor contenido en ^{24}Mg, ^{45}Sc, ^{51}V, ^{85}Rb, ^{182}W, ^{232}Th y ^{238}U; los cementos y los microbialitos de los análisis 24 y 26-28, por otro lado, parecen contener algo más de ^{49}Ti, ^{60}Ni, ^{71}Ga, ^{90}Zr, ^{93}Nb, ^{118}Sn, ^{137}Ba y ^{208}Pb que el resto.

En los 5 análisis lineales –que, como ya se ha especificado, están constituidos por un total de 681 datos puntuales– se obtuvieron unos resultados muy similares, con un DCA de 0.81 SD (< 3 SD) que permitía una ordenación lineal de los resultados y con una explicación de la variabilidad del 77.24% para un total de 31 variables –31 de los componentes medidos (sin contabilizar el Fe; tabla 8.3), expresados en forma elemental y en ppm–.

La representación gráfica en 2D según el método "*scaling 1*" (figura 8.7a) distribuye, una vez más, los datos en 2 nubes de puntos bien diferenciadas: una que engloba los análisis lineales Line-A1 y Line-A2 (prácticamente idénticos), llevados a cabo sobre las texturas botroidales de la muestra 190531-02, y otra que engloba a todos los análisis de la muestra 170208-01, los cuáles se presentan ampliamente dispersados.

Dentro de esta segunda nube, además, se reconocen 3 sectores bien diferenciados: en primer lugar, el conjunto de los análisis realizados sobre estructuras microbialíticas –que abarcan el total de los datos de Line-B, Line-C y gran parte de los de Line-D, y entre los cuáles también se reconoce una clara diferenciación–; en segundo término, el conjunto de los análisis llevados a cabo sobre cementos de hematites en el análisis Line-D; y, por último, el conjunto de los datos procedentes de las estructuras pseudomorfas y los cementos de hematites que las recubren (también pertenecientes a Line-D).

La representación gráfica según el método "*scaling 2*" (figura 8.7b) muestra que esta ordenación está definida por (prácticamente) las mismas variables que en el caso anterior. Así, por ejemplo, para los análisis Line-A1 y Line-A2 (texturas botroidales) las variables que más influyen son la mayor presencia de ^{27}Al y ^{66}Zn, así como de ^{44}Ca y $^{63\text{-}65}$Cu, mientras que para el resto de los análisis las variables que más afectan son el mayor contenido en ^{24}Mg, ^{31}P, ^{45}Sc, ^{49}Ti, ^{51}V, ^{52}Cr, ^{74}Ge, ^{85}Rb, ^{90}Zr, ^{93}Nb, ^{182}W y ^{232}Th, en el caso de los microbialitos y algunos cementos; y el mayor contenido en ^{29}Si, ^{59}Co, ^{60}Ni, ^{75}As, ^{118}Sn, ^{137}Ba, ^{181}Ta y ^{208}Pb, para los pseudomorfos y los cementos que los recubren.

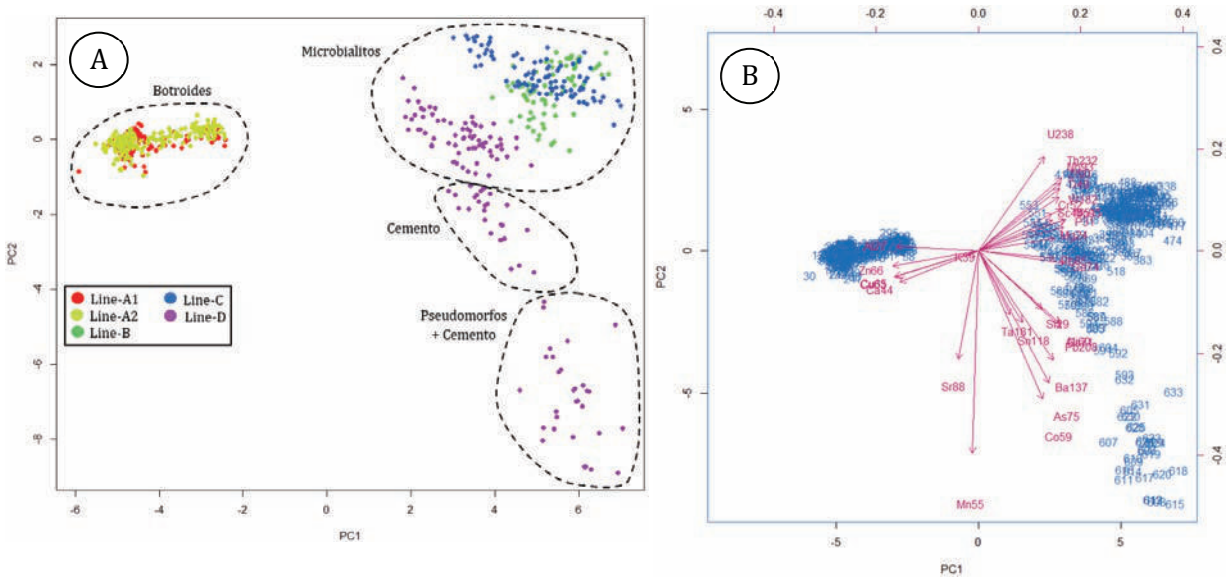


Figura 8.7. **a)** Representación "*scaling 1*" y **b)** representación "*scaling 2*" del PCA elaborado a partir de los datos de los 5 análisis lineales, en el que se explica el 77.24 % de la variabilidad de las muestras. Explicación en el texto principal.

8.1.2.3.- Geoquímica de las tierras raras y el Y (REE+Y)

Los patrones de los REE+Y normalizados al PAAS según los valores revisados por Pourmand *et al*. (2012) muestran, al igual que ocurría con los elementos mayoritarios, minoritarios y trazas, una serie de diferencias significativas entre las texturas botroidales de la muestra 190531-02 y el resto de las texturas, pertenecientes a la muestra 170208-01 (figuras 8.8a-j), a destacar:

- Las texturas botroidales presentan patrones similares al patrón teórico de los fluidos hidrotermales de alta temperatura (figuras 8.8a-d), reconociéndose una anomalía positiva del Eu muy acusada y un cierto descenso del patrón (con una pendiente muy suave) desde la posición del Gd hasta la del Lu. Así mismo, tal y como ocurre en el hidrotermalismo de alta temperatura, los botroides manifiestan una aparente anomalía positiva muy poco significativa en el Ho y el Er; sin embargo, en el Tm se observa una anomalía negativa similar a la que se aprecia en el agua marina moderna.

  Por su parte, los LREE manifiestan un comportamiento que no parece ajustarse a ninguno de los patrones teóricos dados ni para el hidrotermalismo ni para el agua marina, con una pendiente creciente importante –y más o menos constante– desde el La hasta el Sm, en la que apenas se intuye una leve anomalía positiva del Ce.

  Si se analiza en detalle la figura 8.8a puede observarse que las bandas menos reflectantes del botroide centimétrico (análisis 1 y 3) están ligeramente más empobrecidas en LREE y Gd que las bandas más reflectantes (análisis 2 y 4).

- Las texturas de la muestra 170208-01 también manifiestan un patrón similar al del hidrotermalismo de alta temperatura (figuras 8.8e-j): por un lado, presentan una anomalía positiva del Eu muy marcada –aunque no tanto como en el caso de los botroides–, mientras que los HREE describen un descenso paulatino constante del patrón desde el Gd hasta el Er. Sin embargo, y a diferencia de los botroides, en todos los análisis se reconoce una anomalía positiva en el Er, pero no en el Ho –que en algunos análisis parece presentar una anomalía negativa, como en las aguas marinas modernas–. Además, es interesante el caso del Y, que puede presentar pequeñas anomalías tanto positivas como negativas (figura 8.8e).

  Los LREE parecen tener, en muchos de los análisis, un comportamiento similar al que tienen en los botroides; no obstante, en todos los casos se observa una anomalía positiva del Ce bien definida.

- El contenido en REE de las texturas botroidales es, en líneas generales, inferior al de las texturas de la muestra 170208-01 (tablas 8.4 y 8.5), por lo que, aunque la organización de los HREE en el patrón se asemeja más al del

---

Figura 8.8. [*página siguiente*] **a-j)** Patrones de los REE+Y normalizados al PAAS (según Pourmand *et al*., 2012) de las diferentes texturas, organizadas en análisis puntuales (*points*) y lineales (*line*); en todos estos diagramas el Y se sitúa entre el Dy y el Ho debido a su radio iónico (Bau & Dulski, 1996). **a-d)** Texturas botroidales (muestra 190531-02); **e-j)** cementos, pseudomorfos y microbialitos (muestra 170208-01). Explicación en el texto principal. Los patrones teóricos del hidrotermalismo y el agua marina normalizados al PAAS son de Aftabi *et al*. (2021), que a su vez se basa en los datos de Bau & Dulski (1999) y Bolhar *et al*. (2004), respectivamente.

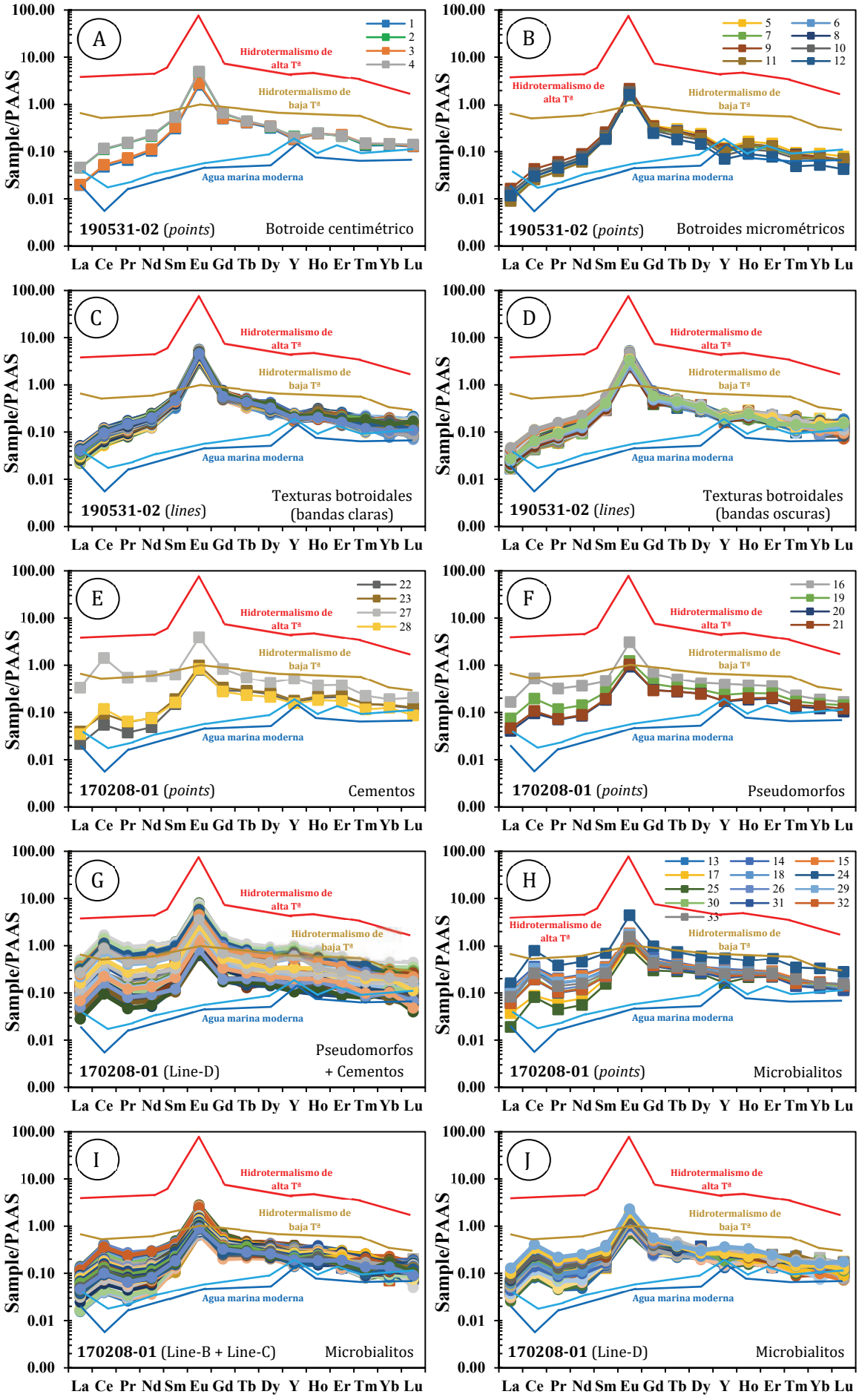

A
1
2
3
4
Hidrotermalismo de alta Tª
Hidrotermalismo de baja Tª
Agua marina moderna
190531-02 (points)
Botroide centimétrico
B
5
6
7
8
9
10
11
12
Hidrotermalismo de alta Tª
Hidrotermalismo de baja Tª
Agua marina moderna
190531-02 (points)
Botroides micrométricos
C
Hidrotermalismo de alta Tª
Hidrotermalismo de baja Tª
Agua marina moderna
190531-02 (lines)
Texturas botroidales (bandas claras)
D
Hidrotermalismo de alta Tª
Hidrotermalismo de baja Tª
Agua marina moderna
190531-02 (lines)
Texturas botroidales (bandas oscuras)
E
22
23
27
28
Hidrotermalismo de alta Tª
Hidrotermalismo de baja Tª
Agua marina moderna
170208-01 (points)
Cementos
F
16
19
20
21
Hidrotermalismo de alta Tª
Hidrotermalismo de baja Tª
Agua marina moderna
170208-01 (points)
Pseudomorfos
G
Hidrotermalismo de alta Tª
Hidrotermalismo de baja Tª
Agua marina moderna
170208-01 (Line-D)
Pseudomorfos + Cementos
H
13
14
15
17
18
24
25
26
29
30
31
32
33
Hidrotermalismo de alta Tª
Hidrotermalismo de baja Tª
Agua marina moderna
170208-01 (points)
Microbialitos
I
Hidrotermalismo de alta Tª
Hidrotermalismo de baja Tª
Agua marina moderna
170208-01 (Line-B + Line-C)
Microbialitos
J
Hidrotermalismo de alta Tª
Hidrotermalismo de baja Tª
Agua marina moderna
170208-01 (Line-D)
Microbialitos
Sample/PAAS
100.00
10.00
1.00
0.10
0.01
0.00
La Ce Pr Nd Sm Eu Gd Tb Dy Y Ho Er Tm Yb Lu

Tabla 8.4. Resumen de los resultados obtenidos en REE+Y (normalizados al PAAS según los valores revisados por Pourmand *et al*., 2012) para los 33 análisis puntuales realizados mediante LA-ICP-MS en las texturas de hematites estudiadas. Para cada elemento se expresan los valores máximo, mínimo y promedio (medidos en ppm), así como la desviación estándar (DS).

Muestra	*Estructura*	*Nº análisis*	*La*				*Ce*				*Pr*				*Nd*			
			Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS
170208-01	Cementos	4	0.34	0.02	0.11	0.15	1.42	0.05	0.42	0.67	0.54	0.04	0.18	0.24	0.58	0.05	0.20	0.26
	Pseudomorfos	4	0.17	0.04	0.08	0.06	0.53	0.10	0.23	0.20	0.32	0.07	0.15	0.12	0.37	0.08	0.17	0.13
	Microbialitos	13	0.16	0.02	0.08	0.04	0.80	0.08	0.28	0.18	0.38	0.04	0.15	0.08	0.46	0.06	0.18	0.10
190531-02	Botroides	12	0.05	0.01	0.02	0.01	0.12	0.03	0.05	0.03	0.16	0.04	0.07	0.04	0.22	0.06	0.10	0.06

Muestra	*Estructura*	*Nº análisis*	*Sm*				*Eu*				*Gd*				*Tb*			
			Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS
170208-01	Cementos	4	0.63	0.15	0.28	0.23	3.89	0.80	1.63	1.51	0.83	0.28	0.43	0.27	0.55	0.23	0.34	0.14
	Pseudomorfos	4	0.46	0.18	0.28	0.13	3.07	0.93	1.57	1.01	0.65	0.29	0.41	0.17	0.52	0.27	0.35	0.11
	Microbialitos	13	0.70	0.16	0.30	0.13	4.41	0.89	1.67	0.87	0.97	0.30	0.46	0.17	0.74	0.29	0.38	0.12
190531-02	Botroides	12	0.54	0.18	0.28	0.12	4.97	1.50	2.44	1.20	0.66	0.25	0.39	0.14	0.45	0.18	0.31	0.09

Muestra	*Estructura*	*Nº análisis*	*Dy*				*Y*				*Ho*				*Er*			
			Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS
170208-01	Cementos	4	0.44	0.21	0.29	0.10	0.52	0.16	0.25	0.18	0.38	0.18	0.25	0.09	0.39	0.18	0.25	0.09
	Pseudomorfos	4	0.43	0.25	0.31	0.09	0.41	0.17	0.25	0.11	0.38	0.19	0.26	0.09	0.36	0.20	0.26	0.08
	Microbialitos	13	0.60	0.26	0.33	0.09	0.55	0.16	0.27	0.10	0.49	0.21	0.27	0.07	0.53	0.22	0.27	0.08
190531-02	Botroides	12	0.34	0.14	0.24	0.07	0.21	0.07	0.13	0.05	0.25	0.09	0.17	0.06	0.23	0.08	0.15	0.05

Muestra	*Estructura*	*Nº análisis*	*Tm*				*Yb*				*Lu*			
			Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS
170208-01	Cementos	4	0.23	0.12	0.16	0.05	0.19	0.13	0.15	0.03	0.21	0.09	0.14	0.05
	Pseudomorfos	4	0.23	0.13	0.17	0.04	0.19	0.12	0.15	0.03	0.17	0.10	0.13	0.03
	Microbialitos	13	0.35	0.14	0.18	0.05	0.33	0.13	0.17	0.05	0.28	0.11	0.15	0.04
190531-02	Botroides	12	0.15	0.05	0.10	0.03	0.15	0.05	0.10	0.04	0.14	0.04	0.09	0.04

Tabla 8.5. Resumen de los resultados obtenidos en REE+Y (normalizados al PAAS según los valores revisados por Pourmand *et al*., 2012) para los 5 análisis lineales –681 datos puntuales– realizados mediante LA-ICP-MS en las texturas de hematites estudiadas. Para cada elemento se expresan los valores máximo, mínimo y promedio (medidos en ppm), así como la desviación estándar (DS).

Texturas	*Nº análisis*	*La*				*Ce*				*Pr*				*Nd*			
		Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS
Botroide (banda clara)	229	0.05	0.02	0.04	0.01	0.12	0.05	0.09	0.02	0.17	0.08	0.13	0.02	0.25	0.12	0.19	0.03
Botroide (banda oscura)	150	0.05	0.02	0.03	0.01	0.11	0.04	0.06	0.02	0.16	0.06	0.09	0.03	0.23	0.09	0.13	0.03
Pseudomorfo + Cemento	56	0.50	0.03	0.22	0.14	1.68	0.09	0.71	0.47	0.94	0.05	0.39	0.26	1.01	0.05	0.43	0.29
Microbialito	246	0.50	0.02	0.07	0.08	1.68	0.04	0.20	0.26	0.94	0.03	0.14	0.14	1.01	0.04	0.17	0.15

Texturas	*Nº análisis*	*Sm*				*Eu*				*Gd*				*Tb*			
		Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS
Botroide (banda clara)	229	0.60	0.31	0.46	0.05	5.62	2.84	4.33	0.55	0.77	0.48	0.61	0.06	0.55	0.32	0.43	0.04
Botroide (banda oscura)	150	0.56	0.29	0.37	0.06	5.30	2.30	3.25	0.74	0.75	0.39	0.54	0.07	0.52	0.32	0.43	0.04
Pseudomorfo + Cemento	56	1.20	0.10	0.55	0.33	8.08	0.61	3.58	2.22	1.57	0.17	0.75	0.40	1.09	0.13	0.54	0.26
Microbialito	246	1.20	0.10	0.32	0.17	8.08	0.61	2.20	1.41	1.57	0.17	0.47	0.21	1.09	0.13	0.38	0.13

Texturas	*Nº análisis*	*Dy*				*Y*				*Ho*				*Er*			
		Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS
Botroide (banda clara)	229	0.44	0.23	0.33	0.03	0.25	0.16	0.20	0.02	0.32	0.18	0.24	0.02	0.26	0.14	0.19	0.02
Botroide (banda oscura)	150	0.39	0.26	0.33	0.03	0.25	0.16	0.19	0.02	0.29	0.18	0.24	0.02	0.24	0.14	0.19	0.02
Pseudomorfo + Cemento	56	0.94	0.14	0.46	0.22	1.03	0.10	0.50	0.28	0.82	0.09	0.39	0.19	0.63	0.09	0.32	0.15
Microbialito	246	0.94	0.14	0.32	0.10	1.03	0.10	0.25	0.14	0.82	0.09	0.25	0.09	0.63	0.09	0.21	0.07

Texturas	*Nº análisis*	*Tm*				*Yb*				*Lu*			
		Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS	Máx.	Mín.	Media	DS
Botroide (banda clara)	229	0.23	0.10	0.15	0.02	0.20	0.08	0.14	0.02	0.22	0.07	0.13	0.03
Botroide (banda oscura)	150	0.22	0.09	0.15	0.02	0.19	0.08	0.14	0.02	0.19	0.07	0.13	0.02
Pseudomorfo + Cemento	56	0.47	0.08	0.24	0.11	0.47	0.07	0.21	0.09	0.44	0.04	0.18	0.09
Microbialito	246	0.47	0.08	0.16	0.06	0.47	0.07	0.15	0.05	0.44	0.04	0.13	0.05

hidrotermalismo de alta temperatura en los botroides, lo cierto es que son las texturas no botroidales las que se muestran más enriquecidas en REE (nuevamente, esto puede deberse a la mayor tendencia de los minerales de hierro hidrogenéticos y los de lento crecimiento de atrapar más HFSE y REE+Y que los de crecimiento rápido; Josso *et al*., 2017). La única excepción es el Eu, que se presenta en mayor cantidad en los botroides.

- ❖ Independientemente de las similitudes con los patrones teóricos, el contenido en REE de todas las texturas es, en líneas generales, inferior al de los fluidos hidrotermales de baja temperatura y superior al de las aguas marinas modernas. No obstante, hay algunas excepciones a esto tanto para los cementos y pseudomorfos como para los microbialitos, en las que algunos de los análisis presentan valores similares o ligeramente superiores a los del patrón del hidrotermalismo de baja temperatura en alguno o todos los elementos (figuras 8.8g-h).

8.1.2.3.1.- Anomalías y ratios

Con la intención de definir con la mayor precisión posible la firma de REE+Y de las texturas analizadas, a partir de los datos normalizados al PAAS se ha llevado a cabo el cálculo de las anomalías de Ce, Eu, Y, Er y Tm (reconocidas en las figuras 8.8a-j), así como algunas de las anomalías que con más frecuencia pueden encontrarse en la bibliografía: Gd, La y Pr (por falta de fuentes bibliográficas relacionadas, no ha podido llevarse a cabo el cálculo de la anomalía de Ho). El resumen de los cálculos de las anomalías para los análisis puntuales y lineales puede encontrarse en las tablas 8.6 y 8.7, respectivamente, pudiendo identificarse las anomalías positivas (> 1) y negativas (< 1) reconocidas en las distintas texturas.

Las anomalías más importantes son las del Ce (Ce/Ce*) y el Eu (Eu/Eu*) –se han calculado según diversos autores–, que, como ya se ha explicado a partir de las figuras 8.8a-j, son claramente positivas; aunque Ce/Ce* puede salir negativa –pero muy cercana al 1– en las bandas del botroide centimétrico de forma ocasional según las fórmulas dadas por Bau & Dulski (1996) y Bau *et al*. (2014), a partir de la fórmula de Josso *et al*. (2017) esta anomalía es claramente positiva (tabla 8.7). No obstante, independientemente de los valores obtenidos, ambas anomalías podrían estar mostrando falsos positivos y negativos, por lo que, para discernir si las anomalías son auténticas, se han llevado a cabo los diagramas Pr/Pr* vs Ce/Ce* (Bau & Dulski, 1996) y Ba/Sm vs Eu/Eu* (Özyurt *et al*., 2020), que permiten confirmar, respectivamente, si las anomalías de Ce y Eu son reales o no.

En el caso de Ce/Ce* (figuras 8.9a-b), todos los análisis puntuales y gran parte de los lineales caen en el campo IIIa del diagrama Pr/Pr* vs Ce/Ce*, por lo que, según Bau & Dulski (1996), la anomalía de Ce es real y positiva en todos ellos; sin embargo, aquellos análisis lineales de botroides que caen en el campo IIb de este diagrama no tendrían ninguna anomalía de Ce, sino que lo que tendrían es una anomalía negativa de La, que sería la causante de la aparente anomalía del Ce.

En el caso de Eu/Eu*, esta anomalía podría estar influenciada por la presencia de Ba; por ello, para Özyurt *et al*. (2020), un indicativo de esta influencia se traduciría en una correlación positiva en el diagrama Ba/Sm vs Eu/Eu*. Sin embargo, en los diagramas obtenidos (figuras 8.9c-d) no se observa ningún tipo de correlación, por lo que se asume que no hay influencia del Ba y, por tanto, la anomalía de Eu es real.

Tabla 8.6. Resumen de las anomalías de Ce, Eu, Gd, La, Pr, Y, Er y Tm calculadas a partir de los datos normalizados al PAAS (según los valores revisados por Pourmand *et al*., 2012) para los 33 análisis puntuales. Para cada anomalía se expresan los valores máximo, mínimo y promedio, y la desviación estándar (DS). En el encabezado de cada columna se indica la referencia empleada para el cálculo. En los cálculos de Ce/Ce* y Eu/Eu* según Josso *et al*. (2017) se adjuntan, a la derecha, los valores recalculados al condrito (según Taylor & McClennan, 1985).

Muestra	*Textura*	*Nº análisis*	*Cálculos*	*Ce/Ce**				*Eu/Eu**			
				Bau & Dulski (1996)	Bau *et al*. (2014)	Josso *et al*. (2017)		Taylor & McLennan (1985)	Bau & Dulski (1996)	Josso *et al*. (2017)	
				PAAS			*Condrito*	PAAS			*Condrito*
170208-01	Cem	4	Máx.	3.25	3.41	3.34	*3.25*	5.30	6.41	5.35	*3.08*
			Mín.	1.84	1.79	1.89	*1.83*	3.61	4.09	3.82	*2.20*
			Promedio	2.33	2.37	2.42	*2.35*	4.11	4.85	4.24	*2.44*
			DS	0.66	0.76	0.68	*0.66*	0.80	1.06	0.74	*0.43*
	Pse	4	Máx.	2.16	2.24	2.27	*2.21*	5.52	6.39	5.60	*3.22*
			Mín.	1.72	1.73	1.78	*1.74*	3.65	4.20	3.73	*2.15*
			Promedio	1.93	1.94	2.00	*1.94*	4.31	4.90	4.40	*2.54*
			DS	0.20	0.24	0.23	*0.22*	0.84	1.01	0.83	*0.48*
	Mbi	13	Máx.	2.99	3.07	3.22	*2.49*	5.30	6.20	5.37	*2.95*
			Mín.	1.73	1.73	1.79	*1.74*	3.77	4.39	3.94	*2.27*
			Promedio	2.34	2.37	2.44	*2.20*	4.31	5.02	4.44	*2.48*
			DS	0.37	0.39	0.42	*0.26*	0.48	0.58	0.48	*0.22*
190531-02	Bot	12	Máx.	1.15	1.11	1.38	*1.34*	8.35	9.81	8.40	*4.83*
			Mín.	1.06	0.98	1.30	*1.27*	6.20	7.06	6.32	*3.64*
			Promedio	1.10	1.02	1.34	*1.31*	7.01	8.10	7.12	*4.10*
			DS	0.03	0.04	0.03	*0.03*	0.76	0.95	0.72	*0.41*

Muestra	*Textura*	*Nº análisis*	*Cálculos*	*Gd/Gd**	*La/La**	*Pr/Pr**	*Y/Y**	*Er/Er**	*Tm/Tm**
				Bau & Dulski (1996)	Lawrence *et al*. (2006)	Bau & Dulski (1996)	Shields & Stille (2001)	Plausinaitis *et al*. (2017)	Dauphas & Pourmand (2015)
170208-01	Cem	4	Máx.	1.44	1.39	0.74	1.28	1.32	0.25
			Mín.	1.22	0.73	0.54	0.72	1.20	0.16
			Promedio	1.32	1.01	0.67	0.88	1.25	0.21
			DS	0.09	0.31	0.09	0.27	0.06	0.04
	Pse	4	Máx.	1.31	1.13	0.78	1.00	1.26	0.25
			Mín.	1.16	0.75	0.70	0.79	1.21	0.18
			Promedio	1.25	0.98	0.74	0.85	1.23	0.21
			DS	0.06	0.17	0.04	0.10	0.02	0.03
	Mbi	13	Máx.	1.34	1.05	0.77	1.06	1.36	0.34
			Mín.	1.23	0.71	0.57	0.69	1.15	0.17
			Promedio	1.30	0.90	0.67	0.88	1.23	0.23
			DS	0.04	0.11	0.05	0.10	0.07	0.04
190531-02	Bot	12	Máx.	1.38	9.60	0.94	0.73	1.23	0.22
			Mín.	1.18	-27.80	0.88	0.58	1.09	0.09
			Promedio	1.30	-2.85	0.90	0.63	1.17	0.15
			DS	0.06	9.20	0.02	0.04	0.04	0.04

Tabla 8.7. Resumen de las anomalías de Ce, Eu, Gd, La, Pr, Y, Er y Tm calculadas a partir de los datos normalizados al PAAS (según los valores revisados por Pourmand *et al*., 2012) para los 5 análisis lineales –681 datos puntuales–. Para cada anomalía se expresan los valores máximo, mínimo y promedio, y la desviación estándar (DS). En el encabezado de cada columna se indica la referencia empleada para el cálculo. En los cálculos de Ce/Ce* y Eu/Eu* según Josso *et al*. (2017) se adjuntan, a la derecha, los valores recalculados al condrito (según Taylor & McClennan, 1985).

Muestra	***Textura***	***Nº análisis***	***Cálculos***	***Ce/Ce****				***Eu/Eu****			
				Bau & Dulski (1996)	Bau *et al*. (2014)	Josso *et al*. (2017)		Taylor & McLennan (1985)	Bau & Dulski (1996)	Josso *et al*. (2017)	
				PAAS			*Condrito*	PAAS			*Condrito*
190531-02	Botroide (banda clara)	229	Máx.	1.20	1.17	1.41	*1.37*	9.44	11.61	9.53	*5.49*
			Mín.	0.96	0.84	1.20	*1.16*	6.47	7.37	6.53	*3.76*
			Promedio	1.08	1.02	1.30	*1.27*	8.08	9.52	8.16	*4.70*
			DS	0.04	0.05	0.04	*0.04*	0.61	0.80	0.60	*0.35*
	Botroide (banda oscura)	150	Máx.	1.24	1.15	1.46	*1.42*	8.99	10.79	9.08	*5.23*
			Mín.	0.96	0.86	1.20	*1.17*	5.79	6.44	5.93	*3.42*
			Promedio	1.08	1.01	1.31	*1.28*	7.07	8.20	7.19	*4.14*
			DS	0.05	0.06	0.05	*0.05*	0.76	1.00	0.74	*0.43*
170208-01	Pseudomorfo + Cemento	56	Máx.	2.61	2.71	2.68	*2.61*	6.38	7.69	6.43	*3.70*
			Mín.	2.21	2.22	2.25	*2.19*	3.57	4.20	3.70	*2.13*
			Promedio	2.39	2.49	2.49	*2.42*	5.22	6.17	5.31	*3.06*
			DS	0.09	0.11	0.09	*0.08*	0.63	0.79	0.61	*0.35*
	Microbialito	246	Máx.	2.66	2.74	2.77	*2.69*	5.62	6.54	5.68	*3.27*
			Mín.	1.56	1.50	1.62	*1.57*	3.08	3.37	3.24	*1.87*
			Promedio	2.02	2.03	2.09	*2.03*	4.13	4.71	4.25	*2.45*
			DS	0.24	0.27	0.26	*0.25*	0.51	0.65	0.52	*0.30*

Muestra	***Textura***	***Nº análisis***	***Cálculos***	***Gd/Gd****	***La/La****	***Pr/Pr****	***Y/Y****	***Er/Er****	***Tm/Tm****
				Bau & Dulski (1996)	Lawrence *et al*. (2006)	Bau & Dulski (1996)	Shields & Stille (2001)	Plausinaitis *et al*. (2017)	Dauphas & Pourmand (2015)
190531-02	Botroide (banda clara)	229	Máx.	1.70	75.30	1.07	0.90	1.36	0.37
			Mín.	1.10	-227.63	0.81	0.56	0.70	0.14
			Promedio	1.37	0.44	0.93	0.71	0.99	0.23
			DS	0.11	18.55	0.04	0.06	0.12	0.04
	Botroide (banda oscura)	150	Máx.	1.59	113.66	1.05	0.87	1.34	0.32
			Mín.	1.03	-221.26	0.74	0.48	0.74	0.14
			Promedio	1.31	0.30	0.92	0.68	0.99	0.23
			DS	0.11	23.25	0.06	0.07	0.13	0.04
170208-01	Pseudomorfo + Cemento	56	Máx.	1.65	1.15	0.71	1.63	1.38	0.48
			Mín.	1.10	0.58	0.61	0.75	0.75	0.12
			Promedio	1.36	0.78	0.67	1.11	1.05	0.29
			DS	0.13	0.14	0.03	0.19	0.11	0.09
	Microbialito	246	Máx.	1.79	19.12	0.89	1.14	1.46	0.37
			Mín.	0.82	-79.03	0.57	0.62	0.66	0.12
			Promedio	1.26	0.74	0.72	0.86	1.05	0.22
			DS	0.13	5.47	0.05	0.10	0.14	0.05

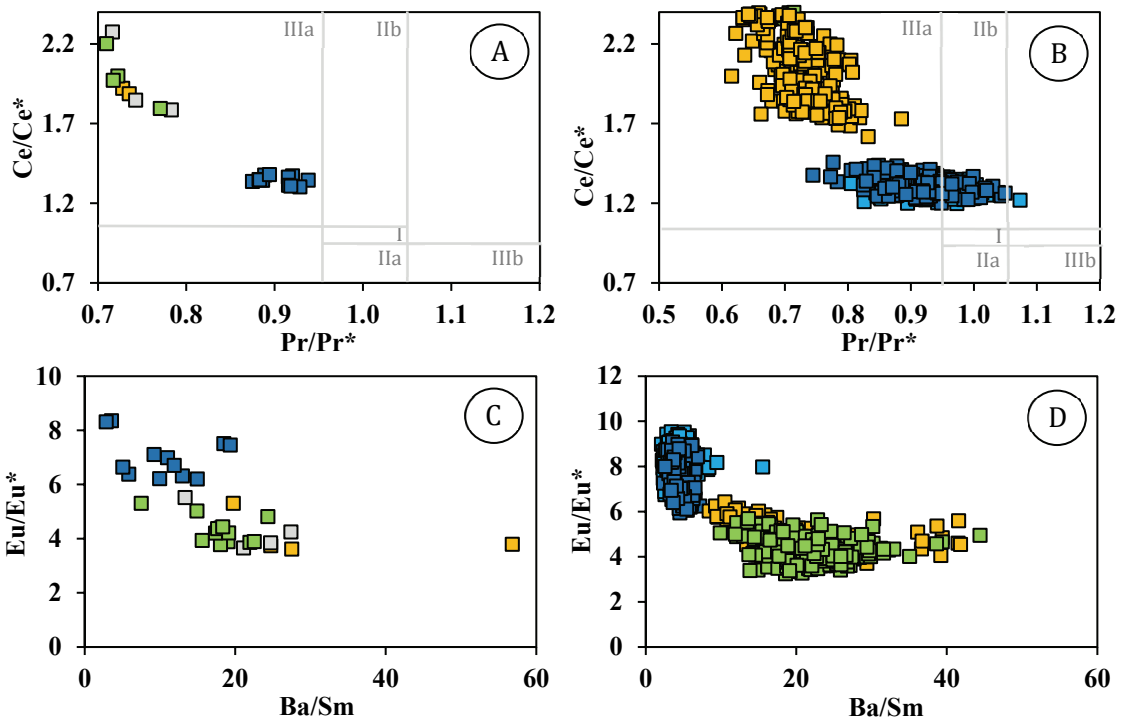


Figura 8.9. a-b) Diagramas Pr/Pr* vs Ce/Ce* (Bau & Dulski, 1996) y **c-d)** diagramas Ba/Sm vs Eu/Eu* (Özyurt *et al*., 2020) para los análisis puntuales (izquierda) y lineales (derecha). Explicación en el texto principal.

El resto de las anomalías manifiesta un comportamiento diferente para cada tipo de textura. Así, la anomalía de Gd (Gd/Gd*) es positiva en todas las texturas –salvo, de forma excepcional, en algún microbialito (tablas 8.6 y 8.7)–, mientras que la del Tm (Tm/Tm*) es siempre negativa. La anomalía del Y (Y/Y*), por otro lado, puede ser positiva o negativa en cualquiera de las texturas de la muestra 170208-01, pero siempre es negativa en el caso de los botroides. Por su parte, la del Pr (Pr/Pr*) parece ser negativa siempre, con la excepción, una vez más, de los botroides, en los que tiende a 1 y llegan a reconocerse algunos valores positivos.

Por último, las anomalías de La (La/La*) y Er (Er/Er*) mantienen un comportamiento más peculiar. Por un lado, Er/Er* se muestra positiva en todas las texturas en los análisis puntuales, pero, sin embargo, en los análisis lineales puede ser positiva o negativa, independientemente de la textura analizada. Así mismo, La/La*, aunque puede ser positiva o negativa independientemente de la textura, presenta valores negativos (entendido desde un punto de vista meramente numérico: <0), por lo que se sospecha que el cálculo de esta anomalía mediante la fórmula de Lawrence *et al*. (2006) no es el adecuado.

Junto a estas anomalías se han calculado diversos ratios, algunos de los cuales tienen una gran importancia a la hora de verificar anomalías de REE+Y –como el Ba/Sm– o de determinar condiciones de formación –como el $(La/Pr)_{PAAS}$ o el $(Y/Ho)_{PAAS}$–; el conjunto de todos los ratios calculados se puede consultar en la tabla 8.8.

Tabla 8.8. Resumen de los ratios calculados a partir de los datos de REE normalizados al PAAS (según los valores revisados por Pourmand *et al*., 2012) para los 33 análisis puntuales y los 5 análisis lineales –constituidos por 681 datos puntuales–, indicando las referencias de donde se han obtenido las respectivas relaciones. Para cada ratio se expresan los valores máximo, mínimo y promedio, y la desviación estándar (DS).

Textura	***Nº datos***	***Cálculos***	***Ratios***									
			(La/Pr)$_{PAAS}$	**Ba/Sm**	**Eu/Sm**	**(La/Sm)$_{PAAS}$**	**(La/Yb)$_{PAAS}$**	**(Nd/Yb)$_{PAAS}$**	**(Pr/Yb)$_{PAAS}$**	**Sm/Yb**	**(Y/Ho)**	**(Y/Ho)$_{PAAS}$**
			Bau & Dulski (1996)	Özyurt *et al.* (2020)								Josso *et al.* (2017)
Cementos *(análisis puntuales)*	4	Máx.	0.63	56.85	1.08	0.53	1.75	3.05	2.83	7.55	35.95	1.38
		Mín.	0.54	19.78	0.91	0.14	0.15	0.35	0.27	2.45	20.41	0.79
		Promedio	0.59	32.23	0.96	0.27	0.61	1.13	1.01	3.98	24.89	0.96
		DS	0.04	16.72	0.08	0.17	0.76	1.28	1.22	2.39	7.41	0.29
Pseudom. *(análisis puntuales)*	4	Máx.	0.64	27.44	1.17	0.36	0.89	1.96	1.70	5.60	27.50	1.06
		Mín.	0.52	13.37	0.81	0.22	0.33	0.66	0.54	3.29	22.72	0.88
		Promedio	0.59	21.67	0.95	0.27	0.51	1.06	0.90	4.09	24.57	0.95
		DS	0.06	6.10	0.16	0.06	0.26	0.61	0.55	1.05	2.05	0.08
Pseudom. + Cement. *(análisis lineales)*	56	Máx.	0.71	41.84	1.38	0.48	1.44	2.98	2.64	9.40	49.03	1.89
		Mín.	0.49	8.46	0.86	0.22	0.27	0.49	0.46	2.69	18.82	0.73
		Promedio	0.57	19.95	1.11	0.37	0.94	1.85	1.66	5.70	31.55	1.22
		DS	0.05	10.28	0.11	0.06	0.33	0.72	0.64	1.65	6.04	0.23
Microbial. *(análisis puntuales)*	13	Máx.	0.67	24.37	1.19	0.37	0.80	1.49	1.25	5.00	30.85	1.19
		Mín.	0.42	7.55	0.86	0.12	0.14	0.40	0.32	2.58	19.58	0.75
		Promedio	0.58	18.08	0.99	0.28	0.50	1.02	0.86	3.95	25.51	0.98
		DS	0.08	4.13	0.10	0.07	0.19	0.34	0.30	0.80	3.17	0.12
Microbial. *(análisis lineales)*	246	Máx.	0.77	44.42	1.39	0.38	1.07	1.94	1.66	7.31	33.96	1.31
		Mín.	0.44	9.92	0.67	0.10	0.09	0.23	0.15	1.92	16.48	0.63
		Promedio	0.60	21.83	0.95	0.27	0.47	0.93	0.79	3.93	24.64	0.95
		DS	0.06	4.89	0.13	0.06	0.17	0.35	0.31	1.03	3.25	0.13
Botroides *(análisis puntuales)*	12	Máx.	0.30	19.38	1.64	0.09	0.32	1.53	1.08	8.42	22.41	0.86
		Mín.	0.23	2.89	1.35	0.05	0.13	0.76	0.48	5.16	17.75	0.68
		Promedio	0.27	10.47	1.49	0.06	0.19	1.05	0.70	6.79	19.89	0.77
		DS	0.02	5.48	0.09	0.01	0.07	0.27	0.21	1.12	1.20	0.05
Botroides *(bandas claras) (análisis lineales)*	229	Máx.	0.35	15.54	1.94	0.10	0.46	2.10	1.52	11.87	32.52	1.25
		Mín.	0.22	2.12	1.30	0.05	0.13	0.77	0.47	4.52	15.81	0.61
		Promedio	0.28	3.98	1.65	0.08	0.26	1.35	0.93	7.71	21.89	0.84
		DS	0.02	1.38	0.13	0.01	0.06	0.26	0.19	1.30	2.16	0.08
Botroides *(bandas oscuras) (análisis lineales)*	150	Máx.	0.33	7.19	1.97	0.09	0.36	1.75	1.19	9.78	29.69	1.14
		Mín.	0.22	2.39	1.23	0.05	0.10	0.57	0.37	3.97	15.29	0.59
		Promedio	0.28	4.72	1.52	0.07	0.19	1.00	0.68	6.41	21.21	0.82
		DS	0.02	1.01	0.14	0.01	0.06	0.26	0.19	1.28	2.50	0.10

8.1.2.4.- Estudio estadístico de tierras raras y el Y (REE+Y)

El estudio estadístico en R (R Core Team, 2021) para los REE+Y ha sido llevado a cabo, como con los elementos mayoritarios, minoritarios y trazas, en dos partes: un primer estudio centrado en los análisis puntuales, y, otro, en los lineales. Debido a la similitud de los resultados obtenidos entre ambos tipos de análisis, en esta memoria únicamente se incluyen los resultados obtenidos para los análisis lineales, en los que, debido a la amplia cantidad de datos, se observa una mejor ordenación de los datos (figuras 8.10a-b).

El conjunto de los 681 datos puntuales procedentes de los 5 análisis lineales se estudió teniendo en cuenta un total de 15 variables –los 14 REE analizados y el Y; tabla 8.5), expresados en forma elemental y en ppm–, de modo que, tras efectuar una ordenación lineal de los resultados –el DCA obtenido fue de 0.65 SD (< 3 SD)–, se obtuvo un PCA que explicaba el 89.71 % de la variabilidad de las muestras. La representación gráfica en 2D según el método "*scaling 1*" (Zelený, 2023) dio una ordenación de todos los datos en 3 nubes de puntos bien diferenciadas (figura 8.10a): por una parte se reconoce la nube de puntos correspondiente a las texturas botroidales, pertenecientes a la muestra 190531-02, mientras que, por la otra, las texturas de la muestra 170208-01 se disponen en 2 nubes separadas: la de la izquierda, con una mayor concentración de valores, que aglutina a los microbialitos y los cementos, y la de la derecha, formada por los pseudomorfos y los cementos que los recubren, con una amplia dispersión de los datos.

La representación gráfica en 2D según el método "*scaling 2*" (figura 8.10b; Zelený, 2023) revela que la diferencia más importante entre las texturas analizadas desde el punto de vista de los REE+Y es una mayor concentración en todos estos elementos tanto en los pseudomorfos como en los cementos que los recubren; sin embargo, parece que las variables que más influyen en la ordenación de ambas texturas son el Pr, el Nd, el Ho, el Yb y el Lu. En el resto de las texturas el contenido en REE y, sobre todo, en los REE mencionados, es estadísticamente inferior. Por su parte, parece que las texturas botroidales se diferencian de las texturas microbialíticas y de los cementos asociados a ellas por tener un mayor contenido en Eu, Sm, Gd y Tb, mientras que estas otras texturas se encuentran más enriquecidas en La, Ce, Pr, Y, Ho, Er, Tm e Yb que los botroides.

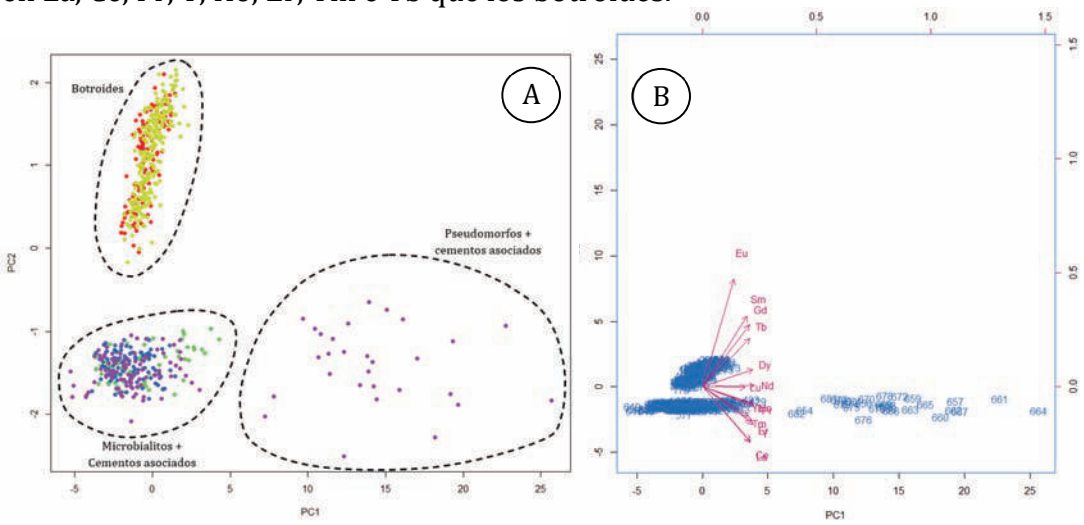


Figura 8.10. **a)** Representación "*scaling 1*" y **b)** representación "*scaling 2*" del PCA elaborado a partir de los datos de REE+Y de los 5 análisis lineales, en el que se explica el 89.71 % de la variabilidad de las muestras. Explicación en el texto principal.

8.1.3.- Isótopos de oxígeno

Con la finalidad de reconocer las diferencias isotópicas de $\delta^{18}O$ existentes entre las texturas analizadas, y, por ende, entre las zonas mineralizadas, se ha llevado a cabo el estudio isotópico de dos tacos pulidos elaborados a partir de las dos muestras estudiadas geoquímicamente y descritas en los apartados anteriores: la 170208-01 y la 190531-02 (figura 8.11). En el primero de estos tacos se han practicado un total de 6 análisis sobre las texturas microbialíticas –3 análisis en cada uno de los círculos de muestreo definidos–, pues se manifiestan en ella con tamaños milimétricos y en abundancia; por otro lado, en el segundo taco se han analizado las texturas botroidales, practicando también 6 análisis –3 en cada círculo–. El conjunto de todos los resultados puede verse en la tabla 8.9.

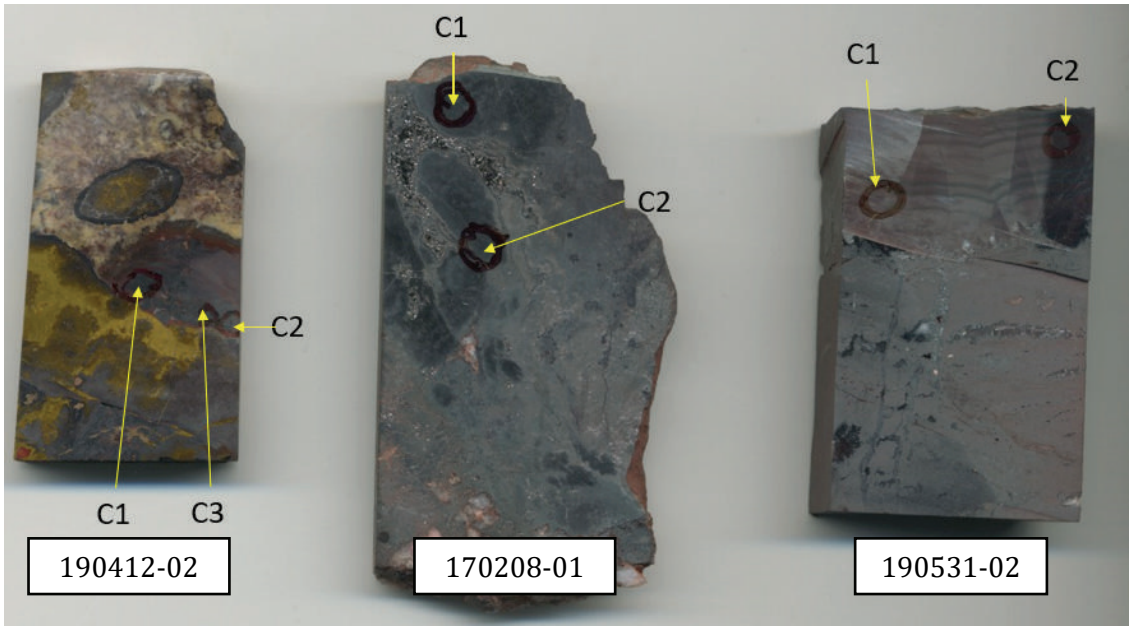


Figura 8.11. Fotografía de los 3 tacos pulidos sobre los que se ha realizado el estudio isotópico de $\delta^{18}O$.

Dado que las texturas pseudomórficas no pudieron ser analizadas isotópicamente y que los cementos de la muestra 170208-01 no tenían el tamaño adecuado para ser debidamente muestreados, se decidió analizar en su lugar los cementos encontrados en la muestra 190412-02, procedente del extremo terminal occidental de la ZM (figuras 6.47b-c). En el taco pulido de esta muestra se realizaron un total de 8 análisis: –3 procedentes de cada uno de los dos primeros círculos (C_1 y C_2), y 2, del círculo C_3– (figura 8.11).

A partir de los resultados obtenidos (tabla 8.9) pueden verse diferencias evidentes entre las tres texturas analizadas:

- Los microbialitos de la muestra 170208-01 manifiestan valores de $\delta^{18}O_{VSMOW}$ que oscilan entre -2.4 y -3.4 (con una media aritmética $\bar{x}$ = -3.0) en el primer círculo, y entre -2.6 y -2.9 ($\bar{x}$ = -2.8), en el segundo.
- Los botroides de la muestra 190531-02, por otro lado, se presentan mucho menos enriquecidos en ^{16}O, con valores de $\delta^{18}O_{VSMOW}$ comprendidos entre +0.1 y +0.9 ($\bar{x}$ = +0.4) en el primer círculo, y entre -0.3 y -0.8 ($\bar{x}$ = -0.5), en el segundo.

Tabla 8.9. Listado completo de los 20 análisis efectuados sobre los 3 tacos pulidos de la figura 8.11. Los valores de $\delta^{18}O$ se presentan normalizados a VSMOW y a VPDB (este último obtenido a partir de las fórmulas dadas por Brand *et al*., 2014 y Kim *et al*., 2015).

Muestra	*Círculo*	*Análisis*	$\delta^{18}O_{VSMOW}$	$\delta^{18}O_{VPDB}$	*Textura*
170208-01 (ZMI)	C1	17-01-C1	-3.4	-33.3	Microbialito
		17-01-C1	-3.3	-33.2	Microbialito
		17-01-C1	-2.4	-32.3	Microbialito
	C2	17-01-C2	-2.6	-32.5	Microbialito
		17-01-C2	-2.9	-32.8	Microbialito
		17-01-C2	-2.8	-32.7	Microbialito
190531-02 (ZMS)	C1	19-02-C1	+0.1	-29.9	Botroide
		19-02-C1	+0.2	-29.8	Botroide
		19-02-C1	+0.9	-29.1	Botroide
	C2	19-02-C2	-0.8	-30.8	Botroide
		19-02-C2	-0.3	-30.3	Botroide
		19-02-C2	-0.3	-30.3	Botroide
190412-02 (ZM)	C1	19-02b-C1	-2.0	-31.9	Masiva
		19-02b-C1	-2.0	-31.9	Masiva
		19-02b-C1	-2.0	-31.9	Masiva
	C2	19-02b-C2	-0.9	-30.9	Masiva
		19-02b-C2	-1.4	-31.4	Masiva
		19-02b-C2	-1.3	-31.3	Masiva
	C3	19-02b-C3	+2.9	-27.2	Masiva
		19-02b-C3	+3.7	-26.4	Masiva

- ❖ Por último, los cementos de la muestra 190412-02 tienen una mayor variabilidad: -2.0 en todos los análisis del primer círculo, valores comprendidos entre -0.9 y -1.4 ($\bar{x}$ = -1.2) en el segundo círculo, y valores de +2.9 a +3.7 ($\bar{x}$ = +3.3) en el tercero.

Así, la lámina 190531-02, en su conjunto, es la más enriquecida en ^{18}O de las tres, con valores de $\delta^{18}O_{VSMOW}$ que oscilan entre -0.8 y +0.9 ($\bar{x}$ = 0.0); la lámina 170208-01, por otro lado, estaría relativamente más enriquecida en ^{16}O, con valores de $\delta^{18}O_{VSMOW}$ situados entre -2.4 y -3.4 ($\bar{x}$ = -2.9); y, por último, la lámina 190412-02 sería la que presentaría una mayor variabilidad, con valores de $\delta^{18}O_{VSMOW}$ comprendidos entre -2.0 y +3.7 ($\bar{x}$ = -0.4).

Parece que la hematites adquiere sus relaciones $^{18}O/^{16}O$ durante su formación a partir de precursores como la ferrihidrita (Yapp, 1987, 2001; Bao & Koch 1999), de tal modo que, una vez formada, es resistente al intercambio de isótopos de oxígeno (Becker & Clayton 1976; Yapp, 2001). Así, es de esperar que los valores de $\delta^{18}O_{VSMOW}$ medidos en la hematites (Hm) (tabla 8.9) puedan proporcionar información fiable sobre la composición de los fluidos generadores (Aq) (tabla 8.10) a una temperatura dada. Para ello se han utilizado las expresiones [15] y [16] determinadas en el apartado "***4.3.1.7.- Isótopos $\delta^{18}O$***".

$$\delta_{Aq} \approx \delta_{Hm} - 1000 \ln \alpha_{Hm\text{-}Aq} \quad \textbf{[15]}$$

$$1000 \ln \alpha^{18}_{Hm\text{-}Aq} = \frac{4297}{T(K)} - 11.89 \quad \textbf{[16]}$$

Tabla 8.10. Cálculos para determinar la composición isotópica del fluido mineralizador (Aq) a partir de las fórmulas de Silveira Braga *et al*. (2023) y Galili *et al*. (2019) para los rangos de temperatura 0-200 °C (en intervalos de 10 °C) y 200-400 °C (en intervalos de 50 °C). Los valores teóricos de Tª utilizados se dan en °C y K. A la derecha se presentan los valores obtenidos para la expresión $1000 \cdot ln\alpha_{Hm\text{-}Aq}$ y para el fraccionamiento isotópico $\alpha_{Hm\text{-}Aq}$ (que tienda a 1 denota que los cálculos están bien realizados). Todos los valores de $\delta^{18}O$ están normalizados a VSMOW y se proporcionan en ‰.

Tª		Muestra 190531-02 (Botroides)		Muestra 170208-01 (Microbialitos)		Muestra 190412-02 (Cementos)		$1000 \cdot ln\alpha_{Hm\text{-}Aq}$	$\alpha_{Hm\text{-}Aq}$
		$\delta^{18}O_{Hm}$ (máx.)	$\delta^{18}O_{Hm}$ (mín.)	$\delta^{18}O_{Hm}$ (máx.)	$\delta^{18}O_{Hm}$ (mín.)	$\delta^{18}O_{Hm}$ (máx.)	$\delta^{18}O_{Hm}$ (mín.)		
		0.9	**-0.8**	**-3.4**	**-2.4**	**3.7**	**-2**		
(°C)	**(K)**	**$\delta^{18}O_{Aq}$ (calculado)**							
0	**273**	**-2.9**	**-4.6**	**-7.2**	**-6.2**	**-0.1**	**-5.8**	**3.85**	**1.00**
10	283	-2.4	-4.1	-6.7	-5.7	0.4	-5.3	3.29	1.00
20	293	-1.9	-3.6	-6.2	-5.2	0.9	-4.8	2.78	1.00
30	303	-1.4	-3.1	-5.7	-4.7	1.4	-4.3	2.29	1.00
40	313	-0.9	-2.6	-5.2	-4.2	1.9	-3.8	1.84	1.00
50	**323**	**-0.5**	**-2.2**	**-4.8**	**-3.8**	**2.3**	**-3.4**	**1.41**	**1.00**
60	333	-0.1	-1.8	-4.4	-3.4	2.7	-3.0	1.01	1.00
70	343	0.3	-1.4	-4.0	-3.0	3.1	-2.6	0.64	1.00
80	353	0.6	-1.1	-3.7	-2.7	3.4	-2.3	0.28	1.00
90	363	1.0	-0.7	-3.3	-2.3	3.8	-1.9	-0.05	1.00
100	**373**	**1.3**	**-0.4**	**-3.0**	**-2.0**	**4.1**	**-1.6**	**-0.37**	**1.00**
110	383	1.6	-0.1	-2.7	-1.7	4.4	-1.3	-0.67	1.00
120	393	1.9	0.2	-2.4	-1.4	4.7	-1.0	-0.96	1.00
130	403	2.1	0.4	-2.2	-1.2	4.9	-0.8	-1.23	1.00
140	413	2.4	0.7	-1.9	-0.9	5.2	-0.5	-1.49	1.00
150	**423**	**2.6**	**0.9**	**-1.7**	**-0.7**	**5.4**	**-0.3**	**-1.73**	**1.00**
160	433	2.9	1.2	-1.4	-0.4	5.7	0.0	-1.97	1.00
170	443	3.1	1.4	-1.2	-0.2	5.9	0.2	-2.19	1.00
180	453	3.3	1.6	-1.0	0.0	6.1	0.4	-2.40	1.00
190	463	3.5	1.8	-0.8	0.2	6.3	0.6	-2.61	1.00
200	**473**	**3.7**	**2.0**	**-0.6**	**0.4**	**6.5**	**0.8**	**-2.81**	**1.00**
250	**523**	**4.6**	**2.9**	**0.3**	**1.3**	**7.4**	**1.7**	**-3.67**	**1.00**
300	**573**	**5.3**	**3.6**	**0.4**	**2.0**	**8.1**	**2.4**	**-4.39**	**1.00**
350	**623**	**5.9**	**4.2**	**0.6**	**2.6**	**8.7**	**3.0**	**-4.99**	**1.00**
400	**673**	**6.4**	**4.7**	**2.1**	**3.1**	**9.2**	**3.5**	**-5.51**	**0.99**

Utilizando las expresiones [15] y [16], se pueden estimar las composiciones isotópicas del fluido mineralizador (Aq) a partir de los valores de $\delta^{18}O_{VSMOW}$ obtenidos en las texturas de hematites (tabla 8.9) y un valor teórico para la temperatura. Como no se ha llevado a cabo ningún estudio de inclusiones fluidas que permita determinar dicha temperatura con precisión, los cálculos que se han efectuado abarcan un rango de temperaturas que oscila entre 0-200 °C (en intervalos de 10 °C) y entre 200-400 °C (cada 50 °C) (tabla 8.10). Además, dadas las diferencias en $\delta^{18}O_{VSMOW}$ obtenidas, estos cálculos se han realizado para cada una de las tres muestras analizadas, asumiendo tanto los valores mínimos medidos como los máximos. Los resultados obtenidos proporcionan un valor $\delta^{18}O_{VSMOW}$ para el fluido mineralizador de hasta -5.51 ‰ (asumiendo 400 °C).

Capítulo IX

Discusión y conclusiones

9.1.- Condiciones de depósito y origen de la mineralización

9.1.1.- La Fm. Dolomías de Ribota en la zona de estudio

9.1.1.1.- Origen y condiciones de formación de las dolomías

Aunque el origen de las dolomías de la Fm. Ribota es controvertido, habiéndoseles asignado un origen desde sedimentario (Lotze, 1929, 1961) hasta secundario –por dolomitización de calcita durante la diagénesis (Bartsch, 1966; Aliaga, 1968; Navas, 1986; Mateo, 1987), la posibilidad de que haya habido hidrotermalismo durante el depósito de la Fm. Ribota ya fue planteado por algunos autores, como Zamora (1991), que en virtud de las texturas subidiotópicas a xenotópicas que exhibían muchas de sus muestras dolomíticas, propias de condiciones de altas temperaturas (Gregg & Sibley, 1984), analizó la posibilidad de que se originaran en ambientes de diagénesis profunda (anadiagénesis), a más de 50-60 °C, con cierta influencia de hidrotermalismo (< 200 °C).

El estudio geoquímico llevado a cabo por Zamora (1991) le permitió establecer una pauta de evolución diagenética creciente para las dolomías de la Fm. Ribota, que se habrían originado a partir de un sedimento inicialmente calcítico –de HMC (calcita con alto contenido en magnesio)–, el cual habría sufrido un proceso de dolomitización por enterramiento profundo. Esta tendencia evolutiva sugiere la existencia de calizas primarias con un alto contenido en Mg, las cuales habrían experimentado –según el diagrama Mn (ppm) vs Sr/Ca (Veizer *et al*., 1989)– procesos hidrotermales durante la génesis de las dolomías (Zamora, 1991). Representando las composiciones obtenidas mediante EPMA de los cristales de dolomita según el diagrama Mn (ppm) vs 1000·Sr/Ca (Brand & Veizer, 1980), se han obtenido valores que coinciden con los proporcionados por Zamora (1991) para la zona de Tierga; además, tal y como este autor sugiere, al comparar este diagrama con el de Veizer *et al*. (1989), se puede asociar una influencia hidrotermal a la génesis de las dolomías (figura 8.1d).

En la figura 9.1 puede verse la caracterización diagenética de las dolomías de Ribota en el sector Jarque-Tierga-Nigüella establecida por Zamora (1991) y la distribución planteada por este autor para los distintos procesos reconocidos.

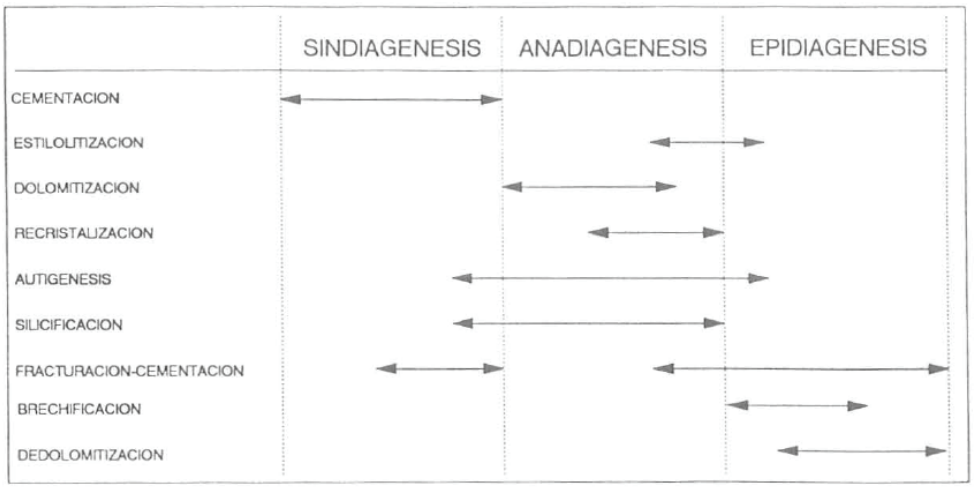


Figura 9.1. Caracterización diagenética de las dolomías de Ribota en el sector Jarque-Tierga-Nigüella y distribución espacial de los procesos reconocidos (Zamora, 1991).

En las muestras de dolomía estudiadas (tabla 7.1), las texturas dominantes que constituyen la 1ª G. de dolomita son los mosaicos idiotópico-hipidiotópicos (figuras 7.5a-d), cristalsostenidos, de cristales con tamaños próximos a 100-500 μm y espaciado intercristalino variable, el cual puede estar relleno parcial o completamente por cementos hematíticos y, en menor medida, cuarcíticos y/o filosilicatados; es sobre estas texturas donde se suelen desarrollar la mayor parte de los estilolitos identificados en muestra de mano (figuras 7.3a-b). La dolomicritización observada en la 1ª G. en muchas de las muestras –siendo más frecuente en las dolomías rojizas y gris verdosas que en las grises– sería un claro indicativo de la acción de varios procesos de disolución-precipitación, ocasionalmente evidenciados por aureolas o bordes cristalinos de dolomita esparítica visiblemente más limpia que el resto del cristal sobre el que se desarrollan (figuras 7.5e, g-h).

Sin embargo, las siguientes generaciones de dolomita, que aparecen rellenando huecos y fracturas (porosidades secundarias; Chouquette & Pray, 1970) dentro de la 1ª G., suelen manifestar mosaicos xenotópico-hipidiotópicos, cristalsostenidos (casi sin huecos intercristalinos), con tamaños de cristal muy variables y, ocasionalmente, contactos cristalinos curvos, lobulados y aserrados (figuras 7.5d, k, m). Todas estas generaciones secundarias se habrían formado en etapas mineralizadoras sucesivas, a partir de fluidos enriquecidos en Mg que circularían por las fracturas y huecos generados durante el enterramiento de las dolomías de la 1ª G.

Según Huang *et al*. (2014), los mosaicos idiotópicos a hipidiotópicos, como los reconocidos en la 1ª G., suelen ser más habituales en condiciones de bajas temperaturas –por debajo del CRT (del inglés, *critical roughening temperature*), establecido en el rango 50-60 °C (Gregg & Sibley, 1984; Sibley & Gregg, 1987)–, mientras que las siguientes generaciones de dolomita manifestarían una textura más propia de temperaturas > 50-60 °C. Aunque estos valores son estimativos –ya que la relación textura-temperatura no es precisa y no se pueden establecer condiciones de temperatura con seguridad (Huang *et al*, 2009)–, según la temporalización propuesta por Zamora (1991), la 1ª G. de dolomita se habría formado durante las primeras etapas de la anadiagénesis (esto es, en torno a los 50-60 °C), mientras que el resto de las generaciones se habrían desarrollado a lo largo de la epidiagénesis (figura 9.1), a temperaturas superiores, cementando los huecos y fracturas generados previamente.

Dado que la composición geoquímica de los cristales de dolomita es prácticamente la misma en todo el yacimiento (tabla 8.1), independientemente de la generación –pudiendo clasificarse dentro de la serie paraankerita-dolomita férrica (figura 8.1e)–, queda claro que todas las generaciones se han formado por procesos de fracturación y disolución-precipitación durante la diagénesis.

Aunque en las muestras dolomíticas estudiadas no se han encontrado texturas microbialíticas reconocibles, los estromatolitos parecen ser un tipo de bioconstrucciones habituales de la Fm. Ribota (Gámez *et al*., 1991; Sdzuy & Liñán, 1993; Álvaro *et al*., 2024; entre otros), siendo frecuente encontrar laminaciones criptoalgales en los niveles dolomíticos (figura 5.4c). Este tipo de laminación puede ser fácilmente reconocible en afloramientos y muestras de mano, pero difícil de detectar en microscopía óptica, manifestándose como bandas con diferentes tamaños cristalinos y contenidos de minerales no carbonatados (Zamora, 1991).

Pese a que se han identificado laminaciones de aspecto criptoalgal en algunos afloramientos del entorno de "Santa Rosa", no se puede afirmar que en el interior del yacimiento se hayan preservado este tipo de texturas biogénicas en las dolomías, no habiendo sido identificada ninguna durante las campañas de cartografía de interior ni durante el estudio de microscopía. Del mismo modo, las texturas sedimentarias son prácticamente inexistentes en las muestras estudiadas, siendo destacables dentro de este litotipo únicamente las alternancias detrítico-carbonatadas habituales de las dolomías gris-verdosas (figura 7.4a).

Se puede decir que el origen de la 1ª G. de dolomita habría tenido lugar en unas condiciones de baja presión y temperatura, posiblemente durante las primeras etapas de la diagénesis. Los cristales de dolomita, bien desarrollados y de gran tamaño, manifiestan una transformación lenta del carbonato precursor, proceso mediante el cual se habrían borrado las texturas originales (entre ellas, las microbialíticas). La autigénesis de piritas (Zamora, 1991) –algunas de ellas, framboidales (figuras 7.8a-b)–, tanto en las dolomías como en las lutitas y margas asociadas a estas, estarían indicando un ambiente reductor (en presencia de poco o nada de oxígeno) durante la formación de la 1ª G. de dolomita.

La silicificación de las dolomías descrita para la zona de las Minas de Tierga (IGME, 1972, 1973, 1974a, b, 1975), con la consecuente autigénesis de cuarzo –y, posiblemente, también de micas–, estaría asociada, según Zamora (1991): [1] a una etapa de diagénesis profunda (anadiagénesis – inicio de epidiagénesis), con una importante circulación de soluciones ricas en sílice; y/o [2] a la abundante presencia de filones de mineralizaciones hidrotermales en toda la zona de Tierga y Mesones de Isuela (entre las que destaca, sobre todo, el cuarzo, pero también la barita y, ocasionalmente, el cobre).

El elevado contenido en hierro de las dolomías en la zona de Mesones de Isuela, Nigüella y Minas de Tierga (aparentemente superior al de otros afloramientos de la Fm. Ribota), es achacado por Zamora (1991) a la cercanía de "*importantes mineralizaciones dispersas y en forma de filones-venas de óxido-hidróxidos de hierro*"; para este autor, los carbonatos de esta formación se habrían enriquecido en Fe en etapas diagenéticas tardías, siendo los óxidos y oxihidróxidos que rellenan huecos intercristalinos de origen autigénico. Sin embargo, Zamora (1991) especifica que hay un tipo de óxidos y oxihidróxidos de hierro que se adapta a la laminación interna observada en las dolomías, manifestándose congruente con ella; a estas ferruginizaciones el autor les asigna un origen sinsedimentario, "*posiblemente coloidal*".

En el estudio textural descrito en el "***Capítulo VII – Mineralogía y análisis textural***", puede verse que son los cristales de la 1ª G. de dolomita los que parecen mostrar un mayor contenido de hierro autigénico en su espaciado intercristalino. Así mismo, los mosaicos dolomíticos que aparecen dentro de la mineralización de hematites rellenando huecos y fracturas muestran similitudes texturales evidentes con la 2ª G. y 3ª G. de dolomita reconocidas dentro del litotipo "dolomías masivas", presentando una composición geoquímica casi idéntica (figura 8.1e). A partir de esta relación puede decirse que la mineralización de hematites (o su fase precursora) es, como mínimo, anterior a la 2ª G. de dolomita.

9.1.1.2.- Posición estratigráfica de la mineralización de hierro

Rived (1922) es la referencia bibliográfica encontrada más antigua que defiende la idea de un mismo origen para muchos de los yacimientos de hematites de la zona del Moncayo, a los que asigna una posición estratigráfica similar (si no la misma) dentro de las dolomías de Ribota –que describe como "*calizas pardas magnesianas*", o, como se denominaban en aquella época, "*requemados*"–. El propio IGME (1972, 1973, 1974a, b) continúa este planteamiento y asigna una posición cercana a la zona de tránsito entre las Fms. Jalón y Ribota para muchos de estos criaderos de hierro, aunque a la mayoría de ellos los cataloga como fisurales, siendo "Santa Rosa" el único depósito estratiforme, "posiblemente, sedimentario" (IGME, 1975). En su exhaustivo análisis del yacimiento de "Santa Rosa", Rived (1922) interpreta que la mineralización de hematites se emplaza inmediatamente por debajo de unas "*pizarras verdes y amarillas con bancos pequeños de caliza*", que trabajos posteriores redefinirían como dolomías margosas (IGME, 1975; Zamora, 1991; Sepúlveda *et al*., 2021; entre otros) con intercalaciones de lutitas, las cuales constituyen el cuarto tramo definido para esta unidad (ver "***Capítulo V – Cartografía geológica***").

Comparando las testificaciones de algunos de los sondeos de exterior realizados por PROMINDSA con los sondeos llevados a cabo por el IGME, los sondeos referenciados por Rived (1922), y la columna estratigráfica de Sepúlveda *et al*. (2021) –levantada en la misma zona de estudio que esta tesis doctoral–, se ha podido establecer que la posición estratigráfica de la mineralización de hematites de "Santa Rosa" se encuentra a techo del segundo tramo –es decir, a techo del primer tramo de dolomías masivas de la unidad–. Inmediatamente por encima de la mineralización se reconocen unas pelitas, que han sido consideradas como un tercer tramo independiente y que aparecen, por lo general, tectonizadas (figuras 5.4d y 5.19a-b). Aunque en Sepúlveda *et al*. (2021) se define este tramo pelítico como una brecha de falla (figura 3.12), y a lo largo de la memoria se ha podido comprobar que las zonas de cizalla de las fallas de la Bocamina (y asociadas) y de Domper coinciden estratigráficamente con su posición, este tramo suele ser considerado en la bibliografía (Schmidt-Thomé, 1973; y sucesivos) como una entidad puramente estratigráfica-sedimentológica.

Tal y como se puede ver en el Cabezo del Azud, y pese a que en la bibliografía se le asigne un origen filoniano, lo cierto es que la mineralización de hierro de la mina "La Potente" parece ser estratiforme –pero con un alto grado de tectonización (figuras 5.11a-b)–, amoldándose a la estratificación de las dolomías masivas de la Fm. Ribota, que se verticalizan y buzan hacia el E en la cresta de una estructura antiformal de dirección N-S y vergencia hacia el E (figuras 5.14a-b). El hecho de que las pelitas del tercer tramo de la Fm. Ribota sean prácticamente idénticas (figura 6.14b) a las que constituyen la zona de cizalla de la falla de La Potente (figura 5.15b), y que la mineralización de hematites de "La Potente" parece estar relacionada con ellas de un modo similar al de la mineralización de "Santa Rosa" con la zona de cizalla de la falla de la Bocamina, refuerzan el hecho de que la tectónica de la zona de estudio mantiene una estrecha relación con las mineralizaciones de hierro.

No es de extrañar, pues, que las ubicaciones de algunas bocaminas y galerías de exploración antiguas encontradas en la zona de estudio estén, en su mayor parte, hacia techo de los potentes tramos de dolomías masivas, casi siempre por debajo de

los planos de grandes fallas de bajo ángulo (figuras 5.23a y 5.25a-c), aun cuando no hay evidencias directas de la presencia de mineralizaciones de hierro.

En toda la zona de estudio, la falla de La Potente es la única estructura tectónica verticalizada conocida ligada a una mineralización de hierro paralela-subparalela a ella; dado que esta mineralización se puede interpretar como estratiforme (no fisural), indicaría que el grueso de las mineralizaciones de hierro de la zona de Minas Tierga no son filonianas. Al analizar las posiciones de los indicios mineros antiguos de hematites y las mineralizaciones de hierro menores (no explotadas) halladas durante la realización de la cartografía geológica de exterior, se puede comprobar que siempre están vinculados a la estratificación (figuras 5.4b, 5.24b, 5.25a-c y 5.26a-b) –aunque puedan existir fallas verticalizadas en las proximidades (figuras 5.17a-d y 5.18)–, no reconociéndose mineralizaciones encajadas en las zonas de cizalla.

Esto mismo queda patente en el interior de "Santa Rosa" al analizar los esquemas estructurales elaborados. La mineralización de hematites está claramente vinculada a los principales planos de fallas inversas (cabalgamientos) y, a menor escala, a algunos planos lutíticos de escasa envergadura (figura 6.33a), que suponen deslizamientos menores paralelos-subparalelos a estas grandes fallas de bajo ángulo –y que son, a su vez, paralelas-subparalelas a la estratificación original– (figuras 6.57a-f, 6.58a-f y 6.59a-c). Sin embargo, todas aquellas fallas verticalizadas –con la única excepción de la verticalización de algunos planos de cabalgamiento, como ocurre en la falla de Sousa (figuras 6.25 y 6.26b-c)–, independientemente de su movimiento y la relación existente entre los bloques, parece cortar tanto a la mineralización de hematites como a los materiales adyacentes, sin que se reconozcan mineralizaciones de hierro amoldadas a las zonas de cizalla (figuras 6.24a-b y 6.26b-c).

La tectonización interna observada en los propios cuerpos de hematites, en los que se reconocen formas sinuosas, lenticulares y sigmoidales aparentemente paralelas-subparalelas a las grandes fallas inversas de bajo ángulo (figuras 6.2a, 6.3a y 6.33a, entre otras), así como la recristalización de la mineralización de hierro observada en las proximidades de las grandes fallas inversas (con desarrollo de texturas y bandeados botroidales; figuras 6.4b y 6.7), manifiesta que la hematites masiva es, claramente, previa al desarrollo de la tectónica. Por otro lado, es en la propia mineralización de hematites en la que se han reconocido texturas biogénicas (restos fósiles de invertebrados, microbialitos, etc.) y sedimentarias (*mud cracks*), en algunos casos muy bien conservadas, que evidencian una mayor preservación de las texturas originales en la mineralización de hierro que en las dolomías.

Todo esto, sumado a la presencia de fallas conjugadas aparentemente sinsedimentarias emplazadas en distintos puntos del yacimiento (como las que aparecen en las figuras 6.17b y 6.40c-d), que implican variaciones de espesor de la mineralización de hierro de unos bloques con respecto a los bloques adyacentes, sugiere un origen sedimentario para la mineralización de hierro precursora.

De este modo, la relación de aparente concordancia de la mineralización de hierro con las pelitas del tercer tramo, en contacto tectónico suprayacente, podría tener un origen estratigráfico: al analizar la mineralización encontrada en la mina abandonada de "La Víbora" (figura 5.27a), que presumiblemente se sitúa en la misma posición estratigráfica que la mineralización de la ZM de "Santa Rosa", se reconocen disconformidades (superficies erosivas) entre la mineralización de

hierro y los materiales infra- y suprayacentes. En algunos puntos de esta mina antigua dichas superficies se manifiestan tectonizadas (figura 5.27b), mostrando un aspecto muy similar al de los contactos de la mineralización de "Santa Rosa". Dada su naturaleza, tanto la mineralización de hierro como las pelitas suprayacentes se comportarían dúctilmente, favoreciendo el desarrollo de cabalgamientos y fallas inversas (de desplazamiento quizás no muy grande), lo que explicaría la relación existente entre la propia mineralización y los planos de fallas inversas descritas.

9.1.1.3.- Estructuración del yacimiento

La estructura del yacimiento de "Santa Rosa" es relativamente compleja, constituida por varios niveles mineralizados de hematites dispuestos a techo de las dolomías masivas que afloran dentro de las labores subterráneas (tramo 2 de la Fm. Dolomías de Ribota). Como ya se ha explicado, sobre la mineralización aparece siempre un nivel de espesor variable de lutitas pizarrosas de coloraciones verdes (figuras 6.34b) y, ocasionalmente, verdeazuladas, grises y rojizas (figuras 6.14b) (el tramo 3), las cuales pueden ir acompañadas en algunas zonas por cuerpos dolomíticos gris verdosos a pardos (figuras 6.23a y 6.37a). Mientras que el conjunto de las pelitas presenta un aspecto principalmente pizarroso (y, ocasionalmente, triturado), las dolomías suelen mostrarse brechificadas, con recristalizaciones de dolomita esparítica blanca rellenando huecos y fracturas, o cizalladas, sin presencia de huecos, en zonas con una importante influencia compresiva (figura 6.37a).

Una de las características que más llama la atención de la estructura de este criadero es la disposición de los grandes planos de fallas inversas descritos para cada D. E. del yacimiento (falla de las Arcillas, de Subías, del Lago, de los Ingleses, de la Zona Central, de Igea, de Sousa y de la Bocamina), los cuales definen unas geometrías en horquilla abiertas hacia el W para los materiales emplazados entre ellas (figuras 6.13a-c, 6.20a-b, 6.21a-b, 6.22a-b, 6.25, 6.26b-c y 6.30a-b).

Se plantean dos hipótesis para explicar esta disposición:

- Tectónica compresiva
- Tectónica sinsedimentaria + tectónica compresiva

9.1.1.3.1.- Posibilidad 1: Tectónica compresiva

Durante la cartografía de exterior se reconocieron dos grandes fallas inversas que, por sus características, su rumbo e inmersión, y su relación con otros grandes accidentes tectónicos compresivos (pliegues antiformes de dirección norteada), parecen estar estrechamente relacionadas entre sí: el cabalgamiento de Jalón – Ribota (figuras 5.21a-b y 5.22a-b) y la falla de Domper (figuras 5.19a-b y 5.20a-b), para las que se han medido unas direcciones y buzamientos de 030-060, 10-20W y 035, 25W, respectivamente. En ambos casos, estas fallas inversas parecen seccionar las crestas de los plegamientos antiformales que se sitúan inmediatamente por debajo (constituidos por dolomías masivas de la Fm. Ribota) y superponer unos materiales pelíticos abigarrados –en una disposición mucho más horizontalizada– sobre los que se instalan de nuevo las dolomías masivas, dispuestas paralelas-subparalelas al plano de falla.

Este mismo esquema se reconoce en "La Potente" (figuras 9.2a-b), donde la corona del Cabezo del Azud está constituida por unas dolomías masivas dispuestas

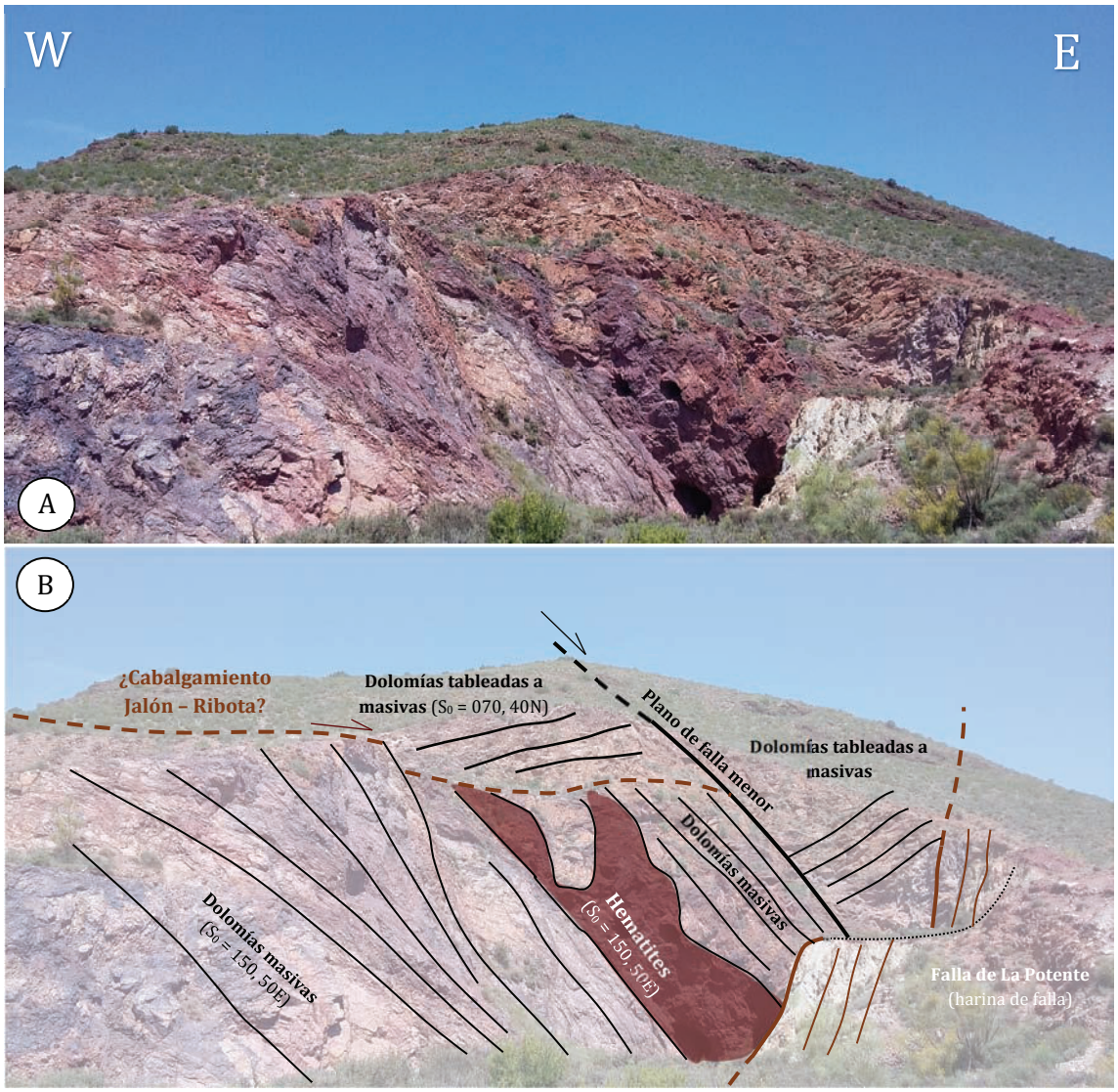


Figura 9.2. **a)** Fotografía y **b)** esquema estructural de la corta de "La Potente", en los que se reconoce la relación entre la mineralización de hematites y las dolomías encajantes (S_0 = 150, 50E), pertenecientes a la Fm. Ribota, en el flanco oriental de la cresta del antiforme emplazado bajo el Cabezo del Azud (figura 5.14b). Estos materiales parecen cabalgados por las mismas dolomías masivas, con una S_0 = 070, 40N, en el que el plano de cabalgamiento podría ser el mismo cabalgamiento de Jalón – Ribota definido en otros afloramientos (figuras 5.16b, 5.21b y 5.22b). El conjunto aparece cortado por un plano de falla menor, en cuyo bloque hundido solo afloran las dolomías superiores –todo el bloque es completamente triturado en la harina de falla de La Potente (a la derecha en el esquema)–.

subhorizontalmente –con una dirección y buzamiento de 070, 40N (figura 5.1)– y emplazadas inmediatamente por encima del pliegue antiformal que constituye el grueso de este cerro (figura 5.14b). El plano de cabalgamiento que da lugar a esta disposición podría ser el mismo cabalgamiento de Jalón – Ribota u otra falla inversa de comportamiento similar. Sea como sea, la ubicación geográfica de estos tres grandes pliegues (afloramientos 1, 4 y 5 de la figura 5.13), todos ellos seccionados en sus crestas por planos de cabalgamiento de direcciones similares y que emplazan sobre los propios antiformes los mismos materiales en una disposición horizontalizada, hace suponer que en todo este sector tuvo lugar una tectónica compresiva muy intensa.

En el interior de "Santa Rosa", el hecho de que todos los contactos litológicos estén tectonizados, y de que haya desarrollo de sigmoides tectónicos en todas y cada una de las litologías presentes en el yacimiento –a cualquier escala, desde micrométrica hasta métrica (figuras 6.3a-c)–, hace pensar que las geometrías en horquilla descritas puedan ser los cierres, hacia el E, de un conjunto de cuerpos sigmoidales de escala decamétrica, en los que los contactos estarían definidos por grandes planos de falla (figuras 6.13a-c, 6.20a-b y 6.21a-b, entre otras). Prueba de esto serían los perfiles de geofísica llevados a cabo por IEGA (2019), en los que la mayor parte de los reflectores (sino todos) parecen ser coincidentes con planos de falla (figura 6.54a), definiendo cuerpos sigmoidales de gran tamaño.

De ser así, la geometría y estructura del criadero podría explicarse como resultado de una tectónica compresiva, con desarrollo de fallas inversas de bajo ángulo que generan repeticiones parciales y locales de la serie por cabalgamiento; esto, a su vez, explicaría los anómalos espesores de la Fm. Ribota en todo este sector, que llega a alcanzar los 140-160 m medidos en los sondeos de exterior (148 m atendiendo a Zamora (1991); 150 m según Sepúlveda *et al*., 2021), frente a los 40-85 m que mide en otras regiones (Schmidt-Thomé, 1973; Ramírez del Pozo *et al*., 1981a). El rumbo e inmersión principales de estas grandes fallas inversas es, aproximadamente, NE-SW (025-035, 20-25NW), muy similar a los de la falla de Domper (figura 6.63) o el cabalgamiento de Jalón – Ribota, aunque en el interior de "Santa Rosa" estos valores pueden variar localmente hacia el S, alcanzándose direcciones E-W y buzamientos por lo general próximos a los 20-35° hacia el N (figura 6.44).

Es de esperar que una actividad tectónica de tal calibre genere muchas repeticiones de la serie dentro del propio yacimiento de "Santa Rosa"; sin embargo, la mineralización de hematites, que ha actuado como nivel de despegue para muchas de las grandes fallas inversas y de los deslizamientos menores, parece conformar, a grandes rasgos, únicamente dos zonas mineralizadas: la ZMI y la ZMS. Además, estas zonas mineralizadas tienden a unirse hacia el SE en una única zona mineralizada (ZM) debido a la aproximación de los planos de las fallas de Sousa y de los Ingleses, dando lugar a una geometría en horquilla que se abre, en líneas generales, hacia el W (figuras 6.25 y 6.26b-c). Mediante sondeos se ha descartado la existencia de nuevas zonas mineralizadas por encima y por debajo de las mineralizaciones conocidas, por lo que, si la hematites ha actuado como nivel de despegue, resulta extraño que no existan más repeticiones de estos niveles.

Esto permite plantear que muchas de las fallas inversas del interior del yacimiento puedan ser, simplemente, contactos estratigráficos tectonizados –el rumbo y la inmersión de las grandes fallas inversas y los planos de deslizamiento inverso de menor escala son coincidentes con la S_0 (figuras 6.57a-f, 6.58a-f y 6.59a-c)–, por lo que no tendrían por qué implicar grandes desplazamientos. Además, en el interior de "Santa Rosa" no se han encontrado grandes plegamientos como los hallados durante la cartografía de exterior (figuras 5.14b, 5.16a-b, 5.20a-b, 5.21a-c y 5.23a-b), que comparten una dirección norteada común y, por lo general, una vergencia más o menos marcada hacia el E, pese a que afectan a los mismos tramos dolomíticos de la Fm. Ribota. Esto parece ser así debido a que el núcleo del plegamiento antiformal del afloramiento 4 de la figura 5.13 (figuras 5.20a-b) se ubica inmediatamente hacia el E de las labores subterráneas, por lo que estas estarían situadas en el flanco occidental de dicha estructura, lo que explicaría su buzamiento más o menos laxo de 15-35° hacia el NNW (figuras 6.48a-c).

La ZM (la zona mineralizada resultante de la unión entre la ZMI y la ZMS) parece replicar hacia el S la disposición, las características geométricas, los espesores y las texturas (en muestra de mano) de la ZMS, lo que ha llevado a pensar, en las últimas décadas, que las mineralizaciones de la ZM y la ZMS son, en verdad, una única zona mineralizada. Este hecho supondría el cierre de la ZMI y su desaparición –junto con la masa dolomítica IZ– en el D. E. de Asturianos, un esquema difícil de explicar mediante una tectónica compresiva, en la que la mayor continuidad en el sentido de movimiento debería ser la del sigmoide inferior, no la del superior, que es el que debería acuñarse y desaparecer (figuras 9.3a-b).

Sin embargo, el hallazgo de texturas biogénicas bien preservadas en la ZMI (figuras 7.27a-d, 7.29a-g o 7.32a-e, entre otras) y, fuera de las labores subterráneas, en un extremo terminal de la ZM (muestra 190412-02; figuras 7.35a-f), abre la posibilidad de que estas dos zonas mineralizadas puedan ser la misma –estando menos recristalizadas que la ZMS, aunque su apariencia en muestra de mano no sea así–. Esto supondría el cierre, en el D. E. de Asturianos, de la ZMS, perteneciente al sigmoide superior y, una vez más, también de la IZ, siendo entonces la mayor continuidad en el sentido de movimiento la del sigmoide inferior (figura 9.3c).

No obstante, la correlación ZM = ZMI basada únicamente en criterios texturales ha de ser tratada con extremo cuidado, puesto que las diferencias texturales entre una zona mineralizada u otra pueden ser debidas a causas tectónicas –que, como ya se ha visto, favorecen la recristalización de la hematites, desarrollándose texturas reniformes-botroidales y masivas– y no genéticas, por lo que no ha de servir como criterio para determinar cuál de las zonas mineralizadas septentrionales continúa hacia el S.

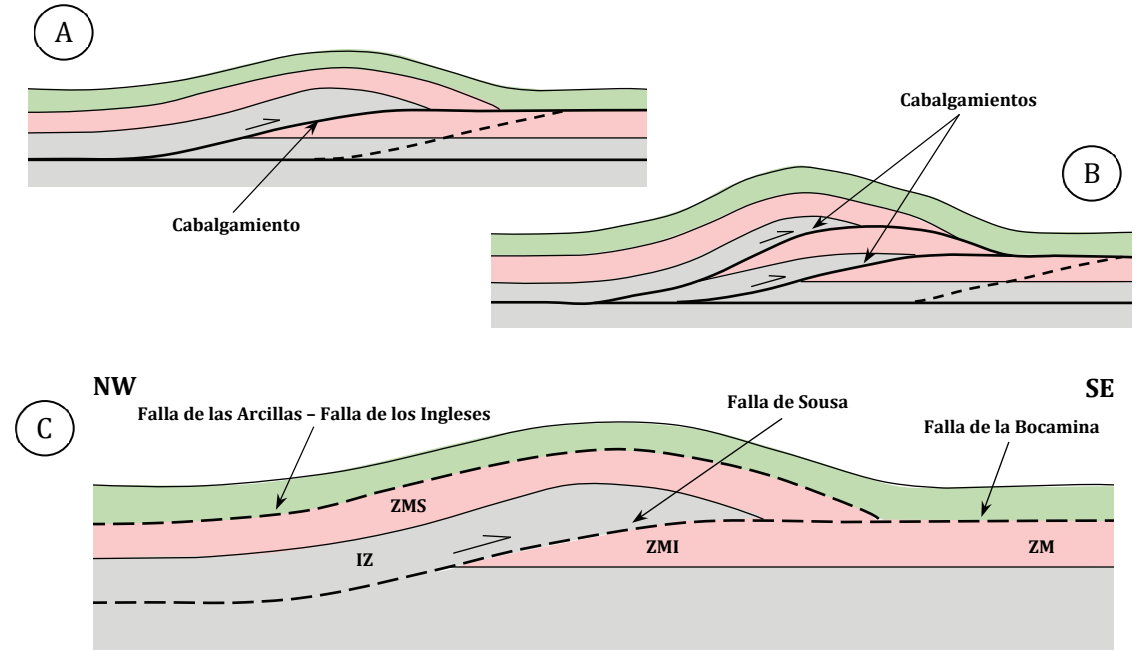


Figura 9.3. **a-b)** Esquemas de la evolución de un cabalgamiento típico: la continuidad de la mineralización (en rojo), en sentido del movimiento de los cabalgamientos, es mayor en el sigmoide inferior, mientras que, en el sentido inverso, lo es en el sigmoide superior. **c)** Esquema (sin escala) de "Santa Rosa" asumiendo el modelo visto en la figura a.

Independientemente de estas dos posibilidades de continuidad, es innegable que la deformación plástica del yacimiento no es muy acusada, no habiéndose reconocido plegamientos importantes que afecten a todo el conjunto de los materiales. Aunque sí que han aparecido pliegues menores de escasa importancia, estos siempre han estado ligados a fallas menores de direcciones variables, quedando limitados a un único cuerpo dolomítico –o, por regla general, dolomítico-margoso a lutítico–, pudiendo ser relacionados con pequeños *slumps* y deslizamientos sinsedimentarios. Sin embargo, no se han identificado pliegues de arrastre asociados a los planos de fallas inversas –la única excepción es el pliegue en vaina asociado al plano de la falla de la Zona Central de la [3205] Galería Lázaro (figura 6.28)–, ni tan siquiera en las zonas de cierre de las zonas mineralizadas. Esto refuerza el planteamiento de que muchas de estas fallas inversas sean contactos estratigráficos tectonizados.

Por este motivo, se plantea una tercera opción de continuidad, en la que la ZM sea una continuación de las zonas mineralizadas ZMI y ZMS y de la IZ (que adoptaría una geometría similar a la del sigmoide de la figura 6.3c). La coexistencia de ambas mineralizaciones, sin llegar a unirse, en algunas de las labores del D. E. de Asturianos (figuras 6.33a-b), siempre separadas por un cuerpo dolomítico de espesor variable, abre la posibilidad de que lo que se ha considerado como ZM-M_2 sea en verdad la continuación hacia el S de la ZMS y que ZM-M_1 sea la de la ZMI. Hacia el E del D. E. de Gilda-Lengüeta, el cuerpo que primero se acuña y desaparece es el inferior (ZM-M_1), tal y como le ocurre a la ZMI en el D. E. de Igea-Sousa, mientras que el que continúa varios metros fuera del perímetro de las labores subterráneas es el superior (ZM-M_2), de forma similar a como se comporta la ZMS (figuras 6.41a-b).

Dentro de este planteamiento, es reseñable que los dos cuerpos mineralizados de la ZM tiendan a adelgazarse hacia el E, mientras que hacia el W hacen todo lo contrario. Es interesante destacar la existencia de enormes espesores en la zona centro-occidental del D. E. de Gilda-Lengüeta, con claros ejemplos en el [1400] Área de la Gilda, donde se llegan a alcanzar los 10-14 m de espesor de hematites en ZM-M_2 (figura 2.16); de modo muy similar, la ZMS llega a superar los 10 m en la zona centro del D. E. de Igea-Sousa (figura 6.21a), pudiendo reconocerse hasta 16 m de hematites en la zona centro-occidental del D. E. de las Arcillas (figura 7.20). Por su parte, en ZM-M_1 se registran entre 2 y 3 m en el [1400] Área de la Gilda (figuras 6.38a-b), mientras que la ZMI suele mantenerse en torno a los 4 m (figura 7.21) en el D. E. de Igea-Sousa.

9.1.1.3.2.- Posibilidad 2: Tectónica sinsedimentaria + tectónica compresiva

Una de las características tectónicas más llamativas de la estructura de "Santa Rosa" es el repentino acuñamiento tectónico hacia el NE de la ZMS en el D. E. de las Arcillas (figuras 6.14a-b) y el D. E. de Igea-Sousa, definiendo un perímetro de cierre de la mineralización de hematites en ambos dominios estructurales con una dirección aproximada de N150 (figuras 6.31a-b). El límite nororiental de las labores subterráneas del Sector [3000], que no continúan más allá de esta zona de acuñamiento, perfila una dirección similar (figura 6.11) para todo el sector, con problemas de inestabilidad estructural generalizados que han obligado a cerrar varias galerías para prevenir accidentes.

Estas direcciones, similares a las de las fallas normales observadas en superficie en esta misma zona y que afectan claramente al Buntsandstein

(figura 5.1), sugieren una posible relación de proximidad entre las fallas verticalizadas y las fallas inversas de bajo ángulo que causan el cierre lateral de la mineralización. Por su parte, la ZMI, que tiende a unirse con la ZMS muy cerca de las zonas de acuñamiento (figuras 6.20a-b, 6.25 y 6.26b-c), también parece adelgazarse hacia el NE, por lo que este cierre estructural también la estaría afectando –hecho que corroboran los sondeos de exterior nº 23 y nº 26 del IGME (1975) (figuras 4.9a-b), que sólo detectan un único nivel de hematites, de poco espesor y aproximadamente coincidente en cota con la mineralización de la ZMS–.

Por otro lado, en los perfiles de geofísica llevados a cabo por IEGA (2019) puede verse una gran zona de falla verticalizada instalada inmediatamente al W de las labores subterráneas (figura 6.54b). Esta zona de falla, definida como U5 por estos autores, se corresponde con una falla de dirección NNW-SSE y buzamiento hacia el E cartografiada por el IGME en la hoja nº 0381 (Illueca) del mapa geológico a escala 1:50 000 (Ramírez del Pozo *et al*., 1981a), la cual se extiende hacia el N desde el hueco minero de "Santa Rosa", afectando a los materiales del Buntsandstein (su trazada aparece señalada en la figura 5.1). La mineralización de hematites del yacimiento, considerada en su conjunto, parece acuñarse repentinamente hacia el W –hacia U5– por convergencia de fallas de bajo ángulo (figura 6.20b), de un modo muy similar a como lo hace hacia el E (figuras 6.14a-b).

Esta disposición de los materiales del yacimiento, aparentemente acotados por dos grandes fallas verticalizadas, conjugadas entre sí, y coincidentes en dirección con muchas de las fallas aparentemente sinsedimentarias presentes en el yacimiento (figuras 6.40c-d), sugieren la posibilidad de que la cuenca sedimentaria en la que se depositó la mineralización de hierro original fuese una cuenca de *rift*, en la que la sedimentación estuviese controlada por fallas (figura 9.4).

Álvaro *et al*. (2024), que presentan un exhaustivo análisis multidisciplinar y plantean un modelo evolutivo para el *rift* cámbrico AOMNA (del inglés, *Atlas – Ossa-Morena – North Armorican*), exponen que en la zona del Sistema Ibérico se habrían desarrollado grandes fallas normales sinsedimentarias de dirección principal similar a la del propio Sistema Ibérico durante el depósito de la Fm. Ribota, las cuáles habrían generado una estructuración en *horsts* y (semi)*grabens*, causando inclinaciones locales y hundimientos en las zonas de plataforma, ligados a ascensos y descensos relativos del nivel del mar, lo que causaría a su vez el depósito de facies pelíticas de ambientes profundos (Sánchez-García *et al*., 2019; Álvaro *et al*., 2024). Estos autores parecen insinuar que (al menos una parte de) la falla de Jarque podría haber sido una estructura prevarisca de comportamiento normal, por lo que es posible que otras grandes estructuras de dirección similar también lo fuesen.

Así pues, la falla U5 y otras fallas asociadas, paralelas a la falla de Jarque, podrían haberse originado durante esta etapa de *rifting*, causando la inclinación del bloque de plataforma sobre el que se depositaban los materiales del yacimiento de "Santa Rosa". Esto daría lugar a las grandes variaciones de espesor reconocidas, sobre todo, en los materiales dolomíticos –como la IZ (figuras 6.20a-b y 6.25, entre otras) o el cuerpo ZMS-E1 (figuras 6.21a y 6.22a-b), por ejemplo–, que se engrosan sobremanera hacia el W, describiendo esas geometrías en horquilla ya descritas. El incremento en el espesor de la mineralización (más notorio en ZM-M_2 y ZMS) hacia la parte centro-occidental del yacimiento (figuras 6.26b-c y 6.41b) sigue una dirección similar, por lo que también podría ser debida a este hecho.

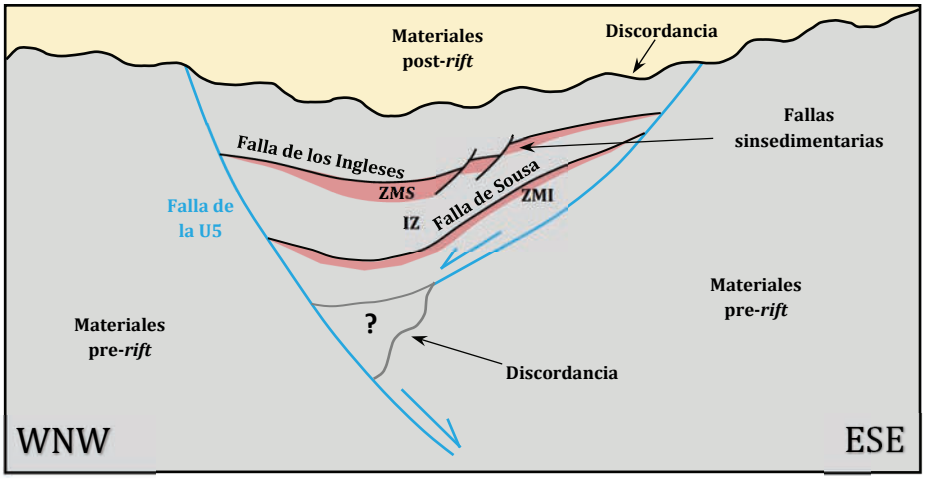


Figura 9.4. Posible estructura del yacimiento de "Santa Rosa" en el supuesto de que se haya formado en una cuenca de *rift* (modificada del esquema del *rift* de Álvaro *et al*., 2024). Sin escala.

Las grietas de desecación conservadas dentro de la mineralización de hematites de "Santa Rosa" (figuras 7.32c y 7.33b-e) podrían estar evidenciando una exposición subaérea de los materiales en algún momento previo a la profundización por hundimiento –Sánchez-García *et al*. (2019) y Álvaro *et al*. (2024) asignan un origen profundo a las pelitas suprayacentes a la mineralización de hierro–. Del mismo modo, las superficies erosivas halladas en la antigua mina de "La Víbora" (figuras 5.27a-b), que constituyen los contactos de la mineralización de hierro –aparentemente correlacionable con la ZM– con los materiales encajantes, podrían corroborar esta exposición subaérea de los materiales.

Por otro lado, en la misma mina de "La Víbora" puede verse una tectonización de la superficie erosiva suprayacente (figura 5.27b), en la que tanto el contacto como los materiales que lo definen adoptan un aspecto muy similar al observado en muchas zonas de "Santa Rosa" (figuras 6.2a, 6.14b y 6.23a-b). Dado que tanto la mineralización de hematites como las pelitas presentan un comportamiento dúctil ante la deformación, la superficie erosiva existente entre ambas litologías podría haberse comportado fácilmente como plano de deslizamiento. Así, durante la etapa compresiva varisca, durante la cual se habrían formado los pliegues de dirección norteada y vergencia hacia el E, estas superficies erosivas habrían propiciado el desarrollo de planos de cabalgamiento de direcciones similares a los pliegues (NNE-SSW a NE-SW; figura 9.5), dando lugar a las fallas de bajo ángulo reconocidas en el interior de las labores subterráneas y a los cabalgamientos que seccionan las crestas de los grandes antiformes.

Atendiendo a este planteamiento, cada una de las dos zonas mineralizadas septentrionales (ZMS y ZMI) sería un conjunto de cuerpos estratigráficos diferentes, con sus propiedades y características particulares, y no resultado de una repetición por tectónica, aunque ambas zonas mineralizadas estén completamente tectonizadas y existan repeticiones locales de algunos de los cuerpos de hematites menores. En relación a esto, la comparativa llevada a cabo en la ZM (figura 6.67a) y la ZMS (figura 6.67b) según el modelo de Anderson (1951) de aquellas fallas normales conjugadas susceptibles de ser sinsedimentarias, permite inferir una relación de σ_1 con respecto a la horizontal de unos 17-18° en ambos dominios estructurales.

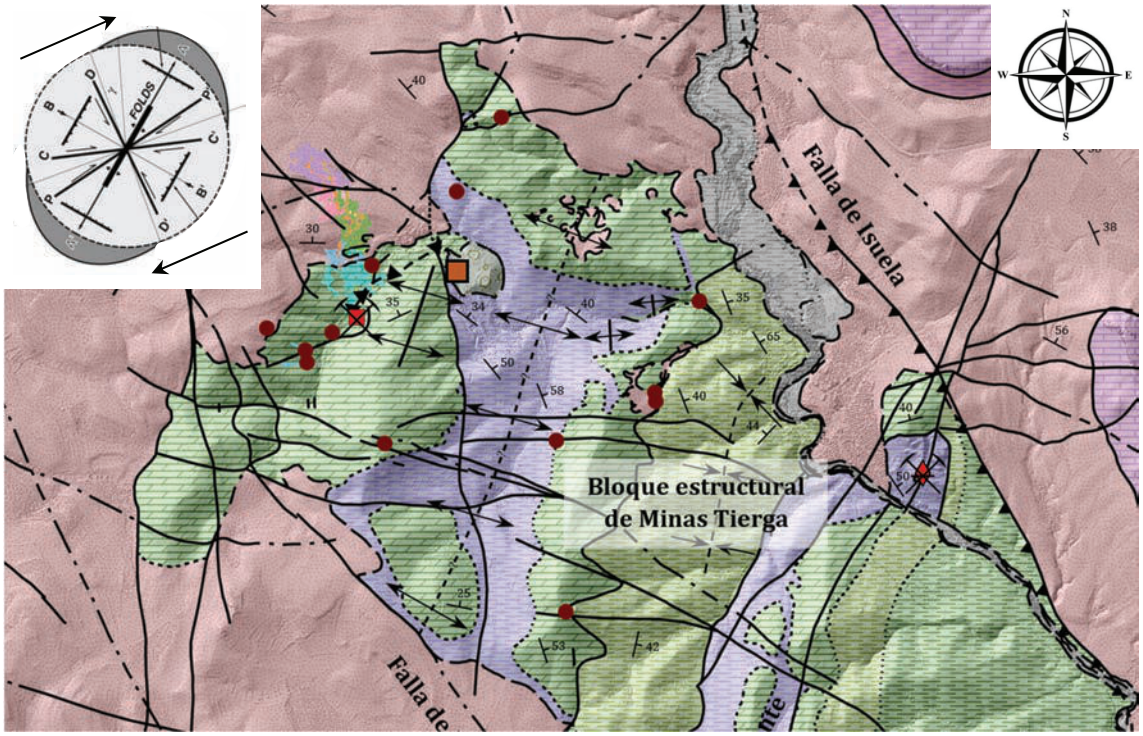


Figura 9.5. Ampliación del sector paleozoico de la zona de estudio (figura 5.1). Se ha utilizado el elipsoide de esfuerzos de Legg *et al*. (2007) (en blanco y negro, arriba a la izquierda), orientándolo con la dirección de los planos de cabalgamiento y la dirección principal de los grandes pliegues antiformales, para comprobar la relación existente entre las distintas estructuras. Según este modelo, todas las fallas de bajo ángulo identificadas y medidas coinciden con fallas inversas paralelas a la estratificación; por otro lado, las fallas verticalizadas pertenecientes a las familias $F1_{Tra}$ – $F2_{Nor}$ (dirección E-W y buzamiento hacia el S) y $F4_{Nor}$ (misma dirección, pero con buzamiento hacia el N) lo hacen con las fallas normales perpendiculares a los ejes de los pliegues; por su parte, las familias de fallas $F2_{Tra}$ – $F3_{Nor}$ (NW-SE) y $F3_{Tra}$ (NE-SW) coinciden con las fallas transcurrentes del elipsoide de esfuerzos; por último, la familia de fallas normales $F1_{Nor}$ (de dirección N-S) son paralelas a las fallas inversas y a los ejes de los pliegues, por lo que podrían estar relacionadas. Por supuesto, la mayoría de las fallas es susceptible de haberse formado y/o reactivado durante las etapas tectónicas sucesivas. La dirección ENE-WSW del movimiento de cizalla que puede reconocerse en el elipsoide de Legg *et al*. (2007) parece ser coincidente, en líneas generales, con la dirección extensional causante del *rift* AOMNA en la zona de la Cordillera Ibérica explicado por Álvaro *et al*. (2024), entre otros autores.

Asumiendo un buzamiento general de la mineralización en ambas zonas mineralizadas de 15-20° hacia el N (figura 6.35), se podría decir que estas fallas se formaron en un momento en que la mineralización estaba dispuesta en posición horizontal. Que el buzamiento de la ZMI tenga distinta dirección y sea más pronunciado que el de la ZMS (figuras 6.20a y 6.24a), indicaría una cierta inclinación hacia el W de esta zona mineralizada en el momento del depósito de la ZMS, por lo que ambas zonas mineralizadas habrían de ser, necesariamente, diferentes.

9.1.1.4.- Medio de depósito de la Fm. Ribota

El medio de depósito de esta formación geológica es, según diversos autores (Schmidt-Thomé, 1973; Ramírez del Pozo *et al*., 1981a; Zamora, 1991; entre otros), marino, de plataforma somera, con variaciones locales notorias de profundidad –que explicarían las anómalas variaciones de espesor de esta unidad–.

Este medio evolucionaría desde un medio intermareal (Fm. Jalón) hacia una llanura intermareal a submareal –ocasionalmente supralitoral–, de salinidad elevada, en la Fm. Ribota (Schmidt-Thomé, 1973), en la que son frecuentes las construcciones estromatolíticas (Sdzuy & Liñán, 1993) y los tapices bacterianos, que se desarrollarían por lo general a techo de los bancos dolomíticos (Zamora, 1991). Durante el depósito de esta unidad habría tenido lugar un ascenso relativo del nivel marino, durante el cual este ambiente sedimentario evolucionaría hacia condiciones de sublitoral abrigado, restringido, con una zona de cierre con respecto al mar abierto emplazada hacia el NW.

Según Gámez *et al*. (1991), con el inicio de la sedimentación de la Fm. Ribota tiene lugar el inicio de un ciclo regresivo-transgresivo en el que se instalaría una plataforma carbonatada con predominio de la facies de laminación criptoalgal, en la que se pueden reconocer 2 episodios: un episodio inferior, en un régimen todavía litoral, en condiciones de energía variable (con laminaciones criptoalgales y oncolitos), de exposición subaérea periódica (grietas de desecación) y de aridez (pseudomorfos de evaporitas); y un episodio superior, en condiciones sublitorales, donde podrían asentarse estructuras bioconstruidas de origen bacteriano y florecerían comunidades bentónicas (trilobites, braquiópodos, esponjas calcáreas y equinodermos) y planctónicas mal conservadas (acritarcos); este cambio de episodio vendría acompañado de un cambio en las condiciones del sustrato a no oxidantes.

Tal y como se puede interpretar a partir de los datos de Gámez *et al*. (1991), hacia techo del segundo tramo definido para la Fm. Ribota en la zona de estudio (el primer tramo de dolomías masivas) podría tener lugar un cambio en las condiciones de depósito, que pasarían de oxidantes (y que, en la zona de estudio, presentarían elevados contenidos de óxido de hierro; figuras 5.4a-b) a reductoras. La presencia de oncolitos, bioconstrucciones microbialíticas pequeñas y grietas de desecación en la mineralización de hierro sugieren que se habría formado a finales del primer episodio, en un régimen todavía litoral, en el que las condiciones de energía serían variables y alternarían con exposiciones subaéreas y condiciones de aridez e hipersalinas, con desarrollo de pseudomorfos de sales, como yeso o anhidrita (Álvaro *et al*. 1995, 2000).

Atendiendo a Álvaro *et al*. (2024), durante el tránsito entre los dos primeros tramos de dolomías masivas de la Fm. Ribota (es decir, los tramos 2 y 4 definidos en esta memoria), tiene lugar un hundimiento generalizado de las plataformas carbonatadas –asociado localmente con influencia hidrotermal– como resultado de la evolución del *rift* cámbrico AOMNA, con la consecuente instalación de sedimentos pelíticos (tramo 3) propios de ambientes marinos profundos.

Así pues, este medio sedimentario, en su evolución hacia ambientes más profundos, experimentaría variaciones importantes del nivel marino como consecuencia de la tectónica sin-*rift*, lo que influiría enormemente, entre otras, en la tasa de sedimentación detrítica y precipitación de carbonatos (que podrían registrar variaciones importantes de espesor), variaciones en las condiciones redox de las aguas (propiciando o no la precipitación de elementos como el hierro), en el desarrollo de las paleocomunidades de organismos, etc.

9.1.2.- La mineralización de hematites

9.1.2.1.- Sobre las condiciones redox

El hierro puede existir tanto en estado reducido (Fe^{2+}) como oxidado (Fe^{3+}) en medios acuáticos y sedimentarios, dependiendo de factores como la disponibilidad del oxígeno, la actividad biológica o la interacción con otros elementos químicos. En el océano, el Fe^{2+} proviene principalmente de fuentes hidrotermales y de la disolución reductiva de minerales férricos presentes en los sedimentos durante la diagénesis (Poulton & Canfield, 2005), pudiendo permanecer disuelto en el agua y contribuir al inventario oceánico antes de precipitar en minerales ferrosos –como la pirita o la siderita– bajo condiciones anóxicas; en cambio, en condiciones oxidantes (incluso en condiciones de bajo contenido en oxígeno), en las que el Fe^{2+} tiende a oxidarse a Fe^{3+}, este último precipita formando fases minerales férricas –como la ferrihidrita, la goethita o la lepidocrocita– (Bigham *et al*., 2002).

La hematites es un óxido de hierro (α-Fe_2O_3) que se forma en condiciones oxidantes –por lo general a partir de fases minerales de hierro previas, como la ferrihidrita o la goethita–, por lo que su presencia suele ser considerada un indicador clave en la interpretación de paleoambientes y de las condiciones redox en sistemas geológicos antiguos.

La interpretación del medio de depósito de la mineralización de "Santa Rosa" y, en particular, de sus condiciones de paleo-oxigenación, es uno de los propósitos más importantes de esta tesis doctoral. El hecho de que la mineralización de hierro se encuentre situada en los tramos inferiores de la Fm. Dolomías de Ribota, de que se hayan encontrado microbialitos en las muestras estudiadas, y de que se hayan identificado grietas de desecación-deshidratación, sugiere que la formación de esta mineralización de hierro tuvo lugar bajo lámina de agua con exposición subaérea zonal y/o temporal. En estas condiciones, es muy probable que la oxigenación de la columna de agua hubiese ejercido un importante control sobre la génesis de la mineralización de hierro original.

Para intentar determinar en qué condiciones redox se formaron las diferentes texturas estudiadas geoquímicamente y poder establecer *a posteriori* un modelo de formación de la mineralización de hierro, se han empleado una serie de parámetros especialmente útiles: el contenido en V (Huang *et al*., 2015; Bennett & Canfield, 2020; Liu *et al*., 2020), en As (Tribovillard, 2018), y en Mo y U (Bennett & Canfield, 2020; Liu *et al*., 2020), así como los índices V/(V+Ni) (Lewan, 1984), V/Cr, Ni/Co y U/Th (Jones & Manning, 1994), y la anomalía de Ce (Elderfield & Pagett, 1986; Shields & Stille, 2001).

Sin embargo, tal y como reconocen Bennet & Canfield (2020), desentrañar la historia de las concentraciones de metales traza en el agua marina es un desafío científico persistente que aún no ha sido resuelto. Es por ello que estos autores definen las condiciones redox en sedimentos marinos modernos (de < 10 000 años) a partir de algunos de los elementos traza mencionados, y proporcionan umbrales para diferenciar entre condiciones óxicas, subóxicas y anóxicas, con la intención de extrapolarlos a medios antiguos. Dado que el quimismo de las aguas cámbricas sería, muy probablemente, diferente al actual (Algeo, 2004), debe tenerse en cuenta que estos umbrales son aproximados y podrían variar.

9.1.2.1.1.- Vanadio (V)

Históricamente, el V ha sido considerado por los geoquímicos como un excelente indicador de las condiciones redox (Huang *et al*., 2015; Pourret & Dia, 2018; Scholz, 2018; Bennett & Canfield, 2020), de tal modo que, al comparar las concentraciones de V con otros elementos, como el Cr o el Ni, se puede llegar a inferir el ambiente geoquímico en que se formaron los óxidos de hierro. El enriquecimiento de V se observa con frecuencia en formaciones sedimentarias ricas en hierro, como algunos BIF del Precámbrico (Canfield *et al*., 2018) y del Cámbrico Temprano (Han *et al*., 2018), lo que sugiere un posible vínculo entre los ciclos del Fe y el V en estos entornos antiguos (Krauskopf, 1956).

Los valores elevados de V suelen asociarse con condiciones de poco oxígeno o de interacción con fluidos reductores, pudiendo estar relacionados también con la presencia de materia orgánica (Robson *et al*., 1986; Jones & Manning, 1994). Se ha observado que, en sedimentos de < 10 000 años depositados bajo columnas de agua anóxicas y sulfídicas, los enriquecimientos de V suelen presentar valores que oscilan en torno a 23-46 ppm (con una mediana de 29.5 ppm; Bennett & Canfield, 2020), mientras que, si se depositan en condiciones oxidantes, el contenido en V suele ser más bajo (Lu *et al*., 2011), que Bennett & Canfield (2020) consideran < 23 ppm. Sin embargo, y aunque parezca paradójico, en aquellos sedimentos depositados en una OMZ (zona de mínimo oxígeno, por sus siglas en inglés), en las que las condiciones son subóxicas, los contenidos en V son excepcionalmente elevados, superiores a las de las condiciones anóxicas (con una mediana de 92 ppm; Bennett & Canfield, 2020).

Los contenidos en V (tablas 8.2 y 8.3) obtenidos para las texturas de la muestra 170208-01 (que oscilan entre 54.22-151.89 ppm) parecen encajar dentro del rango propio de una OMZ, por lo que, según este indicador redox, se podría decir que estas texturas se habrían formado en unas condiciones muy poco oxigenadas (subóxicas, pero no anóxicas); sin embargo, los botroides de la muestra 190531-02, con un contenido de V mucho menor (0.36-10.66 ppm), parecen encajar mejor en el rango de valores propio de las condiciones oxidantes definidas por Bennett & Canfield (2020).

9.1.2.1.2.- Cobalto (Co), níquel (Ni) y cromo (Cr): índices V/Cr, Ni/Co y V/(V+Ni)

Si se analizan las tablas 8.2 (análisis puntuales) y 8.3 (análisis lineales) puede verse como el contenido en Co, Ni y Cr es mucho mayor en las texturas de la muestra 170208-01 que en los botroides de la muestra 190531-02, posiblemente debido a que estos elementos pueden tener relación con la actividad de organismos (Krüger *et al*., 2003; Hebbeln & Eitinger, 2004; Antony *et al*., 2011).

Estos tres elementos, utilizados en conjunto, pueden ser buenos indicadores de las condiciones redox en paleoambientes (Sánchez-Beristain & López-Esquivel Kranksith, 2011). Valdés *et al*. (2000) relacionan el Co, el Ni y el Cr entre sí y con el V, empleando los índices redox V/Cr y Ni/Co para determinar condiciones de formación. Según Jones & Manning (1994), de los que estos autores extraen sus interpretaciones, para valores de V/Cr < 2 se pueden interpretar condiciones oxidantes y, para valores > 4.25, condiciones reductoras, siendo los valores comprendidos entre ambos propios de condiciones subóxicas; en el caso del índice Ni/Co, valores < 5 indicarían condiciones oxidantes, valores > 7, reductoras, y valores dentro del rango 5-7, subóxicas.

Otro índice redox que suele emplearse junto a estos es el V/(V+Ni), que según Lewan (1984) permitiría inferir condiciones de anoxia-disoxia con valores > 0.5, y oxidantes para valores < 0.1.

Tal y como se puede ver en la tabla 9.1 (análisis puntuales), para las texturas de la muestra 170208-01 se han obtenido los siguientes valores promedio: V/Cr = 53.44, Ni/Co = 8.04 y V/(V+Ni) = 0.71, mientras que para las texturas botroidales han sido: V/Cr = 10.06, Ni/Co = 4.10 y V/(V+Ni) = 0.48. Por otro lado, en la tabla 9.2 (análisis lineales), para las texturas de la muestra 170208-01 se obtienen los valores promedio: V/Cr = 74.15, Ni/Co = 8.04 y V/(V+Ni) = 0.73, mientras que para las botroidales son: V/Cr = 22.59, Ni/Co = 4.24 y V/(V+Ni) = 0.46.

Asumiendo todos estos valores promedio, y comparándolos con los rangos propuestos por Lewan (1984) y Jones & Manning (1994), las texturas de la muestra 170208-01 se habrían formado en condiciones reductoras-subóxicas en base a los tres indicadores redox, mientras que, las texturas botroidales parecen haberse formado en condiciones oxidantes según el índice Ni/Co, en condiciones reductoras según el índice V/Cr, y en el rango de las condiciones subóxicas (0.1-0.5) según el índice V/(V+Ni) (figuras 9.6a-d).

Tabla 9.1. Resumen de los cálculos geoquímicos realizados para los 33 análisis puntuales de LA-ICP-MS, organizados por muestra y textura. Para cada relación se expresa el valor máximo (máx.), el valor mínimo (mín.), el valor promedio (med.) y la desviación estándar (DS).

		V/Cr	***Ni/Co***	***U/Th***	***V/(V+Ni)***	***Co/Zn***	***Ni/Zn***
		Óx. (< 2) Anóx. (> 4.25)	Óx. (< 5) Anóx. (> 7)	Óx. (< 0.75) Anóx. (> 1.25)	Óx. (< 0.1) Anóx. (> 0.5)	Hidrotermal (< 1.4)	(< 2.6)
		Jones & Manning (1994)			Lewan (1984)	Sugitani (1992)	
170208-01 *(21 análisis)*	Máx.	106.37	11.71	18.74	0.85	0.14	1.33
	Mín.	9.88	2.08	4.83	0.54	0.08	0.28
	Med.	53.44	8.04	10.98	0.71	0.11	0.86
	DS	28.16	2.38	4.58	0.09	0.02	0.26
Cementos (4 análisis)	*Máx.*	*39.69*	*11.35*	*8.15*	*0.68*	*0.14*	*1.33*
	Mín.	*9.88*	*5.34*	*6.74*	*0.65*	*0.11*	*0.28*
	Med.	*25.94*	*7.53*	*7.22*	*0.67*	*0.12*	*0.93*
	DS	*15.83*	*1.74*	*0.63*	*0.02*	*0.01*	*0.46*
Microbialitos (13 análisis)	*Máx.*	*106.37*	*10.96*	*18.74*	*0.84*	*0.13*	*1.33*
	Mín.	*11.24*	*8.67*	*4.83*	*0.54*	*0.08*	*0.59*
	Med.	*61.51*	*9.77*	*10.83*	*0.69*	*0.11*	*0.84*
	DS	*30.30*	*1.19*	*4.86*	*0.10*	*0.02*	*0.24*
Pseudomorfos (4 análisis)	*Máx.*	*67.13*	*10.66*	*16.85*	*0.85*	*0.09*	*1.01*
	Mín.	*49.20*	*1.75*	*13.52*	*0.78*	*0.09*	*0.76*
	Med.	*54.74*	*4.10*	*15.25*	*0.80*	*0.09*	*0.88*
	DS	*8.35*	*3.03*	*1.39*	*0.03*	*0.00*	*0.12*
190531-02 *Botroides (12 análisis)*	Máx.	31.59	10.66	1025.26	0.60	0.00	0.01
	Mín.	0.00	1.75	41.97	0.27	0.00	0.00
	Med.	10.06	4.10	254.94	0.48	0.00	0.01
	DS	10.32	3.03	285.57	0.10	0.00	0.00

Tabla 9.2. Resumen de los cálculos geoquímicos realizados para los 5 análisis lineales de LA-ICP-MS, organizados por muestra y textura. Para cada relación se expresa el valor máximo (máx.), el valor mínimo (mín.), el valor promedio (med.) y la desviación estándar (DS).

		V/Cr	***Ni/Co***	***U/Th***	***V/(V+Ni)***	***Co/Zn***	***Ni/Zn***	***Fe/Ti***
		Óx. (< 2) Anóx. (> 4.25)	Óx. (< 5) Anóx. (> 7)	Óx. (< 0.75) Anóx. (> 1.25)	Óx. (< 0.1) Anóx. (> 0.5)	Hidrotermal (< 1.4)	(< 2.6)	Hidrotermal (> 725)
		Jones & Manning (1994)			Lewan (1984)	Sugitani (1992)		Akbarpour *et al*. (2024)
170208-01	Máx.	215.52	14.69	21.53	0.85	0.16	1.60	30251.44
	Mín.	11.63	3.48	6.47	0.55	0.07	0.38	4556.47
	Med.	74.15	8.04	14.29	0.73	0.10	0.81	11402.92
	DS	27.23	2.07	3.95	0.09	0.02	0.21	6575.33
Microbialitos	*Máx.*	*215.52*	*14.69*	*21.53*	*0.85*	*0.16*	*1.60*	*30251.44*
	Mín.	*11.63*	*5.32*	*6.47*	*0.59*	*0.07*	*0.57*	*4556.47*
	Med.	*75.86*	*8.67*	*14.47*	*0.75*	*0.10*	*0.86*	*11138.41*
	DS	*28.11*	*1.68*	*4.24*	*0.08*	*0.02*	*0.20*	*7118.90*
Pseudomorfos + Cementos	*Máx.*	*120.37*	*8.63*	*18.23*	*0.80*	*0.14*	*0.81*	*21418.18*
	Mín.	*24.88*	*3.48*	*9.64*	*0.55*	*0.09*	*0.38*	*6312.59*
	Med.	*66.65*	*5.25*	*13.49*	*0.64*	*0.11*	*0.60*	*12564.92*
	DS	*21.64*	*1.06*	*2.15*	*0.07*	*0.01*	*0.11*	*3029.05*
190531-02	Máx.	309.58	12.43	838.21	0.64	0.01	0.02	4516784.98
	Mín.	1.31	0.41	96.15	0.21	0.00	0.00	289900.42
	Med.	25.72	4.24	269.95	0.46	0.00	0.00	1800668.68
	DS	40.24	2.16	123.09	0.09	0.00	0.00	1301588.72
Botroide (banda clara)	*Máx.*	*309.58*	*8.08*	*838.21*	*0.64*	*0.01*	*0.01*	*4516784.98*
	Mín.	*1.31*	*0.41*	*96.15*	*0.21*	*0.00*	*0.00*	*339105.96*
	Med.	*16.33*	*3.14*	*291.18*	*0.43*	*0.00*	*0.00*	*2002739.56*
	DS	*35.84*	*1.27*	*136.74*	*0.09*	*0.00*	*0.00*	*1354885.95*
Botroide (banda oscura)	*Máx.*	*258.53*	*12.43*	*634.25*	*0.63*	*0.00*	*0.02*	*4216270.31*
	Mín.	*2.96*	*1.87*	*138.62*	*0.30*	*0.00*	*0.00*	*289900.42*
	Med.	*32.15*	*5.93*	*237.55*	*0.51*	*0.00*	*0.01*	*1512919.76*
	DS	*40.85*	*2.15*	*89.87*	*0.07*	*0.00*	*0.00*	*1167739.62*

Esta aparente contradicción entre el índice Ni/Co y los índices V/Cr y V/(V+Ni) en los botroides podría ser debida a la inmovilidad del V^{3+}, que es la especie de V dominante en ambientes reductores (Reimann & Caritat, 1998). Dado que las texturas botroidales parecen haberse formado por recristalización de la textura primaria –algo que, en principio, habría de ocurrir en condiciones oxidantes–, el contenido de V de la mineralización original habría disminuido durante la formación de estas texturas en un ambiente óxico. Sin embargo, esta disminución podría no haber sido suficiente como para que los índices redox muestren un claro origen en condiciones oxidantes, presentando todavía valores relativamente elevados de V y "falseando" las interpretaciones para estos dos índices –V/Cr y V/(V+Ni)–.

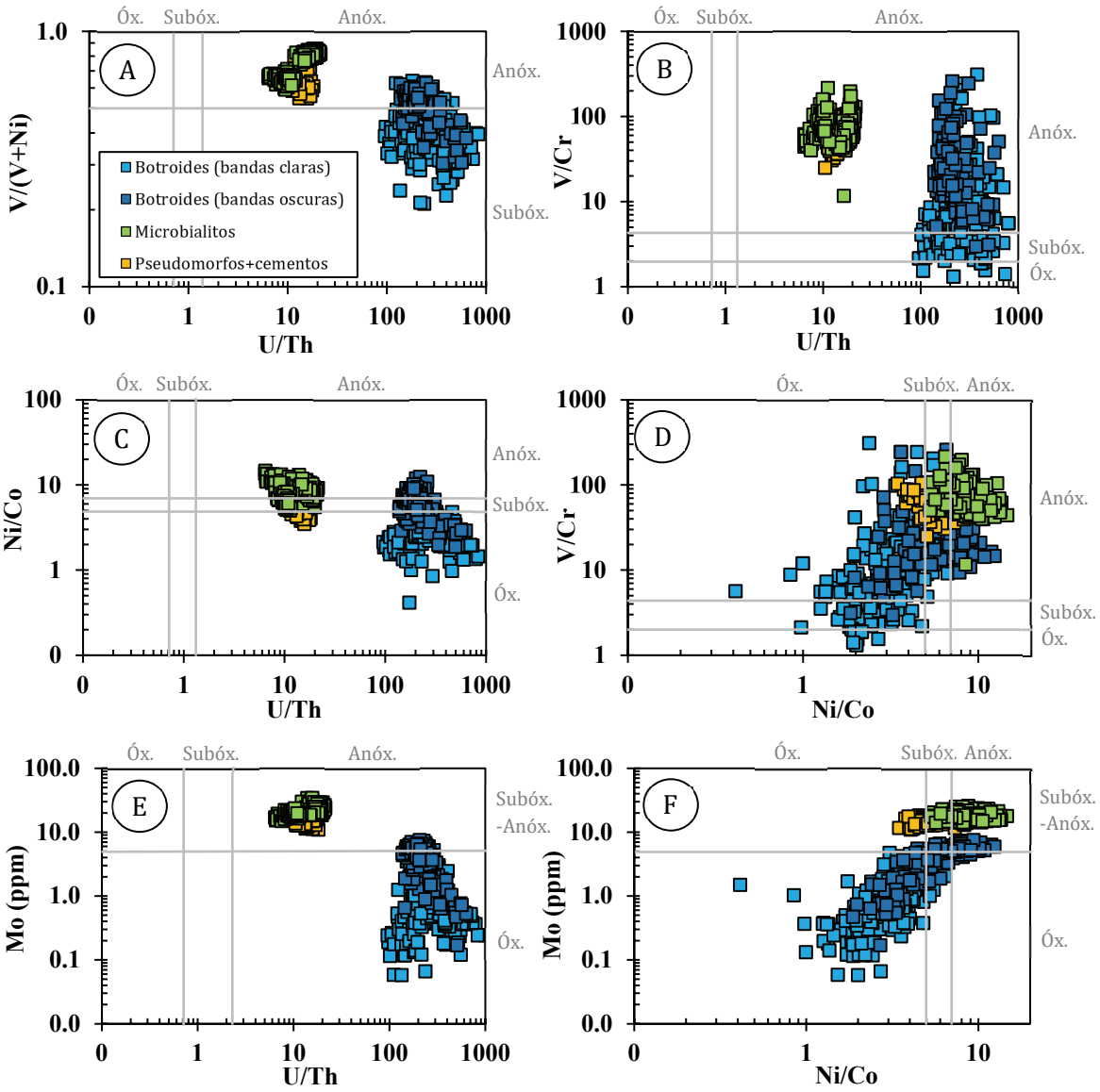


Figura 9.6. Diagramas cruzados de los índices redox: **a)** U/TH vs V(V+Ni), **b)** U/Th vs V/Cr, **c)** U/Th vs Ni/Co, **d)** Ni/Co vs V/Cr, **e)** U/Th vs Mo (ppm) y **f)** Ni/Co vs Mo (ppm). Con líneas grises se separan los campos de condiciones óxicas (óx.), subóxicas (subóx.) y anóxicas (anóx.) definidos a partir de los valores dados por Lewan (1984), Jones & Manning (1994) y Bennett & Canfield (2020). Explicación en el texto principal.

9.1.2.1.3.- Arsénico (As)

Otro elemento que suele aparecer en los minerales de hierro en cantidades variables es el As. Por ejemplo, en la magnetita suele presentar valores comúnmente comprendidos entre 2.7-41 ppm, mientras que en la hematites lo hace con valores por lo general > 160 ppm (Baur & Onishi, 1969; recopilado en Smedley & Kinniburgh, 2002); sin embargo, según Boyle & Jonasson (1973), los valores de As procedentes de *iron formations* y sedimentos enriquecidos en hierro pueden presentar valores de entre 1-2900 ppm, por lo que parece que tiene una amplia variabilidad dentro de este tipo de mineralogías.

El As es, además, sensible a los procesos de oxidación-reducción, aunque su comportamiento en sedimentos marinos y rocas sedimentarias no ha sido explorado completamente (Tribovillard, 2018). No obstante, debido a que en ambientes

oxidantes –donde se suelen formar los óxidos de hierro– el As se encuentra principalmente como As^{5+} (el As^{3+} se oxida a As^{5+}), que es más móvil, y a que en ambientes reductores lo hace como As^{3+} (el As^{5+} se reduce a As^{3+}), menos móvil, se suele interpretar que los valores elevados de As en una roca sedimentaria son debidos a condiciones reductoras –en las que se depositaría una mayor cantidad de As en forma de As^{3+}–, mientras que cantidades muy bajas de este elemento son resultado de unas condiciones de formación oxidantes –con una menor precipitación de As, en este caso, como As^{5+}–.

En base a esto, los resultados obtenidos en los análisis puntuales (tabla 8.2) y lineales (tabla 8.3) parecen indicar que las texturas de la muestra 170208-01 se habrían originado en un ambiente reductor –con valores que oscilan entre 707.79-5872 ppm en los análisis puntuales y entre 494.67-4236.33 ppm en los lineales–, mientras que los botroides lo habrían hecho en condiciones oxidantes –entre 38.75-195.66 ppm en los análisis puntuales y entre 20.16-173.12 ppm en los lineales–.

9.1.2.1.4.- Molibdeno (Mo)

El Mo es otro excelente indicador de las condiciones redox presentes durante la sedimentación (Bennett & Canfield, 2020), de modo que las máximas concentraciones de este elemento en sedimentos se reconocen, como en el caso del V, en las OMZ. Uno de los factores que impulsa el enriquecimiento de Mo en los ambientes anóxicos es la presencia del sulfuro libre, que favorece la adsorción y/o precipitación de Mo con/sobre sulfuros de hierro autigénicos (Algeo & Lyons, 2006; Erickson & Helz, 2002; Helz & Vorlicek, 2019). Además, cada vez hay más evidencias que sugieren que la materia orgánica juega un papel importante en la captación del Mo (Dahl *et al*., 2017; Wagner *et al*., 2017; Tessin *et al*., 2018). Por ejemplo, en los entornos de una OMZ, la actividad orgánica puede impulsar que se produzcan altas tasas de reducción de sulfato, lo que resulta en altas concentraciones de sulfuro disuelto en la columna de agua de la OMZ y a profundidades someras del sedimento (Brüchert *et al*., 2003; Emeis *et al*., 2004; Schunck *et al*., 2013), favoreciendo la captación de Mo en los sedimentos.

Sin embargo, las proporciones de Mo no son constantes en todas las OMZ, sino que varían de una OMZ a otra atendiendo a su posición geográfica: las OMZ situadas en entornos de plataforma suelen tener contenidos superiores de Mo –aproximadamente el doble– que las OMZ emplazadas en cuencas euxínicas (unos 23.9 ppm en las primeras frente a 12.9 ppm en las segundas), donde las tasas de renovación de las aguas son mucho menores y, debido a ello, el reabastecimiento de Mo disuelto es inferior (Algeo & Lyons, 2006; Sweere *et al*., 2016). Además, el Fe y el Mn también pueden desempeñar un papel en la entrega de Mo a los sedimentos mediante la adsorción de molibdato en oxihidróxidos de Fe-Mn, que finalmente se hunden hasta la superficie del sedimento –este mecanismo se ha reportado recientemente en el margen de Perú (Scholz *et al*., 2017), pero requiere de más investigación (Bennett & Canfield, 2020)–.

Para autores como Bennett & Canfield (2020) o Ye *et al*. (2022), entre otros, valores < 5 ppm de Mo son indicativos de condiciones oxidantes y valores > 5 ppm lo son de condiciones subóxicas-anóxicas. Al analizar los valores de Mo en los análisis lineales (tabla 8.3; en los análisis puntuales no se pudo analizar) puede verse que estos oscilan entre 0.00-7.50 ppm en los botroides (con promedios de

1.25-4.10 ppm) y entre 10.92-25.78 ppm en la muestra 170208-01 (con valores medios de 14.80 ppm para pseudomorfos + cementos y de 18.64 ppm para microbialitos), por lo que podría decirse que los botroides se habrían formado en condiciones oxidantes, mientras que todas las texturas de la muestra 170208-01 lo habrían hecho en condiciones subóxicas-reductoras (figuras 9.6e-f). Asimismo, y dado que el contenido en V es, como ya se ha dicho, > 46 ppm para las texturas microbialíticas y los pseudomorfos + cementos, que el contenido en Mo sea > 5 ppm para estas texturas permitiría inferir que se habrían formado en una OMZ –quizás con una cierta tasa de renovación de aguas–.

9.1.2.1.5.- Uranio (U)

Según Bennett & Canfield (2020), cuando hay altas concentraciones de oxígeno en el ambiente, el U permanece predominantemente en su forma más oxidada (U^{6+}), que es altamente soluble y permanece en la columna de agua en lugar de fijarse en los sedimentos; para que se dé la fijación del U en los sedimentos se requieren condiciones subóxicas o anóxicas, donde el U^{6+} se reduce a U^{4+}, que es menos soluble, favoreciendo la incorporación del U en las redes cristalográficas.

Así, las condiciones oxidantes son mucho menos favorables para la preservación de la señal sedimentaria del U que las condiciones reductoras (Zheng *et al*., 2002; McManus *et al*., 2005), y, por tanto, los sedimentos depositados en entornos oxigenados, que han estado expuestos a concentraciones más altas de oxígeno –lo que resulta en mayores profundidades de penetración de este elemento–, no acumulan altas cantidades de U (Zheng *et al*., 2002; McManus *et al*., 2005), al contrario de lo que ocurre en ambientes subóxicos-anóxicos, en donde la tasa de precipitación del U y su adsorción en las distintas fases minerales es mayor.

Por otra parte, elevadas concentraciones de U en los sedimentos pueden ser debidas a una alta productividad primaria, con altos flujos de carbono orgánico hacia el fondo marino, lo que puede impulsar el enriquecimiento de U en los sedimentos (McManus *et al*., 2005; McManus *et al*., 2006). En la actualidad, una parte del U encontrado en los sedimentos es debido a partículas de origen biológico –por ejemplo, restos de fitoplancton– en la columna de agua (Hirose & Sugimura, 1991; Zheng *et al*., 2002). A esta fracción del U, de origen no litogénico, se la denomina PNU (del inglés, *particulate non-lithogenic uranium*), y en sedimentos actuales puede llegar a ser de hasta el 72 % (Zheng *et al*., 2002). Sin embargo, en sedimentos premesozoicos la PNU habría sido mucho menor debido a la falta de biomineralización planctónica (foraminíferos y cocolitofóridos) –pudiendo ser insignificante en sedimentos precámbricos debido a la falta total de biomineralización (Ridgwell, 2005)–.

Para Bennett & Canfield (2020), los valores de U típicos en condiciones oxigenadas normales son > 1 ppm, estando próximos al valor promedio de la corteza terrestre (2.7 ppm; Rudnick & Gao, 2014), mientras que los valores esperables para condiciones anóxicas son algo mayores (mediana = 3.7 ppm en cuencas euxínicas). Sin embargo, como sucede con el V, los mayores enriquecimientos de U se suelen observar en los sedimentos formados dentro de las OMZ (con valores superiores –hasta cuatro veces– a los de las cuencas euxínicas, con una mediana = 15.8 ppm).

Analizando los datos obtenidos (tablas 8.2 y 8.3), puede verse que, para los botroides, se han obtenido valores de entre 4.19-22.60 ppm en los análisis puntuales y 6.43-26.16 ppm en los lineales, mientras que para la muestra

170208-01 los valores oscilan entre 13.90-69.09 ppm en los análisis puntuales y 12.13-71.36 ppm en los lineales. Estos datos son claramente superiores a los datos aportados por Bennett & Canfield (2020), lo que podría estar sugiriendo que el sedimento ferruginoso original se habría formado en condiciones de bajo contenido en oxígeno (los botroides, al ser posteriores y haberse formado en condiciones oxidantes, se habrían empobrecido en U con respecto a las texturas sedimentarias).

No obstante, dado que los valores de U son relativamente elevados, una posible explicación para estos valores sería que la mineralización de hierro pudiese haber experimentado un enriquecimiento por influencia hidrotermal (Mills *et al*., 1993; Morford & Emerson, 1999).

9.1.2.1.6.- Índice U/Th

La relación U/Th se utiliza como índice geoquímico para inferir las condiciones redox de un medio de depósito. Dado que el Th es un elemento inmóvil en condiciones redox variables, actúa como un componente constante que ayuda a normalizar los datos del U (Soua, 2010), cuya movilidad, como ya se ha visto, se ve muy influenciada por los cambios en las condiciones de oxidación-reducción. Según Jones & Manning (1994), valores < 0.75 son representativos de condiciones óxicas, valores > 1.25 son indicativos de condiciones anóxicas, y valores 0.75-1.25 lo son de condiciones subóxicas (figuras 9.6a-c). Atendiendo a este índice, todas las texturas se habrían formado en condiciones anóxicas (tablas 9.1 y 9.2).

9.1.2.1.7.- Anomalía de cerio (Ce/Ce)*

En la naturaleza, el Ce puede existir en dos estados de oxidación comunes: el Ce^{3+} (más soluble en agua) y el Ce^{4+} (menos soluble). La anomalía de Ce (Ce/Ce*), calculada en función del La y el Nd (Bau *et al*., 2014) o del La y el Pr (Bau & Dulski, 1996; Josso *et a*l., 2017), ya sea normalizados al PAAS (según Pourmand *et al*., 2012) o al condrito (según Taylor & McClennan, 1985) (tablas 8.6 y 8.7), variará en comparación con la tendencia mostrada por dichos elementos.

Así, en condiciones oxidantes, donde el Ce precipita como compuestos insolubles, el contenido de Ce en la solución es menor, y por tanto las anomalías de Ce registradas son negativas (Ce/Ce* < 1). Aunque los rangos pueden variar ligeramente según la normalización, se asume que: [1] valores de Ce/Ce* < 0.8 (en condrito) o < 0.7 (en PAAS) son propios de condiciones altamente oxigenadas; [2] valores ligeramente superiores a estos, pero < 1, lo son de condiciones subóxicas o moderadamente oxigenadas; y [3] valores > 1 son típicos de condiciones anóxicas (Bau & Dulski, 1996; Shields & Stille, 2001).

Analizando los valores de Ce/Ce* obtenidos para los análisis puntuales y lineales en su conjunto (tablas 8.6 y 8.7), puede verse que todas las texturas de la muestra 170208-01 presentan valores de Ce/Ce* > 1 (condiciones reductoras), independientemente de la fórmula empleada para calcularlos y de la normalización; los botroides, por otro lado, se mueven en el rango 0.8-1.5 (PAAS) y 1.1-1.5 (condrito), por lo que presentarían condiciones subóxicas-anóxicas.

9.1.2.1.8.- Consideraciones finales sobre las condiciones redox

Según Rimmer (2004), no deben tenerse en cuenta los valores de cada índice redox por separado a la hora de hacer interpretaciones, puesto que esto puede dar

lugar a contradicciones e interpretaciones erróneas. En su lugar, este autor propone utilizar un sistema de graficación mixta que tenga en cuenta los rangos propuestos para cada uno de los índices, enfrentando unos con otros (figuras 9.6a-f). Para este autor, el índice Ni/Co es el más confiable, por lo que recomienda emplearlo como variable independiente, mientras que los índices V/Cr, V(V+Ni) y el contenido en Mo deben ser consideradas como variables dependientes. En el caso del índice U/Th, dada su fiabilidad, es considerado por Soua (2010) como una variable independiente, aún a la hora de utilizarlo frente al índice Ni/Co (figura 9.6c).

Analizando los diagramas cruzados de los índices redox (figuras 9.6a-f) puede verse cómo, en conjunto, las texturas de la muestra 170208-01 se habrían formado bajo condiciones claramente anóxicas-subóxicas según todos los indicadores empleados. Sin embargo, para las texturas botroidales los resultados no están tan claros, pues la distribución de los resultados ocupa, en mayor o menor medida (dependiendo del gráfico analizado), unos campos u otros. Esta distribución de puntos tan variable (se observa una mayor dispersión que en el caso de las texturas de la muestra 170208-01) podría explicarse atendiendo a una génesis original de la muestra 190531-02 en condiciones subóxicas-anóxicas (avalada por las anomalías positivas de Ce), la cual, al sufrir recristalización durante los procesos de enterramiento/diagénesis, habría quedado expuesta a condiciones oxidantes, que habrían modificado su composición geoquímica original.

Con la intención de contrastar estos datos, se llevó a cabo el cálculo de los factores de enriquecimiento del Mo y el U propuestos por Liu *et al*. (2020) a partir de la fórmula $X_{EF} = (X/Al)_{muestra}/(X/Al)_{AUCC}$, donde X se refiere al contenido en Mo o U en la muestra y en la composición media de la corteza continental superior (AUCC, del inglés *average upper continental crust*) según McLennan (2001). En la representación del diagrama U_{EF} vs Mo_{EF} (figura 9.7) se ve cómo todas las texturas de hematites parecen haberse formado en unas condiciones de escasez de oxígeno.

Atendiendo a Scholz (2018), la definición de condiciones euxínicas se basa en la presencia de H_2S disuelto en la columna de agua (Meyer & Kump, 2008; Lyons *et al*., 2009), mientras que las condiciones ferruginosas se corresponden con aguas anóxicas que contienen Fe disuelto, pero no H_2S (Poulton & Canfield, 2011). Según este criterio, y a partir de todo lo expuesto, puede concluirse que todas las texturas de hematites analizadas se habrían formado en condiciones empobrecidas en oxígeno (subóxicas-anóxicas), posiblemente en una OMZ con cierta renovación de las aguas, en la que no se alcanzarían condiciones de euxinia.

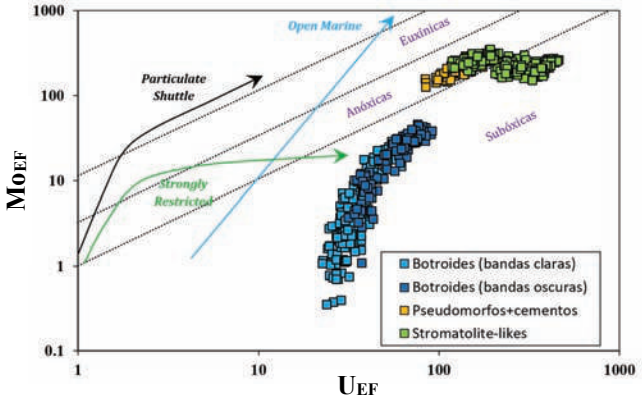


Figura 9.7. Diagrama U_{EF} vs Mo_{EF} (Liu *et al*., 2020), en el que puede contrastarse, a partir del contenido en Mo y U normalizados según los valores de la composición media de la corteza continental superior (McLennan, 2001), las condiciones subóxicas-anóxicas.

9.1.2.2.- Origen sedimentario del hierro

9.1.2.2.1.- Evidencias de un origen sedimentario

El origen de la mineralización de hematites de "Santa Rosa" ha sido siempre un tema controvertido, habiéndose considerado a lo largo de la historia numerosas propuestas y planteamientos: desde el origen metamórfico planteado por autores de principios del siglo XX (Rived, 1922) hasta una génesis sedimentaria (IGME, 1975) o exhalativo-sedimentaria (López-Ciriano *et al*., 2011a, b). Pese a que, atendiendo a sus características y a su posición estratigráfica dentro de la Fm. Dolomías de Ribota –cerca del contacto con la Fm. Jalón– algunos autores asignaban un mismo origen a todos los yacimientos de hematites de la zona del Moncayo (Rived, 1922), otros reconocían un origen hidrotermal para la mayor parte y, sólo en el caso de "Santa Rosa", un origen sedimentario, siendo algunos de los otros criaderos de origen dudoso (IGME, 1972, 1973, 1974a, b, 1975).

Algunas de las características que apuntan hacia un origen sedimentario de la mineralización de hierro de "Santa Rosa" son:

1. El aspecto estratiforme de la mineralización y su concordancia con respecto a la S_0 de las dolomías de Ribota.
2. La aparente posición estratigráfica de la zona mineralizada a techo del segundo tramo descrito de la Fm. Ribota –el primer tramo dolomítico masivo–, inmediatamente por debajo de las pelitas que marcan el tránsito hacia el segundo tramo dolomítico.
3. La mineralización de hierro cambia de espesor en cada uno de los bloques de las fallas susceptibles de ser sinsedimentarias.
4. La presencia de fósiles micrométricos con texturas internas aparentemente bien preservadas, formadas por partículas de hematites de tamaño hasta nanométrico.
5. Los cuerpos mineralizados aparecen tan deformados y tectonizados como los materiales encajantes, lo que sugiere un origen coetáneo o, como mínimo, previo a la deformación tectónica.
6. La existencia de (algunos) afloramientos sin tectonizar donde se distinguen disconformidades erosivas en la base y techo de la mineralización de hematites, que estarían señalando un origen sedimentario para la mineralización de hierro original.
7. La presencia de grietas de desecación preservadas en la mineralización de hierro, que junto con las disconformidades erosivas estarían indicando una exposición subaérea de los materiales cuando aún no estaban consolidados; esto mismo ha sido reconocido por diversos autores en las dolomías en otros afloramientos (Gámez *et al*., 1991; Zamora, 1991; entre otros).
8. La propia existencia de numerosas mineralizaciones de hematites de gran envergadura y mismas características, localizadas en toda el área del Moncayo, desde la provincia de Soria (minas de "Petra III" y "Gandalia") hasta la de Zaragoza (mina "La Potente"), así como numerosas mineralizaciones menores, todas ellas emplazadas siempre en el mismo intervalo estratigráfico (tránsito Jalón-Ribota).
9. Ninguno de los yacimientos de hematites del área del Moncayo está relacionado (aparentemente) con plutones graníticos, rocas básicas ni vulcanismo (IGME, 1975), ni presentan características propias de alteración o concentración residual.

Pese a todas estas características, "Santa Rosa" es el único yacimiento de hematites del área del Moncayo catalogado en la bibliografía como estratiforme –que no sedimentario–, mientras que el resto de los criaderos son clasificados como fisurales (con mayor o menor grado de confianza). Así pues, si todos los demás yacimientos son fisurales y tienen las mismas características que "Santa Rosa", ¿por qué no habría "Santa Rosa" de tener el mismo origen? Y de no ser así, ¿por qué las mineralizaciones de muchos de estos yacimientos comparten tantas características?

Para el IGME (1975), todas las mineralizaciones podrían tener un mismo origen, vinculado al depósito del hierro durante la sedimentación de los materiales paleozoicos implicados (tránsito de la Fms. Jalón – Ribota); este hierro se concentraría *a posteriori* mediante circulación de fluidos –no necesariamente de alta temperatura–, y, eventualmente, se oxidaría. No obstante, dada la antigüedad de las interpretaciones del IGME, se decidió llevar a cabo una reinterpretación de la génesis de este yacimiento, teniendo en cuenta todas las posibilidades.

Hasta el momento presente, los yacimientos que se conocen con contenido en óxidos de hierro en concentraciones importantes, son los siguientes:

- BIFs (tipo Algoma, tipo Lago Superior, tipo Rapitán, tipo Ediacárico)
- Bilbao
- *Bog iron*
- Fe-Ti-V
- *Hardgrounds*
- IOA (*iron oxide-apatite*, también denominados tipo Kiruna)
- IOCG (*iron oxide-cupper-gold*)
- *Ironstone* oolíticos (tipo Clinton, tipo Minette)
- Lahn-Dill
- Lateritas
- Magnitnaya
- Pórfidos
- Skarns
- Taberg
- Yacimientos hidrogénicos-hidrotermales (nódulos y costras de Fe-Mn)

Dado que ni en el área de estudio ni en sus proximidades hay manifestaciones volcánicas o ígneas –a excepción de las doleritas del Keuper (figura 5.1)–, se descarta que "Santa Rosa" pueda tener un origen magmático, magmático-hidrotermal o plutónico (por lo que no puede ser un Fe-Ti-V, un IOA, un IOCG, un Lanh-Dill ni un pórfido). Tampoco se han reconocido alteraciones por metamorfismo en las rocas encajantes (por lo que no puede ser un yacimiento de tipo skarn), ni se han identificado grandes cantidades de goethita, limonita y/o siderita (por lo que tampoco sería un depósito de tipo Bilbao). Así mismo, dado que la mineralogía de este yacimiento está constituida completamente por hematites, se pueden descartar aquellos yacimientos que –pese a que puedan contener hematites– se caracterizan por tener altos contenidos de magnetita (tipo Magnitnaya y tipo Taberg; Roy & Sarkar, 2003).

Algunas de las características geológico-sedimentarias de los yacimientos de tipo *ironstone* oolítico, como las geometrías estratiformes tabulares-lenticulares de la mineralización y que las rocas encajantes sean secuencias sedimentarias marinas, se antojan relativamente similares a la descripción que pueda darse, en términos generales, para "Santa Rosa". Sin embargo, este tipo de yacimientos, entendidos en

sentido estricto, también puede descartarse, puesto que están constituidos por oolitos ferruginosos –hasta el momento no se ha reconocido ningún oolito *s.s*. en las muestras de "Santa Rosa" estudiadas ni en la bibliografía existente– y sus leyes económicas suelen ser bajas (Fe elemental < 45 %, frente a > 60 % en "Santa Rosa"); por este mismo motivo puede descartarse también a los *bog iron*, desarrollados en zonas pantanosas, ya que, aunque puedan ser similares en aspecto a "Santa Rosa" y pudiesen haberse formado en ambientes lagunares similares a los descritos para la base de la Fm. Ribota, presentan leyes muy parecidas a las de los *ironstone* oolíticos.

Los *hardgrounds* –que se forman en lechos marinos, se relacionan con fluctuaciones del nivel del mar (pueden presentar *mud cracks*) y suelen estar influenciados por la actividad orgánica– también se pueden descartar, pues el espesor de estos criaderos es mucho menor que el de la mineralización de "Santa Rosa", con potencias por lo general < 1 m. Así mismo, y pese a los elevados contenidos en Al de las muestras estudiadas (tablas 8.2 y 8.3), no se han identificado minerales típicos de las bauxitas, por lo que también se puede descartar el origen laterítico.

La presencia de microbialitos constituidos enteramente por hematites en las muestras procedentes de la mineralización de hierro sugiere un origen inducido (al menos, en parte) por la actividad orgánica. No obstante, no se han identificado niveles bandeados, por lo que tampoco puede considerarse a "Santa Rosa" un yacimiento de tipo BIF *sensu stricto*. Si bien es cierto que algunos BIFs no son bandeados *per se*, la mayoría de ellos comparten como característica una elevada proporción de sílice en forma de cuarzo o chert; sin embargo, ni existen niveles silíceos importantes dentro de las mineralizaciones de hierro del yacimiento ni el contenido en Si de las muestras evidencian valores elevados de sílice (tablas 8.2 y 8.3). Por último, "Santa Rosa" tampoco parece ajustarse a las características típicas de los nódulos y costras de Fe-Mn, pues presenta valores < 500 ppm de Mn frente a los > 600 000 ppm de Fe (tablas 8.2 y 8.3) –en este tipo de yacimientos los valores de Mn suelen ser mucho mayores, pudiendo incluso superar el contenido en Fe (Josso *et al*., 2017)–.

Así, con toda la información analizada a lo largo de esta memoria se puede deducir que "Santa Rosa" no se puede catalogar dentro de ninguno de los tipos de yacimientos mencionados. Entonces, ¿cómo clasificar este depósito de hematites? Teniendo en cuenta sus características sedimentarias (y/o sinsedimentarias), la presencia de texturas microbialíticas constituidas por hematites, y la aparente influencia hidrotermal acaecida durante la diagénesis de las rocas carbonatadas encajantes, se procedió a llevar a cabo una nueva clasificación del yacimiento. Para ello, se emplearon como base, por un lado, los resultados geoquímicos obtenidos en este estudio, y, por otro, una serie de características geológicas utilizadas por Roy & Sarkar (2003) para la clasificación mediante estadística de los yacimientos de hierro.

Geoquímicamente, y tal y como se verá a continuación, a partir de las muestras analizadas "Santa Rosa" podría clasificarse como un BIF de tipo Algoma, con cierta influencia hidrotermal, mientras que la clasificación estadística llevada a cabo a partir de, únicamente, características geológicas, permite relacionar este yacimiento con (una vez más) los BIF de tipo Algoma, los *ironstone* oolíticos y los yacimientos sedimentarios continentales y marinos.

9.1.2.2.2.- Clasificación geoquímica: ¿BIF de tipo Algoma?

En los últimos años han surgido evidencias de la existencia de BIFs paleozoicos de edades variables, desde el Cámbrico inferior hasta el Silúrico tardío (Zhou *et al*., 2014; Ren, 2017; Li *et al*., 2018; Yang *et al*., 2021). Aunque no se haya reconocido el característico bandeado de las BIF en las muestras estudiadas, la presencia de microbialitos y otras texturas biogénicas en la mineralización de hierro del yacimiento, sugiere que "Santa Rosa" pueda ser (o estar relacionado con) algún tipo de BIF/IF paleozoico. Aftabi *et al*. (2021), que modifican el diagrama discriminatorio Ti+V vs Ni/(Cr+Mn) de Dupuis & Beaudoin (2011), destacan la definición de un gran campo para los BIF distales y el establecimiento de una zona o área (sin límites definidos) para los BIF proximales, cercana a los campos de los IOGC y los pórfidos (figura 9.8a).

Según este gráfico discriminatorio, puede verse cómo todos los datos geoquímicos obtenidos para la hematites caen dentro o en las proximidades del campo definido por estos autores para los BIF distales, con los análisis de la muestra 170208-01 emplazados en las proximidades del campo original de los BIF definido por Dupuis & Beaudoin (2011). Para contrastar estos resultados, se llevó a cabo una serie de gráficos geoquímicos discriminatorios adicionales propuestos por Aftabi *et al*. (2021), que no solo permiten determinar si un yacimiento de hierro se puede (o no) clasificar geoquímicamente como un BIF, sino que, además, pueden permitir catalogarlo según el tipo (Algoma, Rapitan, Lago Superior o Ediacárico). En las figuras 9.8b-f pueden verse algunos de estos gráficos.

En primer lugar, se analiza la relación SiO_2 (%) vs $(P_2O_5/Fe_2O_3)\cdot100$ (figura 9.8b), comprobándose que las muestras de "Santa Rosa" presentan un patrón empobrecido en P_2O_5 –con valores en el eje vertical < 0.1 (que ya podía verse en las figuras 8.4e$_1$-e$_2$)–, algo impropio de los yacimientos de tipo BIF glaciogénicos (Rapitan y Ediacáricos), pero que sí suelen presentar los BIF de tipo Algoma (Aftabi *et al*., 2021). Sin embargo, la relación P_2O_5 (%) vs ∑REE (ppm) (figura 9.8c), con valores de P_2O_5 comprendidos entre el $1\cdot10^{-3}$ % y el 0.1 %, y con entre 10 y 100 ppm en el ∑REE para todos los análisis de microbialitos, botroides y gran parte de los pseudomorfos + cementos (algunos análisis de esta textura alcanzan los 250 ppm), sí que parecen más propios de algunos BIF de tipo Ediacárico (Aftabi *et al*., 2021).

La relación P_2O_5 (%) vs Y (ppm) (figura 9.8d), por otro lado, arroja unos resultados que parecen relacionar la mayor parte de los datos –todos los referentes a la muestra 170208-01, y gran parte de los análisis efectuados sobre los botroides– con el hidrotermalismo (Aftabi *et al*., 2021); así, valores de P_2O_5 tan bajos y un contenido de Y de entre 1 y 10 ppm parecen estar vinculados con depósitos BIF relacionados con procesos hidrotermales exhalativos. En este mismo ámbito parecen moverse los datos según el diagrama Fe_2O_3 (%) vs Co/Zn (figura 9.8e), según el cual todos los análisis efectuados comparten una clara influencia hidrotermal (pese a que, según la figura 8.4a, las muestras puedan ser hidrogénicas).

Según Sugitani (1992), valores muy bajos de la relación Co/Zn (< 1.4) son típicos de sedimentos con una importante componente hidrotermal, algo que también afirman Aftabi *et al*. (2021), para quienes los valores de Co/Zn < 1 serían propios del hidrotermalismo (fumarolas) –un rasgo típico de los BIF de tipo Algoma, cuyas nubes de distribución de puntos suelen moverse en ese rango–; por otro lado, valores de Co/Zn > 1 (que no se han registrado en ninguno de los análisis; ver tablas 9.1 y 9.2) lo serían de condiciones de hidrogénesis y aporte detrítico, más habitual

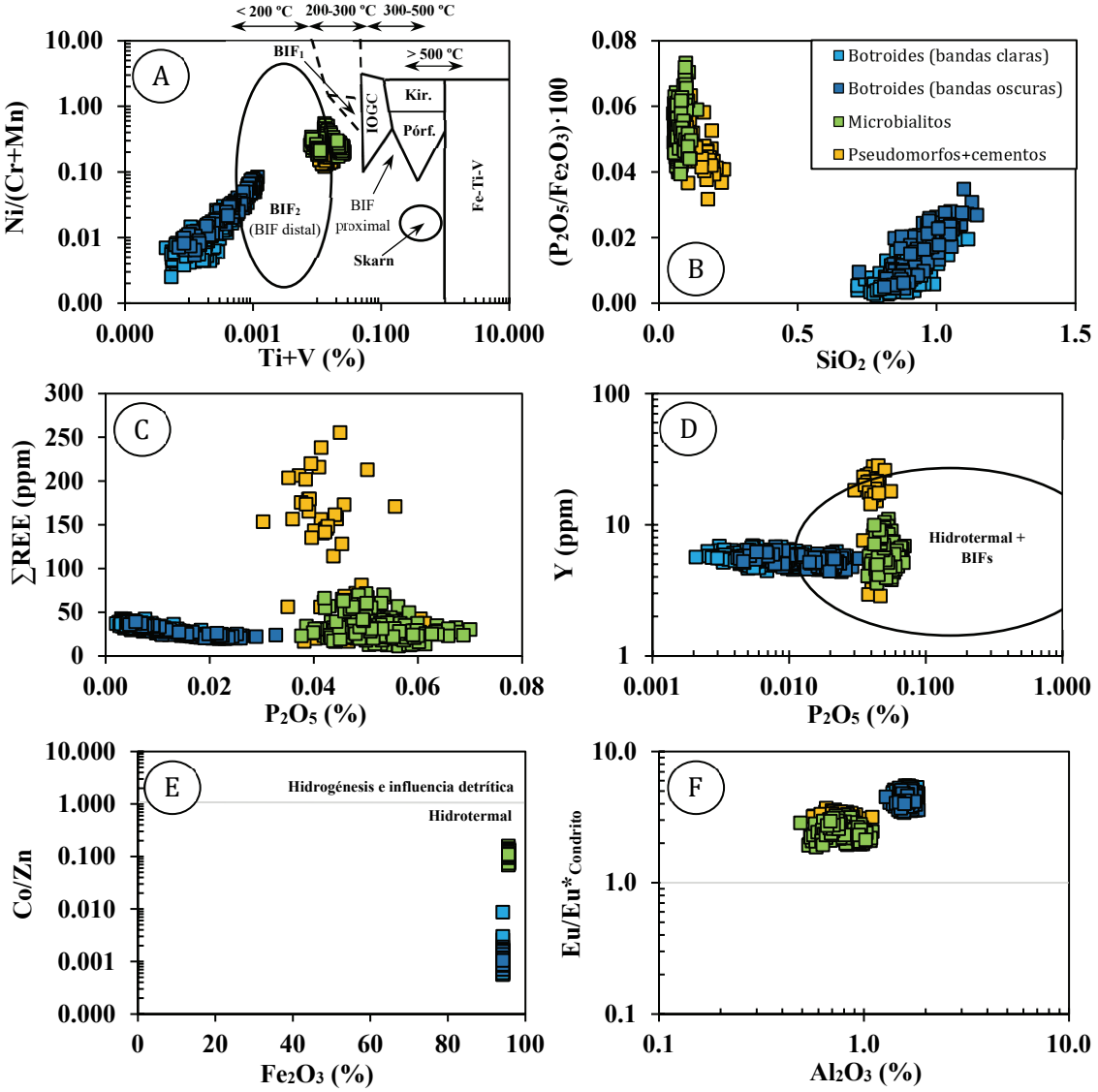


Figura 9.8. **a-f)** Diagramas discriminatorios de Aftabi *et al*. (2021) realizados para los 5 análisis lineales llevados a cabo mediante LA-ICP-MS (en los análisis puntuales se han obtenido los mismos resultados, por lo que se han omitido, dado que la variabilidad de los datos es mucho más representativa en los análisis lineales). Explicación en el texto principal. Leyenda de todos los diagramas en la figura b.

en el resto de tipos de BIF. En relación a esto, contenidos bajos en la relación Ni/Zn (< 2.6) también son indicativos de hidrotermalismo (Sugitani, 1992), y tal y como puede verse en las tablas 9.1 y 9.2, estos valores son siempre inferiores a 1.60. Por otra parte, contenidos bajos de Zr, como los obtenidos en los análisis efectuados (< 7 ppm; ver tablas 8.2 y 8.3), evidencian una mínima a nula influencia detrítica en la formación de la mineralización de hierro (Aftabi *et al*., 2021), lo que sumado a los altos valores de Fe_2O_3 (%) constituye otro rasgo típico de los BIF de tipo Algoma (el resto de BIFs no tienen tanto Fe_2O_3).

El siguiente diagrama enfrenta al Al_2O_3 (%) con la anomalía de Eu (Eu/Eu*) normalizada al condrito (figura 9.8f), que, al ser positiva en todos los análisis efectuados (figuras 8.8a-j), conlleva la distribución de las nubes de puntos por

encima de la línea horizontal que establece Eu/Eu* = 1. Para este gráfico se han empleado los valores obtenidos para la anomalía de Eu según la fórmula de Josso *et al*. (2017), que ofrece cálculos más precisos y detallados que los autores de referencia previos (Taylor & McLennan, 1985; Bau & Dulski, 1996). Según Aftabi *et al*. (2021), una distribución de los datos en este diagrama por encima de Eu/Eu* = 1, comprendidos en el rango 2-10 (tablas 8.6 y 8.7), y con valores de Al_2O_3 en torno al 1 % en peso, es propia (exclusivamente) de los BIF de tipo Algoma.

De acuerdo a los diagramas propuestos por Aftabi *et al*. (2021), desde un punto de vista geoquímico el yacimiento de "Santa Rosa" podría considerarse como un BIF de tipo Algoma: altas concentraciones de hierro de muy alta ley, con anomalías positivas muy marcadas del Eu y contenidos de Al_2O_3 en torno al 1 % en peso, aparente influencia hidrotermal (surgencias) determinada por las relaciones Co/Zn y Ni/Zn y por el Y, y una influencia detrítica muy reducida o casi nula.

9.1.2.2.3.- Clasificación geoquímica: ¿influencia hidrotermal?

Como ya se ha visto, la Fm. Dolomías de Ribota debió de experimentar procesos de hidrotermalismo durante el enterramiento y la diagénesis (Zamora, 1991); así mismo, en algunos de los diagramas de Aftabi *et al*. (2021), los datos sugieren una cierta relación o influencia hidrotermal en las texturas estudiadas (figuras 9.8d-e). Para determinar, pues, una posible influencia hidrotermal durante la formación de la mineralización de hierro, Özyurt *et al*. (2020) y Aftabi *et al*. (2021) plantean emplear los diagramas Sm/Yb vs Y/Ho, Eu/Sm vs Sm/Yb, y Eu/Sm vs Y/Ho. Como se puede ver en las figuras 9.9a-c, en todos los gráficos los datos se organizan distribuidos entre tres campos bien definidos: el del agua marina, el de las costras y nódulos de Fe-Mn hidrogenéticos, y el de los fluidos hidrotermales de alta temperatura (> 300 °C); en la figura 9.9b se ha añadido, además, el campo definido para los fluidos hidrotermales de baja temperatura (< 200 °C; Hu *et al*., 2017).

En todas estas figuras puede verse como la distribución de los análisis tiene lugar en un punto intermedio entre los campos definidos para las costras de Fe-Mn hidrogenéticas y de los fluidos hidrotermales de alta temperatura (llegando a ocupar dicho campo en alguno de los gráficos), manteniéndose distantes al campo del agua marina. Pese a que solo se ha definido el campo del hidrotermalismo de baja temperatura para el gráfico Eu/Sm vs Sm/Yb (figura 9.9b), su posición aproximada en la figura 9.9c se puede estimar atendiendo a la relación Eu/Sm. Así, se puede determinar que los datos se distribuyen entre dicho campo y el de alta temperatura, de tal modo que se puede inferir un rango de temperaturas de los fluidos hidrotermales de entre 200 y 300 °C.

No obstante, independientemente del rango de temperaturas, la distribución de los datos, con valores elevados en las relaciones Sm/Yb e Y/Ho, la proximidad de los datos a la curva de fluido hidrotermal (1-5 %) en la figura 9.9a, los bajos valores en las relaciones Co/Zn y Ni/Zn, y las anomalías positivas de Eu ya mentadas en el apartado anterior, evidencian una influencia hidrotermal durante la génesis de la mineralización (Özyurt *et al*., 2020).

En este sentido, la relación ∑REE (ppm) vs Cu+Co+Ni (ppm) (figura 9.9d) es utilizada por Hu *et al.* (2017) para discriminar entre depósitos hidrotermales e hidrogenéticos (Dymek & Klein, 1988; Klein & Beukes, 1989), permitiendo inferir si

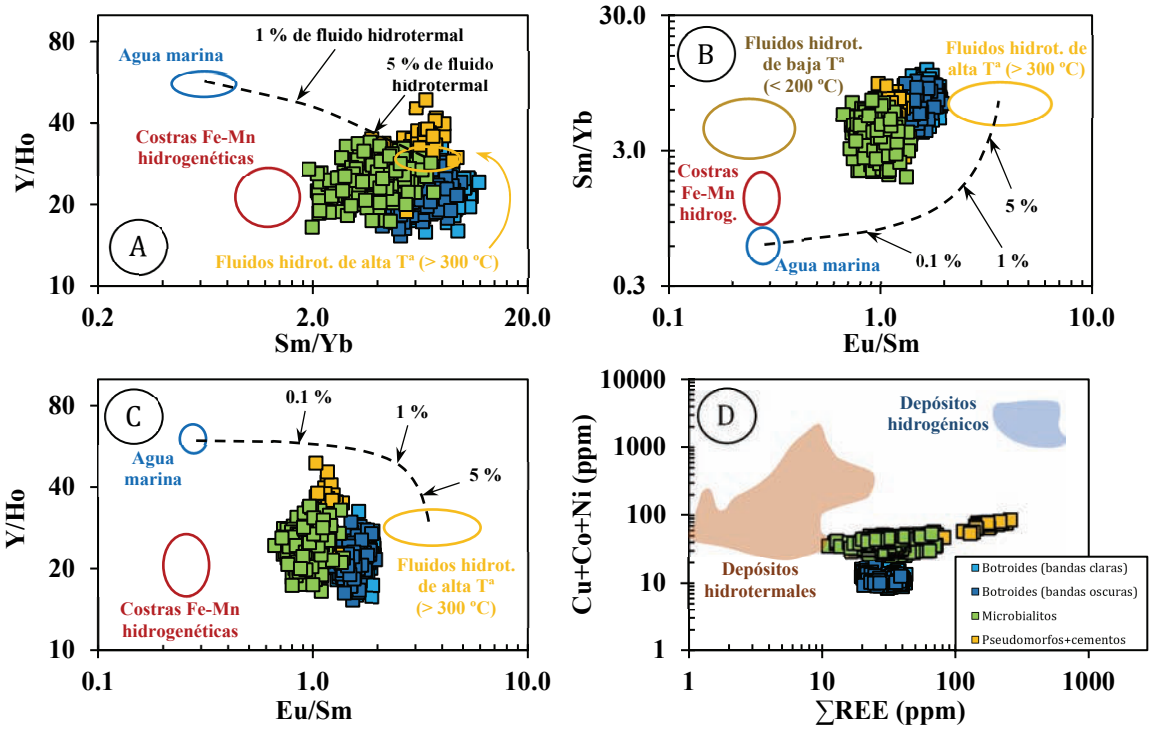


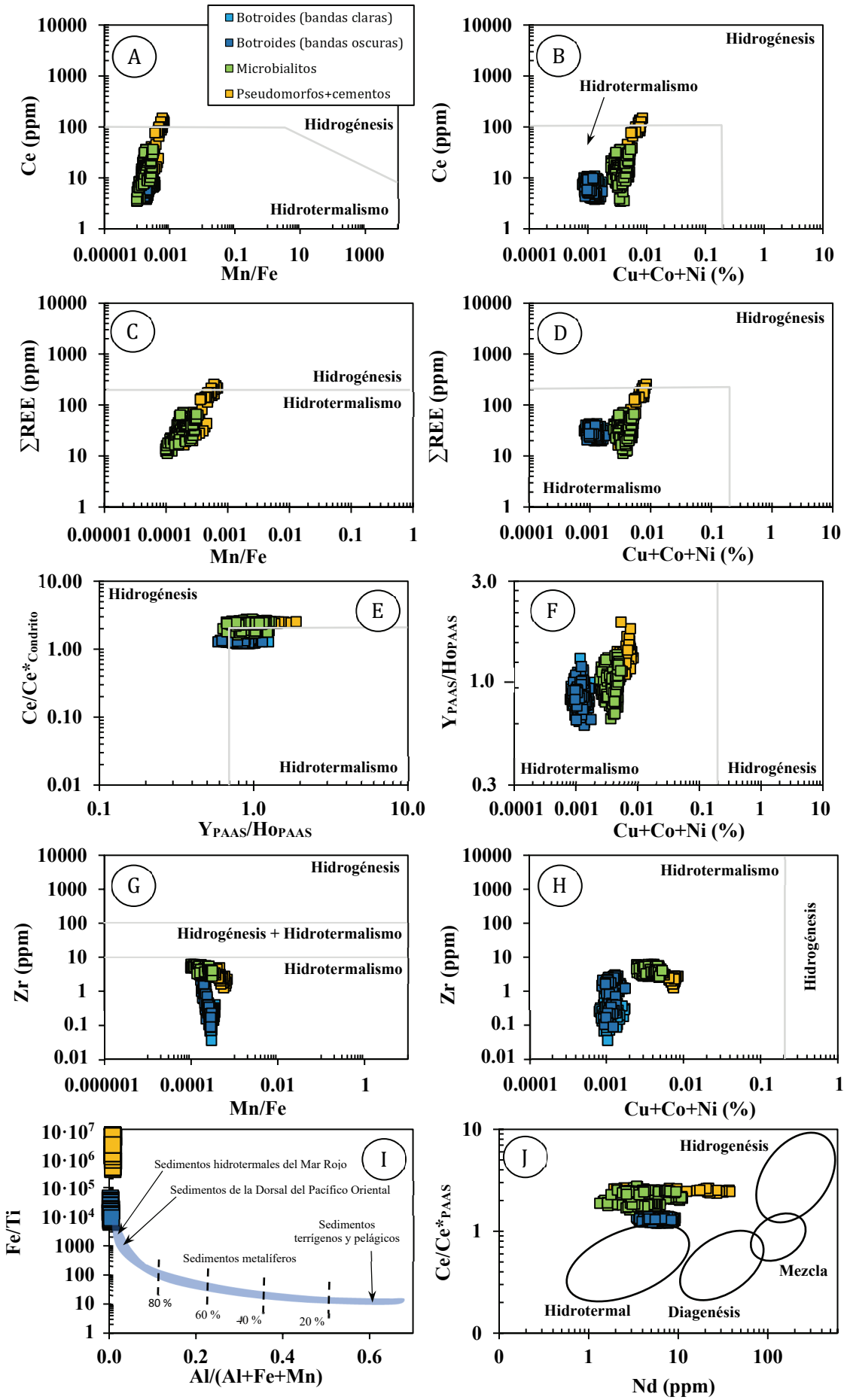
Figura 9.9. Diagramas de discriminación de: **a-c)** Alexander *et al.* (2008) y **d)** Hu *et al.* (2017), efectuados a partir de los análisis lineales para comprobar la influencia del hidrotermalismo en la génesis de la hematites. Explicación en el texto principal. Leyenda en la figura d.

durante el depósito de hierro primigenio podría haber habido una influencia hidrotermal o no. Según este gráfico, la proximidad de los datos con respecto al campo definido para el hidrotermalismo sugiere una cierta influencia hidrotermal durante el depósito de la mineralización de hierro original (sea esta inducida biogénicamente o no).

Otra herramienta que apoya la influencia hidrotermal en la mineralización de hematites es la anomalía de Eu (Eu/Eu*). Según diversos autores (Michard, 1989; Bau, 1991; Douville *et al.*, 1999; Craddock *et al.*, 2010), las anomalías positivas de Eu con valores elevados se asocian con hidrotermalismo de alta temperatura (> 230 °C; Michard, 1989). Tal y como puede verse en las tablas 8.6 y 8.7, los valores calculados para la anomalía de Eu según diversos autores (Taylor & McLennan, 1985; Bau & Dulski, 1996; Josso *et al.*, 2017) para el conjunto de los análisis puntuales y lineales oscila entre 3.61-6.41 para las texturas de la muestra 170208-01, y entre 6.20-9.81 para los botroides, valores positivos muy elevados.

Para finalizar el análisis de estos datos, se representan, en las figuras 9.10a-j, una serie de diagramas discriminatorios propuestos por Boström (1973), Josso *et al.* (2017) y Surya Prakash *et al.* (2020), y que utilizan el contenido de Ce (ppm), Nd (ppm) y Zr (%), el ∑REE total (ppm), los ratios Mn/Fe, Fe/Ti, Al/(Al+Fe+mn) e Y_{PAAS}/Ho_{PAAS}, el sumatorio Cu+Co+Ni (%) y la anomalía de Ce (normalizada al PAAS y al condrito), para discriminar entre un origen hidrotermal y un origen hidrogenético o diagenético en mineralizaciones de Fe.

En todos estos gráficos se han acotado los límites aproximados del campo del hidrotermalismo definido por estos autores. Con la excepción del diagrama Y_{PAAS}/Ho_{PAAS} vs Ce/Ce* (Bau *et al.*, 2014) (figura 9.10e), en el que parte de los datos


A
Botroides (bandas claras)
Botroides (bandas oscuras)
Microbialitos
Pseudomorfos+cementos
Hidrogénesis
Hidrotermalismo
Ce (ppm)
Mn/Fe
B
Hidrogénesis
Hidrotermalismo
Ce (ppm)
Cu+Co+Ni (%)
C
Hidrogénesis
Hidrotermalismo
∑REE (ppm)
Mn/Fe
D
Hidrogénesis
Hidrotermalismo
∑REE (ppm)
Cu+Co+Ni (%)
E
Hidrogénesis
Hidrotermalismo
Ce/Ce*Condrito
YPAAS/HoPAAS
F
Hidrotermalismo
Hidrogénesis
YPAAS/HoPAAS
Cu+Co+Ni (%)
G
Hidrogénesis
Hidrogénesis + Hidrotermalismo
Hidrotermalismo
Zr (ppm)
Mn/Fe
H
Hidrotermalismo
Hidrogénesis
Zr (ppm)
Cu+Co+Ni (%)
I
Sedimentos hidrotermales del Mar Rojo
Sedimentos de la Dorsal del Pacífico Oriental
Sedimentos terrígenos y pelágicos
Sedimentos metalíferos
80 %
60 %
40 %
20 %
Fe/Ti
Al/(Al+Fe+Mn)
J
Hidrogenésis
Mezcla
Hidrotermal
Diagenésis
Ce/Ce*PAAS
Nd (ppm)

cae fuera del campo del hidrotermalismo –invadiendo parcialmente el de la hidrogénesis–, y del diagrama Nd (ppm) vs Ce/Ce* (figura 9.10j; Surya Prakash *et al*., 2020), en el que los datos quedan fuera (pero inmediatamente encima) del campo hidrotermal, puede verse como en el resto de los gráficos el grueso de los datos cae dentro del campo definido para el hidrotermalismo.

9.1.2.2.4.- Temperatura de los fluidos hidrotermales

A partir de estos resultados se puede interpretar que, durante la sedimentación/formación de la mineralización de hierro original, la cual habría de producirse bajo lámina de agua y, posiblemente, inducida –o favorecida– por organismos vivos (microbialitos), tuvo que producirse una mezcla de fluidos de origen hidrotermal, de temperaturas relativamente elevadas, con el agua marina circundante. Atendiendo a las anomalías de Eu calculadas mediante las fórmulas de Josso *et al*. (2017) normalizadas al condrito (tablas 8.6 y 8.7), valores de Eu/Eu* > 1.0 se consideran relacionados con fluidos de temperaturas > 230 °C (Michard, 1989). Sin embargo, valores de 2.5 o superiores se consideran resultado de fluidos de temperatura más elevada, quizás cercanos a los 300 °C o más, lo que corroboraría las interpretaciones dadas a partir de los gráficos de las figuras 9.9a-c.

Sin embargo, independientemente de la temperatura del fluido hidrotermal, la presencia de microbialitos conservados dentro de la mineralización de hematites –los cuáles podrían ser los causantes de la fijación del hierro en el sustrato–, sugiere que las temperaturas del agua marina no deberían haber sido elevadas. Aún en el caso de que estos organismos fuesen extremófilos, la temperatura del agua en que habitaran no debería de exceder de los 130 °C (la máxima temperatura registrada para un organismo vivo conocido es de 122 °C; Takai *et al*., 2008).

9.1.2.2.5.- Clasificación geológica mediante estadística

Roy & Sarkar (2003) proponen un sistema de clasificación de yacimientos de hierro utilizando un sistema prototipo basado en reglas, denominado *MODELER*, que consta en su base de datos de un total de 18 modelos de yacimiento diferentes y de 81 variables geológicas. Este sistema de clasificación, mediante una serie de preguntas debidamente ordenadas, permite catalogar un yacimiento de hierro, relacionándolo con los modelos de referencia.

Dado que no se disponía de la posibilidad de usar *MODELER*, pero con la intención de replicar *grosso modo* este sistema de clasificación, se llevó a cabo un cálculo estadístico para determinar cuáles de los criaderos propuestos por estos autores eran más similares a "Santa Rosa". Para ello, se seleccionaron los 18 modelos de yacimiento (desde la A hasta la R) y las 81 variables geológicas propuestos por Roy & Sarkar (2003) –tal cual aparecen en la tabla 3 de su publicación–, agregando a "Santa Rosa" como el yacimiento nº 19 (tabla 9.3).

Figura 9.10. [*página anterior*] Diagramas composicionales para comprobar la influencia del hidrotermalismo en la génesis de las mineralizaciones de Fe propuestos por: **a-h)** Josso *et al*. (2017) y **i)** Boström (1973). Los campos definidos con líneas grises son aproximaciones realizadas a partir de los datos de los autores. Se representan únicamente los análisis lineales (los puntuales se han omitido, pues proporcionan los mismos resultados y ofrecen menor variabilidad). Leyenda de todos los diagramas en la figura a.

Tabla 9.3. Tabla resumen de los 18 yacimientos y las 81 variables geológicas propuestas por Roy & Sarkar (2003). En verde y con un "1" se indican aquellas variables geológicas que se cumplen en cada uno de los tipos de yacimientos, que son: BIF tipo Lago Superior asociado a taconita (A), BIF tipo Lago Superior asociado a itabirita (B), BIF tipo Algoma (C), *ironstone* oolítico tipo Minette (D), *ironstone* oolítico tipo Clinton (E), tipo Kiruna (F), tipo Taberg (G), tipo Lahn-Dill (H), tipo Bilbao (I), tipo Magnitnaya (J), tipo Conakry (K), magmático (L), contacto-metasomático (M), hidrotermal (N), marino-sedimentario (O), continental-sedimentario (P), costra de meteorización (Q) y metamórfico (R). En la última fila se añaden los valores dados a "Santa Rosa" en este estudio.

	Variables																																						
Yacimientos	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
A	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1
B	0	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
C	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
D	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
E	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
F	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	1
G	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1
H	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
I	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0
J	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	0	0	1	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0
L	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
M	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	1	1	0	0	1	0	0	0
N	0	1	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0
O	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0
P	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Q	0	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	
R	1	1	0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Santa Rosa	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1

	Variables																																						
Yacimientos	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81
A	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1
B	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1
C	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
D	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0
E	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	1
F	0	0	1	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
G	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0
H	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0
I	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
J	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	1	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
L	0	0	1	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M	0	0	0	0	0	1	1	0	1	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
N	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
O	0	0	0	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1
P	1	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
Q	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	1	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
R	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
Santa Rosa	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0

El listado de las 81 variables geológicas empleadas se define a continuación:

1 Edad arcaica
2 Edad proterozoica
3 Edad fanerozoica
4 Naturaleza intrusiva
5 Naturaleza exhalativa
6 Naturaleza sedimentaria
7 Naturaleza hidrotermal
8 Metamorfizado
9 Concentración residual
10 Producto de meteorización
11 Meteorización en clima tropical
12 Asociación con cinturón de rocas verdes
13 Asociación con rocas ígneas máficas
14 Asociación con rocas ígneas félsicas
15 Asociación con rocas ultramáficas
16 Asociación con rocas volcánicas menores
17 Asociación con rocas volcánicas mayores
18 Asociación con sílex mayor
19 Estrato volcánico subyacente
20 Estrato volcánico suprayacente
21 Estrato sedimentario subyacente
22 Estrato sedimentario suprayacente
23 Roca huésped caliza
24 Asociación con pórfido de apatita
25 Asociación con minerales de skarn
26 Otras rocas huésped
27 Gran extensión lateral
28 Extensión lateral limitada
29 Depósito de veta
30 Depósito masivo
31 Depósito tipo manto
32 Cuerpo de mena de forma irregular
33 Cuerpo de mena en forma de lente
34 Cuerpo tanto estratiforme como de tipo veta
35 Zonas de fractura en rocas huésped
36 Alteraciones en la roca de caja
37 Presencia de extensión oolítica
38 Ausencia de textura oolítica
39 Textura granular
40 Textura masiva

41 Textura laminada
42 Hematites especular con bandas alternas de cuarzo granular
43 Intercrecimiento de apatita en magnetita
44 Presencia de capas de lutita piritosa
45 Presencia de minerales detríticos
46 Magnetita como mineral de mena principal
47 Titano-magnetita como mineral principal
48 Hematites como mineral de mena principal
49 Ilmenita como mineral de mena principal
50 Siderita y ankerita como minerales de mena principales
51 Limonita como mineral de mena principal
52 Pirita menor y calcopirita
53 Siderita menor
54 Presencia de siderita y chamosita
55 Presencia de apatita y piroxenos
56 Presencia de apatita y tremolita
57 Metamorfismo de bajo grado
58 Metamorfismo de grado medio
59 Metamorfismo de alto grado
60 La mena es blanda
61 La mena es dura
62 La mena es fosilífera
63 La dureza de la mena disminuye hacia abajo
64 La mena está intercalada con lutita, caliza y arenisca
65 La mena es porosa y de color marrón
66 El contenido de agua aumenta hacia abajo
67 Contenido muy bajo de TiO2 (<0,5%)
68 Alta cantidad de TiO2
69 Alto contenido de fósforo
70 Bajo contenido de fósforo
71 Alta ley de mena
72 Media ley de mena
73 Baja ley de mena
74 Bajo Fe (≤35%) en mena dura
75 Alto Fe (≥50%) en mena blanda
76 Alto contenido de carbonatos (≥20%) en mena dura
77 Bajo contenido de carbonatos (≤5%) en mena blanda
78 Alto contenido de vanadio
79 Estratificación gradada
80 Estratificación cruzada
81 Ripple marks

Una vez hecho esto, se asignaron valores binarios a dicha tabla, estableciendo el valor "1" para todas aquellas variables que se cumplen en un tipo de yacimiento y el valor "0" para las que no –según determinan Roy & Sarkar (2003)– y dándole los valores correspondientes a "Santa Rosa" (tabla 9.3). De este modo, cada fila de la tabla (cada yacimiento) quedaba definida por una serie de variables binarias, pudiendo considerarse, matemáticamente hablando, como un punto situado en un espacio de tantas dimensiones como variables hay (es decir, 81 dimensiones). A continuación, se procedió a estimar cuáles eran los yacimientos más parecidos a "Santa Rosa", utilizando para ello la fórmula de la distancia euclidiana:

$$d_E(P,Q) = \sqrt{(p_1 - q_1)^2 + (p_2 - q_2)^2 + \cdots + (p_n - q_n)^2} = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} (p_i - q_i)^2}$$

donde P es "Santa Rosa", Q el yacimiento de referencia con el que se lo está comparando, y p_n y q_n los valores binarios para una determinada variable de ambos yacimientos. Los resultados para este cálculo se recogen en la tabla 9.4:

Tabla 9.4. Tabla de los resultados obtenidos en el cálculo de la distancia euclidiana para los 18 yacimientos propuestos por Roy & Sarkar (2003), utilizando para ello los valores binarios asignados (tabla 9.3) a las 81 variables geológicas establecidas por dichos autores. A menor distancia, mayor similitud.

Yacimiento	*Distancia Euclidiana*
Santa Rosa	0
D	4.12310563
E	4.12310563
C	4.47213596
P	4.5825757
O	4.69041576
I	4.89897949
G	5
H	5
K	5.09901951

Yacimiento	*Distancia Euclidiana*
Q	5.19615242
N	5.19615242
J	5.19615242
R	5.19615242
F	5.19615242
L	5.29150262
B	5.38516481
A	5.38516481
M	5.47722558

A partir de este sencillo cálculo estadístico, puede verse cómo los yacimientos más similares a "Santa Rosa" son los *ironstone* oolíticos –tanto los de tipo Minette (D) como los de tipo Clinton (E)–, los BIF de tipo Algoma (C), los yacimientos continentales-sedimentarios (P) y los marinos-sedimentarios (O), todos ellos de origen sedimentario. Teniendo en cuenta únicamente dichos tipos de yacimiento, se determinaron las variables geológicas que mejor definen esta ordenación mediante el cálculo de la frecuencia en que esta variable es "1" en "Santa Rosa", utilizando para ello la expresión:

$$\text{Frecuencia} = \frac{\sum(\text{valor 1 en los yacimientos similares})}{\text{Número de yacimientos similares}\ (6)}$$

de tal modo que los valores próximos o iguales a "1" pueden ser considerados como características clave (en la tabla 9.5 se recogen los resultados obtenidos).

Tabla 9.5. Tabla de los resultados obtenidos en el cálculo de frecuencia de cada una de las 81 variables geológicas propuestas por Roy & Sarkar (2003), ordenadas de mayor a menor. Los valores en negrita son todos aquellos en los que el valor de "Santa Rosa" es "1" en la tabla 9.3.

Variable	Frecuencia	Variable	Frecuencia	Variable	Frecuencia	Variable	Frecuencia
3	**0.833333333**	33	0.333333333	17	0	32	0
6	**0.833333333**	56	0.166666667	16	0	31	0
48	**0.833333333**	65	0.166666667	15	0	2	0
60	0.833333333	**67**	**0.166666667**	14	0	42	0
62	**0.666666667**	70	0.166666667	4	0	43	0
45	**0.666666667**	51	0.166666667	66	0	29	0
79	0.5	74	0.166666667	13	0	46	0
28	**0.5**	76	0.166666667	69	0	26	0
71	**0.5**	77	0.166666667	8	0	36	0
37	0.333333333	**40**	**0.166666667**	12	0	49	0
44	**0.333333333**	39	0.166666667	11	0	25	0
50	0.333333333	38	0.166666667	19	0	24	0
54	**0.333333333**	1	0.166666667	73	0	52	0
22	**0.333333333**	41	0.166666667	5	0	53	0
21	**0.333333333**	30	0.166666667	10	0	55	0
61	**0.333333333**	**23**	**0.166666667**	9	0	20	0
81	0.333333333	27	0.166666667	72	0	57	0
63	**0.333333333**	**7**	**0.166666667**	35	0	58	0
64	**0.333333333**	18	0.166666667	59	0		
75	**0.333333333**	78	0	47	0		
80	0.333333333	68	0	34	0		

Así, puede verse que las siete variables que mejor ajustan la ordenación de la tabla 9.4 son las siguientes: 3 (edad fanerozoica), 6 (naturaleza sedimentaria), 48 (hematites como mineral de mena principal), 62 (la mena es fosilífera), 45 (presencia de minerales detríticos), 28 (extensión lateral limitada) y 71 (alta ley de mena).

9.1.2.2.6.- Consideraciones finales sobre el origen sedimentario del hierro

Si bien la mineralización de "Santa Rosa" es y conserva rasgos propios de un origen sedimentario, la geoquímica de la mineralización parece señalar una influencia hidrotermal en la misma. Este hidrotermalismo, que sería coetáneo con el depósito del hierro, habría de ser entendido como un aporte hidrotermal a la cuenca de depósito, el cual se mezclaría con el agua marina. Las temperaturas estimadas para estos fluidos hidrotermales oscilarían entre los 200-300 °C en base a las anomalías del Eu y las relaciones Y/Ho, Eu/Sm y Sm/Yb calculadas (figuras 9.9a-c).

Un hidrotermalismo de estas características, coetáneo con la sedimentación, encajaría dentro del contexto geológico del *rift* AOMNA (Álvaro *et al*., 2024). La fragmentación durante el Marianiense de las plataformas carbonatadas en *horsts* y (semi)*grabens*, con hundimientos e inclinaciones de bloques, y desarrollo de grandes fallas extensionales, propiciaría la circulación de fluidos hidrotermales durante el depósito de la Fm. Dolomías de Ribota, lo que a su vez causaría cambios en el quimismo de las aguas, que podrían favorecer la precipitación del hierro.

Mayoral *et al*. (2020), que estudian la Regresión Cerro del Hierro, analizan las mineralizaciones de hematites de apariencia estratiforme del Cerro del Hierro (Zona de Ossa-Morena), a las que se les atribuye una génesis por lateritización (aunque el origen del hierro no está claro). Este yacimiento, que arma cronológicamente en el Ovetiense superior, está próximo en edad a "Santa Rosa" (a la que se le atribuye una edad Marianiense inferior), y es correlacionable con eventos regresivos en todo el mundo: Inglaterra (regresión Woodlands; Brasier, 1985, 1995), Cerdeña (regresión Cerro del Hierro; Pillola *et al*., 1995), Australia (Disconformidad Flinders; James & Gravestock, 1990; Betts *et al*., 2017) y Sudamérica (Astini & Vaccari, 1996). Que este depósito quede recubierto por facies marinas profundas como consecuencia de una fase de *rifting* en la Zona de Ossa-Morena (Liñán & Quesada, 1990) se antoja similar a la interpretación que puede hacerse para "Santa Rosa" a la luz de los nuevos datos.

El hecho de que no se hayan encontrado en toda la zona de estudio rocas alteradas por metamorfismo, ni texturas o fases minerales metamórficas, sugiere que (al menos) en las proximidades del yacimiento no tiene cabida la existencia de ningún plutón o intrusión magmática que pudiese haber actuado como fuente del hierro cerca de la superficie. Del mismo modo, no se han reconocido grandes filones de hierro ni tampoco reemplazamiento masivo de carbonatos, por lo que "Santa Rosa" no solo sería un depósito sedimentario, sino que el área fuente del hierro seguramente estuviese emplazada (al menos) a cierta distancia del yacimiento.

La clasificación realizada exclusivamente en base a los rasgos geológicos propuestos por Roy & Sarkar (2003) parece apuntar hacia los *ironstone* oolíticos, los BIF de tipo Algoma y los yacimientos sedimentarios continentales y marinos como los yacimientos más probables para explicar el depósito de "Santa Rosa". Aunque "Santa Rosa" no es una formación de hierro bandeada al uso, y pese a que no se ajusta a la definición formal de los *ironstone* oolíticos, podría tratarse de un yacimiento con una génesis mixta desarrollado en un ambiente marino-litoral y unas condiciones de energía y aportes detríticos variables, que, en conjunto, afectarían al quimismo del agua marina y, por ende, a las condiciones redox del medio.

Geoquímicamente se ha visto que el yacimiento comparte ciertas similitudes con los depósitos BIF de tipo Algoma, rasgos que también se han reportado en otros

yacimientos de hematites del Cámbrico inferior en China (Li *et al*., 2018), para los que se atribuyen condiciones de anoxia, con estratificación de las aguas dentro de las cuencas y unas condiciones oceánicas redox heterogéneas (Li *et al*., 2010a; Jin *et al*., 2016). Aunque "Santa Rosa" no es un BIF, la presencia de microbialitos sugiere un origen probablemente similar, quizás biogénico, influenciado por un aporte hidrotermal relacionado, muy posiblemente, con la apertura del *rift* AOMNA.

9.1.2.3.- Especie precursora de la hematites

9.1.2.3.1.- Texturas biogénicas

Todas las texturas biogénicas (o susceptibles de serlo) han sido halladas dentro de la mineralización de hematites (la mayoría dentro de la ZMI), de lo que se deduce que las texturas originales de los sedimentos carbonatados se perdieron durante la dolomitización a lo largo de la diagénesis. Así mismo, en la transformación de la fase de hierro precursora a hematites se preservaron un gran número de texturas presumiblemente biogénicas, algunas con un elevado nivel de detalle. Entre estas texturas biogénicas se han reconocido:

- Moldes fósiles micrométricos similares a caparazones (*shelly-like fossils*) –aunque su clasificación no ha sido posible– (figuras 7.27a-c). La distribución y ordenación de estos restos fósiles no es en posición de vida, por lo que seguramente se trate de una acumulación de restos de caparazones.
- Moldes poligonales, en muchos casos regulares, de cinco y seis lados (figuras 7.28a-d). Dados los hábitos pentagonales regulares que presentan algunos de los ejemplares (impropios de fases cristalinas inorgánicas) y dadas las similitudes composicionales con los *shelly-like fossils*, es posible que estos polígonos puedan ser el molde esqueletal de algún organismo. La coexistencia de formas penta- y hexagonales en las mismas muestras induce, además, a pensar que ambas formas sean moldes de un mismo tipo/grupo de organismos, si bien no se ha encontrado nada similar en la bibliografía consultada (¿equinodermos?).
- Oncolitos, principalmente esferoidales, aglomerados unos junto a otros (figuras 7.29c-g), y texturas de apariencia coloidal bandeada (figuras 7.33a-f). En todos los casos se reconoce una laminación interna, más o menos evidente dependiendo del tamaño de las partículas de hematites y del pulido diferencial, por lo que se entiende que tienen un mismo origen –las esferulitas halladas en la ZMS (figuras 7.24a-b) podrían clasificarse dentro de este grupo–. Es en estas texturas coloidales donde aparecen las *mud cracks* descritas para la mineralización de hematites, lo que implica un proceso de deshidratación subaérea.

  El parecido de algunas de las texturas reconocidas –y, en particular, las que se muestran en las figuras 7.33d-e– con las texturas arborescentes "*similares a paisajes*" de las calizas de Cotham (Hamilton, 1961; Mayall & Wright, 1981; entre otros), muy empleadas como elemento decorativo en arquitectura, es más que evidente (figuras 9.11a-b). Estas calizas, cuya génesis se asocia con microbialitos en medios marinos o lagunares salobres, comparten con las dolomías de Ribota un origen sedimentario aparentemente muy similar, por lo que las texturas dendríticas halladas

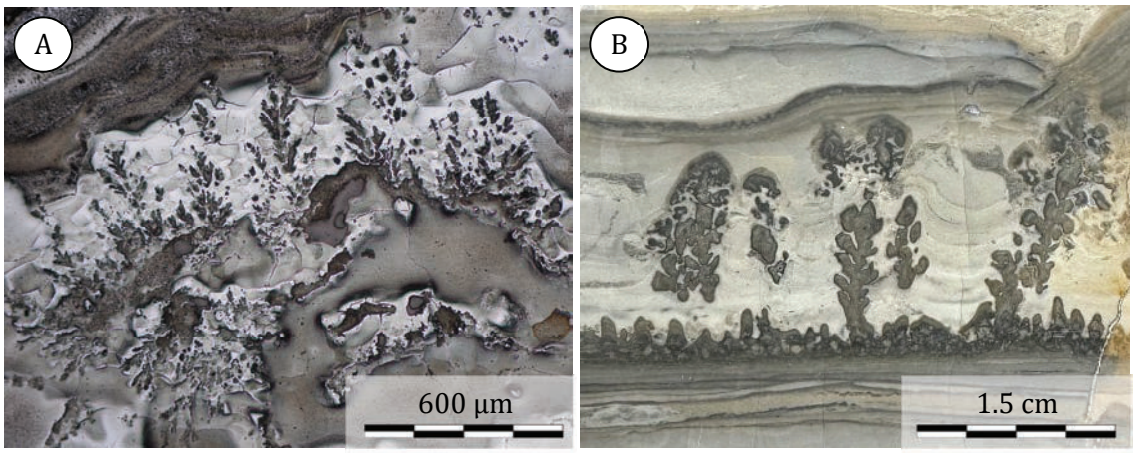


Figura 9.11. **a)** Ampliación de las texturas arborescentes vistas en la figura 7.33e. **b)** Fotografía de un ejemplar de textura "*similar a paisaje*" de las calizas de Cotham (Fossils-UK, s.f.). En ambas figuras pueden reconocerse unas siluetas dendríticas muy similares entre sí, que crecen deformando los materiales bandeados suprayacentes.

dentro de la hematites podrían ser fruto de la actividad bacteriana. Así mismo, estas peculiares morfologías recuerdan a las de los fósiles de *Epiphyton*, una estructura microbiana asociada, bien con cianobacterias (Riding & Voronova, 1984), o bien con una mezcla de microorganismos fotosintéticos y quimioautótrofos que aparecen en asociación con estructuras microbialíticas (Riding, 2000).

En este grupo podría incluirse la textura bandeada de hematites y carbonato de la ZM (figuras 7.35a-e), en la que hay un abundante desarrollo de formas de aspecto hojoso-arborescente completamente constituidas por hematites. Los rasgos del propio bandeado recuerdan a un relieve topográfico, que parece extenderse desde arriba en el centro de la imagen hasta abajo a la derecha en las figuras 7.35a-b (las bandas de hematites, más finas que las de carbonato, se asemejan a las curvas de nivel). Por su parte, las texturas hojosas parecen permanecer en posición de vida, creciendo radialmente desde las zonas "de valle", emplazadas a ambos lados de dicho relieve topográfico. La relación entre estas texturas dendríticas y el bandeado puede apreciarse en gran detalle en las figuras 7.35c-e, donde queda claro que las bandas de hematites son claramente previas (estando deformadas e, incluso, rotas por el crecimiento de las texturas hojosas).

Al analizar algunas de las formas dendríticas más pequeñas mediante FE-SEM se reconocieron una serie de características comunes, destacando sobre todas ellas la simetría bilateral –con una columna longitudinal central parcialmente hueca– y la complejidad estructural interna, que sugieren que puedan tratarse de moldes fósiles de organismos.

No se ha encontrado en la bibliografía nada similar, con la excepción del género *Erytholus globosus* sp. nov., un organismo de difícil asignación encontrado en materiales cámbricos limolíticos de color rojizo a grisáceo, en Australia, para los que se interpreta un medio de depósito supramareal (Retallack, 2011); este género es clasificado por este autor dentro del grupo problemático *Vendobionta* (Seilacher, 1992, 2007). Si se colocan los ejemplares encontrados en la posición de vida interpretada por Retallack (2011) para *Erytholus globosus* sp. nov. (figuras 9.12a-b), puede verse que, aproximadamente, el 1/3 superior de cada ejemplar presenta un aspecto más

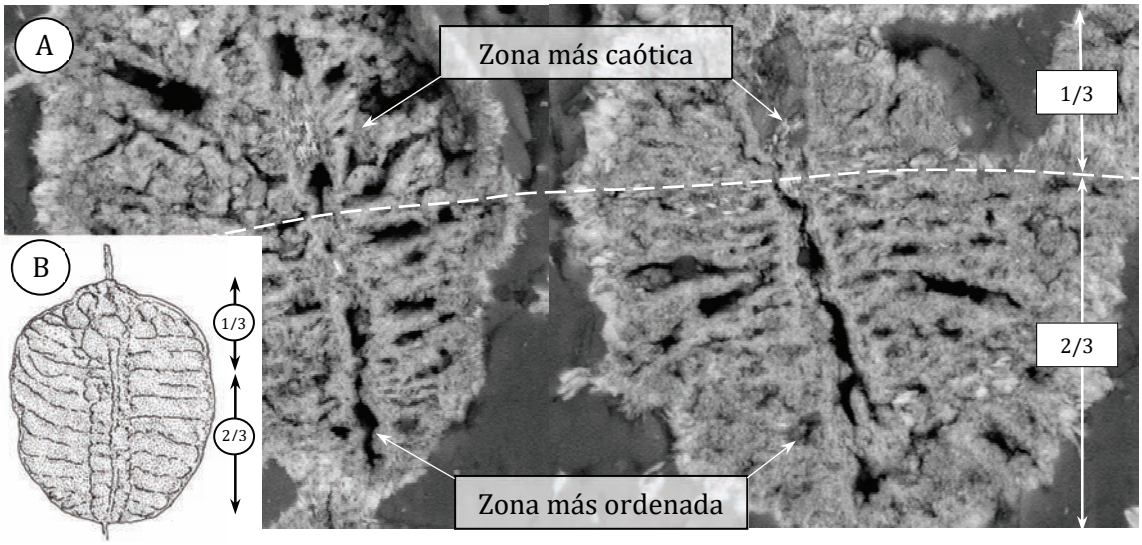


Figura 9.12. **a)** Fotografías obtenidas mediante electrones secundarios (*InLens*) y retrodispersados (*AsB*) de dos de las texturas hojosas (la altura de los ejemplares es de unas 20 µm), ambas dispuestas en la supuesta posición de vida interpretada para el género *Erytholus globosus* sp. nov. (Retallack, 2011). **b)** Dibujo de Retallack (2011) del género *Erytholus globosus* sp. nov. en posición de vida. Comparando ambas figuras pueden verse algunas características en común: una morfología esferoidal, más o menos alargada, con un perímetro bien definido y simetría bilateral. Se identifica una columna longitudinal central (que en las texturas hematíticas está parcialmente hueca) que atraviesa al individuo de extremo a extremo; a ambos lados de dicha columna aparece una serie de cámaras paralelas entre sí, dispuestas ortogonalmente a la columna, y que se extienden hacia los extremos del ejemplar, cerrándose en las proximidades del perímetro. La longitud de la escala es

caótico y menos regular que los 2/3 inferiores, claramente más ordenados, una disposición coincidente a lo observado por este autor.

Sin embargo, en algunos de los ejemplares estudiados por Retallack (2011) se reconoce, por encima y por debajo de la estructura globular, un tallo o columna que habría servido de sostén, la cual está ausente en los ejemplares hallados en la hematites. Además, la principal diferencia entre los fósiles hallados por este autor y los encontrados en las capas de hematites de "Santa Rosa" es el tamaño: mientras que los *Erytholus globosus* sp. nov. australianos tienen un tamaño cercano o superior a 1 cm, los restos fósiles de "Santa Rosa" son micrométricos. El mismo autor argumenta que el género *Erytholus* podría tratarse de algún tipo de alga verde o, si sus ejemplares fuesen de tamaño micrométrico, de algún organismo emparentado con los hongos o con los Amoebozoa (Baldauf, 2003), aunque sigue sin estar claro.

En conclusión, estas texturas arborescentes, de origen aparentemente biogénico, no pueden ser clasificadas dentro de ningún grupo conocido sin llevar a cabo un estudio más exhaustivo de los ejemplares.

- Texturas *flower-like* (figuras 7.29a-b), que como su propio nombre indica, se asemejan visualmente a flores. Por su disposición interna bandeada irregular (que las diferencia claramente del resto de texturas bandeadas encontradas), recuerdan a las micro-columnas estromatolíticas (Salama *et al*., 2012). Sus ubicaciones, próximas siempre a la presencia de oncolitos y otras formas microbialíticas, sugiere un mismo origen.
- Texturas columnares (figuras 7.31a-c) que parecen crecer a partir de geles coloidales bandeados y (alejándose de ellos) pasar lateralmente a oncolitos.

Estas geometrías, con aspecto de lágrimas invertidas, tampoco se han reconocido en la bibliografía consultada; sin embargo, su aparente relación con los oncolitos y los geles coloidales sugiere un origen relacionado (¿microbialito?). Así mismo, algunas de las texturas columnares manifiestan una oquedad longitudinal (figura 7.31c) que recuerda vagamente a los filamentos microbianos (Li & Kusky, 2007).

- Dendrolitos (figuras 7.32a-e) cortados en secciones circulares y ovoidales de tamaño milimétrico, que en algunos casos sirven como base para el crecimiento de pseudomorfos prismáticos de fases minerales no identificables, actualmente reemplazados completamente por hematites masiva.

9.1.2.3.2.- Texturas no biogénicas

Entre las texturas no biogénicas destacan, por sobre todas las demás texturas del yacimiento, la hematites *platy* diseminada, la hematites acicular, la hematites masiva y la hematites reniforme-botroidal. Todas ellas parecen ser texturas de recristalización, constituyendo el grueso de la mineralización del yacimiento y reemplazando a texturas previas (figuras 7.24a-b y 7.26a-c) y/o rellenando huecos y fracturas (figuras 7.18a-f, 7.22a-d y 7.23a-d). En los litotipos no ferruginosos descritos también se ha reconocido con relativa frecuencia la hematites *platy* diseminada y la hematites acicular, rellenando huecos y fracturas, creciendo autigénicamente entre cristales de otras mineralogías, y/o reemplazando parcialmente a minerales previos (piritas cúbicas, sobre todo; figuras 7.14d-e).

Al margen de estas cuatro texturas principales, en la ZMI se han reconocido otras dos texturas (aparentemente) no biogénicas, mucho menos habituales que las anteriores: los pseudomorfos prismáticos de hematites masiva y los cementos –masas de formas irregulares y sin organización interna– de hematites *platy* nanométrica (identificados como "4b" y "5" en las figuras 7.32a-e, respectivamente). La abundancia de ambas texturas se incrementa en aquellas láminas en las que hay presencia de texturas biogénicas, por lo que cabe la posibilidad de que la génesis de todas ellas pueda estar relacionada. Así, es frecuente reconocer a los pseudomorfos creciendo sobre los dendrolitos (figuras 7.32d-e), a veces en disposición de empalizada, otras de forma diseminada, y a los cementos recubriendo a los pseudomorfos y a las texturas biogénicas.

En el caso de los pseudomorfos, es interesante destacar sus similitudes con los *shelly-like fossils* y los moldes poligonales, con una bicapa externa constituida por hematites nanométrica de diferente tamaño cristalino (figura 9.13a). El hueco del cristal original está completamente relleno en todos los casos por hematites masiva de alta reflectividad, en la que se reconoce una exfoliación perpendicular al eje más largo y, por lo general, de dos a tres bandas longitudinales muy marcadas (figuras 9.13a-b), un aspecto que recuerda vagamente al de algunos géneros de diatomeas. En la figura 9.13c se reconoce otro pseudomorfo, con hábito rómbico, pero con la misma exfoliación paralela al eje corto.

Dado que los pseudomorfos conservan características texturales reconocidas en los moldes fósiles, es de suponer que también preserven (al menos, parcialmente) su aspecto original; además, dado su pequeño tamaño (< 400 μm) –y pese a estar considerados en esta memoria como texturas no biogénicas–, pudiera ser que también tuviesen un origen biogénico. Si bien no podrían ser diatomeas (ya

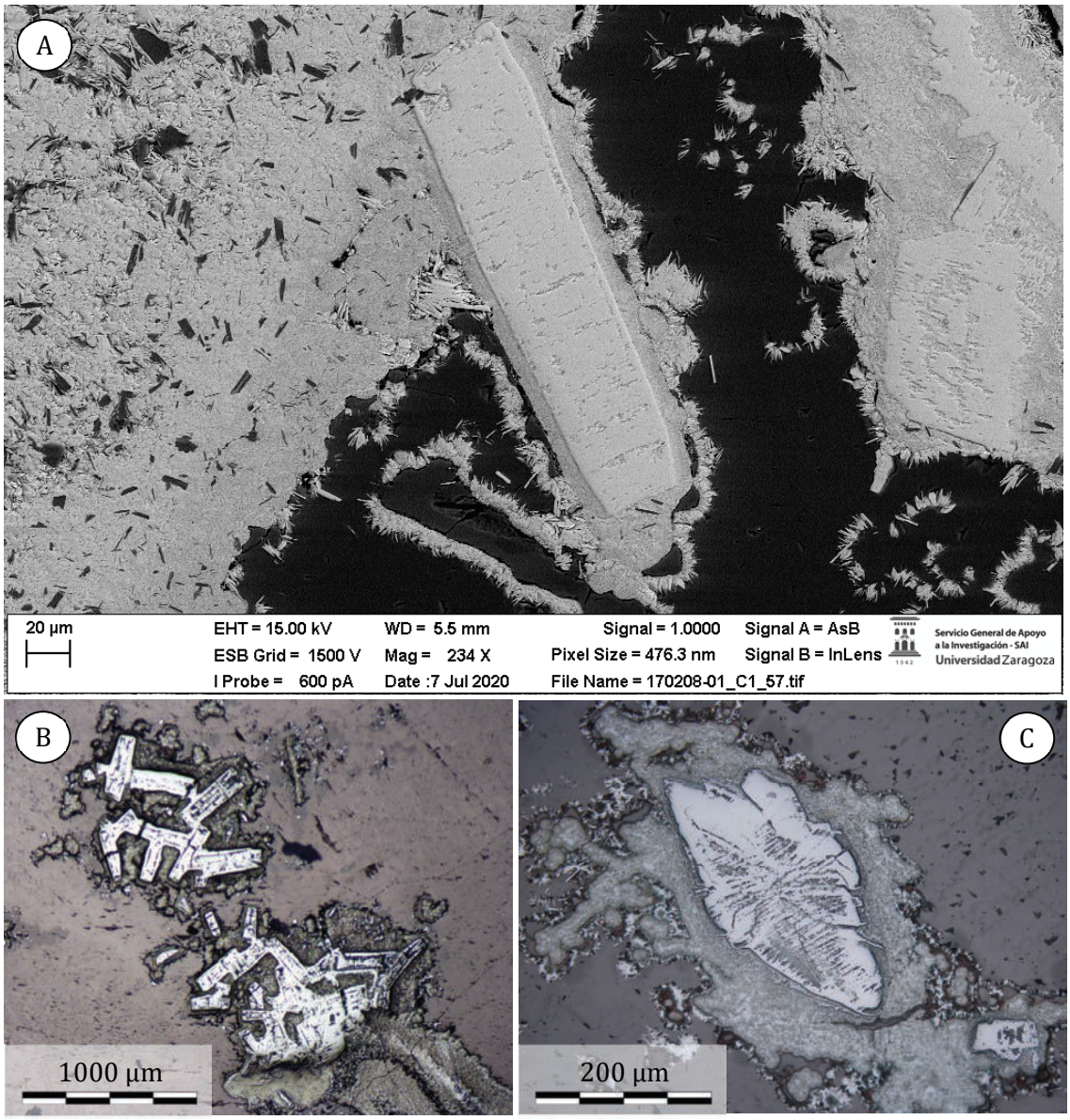


Figura 9.13. Muestra 170208-01. **a)** Imagen obtenida mediante electrones secundarios (*InLens*) y retrodispersados (*AsB*) de un pseudomorfo relleno de hematites masiva. El contorno del mismo está definido por una bicapa de hematites nanométrica bien definida, mientras que en el interior, en la hematites masiva de alta reflectividad, se intuye una exfoliación perpendicular a la cara más larga. **b)** (x4) (LR-NP) Pseudomorfos rellenos de hematites masiva diseminados, sin organización, rodeados completamente por un cemento de hematites nanométrica. **c)** (x20) (LR-NP) Morfología anómala de un pseudomorfo de hematites, en el que se intuyen las mismas características descritas para los pseudomorfos prismáticos (y rodeado, una vez más, por un cemento de hematites nanométrica). El aspecto de los pseudomorfos de la figura b recuerda al de algunos géneros de diatomea.

que estas aparecen, supuestamente, durante el Jurásico Inferior o, quizás, durante el Triásico; Girard *et al*., 2020), no se debe descartar la posibilidad de que se trate de algún organismo unicelular similar.

Geoquímicamente, tanto los pseudomorfos como los cementos son muy similares a los microbialitos analizados (figuras 8.4a-e y 8.5a-n), si bien es cierto que todos los que se han analizado pertenecen a la misma muestra (170208-01), por lo que su composición no debe considerarse determinante para decidir si tienen un origen biogénico o no. Para una mejor clasificación de estas texturas sería necesario llevar a cabo un estudio más exhaustivo de los ejemplares.

9.1.2.3.3.- La ferrihidrita como precursora probable de la hematites

Una de las características texturales más llamativas de la mineralización de hierro de "Santa Rosa" es el tamaño cristalino de las partículas de hematites en todas aquellas texturas sedimentarias, biogénicas y/o de origen dudoso previas a la recristalización. El tamaño es, por regla general, < 1 μm, pudiendo llegar a alcanzar incluso los 50 nm (figura 7.37c). Estas dimensiones tan reducidas, sumadas a una porosidad intercristalina muy variable, favorecieron el pulido diferencial de las propias texturas originales durante la preparación de las láminas delgado-pulidas. Esto permite, por contraste de reflectividad, identificar dichas texturas con relativa facilidad aún incluso cuando se hayan inmersas en texturas más recristalizadas (figuras 7.27a, c y 7.28c, g-h, por citar algunos ejemplos).

Que todos los *shelly-like fossils*, las texturas poligonales y los pseudomorfos estén constituidos por una bicapa de hematites nanométrica de iguales características no puede ser casual, sino que parece responder a un mismo proceso de formación –¿fijación de partículas muy finas de oxihidróxidos de hierro sobre estructuras previas? ¿reemplazamiento?–.

Dado que la actividad microbiana parece haber desempeñado un papel significativo en la formación de muchas de las texturas ferruginosas descritas, es muy posible que los microorganismos causantes de las texturas microbialíticas hubiesen sido organismos fijadores de hierro (Konhauser *et al*., 2002; Planavsky *et al*., 2009; Salama *et al*., 2012).

En la actualidad, las bacterias oxidantes de hierro son ubicuas en ambientes superficiales, incluidos los ambientes de agua dulce (Emerson & Revsbech, 1994; Schieber & Glamoclija, 2007), los drenajes y manantiales ácidos de minas (Casanova *et al*., 1999), los respiraderos hidrotermales (Emerson & Moyer, 2002; Kennedy *et al*., 2003), los sistemas de distribución de agua de pozos contaminados biológicamente (Li *et al*., 2010b) e, incluso, los barnices desérticos (Perry *et al*., 2003); sin embargo, son los gradientes redox del hierro en sistemas acuosos los que pueden proporcionar hábitats ideales para dichas bacterias (Emerson & Revsbech, 1994; Emerson & Moyer, 2002; Kennedy *et al*., 2003).

La oxidación del Fe^{2+} en solución por este tipo de bacterias puede ocurrir mediante la secreción de heteropolisacáridos, que catalizan la hidrólisis y la precipitación de oxihidróxidos de hierro en forma de geles férricos hidratados (Salama *et al*., 2012). Así, la biomineralización del hierro generalmente comienza con la adsorción del Fe^{2+} en los EPS[8] y/o en las vainas bacterianas, que las protegen (Lalonde *et al*., 2010; Petrash *et al*., 2011). De este modo, en las envolturas de las bacterias se generan incrustaciones de hierro (Frankel & Bazylinski, 2003), que pueden llegar a ser completas (Salama *et al*., 2012).

Las bacterias oxidadoras de hierro pueden actuar entonces como sitios de nucleación y simplemente adsorber, mediante sorción activa o pasiva, el Fe^{2+} disuelto en el agua sobre las superficies (aniónicas) celulares y/o las de sus vainas (Konhauser, 1998, 2007; Frankel & Bazylinski, 2003; Langley *et al*., 2009); este proceso genera una lámina de hierro que recubre a la comunidad bacteriana.

---

[8] **N. del A.** – EPS (del inglés, *Extracellular Polymer Substances*). Metabolitos extracelulares microbianos altamente asociados con la función, adaptación y crecimiento de los microorganismos (están constituidos principalmente por proteínas, polisacáridos, ácidos nucleicos, lípidos, etc.).

En respuesta a una baja tasa de precipitación del hierro o a una interrupción de la misma, una nueva biopelícula puede crecer sobre la lámina de hierro, dando lugar a una repetición del ciclo y resultando, en fases sucesivas, en un bandeado alternante de materia orgánica microbiana y oxihidróxidos de hierro.

En los estudios llevados a cabo por Salama *et al*. (2012) en las estructuras estromatolíticas ferruginosas del Eoceno Medio de la depresión de Bahariya (Egipto), estos autores determinaron que las bandas de oxihidróxidos de hierro estaban constituidas principalmente por: [1] ferrihidrita (Fe_2O_3 hidratado, aunque su fórmula sigue en debate; Cudennec & Lecerf, 2006), un oxihidróxido de hierro amorfo de color pardo-amarillento y con un tamaño de partícula nanocristalino; y [2] por goethita (FeO(OH)), resultado de la recristalización diagenética de la ferrihidrita. Estos mismos autores mencionan explícitamente que, ya sea por deshidratación continua de la goethita (Gehring, 1989), o bien como un producto de alteración de la ferrihidrita por reordenamiento y pérdida de agua (Cornell *et al*., 1989), puede formarse hematites.

El tamaño nanométrico de los cristales de hematites que conforman las texturas biogénicas, los geles coloidales, los cementos y los pseudomorfos identificados dentro de la mineralización de "Santa Rosa" sugiere que la fase precursora pudiera ser la ferrihidrita, muy habitual en su forma nanocristalina en medios naturales (Jambor & Dutrizac, 1998; Michel *et al*., 2007). Esto podría ser así ya que, durante la oxidación de hierro en medios acuosos naturales, la ferrihidrita suele ser la primera fase mineral que precipita durante la hidrólisis (Schwaminger *et al*., 2017), tal y como se observa en los estromatolitos eocenos estudiados por Salama *et al*. (2012). Las partículas de esta fase mineral amorfa presentan una reactividad extrema –debido a la elevada energía superficial asociada a su tamaño nanométrico (Hiemstra, 2018)–, hasta un orden de magnitud mayor que los óxidos que se disponen en macroagregados, lo que facilita su transformación en otras fases minerales (Tosco *et al*., 2012; Soltis *et al*., 2016; Jiang *et al*., 2018).

Según diversos autores (Liu *et al*., 2004; Cudennec & Lecerf, 2006; Soltis *et al*., 2016; Jiang *et al*., 2018; entre otros), la ferrihidrita, que es metaestable (Michel *et al*., 2007), puede transformarse a hematites mediante:

- Recristalización en estado sólido (figura 9.14a): Esta transición es posible dadas las similitudes estructurales entre la ferrihidrita y la hematites, siendo favorecida a temperaturas > 90 °C (Liu *et al*., 2004; Cudennec & Lecerf, 2006).
- Disolución-precipitación (figura 9.14b): Este proceso implica la disolución parcial de la ferrihidrita y la posterior nucleación y crecimiento de cristales de hematites, algo que ocurre más eficientemente en presencia de agua y a temperaturas elevadas (Liu *et al*., 2004).

Si bien ambos mecanismos de transformación son perfectamente compatibles y podrían acontecer de forma simultánea, la importancia de un proceso u otro variará atendiendo a las condiciones ambientales presentes –pH, temperatura, catalizadores, etc.– (Chernyshova *et al*., 2007; Ray *et al*., 2013; Lin *et al*., 2014; Schwaminger *et al*., 2017). La temperatura, por ejemplo, acelera la reacción, de modo que en la transformación ferrihidrita a hematites esta aceleración puede ser muy significativa a una Tª > 50 °C, pudiendo aparecer cristales de hematites perfectamente formados en cuestión de unas horas a temperaturas cercanas a los 100 °C (Liu *et al*., 2004; Schwaminger *et al*., 2017).

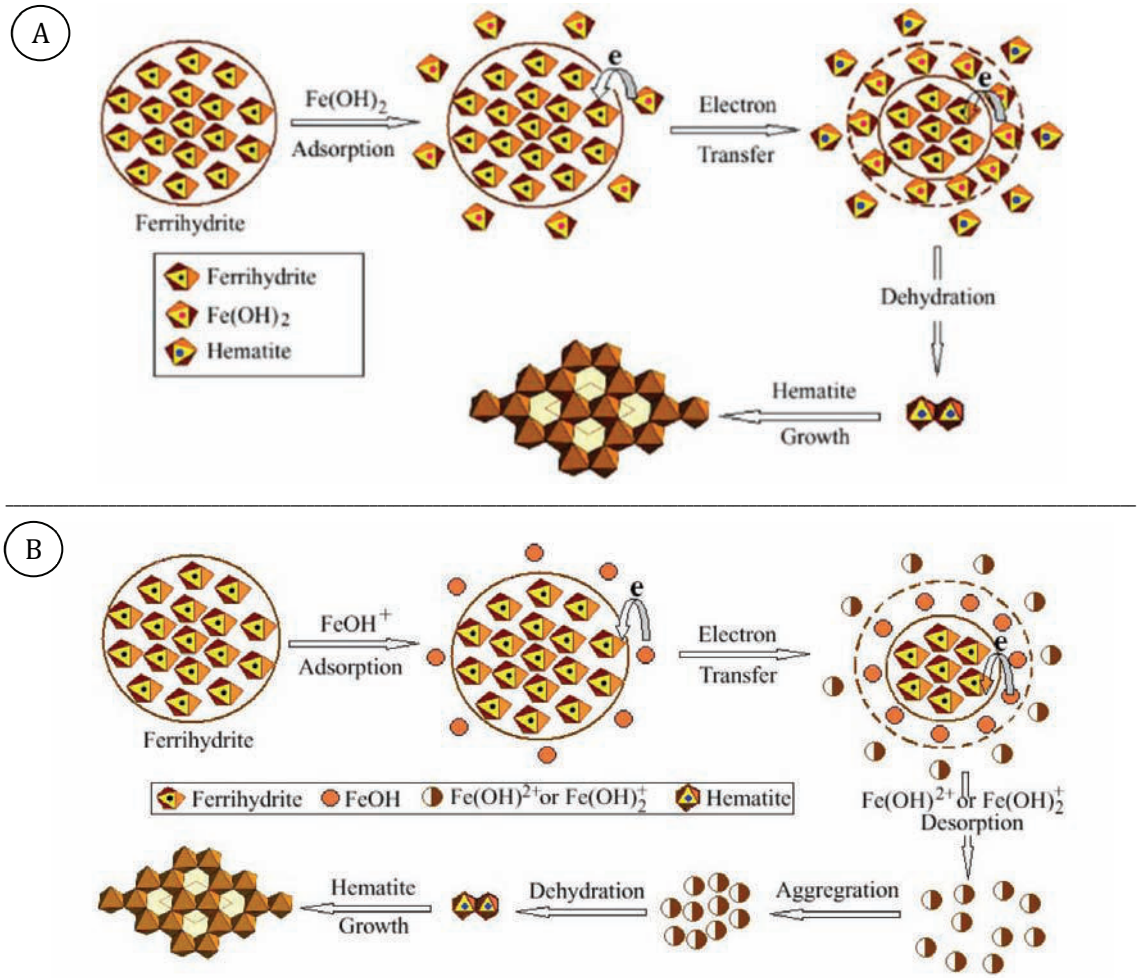


Figura 9.14. **a)** Esquema del proceso de transformación ferrihidrita a hematites mediante el mecanismo de transformación en estado sólido propuesto por Liu *et al*. (2004). En este esquema se explica cómo, sobre la ferrihidrita superficial, se adsorben moléculas de $Fe(OH)_2$, a partir de las cuales se produce la transferencia electrónica hacia la ferrihidrita. Este intercambio de electrones transforma al $Fe(OH)_2$ en hematites y a la ferrihidrita superficial en $Fe(OH)_2$, que a su vez intercambiará electrones con la ferrihidrita adyacente, en un proceso que continúa hasta que la ferrihidrita se agota completamente. La deshidratación posterior favorece el crecimiento y recristalización de la hematites. **b)** Esquema del proceso de transformación ferrihidrita a hematites mediante mecanismos de disolución-precipitación propuesto por Liu *et al*. (2004). En él se explica cómo, sobre la superficie de la ferrihidrita, se adsorbe $Fe(OH)^+$, a partir del cual tiene lugar una transferencia electrónica hacia la ferrihidrita. Debido a este intercambio electrónico, la ferrihidrita superficial se transforma en $FeOH^+$ y el $FeOH^+$ original pasa a $Fe(OH)^{2+}$ y/o $Fe(OH)_2^+$, que se libera al medio (este proceso continúa hasta que toda la ferrihidrita se transforma). Las moléculas de $Fe(OH)^{2+}$ y/o $Fe(OH)_2^+$ liberadas se agregan y cristalizan de nuevo por deshidratación, formando cristales de hematites.

Atendiendo a Cudennec & Lecerf (2006) y Soltis *et al*. (2016), entre otros, esta transformación también se ve favorecida con pH neutro a ligeramente ácido (pH = ~5-7), mientras que en medios más alcalinos (pH > 8) o más ácidos (pH = 2-5), la transformación tiene como resultado la formación de goethita –que puede, a su vez, pasar posteriormente a hematites–; no obstante, a Tª > 50 °C, también se forma hematites pese a que el pH > 9 (Das *et al*., 2010).

Además, en presencia de trazas de Fe^{2+}, no solo se acelera la disolución de la ferrihidrita, sino que también lo hace su transformación a hematites, tanto por disolución-precipitación como por recristalización en estado sólido (Liu *et al*., 2004). Así mismo, la presencia de materia orgánica disuelta en el agua también afecta a la

velocidad de dicha transformación, aunque su influencia todavía no está clara (Sheng *et al*., 2020).

El buen estado de preservación de algunas texturas sedimentarias (como los geles coloidales con texturas arborescentes o las *mud cracks*) y de algunas de las texturas biogénicas descritas sugiere un proceso de transformación de ferrihidrita a hematites capaz de conservar las texturas originales. Dado que los procesos de disolución-precipitación tienden a borrar o modificar las texturas previas, mientras que la recristalización en estado sólido tiene una mayor capacidad para preservarlas, parece más probable que la transformación del fango de ferrihidrita original a hematites tuviese lugar, preferentemente, mediante una recristalización en estado sólido.

9.1.2.3.4.- Fraccionamiento isotópico del oxígeno

De entre los óxidos y oxihidróxidos de hierro, parece que la hematites es (de forma casi exclusiva) la fase mineral predominante durante el Precámbrico, mientras que la goethita se encuentra distribuida predominantemente durante el Paleozoico. Galili *et al*. (2019), aunque no descartan la posibilidad de que la hematites precámbrica fuese producto de la transformación de goethita, sugieren –desde un punto de vista petrográfico, geoquímico y de evolución ambiental– que la formación de una u otra especie mineral se produciría como consecuencia de variaciones en la química del agua marina y en las vías de estabilidad y formación de los óxidos de hierro preservados en el registro sedimentario.

Así, según Galili *et al*. (2019), durante el Precámbrico e inicios del Paleozoico, dado que los niveles atmosféricos de O_2 eran más bajos que los actuales, se habría promovido una composición del agua marina rica en Fe^{2+} (Holland, 1984; Siever, 1992). Bajo estas condiciones, es de esperar la formación y estabilización de filosilicatos de hierro (Rasmussen *et al*., 2013; Tosca, 2016), lo que favorecería la presencia de hematites, tanto como producto del envejecimiento diagenético temprano de oxihidróxidos férricos metaestables –ferrihidrita– (Schwertmann, 1988) como por la oxidación de dichos filosilicatos de hierro.

Según Clayton & Epstein (1961), una fase sólida que cristaliza en equilibrio local con un fluido adquiere una firma isotópica que depende de la composición isotópica global del sistema, la naturaleza química y las proporciones relativas del fluido y de otras fases sólidas presentes, y la temperatura del sistema. Tanto la goethita como la hematites adquieren sus relaciones $^{18}O/^{16}O$ durante sus respectivas formaciones a partir de precursores como la ferrihidrita (Yapp, 1987; Bao & Koch 1999); sin embargo, una vez formadas, ambas fases minerales son resistentes al intercambio de isótopos de oxígeno (Becker & Clayton 1976; Yapp, 2001), por lo que ya no experimentan fraccionamientos isotópicos acusados. Así, a partir de la composición isotópica medida en la hematites (que no habría de ser muy diferente de la de la ferrihidrita original) puede estimarse la composición isotópica del fluido mineralizador.

Existen diversas curvas experimentales o calculadas para determinar el fraccionamiento isotópico del oxígeno en las fases mineral-agua para la hematites (Clayton & Epstein, 1961; Zheng, 1998; Bao & Koch, 1999; Yapp, 1990; Galili *et al*., 2019; entre otros), aunque actualmente aún no hay consenso sobre cuál de ellas se ajusta mejor al fraccionamiento isotópico en muestras naturales (Yapp, 2001). Para este estudio se decidió emplear la fórmula de Galili *et al*. (2019), puesto que estos

autores logran determinar la baja influencia de la temperatura en el fraccionamiento isotópico del oxígeno en las fases mineral-agua de la hematites. Debido a esto, se pueden atribuir los cambios en el $\delta^{18}O$ de estos óxidos de hierro a cambios en la composición isotópica de las soluciones hospedantes antes que a la temperatura de formación o a la influencia de la diagénesis por enterramiento.

Tal y como se menciona en el "***Capítulo VIII – Geoquímica***", al no disponer de otras herramientas para determinar con precisión la temperatura de formación de la mineralización de hierro, se ha elaborado una tabla de resultados determinando $\delta^{18}O_{Aq}$ en función de un amplio rango de temperaturas (0-400 °C) y de los valores máximos y mínimos de $\delta^{18}O_{Hm}$ medidos para cada una de las texturas/muestras estudiadas (tabla 8.10). Así, para una temperatura de 0 °C, la diferencia entre $\delta^{18}O_{Hm}$ y $\delta^{18}O_{Aq}$ normalizados a VSMOW es de +3.85 ‰, mientras que para una temperatura de 400 °C lo es de tan solo -5.51 ‰.

Se ha propuesto que la temperatura media de las aguas oceánicas durante el Cámbrico inferior podría oscilar en torno a los 60 °C (Wenzel *et al*., 1996; Veizer *et al*., 1999; Jaffrés *et al*., 2007; Prokoph *et al*., 2008; Trotter *et al*., 2008; Elrick *et al*., 2011; Veizer & Prokoph, 2015; Zhang *et al*., 2015), muy por encima del límite térmico de 38 °C de los invertebrados modernos. Si los valores de $\delta^{18}O$ empleados para el cálculo reflejan un aumento en la alteración diagenética de las rocas más antiguas, cambios seculares en la composición isotópica del oxígeno en los océanos antiguos, o temperaturas originalmente más altas del agua de mar en el pasado, sigue siendo un tema de debate (Wotte *et al*., 2019).

Algunos autores calculan una temperatura media del agua marina en las zonas ecuatoriales de entre 35 ± 12 °C y 41 ± 12 °C durante la Explosión Cámbrica (Wotte *et al*., 2019), mientras que para zonas de paleolatitudes de entre 65-70° S se estiman unos 20-25 °C hace unos 514-509 millones de años (Hearing *et al*., 2018). Todas estas temperaturas se sitúan muy por debajo de esos 60 °C, pero serían suficientes como para que la ferrihidrita se empezase a transformar en hematites (la transformación puede tener lugar a partir de los 4 °C; Schwertmann, 1988).

Según Wotte *et al*. (2019), si se asume que la composición isotópica del oxígeno en el agua del mar ha permanecido constante a lo largo de la historia de la Tierra, se puede estimar que el $\delta^{18}O$ del agua marina durante el Cámbrico inferior se situaría entre -1.4 ‰ y -1 ‰ VSMOW. Así, teniendo en cuenta estos valores, se podría inferir la temperatura de formación de la ferrihidrita empleando la misma fórmula de Galili *et al*. (2019) y asumiendo que se hubiese alcanzado el equilibrio isotópico entre los fluidos hidrotermales y el agua marina (es decir, aquellos valores de temperatura para los que $\delta^{18}O_{Aq}$ = -1 ‰ y -1.4 ‰ VSMOW).

En la figura 9.15a se muestran las curvas de fraccionamiento calculadas mediante Galili *et al*. (2019) para las texturas microbialíticas –consideradas como texturas originales del sedimento ferruginoso–, obteniendo los siguientes rangos de temperatura: 136.6-179.9 °C ($\delta^{18}O_{Aq}$ = -1 ‰) y 121.5-161.5 °C ($\delta^{18}O_{Aq}$ = -1.4 ‰). Dado que estos valores están por encima de los 122 °C considerados como la máxima temperatura registrada para un organismo vivo (Takai *et al*., 2008), y que los microbialitos parecen ser los organismos fijadores del hierro, es de suponer que estos valores no son del todo correctos.

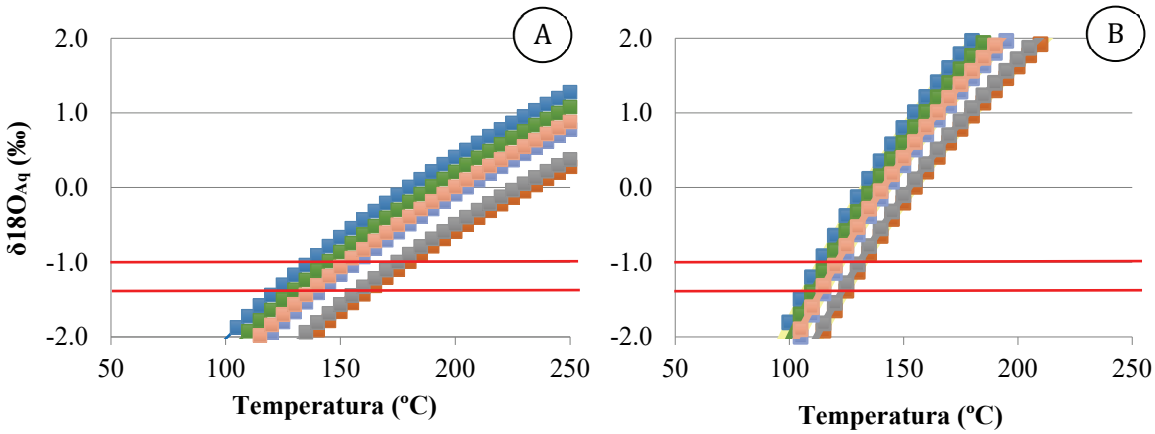


Figura 9.15. Temperatura de equilibrio vs $\delta^{18}O$ del fluido mineralizador para las texturas microbialíticas. Las curvas de fraccionamiento han sido calculadas utilizando las ecuaciones de: **a)** Galili *et al*. (2019) y **b)** Yapp (1990). En líneas rojas se señalan $\delta^{18}OAq$ = -1 ‰ y -1.4 ‰ VSMOW del equilibrio isotópico con el agua marina.

Para intentar contrastar los resultados obtenidos, se ha empleado la fórmula del fraccionamiento isotópico del oxígeno en hematites de Yapp (1990), obteniéndose las curvas de fraccionamiento de la figura 9.15b. Los intervalos de temperatura así obtenidos son los siguientes: 113.6-132.7 °C ($\delta^{18}O_{Aq}$ = -1 ‰) y 106.7-124.8 °C ($\delta^{18}O_{Aq}$ = -1.4 ‰). Si bien estos rangos son significativamente inferiores a los obtenidos mediante la fórmula de Galili *et al*. (2019), siguen siendo bastante elevados. Esto podría deberse a varias posibles causas, que no pueden comprobarse en este estudio: [1] que la asunción $\delta^{18}O_{Aq}$ = -1 ‰ y -1.4 ‰ VSMOW para el agua marina durante el Cámbrico no sea cierta; [2] que la precipitación bioinducida de la ferrihidrita no ocurriese en equilibrio isotópico con el agua marina; [3] que durante la transformación de la ferrihidrita a hematites las composiciones isotópicas del medio no fuesen las mismas que durante la precipitación de la ferrihidrita (dicha transformación podría haber ocurrido durante el enterramiento/diagénesis); [4] que pese a la resistencia de la hematites al intercambio isotópico de oxígeno (Becker & Clayton, 1976; Yapp, 2001) hayan existido alteraciones isotópicas diagenéticas e/o hidrotermales.

Así pues, y dado que no se pudo llevar a cabo el estudio isotópico de $\delta^{56}Fe$, no se pueden comparar los datos obtenidos de $\delta^{18}O$ con otros datos isotópicos, y, por tanto, la interpretación que pueda darse no puede ser más precisa. Por tanto, lejos de llevar a cabo una interpretación medioambiental o de formación, se analizarán a continuación las diferencias entre las tres muestras analizadas.

En la tabla 8.9 puede verse cómo los valores de $\delta^{18}O$ de la muestra 170208-01 (texturas microbialíticas, sinsedimentarias) está claramente más enriquecida en ^{16}O que la muestra 190531-02 (texturas botroidales, diagenéticas), lo que quiere decir que la composición del fluido mineralizador durante la diagénesis estaba más enriquecida en ^{18}O que durante la formación de la ferrihidrita sedimentaria original.

Por regla general, las aguas meteóricas suelen estar más enriquecidas en ^{16}O que las rocas a las que atraviesan (Sharp, 2006), de modo que, al pasar a través de ellas, las aguas modifican los valores de $\delta^{18}O$ de las rocas haciéndolos más negativos. Por tanto, en el supuesto de que los botroides se hubiesen formado a partir de aguas meteóricas, sería de esperar que presentaran valores de $\delta^{18}O$ más negativos que las

texturas microbialíticas originales. No obstante, lo que se observa es justamente el fenómeno contrario: los botroides tienen valores de $\delta^{18}O$ más positivos que las texturas originales. Esto puede ocurrir cuando, durante la diagénesis, hay influencia hidrotermal (Zamora, 1991), y, por tanto, los fluidos mineralizadores estarían más enriquecidos en ^{18}O que la hematites primaria, de tal modo que los botroides generados tendrían valores más positivos (Sharp, 2006).

Por su parte, la muestra 190412-02, en la que se han reconocido carbonatos (dolomita) mezclados con la hematites formando texturas microbialíticas y geles coloidales (figuras 7.35a-f y 7.36a-d), presenta valores intermedios entre las otras dos muestras. Sin embargo, los análisis efectuados en el círculo C3 (tabla 8.9) muestran unos valores de $\delta^{18}O$ positivos superiores a los de los botroides, lo que estaría indicando, muy posiblemente, que haya habido contaminación isotópica con el oxígeno de los carbonatos –que suelen presentar valores de $\delta^{18}O$ pesados (Valladares *et al*., 2006; Álvaro, 2020)–.

9.1.2.3.5.- Consideraciones finales sobre la fase precursora

Si la fase precursora de la hematites es la ferrihidrita, al ser esta muy poco cristalina y tener un tamaño de partícula tan pequeño, su área superficial es muy elevada (Hiemstra, 2018), con muchos radicales libres, lo que favorece la sorción de algunos elementos. Durante el enterramiento y la diagénesis, las partículas de ferrihidrita que se transforman en hematites nanométrica pueden mantener unas concentraciones elevadas de dichos elementos, contrariamente a lo que les ocurriría a aquellas texturas que recristalizan completamente, como los botroides, que al tener un mayor tamaño cristalino se habrían empobrecido en ellos. Esta podría ser la causa de algunas de las diferencias geoquímicas encontradas entre las muestras 190531-02 (botroide procedente de la ZMS) y 170208-10 (texturas microbialíticas de la ZMI) en algunos de los elementos analizados, tales como el As (figura 8.5f) o el Pb (figura 8.5m).

Dado que la velocidad de transformación de la ferrihidrita a hematites es muy variable –pudiendo permanecer como ferrihidrita durante varios millones de años (Salama *et al*., 2012) o transformarse completamente en cuestión de horas (Liu *et al*., 2004; Schwaminger *et al*., 2017)–, uno de los grandes interrogantes que se plantean es si esta transformación tuvo lugar durante la precipitación del material ferruginoso o si lo hizo durante la diagénesis.

El tamaño nanocristalino de las partículas de hematites que conforman la mayor parte de las texturas biogénicas sugiere una transformación rápida de la ferrihidrita –pues se constituyen muchos núcleos de hematites de forma simultánea–. Por el contrario, las texturas macrocristalinas (como los botroides), de mayor tamaño, suelen requerir de una transformación mucho más lenta. Así, se puede inferir que la transformación de la ferrihidrita que conformase las texturas biogénicas se habría transformado rápidamente a hematites.

Dado que las *mud cracks* encontradas dentro de la mineralización se conservan en buen estado, es de suponer que los geles coloidales sobre los que se desarrollan, constituidos por hematites nanocristalina, también se formaron a partir de la ferrihidrita y se transformaron rápidamente. Además, como ya se ha explicado, en condiciones secas la transformación puede producirse por recristalización en estado sólido, dadas las similitudes estructurales entre la ferrihidrita y la hematites (Liu *et al*., 2004; Cudennec & Lecerf, 2006), lo que favorece que se preserven tanto el tamaño

de partícula como las texturas originales. Así mismo, que la ferrihidrita se hubiese transformado relativamente rápido en hematites, una fase mineral mucho más estable, habría favorecido la preservación de las texturas originales durante las primeras etapas de la diagénesis.

La textura microbialítica mostrada en las figuras 7.35a-e presenta en su estructura bandas alternantes de hematites y dolomita recristalizada, de lo que se deduce que el carbonato original (presumiblemente calcita rica en Mg; Zamora, 1991) se habría dolomitizado durante la diagénesis. Dado que el volumen molar de la dolomita es 64.365 $cm^3 \cdot mol^{-1}$ y, el de la calcita, 36.934 $cm^3 \cdot mol^{-1}$ (Zhang *et al*., 2019), se puede estimar el volumen molar de la dolomita en 1.7427 veces el de la calcita. Pese a que la dolomita se encuentra completamente recristalizada, las bandas de hematites no parecen deformadas por los carbonatos –aunque sí que lo están con respecto a las texturas arborescentes que crecen en ellas–, por lo que parece que el incremento esperable de volumen de la dolomita no afectó a la integridad de las bandas de hematites (que ya habrían de estar consolidadas). Tampoco se han reconocido en la dolomita fracturas generadas por ese incremento en el volumen ocasionado por la transformación calcita-dolomita dentro de un espacio confinado, por lo que es posible que esta transformación tuviese lugar en unas condiciones de equilibrio de volúmenes entre el mineral original y el producto del reemplazamiento (Putnis, 2009).

En esta muestra llama la atención que tanto las bandas más finas como los fósiles de tamaño micrométrico estén completamente constituidos por hematites, que llega a preservar con gran nivel de detalle la estructura interna de algunos de los ejemplares (figura 7.35f) –a menor tamaño de partícula de hematites, mejor es la preservación–. Si la dolomita presente en las bandas alternas está reemplazando al carbonato cálcico original, eso querría decir que tanto las bandas de hematites como las texturas fósiles habrían tenido una composición original claramente diferente, posiblemente ferrihidrita –que se habría transformado en hematites mediante recristalización en estado sólido–.

Por su parte, el conjunto de todas las texturas biogénicas no microbialíticas (es decir, los *shelly-like fossils* y las formas poligonales) y los pseudomorfos, presentes únicamente dentro de la mineralización de hematites y preservadas con un alto nivel de detalle, sugiere algún tipo de relación entre dichas texturas y la mineralización de hierro. Aunque su presencia pueda ser debida a una mayor capacidad de conservación de las texturas originales en la mineralización de hierro que en las dolomías encajantes, se debe tener en cuenta que ninguna de estas texturas está constituida por carbonato ni sílice, sino que están completamente formadas por hematites nano- a micrométrica, sin que haya evidencias de reemplazamiento del constituyente original por ferrihidrita o hematites (de haberlo habido, este habría sido completo).

Tampoco se han identificado texturas biogénicas no microbialíticas de origen carbonatado o silíceo, ni dentro de la propia mineralización ni en los materiales encajantes. Así pues, a menos que todas estas texturas se formaran directamente a partir de oxihidróxidos de hierro (algo poco probable), el material original –seguramente carbonatado– debería haber sido reemplazado completamente por ferrihidrita en algún momento durante el enterramiento o las primeras fases de la diagénesis. El pequeño tamaño de las partículas de ferrihidrita (Jambor & Dutrizac,

1998; Michel *et al*., 2007; Hiemstra, 2018) facilita tanto el relleno de huecos tras la disolución de los exoesqueletos de los organismos como la preservación de las microestructuras de los moldes fósiles, lo que a su vez puede explicar el elevado grado de detalle de algunas de las texturas biogénicas no microbialíticas halladas.

Por tanto, que los *shelly-like fossils*, las formas poligonales y los pseudomorfos presenten una doble capa –con distinto tamaño cristalino y grado de compactación– de nanohematites (figuras 7.27c-d), sugiere un mismo mecanismo de formación para todas estas texturas. Además, todos los ejemplares se encuentran inmersos en una hematites masiva o cemento, y sobre ellos suelen desarrollarse texturas de recristalización (acicular, botroidal, etc.), que no parecen afectarlos en gran medida.

Todo esto sugiere que, posiblemente, la ferrihidrita que constituía a las texturas biogénicas no microbialíticas no fuese original, sino producto de un relleno de huecos o reemplazamiento de carbonatos ocurrido durante la diagénesis, en algún momento posterior a la formación de las texturas recristalizadas.

Con el objetivo de intentar ofrecer un mecanismo que explique la formación y preservación de todas las texturas halladas dentro de la mineralización de hematites, se propone el siguiente esquema:

1. Tiene lugar la precipitación (bioinducida o no), bajo lámina de agua, de oxihidróxidos de hierro, seguramente ferrihidrita, que pueden constituir geles coloformes. En el caso de que la precipitación sea bioinducida, los microbialitos identificados podrían ser las bioconstrucciones de los organismos fijadores del hierro, pudiendo haber estado formados originalmente por bandas de oxihidróxidos de hierro (ferrihidrita).
2. Los esqueletos fósiles (que no los microbialitos), como los *shelly-like fossils*, de composición presumiblemente carbonatada, se depositan en el fango ferruginoso.
3. (Al menos) algunas de las áreas ocupadas por dicho fango quedan expuestas subaéreamente, produciéndose la deshidratación parcial de los oxihidróxidos de hierro y formándose *mud cracks*. La transformación a hematites podría comenzar de forma local en este momento, posiblemente por recristalización en estado sólido, facilitando la preservación de los geles coloidales y de las grietas de desecación.
4. Comienza el enterramiento: la ferrihidrita que constituye el fango de oxihidróxidos de hierro se va transformando a hematites en un proceso relativamente rápido, dando lugar a las texturas amorfas y de tamaño nanocristalino catalogadas dentro de la textura “cementos”.
5. Durante la transformación de la ferrihidrita a hematites, que habría de producirse principalmente mediante recristalización en estado sólido, muchas de las texturas originales serían preservadas. En cambio, en aquellas zonas en las que dominasen los procesos de disolución-precipitación, estas texturas no se preservarían, favoreciéndose la formación de texturas tipo *platy*, masiva, acicular y botroidal-reniforme (que no habrían de afectar al carbonato de las texturas biogénicas no microbialíticas). Esto explicaría la coexistencia de texturas recristalizadas de hematites en contacto y/o creciendo sobre los fósiles, sin alterarlos.

6. En las texturas "cementos", el tamaño original de las partículas de ferrihidrita, que sería variable, daría lugar a texturas más o menos masivas con tamaños cristalinos muy diversos (figura 7.26a).
7. Conforme avanza la diagénesis, comienzan a disolverse los fósiles carbonatados, permitiendo que se formen nuevos núcleos de ferrihidrita en los huecos disponibles. Dado que todas las texturas esqueletales y los pseudomorfos presentan una doble capa de hematites nanométrica, se presupone que este reemplazamiento del carbonato por ferrihidrita tendría lugar, al menos, en dos fases para todas estas texturas.
8. Las condiciones de temperatura durante la diagénesis favorecen la transformación rápida de las partículas de ferrihidrita que rellenan los moldes fósiles en hematites, conservando el tamaño nanométrico de partícula. De este modo, los moldes de los esqueletos fósiles conservan su tamaño y su forma, aun estando inmersos dentro de hematites recristalizada.
9. La tectónica varisca provoca mecanismos de disolución-precipitación en la hematites, generando oquedades paralelas a los planos de falla y rellenándolas con hematites masiva, acicular y botroidal-reniforme, borrando en el proceso cualquier textura previa.

9.2.- Génesis del yacimiento

9.2.1.- Interpretación del medio sedimentario

Se entiende que, hacia techo del primer tramo dolomítico de la Fm. Ribota, tuvo que acontecer algún tipo de evento que causara la interrupción de la sedimentación carbonatada rica en Mg descrita por Zamora (1991) y favoreciera la precipitación de grandes cantidades de fango ferruginoso (muy probablemente constituido por ferrihidrita), previamente al colapso de la plataforma descrito por Álvaro *et al*. (2024) en el contexto de la fase de *rifting* del *rift* AOMNA. Las superficies erosivas halladas a base y techo de la mineralización de hematites en la mina abandonada de "La Víbora" (figura 5.27a) sugieren, al menos, dos fases erosivas debidas, posiblemente, a un retroceso relativo del nivel marino, con exposición subaérea (al menos) local y desarrollo de *mud cracks*, que habría conllevado variaciones en el quimismo de las aguas.

La interrupción de la sedimentación carbonatada sugiere un cambio generalizado en el pH (hacia valores < 7), en la temperatura (hacia < 25 °C) y/o una reducción en el contenido en CO_2 del agua marina (Misra, 2012) –la génesis de ferrihidrita es más favorable en entornos ligeramente ácidos (pH ≈ 5-7; Nordstrom, 1982), aún a temperaturas bajas–. Esta variación en las condiciones habría de ser, en el área de la zona de estudio, localmente heterogénea, pues se reconocen intercalaciones de cuerpos carbonatados lenticulares de extensión y espesor variables dentro de la mineralización de hierro (aunque en algunos casos podrían atribuirse a la tectónica compresiva). Es más que probable que, al interrumpirse la precipitación de carbonato y, por consiguiente, aumentara la concentración de oxígeno en el agua, se favoreciera el desarrollo de comunidades de microorganismos

que oxidaran el Fe^{2+} disuelto, fomentando la génesis de ferrihidrita mediante los mecanismos ya explicados.

Sin embargo, el contenido en oxígeno de las aguas no sería en absoluto elevado, de modo que las condiciones reinantes serían, como ya se ha dicho, subóxicas-anóxicas, quizás con posibles fluctuaciones temporales (¿estacionales?), que favorecerían o entorpecerían la precipitación de los oxihidróxidos de hierro. Estas fluctuaciones en las condiciones oxidantes-reductoras podrían ser, así mismo, (1) debidas tanto a la proximidad de la superficie marina como a las oscilaciones del nivel marino como consecuencia de las mareas, y (2) causadas por la propia actividad de los microorganismos formadores de las bioconstrucciones –a mayor actividad microbiana, mayor secuestro del oxígeno disuelto en el agua, lo que podría provocar diferencias redox zonales de dimensiones variables–. Esta segunda posibilidad permitiría explicar la presencia de lutitas negras, con un elevado contenido en materia orgánica, y de lutitas verdes y verde-azuladas –con desarrollo de cubos autigénicos de pirita bien desarrollados–, intercaladas todas ellas dentro de la mineralización de hematites. La relación de aparente cambio lateral de facies mencionada para las lutitas negras hacia dolomías grises (figuras 6.12a-b y 7.14a) también podría estar relacionada con estas variaciones laterales en las condiciones redox zonales/temporales de las aguas.

A partir de los patrones de REE normalizados al PAAS de las texturas de hematites, puede verse que la distribución de los MREE es mayor que la de los LREE y los HREE (figuras 8.8a-j), describiendo una forma "convexa hacia arriba". Esta distribución, muy similar a la de las muestras de BIF que analizan Hu *et al*. (2017), es interpretada por estos autores como una fuerte "*river signature*" o "*acidic lake signature*", pues ha sido reconocida en algunos ríos ácidos modernos (Elderfield *et al*., 1990; Johannesson & Zhou, 1999; Xu *et al*., 2014). Dado que los REE+Y no se movilizan durante la diagénesis ni el metamorfismo en los yacimientos de hematites de tipo BIF (Bau, 1991; Bau & Möller, 1993; Sylvestre *et al*., 2017), es de suponer que la composición en REE+Y de la hematites de "Santa Rosa" pudiera ser la misma (o muy similar) que la de la ferrihidrita original, por lo que se podría inferir una tendencia de las aguas del medio hacia la acidez (pero de pH > 5).

Siguiendo con los planteamientos de Schmidt-Thomé (1973) y Sdzuy & Liñán (1993), entre otros, que consideran que la Fm. Ribota supone la evolución de un medio intermareal (desarrollado durante la Fm. Jalón) hacia una llanura intermareal de salinidad elevada y poco profunda; y teniendo en cuenta, además:

- que las temperaturas del agua marina pueden estimarse por encima de los 20-25 °C;
- que no se reconocen evidencias que indiquen un origen asociado a condiciones volcánicas ni glaciogénicas, sino que todo apunta a un yacimiento biogénicamente inducido;
- que en los ambientes intermareales son frecuentes las exposiciones subaéreas y la formación de grietas de desecación, así como las construcciones microbialíticas laminares y la génesis de estratos de geometrías tabulares a lenticulares, con interdigitaciones de lutitas;
- que las condiciones del depósito oscilarían entre alta energía –lo que justificaría la esfericidad y regularidad de los oncolitos encontrados– y baja energía –evidenciada por la presencia de dendrolitos, pues la estabilidad de

las aguas favorecería el crecimiento de estas estructuras microbianas ramificadas–;

- ❖ y que tanto los datos geoquímicos como la anomalía de Eu indican una influencia claramente hidrotermal;

se plantea como medio de depósito una planicie intermareal poco oxigenada, en la que, según las condiciones redox descritas, se definiría una OMZ. En esta zona de mínimo contenido en oxígeno se desarrollarían las comunidades microbianas causantes de las texturas microbialíticas descritas y, muy posiblemente, también de la fijación del hierro en forma de ferrihidrita.

La acumulación del fango ferruginoso biogénicamente inducido tendría lugar en el lecho marino, por debajo de la redoxclina, recubriendo las acumulaciones fosilíferas y a los propios microbialitos. El aporte al agua marina del Fe^{2+} necesario para la formación de la ferrihidrita tendría lugar, posiblemente, por circulación de fluidos hidrotermales de temperatura media (200-300 °C) a través de planos de falla generados durante las fases iniciales del *rifting*. Debido a este hidrotermalismo, es probable que se desarrollaran surgencias, aunque la distancia entre estas surgencias y la mineralización de hierro no está clara –dado que no se han reconocido grandes masas de sulfuros en la zona de estudio ni sus proximidades, es posible que no estuviesen muy próximas–.

La llegada de estos fluidos hidrotermales ricos en Fe^{2+} a la zona de depósito de la ferrihidrita podría deberse entonces a corrientes marinas (¿corrientes de *upwelling*?), que les permitirían viajar grandes distancias. De hecho, estas corrientes podrían propiciar una intensa actividad orgánica en el medio de depósito –evidenciada por los importantes espesores de la mineralización de hierro–, incrementándose la acumulación y, por ende, la descomposición de materia orgánica, y consumiéndose en el proceso el oxígeno de las aguas –lo que daría lugar a las condiciones subóxicas-anóxicas ya mencionadas–.

9.2.2.- Propuesta de génesis de "Santa Rosa"

En el contexto sedimentario descrito en el apartado anterior habría tenido lugar una bajada relativa del nivel marino, probablemente causada por el inicio del colapso de la plataforma, dejando expuesto subaéreamente el sedimento ferruginoso. Así, bajo condiciones de deshidratación, se iniciaría (si no lo había hecho ya) la transformación de la ferrihidrita en hematites, preservando algunas de las texturas sedimentarias (*mud cracks*) y biogénicas reconocidas –esta transformación habría de ser rápida, pues el tamaño cristalino de la hematites es nanométrico en la mayoría de las texturas originales–.

La interrupción en la formación de ferrihidrita y la instalación de facies profundas (las pelitas del tramo 3 de la Fm. Ribota) serían debidas al colapso de esta zona de la plataforma durante el progreso de la fase de *rifting*, dando lugar a una profundización del medio sedimentario (Sánchez-García *et al*., 2019; Álvaro *et al*., 2024) y a la instalación de nuevas condiciones de depósito, anóxicas, que darían paso a la formación de las dolomías masivas del tramo 4 de la Fm. Ribota.

Durante la diagénesis, la hematites ya formada a partir de la ferrihidrita –ya sea en superficie y/o durante las primeras fases del enterramiento– habría favorecido la preservación de las texturas sedimentarias y microbialíticas

originales, mientras que el fango calcítico enriquecido en magnesio se transformaba gradualmente en dolomita, perdiéndose en el proceso dichas texturas.

La orogenia varisca sería la responsable de la formación de la mayor parte de las estructuras tectónicas reconocidas en el yacimiento, generándose deslizamientos capa sobre capa en los contactos más dúctiles. El contacto entre la mineralización de hematites y las pelitas del tramo 3 se tectonizaría con relativa facilidad, favoreciendo el desarrollo de los planos de cabalgamiento reconocibles en el interior de las labores subterráneas. Muy posiblemente, estas fallas inversas se generarían a la vez que la falla inversa de Domper y el cabalgamiento de Jalón-Ribota, pues comparten dirección y sentido.

Durante esta etapa la mineralización de hematites experimentaría fenómenos compresivos y (debido a la circulación de fluidos hidrotermales relacionados con la tectónica) de disolución-precipitación, generándose muchas de las texturas de recristalización descritas (masiva, botroidal-reniforme) y perdiéndose gran parte de la información tafonómica que pudiesen ofrecer las texturas fósiles. Esta recristalización fue mucho más intensa en las zonas superiores de la mineralización (en la ZM y la ZMS).

9.2.3.- Clasificación de "Santa Rosa"

Tal y como se ha visto a lo largo de este capítulo, el criadero de "Santa Rosa" parece ser un yacimiento de tipo sedimentario, que no se ajusta a ninguno de los modelos de clasificación conocidos. Pese a que, en su génesis y su composición geoquímica, presenta ciertas similitudes con los depósitos BIF relacionados con hidrotermalismo (tipo Algoma), muchas de las características estratigráficas, morfológicas, volumétricas, mineralógicas y texturales no coinciden en absoluto. Además, su elevado contenido en Fe elemental (60-68 %; tablas 8.2 y 8.3) permite catalogar al criadero como un *High-Grade Hematite Deposit*, lo que permite descartar muchos de los yacimientos sedimentarios conocidos, como los *bog iron* o los *ironstone* oolíticos (cuyas leyes suelen ser < 50 % de Fe elemental).

Así pues, parece que se hace necesario definir un nuevo tipo de yacimiento que permita clasificar a "Santa Rosa" dentro de los yacimientos de hierro sedimentarios. Se propone aquí la siguiente denominación:

Formaciones de hierro de tipo Ibérico,

un tipo de yacimiento que estaría caracterizado por:

1. Ser un yacimiento de hierro sedimentario marino.
2. Estar constituido enteramente por hematites de aspecto (en muestra de mano) masiva, no bandeada, y presentar leyes elementales de Fe > 60 % (> 85 % de hematites).
3. Haber sido biogénicamente inducido por bacterias a partir de la oxidación de Fe^{2+} disuelto en el agua marina en condiciones subóxicas (casi anóxicas), en una OMZ, propiciando una alta tasa de precipitación de hierro en un corto espacio de tiempo.

4. Presentar texturas microbialíticas perfectamente conservadas, constituidas enteramente por partículas nanométricas de hematites, que evidencian el origen biogénico del yacimiento.
5. Que la mineralización de hematites sea resultado de la transformación (por deshidratación), durante las primeras fases del enterramiento y la diagénesis, de oxihidróxidos previos (como la ferrihidrita).
6. Encajar en materiales carbonatados (dolomías), presentando un aspecto estratiforme aparentemente tabular, que se engrosa hacia el centro del yacimiento y se adelgaza hacia los extremos, como resultado de formarse en una cuenca de *rifting* de dimensiones reducidas y acotada por fallas.
7. No estar directamente vinculado con procesos ígneos ni metamórficos, pero sí con procesos hidrotermales sinsedimentarios (que actuarían como la fuente del hierro).
8. Contener bajas proporciones de sílice (< 5 %).

9.3.- Conclusiones

A partir del estudio multidisciplinar realizado en el yacimiento de "Santa Rosa" y sus alrededores, se puede concluir que:

1. La mineralización de hematites que se explota en la mina "Santa Rosa", definida clásicamente como estratiforme, presenta características geológicas evidentes que indican un origen sedimentario marino.
2. La mayoría de las estructuras tectónicas reconocidas en la zona de estudio son variscas, como los pliegues de direcciones y cabeceo hacia el N o las fallas inversas y planos de cabalgamiento que los atraviesan (falla de Domper y cabalgamiento Jalón – Ribota). El hecho de que los materiales de la Fm. Ribota aparezcan plegados por debajo de los grandes planos de cabalgamiento y subhorizontales por encima sugiere que la tectónica de la región fue muy intensa.
3. En el interior del yacimiento de "Santa Rosa", las grandes fallas inversas de bajo ángulo reconocidas (y correlacionables, en última instancia, con la falla de Domper), son fallas paralelas a S_0, por lo que pueden ser entendidas como contactos estratigráficos tectonizados (quizás sin mucho desplazamiento).
4. Las zonas mineralizadas de "Santa Rosa" aparecen siempre vinculadas a estas grandes fallas inversas, pudiendo presentar texturas de recristalización (texturas masiva y botroidal-reniforme) dispuestas en bandeados paralelos-subparalelos a estas estructuras, lo que sugiere una recristalización local de la mineralización debida a causas tectónicas.
5. Las zonas mineralizadas septentrionales, ZMI y ZMS, parecen ser dos niveles estratigráficos diferentes con direcciones de buzamiento subparalelas. Ambas zonas mineralizadas se adelgazan hacia los extremos del yacimiento, se engrosan hacia el centro de este, y tienden a unirse hacia el sur en una única zona mineralizada: la ZM. Esta disposición parece ser resultado de una génesis en una cuenca de *rifting* acotada por fallas.

6. Todas las mineralizaciones de hematites localizadas en la zona de estudio constituyen niveles estratigráficos, todos ellos en la misma posición estratigráfica que la zona mineralizada ZM de "Santa Rosa" (como en "La Víbora" y "La Viborilla").
7. Las superficies erosivas reconocidas en la mineralización de "La Víbora" suponen una evidencia de la exposición subaérea de la mineralización de hematites, previamente al depósito de las pelitas de facies profundas del tramo 3. Tanto esta característica como la edad de la mineralización (Ovetiense – Marianiense) sugieren que el yacimiento de "Santa Rosa" se pueda correlacionar con el evento regresivo Cerro del Hierro.
8. Las texturas microbialíticas, los cementos, los geles coloidales y las fracturas de deshidratación son sedimentarias (o sinsedimentarias) y están constituidas principalmente por hematites nanométrica, resultado de la transformación de ferrihidrita –que habría precipitado como resultado de la actividad metabólica de microorganismos –.
9. La transformación de ferrihidrita a hematites habría sido relativamente rápida, con muchos centros de nucleación y poco espacio para crecer.
10. Las texturas microbialíticas identificadas sugieren un medio de depósito intermareal, con cambios/variaciones de energía.
11. En función de diversas características geoquímicas, las condiciones de oxigenación de la cuenca de depósito parecen haber sido subóxicas-anóxicas, definiendo una OMZ en la que no se alcanzarían condiciones de euxinia.
12. La presencia de láminas de dolomita alternando con hematites en algunos microbialitos sugiere que estos estaban constituidos originalmente por ferrihidrita y carbonato cálcico. Además, el hecho de que las láminas de hematites no estén deformadas por la dolomitización indica que la ferrihidrita ya se habría transformado en hematites al comienzo de la anadiagénesis.
13. El origen del hierro no está claro, pero todo apunta a una importante influencia hidrotermal sinsedimentaria, entendida como un aporte hidrotermal a la cuenca de depósito que se mezclaría con el agua del mar.
14. La temperatura de las aguas hidrotermales estimada a partir de la geoquímica de elementos traza y de la anomalía positiva del Eu podría superar, posiblemente, los 200 °C.
15. La hematites masiva, acicular y botroidal-reniforme, con tamaños cristalinos mucho mayores que el resto de la hematites, son de origen diagenético/tectónico, y destruyen las texturas originales.
16. Debido a las características mineralógicas, texturales, geoquímicas, ambientales y formacionales (biogénicas) de "Santa Rosa", no compartidas en su conjunto por ningún yacimiento de hierro conocido hasta la fecha, se propone una nueva clase de yacimiento: formaciones de hierro de tipo Ibérico.

Así mismo, y a modo de cierre de esta memoria, se propone una serie de estudios complementarios –que no pudieron llevarse a cabo– y que podrían ayudar a comprender mejor la génesis de las mineralizaciones de hematites de la zona del Moncayo:

- Estudio mineralógico y textural detallado de las mineralizaciones de hierro de "La Potente" y de otras explotaciones menores de la zona de estudio, con los objetivos de: (1) comparar sus características texturales con las de "Santa Rosa", y (2) corroborar una génesis biogénica para todos estos yacimientos.
- Ampliación del estudio mineralógico y textural de "Santa Rosa", dando prioridad a la ZMI y la ZM, para intentar localizar nuevos restos fósiles y texturas biogénicas que permitan afinar más las interpretaciones ambientales del medio de depósito.
- Estudio en detalle de las texturas biogénicas (y susceptibles de serlo) halladas.
- Análisis geoquímicos para elementos mayoritarios, minoritarios, trazas y REE+Y de nuevas muestras procedentes tanto de "Santa Rosa" como de otros yacimientos, para comparar diferencias y similitudes geoquímicas entre ellos y sus firmas de REE.
- Ampliación del estudio isotópico de las muestras de hematites, tanto de "Santa Rosa" como de otros yacimientos, analizando $\delta^{18}O$ y $\delta^{56}Fe$. Esto permitiría afinar mejor tanto las temperaturas de formación de las mineralizaciones como de los fluidos hidrotermales, así como intentar determinar la procedencia del hierro.
- Realización de un estudio isotópico de $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ y $\delta^{87}Sr$ en los carbonatos, tanto en las dolomías masivas del exterior del yacimiento como en las dolomías en las que encaja la mineralización de hematites de "Santa Rosa". Esto permitiría estimar condiciones paleoclimáticas del medio de depósito (como la temperatura del agua marina).

Bibliografía

Referencias bibliográficas

- **Abia, E.H., Benssaou, M., Abioui, M., Ettayfi, N., Lhamyani, B., Boutaleb, S. & Maynard, J.B. (2020)**. The Ordovician iron ore of the Anti-Atlas, Morocco: Environment and dynamics of depositional process. *Ore Geology Reviews*, *120*, 103447. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103447
- **Abrams, M.J., Ashley, R.P., Rowan, L.C., Goetz, A.F.H. & Kahle, A.B. (1977)**. Mapping of hydrothermal alteration in the Cuprite mining district, Nevada, using aircraft scanner images for the spectral region 0.46 to 2.36 μm. *Geology, 5*(12), 713-718. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1977)5<713:MOHAIT>2.0.CO;2
- **Aftabi, A., Atapour, H., Mohseni, S. & Babaki, A. (2021)**. Geochemical discrimination among different types of banded iron formations: Geochemical discrimination among different types of banded iron formations (BIFs): A comparative review. *Ore Geology Reviews*, *136*, 104244, 1-28. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104244
- **Aguilera, I. (1982)**. Un tesorillo de denarios indígenas en Trasobares. *Acta Numismática*, *12*, 75-78.
- **Aguirre Martínez, M., Juristo Valverde, N., ortá serrano, C., Villaamil Iglesias, J.M., Aguirre Martínez, J., Diaz Caneja, F., Sanz, R., Iglesias Jiménez, M., Poblet Alvarado, E., Manzanares Serrano, L., Almela Samper, A., Rodríguez Casares, A., Garcías Comas, J.M., Rios García, J.M., de la Concha Ballesteros, S., Vega de Seoane y Ariza, J., Jorissen Braecke, M., Aranguren Sabas, F., Larrea Santa Cruz, M., Nales Solaun, T., Garrido Castaño, J., Jaraiz Pérez, O., Rodríguez Martínez, E. & Palomo Osorio, R. (1966)**. *Estadística Minera y Metalúrgica de España, formada y publicada por el Consejo de Minería y Metalurgia. Año 1966*. Imprenta Nacional del Boletín Oficial del Estado. Recuperado de http://info.igme.es/estminera/informes/1966.pdf#page=1
- **Akbarpour, A., Ghalamghash, J., Azizi, H. & Sadeghi, B. (2024)**. Mineralogy, geochemistry and mineralization of iron ore deposition in NW Sanandaj-Sirjan Geological Zone: A futuristic review based on a representative case study. *Journal of Geochemical Exploration*, *259*, 107427, 1-15. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2024.107427
- **Aldega, L., Viola, G. Casas-Sainz, A., Marcén, M., Román-Berdiel, T. & van der Lelij, R. (2019).** Unraveling multiple thermotectonic events accommodated by crustal-scale faults in northern Iberia, Spain: Insights from K-Ar dating of clay gouges. *Tectonics*, *38*, 3629-3651. https://doi.org/10.1029/2019TC005585
- **Alexander, B.W., Bau, M., Andersson, P. & Dulski, P., (2008)**. Continentally–derived solutes in shallow Archean seawater: rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *72*, 378-394. https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.10.028
- **Algeo, T.J. (2004)**. Can marine anoxic events draw down the trace element inventory of seawater? *Geology*, *32*, 1057-1060. https://doi.org/10.1130/G20896.1
- **Algeo, T.J. & Lyons, T.W. (2006)**. Mo-total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: Implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions. *Paleoceanography*, *21*, PA1016, 1-23. https://doi.org/10.1029/2004PA001112
- **Aliaga, A. (1968)**. *Geologische Untersuchungen in der östlichen Iberischen Ketten nördlich des Rio Jalón (Zaragoza/Spanien)* [Tesis doctoral inédita]. Universidad de Münster.
- **Allmendinger, R.W. (2020)**. StereoNet (Versión 10.3) [Software]. Cornell University. https://www.rickallmendinger.net/stereonet
- **Álvaro, J.J. (1994)**. *El Cámbrico Inferior terminal y Medio de las Cadenas Ibéricas. Bioestratigrafía y Paleogeografía* [Tesis doctoral inédita]. Universidad de Zaragoza.
- **Álvaro, J.J. (1998)**. El Cámbrico inferior y medio en un sector de la Cadena ibérica occidental entre Villafeliche y Calamocha (margen derecha del río Jiloca, provincias de Zaragoza y Teruel). *Teruel*, *85*, 7-42.
- **Álvaro, J.J. (2020)**. Calibrating $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ chemostratigraphic correlations across Cambrian strata of SW Europe and Morocco, West Gondwana. *Stratigraphy & Timescales*, *5*, 269-311. https://doi.org/10.1016/bs.sats.2020.08.003
- **Álvaro, J.J. & Blanc-Valleron, M.M. (2002)**. Stratigraphic and structural framework of the Neoproterozoic Paracuellos Group, Iberian Chains, NE Spain. *Bulletin de la Société Géologique de France*, *173*(3), 219-227. https://doi.org/10.2113/173.3.219

- **Álvaro, J.J., Elicki, O., Geyer, G., Rushton, A.W.A. & Shergold, J.H. (2003)**. Palaeogeographical controls on the Cambrian trilobite immigration and evolutionary patterns reported in the western Gondwana margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *195*, 5-35. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00300-6
- **Álvaro, J.J., Esteve, J., Gracia, F. & Zamora, S. (2019)**. Cambrian trilobites from the Huérmeda Formation (Iberian Chains, north-east Spain) and the inadequacy of the Marianian Stage. *Papers in Palaeontology*, *5*(2), 299-321. http://doi.org/10.1002/spp2.1237
- **Álvaro, J.J., Liñán, E., Gozalo, R. & Gámez-Vintaned, J.A. (1993)**. Estratigrafía del tránsito Cordubiense-Ovetiense (Cámbrico Inferior) en la Cadena Ibérica Occidental (España). *Cuaderno do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, *18*, 147-162.
- **Álvaro, J.J., Liñán, E. & Pocoví, A. (1992)**. Un modelo alternativo al Anticlinal del Manubles. *Geogaceta*, *12*, 33-36.
- **Álvaro, J.J., Liñán, E., Vennin, E. & Gozalo, R. (1995).** Palaeogeographical evolution within a passive margin with syndepositional faulting: The Marianian deposits (Lower Cambrian) of the Iberian Chains (NE Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, *1995*(9), 521-540. https://doi.org/10.1127/njgpm/1995/1995/521
- **Álvaro, J.J., Sánchez-García, T. & Casas, J. M. (2024)**. The Cambrian Atlas – Ossa–Morena – North Armorican Rift, West Gondwana: Along- and off-axis stratigraphic and volcano-tectonic patterns. En R. D. Nance, R. A. Strachan, C. Quesada & S. Lin (Eds.), *Supercontinents, orogenesis and magmatism* (pp. 465-505). Geological Society, London, Special Publications, 542. https://doi.org/10.1144/SP542-2023-24
- **Álvaro, J.J., Vennin, E., Moreno-Eiris, E., Perejón, A. & Bechstädt, T. (2000)**. Sedimentary patterns across the Lower–Middle Cambrian transition in the Esla nappe (Cantabrian Mountains, northern Spain). *Sedimentary Geology*, *137*(1-2), 43-61. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00134-2
- **Anderson, E.M. (1951)**. *The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain*. Oliver & Boyd, Edimburgo, 133 pp.
- **Anónimo (1877)**. *Estadística Minera de España, correspondiente al año de 1873, publicada por la Dirección General de Agricultura, Industria y Comercio*. Imprenta del Colegio Nacional de Sordo-Mudos y de Ciegos. Recuperado de http://info.igme.es/estminera/informes/1873.pdf#page=1
- **Anónimo (1902a)**. *Estadística Minera de España correspondiente al año de 1901, formada y publicada por la Inspección General de Minería*. Impresores de la Real Casa. Recuperado de http://info.igme.es/estminera/informes/1901.pdf#page=3
- **Anónimo (1902b)**. Nuevo yacimiento de minerales de hierro. *Revista de Minería, Metalurgia e Ingeniería*, *53*(XX de la Serie C), 518.
- **Anónimo (1904)**. Las minas de la sociedad <<Minas, ferrocarriles y hornos altos de Aragón>>. *Revista de Minería, Metalurgia e Ingeniería*, *LV* (XXII de la Serie C), 1957, 210.
- **Anónimo (1909)**. Los criaderos de hierro de Tierga. En: A. Contreras (Dir.), *Revista de Minería, Metalurgia e Ingeniería* (Año LX, Tomo LX, Vol. XXVII de la Serie C, pp. 76-77). Establecimiento tipográfico de Enrique Teodoro.
- **Anónimo (1910)**. Sociedades: Compañía Aragonesa de Minas. *Revista de Minería, Metalurgia e Ingeniería*, *LXI* (XXVIII de la Serie C), 2284, 630.
- **Antony, R., Sujith, P., Fernandes, S., Verma, P., Khedekar, V., Loka Bharathi, P. (2011)**. Cobalt immobilization by manganese oxidizing bacteria from the Indian ridge system. *Current Microbiology*, *62*(3), 840-849. https://doi.org/10.1007/s00284-010-9784-1
- **Aragonés Valls, E. (1978)**. Las mineralizaciones paleozoicas de hierro del sector central de la cordillera Ibérica (área de Moncayo). *Boletín Geológico y Minero*, *89*(1), 53-57.
- **Arribas, J. (1985)**. Base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (zona norte). *Estudios geológicos*, *41*, 47-57.
- **Arthaud, F. & Matte, Ph. (1975)**. Les décrochéments tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe: Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, *25*, 139-171. https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90014-1
- **Asensio, C.M., Ortega, E., Lozano, F.J., Martínez, F.J. & Sierra, C. (1997)**. Relaciones mineralógicas de suelos vérticos en Andalucía Oriental. *Boletín de la Sociedad Española de la Ciencia del Suelo*, *3*(2), 403-411.
- **Astini, R.A. & Vaccari, N.E. (1996)**. Sucesión evaporítica del Cámbrico inferior de la Precordillera: significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, *51*, 97-106.
- **Atienza, J.G. (2002)**. *La Nueva Guía de la España Mágica: Las Rutas Secretas de la Sabiduría*. Ediciones Grijalbo.

- **Autodesk (s.f.)**. AutoCAD [Software de diseño]. Autodesk Inc. https://www.autodesk.com/
- **Badura, I. & Dąbski, M. (2022)**. Reflectance spectroscopy in geology and soil sciences: literature review. *Quaestiones Geographicae*, *41*(3), 157-167. https://doi.org/10.2478/quageo-2022-0031
- **Baldauf, S.L. (2003)**. The deep roots of eukaryotes. *Science*, *300*(5626), 1703-1706. https://doi.org/10.1126/science.1085544
- **Bao, H., & Koch, P.L. (1999)**. Oxygen isotope fractionation in ferric oxide-water systems: Low-temperature synthesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *63*, 599-613. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00005-8
- **Barahona, E. (1974)**. *Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada. Evaluación de algunos ensayos de materias primas* [Tesis doctoral inédita]. Universidad de Granada, España.
- **Barnes, C., Hallam, A. Kaljo, D., Kauffman, E.G. & Walliser, O.H. (1995)**. Global event stratigraphy. En: O.H. Walliser (Ed.), *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic* (pp. 319-333). Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- **Bartsch, G. (1966)**. *Geologische Untersuchungen in den östlichen Iberischen Ketten zwischen dem Río Jalón und der Straße Miedes-Codos-Cariñena (Spanien)* [Tesis doctoral no publicada]. Universidad de Münster.
- **Bau, M. (1991)**. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, *93*, 219-230. https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90115-8
- **Bau, M. & Dulski, P. (1996)**. Distribution of Yttrium and Rare-Earth Elements in the Penge and Kuruman Iron-Formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, *79*, 37-55. https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00087-9
- **Bau, M. & Dulski, P. (1999)**. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: Implications for Y and REE behavior during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. Chemical Geology, 155(1-2), 77-90. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00142-9
- **Bau, M. & Möller, P. (1993)**. Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in Early Precambrian iron-formations and the evolution of the terrestrial atmosphere–hydrosphere–lithosphere system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *57*, 2239-2249. https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90566-F
- **Bau, M., Schmidt, K., Koschinsky, A., Hein, J.R. & Usui, A. (2014)**. Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium. *Chemical Geology*, *381*, 1-9. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.05.004
- **Bauluz (1997)**. *Caracterización mineralógica y geoquímica de materiales detríticos precámbricos y paleozoicos de las Cadenas Ibéricas: evolución post-sedimentaria* [Tesis doctoral inédita]. Universidad de Zaragoza.
- **Baur, W.H. & Onishi, B.-M.H. (1969)**. Arsenic. In: K.H. Wedepohl, (Ed.), *Handbook of Geochemistry* (pp. 33-A-1-33-0-5). Springer-Verlag.
- **Becker, R.H. & Clayton, R.N. (1976)**. Oxygen isotope study of a Precambrian banded iron formation, Hamersley Range, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *40*, 1153-1165.
- **Bennet, K.D. (1990)**. Milankovitch cycles and their effects on species in ecological and evolutionary time. *Paleobiology*, *16*, 11-21. https://doi.org/10.1017/S0094837300009684
- **Bennett, W.W. & Canfield, D.E. (2020)**. Redox-sensitive trace metals as paleoredox proxies: A review and analysis of data from modern sediments. *Earth-Science Reviews*, *204*, 103175, 1-11. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103175
- **Betts, M.J., Paterson, J.R., Jago, J.B., Jacquet, S.M., Skovsted, C.B., Topper, T.P. & Brock, G.A. (2017)**. Global correlation of the early Cambrian of South Australia: Shelly fauna of the Dailyatia odyssei Zone. *Gondwana Research*, *46*, 240-279. https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.02.007
- **Biel, C., Lázaro, M., López Ciriano, A., Prada, F. & Castañón, C. (2013)**. Modelización 3D del yacimiento y explotación de hierro "Santa Rosa" de Tierga (Zaragoza) mediante RecMin: aplicaciones a la investigación geológica y la prospección minera. En: *Actas del XIII Congreso Internacional de Energía y Recursos Minerales, Santander* (pp. 1-6).
- **Bieniawski, Z.T. (1976)**. Rock mass classification in rock engineering. En: Z.T. Bieniawski (Ed.), *Exploration for Rock Engineering: Proceedings of the Symposium on Exploration for Rock Engineering* (Vol. 1, pp. 97-106). Balkema. [Edición digitalizada en 2008]

- **Bieniawski, Z.T. (1989)**. *Engineering rock mass classifications. A complete manual for engineers and geologists in mining, civil and petroleum engineering*. John Wiley & Sons.
- **Bigham, J.M., Fitzpatrick, R.W. & Schulze, D.G. (2002)**. Iron oxides. En: *Soil Mineralogy with Environmental Applications* (SSSA Book Series, No. 7). Soil Science Society of America, Madison, WI.
- **Blake, R.L., Hessevick, R.E., Zoltai, T. & Finger, L.W. (1966)**. Refinement of the hematite structure. *American Mineralogist*, *51*(1-2), 123-129.
- **Blázquez Martínez, J.M. (1970)**. Fuentes literarias griegas y romanas referentes a las explotaciones mineras de la Hispania romana. En: *VI Congreso Internacional de Minería: La minería hispana e iberoamericana. Contribución a su investigación histórica. Estudios, fuentes, bibliografía* (Vol. 1, pp. 117-150). Cátedra de San Isidoro.
- **Bolhar, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Fedo, C.M. & Whitehouse, M.J. (2004)**. Characterization of early Archean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, *222*(1), 43-60. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.02.016
- **Bonatti, E. (1975)**. Metallogenesis at oceanic spreading centers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *3*, 401-433.
- **Boström, K. (1973)**. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. *Contributions to Geology*, *27*, 147-243.
- **Boyle, R.W. & Jonasson, I.R. (1973)**. The geochemistry of As and its use as an indicator element in geochemical prospecting. *Journal of Geochemical Exploration*, *2*, 251-296.
- **Bradley, G.W. & Grim, R.E. (1961)**. Mica clay minerals. En: G. Brown (Ed.), *X-ray identification and crystal structure of clay minerals* (2ª ed., p. 544). Mineralogical Society, London, U.K.
- **Brand, U. & Veizer, J. (1980)**. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system - 1. Trace elements. *Journal of Sedimentary Research*, *50*(4), 1219-1236. https://doi.org/10.1306/212f7bb7-2b24-11d7-8648000102c1865d
- **Brand, W.A., Coplen, T.B., Vogl, J., Rosner, M. & Prohaska, T. (2014)**. Assessment of international reference materials for isotope-ratio analysis (IUPAC Technical Report). *Pure and Applied Chemistry*, *86*(3), 425-467. https://doi.org/10.1515/pac-2013-1023
- **Brasier, M.D. (1985)**. Evolutionary and geological events across the Precambrian-Cambrian boundary. *Geology Today*, *1*, 141-146. https://doi.org/10.1111/j.1365-2451.1985.tb00316.x
- **Brasier, M.D. (1995)**. The basal Cambrian transition and Cambrian bio-events (from terminal Proterozoic extinctions to Cambrian biomeres). En: O.H. Walliser (Ed.), *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic* (pp. 113-138). Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- **Brüchert, V., Jørgensen, B. B., Neumann, K., Riechmann, D., Schlösser, M. & Schulz, H. (2003)**. Regulation of bacterial sulfate reduction and hydrogen sulfide fluxes in the central Namibian coastal upwelling zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *67*(23), 4505-4518. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00275-8
- **Burillo, F. (1998)**. *Los celtíberos. Etnias y estados*. Crítica.
- **Cahen, L., Snelling, N.J., Delhal, J. & Vail, J.R. (1984)**. *The Geochronology und Evolution of Africa*. Oxford: Clarendon Press.
- **Calvín-Ballester, P. & Casas, A. (2014)**. Folded Variscan thrusts in the Herrera Unit of the Iberian Range (NE Spain). En: S. Llana-Fúnez, A. Marcos & F. Bastida (Eds.), *Deformation structures and processes within the continental crust* (Vol. 394, pp. 39-52.). Geological Society, London, Special Publications. https://doi.org/10.1144/SP394.3
- **Canfield, D.E., Poulton, S.W., Knoll, A.H., Narbonne, G.M., Ross, G., Goldberg, T. & Strauss, H. (2008)**. Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deep-water chemistry. *Science*, *321*(5891), 949-952. https://doi.org/10.1126/science.1154499
- **Canfield, D.E., Zhang, S., Wang, H., Wang, X., Zhao, W., Su, J., Bjerrum, C.J., Haxen, E.R. & Hammarlund, E.U. (2018)**. A Mesoproterozoic iron formation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *115*(17), E3895–E3904. https://doi.org/10.1073/pnas.1720529115
- **Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. & Arlegui, L.E. (2002)**. Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. En: W. Gibbons & T. Moreno (Eds.), *The Geology of Spain* (pp. 384-397). The Geological Society London. https://doi.org/10.1144/GOSPP.15
- **Cardellach, E., Besteiro Ráfales, J., Osácar Soriano, C. & Pocoví, A. (1988)**. Aspectos geológicos y metalogenéticos del área de Herrera de los Navarros (Cadena Ibérica Oriental. Zaragoza – Teruel). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, *11*(2), 84-87.

- **Carls, P. (1962)**. *Erläuterungen zur geologischen Kartierung bei Luesma und Fombuena in den Östlichen Iberischen Ketten, NE Spanien* [Tesis de licenciatura inédita]. Universität Würzburg.
- **Carls, P. (1983)**. La Zona Asturoccidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico. En: J.A. Comba (Coord.), *Libro Jubilar J. M Ríos* (Vol. 3, pp. 11-32). Instituto Geológico y Minero de España.
- **Carls, P. (1986)**. *Informe complementario del Paleozoico y Buntsandstein de la Hoja – 466 (27-18) Moyuela*. Mapa Geológico de España E. 1:50 000. IGME.
- **Carls, P., Liñán, E., & Villas, E. (1982)**. El Ordovícico-Devónico de la Unidad de Herrera, Cordillera Ibérica. *XVI Curso de Geología Práctica*, *Teruel*, 29-43.
- **Casanova, J., Bodénan, F., Négrel, P., & Azaroul, M. (1999)**. Microbial control on the precipitation of modern ferrihydrite and carbonate deposits from the Cézallier hydrothermal springs (Massif Central, France). *Sedimentary Geology*, *126*, 125-145. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00036-6
- **Casas, A., Marcén, M., Calvín, P., Gil, A., Román, T. & Pocoví, A. (2016)**. Deformación varisca, tardivarisca y alpina en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: propuesta para diferenciación y denominación de estructuras. *Geo-Temas*, *16*(2), 495-498.
- **Casas, A.M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barier, L., Gapais, D. & Nalpas, Th. (2000)**. Syn-tectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at the intra-mountain Montalbán Basin (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta*, *1*, 1-17. https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105358
- **Centro Cartográfico y Fotográfico del Ejército del Aire (CECAF) (1945)**. *1945-46 Americano Serie A* [Fotografía aérea]. Vuelo fotogramétrico realizado en los años 1945-46 en España por el Army Map Service de EE. UU. Cedido por el CECAF del Ministerio de Defensa al Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG) del Instituto Geográfico Nacional (IGN), Madrid.
- **Cerezuela Pedrós, P. (2018)**. *Informe: Trabajos periódicos de obtención de cartografía en mina Santa Rosa (Tierga)*. Servicios de Obra Civil y Topografía, S. L. (SOCYTOP).
- **Chang, H.J., Chu, X.L., Feng, L.J. & Huang, J. (2010)**. Iron speciation in cherts from the Laobao Formation, South China: Implications for anoxic and ferruginous deep-water conditions. *Chinese Science Bulletin*, *55*, 3189-3196. https://doi.org/10.1007/s11434-010-4006-6
- **Chang, H.J., Chu, X.L., Feng, L.J. & Huang, J. (2012)**. Progressive oxidation of anoxic and ferruginous deep-water during deposition of the terminal Ediacaran Laobao Formation in South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *321-322*(3), 80-87. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.01.019
- **Chernyshova, I.V., Hochella, M.F. Jr. & Madden, A.S. (2007)**. Size-dependent structural transformations of hematite nanoparticles. 1. Phase transition. *Physical Chemistry Chemical Physics*, *9*, 1736-1750. https://doi.org/10.1039/B618790K
- **Chirivella Martorell, J.B., Gozalo, R. & Liñán, E. (2003)**. Estudio taxonómico y biométrico de *Badulesia tenera* (Hartt *in* Dawson, 1868), TRILOBITA. Caesaraugustiense (Cámbrico Medio) de las Cadenas Ibéricas (NE de España). *Revista Española de Paleontología*, *18*, 83-101. https://doi.org/10.7203/sjp.18.1.21635
- **Chouquette, P.W. & Pray, L.L. (1970)**. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, *59*(2), 207-250. https://doi.org/10.1306/5D25C98B-16C1-11D7-8645000102C1865D
- **Clayton, R.N. & Epstein, S. (1961)**. The use of oxygen isotopes in high-temperature geological thermometry. *Journal of Geology*, *69*, 447–452. https://doi.org/10.1086/626760
- **Clifford, T.N. (1968)**. Radiometric dating and the pre-Silurian geology of Africa. En: E.I. Hamilton & R.M. Farquhar (Eds.), *Radiometric Dating for Geologists* (1ª ed., pp. 299-416). Interscience Publishers.
- **Collins, A.S. & Pisarevsky, S.A. (2005)**. Amalgamating Eastern Gondwana: the evolution of the Circum-Indian orogens. *Earth-Science Reviews*, *71*, 229-270. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.02.004
- **Condie, K.C., Pisarevsky, S.A. & Puetz, S.J. (2021)**. LIPs, orogens and supercontinents: The ongoing saga. *Gondwana Research*, *96*, 105-121. https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.05.002
- **Cornell, R.M., Giovanoli, R., & Schneider, W. (1989)**. Review of the hydrolysis of iron (III) and the crystallization of amorphous iron (III) hydroxide hydrate. *Journal of Chemical Technology and Biotechnology*, *46*, 115-134. https://doi.org/10.1002/jctb.280460204

- **Cortés, A.L. & Casas. A.M. (1996)**. Deformación alpina de zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, *9*(1-2), 51-66.
- **Courjault-Radé, P., Debrenne, F. & Gandin, A. (1992)**. Palaeogeographic and geodynamic evolution of the Gondwana continental margins during the Cambrian. *Terra Nova*, *4*, 657-667. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1992.tb00615.x
- **Craddock, P.R., Bach, W., Seewald, J.S., Rouxel, O.J., Reeves, E. & Tivet, M.K. (2010)**. Rare earth element abundances in hydrothermal fluids from the Manus Basin, Papua New Guinea: Indicators of sub-seafloor hydrothermal processes in back-arc basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *74*(20), 5494-5513. https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.07.003
- **Crimes, T.P. (1987)**. Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata. *Geological Magazine*, *124*, 97-119. https://doi.org/10.1017/S0016756800015922
- **Criss, R.E. (1999)**. *Principles of stable isotope distribution*. Oxford University Press.
- **Cudennec, Y., & Lecerf, A. (2006)**. The transformation of ferrihydrite into goethite or hematite, revisited. *Journal of Solid State Chemistry*, *179*(3), 716-722. https://doi.org/10.1016/j.jssc.2005.11.030
- **Cullity, B.D. (1978)**. *Elements of X-ray diffraction* (2ª ed.). Addison-Wesley.
- **Dahl, T.W., Chappaz, A., Hoek, J., McKenzie, C.J., Svane, S., Canfield & D.E. (2017)**. Evidence of molybdenum association with particulate organic matter under sulfidic conditions. *Geobiology*, *15*, 311-323. https://doi.org/10.1111/gbi.12220
- **Dalziel, I.W.D. (1991)**. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, *19*, 586-601. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0598:PMOLAE>2.3.CO;2
- **Dalziel, I.W.D. (1992)**. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today*, *2*(11): 237-241. Recuperado de https://rock.geosociety.org/gsatoday/archive/2/11/pdf/gt9211.pdf
- **Dare, S.A.S., Barnes, S.J., Beaudoin, G., Méric, J., Emilie, B. & Potvin-Doucet, C. (2014)**. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. *Mineralium Deposita*, *49*(7), 785-796. https://doi.org/10.1007/s00126-014-0529-0
- **Das, S., Hendry, M.J. & Essilfie-Dughan, J. (2010)**. Transformation of two-line ferrihydrite to goethite and hematite as a function of pH and temperature. *Environmental Science & Technology*, *45*(1), 268-275. https://doi.org/10.1021/es101903y
- **Dauphas, N. & Pourmand, A. (2015)**. Thulium anomalies and rare earth element patterns in meteorites and Earth: Nebular fractionation and the nugget effect. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *163*, 234-261. https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.03.037
- **Dávila Vegas, V.M. (2008)**. Las monedas con leyenda "Tergakom". *Stasiotika: Artículos de historia, arte, geografía, arqueología, numismática, antigüedades, iconografía, símbolos…* Recuperado de http://2.bp.blogspot.com/_0qVfuR0QKW4/SSnQnV1lP7I/AAAAAAAAAMw/6e0TRrtvG1M/s1600-h/Tergakom.jpg
- **De Botella y de Hornos, F., María de Castro, F., Kuntz, F., Bianchi, P., Medina, A., Alonso Martínez, L., De Aldama, J. & Villate y Carralón, L. (1890)**. *Datos estadísticos correspondientes al año económico de 1887-88 y a los años naturales de 1887 y 1888*. Imprenta del Colegio Nacional de Sordo-Mudos y de Ciegos. Recuperado de http://info.igme.es/estminera/informes/1887_1888.pdf#page=133
- **De Molina y Pico, L.M., Barandica y Llano, M., Ibrán Cónsul, M., Langreo y Cóntreras, M., Garnica y Echevarría, G., Marín y Bertrán de Lis, A., Gamboa y Robles, L., Benjumea y Burín, J., Fernández Balbuena, M., Fernández Miranda, E., González-Regueral, D., Martí y Mancha, S., Rolandi y Pera, B., Zavala y Arellano, J., Hérnández Sampelayo, P., González Llana y Fagoaga, E., García Estévez, J., De Rodrigo y Jiménez, R., Fernández de Caleya y del Amo, J.F., Verdes y Fernández, J., Iglesias y Jíménez, M. & Moreno y López de Lara, C. (1945)**. *Estadística Minera y Metalúrgica de España, formada y publicada por el Consejo de Minería. Año 1944*. Bolaños y Aguilar, S.L. Recuperado de http://info.igme.es/estminera/informes/1944.pdf#page=3
- **De Vicente, G., Vegas, R. & Casas, A. (2004)**. Estructura y evolución alpina de la Cadena Ibérica. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España* (pp. 525-527). Instituto Geológico y Minero de España y Sociedad Geológica de España.
- **Djouadi, M.T., Gleizes, G., Ferre, E., Bouchez, J.L., Caby, R. & Lesquer, A. (1997)**. Oblique magmatic structures of two epizonal granite plutons, Hoggar, Algeria: late-orogenic emplacement in a transcurrent orogen. *Tectonophysics*, *279*, 351-374. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00123-6

- **Döbelin, N. & Kleeberg, R. (2015)**. Profex: a graphical user interface for the Rietveld refinement program BGMN. *Journal of Applied Crystallography*, *48*, 1573-1580. https://doi.org/10.1107/S1600576715014685
- **Domínguez Arranz, A. (1979)**. *Las cecas ibéricas del valle del Ebro*. Publicación nº 687 de la Institución «Fernando el Católico».
- **Douville, E., Bienvenu, P., Charlou, J.L., Donval, J.P., Fouquet, Y., Appriou, P. & Gamo, T. (1999)**. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *63*(5), 627-643. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00024-1
- **Dupuis, C. & Beaudoin, G. (2011)**. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Miner Deposita*, *46*, 319-335. https://doi.org/10.1007/s00126-011-0334-y
- **Dymek, R.F. & Klein, C. (1988)**. Chemistry, petrology and origin of banded iron formation lithologies from 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. *Precambrian Research*, *39*(3-4), 247-302. https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90022-8
- **Elderfield, H. & Pagett, R. (1986)**. Rare earth elements in ichthyoliths: Variations with redox conditions and depositional environments. *Science of the Total Environment*, *49*, 175-197. https://doi.org/10.1016/0048-9697(86)90239-1
- **Elderfield, H., Upstill-Goddard, R. & Sholkovitz, E.R. (1990)**. The rare-earth elements in rivers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *54*(4), 971-991. https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90432-K
- **Elrick, M., Rieboldt, S., Saltzman, M. & McKay, R.M. (2011)**. Oxygen-isotope trends and seawater temperature changes across the Late Cambrian Steptoean positive carbon-isotope excursion (SPICE event). *Geology*, *39*, 987-990. https://doi.org/10.1130/G32109.1
- **Emeis, K.C., Brüchert, V., Currie, B., Endler, R., Ferdelman, T., Kiessling, A., Leipe, T., Noli-Peard, K., Struck, U. & Vogt, T. (2004)**. Shallow gas in shelf sediments of the Namibian coastal upwelling ecosystem. *Continental Shelf Research*, *24*, 627-642. https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.01.007
- **Emerson, D. & Moyer, C. L. (2002)**. Neutrophilic Fe-oxidizing bacteria are abundant at the Loihi Seamount hydrothermal vents and play a major role in Fe oxide deposition. *Applied and Environmental Microbiology*, *68*, 3085-3093. https://doi.org/10.1128/AEM.68.6.3085-3093.2002
- **Emerson, D., & Revsbech, N.P. (1994)**. Investigation of an iron-oxidizing microbial mat community located near Aarhus, Denmark: Field studies. *Applied and Environmental Microbiology*, *60*, 4022-4031. https://doi.org/10.1128/aem.60.11.4032-4038.1994
- **Erickson, B.E. & Helz, G.R. (2002)**. Molybdenum(VI) speciation in sulfidic waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *64*, 1149-1158. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00423-8
- **Esri (s.f.)**. ArcGIS Desktop [Software de SIG]. Environmental Systems Research Institute. https://www.esri.com/
- **Etxebarria, M., Chalot-Prat, F., Apraiz, A. & Eguíluz, L. (2006)**. Birth of a volcanic passive margin in Cambrian time: Rift paleogeography of the Ossa-Morena Zone, SW Spain. *Precambrian Research*, *147*, 366-386. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.01.022
- **Evans, D.A.D., Li, Z.X. & Murphy, J.B. (2016)**. Four-dimensional context of Earth's supercontinents. En: Z.X. Li, D.A.D. Evans & J.B. Murphy (Eds.), *Supercontinent Cycles Through Earth History* (Vol. 424, pp. 1-14). Geological Society, London, Special Publications. https://doi.org/10.1144/SP424.12
- **Fossils-UK (s.f.)**. *British Late Triassic stromatolite from North Somerset, England (Cotham Marble)* [Fotografía]. Recuperado el 5 de febrero de 2025, de https://www.fossils-uk.com/fossils-c1/stromatolite-fossils-c77/british-late-triassic-stromatolite-from-north-somerset-england-sku-of3106-cotham-marble-p14791
- **Franke, W. (1992)**. Phanerozoic structures and events in Central Europe. En: D. Blundell, R. Freeman & St. Mueller (Eds.), *A Continent Revealed* (pp. 164-180). Cambridge University Press.
- **Frankel, R.B., & Bazylinski, D.A. (2003)**. Biologically induced mineralization by bacteria. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *54*, 95-114. https://doi.org/10.2113/0540095
- **Fritz, H., Abdelsalam, M., Ali, K.A., Bingen, B., Collins, A.S., Fowler, A.R., Ghebreab, W., Hauzenberger, C.A., Johnson, P.R., Kusky, T.M., Macey, P., Muhongo, S., Stern, R.J. & Viola, G. (2013)**. Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic

to Cambrian tectonic evolution. *Journal of African Earth Sciences*, *86*, 65-106. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.06.004

- **Gabaldón, V. (1989)**. *Plataformas siliciclásticas externas: facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas)* [Tesis doctoral inédita]. Universidad Autónoma de Barcelona.
- **Galili, N., Shemesh, A., Yam, R., Brailovsky, I., Sela-Adler, M., Schuster, E.M., Collom, C., Bekker, A., Planavsky, N., Macdonald, F.A., Préat, A., Rudmin, M., Trela, W., Sturesson, U., Heikoop, J. M., Aurell, M., Ramajo, J. & Halevy, I. (2019)**. The geologic history of seawater oxygen isotopes from marine iron oxides. *Science*, *365*(6452), 469-473. https://doi.org/10.1126/science.aaw9247
- **Gámez, J.A., Fernández-Nieto, C., Gozalo, R., Liñán, E., Mandado, J. & Palacios, T. (1991)**. Bioestratigrafía y evolución ambiental del Cámbrico de Borobia (Provincia de Soria, Cadena Ibérica Oriental). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, *16*, 251-271.
- **Gámez-Vintaned, J.A., Schmitz, U. & Liñán, E. (2009)**. Upper Vendian-lowest Ordovician sequences of the western Gondwana margin, NE Spain. En: J. Craig, J. Thurow, B. Thusu, A. Whitham & Y. Abutarruma (Eds.), *Global Neoproterozoic Petroleum Systems: The Emerging Potential in North Africa* (Vol. 326, pp. 229-242). The Geological Society, London, Special Publications. https://doi.org/10.1144/SP326.13
- **Gehring, A.U. (1989)**. The formation of goethitic ooids in condensed deposits in northern Switzerland. En T.P. Young & W.E.G. Taylor (Eds.), *Phanerozoic ironstones* (Vol. 46, pp. 133-139). Geological Society Special Publications. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.046.01.13
- **Girard, V., Saint Martin, S., Buffetaut, E., Saint Martin, J.-P., Néraudeau, D., Peyrot, D., Roghi, G., Ragazzi, E. & Suteethorn, V. (2020)**. Thai amber: Insights into early diatom history? *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, *191*, 23. https://doi.org/10.1051/bsgf/2020028
- **Goetz, A.F. & Srivastava, V. (1985)**. Mineralogical mapping in the Cuprite mining district, Nevada. En: *Proceedings of the Airborne Imaging Spectrometer Data Analysis Workshop*. NASA Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology.
- **Goldberg, T., Strauss, H., Guo, Q.J. & Liu, C. (2007)**. Reconstructing marine redox conditions for the Early Cambrian Yangtze Platform: Evidence from biogenic sulphur and organic carbon isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *254*, 175-193. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.03.015
- **González Lasala, J. (1857)**. Sobre el estado actual y porvenir de la industria minera de Zaragoza. *Revista Minera*, *8*, 244-254, 276-286, 316-321.
- **Google. (s.f.)**. *Mapa de Tierga, España* [Mapa]. Google Maps. Recuperado el 10 de diciembre de 2018, de https://www.google.es/maps/@41.6234339,-1.6203644,28251m/data=!3m1!1e3!5m1!1e4
- **Gozalo, R. (1986)**. *La serie estratigráfica del Devónico superior de la Sierra de Tabuenca (Cadena Ibérica Oriental)*. (Resúmenes Tesina). Universidad de Zaragoza, curso 83-84, 111-122.
- **Gozalo, R. (1995)**. El Cámbrico de las Cadenas Ibéricas. En: J.A. Gámez-Vintanez & E. Liñán (Eds.), *La expansión de la vida en el Cámbrico* (pp. 137-167). Institución "Fernando el Católico".
- **Gozalo, R. (2017)**. El yacimiento Cámbrico de Murero (prov. de Zaragoza) ejemplo de convergencia entre ciencia y patrimonio. *Monografías de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de Zaragoza*, *41*, 83-108.
- **Gozalo, R., Álvaro, J., Liñán, E., Sdzuy, K. & Truyols, J. (1993)**. La distribución de Paradoxides (Acadoparadoxides) mureroensis Sdzuy, 1958 (Cámbrico Medio basal) y sus implicaciones paleobiogeográficas. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, *18*, 217-230.
- **Gozalo, R. & Liñán, E. (1988)**. Los materiales hercínicos de la Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico. *Estudios geológicos*, *44*, 399-404. https://doi.org/10.3989/egeol.88445-6556
- **Gozalo, R. & Liñán, E. (1995)**. Leonian (early Middle Cambrian) *Paradoxides* biostratigraphy. *Beringeria, Special Issue, 2*, 169-171.
- **Gozalo, R., Liñán, E., Dies, M.E., Gámez-Vintaned, J.A. & Mayoral, E. (2007)**. The Lower–Middle Cambrian boundary in the Mediterranean subprovince. *Geological Society of America Special Paper*, *423*, 359-373. https://doi.org/10.1130/2007.2423(17)
- **Gozalo, R., Liñán, E., Gámez-Vintaned, J.A. & Dies, M.E. (2004)**. La transgresión cámbrica y sus fluctuaciones. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España* (pp. 471-473). Instituto Geológico y Minero de España y Sociedad Geológica de España.

- **Gozalo, R., Liñán, E., Gámez-Vintaned, J.A., Dies Álvarez, M.E., Chirivella Martorell, J.B., Zamora, S., Esteve, J. & Mayoral, E. (2008)**. The Cambrian of the Cadenas Ibéricas (NE Spain) and its trilobites. En: I. Rábano, R. Gozalo & D. García-Bellido (Eds.), *Advances in trilobite research* (Cuadernos del Museo Geominero, Vol. 9, pp. 137-151). Instituto Geológico y Minero de España.
- **Gozalo, R., Liñán, E., Palacios, T., Gámez-Vintaned, J.A. & Mayoral, E. (2003)**. The Cambrian of the Iberian Peninsula: An overview. *Geologica Acta*, *1*(1), 103-112. https://doi.org/10.1344/105.000001596
- **Gozalo, R. & Sánchez de Posada, L.C. (1986)**. *Polyzygia neodevonica aragonensis*, nueva subespecie de ostrácodos del Devónico de la Cordillera Ibérica. *Revista Española de Micropaleontoalogía*, *18*, 415-421.
- **Gregg, J.M. & Sibley, D. F. (1984)**. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, *54*(3), 908-931. https://doi.org/10.1306/212F8535-2B24-11D7-8648000102C1865D
- **Grosse, R. (1959)**. *Fontes Hispaniae Antiquae VIII*. Barcelona.
- **Gualtieri, A. & Venturelli, P. (1999)**. In situ study of the goethite-hematite phase transformation by real-time synchrotron powder diffraction. *American Mineralogist*, *84*(5-6), 895-904. https://doi.org/10.2138/am-1999-5-625
- **Guo, Q.J., Shields-Zou, G.A., Liu, C.Q., Strauss, H., Zhu, M., Pi, D., Tatiana, G. & Yang, X. (2007)**. Trace element chemostratigraphy of two Ediacaran-Cambrian successions in South China: Implications for organosedimentary metal enrichment and silicification in the early Cambrian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *254*, 194-216. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.03.016
- **Gurvich, E.G. (2006)**. *Metalliferous Sediments of the World Ocean*. Springer. https://doi.org/10.1007/3-540-30969-1
- **Gutiérrez, F., Lucha, P. & Jordá, L. (2013)**. The Río Grío depression (Iberian Chain, NE Spain). Neotectonic graben vs. Fluvial valley. *Cuaternario y Geomorfología*, *27*(3-4), 5-32.
- **Hagen, N.A. & Kudenov, M.W. (2013)**. Review of snapshot spectral imaging technologies. *Optical Engineering*, *52*(9), 090901. https://doi.org/10.1117/1.OE.52.9.090901
- **Hamilton, D. (1961)**. Algal growths in the Rhaetic Cotham Marble of Southern England. *Palaeontology*, *4*(3), 324-333. Recuperado de https://www.palass.org/sites/default/files/media/publications/palaeontology/volume_4/vol4_part3_pp324-333.pdf
- **Han, T., Fan, H. & Wen, H. (2018)**. Dwindling vanadium in seawater during the early Cambrian, South China. *Chemical Geology*, *492*, 20-29. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.05.022
- **Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1987)**. Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. *Science*, *235*, 1156-1167. https://doi.org/10.1126/science.235.4793.1156
- **Hearing, T.W., Harvey, T.H.P., Williams, M., Leng, M.J., Lamb, A.L., Wilby, P.R., Gabbot, S.E., Pohl, A. & Donnadieu, Y. (2018)**. An early Cambrian greenhouse climate. *Science Advances*, *4*(5), eaar5690. https://doi.org/10.1126/sciadv.aar5690
- **Hebbeln, P. & Eitinger, T. (2004)**. Heterologous production and characterization of bacterial nickel/cobalt permeases. *FEMS Microbiology Letters*, *230*(1), 129-135. https://doi.org/10.1016/S0378-1097(03)00885-1
- **Helz, G. R. & Vorlicek, T. P. (2019)**. Precipitation of molybdenum from euxinic waters and the role of organic matter. *Chemical Geology*, *509*, 178-193. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.02.001.
- **Hiemstra, T. (2018)**. Surface structure controlling nanoparticle behavior: Magnetism of ferrihydrite, magnetite, and maghemite. *Environmental Science: Nano*, *5*, 752-764. https://doi.org/10.1039/C7EN01060E
- **Hirose, K. & Sugimura, Y. (1991)**. Chemical speciation of particulate uranium in seawater. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, *149*(1), 83-96. https://doi.org/10.1007/BF02053716
- **Holland, H.D. (1984)**. *The chemical evolution of the atmosphere and oceans*. Princeton University Press.
- **Hu, J., Wang, H. & Wang, M. (2017)**. Geochemistry and origin of the Neoproterozoic Dahongliutan banded iron formation (BIF) in the Western Kunlun orogenic belt, Xinjiang (NW China). *Ore Geology Reviews*, *89*, 836-857. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.07.020

- **Huang, J.-H., Huang, F., Evans, L. & Glasauer, S. (2015)**. Vanadium: Global (bio)geochemistry. *Chemical Geology*, *417*, 68-89. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.09.019
- **Huang, S., Huang, K., Lü, J. & Lan, Y. (2014)**. The relationship between dolomite textures and their formation temperature: a case study from the Permian-Triassic of the Sichuan Basin and the Lower Paleozoic of the Tarim Basin. *Petroleum Science*, *11*(1), 39-51. https://doi.org/10.1007/s12182-014-0316-7
- **Huang, W.M., Liu, S.G., Zhang, C.J., Wang, G.Z., Xu, G.S., Yong, Z.Q. & Ma, W.X. (2009)**. Reservoir characteristics and formation mechanism of the high-quality Cambrian reservoirs in Sichuan Basin. *Oil & Gas Geology*, *30*(5), 566-575.
- **Hunt, G.R. & Salisbury, J.W. (1970)**. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, I—Silicate minerals. *Modern Geology*, *1*, 283-300.
- **Hunt, G.R. & Salisbury, J.W. (1971)**. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, II—Carbonates. *Modern Geology*, *2*, 23-30.
- **Hunt, G.R., Salisbury, J.W. & Lenhoff, C.J. (1971a)**. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, III—Oxides and hydroxides. *Modern Geology*, *2*, 195-205.
- **Hunt, G.R., Salisbury, J.W. & Lenhoff, C.J. (1971b)**. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, IV—Sulphides and sulphates. *Modern Geology*, *3*, 1-14.
- **Hunt, G.R., Salisbury, J.W. & Lenhoff, C.J. (1972)**. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, V—Halides, arsenates, vanadates, and borates. *Modern Geology*, *3*, 121-132.
- **Hunt, G.R., Salisbury, J.W. & Lenhoff, C.J. (1973)**. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, VI—Additional silicates. *Modern Geology*, *4*, 85-106.
- **HWPH Historisches Wertpapierhaus AG. (2011)**. *Compañía Aragonesa de Minas Sociedad Anónima* [Imagen]. Publicada con permiso. Recuperado de https://www.hwph.de/acciones-antiguas/losnr-auktnr-pa22-866_es.html
- **Inspección de Minas de la Provincia de Zaragoza (IMPZ) (1872)**. *Mina La Bilbilis. L 06 nº 018. Mesones de Isuela* [Registro minero]. Archivo Histórico Provincial de Zaragoza, Registros mineros. Código de referencia: ES/AHPZ - A/006255. Consultado en oficina. Documentación de registro recuperada de https://dara.aragon.es/opac/app/item/?p=0&q=mina+bilbilis&ob=re:1&vm=nv&i=1177117
- **Inspección de Minas de la Provincia de Zaragoza (IMPZ) (1888)**. *Mina Petra. L 09 nº 137. Tierga* [Registro minero]. Archivo Histórico Provincial de Zaragoza, Registros mineros. Código de referencia: ES/AHPZ - A/006259/0023. Consultado en oficina. Documentación de registro recuperada de https://dara.aragon.es/opac/app/item/?p=0&q=mina+Petra&ob=re:1&vm=nv&i=1177213
- **Inspección de Minas de la Provincia de Zaragoza (IMPZ) (1889a)**. *Mina Barranco de los Judíos. Nº 0182. Tierga* [Registro minero]. Archivo Histórico Provincial de Zaragoza, Registros mineros. Código de referencia: ES/AHPZ - A/006261. Consultado en oficina. Documentación de registro recuperada de https://dara.aragon.es/opac/app/item/?p=0&q=mina+Barranco+de+los+Judios&ob=re:1&vm=nv&i=1177282
- **Inspección de Minas de la Provincia de Zaragoza (IMPZ) (1889b)**. *Mina Navidad. Nº 0184. Tierga* [Registro minero]. Archivo Histórico Provincial de Zaragoza, Registros mineros. Código de referencia: ES/AHPZ - A/006261/0033. Consultado en oficina. Documentación de registro recuperada de https://dara.aragon.es/opac/app/item/?p=0&q=mina+Navidad&ob=re:1&vm=nv&i=1177281
- **Inspección de Minas de la Provincia de Zaragoza (IMPZ) (1890)**. *Mina Triano. Nº 0218. Tierga* [Registro minero]. Archivo Histórico Provincial de Zaragoza, Registros mineros. Código de referencia: ES/AHPZ - A/006261/0017. Consultado en oficina. Documentación de registro recuperada de https://dara.aragon.es/opac/app/item/?p=0&q=Triano&ob=re:1&vm=nv&i=1177265
- **Instituto Geográfico Nacional (IGN) (s.f.)**. *Cartografía del IGN, España, en servicio WMS 1.3.0 conforme a ISO 19128:2005* [Mapa digital]. Recuperado el 10 de diciembre de 2018, de http://www.ign.es/wms-inspire/mapa-raster
- **Instituto Geológico y Minero de España (IGME) (1972)**. *Programa Sectorial de investigación de minerales de hierro. Estimación del potencial minero en el Subsector VII Centro-Levante. Área 4: Moncayo*, Madrid, España: Plan Nacional de la Minería de la Dirección General de Minas e Industrias de la Construcción del Ministerio de Industria. Estudio preliminar, 124 pp.

- **Instituto Geológico y Minero de España (IGME) (1973)**. *Programa Sectorial de investigación de minerales de hierro. Estimación del potencial minero en el Subsector VII Centro-Levante. Área 4: Moncayo*. "Estudio preliminar". Madrid, España: Plan Nacional de la Minería de la Dirección General de Minas e Industrias de la Construcción del Ministerio de Industria, 35 pp.
- **Instituto Geológico y Minero de España (IGME) (1974a)**. *Programa Sectorial de investigación de minerales de hierro. Estimación del potencial minero en el Subsector VII Centro-Levante. Área 4: Moncayo*. "Estudio Preliminar de la Compañía General de Sondeos, S.A.". Madrid, España: Plan Nacional de la Minería de la Dirección General de Minas e Industrias de la Construcción del Ministerio de Industria, Vol. 1, 82 pp.
- **Instituto Geológico y Minero de España (IGME) (1974b)**. *Programa Sectorial de investigación de minerales de hierro. Estimación del potencial minero en el Subsector VII Centro-Levante. Área 4: Moncayo*, Madrid, España: Plan Nacional de la Minería de la Dirección General de Minas e Industrias de la Construcción del Ministerio de Industria. Estudio Preliminar de la Compañía General de Sondeos, S.A., Vol. 2, 39 pp.
- **Instituto Geológico y Minero de España (IGME) (1975)**. *Programa Sectorial de investigación de minerales de hierro. Estimación del potencial minero en el Subsector VII Centro-Levante. Área 4: Moncayo*, Madrid, España: Plan Nacional de la Minería de la Dirección General de Minas e Industrias de la Construcción del Ministerio de Industria. 6 Tomos: "I-Memoria" (291 pp.), "II-Inventario de indicios mineros" (193 pp.), "III-Sondeos" (157 pp.), "IV-Geoquímica" (211 pp.), "V-Geofísica y fotos" (146 pp.), "VI-Planos" (111 pp.).
- **Instituto Geológico y Minero de España (IGME) (s.f.)**. *Mapa Geológico Continuo de España a escala 50 000* [Mapa]. 1:50 000. Recuperado el 24 de Agosto, 2023. Servicio WMS: https://mapas.igme.es/gis/services/Cartografia_Geologica/IGME_Geode_50/MapServer/WMSServer?
- **Investigación y Estudios de Geofísica Aplicada (IEGA) (2019)**. *Prospección geofísica en la mina Santa Rosa. Tierga (Zaragoza)*. Investigación y estudios de geofísica aplicada, S.L., 20pp.
- **Jaffrés, J.B.D., Shields, G.A., & Wallmann, K. (2007)**. The oxygen isotope evolution of seawater: A critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years. *Earth-Science Reviews*, *83*(1-2), 83-122. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.04.002
- **Jagnaux, R. (1890)**. *Aide-Mémoire du Chimiste*. Librairie Polytechnique Baudry et Cie.
- **Jambor, J.L. & Dutrizac, J.E. (1998)**. Occurrence and constitution of natural and synthetic ferrihydrite, a widespread iron oxyhydroxide. *Chemical Reviews*, *98*, 2549-2586. https://doi.org/10.1021/cr970105t
- **James, N.P. & Gravestock, D.I. (1990)**. Lower Cambrian shelf and shelf margin buildups, Flinders Ranges, South Australia. *Sedimentology*, *37*, 455-80. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1990.tb00147.x
- **Jansen, E., Kyek, A., Schäfer, W. & Schwertmann, U. (2002)**. The structure of six-line ferrihydrite. *Applied Physics A*, *74*(Supplement 1), S1004–S1006. https://doi.org/10.1007/s003390101175
- **Jiang, Z., Liu, Q., Roberts, A.P., Barrón, V., Torrent, J. & Zhang, Q. (2018)**. A new model for transformation of ferrihydrite to hematite in soils and sediments. *Geology*, *46*(11), 987-990. https://doi.org/10.1130/G45386.1
- **Jin, C., Li, C., Algeo, T.J., Planavsky, N.J., Cui, H., Yang, X., Zhao, Y., Zhang, X. & Xie, S. (2016)**. A highly redox-heterogeneous ocean in South China during the Early Cambrian (529–514 Ma): implications for biota-environment co-evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, *441*, 38-51. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.02.019
- **Jin, C.S., Li, C., Peng, X.F., Cui, H., Shi, W., Zhang, Z.H., Luo, G.M. & Xie, S.C. (2014)**. Spatiotemporal variability of ocean chemistry in the early Cambrian, South China. *Science China: Earth Sciences*, 1-13. https://doi.org/10.1007/s11430-013-4779-y
- **Johannesson, K.H. & Zhou, X.P. (1999)**. Origin of middle rare earth element enrichments in acid waters of a Canadian High Arctic lake. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *63*(1), 153-165. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00291-9
- **Jones, B. & Manning, D. (1994)**. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, *111*(1-4), 111-129. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90085-X
- **Josso, P., Pelleter, E., Pourret, O., Fouquet, Y., Etoubleau, J., Cheron, S. & Bollinger, C. (2017)**. A new discrimination scheme for oceanic ferromanganese deposits using high field

strength and rare earth elements. *Ore Geology Reviews*, *87*, 3-15. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.003

- **Julivert, M. (1954)**. Observaciones sobre la tectónica de la depresión de Calatayud. Arrahona, Sabadell: 3-18.
- **Julivert, M. (1983a)**. La estructura de la Zona Cantábrica. Libro Jubilar J. M Ríos, I.G.M.E., **1**: 339-381.
- **Julivert, M. (1983b)**. La estructura de la Zona Asturoccidental-Leonesa. Libro Jubilar J. M. Ríos, I.G.M.E., **1**: 381-408.
- **Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. & Conde, L. (1974)**. *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares* [Mapa]. 1:1 000 000. Instituto Geológico y Minero de España.
- **Kennedy, C.B., Scott, S.D. & Ferris, F.G. (2003)**. Ultrastructure and potential sub-sea floor evidence of bacteriogenic iron oxides from Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge, northeast Pacific Ocean. *FEMS Microbiology Ecology*, *43*, 247-254. https://doi.org/10.1016/S0168-6496(02)00427-0
- **Keto, L.S. & Jacobsen, S.B. (1988)**. Nd isotopic variations of Phanerozoic paleoceans. *Earth and Planetary Science Letters*, *90*, 395-410. https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90138-0
- **Kim, S.-T., Coplen, T.B. & Horita, J. (2015)**. Normalization of stable isotope data for carbonate minerals: Implementation of IUPAC guidelines. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *158*, 276-289. https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.02.011
- **Klein, C. & Beukes, N. J. (1989)**. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, *84*(7), 1733-1774. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.84.7.1733
- **Knoll, A.H. & Carroll, S.B. (1999)**. Early animal evolution: Emerging views from comparative biology and geology. *Science*, *284*, 2129-2137. https://doi.org/10.1126/science.284.5423.2129
- **Kokaly, R.F., Clark, R.N., Swayze, G.A., Livo, K.E., Hoefen, T.M., Pearson, N.C., Wise, R.A., Benzel, W.M., Lowers, H.A., Driscoll, R.L. & Klein, A.J. (2017)**. *USGS Spectral Library Version 7* (U.S. Geological Survey Data Series 1035, 61 pp.). U.S. Geological Survey. https://doi.org/10.3133/ds1035
- **Konhauser, K.O. (1998)**. Diversity of bacterial iron mineralization. *Earth-Science Reviews*, *43*, 91-121. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(97)00036-6
- **Konhauser, K.O. (2007)**. *Introduction to geomicrobiology*. Blackwell Publishing Ltd. Recuperado de https://download.e-bookshelf.de/download/0000/5989/61/L-G-0000598961-0002363420.pdf
- **Konhauser, K.O., Hamade, T., Raiswell, R., Morris, R.C., Ferris, F.G., Southam, G. & Canfield, D.E. (2002)**. Could bacteria have formed the Precambrian banded iron formations? *Geology*, *30*, 1079-1082. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1079:CBHFTP>2.0.CO;2
- **Krauskopf, K.B. (1956)**. Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in sea-water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *9*, 1-32. https://doi.org/10.1016/0016-7037(56)90055-2
- **Kröner, A. (1981)**. *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam; New York.
- **Kröner, A. (2001)**. The Mozambique belt of East Africa and Madagascar; significance of zircon and Nd model ages for Rodinia and Gondwana supercontinent formation and dispersal. *South African Journal of Geology*, *104*(2), 151-166. https://doi.org/10.2113/1040151
- **Krüger, M., Meyerdierks, A., Glöckner, F.O., Amann, R., Widdel, F., Kube, M., Reinhardt, R., Kahnt, J., Böcher, R., Thauer, R.K. & Shima, S. (2003)**. A conspicuous nickel protein in microbial mats that oxidizes methane anaerobically. *Nature*, *426*(6968), 878-881. https://doi.org/10.1038/nature02207
- **Lago, M., Arranz, E., Gil, A. & Pocoví, A. (2004b)**. Magmatismo asociado (al Sistema Ibérico). En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España* (pp. 522-525). Instituto Geológico y Minero de España y Sociedad Geológica de España.
- **Lago, M., Arranz, E., Pocoví, A., Galé, C. & Gil-Imaz, A. (2004a)**. Lower Permian magmatism of the Iberian Chain, Central Spain, and its relationship to extensional tectonics. *Geological Society*, *London, Special Publications*, *223*, 465-490. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.223.01.20

- **Lago, M. & Pocoví, A. (1987)**. Le vulcanisme calco-alcalin d'age Stephanien-Permien dans la Chalne Ibérique (Est de 1'Espagne): Geologie et Petrologie. *Réunion S.F.M.C. «Paléovolcanisme» (Paris). Supplément au Bulletin de Minéralogie*, *110*(2), 42.
- **Lalonde, S.V., Dafoe, L., Pemberton, S.G., Gingras, M.K. & Konhauser, K.O. (2010)**. Investigating the geochemical impact of burrowing animals: Proton and cadmium adsorption onto the mucus-lining of Terebellid polychaete worms. *Chemical Geology*, *271*, 44-51. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.12.010
- **Langley, S., Igric, P., Takahashi, Y., Sakai, D., Fortin, D., Hannington, M.D. & Schwarz-Schampera, U. (2009)**. Preliminary characterization and biological reduction of putative biogenic iron oxides (BIOS) from the Tonga-Kermadec Arc, southwest Pacific Ocean. *Geobiology*, *7*, 35-49. https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2008.00180.x
- **Lawrence, M.G., Greig, A., Collerson, K.D. & Kamber, B.S. (2006)**. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways. *Aquatic Geochemistry*, *12*(1), 39-72. https://doi.org/10.1007/s10498-005-4471-8
- **Legg, M.R., Goldfinger, C., Kamerling, M.J., Chaytor, J.D. & Einstein, D.E. (2007)**. Morphology, structure and evolution of California Continental Borderland restraining bends. *Geological Society, London*, *Special Publications*, *290*, 143–168. https://doi.org/ 10.1144/SP290.7
- **Lewan, M.D. (1984)**. Factors controlling the proportionality of vanadium to nickel in crude oils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *48*(10), 2231-2238. https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90219-9
- **Li, C., Love, G.D., Lyons, T.W., Fike, D.A., Sessions, A.L. & Chu, X. (2010a)**. A Stratified Redox Model for the Ediacaran Ocean. *Science*, *328*(5974), 80-83. https://doi.org/10.1126/science.1182369
- **Li, D., Li, Z., Yu, J., Cao, N., Liu, R. & Yang, M. (2010b)**. Characterization of bacterial community structure in a drinking water distribution system during an occurrence of red water. *Applied and Environmental Microbiology*, *76*, 7171-7180. https://doi.org/10.1128/AEM.00832-10
- **Li, J., & Kusky, T.M. (2007)**. World's largest known Precambrian fossil black smoker chimneys and associated microbial vent communities, North China: Implications for early life. *Gondwana Research*, *12*(1), 84-100. https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.10.024
- **Li, Z.Q., Zhang, L.C., Xue, C.J., Zheng, M.T., Zhu, M.T., Robbins, L.J., Slack, J.F., Planavsky, N.J. & Konhauser, K.O. (2018)**. Earth's youngest banded iron formation implies ferruginous conditions in the Early Cambrian ocean. *Scientific Reports*, *8*(9970), 1-10. https://doi.org/10.1038/s41598-018-28187-2
- **Liancun, X., Zhizhong, Z., Chunxia, C. & Yang, G. (2017)**. Mineral identification and geological mapping using near-infrared spectroscopy analysis. En: *Proceedings of the International Conference on Progress in Informatics and Computing (PIC)* (pp. 119-123). IEEE. https://doi.org/10.1109/PIC.2017.8359526
- **Liesa, C.L. (2000)**. *Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular* [Tesis doctoral inédita]. Universidad de Zaragoza.
- **Liesa, C.L. & Casas, A.M. (1994)**. Reactivación alpina de pliegues y fallas del zócalo hercínico de la Cordillera Ibérica: Ejemplos de la Sierra de la Demanda y la Serranía de Cuenca. *Cuaderno do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, *19*, 119-135.
- **Lin, J.P., Zhao, Y.L., Rahman, I.A., Xiao, S. & Wang, Y. (2010)**. Bioturbation in Burgess Shale-type Lagerstätten—Case study of trace fossil-body fossil association from the Kaili Biota (Cambrian Series 3), Guizhou, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *292*(1-2), 245-256. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.03.048
- **Lin, M., Tng, L., Lim, T., Choo, M., Zhang, J., Tan, H.R. & Bai, S. (2014)**. Hydrothermal synthesis of octadecahedral hematite (α-Fe_2O_3) nanoparticles: An epitaxial growth from goethite (α-FeOOH). *The Journal of Physical Chemistry C*, *118*(20), 10903-10910. https://doi.org/10.1021/jp502087h
- **Liñán, E. (1983a)**. Una nueva hipótesis sobre la estructura geológica del basamento al NE de la Península Ibérica. *V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, *Resúmenes*, 283.
- **Liñán, E. (1983b)**. *Una nueva hipótesis sobre la estructura geológica del basamento al NE de la Península Ibérica* [Manuscrito inédito]. Departamento de Paleontología, Universidad de Zaragoza.
- **Liñán, E., Fernández-Nieto, C., Gámez, J.A., Gozalo, R., Mayoral, E., Moreno-Eiris, E., Palacios, T. & Perejón, A. (1993a)**. Problemática del límite Cámbrico Inferior-Medio en

Murero (Cadenas Ibéricas, España). *Revista Española de Paleontología*, *Número extraordinario*, 26-39.

- **Liñán, E. & Gámez-Vintaned, J. A. (1993)**. Lower Cambrian palaeogeography of the Iberian Peninsula and its relations with some neighbouring European areas. *Bulletin de la Société géologique de France*, *164*(6), 831-842.
- **Liñán, E., Gámez-Vintaned, J.A., Gozalo, R., Dies, M.E. & Mayoral, E. (2006)**. Events and biostratigraphy in the Lower Cambrian of Iberia. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, *157*, 597-609. https://doi.org/10.1127/1860-1804/2006/0157-0597
- **Linán, E., Gámez-Vintaned, J.A., Pillola, G.L. & Gozalo, R. (2016)**. Upper Ovetian trilobites from Spain and their implications for the palaeobiogeography and correlation of the Cambrian Stage 3 in Gondwana. *Tectonophysics*, *681*, 46-57. https://doi.org/ 10.1016/j.tecto.2016.01.003
- **Liñán, E., Gonçalves, F., Gámez-Vintaned, J.A. & Gozalo, R. (1997)**. Evolución paleogeográfica del Cámbrico de la Zona de Ossa-Morena basada en el registro fósil. En: *Estudios sobre a Geología da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico). Livro de Homenagem ao Profesor Francisco Gonçalves* (pp. 1-26). Universidad de Évora.
- **Liñán, E. & Gozalo, R. (1986)**. Trilobites del Cámbrico inferior y medio de Murero (Cordillera Ibérica), Zaragoza, España. *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, *2*, 104pp.
- **Liñán, E., Gozalo, R., Gámez, J. A. & Álvaro, J. J. (1992)**. Las formaciones del Grupo Mesones (Cámbrico Inferior-Medio) en las Cadenas lbéricas. En: Universidad de Salamanca & Facultad de Ciencias (Eds.), *Actas de las Sesiones Científicas. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología* (Vol. 1, pp. 517-523). Universidad de Salamanca.
- **Liñán, E., Gozalo, R., Palacios, T., Gámez-Vintaned, J.A., Ugidos, J.M. & Mayoral, E. (2002)**. 3. Cambrian. En: W. Gibbons & T. Moreno (Eds.), *The Geology of Spain* (pp. 17-29). Cambridge University Press.
- **Liñán, E., Perejón, A. & Sdzuy, K. (1993b)**. The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine*, *130*, 817-833. https://doi.org/10.1017/S0016756800023189
- **Liñán, E. & Quesada, C. (1990)**. Part V Ossa-Morena Zone. 2 Stratigraphy. 2.2 Rift Phase (Cambrian). En: R.D. Dallmeyer & E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (pp. 259-266). Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- **Liñán, E. & Tejero, R. (1988)**. Las formaciones Precámbricas del antiforme de Paracuellos (Cadenas Ibéricas). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, *84*: 39-49.
- **Liñán, E., Villas, E., Gámez-Vintaned, J.A., Álvaro, J., Gozalo, R., Palacios, T. & Sdzuy, K. (1996)**. Síntesis Paleontológica del Cámbrico y Ordovícico del Sistema Ibérico (Cadenas Ibéricas y Cadenas Hespéricas). *Revista Española de Paleontología*, *Número Extraordinario*, 21-32. https://doi.org/10.7203/sjp.23923
- **Liñán, E., Villas, E. & Gozalo, R. (1991)**. El Paleozoico de Teruel. En: M. Gutiérrez & A. Meléndez (Eds.), *Introducción a la Geología de la provincia de Teruel* (pp. 11-33). Instituto de Estudios Turolenses.
- **Liu, H., Wei, Y. & Sun, Y. (2004)**. The formation of hematite from ferrihydrite using Fe(II) as a catalyst. *Journal of Molecular Catalysis A: Chemical*, *226*, 135-140. https://doi.org/10.1016/j.molcata.2004.09.019
- **Liu, Y., Magnall, J.M., Gleeson, S.A., Bowyer, F., Poulton, S.W. & Zhang, J. (2020)**. Spatio-temporal evolution of ocean redox and nitrogen cycling in the early Cambrian Yangtze ocean. *Chemical Geology*, *554*, 119803. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119803
- **Logan, G.A., Hayes, J.M., Hieshima, G.B. & Summons, R.E. (1995)**. Terminal Proterozoic reorganization of biological process. *Nature*, *376*, 53-56.
- **López-Ciriano, A. (2005)**. *Caracterización mineralógica y morfológica del mineral de hierro de la mina "Santa Rosa" de Tierga (prov. de Zaragoza) y de los pigmentos rojos que PROMINDSA produce con dicho mineral*. Universidad de Zaragoza, 22 pp.
- **López-Ciriano, A., Biel, C., Prada-Orgaz, F., Subías, I., Gent, M. & Torno-Lougedo, S. (2011a)**. *Santa Rosa Mine, Tierga (NE of Spain): an approach to its geology and mineralogy* [Póster]. En: F. Tornos (Presidencia), 11th SGA Biennial Meeting: Let's Talk Ore Deposits. Congreso llevado a cabo en Antofagasta, Chile.
- **López-Ciriano, A., Biel, C., Prada-Orgaz, F., Subías, I., Gent, M. & Torno-Lougedo, S. (2011b)**. *Santa Rosa Mine, Tierga (NE of Spain): an approach to its geology and mineralogy*

[Resumen de presentación de la conferencia]. En: F. Tornos (Presidencia), 11th SGA Biennial Meeting: Let's Talk Ore Deposits. Congreso llevado a cabo en Antofagasta, Chile.

- **Lorrio, A.J., Gómez Ramos, P., Montero, I. & Rovira, S. (1999)**. Minería y metalurgia celtibérica. En F. Burillo Mozota (Coord.), *IV Simposio sobre los Celtíberos. Economía* (pp. 161-180). Institución «Fernando el Católico».
- **Lotze, F. (1929)**. Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Kl., n. F.*, *14*(2), 1-320. Traducción española por M. San Miguel de la Cámara (1954-55): *Estratigrafía y tectónica de las Cadenas paleozoicas Celtibéricas*, Madrid, España: Publicaciones Extranjeras sobre la Geología de España, 8, 313pp.
- **Lotze, F. (1945)**. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, 78-92.
- **Lotze, F. (1961)**. Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse*, **6**: 1-216. Traducción española por J. Gómez de Llarena (1970): *El Cámbrico de España*, Madrid, España: Memorias del Instituto Geológico y Minero de España, 75, 256pp.
- **Lu, B., Li, T., Yu, X., Chang, F. & Nan, Q. (2011)**. Redox conditions in sediments and during sedimentation in the Ontong Java Plateau, west equatorial Pacific. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, *29*(6), 1309-1324. https://doi.org/10.1007/s00343-011-1027-1
- **Lyons, T.W., Anbar, A.D., Severmann, S., Scott, C. & Gill, B.C. (2009)**. Tracking euxinia in the ancient ocean: A multiproxy perspective and Proterozoic case study. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *37*, 507-534. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124233
- **Marcén, M. (2014)**. *Geometría y cinemática de la Falla del Río Grío*. [Trabajo de fin de máster inédito]. Universidad de Zaragoza.
- **Marcén, M. & Román, T. (2015)**. Geometría y cinemática de la zona de falla de Río Grío: evidencias de transpresión alpina en la Cadena Ibérica. *Geogaceta*, *58*, 79-82.
- **Marcos, A. (1973)**. *Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). Trabajos de Geología*, *6*. Imprenta y Librería Gráficas SUMMA.
- **Martín Ramos, J.D. (2004)**. Xpowder: A software package for powder X-ray diffraction analysis [Software]. http://www.xpowder.com
- **Martín-Vivaldi, J.M. & Aragonés, E. (1989)**. El potencial minero del área del Moncayo. *Turiaso*, *9*(1), 71-89.
- **Mata Perelló, J.M. (1989)**. Introducción al estudio de las mineralizaciones del Moncayo y de sus alrededores. *Tvriaso, 9*(1), 163-174.
- **Mateo Lázaro, J. (1987)**. *Estudio geológico del sector Tobed-Codos-Mainar (Cadenas Ibéricas orientales). Petrología de los materiales paleozoicos* [Tesis de licenciatura inédita]. Universidad de Zaragoza, España, 297 pp.
- **Mayall, M.J. & Wright, V.P. (1981)**. Algal tuft structures in stromatolites from the Upper Triassic of South-west England. *Palaeontology*, *24*(3), 656-660.
- **Mayoral, E., Dies Álvarez, M.E., Gámez-Vintaned, J.A., Gozalo, R., Linán, E. & Molina, J.M. (2020)**. Cerro del Hierro, Spain: the largest exposed early Cambrian palaeokarst. *Geological Magazine*, 1-14. https://doi.org/10.1017/S0016756820000862
- **McLennan, S.M. (2001)**. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *2*(4). https://doi.org/10.1029/2000GC000109
- **McManus, J., Berelson, W.M., Klinkhammer, G.P., Hammond, D.E. & Holm, C. (2005)**. Authigenic uranium: Relationship to oxygen penetration depth and organic carbon rain. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *69*(1), 95-108. https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.06.023
- **McManus, J., Berelson, W.M., Severmann, S., Poulson, R.L., Hammond, D.E., Klinkhammer, G. P. & Holm, C. (2006)**. Molybdenum and uranium geochemistry in continental margin sediments: Paleoproxy potential. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *70*(18), 4643-4662. https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1564
- **Meert, J.G. (2001)**. Growing gondwana and rethinking rodinia: a paleomagnetic perspective. *Gondwana Research*, *4*, 279-288. https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70329-4

- **Meert, J.G. (2002)**. Paleomagnetic evidence for a Paleo-Mesoproterozoic supercontinent, Columbia. *Gondwana Research*, *5*, 207-215. https://doi.org/10.1016/S1342-937X (05)70904-7
- **Meert, J.G. & van der Voo, R. (1997)**. The assembly of Gondwana 800–550 Ma. *Journal of Geodynamics*, *23*, 223-235. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(96)00046-4
- **Meléndez Hevia, I. (2004)**. *Geología de España. Una historia de seiscientos millones de años*. Editorial Rueda, S.L.
- **Merchán, T.M. (2020)**. *Las rocas volcanoclásticas de Codos: emplazamiento y estructuración*. [Trabajo de fin de máster inédito]. Universidad de Zaragoza.
- **Meyer, K.M. & Kump, L.R. (2008)**. Oceanic euxinia in Earth history: Causes and consequences. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *36*, 251-288. https://doi.org/ 10.1146/annurev.earth.36.031207.124256
- **Michard, A. (1989)**. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *53*(4), 745-750. https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90017-3
- **Michel, F.M., Ehm, L., Antao, S.M., Lee, P.L., Chupas, P.J., Liu, G., Strongin, D.R., Schoonen, M.A. A., Phillips, B.L. & Parise, J.B. (2007)**. The structure of ferrihydrite, a nanocrystalline material. *Science*, *316*, 1726-1729. https://doi.org/10.1126/science.1142525
- **Miguillen. (2010)**. *Zaragoza-loc.svg* [Imagen]. Wikipedia. Recuperado el 10 de diciembre de 2018, de https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Zaragoza-loc.svg
- **Mills, R., Elderfield, H. & Thomson, J. (1993)**. A dual origin for the hydrothermal component in a metalliferous sediment core from the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research*, *98*(B6), 9671-9681. https://doi.org/10.1029/92JB01414
- **Misra, K.C. (2012)**. *Introduction to geochemistry: Principles and applications*. Wiley-Blackwell. Recuperado de https://ndl.ethernet.edu.et/bitstream/123456789/ 60723/1/Kula%20C.%20Misra_2012.pdf
- **Montesinos, R. & Gozalo, R. (1987)**. Schindewolfoceras y otras formas de ammonoideos de la Cordillera Ibérica. *Revista Española de Paleontología*, *2*, 27-32. https://doi.org/ 10.7203/sjp.25212
- **Montserrat, J.M. (1920)**. Reducción geográfica de la antigua Tárraga. *Boletín del Museo Provincial de Bellas Artes de Zaragoza*, *4*, 25-30.
- **Morales Gómez, J.J. (2015)**. Minas de hierro y siderurgia en el entorno del Moncayo en la Edad Media. *Aragón en la Edad Media*, *26*, 243-291. https://doi.org/ 10.26754/ojs_aem/aem.2015261188
- **Morford, J. L. & Emerson, S. R. (1999)**. The geochemistry of redox-sensitive trace metals in sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *63*(11-12), 1735-1750. https://doi.org/ 10.1016/S0016-7037(99)00126-X
- **Muñoz, G.M. (1918)**. Las minas de Tierga. *Ibérica, el progreso de las ciencias y de sus aplicaciones*, *Año V*, Tomo 2º, Vol. X, Nº 248: 236-240.
- **Mwaniki, M., Möller, M. & Schellmann, G. (2015)**. A comparison of Landsat 8 (OLI) and Landsat 7 (ETM+) in mapping geology and visualising lineaments: A case study of central region Kenya. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, *XL-7/W3*, 897-903. https://doi.org/10.5194/isprsarchives-XL-7-W3-897-2015
- **Navarro Vázquez, D. (1991)**. Cabalgamientos hercínicos en la Unidad de Herrera (Rama Oriental del Macizo Paleozoico de la Cordillera Ibérica). *Boletín Geológico y Minero*, *102*(6), 52-59.
- **Navas, A.M. (1986)**. *Estudio geológico y petrológico de los materiales aflorantes en un sector de las Sierras de Vicort y Algairén (Provincia de Zaragoza)* [Tesis de licenciatura inédita]. Universidad de Zaragoza, España.
- **Nordstrom, D.K. (1982)**. Aqueous pyrite oxidation and the consequent formation of secondary iron minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *46*(11), 1779-1800. https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90051-2
- **O'Neil, J.R. (1986)**. Theoretical and experimental aspects of isotopic fractionation. En J.W. Valley, H.P. Taylor Jr. & J.R. O'Neil (Eds.), *Stable isotopes in high temperature geological processes* (Vol. 16, pp. 1-40). Mineralogical Society of America. https://doi.org/10.1515/9781501508936-006
- **Oliveira, J.T., García-Alcalde, J.L., Liñán, E. & de Truyols, J. (1986)**. The Famennian of the Iberian Peninsula. *Annales de la Société géologique de Belgique*, *109*, 159-174. Recuperado de https://popups.uliege.be/0037-9395/index.php?id=2449&file=1&pid=2444

- **OruxMaps (s.f.)**. OruxMaps [Software de navegación y cartografía]. https://www.oruxmaps.com/cs/es
- **Özyurt, M., Kırmacı, M. Z., Al-Aasm, I., Hollis, C., Taslı, K. & Kandemir, R. (2020)**. REE characteristics of Lower Cretaceous limestone succession in Gümüşhane, NE Turkey: Implications for ocean paleoredox conditions and diagenetic alteration. *Minerals*, *10*(8), 683. https://doi.org/10.3390/min10080683
- **Palacios, T. & Moczydłowska, M. (1998)**. Acritarch biostratigraphy of the Lower–Middle Cambrian strata in the Iberian chains, province of Soria, northeastern Spain. *Revista Española de Paleontología*, *Nº extraordinario*, 65-82. https://doi.org/10.7203/sjp.23979
- **Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J. & Hergt, J. (2011)**. Iolite: Freeware for the visualization and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, *26*(12), 2508-2518. https://doi.org/10.1039/C1JA10172B
- **Paul, D. (1969)**. *Erläuterungen zur geologischen Kartierung zwischen Ferreruela del Huerva und Bádenas in den östlichen Iberischen Ketten (NE-Spain)* [Tesis de licenciatura inédita]. Universität Würzburg.
- **Peiró, A. & Simón, J.L. (2021).** The Río Grío–Pancrudo Fault Zone (central Iberian Chain, Spain): recent extensional activity revealed by drainage reversal. *Geological Magazine*, *159*, 21-36. https://doi.org/10.1017/S0016756821000790
- **Pérez Estaún, A. (1978)**. *Estratigrafía y estructura de la rama S de la Zona Asturoccidental-Leonesa*. *Memorias del IGME*, *92*.
- **Pérez García, G. (2008)**. La Villa de Tierga en su patrimonio histórico y cultural. *Cuadernos de Aragón*, *39*. Institución «Fernando el Católico».
- **Pérez-Lorente, F. (1990)**. Datos tectónicos de un área alrededor de Mesones de Isuela e Illueca (Provincia de Zaragoza, Cordillera Ibérica). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, *85*(1-4), 23-43.
- **Perry, R.S., Engel, M.H., Botta, O. & Staley, J.T. (2003)**. Amino acid analyses of desert varnish from the Sonoran and Mojave Deserts. *Geomicrobiology Journal*, *20*, 427-438. https://doi.org/10.1080/713851132
- **Petrash, D.A., Lalonde, S.V., Gingras, M.K., & Konhauser, K. (2011)**. A surrogate approach to studying the chemical reactivity of burrow mucous linings in marine sediments. *Palaios*, *26*, 594-600. https://doi.org/10.2110/palo.2010.p10-140r
- **Pillola, G.L., Leone, F. & Loi, A. (1995)**. The Lower Cambrian Nebida Group of Sardinia. *Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze della Università di Cagliari*, *65* 27-60.
- **Pinar y Rubio, F., Ferrer y Gómez, V., González Ferrer, R., Adán de Yarza, R. & Sánchez-Blanco y Sánchez, L. (1911)**. *Estadística minera de España, formada y publicada por el Consejo de Minería. Año 1909*. Establecimiento Tipográfico de los Hijos de R. Álvarez, a cargo de Manuel Álvarez. Recuperado de http://info.igme.es/estminera/informes/1909.pdf#page=2
- **Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) (2015)**. *PNOA-MA-OF-ETRS89-HU30-H50-0381 [Hoja Nº 0381 (Illueca) del Mapa Topográfico Nacional 1:50.000]* [Fotografía aérea]. 1:50.000. Ministerio de Fomento (MFOM), a través de la Dirección General del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y el Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG) del Instituto Geográfico Nacional (IGN).
- **Planavsky, N., Rouxel, O., Bekker, A., Shapiro, R., Fralick, P., & Knudsen, A. (2009)**. Iron-oxidizing microbial ecosystems thrived in late Paleoproterozoic redox-stratified oceans. *Earth and Planetary Science Letters*, *286*, 230-242. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.033
- **Plausinaitis, D., Prokopchik, A., Karaliunas, A., Bohdan, L. & Balashevska, Y. (2017)**. Erbium concentration anomaly as an indicator of nuclear activity: Focus on natural waters in the Chernobyl exclusion zone. *Science of the Total Environment*. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.10.066
- **Pocoví Juan, A. Besteiro Ráfales, J., Osácar Soriano, M.C., González Martínez, J. & Lago San José, M. (1990)**. Análisis estructural de las mineralizaciones de baritina de la Unidad de Herrera (Cordillera Ibérica Oriental). *Geogaceta*, *8*, 25-27.
- **Poulton, S. W. & Canfield, D. E. (2005)**. Development of a sequential extraction procedure for iron: Implications for iron partitioning in continentally derived particulates. *Chemical Geology*, *214*(3-4), 209-221. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.09.003
- **Poulton, S.W. & Canfield, D.E. (2011)**. Ferruginous conditions: A dominant feature of the ocean through Earth's history. *Elements*, *7*(2), 107-112. https://doi.org/10.2113/gselements.7.2.107

- **Pour, A.B. & Hashim, M. (2015)**. Hydrothermal alteration mapping using Landsat-8 data, Sar Cheshmeh copper mining district, SE Iran. *Journal of Taibah University for Science*, *9*(2), 155-166. https://doi.org/10.1016/j.jtusci.2014.11.008
- **Pourmand, A., Dauphas, N. & Ireland, T.J. (2012)**. A novel extraction chromatography and MC-ICP-MS technique for rapid analysis of REE, Sc, and Y: Revising CI-chondrite and Post-Archean Australian Shale (PAAS) abundances. *Chemical Geology*, *291*, 38-54. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.08.011
- **Pourret, O. & Dia, A. (2018)**. Vanadium. In *Encyclopedia of Geochemistry* (pp. 1474-1476). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-39312-4_272
- **Powell, C.McA. (1995)**. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? comment. *Geology*, *23*, 1053-1054. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0959:ANGDPO>2.3.CO;2
- **Powell, C.McA., McElhinny, M.W., Meert, J.G. & Park, J.K. (1993)**. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and Cambrian formation of Gondwana. *Geology*, *21*, 889-892. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021< 0889:PCOTOT>2.3.CO;2
- **Prokoph, A., Shields, G.A. & Veizer, J. (2008)**. Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $\delta^{34}S$ database through Earth history. *Earth-Science Reviews*, *87*, 113-133. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.12.003
- **PROMINDSA (2018).** *Planificación P.I. "La Potente" Nº 3.528*.
- **Putnis, A. (2009)**. Mineral replacement reactions. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, *70*, 87-124. https://doi.org/10.2138/rmg.2009.70.3
- **R Core Team (2021)**. *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. https://www.R-project.org/
- **Ramírez del Pozo, J., Aguilar Tomás, M., Aragonés Valls, E. & Hernández Samaniego, A. (1981b)**. *Hoja nº 409 (Calatayud)* [Mapa geológico y Memoria]. *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA),* Segunda Serie, Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- **Ramírez del Pozo, J., Aguilar Tomás, M., del Olmo Zamora, P., Aragonés Valls, E. & Hernández Samaniego, A. (1981a)**. *Hoja nº 381 (Illueca)* [Mapa geológico y Memoria]. *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA),* Segunda Serie, Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- **Rasmussen, B., van den Heuvel, D., Krapež, B. & Muhling, J. (2013)**. Iron silicate microgranules as precursor sediments to 2.5-billion-year-old banded iron formations. *Geology*, *41*(4), 435-438. https://doi.org/10.1130/G33828.1
- **Ray, J.R., Wan, W., Gilbert, B. & Jun, Y.-S. (2013)**. Effects of formation conditions on the physicochemical properties, aggregation, and phase transformation of iron oxide nanoparticles. *Langmuir*, *29*, 1069-1076. https://doi.org/10.1021/la3034319
- **RecMin (s.f.)**. RecMin: Recursos Mineros [Software de minería, versión RecMin FREE]. Departamento de Explotación y Prospección de Minas, Universidad de Oviedo. https://recmin.com/WP/
- **Reimann, C. & de Caritat, P. (1998)**. *Chemical elements in the environment: Factsheets for the geochemist and environmental scientist.* Springer-Verlag. https://doi.org/10.1007/978-3-642-72016-1
- **Ren, Y. C. (2017)**. *Geological characteristics and genesis of Yegenbulake iron deposit in Altay, Xinjiang* (Master's thesis). Xinjiang University, China. (1-57p in Chinese with English abstract).
- **Retallack, G.J. (2011)**. Problematic megafossils in Cambrian palaeosols of South Australia. *Palaeontology*, *54*(6), 1223-1242. https://doi.org/10.1111/j.1475-4983.2011.01099.x
- **Riba, O. (1959)**. *Estudio geológico de la Sierra de Albarracín. Monografías del Instituto Lucas Mallada de Investigaciones Geológicas (CSIC)*, *16*.
- **Ridgwell, A. (2005)**. A Mid Mesozoic revolution in the regulation of ocean chemistry. *Marine Geology*, *217*(3-4), 339-357. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.10.036
- **Riding, R. (2000)**. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial–algal mats and biofilms. *Sedimentology*, *47*(S1), 179-214. https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00003.x
- **Riding, R. & Voronova, L. (1984)**. Assemblages of calcareous algae near the Precambrian/Cambrian boundary in Siberia and Mongolia. *Geological Magazine*, *121*(3), 205-210.

- **Rimmer, S.M. (2004)**. Geochemical paleoredox indicators in Devonian-Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (U.S.A.). Chemical Geology, 206(3–4), 373–391. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.12.029
- **Rived, F. (1922)**. "Los hierros de la cuenca del río Isuela (Zaragoza)". *Boletín Oficial de Minas y Metalurgia, Año VI, Nº 65*, 3-27.
- **Robson, R. L., Eady, R. R., Richardson, T. H., Miller, R. W., Hawkins, M. & Postgate, J. R. (1986)**. The alternative nitrogenase of Azotobacter chroococcum is a vanadium enzyme. *Nature*, *322*(6076), 388-390. https://doi.org/10.1038/322388a0
- **Roy, I. & Sarkar, B.C. (2003)**. Prototype development of MODELER: A knowledge-based system for identification of iron ore deposit types. *Journal of the Geological Society of India*, *61*(2), 177-184.
- **RStudio Team (2024)**. *RStudio: Integrated development environment for R* [Software]. Posit Software, PBC. https://posit.co/download/rstudio-desktop/
- **Rubio, J.C. & Simón, J.L. (2007)**. Tectonic subsidence v. erosional lowering in a controversial intramontane depression: the Jiloca basin (Iberian Chain, Spain). *Geological Magazine*, *144*(1), 127-141. https://doi.org/10.1017/S0016756806002949
- **Rudnick, R.L. & Gao, S. (2014)**. Composition of the continental crust. En: R.L. Rudnick (Ed.), *Treatise on geochemistry* (2ª ed., pp. 1-51). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6
- **Sabsik (s.f.)**. Cam2Com (Versión 4.1.2.43) [Software de control de cámara]. https://cam2com.software.informer.com/
- **Salama, W., El Aref, M.M. & Gaupp, R. (2013)**. Mineral evolution and processes of ferruginous microbialite accretion – An example from the Middle Eocene stromatolitic and ooidal ironstones of the Bahariya Depression, Western Desert, Egypt. *Geobiology*, *11*(1), 15-28. https://doi.org/10.1111/gbi.12011
- **Salas, R. & Casas, A. (1993)**. Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, *228*, 33-55. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90213-4
- **Sánchez-Beristain, F. & López-Esquivel Kranksith, L. (2011)**. Análisis geoquímico (elementos mayores, menores, traza, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ y tierras raras) de microbialitas selectas provenientes de la Formación San Casiano (Triásico Medio - Superior, NE de Italia). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, *63*(3), 399-420.
- **Sánchez-García, T., Chichorro, M., Solá, A.R., Álvaro, J.J., Díez-Montes, A., Bellido, F., Ribeiro, M.L., Quesada, C., Lopes, J.C., Dias da Silva, Í., González-Clavijo, E., Gómez Barreiro, J. & López-Carmona, A. (2019)**. The Cambrian-Early Ordovician Rift Stage 2 in the Gondwanan Units of the Iberian Massif. En: C. Quesada & J.T. Oliveira (Eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (pp. 27-74). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8_2
- **Scheuplein, R. (1970)**. *Stratigraphie und tektonic der Schichten-folge in Raume Daroca-Calamocha (westliche Iberischen ketten, Spanien)* [Tesis doctoral inédita]. Universität Würzburg.
- **Schieber, J., & Glamoclija, M. (2007)**. Microbial mats built by iron bacteria: A modern example from southern Indiana. En J. Schieber, P.K. Bose, P.G. Eriksson, S. Banerjee, S. Sarkar, W. Altermann, & O. Catuneau (Eds.), *Atlas of microbial mat features preserved within the clastic rock record* (pp. 233–244). Elsevier. Recuperado de https://sepm04.sitehost.iu.edu/PDF/JS-B28-Matbook-Chapter8a.pdf
- **Schmidt-Thomé, M. (1973)**. Beiträge zur Feinstratigraphie des Unterkambriums in den Iberischen Ketten (Nordost-Spanien). *Geologisches Jahrbuch*, *Reihe B*, Heft 7¸ 3-43.
- **Schmitt, M. (1979)**. The section of Tiout (Precambrian/Cambrian boundary beds, Anti-Atlas, Morocco): Stromatolites and their biostratigraphy. *Arbeiten aus dem Paläontologischen Institut der Universität Würzburg*, *2*, 1-188.
- **Schmitz, U. (1971)**. *Stratigraphie und Sedimentologie im Kambrium und Tremadoc der Westlichen Iberischen Ketten nordlich Ateca (Zaragoza), NE Spanien*. *Münstersche forschungen zur Geologie und Paläontologie*, *22*, 1-123.
- **Scholz, F. (2018)**. Identifying oxygen minimum zone-type biogeochemical cycling in Earth history using inorganic geochemical proxies. *Earth-Science Reviews*, *184*, 29-45. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.002
- **Scholz, F., Siebert, C., Dale, A.W. & Frank, M. (2017)**. Intense molybdenum accumulation in sediments underneath a nitrogenous water column and implications for the

reconstruction of paleo-redox conditions based on molybdenum isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *213*, 400-417. https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.06.048

- **Schultz, L.G. (1964)**. Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierce Shale. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, *391*-C. https://doi.org/10.3133/pp391C
- **Schunck, H., Lavik, G., Desai, D.K., Großkopf, T., Kalvelage, T., Löscher, C.R., Paulmier, A., Contreras, S., Siegel, H., Holtappels, M., Rosenstiel, P., Schilhabel, M.B., Graco, M., Schmitz, R.A., Kuypers, M.M.M. & LaRoche, J. (2013)**. Giant hydrogen sulfide plume in the oxygen minimum zone off Peru supports chemolithoautotrophy. *PLoS ONE*, *8*(8), e68661. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0068661
- **Schwaminger, S.P., Surya, R., Filser, S., Wimmer, A., Weigl, F., Fraga-García, P. & Berensmeier, S. (2017)**. Formation of iron oxide nanoparticles for the photooxidation of water: Alteration of finite size effects from ferrihydrite to hematite. *Scientific Reports*, *7*, 12609. https://doi.org/10.1038/s41598-017-12791-9
- **Schwertmann, U. (1988)**. Goethite and hematite formation in the presence of clay minerals and gibbsite at 25°C. *Soil Science Society of America Journal*, *52*(1), 288-291. https://doi.org/10.2136/sssaj1988.03615995005200010052x
- **Scott, C., Lyons, T.W., Bekker, A. Shen, Y., Poulton, S.W., Chu, X. & Anbar, A.D. (2008)**. Tracing the stepwise oxygenation of the Proterozoic ocean. *Nature*, *452*, 456-459. https://doi.org/10.1038/nature06811
- **Sdzuy, K. (1961)**. Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse*, *7-8*, 217-408 y 499-690.
- **Sdzuy, K. (1962)**. Trilobiten aus dem Unter-Kambrium der Sierra Morena (S-Spaníen). *Senckenbergiana Lethaea*, *43*, 181-229.
- **Sdzuy, K. (1971a)**. Acerca de la correlación del Cámbrico Inferior de la Península Ibérica. En: *Actas del I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, *Sección 1 Geología* (Vol. 2, pp. 753-768).
- **Sdzuy, K. (1971b)**. La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico Medio de España. En: *Actas del I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, Sección 1 Geología* (Vol. 2, pp. 769-782).
- **Sdzuy, K. (1987)**. Trilobites de la base de la Formación del Jalón (Cámbrico Inferior) de Aragón. *Revista Española de Paleontología*, *2*, 3-8. https://doi.org/10.7203/sjp.25209
- **Sdzuy, K. & Liñán E. (1993)**. Rasgos Paleogeográficos del Cámbrico Inferior y Medio del Norte de España. *Cuaderno do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, *18*, 189-215.
- **Sdzuy, K., Liñán, E. & Gozalo, R. (1999)**. The Leonian Stage (early Middle Cambrian): a unit for Cambrian correlation in the Mediterranean subprovince. *Geological Magazine*, *136*, 39-48. https://doi.org/10.1017/S0016756899002241
- **Seilacher, A. (1992)**. Vendobionta and Psammocorallia: Lost constructions of Precambrian evolution. *Journal of the Geological Society*, *149*, 607-613. https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.4.0607
- **Seilacher, A. (2007)**. The nature of Vendobionts. *Geological Society, London, Special Publications*, *286*, 387-397. https://doi.org/10.1144/SP286.28
- **Sepúlveda, A., Liñán, E., Gámez-Vintaned, J.A., Chirivella Martorell, J.B. & Gozalo, R. (2021)**. Bioestratigrafía de las Fms. Ribota y Huérmeda (Marianiense-Bilbiliense?, Cámbrico inferior) en el área de Minas Tierga (Cadenas Ibéricas, NE España). *Geotemas*, *18*, 230-233.
- **Sharp, Z.D. (1990)**. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *54*(5), 1353-1357. https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90160-M
- **Sharp, Z.D. (2006)**. *Principles of stable isotope geochemistry*. Pearson Prentice Hall. Recuperado de https://digitalrepository.unm.edu/cgi/viewcontent.cgi?article=1000&context=unm_oer
- **Sheng, A., Li, X., Arai, Y., Ding, Y., Rosso, K.M. & Liu, J. (2020)**. Citrate controls Fe(II)-catalyzed transformation of ferrihydrite by complexation of the labile Fe(III) intermediate. *Environmental Science & Technology*, *54*(12), 7309-7319. https://doi.org/10.1021/acs.est.0c00996
- **Sheriff, R.E. & Geldart, L.P. (1991a)**. *Exploración sismológica. Historia, teoría y obtención de datos* (Vol. 1). Editorial Limusa S.A.
- **Sheriff, R.E. & Geldart, L.P. (1991b)**. *Exploración sismológica. Procesamiento e interpretación de datos* (Vol. 2). Editorial Limusa S.A.

- **Shields, G. & Stille, P. (2001)**. Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: An isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. *Chemical Geology*, *175*(1-2), 29-48. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00362-4
- **Sibley, D.F. & Gregg, J.M. (1987)**. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, *57*(6), 967-976.
- **Siever, R. (1992)**. The silica cycle in the Precambrian. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *56*(8), 3265-3272. https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90303-Z
- **Silveira Braga, F.C., Rosière, C.A., Pack, A., Hagemann, S.G. & Santos, J.O.S. (2023)**. Oxygen isotopes of iron oxides as a diagnostic tool for iron formation-hosted high-grade magnetite-hematite deposits. *American Journal of Science*, *323*(8), 1-21. https://doi.org/10.2475/001c.88909
- **Simón, J.L. (2006)**. El registro de la compresión intraplaca en los conglomerados de la Cuenca Terciaria de Aliaga (Teruel, C. Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, *19*(3-4), 163-179. Recuperado de https://sge.usal.es/archivos/REV/19(3-4)/Art1.pdf
- **Smedley, P.L. & Kinniburgh, D.G. (2002)**. A review of the source, behaviour and distribution of arsenic in natural waters. *Applied Geochemistry*, *17*(5), 517-568. https://doi.org/10.1016/S0883-2927(02)00018-5
- **Soltis, J.A., Feinberg, J.M., Gilbert, B. & Penn, R.L. (2016)**. Phase transformation and particle-mediated growth in the formation of hematite from 2-line ferrihydrite. *Crystal Growth & Design*, *16*(2), 922-932. https://doi.org/10.1021/acs.cgd.5b01471
- **Sopeña, A. & De Vicente (2004).** Rasgos generales (de la Cordillera Ibérica y Costero-Catalana). En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España* (pp. 467-470). Instituto Geológico y Minero de España y Sociedad Geológica de España.
- **Soua, M. (2010)**. Productivity and bottom water redox conditions at the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event in the southern Tethyan margin, Tunisia. *Revue Méditerranéenne de l'Environnement*, *4*, 653-664.
- **Stump, E. (1992)**. The Ross orogen of the Transantarctic Mountains in the light of the Laurentian–Gondwana split. *GSA Today*, *2*, 25-27 y 30-33. Recuperado de https://rock.geosociety.org/net/gsatoday/archive/2/2/pdf/i1052-5173-2-2-sci.pdf
- **Subías, I., Bauluz, B., Liñán, E., Dies, M.E., Gámez-Vintaned, J.A., Gozalo, R. & Zhuravlev, A. Yu. (2010)**. The Valdemiedes Event: Mineralogical and Geochemical Insights for a Global Lower-Middle Cambrian Event. *Macla*, *13*, 211-212.
- **Sugitani, K. (1992)**. Geochemical characteristics of Archean cherts and other sedimentary rocks in the Pilbara Block, Western Australia: Evidence for Archean seawater enriched in hydrothermally derived iron and silica. *Precambrian Research*, *57*(1-2), 21-47. https://doi.org/10.1016/0301-9268(92)90093-4
- **Surya Prakash, L., Ray, D., Nagender Nath, B., Satyanarayanan, M., Raju, K.A.K., Kurian, J.P., Dileep Kumar, M. & Srinivas Rao, A. (2020)**. Anomalous phase association of REE in ferromanganese crusts from Indian mid-oceanic ridges: Evidence for large-scale dispersion of hydrothermal iron. *Chemical Geology*, *549*, 119679. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119679
- **Sweere, T., van den Boorn, S., Dickson, A. J. & Reichart, G. J. (2016)**. Definition of new trace-metal proxies for the controls on organic matter enrichment in marine sediments based on Mn, Co, Mo, and Cd concentrations. *Chemical Geology*, *441*, 235-245. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.08.028
- **Sylvestre, G., Laure, N.T.E., Djibril, K.N.G., Arlette, D.S., Cyriel, M., Timoléon, N.,& Paul, N.J. (2017)**. A mixed seawater and hydrothermal origin of superior-type banded iron formation (BIF)-hosted Kouambo iron deposit, Palaeoproterozoic Nyong series, Southwestern Cameroon: Constraints from petrography and geochemistry. *Ore Geology Reviews*, *80*, 860-875. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.08.021
- **Takai, K., Nakamura, K., Toki, T., Tsunogai, U., Miyazaki, M., Miyazaki, J., Hirayama, H., Nakagawa, S., Nunoura, T. & Horikoshi, K. (2008)**. Cell proliferation at 122°C and isotopically heavy CH_4 production by a hyperthermophilic methanogen under high-pressure cultivation. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *105*(31), 10949-10954. https://doi.org/10.1073/pnas.0712334105
- **Taylor, S.R. & McLennan, S.M. (1985)**. The continental crust: Its composition and evolution. *Geological Magazine*, *122*(6), 673-674. https://doi.org/10.1017/S0016756800032167

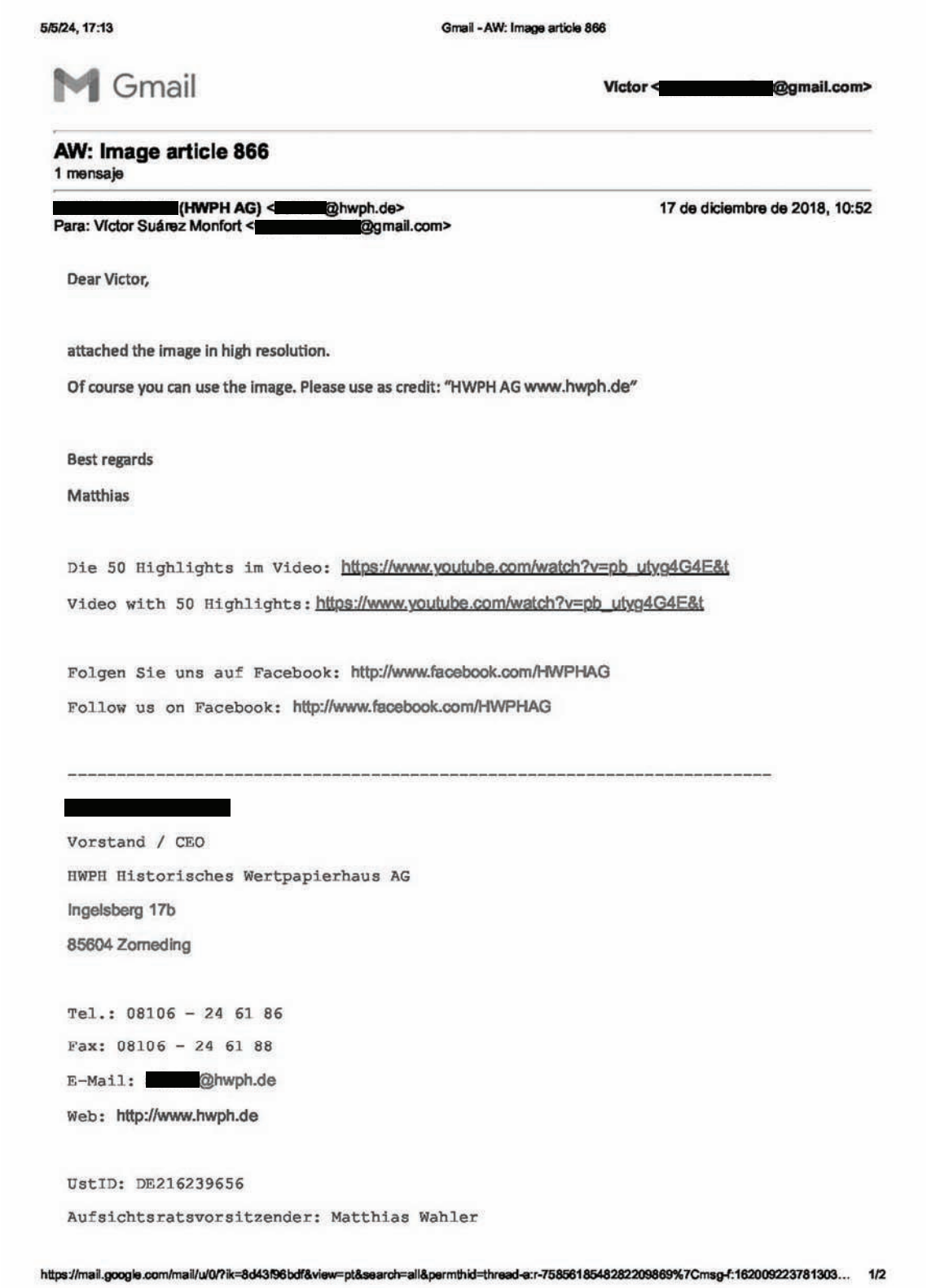
- **Tejero, R. (1986)**. *Tectónica de los macizos paleozoicos al NE de Calatayud. Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Prov. Zaragoza)* [Tesis doctoral inédita]. Universidad Complutense de Madrid.
- **Tejero, R. & Capote, R. (1987).** La deformación hercínica en los materiales paleozoicos nororientales de la Cordillera Ibérica. *Estudios geológicos*, *43*, 425-434. https://doi.org/10.3989/egeol.87435-6612
- **Tessin, A., Chappaz, A., Hendy, I. & Sheldon, N. (2018)**. Molybdenum speciation as a paleoredox proxy: A case study from Late Cretaceous Western Interior Seaway black shales. *Geology*, *47*(1), 59-62. https://doi.org/10.1130/G45785.1
- **Thós y Codina, S., María Clemencín, P., Mariano Vidal, L., De los Villares Amor, F., Iznardi y Vasconi, A., Mallada y Pueyo, L. & Sánchez-Blanco y Sánchez, L. (1908)**. *Estadística minera de España, formada y publicada por el Consejo de Minería. Año 1907*. Establecimiento Tipográfico de los Hijos de R. Álvarez, a cargo de Manuel Álvarez. Recuperado de http://info.igme.es/estminera/informes/1907.pdf#page=2
- **Torsvik, T.H. (2003)**. The Rodinia Jigsaw Puzzle. *Science*, *300*, 1379-1381. https://doi.org/10.1126/science.108346
- **Tosca, N.J., Guggenheim, S. & Pufahl, P.K. (2016)**. An authigenic origin for Precambrian greenalite: Implications for iron formation and the chemistry of ancient seawater. *GSA Bulletin*, *128*(3-4), 511-530. https://doi.org/10.1130/B31339.1
- **Tosco, T., Bosch, J., Meckenstock, R.U. & Sethi, R. (2012)**. Transport of ferrihydrite nanoparticles in saturated porous media: Role of ionic strength and flow rate. *Environmental Science & Technology*, *46*(7), 4008-4015. https://doi.org/10.1021/es202643c
- **Tribovillard, N. (2018)**. Arsenic in marine sediments: How robust a redox proxy? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *537*, 109745. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109745
- **Trompette, R. (1997)**. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, *82*, 101-112. https://doi.org/10.1016/S0301-9268(96)00045-9
- **Trotter, J.A., Williams, I.S., Barnes, C.R., Lécuyer, C. & Nicoll, R.S. (2008)**. Did cooling oceans trigger Ordovician biodiversification? Evidence from conodont thermometry. *Science*, *321*, 550-554. https://doi.org/10.1126/science.1155814
- **U.S. Geological Survey (USGS) (s.f.)**. *Spectral Library* [Base de datos]. Recuperado de https://www.usgs.gov/labs/spectroscopy-lab/science/spectral-library
- **U.S. Geological Survey (USGS) (2015)**. *Landsat 8*. U.S. Department of the Interior. Recuperado el 8 de agosto de 2023, de https://www.usgs.gov/landsat-missions/landsat-8
- **U.S. Geological Survey (USGS) (2020)**. *Imágenes Landsat 8 LC08_L1TP_200031* [Conjunto de datos]. Recuperadas el 12 de noviembre de 2020, de https://earthexplorer.usgs.gov/
- **Universitat Politècnica de València (UPV) (s.f. a)**. *Microscopía electrónica de barrido de emisión de campo*. Servicio de Microscopía Electrónica. Recuperado el 30 de abril de 2024, de https://www.upv.es/entidades/SME/info/859071normalc.html
- **Universitat Politècnica de València (UPV) (s.f. b)**. *Microscopía electrónica de transmisión*. Servicio de Microscopía Electrónica de la Universitat Politècnica de València. Recuperado el 30 de abril de 2024, de https://www.upv.es/entidades/SME/info/753329normalc.html
- **Unrug, R. (1992)**. The supercontinent cycle and Gondwanaland assembly: component cratons and the timing of suturing events. *Journal of Geodynamics*, *16*, 215-240. https://doi.org/10.1016/0264-3707(92)90011-G
- **Vail, P.R., Audemard, F., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N. & Hatlelid, W.G. (1977)**. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists*, *Memoire*, *26*, 49-212.
- **Valdés, J., López, L., LoMónaco, S. & Ortlieb, L. (2000)**. Condiciones paleoambientales de sedimentación y preservación de materia orgánica en bahía Mejillones del Sur (23º S), Chile. *Revista de Biología Marina y Oceanografía*, *35*(2), 169-180.
- **Valenzuela, J.I., Gámez, J.A., Liñán E. & Sdzuy, K. (1990)**. Estratigrafía del Cámbrico de la región de Brea. Cadena Ibérica Oriental. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica), 85*(1-4), 45-54.
- **Valladares, M.I., Ugidos, J.M., Barba, P., Fallick, A.E., & Ellam, R.M. (2006)**. Oxygen, carbon and strontium isotope records of Ediacaran carbonates in Central Iberia (Spain). *Precambrian Research*, *147*(3-4), 354-365. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.01.021

- **Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebneth, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O. G. & Strauss, H. (1999)**. $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, *161*, 59-88. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00081-9
- **Veizer, J., Hoefs, J., Ridler, R.H., Jensen, L.S. & Lowe, D.R. (1989)**. Geochemistry of Precambrian carbonates: I. Archean hydrotermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *53*, 845-857. https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90030-6
- **Veizer, J. & Prokoph, A. (2015)**. Temperatures and oxygen isotopic composition of Phanerozoic oceans. *Earth-Science Reviews*, *146*, 92-104. https://doi.org/ 10.1016/j.earscirev.2015.03.008
- **Vílchez, J.F. (1984)**. *Rasgos geológicos y estructurales de la Unidad de Herrera (Cordillera Ibérica)* [Tesis de licenciatura inédita]. Universidad de Zaragoza.
- **Vílchez, J.F. (1986)**. Rasgos geológicos y estructurales de la Unidad de Herrera (Cadena Ibérica). *Resúmenes Tesina*. Universidad de Zaragoza, curso 83-84, 195-205.
- **Villaseca, C., Downes, H., Pin, C. & Barbero, L. (1999)**. Nature and composition of the lower continental crust in central Spain and the granulite-granite linkage: inferences from granulitic xenoliths. *Journal of Petrology*, *40*, 1465-1496. https://doi.org/10.1093/ petroj/40.10.1465
- **von Raumer, Bussy, F. & Stampfli, G.M. (2008)**. The Variscan evolution in the External massifs of the Alps and place in their Variscan framework. *Comptes Rendus Geoscience*, *341*, 239-252. https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.007
- **von Raumer, J.F. & Stampfli, G.M. (2008)**. The birth of the Rheic Ocean – Early Palaeozoic subsidence patterns and subsequent tectonic plate scenarios. *Tectonophysics*, *461*, 9-20. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.04.012
- **Wagner, M., Chappaz, A. & Lyons, T. W. (2017)**. Molybdenum speciation and burial pathway in weakly sulfidic environments: Insights from XAFS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *206*, 18-29. https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.02.018
- **Waldron, J. & Snyder, M. (2023)**. Proyección estereográfica. En: *Geological Structures – A Practical Introduction*. LibreTexts, University of Alberta. Recuperado de https://batch.libretexts.org/print/Letter/Finished/espanol-87974/Full.pdf
- **Wenzel, B. & Joachimski, M.M. (1996)**. Carbon and oxygen isotopic composition of Silurian brachiopods (Gotland/Sweden): Palaeoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *122*, 143-166. https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00094-1
- **Wille, M., Nägler, T.F., Lehmann, B., Schröder, S. & Kramers, J.D. (2008)**. Hydrogen sulphide release to surface waters at the Precambrian/Cambrian boundary. *Nature*, *453*, 767-769. https://doi.org/10.1038/nature07072
- **Wonder, J.D., Spry, P.G. & Windom, K.E. (1988)**. Geochemistry and origin of manganese-rich rocks related to iron-formation and sulfide deposits, western Georgia. *Economic Geology*, *83*(5), 1070-1081. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.5.1070
- **Wotte, T., Skovsted, C.B., Whitehouse, M.J. & Kouchinsky, A. (2019)**. Isotopic evidence for temperate oceans during the Cambrian Explosion. *Scientific Reports*, *9*, 6330. https://doi.org/10.1038/s41598-019-42719-4
- **Xu, D.R., Wang, Z.L., Chen, H.Y., Hollings, P., Jansen, N.H., Zhang, Z.C., & Wu, C.J. (2014)**. Petrography and geochemistry of the Shilu Fe-Co-Cu ore district, South China: Implications for the origin of a Neoproterozoic BIF system. *Ore Geology Reviews*, *57*, 322-350. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.08.011
- **Yang, X., Mao, J., Poulton, S.W., Dong, A., Liang, T., Wang, D. & Zhang, X. (2021)**. The origin of early-Paleozoic banded iron formations in NW China. *Gondwana Research*, *93*, 218-226. https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.02.008
- **Yapp, C.J. (1987)**. Oxygen and hydrogen isotope variations among goethites (α-FeOOH) and the detection of paleotemperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *51*(2), 355-364. https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90247-X
- **Yapp, C.J. (1990)**. Oxygen isotopes in iron (III) oxides: 1. Mineral-water fractionation factors. *Chemical Geology*, *85*, 329-335. https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90010-5
- **Yapp, C.J. (2001)**. Rusty relics of Earth history: Iron(III) oxides, isotopes, and surficial environments. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *29*, 165-199. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.29.1.165

- **Ye, Y., Wang, H., Wang, X., Wu, C., Canfield, D.E. & Zhang, S. (2022)**. Application of Cd as a paleo-environment indicator. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *585*, 110749. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110749
- **Zamora, A.J. (1991).** *Caracterización petrológica y geoquímica de los materiales carbonatados de la Formación Ribota en el ámbito de la Cadena Ibérica Oriental* [Tesis de licenciatura inédita]. Universidad de Zaragoza, España.
- **Zamora, A.J., Mandado, J., Tena, J.M., Auque, L.F. & Gimeno, M.J. (1992)**. Estudio geoquímico de los materiales carbonatados de la Formación Ribota (Cadena Ibérica Oriental, provincias de Zaragoza y Soria). *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, *1*, 150-151.
- **Zelený, D. (2023)**. *Ordination methods in R*. Recuperado de https://www.davidzeleny.net/anadat-r/doku.php/en:ordination.
- **Zhang, H., Xiao, S., Liu, Y., Yuan, X., Wan, B., Muscente, A.D., Shao, T., Gong, H. & Cao, G. (2015)**. Armored kinorhynch-like scalidophoran animals from the early Cambrian. *Scientific Reports*, *5*(1), 16521. https://doi.org/10.1038/srep16521
- **Zhang, X., Ma, Y., Liu, B., Zhang, S., Yang, Y., & Qin, S. (2019)**. In situ diamond anvil cell (DAC) experiments on equilibrated carbonate–CO_2–H_2O interaction under elevated temperature and pressure. *Carbonates and Evaporites*, *34*(4), 1785-1798. https://doi.org/10.1007/s13146-019-00526-y
- **Zheng, Y., Anderson, R. F., Van Geen, A. & Fleisher, M. Q. (2002)**. Preservation of particulate non-lithogenic uranium in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *66*(17), 3085-3092. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00632-9
- **Zheng, Y.-F. (1998)**. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal*, *33*(2), 109-126. https://doi.org/10.2343/geochemj.33.109
- **Zhou, G., Dong, L. H., Li, Y., He, L. X., Qin, J. H. & Zhao, Z. H. (2014)**. Discovery and geological significance of BIF in the Altai Orogenic Belt, Xinjiang. *Mineral Deposits*, *33*(Supp), 165-166. (In Chinese with English abstract).
- **Zulauf, G., Dörr, W., Fiala, J. & Vejnar, Z. (1997)**. Late Cadomian crustal tilting and Cambrian transtension in the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif, Central European Variscides). *Geologische Rundschau*, *86*, 571-584. https://doi.org/10.1007/s005310050164

Anexos

Anexo 1. Crédito de imagen HWPH



5/5/24, 17:13 Gmail - AW: Image article 866

Gmail Victor <[redacted]@gmail.com>

AW: Image article 866
1 mensaje

[redacted] (HWPH AG) <[redacted]@hwph.de> 17 de diciembre de 2018, 10:52
Para: Víctor Suárez Monfort <[redacted]@gmail.com>

Dear Victor,

attached the image in high resolution.

Of course you can use the image. Please use as credit: "HWPH AG www.hwph.de"

Best regards

Matthias

Die 50 Highlights im Video: https://www.youtube.com/watch?v=pb_utyg4G4E&t

Video with 50 Highlights: https://www.youtube.com/watch?v=pb_utyg4G4E&t

Folgen Sie uns auf Facebook: http://www.facebook.com/HWPHAG

Follow us on Facebook: http://www.facebook.com/HWPHAG

[redacted]

Vorstand / CEO

HWPH Historisches Wertpapierhaus AG

Ingelsberg 17b

85604 Zorneding

Tel.: 08106 - 24 61 86

Fax: 08106 - 24 61 88

E-Mail: [redacted]@hwph.de

Web: http://www.hwph.de

UstID: DE216239656

Aufsichtsratsvorsitzender: Matthias Wahler

https://mail.google.com/mail/u/0/?ik=8d43f96bdf&view=pt&search=all&permthid=thread-a:r-7585618548282209869%7Cmsg-f:1620092237813O3... 1/2

Anexo 2: Rutinas de análisis de EPMA en carbonatos

==========

CITZAF
Copyright John T. Armstrong California Institute of Technology
JEOL On-line type Implemented by Paul Carpenter Caltech 1993
JEOL License of CITZAF Version: 3.5
Oxide (PAP)

==========

Measurement Condition
WDS element:

	Element	X-ray	Crystal	CH	Acc.v	Peak Pos.	(nm)	BG_L	BG_U	(mm)
1	Mg	Ka	TAP	1	15	107.521	0.989	5	3	
2	Sr	La	PETJ	2	15	219.816	0.68628	4	2.6	
3	Na	Ka	TAPH	3	15	129.431	1.19101	4	6	
4	Fe	Ka	LIFH	4	15	134.612	0.1936	4	3	
5	Mn	Ka	LIFH	4	15	146.173	0.21018	5	4.7	
6	Ca	Ka	PETL	5	15	107.843	0.33584	4	6	
7	Ba	La	PETL	5	15	89.204	0.27759	3.9	4.9	

	Element	Peak	Back	Pksk	Gain	High.V	Base.L	Window.W	Mode
1	Mg		20 10.0 (s)	0	32	1656	1	9.0 (V)	Dif
2	Sr		30 15.0 (s)	0	16	1648	0.7	0 (V)	Int
3	Na		30 15.0 (s)	0	32	1660	1	9.0 (V)	Dif
4	Fe		20 10.0 (s)	0	32	1638	0.7	0 (V)	Int
5	Mn		20 10.0 (s)	0	32	1638	0.7	0 (V)	Int
6	Ca		10 5.0 (s)	0	64	1646	0.7	0 (V)	Int
7	Ba		20 10.0 (s)	0	64	1646	0.7	0 (V)	Int

Measurement Order of WDS

Order	Channel 1	2	3	4	5
1	Mg_CH1_T	Sr_CH2_P	Na_CH3_T	Fe_CH4_L	Ca_CH5_P
2	0	0	0	Mn_CH4_L	Ba_CH5_P

Calc. Elements : O (Anion) CO2 (Atomic ratio)

Standard Data

	Element	Standard	Mass(%)
1	MgO	Dolomite	22.0408
2	SrO	Strontianite	67.6701
3	Na2O	Albite	11.7409
4	FeO	Fe2O3	89.9765
5	MnO	Rhodonite	43.4885
6	CaO	CaCO3	55.9681
7	BaO	Barite	65.6948

Standard Intensity of WDS

	Element	Curr.(A)	Net(cps)	Bg-(cps)	Bg+(cps)	S.D.(%)	Date	
1	Mg	7.30E-09	1352.2	6.8	7.7	0.82	29/09/2021	9:10:57
2	Sr	6.62E-09	505	2.8	2.8	1.34	29/09/2021	8:58:39
3	Na	6.73E-09	470.3	8.2	6.6	1.98	23/09/2021	8:46:42
4	Fe	1.59E-08	8762.3	38.4	39.5	0.46	23/09/2021	9:15:53
5	Mn	1.54E-08	3460.5	20.6	18.6	0.73	21/09/2021	9:02:40
6	Ca	6.68E-09	5284.1	12.4	8.5	0.58	29/09/2021	9:14:45
7	Ba	1.60E-08	6969.9	104.5	76.5	0.51	30/09/2021	8:44:11

Standard Fact

	Element	f(chi)	If/Ip	abs-el	1/s-el	r-el	c/k-el
Mg	0.5762	0.0007	0.6617	0.9448	1.0113	1.5806	
Sr	0.8049	0.0001	1.0108	0.7702	1.0983	1.1694	
Na	0.5059	0.0052	0.6013	0.9504	1.0033	1.7352	
Fe	0.9869	0	1.004	0.8937	1.0272	1.085	
Mn	0.9777	0	0.9969	0.8154	1.0458	1.1764	
Ca	0.9683	0	1.0067	0.869	1.0477	1.0911	
Ba	0.933	0	1.0211	0.7364	1.0944	1.2152	

UNK No. : 1 2 3 4 5 6
7 8 9 10 11
12 13 14 15 16
17 18 19 20 21
22 23 24 25 26
27 28 29 30 31
32 33 34 35 36
37 38 39 40 41
42 43 44 45 46
47 48 49 50 51
52 53 54 55 56
57 58 59 60 61
62 63 64 65 66
67 68 69 70 71
72 73 74 75 76
77 78 79 80 81
82 83 84

==========
| CITZAF |
| Copyright John T. Armstrong California Institute of Technology
| JEOL On-line type Implemented by Paul Carpenter Caltech 1993 |
| JEOL License of CITZAF Version: 3.5 |
| Oxide (PAP) |
==========

Measurement Condition
WDS element:

	Element	X-ray	Crystal	CH	Acc.v	Peak Pos.	(nm)	BG_L	BG_U	(mm)
1	Mg	Ka	TAP	1	15	107.521	0.989	5	3	
2	Sr	La	PETJ	2	15	219.826	0.68628	5.8	2.6	
3	Na	Ka	TAPH	3	15	129.431	1.19101	4	6	
4	Fe	Ka	LIFH	4	15	134.581	0.1936	4	3	
5	Mn	Ka	LIFH	4	15	146.173	0.21018	5	4.7	
6	Ca	Ka	PETL	5	15	107.843	0.33584	4	6	
7	Ba	La	PETL	5	15	89.204	0.27759	3.9	4.9	

	Element	Peak	Back	Pksk	Gain	High.V	Base.L	Window.W	Mode
1	Mg	20	10.0 (s)	0	32	1656	1	9.0 (V)	Dif
2	Sr	30	15.0 (s)	0	16	1648	0.7	0 (V)	Int
3	Na	30	15.0 (s)	0	32	1660	1	9.0 (V)	Dif
4	Fe	20	10.0 (s)	0	32	1638	0.7	0 (V)	Int
5	Mn	20	10.0 (s)	0	32	1638	0.7	0 (V)	Int
6	Ca	10	5.0 (s)	0	64	1646	0.7	0 (V)	Int
7	Ba	20	10.0 (s)	0	64	1646	0.7	0 (V)	Int

Measurement Order of WDS

Order	Channel 1	2	3	4	5
1	Mg_CH1_T	Sr_CH2_P	Na_CH3_T	Fe_CH4_L	Ca_CH5_P
2	0	0	0	Mn_CH4_L	Ba_CH5_P

Calc. Elements : O (Anion) CO2 (Atomic ratio)

Standard Data

	Element	Standard	Mass(%)
1	MgO	Dolomite	22.0408
2	SrO	Celestine	56.4103
3	Na2O	Albite	11.7409
4	FeO	Fe2O3	89.9765
5	MnO	Rhodonite	43.4885
6	CaO	CaCO3	55.9681
7	BaO	Barite	65.6948

Standard Intensity of WDS

	Element	Curr.(A)	Net(cps)	Bg-(cps)	Bg+(cps)	S.D.(%)	Date	
1	Mg	7.30E-09	1352.2	6.8	7.7	0.82	29/09/2021	9:10:57
2	Sr	6.26E-09	400.8	3	2.1	1.51	06/10/2021	9:32:29
3	Na	6.73E-09	470.3	8.2	6.6	1.98	23/09/2021	8:46:42
4	Fe	1.46E-08	7949.9	33.8	36.4	0.48	06/10/2021	9:06:21
5	Mn	1.54E-08	3460.5	20.6	18.6	0.73	21/09/2021	9:02:40
6	Ca	6.68E-09	5284.1	12.4	8.5	0.58	29/09/2021	9:14:45
7	Ba	1.60E-08	6969.9	104.5	76.5	0.51	30/09/2021	8:44:11

Standard Fact

	Element	f(chi)	If/Ip	abs-el	1/s-el	r-el	c/k-el
Mg	0.5762	0.0007	0.6617	0.9448	1.0113	1.5806	
Sr	0.8099	0.0053	1.017	0.7573	1.1057	1.168	
Na	0.5059	0.0052	0.6013	0.9504	1.0033	1.7352	
Fe	0.9869	0	1.004	0.8937	1.0272	1.085	
Mn	0.9777	0	0.9969	0.8154	1.0458	1.1764	
Ca	0.9683	0	1.0067	0.869	1.0477	1.0911	
Ba	0.933	0	1.0211	0.7364	1.0944	1.2152	

UNK No. : 1 2 3 4 5 6
7 8 9 10 11
12 13 14 15 16
17 18 19 20

Anexo 3: Rutinas de análisis de EPMA en óxidos y oxihidróxidos de Fe

|	CITZAF	|						
|	Copyright		John	T.	Armstrong		California	Institute	of Technology
|	JEOL	On-line	type	Implemented	by	Paul	Carpenter	Caltech	1993 |
|	JEOL	License	of	CITZAF	Version:	3.5 |			
|	Oxide	(PAP)	|						

Measurement Condition
WDS elements

	Element	X-ray	Crystal	CH	Acc.v	Peak Pos.	(nm)	BG_L	BG_U	(mm)
1	Si	Ka	TAP	1	15	77.242	0.71254	7	5	
2	Al	Ka	TAP	1	15	90.551	0.83393	5	3.5	
3	Ti	Ka	PETJ	2	15	88.195	0.27485	2.6	5	
4	Ca	Ka	PETJ	2	15	107.681	0.33584	4	6	
5	Mg	Ka	TAPH	3	15	107.49	0.989	5	3	
6	Na	Ka	TAPH	3	15	129.431	1.19101	4	6	
7	Fe	Ka	LIFH	4	15	134.612	0.1936	4	3	
8	Mn	Ka	LIFH	4	15	146.173	0.21018	5	4.7	
9	K	Ka	PETL	5	15	120.07	0.37414	4	6	
10	P	Ka	PETL	5	15	197.202	0.6157	5	2	

	Element	Peak	Back	Pksk	Gain	High.V	Base.L	Window.W	Mode
1	Si	10	5.0 (s)	0	32	1656	1	9.0 (V)	Dif
2	Al	10	5.0 (s)	0	32	1656	1	9.0 (V)	Dif
3	Ti	10	5.0 (s)	0	16	1648	0.7	0 (V)	Int
4	Ca	10	5.0 (s)	0	16	1648	0.7	0 (V)	Int
5	Mg	10	5.0 (s)	0	32	1660	1	9.0 (V)	Dif
6	Na	10	10.0 (s)	0	32	1660	1	9.0 (V)	Dif
7	Fe	10	5.0 (s)	0	32	1638	0.7	0 (V)	Int
8	Mn	10	5.0 (s)	0	32	1638	0.7	0 (V)	Int
9	K	10	5.0 (s)	0	64	1646	0.7	0 (V)	Int
10	P	10	5.0 (s)	0	64	1646	0.7	0 (V)	Int

Measurement Order of WDS
Order

	Channel 1	2	3	4	5
1	Si_CH1_T	Ti_CH2_P	Mg_CH3_T	Fe_CH4_L	K_CH5_PE
2	Al_CH1_T	Ca_CH2_P	Na_CH3_T	Mn_CH4_L	P_CH5_PE

Calc. Elements : O (Anion)

Standard Data

	Element	Standard	Mass(%)
1	SiO2	Diopside	55.1912
2	Al2O3	Kyanite	62.6952
3	TiO2	Rutile	100.0001
4	CaO	Wollastonite	47.7408
5	MgO	Periclase	99.9874
6	Na2O	Albite	11.7409
7	Fe2O3	Fe2O3	99.9948
8	MnO	Rhodonite	43.4885
9	K2O	Orthoclase	14.6721
10	P2O5	Apatite	42.2337

Standard Intensity of WDS

	Element	Curr.(A)	Net(cps)	Bg-(cps)	Bg+(cps)	S.D.(%)	Date	
1	Si	1.48E-08	9527.2	37.3	29.6	0.44	28/09/2021	9:38:12
2	Al	1.48E-08	11608.1	40.3	28.3	0.39	28/09/2021	9:30:51
3	Ti	1.54E-08	5974.8	25.9	20	0.55	21/09/2021	9:06:17
4	Ca	1.48E-08	3758.6	14.2	10	0.69	30/09/2021	9:09:17
5	Mg	1.59E-08	14280.4	48	61.6	0.36	23/09/2021	9:19:59
6	Na	6.73E-09	470.3	8.2	6.6	1.98	23/09/2021	8:46:42
7	Fe	1.59E-08	8762.3	38.4	39.5	0.46	23/09/2021	9:15:53
8	Mn	1.54E-08	3460.5	20.6	18.6	0.73	21/09/2021	9:02:40
9	K	1.62E-08	3407.9	15.8	12.8	0.73	26/07/2021	8:43:08
10	P	1.57E-08	1346.9	3.3	5.3	1.16	30/09/2021	8:48:12

Standard Factors

	Element	f(chi)	If/Ip	abs-el	1/s-el	r-el	c/k-el
Si		0.7446	0.002	0.8207	0.9537	1.0145	1.2569
Al		0.7539	0.0066	0.8477	0.9236	1.0171	1.2475
Ti		0.9767	0	1.0054	0.8717	1.0344	1.1031
Ca		0.9385	0.0001	0.9757	0.8946	1.0403	1.1011
Mg		0.6994	0	0.8032	0.9566	1.0119	1.2862
Na		0.5059	0.0052	0.6013	0.9504	1.0033	1.7352
Fe		0.9869	0	1.004	0.8937	1.0272	1.085
Mn		0.9777	0	0.9969	0.8154	1.0458	1.1764
K		0.8981	0.0001	0.9399	0.8625	1.0459	1.1794
P		0.8361	0.0097	0.9071	0.9433	1.0098	1.1462

UNK No. : 1 2 3 4 5 6

7	8	9	10	11		87	88	89	90	91
12	13	14	15	16		92	93	94	95	96
17	18	19	20	21		97	98	99	100	101
22	23	24	25	26		102	103	104	105	106
27	28	29	30	31		107	108	109	110	111
32	33	34	35	36		112	113	114	115	116
37	38	39	40	41		117	118	119	120	121
42	43	44	45	46		122	123	124	125	126
47	48	49	50	51		127	128	129	130	131
52	53	54	55	56		132	133	134	135	136
57	58	59	60	61		137	138	139	140	141
62	63	64	65	66		142	143	144	145	146
67	68	69	70	71		147	148	149	150	151
72	73	74	75	76		152	153	154	155	156
77	78	79	80	81						
82	83	84	85	86						

Anexo 4: Resultados de los análisis de los materiales de referencia utilizados en la calibración del LA-ICP-MS

Table 1. Results in ppm of analyses of reference materials used in the calibration LA-ICP-MS and for monitoring the data.

Isotope	Reference Material	CALIBRATION GSE-1g			MONITOR GSD-1g				MONITOR GProbe6				MONITOR GProbe15				[1]Working Value	MONITOR BC28 (in-house)			
		Certificate Value	This study		Certificate Value	This study			Certificate Value	This study			Certificate Value	This study				This study			
		ave	ave	STD	ave	ave	RSD (%)	RD (%)*	ave	ave	RSD (%)	RD (%)	ave	ave	RSD (%)	RD (%)	ave	ave	RSD (%)		
Mg24	GSE-1g	21106.4	21109.2	6.2	21711.6	21712.8	2.1	0.0	51318.0	49436.5	5.3	-3.7	19959.0	19826.7	1.6	-0.7	11618.0	10985.9	24.2	-5.4	
Al27	GSE-1g	68803.4	68798.0	9.4	70919.5	71124.5	2.5	0.3	92145.0	86203.7	4.7	-6.4	68905.0	67951.9	2.1	-1.4	20787.0	23019.5	17.7	10.7	
Si29	GSE-1g	251013.0	251000.8	79.6	248678.0	252223.6	3.0	1.4	224259.0	223045.8	3.8	-0.5	258390.0	267078.5	3.0	3.4	220.0	432.9	66.6	96.8	
P31	GSD-1g	70.0	23.6	0.6	860.0	860.0	0.0	0.0	611.0	516.5	1.2	-15.5	3055.0	2651.9	1.7	-13.2					
K39	GSE-1g	21583.9	21583.5	3.4	25300.0	25517.5	2.8	0.9	1577.0	1497.1	1.7	-5.1	85588.0	84381.3	4.9	-1.4					
Ca44	GSE-1g	52887.4	52889.6	3.7	51458.4	52787.1	1.4	2.6	86787.0	84893.4	1.6	-2.2	22870.0	24224.9	2.0	5.9					
Sc45	GSE-1g	530.0	530.0	0.0	52.0	53.6	1.8	3.1	36.8	37.1	1.9	1.0	14.8	17.3	3.2	16.9	31.0	22.6	18.0	-27.1	
Ti49	GSE-1g	449.5	449.5	0.0	7433.9	8030.6	1.1	8.0	7012.0	6939.7	1.2	-1.0	4735.0	5139.8	2.2	8.5	87615.0	73281.5	6.1	-16.4	
V51	GSE-1g	440.0	440.0	0.0	44.0	44.4	0.7	1.0	238.0	250.1	1.4	5.1	153.0	169.9	2.4	11.1	9603.0	9622.1	2.8	0.2	
Cr52	GSE-1g	400.0	400.0	0.0	42.0	45.7	1.4	8.8	300.2	330.1	1.2	10.0	246.0	320.4	3.0	30.2	1172.0	1637.3	8.5	39.7	
Mn55	GSE-1g	590.0	590.0	0.0	220.0	224.0	0.3	1.8	1255.0	1276.7	1.1	1.7	852.0	821.9	1.0	-3.5	2125.0	1876.7	1.9	-11.7	
Co59	GSE-1g	380.0	380.0	0.0	40.0	40.2	1.5	0.4	46.9	48.7	0.6	3.9	19.6	20.2	2.5	2.9	320.9	279.2	8.0	-13.0	
Ni60	GSE-1g	440.0	440.0	0.0	58.0	59.4	1.1	2.4	145.7	159.7	0.9	9.6	185.0	182.6	4.3	-1.3	573.0	575.7	3.7	0.5	
Cu63	GSE-1g	380.0	380.0	0.0	42.0	43.1	0.3	2.5	89.5	89.1	0.7	-0.4	74.8	72.2	1.0	-3.5	33.0	8.6	165.9	-74.0	
Cu65	GSE-1g	380.0	380.0	0.0	42.0	42.8	1.0	2.0	89.5	88.5	1.4	-1.1	74.8	73.4	0.4	-1.9	33.0	8.3	158.4	-74.9	
Zn66	GSE-1g	460.0	460.0	0.0	54.0	54.5	0.4	0.9	70.8	81.4	1.4	15.0	106.7	118.9	1.2	11.4	588.0	466.9	10.7	-20.6	
Ga71	GSE-1g	490.0	490.0	0.0	54.0	54.0	1.1	0.0	16.0	16.1	0.8	0.8	21.4	22.5	1.8	5.4	40.0	47.5	5.3	18.8	
Ge74	GSE-1g	320.0	320.0	0.0	32.0	33.4	1.9	4.3	1.3	1.1	4.2	-8.7	1.3	1.4	4.1	9.4	0.8		9.0	10.9	
As75	GSE-1g	260.0	260.0	0.0	27.0	27.6	7.8	2.4													
Rb85	GSE-1g	356.0	356.0	0.0	37.3	37.7	0.9	1.1					660.5	633.2	2.1	-4.1					
Sr88	GSE-1g	447.0	447.0	0.1	69.4	70.2	1.0	1.2	166.6	159.1	1.8	-4.5	811.2	794.6	2.3	-2.0					
Y89	GSE-1g	410.0	410.0	0.0	42.0	41.9	0.3	-0.3	19.3	17.9	0.5	-7.2	50.0	46.8	1.4	-6.4	0.1	0.0	173.2	-84.9	
Zr90	GSE-1g	410.0	410.0	0.0	42.0	43.0	1.0	2.4	55.1	51.0	0.5	-7.5	985.5	1013.3	1.1	2.8	20.0	15.3	40.5	-23.5	
Nb93	GSE-1g	420.0	420.0	0.1	42.0	42.1	2.7	0.3	4.2	3.6	2.7	-13.2	28.2	28.4	2.3	0.7	1.7	0.8	26.9	-50.2	
Mo95	GSE-1g	390.0	390.0	0.0	39.0	40.9	0.8	5.0					33.3	32.5	6.2	-2.5	0.5	0.4	10.4	-19.2	
Sn118	GSE-1g	280.0	280.0	0.0	29.0	28.9	2.3	-0.2	1.3	1.0	7.9	-24.1	5.8	4.0	2.9	-30.0	2.0		5.2	-44.9	
Ba137	GSE-1g	427.0	427.0	0.1	67.0	70.5	1.8	5.2	173.0	165.0	1.7	-4.6	5203.0	5466.0	1.2	5.1					
La139	GSE-1g	392.0	392.0	0.0	39.1	39.6	0.6	1.2	5.2	4.9	0.7	-5.4	219.3	222.2	1.8	1.3					
Ce140	GSE-1g	414.0	414.0	0.0	41.4	41.9	2.6	1.1	12.0	11.5	4.0	-4.3	481.5	502.3	1.1	4.3					
Pr141	GSE-1g	460.0	460.0	0.1	45.0	45.5	2.1	1.2	1.7	1.6	1.6	-5.3	60.2	57.8	0.6	-4.0					
Nd146	GSE-1g	453.0	453.0	0.1	44.7	44.5	0.9	-0.4	8.4	8.0	4.5	-5.3	230.8	227.2	1.6	-1.5					
Sm147	GSE-1g	488.0	488.0	0.1	47.8	47.7	2.1	-0.1	2.4	2.3	2.6	-4.1	41.7	41.1	2.2	-1.3					
Eu153	GSE-1g	410.0	410.0	0.1	41.0	41.1	2.2	0.3	1.0	0.9	1.2	-5.9	9.2	8.7	1.9	-5.4					
Gd157	GSE-1g	514.0	513.9	0.2	50.7	50.8	2.7	0.2	2.9	2.8	4.0	-2.5	27.7	26.1	2.7	-5.6					
Tb159	GSE-1g	480.0	480.0	0.1	47.0	47.5	1.9	1.1	0.5	0.5	1.8	-9.0	3.2	2.6	3.5	-18.0					
Dy163	GSE-1g	524.0	524.0	0.0	51.2	53.2	1.0	3.9	3.3	3.2	1.2	-2.4	12.7	11.8	2.1	-7.4					
Ho165	GSE-1g	501.0	501.0	0.1	49.0	50.3	1.1	2.7	0.7	0.7	4.5	-5.3	2.0	1.7	2.2	-14.6					
Er166	GSE-1g	595.0	595.0	0.0	40.1	48.4	3.8	20.7	2.1	2.4	4.0	15.2	4.2	4.6	4.1	8.8					
Tm169	GSE-1g	500.0	500.0	0.1	49.0	49.1	1.8	0.2	0.3	0.3	3.5	-6.6	0.7	0.5	1.3	-32.1					
Yb172	GSE-1g	520.0	520.0	0.2	50.9	52.3	3.2	2.7	2.1	2.0	1.2	-3.3	3.3	2.9	1.1	-10.6					
Lu175	GSE-1g	518.0	518.0	0.2	51.5	51.7	2.2	0.5	0.3	0.3	2.9	-7.1	0.6	0.4	2.6	-27.8					
Ta181	GSE-1g	390.0	390.0	0.1	40.0	39.4	2.8	-1.4	0.3	0.2	6.1	-18.7	1.4	1.3	5.2	-7.9					
W182	GSE-1g	430.0	430.0	0.1	43.0	43.5	2.7	1.1					4.1	4.3	2.5	5.0					
Pb208	GSE-1g	378.0	378.0	0.1	50.0	50.1	0.2	0.3	3.3	3.7	1.9	11.7									
Th232	GSE-1g	380.0	380.0	0.1	41.0	43.8	4.2	6.9	0.3	0.3	2.4	-2.2	137.2	133.2	2.7	-2.9					
U238	GSE-1g	420.0	420.0	0.1	41.0	42.3	3.8	3.1	0.3	0.3	1.8	3.5	15.3	15.0	2.5	-1.7					

[57]Fe was used as the internal standard using the following values: 9.8 wt.% (GSE), 10.3 wt.% (GSD), 7.3 wt.% (GProbe6), 5.4 wt.% (GProbe15), and 57.2 wt.% (BC28)

* Negative percentages indicate that average measured values are below the certificate values.

[1]Working values for BC28, a natural massive magnetite from Magnet Heights, Bushveld Complex published in Barnes et al. (2004)

Abbreviations: ave - average, std - standard deviation, RSD - relative standard deviation, RD - relative difference

Apéndices

A partir de los datos recopilados durante las campañas de investigación y exploración (3191 columnas estratigráficas y 178 perforaciones a rotopercusión sin recuperación de testigo), así como las testificaciones de todos los sondeos disponibles, se han elaborado un total de diez perfiles estratigráficos representativos de todo el yacimiento:

1. El perfil "Lago", denominado así por haberse erigido en las proximidades del [3504] Cruce del Lago (figura 6.11 de la memoria principal).
2. El segundo perfil, apodado "Igea", engloba todos los datos recogidos en el extremo occidental de la [3217] Galería de la "S" y de las labores colindantes, como la [3208] Cámara de Igea y la [3210] Galería Central, así como la [4202] Bajada a la Bomba de Achique y la [4203] Bajada a CPI (ver posición en las figuras 6.18 y 6.19 de la memoria principal).
3. El tercer perfil, "Lázaro", se ha levantado en la galería que le da nombre (figura 6.18 de la memoria principal), tomándose como referencia todas las columnas estratigráficas del entorno, los sondeos de interior S3202-01 y S3205-01, y los datos recopilados en el [4400] Área de CPI, situada inmediatamente debajo de esta zona (figura 6.19 de la memoria principal).
4. El perfil "Ingleses" se ha erigido en el [3100] Área del Corte de los Ingleses (figura 6.18 de la memoria principal); para este perfil se han utilizado todos los datos recopilados en dicha zona de explotación, incluyendo los sondeos de interior S3101-01, S3101-02 y S4201-01 y los datos recabados en las labores colindantes del [4200] Área de los Polvorines (figura 6.19 de la memoria principal).
5. El perfil denominado "Sousa" se ha llevado a cabo en la rampa [4101] Caracol de Sousa (figura 6.19 de la memoria principal), empleando para ello todos los datos recopilados en esta galería y las labores próximas, entre los que se incluyen los sondeos de interior S4101-01 y S4102-01, y el sondeo de exterior S0225.
6. El perfil "Trillizas" se ha reconstruido a partir de los datos geológicos tomados de las galerías [2408] GN1, [2410] GN2 y [2412] GN3, denominadas coloquialmente como "Las Trillizas" (figura 6.32 de la memoria principal).
7. El perfil "Transformadores" se ha erigido en el hastial occidental de la parte inferior de la [2101] Rampa de Transformadores (figura 6.32 de la memoria principal).
8. El perfil denominado "PS Norte" se ha levantado a partir de las columnas C1201S-55, C1601E-01 y C1601E-03 situadas en la Salida Principal, en el límite entre el [1200] Área de CPS y el [1600] Área de la PS Norte (figura 6.36 de la memoria principal).
9. El perfil "Lengüeta" se ha erigido en la [1717] Cámara del Cobre, en el [1700] Área de la Lengüeta, muy cerca del límite con el Sector [2000] (figura 6.36 de la memoria principal), empleando para ello el sondeo de interior S1717-01 y la columna estratigráfica C1701N-08.
10. El último perfil, denominado "Gilda", está situado en la [1402] Cámara de la Gilda, dentro del [1400] Área de la Gilda, habiéndose realizado sobre el pilar que da nombre a estas labores de explotación (figura 6.36 de la memoria principal) y en la galería situada por debajo de este.

Perfil "Lago"

La potencia de este perfil es de 41.4 m (figura Ap1) y su base se encuentra a 473.9 m s. n. m., pudiendo identificarse hasta 7 tramos fácilmente reconocibles. Los materiales infrayacentes a este perfil son unas dolomías grises idénticas a las que se describen en el tramo 1. Toda la serie se mantiene horizontalizada, con buzamientos que pueden llegar a alcanzar de forma local los 30° N.

Tramo 1: 5.0 m de dolomía gris.

Dolomías grises masivas que pasan, lateralmente, a tonalidades gris verdosas, en las que puede reconocerse cierta estratificación; no obstante, aparecen tan fracturadas que es difícil seguir lateralmente dichos planos de estratificación. No se observan dolomitas esparíticas blancas rellenando huecos como en otras zonas del yacimiento (figura Ap2).

Tramo 2: 5.8 m de hematites masiva (figura Ap2).

El segundo tramo de este perfil está constituido por dos grandes cuerpos de hematites masiva, separados entre sí por un nivel pizarroso de color negro de apenas 1-10 cm de potencia que, hacia el N, se engrosa y da paso, lateralmente, a un cuerpo dolomítico de color gris que puede llegar a superar el 1.5 m de espesor (figura Ap3a).

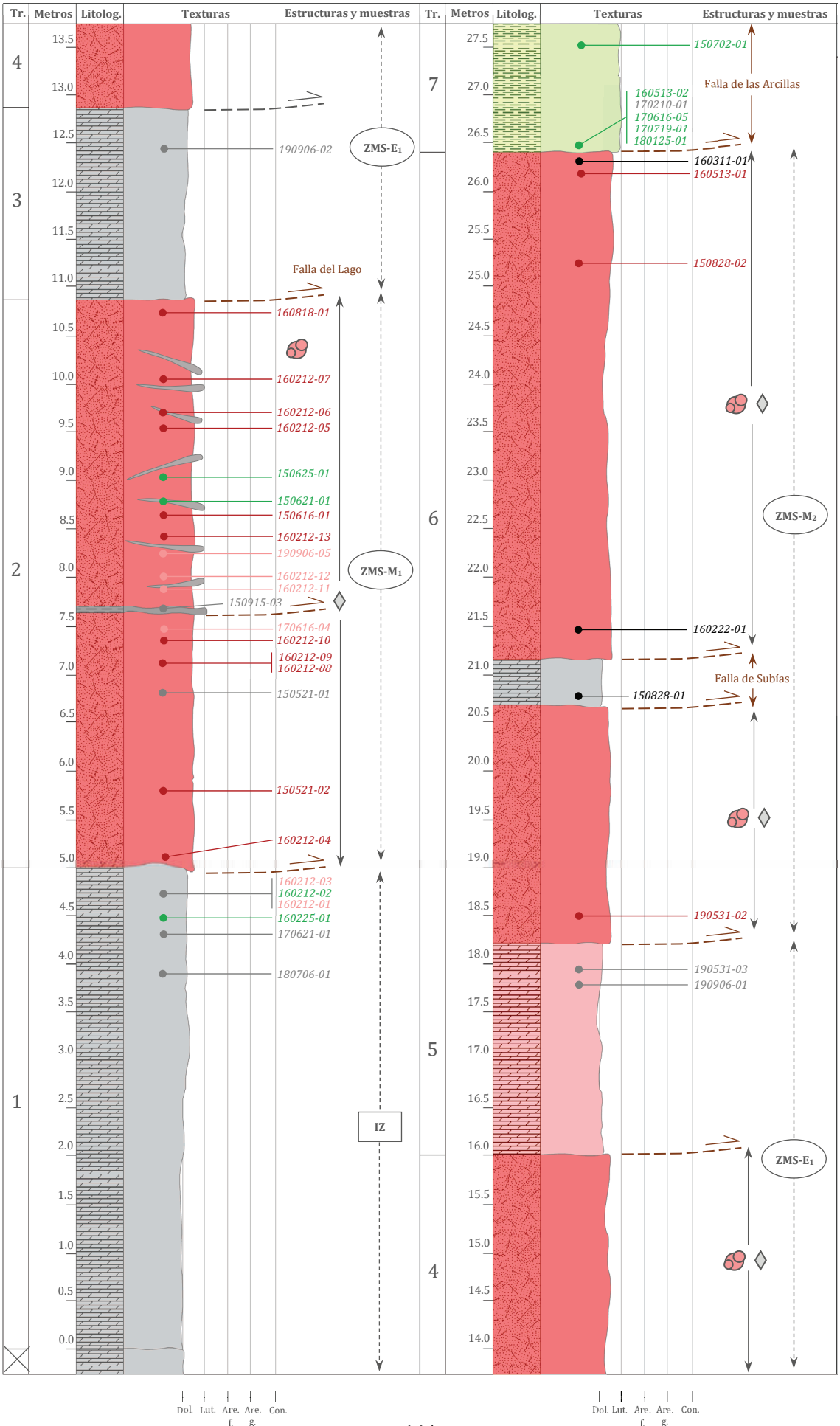
El cuerpo mineralizado inferior está constituido por una hematites gris oscura a rojiza en superficie, de ley media comprendida entre el 70 y el 78 %, que conforma cuerpos lenticulares y sigmoidales de contactos netos y apenas reconocibles a simple vista. Este cuerpo, que en su máximo espesor roza los 2.7 m medidos, está muy fracturado y brechificado en algunas zonas, estando los huecos rellenos de cristales de dolomita esparítica blanca y de hematites botroidal de tamaño milimétrico.

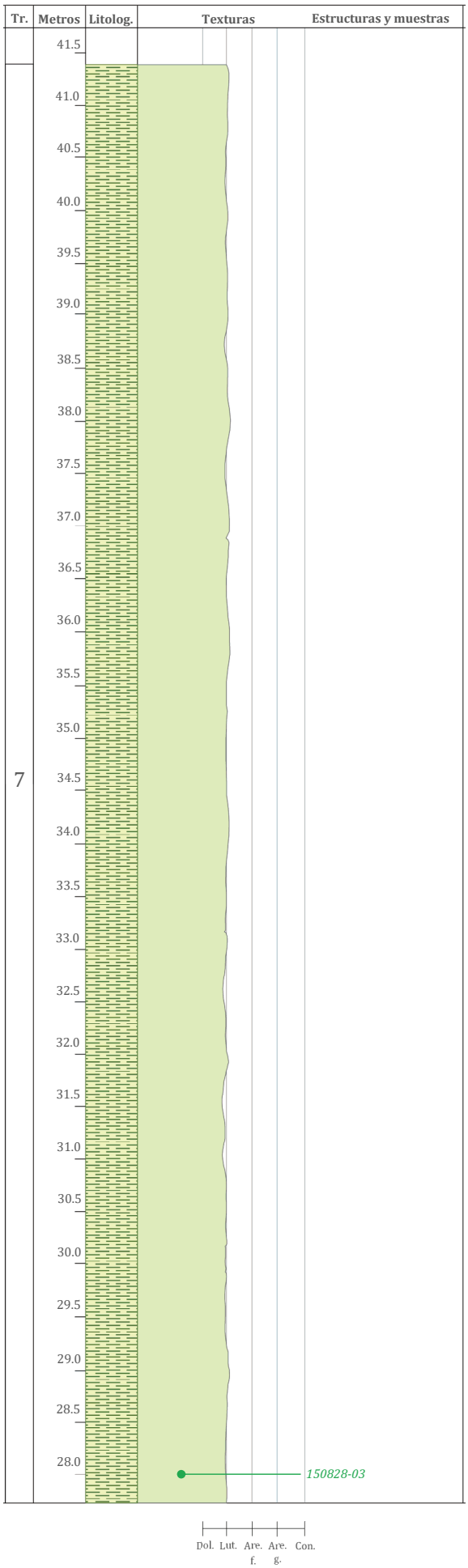
El cuerpo mineralizado superior es ligeramente más potente que el inferior, llegando a superar los 3 m. Este cuerpo se encuentra claramente recristalizado, adoptando en muchas zonas una coloración gris en superficie y azulada en corte fresco; al igual que el cuerpo inferior, se haya muy fracturado, reconociéndose múltiples fisuras y oquedades rellenas de hematites botroidal centimétrico y dolomita esparítica blanca. Es llamativa la presencia de abundantes niveles de lutitas negras intercaladas dentro de este cuerpo mineralizado, los cuales definen sigmoides y lentículas de hematites de tamaños desde centimétricos hasta métricos.

Tramo 3: 2.0 m de dolomía gris.

El techo del [3504] Cruce del Lago está definido por un plano de falla de bajo ángulo (falla del Lago) que, hacia el W, incrementa su buzamiento hasta llegar a alcanzar los 40-50°. Sobre este plano de falla se instala un cuerpo dolomítico de color gris de unos 2 m de espesor, de aspecto similar a las dolomías del tramo 1, que hacia el N se acuña y desaparece, dando paso a un nivel lutítico de color negro de centímetros de potencia (figuras Ap3a-b).

Figura Ap1. [*páginas 441 y 442*] Levantamiento estratigráfico del perfil "Lago" y leyenda de los perfiles mostrados en este apéndice. Tanto en este como en el resto de los perfiles generales levantados se utilizan las siguientes abreviaturas: "*Dol.*" (dolomías), "*Lut.*" (lutitas), "*Are. f.*" (arenas de grano fino), "*Are. g.*" (arenas de grano grueso) y "*Con.*" (conglomerados sedimentarios).


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
4
3
2
1
13.5
13.0
12.5
12.0
11.5
11.0
10.5
10.0
9.5
9.0
8.5
8.0
7.5
7.0
6.5
6.0
5.5
5.0
4.5
4.0
3.5
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0
0.5
0.0
190906-02
ZMS-E1
Falla del Lago
160818-01
160212-07
160212-06
160212-05
150625-01
150621-01
150616-01
160212-13
190906-05
160212-12
160212-11
150915-03
170616-04
160212-10
160212-09
160212-08
150521-01
150521-02
160212-04
160212-03
160212-02
160212-01
160225-01
170621-01
180706-01
ZMS-M1
IZ
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.
7
6
5
4
27.5
27.0
26.5
26.0
25.5
25.0
24.5
24.0
23.5
23.0
22.5
22.0
21.5
21.0
20.5
20.0
19.5
19.0
18.5
18.0
17.5
17.0
16.5
16.0
15.5
15.0
14.5
14.0
150702-01
Falla de las Arcillas
160513-02
170210-01
170616-05
170719-01
180125-01
160311-01
160513-01
150828-02
ZMS-M2
160222-01
Falla de Subías
150828-01
190531-02
190531-03
190906-01
ZMS-E1



Leyenda

Litologías

- Dolomía gris
- Dolomía gris (brecha)
- Dolomía gris verdosa
- Dolomía gris verdosa (brecha)
- Dolomía marrón
- Dolomía rojiza
- Dolomía rojiza (brecha)
- Hematites masiva
- Lutita marrón
- Lutita negra
- Lutita verde

Texturas

- Dolomita esparítica
- Hematites botroidal

Estructuras

- Plano de falla

Otros

- IZ — Inter-Zona situada entre la ZMS y la ZMI
- ZMI-E_1 — Cuerpo ZMI-E_1
- ZMI-M_1 — Cuerpo ZMI-M_1
- ZMI-M_2 — Cuerpo ZMI-M_2
- ZMS-E_1 — Cuerpo ZMS-E_1
- ZMS-M_1 — Cuerpo ZMS-M_1
- ZMS-M_2 — Cuerpo ZMS-M_2
- xx-x — Muestra “dolomías masivas” (grises)
- xx-x — Muestra “dolomías masivas” (rojizas)
- xx-x — Muestra “dolomías masivas” (gris-verdosas)
- xx-x — Muestra “hematites”
- xx-x — Muestra “lutitas y margas pardo-verdosas”
- xx-x — Muestra “lutitas negras”
- xx-x — Muestra “lutitas y areniscas vináceas”

Tramo 4: 3.2 m de hematites masiva.

La mineralización de este tramo consiste en una hematites masiva de coloración rojiza en superficie y en corte fresco, con una ley que roza el 77-78 %, que conforma un cuerpo de apariencia lenticular-tabular de unos 3 m de espesor. Debido a la tectónica, este cuerpo se adelgaza y desaparece hacia el N, uniéndose con la mineralización del tramo 6 a causa de la desaparición del tramo dolomítico emplazado entre ellos (figura Ap3a).

Tramo 5: 2.2 m de dolomía pardo-rojiza a gris.

Las dolomías que conforman este tramo son exactamente iguales a las del tramo 3, adoptando una coloración gris predominante que, ocasionalmente, puede tornarse parda-marrón o gris verdosa. Del mismo modo que el cuerpo dolomítico del tercer tramo, las dolomías de este tramo se adelgazan hacia el N, desapareciendo completamente en apenas una veintena de metros y dando paso, lateralmente, a unos niveles lutíticos de coloración pardo-oscura a negra, muy triturados y algo pizarrosos, que definen una zona de cizalla con desarrollo de sigmoides de hematites de escala centimétrica a decimétrica.

Tramo 6: 8.2 m de hematites masiva.

Tramo predominantemente hematítico, con una mineralización muy recristalizada y unos valores de ley muy variables, que pueden estar comprendidos entre el 75 y el 90 %. Esta hematites define unos cuerpos tabulares de gran extensión lateral y espesores más o menos constantes, aunque en la Zona de las Arcillas (nombre con el que se conoce a las labores más septentrionales de esta zona de explotación) se reconoce un adelgazamiento importante de estos (figura Ap3a).

En la propia Zona de las Arcillas se ha identificado un nivel lutítico de color verde de gran continuidad lateral, que ocasionalmente engloba cuerpos dolomíticos grises, pardos y rojizos, y que se corresponde con un plano de falla de bajo ángulo: la falla de Subías. Este plano de falla manifiesta estrías de desplazamiento y corta estructuras previas, dividiéndose, ocasionalmente, en varios niveles arcillosos que pueden, a su vez, englobar cuerpos de estériles dolomíticos, lo que evidenciaría una cierta repetición de la serie por tectónica (figura Ap3b).

Tramo 7: 15.0 m de lutita verde.

Las lutitas se presentan trituradas, muy pizarrosas, definiendo una zona de falla de aproximadamente 1.5 m de espesor (la falla de las Arcillas), la cual supone el límite de la zona mineralizada. Por encima de esta zona de falla las lutitas son algo más masivas y homogéneas, no reconociéndose en ellas estratificación alguna.

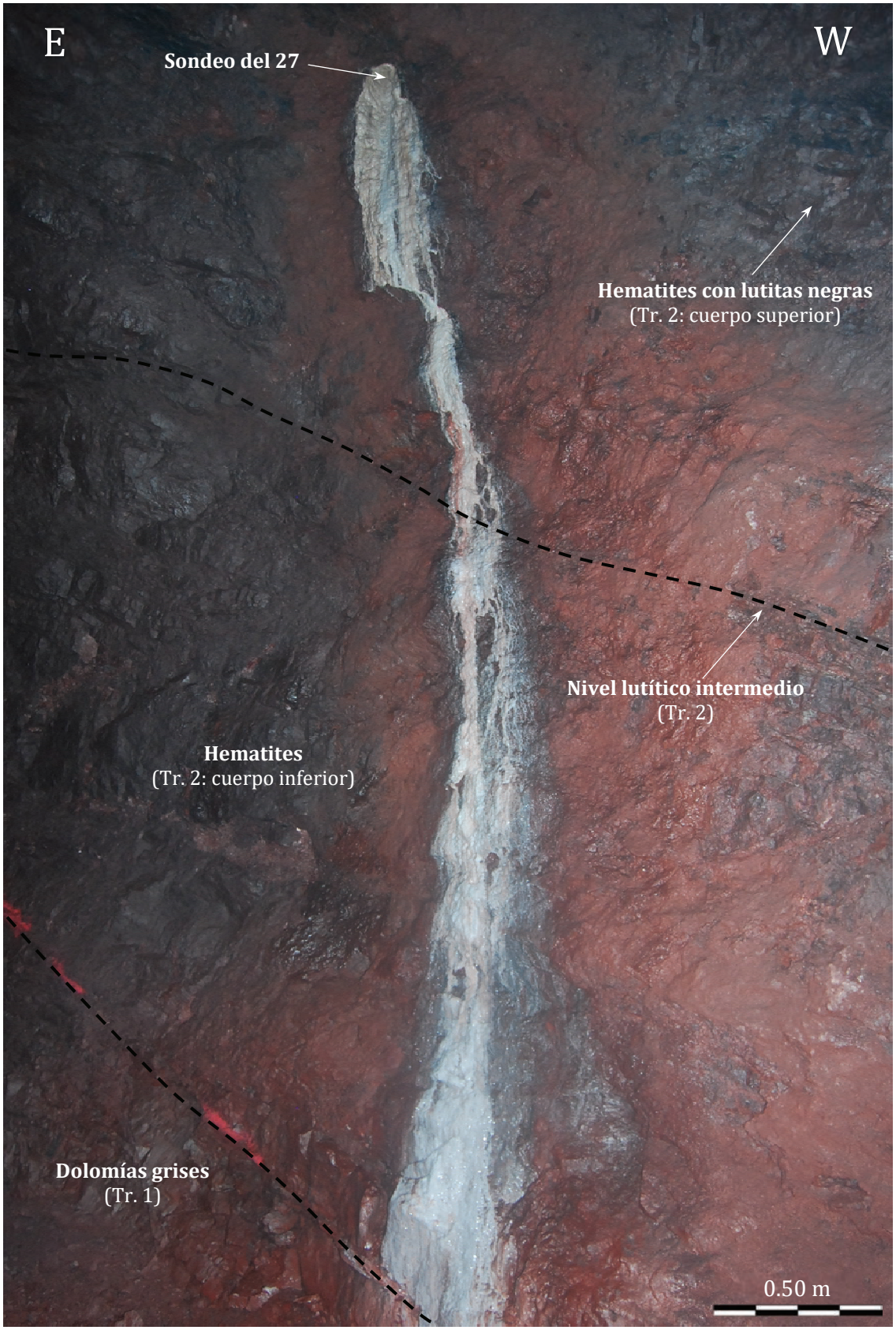


Figura Ap2. Fotografía de la desembocadura del Sondeo del 27 (S0302) en la entrada del [3504] Cruce del Lago. Se reconoce el techo de las dolomías masivas grises del tramo 1 del perfil "Lago" (en las que no se observan fracturas ni oquedades rellenas de dolomita esparítica blanca) y el cuerpo mineralizado de hematites masiva del tramo 2, que hacia techo presenta varios niveles de lutitas negras.

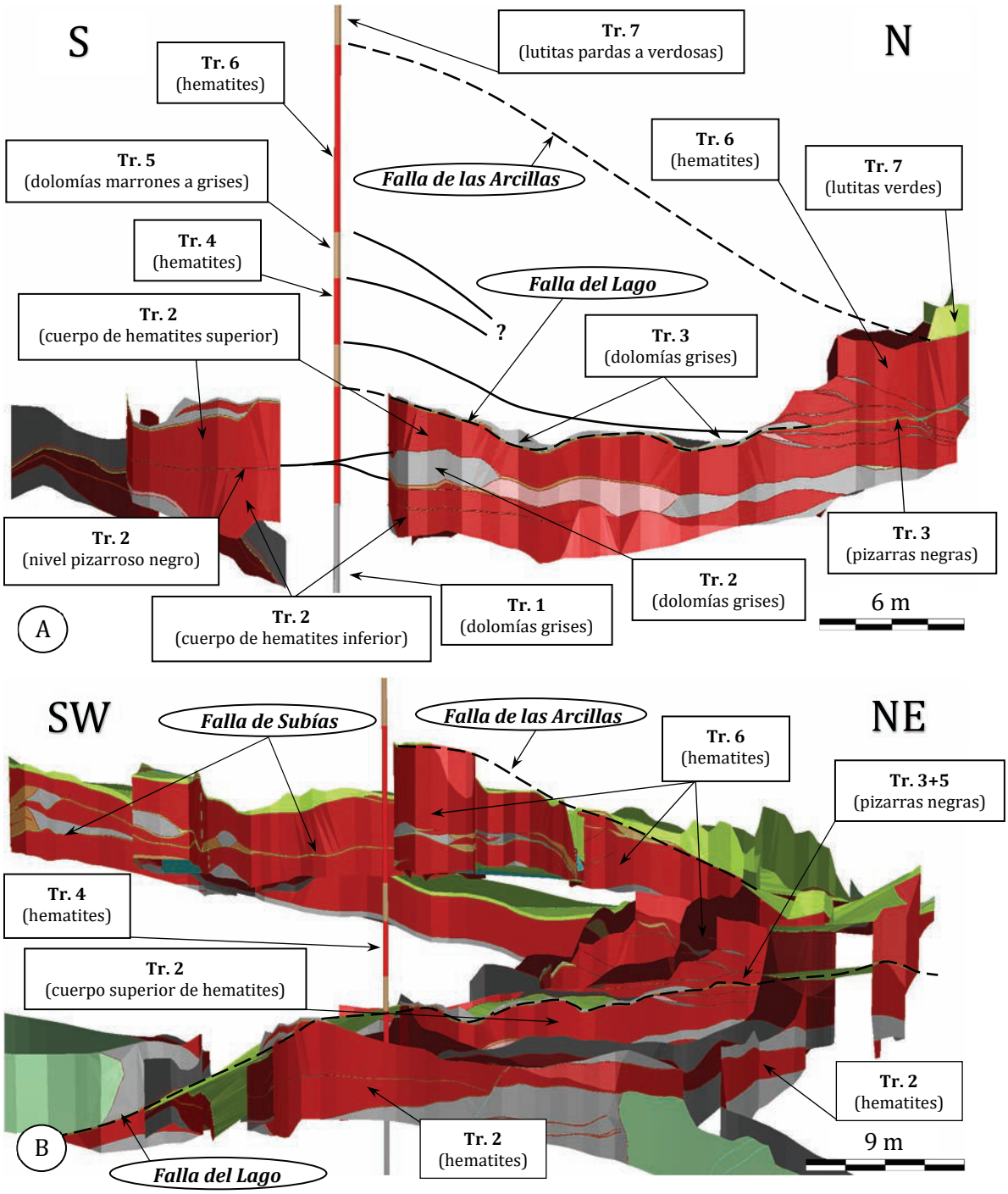


Figura Ap3. Esquemas estructurales en 3D de la geología de: **a)** el [3504] Cruce del Lago y las labores [3508] CrLag-Cn1GJ y [3509] Galería de Acopios (ver situación en la figura 6.11 de la memoria principal), y **b)** el [3500] Área del 27, incluyendo las labores vistas en la figura a. En ambas figuras se puede ver la testificación del Sondeo del 27 que da nombre a la zona de explotación. En la primera figura se aprecia, hacia el N, la división de la mineralización del tramo 2 del perfil "Lago" en dos cuerpos independientes, así como la unión (también hacia el N) del cuerpo superior del tramo 2 con las mineralizaciones de los tramos superiores. En la segunda figura, por otra parte, se puede reconocer el adelgazamiento de todo el tramo 2 hacia el E y el W, quedando reducido a un cuerpo de apenas 1.5 m de espesor en ambos extremos del modelo; asimismo, se intuye el adelgazamiento y desaparición de los cuerpos dolomíticos de los tramos 3 y 5 hacia el NE, que quedan reducidos a niveles centimétricos de lutitas cuya continuidad lateral es difícil de asegurar. La disposición horizontalizada de los cuerpos mineralizados, con tendencia a buzar hacia el NW en los tramos 2 y 4, y más norteada en el tramo 6, define unas relaciones geométricas entre ellos de horquilla, abiertas hacia el W-SW y que se cierran hacia el E-NE. La leyenda de colores puede consultarse en la tabla 4.1 y la figura 4.13 de la memoria principal. Fecha de los modelos: octubre de 2022.

Perfil "Igea"

La potencia de este perfil es de 38.1 m (figura Ap4) y su base se haya a 452.8 m s. n. m., pudiendo identificarse hasta 4 tramos fácilmente reconocibles. Los materiales infrayacentes a este perfil son, al menos, 2 m de hematites masiva, pero que dada la peligrosidad de la zona en que afloran no han podido determinarse con mayor detalle (figura Ap5a).

Tramo 1: 2.1 m de hematites masiva (figura Ap5a).

La mineralización de este tramo consiste en dos cuerpos masivos de muy alta ley (enriquecidos en un 90-95%) y espesores próximos a los 2 m cada uno, estando el superior muy triturado. Sendos cuerpos de hematites están separados entre sí por un nivel lutítico verdoso a pardo-rojizo de aspecto pizarroso y potencia centimétrica, en el que se observa desarrollo de estrías de movimiento. Este nivel arcilloso puede engrosarse localmente hasta superar los 40 cm, englobando en su interior diminutos lentejones y sigmoides de hematites de escala centimétrica.

Aparentemente el tramo buza en esta zona unos 15° hacia el NW.

Tramo 2: 17.6 m de dolomía gris a gris verdosa (figuras Ap5a-b).

Dolomías grises masivas que, hacia techo, evolucionan hacia coloraciones más verdosas de forma gradual. Apenas se reconoce estratificación ni estructuras de deformación en estos materiales, que, al contrario que en el resto del yacimiento, presentan una facies muy "limpia" y homogénea (no existen oquedades rellenas de dolomita esparítica blanca). La base del tramo está marcada por una harina de falla de unos 10 cm de espesor, de color verde y aspecto pizarroso, que se correspondería con el plano de la falla de Sousa.

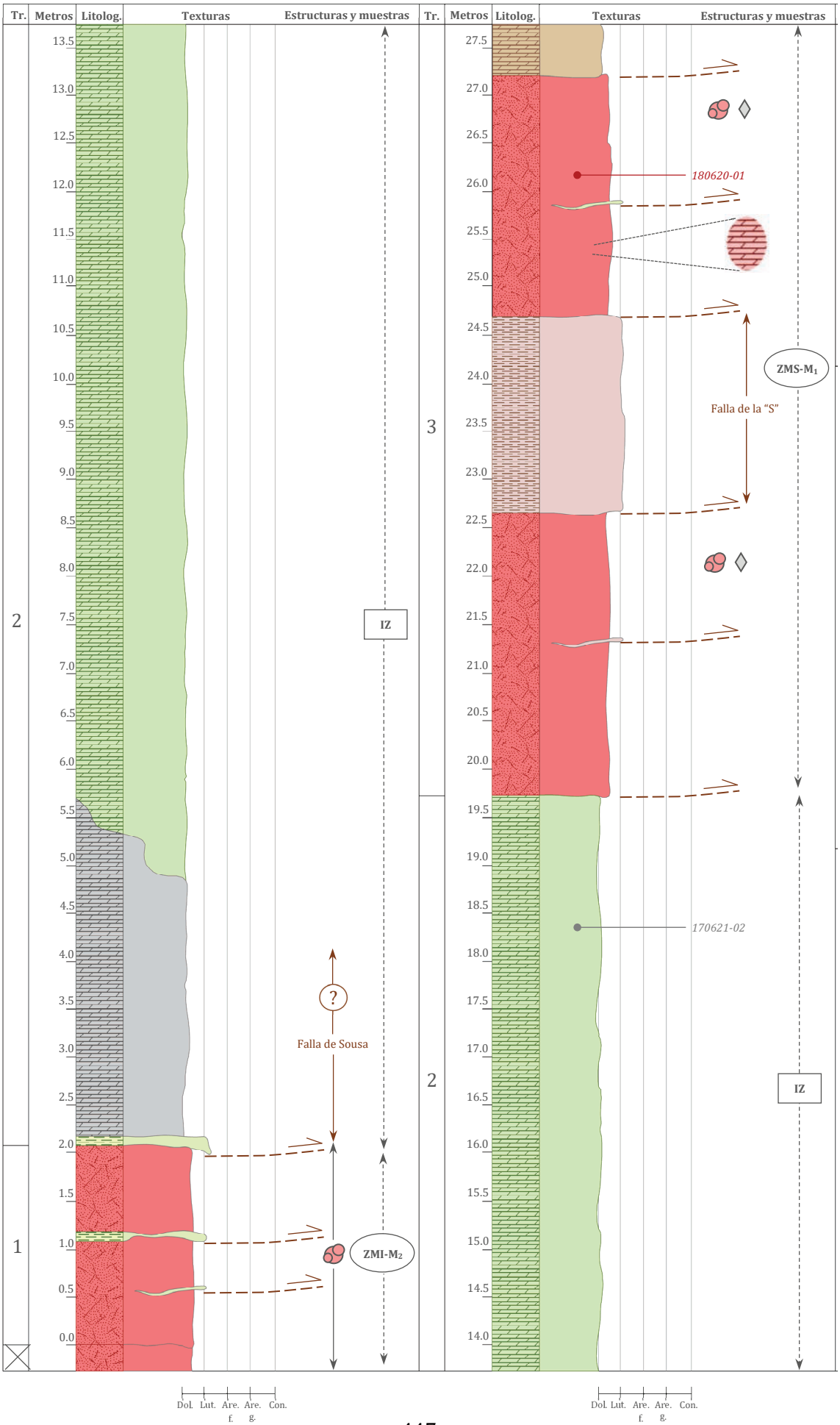
Todo el tramo se manifiesta paralelo al tramo 1, buzando con unos 15° hacia el NW.

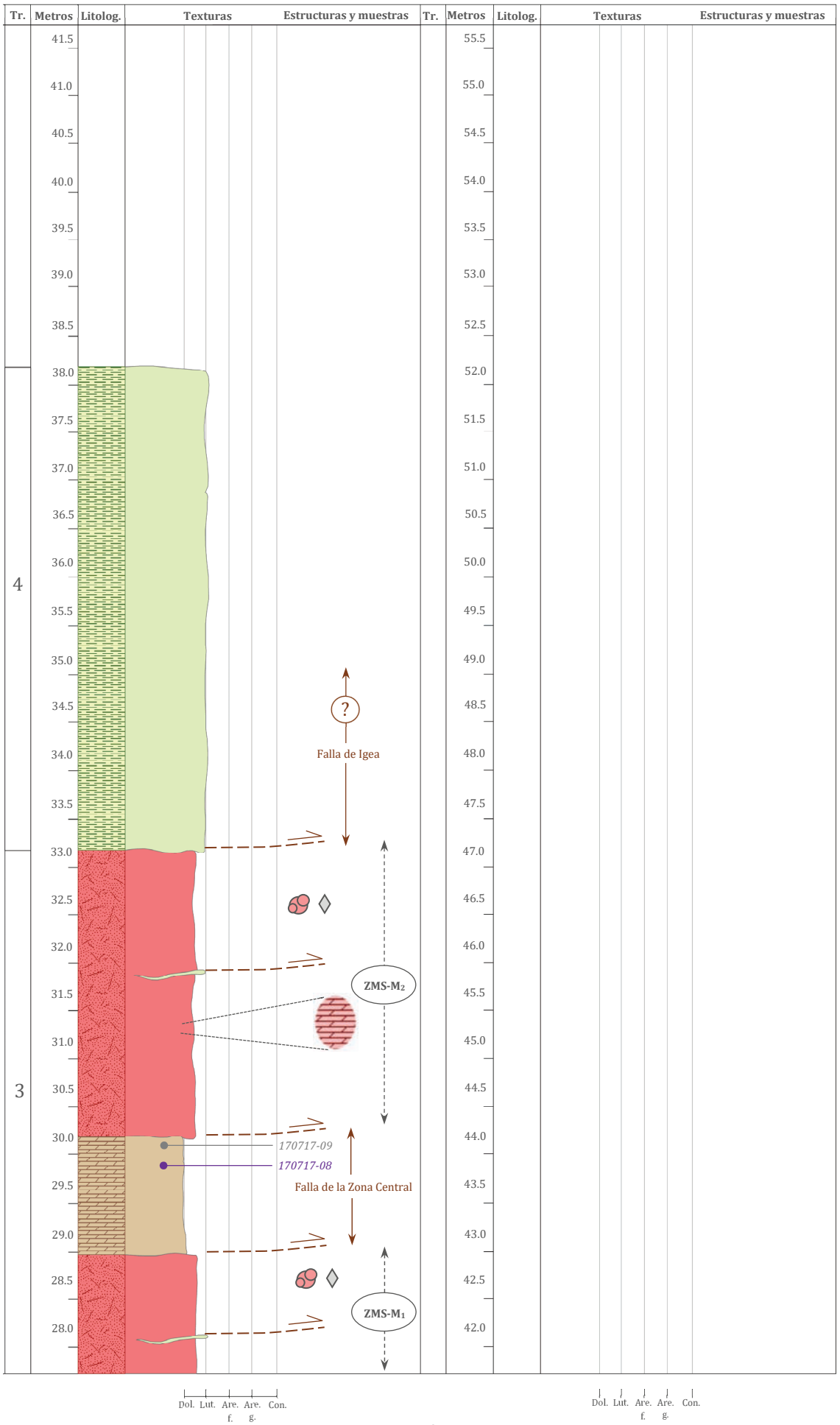
Tramo 3: 13.4 m de hematites masiva con intercalaciones de dolomías y niveles lutíticos.

Hematites masiva constituyendo cuerpos (o conjuntos de cuerpos) aparentemente tabulares y de potencia métrica, que intercalan entre ellos niveles lutíticos de coloraciones verdes a pardas de, por lo general, poco espesor (5-10 cm como mucho), pero de gran continuidad lateral. En la zona en la que se ha levantado el perfil, estos niveles lutíticos llevan asociados cuerpos lenticulares de naturaleza dolomítica y arcillosa que llegan a alcanzar los 2 m de espesor (figuras Ap6a-b).

Se distinguen tres grandes cuerpos de hematites: uno inferior, de casi 3 m de espesor y que queda situado por debajo del nivel de suelo de las labores de explotación; otro intermedio, de unos 4 m de potencia y que, lateralmente, se adelgaza sobremanera hacia el W (reduciéndose por debajo de los 1.2 m); y un tercer cuerpo superior, de otros casi 3 m, que se verticaliza por tectónica como consecuencia de la falla de la Zona Central. Los cuerpos inferior e intermedio se disponen horizontales.

Figura Ap4. [*páginas 447 y 448*] Levantamiento estratigráfico del perfil "Igea" (la leyenda puede consultarse en la figura Ap1).


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
2
1
3
2
IZ
ZMI-M2
Falla de Sousa
?
ZMS-M1
Falla de la "S"
180620-01
170621-02
IZ
Dol. Lut. Are. f. Are. g. Con.
Dol. Lut. Are. f. Are. g. Con.


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
4
3
?
Falla de Igea
ZMS-M2
170717-09
170717-08
Falla de la Zona Central
ZMS-M1
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.

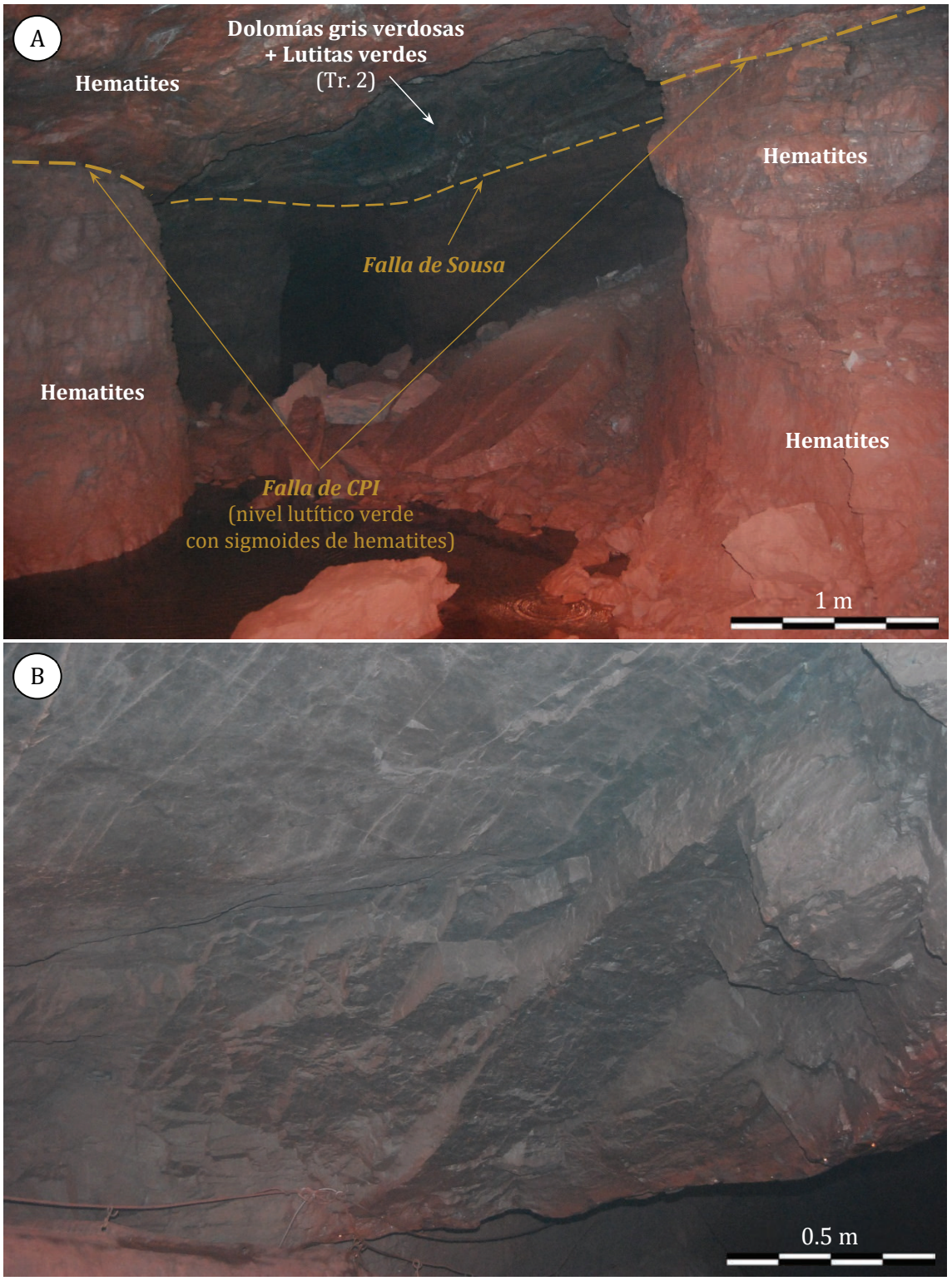


Figura Ap5. **a)** Mineralización perteneciente al tramo 1 del perfil "Igea" y a los metros infrayacentes a este. Se reconocen 2 cuerpos mineralizados: uno superior, situado encima de un nivel lutítico de gran continuidad lateral (la falla de CPI), y otro inferior, con un espesor que roza los 3-3.5 m de potencia. Además, en la fotografía se puede ver un desprendimiento de los materiales triturados que conforman la brecha de falla de la falla de Sousa, el cual obligó a clausurar la zona, impidiendo un estudio más exhaustivo de la mineralización en esta zona del yacimiento (aunque en la fotografía los planos de las fallas de Sousa y CPI parecen coincidir, esto es debido al ángulo de la fotografía). **b)** Fotografía de las dolomías del techo del [4400] Área de CPI (tramo 2 del perfil "Igea"), donde se puede ver su aspecto masivo y su coloración gris; al contrario que en casi todo el yacimiento, no se observan aquí fracturas ni oquedades rellenas de dolomita esparítica blanca.

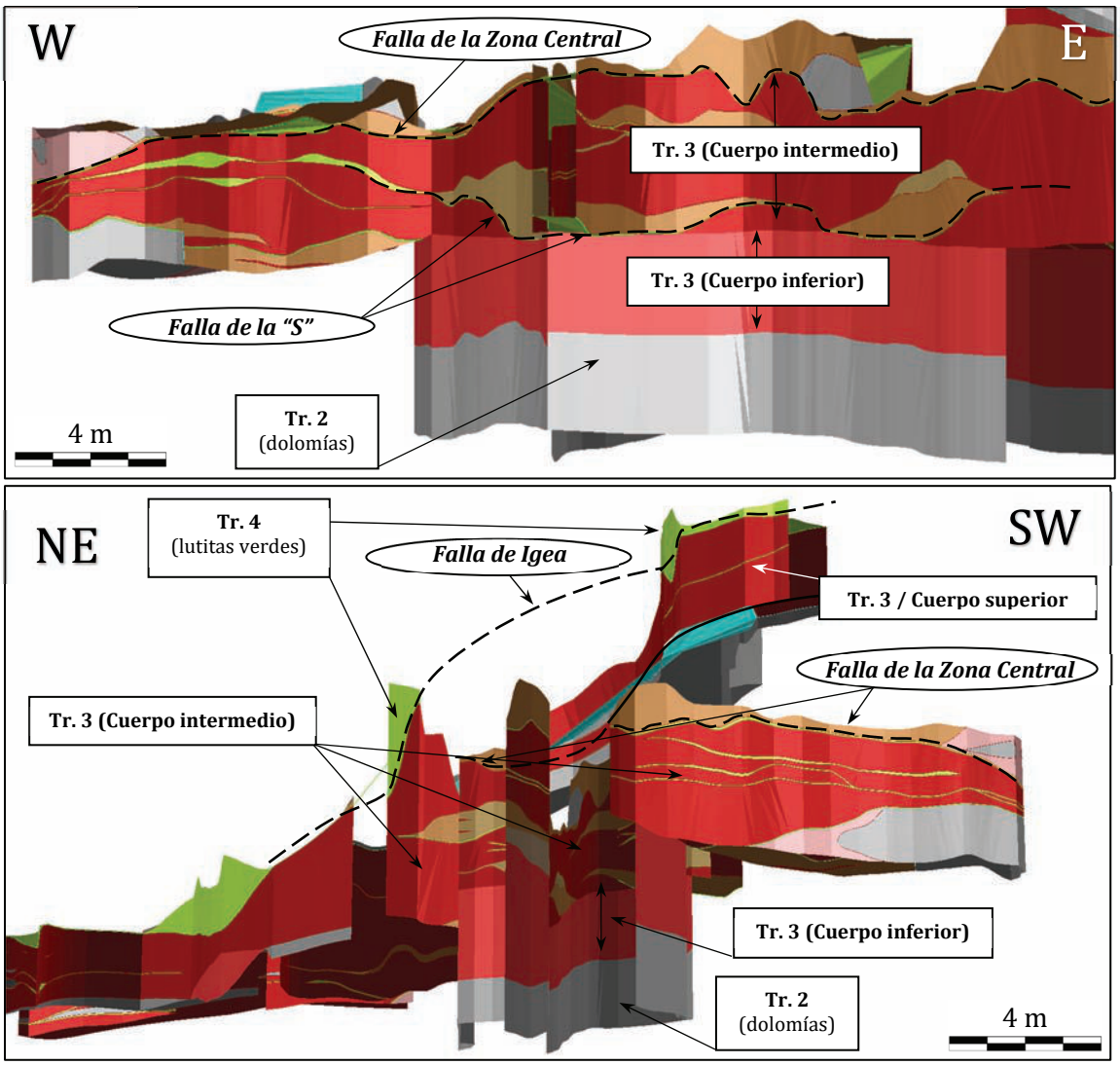


Figura Ap6. **a)** y **b)** Esquemas estructurales en 3D de la geología de la [3210] Galería Central y de las labores colindantes, en los que se reconoce la complejidad y los cambios de espesor tanto de los cuerpos mineralizados como de los cuerpos dolomíticos y lutíticos. En la segunda figura se puede ver, por encima del plano de falla de la falla de la Zona Central, como el estéril situado entre los cuerpos mineralizados intermedio y superior del tramo 3 se engrosa hacia el W, definiendo una geometría en horquilla que se abre hacia el W. Leyenda en la tabla 4.1 y la figura 4.13 de la memoria principal.

Se distinguen tres grandes cuerpos de hematites: uno inferior, de casi 3 m de espesor y que queda situado por debajo del nivel de suelo de las labores de explotación; otro intermedio, de unos 4 m de potencia y que, lateralmente, se adelgaza sobremanera hacia el W (reduciéndose por debajo de los 1.2 m); y un tercer cuerpo superior, de otros casi 3 m, que se verticaliza por tectónica como consecuencia de la falla de la Zona Central. Los cuerpos inferior e intermedio se disponen horizontales.

La hematites en los tres grandes conjuntos se presenta recristalizada, con valores de ley próximos al 85-90 %, con desarrollo de hematites botroidal rellenando huecos en las cercanías de los contactos lutíticos y de las zonas de falla. Dentro de los cuerpos tabulares se reconocen, una vez más, geometrías lenticulares y sigmoidales de hematites, entre las que se intercalan ocasionalmente cuerpos de dolomía de coloraciones grises a

pardo-rojizas (y, por lo general, de poca entidad) y niveles arcillosos (de espesores centimétricos y escaso desarrollo lateral). En las proximidades de los planos de falla suele haber una mayor cantidad de cristales de dolomita esparítica blanca rellenando huecos y fisuras en todas las litologías.

Se reconocen, al menos, dos niveles de lutitas verdes de gran extensión lateral, tectonizados (muy pizarrosos o triturados), en los que se identifican estrías de desplazamiento y que suponen, claramente, planos o zonas de falla de bajo ángulo, los cuales llevan asociados, en algunos afloramientos, cuerpos de litologías dolomíticas/arcillosas de gran espesor y geometrías lenticulares.

El nivel lutítico inferior, situado entre los dos primeros cuerpos de hematites, se corresponde con el plano de falla de la falla de la "S"; y el nivel intermedio, cuya continuidad llega a perderse en algunas zonas, está emplazado a techo del segundo cuerpo de hematites, definiendo la zona de cizalla de la falla de la Zona Central. El resto de los niveles arcillosos, que también pueden llevar asociados cuerpos dolomíticos y lutíticos de geometría lenticular, se corresponde con planos de falla menores, paralelas o subparalelas a las ya mencionadas.

Los cuerpos de estéril que se disponen entre los tres conjuntos mineralizados (figura Ap4) están asociados, principalmente, con las fallas de la "S" y de la Zona Central, y consisten en dolomías pardas y, ocasionalmente, grises, de espesores considerables, que pueden llegar a medir los 2 m y que, lateralmente, pueden dan paso a cuerpos lutíticos de color marrón y potencias similares. Las dolomías pardas situadas por encima del plano de la falla de la Zona Central se tornan grises y se engrosan rápidamente hacia el W, alcanzando los 10 m en apenas 5 m medidos sobre la horizontal, definiendo para la mineralización una geometría de horquilla que se abre en sentido E a W, en la que los cuerpos inferior e intermedio continúan en la horizontal, mientras que el superior asciende con un buzamiento elevado próximo a los 70-80° hacia el E (figura Ap6b).

Tramo 4: 5.0 m de lutitas verdes muy brechificadas.

Las lutitas se presentan muy trituradas, con cierta pizarrosidad en algunos de los afloramientos y englobando cuerpos dolomíticos altamente brechificados, definiendo en su conjunto una zona de falla de unos 2 a 2.5 m de espesor (falla de Igea). Por encima de esta zona de falla las lutitas se presentan más compactas y homogéneas, pasando lateralmente a dolomías grises y gris verdosas masivas, en las que no se reconoce estratificación. Estos materiales suponen el límite de la zona mineralizada en esta área de las labores subterráneas.

Perfil "Lázaro"

La potencia de este perfil es de 55.7 m (figura Ap7) y su base se haya a 451.1 m s. n. m., pudiendo identificarse hasta 6 tramos. Los materiales infrayacentes a este perfil son dolomías grises. Toda la serie buza en esta zona unos 15° hacia el NW, siendo los contactos entre las distintas litologías mecánicos.

Tramo 1: 3.9 m de hematites masiva con intercalaciones de lutitas verdes.

El tramo consiste en una hematites masiva de muy alta ley (85-90 %), con intercalaciones de niveles lutíticos verdes, pardos y rojizos, que buza unos 15° hacia el NW. Este tramo es la correlación directa del tramo 1 del perfil "Igea", y como tal presenta sus mismas características: se reconocen dos grandes cuerpos mineralizados separados entre sí por un nivel lutítico de 10-40 cm de potencia y gran continuidad lateral, de aspecto pizarroso y coloración verde (figuras Ap8a-b).

Suelen aparecer, en todo el tramo, botroides centimétricos a decimétricos de hematites, y cristales romboédricos milimétricos a centimétricos de dolomita esparítica blanca y ocre, todos ellos rellenando oquedades y zonas de fractura.

Tramo 2: 2.0 m de dolomías gris verdosas y lutitas verdes trituradas (brecha de falla).

El tramo 2 se corresponde con una gran brecha de falla paralela a la mineralización (la falla de Sousa), en la que se reconocen unas dolomías grises a gris verdosas muy brechificadas y mezcladas con unas pelitas blanco-verdosas, muy pizarrosas (figura Ap8b). Dentro de esta zona de falla se identifican sigmoides decimétricos-métricos de lutitas verdes con hematites, que en su base definen una superficie ondulada-sinuosa.

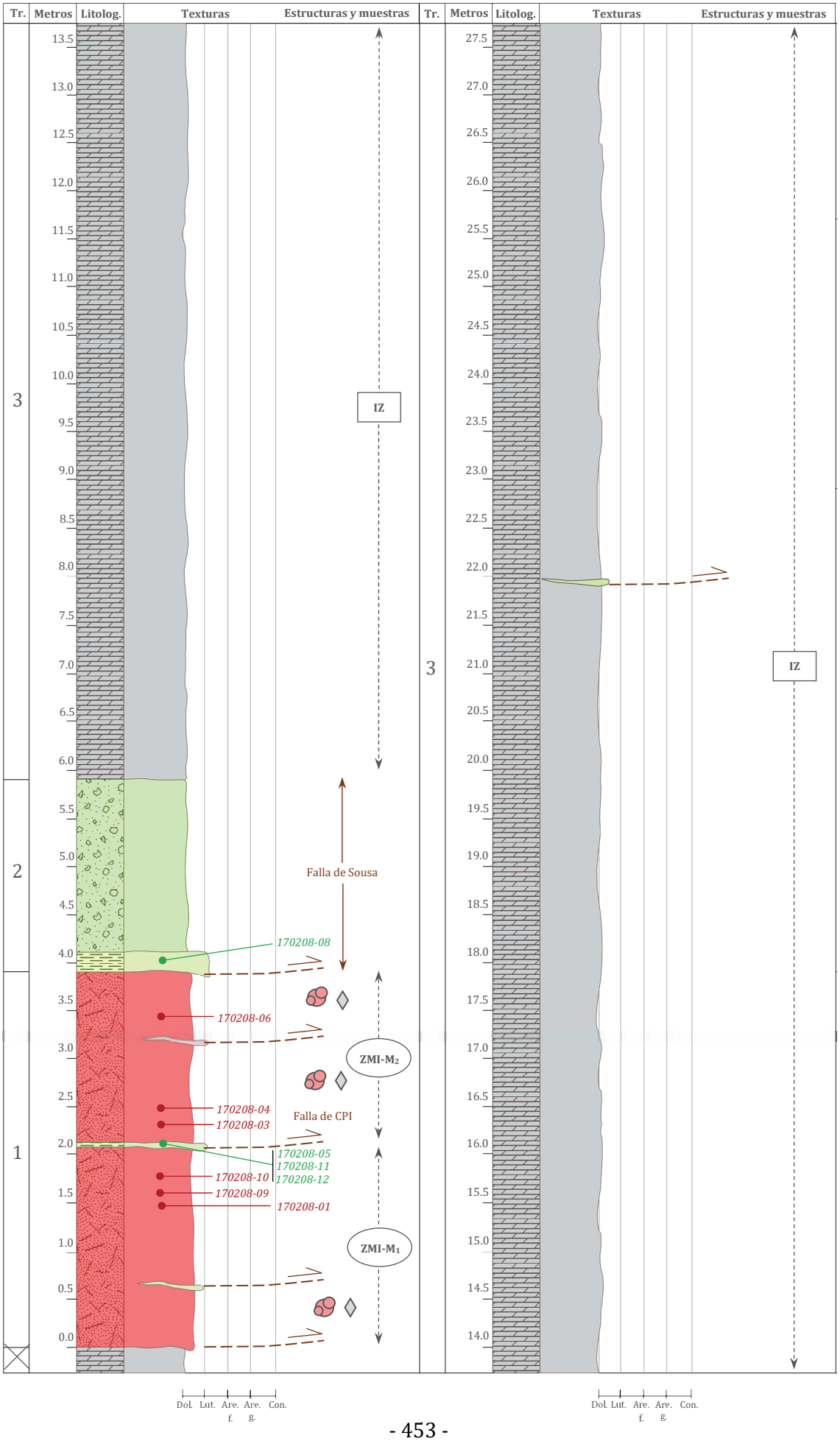
Tramo 3: 26.0 m de dolomía gris.

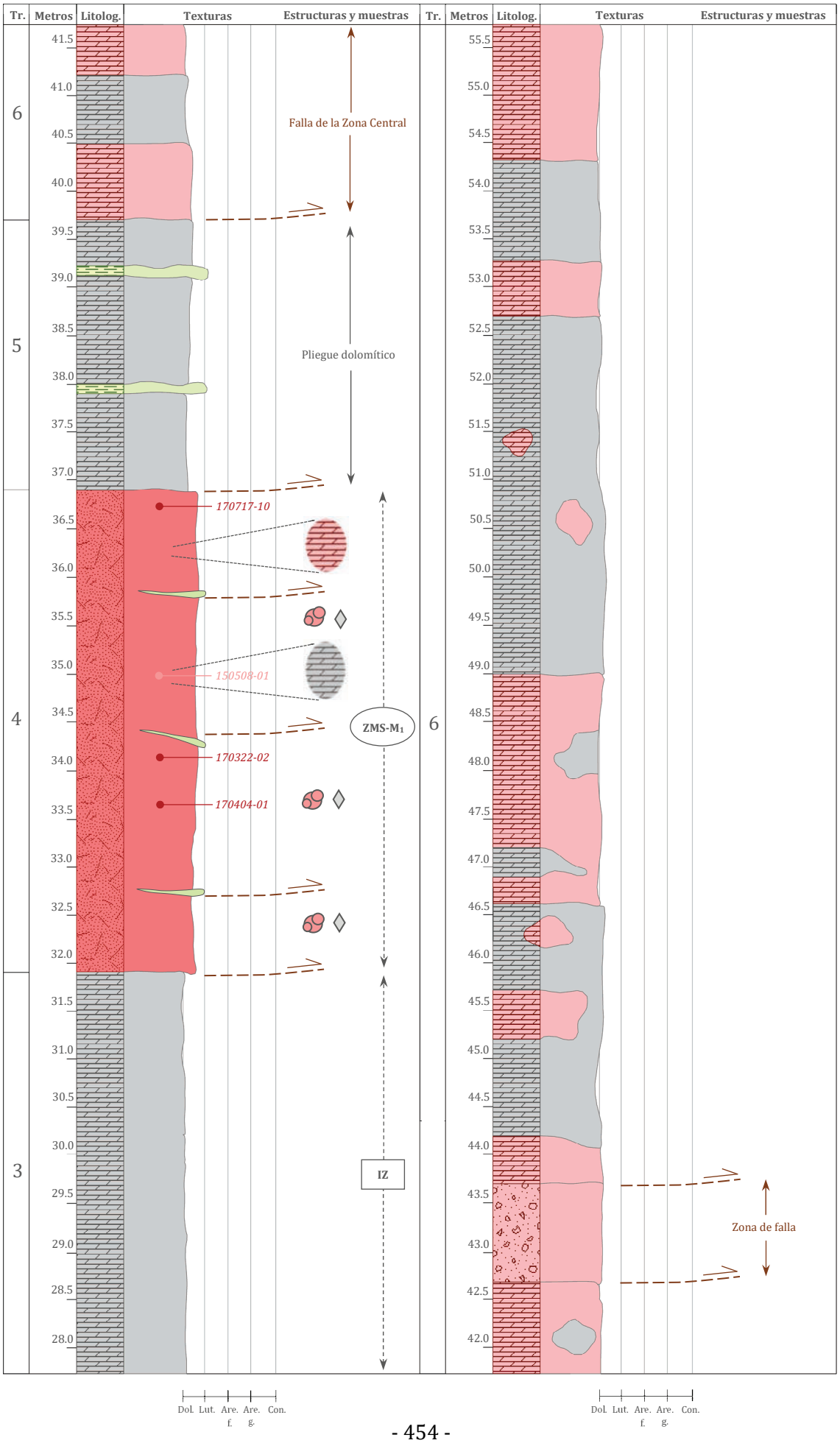
Dolomías masivas que varían de coloración lateral y verticalmente, pasando de tonalidades grises claras y oscuras a variedades gris verdosas, aunque localmente pueden adoptar tonos rojizos, pardos y marrones.

Tramo 4: 5.0 m de hematites masiva con intercalaciones de lutitas verdes y cuerpos dolomíticos grises, rojizos y pardos.

Hematites masiva de alta ley (valores comprendidos entre 75-80 %), con intercalaciones de lutitas verdes y pardas que definen cuerpos de hematites sigmoidales-lenticulares. Todo el tramo se encuentra parcialmente triturado, con desarrollo de hematites botroidal de tamaños milimétricos-centimétricos y de cristales romboédricos de dolomita esparítica blanca rellenando huecos y fisuras. En la parte superior del tramo la hematites intercala cuerpos dolomíticos de coloraciones grises y rojizas de poco espesor, que en sus contactos presentan niveles lutíticos de escasa potencia (inferiores a los 2-3 cm).

Figura Ap7. [*páginas 453 y 454*] Levantamiento estratigráfico del perfil "Lázaro" (la leyenda puede consultarse en la figura Ap1).


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
3
2
1
IZ
Falla de Sousa
170208-08
170208-06
ZMI-M2
Falla de CPI
170208-04
170208-03
170208-05
170208-11
170208-12
170208-10
170208-09
170208-01
ZMI-M1
Dol. Lut. Are. f. Are. g. Con.


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
Falla de la Zona Central
Pliegue dolomítico
170717-10
150508-01
170322-02
170404-01
ZMS-M1
IZ
Zona de falla
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.

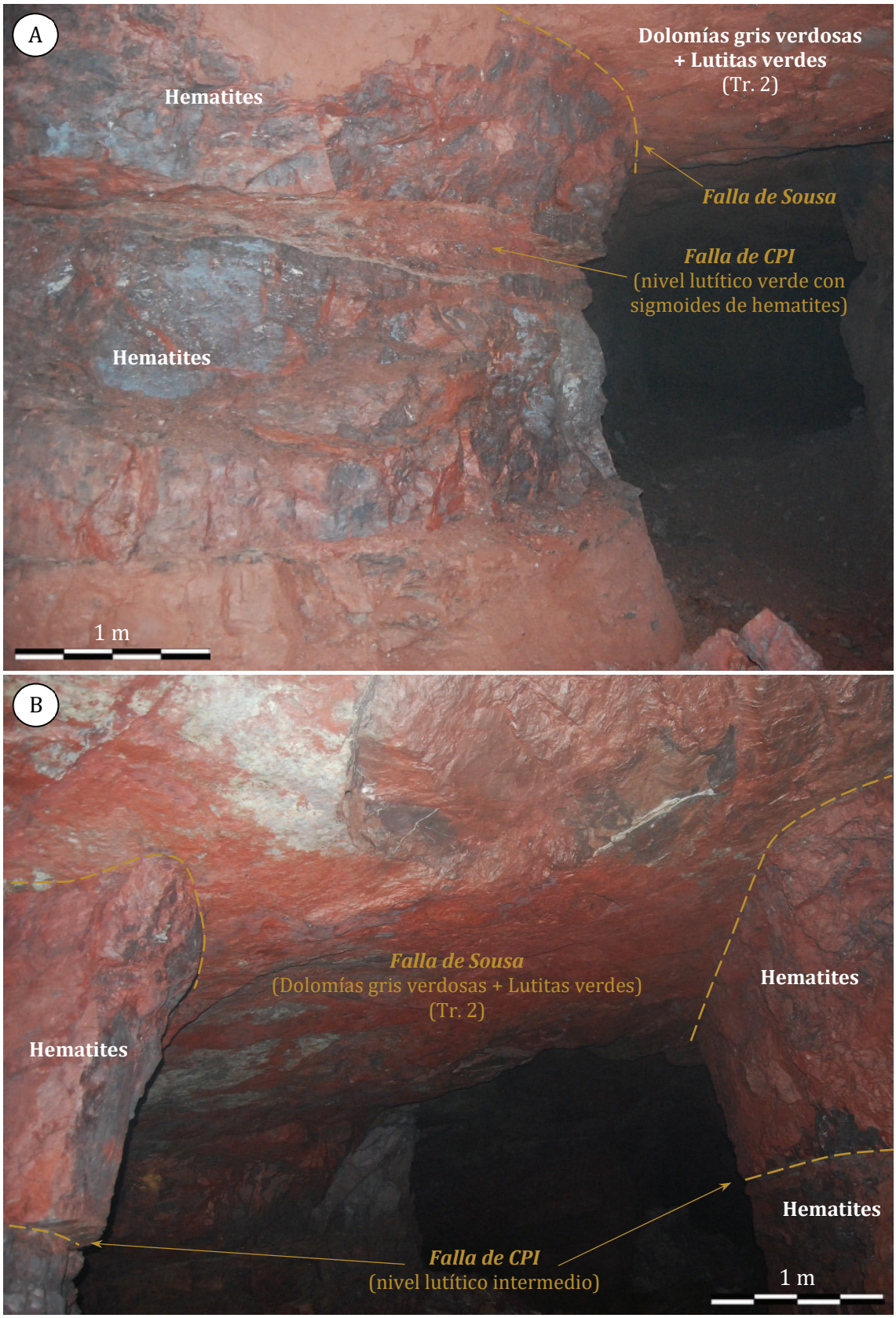


Figura Ap8. **a)** y **b)** Fotografías del Sector [4000] en el área infrayacente a la [3205] Galería Lázaro, en las que se reconocen los dos cuerpos de hematites del tramo 1 del perfil "Lázaro", separados entre sí por la falla de CPI, un nivel lutítico de espesor variable (la mineralización, de un 90-95 % de ley, exhibe su característico color gris en superficie). A techo de la mineralización se reconocen las lutitas verdes y dolomías gris verdosas del tramo 2 de dicho perfil, que conforman la brecha de falla de la falla de Sousa.

Tramo 5: 2.8 m de dolomías grises a rojizas con lutitas verdes.

En el hastial N de la [3205] Galería Lázaro aparece un cuerpo dolomítico de hasta 3 m de espesor que manifiesta una estructura interna de pliegue sinforme parcialmente tumbado, con un plano de charnela de rumbo e inmersión aparentes 075, 70N (figura Ap9), que no se reconoce lateralmente, ni en el hastial contrario ni en la galería [3401] Rampa del 28 (paralela a la [3205] Galería Lázaro). Dicho pliegue tampoco afecta a los cuerpos infra- y suprayacentes al propio cuerpo dolomítico, que en ambos hastiales se disponen siguiendo la serie estratigráfica, envolviéndolo.

Todos los contactos son mecánicos y paralelos a subparalelos a la falla de la Zona Central, por lo que el cuerpo dolomítico podría no haberse plegado *in situ*, habiendo sido arrastrado hasta su posición actual como resultado del movimiento de dicha falla o habiendo tenido un origen singenético; en el caso de haberse formado en el lugar, este plegamiento sería el resultado de la deformación interna del propio cuerpo dolomítico (*sheath fold*). Independientemente de su génesis, este cuerpo aparece cortado por el propio plano de falla de la falla de la Zona Central (figura Ap9).

Tramo 6: 15.8 m de dolomías grises y rojizas.

Tramo dolomítico masivo de tonalidades grises, gris verdosas y rojizas que se instala a techo de la mineralización. Los metros más basales aparecen mezclados con lutitas verdes, definiendo la brecha de falla de la falla de la Zona Central. En toda la longitud del tramo no hay indicios de cuerpos mineralizados, más allá de la propia tonalidad rojiza de algunas zonas dolomíticas.

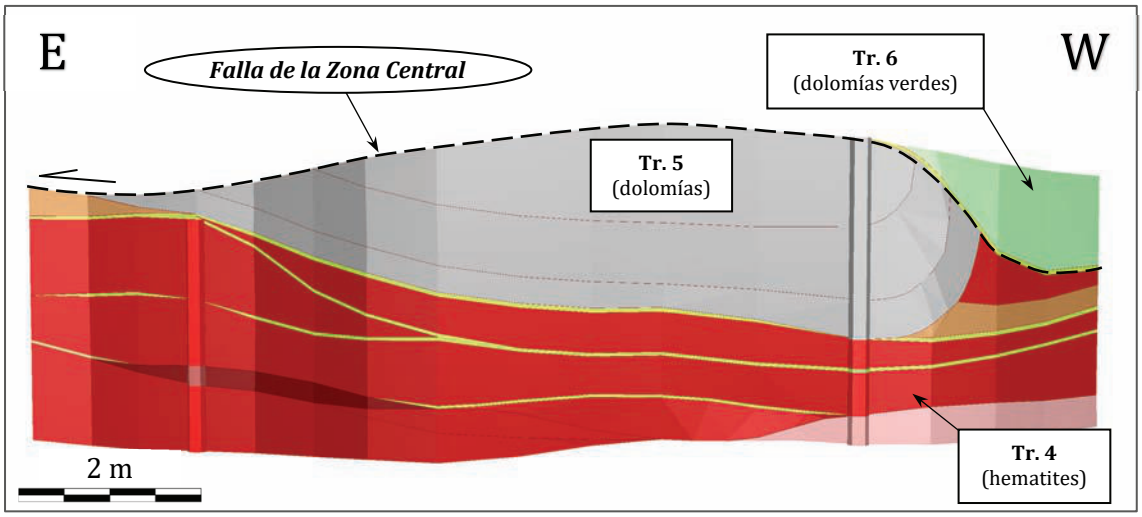


Figura Ap9. Esquema estructural del hastial N de la [3205] Galería Lázaro, en el que se reconoce el cuerpo dolomítico (en gris) plegado en uno de sus extremos, definiendo el núcleo de un sinforme parcialmente tumbado. Las relaciones entre los cuerpos mineralizados y carbonatados adyacentes es tal y como se muestra en la figura, llamando la atención, sobre todo, la zona ventral del pliegue, en la que todos los cuerpos que lo rodean parecen amoldarse a la base de este. Se indican en la figura los tramos del perfil "Lázaro" que afloran en esta galería. La leyenda de las litologías puede consultarse en la tabla 4.1 y la figura 4.13 de la memoria principal.

Perfil "Ingleses"

La potencia de este perfil es de 21.65 m (figura Ap10), hallándose su base a 465.2 m s. n. m., pudiendo identificarse hasta 5 tramos fácilmente reconocibles. Los materiales infrayacentes a este perfil son unas dolomías gris verdosas idénticas a las descritas en el tramo 1. Todos los contactos de este perfil son mecánicos.

Tramo 1: 3.2 m de dolomías grises masivas, que pueden tornarse de colores pardo-rojizos en las proximidades de la mineralización (figura Ap11a).

Las dolomías de este tramo son la continuación lateral de las dolomías masivas grises que hay en la base del perfil "Lázaro", y aunque en muchas zonas del [3100] Área del Corte de los Ingleses conservan su coloración gris, en algunos frentes de explotación sus tonalidades se tornan más pardas y rojizas (figura Ap11a). Llama la atención el desarrollo de laminación paralela en algunos de los estratos dolomíticos, en la que algunas de las láminas aparecen parcial o completamente rellenas de cemento dolomítico blanco (figura Ap11a-b).

La tectónica en estos materiales es más patente que en otras zonas de la mina, reconociéndose un importante diaclasado, con desarrollo de planos métricos de fractura y de falla (de salto centimétrico) de direcciones diversas, todos ellos rellenos completamente por dolomita esparítica blanca (figura Ap11a-b). A techo del tramo, en contacto directo con la mineralización del tramo 2, se reconoce un intervalo con un gran contenido en lutitas de color verdoso a blanquecino, todas ellas con aspecto pizarroso y desarrollo de formas lenticulares-sigmoidales centimétricas (figura Ap12a), que señalarían un contacto mecánico con los materiales del siguiente tramo.

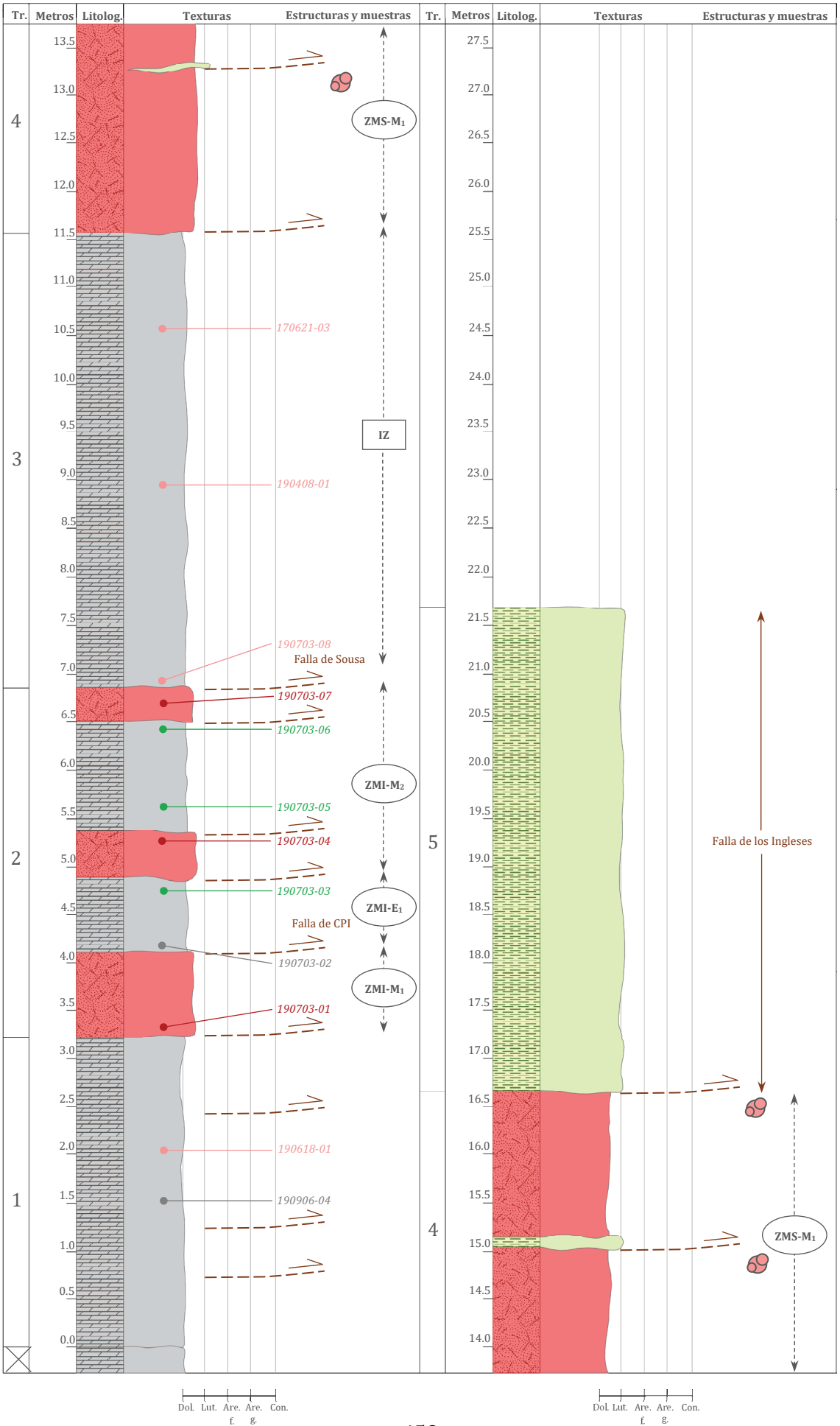
Tramo 2: 3.6 m de alternancia de hematites masiva y dolomías grises a pardo-rojizas.

Este tramo está constituido, en la zona en que se levanta este perfil, por una alternancia de cuerpos de hematites masiva y de dolomías masivas de coloraciones grises a pardas y rojizas (figura Ap12b), cuyos contactos, completamente mecanizados, están definidos por niveles arcillosos de potencias <5 cm y aspecto pizarroso. Lateralmente, este tramo pasa en pocos metros y hacia el N a estar constituido por 5 m de hematites masiva en la [3108] Galería de Víctor, con intercalaciones, en su mitad inferior, de lentículas y cuerpos sigmoidales dolomíticos y lutíticos (figura 6.2a de la memoria principal).

Tramo 3: 4.75 m de dolomías grises.

Dolomías grises masivas altamente brechificadas, en las que se reconocen contactos mecánicos que delimitan cuerpos con morfologías lenticulares, sigmoidales y (aparentemente) tabulares. En la base del tramo aparece una brecha de falla de varios metros de espesor en el que las dolomías se entremezclan con unas lutitas verdes: la falla de Sousa, que en esta zona se manifiesta con una dirección y buzamiento de 178, 40-50W.

Figura Ap10. [*página 458*] Levantamiento estratigráfico del perfil "Ingleses" (la leyenda puede consultarse en la figura Ap1).


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
4
3
2
1
13.5
13.0
12.5
12.0
11.5
11.0
10.5
10.0
9.5
9.0
8.5
8.0
7.5
7.0
6.5
6.0
5.5
5.0
4.5
4.0
3.5
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0
0.5
0.0
ZMS-M1
170621-03
IZ
190408-01
190703-08
Falla de Sousa
190703-07
190703-06
ZMI-M2
190703-05
190703-04
190703-03
ZMI-E1
Falla de CPI
190703-02
ZMI-M1
190703-01
190618-01
190906-04
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.
Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
5
4
27.5
27.0
26.5
26.0
25.5
25.0
24.5
24.0
23.5
23.0
22.5
22.0
21.5
21.0
20.5
20.0
19.5
19.0
18.5
18.0
17.5
17.0
16.5
16.0
15.5
15.0
14.5
14.0
Falla de los Ingleses
ZMS-M1
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.

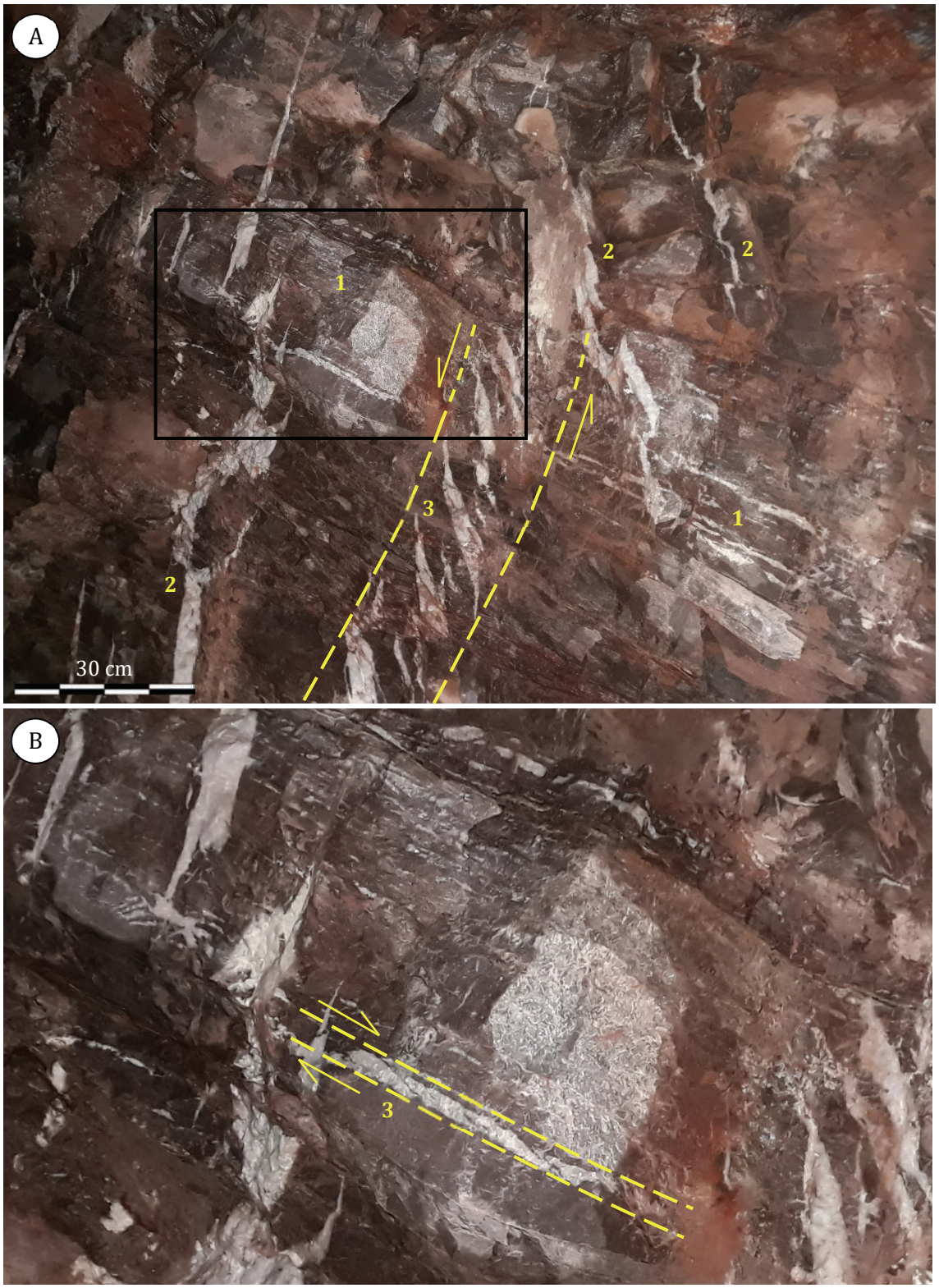


Figura Ap11. **a)** Dolomías pardas localizadas a techo del tramo 1 del perfil "Ingleses", en contacto directo con la mineralización de hematites masiva del tramo 2; en la fotografía se reconoce una cierta estratificación tabular con desarrollo de algunos cuerpos lenticulares y sigmoidales. La dolomita esparítica blanca aparece rellenando completamente los huecos presentes en estos materiales, entre los que se distinguen: (1) láminas intraestrato, dispuestas en laminación paralela, (2) fracturas verticalizadas y (3) grietas de tracción. **b)** Ampliación de una zona de la fotografía anterior (delimitada con un rectángulo de color negro), en la que se reconocen zonas de cizalla paralelas a la estratificación.

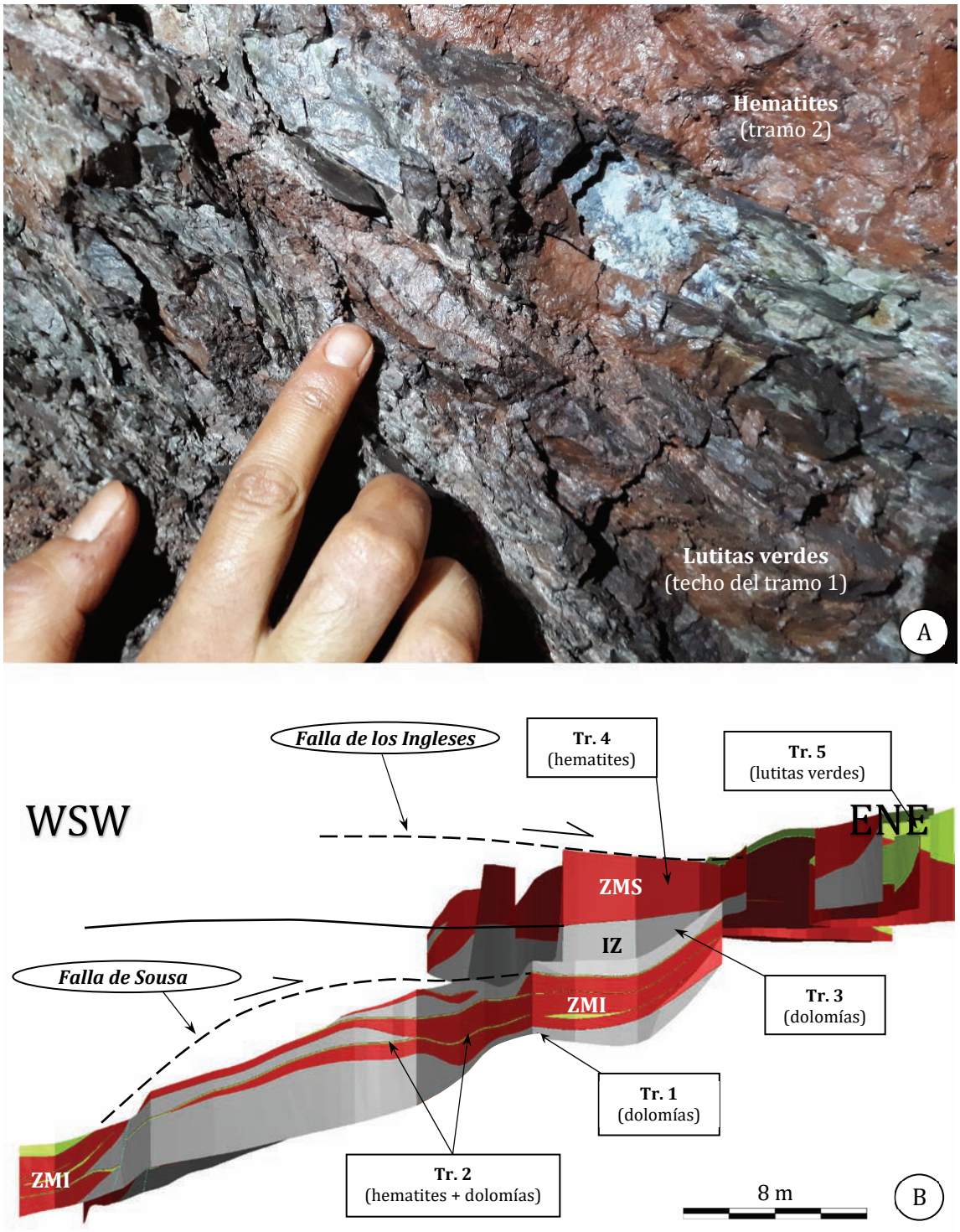


Figura Ap12. **a)** Intervalo lutítico de aspecto pizarroso situado a techo del tramo 1 del perfil "Ingleses", en contacto directo con la hematites masiva del tramo 2, en el que se reconocen estructuras lenticulares y sigmoidales de escala centimétrica. **b)** Esquema estructural de las galerías del [3100] Área del Corte de los Ingleses, en el que llama la atención el adelgazamiento e, incluso, desaparición de los cuerpos mineralizados del tramo 2 del perfil "Ingleses" hacia el SW (aunque reaparecen de nuevo hacia el W), así como el adelgazamiento hacia el E del cuerpo dolomítico del tramo 3. Leyenda en la tabla 4.1 y la figura 4.13 de la memoria principal.

El espesor medio medido para este tramo es 4.75 m, pero su tendencia de acuñarse hacia el E lo lleva a casi desaparecer en pocos metros, muy al

contrario de lo que ocurre hacia el W, hacia donde se engrosa sobremanera (llegando a alcanzar los 28 m observados en el perfil "Lázaro").

Tramo 4: 5.1 m de hematites masiva (figura Ap13a-b).

Hematites masiva constituida por varios cuerpos de apariencia tabular apilados unos sobre otros y separados entre sí por niveles lutíticos de poco espesor (< 10 cm) y apariencia pizarrosa, en los que ocasionalmente se han reconocido estrías de falla de muy diversas direcciones. Estos niveles arcillosos, aunque pueden llegar a acuñarse y desaparecer localmente, o divergir separándose en varios niveles, definen zonas de contacto mecánico que parecen tener una gran continuidad lateral.

Dentro de algunos de los cuerpos tabulares de hematites se ha podido reconocer una estructura interna constituida por sigmoides y cuerpos lenticulares de hematites masiva que, a su vez, intercalan o alternan con niveles dolomíticos y lutíticos (por lo general) de extensión lateral reducida. La mayor parte de estos cuerpos de estéril está ligada a la presencia de los niveles lutíticos de alta continuidad lateral, definiendo lo que parecen zonas de cizalla de espesor centimétrico a decimétrico paralelas y subparalelas a la falla de los Ingleses.

Pese a su aspecto masivo, en corte fresco se identifica a simple vista una recristalización de la hematites que rellena la fracturación de la propia mineralización como consecuencia del movimiento de la falla de los Ingleses. Se reconocen huecos de tamaño decimétrico rellenos completamente de hematites botroidal (figura 6.4b de la memoria principal). La ley media de esta mineralización es de 80-95 % en toda la zona, siendo el color gris superficial de la hematites de alta ley la facies habitual de este tramo.

Tramo 5: 5.0 m de lutitas verdes (figura 6.4b de la memoria principal).

Las lutitas verdes de este tramo se presentan muy pizarrosas y con estrías reconocibles de diversas direcciones, que engloban, en algunos de los afloramientos, cuerpos lenticulares-sigmoidales de hematites y/o de lutitas ferruginizadas de escala decimétrica. El conjunto de estos materiales constituye la brecha de falla que se dispone sobre la mineralización: la falla de los Ingleses.

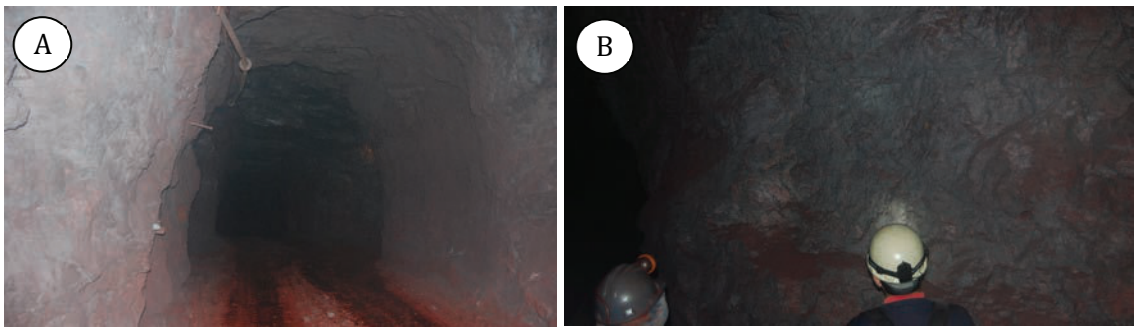


Figura Ap13. Fotografías de la hematites masiva del tramo 4 del perfil "Ingleses", en las que se reconoce el aspecto masivo y la coloración gris característica de la mineralización de alta ley, tomadas: **a)** en la [3101] Rampa del Corte de los Ingleses, y **b)** en la [3301] Galería del Punto de Encuentro (los niveles lutíticos intercalados dentro de la mineralización no llegan a apreciarse dado su poco espesor).

Perfil "Sousa"

La potencia de este perfil es de 55.5 m (figura Ap14) y su base se halla a 463.9 m s. n. m., pudiendo reconocerse fácilmente hasta 10 tramos. Los materiales infrayacentes a este perfil son unas dolomías gris verdosas idénticas a las descritas en el tramo 1. Toda la serie buza en esta zona unos 25-30° hacia el NW, siendo mecánicos todos los contactos entre cuerpos de distintas litologías.

Tramo 1: 14.7 m de dolomías masivas gris verdosas.

Las dolomías de este tramo se presentan en tonalidades verdes a gris verdosas, con cambios laterales a otras coloraciones, destacando las dolomías grises claras y las grises oscuras, organizándose en un gran tramo masivo en el que, localmente, se puede identificar una serie tableada, en la cual los estratos dolomíticos nunca superan los 60-70 cm de espesor. Los niveles reconocibles son aparentemente tabulares a lenticulares, y, en muy contadas ocasiones, intercalan niveles lutíticos de potencia centimétrica, en los que se reconocen estrías de diversas orientaciones.

Tramo 2: 5.3 m de dolomías rojizas.

La base de este tramo está definida por un nivel lutítico de coloración verde de unos 20 cm de espesor, a techo del cual se instalan unas dolomías grises masivas que pasan, lateralmente y hacia arriba en la serie, a tener una coloración rojiza predominante en todo el tramo.

Tramo 3: 3.5 m de hematites masiva (figuras Ap15a-b).

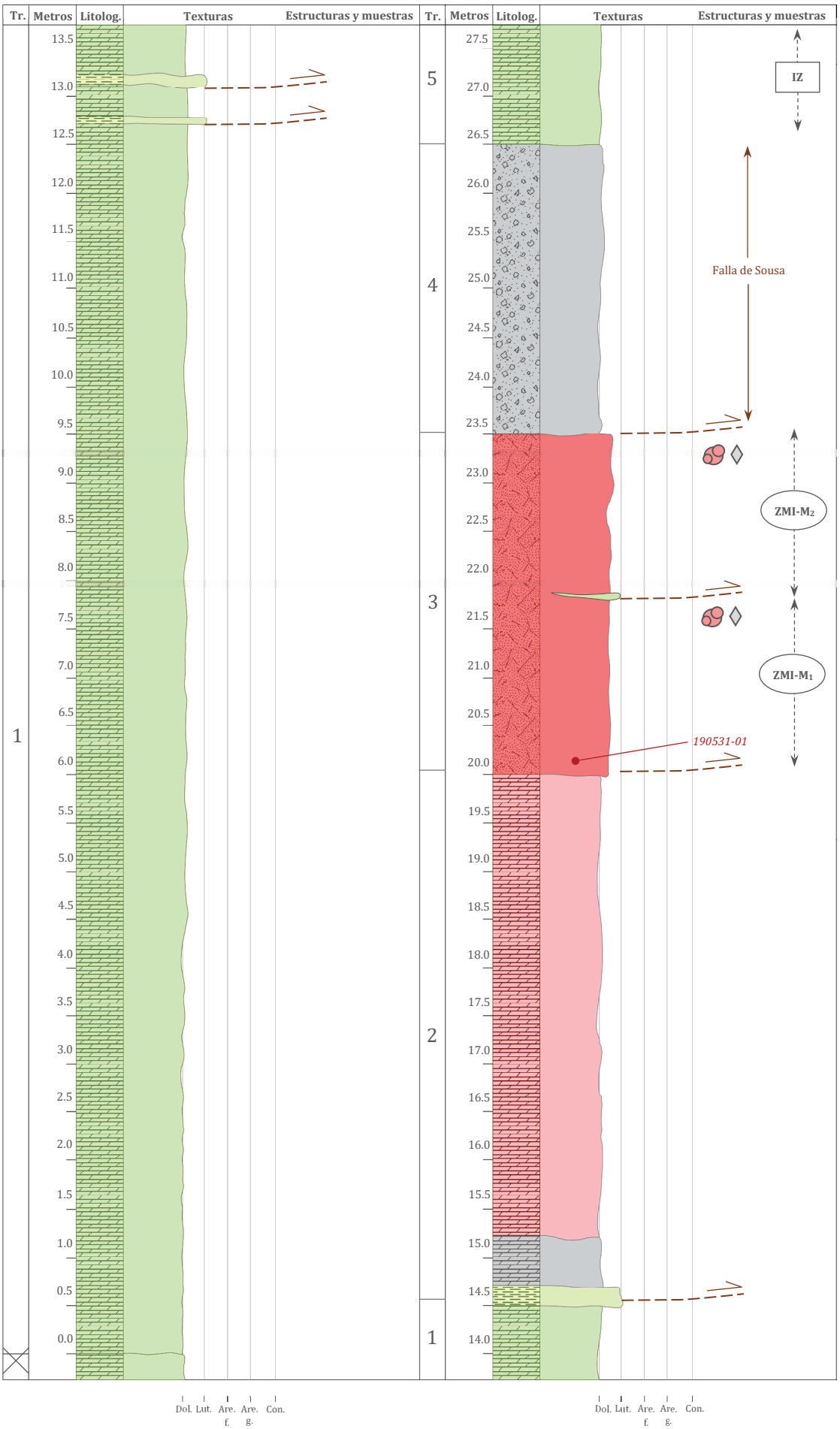
La mineralización de este tramo está constituida por dos grandes cuerpos de hematites masiva de muy alta ley (valores de 90-95 %) y espesores próximos a los 1.5-2 m cada uno. Ambos cuerpos están separados entre sí por un nivel lutítico de tonalidades verdes a pardo-rojizas, el cual aparece y desaparece lateralmente, pudiendo llegar a engrosarse hasta los 30 cm en algunas zonas e, incluso, a intercalar niveles de hematites pizarroso (figuras 6.4a y 6.5b de la memoria principal); a este nivel suelen aparecer asociadas formas sigmoidales de hematites localizadas dentro de los cuerpos infra- y suprayacentes (figura 6.5b de la memoria principal).

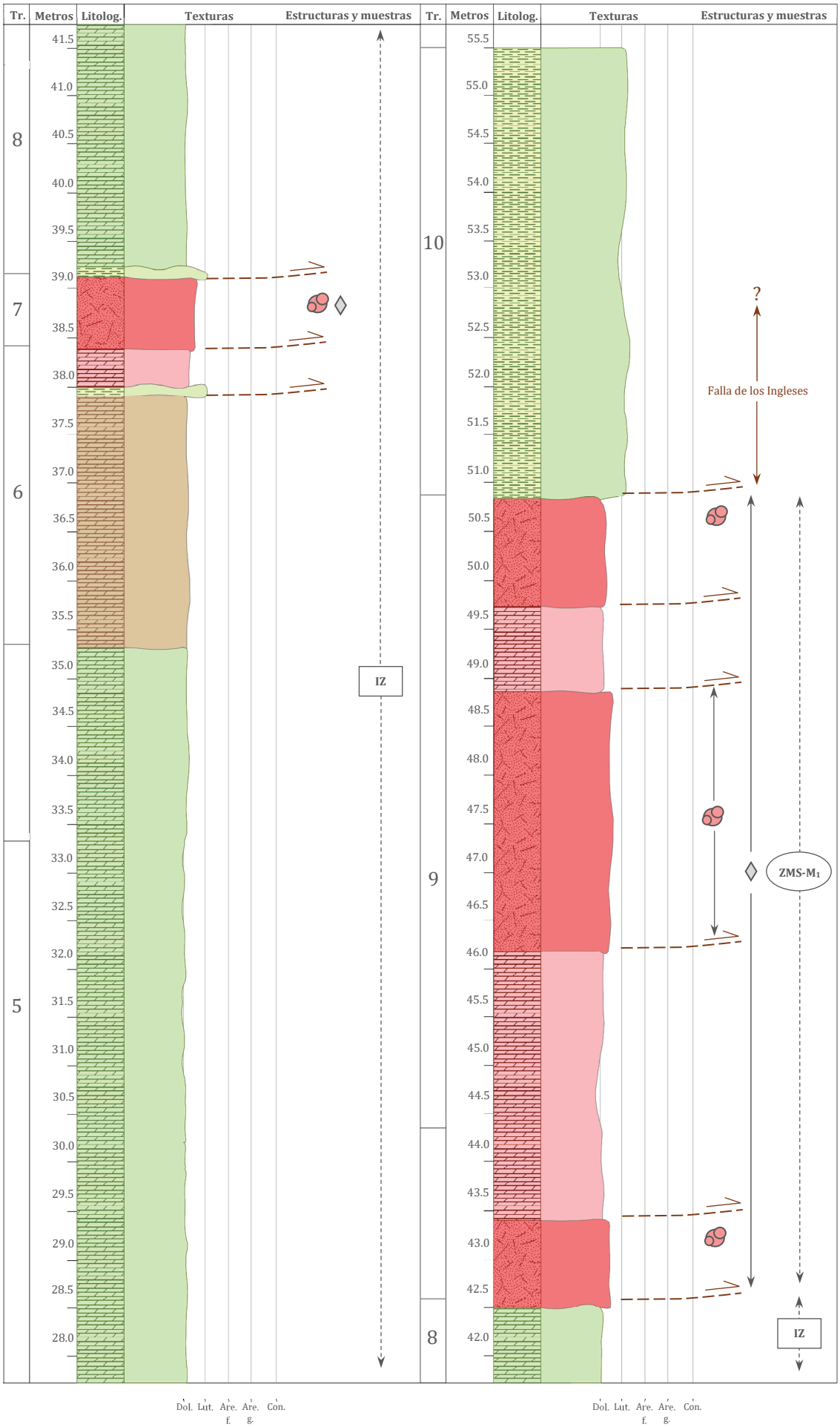
Es típico en todo el tramo reconocer en superficie la coloración gris de la hematites de alta ley, así como también es habitual el desarrollo de hematites botroidal y de dolomita esparítica blanca rellenando oquedades y zonas de fractura (figura 6.5a de la memoria principal).

Tramo 4: 3.0 m de dolomías grises trituradas (figura Ap16a).

Zona de falla constituida por dolomías gris verdosas en superficie y grises oscuras en corte fresco, fracturadas (las fracturas se hayan completamente rellenas de dolomita esparítica blanca), en la base de las cuales pueden aparecer lutitas verdes altamente trituradas. Esta brecha de falla se dispone paralela a subparalela a la mineralización, y tiene una base bastante rectilínea en toda la zona del perfil.

Figura Ap14. [*páginas 463 y 464*] Levantamiento estratigráfico del perfil "Sousa" (la leyenda puede consultarse en la figura Ap1).


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
1
2
3
4
5
IZ
Falla de Sousa
ZMI-M2
ZMI-M1
190531-01
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
8
7
6
5
41.5
41.0
40.5
40.0
39.5
39.0
38.5
38.0
37.5
37.0
36.5
36.0
35.5
35.0
34.5
34.0
33.5
33.0
32.5
32.0
31.5
31.0
30.5
30.0
29.5
29.0
28.5
28.0
IZ
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.
10
9
8
55.5
55.0
54.5
54.0
53.5
53.0
52.5
52.0
51.5
51.0
50.5
50.0
49.5
49.0
48.5
48.0
47.5
47.0
46.5
46.0
45.5
45.0
44.5
44.0
43.5
43.0
42.5
42.0
?
Falla de los Ingleses
ZMS-M1
IZ

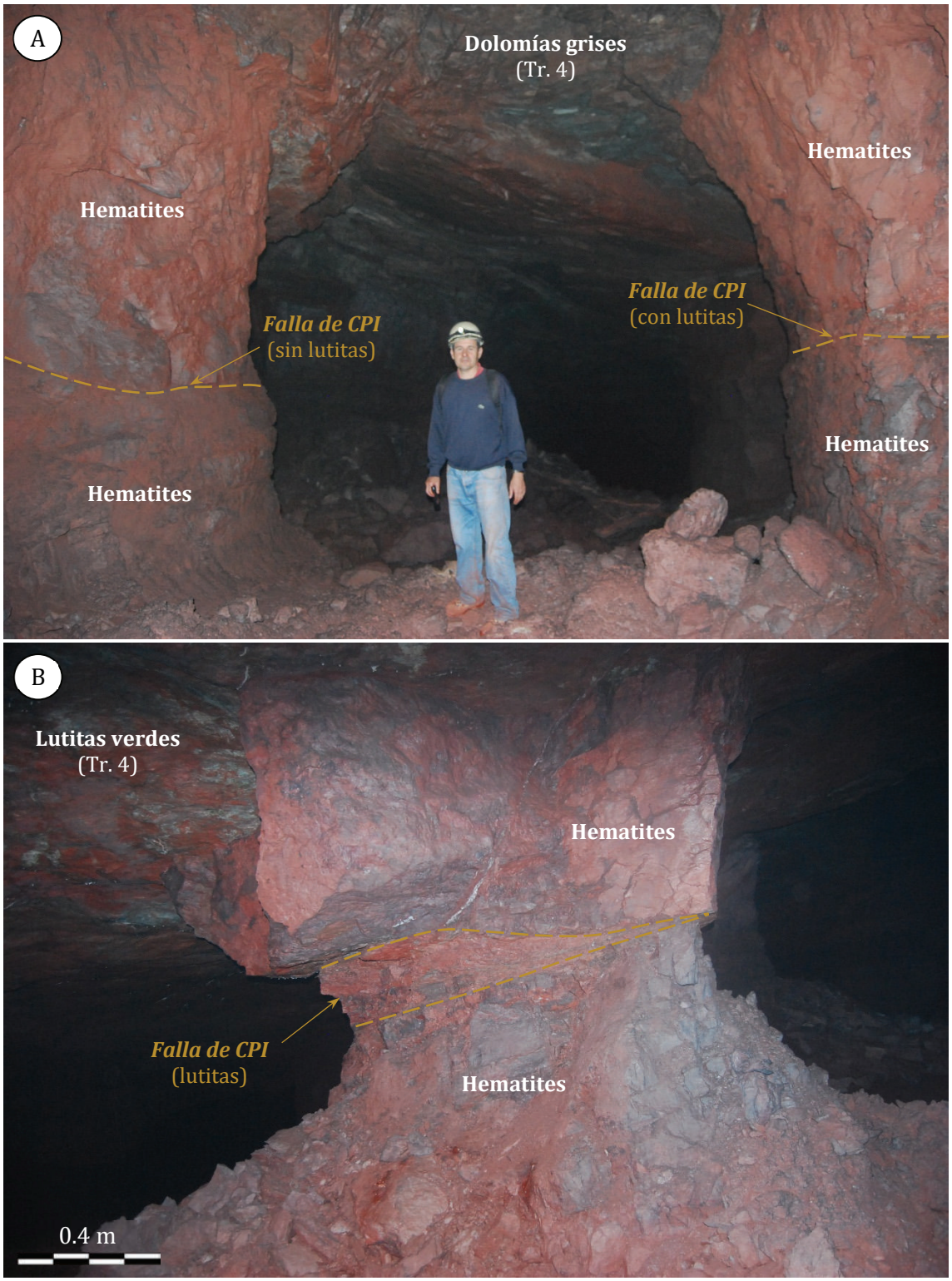


Figura Ap15. **a)** y **b)** Fotografías del Sector [4000] en las que se reconoce la mineralización del tramo 3 del perfil "Sousa". Se identifican claramente los dos cuerpos mineralizados característicos de esta zona de la explotación y el nivel lutítico situado entre ambos (la falla de CPI). La mineralización, de cerca de un 90% de ley, exhibe un color gris en superficie muy característico. A techo del cuerpo mineralizado superior se reconocen las dolomías grises del tramo 4 del mismo perfil (falla de Sousa) y las lutitas verdes que definen su base.

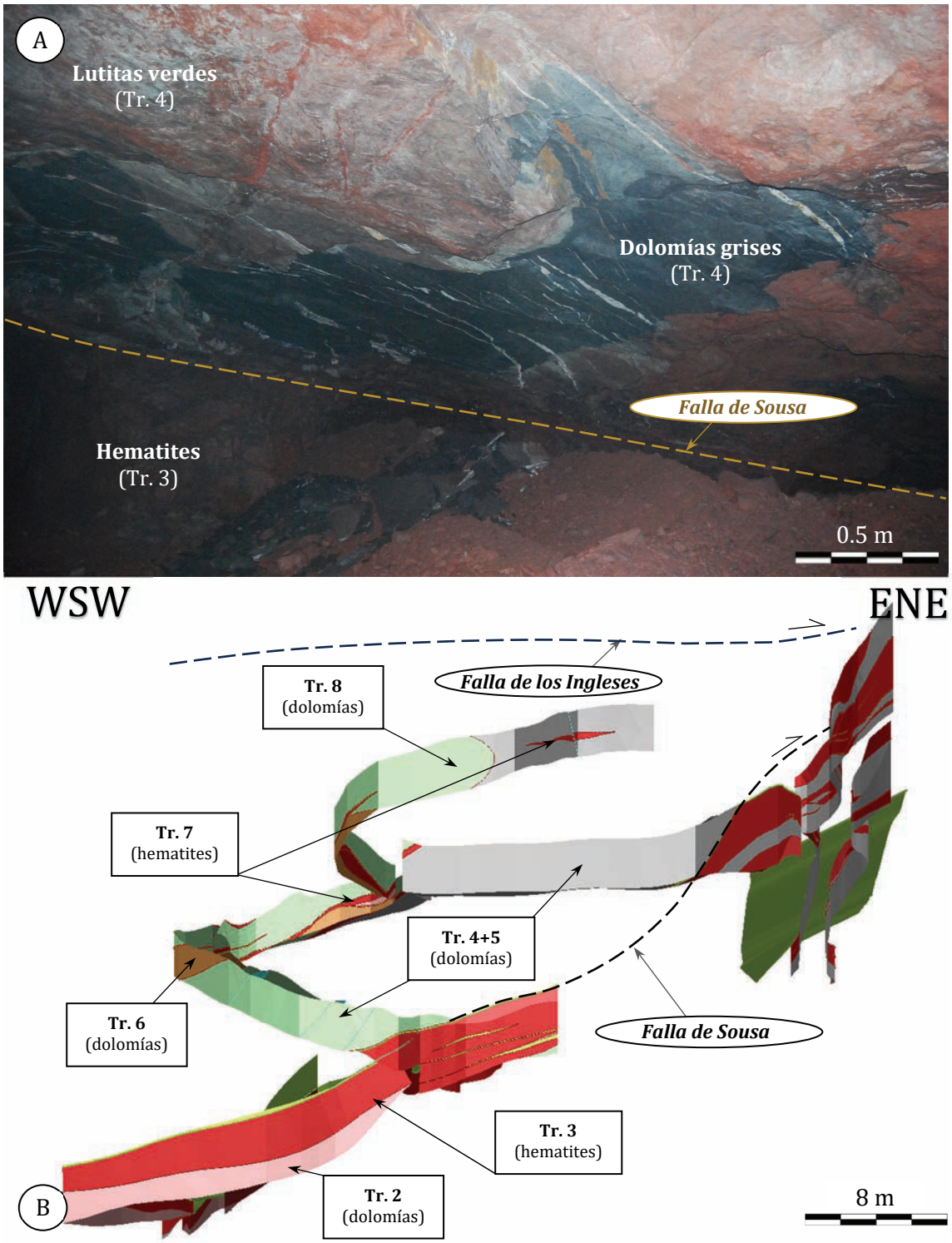


Figura Ap16. **a)** Fotografía de las dolomías grises del tramo 4 del perfil "Sousa" tal y como pueden verse en las labores más profundas del [4100] Área del Caracol Sousa; las dolomías se encuentran muy fracturadas, estando todas las fisuras rellenas de dolomita esparítica blanca. En la base de estas (a la izquierda de la fotografía) se reconocen las lutitas verdes, que en estas labores ya adoptan coloraciones blanquecinas tras llevar tantos años expuestas al aire libre. **b)** Reconstrucción en 3D de la geología de las labores del [4100] Área del Caracol Sousa (en las proximidades con el D. E. de Asturianos), en la que se puede ver la mineralización explotada en el Sector [4000] ascender al encuentro de la explotada en el Sector [3000]; el cuerpo mineralizado del tramo 7 aparece y desaparece lateralmente, manteniendo espesores nunca superiores a los 70 cm, por lo que no parece tener mucho desarrollo. Leyenda en la tabla 4.1 y la figura 4.13 de la memoria principal.

Tramo 5: 8.75 m de dolomías verdes y gris verdosas.

Los carbonatos de este tramo son dolomías verdes a gris verdosas muy similares a las del tramo 1, que definen zonas masivas y otras más tableadas, en las que se reconoce un cambio lateral de facies hacia otras tonalidades (destacan los colores grises). Los niveles de las zonas tableadas son aparentemente tabulares y lenticulares.

Tramo 6: 3.15 m de dolomías pardas y rojizas.

Las dolomías del tramo anterior pasan de forma neta a una dolomías pardas, marrones y pardo-rojizas (figura Ap16b), que lateralmente pueden ser más rosadas o, incluso, grises. Su aspecto, más allá del color, es idéntico a las dolomías del tramo anterior. Dentro de la masa carbonatada se reconocen niveles lutíticos de tonalidades verdes y aspecto pizarroso, en los que se identifican estrías de falla.

Tramo 7: 0.7 m de hematites masiva.

Cuerpo masivo de hematites de geometría lenticular, muy triturado, con desarrollo local de hematites botroidal y cristales de dolomita esparítica blanca rellenando huecos; la continuidad lateral de este cuerpo es difícil de precisar más allá de la rampa [4101] Caracol de Sousa (figura Ap16b). En la [3201] Rampa de la Zona de Igea, relativamente cerca de la rampa [4101] Caracol de Sousa, el cuerpo mineralizado se presenta con una forma amorfa.

Tramo 8: 3.4 m de dolomías gris verdosas.

Dolomías verdes a gris verdosas, masivas, con desarrollo localizado de cuerpos tabulares, que parecen ser idénticas a las dolomías del tramo 5.

Tramo 9: 8.3 m de hematites masiva con intercalaciones de dolomías rojizas.

La mineralización de hematites de este tramo se presenta masiva, con una ley superior al 85%, desarrollando la típica coloración gris en superficie. Dentro de la mineralización se reconocen niveles lutíticos y de hematites pizarroso de menos de 1-2 cm de espesor, siendo su continuidad lateral escasa. Como en otras zonas del yacimiento, es habitual la presencia de hematites botroidal y dolomita esparítica blanca rellenando huecos y fisuras.

Los niveles lutíticos y de hematites pizarroso parecen definir cuerpos lenticulares y sigmoidales de hematites, que lateralmente pueden intercalar cuerpos dolomíticos de coloraciones rojizas y textura masiva de hasta casi 3 m de potencia. Estos carbonatos se presentan muy brechificados, con desarrollo de cristales de dolomita esparítica blanca a ocre rellenando los huecos.

Tramo 10: 4.7 m de dolomías verdes y gris verdosas.

Las lutitas de este tramo presentan el mismo aspecto pizarroso que las lutitas del tramo 5 del perfil "Trillizas", aunque el espesor medible en el perfil "Sousa" es mucho mayor. Estos materiales, al menos en su base, constituyen la zona de cizalla de la falla de los Ingleses.

Perfil "Trillizas"

La potencia de este perfil es de 15.1 m (figura Ap17) y su base se halla a 510.9 m s. n. m., pudiendo identificarse hasta 5 tramos bien diferenciados; los materiales infrayacentes a este perfil son unas dolomías grises brechificadas. Toda la serie buza en esta zona unos 20-25° hacia el NW, siendo todos los contactos mecánicos.

Tramo 1: 2.2 m de dolomías grises (figura Ap18a).

Las dolomías presentan un color pardo a rojizo en superficie y gris claro a gris oscuro en corte fresco, organizándose en un gran cuerpo masivo en el que apenas se reconoce una cierta estratificación. Los niveles reconocibles, en apariencia tableados, son en verdad cuerpos lenticulares de espesores centimétricos, por lo general próximos a los 10-20 cm, que varían considerablemente de potencia en apenas 1 m.

Los contactos de los niveles carbonatados son muy difíciles de seguir lateralmente dada esta textura masiva, aunque son relativamente abundantes los niveles lutíticos de 1-3 cm intercalados entre ellos, reconociéndose más fácilmente dichas geometrías lenticulares en aquellos cuerpos dolomíticos que contienen lutitas a base y techo.

Tramo 2: 3.6 m de hematites masiva (figura Ap18a).

La hematites se presenta, como en la mayor parte del yacimiento, con su particular aspecto masivo, adquiriendo localmente una coloración gris en superficie (indicativa de la alta ley de la mineralización). Su apariencia, no obstante, es más brechoide que en otras labores de explotación, posiblemente debido a la verticalización de la serie estratigráfica debida a la actividad de la falla de Sousa.

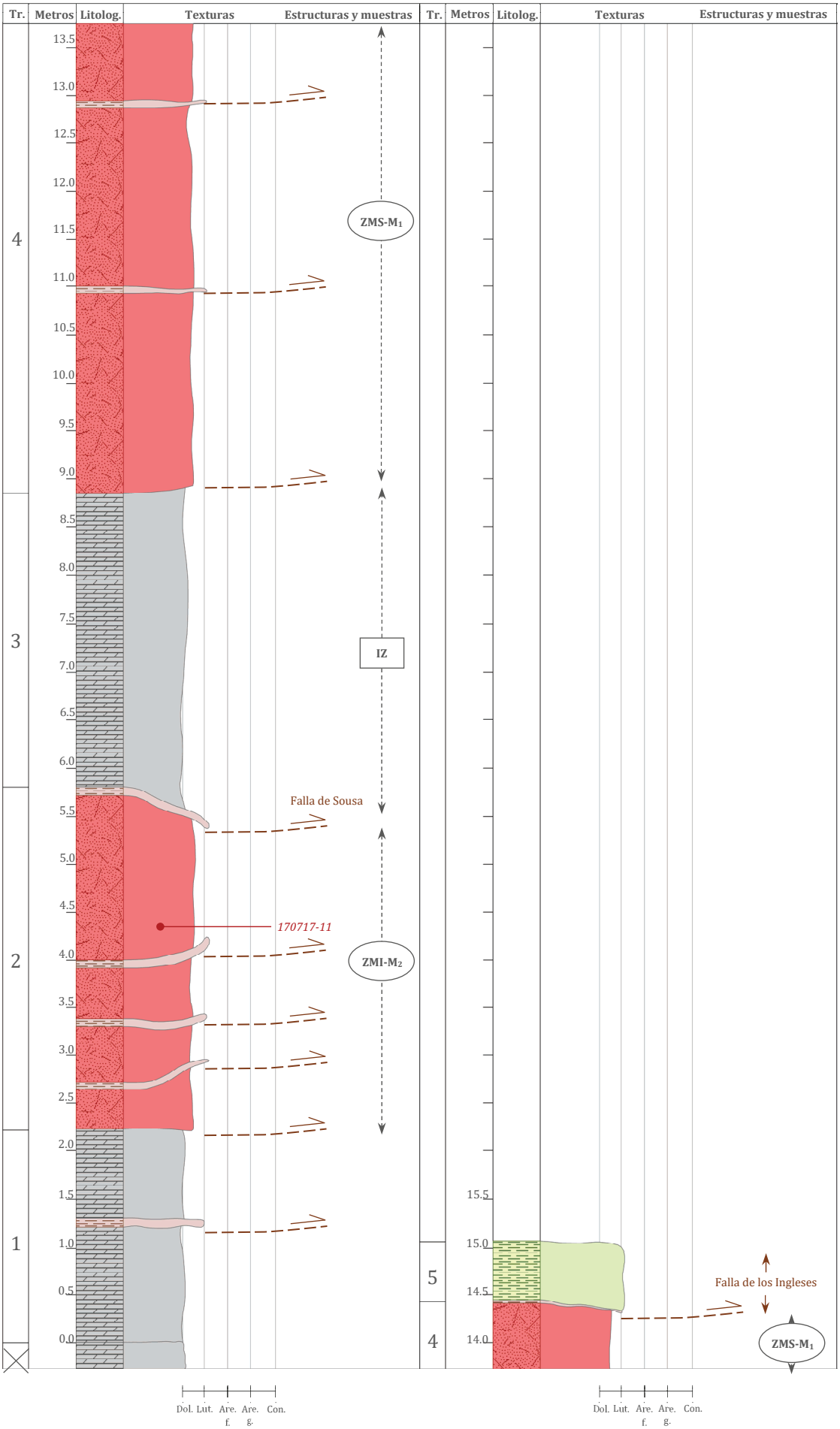
Dentro de la mineralización se distinguen numerosos niveles lutíticos de coloraciones pardas a verdes, que definen cuerpos lenticulares y sigmoidales de hematites. Todos ellos presentan un aspecto pizarroso a triturado, deshaciéndose con la mano, habiendo llegado a reconocerse algunas estrías de movimiento de direcciones E-W.

Tramo 3: 3.0 m de dolomías grises brechificadas.

Las dolomías de este tramo son idénticas en color y apariencia a las del tramo 1, presentando una coloración pardo-rojiza en superficie y gris claro a gris oscuro en corte fresco.

Se organizan en un único cuerpo de textura masiva y geometría irregular, altamente brechificado, en el que se producen cambios de espesor considerables, oscilando entre los 0.5 m (columna C2501W-05) y los 3 m (columna C2501W-15) en apenas 30 m (figura Ap18b). Esta geometría irregular del tramo dolomítico es debida, al igual que en el tramo 1, a una disposición de los materiales en cuerpos lenticulares y sigmoidales, los cuales aparentemente constituyen la zona de falla de la falla de Sousa.

Figura Ap17. [*página 469*] Levantamiento estratigráfico del perfil "Trillizas" (la leyenda puede consultarse en la figura Ap1).


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
13.5
13.0
12.5
12.0
11.5
11.0
10.5
10.0
9.5
9.0
8.5
8.0
7.5
7.0
6.5
6.0
5.5
5.0
4.5
4.0
3.5
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0
0.5
0.0
4
3
2
1
ZMS-M1
IZ
Falla de Sousa
170717-11
ZMI-M2
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.
Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
15.5
15.0
14.5
14.0
5
4
Falla de los Ingleses
ZMS-M1
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.

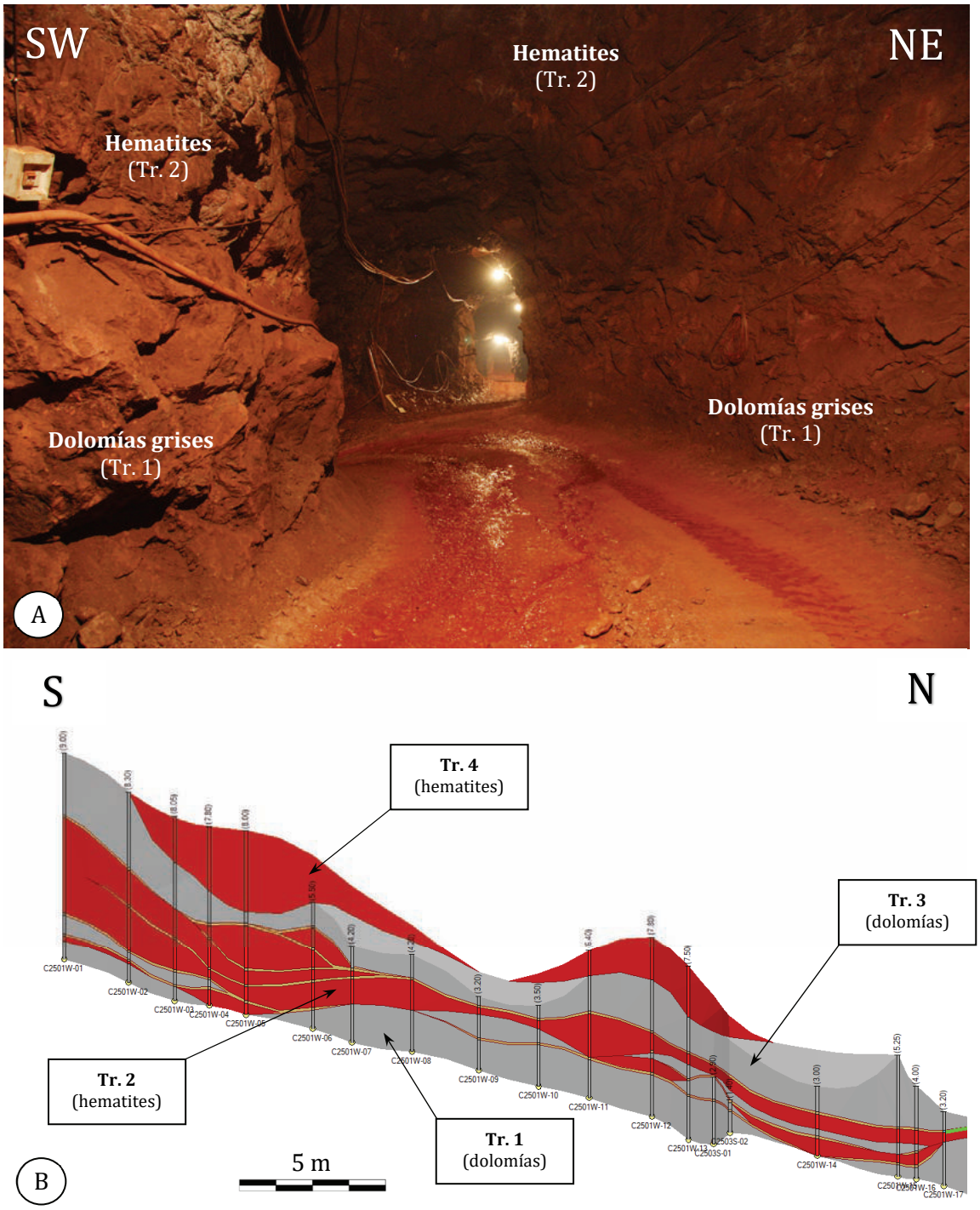


Figura Ap18. **a)** Dolomías grises del tramo 1 del perfil "Trillizas" y hematites masiva del tramo 2, tal y como afloran en la Salida Principal, en las proximidades de las "Las Trillizas" (galerías [2408] GN1, [2410] GN2 y [2412] GN3). El contacto entre ambos tramos se reconoce fácilmente en el cambio de color y textura, siendo en esta zona más oscura y masiva la hematites del tramo 2 y distinguiéndose, de un color más claro y un aspecto más tableado, las dolomías del tramo 1. En el hastial de la izquierda se identifica el contacto a la altura del interruptor de la luz, mientras que en el hastial derecho este se emplaza inmediatamente por encima del cable eléctrico. Fotografía tomada en 2009. **b)** Cartografía geológica del hastial W de la parte superior de la [2501] Rampa del Área de la "Y", en el que se reconocen las geometrías lenticulares de las dolomías grises (tramos 1 y 3 del perfil "Trillizas") y de la mineralización de hematites (tramos 2 y 4). Leyenda en la tabla 4.1 y la figura 4.13 de la memoria principal.

La base de este tramo está marcada por el plano de la falla de Sousa, constituido en esta zona del yacimiento por un nivel lutítico pardo-verdoso, triturado, en el que localmente se identifica el desarrollo de estrías y acanaladuras de dirección E-W.

Tramo 4: 5.6 m de hematites masiva.

La hematites del tramo 4 es idéntica a la del tramo 2, aunque como ocurre en otras zonas del yacimiento, su espesor es mucho mayor. En la [2501] Rampa del Área de la "Y" su espesor visible es de unos 3.6-3.7 m (figura Ap18b), aunque continúa por encima del techo de dicha galería. En algunos huecos abiertos a techo de labores cercanas se ha reconocido un espesor mucho mayor, estimándose una potencia total real próxima a los 6-7 m. No obstante, el máximo valor medido para este cuerpo en la zona ha sido de 5.6 m (datos obtenidos en la Segunda Salida, a su paso por el [2300] Área de CPM, en la columna C2301S-06), habiéndose tomado este valor como referente para el perfil.

Como en el tramo 2, la hematites se presenta masiva, con coloraciones grises en superficie y leyes elevadas (superiores al 80-82%), siendo su aspecto aún más brechificado que en el tramo mineralizado anterior, debido a una mayor cercanía a la falla de los Ingleses. Dentro del cuerpo mineralizado se intercalan, una vez más, abundantes niveles lutíticos verdes y pardos y de hematites micácea, que delimitan cuerpos lenticulares a sigmoidales de hematites. Estos niveles lutíticos y de hematites micácea presentan estrías de dirección N-S y E-W, y se disponen paralelos a subparalelos a la falla de los Ingleses.

Tramo 5: 0.65 m de lutitas verdes.

Los materiales lutíticos de este tramo presentan un aspecto pizarroso muy marcado, con estrías reconocibles que manifiestan un movimiento de desplazamiento de dirección aproximada N-S. El conjunto de este tramo constituye la base de una gran brecha de falla, la cual supone el techo de la mineralización en esta zona de la mina (falla de los Ingleses; 090, 30-40N).

Perfil "Transformadores"

La potencia de este perfil es de 44.3 m (figura Ap19) y su base está ubicada a 555.5 m s. n. m., reconociéndose hasta 3 tramos bien diferenciados. Los materiales infrayacentes al perfil son unas dolomías grises brechificadas que lateralmente pasan a dolomías rojizas. Todos los contactos lutíticos son mecánicos.

Tramo 1: 33.3 m de dolomías grises y rojizas.

Las dolomías conforman un gran cuerpo masivo sin estratificación reconocible, con variaciones de color entre tonalidades grises a gris verdosas y rojizas a rosadas, que rara vez presentan contactos netos definidos. Estos carbonatos se encuentran parcialmente brechificados, con numerosos huecos rellenos de dolomita esparítica blanca. A 23.4 m, a 25.1 m y a 29.4 m de la base del sondeo, aparecen tres cuerpos mineralizados de escasa entidad, teniendo el inferior 0.3 m de espesor, el intermedio, 0.5 m, y el superior, menos de 5 cm. Estos niveles, constituidos por hematites masiva, son pizarrosos, pudiendo desmenuzarse con facilidad.

Tramo 2: 8.0 m de hematites masiva con intercalaciones de niveles lutíticos verdes (figura 6.1a de la memoria principal).

La hematites constituye en este tramo un cuerpo mineralizado aparentemente estratiforme, de gran potencia y textura masiva, recristalizada, con huecos generados por fracturación y rellenos de hematites botroidal y cristales de dolomita esparítica blanca de tamaños centimétricos.

Los niveles lutíticos intercalados dentro de la mineralización tienen espesores centimétricos, por lo general comprendidos entre los 3-8 cm, aunque localmente pueden llegar a superar los 30 cm. Son de coloraciones predominantemente verdes en toda el área estudiada, pero ocasionalmente pueden presentarse con tonalidades pardas o blanquecinas. Una vez más se manifiestan en ellos estrías de movimiento de diversas direcciones.

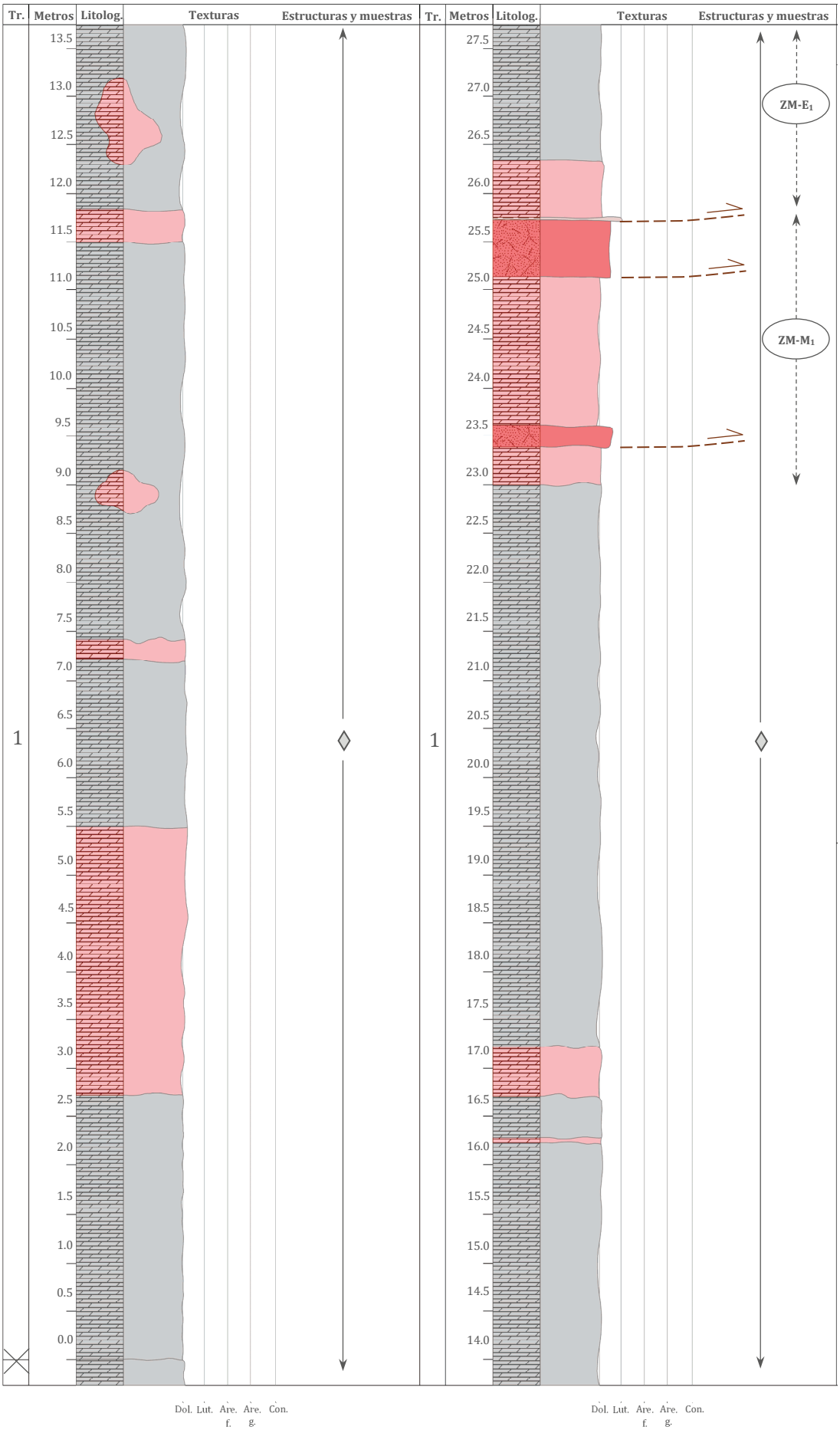
Tramo 3: 3 m de dolomías gris verdosas a rojizas brechificadas (figura 6.8b de la memoria principal).

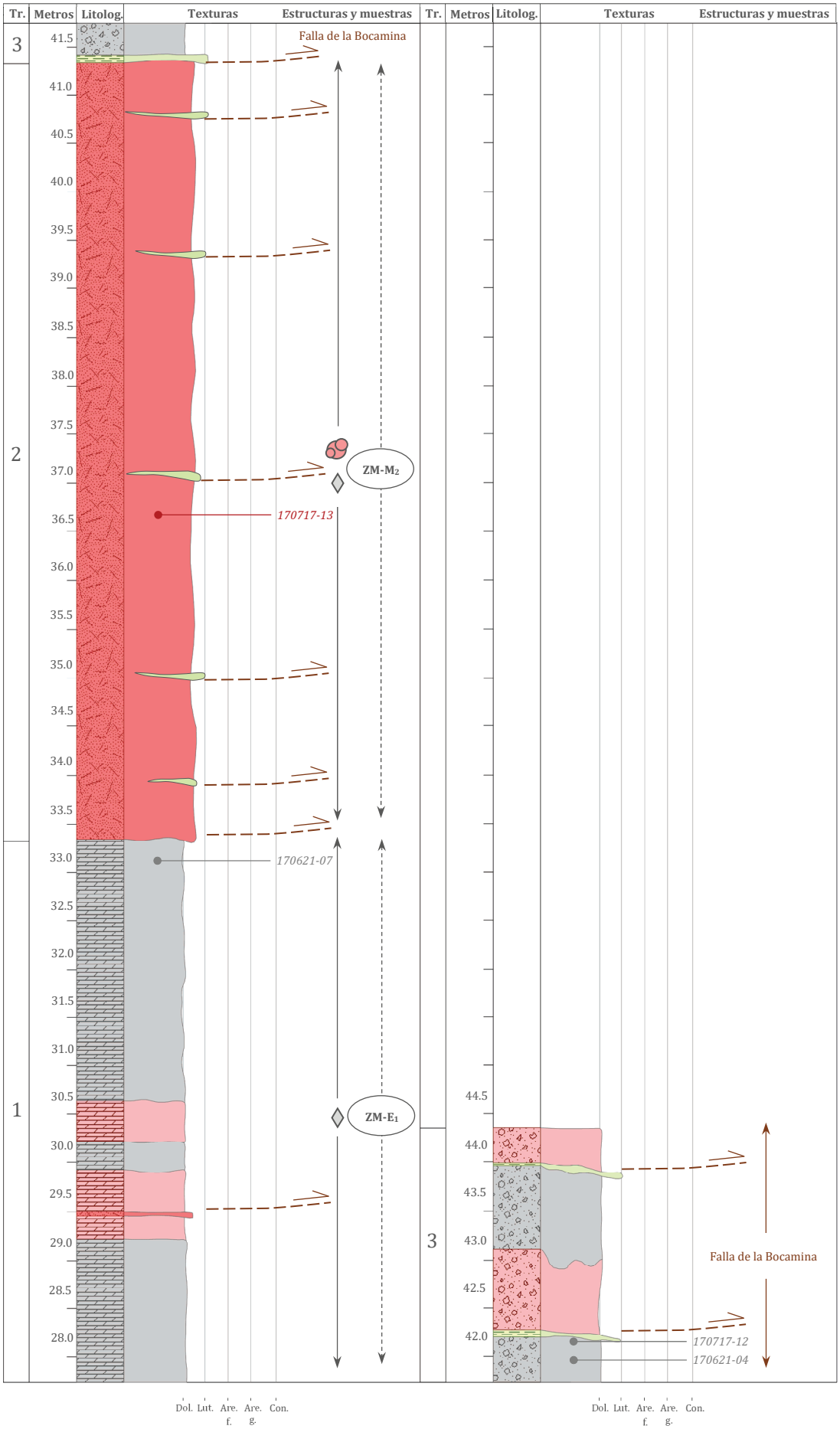
El último tramo del perfil se corresponde con una gran brecha de falla paralela a subparalela a la mineralización (falla de Bocamina: 120, 07N), en la que se reconocen unas dolomías grises a gris verdosas, las cuales, lateralmente, pasan a dolomías rojizas y pardas; todos estos carbonatos se presentan altamente brechificados y entremezclados con unas pelitas blancas a verdosas, muy pizarrosas, que parecen definir numerosos planos de deslizamiento paralelos a subparalelos entre sí.

En algunas labores de la explotación se han observado restos de hematites triturada dentro de esta zona de falla, constituyendo cuerpos centimétricos a decimétricos de geometrías lenticulares y sigmoidales.

La zona de falla, en su conjunto, es de base sinuosa a ondulada, pudiendo presentar rumbos e inmersiones locales muy diversas.

Figura Ap19. [*páginas 473 y 474*] Levantamiento estratigráfico del perfil "Transformadores" (la leyenda puede consultarse en la figura Ap1).


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
1
13.5
13.0
12.5
12.0
11.5
11.0
10.5
10.0
9.5
9.0
8.5
8.0
7.5
7.0
6.5
6.0
5.5
5.0
4.5
4.0
3.5
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0
0.5
0.0
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.
Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
1
27.5
27.0
26.5
26.0
25.5
25.0
24.5
24.0
23.5
23.0
22.5
22.0
21.5
21.0
20.5
20.0
19.5
19.0
18.5
18.0
17.5
17.0
16.5
16.0
15.5
15.0
14.5
14.0
ZM-E1
ZM-M1
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
Falla de la Bocamina
ZM-M2
170717-13
170621-07
ZM-E1
170717-12
170621-04
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.

Perfil "PS Norte"

La potencia total de este perfil es de 6.8 m (figura Ap20), situándose su base a 582.2 m s. n. m. e identificándose 4 tramos bien reconocibles; por debajo, infrayacente a la base, aflora una hematites masiva recristalizada de grano fino. Pese a que en las proximidades del perfil la serie buza hacia el N con unos 20°, en el emplazamiento de las columnas estratigráficas consideradas para erigirlo la serie adopta un rumbo e inmersión de 040, 45W. Todos los contactos están mecanizados.

Tramo 1: 1.0 m de hematites masiva.

La hematites constituye en este tramo un único nivel tabular de contacto superior neto. La textura de la mineralización es masiva recristalizada, compacta, de grano fino y color en superficie azulado-rojizo, un indicativo claro de su elevado contenido en Fe (ley superior al 90% en hematites) (figura Ap21). Presenta desarrollo de hematites botroidal centimétrica y algunos (escasos) cristales de dolomita esparítica blanca y ocre rellenando huecos. Este cuerpo mineralizado se encuentra constituido por otros cuerpos menores de hematites de geometrías lenticulares a sigmoidales, que pueden estar separados unos de otros por niveles lutíticos o ferruginosos de escasa potencia (<10 cm).

A techo del tramo se puede reconocer un nivel lutítico de color verde de unos 5-10 cm de espesor, con una gran continuidad lateral, que en ocasiones puede engrosarse hasta los 20 cm o llegar a desaparecer.

Tramo 2: 1.7 m de dolomía gris a marrón-rojiza.

Las dolomías se organizan en un único cuerpo tabular y de textura masiva, de contactos netos, en el que ocasionalmente se reconocen coloraciones ocres en superficie (posiblemente limonita). Este cuerpo carbonatado contiene algún nivel arcilloso de espesor centimétrico y escasa continuidad lateral, de coloraciones rojizas a verdes. Se reconoce en *de visu* una cierta laminación de espesor milimétrico, que, lateralmente, puede pasar a cuerpos tableados centimétricos (figura Ap21).

Tramo 3: 1.8 m de hematites masiva con intercalaciones de niveles lutíticos verdes.

La mineralización de hematites constituye en este tramo tres cuerpos de apariencia estratiforme de espesores próximos a los 60 cm y contactos casi irreconocibles, los cuales se disponen uno sobre otro, intercalando entre ellos niveles lutíticos de coloración predominantemente verde que pueden presentar (a escala milimétrica-centimétrica) microestructuras de deformación por arrastre.

Tramo 4: 2.3 m de dolomía gris verdosa a pardo oscura, con intercalaciones de lutitas marrones a verdes.

Los materiales carbonatados de este tramo se encuentran muy tectonizados (figuras 6.37a-b de la memoria principal) como consecuencia

---

Figura Ap20. [*página 476*] Levantamiento estratigráfico del perfil "PS Norte" (la leyenda puede consultarse en la figura Ap1).

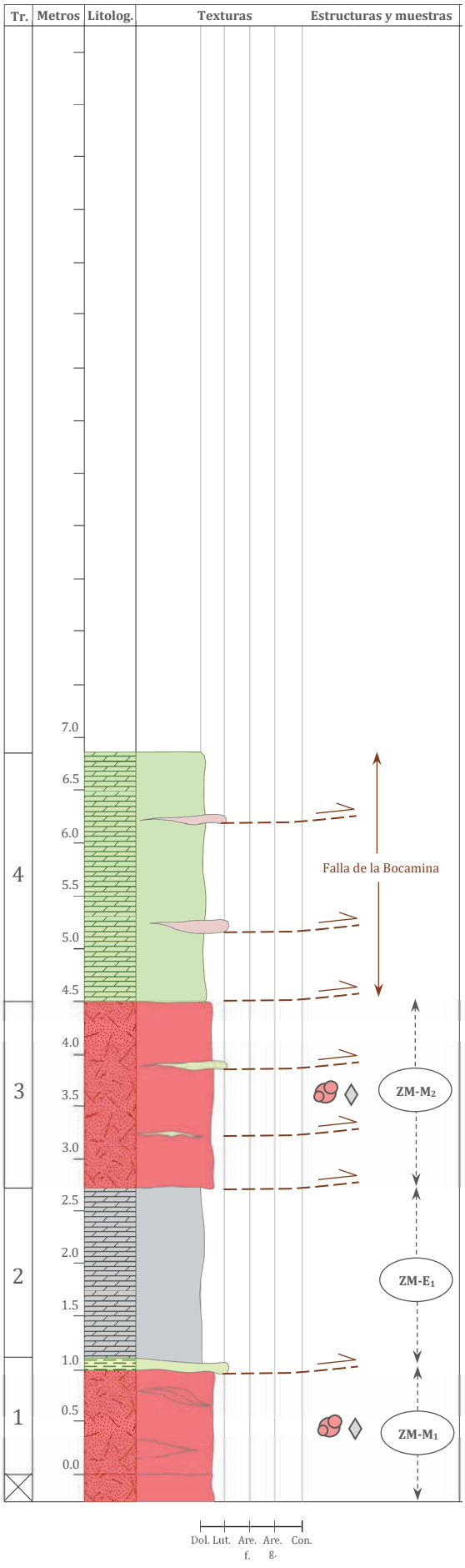

Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
7.0
6.5
6.0
5.5
5.0
4.5
4.0
3.5
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0
0.5
0.0
4
3
2
1
Falla de la Bocamina
ZM-M2
ZM-E1
ZM-M1
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.



Figura Ap21. Fotografía de la zona de contacto entre la hematites del tramo 1 y la dolomía gris a marrón-rojiza del segundo, en la que se destacan las coloraciones azuladas de la mineralización y las tonalidades ocres de las superficies carbonatadas. En la zona basal de las dolomías se percibe laminación horizontal e, incluso, estratificación local.

de los movimientos efectuados por la falla de la Bocamina (042, 45W), una falla inversa con signos de haber sufrido, además, un desplazamiento lateral sinestral. Estas dolomías se encuentran constituyendo cuerpos sigmoidales a lenticulares apilados unos sobre otros, reconociéndose en algunos de los contactos tanto estrías de dirección NW-SE como estrías casi perpendiculares, de rumbos NE-SW, aunque debido a las malas condiciones del afloramiento no ha sido posible determinarlas con una mayor exactitud.

Perfil "Lengüeta"

El espesor del perfil es de 21.25 m (figura Ap22), estando su base ubicada a 552.3 m s. n. m. y reconociéndose 6 tramos. Los materiales infrayacentes son, como en el perfil anterior, unas dolomías grises brechificadas con huecos rellenos de dolomita esparítica blanca que, lateralmente, pasan a dolomías pardo-rojizas. La serie se presenta en la zona muy horizontalizada. Todos los contactos lutíticos y entre cuerpos de distintas litologías son mecánicos.

Tramo 1: 3.1 m de dolomía marrón-ocre a gris.

Las dolomías conforman cuerpos masivos de geometría tabular-lenticular de bases y techos irregulares, que intercalan, de forma ocasional, cuerpos lutíticos o lutítico-margosos de coloraciones pardas a verdes. Estos carbonatos, recristalizados, se presentan completamente brechificados y con una elevada densidad de diaclasas, estando los huecos rellenos por dolomita esparítica blanca. No se reconocen en *de visu* texturas sedimentarias.

A techo de este tramo aparece un cuerpo lutítico-margoso de color pardo que, lateralmente, cambia a colores gris verdosos y verdes. Este cuerpo, altamente pizarroso y poco competente, presenta estrías de falla de muy diversas orientaciones. En las cercanías del sondeo S1717-01, este cuerpo es cortado por la falla del Cobre, que introduce lutitas blancas.

Tramo 2: 5.3 m de hematites masiva.

La hematites forma un cuerpo mineralizado estratiforme de contactos más o menos planos, constituido por cuerpos menores de hematites separados entre sí por niveles lutíticos verdes de escasa potencia (<5 cm). La mineralización, masiva, es muy compacta y está recristalizada, con desarrollo de botroides centimétricos de hematites y cristales de dolomita esparítica blanca rellenando huecos. La densidad de la mineralización es muy elevada.

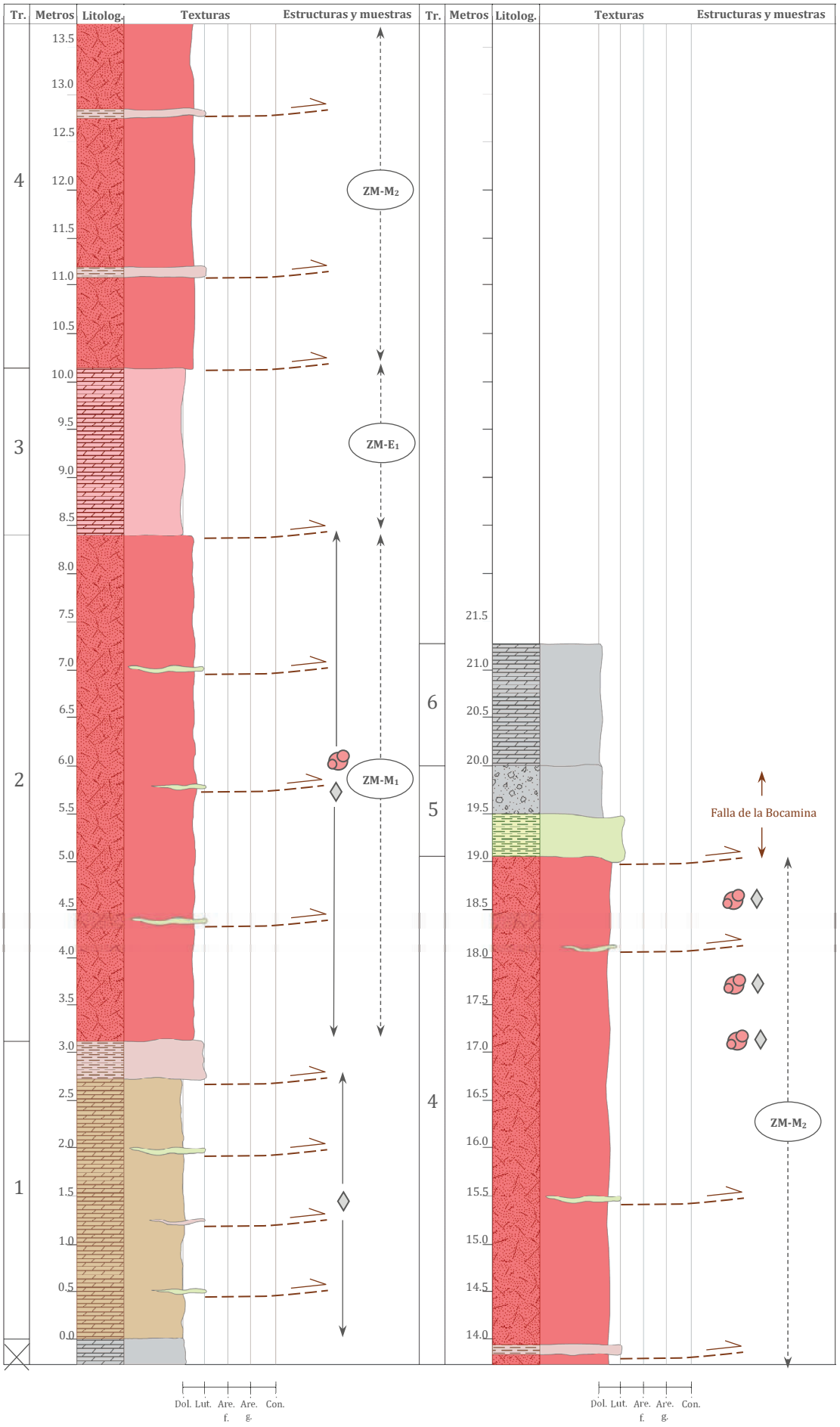
Tramo 3: 1.7 m de dolomía pardo-rojiza a gris.

Las dolomías constituyen un cuerpo de textura masiva y geometría de apariencia tabular-lenticular, de base y techo netos (figura Ap23a), que varía de espesor continuamente y que está constituido por lentejones dolomíticos de tamaños diversos. Los contactos, que se presentan con lutitas pizarrosas, manifiestan estrías con orientaciones hacia el N que dan muestra de una cierta tectonización.

Este tramo parece adelgazarse hacia el N del yacimiento, pasando a medir apenas 20 cm en el sondeo de interior S1717-01 (a unos 30 m de las columnas estratigráficas en las que se describió este tramo) y llegando a ser, apenas, un nivel de cantos dolomíticos inmersos en un cemento de oxihidróxidos de Fe.

Tramo 4: 8.9 m de hematites masiva con intercalaciones de niveles lutíticos marrones a verdes.

Figura Ap22. [*página 479*] Levantamiento estratigráfico del perfil "Lengüeta" (la leyenda puede consultarse en la figura Ap1).


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
ZM-M2
ZM-E1
ZM-M1
Falla de la Bocamina
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.

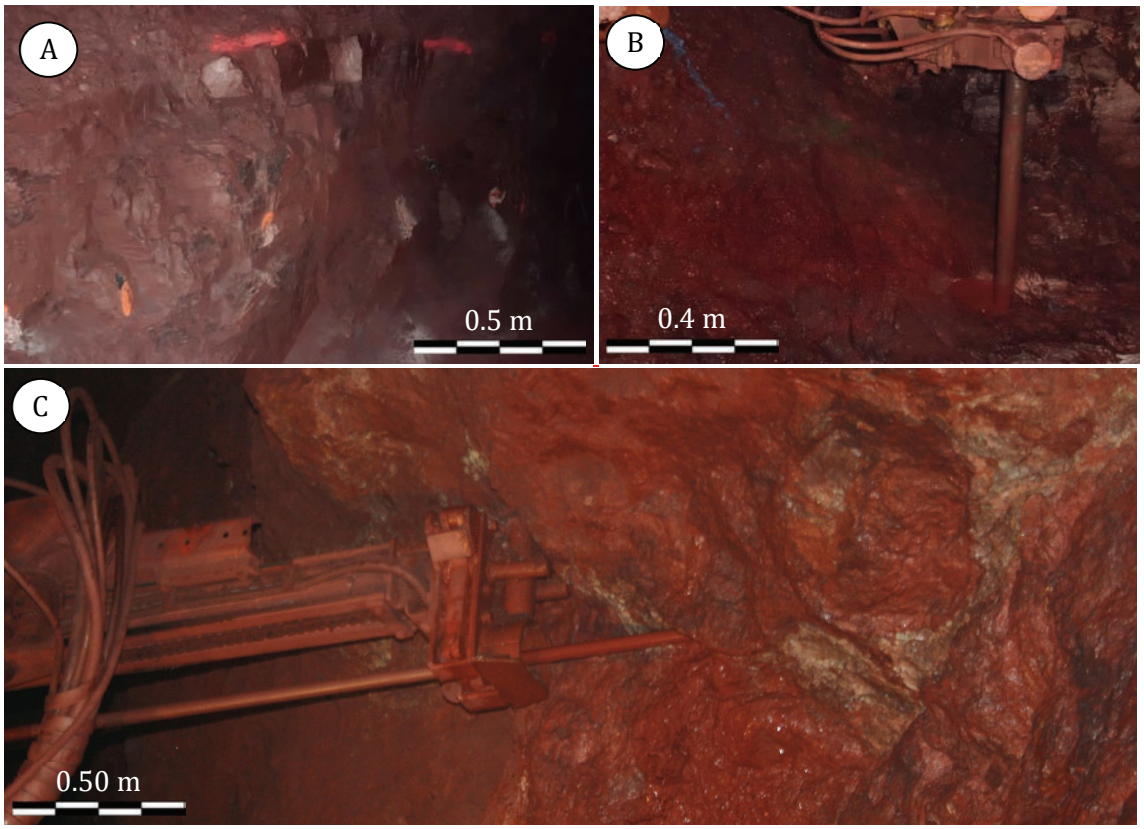


Figura Ap23. **a)** Dolomías grises en corte fresco y rojizas (por suciedad) en superficie del tramo 3 del perfil "Lengüeta", que lateralmente pasan a pardo-rojizas también en corte fresco. **b)** Metros basales de la mineralización del tramo 4 del mismo perfil; nótese el lodo rojizo que brota junto a la barra de perforación. **c)** Brecha de falla del tramo 5, emplazada a techo de la mineralización del tramo 4 (el brazo del carro perforador muestrea sobre la zona de contacto entre ambos tramos).

En este tramo, la hematites conforma un cuerpo mineralizado de potencia métrica constituido por cuerpos menores de hematites en los que los contactos han desaparecido casi por completo (figura Ap23b). Llama la atención la pureza del mineral, sin apenas cuerpos de estéril intercalados dentro de este, (los pocos cuerpos de estéril que pueden aparecer tienen escaso desarrollo lateral). La mineralización aparece recristalizada, con un tamaño de grano muy fino y una densidad aún mayor que la del tramo 2, estando más enriquecido en hematites este tramo que el segundo.

Tramo 5: 1 m de lutitas verdes y dolomías verdosas (figura Ap23c).

Zona de falla paralela a subparalela a la mineralización, constituida por lutitas verdes, muy trituradas, en las que destacan los tonos verdes y blancos (falla de la Bocamina, de dirección 026, 26W). Esta harina de falla, de base sinuosa a ondulada, contiene dolomías brechificadas verdes, gris-verdosas y grises que se entremezclan o pasan lateralmente a lutitas verdes, así como fragmentos de hematites triturados.

Tramo 6: 1.25 m de dolomía gris a gris verdosa.

El último tramo de este perfil consiste en unas dolomías grises a gris verdosas, masivas y algo brechificadas, muy similares en apariencia a las dolomías masivas reconocidas en el tramo 4 de la Fm. Ribota durante la cartografía de exterior (figura 5.6a de la memoria principal).

Perfil "Gilda"

La potencia de este perfil es de 17.2 m (figura Ap24) y su base está ubicada a 570.1 m s. n. m., reconociéndose hasta 4 tramos bien diferenciados. Los materiales infrayacentes al perfil son unas dolomías grises brechificadas con huecos rellenos de dolomita esparítica blanca, que lateralmente pasan a dolomías marrones. Toda la zona se presenta muy horizontalizada. Todos los contactos son mecánicos.

Tramo 1: 2.7 m de hematites masiva (figura Ap25a).

La hematites constituye un gran cuerpo mineralizado estratiforme de contactos más o menos planos, conformado a su vez por tres cuerpos tabulares menores de unos 60-90 cm de potencia, separados entre sí por dos niveles lutítico-ferruginosos de unos 5-10 cm de espesor máximo. La mineralización se presenta masiva, recristalizada, aunque algo fracturada, con algún hueco relleno por hematites botroidal y dolomita esparítica blanca.

Tramo 2: 1.5 m de dolomías grises a gris verdosas (figura Ap25b).

Las dolomías conforman un único cuerpo tabular de espesor variable, que oscila entre 1 y 1.5 m de espesor. Internamente, este cuerpo contiene algunos cuerpos dolomíticos menores, de espesores centimétricos a decimétricos, que adoptan una geometría lenticular a sigmoidal. Estos carbonatos se encuentran fracturados y parcialmente brechificados, pero los huecos generados durante esta brechificación se hayan rellenos de dolomita esparítica blanca.

Tramo 3: 11.0 m de hematites masiva con intercalaciones de niveles lutíticos marrones a verdes (figura Ap26).

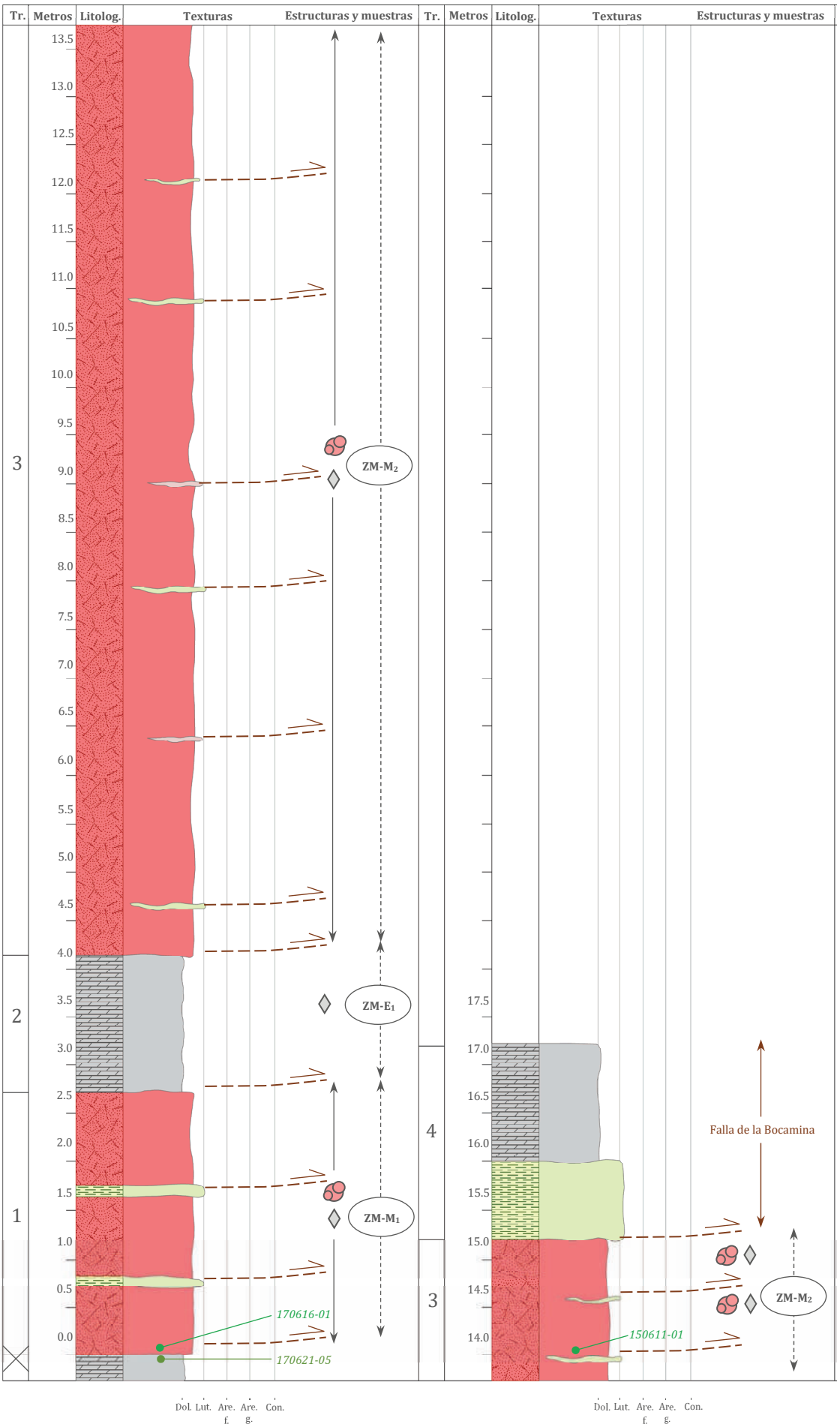
La hematites constituye en este tramo un cuerpo mineralizado aparentemente estratiforme, de gran potencia, pero cuyas texturas y estructura interna no han podido ser estudiadas dada la altura del Pilar de la Gilda y de los hastiales de las cámaras en las que aflora, y a la suciedad imperante en su superficie. Analizando las imágenes de que se dispone, se vislumbra una continuidad casi absoluta de la mineralización desde muro hasta techo del pilar, la cual contiene, por lo que se intuye *in situ*, algunas intercalaciones de niveles lutíticos verdes a pardos.

Tramo 4: 2 m lutitas verdes y dolomías verdosas (figura Ap26).

El último tramo del perfil se corresponde con una gran brecha de falla paralela a subparalela a la mineralización (falla de la Bocamina: 070, 15N), en la que se reconocen lutitas verdes, muy trituradas y con coloraciones blanquecinas a verdosas.

Esta harina de falla, de base sinuosa a ondulada, puede contener restos de dolomías cataclastizadas y de hematites triturada, las cuales tienden a constituir cuerpos centimétricos a decimétricos lenticulares y sigmoidales.

Figura Ap24. [*página 482*] Levantamiento estratigráfico del perfil "Gilda" (la leyenda puede consultarse en la figura Ap1); la muestra 170621-06 se emplaza unos 20 m por debajo de la base de este perfil.


Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
Tr.
Metros
Litolog.
Texturas
Estructuras y muestras
3
2
1
4
3
ZM-M2
ZM-E1
ZM-M1
170616-01
170621-05
Falla de la Bocamina
ZM-M2
150611-01
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.
Dol.
Lut.
Are. f.
Are. g.
Con.

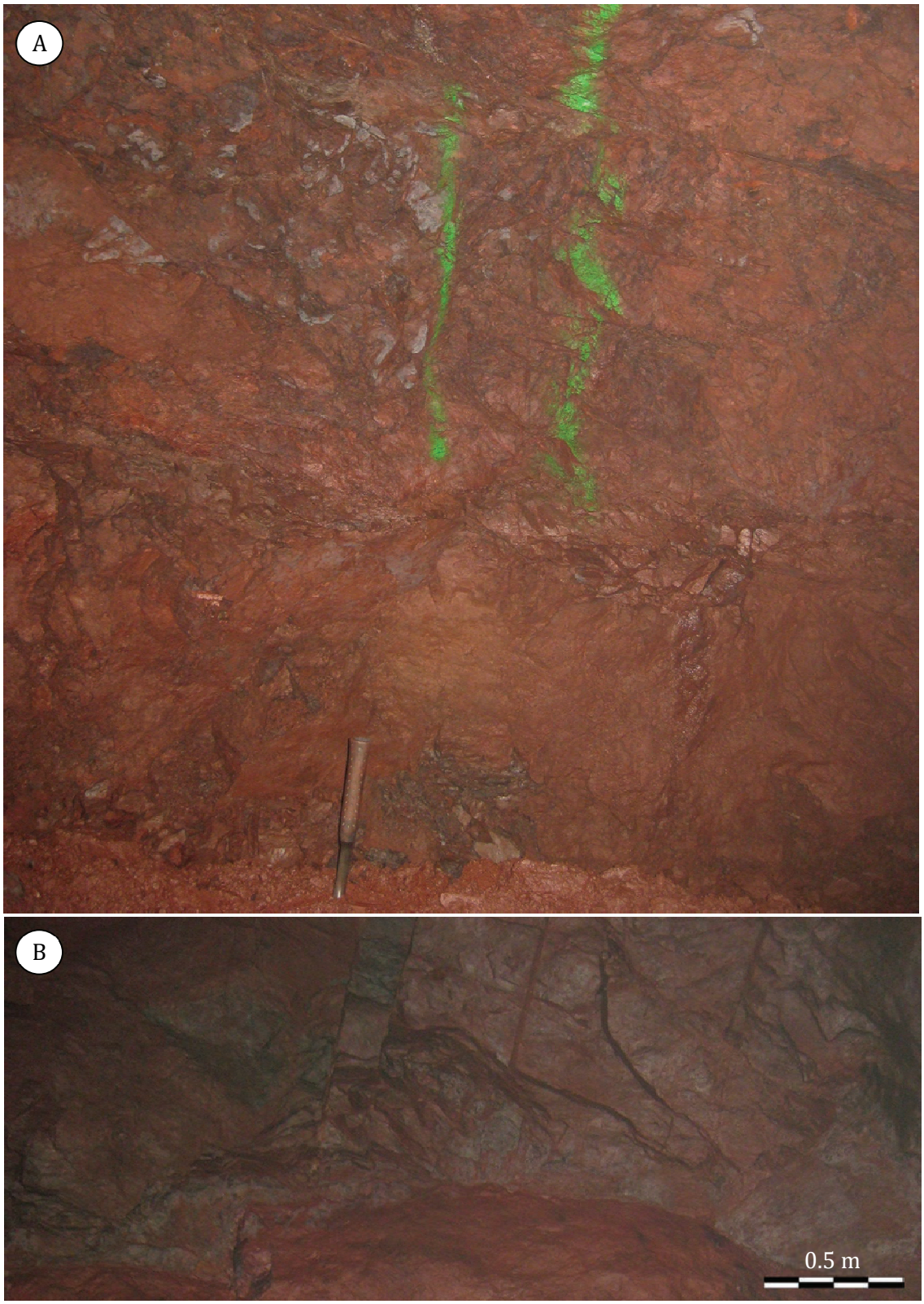


Figura Ap25. **a)** Aspecto general de la mineralización del tramo 1 del perfil "Gilda", en la que se reconocen los tres cuerpos tabulares y los dos niveles lutítico-ferruginosos intermedios. **b)** Cuerpo dolomítico gris a gris verdoso en la base del tramo 2 (a techo de la galería).

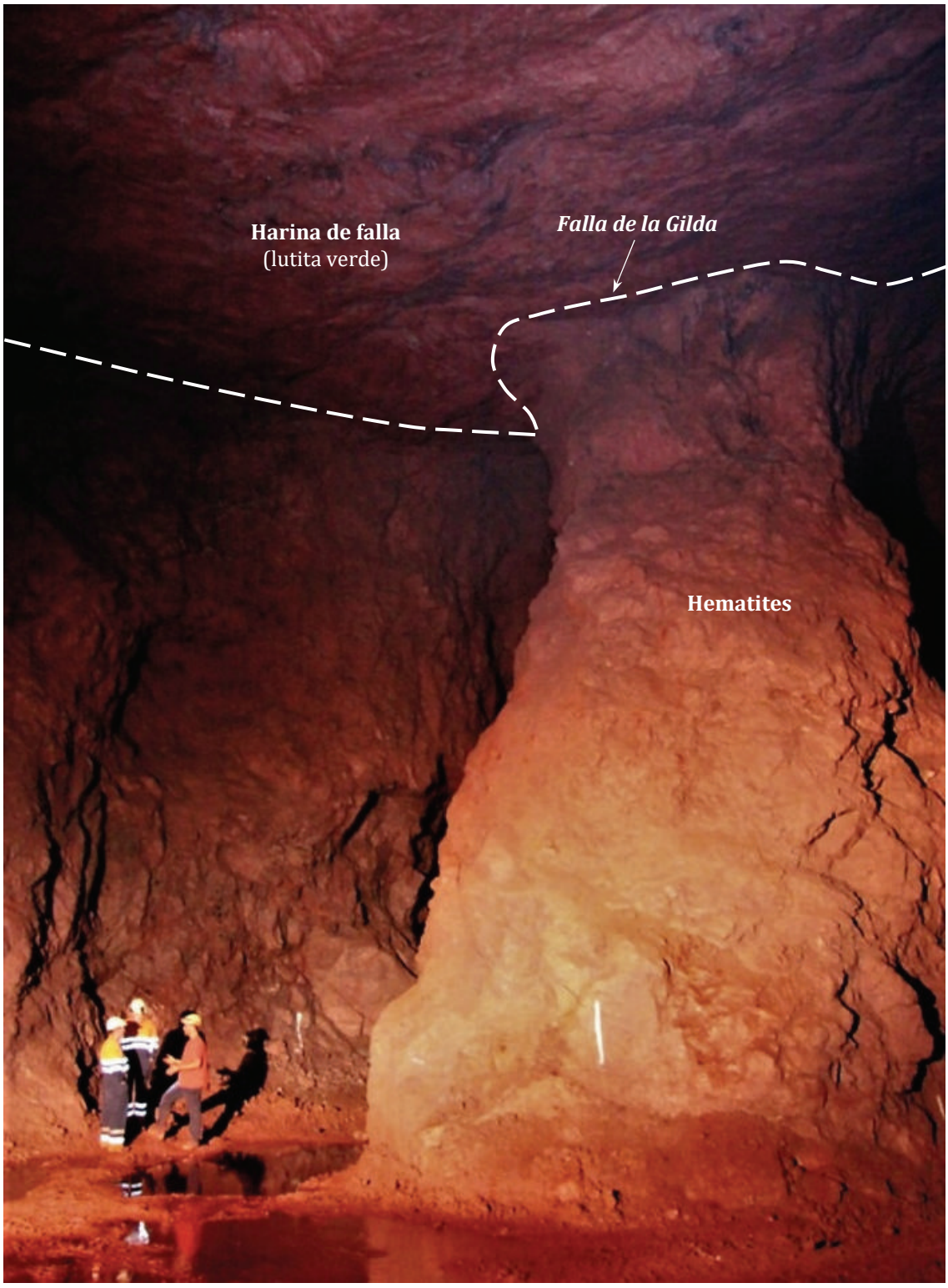


Figura Ap26. Fotografía del pilar de la Gilda, excavado durante la explotación que llevó a cabo la Compañía Aragonesa de Minas. Se trata de una gran columna de más de 12 m de altura que sostiene, junto con otros pilares algo más pequeños, una cámara de grandes dimensiones: la [1402] Cámara de la Gilda, que da nombre al [1400] Área de la Gilda. Toda la estructura está tallada en la mineralización, aunque es de suponer que pueda contener algún que otro cuerpo de estéril de pequeñas dimensiones y/o intercalaciones de niveles arcillosos, muy presentes en todo el yacimiento. Llama la atención la forma cónica del mismo, una particularidad de las explotaciones que se realizan de techo a muro, pues cuanto más se profundiza en la excavación, más sección debe dejarse en el pilar para que se mantenga la estabilidad de la cámara. El techo de esta labor subterránea está constituido por una harina de falla de unos 2 m de potencia y naturaleza lutítica.