



UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA
FACULTAD DE CIENCIAS
PEDECIBA GEOCIENCIAS
CURE SEDE TREINTA Y TRES



PETROGRAFÍA, QUIMIOESTRATIGRAFÍA Y PROVENIENCIA SEDIMENTARIA DE
LA FORMACIÓN CAMACHO (MIOCENO), URUGUAY

TESIS PARA OPTAR AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN GEOCIENCIAS

RAÚL AGUSTÍN UGALDE PERALTA

TUTOR:
DR. CLAUDIO GAUCHER

CO-TUTOR:
DR. GONZALO BLANCO

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por
BECA DE MAESTRÍA NACIONAL, AGENCIA NACIONAL DE INVESTIGACIÓN E
INNOVACIÓN – ANII

MONTEVIDEO, URUGUAY
MARZO 2019

Resumen

La Formación Camacho es una unidad sedimentaria marina neógena que aflora en el borde costero de los departamentos de San José y Colonia. Cuenta con uno de los registros fosilíferos más diversos y abundantes de todo el Uruguay. Si bien se han estudiado en detalle los atributos paleontológicos, las características geológicas aún no son completamente esclarecidas. Se realizaron columnas estratigráficas de 12 localidades clásicas de la Formación Camacho: Punta San Gregorio, Puerto Arazatí, Bahía de Colonia, Cantera Geymonat, Brisas del Plata, San Pedro, La Negra, Estancia Anchorena, Cantera Camacho –localidad tipo–, Ruta Nacional 21, Cerro Bautista y Punta Gorda. El ambiente depositacional corresponde a una plataforma siliciclástica somera dominada por olas, con variaciones de profundidad. Hacia el techo pasa a un régimen progradante con paulatina somerización, configurando finalmente un régimen estuarino con influencia mareal y subambientes deltaicos. El análisis de facies sugiere un arreglo complejo de 31 litofacies asociadas en configuraciones variables lateral y verticalmente. 11 datos de paleocorrientes indican un régimen con aporte principalmente en sentido de NW a SE. La unidad configura una parasecuencia con base en una discordancia erosiva o superficie normal regresiva de un Cortejo de Sistema Transgresivo. En el techo presenta una superficie de abrasión marina, dada por la presencia de icnofósiles de sustrato firme. La unidad suprayacente, Formación Raigón, da paso a una secuencia diferente, descrita como Cortejo de Alto Nivel.

La petrografía sedimentaria de 20 areniscas evidencia un dominio de litarenitas y litarenitas feldespáticas inmaduras, donde los componentes más comunes son cuarzo monocristalino, líticos sedimentarios e ígneos intrusivos. Se reconocieron diversas texturas diagenéticas en cementos carbonáticos, que reflejan variaciones en la composición de los fluidos circundantes, desde la zona vadosa a la freática marina. En láminas delgadas de ostreidos se observaron otras texturas diagenéticas. Por conteos modales en las muestras de areniscas y mediante diagramas de discriminación de proveniencia sedimentaria, se infirió que el área fuente corresponde a un orógeno reciclado. De 6 análisis U/Pb de circones detríticos, dos granos sugieren que la fuente tiene rocas con edad Devónico Superior y Pérmico medio.

En ostreidos de 4 localidades –Puerto Arazatí, Cantera Geymonat, Cerro Bautista y Punta Gorda– y braquiópodos de una localidad –Cerro Bautista– se realizaron 43 análisis geoquímicos y de razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y 30 análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$. Se descartaron 15 muestras mediante criterios geoquímicos, texturales y estratigráficos. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ están perturbados por procesos diagenéticos y reflejan valores más negativos de los esperados, luego de la corrección por factor vital. Con los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se calculó la edad geocronológica, mediante la curva LOWESS v.5. Los fechados se agruparon en tres conjuntos: 19.00–17.55 Ma (Puerto Arazatí, $n = 2$); 15.20–13.15 Ma (Punta Gorda y base de Cantera Geymonat, $n = 9$); 11.15–9.00 Ma (techo de Cantera Geymonat y nivel superior de Cerro Bautista, $n = 12$). Por la posición estratigráfica se descartó el primer conjunto. Se sugiere que la Formación Camacho preservó eventos discontinuos y diacrónicos, ocurridos entre los

15.2 Ma (Langhiano) y los 9.00 Ma (Tortoniano). Considerando el error, el rango superior es cercano a la base de la Edad Mamífero Sudamericana Huayqueriense.

Se revalidó la correlación de la Formación Camacho con la Transgresión *Entrerriense*, durante un estadio alto del nivel del mar en el Mioceno Medio–Superior. En consideración a la edad, paleocorrientes, campo de proveniencia sedimentaria, tasas de sedimentación y circo-nes detríticos, el área fuente principal correspondería al borde oriental de la proto–Cordillera Frontal Andina. La depositación ocurrió durante la Fase Quechua de deformación cortical compresiva. La migración hacia el este del frente deformacional habría generado subsidencia flexural en la plataforma sudamericana, reactivando el lineamiento Martín García–La Plata y generando la diferencia topográfica entorno al Río Uruguay. Los esfuerzos permitieron un comportamiento rotacional con vergencia al suroeste, alzando el borde occidental del territorio uruguayo y generando espacio de acomodación en el sur (cuencas *offshore*) y este (Cuenca Pelotas), al menos hasta el Pleistoceno tardío.

Abstract

The Camacho Formation is a marine, Neogene-aged, sedimentary unit who outcrops in the coastal margin of the San José and Colonia districts. It has the most diverse and abundant fossiliferous register of Uruguay. Besides the fact of several previous detailed works on the paleontological attributes, the geological features have not been fully revisited. The stratigraphy of 12 classic localities of the Camacho Formation was made: Punta San Gregorio, Puerto Arazatí, Bahía de Colonia, Cantera Geymonat, Brisas del Plata, San Pedro, La Negra, Estancia Anchorena, Cantera Camacho (type locality), Ruta Nacional 21, Cerro Bautista y Punta Gorda. The depositional environment corresponds to a shallow siliciclastic wave-dominated platform, with bathymetric variations. Trough the top, it gets to a progradant regime with progressive shallowing, which finally configurate an estuarine, tidal-influenced regime with deltaic sub-environments. The facies analysis suggests a complex array of 31 lithofacies, associated in variable lateral and vertical configurations. 11 paleocurrents data indicates a regime with main supply on a NW to SE trend. The unit configures a parasequence with erosive unconformity or a normal regressive surface of a Transgressive System Tract at the base. At the top, it shows a marine abrasive surface, given by the presence of a firmground icnofossil association. The overlying Raigón Formation turns to a different parasequence of a Highstand System Tract.

The sedimentary petrography of 20 sandstones evidence a domain of immature litharenite and feldspathic litharenite, where the monocristaline quartz, sedimentary and intrusive lithics were the most common components. Several diagenetic textures on carbonatic cements were identified, who reflects variations on the composition of the surrounding fluids, from the vadose to the marine phreatic zone. On oyster thin sections other diagenetic textures where observed. By point counting on sandstone samples and plotting on sedimentary provenance discrimination diagrams, a recycled orogen source area was inferred. From 6 U/Pb analysis on detrital zircons, two grains suggest that the source area has Upper Devonian and middle Permian rocks.

On oysters from 4 localities –Puerto Arazatí, Cantera Geymonat, Cerro Bautista and Punta Gorda– and brachiopods from one locality –Cerro Bautista– 43 geochemical and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ rate analysis, and 30 $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ analysis were made. 15 samples were dismissed according to geochemical, textural and stratigraphic criteria. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ are perturbed by diagenetic processes and reflects values more negative than expected, after the vital factor correction. With the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values a geochronological age was calculated, using the LOWESS v.5 curve. The dates were grouped in tree groups: 19.00–17.55 Ma (Puerto Arazatí, $n = 2$); 15.20–13.15 Ma (Punta Gorda and base of Cantera Geymonat, $n = 9$); 11.15–9.00 Ma (Top of Cantera Geymonat and superior level of Cerro Bautista, $n = 12$). By its stratigraphic position the first group were discarded. It is suggested that the Camacho Formation preserved diachronic and discontinuous events, occurred between the 15.2 Ma (Langhian) and 9.00 Ma (Tortonian). Considering the error range, the superior lapse is close to the Huayquerian

South American Land Mammal Age (SALMA) base.

The correlation of the Camacho Formation with the *Entrerriense* Sea is revalidated, during a highstand sea level at the Middle–Upper Miocene. On the basis of the age, paleocurrents, sedimentary provenance field, sedimentation rates and detrital zircons, the main source area should correspond to the eastern margin of the proto–Frontal Andean Cordillera. The deposition occurs during the Quechua Phase of crustal compressive deformation. The east migration of the deformational front should have generated flexural subsidence at the South American platform, reactivating the Martín García–La Plata lineament and generating the topographic contrast at the Uruguay river. The efforts have allowed a rotational, southwest–verging behavior, uplifting the western margin of the Uruguayan territory and generating accommodation space at the south (offshore basins) and east (Pelotas basin), at least until the late Pleistocene.

*Al gato y a “La María”...
A mis amigos Enrique Bostelmann y Andrés Rinderknecht...
Y a Peter Sprechmann, cuyo legado científico incentivó y permitió este trabajo.
“Seguimos habitando un planeta de agua llamado tierra.”*

R.U.P. – 2017

Agradecimientos

El autor agradece sincera y profundamente a:

J. Enrique Bostelmann, en parte por convencerme fácilmente de migrar a Uruguay en el momento y lugar indicado, y en parte por el apoyo sempiterno tanto en la ciencia como en la vida. Espero que podamos seguir colaborando como hacemos, desde el lugar en que estemos, con las ganas y entusiasmo de siempre. **Andrés Rinderknecht**, por acogerme con tanta facilidad en el mundo montevideano, por la amistad brindada y por las excelentes charlas cada vez que nos juntamos. **Carina Millán**, pues tu amistad fue fundamental en mi aventura charrúa. Gracias por estar acá y por permitirme compartir con vos y tu maravillosa familia. **Claudio Gaucher**, pues sin duda que no habría logrado cosa alguna sin el soporte incondicional de un excelente amigo, profesional, colega y tutor. Más aún si se considera que fuimos completos desconocidos. Realmente gracias por todo. **Andrés Benvenuto**, por tu amistad y buena onda siempre, sea en el desierto o en la Antártica. ¡Sos un groso che, sabelo! **Washington Jones**, porque sos un tipo que siempre me sorprenderá y hará reír. Muchas gracias por el apoyo y amistad. **Felipe Ugalde**, AKA “*El verdadero Gato*”; te quiero y admiro mucho. **Leandro Núñez**, un excelente e incondicional amigo, siempre en todas. ¡Gracias che! **Lucía Vivanco**, pues tu amistad ha sido valiosísima en mi pasada por Montevideo. **Gonzalo Blanco**, ya que sin duda el apoyo en Treinta y Tres fue en gran parte por vos. **Hermann Rivas**, un gran amigo que se extrañó y extraña a la distancia, pero que siempre estuvo en la vuelta. *Genießen Sie die European Tour, mein guter Freund.*

Y a quienes me permitieron llevar una agradable estadía, con amistad y buena onda sin reservas.

De FCien: Adrián Paris, Aldo Manzzueti, Analía Feín, Analía Olivera, Belén Viera, César Goso, “Checho” Batista, Daniel Perea, Daniel Picchi, Enrique Masquelín, Guillermo García, Guillermo Roland, Gustavo Piñeiro, Hernán Castro, Hernán Silva, Isabel Mosco, Ivana de Armas, Leticia Burone, Mariano Verde, Martín Gepp, Martín Rodríguez, Matías Soto, Mauricio Faraone, Natalia Porta, Pablo Toriño, Pablo Velozo, Patricia Gallardo, Romina Echagüe, Sebastián Huelmo, Santiago Patiño, Sebastián Tambusso, Santiago Fort, Sergio Martínez, Sofía Novoa, Sofía Pascual. **Del CURE Treinta y Tres**: Daniel Piñeiro, Daniel Segovia, Héctor Ferrizo, Iván Tarjan, Leticia Chigliano, Paulina Abre. **De FAgro**: Jorge Bossi, Antonella Celio. **De la vida montevideana**, en todo lo que la multiplicidad fenotípica puede aportar: Alejandra Candal, Felipe Hernández, Carmen Lorente, Inés y Mariana Uriarte, Iñaki (“Vasco”), Javito Lima, Jean-Marie Baptiste, Jesús Silva, Juan Hernández, Irene Gordillo, Irene y Mario Núñez, *Los alemanes* (Irene, Jonas, Lia), Lorena Petrochi, Luca y Nicola Laschera, Marcos Acuña, Natalia Porta, Pablo, Rudy Gams, Víctor. **De Chile**: Paula Larondo, Gabriela López y Valentina Novoa (gracias por ser el incentivo a terminar).

Nuevamente, a todos: ¡Gracias totales!

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Formulación del estudio propuesto	2
1.2. Objetivos del estudio	2
1.3. Metodología	3
1.3.1. Estructura de la tesis	4
1.4. Hipótesis de trabajo	4
2. Marco geológico	5
2.1. Marco geológico regional	5
2.1.1. Contexto geotectónico	5
2.1.2. Estratigrafía regional	13
2.2. Marco geológico local	27
2.2.1. Antecedentes generales sobre la Formación Camacho	27
2.2.2. Contexto, correlaciones y paleogeografía	29
2.2.3. Localidad y sección tipo	31
2.2.4. Litoestratigrafía	32
2.2.5. Contenido fosilífero	34
2.2.6. Edad	35
2.2.7. Evolución litoestratigráfica histórica	36
3. Estratigrafía y sedimentología	38
3.1. Objetivos y metodologías	38
3.1.1. Metodologías	39
3.1.2. Localidades revisadas	40
3.2. Columnas estratigráficas	43
3.2.1. Columna estratigráfica de Punta San Gregorio	46
3.2.2. Columna estratigráfica de Puerto Arazatí	46
3.2.3. Columna estratigráfica de Bahía de Colonia	49
3.2.4. Columnas estratigráficas en Cantera Geymonat	49
3.2.5. Columna estratigráfica de Brisas del Plata	57
3.2.6. Columna estratigráfica de San Pedro – Bajada Morelli	57
3.2.7. Columna estratigráfica de La Negra	62
3.2.8. Columna estratigráfica de Estancia Anchorena	62
3.2.9. Columna estratigráfica de Cantera Camacho	62
3.2.10. Columna estratigráfica de Ruta 21, km 87.8	68
3.2.11. Columna estratigráfica de Cerro Bautista	70

3.2.12. Columna estratigráfica de Punta Gorda	74
3.3. Análisis de facies sedimentarias	74
3.3.1. Ambientes depositacionales, resumen	82
3.4. Discusión del capítulo	82
3.4.1. Relaciones de contacto y criterios litoestratigráficos	84
3.4.2. Estratigrafía secuencial	88
3.4.3. Propuesta de esquema estratigráfico	89
4. Petrografía y proveniencia sedimentaria	91
4.1. Marco teórico y conceptual	91
4.2. Metodologías	98
4.3. Resultados	101
4.3.1. Petrografía sedimentaria	101
4.3.2. Análisis de proveniencia	134
4.3.3. Circones detríticos	136
4.4. Discusión del capítulo	138
4.4.1. De la petrografía	138
4.4.2. De la proveniencia sedimentaria	142
5. Quimioestratigrafía	145
5.1. Marco conceptual	145
5.1.1. Isótopos y características generales	145
5.1.2. Análisis de isótopos estables en estudios paleoambientales	147
5.1.3. Estudios de isótopos estables en la región	154
5.2. Materiales y métodos	157
5.3. Resultados	159
5.3.1. Selección de ejemplares, texturas microscópicas y muestreo	159
5.3.2. Datos analíticos	165
5.4. Discusión del capítulo	176
5.4.1. Sobre los valores de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$	176
5.4.2. Sobre los valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$, geoquímica y las edades obtenidas	177
5.4.3. Significado geocronológico e implicancias estratigráficas	187
6. Discusión	191
6.1. Sobre la cronoestratigrafía de la unidad	191
6.1.1. Eventos geológicos globales durante el Neógeno	191
6.1.2. Eventos geológicos regionales durante el Neógeno	195
6.2. Sobre el área fuente de los sedimentos siliciclásticos y el control tectónico	197
6.2.1. Configuración tectono-estructural regional	198
6.3. Implicancias regionales y locales	203
6.3.1. Futuros trabajos y recomendaciones	204
Conclusiones	204

Índice de figuras

1.1. Mapa geográfico del borde sur del Uruguay.	2
2.1. Esquema geotectónico del Uruguay <i>sensu</i> Bossi y Gaucher, 2014	7
2.2. Esquema geotectónico del Uruguay <i>sensu</i> Sánchez–Betucci <i>et al.</i> (2010)	8
2.3. Mapa de distribución de las cuencas sedimentarias en territorio uruguayo y la zona fronteriza de Argentina y Brasil	9
2.4. Mapa geomorfológico del Uruguay, a escala 1:1.000.000	11
2.5. Modelo digital de terreno para todo el Uruguay	12
2.6. Mapa geológico esquemático de las unidades principales de la Cuenca Norte	14
2.7. Columna estratigráfica de la Cuenca Norte <i>sensu</i> de Santa Ana <i>et al.</i> (2004b)	16
2.8. Ubicación de la Cuenca Litoral en Uruguay	17
2.9. Mapa geológico esquemático de la Cuenca Litoral	18
2.10. Cuadro cronoestratigráfico del Cenozoico continental uruguayo en superficie	22
2.11. Cuencas del lineamiento Santa Lucía – Aiguá – Laguna Merín	24
2.12. Cuadro litoestratigráfico del lineamiento Santa Lucía – Aiguá – Laguna Merín	25
2.13. Sección sísmica arbitraria interpretada de las cuencas Punta del Este y Pelotas.	26
2.14. Distribución de los miembros de la Formación Camacho, según Martínez (1994)	30
2.15. Esquema de las zonas con depósitos y las localidades más significativas de la Formación Camacho	31
2.16. Diversas interpretaciones de los niveles asociados a las formaciones Camacho y Raigón	37
3.1. Ubicación y cotas de las localidades con exposiciones estudiadas de la Formación Camacho	42
3.2. Contrastes de potencia expuesta entre localidades, de W a E	43
3.3. Simbologías de las columnas estratigráficas confeccionadas	45
3.4. Atributos de campo en los afloramientos de Punta San Gregorio	47
3.5. Columna estratigráfica de Punta San Gregorio	48
3.6. Atributos de campo en los afloramientos de Puerto Arazatí	50
3.7. Detalle de los biostromas de ostreidos en Puerto Arazatí	51
3.8. Columna estratigráfica de Puerto Arazatí	52
3.9. Estado actual del antiguo afloramiento en la Bahía de Colonia	53
3.10. Columna estratigráfica de Bahía de Colonia	53
3.11. Frentes de la Cantera Geymonat y atributos principales	54
3.12. Columna estratigráfica en Cantera Geymonat, frente oeste.	55
3.13. Columna estratigráfica en Cantera Geymonat, frente norte.	56

3.14. Atributos principales de los afloramientos en Balneario Brisas del Plata	58
3.15. Columna estratigráfica de Brisas del Plata	59
3.16. Atributos principales de los afloramientos en San Pedro	60
3.17. Columna estratigráfica de San Pedro	61
3.18. Columna estratigráfica de La Negra	63
3.19. Exposiciones en Estancia Anchorena	64
3.20. Columna estratigráfica de Estancia Anchorena	65
3.21. Estado actual de Cantera Camacho, estratotipo de la formación homónima	66
3.22. Columna estratigráfica de Cantera Camacho, localidad tipo	67
3.23. Afloramiento de Formación Camacho en el km 87.8 de la Ruta Nacional 21	68
3.24. Columna estratigráfica del afloramiento en Ruta 21, km 87.8	69
3.25. Modelo isométrico generado con dron para Cerro Bautista.	70
3.26. Columna estratigráfica de Cerro Bautista, porción basal y media.	71
3.27. Columna estratigráfica de Cerro Bautista, porción del techo.	72
3.28. Rasgos característicos de la localidad Cerro Bautista	73
3.29. Algunas características de los afloramientos en Punta Gorda	75
3.30. Columna estratigráfica de Punta Gorda, porción inferior.	76
3.31. Columna estratigráfica de Punta Gorda, porción superior.	77
3.32. Representación de la zona litoral y sus subambientes, con localidades interpretadas	85
3.33. Diagramas de roseta con paleocorrientes ajustadas de la Formación Camacho	85
3.34. Esquema de las columnas estratigráficas y topografía de la Formación Camacho	87
3.35. Esquema estratigráfico–secuencial y contexto de la Formación Camacho	90
4.1. Equipos empleados para la elaboración de láminas delgadas. Laboratorio CU-RE sede Treinta y Tres	99
4.2. Microfotografías de láminas delgadas 141122/1, 141122/2, 141122/3	108
4.3. Microfotografías de láminas delgadas 141122/4F, 141122/6F, 141123/1BF	112
4.4. Microfotografías de láminas delgadas 141123/1TF, 141123/1G, 141123/3	116
4.5. Microfotografías de láminas delgadas 141123/4T, 150506/5F, 150506/6F	120
4.6. Microfotografías de láminas delgadas 150506/7F, 150507/1A, 150507/1B	124
4.7. Microfotografías de láminas delgadas 150507/2A, 150507/2B, 150507/4	128
4.8. Microfotografías de láminas delgadas 150507/5, 150507/6, RU2, RU1	135
4.9. Diagramas de clasificación ternarios QFL para areniscas	136
4.10. Diagramas ternarios de proveniencia sedimentaria en areniscas.	137
4.11. Compuesto de imágenes por catodoluminiscencia con circones detríticos de la muestra 100115/1	138
4.12. Zonas de influencia de fluidos y porosidad asociada	141
5.1. Curva empírica de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ marina en el Cenozoico	150
5.2. Curva empírica del valor $\delta^{18}\text{O}$ en el Cretácico y Cenozoico	153
5.3. Curva empírica del valor $\delta^{13}\text{C}$ en el Cenozoico	155
5.4. Curvas empíricas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para el Neógeno	156
5.5. Grupo de <i>Ostrea patagonica</i> en ramillete o racimo. Puerto Arazatí.	160
5.6. Muestra 100115/1 (Ar-1): <i>Ostrea patagonica</i> seleccionada para análisis isotópico. Puerto Arazatí.	161

5.7. Muestra 150506/1: Uno de los ejemplares <i>in situ</i> de <i>Ostrea patagonica</i> seleccionado para análisis isotópico.	162
5.8. Muestra 150506/1: Ejemplar conjugado de <i>Ostrea patagonica</i> , seleccionado para análisis isotópico.	163
5.9. Muestra 150507/3: Fósiles de invertebrados seleccionados para análisis isotópico. Cerro Bautista superior.	164
5.10. Microfotografías de láminas delgadas en ostreidos, OC/1 a B/6	166
5.11. Microfotografías de láminas delgadas en ostreidos, C/7 a D/12	167
5.12. Microfotografías de láminas delgadas en ostreidos, E/13 a G/18	168
5.13. Microfotografías de láminas delgadas en ostreidos, H/19 a J/24	169
5.14. Microfotografías de láminas delgadas en ostreidos, J/25 a L/30	170
5.15. Microfotografías de láminas delgadas en ostreidos, M/31 a N/33	171
5.16. Curva empírica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para el Neógeno, generada con el ajuste LOWESS v.5	174
5.17. Fotografías en lupa de las perforaciones en rechazos de ostreidos, muestras 1 a 12	178
5.18. Fotografías en lupa de las perforaciones en rechazos de ostreidos, muestras 19–23 y 29–34	179
5.19. Gráfico de Sr elemental, en ppm, versus razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	181
5.20. Gráfico de la razón Mn/Sr versus razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	182
5.21. Gráfico de Mg elemental, en ppm, versus razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	182
5.22. Gráfico de $\delta^{18}\text{O}$ versus razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	183
5.23. Edades calculadas para las distintas localidades de la Formación Camacho, sobre la curva empírica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ acotada al Neógeno	185
5.24. Edades calculadas para las distintas localidades de la Formación Camacho, sobre la curva empírica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ acotada al Mioceno	186
5.25. Curvas empíricas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, Edades Mamífero y Secuencias para el Neógeno	190
6.1. Curvas de variación del nivel del mar, desde el Oligoceno al presente.	192
6.2. Curvas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ para todo el Cenozoico, con grandes eventos climáticos, tectónicos y bióticos asociados.	194
6.3. Ubicación de zonas con depósitos marinos neógenos dentro de las cuencas sedimentarias sudamericanas.	196
6.4. Ubicación del Grupo Choiyoi en la Cordillera Frontal de Chile y Argentina.	199
6.5. Esquema de la evolución tectónica del Ciclo Andino y sus respectivas etapas.	201

Índice de tablas

2.1. Superficie aproximada de rocas pre–devónicas y post–cámbricas en territorio continental uruguayo	13
3.1. Localidades de estudio con exposiciones superficiales de la Formación Camacho.	41
3.2. Facies sedimentarias definidas e interpretadas para las columnas estratigráficas de la zona de estudio. Primera parte.	80
3.3. Facies sedimentarias definidas e interpretadas para las columnas estratigráficas de la zona de estudio. Segunda parte.	81
4.1. Escala de tamaño del grano de Udden–Wentworth	93
4.2. Variables composicionales, sistemas ternarios y asociaciones de proveniencia referidos en Weltje (2006).	96
4.3. Muestras geológicas para petrografía sedimentaria	101
4.4. Recuento de parámetros granulométricos	103
4.5. Abreviaturas de los componentes de rocas silicoclásticas descritas.	104
4.6. Descripción petrográfica de la muestra geológica 141122/1 (Brisas del Plata).	105
4.7. Descripción petrográfica de la muestra geológica 141122/2 (Brisas del Plata).	106
4.8. Descripción petrográfica de la muestra geológica 141122/3 (Brisas del Plata).	107
4.9. Descripción petrográfica de la muestra geológica 141122/4F (San Pedro). . .	109
4.10. Descripción petrográfica de la muestra geológica 141122/6F (San Pedro). . .	110
4.11. Descripción petrográfica de la muestra geológica 141123/1BF (Ea. Anchorena).	111
4.12. Descripción petrográfica de la muestra geológica 141123/1T (Ea. Anchorena).	113
4.13. Descripción petrográfica de la muestra geológica 141123/1G (Ea. Anchorena).	114
4.14. Descripción petrográfica de la muestra geológica 141123/3 (Ea. Anchorena).	115
4.15. Descripción petrográfica de la muestra geológica 141123/4T (Cantera Camacho).	117
4.16. Descripción petrográfica de la muestra geológica 150506/5F (Cerro Bautista).	118
4.17. Descripción petrográfica de la muestra geológica 150506/6F (Cerro Bautista).	119
4.18. Descripción petrográfica de la muestra geológica 150506/7F (Cerro Bautista).	121
4.19. Descripción petrográfica de la muestra geológica 150507/1A (Cerro Bautista).	122
4.20. Descripción petrográfica de la muestra geológica 150507/1B (Cerro Bautista).	123
4.21. Descripción petrográfica de la muestra geológica 150507/2A (Cerro Bautista).	125
4.22. Descripción petrográfica de la muestra geológica 150507/2B (Cerro Bautista).	126
4.23. Descripción petrográfica de la muestra geológica 150507/4 (Cerro Bautista).	127
4.24. Descripción petrográfica de la muestra geológica 150507/5 (Ruta 21).	129
4.25. Descripción petrográfica de la muestra geológica 150507/6 (Ruta 21).	130

4.26. Descripción petrográfica de la muestra geológica <i>Tope Tempestita Camacho</i> (San Pedro).	131
4.27. Descripción petrográfica de la muestra geológica <i>RU2</i> (San Pedro).	132
4.28. Descripción petrográfica de la muestra geológica <i>RU1</i> (San Pedro).	133
4.29. Conteo de puntos modales para cada lámina delgada.	134
4.30. Listado de muestras geológicas para circones detríticos, colectadas en función de su litología, posición estratigráfica y localidad.	136
4.31. Datos isotópicos de los seis circones detríticos de la muestra 100115/1.	139
4.32. Resumen de los cementos identificados en las láminas delgadas descritas.	140
5.1. Estándares internacionales de razones isotópicas absolutas	148
5.2. Estándares mundiales en uso para la composición isotópica de algunos componentes	149
5.3. Geoquímica de algunos elementos seleccionados para las muestras fósiles analizadas.	172
5.4. Datos analíticos de Sr, C y O para las muestras fósiles seleccionadas.	173
5.5. Edades absolutas obtenidas para cada muestra analizada, tras descarte geoquímico, con error recalculado a 2σ	175
5.6. Edades absolutas, tras análisis de discriminación, para las localidades con análisis isotópicos.	184

Capítulo 1

Introducción

Uruguay es un país con un amplio registro geológico que, debido a un acceso relativamente fácil a las exposiciones y clima amigable durante todo el año, representa desde un punto de vista logístico y operativo un excelente lugar para hacer estudios geológicos. Pese a ello, históricamente la geología no ha tenido un muy interés significativo, en un país donde el sector agropecuario a sido siempre el nicho industrial preponderante (Banco Central del Uruguay, 2017). Sin embargo, en la última década la mencionada disciplina, tanto científica como profesionalmente, a cobrado mayor revuelo en la sociedad debido a dos grandes pulsos industrializadores: la exploración de recursos minerales metálicos –principalmente menas de hierro y oro– y de hidrocarburos en altamar.

La gran heterogeneidad y extensión geocronológica del registro geológico uruguayo, así como una reciente tendencia académica a preferir el estudio de problemáticas en rocas ígneas y metamórficas, han hecho que numerosas unidades sedimentarias no hayan tenido un estudio de detalle geológico a escala regional y local, o con enfoques multidisciplinarios. Dentro de estas unidades se encuentra la Formación Camacho.

Ubicación y zona de estudio

La zona de estudio se enmarca en el margen suroccidental del Uruguay. Geográfica y administrativamente corresponde a las costas de los departamentos de Colonia y San José, de oeste a este (Figura 1.1). Geológicamente, se hace distinción entre la zona con afloramientos en superficie y la zona con niveles en subsuperficie. La primera se encuentra en el borde costero desde el sur de la ciudad de Nueva Palmira hasta el norte de la ciudad de Colonia del Sacramento –Departamento de Colonia–, así como la porción costera entre Puerto Arazatí y el balneario Kiyú –Departamento de San José–. La segunda es representada por niveles del subsuelo de los departamentos de San José, Canelones, Maldonado y Rocha, hasta la frontera con Brasil, así como niveles correlativos en las cuencas sedimentarias Santa Lucía, Punta del Este, Oriental del Plata y Pelotas.



Figura 1.1: Mapa geográfico del borde sur del Uruguay, con la correspondiente subdivisión político-administrativa a nivel departamental. Se destaca la red caminera del borde costero occidental, como vías de acceso principales. Las localidades marcadas tienen importancia respecto al estudio realizado y son mencionadas en el texto reiteradamente.

1.1. Formulación del estudio propuesto

La Formación Camacho corresponde a una unidad sedimentaria siliciclástica marina neógena cuyos principales afloramientos se ubican en el margen suroccidental del Uruguay. Cronoestratigráficamente, ha sido restringida al Mioceno Medio – tardío (Sprechmann *et al.*, 2000; Perea y Martínez, 2004; Perea, 2005; Perea *et al.*, 2013). Su abundante y diverso contenido fosilífero, de los más cuantiosos de todo el país, ha propiciado un estudio bajo enfoques mayormente paleontológicos, dando lugar a numerosos trabajos en dicha área (*e.g.* Sprechmann, 1978; Martínez, 1989; Perea y Ubilla, 1990; Verde y Perea, 1992). La menor disponibilidad de estudios geológicos en detalle ha incentivado la posibilidad de realizar una investigación extensa desde el punto de vista sedimentológico, petrográfico y quimioestratigráfico, en afloramientos de los departamentos de Colonia y San José. La continua correlación con formaciones argentinas en regiones al norte y al sur de la zona de estudio otorga aún más significación a clarificar la geología de los niveles en cuestión. El desarrollo de nuevas tecnologías en geociencias durante las últimas décadas ha permitido que unidades clásicamente descritas y atendidas admitan una revisión en extenso. Bajo esa perspectiva, es de esperar que la Formación Camacho entregue aún más información geocronológica, paleoambiental y paleogeográfica de la ya disponible en la literatura.

1.2. Objetivos del estudio

El objetivo general es la caracterización geológica de la Formación Camacho, abarcando litoestratigrafía, cronoestratigrafía, petrografía y proveniencia de los sedimentos que la componen.

Los objetivos específicos son:

- Describir en detalle los aspectos estratigráficos, sedimentológicos y petrográficos de la Formación Camacho.
- Analizar la proveniencia sedimentaria de la Formación Camacho.
- Analizar isótopos estables (C, O, Sr) en fósiles de la unidad.
- Elaborar una interpretación geotectónica y paleogeográfica de la formación.
- Realizar correlaciones con unidades coetáneas a escala local y regional.

1.3. Metodología

El trabajo de tesis se llevó a cabo en cinco fases:

1. Recopilación de antecedentes bibliográficos regionales y locales, de carácter histórico hasta los estudios más contemporáneos. Revisión de información para el trabajo de campo, considerando cartografía geológica y geomorfológica previa, en distintas escalas, imágenes satelitales Landsat 7–8, imágenes GeoEYE y DigitalGlobe provistas por el software GoogleEarth, y fotografías aéreas –sobrevuelos de la década del sesenta disponibles por el Servicio Geográfico Militar, S.G.M.–.
2. Desarrollo de tareas de campo en las costas de los departamentos de Colonia y San José. Elaboración de columnas estratigráficas a escala 1:25 con extracción sistemática de muestras geológicas y restos fosilíferos en sitios clave. Revisión de las localidades clásicas y más representativas de la unidad. Revisión del estratotipo y secciones complementarias propuestas.
3. Trabajo de laboratorio. Elaboración de láminas delgadas para petrografía sedimentaria. Elaboración de láminas delgadas en ostreidos como método de control para el micro-muestreo en bandas de crecimiento de distintos ejemplares. Obtención de alícuotas carbonáticas en restos fosilíferos para análisis de isótopos estables. Envío de muestras a laboratorios en el extranjero. Separación de circones detríticos en muestras geológicas para análisis de isótopos radioactivos –Serie U–Pb–.
4. Análisis y procesamiento de datos de las distintas fuentes de información: Sedimentología, bioestratigrafía, petrografía y análisis isotópicos. Discriminación de proveniencia a partir de conteos modales en láminas delgadas de rocas sedimentarias clásticas.
5. Redacción de tesis con discusión y conclusiones integradoras de todas las fuentes de información.

En el presente trabajo la convención de edades geológicas, numéricas y relativas, se basó en la Tabla Cronoestratigráfica Internacional del año 2014 de la Comisión Internacional de Estratigrafía (Cohen *et al.*, 2013). Las etapas y sistemas son mencionadas con la terminología de español latino, de sufijo “-iano” –*e.g. Tortoniano*–, mientras que unidades informales, antiguas o de uso local son mencionados con el sufijo “-ense” –*e.g. Entrerriense*–. Las edades geocronológicas en millones de años se abrevian “Ma”, mientras que los rangos temporales en millones de años llevan la sigla “ma” y los rangos temporales en miles de años llevan la sigla “ka”. Los colores indicativos de edad asociados a elementos geológicos de elaboración propia son acorde a la norma de colores RGB convenida por la Comisión del Mapa Geológico del Mundo (CCGM–IUGS). Casos excepcionales se mencionan en el texto. A nivel de campo,

los colores asociados a roca fresca están tomados con la tabla estandarizada *Munsell*[®] de colores (Munsell Color, 2009). Las palabras derivadas del inglés o anglicismos, así como las que no cuentan con traducción literal, son mencionadas en cursiva, a forma de destacar dicha connotación –*e.g.* “*software*”–.

Todas las coordenadas expresadas en este trabajo se encuentran en el sistema WGS84 sin proyectar (geográficas), con formato de grados decimales de cinco cifras significativas (00,00000°), grados–minutos (00° 00′) o grados–minutos–segundos (00° 00′ 00.00”).

1.3.1. Estructura de la tesis

Dada la naturaleza heterogénea de la información recopilada y generada, el presente escrito se estructuró en tres capítulos independientes, con sus respectivas subsecciones introductorias, de métodos y resultados –capítulos 3, 4 y 5–, y un capítulo de discusión integrador –6–. Asimismo, las conclusiones abarcan la totalidad del trabajo de tesis.

1.4. Hipótesis de trabajo

La hipótesis principal del estudio a realizar toma en consideración el estado actual de los conocimientos geológicos de la unidad. Corresponde a:

La Formación Camacho no ha sido acabadamente descrita en Uruguay y las interpretaciones realizadas previamente no serían suficientemente integradoras de los elementos paleoambientales, tectónicos y paleogeográficos que registra.

Una hipótesis secundaria que se desprende de la idea anterior es:

La Formación Camacho corresponde exclusivamente a niveles siliciclásticos marinos someros, con facies submareales a costeras, y su edad geológica está restringida al Mioceno tardío.

Capítulo 2

Marco geológico

2.1. Marco geológico regional

La República Oriental del Uruguay se encuentra geográfica y políticamente acotada por grandes ríos (Río Uruguay, Río Cuareim) y cuerpos de agua costeros (Laguna Merín), lo cual genera una divisoria nítida y evidente respecto a sus países vecinos, la República Argentina y la República Federativa del Brasil. Geológicamente, sin embargo y de forma esperable, la evolución del registro uruguayo tiene íntima conexión con las provincias orientales de la Argentina y los estados sureños de Brasil. Parte del abundante basamento cristalino y metamórfico aflorante en Uruguay tiene representatividad en zonas del sur de la Provincia de Buenos Aires, al oeste, y en el Estado de Río Grande del Sur, al norte y este (e.g. Almeida *et al.*, 1976). Esto se describe en la Sección 2.1.1. Luego, cuando se analiza la sucesión de unidades sedimentarias en las cuencas sedimentarias presentes en territorio uruguayo, los registros depositacionales tienen análogos y correlativos en otras partes del subcontinente sudamericano. A escala regional, la Sección 2.1.2 describe los registros sedimentarios próximos a la zona de estudio, útiles para la comprensión de eventos de mayor alcance temporal y espacial. En la misma se describen las distintas cuencas sedimentarias presentes en el país, dando énfasis en el registro cenozoico de cada una, con el fin de comprender la preservación, exposición y detalle de las formaciones sub- y suprayacentes a la cuál es objeto el presente estudio.

2.1.1. Contexto geotectónico

En Uruguay, el basamento cristalino y metamórfico tiene gran extensión areal y temporal (e.g. Bossi, 1966; Bossi *et al.*, 1975; Preciozzi *et al.*, 1985; Bossi *et al.*, 1998; Bossi y Gaucher, 2014). Se hace especial distinción entre las rocas de dicha naturaleza, que llegan hasta el Cámbrico, de las sobreyacentes unidades sedimentarias, volcánicas y subvolcánicas que suceden desde el Devónico Inferior, bajo el criterio de “*pre-Devónico*” (e.g. Walther, 1932; Bossi *et al.*, 1975; Bossi *et al.*, 1991; Bossi y Gaucher, 2014). Está representado en sentido amplio por: el Cratón del Río de la Plata (Almeida, 1971; Almeida *et al.*, 1973; Almeida *et*

al., 1976), con rocas que van desde el Arqueano (*ca.* 3.410 Ma en el Complejo La China, Hartmann *et al.* 2001) al Cámbrico; y el Terreno Cuchilla Dionisio, en el borde oriental del país y con un registro menos antiguo (*e.g.* Bossi y Gaucher, 2014). Sin embargo, existe una subdivisión de los bloques tectónicos conformantes del basamento previo al Devónico inferior, que bajo el concepto moderno de *terreno sensu* Coney (1980), integran una amalgamación de cuatro entidades tectono–estratigráficas bien diferenciadas: Piedra Alta (~2150 – ~1780 Ma), Tandilia (~2300 – ~550 Ma), Nico Pérez (~3410 – ~530 Ma), Cuchilla Dionisio (~1000 – ~530 Ma) (Bossi y Gaucher, 2014) (Figura 2.1). Cada terreno tiene un registro geológico independiente y sus límites son acotados por sendos contactos de falla de escala regional, condiciones necesarias para su asignación y delimitación.

Sin embargo, no toda la comunidad geológica del Uruguay sigue este modelo, existiendo propuestas alternativas donde son comunes los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez, mientras que se diferencian principalmente en que el Terreno Cuchilla Dionisio se asocia al Cinturón Dom Feliciano *sensu* Fragozo César (1980) –una suerte de conjunto de rocas metamórficas y otros terrenos de menor tamaño– y el Terreno Tandilia sería parte del ya mencionado Piedra Alta, aunque este último varía su extensión areal (*e.g.* Masquelín, 2006; Sánchez–Betucci *et al.*, 2010; Oyhantçabal *et al.*, 2011a) (Figura 2.2). Esta coexistencia de modelos geotectónicos se materializa en el hecho de contar con dos mapas geológicos nacionales, presentando diferencias bastante significativas. Uno fue confeccionado en DINAMIGE, autoría de Preciozzi *et al.* (1985), y el otro fue generado desde la Cátedra de Geología de Facultad de Agronomía, cuya autoría más reciente digitalizada corresponde a Bossi y Ferrando (2001). Está reportado y constatado que los contrastes en cartografía y nomenclatura generan aberraciones, ambigüedades y enormes dificultades para el progreso científico (*vide* Bossi, 2002; Masquelín, 2006; Bossi y Gaucher, 2014), con escenarios donde la sinonimia es difícil y la replicación con criterios litoestratigráficos erróneos es común. La inexistencia de una Comisión Nacional de Estratigrafía que genere un correspondiente Código Estratigráfico Uruguayo, en conjunto con un servicio geológico muy débil, permite que esta multiplicidad de unidades y nomenclaturas proliferen.

En el presente trabajo se sigue la primera propuesta descrita, *sensu* Bossi y Gaucher (2014). A criterio del autor, el esquema tiene una actualización más reciente y comprende una homogeneidad nomenclatural acorde a las convenciones estratigráficas internacionales (*e.g.* Salvador, 1994). Dado aquello, la segmentación geotectónica general del Uruguay comprendería cuatro elementos tectono–estructurales mayores:

- Basamento metamórfico, cristalino y meta–sedimentario *pre-Devónico*: terrenos Piedra Alta, Tandilia, Nico Pérez y Cuchilla Dionisio.
- Cuenca Norte, intracratónica: rocas sedimentarias, volcánicas y subvolcánicas registradas desde el Devónico Inferior en el tercio norte del país. Es la prolongación o apéndice suroriental de la gran cuenca volcano–sedimentaria Paraná (Brasil) o Chaco–Paraná (Argentina, Paraguay) (Preciozzi *et al.*, 1985; de Santana *et al.*, 2004).
- Fosas tectónicas o Cuencas de *Rift* continental: Cuencas Santa Lucía y Laguna Merín, colmatadas con relleno volcano–sedimentario desde el Mesozoico tardío.
- Cuencas de altamar u *offshore*: Oriental del Plata, Punta del Este y Pelotas, con relleno volcano–sedimentario desde el Mesozoico, similar a las mencionadas Santa Lucía y Laguna Merín (Ucha *et al.*, 2004).

La división y distribución de las cuencas sedimentarias continentales y de altamar ha sido

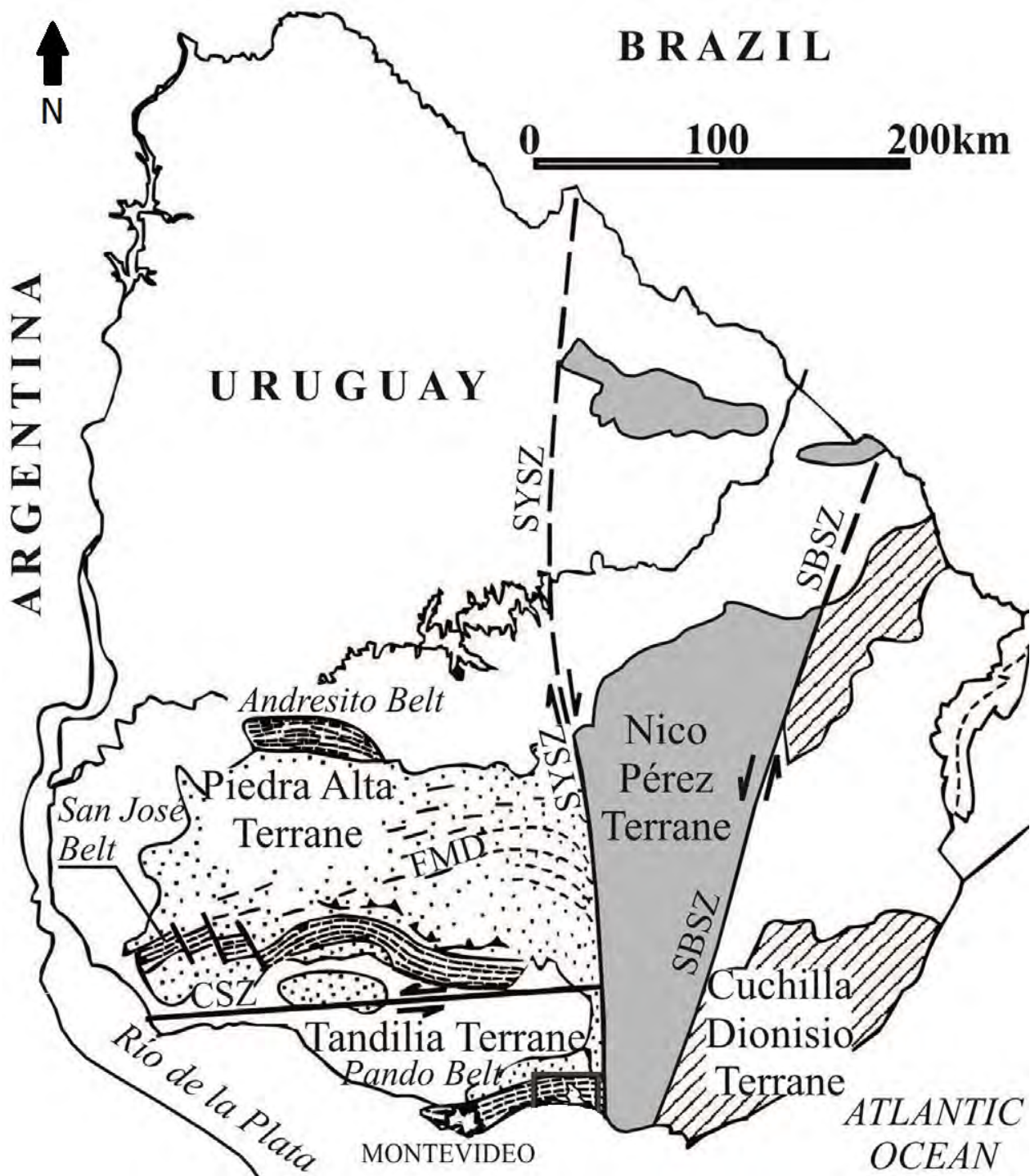


Figura 2.1: Esquema geotectónico del Uruguay, acorde a la propuesta de Bossi y Gaucher, 2014. Incluye la subdivisión del Predevónico en cuatro terrenos: Piedra Alta, Tandilia, Nico Pérez y Cuchilla Dionisio. Los bordes de estas entidades están representados por zonas de cizalla o megafallas. CSZ: Zona de Cizalla Colonia. FMD: Enjambre de diques máficos Florida. SYSZ: Zona de Cizalla Sarandí del Yí. SBSZ: Zona de Cizalla Sierra Ballena. Modificado de Pamoukaghlián *et al.* (2017).

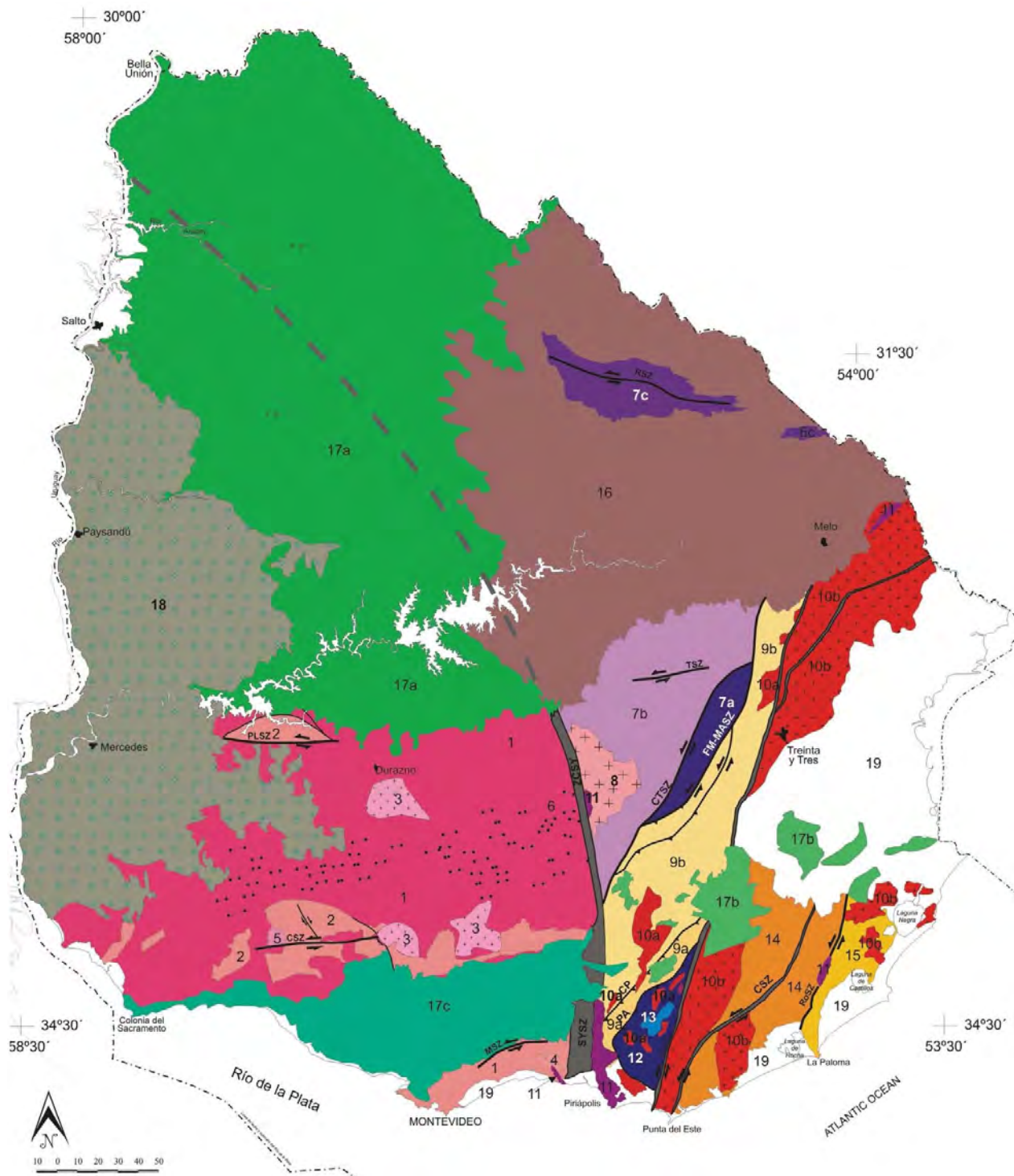


Figura 2.2: Esquema geotectónico del Uruguay, acorde a la propuesta alternativa de Sánchez-Betucci *et al.* (2010). Los colores violetas representan el Terreno Piedra Alta; azul oscuro y morado al Terreno Nico Pérez; la franja roja y anaranjada son el Cinturón Dom Feliciano y el Terreno Punta del Este, respectivamente. Extraído de Sánchez-Betucci *et al.* (2010).

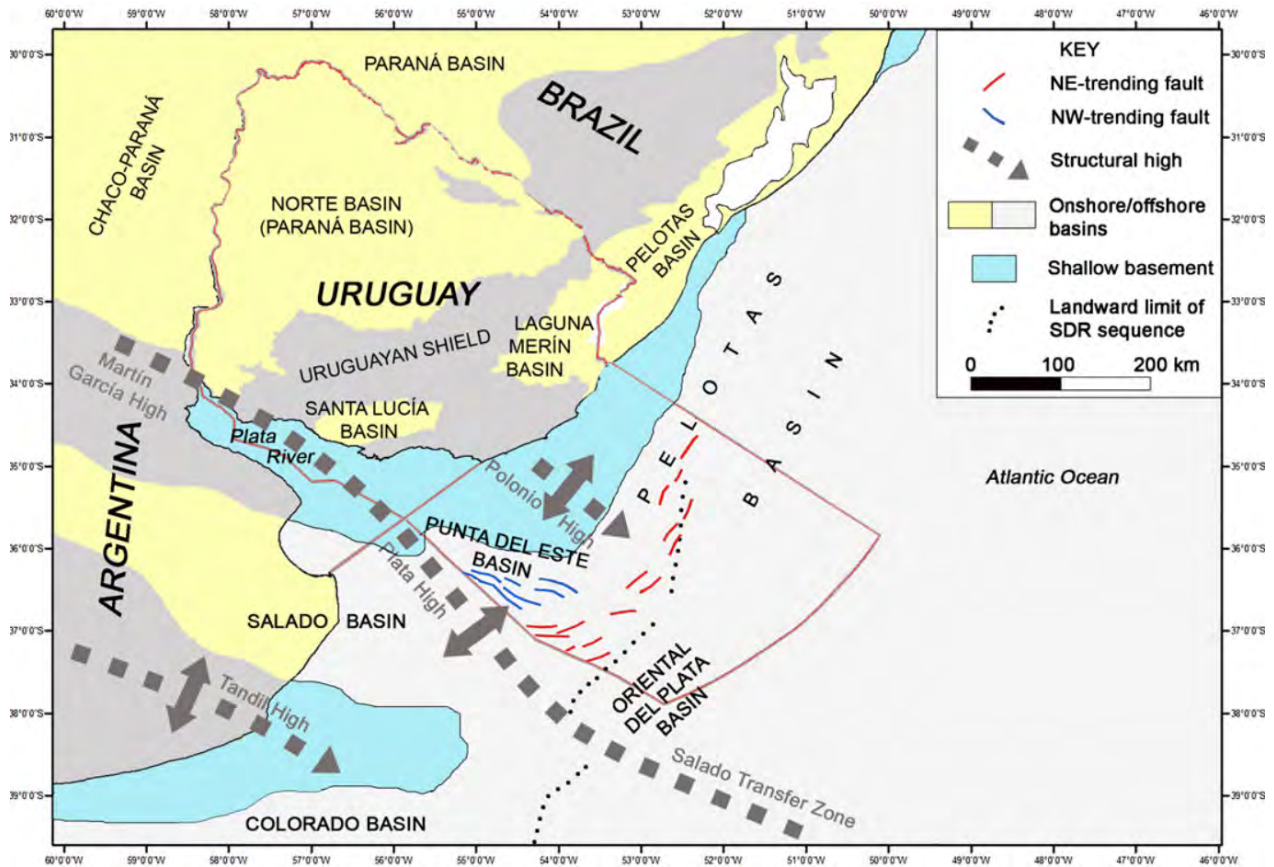


Figura 2.3: Mapa de distribución de las cuencas sedimentarias en territorio uruguayo y la zona fronteriza de Argentina y Brasil. En amarillo, las cuencas sedimentarias continentales (*Onshore*). En gris claro, las cuencas sedimentarias de altamar (*Offshore*). El color gris oscuro representa rocas del basamento pre-Devónico, el celeste representa un basamento próximo a la superficie, en altamar. Las líneas segmentadas representan altos estructurales –*High*, en inglés–, delimitadores de cuencas. Extraído de Soto *et al.* (2011).

recientemente caracterizada en diversos trabajos contemporáneos (*e.g.* Ucha *et al.*, 2004; de Santa Ana *et al.*, 2009). Para las últimas se destaca el eje exploratorio de hidrocarburos desarrollado por ANCAP en la última década (ANCAP, 2014). La Figura 2.3 resume la disposición de las cuencas sedimentarias en el territorio uruguayo y las proximidades de Argentina y Brasil, tanto en el continente como en la plataforma. El registro sedimentario de las mismas se describe y detalla en la Sección 2.1.2.

Geomorfología y unidades morfo-estructurales

Si bien Uruguay es un territorio que históricamente se ha descrito como paisaje maduro, de lomadas suaves y amplias peneplanicies, contiene una heterogeneidad geomorfológica con claro correlato de las macroformas tectono-estructurales. Por tanto, a escala regional diversos autores (*e.g.* Panario, 1988; Panario *et al.* 2014) han hecho distinción de al menos seis geoformas de primer orden (Figura 2.4):

- *Cuencas sedimentarias intracratónicas*. Denominadas por Panario (1988) como del “Noreste”, “Suroeste” y “Litoral Oeste”. Otros autores las agrupan en la llamada Cuenca “Litoral” (Goso, 1999; Goso y Perea, 2004) o en la Cuenca Norte (*e.g.* de Santa Ana *et al.*, 2004; Ucha *et al.*, 2004; Soto *et al.*, 2011; Morales *et al.*; 2017). El paisaje dominante es de sucesivas lomas suaves, colinas onduladas y un gradiente de pendiente muy bajo. Los cambios litológicos y estructurales ejercen un característico control de segundo orden en las redes de drenaje, con escorrentía dominante en sentido este–oeste.
- *Cuesta Basáltica*. Toda la zona cubierta en el techo por basaltos de la Formación Arapey, que desarrollan un característico paisaje plano, de escasa vegetación arbustiva, abundantes pasturas dominadas por gramíneas y una homogeneidad topográfica muy regular. Asociada al borde oriental tiene un significativo y prominente escarpe de rumbo norte–sur, más desarrollado en la zona septentrional y en el sur de Brasil (Panario *et al.* 2014). Éste configura cerros islas de cumbres planas, coloquialmente “cerros chatos”, atributo característico de la zona norte del país (departamentos de Tacuarembó, Rivera y Artigas).
- *Fosas tectónicas*. Tanto la zona occidental de la cuenca hidrográfica del Río Santa Lucía como el eje NE en que se enmarca la Laguna Merín tienen profundas cuencas sedimentarias de *rift* abortado con registro Cretácico Tardío–Cenozoico, que al colmarse desarrollaron paisajes muy suavizados, con dominios de lomas suaves, amplias planicies de inundación y, en la zona este, importantes cuerpos de agua lagunares.
- *Paisaje maduro del Centro Sur*. El área abarcada por los departamentos de Flores, Florida, norte de San José, sur de Durazno, noreste de Colonia, comprende amplias exposiciones de basamento ígneo–metamórfico del Terreno Piedra Alta, con una zona topográficamente intermedia en el centro, de extensión oeste–este, rodeada por sectores muy planos y suavizados. Esto queda bien en evidencia al observar el patrón topográfico del país (Figura 2.5), en donde los rasgos descritos quedan bien expuestos.
- *Sierras del Este e Isla Cristalina de Rivera*. Toda la franja continua norte–sur de rocas del basamento pre–Devónico que se exponen en los departamentos de Maldonado, Lavalleja, Treinta y Tres, Cerro Largo, además del segmento discontinuo representado por la denominada “Isla Cristalina de Rivera”, en el departamento homónimo, es clasificada como área de “sierras” (Panario, 1988). Esta geoforma consta de cumbres relativas, de cimas suavizadas y elongadas, con pendientes moderadas en las faldas y conspicua en escala regional. Al exponerse principalmente en el sector oriental del país, se le denomina al conjunto de cerros “Sierras del Este”.
- *Colinas y Lomas del Este*. Asociado a las geoformas anteriores, el borde oriental desarrolla zonas topográficamente intermedias, con colinas y lomas moderadas, en un eje norte–sur y delimitadas de forma abrupta por el borde de la Fosa Tectónica de la Laguna Merín. Si bien son significativamente más inmaduras que las lomas del centro y oeste del país, estas formas siguen representando un relieve maduro y continuamente erosionado.

Es particular que en la cartografía y listado antes descrito no se haga mención de la significativa influencia de las redes de drenaje de primer orden, correspondientes a las cuencas hidrográficas del tramo final del Río Uruguay, el Río Negro, el sistema de la Laguna Merín y el Río Santa Lucía. Estas representan rasgos de gran importancia en el modelado del paisaje, distribución de los sedimentos actuales y como recurso hídrico mayor. Las geoformas de se-

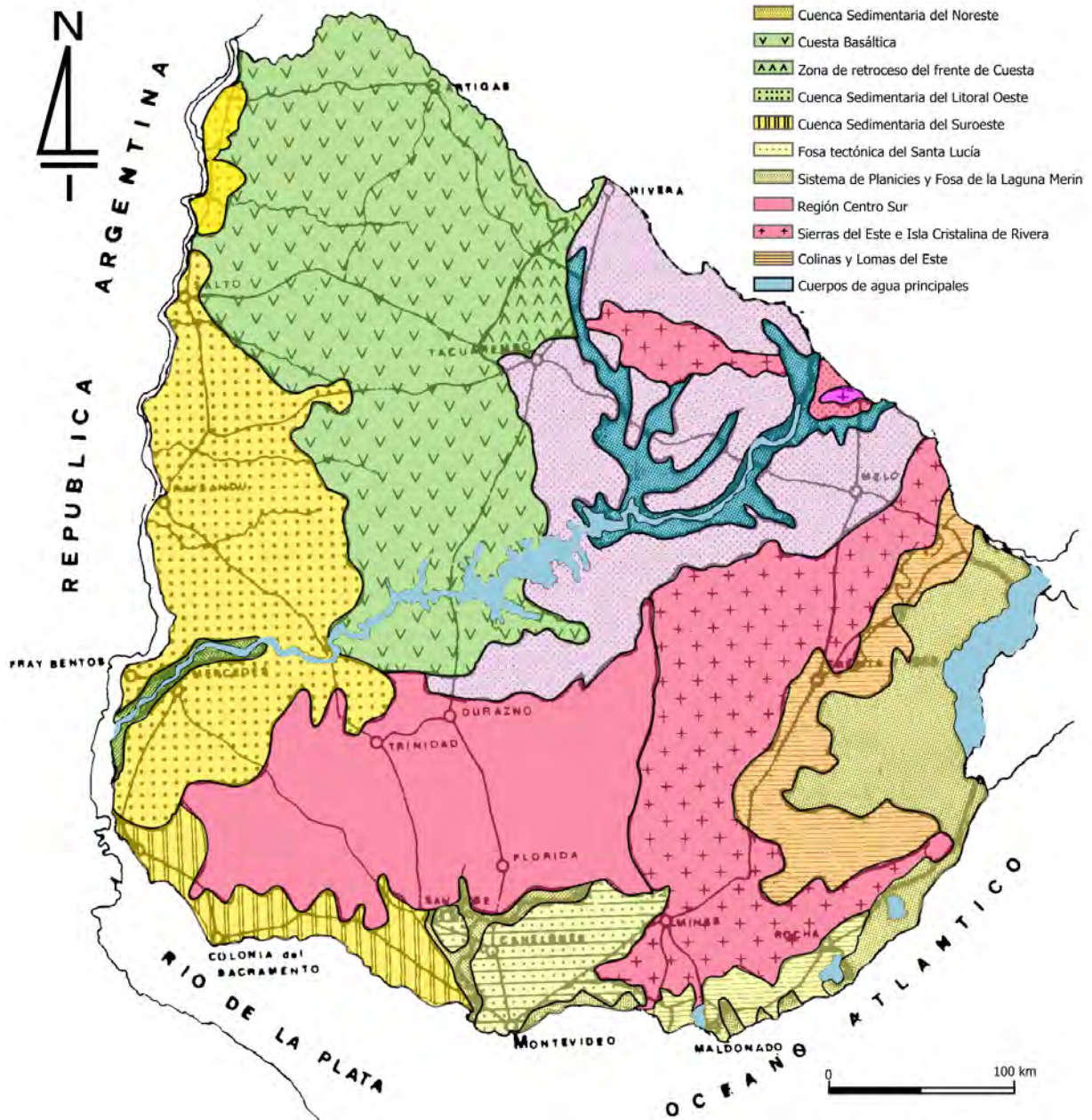


Figura 2.4: Mapa geomorfológico del Uruguay, a escala 1:1.000.000. Se muestran las geoformas de primer orden con simbologías. Los colores superpuestos sugieren una edad referencial de las unidades geológicas en las que se desarrollan las morfologías descritas. Modificado de Panario (1988).

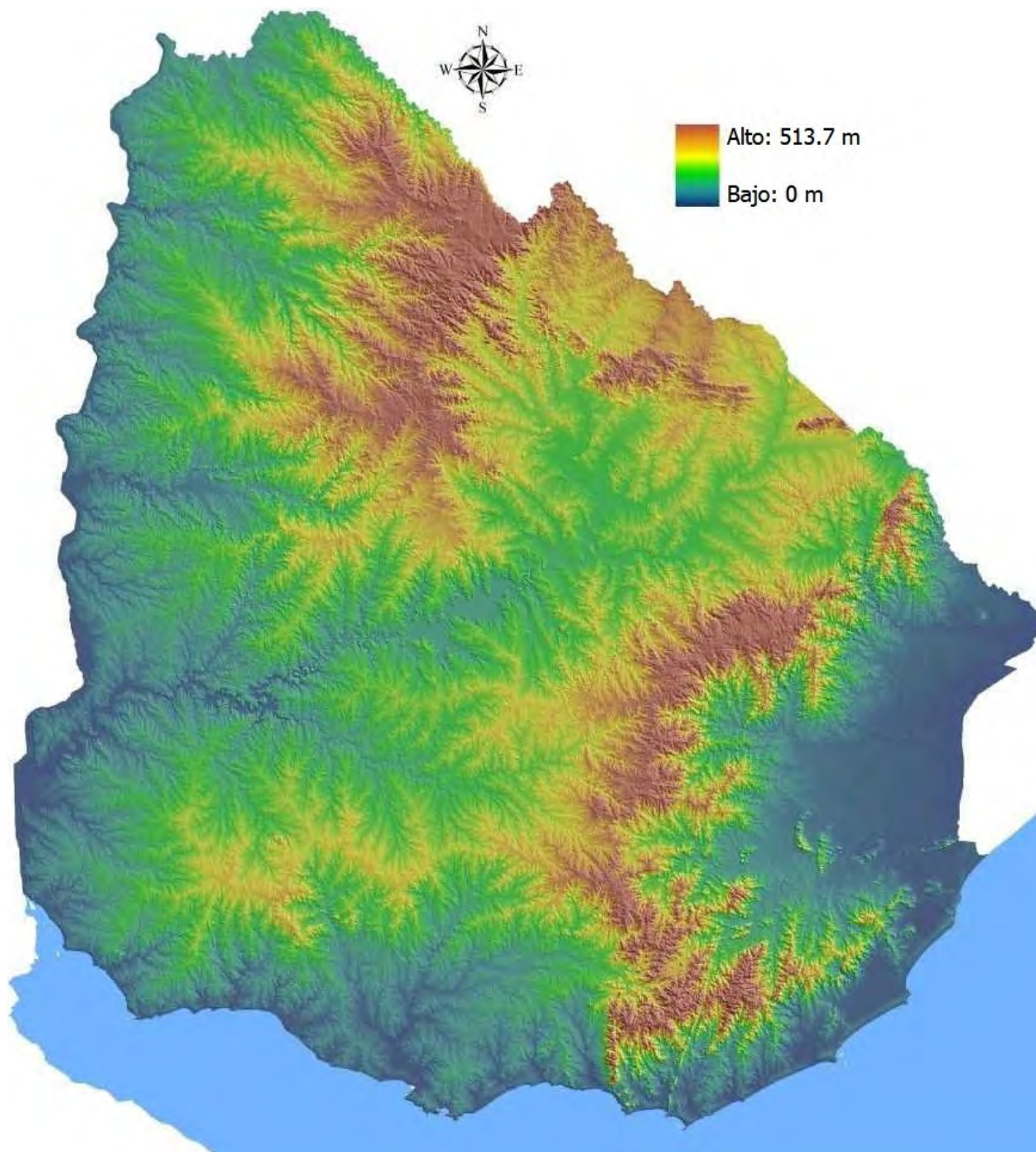


Figura 2.5: Modelo digital de terreno o elevación, para todo el Uruguay. Se construyó en base a la misión del satélite SRTM, con una resolución de 30 m^2 por pixel. La escala de colores va de azul oscuro (0 m s.n.m.) a marrón oscuro (513.7 m s.n.m.). Modificado de RENARE (2003).

gundo orden que destacan, tanto por extensión como por los procesos que conllevan, son las redes de drenaje de menor tamaño, tributarios a los sistemas mayores y muy extendidos en todo el país. Hay un predominio de escorrentía este-oeste en la zona del litoral (afluentes al Río Uruguay), norte-sur en el borde costero meridional, radial en el rango noroeste a sureste sobre la cuenca del Río Negro y, finalmente, radial entorno al margen occidental de la cuenca Laguna Merín. La divisoria de aguas dada por la Cuchilla de Haedo, en el norte, y por las Sierras del Este en el sector oriental, denotan restringidas cuencas hidrográficas, como quedó en evidencia en la Figura 2.5.

2.1.2. Estratigrafía regional

Introducción: Las rocas sedimentarias post-cámbricas en Uruguay

El registro sedimentario fanerozoico del territorio uruguayo –sin considerar las rocas cámbricas– tiene una característica muy significativa: abarca, con algunos hiatos, desde el Devónico Inferior al Holoceno. Como se acotó en la Sección 2.1.1, son seis las cuencas sedimentarias principales en todo el territorio, tres en el continente (Norte, Santa Lucía, Laguna Merín; Figura 2.6) y tres en altamar (Pelotas, Punta del Este y Oriental del Plata; Figura 2.3). A su vez, el registro cuenta con unidades de ambientes depositacionales marinos, transicionales y continentales, donde las cuencas más potentes sobrepasan los 8.000 m de espesor (Cuencas Pelotas y Punta del Este; Morales *et al.*, 2017). Cabe destacar que las rocas estratificadas post-cámbricas, sedimentarias y volcánicas, afloran en alrededor del 70 % de la superficie continental (Tabla 2.1). Dado aquello, resulta una atributo de primer orden a estudiar. Considerando que la paleontología fue de amplio interés común en los primeros investigadores geocientíficos de la región durante el siglo XIX y principios del siglo XX, no es de extrañar que los trabajos geológicos pioneros se desarrollaran en rocas sedimentarias (*e.g.* Darwin, 1839; d’Orbigny, 1842; Walther, 1915, 1931; Terra Arocena, 1926; Frenguelli, 1930; Kraglievich, 1928, 1932).

Dada la diversidad de este extenso registro fanerozoico, las seis cuencas sedimentarias princi-

Tabla 2.1: Superficie aproximada de rocas pre-devónicas y post-cámbricas en territorio continental uruguayo. Cálculo referencial en base a cartografía generalizada de las cuencas sedimentarias en de Santa Ana *et al.* (2004b).

Tipo de roca	Área cubierta aprox. [km^2]	Porcentaje [%]
Rocas estratificadas post-cámbricas	124429.5	70.6
Basamento pre-Devónico	51702.4	29.4
Total	176131.9	100.0

pales suelen ser asociadas y caracterizadas respecto a los eventos en común y sus condiciones genéticas. Como las rocas en cuestión tienen vínculos con la unidad geológica del presente estudio, se desglosan por separado los principales atributos de cada sistema sedimentario, así como las formaciones que las componen.

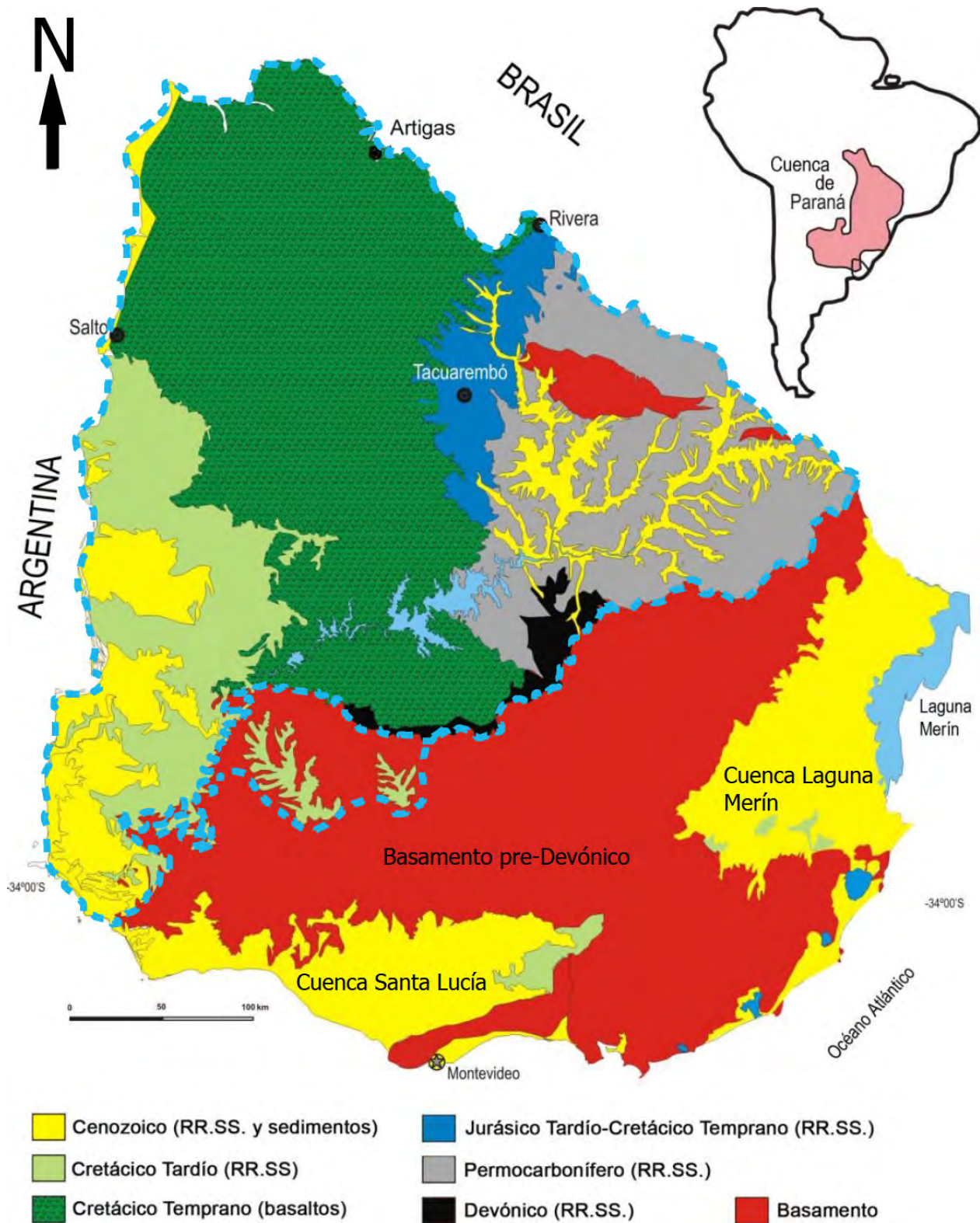


Figura 2.6: Mapa geológico esquemático de las unidades principales de la Cuenca Norte. La cuenca está delimitada por líneas segmentadas azules. RR.SS.: Rocas sedimentarias. Modificado de de Santa Ana *et al.*, 2004b.

Cuenca Norte y *Cuenca Litoral*

La Cuenca Norte corresponde a la continuación dentro de Uruguay de la Cuenca Chaco-Paraná o Paraná, como se mencionó en la Sección 2.1.1. Tectono-genéticamente, es una cuenca intracratónica generada por una significativa y prolongada subsidencia, tanto tectónica como termal. Contiene rocas estratificadas sedimentarias y volcánicas que van desde el Devónico Inferior (Grupo Durazno) al Cretácico medio (Formación Arapey) (Bossi, 1966; Preciozzi *et al.*, 1985; Bossi y Navarro, 1991; de Santa Ana *et al.*, 2004). También presenta rocas estratificadas del Cretácico superior y Cenozoico (Figura 2.6). En total, la Cuenca Paraná abarca más de 1.700.000 km^2 , en donde se acumularon hasta 7.000 m de rocas sedimentarias y volcánicas, aunque en Uruguay las potencias máximas perforadas rondan poco más de 2.300 m (Pozos Yacaré y Belén), con estimaciones de lugares con espesores de hasta 3.000 m (de Santa Ana *et al.*, 2004b). La columna estratigráfica de la cuenca en cuestión presenta unidades geológicas que abarcan varios episodios geológicos. Los ciclos clásicamente descritos por diversos autores se estructuran como sigue:

- Devónico. Grupo Durazno, compuesto por las formaciones Cerrezuelo, Cordobés y La Paloma (Bossi, 1966), aflora en diversas localidades del Departamento de Durazno, donde las tres formaciones representan prominentes fases de profundización de la cuenca, en una secuencia siliciclástica transgresiva-regresiva que fue depositada en una plataforma marina somera de agua fría (Sprechtman *et al.*, 1993; Uriz *et al.*, 2016).
- Carbonífero al Permo-Triásico. Grupo Cerro Largo, comprendido por las formaciones San Gregorio, Cerro Pelado, Tres Islas, Fraile Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar, Yaguarí y Buena Vista, *sensu* Goso *et al.* (1996) (de Santa Ana *et al.*, 2004a). Esta megasecuencia es muy conspicua y potente, marcado en su inicio por extensos registros sedimentarios glaciales, glacio-marinos o periglaciales (Formación San Gregorio), dando paso luego a una importante transgresión marina pérmica de poca profundidad (Formaciones Tres Islas y Fraile Muerto). La regresión de dicho mar da paso a depósitos litorales con influencia mareal (Formaciones Paso Aguiar y Yaguarí). La continentalización final en el permo-Triásico da lugar a las dunas eólicas bien preservadas de la Formación Buena Vista (de Santa Ana *et al.*, 2004b).
- Jurásico Medio-Superior al Cretácico Inferior. Representado por: (1) las formaciones Cuchilla del Ombú, Tacuarembó y Rivera, con múltiples sinonimias (*e.g.* Grupo Batoví Dorado *sensu* Bossi y Navarro, 1991; Formación Itacumbú y Tacuarembó *sensu* de Santa Ana *et al.*, 2004b), que registran el desarrollo de un extenso desierto de latitudes medias con cuerpos de agua efímeros interdunares; (2) la Formación Arapey (Bossi, 1966), un gigantesco registro de *ca.* 1000 m de lavas basálticas fisurales, configurando una Gran Provincia Ígnea (*Large Igneous Province*, en inglés) denominada Paraná-Etendeka, marcando el quiebre definitivo del Supercontinente Gondwana y la apertura del Océano Atlántico Sur; (3) la Formación Cuaró (Bossi *et al.*, 1975; Preciozzi *et al.*, 1985), un conjunto de filones y diques alimentadores e intrusivos a la Formación Arapey (Muzio, 2004).
- Cretácico Superior: Formaciones Guichón, Mercedes y Asencio (Bossi, 1966; Bossi y Navarro, 1991); Formación Queguay (Goso y Perea, 2004) o sinonimia excluyendo procesos edáficos terciarios (Martínez y Veroslavsky, 2004). En este registro sedimentario, restringido al sector occidental del país, se hallan rocas fluviales y lacustres/palustres,

de una gran cuenca endorreica con aportes proximales gruesos.

- Cobertura cenozoica: Formaciones Fray Bentos, Camacho y Raigón; unidades cuaternarias; y depósitos no consolidados recientes.

La Figura 2.7 muestra la distribución de oeste–noroeste a este–sureste de la litoestratigrafía de la Cuenca Norte, según de Santa Ana *et al.* (2004b). Sin embargo, las rocas post–basálticas

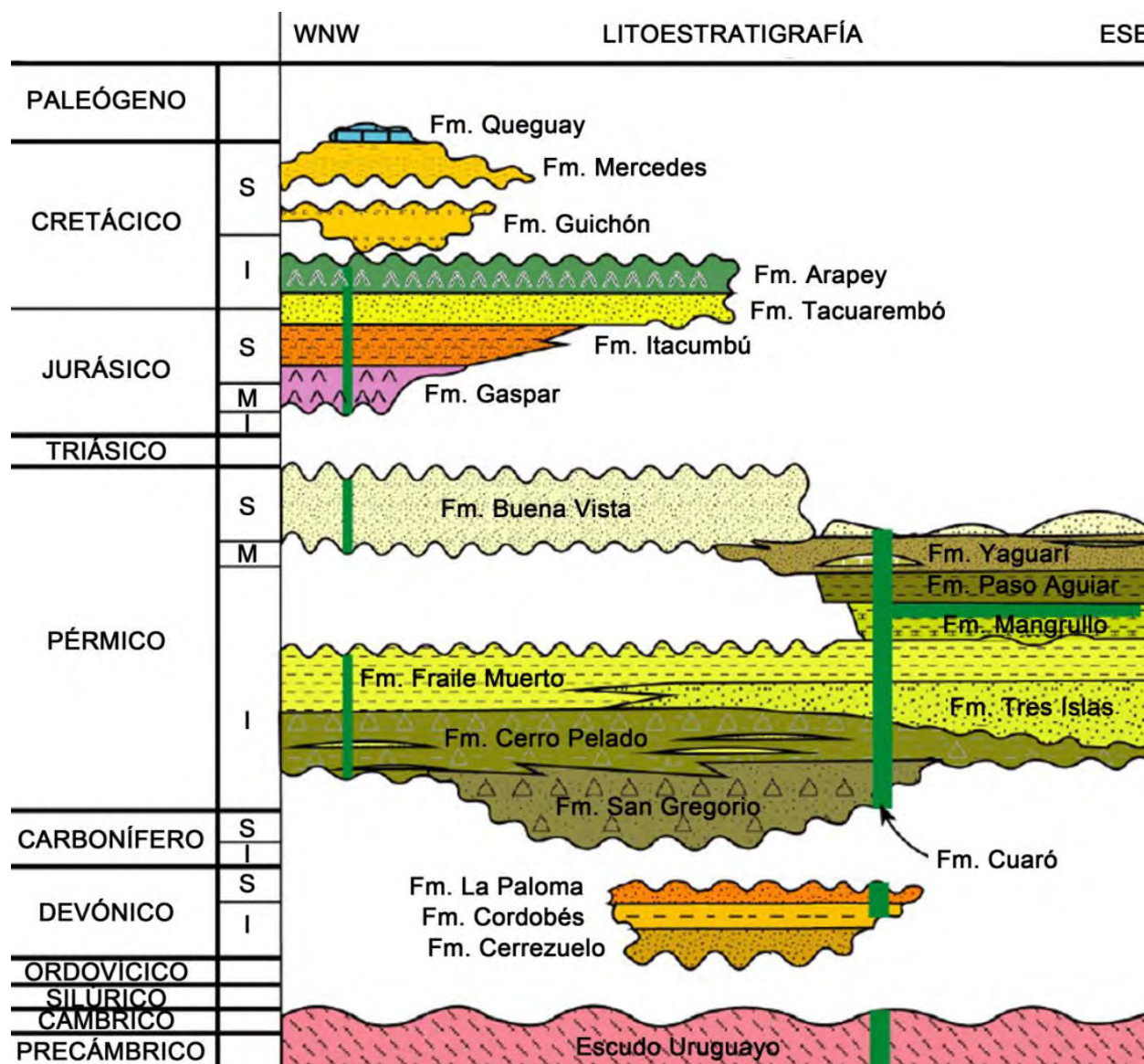


Figura 2.7: Columna estratigráfica de la Cuenca Norte *sensu* de Santa Ana *et al.* (2004b), con variación geográfica en el eje WNW–ESE y principales hiatos. No se muestra la cobertura sedimentaria cenozoica. Modificado de de Santa Ana *et al.* (2004b).

cretácicas y cenozoicas restringidas al margen sur–occidental –Departamentos de Salto, Paysandú, Río Negro, Colonia, Flores y Durazno– se han descrito como una asociación aparte, la llamada *Cuenca Litoral* (*e.g.* Goso, 1999; Goso y Perea, 2004; Figura 2.8). El argumento principal para el tratamiento diferencial es una génesis y registro sedimentario singular. En Goso y Perea (2004) se menciona que:

“[...] El escenario sedimentario durante el Mesozoico en esa porción de Uruguay –que geográficamente se continuó en la Mesopotamia argentina– tuvo un origen y una historia depositacional particular, que amerita su tratamiento independiente del resto de las cuencas del país. Si se considera el conjunto total de su relleno (Cretácico + Cenozoico), éste no alcanza las tres centenas de metros, pero sus depósitos han sido motivo de muchos estudios geológicos e interesantes hallazgos paleontológicos. En ellos están registradas las condiciones paleoambientales que comenzaron a partir del Neocomiense y se expone muy bien un conjunto de procesos epigenéticos que se produjeron durante el Terciario Inferior.[...]”

Goso y Perea (2004, p. 144)

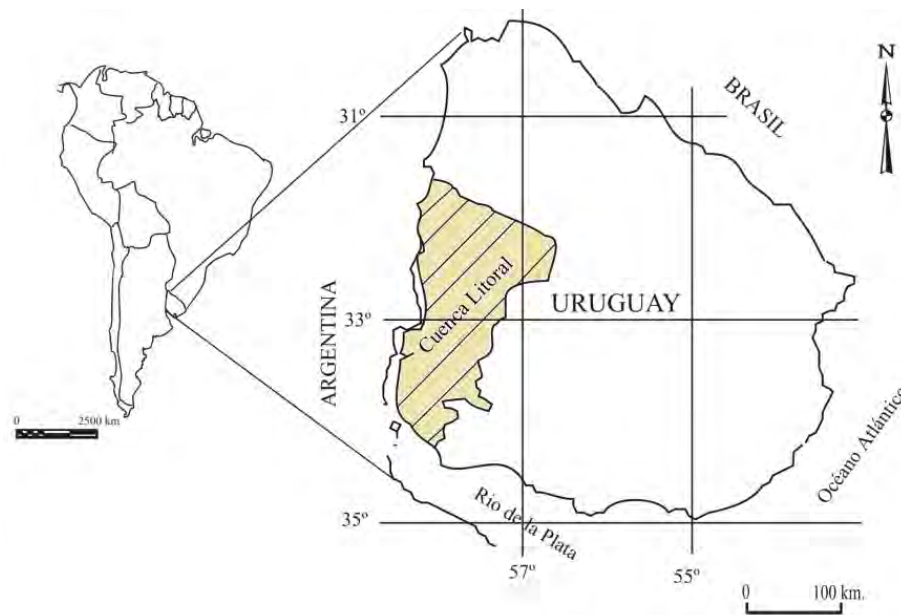


Figura 2.8: Ubicación de la Cuenca Litoral en Uruguay. Modificado de Goso y Perea (2004).

La relevancia de considerar la Cuenca Litoral como unidad tectono-estructural diferente es mayor si el objeto de estudio estuviese en el rango cronoestratigráfico cubierto por su registro geológico. Incluso en dicha situación, algunas de las formaciones tienen expresiones y correlaciones fuera del área asociada a esta cuenca, en los departamentos de Tacuarembó y Canelones (Goso y Perea, 2004, p. 143). Es decir, la ubicación geográfica actual es la misma que tienen algunas sedimentitas del Cretácico medio de la Cuenca Norte, pero al describir unidades con rangos geocronológicos más recientes se considera la denominación de otro elemento tectono-sedimentario, esta vez controlado por la tectónica extensional dada por la fragmentación gondwánica y no por la subsidencia dada pre-*rifting* (Martínez y Veroslavsky, 2004).

Esta diferenciación se hace muy significativa para las sucesiones sedimentarias cenozoicas, por lo que su caracterización se considera relevante. Goso y Perea (2004) presentan un mapa geológico esquemático de gran escala con las principales unidades cretácicas y la distribución de la cobertura consolidada cenozoica (Figura 2.9). En el mismo se distinguen las formaciones Guichón (Aptiano-Albiano) y Mercedes (Campaniano-Maastrichtiano), que representan sistemas fluviales de alta energía y abanicos aluviales proximales interdigitados. Bajo el criterio de los autores no se consideran los niveles edafizados de la Formación Asencio (*sensu* Bossi,

1966; Bossi *et al.*, 1975), acorde a que el evento de ferrificación sería en areniscas de Formación Mercedes, durante el Eoceno. También, la propuesta de formalización de la Formación Queguay para las calcretas y silcretas con fósiles de moluscos continentales, aflorantes en el área comprendida por la Cuenca Litoral, conlleva que se asigne esta unidad al Paleoceno temprano y se extienda el registro sedimentario de la misma (Veroslavsky y Martínez, 1996; Goso y Perea, 2004; Veroslavsky y de Santa Ana, 2004). Una discusión bien extendida respecto al

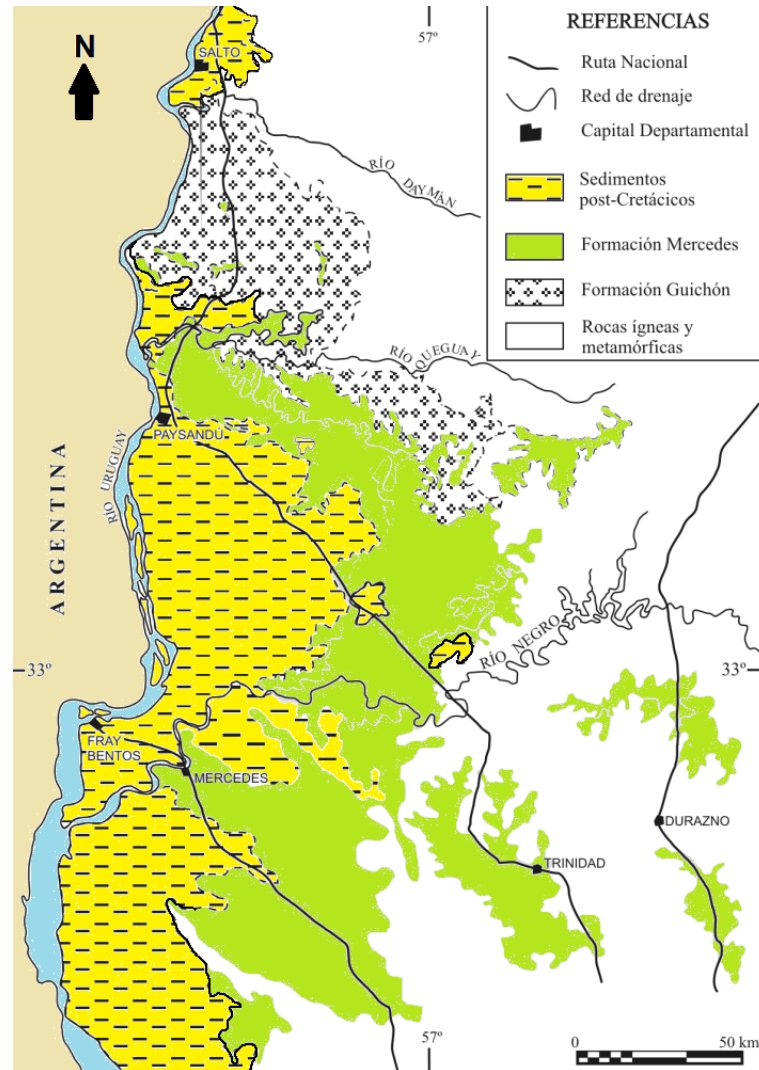


Figura 2.9: Mapa geológico esquemático de la Cuenca Litoral. Modificado de Preciozzi *et al.* (1985) en Goso y Perea (2004).

estatus nomenclatural y formal de la estratigrafía y unidades con paleosuelos se desarrolla en Martínez y Veroslavsky (2004). En dicho trabajo se consideran las distintas propuestas y sus dificultades operativas o descriptivas.

Registro sedimentario Cenozoico

La columna estratigráfica cenozoica de la Cuenca Litoral presenta diversas unidades litoestratigráficas que abarcan episodios significativos, tanto continentales como marinos. Las

unidades con afloramientos en el área comprendida corresponden de base a techo, según diversos autores (*e.g.* Bossi *et al.*, 2001; Veroslavsky *et al.*, 2004), a:

- Calizas del Queguay o Formación Queguay (Paleoceno), no depositacional.
- Geosuelo del Palacio o Miembro del Palacio de la Formación Asencio (Eoceno), no depositacional.
- Formación Fray Bentos (Oligoceno).
- Formación Camacho (Mioceno).
- Formación Raigón (Plioceno).
- Formación Salto (Plioceno).
- Formación Libertad (Pleistoceno).
- Formación Chuy (Pleistoceno tardío).
- Formación Dolores (Pleistoceno tardío–Holoceno).
- Formación Villa Soriano (Holoceno).
- Depósitos no consolidados recientes.

A efectos del presente trabajo, se detalla en extenso la estratigrafía cenozoica del territorio continental, independiente de la cuenca sedimentaria, por considerarse atingente a la temática y zona de estudio. En específico, se describen las formaciones Fray Bentos, Camacho (de forma extensa en la Sección 2.2), Raigón, Salto, Libertad, Chuy, Dolores y Villa Soriano. A su vez, la Figura 2.10 resume el arreglo de estas unidades en el tiempo geológico, con sus relaciones de contacto.

Unidades sedimentarias cenozoicas del territorio continental uruguayo:

1. Formación Fray Bentos (Lambert, 1940; Caorsi y Goñi, 1958; Bossi *et al.*, 1975) (Oligoceno superior?)

Es una unidad clástica continental con amplias exposiciones dentro del Uruguay (Ubilla, 2004). Los mayores afloramientos se distribuyen en el margen occidental y sur del Uruguay, desde Bella Unión en el Departamento de Artigas hasta el Departamento de Colonia, y en el centro-este de las provincias argentinas de Entre Ríos y Corrientes (Goso, 1965; Preciozzi *et al.*, 1985; Bossi y Navarro, 1991; Ubilla, 2004). La primera mención de estos niveles fue hecha por Charles Darwin, donde comentó estos sedimentos como “Limo rojizo semejante al Pampeano” (Darwin, 1846). En esa instancia, atribuyó los niveles en cuestión y los de unidades cuaternarias en un solo paquete, dado que las características litológicas y genéticas son muy similares entre sí. Se compone de un arreglo complejo de diversas litofacies, que van desde granulometrías con fracciones muy finas, arcillosas y limosas, intercaladas en distintas configuraciones con niveles de granulometrías gruesas a muy gruesas, arenas gruesas a clastos tamaño bloque-guijarrón, en algunos casos los clastos son angulosos a subangulosos, en otros el redondeamiento es mayor, y existe una variación cuantiosa del porcentaje de matriz, principalmente en las litofacies gruesas. Los colores rosados, rojizos y marrones oscuros son reiteradamente mencionados en las descripciones disponibles. Otro aspecto significativo es la mención de sucesivos paleosuelos, dados por el desarrollo de calcretas, silcretas, nódulos calcáreos y silíceos y rizolitos carbonáticos en numerosas localidades. En el litoral oeste se encuentra generalmente sobreyaciendo en contacto erosivo o paraconcordante con el basamento cristalino y metamórfico, unidades sedimentarias cretácicas y rocas

calcáreas (Calizas del Queguay). Subyace en discordancia erosiva a la Formación Camacho (Mioceno) y Formación Salto, y en paraconcordancia a formaciones cuaternarias tanto continentales (Libertad, Dolores) como marinas (Chuy, Villa Soriano), así como a depósitos no consolidados holocenos, aluviales y fluviales. A partir de asociaciones de mamíferos fósiles, se ha sugerido una Edad Mamífero Sudamericana –*SALMA* en inglés– *Deseadense* (Oligoceno superior?), principalmente por la presencia del marsupial *Proborhyaena gigantea* (Mones y Ubilla, 1978) y el placentario *Scarrittia robusta* (Ubilla *et al.*, 1994), con biocronones acotados a dicha edad mamífero.

2. **Formación Camacho** (Caorsi y Goñi, 1958; Bossi, 1966)

(Mioceno tardío?)

Si bien la unidad de estudio se describe en extenso en la Sección 2.2, cabe mencionar que las rocas de esta formación registran una transgresión marina miocena de importante contenido fosilífero y con buenas exposiciones, principalmente en los departamentos de San José y Colonia. Consta principalmente de sedimentos silicoclásticos que van desde arcillitas verdosas a conglomerados finos blanquecinos, donde las condiciones paleoambientales representarían una plataforma marina somera con temperaturas subtropicales.

3. **Formación Raigón** (Goso, 1965; Preciozzi *et al.*, 1985)

(Plioceno temprano?)

Previo a 1965, se agrupó continuamente esta unidad en el *Pampeano* (Jones, 1954) y en la “Unidad Arazati” (Caorsi y Goñi, 1958). En el informe inédito de Goso (1965), se describen niveles en las proximidades de la Estación Raigón (Departamento de San José), donde se les otorgó el rango de formación, que luego Preciozzi *et al.* (1985) seguiría. Se compone de: areniscas finas a muy finas, bien seleccionadas, con cemento arcilloso variable, de fábrica masiva y generalmente con colores gris claro; areniscas medias, regular a mal seleccionadas, subredondeadas a subangulosas, feldespáticas, con porcentajes variables de arcilla, en colores blancos amarillentos y rojizos; areniscas conglomerádicas a conglomerados, polimícticos, subredondeados a subangulosos, con muy bajo porcentaje de arcilla; lentes de arcillas masivas, verdes a grisáceas claras. Se ha sugerido un ambiente depositacional fluvial, con variaciones laterales y hacia la base a facies “litorales”, en condiciones de clima semiárido (Preciozzi *et al.*, 1985). Es discordante con el basamento ígneo-metamórfico y con la Formación Fray Bentos, mientras que algunos autores sugieren un contacto transicional con la Formación Camacho. Subyace en discordancia erosiva a unidades cuaternarias. Se ha sugerido una edad pliocena, a partir del contenido de mamíferos fósiles, que la vinculan a la Edad Mamífero Sudamericana *Montehermosense*.

4. **Formación Salto** (Walther, 1931; Lambert, 1940; Bossi, 1966)

(Pleistoceno)

Corresponde a areniscas finas a medias, de colores rojizos, con intercalaciones de niveles arcillosos–arenosos y conglomerádicos. Walther (1931) las designa “cuarcitas opalinas fluvioógenas de Salto”. Bossi (1966) le otorga rango formacional. Corresponden a un ambiente fluvial, que en la base “podría pautar eventos marino–litorales” (Preciozzi *et al.*, 1985). Es discordante con unidades cretácicas y con la Formación Fray Bentos. Acorde a relaciones estratigráficas y dataciones radiométricas en el lado argentino, Veroslavsky y Montaña (2004) sugieren una edad pleistocénica.

5. **Formación Libertad** (Goso y Bossi, 1966)

(Pleistoceno)

Descrita en el sur del Uruguay, próximo al poblado homónimo, según Preciozzi *et al.* (1985) tendría 30 m de potencia, entre superficie y subsuperficie. Está compuesta principalmente por limolitas café rojizo con dispersos niveles de arena gruesa, nódulos carbonáticos y asociaciones mencionadas en la literatura como loésicas. Se han mencionado paleosuelos, una geometría tabular y estratificación gruesa, pero generalmente predomina una fábrica maciza (Bossi *et al.*, 2009). Acorde a observaciones geomorfológicas, se han sugerido dos episodios depositacionales, Libertad I y II, relativos a cambios climáticos (Panario y Gutiérrez, 1999). Sobreyace en discordancia a rocas precámbricas, paleozoicas, mesozoicas y neógenas, mientras que subyace a unidades del Cuaternario tardío y al desarrollo de suelos actuales (Tófalo *et al.*, 2009). Cuenta con numerosos hallazgos de vertebrados fósiles (mamíferos, aves, entre otros). A partir de la mastofauna, se ha sugerido una SALMA *Ensenadense* para ciertas asociaciones, aunque pueden estar representadas otras edades mamífero (Preciozzi *et al.*, 1985; Martínez y Ubilla, 2004; Ubilla y Martínez, 2016).

6. **Formación Chuy** (Goñi y Hoffstetter, 1964)

(Pleistoceno tardío)

Correspondía originalmente a arenas cuarzosas, amarillentas a rojizas, semi-consolidadas, bien redondeadas y seleccionadas, que ocasionalmente contiene nódulos y costras ferruginosas. En descripciones posteriores se mencionan además gravas y arcillas (*e.g.* Preciozzi *et al.*, 1985; Bossi y Navarro, 1991), aunque tendría considerables variaciones laterales, en potencias de hasta 30 m (Ubilla y Martínez, 2016). Cuenta con un amplio contenido de invertebrados fósiles marinos, donde el ambiente depositacional descrito es marino a marginal. Sobreyace al basamento ígneo–metamórfico, a la Formación Fray Bentos, a la Formación Camacho y a la Formación Libertad. Subyace a la Formación Dolores o a depósitos recientes. Ubilla y Martínez (2016) resumen datos geocronológicos absolutos para esta unidad, restringiéndola a un rango entre 35 ka y 30 ka (Pleistoceno tardío).

7. **Formación Dolores** (Goso, 1972)

(Pleistoceno tardío – Holoceno temprano)

Principalmente expuesta en el sur de Uruguay (Departamentos de Soriano, Río Negro, Colonia, Canelones), con potencias de hasta 10 m. Sobreyace en discordancia al basamento ígneo–metamórfico, a la Formación Fray Bentos y a la Formación Chuy (Preciozzi *et al.*, 1985). Se caracteriza por facies de limolitas verdosas a grises, arcillitas, niveles finos con gruesos subordinados y areniscas en matriz arcillosa. También se han descrito carbonatos, niveles macizos de arcilla/limo, laminaciones paralelas, lóbulos incisos y geometrías tabulares. Recientemente, Ubilla y Martínez (2016) publicaron una recopilación de edades absolutas, donde se le otorga un rango aproximado de entre 25 ka y 10.4 ka a la formación.

8. **Formación Villa Soriano** (Antón y Goso, 1974 –Primera mención publicada–)

(Holoceno)

Unidad clástica, con abundantes fósiles de invertebrados marinos y estuarinos, equivalente a la denominación “*Querandinense*” o “*Platense*” dada en Argentina para los sedimentos de una transgresión holocénica. Se ha descrito con dos grupos principales de facies, uno arenoso y otro dominado por finos (limos y arcillas), haciendo distinción a los posibles ambientes depositacionales dominantes en cada régimen. Sobreyace al

basamento cristalino, a unidades sedimentarias paleógenas, neógenas y cuaternarias. Subyace solo depósitos recientes. A partir de datos geocronológicos absolutos, Ubilla y Martínez (2016) acotan la edad a un rango entre *ca.* 7–1.5 ka, enmarcándola en el Holoceno medio a tardío.

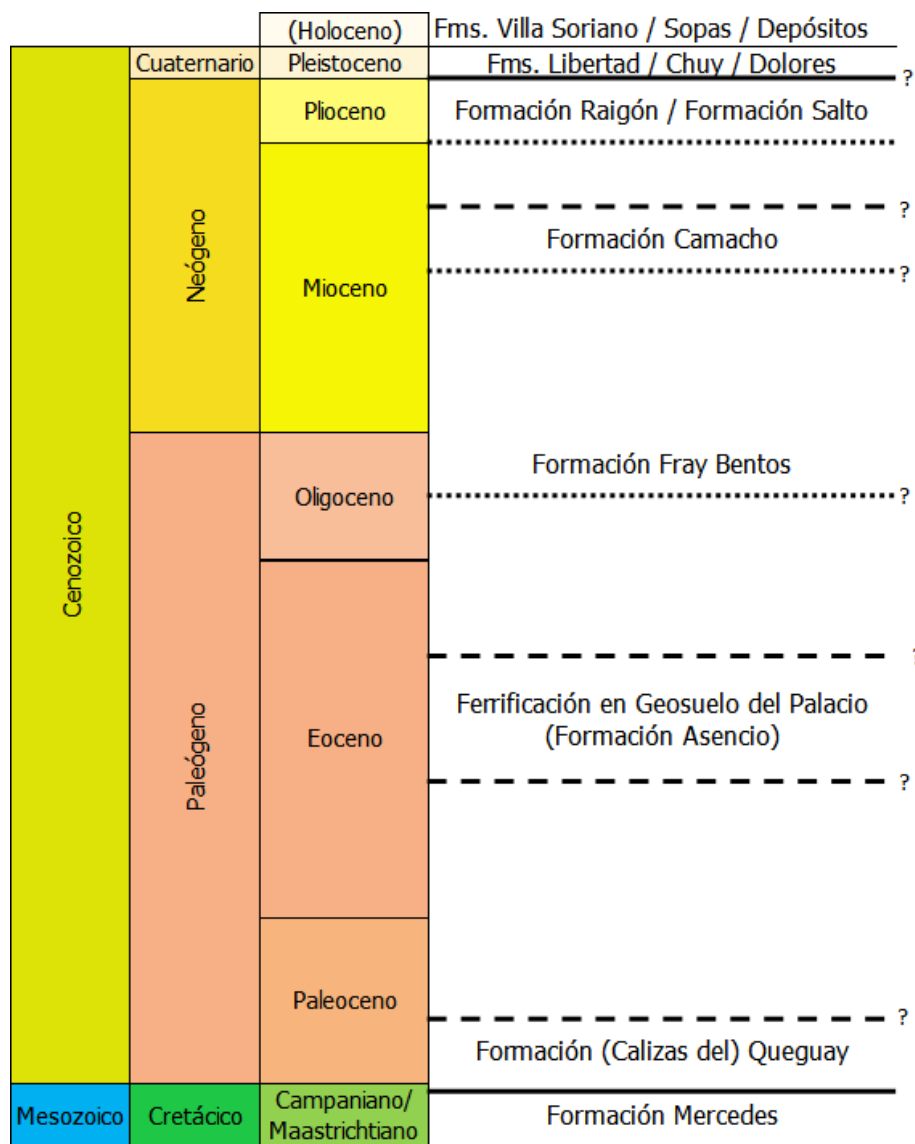


Figura 2.10: Cuadro cronoestratigráfico del Cenozoico continental uruguayo en superficie. Con relaciones de contacto de las principales unidades discutidas en el texto.

Cuencas sedimentarias mesozoicas Santa Lucía y Laguna Merín

Las cuencas Santa Lucía y Laguna Merín se describen asociadas porque son fosas tectónicas *-rifts*, en inglés- sin-genéticas, producto de la fragmentación del supercontinente Gondwana y la apertura definitiva del Océano Atlántico Sur durante el Jurásico Superior tardío – Cretácico Inferior (Bossi y Navarro, 1991; Veroslavsky *et al.*, 2004). Más aún, el quiebre de la mencionada gran masa continental desarrolló al menos tres grandes depocentros y estructuras, que unidas se han descrito como “*Lineamiento Santa Lucía – Aiguá –*

Laguna Merín” o SaLAM, *sensu* Veroslavsky *et al.* (2004) (Figura 2.6). Este lineamiento tiene una extensión de 450 km de largo, 40 a 60 km de ancho, con una orientación E-NE a NE, cortando el basamento pre-Devónico (Veroslavsky *et al.*, 2004). Geográficamente va desde el actual Estuario del Río de la Plata a la Laguna Merín. La estructura tuvo un desarrollo en dos pulsos tectónicos principales: subsidencia tectónica y transcurrancia dextral. Los segmentos de este gran lineamiento están asociados a la segmentación del basamento cratónico, dado por las zonas de cizalle Sarandí del Yí y Sierra Ballena. Las cuencas están colmatadas por potentes rellenos volcánico-sedimentarios cretácicos, con más de 2.000 m de espesor (Formaciones Migués, Castellanos, Cañada Solís). A su vez, cuenta con relativamente escasa cobertura sedimentaria cenozoica (oligocénica y miocénica), que estaría condicionada al control estructural de las fallas secundarias cretácicas que dominaban los depocentros secundarios durante ese momento geológico (Veroslavsky *et al.*, 2004). Esa cobertura correspondería a las formaciones Fray Bentos y, en menor medida, Camacho.

En la zona central del gran lineamiento (Aiguá), se encuentran principalmente relictos en superficie de lavas cretácicas con composición bimodal (Bossi y Navarro, 1991): basaltos (Formación Mariscal del Grupo Lascano) y riolitas (Formación Arequita del Grupo Lascano). Muzio (2004) describe en extenso su expresión, extensión, composición y geocronología.

La zona oriental, correspondiente a la Cuenca Laguna Merín, tiene *ca.* 1000 m de relleno perforado principalmente volcánico, con basaltos de la Formación Puerto Gómez (Caorsi y Goñi, 1958; Bossi, 1966). Al igual que en la Cuenca Santa Lucía, la cobertura sedimentaria cenozoica es proporcionalmente menos potente. Un resumen de los rellenos, disposición, edad y dominio estructural se representa en la Figura 2.12.

Cuencas sedimentarias de altamar u *offshore*

Como ya se mencionó en la Sección 2.1.1, en el mar territorial uruguayo se han descrito y reconocido tres cuencas sedimentarias: Pelotas (Fontana, 1987; 1990), Punta del Este (Stoakes *et al.*, 1991) y la de mayor profundidad y lejanía, Oriental del Plata (Soto *et al.*, 2011) (Figura 2.3). Si bien la génesis de las tres es común y se remonta a la apertura del Océano Atlántico durante el *rifting* mesozoico (Stoakes *et al.*, 1991; Morales *et al.*, 2017), resulta importante destacar que las primeras dos han tenido espacio de acomodación de forma continua hasta la actualidad, evidencia de actividad tectónica ininterrumpida. Clásicamente, el modelo de Stoakes *et al.* (1991) sugiere cinco etapas para el relleno:

- *pre-Rift*. Relleno con depósitos sedimentarios paleozoicos (Gondwánicos, equivalentes a los hallados en Cuenca Norte).
- *sin-Rift* – Secuencia A. Relleno principalmente volcánico, desde el Jurásico Superior al Cretácico Inferior.
- *post-Rift* – SAG o subsidencia térmica, Secuencia B. Relleno clástico de la cuenca.
- *post-Rift* – Secuencia C. Transgresión marina maastrichtiana y paleógena.
- *post-Rift* – Margen pasivo, Secuencia D. Transgresión miocena y relleno en fase de margen pasivo.

Recientemente, Morales *et al.* (2017) caracterizó dentro de las cuencas Pelotas y Punta del Este 15 discontinuidades y 14 secuencias, a través de sísmica 2D recolectada entre 2007 y

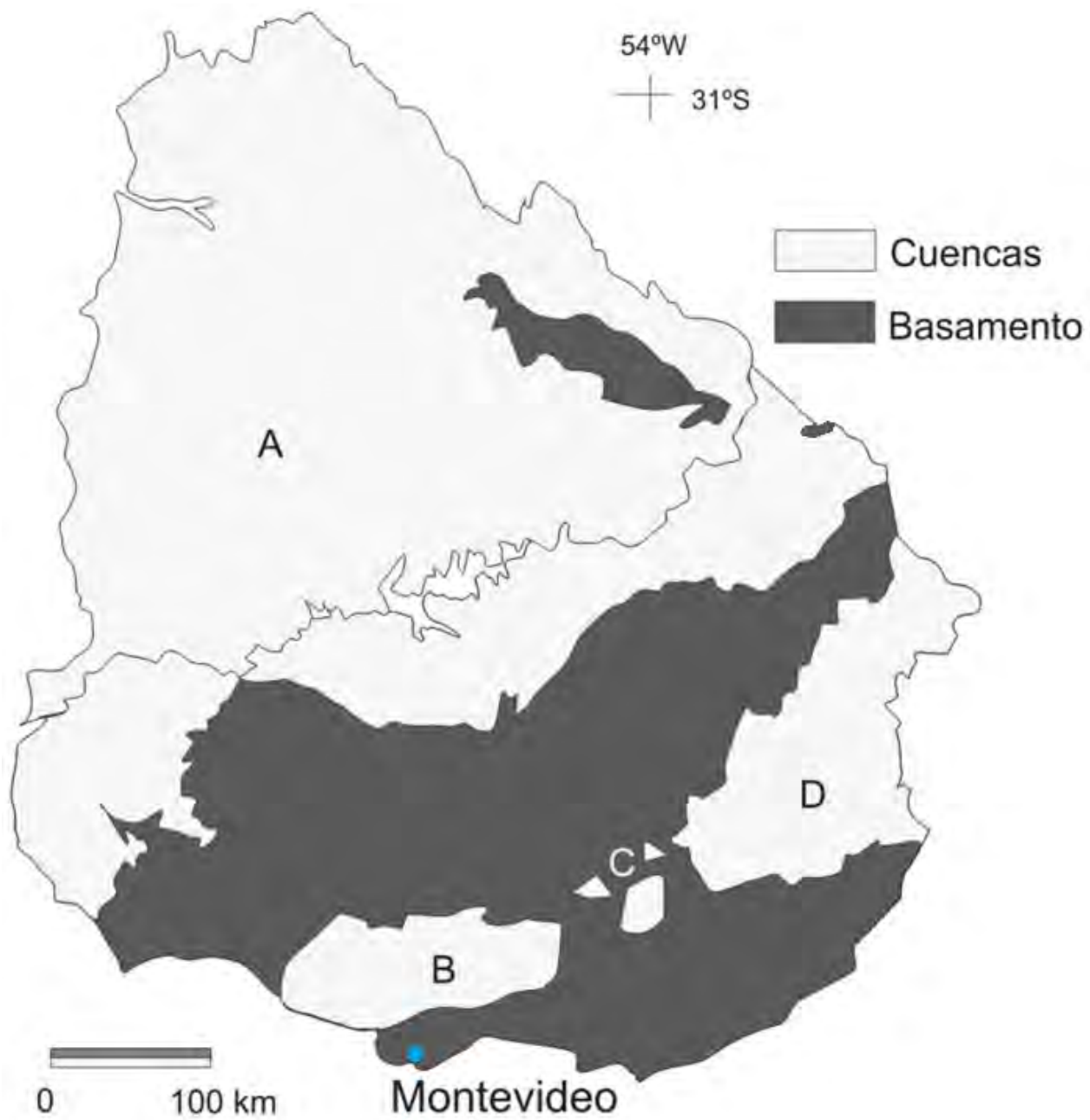


Figura 2.11: Cuencas del lineamiento Santa Lucía – Aiguá – Laguna Merín. A: Cuenca Norte. B: Cuenca Santa Lucía. C: Depósitos volcánicos entorno a Aiguá. D: Cuenca Laguna Merín. Modificado de Veroslavsky *et al.* (2004).

Unidades litoestratigráficas del Lineamiento Santa Lucía - Aiguá - Merín				
Edad	Segmento sudoccidental Santa Lucía	Segmento intermedio Minas - Lascano, etc.	Segmento nororiental Aiguá - Laguna Merín	Fase tectónica
Cretácico	Albense CS Ca Mi	? Mi ?	Mi?	Transcurrente dextral
	Aptense PG Aq	Aq PG Aq	MaVC PG	
Jurásico	Neocomense CS PG		DaRB	Extensional

Figura 2.12: Cuadro litoestratigráfico del lineamiento Santa Lucía – Aiguá – Laguna Merín. Incluye las principales fases tectónicas y unidades estratigráficas. CS: Formación Cañada Solís. PG: Formación Puerto Gómez. DaRB: Dacitas de Río Branco. Aq: Formación Arequita. MaVC: Macizo Alcalino de Valle Chico. Ca: Formación Castellanos. Mi: Formación Migues. ?: Sedimentitas asignadas a las formaciones Migues y Cañada Solís. Modificado de Veroslavsky *et al.* (2004).

2008. La correlación litológica fue hecha a partir de los pozos Gaviotín y Lobo, perforados en la década del 70' y descritos por Stoakes *et al.* (1991). De las catorce secuencias, la primera corresponde al pre-*Rift*, de la segunda a la cuarta representan el periodo sin-*Rift*, y las restantes ocurren en el post-*Rift*.

Cabe destacar la enorme significancia en estas cuencas de su potente registro cenozoico, especialmente desde el Mioceno. Estimados por sísmica, la Cuenca Pelotas llega a tener espesores con más de 3.000 m de potencia para el Mioceno, tanto en Uruguay como en Brasil (Morales *et al.*, 2017) (Figura 2.13). Los autores correlacionan este aumento en el espacio de acomodación a una importante subsidencia flexural. Citando a Cobbold *et al.* (2007), sugieren que a su vez respondería al desarrollo de la Fase Quechua de deformación cortical y alzamiento de los Andes Centrales, evento acaecido en el Mioceno medio a tardío.

Tanto la correlación regional como la cuantía de los espesores sedimentarios cobran especial significancia si se vincula a la Formación Camacho, el equivalente en superficie de esta potente acumulación en el margen de la plataforma marina. La siguiente sección describe, en forma extensa, la unidad en cuestión y sus generalidades en el registro dentro del territorio continental, así como las unidades litoestratigráficas correlativas en Argentina.

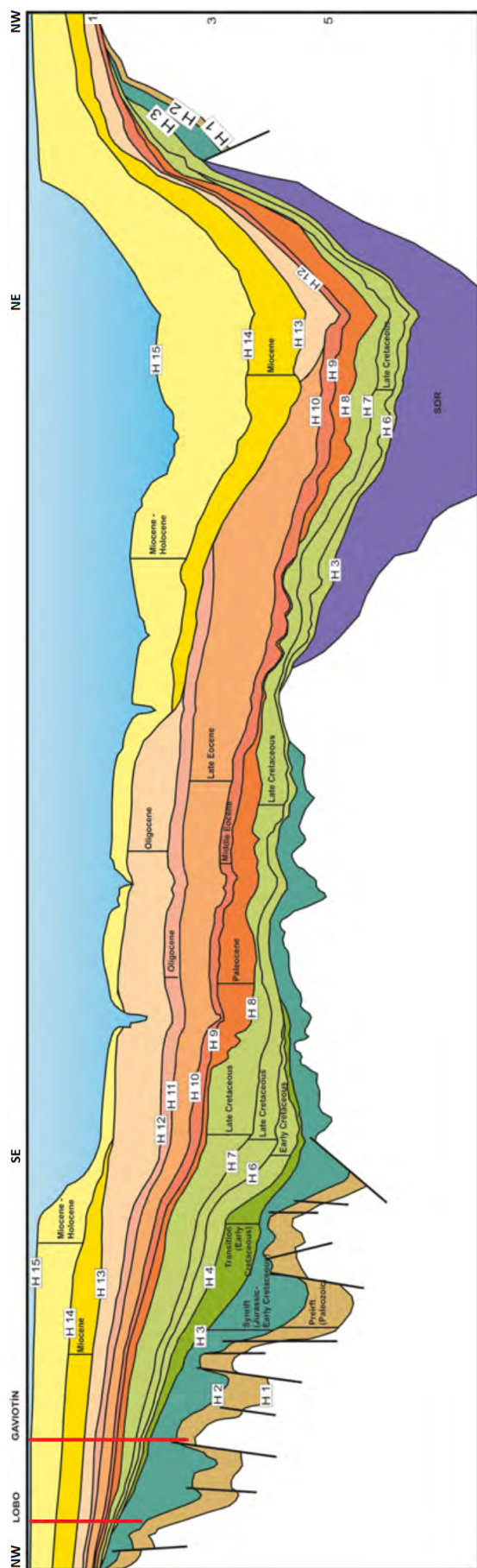


Figura 2.13: Sección sísmica arbitraria interpretada de las cuencas Punta del Este y Pelotas. Las principales superficies de secuencia están demarcadas en negro. Las edades geológicas se asignaron a partir del control y correlación con los pozos exploratorios Lobo y Gaviotín, marcados en rojo. La escala vertical es en segundos (Tiempo de ida y retorno, *TWT*). Cada línea de límite se denota con el rótulo H. Los colores se asocian a distintos periodos geológicos donde, de base a techo, se reconocen: Café claro, Paleozoico; Azul verdoso, Jurásico-Cretácico temprano; Verde oliva, Cretácico temprano; Verde claro, Cretácico tardío; Naranja rojizo, Paleoceno; Damasco, Eoceno Medio; Naranja claro, Eoceno tardío; Rosado, Oligoceno; Amarillo fuerte, Mioceno; Amarillo claro, Mioceno-Holoceno. SDR: Reflectores hacia la cuenca (*Seawards-Dipping Reflectors*, en inglés). Extraído de Morales *et al.* (2017).

2.2. Marco geológico local

2.2.1. Antecedentes generales sobre la Formación Camacho

Los niveles sedimentarios en superficie de la Formación Camacho fueron tomados en cuenta y reportados en primera instancia, con criterios científicos contemporáneos, por Charles Darwin y Alcides d'Orbigny en sus respectivos viajes por Sudamérica (Darwin, 1839; d'Orbigny, 1842). El foco principal de dicha revisión fueron los abundantes invertebrados marinos fósiles que encontraron en las costas de los actuales departamentos de San José y Colonia. En su tercer libro de geología, *Observaciones Geológicas en América del Sur* (1846), Darwin menciona una exhaustiva recolección en niveles sedimentarios, entre ellos:

“[...] *Ostrea patagonica* d'Orbig., *Ostrea alvarezii* d'Orbig., *Pecten paranensis* d'Orbig., *Pecten darwinianus* d'Orbig., *Pecten actinoides* Sowerby, *Terebratula patagonica* Sowerby, e impresiones de una *Turritella*[..]”.

Darwin (1846, p.195)

Este envía luego el material colectado a Francia para que lo revise d'Orbigny. Si bien el análisis malacológico fue bastante minucioso, descripciones más precisas de la litología no fueron realizadas hasta las primeras décadas del siglo XX (Martínez, 1994).

Durante la primera mitad del siglo pasado se generan los intentos pioneros en revisar y describir la geología de los niveles aflorantes en San José y Colonia. A grandes rasgos existieron dos grupos de investigadores que aportaron al estudio de la unidad: el primero conformado por aficionados uruguayos que recorrieron gran parte de los afloramientos, el segundo integrado por profesionales argentinos que desarrollaron trabajos más precisos pero bastante más acotados geográficamente (Martínez, 1994).

En el primer grupo se destacan los trabajos de Teisseire (1928) y Roselli (1938), quienes visitaron numerosos depósitos del Departamento de Colonia, siempre con un enfoque principalmente paleontológico, mas algunos ilustrando incluso columnas estratigráficas. Más aún, Teisseire (1928) reconoce la presencia de la formación en el Departamento de San José – Transgresión *Entreterrriana* y *Araucana*– (Martínez, 1994).

El segundo grupo tuvo como actores más influyentes a Frenguelli (1930) y Kraglievich (1928, 1932). Ambos se concentraron fundamentalmente en los niveles de Punta Gorda (Colonia) y sus alrededores, mas cada uno con criterios distintos. El primero concibió un sistema segregador en varios “pisos” –*paranaense*, *mesopotamiense*, *entrerriense*– acorde a las distintas litologías vistas; el segundo consideró toda la unidad dentro de un solo gran evento, la “transgresión marina *entrerriana*” (Kraglievich, 1932; Martínez, 1994). Hasta ese momento, el foco principal de análisis de todos los autores fue respecto a las facies de areniscas, coquinas y lumaquelas. Las facies de granulometrías más finas fueron menos revisadas, asumiéndose probablemente que no eran portadoras de macrofósiles de cuerpo.

Posteriormente, otros autores contemporáneos realizaron sus propias denominaciones, equivalentes con la Formación Camacho y, en parte, entre sí: *e.g.* la Formación Terciaria de Walther (1915), el Piso Paraná de Walther (1931), los depósitos de la Transgresión Marina Entrerriana de Lambert (1941) (Sprechmann *et al.*, 2000). El hito o punto de inflexión significativo ocurre a mediados del siglo XX, cuando se realizan distintos trabajos de cartografía geológica en

el territorio uruguayo. El Departamento de Colonia es mapeado en detalle por Serra (1943), realizando la mayor relevación de afloramientos hasta el momento reportada y, al mismo tiempo, globalizando por primera vez los datos. En el mentado trabajo se hace distinción de dos tipos de depósitos: bancos de conchillas y areniscas finas blancas; y areniscas arcillosas gris-verdosas. En la suposición original se sugirió además que ambos se superponen. Caorsi y Goñi (1958) describen los niveles como “Areniscas fosilíferas de Camacho”, dándole este nombre debido a una cantera que sirvió de base para su primera descripción litoestratigráfica. Por ende, sugieren de forma pionera una localidad y sección tipo en el corte próximo a la Capilla Narbona, sobre el Arroyo de las Víboras, en el centro oeste del Departamento de Colonia y a un costado del Río Uruguay (Perea y Martínez, 2004). El siguiente hito a considerar es la descripción otorgando un rango formacional a los niveles, dada por Goso y Bossi (1966), reciclando un reporte interno de ANCAP del primer autor, no publicado (Goso, 1965) titulado “El Cenozoico del Uruguay”. En dicho trabajo se mencionan de forma muy escueta las principales litologías:

“[...] depósitos areno-arcillosos, en los que varía el contenido de cada fracción. de modo que se encuentran desde arcillas gris-verdosas. hasta arenas blancas bien seleccionadas. con litologías intermedias [...]”

Goso (1965, p.17)

En forma más reciente, Francis y Mones (1965b) definen la Formación San José para los afloramientos del departamento homónimo (balnearios Kiyú, parador Ordeig y Puerto Arazatí). El enfoque de estos autores es el registro paleomastozoológico de las barrancas, por lo que la información geológica es considerablemente acotada y sin los requisitos mínimos de las guías y estándares internacionales de nomenclatura estratigráfica. Autores posteriores (*e.g.* Martínez, 1994; Sprechmann *et al.*, 2000; Verde, 2002; Perea y Martínez, 2004; Perea *et al.*, 2013) consideraron que, dada la falta de representatividad de estos afloramientos en Kiyú y su baja potencia, sería más adecuado mantener la convención y denominación de Formación Camacho, tomando en cuenta además que su uso –al menos las *Areniscas de Camacho*– precede en algunos años a esta posterior definición.

Subsecuentemente, Bossi *et al.* (1975) definen la Formación Martín Chico, mas lo escueto de sus descripciones no permite afirmar con certeza si hay una correspondencia, al menos parcial, con parte de la Formación Camacho (Perea y Martínez, 2004).

Martínez (1994) propone la división de la Formación Camacho en dos miembros, siguiendo la línea segregadora de Serra (1943). Estos son descritos como sigue:

Miembro San Pedro. Está compuesto predominantemente por limolitas arenosas verde-grisáceas bioturbadas, entre las que se intercalan niveles de areniscas generalmente delgadas y muy ricas en fósiles. Excepcionalmente pueden existir niveles arcillosos, en este caso de muy poco espesor. En el departamento de Colonia estas litologías se caracterizan por la abundancia de icnofósiles, invertebrados marinos y algunos vertebrados, en tanto que la mayor diversidad de vertebrados continentales se registra en el conjunto de litologías finas expuestas en la base de las barrancas de Kiyú y Arazatí en el departamento de San José.

Afloramientos de las barrancas de San Pedro, descritos por Sprechmann *et al.* (1994), fueron propuestos por Martínez (1994) como hipostratotipo de la Formación Camacho y, a su vez,

sección tipo del miembro (Perea y Martínez, 2004).

Miembro Cerro Bautista. El grupo de litologías predominantemente arenosas ya referidas, se halla en superficie solamente en el Departamento de Colonia; contiene abundantes fósiles de invertebrados, algunos dientes de selacios y muy contados restos de mamíferos terrestres. Una buena exposición de las mismas se observa en el Cerro Bautista, en la desembocadura del Arroyo de las Víboras, cerca de la ciudad de Carmelo, dado aquello el nombre de la unidad. Este sitio se caracteriza por la presencia de areniscas muy finas a finas, blancas, maduras, intercaladas o subyacentes a niveles más gruesos, muy ricos en fósiles. Pueden existir en la base delgados paquetes de arcillitas gris verdosas, plásticas y macizas. Las estructuras sedimentarias se observan principalmente en los niveles de areniscas medias a gruesas.

La interpretación dada de estos comprende depósitos de plataforma interna muy cercanos a la costa, de aguas someras, canales y planicies estuarinas, tempestitas muy proximales, depósitos intermareales y de playa (Perea y Martínez, 2004). En la actualidad, los trabajos más recientes han utilizado esta convención dicotómica de manera generalizada, siendo la más aceptada bajo los marcos conceptuales. Inclusive, Martínez (1994) plantea una cartografía referencial de los mismos, publicada posteriormente en Perea y Martínez (2004) (Figura 2.14). A nivel local y en el marco de la campaña de cartas geológicas 1:100.000 llevada a cabo por DINAMIGE, Facultad de Ciencias y Facultad de Agronomía, la Formación Camacho fue cartografiada a escala 1:100.000 en el noreste del Departamento de Colonia por Ferrando *et al.* (1989a,b). Estos trabajos relevan el área comprendida en las hojas topográficas R-23, R-24 y P-24. Sin embargo, la memoria explicativa de ambos trabajos es muy acotada y no comprende, por ejemplo, columnas estratigráficas ni nuevas definiciones de las unidades sedimentarias relevadas.

Cabe destacar que, a nivel regional, la formación fue mencionada y cartografiada en las cartas geológicas del Uruguay a escala 1:500.000 por Caorsi (1957), 1:1.000.000 por Bossi *et al.* (1975), 1:500.000 por Preciozzi *et al.* (1985) y 1:500.000 por Bossi *et al.* (1998) y Ferrando (2001). Por ende, si bien es una unidad litoestratigráfica de poca extensión areal, tiene significancia a escala local y regional.

En Sprechmann *et al.* (2000) se hace una acabada síntesis de los lugares con ocurrencias y exposiciones de la unidad dentro del territorio continental uruguayo, donde se destaca la aparición exclusiva en el borde meridional del país, con exposiciones en superficie exclusivamente en el centro-oeste del mismo (Figura 2.15).

2.2.2. Contexto, correlaciones y paleogeografía

Durante el Mioceno, una vasta región del territorio centro-oriental argentino fue cubierta por un mar de poca profundidad, que avanzando desde el sudeste se extendió hasta el noroeste de Argentina. Los depósitos más orientales de esta transgresión, conocida como *Entreterriense* o *Paranense*, corresponden a las sedimentitas de las formaciones Puerto Madryn (noreste de la Patagonia; Scasso *et al.*, 2001), Paraná (provincia de Entre Ríos; Aceñolaza, 2000), y, según diversos autores, Camacho (Uruguay) (del Río, 2004). En común se aprecia el desarrollo de facies intermareales, de plataforma externa y de plataforma media (*e.g.* Scasso y del Río, 1987; Martínez 1994).

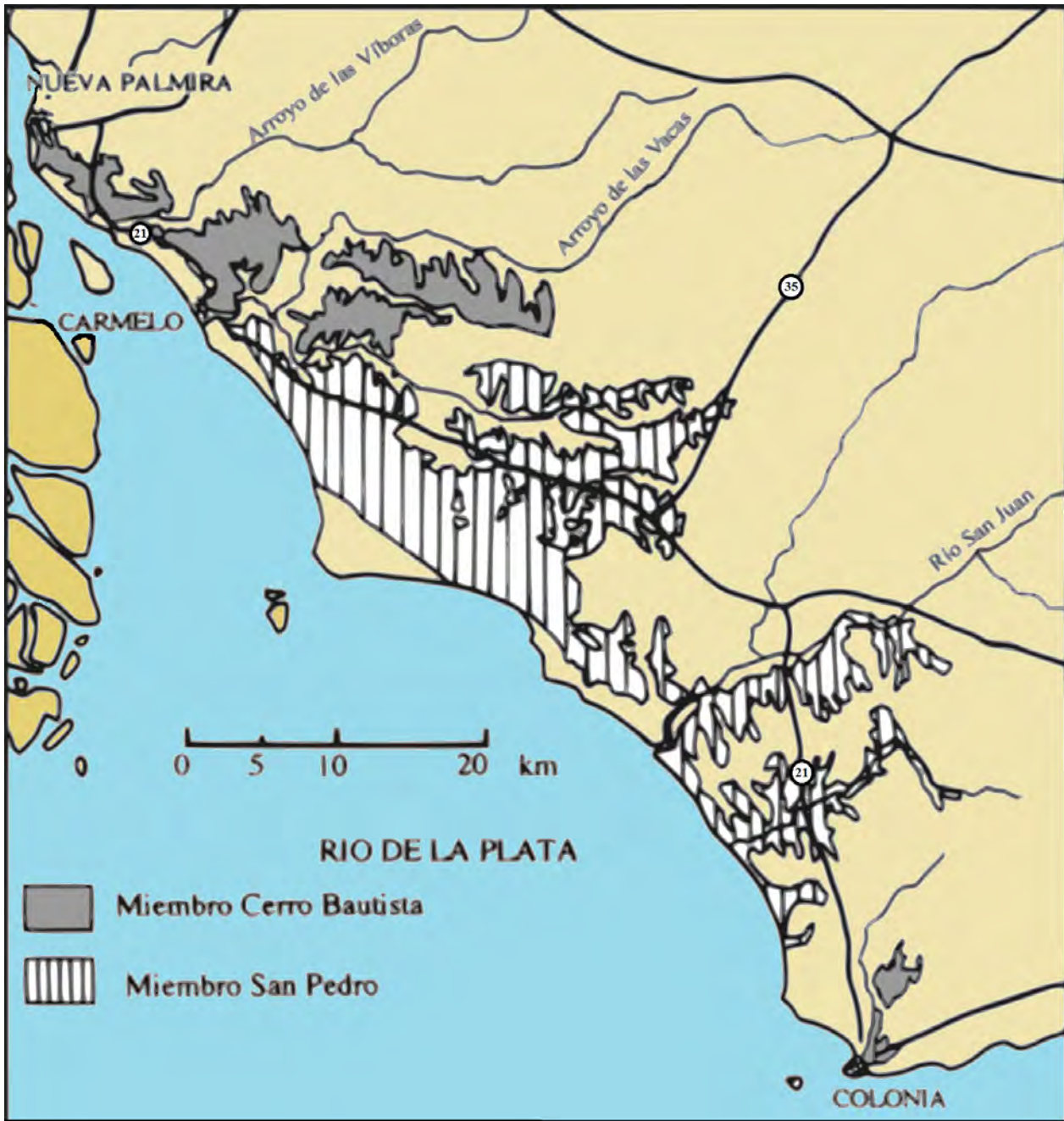


Figura 2.14: Distribución de los miembros de la Formación Camacho, según Martínez (1994). La cartografía comprende exclusivamente el borde occidental del Departamento de Colonia. Modificado de Perea y Martínez (2004).



Figura 2.15: Esquema de las zonas con depósitos y las localidades más significativas de la Formación Camacho. En amarillo los depocentros reconocidos de esta formación en el continente. Los recuadros segmentados encierran las zonas con afloramientos superficiales y los círculos blancos simbolizan perforaciones. Los puntos rojizos oscuros marcan localidad con afloramientos significativos. Modificado de Sprechmann *et al.* (2000).

El rasgo distintivo de las unidades mencionadas lo constituye su rica y abundante fauna de moluscos, cuyo estudio ha permitido conocer su diversidad, el diseño paleocirculatorio y la evolución paleobiogeográfica del área. Según del Río (1988), los moluscos de esa época integran la Biozona de “*Aequipecten*” *paranensis*, que se extiende desde el norte de la Patagonia hasta la latitud de la provincia de Entre Ríos. A pesar que esta zona se registra a lo largo de todo el litoral “*entrerriense*”, la asociación que forma parte de la misma posee características propias para cada región. Esto condujo a la clara diferenciación de dos unidades biogeográficas bien delimitadas durante el Mioceno. La más austral, denominada *Provincia Valdesiana*, se extendía desde aproximadamente los 42°S hasta los 37°-39°S, latitud a partir de la cual continuaba la *Provincia Paraniana*, extendiéndose hacia el norte a través de la provincia de Entre Ríos, hasta el sur de Brasil. La malacofauna de la primera estuvo representada por la asociación contenida en la Formación Puerto Madryn, y aquella de la Provincia Paraniana por las faunas de las formaciones Paraná y Camacho. Entre ambas unidades, se habría extendido una zona de transición, representada por la fauna de mezcla recuperada en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires (del Río, 2004).

2.2.3. Localidad y sección tipo

La localidad y sección tipo original fue designada por Caorsi y Goñi (1958) en las canteras abandonadas “de Camacho”, entre las ciudades de Carmelo y Nueva Palmira, en el corte pró-

ximo a la Capilla Narbona, sobre el Arroyo de las Víboras (Perea y Martínez, 2004). Debido a lo pequeño de su exposición, autores posteriores sugirieron que, si bien aceptaban la localidad, no se trataba de la más adecuada (Goso y Bossi, 1966; Bossi y Navarro, 1991). Por su parte, Martínez (1994) argumenta además que dicha cantera sería inadecuada por presentar solamente una parte de la amplia variabilidad litológica de la formación, y aún ésta en forma muy parcial.

Goso y Bossi (1966) y Bossi y Navarro (1991) sugirieron que habría sido preferible utilizar el perfil de la localidad de Punta Gorda, próximo a Nueva Palmira ($33^{\circ}54'39.27''\text{S}$, $58^{\circ}25'5.72''\text{O}$). Este afloramiento, al igual que la cantera original, se encuentra hoy cubierto por una espesa vegetación que se intensifica de forma progresiva. Martínez (1994) Considera que, independiente de ese detalle, dicha sección continúa con el problema de la representatividad meramente parcial de la variabilidad litológica.

Bajo estos precedentes, el mismo autor sugiere mantener la sección y localidad tipo original pero, acorde a las convenciones del momento, designar una sección de referencia o *hipoestratotipo* a una nueva sección, localizada inmediatamente al sur del Arroyo San Pedro ($34^{\circ}20'19.80''\text{S}$, $57^{\circ}55'46.62''\text{O}$) y que, a su vez, complementaría a la clásica columna estratigráfica de la Cantera Camacho en cuanto a litología y contenido fosilífero. El perfil en cuestión, descrito por Sprechmann *et al.* (1994), es al mismo tiempo la sección tipo del Miembro San Pedro propuesto por el mismo autor, tal como se describió en la Sección 2.2.1.

2.2.4. Litoestratigrafía

Relaciones de contacto

Como se describe en Sprechmann *et al.* (2000), las rocas asignadas a la Formación Camacho se apoyan en discordancia erosiva sobre unidades geológicas de distinta naturaleza: cuerpos predominantemente graníticos y metamórficos del Terreno Tandilia (*sensu* Bossi y Gaucher, 2014) –departamentos de Colonia y San José– y Cuchilla Dionisio –en el subsuelo de los departamentos de Maldonado y Rocha–; basaltos de la Formación Mariscal, eventualmente en el subsuelo con riolitas de la Formación Arequita; o sedimentos cretácicos correspondientes a las formaciones Migues, Mercedes y Asencio; pero más frecuentemente sobre las sedimentitas continentales de la Formación Fray Bentos. Resulta cubierta también en discordancia erosiva por las formaciones Raigón, Libertad y Chuy. En algunas áreas existen dificultades para definir el límite superior de Camacho, en particular para distinguir entre litologías de las formaciones Camacho y Raigón en los Departamentos de Colonia y San José. Parte de este problema deriva de que los trabajos anteriores a Bossi *et al.* (1975), consideraban a todas esas unidades como sincrónicas con pasajes laterales entre ellas (*e.g.* Bossi, 1966). Esta problemática es más significativa en litofacies frecuentes de la transición entre Formación Camacho y Formación Raigón, portadoras de numerosos fósiles de vertebrados de ambientes terrestres y conformadas principalmente por fangolitas verdes, expuestas en las barrancas y plataformas de abrasión actual del Departamento de San José. En ese sector fue donde se definió la previamente mencionada Formación Kiyú por Francis y Mones (1965), no existiendo acuerdo acerca de su asignación litoestratigráfica. Ha sido considerada como estratigráficamente basal dentro la Formación Raigón por Goso y Bossi (1966) y Bossi y Navarro (1991). Por el contrario, De Santa Ana *et al.* (1988), Da Silva (1990), Perea (1993, 1998) y Martínez

(1994) la incluyen como la litofacies cuspidal de la Formación Camacho. Bajo la perspectiva de Sprechmann *et al.* (2000), mientras no se haya resuelto la controversia se sugirió designarla como “litofacies Kiyú”.

Siguiendo a Sprechmann *et al.* (2000), esta situación tiende a resolverse por la aplicación de tres criterios:

Litoestratigráficos: Definidos a partir de Bossi *et al.* (1975) al caracterizar la Formación Martín Chico entre ambas y establecer a las formaciones Camacho y Raigón como diacrónicas y discordantes.

Paleoambientales: Acorde a que la Formación Camacho corresponde a facies marinas mientras que las formaciones Raigón y Libertad fueron formadas en ambientes continentales (Bossi *et al.*, 1998).

Paleontológicos: La Formación Camacho contiene fósiles marinos los cuales tipifican, al menos, a la mayor parte de sus litofacies y permiten su separación de los niveles con un predominio de fósiles continentales.

En el sureste del Uruguay, donde no aflora, la falta de sondajes a testigo corrido dificulta precisar las características litológicas de la Formación Camacho y sus relaciones estratigráficas con las unidades suprayacentes, además de analizar la eventual existencia de depósitos continentales sincrónicos, existiendo varias hipótesis al respecto (*e.g.* Goso y Bossi, 1966; Sprechmann 1978; Bossi y Navarro, 1991; Bossi *et al.*, 1998), que van desde la discordancia a la interdigitación, en función de las ideas de cada autor de la evolución de la costa atlántica del Uruguay desde el Mioceno hasta el Pleistoceno.

Litologías

Una primera columna estratigráfica detallada y con descripción extensa de la bioestratigrafía se encuentra en Sprechmann *et al.* (1994). Sin embargo, la revisión litológica más acabada en la literatura continúa siendo, a la fecha, Sprechmann *et al.* (2000). En dicho trabajo se comenta que la Formación Camacho está integrada fundamentalmente por:

“[...]Materiales de origen detrítico tales como arcillitas, limolitas, fangolitas, areniscas desde muy finas a gruesas y, en menor medida, conglomerados; y material de origen orgánico tales como lumaquelas o coquinas de muy diversa biofábrica y composición.[...]”

Sprechmann *et al.* (2000, p. 51).

En Punta Gorda y sus alrededores, Bossi y Navarro (1991) señalan areniscas ubicadas en la base de la formación, donde el perfil comienza con un estrato métrico pero que llega hasta 5 m en áreas cercanas, de areniscas muy finas y altamente arcillosas -generalmente definidas como *pelitas*-, macizas y de color verde a gris verdoso, que hacia arriba pasan a espesores casi decamétricos, de areniscas blancas (color N9) muy finas extremadamente bien seleccionadas, muy cuarzosas, de alta redondez, con escaso cemento arcilloso y a veces carbonático, en las que ocasionalmente se pueden encontrar algunos lentes fangolíticos de colores verdosos

similares a los basales.

La columna estratigráfica descrita en Sprechmann *et al.* (1994) para la localidad San Pedro muestra el predominio de fangolitas de colores verdes con frecuentes intercalaciones submétricas de areniscas muy finas y finas de color gris muy claro, a veces con estructuras tipo *hummocky*, con coquinas dispuestas en estratos o en concreciones. También se señala el desarrollo de areniscas macizas gris amarillentas, tipo “*shifting sands*”, así como biostromas y “*patch reefs*” en varias localidades del departamento de Colonia e incluso de San José. En la plataforma continental Stoakes *et al.* (1991) mencionan la ocurrencia de arcillitas gris verdosas ricas en fósiles intercaladas con areniscas glauconíticas y con lignito.

Los estudios petrográficos publicados son muy escasos: Goso y Bossi (1966) señalan que las areniscas blancas inferiores del perfil de Punta Gorda poseen el 90 % de los granos entre 0.12 y 0.06 mm. Ferrando *et al.* (1989b) señalan para las areniscas la siguiente composición promedio de la fracción liviana entre 0.25 y 0.12 mm: 80 % de cuarzo, 11 % de feldespatos potásicos y 8 % de plagioclasas. Vrba y Tófaló (1998) analizan algunas litologías arenosas y concluyen que se trata de arenas cuarzo-feldespáticas y arcosas cementadas por abundante carbonato. La asociación de los minerales livianos indica procedencia desde el basamento cristalino, aunque la de los minerales pesados señala algún grado de aporte de rocas volcánicas básicas.

2.2.5. Contenido fosilífero

La Formación Camacho ha proporcionado numerosos taxa fósiles: foraminíferos (Sprechmann, 1978), ostrácodos, gastrópodos, bivalvos, braquiópodos, equinodermos, crustáceos, briozoos, tiburones, rayas, delfines, ballenas, e inclusive vertebrados continentales. Los fósiles más abundantes son notoriamente los moluscos. También se encuentran numerosos icnofósiles, descritos en extenso por Verde (2002) y (2004). Una lista casi completa de la diversidad de los taxa hallados se presenta en Sprechmann *et al.* (2000), en la cual faltaría principalmente completar los reportes de icnogéneros e icnoespecies (Perea y Martínez, 2004).

Según Martínez (1994), las asociaciones de invertebrados identificadas son de carácter autóctono – parautóctono, y sus integrantes vivieron en una diversidad de subambientes dentro de la plataforma interna del “mar *entrerriense*”. Se trata de organismos que requirieron aguas cálidas y una salinidad normal-marina a levemente reducida (Sprechmann, 1978). Excepto en algunos casos restringidos, todas las asociaciones son de fondos blandos.

Respecto a los vertebrados continentales se han realizado una gran cantidad de estudios, principalmente en materiales provenientes de los balnearios Kiyú y Arazatí (*vide* Perea *et al.*, 2013). La abundancia de vertebrados continentales en los afloramientos del departamento de San José y la bahía de la ciudad de Colonia del Sacramento ha hecho suponer la presencia de facies netamente costeras-litorales. Además de algunos otros vertebrados, es en estas facies donde se encuentra la gran diversidad de mamíferos continentales del ya mencionado Miembro San Pedro de la Formación Camacho, la cual representa la mejor muestra de mamíferos neógenos de Uruguay y única ventana que proporciona información sobre el contexto continental del Mioceno tardío de Uruguay (Perea *et al.*, 2013).

2.2.6. Edad

Las sugerencias de edad en la Formación Camacho se basan en diferentes criterios, bien expuestos en Sprechmann *et al.* (2000) y que se muestran a continuación:

- **Correlaciones con el Entierriense–Paranense y unidades estratigráficas de Argentina:** Figueiras y Broggi (1971), evaluando datos malacológicos consideraron que la Formación Camacho pertenece al Mioceno Superior. Sin embargo, Del Río (1988, 1990, 1991) concluye que las malacofaunas de las Formación Paraná y de la Formación Puerto Madryn pertenecen al Mioceno medio. Martínez (1988, 1990, 1994) también encuentra una relación entre las malacofaunas del departamento de Colonia y las de Entre Ríos. Herbst y Zabert (1987) compartían este criterio al comparar los foraminíferos bentónicos y ostrácodos con los de la Formación Paraná, pero faltan fósiles guías que lo prueben. Perea y Ubilla (1990) en base a restos de *Selachia* propusieron, igualmente, una edad Mioceno superior.

En la Formación Puerto Madryn se hicieron análisis de isótopos estables de estroncio (Razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en pectínidos que sugirieron una edad de $10,0 \pm 0,3$ Ma (Tortoniano) (Scasso *et al.*, 2001). Un análisis más reciente de la misma naturaleza ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en ostréidos resultó en una disímil edad burdigaliana (Mioceno Temprano) para la Formación Camacho (Sprechmann *et al.*, 2010). Sin embargo, diversos autores han discutido y cuestionado las dataciones en estos taxa debido a la posibilidad de estar diagenetizadas o alteradas (*e.g.* Scasso *et al.*, 2001; Perea *et al.*, 2013). En la Formación Paraná, Pérez *et al.* (2013) realizaron un único análisis isotópico de estroncio en un ejemplar de *Leopecten oblongus*, obteniendo un fechado de $9,47 \pm 0,33$ Ma, mas el bajo número de muestras analizadas sugiere no considerar de forma tajante este valor, debido a la poca representatividad estadística y la ausencia de información clara del procedimiento con las muestras. Por su parte, Marengo (2015) realizó un acabado y extenso estudio bioestratigráfico con foraminíferos en perforaciones de las provincias de Buenos Aires, Santa Fe y Entre Ríos, reconociendo dos transgresiones marinas miocenas (Laguna Paiva y Entierriense-Paranense) y un decrecimiento abrupto de la microfauna marina hacia el norte.

- **Correlaciones con el Mioceno de la Cuenca Pelotas:** Closs y Madeira (1968) y Sprechmann (1978) asignan los sedimentos hallados entre -133 y -122 m en la Perforación Chuy N°364 al Mioceno, estudiando foraminíferos bentónicos. La edad también puede ser inferida por foraminíferos planctónicos hallados en perforaciones de la Cuenca de Pelotas en Brasil. El registro de foraminíferos en esta cuenca fue analizado extensamente en dos perforaciones de altamar mediante razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por Anjos–Zerfass *et al.* (2014). Estos autores reconocieron ocho hiatos depositacionales entre el Eoceno y el Plioceno, con uno significativo entre los 15 y 10.5 Ma.
- **Paleoclimatología y cambios eustáticos del nivel marino:** Las asociaciones de foraminíferos, gastrópodos y bivalvos de la perforación Chuy N°364 y las de la Formación Camacho en su conjunto indican paleotemperaturas superiores a las actuales, las que no se presentaron desde el Plioceno hasta la actualidad (Sprechmann, 1978). Aceñolaza y Aceñolaza (2000) en base a consideraciones sobre el nivel marino, consideraron que la Transgresión Paranaense se depositó en el Mioceno Medio.

- **Edades Mamífero Sudamericanas:** La abundante mastofauna integrada a la Biocrona de Asociación de *Pseudoplohophorus absolutus* (Perea, 2005), y *Cardiatherium orientalis* (Francis y Mones, 1965) –*BAPC*– tiene afinidades *huayqueriense*– “*mesopotamienses*” de acuerdo con Perea *et al.* (1994), Perea *et al.* (1996), Perea y Scillato-Yané (1995) y Perea (2005). Esta fauna ha sido colectada de forma exclusiva en las localidades del Departamento de San José: Puerto Arazatí y Balneario Kiyú. Por tanto, requiere el supuesto de que los depósitos son coetáneos entre estos afloramientos y los del Departamento de Colonia. La Edad-Mamífero Huayqueriense del Mioceno tardío, está tipificada en estratos sedimentarios de Argentina (Marshall y Cifelli, 1991). La base de esta edad se ubica según Flynn y Swisher (1995) y Cione *et al.* (2000), en 9 millones de años (Tortoniano) (Perea *et al.*, 2013).

Resumiendo, los datos no son totalmente coincidentes y no existen a la fecha datos completamente definitivos que permitan asignar las rocas de la Formación Camacho a un determinado piso o época dentro del Mioceno medio o superior.

2.2.7. Evolución litoestratigráfica histórica

La Figura 2.16 ilustra cómo fueron cambiando las denominaciones de los niveles sedimentarios atribuidos a la Formación Camacho, a lo largo del desarrollo de las investigaciones más recientes. Cabe destacar que la formulación de una propuesta litoestratigráfica de esta unidad estuvo siempre ligada a la comprensión y definición de la suprayacente Formación Raigón, atribuida al Plioceno. Por tanto, es necesario tener en cuenta el estudio de esta unidad para formular interpretaciones paleoambientales de mayor escala respecto al Neógeno. En el capítulo siguiente se presentan y revisan las interpretaciones regionales y sus implicancias paleogeográficas realizadas por diversos autores, donde la Formación Camacho juega un rol clave en la correlación global.

Plioceno - Pleistoceno Medio		Mioceno Tardío	
"Piso Maldonadense" (Rusconi, 1934)	Formación San José (Francis y Mones, 1965a)	Formación Raigón (Goso y Bossi, 1966)	Miembro San Bautista, Formación Raigón (Bossi et al., 2009)
	Formación San José (Francis y Mones, 1965a)	Formación Maldonado (Francis y Mones, 1966)	Miembro San José, Formación Raigón (Bossi et al., 2009)
"Areniscas de Camacho" (Caorsi y Goñi, 1958)		Formación Camacho (Goso y Bossi, 1966)	Miembro Cerro Bautista, Fm. Camacho (Martínez, 1994; Perea y Martínez, 2004)
	Formación Kiyú (Francis y Mones, 1965a)		Miembro San Pedro, Fm. Camacho (Martínez, 1994; Perea y Martínez, 2004)
		"Subsecuencia Superior Fluvial" (De Santa Ana et al., 1988; Spoturno et al., 1993)	"Subsecuencia Inferior litoral" (De Santa Ana et al., 1988; Spoturno et al., 1993)
		"Subsecuencia media transicional" (De Santa Ana et al., 1988; Spoturno et al., 1993)	

Figura 2.16: Diversas interpretaciones de los niveles asociados a las formaciones Camacho y Raigón, a lo largo de los últimos 60 años. Modificado de Perea et al. (2013).

Capítulo 3

Estratigrafía y sedimentología

La *sedimentología* es el estudio científico de la clasificación, origen e interpretación de los sedimentos y las rocas sedimentarias. Generalmente, es difícil hacer una distinción clara entre sedimentología y estratigrafía, que se define de forma simple y amplia como la ciencia de las *rocas estratificadas*. Sin embargo, en general la sedimentología está abocada a las propiedades físicas (texturas, estructuras, mineralogía), químicas y biológicas (registro fósil) de las rocas sedimentarias, y a los procesos por los cuales estas propiedades son generadas. Son éstas las que proveen mucha información base para interpretar las características físicas, el clima y las condiciones ambientales de la Tierra en el pasado geológico. La *estratigrafía*, por su parte, se preocupa más de las relaciones relativas y absolutas –de *edad* o *cronológicas*– de los estratos, las sucesiones de capas, las correlaciones a escala local o global, y el orden estratigráfico y cronológico del arreglo de estos niveles en la columna geológica (Boggs, 2006).

La combinación de ambas disciplinas es esencial para estudiar sucesiones sedimentarias, más aún clásticas, donde la información de campo es fundamental y crucial para estudios trascendentes en cuanto a la evolución geológica de un determinado lugar. Considerando la naturaleza siliciclástica de la Formación Camacho, como se expuso en el Capítulo 2.2, se hace necesario y requisito abordar estas temáticas. El presente capítulo hace hincapié en ambas subdisciplinas de la geología, a modo de obtener una propuesta de base con datos propios para los estudios de detalle posteriores, petrografía y proveniencia sedimentaria (Capítulo 4) y quimioestratigrafía (Capítulo 5).

3.1. Objetivos y metodologías

El objetivo general del presente estudio estratigráfico es generar un marco geológico-sedimentológico integrador de los niveles aflorantes en el borde suroccidental del país. Los objetivos específicos son:

- Describir, analizar e interpretar secciones estratigráficas de escala detallada (1:25) en las localidades clásicas de la Formación Camacho.

- Hacer un análisis litofaciológico de las rocas expuestas, con criterio unificador y descripción de asociaciones de facies.
- Describir el o los ambiente(s) depositacional(es) representados por las rocas en cuestión.
- Detallar las relaciones de contacto de los estratos asociables a la Formación Camacho.
- Caracterizar el marco de estratigrafía de secuencias a los que estaría sujeta la unidad.

Finalmente, si bien no es requisito, en la discusión del capítulo se plantea una propuesta de esquema estratigráfico acorde a los datos recabados y el análisis llevado a cabo.

3.1.1. Metodologías

La metodología de campo requirió la visita a los lugares de exposición de rocas previamente mencionadas en la literatura como pertenecientes a la Formación Camacho. Se contó con un vehículo 4x4 Mazda BT-200 de Facultad de Ciencias para el transporte y logística. En una libreta geológica se tomó nota de todas las observaciones *in situ*. Inicialmente, se procedió a medir la disposición estructural de los afloramientos (rumbo y buzamiento) utilizando una brújula geológica Brunton modelo simple, con grilla de 0°–360° y con la declinación magnética corregida a la fecha de cada visita al campo. Posteriormente, se midieron potencias con cinta métrica, perpendicular al plano de estratificación, considerando paquetes sedimentarios con propiedades similares para cada medida. En paralelo se tomaron datos granulométricos, composicionales, cromáticos en roca fresca –empleando la carta de colores Munsell Rock Color v.2009 (Munsell Color, 2009)–, estructurales y las correspondientes variaciones laterales. Se registró el contenido fósil *in situ* y rodado. Cada lugar visitado se fotografió, tanto a nivel de afloramiento como en detalle de atributos particulares, con una Cámara Nikon D3100 y lente Nikon 18–55. También con Brújula Brunton, se colectaron datos de paleocorrientes en estructuras sedimentarias bien preservadas, que luego se corrigieron en gabinete con respecto al rumbo y buzamiento general de los afloramientos. En las salidas, empleando una piqueta y masa geológica Estwing se colectaron muestras geológicas de forma sistemática para petrografía sedimentaria y separación de circones detríticos, así como la recolección de restos de invertebrados fósiles –ostreidos, braquiópodos y conchillas de moluscos en coquinas– para su posterior análisis mediante isótopos estables. A su vez, en cada localidad y muestreo se georeferenció la información mediante un GPS de mano Magellan Explorist 600, con una precisión de ± 6 m al conectar con más de trece satélites de la red GPS.

En una localidad, Cerro Bautista, se empleó además un *drone* –o vehículo aéreo no tripulado– DJI Phantom II, con el cual se planteó capturar imágenes georeferenciadas de alta resolución y a color, así como desarrollar un modelo en tres dimensiones del sector, con el fin de obtener la extensión completa del sector, ubicar sitios con mejores exposiciones y describir patrones estructurales significativos.

La metodología de gabinete incorporó dos ejes. El primero, con los datos de campo recolectados, fue la confección de columnas estratigráficas mediante el programa computacional (*software*) Sedlog 3.1, que presenta una interfaz libre específicamente configurada para la generación de registros estratigráficos–sedimentarios (Zervas *et al.*, 2009). Tras armar la maqueta en el mencionado *shareware*, se procedió al reprocesamiento y edición vectorial mediante el *software* Inkscape v0.91. Éste es un programa libre capaz de procesar y vectorizar archivos de mapa de bits, PDF –*Portable Digital File*, por sus siglas en inglés– y, gracias a

la combinación con Sedlog, importar directamente columnas sedimentarias para edición. En este entorno se añadieron colores, se tradujeron al español los datos granulométricos y se mejoraron las figuras de la simbología, con esquemas propios. A su vez, el análisis de cada perfil, con sus respectivas asignaciones de litofacies, fue realizada en el proceso de edición, generando una figura final que incorpora todos los tópicos recopilados en el campo.

El segundo eje corresponde al mismo proceso de edición, pero con columnas estratigráficas inéditas y no publicadas, realizadas en años anteriores por P. Sprechmann y C. Gaucher, en el marco de proyectos de investigación de las décadas del 90' y 00'. Dado aquello, el reconocimiento y asignación taxonómica de invertebrados fósiles e icnofósiles corresponde a su autoría (C. Gaucher, com. pers.).

Finalmente, para el procesamiento de datos dados por el *drone*, se empleó el *software* Agisoft PhotoScan, capaz de generar modelos espaciales 3D a través de las capturas obtenidas por el equipo. Se contó con un computador de escritorio en Facultad de Ciencias que posee la licencia original del programa en cuestión.

3.1.2. Localidades revisadas

Como lugares de estudio se contemplaron doce localidades geográficas con afloramientos en superficie (Tabla 3.1), elegidos principalmente por la existencia de otras descripciones en la literatura (*e.g.* Martínez, 1994; Verde, 2002), la disponibilidad de datos generados en investigaciones pasadas, acceso, abundancia fosilífera relativa y potencia expuesta. Estas son descritas a modo general y de este a oeste, como sigue:

1. **Punta de San Gregorio**, oeste del Balneario Kiyú, Departamento de San José. Aflora como una zona de quiebre en la orientación del escarpe costero activo, con gran continuidad lateral [34,68555 °S; 56,82267 °W; 0 m s.n.m.].
2. **Arazatí**, al este de la bajada principal de Puerto Arazatí, Departamento de San José. El afloramiento es un conspicuo y elongado escarpe costero de orientación WNW-ESE [34,57594 °S; 56,97746 °W; 0 m s.n.m.].
3. **Bahía de Colonia del Sacramento**, Departamento de Colonia. Este poco potente afloramiento fue descrito en la década del 90' por C. Gaucher y P. Sprechmann. En la primera visita (Noviembre 2014) el mismo estaba cubierto por obras costeras –espigones– de la Intendencia Departamental de Colonia, lo cual imposibilitó su reanálisis [34,44861 °S; 57,85244 °W; 1 m s.n.m.].
4. **Cantera Geymonat**, 10 km al noreste del centro de Colonia del Sacramento, Departamento de Colonia. El afloramiento es una cantera para material de caminería de *ca.* 2 hectáreas y con dos frentes de explotación, exponiendo uno en dirección N-S y otro en el eje E-W. Se destaca su posición sobre basamento metamórfico paleoproterozoico [34,43055 °S; 57,81144 °W; 10 m s.n.m.].
5. **Balneario Brisas del Plata**, costa noroccidental, Departamento de Colonia. El afloramiento es un conspicuo y elongado escarpe costero de orientación NW-SE [34,35805 °S; 57,91083 °W; 6 m s.n.m.].
6. **Bajada Morelli o “San Pedro clásico”**, costa noroccidental, Departamento de Colonia. El afloramiento es un conspicuo y elongado escarpe costero de orientación NW-SE [34,35388 °S; 57,91361 °W; 6 m s.n.m.].

Tabla 3.1: Localidades de estudio con exposiciones superficiales de la Formación Camacho.

N°	Nombre	Abreviación	Latitud $^\circ\text{S}$	Longitud $^\circ\text{W}$	altura s.n.m. actual
1	Punta San Gregorio	SG	34.68555	56.82267	0
2	Puerto Arazatí	AR	34.57594	56.97746	0
3	Bahía de Colonia	BC	34.44861	57.85244	1
4	Cantera Geymonat	CG	34.43055	57.81144	10
5	Brisas del Plata	BdP	34.35805	57.91083	6
6	San Pedro Clásico / Bajada Morelli	SP	34.35388	57.91361	6
7	La Negra	LN	34.30862	57.95236	4
8	Estancia Anchorena	EA	34.28361	57.97916	2
9	Cantera Camacho	CC	33.93388	58.36055	30
10	Ruta 21, km 87.8	R21	33.92964	58.37232	30
11	Cerro Bautista	CB	33.94415	58.37580	10
12	Punta Gorda	PG	33.91583	58.41500	10

7. **La Negra**, costa noroccidental, Departamento de Colonia. El afloramiento, descrito por C. Gaucher y P. Sprechmann, está expuesto entre la cañada homónima y el margen norte del Arroyo San Pedro [34,30862 $^\circ\text{S}$; 57,95236 $^\circ\text{W}$; 4 m s.n.m.].
8. **Estancia Presidencial Anchorena**, costa noroccidental, Departamento de Colonia. El afloramiento es un conspicuo y elongado escarpe costero de orientación NW-SE [34,28361 $^\circ\text{S}$; 57,97916 $^\circ\text{W}$; 2 m s.n.m.].
9. **Cantera Camacho [Localidad tipo de la formación]**, al costado este del acceso a la Capilla Narbona y en el margen norte del Arroyo de las Víboras, Departamento de Colonia. El afloramiento es un conspicuo y elongado escarpe costero de orientación NW-SE [33,93388 $^\circ\text{S}$; 58,36055 $^\circ\text{W}$; 30 m s.n.m.].
10. **Ruta 21, km 87.8**, próximo a la intersección con el acceso a Nueva Palmira, Departamento de Colonia. El afloramiento es un conspicuo y elongado escarpe costero de orientación NW-SE [33,92964 $^\circ\text{S}$; 58,37232 $^\circ\text{W}$; 30 m s.n.m.].
11. **Cerro Bautista**, al este de la bajada principal de Puerto Arazatí, Departamento de San José. El afloramiento es un conspicuo y elongado escarpe costero de orientación NW-SE [33,94415 $^\circ\text{S}$; 58,37580 $^\circ\text{W}$; 10 m s.n.m.].
12. **Punta Gorda –Rincón de Darwin–**, al este de la bajada principal de Puerto Arazatí, Departamento de San José. El afloramiento es un conspicuo y elongado escarpe costero de orientación NW-SE [33,91583 $^\circ\text{S}$; 58,41500 $^\circ\text{W}$; 10 m s.n.m.].

Las cotas de cada localidad fueron obtenidas a partir de las hojas topográficas oficiales del Servicio Geográfico Militar, y confirmadas a partir tanto de datos satelitales como de observación *in situ*. La Figura 3.1 resume tanto la posición geográfica general de las secciones como las cotas respecto al nivel del mar actual de cada una. Las exposiciones visitadas, así como algunos elementos reportados en los registros asociados a las respectivas columnas estratigráficas, se muestran en la siguiente sección.

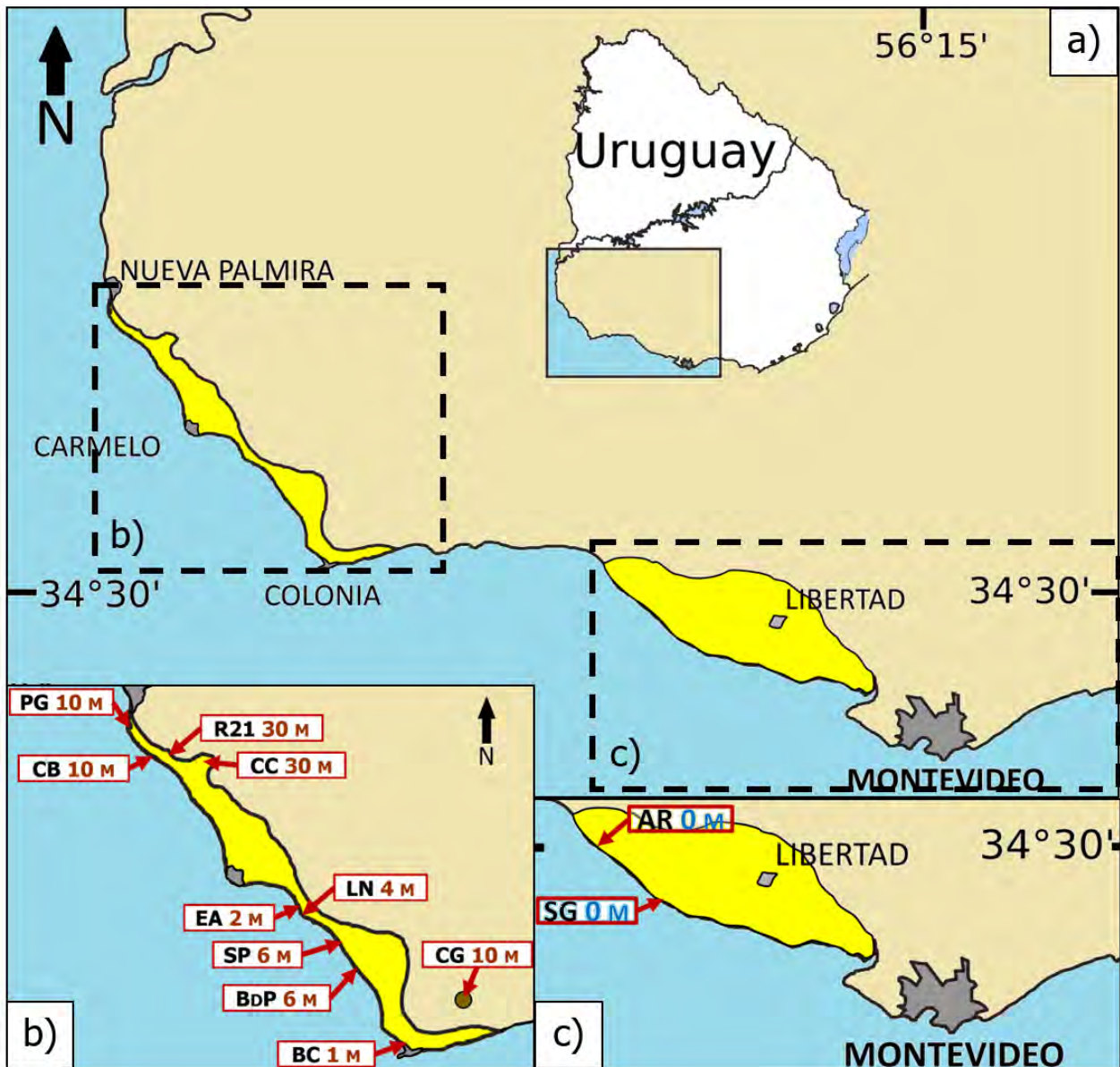


Figura 3.1: Ubicación y cotas de las localidades con exposiciones estudiadas de la Formación Camacho. a: Mapa general del borde costero, donde las zonas en énfasis se destacan por recuadros con líneas segmentadas; en amarillo las áreas con depósitos miocénicos sobre el nivel del mar. b: Detalle de las localidades en el Departamento de Colonia, con cotas actuales de las exposiciones en números rojos. PG: Punta Gorda. CB: Cerro Bautista. R21: Ruta 21, km 87.8. CC: Cantera Camacho. EA: Estancia Anchorena. LN: La Negra. SP: San Pedro clásico, o bajada Morelli. BdP: Balneario Brisas del Plata. CG: Cantera Geymonat. BC: Bahía de la ciudad de Colonia del Sacramento. c: Localidades en el Departamento de San José, con cotas actuales de las exposiciones en números azules. AR: Puerto Arazatí. SG: Punta San Gregorio. Modificado de Sprechmann *et al.* (2000).

3.2. Columnas estratigráficas

Las exposiciones superficiales de la Formación Camacho tienen varios elementos en común: están prácticamente subhorizontales, con la excepción de un leve buzamiento de 7° SE en el Cerro Bautista, perceptible solo a través de los modelos 3D obtenidos mediante *drone*; geomorfológicamente afloran principalmente en sendos escarpes costeros con erosión activa o en proximidades a la costa (excluyendo las canteras y afloramientos sobre rutas que, evidentemente, se exponen por acción antrópica); tienen un marcado patrón de potencias expuestas decrecientes en sentido oeste a este, donde las columnas al costado del Río Uruguay –Punta Gorda y Cerro Bautista– superan la decena de metros, mientras que en Puerto Arazatí y Punta San Gregorio no sobrepasan los seis metros (Figura 3.2). Las rocas expuestas son,

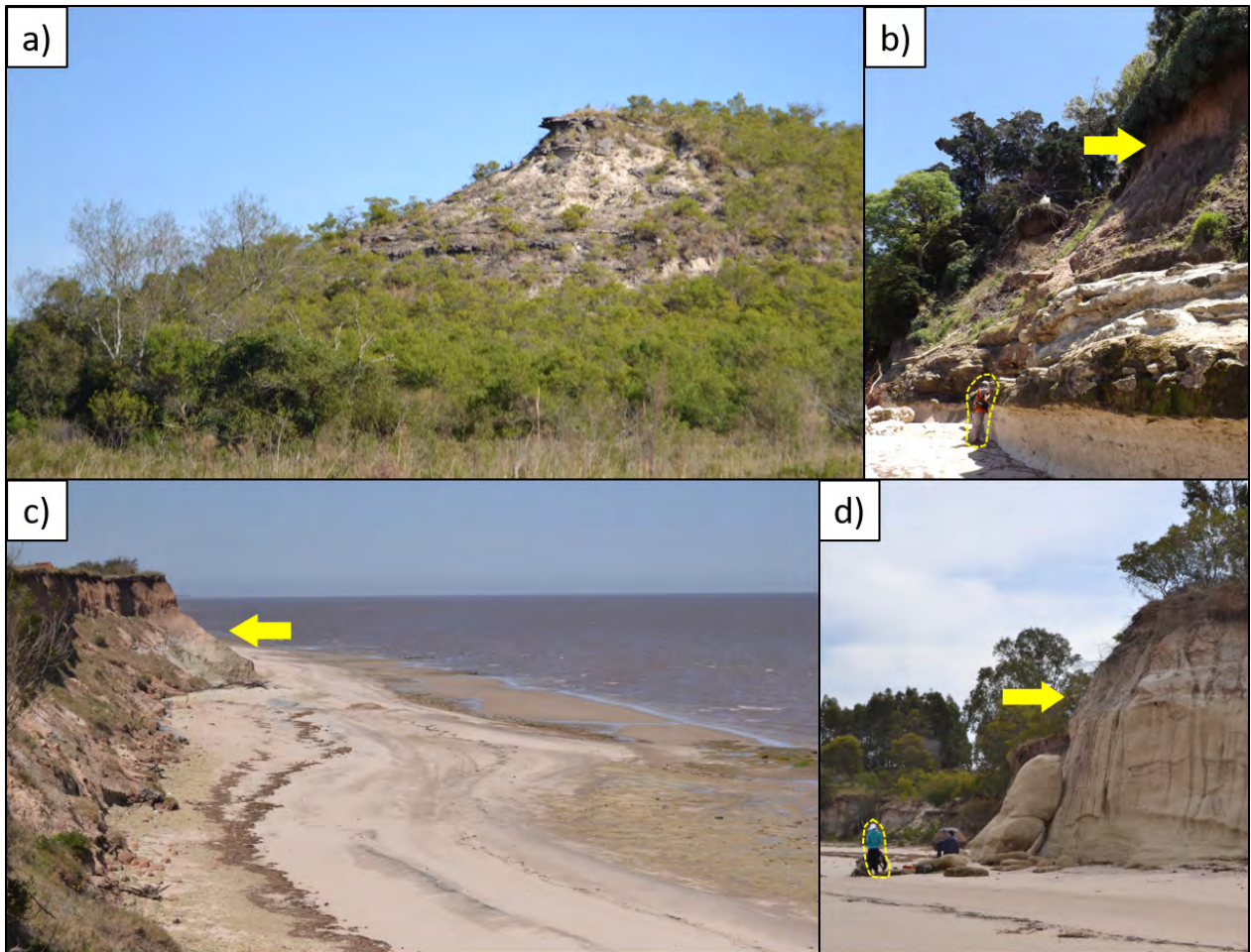


Figura 3.2: Contrastes de potencia entre localidades, de W a E. a: Cerro Bautista, 13 m medidos. Vista al noroeste. La base y ladera noreste cuenta con abundante cobertura vegetal. b: Estancia Anchorena, 11 m medidos. Persona de escala y flecha indica contacto con unidad suprayacente. c: Puerto Arazatí, 5 m medidos. Vista al sureste. La flecha muestra el contacto con la unidad suprayacente, de color rosado claro. Nótese la importante exposición de plataforma de abrasión, desarrollada en rocas de Formación Camacho. d: Punta San Gregorio, 6 m medidos. Persona de escala y flecha demarca el contacto con la unidad suprayacente.

a modo general, siliciclásticas, en un rango amplio que va desde arcillitas a areniscas muy

gruesas. Excepcionalmente se hallaron niveles conglomerádicos finos (Cerro Bautista) o conglomerados gruesos generados por retrabajo basal y erosivo de unidades subyacentes (Cantera Geymonat, frente Oeste). Otra litología común, asociada al contenido fosilífero, son las coquinas ricas en invertebrados fósiles (*e.g.* Brisas del Plata, San Pedro, La Negra, Estancia Anchorena, Cantera Camacho, Ruta 21, Cerro Bautista, Punta Gorda superior). A su vez, también vinculado a invertebrados, se reconocieron en al menos tres localidades biostromas de ostreidos en parches o “*patch reefs*” (Arazatí, Cantera Geymonat, Punta Gorda superior). Para las todas las columnas estratigráficas se empleó una simbología estandarizada que contiene litologías, tipos de contacto, paleta cromática de roca fresca, estructuras sedimentarias, fósiles de cuerpo e icnofósiles (Figura 3.3).

SIMBOLOGÍA

LITOLOGÍAS	ESTRUCTURAS	FÓSILES	ICNOFÓSILES
grava	estratificación plano-paralela	ostras indet.	<i>Thalassinoides</i> isp.
arena	estratificación cruzada en artesa	gastrópodos	<i>Ophiomorpha nodosa</i>
limo	estratificación cruzada planar	bivalvos	<i>Maiakarichnus currani</i>
arcilla	estratificación cruzada <i>Herringbone</i>	bivalvos fragmentados	<i>Chondrites</i> isp.
coquina	estratificación cruzada <i>Hummocky</i> [grande]	valvas encajadas	<i>Caulostrepsis</i> isp.
nivel cubierto	estratificación cruzada <i>Hummocky</i> [pequeña]	drusa fósil	<i>Cylindrichnus</i> isp.
CONTACTOS	ondulitas asimétricas, escalantes	nivel fósil	<i>Teichichnus</i> isp.
Concordante	ondulitas simétricas	placas de balamídeos	<i>Rhizocorallium</i> isp.
Transicional	concreciones calcáreas con bivalvos	vértebras	<i>Thalassinoides</i> (back & fill)
Erosivo	concreciones calcáreas con <i>Geryon</i> sp.	huesos largos	<i>Thalassinoides</i> (con micro-pellets fecales)
COLOR	concreciones calcáreas con <i>Chondrites</i> isp.	dientes de seláceos	<i>Gyrolithes</i> isp.
gris muy claro	concreciones calcáreas con <i>Thalassinoides</i> isp.	dientes de mamíferos	<i>Muensteria</i> isp.
gris oliva claro	concreciones calcáreas con CaCO ₃ (cm)	placas de Xenarthra	<i>Psilonichnus</i> isp.
marrón amarillento	concreciones con CaCO ₃ (dm)	xilopalo	Bioturbación relativa
gris amarillento	concreciones con CaCO ₃ (dm)	pellets fecales	IB: 1-2
oliva claro	concreciones calcáreas con pellets fecales	micro-pellets fecales	IB: 3-4
rojo negruzco	Rizolitos carbónicos nodulares	"píldoras"	IB: 5-6
verd grisáceo	<i>Melikaria</i>		
gris verdoso	contacto erosivo con deformación de carga (en ocasiones con <i>Thalassinoides</i> isp.)		
amarillo oscuro			
verde-amarillo			
grisáceo			

Figura 3.3: Simbologías de las columnas estratigráficas confeccionadas.

A continuación se presentan todas las secciones, así como una descripción de los atributos más significativos a nivel de campo y la colecta de muestras geológicas o paleontológicas, en cada caso.

3.2.1. Columna estratigráfica de Punta San Gregorio

En esta localidad los afloramientos de la Formación Camacho se reconocen por tener una potencia lateralmente conspicua, ser subhorizontales, sin exposición del contacto basal y con un contacto erosivo en el techo que buza pronunciadamente *ca.* 10°SE. La porción del piso desarrolla la planicie de abrasión actual, por lo que se tomó como referencia el nivel base del agua estuarina (~11:00 hrs.). Los bancos de arena eólica que cubren esta planicie hacen que los niveles 0.5–0.9 m y 1–1.6 m estén cubiertos, incluso en los sectores de mejor exposición. En esta sección se colectaron cuatro muestras geológicas de mano, una en la base, una en el techo del tercio inferior y dos en el techo, para revisar los atributos composicionales y granulométricos.

Los primeros dos tercios de la sección cuentan con un dominio de areniscas muy finas a finas, en tonos claros y con desarrollo de estructuras sedimentarias de bajo régimen: estratificación plano-paralela y cruzada planar de bajo ángulo. Hacia el techo, el dominio es de areniscas finas macizas con niveles intercalados de arenisca media. El contacto discordante erosivo del tope corresponde a la Formación Raigón, con un cambio granulométrico y cromático abrupto, a areniscas muy gruesas café claro. La competencia de los niveles asignados a Formación Camacho también es contrastante, con una notoria friabilidad en los niveles superiores, sobre el contacto erosivo. La Figura 3.4 muestra algunas de las características mencionadas, mientras que la Figura 3.5 expone la columna estratigráfica construida, con asignaciones de facies sedimentarias en el costado izquierdo y con marcas de las muestras colectadas en los niveles correspondientes. Esta localidad tiene gran importancia bioestratigráfica, al contener un abundante registro de mamíferos fósiles terrestres en los primeros 2 m de sección, entre los cuales destacan: *Cardiatherium orientalis*, *Kiyumilodon lecuonai*, *Lagostomopsis* sp., *Les-tobradis sprechmanni*, *Pseudoplophorus absolutus*, *Stromaphoropsis* sp. y un Toxodontidae indet. (A. Rinderknecht comm. pers.; Perea *et al.*, 2013).

3.2.2. Columna estratigráfica de Puerto Arazatí

En Puerto Arazatí se desarrolla un gran escarpe costero, asociado a una extensa planicie de abrasión (Figura 3.2, c). Esto propicia la exposición de afloramientos de Formación Camacho con amplia continuidad lateral, los cuales se caracterizan por un paquete de arcillitas verdosas macizas poco friables y el marcado contraste con los suprayacentes depósitos de Formación Raigón, apoyados en paraconcordancia (Figura 3.6). A su vez, el sector tiene otras particularidades: Abundantes restos de vertebrados fósiles (principalmente mamíferos) e icnofósiles de sustrato blando (*e.g.* icnogéneros *Psilonichnus*, *Thalassinoides*), así como el desarrollo de biostromas de ostreídos –*Ostrea patagonica*– en parches, con considerable bioerosión en los mismos (Figura 3.7). Estos *patch reefs* tienen matriz arcillosa a limosa, abundante cemento carbonático y cuentan con ejemplares en posición de vida y fragmentarios caóticos. El primer nivel se encuentra en la base de la sucesión, con momentos en donde la sedimentación dunar

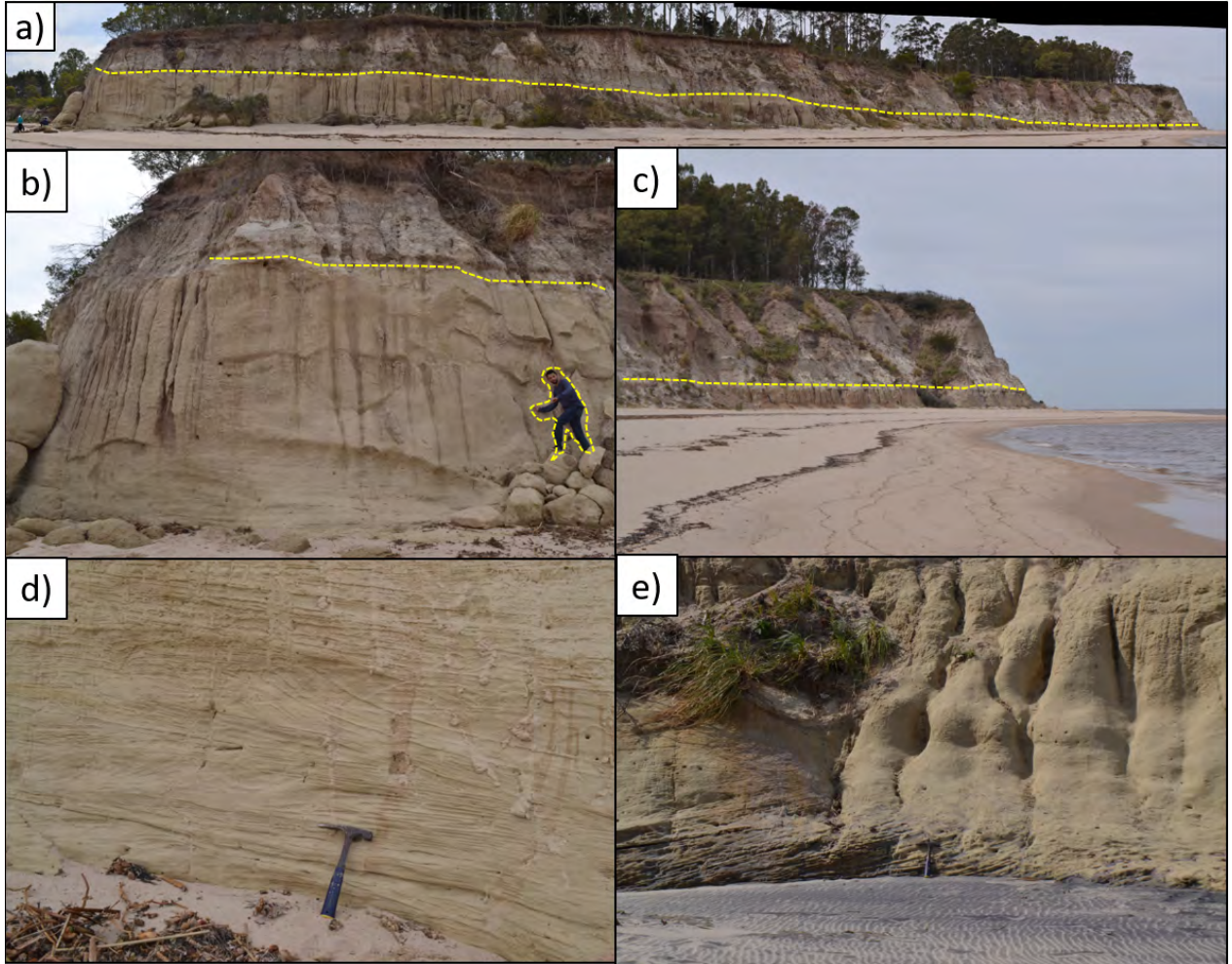


Figura 3.4: Atributos de campo en los afloramientos de Punta San Gregorio, Departamento de San José. a: Fotografía panorámica compuesta, con vista al noreste, de la barranca costera en Punta San Gregorio; la línea amarilla marca el contacto con la suprayacente Formación Raigón. b: Detalle del borde noroeste, con niveles portadores de estructuras sedimentarias en la base y macizos hacia el techo; persona de escala y contacto erosivo marcado en el techo. c: Detalle del borde sureste, donde se aprecia la disminución de potencia dada por el contacto erosivo. d: Estratificación cruzada planar de bajo ángulo en arenisca fina, bien preservada; la paleocorriente de la intersección de limbos, corregida respecto al buzamiento, sugiere un sentido N152°. e) Estratificación cruzada planar de bajo ángulo en variación lateral hacia el este; nótese el contraste con facies macizas en el medio.

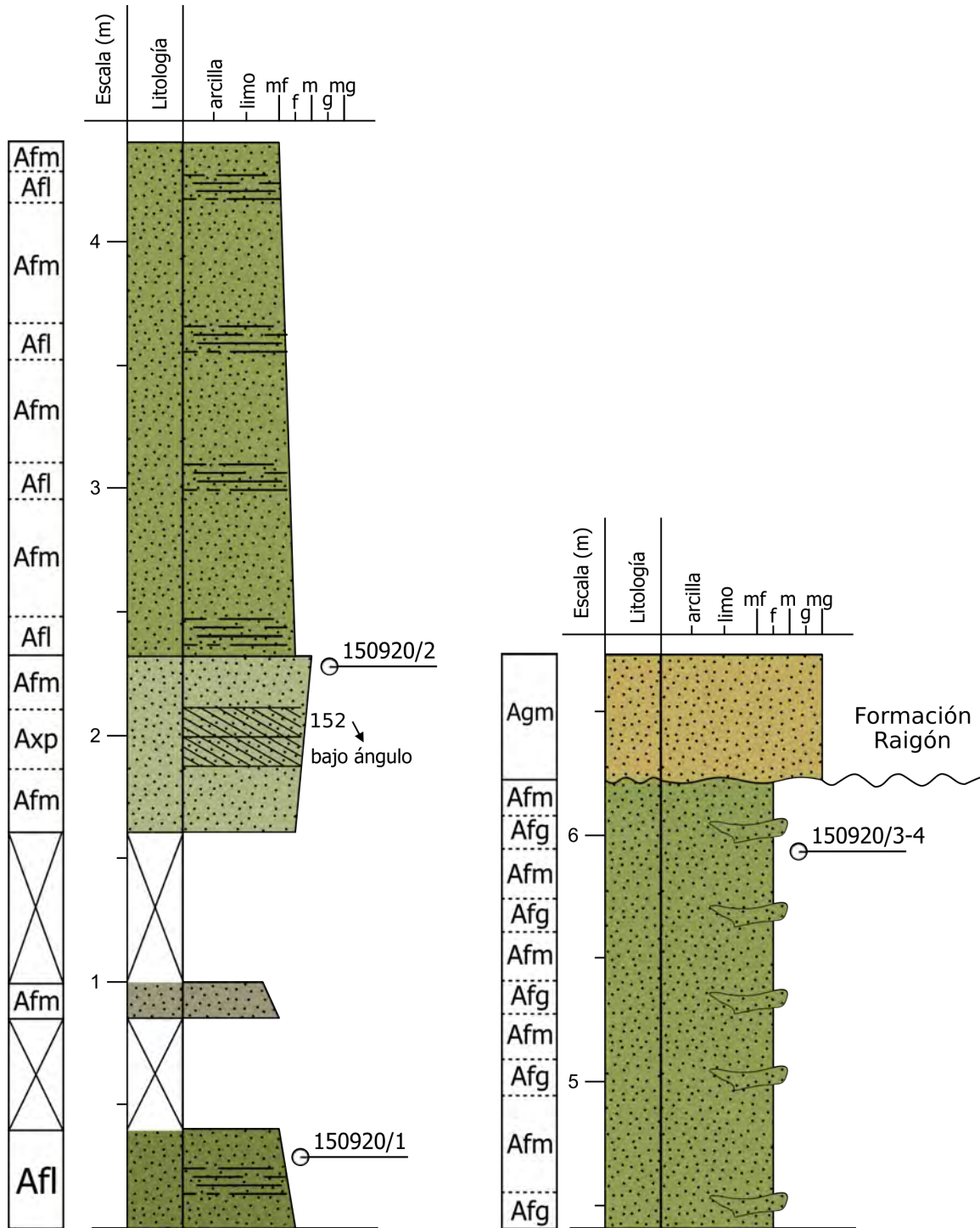


Figura 3.5: Columna estratigráfica de Punta San Gregorio, Departamento de San José.

costera los cubre por completo (Figura 3.7, a–b–c). El segundo nivel se encuentra casi en el techo de la sucesión, pero es de menor tamaño y expresión lateral (Figura 3.7, d). El otro atributo particular del sector es la intercalación de al menos un nivel tobáceo retrabajado, poco potente, que desarrolla *climbing ripples* u ondulitas escalantes y cuenta con forma de pluma, lateralmente acuñada y con un muy leve buzamiento 3–4°SE. Granulométricamente correspondería a limo, pero la naturaleza volcanoclástica hace que se describa y trate diferente. El nivel fue muestreado para circones detríticos y frotis petrográfico (muestra geológica 100115/1).

La columna se destaca por el dominio de litologías finas, con areniscas finas macizas como paquete más significativo. El contraste con la unidad suprayacente es claro, tanto por el abrupto cambio granulométrico como por el desarrollo de colores en roca fresca notoriamente disímiles (Figura 3.8). Así como la localidad anterior, Puerto Arazatí es el sector con más importancia respecto al registro de mamíferos fósiles terrestres de la Formación Camacho. Se resumen a continuación algunos de los principales taxa encontrados en los 2 m de exposiciones costeras: *Achaialeptus* sp., cingulados (*Doellotatus* sp., *Kraglievichia paranense*, *Neoglyptatelus uruguayensis*, *Proeuphractus limpidus*, *Pseudoplophorus absolutus*, *P. orientalis*), *Cyonasua* sp., litopternos (*Brachytherium cuspidatum*, *Scalabrinitherium* sp., *Neoglyptatelus* sp.), notoungulados (?*Toxodontherium* sp., *Hemiegetotherium achataleptum*, *Xotodon* sp.), un Phoenicoptheridae indet., *Ringeletia* sp., roedores (*Arazamys castiglioni*, *Cardiatherium orientalis*, *Isostylomys laurillardi*, *Lagostomopsis* sp., “*Prodolichotis*” sp., *Tetrastylus* sp.), tardigrados (*Kiyumylodon lecuonai*, *Lestobradis sprechmanni*, *Pronothrotherium mirabilis*) y un Thylacosmilidae indet. (A. Rinderknecht comm. pers.; E. Bostelmann comm. pers.; Perea *et al.*, 2013).

3.2.3. Columna estratigráfica de Bahía de Colonia

Este afloramiento está actualmente cubierto por obras de protección costera, llevadas a cabo por la Intendencia Departamental de Colonia. Un espigón y gaviones demarcan la zona donde alguna vez se expuso (Figura 3.9). La descripción pasada refleja poca potencia, pero el registro de estratificación cruzada *herringbone* en areniscas muy gruesas gradadas, con paleocorrientes N290 – 325°, hacían de importancia reportar la sección (Figura 3.10).

3.2.4. Columnas estratigráficas en Cantera Geymonat

Esta cantera cuenta con una característica muy significativa: es el único lugar revisado donde el contacto basal es directamente con basamento metamórfico paleoproterozoico. A su vez, en poca potencia, se exponen biostromas con ostreidos de gran porte y muy bien preservados, principalmente ejemplares de *Ostrea patagonica* (Figura 3.11). Además, se encuentra a unos *ca.* 4 km de la costa actual. Dadas estas características, en este lugar se extrajeron numerosos ejemplares para análisis petrográfico e isotópico.

La columna estratigráfica del frente oeste cuenta en la base con un conglomerado grueso de líticos metamórficos angulosos e invertebrados marinos fósiles, en un arreglo clastosoportado, de matriz arenosa y muy irregular. Los niveles medios son de limolitas macizas, culminando en un segundo nivel arrecifal, poco potente pero conspicuo en la extensión lateral. El con-

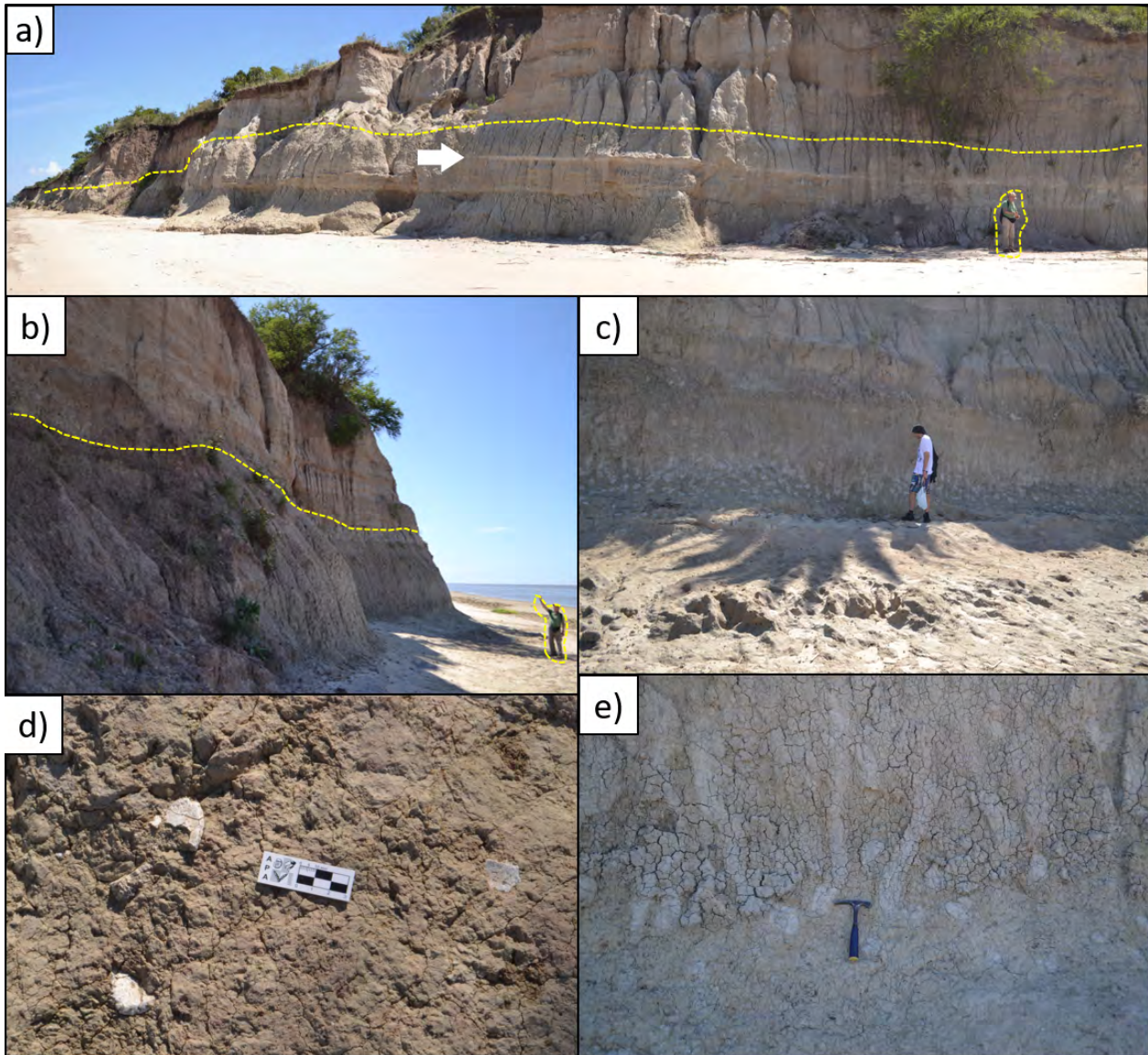


Figura 3.6: Atributos de campo en los afloramientos de Puerto Arazatí, Departamento de San José. a: Fotografía panorámica compuesta, con vista al norte, de la barranca costera; la línea amarilla marca el contacto con la suprayacente Formación Raigón, la flecha blanca marca el nivel tobáceo retrabajado. b: Detalle del borde oeste; persona de escala y contacto erosivo marcado en el techo. c: Detalle de la porción media, donde se aprecia la abundante ocurrencia de icnofósiles en arcillitas. d: Fragmentos de *Xenarthra indet.*, hallados *in situ*. e: Detalle de *Ppsilonichnus isp.*, con ejemplares de gran porte.

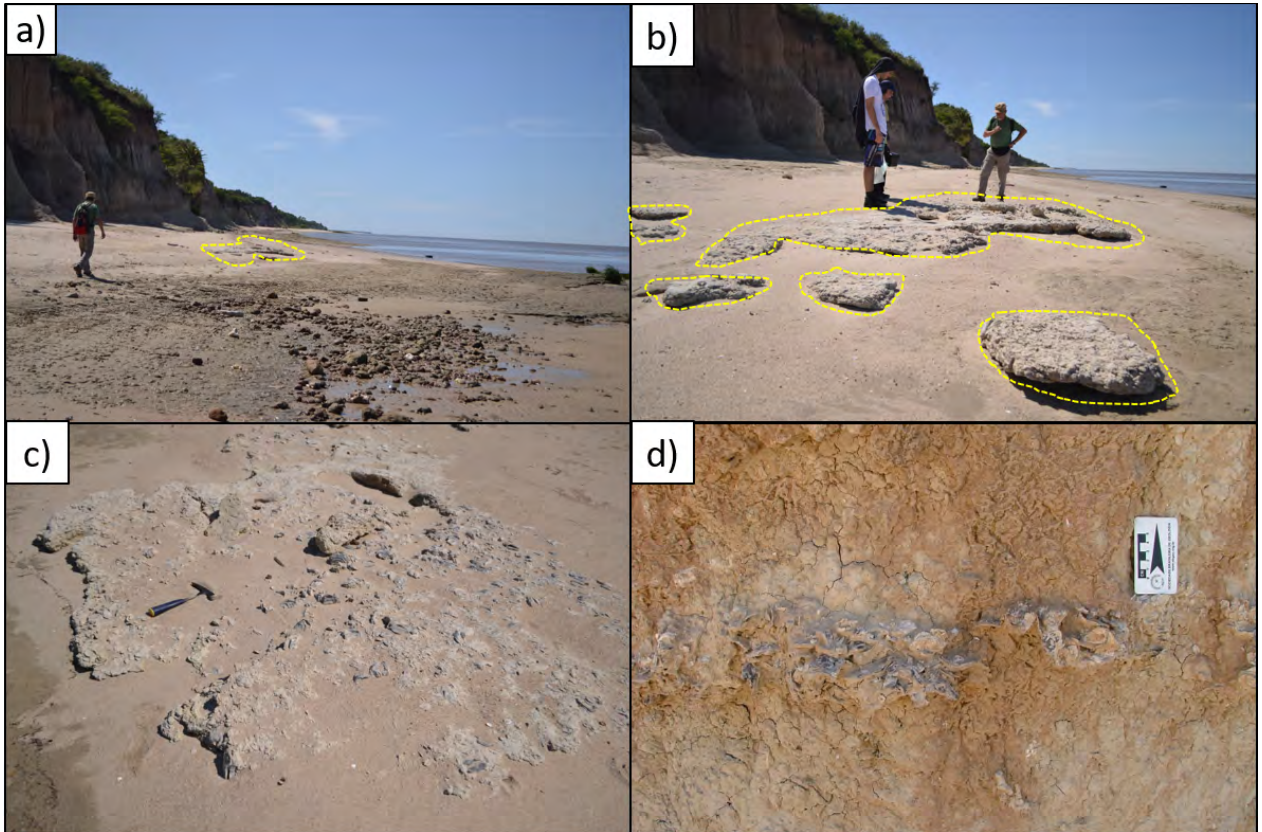


Figura 3.7: Detalle de los biostromas de ostreidos en Puerto Arazatí. a: Plataforma de abrasión en arcillita vercosa; en líneas segmentadas amarillas el biostroma de la imagen derecha. b: Primer nivel arrecifal, sin cobertura arenosa dunar. c: Detalle de los ostreidos –*Ostrea patagonica*–, con intensa perturbación por la abrasión y exposición. d: Segundo nivel de ostreidos, menos potente y de acotada expresión lateral.

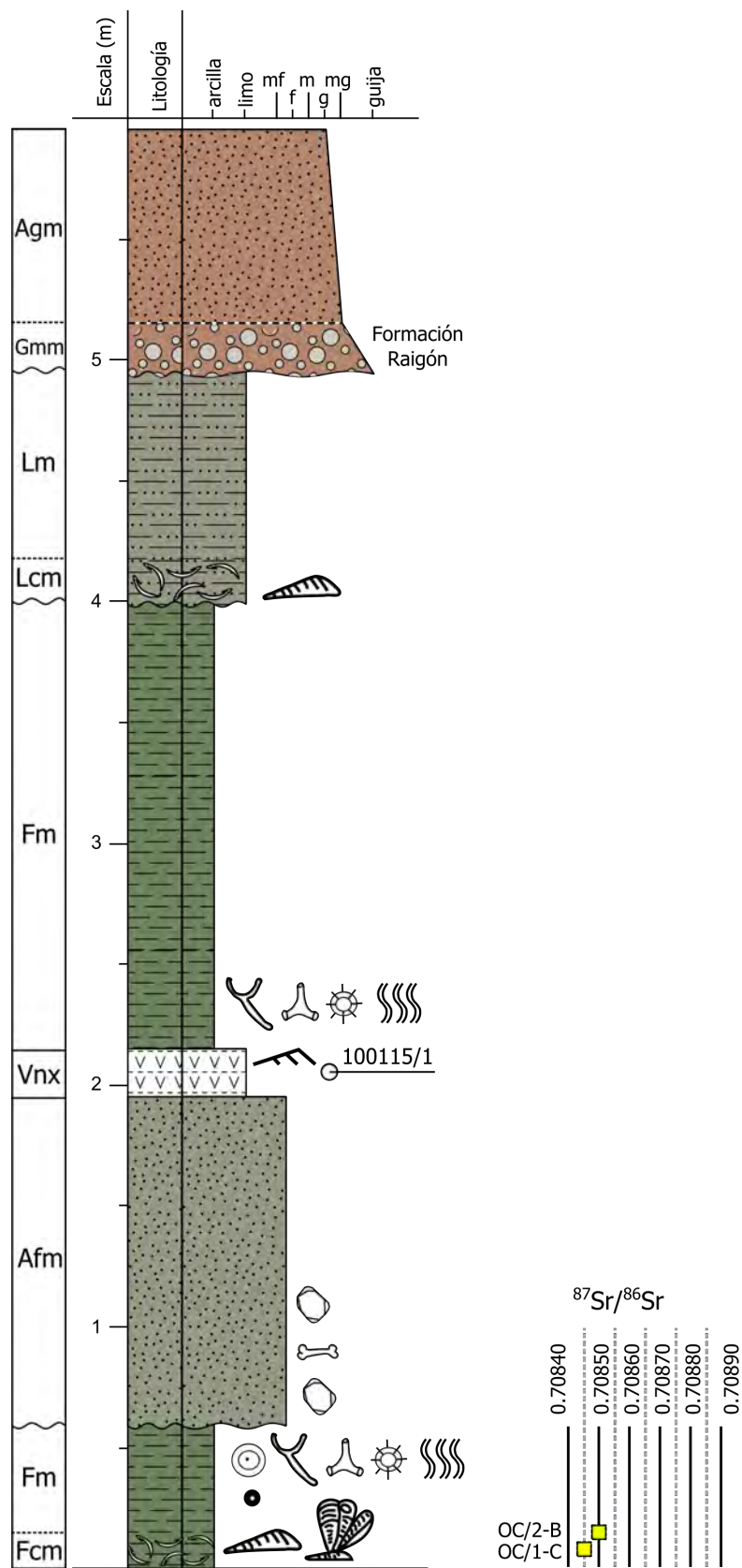


Figura 3.8: Columna estratigráfica de Puerto Arazatí, Departamento de San José. Al costado se grafican los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ analizados en ostras de la sección.



Figura 3.9: Estado actual del antiguo afloramiento en la Bahía de Colonia, Departamento de Colonia. En amarillo se resaltan los gaviones, próximos al espigón y en el contorno costero occidental. Vista al noroeste, de Junio 2015. Modificada de Google Maps.

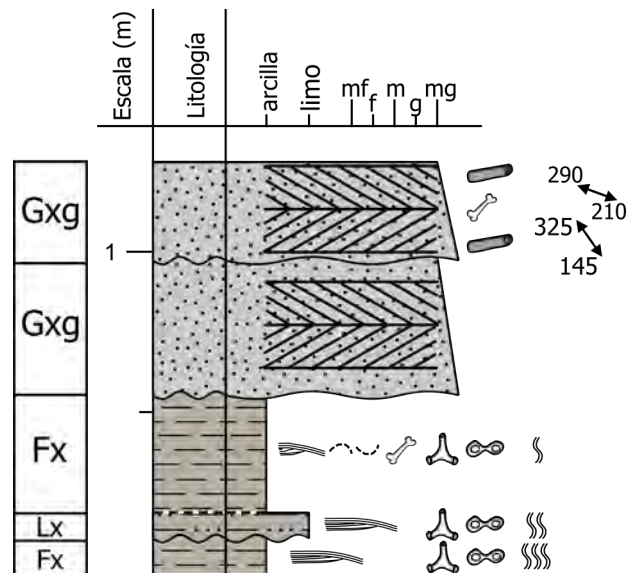


Figura 3.10: Columna estratigráfica de Bahía de Colonia, Departamento de Colonia. Modificado de Sprechmann y Gaucher, inédito.

tacto superior erosivo tiene un contraste granulométrico significativo, así como un cambio en los colores y friabilidad de los sedimentos suprayacentes, que se han asociado a unidades cuaternarias, posiblemente Formación Libertad (Figura 3.12). El frente norte es más acotado en potencia, dado el paleorelieve heredado del contacto basal con rocas metamórficas. Sin embargo, en poca potencia presenta una significativa variación lateral del biostroma, conformando un nivel superior con poca extensión lateral (Figura 3.13).

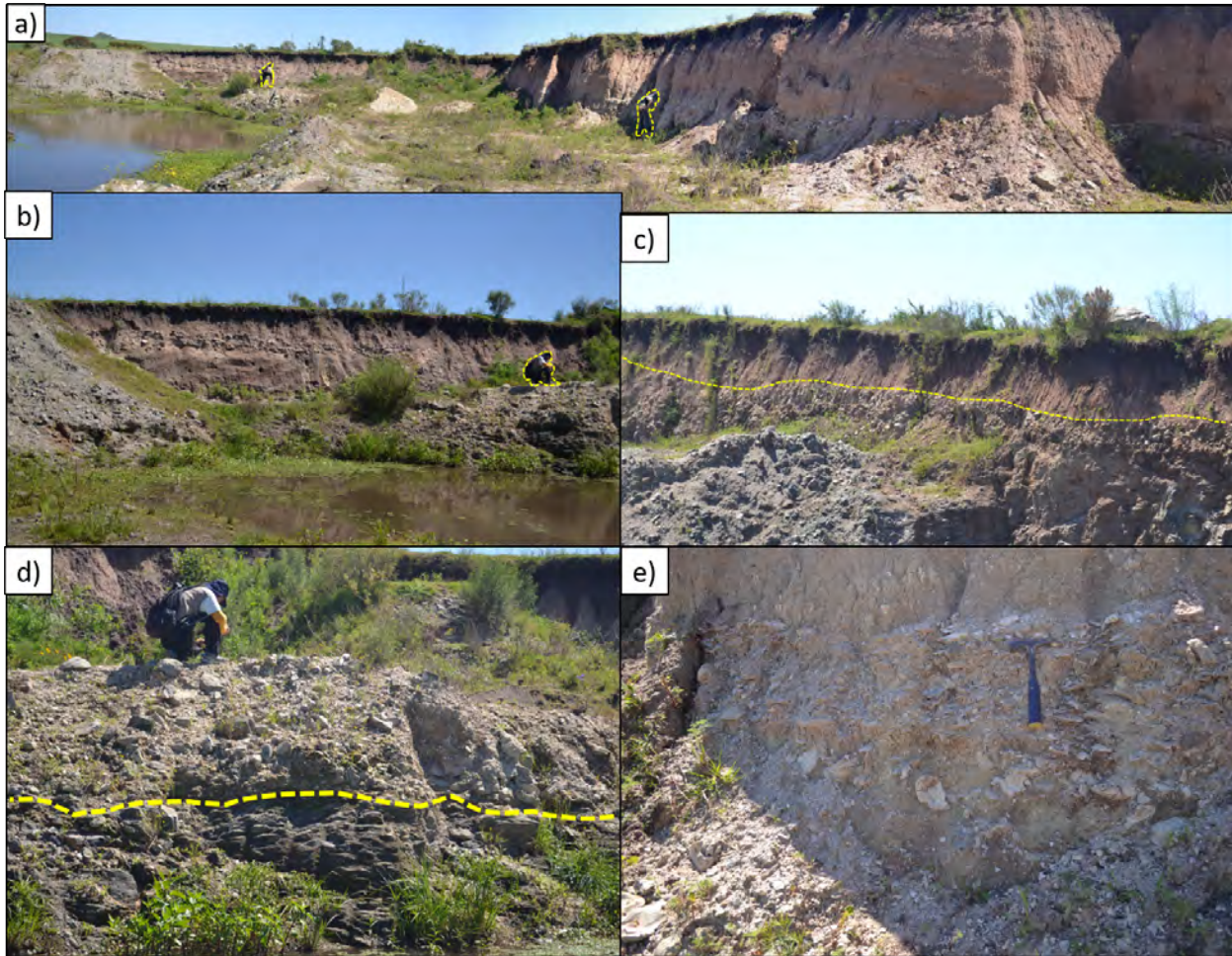


Figura 3.11: Frentes de la Cantera Geymonat y atributos principales, Departamento de Colonia. a: Fotografía panorámica compuesta, con vista al noroeste; al fondo, el frente oeste, al centro y derecha, el frente norte. Personas en amarillo de escala. b: Detalle del frente oeste, con el basamento metamórfico grisáceo en la base y el nivel de ostreidos en el techo. Persona de escala. c: Detalle del frente norte, con el acotado biostroma sobre el basamento. La línea amarilla marca el contacto erosivo con Formación Libertad. d: Detalle del contacto discordante entre el basamento metamórfico (esquistos micáceos) y el conglomerado fosilífero basal, con abundantes ejemplares de *Ostrea* sp. y *Crassostrea* sp. de gran porte. e: Detalle del biostroma basal en el frente norte, con ostreidos en posición de vida y fragmentarios.

Cantera Geymonat Oeste

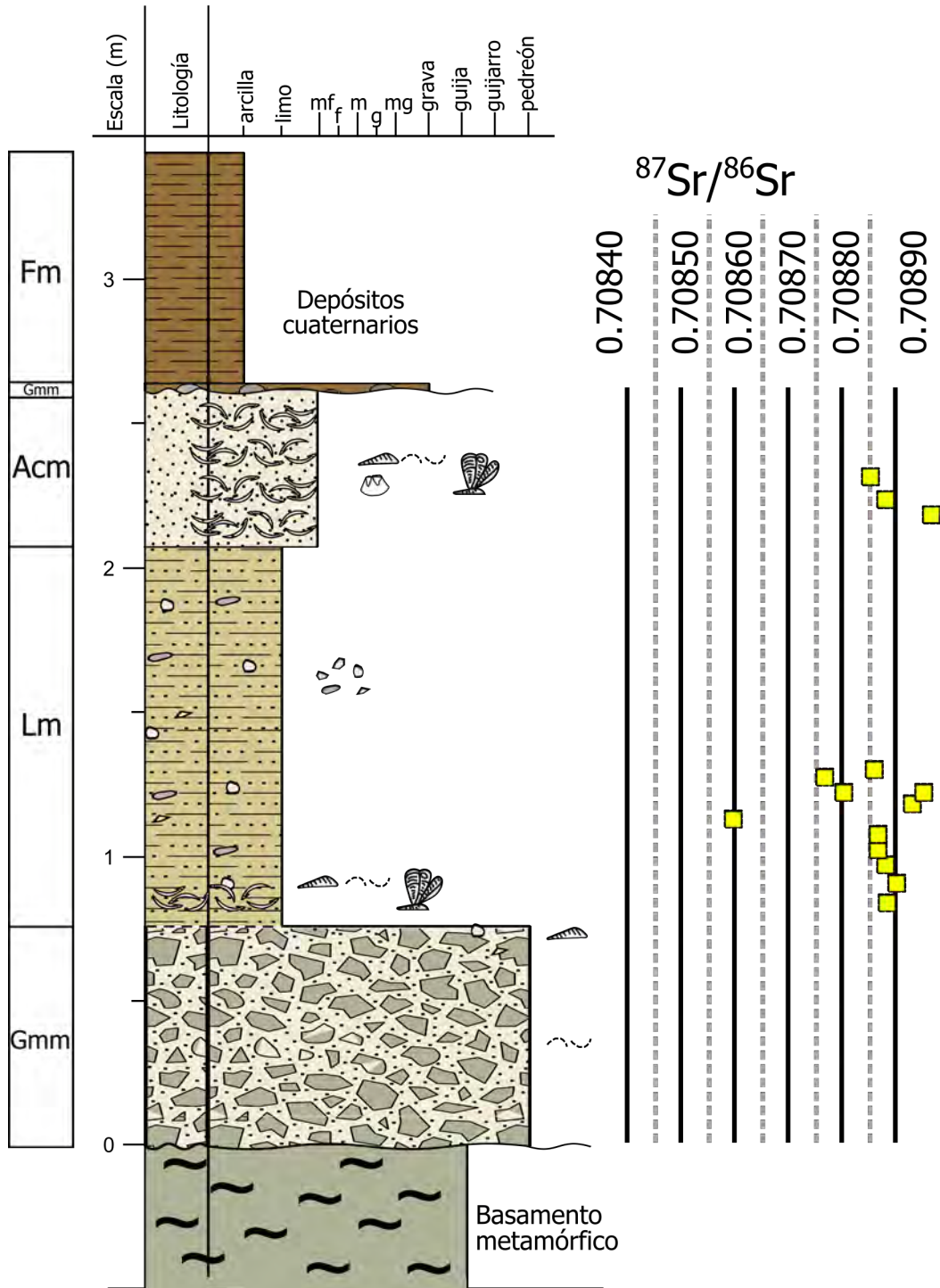


Figura 3.12: Columna estratigráfica en Cantera Geymonat, frente oeste, Departamento de Colonia. Al costado se grafican los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ analizados en ostras de la sección.

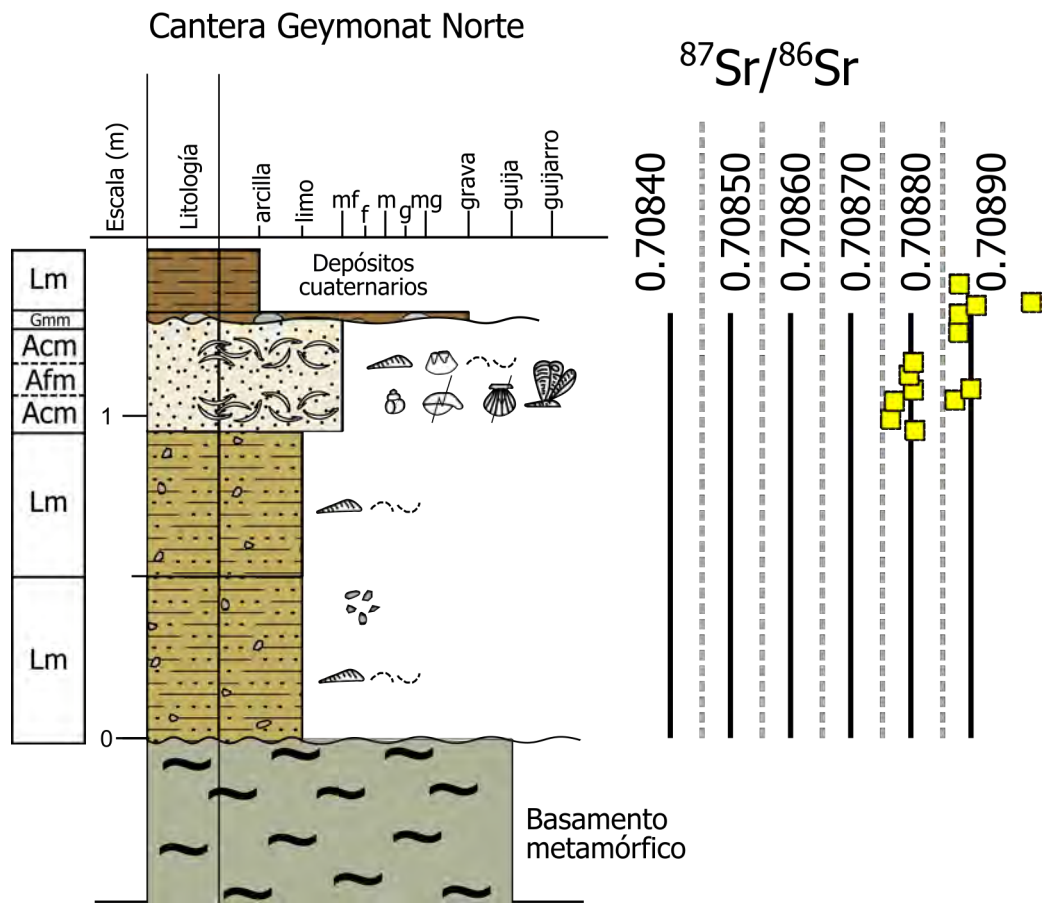


Figura 3.13: Columna estratigráfica en Cantera Geymonat, frente norte, Departamento de Colonia. Al costado se grafican los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ analizados en ostras de la sección.7.

3.2.5. Columna estratigráfica de Brisas del Plata

En el Balneario Brisas del Plata se construyó en hormigón una escalera de acceso al borde costero, caracterizado por un abrupto eskarpe, una plataforma de abrasión activa y una estrecha zona de acumulación, con arena de playa en parches que cubre parte de la porción más basal del sector (Figura 3.14, a). Sin embargo, el acceso por escalera permite observar de gran forma el contacto erosivo entre la Formación Camacho y los suprayacentes sedimentos gruesos, rojizos, menos friables, acá reconocidos como Formación Raigón (Figura 3.14, f), aunque otros autores (Goso *et al.*, 2012) los asocian a Formación Libertad, acorde a las relaciones estratigráficas con los sedimentos sobreyacentes (Formación Dolores, según un dato geocronológico –análisis OSL– sin referencia espacial). Este contacto permite la escorrentía subsuperficial hacia la costa, con surgencia lateral evidente al distinguir la línea de vegetación y la zona de mayor erosión de la barranca activa (Figura 3.14, b). Los niveles descritos son predominantemente litologías de fracciones finas, en el rango arcilla a arena muy fina. Algunos paquetes desarrollan estratificación cruzada *hummocky*, en limolitas y areniscas, estas últimas además pueden preservar bases erosivas intraformacionales, en paquetes coquinosos de poca potencia, fuertemente cementados (Figura 3.14, c–d). Al menos se registran seis de estos niveles en areniscas muy finas. Se tomaron muestras geológicas de estas rocas para petrografía sedimentaria –descritos en el capítulo siguiente–. En la porción media presenta abundante bioturbación, con índices relativos muy altos (5–6) y decrecientes hacia el techo (1–2). Dicha bioturbación consta principalmente de *Ophiomorpha* y *Thalassinoides*, estos últimos con ejemplares de tamaños métricos, en disposición subvertical (Figura 3.14, e). La Figura 3.15 representa las rocas descritas y las facies sedimentarias interpretadas sobre las mismas.

3.2.6. Columna estratigráfica de San Pedro – Bajada Morelli

La localidad en cuestión ha sido ampliamente visitada y revisada por la comunidad geológica y paleontológica uruguaya, dado que tiene excelentes accesos y gran continuidad lateral. Presenta una ancha y escalonada plataforma de abrasión activa, así como un considerable eskarpe costero, en un eje general WNW-ESE (Figura 3.16, a–b). Dichos escalones denotan la erosión diferencial de los generalmente más potentes niveles de limolita verdosa y unas estructuras particulares denominadas acá “*sandwich* tempestítico”, que resultan ser coquinas en matriz arenosa muy fina, con base erosiva y fuerte cementación diagenética del carbonato exsuelto de las conchillas fósiles (Sprechmann *et al.*, 1994). Este patrón se identifica en al menos siete niveles de la columna estratigráfica, mas son lateralmente discontinuos (Figura 3.16, c–f). Otro registro excepcional del sector es la enorme abundancia de icnofósiles, con la asociación de sustrato blando más frecuente dada por *Thalassinoides* – *Ophiomorpha* – *Maiakarichnus*, principalmente común en limolitas. Los índices de bioturbación son, por tanto, muy variables pero sujetos a la litología predominante. A su vez, se hallaron restos muy fragmentarios de ostreidos sobre los niveles próximos a la plataforma de abrasión activa. La Figura 3.17 muestra la columna estratigráfica representativa de esta localidad. Se destaca, además, que en el primer metro de la base de la sección se reportó el único mamífero fósil terrestre de la unidad en el Departamento de Colonia, *Vassallia* sp. (Bostelmann y Carlini, 2010).

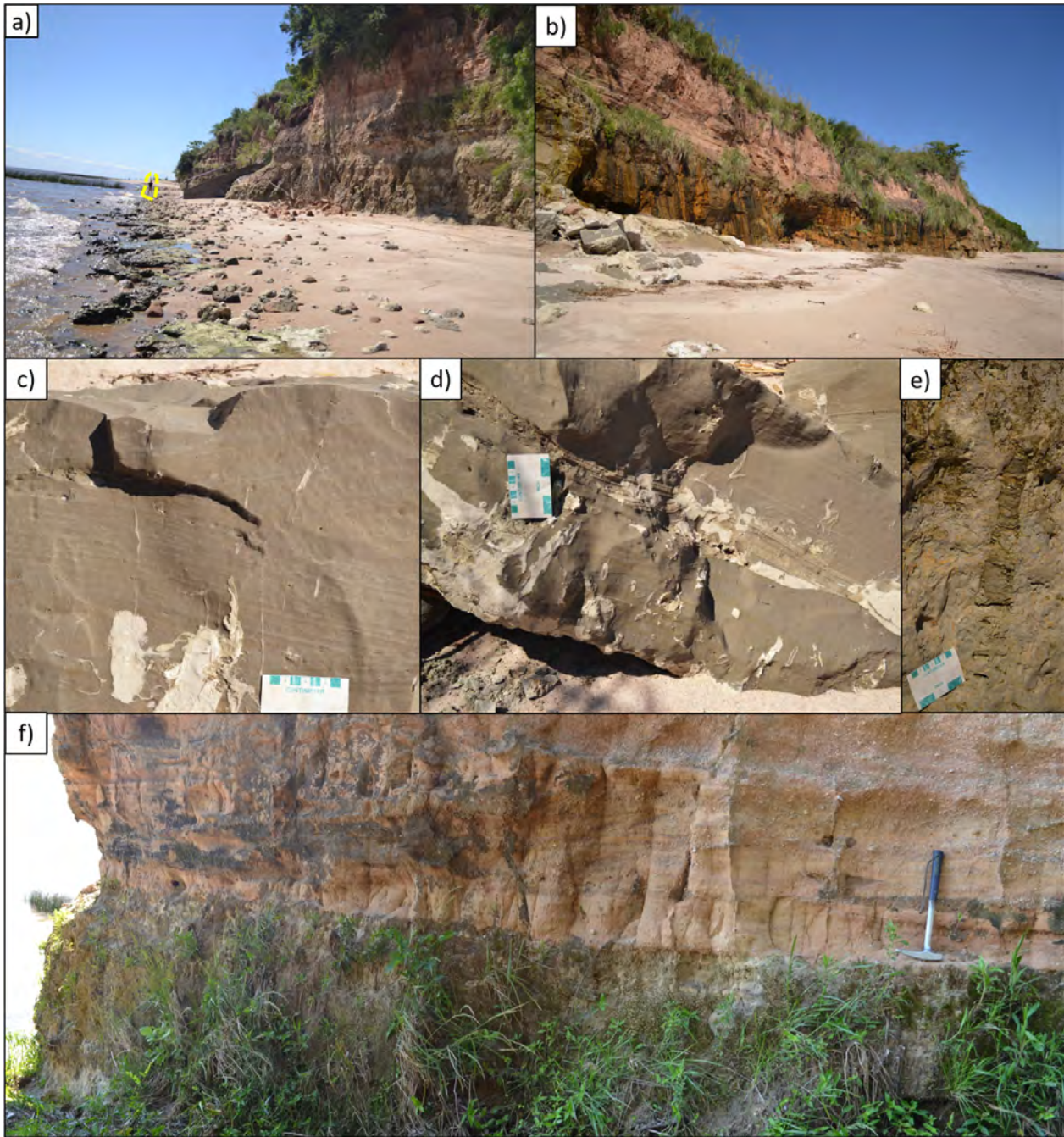


Figura 3.14: Atributos principales de los afloramientos en Balneario Brisas del Plata, Departamento de Colonia. a: Vista hacia el noroeste del escarpe costero. Personas en amarillo de escala, frente a escalera de acceso. b: Vista hacia el sureste del escarpe; nótese la escorrentía y crecimiento de vegetación en la porción media, que coincide con el contacto erosivo entre Formación Camacho y Formación Raigón. c: Estratificación cruzada *hummocky* en areniscas muy finas. d: Paquete arenoso con estratificación cruzada *hummocky*, conchillas disueltas y abundantes trazas fósiles rellenas con limolita blanquecina. e: Ejemplar de *Thalassinoides* isp. con largo decimétrico. f: Contacto erosivo y nítido entre Formación Camacho y los sedimentos rojizos gruesos fluviales suprayacentes, expuesto al costado del acceso a la playa.

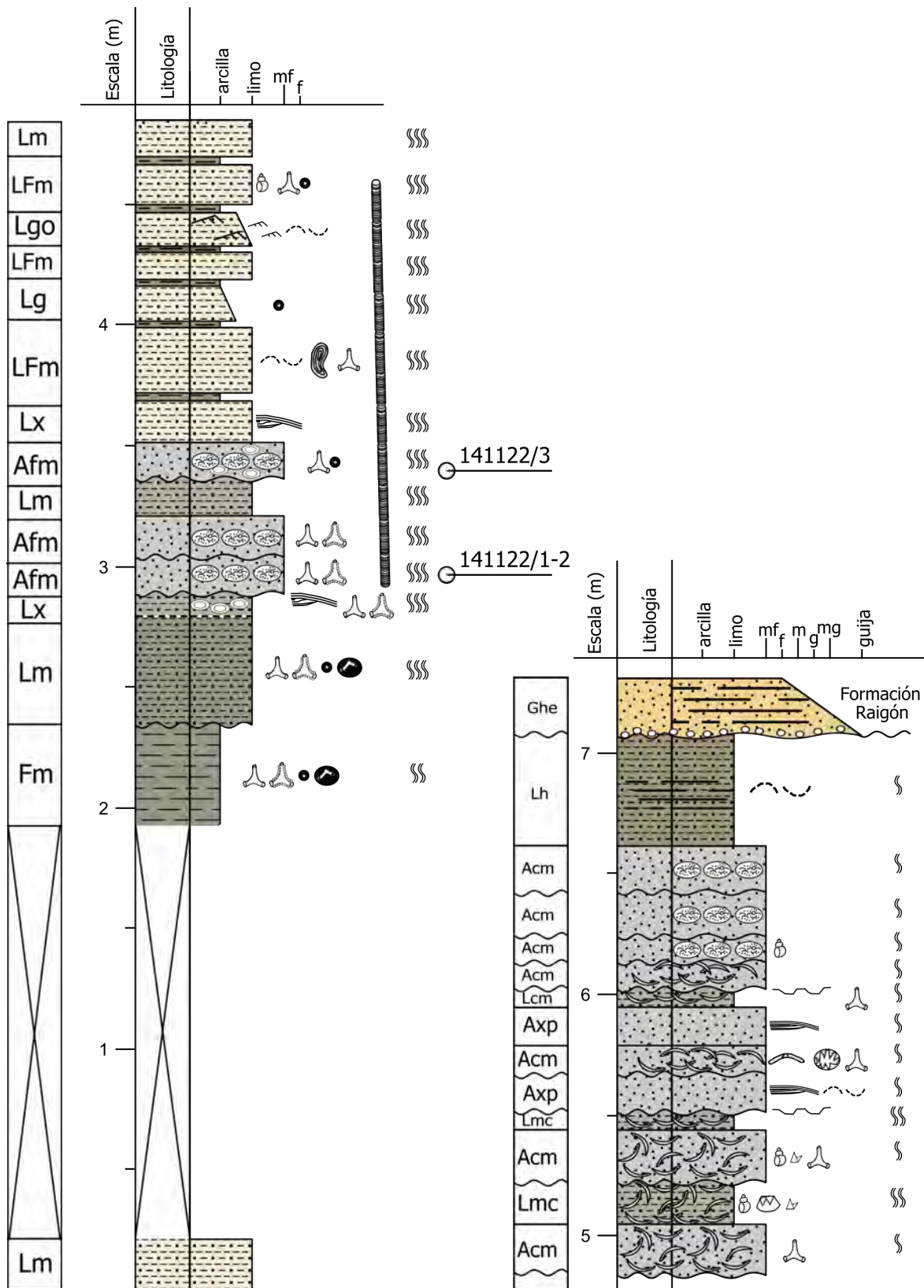


Figura 3.15: Columna estratigráfica de Brisas del Plata, Departamento de Colonia.

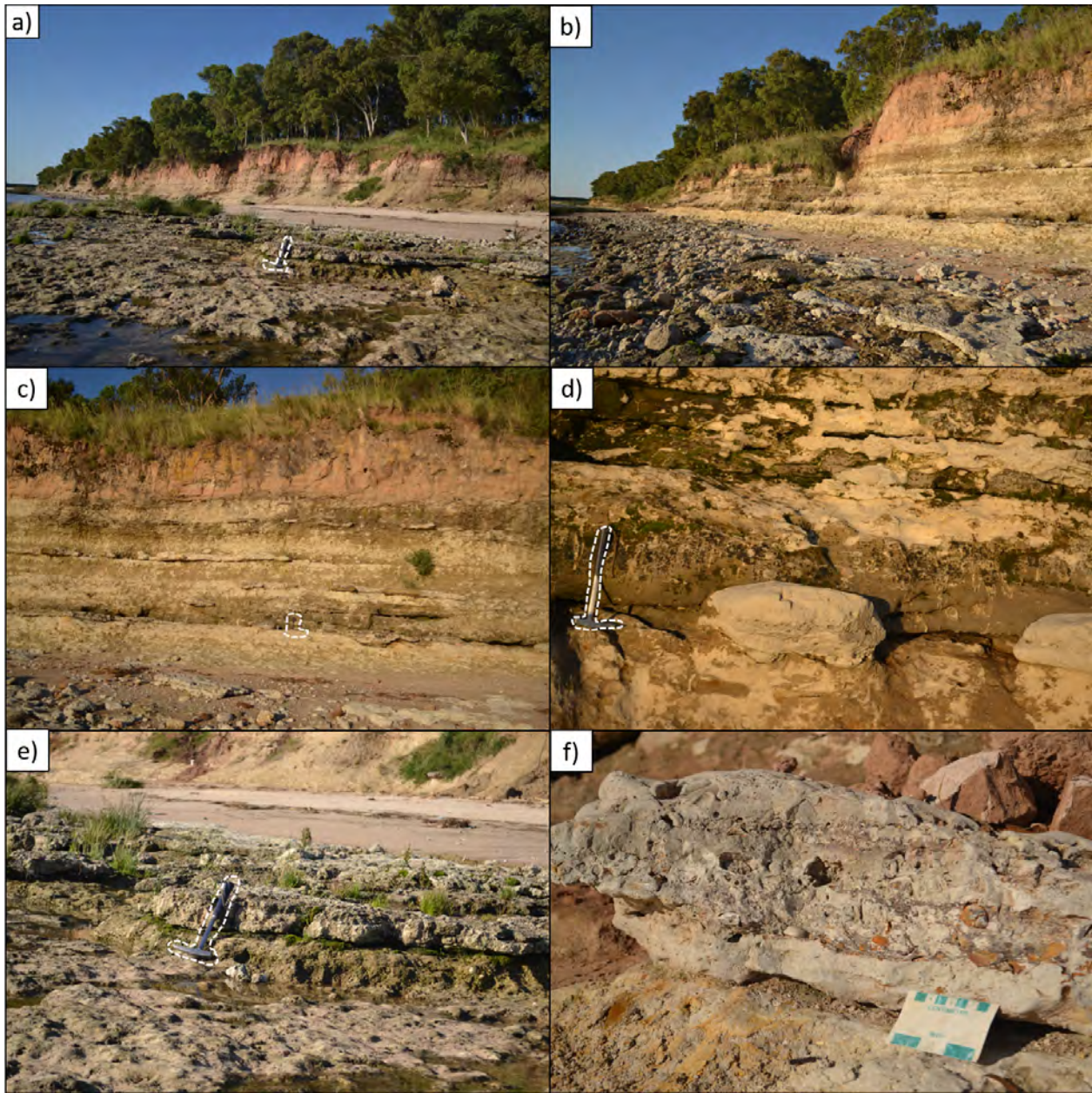


Figura 3.16: Atributos principales de los afloramientos en San Pedro, Departamento de Colonia. a: Vista hacia el noroeste del escarpe costero, en un momento de baja marea que expuso ampliamente la plataforma de abrasión actual, piqueta geológica Estwing larga de escala, encerrada en blanco. b: Detalle de la vista anterior. c: Sucesión clásica de limolitas y areniscas en paquetes discontinuos; en blanco la misma piqueta de escala. d: Bioturbación en corte vertical, sobre paquete de limolitas y areniscas próximo a la plataforma de abrasión. e: Detalle de la superposición de niveles bioturbados en “escalones”. f: Paquete de arenisca fina con núcleo coquinoso, con cemento diagenético; representa los “*sandwich tempestítico*” clásicamente descritos en la localidad.

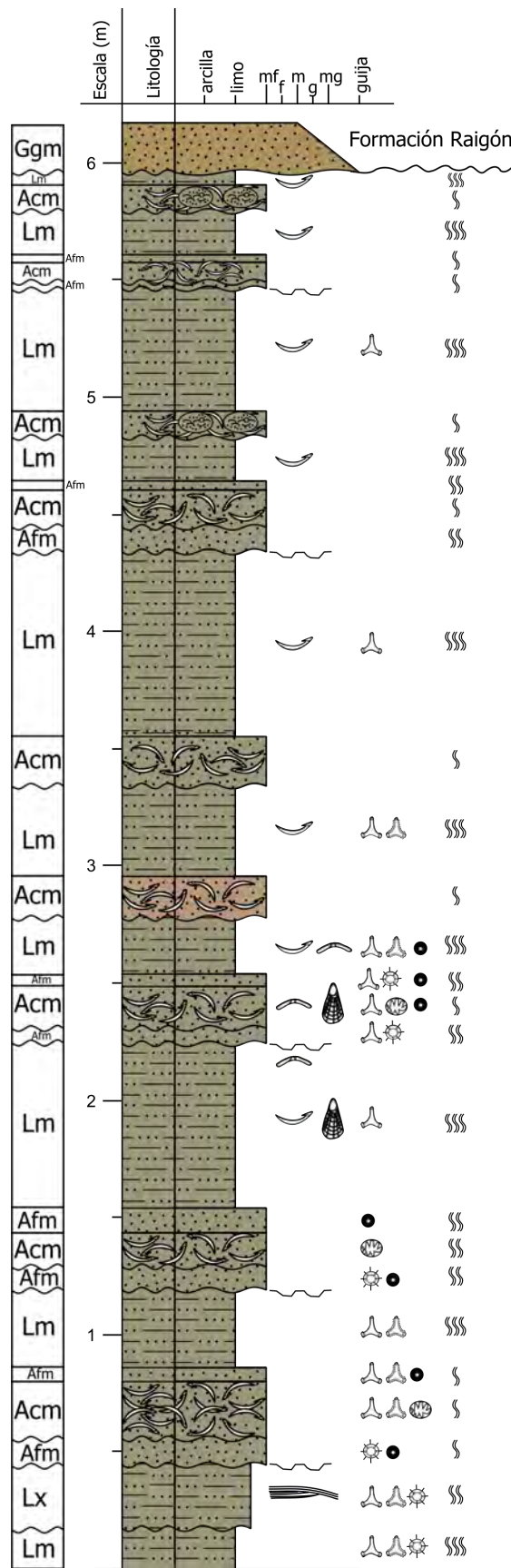


Figura 3.17: Columna estratigráfica de San Pedro –Bajada Morelli–, Departamento de Colonia. Modificado de Sprechmann y Gaucher, inédito.

3.2.7. Columna estratigráfica de La Negra

Esta localidad está bastante próxima y tiene grandes similitudes con la localidad anterior, con el patrón escalonado, potencia de *ca.* 5.5 m y al menos ocho niveles con estructura de *sandwich tempestítico*. La Figura 3.18 muestra la columna estratigráfica representativa de esta localidad, resaltando un aún mayor registro relativo de icnofósiles.

3.2.8. Columna estratigráfica de Estancia Anchorena

El predio de la Estancia Anchorena pertenece a la Presidencia de la Nación, y en ella se encuentra la residencia de descanso del presidente. Cuenta con un extenso borde costero, dominado por un escarpe fuertemente activo y una estrecha playa a la que solo se desciende por una escalera de bloques construida a principios del siglo XX (Figura 3.19, a–c).

En esta localidad, la exposición es considerablemente más potente, con hasta 11 m de espesor. La base está a nivel del Río de la Plata, donde se expone 1 m de limolitas verdosas macizas intensamente bioturbadas (IB: 5–6). Si bien es menos evidente, hasta en los metrajes 1–6 se registran estructuras de *sandwich tempestítico* con estratificación cruzada *hummocky* bien desarrollada, tanto en limolitas como en areniscas muy finas–finas (Figura 3.19, d). La porción media es rica en icnofósiles de sustrato blando, que resultan relativamente más abundantes en las litofacies de granulometría fina (Figura 3.19, e). A los *ca.* 4.5 m se registraron ondulitas simétricas, con eje mayor perpendicular a las crestas en dirección $N320^{\circ}$ – $N140^{\circ}$. Sobre los 6 m, la cobertura vegetal hace dificultosa la identificación de rasgos, pero se describió como un paquete de areniscas muy finas, macizas, con escasos icnofósiles. La Figura 3.20 representa la asociación descrita anteriormente.

3.2.9. Columna estratigráfica de Cantera Camacho

Si bien la Cantera Camacho es el estratotipo de la definición original de la formación, la cobertura vegetal colonizó prácticamente toda la exposición, dificultando su apreciación (Figura 3.21). Además, la potencia expuesta en la misma no alcanza los 4 m de espesor, lo cual genera problemáticas respecto a su representatividad, discutidas en la Sección 3.4. Sin embargo, tiene también características importantes: Las rocas dominantes son areniscas gruesas, en un rango que no llega a limolitas; es considerablemente bioclástica, con fragmentos de conchillas mal preservados o disueltos en casi todos los niveles; tiene una estructura de valvas conjugadas y apiladas, cóncavas hacia el techo, solo reportada en esta localidad; presenta baja bioturbación, solo en la porción media; los paquetes arenosos gruesos tienen bases erosivas en modo similar a las estructuras tempestíticas de San Pedro y La Negra; presenta, también en la porción media, estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo, no registrada en las localidades anteriores. La columna estratigráfica es representada en la Figura 3.22.

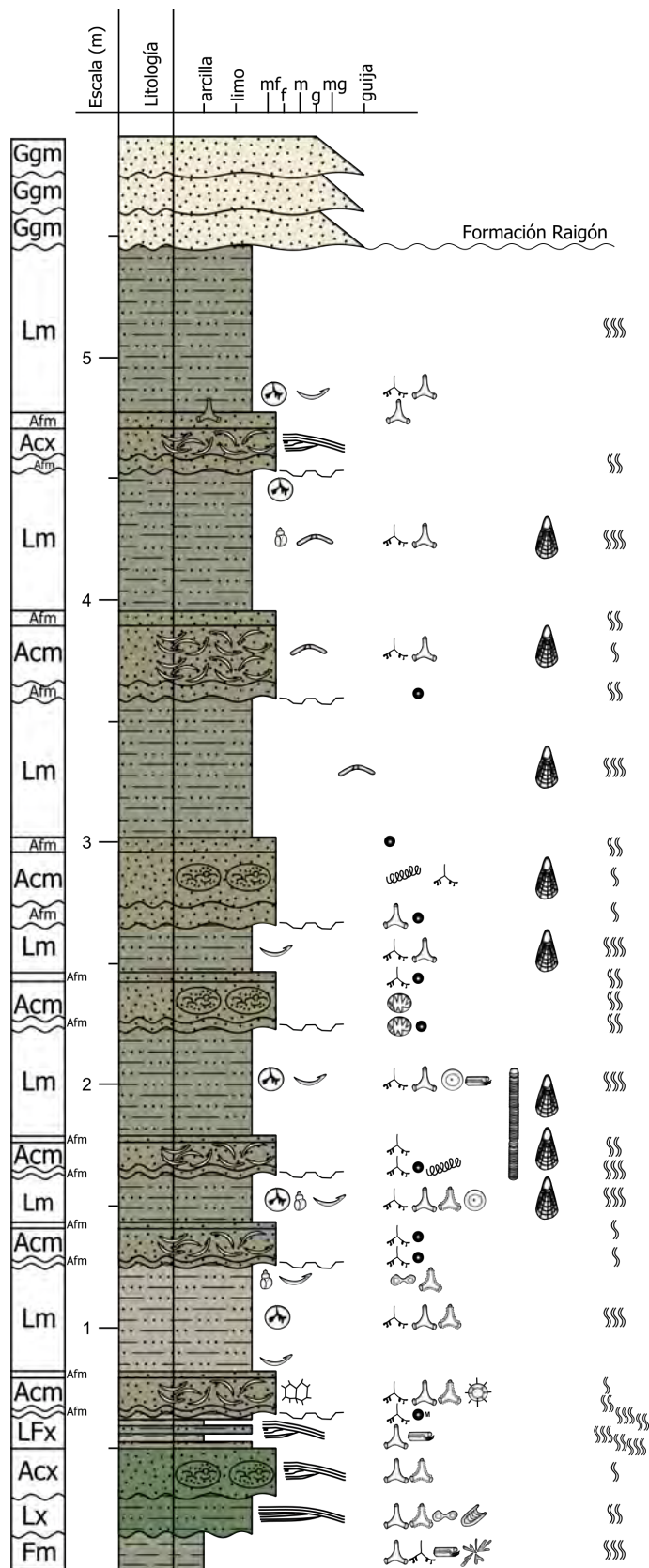


Figura 3.18: Columna estratigráfica de La Negra, Departamento de Colonia. Modificado de Sprechmann y Gaucher, inédito.



Figura 3.19: Exposiciones en Estancia Anchorena, Departamento de Colonia. a: Vista hacia el noroeste del escarpe costero, próximo a la escalera de acceso. En amarillo, personas de escala. b: Vista hacia el sureste, con muro de protección en el borde izquierdo de la imagen. Se destaca la frondosa cobertura vegetal y la importante caída de bloques. c: Detalle de los afloramientos, en fotografía panorámica. Las manchas blancuecinas en los niveles medios corresponden principalmente a icnofósiles rellenos de limolita. d: Estratificación cruzada *hummocky* en limolitas y areniscas muy finas, sutil. e: Ejemplar de *Maiakarichnus* isp. y *pellets* fecales alrededor, relleno de limolita blancuecina en areniscas muy finas gris verdosas.

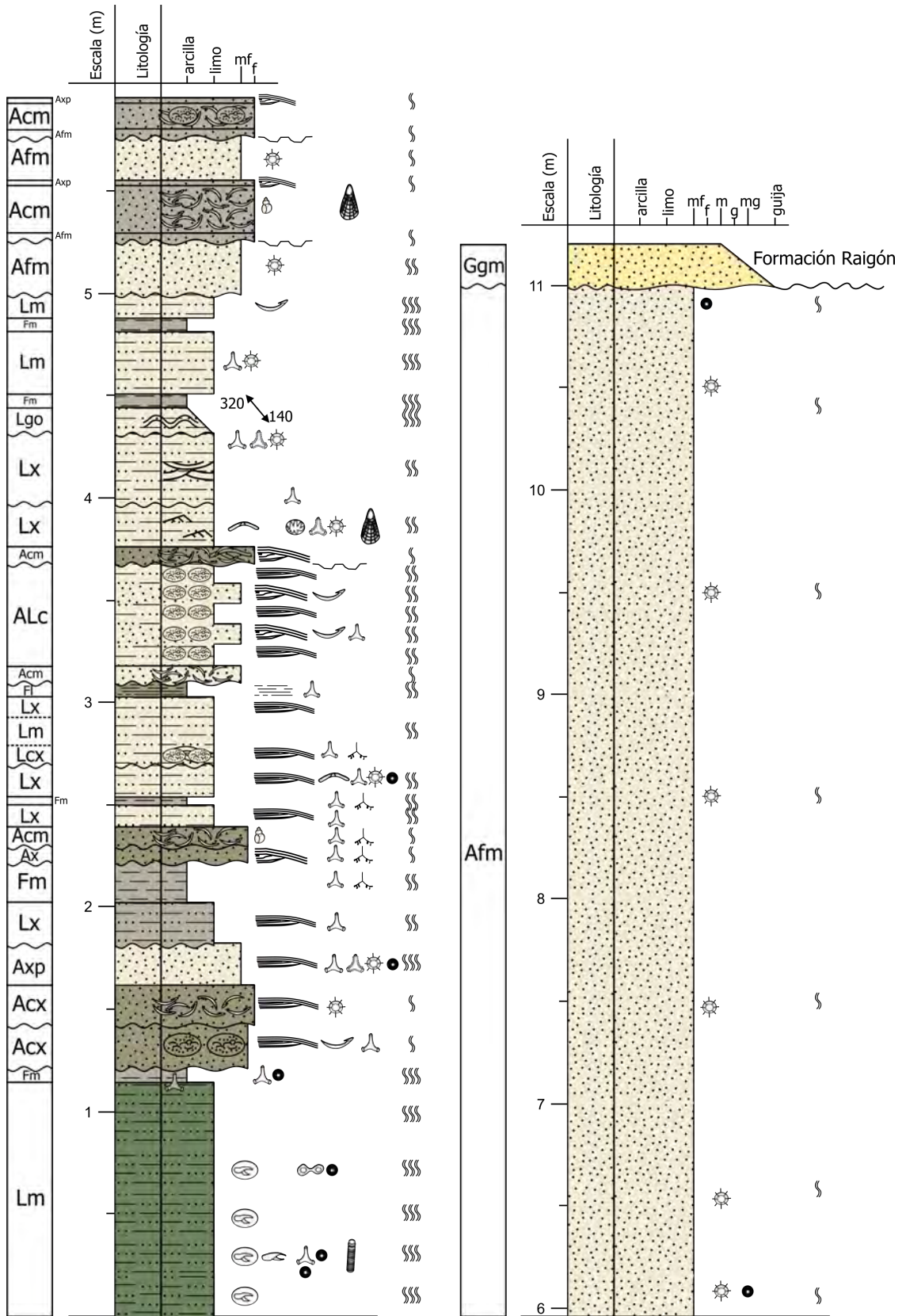


Figura 3.20: Columna estratigráfica de Estancia Anchorena, Departamento de Colonia. Modificado de Sprechmann y Gaucher, inédito.



Figura 3.21: Estado actual de Cantera Camacho, estratotipo de la formación homónima, Departamento de Colonia. La vegetación cubrió casi todo el frente de cantera, y parte de la base se rellenó o cubrió.

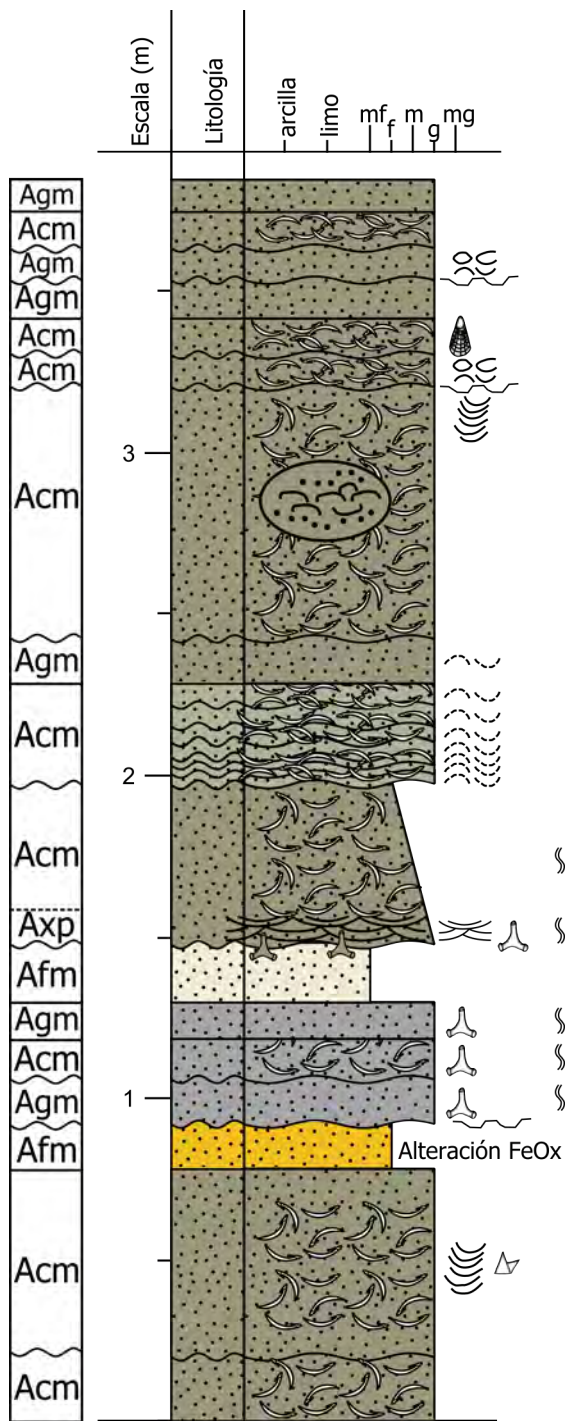


Figura 3.22: Columna estratigráfica de Cantera Camacho, localidad tipo de la formación, Departamento de Colonia. Modificado de Sprechmann y Gaucher, inédito.

3.2.10. Columna estratigráfica de Ruta 21, km 87.8

Este pequeño corte caminero tiene significancia porque se ubica a la misma cota y distancia de la costa que el estratotipo de Cantera Camacho, y se ha preservado considerablemente bien (Figura 3.23). En *ca.* 2.5 m se observan areniscas muy finas granocrecientes, areniscas bioclásticas, areniscas medias con estratificación cruzada planar de bajo ángulo (cuya intersección de limbos sugiere un eje de flujo N-S), areniscas macizas muy finas verdosas y areniscas granocrecientes hasta arenisca gruesa. En la interfaz de las areniscas macizas y gradadas se colectaron muestras geológicas para petrografía y separación de circones detríticos. La Figura 3.24 muestra la representación gráfica de la columna estratigráfica.

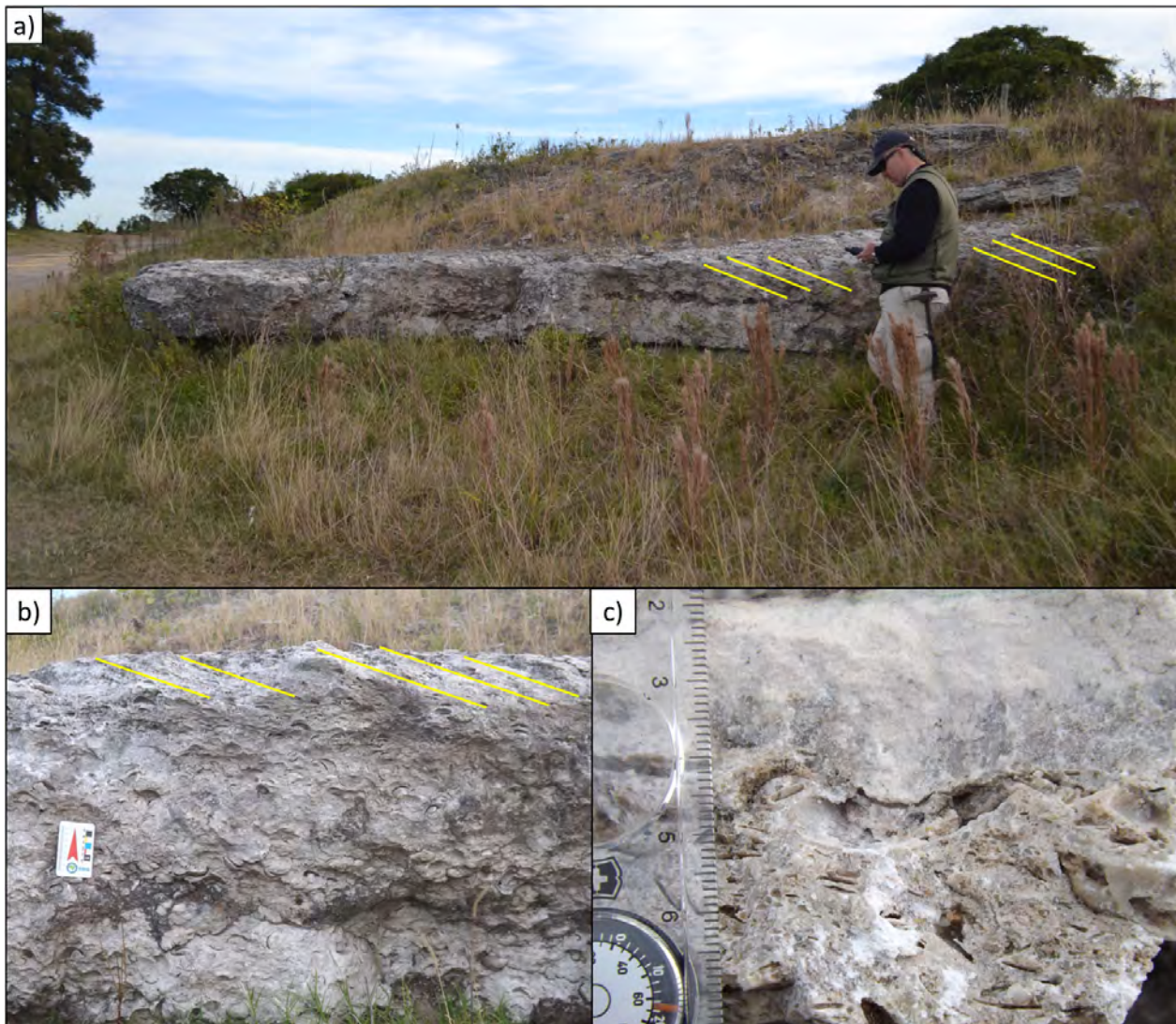


Figura 3.23: Afloramiento de Formación Camacho en el km 87.8 de la Ruta Nacional 21, Departamento de Colonia. a: Disposición general, con vista al norte. En amarillo, limbo principal de la estratificación cruzada planar de bajo ángulo. b: Detalle del nivel bioclástico y techo con estructuras. c: Detalle de la recrystalización en granulometrías gruesas.

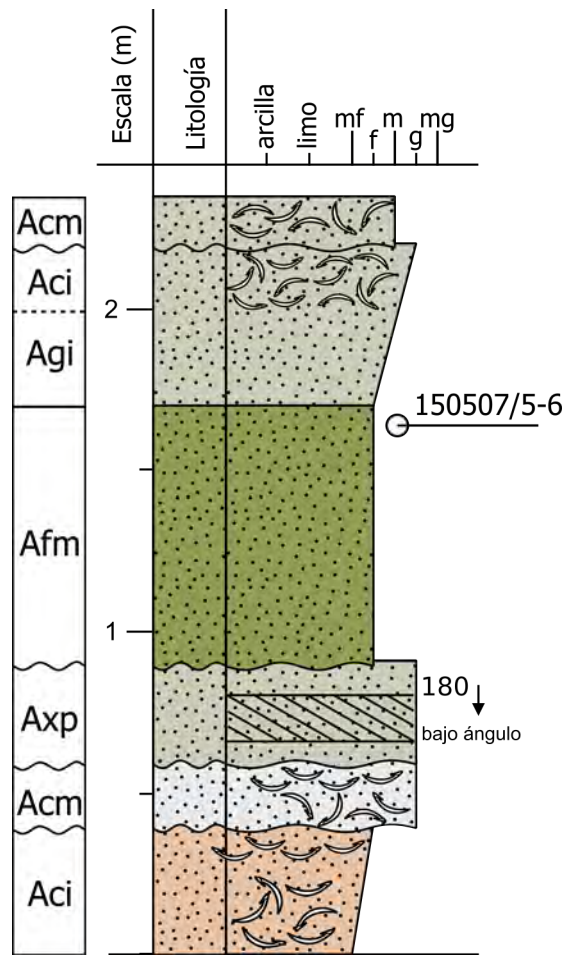


Figura 3.24: Columna estratigráfica del afloramiento en Ruta 21 –km 87.8–, Departamento de Colonia. Los códigos numéricos indican las muestras geológicas extraídas.

3.2.11. Columna estratigráfica de Cerro Bautista

El Cerro Bautista se encuentra a próximo a la ribera noreste del Río Uruguay. Está fuertemente cubierto con vegetación nativa, principalmente en la base y ladera noreste. La cara suroeste, sin embargo, tiene un frente erosivo activo, con buenas exposiciones métricas en la vertical y de unas decenas de metros en la horizontal. Dada la extensión de la localidad, se efectuó un sobrevuelo con un UAV (Vehículo Aéreo No Tripulado, *Unmanned Aerial Vehicle* en inglés) o “Drone” modelo DJI Phantom II, a fin de relevar la mayor área posible. Posteriormente, se generó un modelo digital de terreno con imágenes ortorectificadas mediante el software Agisoft PhotoScan. La Figura 3.25 muestra la reconstrucción, donde sutilmente se reconoce un basculamiento de 7°SE.

En la columna estratigráfica elaborada (Figuras ??, ??) se muestran 13 metros de areniscas,

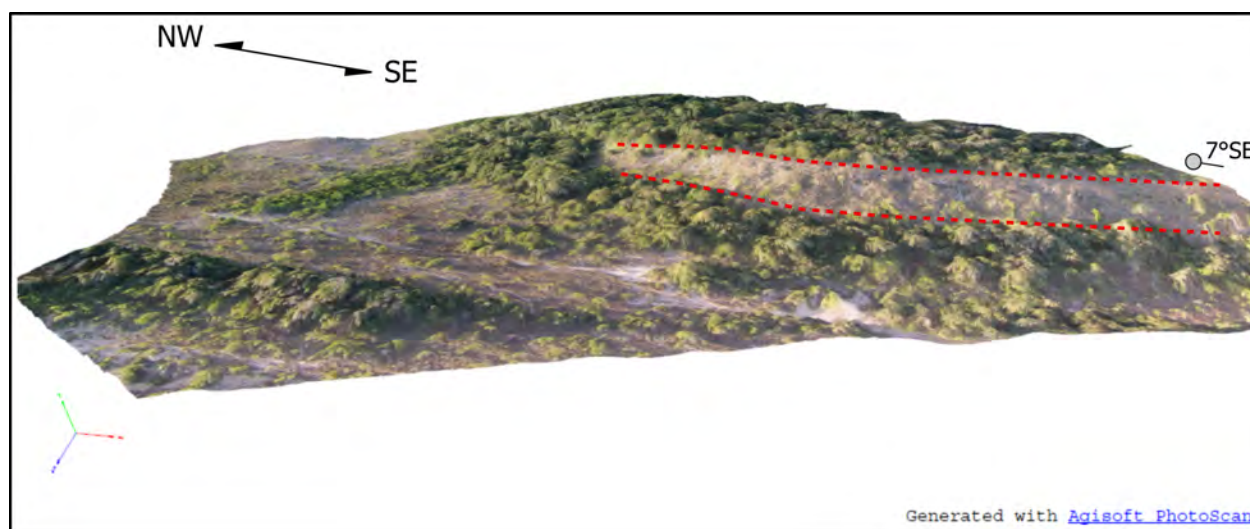


Figura 3.25: Modelo isométrico generado con drone DJI Phantom II para la localidad de Cerro Bautista, Departamento de Colonia. Las líneas rojas punteadas marcan la tendencia de la estratificación. El diagrama con círculo y línea representa el buzamiento aproximado de los niveles expuestos. La figura se exportó desde Agisoft PhotoScan y luego se editó en un software vectorial libre.

con claro dominio de areniscas muy finas pero con algunos niveles subordinados de areniscas gruesas e incluso conglomerados finos bioclásticos. La columna se puede separar en tres rangos claros: 0–3.8 m, con areniscas muy finas e intercalaciones de areniscas muy gruesas bioclásticas, que en el techo desarrollan estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo; 3.8–10 m, con amplio dominio de areniscas muy finas macizas, que en el techo intercalan con capas de arcillita y areniscas muy finas estratificadas; y 10–13.1 m, con tendencia general granodecreciente, desde areniscas muy gruesas bioclásticas a areniscas finas macizas, conteniendo además un significativo paquete grueso con excelente preservación de estratificación cruzada *herringbone*. Esta última sugiere un flujo bimodal en el eje corregido $N295^{\circ}$ – $N115^{\circ}$. Casi en el techo, las paleocorrientes inferidas por estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo representan un sentido $N300^{\circ}$. Si bien hay numerosos bioclastos, la preservación generalmente está afectada por procesos de recristalización, donde los taxa mejor conservados suelen ser braquiópodos y, poco frecuentes, ostreidos fragmentarios. La Figura 3.28 muestra algunos de los atributos principales acá descritos.

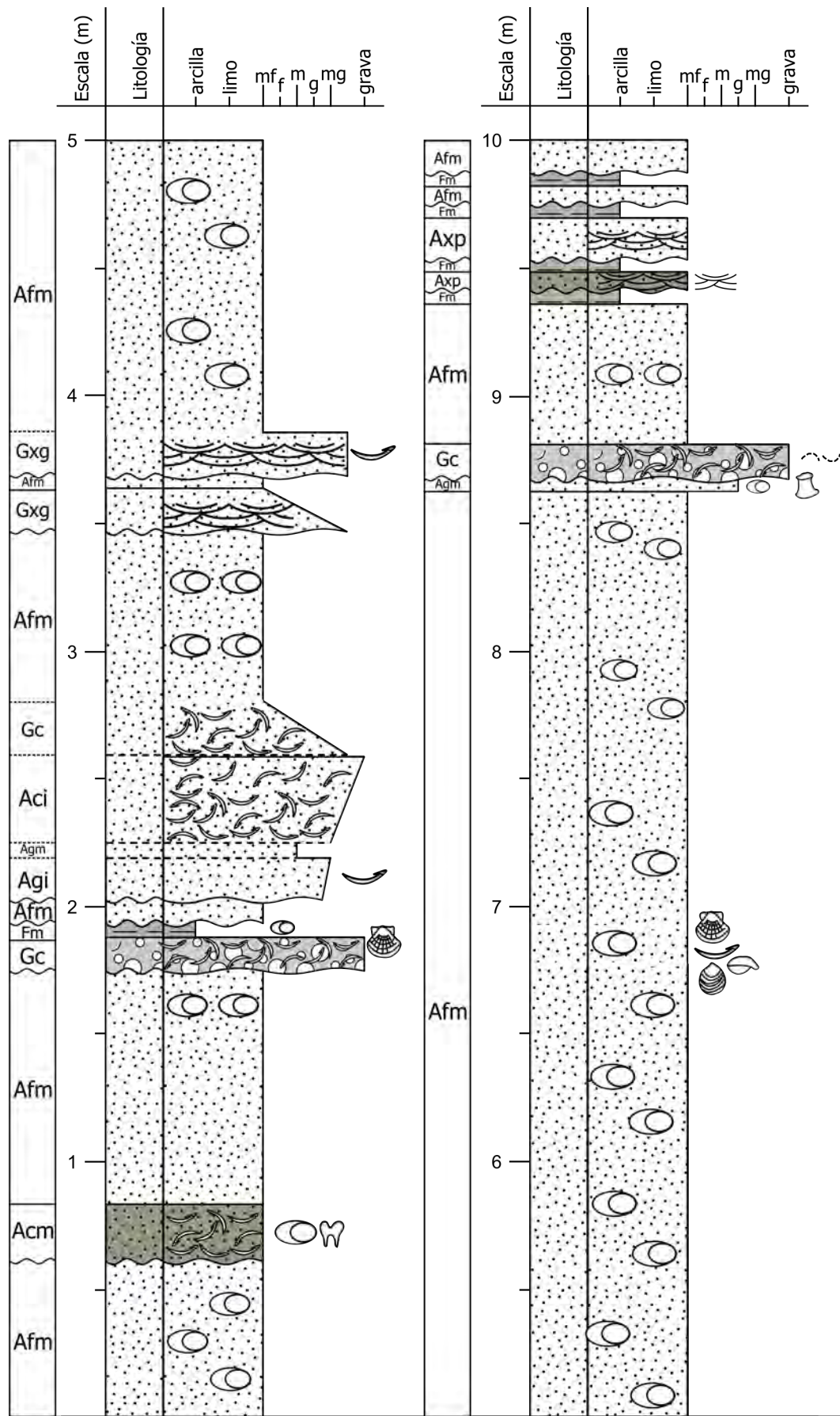


Figura 3.26: Columna estratigráfica de Cerro Bautista, porción basal y media, Departamento de Colonia.

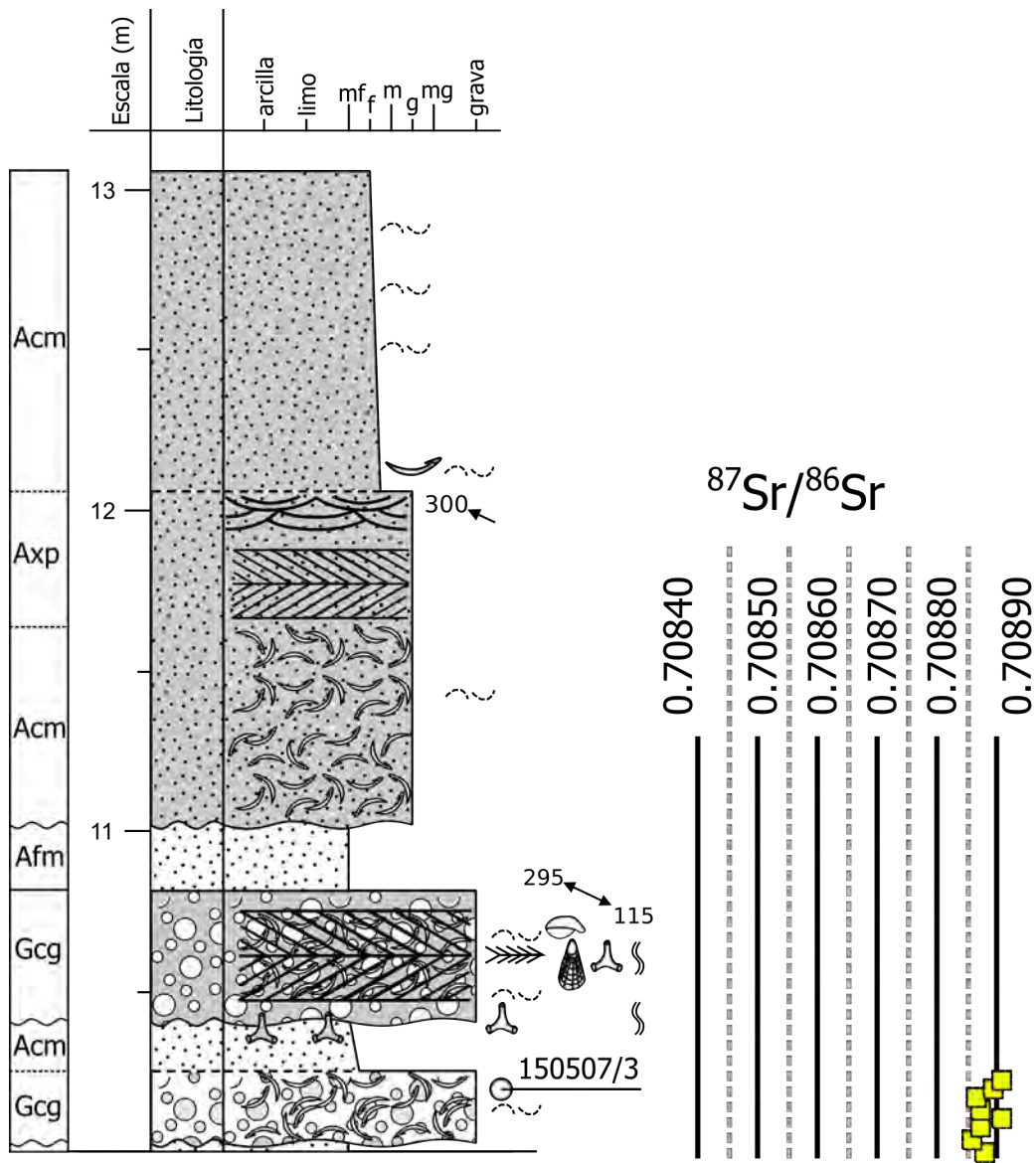


Figura 3.27: Columna estratigráfica de Cerro Bautista, porción del techo, Departamento de Colonia. Al costado se grafican los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ analizados en ostras y braquiópodos de la sección.

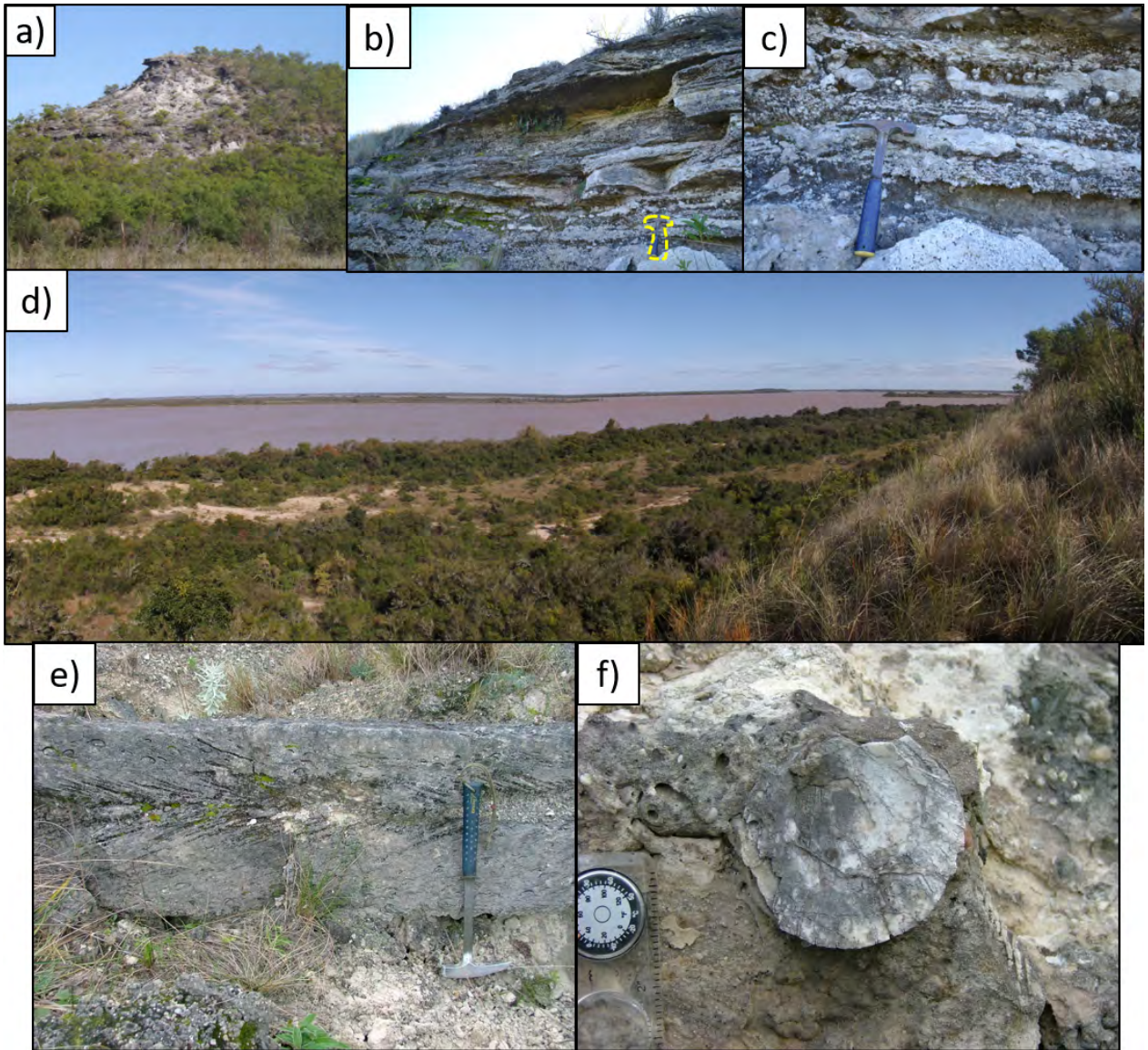


Figura 3.28: Rasgos característicos de la localidad Cerro Bautista, Departamento de Colonia. a: Vista de la cumbre del cerro, al noreste. Se destaca la ladera erosionada y la cornisa mayor, a los 10.5 m. b: Exposición principal de la ladera suroeste, en la porción cuspidal. Piqueta estratigráfica Estwing de escala, en amarillo. c: Detalle de las litologías arenosas de la imagen anterior. d: Vista al Río Uruguay desde la cumbre del Cerro Bautista, en dirección oeste–suroeste. Nótese el cambio de pendiente en la base de la ladera, que desarrolla bancos de arena producto de la erosión del cerro. e: Excepcional preservación de estratificación cruzada *herringbone*, a los 10.5 m de columna. f: Pectínido fósil recrystalizado y fragmentado, ejemplo de preservación común en la localidad.

3.2.12. Columna estratigráfica de Punta Gorda

A modo similar con lo ocurrido en Cantera Camacho, la vegetación cubrió gran parte de las exposiciones del célebre “Rincón de Darwin”, en Punta Gorda. El lugar, que tiene una escalera de hormigón en zig-zag para llegar desde el nivel del Río Uruguay hasta la cima, fue visitado por el naturalista inglés en su viaje por Sudamérica y en su honor cuenta con una placa conmemorativa. La escalera facilita la descripción de los niveles y el muestreo, pero el sitio no cuenta con gran representatividad lateral (Figura 3.29). La presente columna estratigráfica relevó 20 m de rocas sedimentarias, en dos sucesiones distintivas. La primera comienza en la cota actual del curso fluvial, donde aflora *ca.* 1 m de limolitas macizas marrón claro a rojizo, muy competentes y con nódulos carbonáticos blanquecinos, que se asociaron a la Formación Fray Bentos. El contacto no está actualmente expuesto, por lo que se recurrió a los perfiles elaborados por Kraglievich (1928), bajo la hipótesis de una mejor exposición al momento de sus descripciones. Éste hace mención a dos metros de arcillas verdosas macizas sobre el contacto erosivo. El paquete siguiente queda acotado a areniscas muy finas macizas, conteniendo invertebrados marinos fósiles fragmentarios en forma dispersa. El techo de esta sucesión está actualmente cubierto, por lo que se siguió nuevamente la descripción del autor antes citado, que marca 1 m de arcillas verdosas macizas.

La sucesión superior, de 8 m de espesor parcial, está dominada por areniscas medias a gruesas con estratificación cruzada planar de bajo ángulo, pobremente preservada, abundantes bioclastos principalmente de ostreidos y gastrópodos, que en el techo terminan en un particular biostroma de *Crassostrea rizophorae* muy concentrado, métrico y con abundantes restos fragmentarios conformando parte de la matriz fina. La Figura 3.30 representa la sucesión inferior, mientras la Figura 3.31 representa la sucesión superior de la misma localidad.

3.3. Análisis de facies sedimentarias

Dado el considerable número de localidades y las significativas variaciones de menor escala, tanto de base a techo como laterales, se optó por un análisis de facies sedimentarias con criterio primordialmente litológico y estructural. A partir de la interpretación y asociación de las facies definidas, se infirieron ambientes depositacionales, considerando en conjunto los registros paleontológicos, espesores, extensión lateral y datos topográficos de cada localidad. Las tablas 3.2 y 3.3 contienen las 31 litofacies reconocidas, entre todas las columnas descritas. El código identificador lleva una o dos letras mayúsculas (F para finos o fracción arcilla, L para limos, A para arenas, G para gravas y V para sedimentos volcanoclásticos) y una o dos letras minúsculas que caracterizan un rasgo estructural. Este es un análogo metodológico a la propuesta clásica de litofacies en sedimentos fluviales de Miall (2006), también mencionada en Reading (2005), Boggs (2006) y Nichols (2009), pero adaptada a un marco más genérico. Las tablas están ordenadas por granulometría predominante, con 4 litofacies para fracción muy fina, 2 para litologías con fracción arcilla y limo, 8 para fracción limo, 1 para litologías con fracción limo y arena, 10 para fracción arena, 5 para fracción mayor a grava y 1 para finos volcanoclásticos.

Cada columna estratigráfica expuesta tiene al costado derecho las respectivas litofacies interpretadas en una barra vertical, con la nomenclatura específica. A continuación se detalla

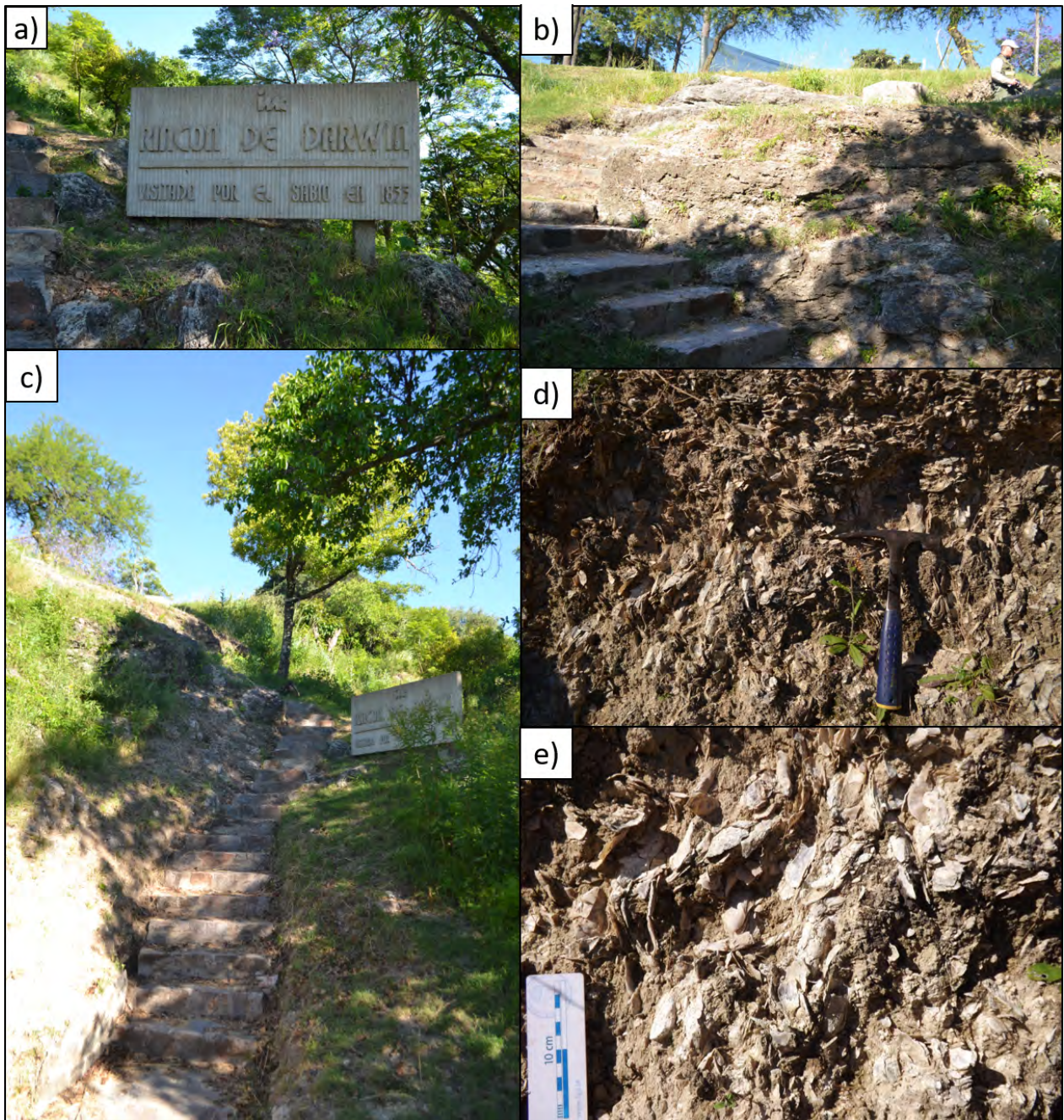


Figura 3.29: Algunas características de los afloramientos en Punta Gorda, Departamento de Colonia. a: Placa conmemorativa del “Rincón de Darwin”, en el sitio homónimo. b: Exposiciones al costado de la escalera de acceso, con rocas parcialmente cubiertas por vegetación. c: Vista ampliada de la escalera y placa, con “calicata” aprovechada para la descripción litológica. d: Biostroma del techo de la columna estratigráfica, con gran acumulación de invertebrados marinos fósiles fragmentarios o completos, en ocasiones conjugados. e: Detalle del nivel anterior, donde se destaca el gran porcentaje de fósiles y la escasa porción de matriz fina café claro.

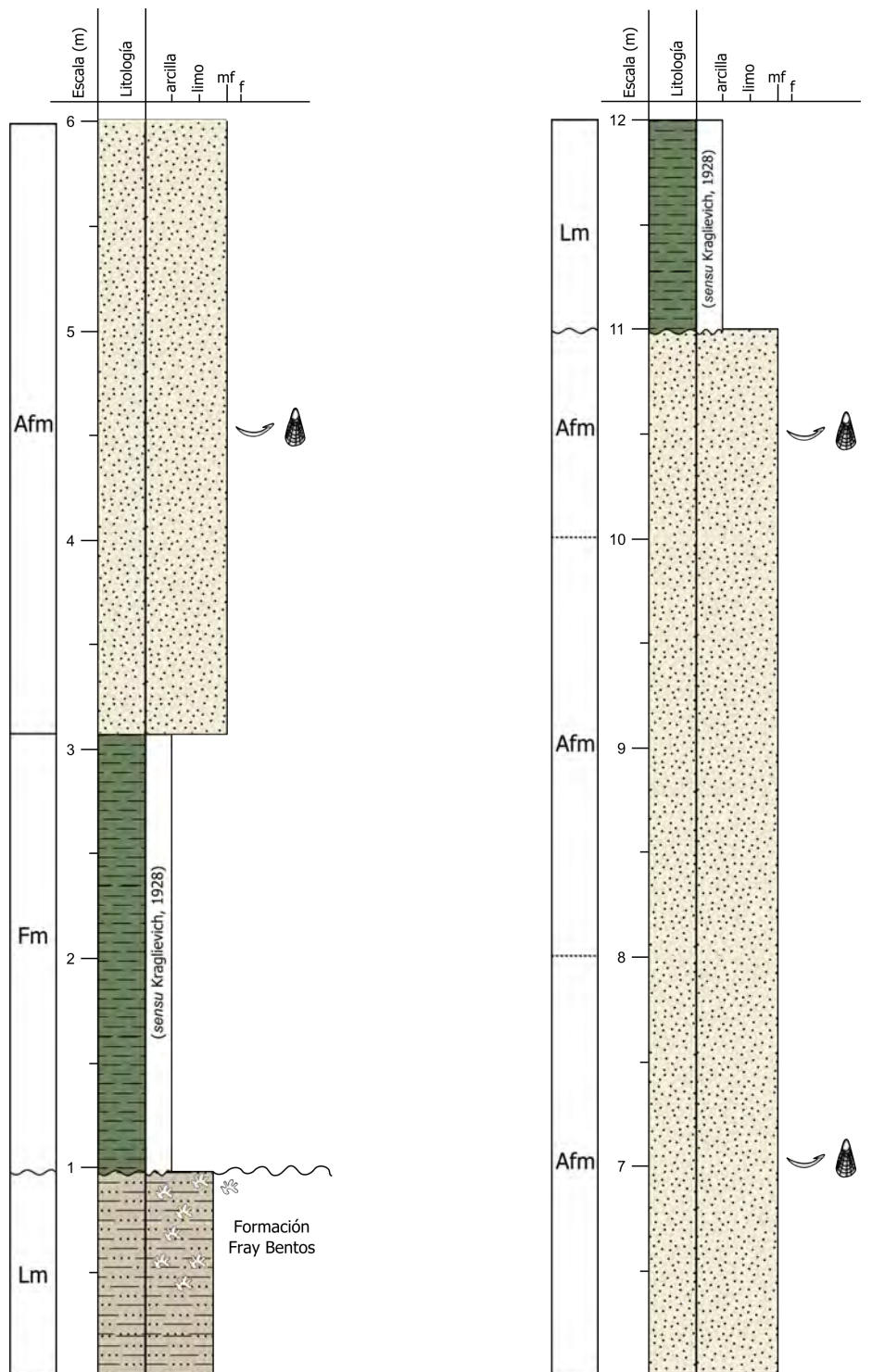


Figura 3.30: Columna estratigráfica de Punta Gorda, porción inferior, Departamento de Colonia. En la base se expone 1 m de Formación Fray Bentos. Los niveles arcillosos verdes son citados de Kraglievich (1928) pues en la actualidad (años 2014 a la fecha) la sección en esos niveles está cubierta.

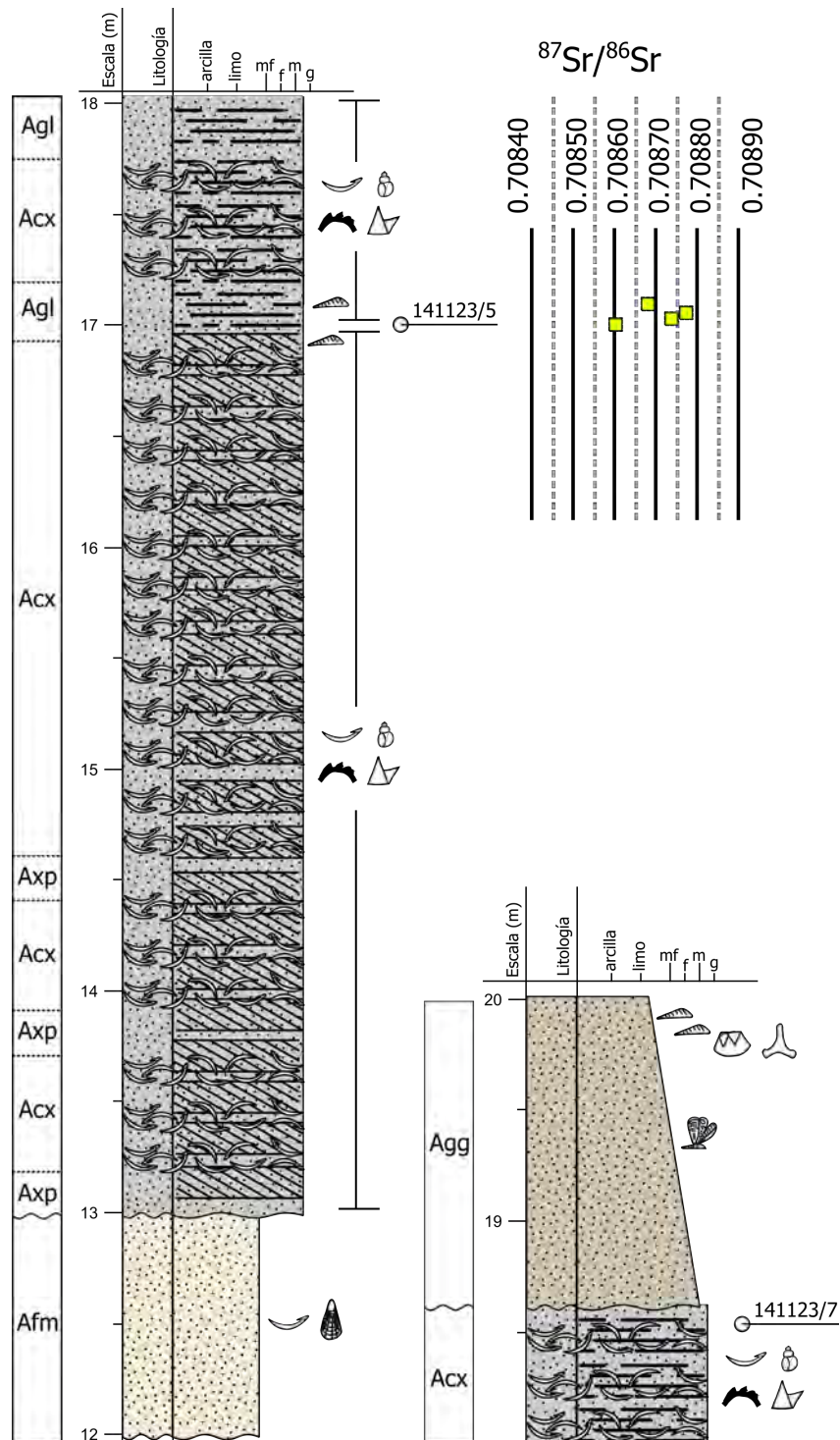


Figura 3.31: Columna estratigráfica de Punta Gorda, porción superior, Departamento de Colonia. Al costado se grafican los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ analizados en ostras de la sección.

el análisis de las asociaciones de facies en cada localidad, considerando la génesis atribuida a las litofacies construidas.

Punta de San Gregorio: Cuenta con un dominio exclusivo de areniscas, tanto macizas como laminadas o estratificadas (Afm–Afl–Axp), donde se destaca la asociación Afl–Afm intercaladas, que en el techo varían a Afl–Afm. El régimen de sedimentación tiene condiciones de baja a media energía, con una tasa de aporte considerable en los pulsos Afm. Solo en el tercio inferior se resalta la asociación Afm–Axp, resultantes de corrientes efímeras en sentido $N152^\circ$. El contraste sobre el contacto erosivo del techo y nivel superior (Agm) permiten sugerir un gran cambio energético en el ambiente.

Puerto Arazatí: Esta localidad cuenta con claro predominio de fracciones muy finas a finas macizas (Fm–Lm–Afm), en paquetes métricos y de continuidad lateral muy extensa. Impera un régimen de muy baja energía, poco fluctuante, que permitió decantación de arcillas. Se desarrollan al menos dos niveles discontinuos de ostreidos, en biostromas o como coquinas (Fcm, Lcm), en el nivel basal y en la porción superior respectivamente, sugiriendo poca profundidad y un sustrato duro en parches. La ocurrencia de la icnofacies de *Psilonichnus* (Frey y Pemberton, 1987) en el tope de la primera porción implica el paso de condiciones submareales, con bancos de ostras, a un nivel de *backshore* dominado por sedimentos muy finos e influencia de crustáceos en sustrato blando. Esto caracteriza dos microciclos progradantes, que sugieren el paso desde el *shoreface* superior a áreas del *backshore*.

Bahía de Colonia: En la porción basal, dominio de facies finas con estratificación cruzada *hummocky* (Fx–Lx), con bioturbación intensa atenuada hacia el techo; en la porción superior, facies gruesas gradadas y con estratificación cruzada *herringbone* (Gxg), implican el paso de régimen tempestítico en el *offshore* superior a dominio mareal/bimodal de sentido WNW.

Cantera Geymonat: Lateralmente acuñada, la facies de retrabajo del basamento y desarrollo de biostromas en sustrato duro (Gmm) da paso a un depósito de baja energía (Lm) y la asociación de pulsos más energéticos Acn–Afm (Biostromas de ostreidos poco potentes, *shoreface* – transición al *offshore*).

Brisas del Plata: Presenta un dominio neto de fracciones finas, desde facies arcillosas (Fm) a psamíticas muy finas macizas, bioclásticas o estratificadas (Acm–Axp). Los 2/3 iniciales corresponden a la transición del *offshore* o el *shoreface* inferior. El tercio final, con la asociación modelo Lmc–Axp–Acm, refleja el nivel base de tormentas, en el *offshore* superior, más proximal al continente.

San Pedro La asociación de facies con patrón cíclico Lm–Lx–Afm–Acm sugiere un rango dentro del *offshore* más proximal, entre la base de las olas de tormentas y las de buen tiempo, donde en los intervalos con menor energía se dieron condiciones para la sedimentación de granulometrías finas. La asociación de icnofósiles *Thalassinoides–Ophiomorpha* implica una zona continuamente sumergida, en una icnofacies que no coincide con las arquetípicas aunque con afinidades a *Glossifungites*, típica de sustrato firme *–firmground–* (e.g. Seilacher, 1967; Buatois y Mángano, 2011:67). Verde (2002) reporta *Gastrochaenolites* isp. en limolitas del techo (facies Lm), lo que avalaría la

asignación a la icnofacies mencionada. Se plantea el desarrollo de una plataforma de abrasión en el nivel cuspidal, donde la exposición propiciaría la consolidación del sustrato.

La Negra: Mantiene la asociación cíclica Lm–Lx–Afm–Acm de la localidad anterior, con mayores potencias en las facies limolíticas. La asociación de *Thalassinoides–Ophiomorpha* sigue presente, implicando perennidad de la lámina de agua. Verde (2002) también reporta *Gastrochaenolites* isp. en el techo (facies Lm), pero con escasos ejemplares en el nivel.

Estancia Anchorena: La primera mitad, muy heterogénea, muestra la asociación Acx–Axp–Lx–Fm/Afm, también enmarcando el régimen en la zona de influencia tempestática, con alto retrabajo y disponibilidad de sedimentos muy finos a finos; continúa resaltando la asociación de icnofósiles *Thalassinoides–Ophiomorpha*. La segunda mitad, arenosa maciza (Afm), implicaría el paso progradante al *foreshore*.

Cantera Camacho: Facies medias a gruesas son el dominio casi exclusivo (Acm–Afm–Agm–Axp). La estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo, bases erosivas, coquinas y valvas fragmentarias superpuestas permiten sugerir una somerización, en la zona de *foreshore* o directamente berma.

Ruta 21: En poca potencia, expresa un dominio de arenas gradadas, coquinosas y estratificadas (Aci–Acm–Axp), así como facies Afm acá vinculadas a los llamados “mantos de arena” o *shifting sands*, esperable para un conjunto de litofacies en el *foreshore–backshore*.

Cerro Bautista: Dos grandes porciones caracterizan la sección y sus asociaciones de facies: hasta los 10 m es un régimen de areniscas muy finas macizas o coquinosas (Afm–Acm) con acotados pulsos gruesos macizos (Agi), coquinosos (Gc, Aci) o estratificados (Axp, Gxg). Corresponde al *foreshore*, con registro de mayores y esporádicos aportes continentales. La porción del techo registra una tendencia general granocreciente, interpretada como progradación y caracterizada por la asociación Gcg–Acm–Afm–Axp y niveles de paleocorrientes bimodales en el eje WNW–ESE, enmarcando un régimen de mayor aporte continental dominado por mareas.

Punta Gorda: La mitad inferior, con finos y arenas macizas (Fm?–Afm), puede enmarcarse en el *foreshore*. La mitad superior, con estratificación cruzada planar de bajo ángulo y areniscas medias a gruesas bioclásticas (Axp–Acx–Agl) implica más energía y mayor disponibilidad de sedimentos gruesos, en todo el rango del *shoreface* superior.

Tabla 3.2: Facies sedimentarias definidas e interpretadas para las columnas estratigráficas de la zona de estudio. Primera parte.

Código	Facies sedimentaria	Estructura(s)	Interpretación	N°
Fcm	Finos coquinosos macizos	Macizos, coquinosos	Retrabajo en régimen de baja energía sobre coquinas más gruesas	1
Fl	Finos arcillosos laminados, subhorizontales	Laminación plano-paralela	Sucesivos pulsos de decantación	2
Fm	Finos arcillosos macizos	Macizos	Decantación	3
Fx	Finos arcillosos estratificados	Estratificación cruzada planar, en artesa, <i>hummocky</i>	Flujo turbulento distal o de baja energía, en régimen de tormentas	4
LFh	Limos y arcillas laminadas, intercaladas	Macizos, laminados plano-paralelos	Pulsos de decantación con energía variable	5
LFm	Limos y arcillas macizas, intercaladas	Macizas, estratificación horizontal	Pulsos de baja energía con mayor tasa de aporte	6
LFx	Limos y arcillas estratificadas, intercaladas	Estratificación cruzada planar, en artesa, <i>hummocky</i> , ondulitas escalantes	Retrabajo en régimen de tormentas, bajo nivel de olas comunes	7
Lcm	Limos coquinosos macizos	Macizos, coquinosos	Coquina con matriz arcillosa	8
Lcx	Limos coquinosos estratificados	Estratificación cruzada <i>hummocky</i> , coquinas	Coquina en matriz limosa en régimen de tormentas	9
Lg	Limos con gradación normal a arcillas	Gradación normal, laminación plano-paralela	Atenuación energética en régimen turbulento	10
Lgo	Limos con gradación normal y ondulitas	Gradación normal, ondulitas, ondulitas escalantes	Leve atenuación energética en régimen turbulento	11
Lh	Limos laminados	Laminación plano-paralela	Sedimentación turbulenta de baja energía	12
Lm	Limos macizos	Macizos	Sedimentación de baja energía	13
Lx	Limos estratificados	Estratificación cruzada planar, en artesa, <i>hummocky</i> , ondulitas escalantes	Flujo turbulento distal o de baja energía, en régimen de tormentas	14
ALc	Arenas y limos estratificados, coquinosos, intercalados	Estratificación cruzada <i>hummocky</i> , coquinas	Depósitos de energía media generados en régimen de tormentas	15
Aci	Arenas coquinosas granocrecientes	Gradación inversa, coquinosas	Condiciones de alta energía y baja tasa de aporte	16

Tabla 3-3: Facies sedimentarias definidas e interpretadas para las columnas estratigráficas de la zona de estudio. Segunda parte.

Código	Facies sedimentaria	Estructura(s)	Interpretación	N°
Acm	Arenas coquinas macizas	Coquinas o biostromas	Retrabajo de alto impacto en sustratos firmes o duros	17
Acx	Arenas coquinas estratificadas	Estratificación cruzada <i>hummocky</i> , coquinas	Flujo turbulento de alta energía, en régimen de tormentas	18
Afl	Arenas muy finas a finas laminadas subhorizontales	Laminación plano-paralela	Sedimentación de baja energía; régimen laminar	19
Afm	Arenas muy finas a finas macizas	Macizas	Sedimentación de baja a media energía	20
Agg	Arenas medias a gruesas gradadas	Gradación normal, estructuras lentiformes	Cuñas laterales lenticulares	21
Agi	Arenas medias a gruesas gradadas no crecientes	Gradación inversa	Flujo turbulento de alta energía	22
AgL	Arenas medias a gruesas horizontales	Estratificación plano-paralela, subhorizontal	Sedimentación de media energía, bajo aporte y régimen turbulento	23
Agm	Arenas medias a gruesas macizas	Macizas	Flujo de alta energía, plástico, viscoso	24
Axp	Arenas estratificadas	Estratificación cruzada plano-paralela, mamblada, sigmoidal, <i>herringbone</i> , <i>hummocky</i>	Flujo de alta energía, turbulento, asimétrico (mareal o en tormentas)	25
Gc	Gravas coquinas, macizas o gradadas	Macizas, gradación normal, coquinas	Atenuación energética en régimen turbulento	26
Ggm	Gravas gradadas macizas	Gradación normal	Atenuación energética en régimen turbulento	27
Ghe	Gravas horizontales de base erosiva	Estratificación plano-paralela, bases con formas erosivas	Flujo de alta energía y viscosidad	28
Gmm	Gravas matriz-soportadas, macizas	Macizas	Flujo de alta energía, plástico, viscoso	29
Gxg	Gravas estratificadas y/o gradadas	Estratificación cruzada plano-paralela, mamblada, sigmoidal, <i>herringbone</i> , <i>hummocky</i> , gradación normal	Flujo turbulento proximal, de alta energía y en régimen asimétrico (mareal o en tormentas)	30
Vnx	Finos volcanoclásticos estratificados	Estratificación cruzada en artesas	Retrabajo de tobos de caída distales	31

3.3.1. Ambientes depositacionales, resumen

Para cada localidad, el arreglo de litofacies y registro paleontológico antes mencionado permite sugerir los siguientes contextos depositacionales subambientales:

Punta de San Gregorio: *backshore* a *foreshore*.

Puerto Arazatí: Paso de *shoreface* superior a *backshore*, de base a techo.

Bahía de Colonia: *Offshore* superior a dominio mareal/bimodal en el *shoreface* superior.

Cantera Geymonat: Transición lateral de *shoreface* a *offshore* superior.

Brisas del Plata: Primeros 2/3: *shoreface* inferior. Tercio final: *offshore* superior.

San Pedro–La Negra: *Offshore* superior, con una posible superficie de abrasión marina en el techo.

Estancia Anchorena: Porción basal con continuidad de la transición reflejada en las localidades anteriores. El techo marca la transición progradante al *foreshore*.

Cantera Camacho: *Foreshore*/berma.

Ruta 21: *Foreshore–backshore*.

Cerro Bautista: *Foreshore* en la base, progradación en régimen transicional dominado por mareas hacia el techo.

Punta Gorda: *Foreshore*; hacia el techo *shoreface* superior.

Este conjunto de subambientes depositacionales enmarca la base de Formación Camacho en una plataforma siliciclástica marina, somera y dominada por el oleaje. Con variaciones en profundidad, la plataforma pasa a un régimen progradante y mediante paulatina somerización, da finalmente paso hacia el techo a un régimen estuarino con influencia mareal y desarrollo de subsistemas deltaicos en algunas zonas del paleomargen continental. La Figura 3.32 sintetiza esta interpretación, enmarcando los ambientes depositacionales de cada localidad en un perfil de borde costero idealizado.

3.4. Discusión del capítulo

El análisis de facies expuesto no discierne significativamente de los ambientes depositacionales sugeridos por otros autores, pues como se relató en la Sección 2.2.1, ya había menciones a facies *costeras–litorales* (e.g. del Río, 1998; Sprechmann *et al.*, 2000; Perea *et al.*, 2013). La afirmación de una transgresión marina queda respaldada, a su vez, por la identificación de una superficie de máxima inundación (localidades San Pedro – La Negra) y el paso de

una asociación de facies marina somera a una estuarina dominada por mareas. Los mayores contrastes están en la caracterización detallada de cada columna estratigráfica y en la aplicación de un criterio homogéneo para el análisis de las mismas, así como la relevancia de las variaciones laterales en los sentidos este–oeste y sur–norte. Las inferencias son coherentes, a nivel de campo, con el registro fósil –donde el principal control de los mismos respondería a la salinidad, *sensu* Sprechmann y Aceñolaza (1999)– y con las propuestas paleoambientales previamente descritas. Sin embargo, se deben tener en consideración algunos puntos:

Potencias. Los espesores de las secciones de la unidad son relativamente bajos (menor a 20 m). Esto genera dos dificultades planteadas como interrogantes: ¿Qué tasa de sedimentación y aporte imperó en la unidad? Y, ¿Qué mecanismos controlaron dicha tasa? Más aún, las potencias en superficie tienen mayor expresión en el noroeste que en el sureste, sugiriendo: (a) un régimen erosivo significativamente diferente; (b) un comportamiento estructural neógeno dinámico y exhumativo al noroeste, erosivo y/o subsidente al sureste; (c) ambos escenarios en paralelo.

Superficies intra–estratales. En las asociaciones de facies Am–Acm–Am, Am–Acx–Am y Axp–Acm–Axp (*e.g.* localidades Brisas del Plata, San Pedro, La Negra, Estancia Anchorena) las bases suelen ser erosivas. Estas asociaciones, descritas como depósitos de tormenta o “*tempestitas*”, también implican la ocurrencia de superficies erosivas intra–estratales, que en menor escala reflejan hiatos depositacionales. Surgen dos efectos de estos contactos: la remobilización de material detrítico y bioclástico; y la posibilidad de que representen secciones condensadas, es decir, que la columna en total represente más tiempo del que aparenta, con tasas de sedimentación discontinuas.

Paleocorrientes. En algunas de las secciones analizadas se colectaron datos de paleocorrientes, ocho niveles en total. El conjunto de datos no tiene valor estadístico o cuantitativo, pero sí cualitativo. Es importante considerar que, dada la poca potencia de los afloramientos y la escasa preservación de estructuras sedimentarias indicadoras claras de dirección o sentido, la información de estos puntos dispersos sigue siendo significativa. Se colectó información de estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Punta San Gregorio, Ruta 21), estratificación cruzada *herringbone* (Bahía de Colonia, Cerro Bautista, techo), estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo (Cerro Bautista, techo) y la dirección perpendicular a las crestas de ondulitas simétricas (Estancia Anchorena). La Figura 3.33 presenta dos diagramas de roseta generados en el *software* Stereonet 9.9.8 (Cardozo y Allmendinger, 2013), donde el eje dominante para corrientes bimodales tiene dirección NW–SE, mientras que las corrientes unimodales muestran un vector generalizado con sentido SE. Una vez más, la dificultad de interpretar esta información recae en la tasa de sedimentación, pues las corrientes son de diferentes niveles estratigráficos. Independiente de dicha condición y asumiendo un régimen continuo –no bien respaldado por la variabilidad faciología–, el sistema depositacional tendría influencia en la misma dirección en que decrecen las potencias en superficie, es decir, al suroeste.

Discontinuidad geográfica actual. Como ha sido mencionado, las localidades potentes y con expresión lateral continua ocurren en la franja noroccidental del Departamento de Colonia y en la costa del Departamento de San José. Entre ellas hay *ca.* 80 km de costa con exposiciones mínimas o inexistentes. Verde (2002) menciona una recolección de

moluscos fósiles hecha por el paleontólogo Alfredo Figueiras en el Balneario Artilleros, mas los materiales serían rodados, quizás de un nivel bajo la cota actual del estuario y no habría exposiciones superficiales próximas. A considerar: las áreas bien expuestas tienen una orientación general del escarpe costero actual en el eje NW–SE, mientras que la zona sin afloramientos presenta principalmente orientaciones de la costa ENE–WSW y W–E.

Procesos diagenéticos. A escala de observaciones de campo se distinguen intensos episodios de recristalización de carbonatos en los niveles coquinosos. También se observaron zonas con intensa alteración de óxidos de hierro, tanto en pátina como interna. Algunos icnofósiles están rellenos con sedimentos y cementos de distinta composición a la roca caja, sugiriendo un retrabajo de los niveles. Resumiendo, en la unidad acaecieron sucesivos episodios sin- y post-depositacionales, a tener en consideración. En el capítulo siguiente se describen algunos de estos eventos diagenéticos mediante petrografía sedimentaria.

Los puntos anteriormente descritos reflejan parte de las características fundamentales de la Formación Camacho. Además, es preciso asociar estos depósitos marinos con los hallados en subsuperficie, donde el registro es considerablemente más potente, especialmente en las cuencas de altamar. Así, las perforaciones en el este del país sugieren cerca de 20 a 25 m de potencia a profundidades bajo los -130 m (*e.g.* Perforación Chuy N°364, 20 m en el tramo 133–113 m b.n.m., Sprechmann, 1978; Perforación Jaguarao 2–PJ1–RS, 25 m desde los -135 m, Sanguinetti, 1980). El contexto de estas perforaciones es la subsidente Cuenca Laguna Merín y la porción continental de la Cuenca Pelotas, que sería subsidente desde el neógeno. Así, para la Cuenca Pelotas, Morales *et al.* (2017) asigna al Mioceno más de 3.000 m de sedimentos, mediante sísmica 2D y la identificación de grandes superficies discordantes. Para la Cuenca Punta del Este y con recuperación de testigos, Stoakes *et al.* (1991) reportan sedimentos asignados al Mioceno en el tramo 871–245 m b.n.m. para el pozo Lobo 1 (626 m de potencia) y en el tramo 957–274 m b.n.m. para el pozo Gaviotín 1 (683 m de potencia). En resumen, en las zonas subsuperficiales con registro contemporáneo a la Formación Camacho, existiría una gran acumulación de sedimentos. Ello implica gran espacio de acomodación, el cual es controlado por el contraste en el nivel base, dado tanto por el régimen tectónico imperante (subsidencia, sea tectónica o térmica) como por la dinámica paleoambiental que provee material (Jervey, 1988; Miall, 1997; Catuneanu, 2002, 2006).

El vínculo entre las rocas aflorantes y las subsuperficiales tiene otra implicancia: la representatividad de las primeras es menor, o bien serían secciones condensadas de los eventos transgresivos mejor preservados en altamar. Para esclarecer la problemática del registro, es necesario definir los contactos, las asignaciones litoestratigráficas y aloestratigráficas (enfoque basado en los hiatos y superficies discordantes).

3.4.1. Relaciones de contacto y criterios litoestratigráficos

Respecto a las relaciones de contacto basales, las únicas columnas analizadas que se encuentran en discordancia sobre basamento metamórfico paleoproterozoico están en Cantera Geymonat. La columna de Punta Gorda, la localidad más septentrional revisada, muestra un contacto fuertemente erosivo subhorizontal con la Formación Fray Bentos. Las columnas

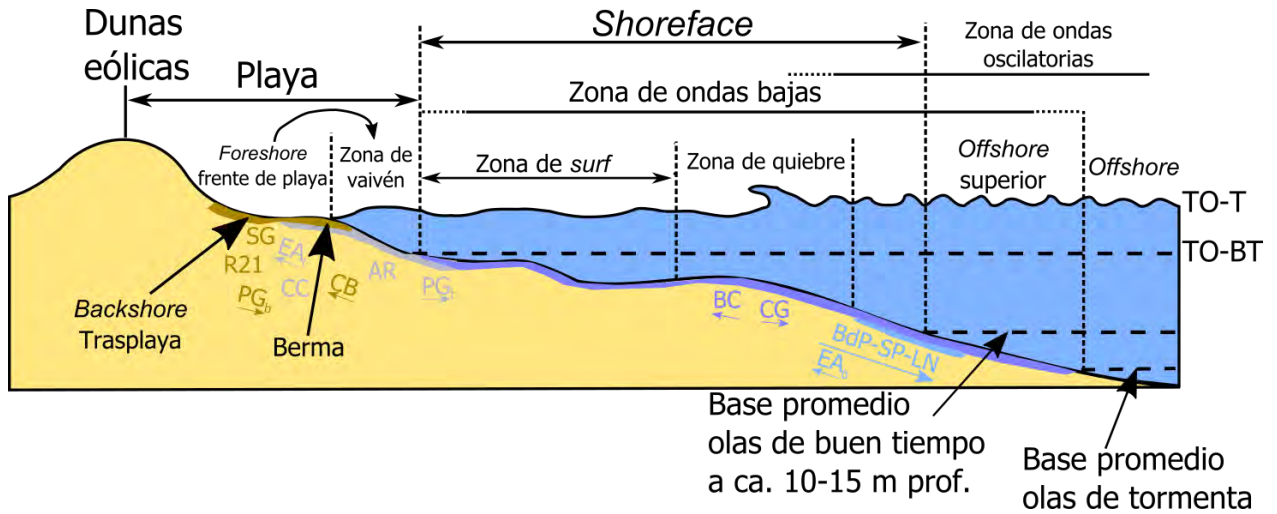


Figura 3.32: Representación de la zona litoral y sus subambientes, con localidades interpretadas. TO-T: Tope de olas de tormenta. TO-BT: Tope de olas con buen tiempo. Las abreviaciones de las localidades son, de este a oeste: SG, Punta San Gregorio; PA, Puerto Arazatí; BA, Bahía de Colonia; CG, Cantera Geymonat, BdP, Brisas del Plata; SP, San Pedro; LN, La Negra; EA, Estancia Anchorena; CC, Cantera Camacho; R21, Ruta 21; CB, Cerro Bautista; PG, Punta Gorda. Flechas indican el cambio de base a techo. Modificado de Boggs (2005).

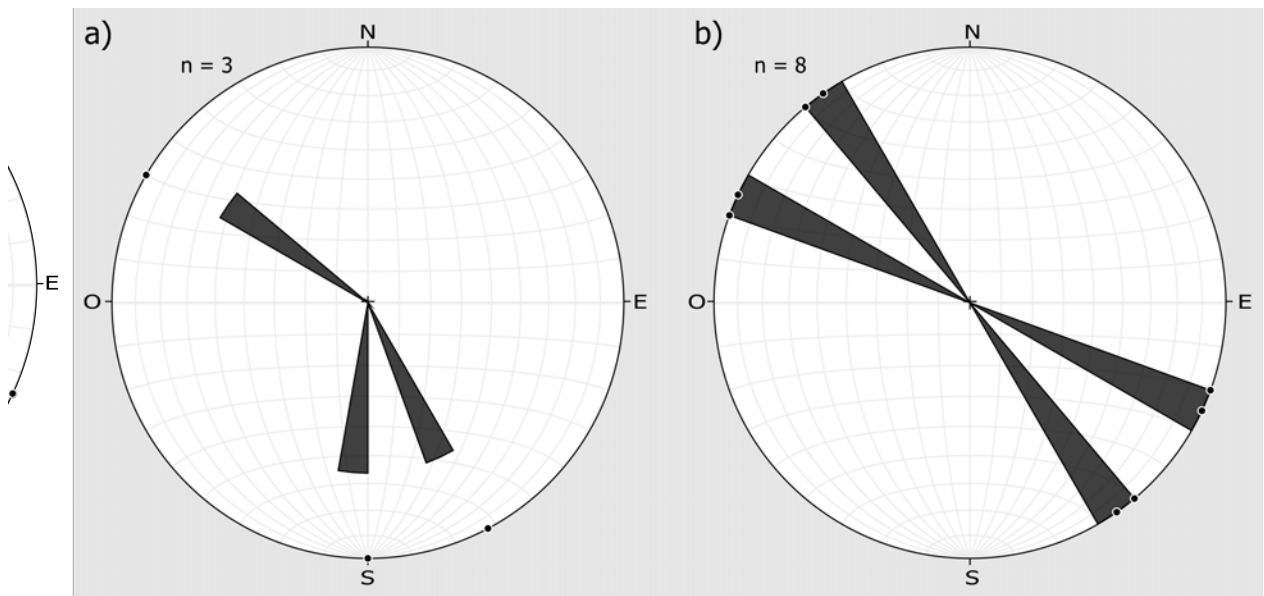


Figura 3.33: Diagramas de roseta con paleocorrientes ajustadas de la Formación Camacho, acorde a los datos de campo colectados. a) Corrientes unimodales, con un vector generalizado en sentido SE. b) Corrientes bimodales. El eje dominante tiene dirección general NNW-SSE. n: número de datos ploteados. Generado con Stereonet 9.9.8 (Cardozo y Allmendinger, 2013).

restantes no exponen el contacto de base.

En las columnas expuestas, el contacto superior observado es: discordante erosivo y casi subhorizontal con la Formación Raigón (Punta de San Gregorio, Puerto Arazatí, Brisas del Plata, San Pedro, La Negra, Estancia Anchorena); discordante erosivo y subhorizontal con depósitos cuaternarios atribuibles a la Formación Libertad (Cantera Geymonat); o directamente discordante y subhorizontal con el suelo actual (Bahía de Colonia, Cantera Camacho, Ruta 21, Cerro Bautista, Punta Gorda).

Desde el enfoque litológico generalizador, es posible afirmar que en todas localidades analizadas los perfiles presentan niveles con litologías finas, donde los paquetes principales van desde arcillita hasta arenisca media. De forma subordinada algunas secciones contienen niveles arenosos gruesos o, rara vez, muy gruesos (Bahía de Colonia, Cantera Camacho, Cerro Bautista, base de Cantera Geymonat, techo en Ruta 21 y Punta Gorda). Las tonalidades de la roca fresca están principalmente comprendidas entre tonos grises claros y amarillos claros. Las areniscas medias y gruesas suelen tener buena selección, regular redondeamiento y de naturaleza polimícticas. Las arcillitas y limolitas tienen tonos verdosos oscuros a oliva, con escasa preservación de estructuras sedimentarias, generalmente estratificación paralela. En cambio, los niveles arenosos pueden contener estratificación cruzada planar de bajo ángulo, estratificación cruzada *herringbone*, estratificación cruzada *hummocky* o monticular, estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo, calcos de carga, estructuras septarias (*Melikaria*), entre otras. Esto, expresado en la descripción de facies sedimentarias y ajustado a la topografía actual de las secciones, queda de manifiesto en asociaciones con variación vertical sin patrón netamente definido, es decir, sin un dominio exclusivo en la base y techo de la unidad. El patrón grueso en zonas topográfica y estratigráficamente superiores, solo se asumiría en el tope considerando la similitud entre las columnas de Ruta 21 y Cantera Camacho. La Figura 3.34 intenta representar, a modo de síntesis gráfica, la relación topográfica y estratigráfica de las localidades analizadas. Se destaca la mayor cota de las columnas en Ruta 21 y Cantera Camacho, así como la alta cota relativa del basamento en Cantera Geymonat.

Se resalta también la poca representatividad del estratotipo de la formación, tanto en potencia (menos de un 10 % de toda la unidad) como diversidad faciología. Si se suma el hecho de que el afloramiento en cuestión está actualmente cubierto casi en su totalidad, resulta un elemento defectuoso y problemático de la formalización original. La localidad no estaría cumpliendo los requisitos mínimos para la categoría de estratotipo, acorde a las Guía Estratigráfica Internacional de Salvador (1994): no representa adecuadamente el concepto del cual es el material tipo, al carecer de facies sedimentarias muy finas y muy gruesas, presentes en otras localidades de la unidad (Guía Estratigráfica Internacional, Capítulo 4.C.1); no representa los límites de la unidad, al estar cubierto el contacto basal y el techo solo expuesto al suelo actual (Guía Estratigráfica Internacional, Capítulo 4.C.3); y no representa un adecuado estándar de referencia, al ser definida de forma poco generalizada en una cantera de escasa expresión (Guía Estratigráfica Internacional, Capítulo 4.C.6). Por tanto, bajo el enfoque litoestratigráfico la considerable heterogeneidad faciología permite sugerir que la definición original en la Cantera Camacho, así como la segmentación en dos miembros para la Formación Camacho –San Pedro para la base, Cerro Bautista para el techo– expuesta originalmente por el criterio segregador de Serra (1943) y establecida por Martínez (1994) –aunque publicada en forma menos extensa en Perea y Martínez (2004)–, no reflejaría de forma adecuada a la unidad. La última consideración relevante para apoyar esta sugerencia radica en las discontinuidades y el marco estratigráfico–secuencial. La determinación de los tipos de superficies e hiatos son de especial relevancia para delimitar y formalizar unidades

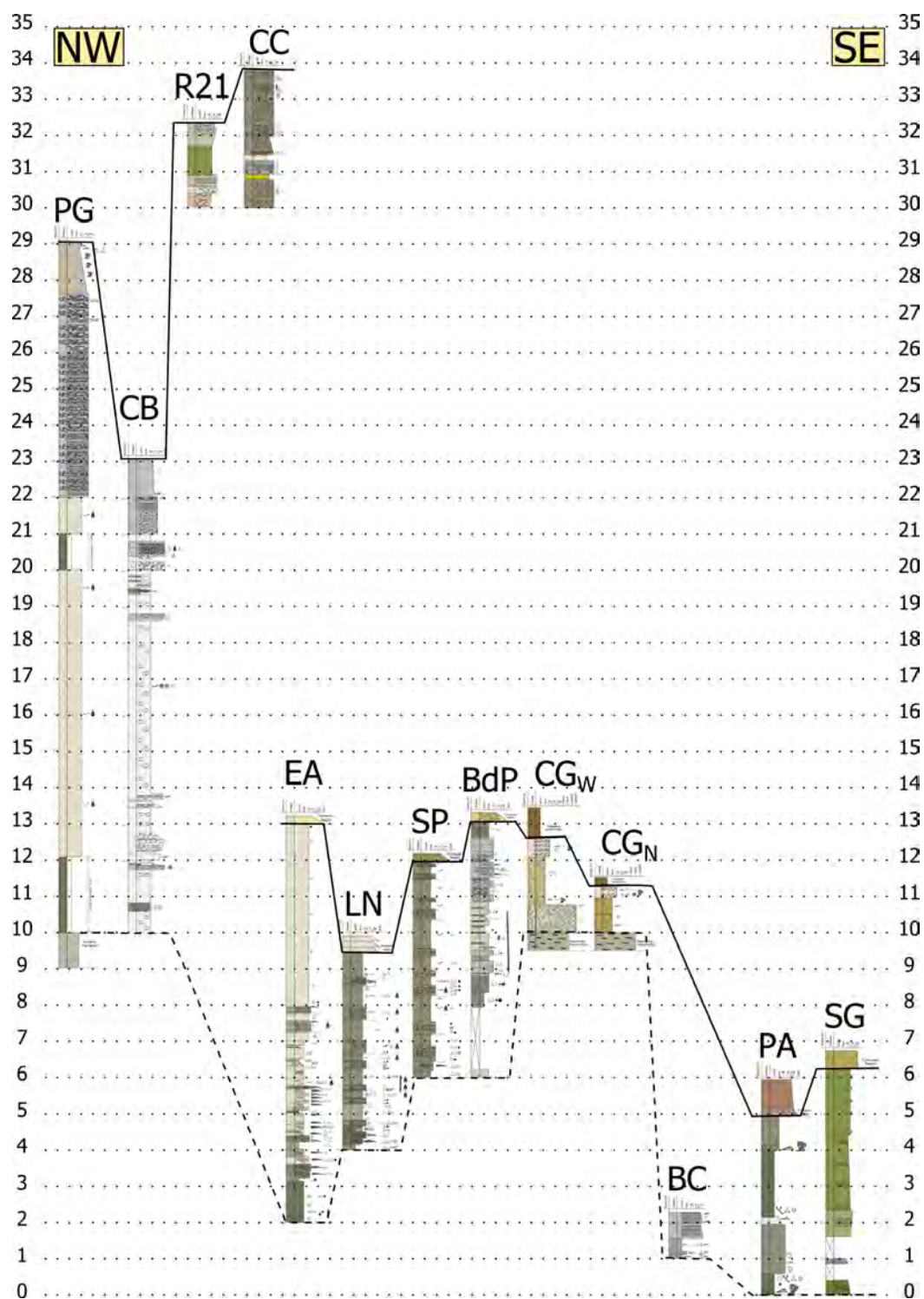


Figura 3.34: Esquema de las columnas estratigráficas y topografía de la Formación Camacho. Escala vertical en metros; sin escala horizontal. Orientación NW–SE. De este a oeste: SG, Punta San Gregorio; PA, Puerto Arazatí; BC, Bahía de Colonia; CGn, Cantera Geymonat norte; CGw, Cantera Geymonat oeste; BdP, Brisas del Plata; SP, San Pedro; LN, La Negra; EA, Estancia Anchorena; CC, Cantera Camacho; R21, Ruta 21; CB, Cerro Bautista; PG, Punta Gorda. El contacto basal segmentado representa a distintas relaciones (Formación Fray Bentos, desconocido, basamento metamórfico). El contacto superior continuo representa la discordancia con el suelo actual (localidades del NW) o con las formaciones Raigón y Libertad (centro y SW).

litoestratigráficas. El enfoque secuencial puede ayudar a describir genéticamente y en mayor escala dichas superficies.

3.4.2. Estratigrafía secuencial

La *estratigrafía secuencial* es a menudo considerada como una mera extensión de la estratigrafía sísmica de los años 70. Sin embargo, ya a principios del siglo XX, ciertos autores escribieron sobre las relaciones existentes entre sedimentación, discontinuidades y variación del nivel base, que son los pilares de la estratigrafía secuencial (*e.g.* Sloss *et al.*, 1949; Sloss, 1962).

El término “*secuencia*” fue introducido por Sloss *et al.* (1949) para definir “una unidad estratigráfica limitada por dos discontinuidades subaéreas”. Sloss *et al.* (1949) subrayaron la importancia de estas discontinuidades y destacaron también la relevancia de la tectónica en su génesis, ignorada por los partidarios de la estratigrafía sísmica. Esta última, cuando apareció en los años 1970 (Vail, 1975; Vail *et al.*, 1977), provocó una revolución en la estratigrafía. Conjuntamente con el concepto de estratigrafía sísmica se publicó la carta de los ciclos globales (Vail *et al.*, 1977), basada en el postulado de que el *eustatismo* sería el motor principal de la formación de las secuencias y de la ciclicidad estratigráfica.

Cuando a la estratigrafía sísmica se incorporan datos de campo y perforaciones, evoluciona a la estratigrafía secuencial, paso que ocurre a fines de la década del 80’ (*e.g.* Posamentier *et al.*, 1988; Posamentier y Vail, 1988). Sin embargo, en sus inicios la estratigrafía secuencial presentaba al eustatismo global como el principal motor de la génesis de secuencias. La carta de los ciclos eustáticos globales (Vail *et al.*, 1977) constituía, con la estratigrafía secuencial, un conjunto inseparable. El paso en los años noventa del concepto “variación del nivel del mar” a la de “variación *relativa* del nivel del mar” –ahora *nivel base*– constituyó un avance mayor en la disciplina (Catuneanu, 2006). Con esta idea no intervienen las consideraciones adjuntas a las fluctuaciones del nivel eustático, la tectónica en la determinación de las secuencias u otros elementos de la estratigrafía secuencial (*tracts* o cortejos sedimentarios, superficies estratigráficas). Por el contrario, la naturaleza de las superficies y la relación de las unidades estratigráficas entre ellas son consideradas como elaboradas según la curva de los cambios relativos del nivel del mar, que toma en cuenta eustatismo, tectónica y otros controles alógenos de la sedimentación.

Siguiendo este marco conceptual, la Formación Camacho estaría delimitada en la base por una importante discordancia erosiva, sea con Formación Fray Bentos o con el basamento precámbrico. Ésta correspondería a la discordancia erosiva o la superficie normal regresiva del inicio de un Cortejo de Sistema Transgresivo (*Transgressive System Tract*, TST). La superficie de abrasión marina inferida por sustratos firmes en el techo en las localidades de San Pedro y La Negra, acotaría la parasecuencia y daría paso a un Cortejo de Alto Nivel (*Highstand System Tract*, HST). La suprayacente Formación Raigón, descrita como fluvial, correspondería a una parasecuencia diferente, acorde a las superficies erosivas reconocidas en los perfiles expuestos (Figura 3.35). Como se expuso en la Sección 2.2.1, la asociación secuencial mencionada fue descrita anteriormente, aunque con otra nomenclatura y límites, por de Santa Ana *et al.* (1988). Estos autores le asignan a la Formación Camacho las denominaciones “Subsecuencia media transicional” y “Subsecuencia inferior litoral”, mientras que Formación Raigón se designa “Subsecuencia superior fluvial” (Figura 2.16). Llama la atención

la disociación dicotómica de la primera pues en superficie, como se ha afirmado, no existiría una superficie de límite evidente.

En resumen, el enfoque estratigráfico de secuencias permite sugerir de forma amplia la correspondencia de los niveles superficiales de la Formación Camacho a una sola parasecuencia de la porción superior, cuenca adentro, de un Cortejo de Sistema Transgresivo –TST–. Posteriormente, la Formación Raigón representaría una secuencia diferente, que al representar asociaciones fluviales sería afín a la base de un Cortejo de Alto Nivel –HST–.

3.4.3. Propuesta de esquema estratigráfico

Acorde a lo expuesto en puntos anteriores, en las localidades revisadas las litofacies inferidas no respaldan la distinción en dos sub–unidades (Serra, 1943) o miembros (Martínez, 1994; Perea y Martínez, 2004). El estratotipo de Cantera Camacho (Caorsi y Goñi, 1958) y la sección de San Pedro como hipoestratotipo del Miembro San Pedro *sensu* Martínez (1994) no representarían la heterogeneidad de la formación. O, más bien, la unidad en estudio es considerablemente variable, por lo que se considera innecesaria y poco práctica la subdivisión. Ugalde y Gaucher (2015) sugirieron que los hipoestratotipos más adecuados de toda la formación serían Cerro Bautista y Estancia Anchorena, sin diferenciar sub–unidades y considerando que el primero está próximo a la Localidad Tipo. Se argumenta también que la baja potencia de las secciones y las variaciones de facies en los ejes lateral y vertical hacen innecesaria la distinción. Las grandes diferencias de espesor entre localidades pueden estar más relacionadas a la paleobatimetría de la plataforma y al paleorelieve heredado de la erosión de la Formación Fray Bentos y del basamento metamórfico, que en primera instancia podría ser el controlador del irregular contacto basal (Figura 3.34). En segunda instancia, y solo como supuesto, la dinámica sin–tectónica neógena podría haber controlado el desarrollo disímil entre el noroeste y sureste del área de estudio.

El capítulo siguiente revisa indicadores de área fuente sedimentaria, así como los procesos secundarios acaecidos en la Formación Camacho, mientras que el Capítulo 5 desarrolla, a través de isótopos estables, un marco geocronológico absoluto, que permite resolver parte de las interrogantes planteadas en este capítulo referentes a la edad, control estructural principal, tasas de sedimentación y relevancia de los hiatos intra–depositacionales.

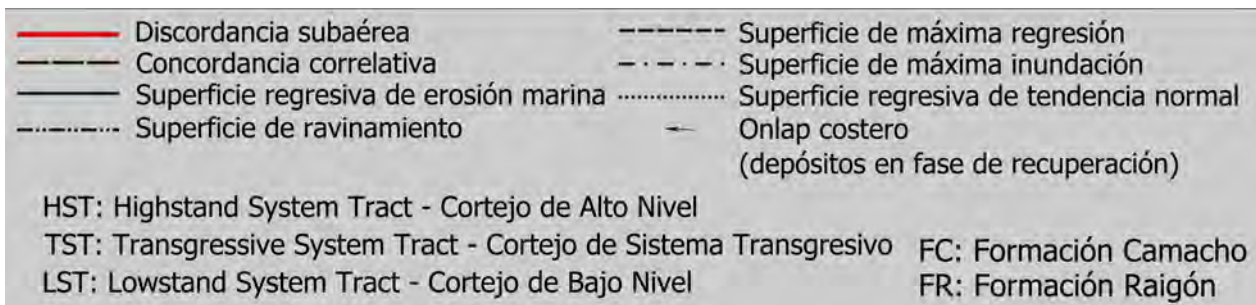
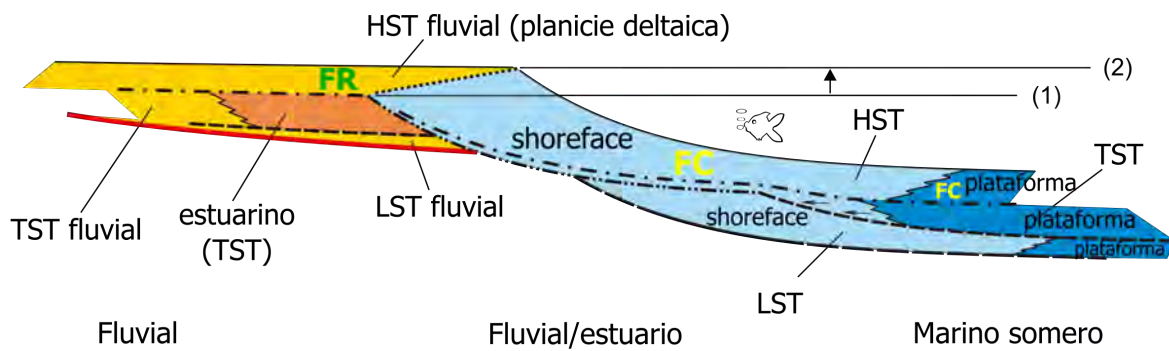


Figura 3.35: Esquema estratigráfico-secuencial y contexto de la Formación Camacho. Modificado de Catuneanu (2006).

Capítulo 4

Petrografía y proveniencia sedimentaria

4.1. Marco teórico y conceptual

Las rocas sedimentarias cubren entre un 75 a 80 % de la corteza terrestre. Todo el conocimiento de la estratigrafía y la mayor parte del acervo de geología estructural está basado en el estudio de rocas sedimentarias. Un considerable porcentaje de los depósitos minerales económicos del mundo, en términos monetarios, vienen de rocas sedimentarias: petróleo, gas natural, carbón, sales, sulfuros, potasio, yeso, caliza, fosfatos, uranio, hierro, manganeso y la base de los materiales de construcción –finos, áridos–, entre otros (Folk, 1980). El estudio de la composición y las propiedades de las rocas sedimentarias es vital para interpretar la estratigrafía, en donde la petrología sedimentaria tiene como objetivos fundamentales:

- determinar la ubicación, litología, relieve, clima y actividad tectónica de las áreas fuente;
- deducir las características del ambiente de depositación;
- determinar la causa para los cambios en los espesores y litologías;
- correlacionar las capas por los arreglos minerales.

Acorde a Folk (1980), históricamente fue Henry Clifton Sorby (1826–1908), oriundo de Sheffield, Inglaterra, el fundador de la petrografía sedimentaria y de la microscopía petrográfica en general. Su trabajo fue tan voluminoso y de tal excelencia que no fue comprendido hasta bien entrado el siglo XX, cincuenta años después de sus publicaciones. A pesar de que el microscopio había sido utilizado de forma temprana para estudiar láminas de fósiles y de algunas pocas rocas, Sorby fue el primer geólogo en resaltar su importancia, cortando su primera lámina delgada en 1849 (una caliza con chert) y publicándola en 1851, resultando en el primer trabajo científico en petrografía. Sorby le demostró su técnica a Zirkel en 1861, hito que marcaría el nacimiento de la petrología ígnea. Los tres trabajos extensos de Sorby tratan sobre el origen y la temperatura de formación de cristales reflejado por sus inclusiones (1858), sobre la estructura y origen de las calizas y la petrografía de invertebrados fósiles (1879), y sobre los tipos de cuarzo, abrasión, características superficiales y petrografía de esquistos y pizarras (1880). Realizó más de 20000 mediciones de paleocorrientes una década antes de su publicación (1859). También incursionó en petrología estructural, hidráulica fluvial, fundó la

ciencia de la metalografía en 1864 y dedicó gran parte del resto de su vida al estudio de los sedimentos recientes y la biología marina.

Para comprender los análisis realizables en rocas sedimentarias mediante técnicas petrográficas, es necesario tener en cuenta la clasificación fundamental de las mismas. Los sedimentos consisten principalmente en tres componentes, que pueden estar mezclados en prácticamente todas las proporciones:

Componentes terrígenos. Todas las sustancias derivadas de la erosión de un área fuera de la cuenca de depositación, y transportada a la misma como sólidos. Ejemplos: arenas de cuarzo y feldespato, minerales pesados, minerales de arcilla, clastos de chert o caliza producto de la erosión de afloramientos de rocas más viejas.

Componentes aloquímicos. Del griego “*alo*”, que significa “diferente a lo normal”, son todas las sustancias precipitadas de una solución dentro de la cuenca de depositación, pero que representan precipitados poco comunes porque, en general, se han movido luego como sólidos dentro de la misma. Ejemplos: conchillas completas o fragmentarias, oolitos, pellets fecales calcáreos, o fragmentos contemporáneos de sedimentos carbonáticos rasgados y retrabajados para formar clastos.

Componentes ortoquímicos. Del griego “*orto*”, que significa “verdadero o apropiado”, son los precipitados químicos “normales” o “clásicos”. Estos son producidos químicamente dentro de la cuenca y muestran poca o ninguna evidencia de transporte significativo o agregación en entidades más complejas. Ejemplos: Calcita microcristalina o dolomita limosa, algunas evaporitas, relleno de calcita o cuarzo en areniscas, reemplazos minerales.

Los componentes aloquímicos y ortoquímicos son, en conjunto, referidos como constituyentes “químicos”; los componentes terrígenos y aloquímicos son, en conjunto, referidos como constituyentes “fragmentarios”. Algunas sinonimias para *terrígeno* son “*detrítico*” o “*clástico*”, aunque algunos autores utilizan éstos términos como una denominación general para incluir los componentes terrígenos y aloquímicos (Folk, 1980; p. 1).

En la práctica, la clasificación de rocas con mayor porcentaje de constituyentes fragmentarios se basa en el *tamaño del grano*. Para un trabajo preciso se requiere la medición cuantitativa de los parámetros de tamaño del grano y selección. Para la medición de tamaño, se define una escala. La convención común y utilizada ampliamente es la propuesta de Udden–Wentworth, modificada por Adams *et al.* (1984) (Tabla 4.1). En el presente trabajo se estableció el empleo de parámetros en el sistema internacional de medidas, con expresión en micrones, milímetros o centímetros, dependiendo del caso.

Petrografía y análisis de proveniencia sedimentaria

Los análisis de procedencia o proveniencia sedimentaria se utilizan para tratar de localizar la(s) área(s) fuente de la que derivan determinados sedimentos. Sirven para hacer reconstrucciones paleogeográficas, paleoclimáticas, del régimen tectónico imperante, entre otras. La mineralogía de las rocas sedimentarias refleja la naturaleza de sus áreas fuente, que pueden ser inferidas por varios métodos. Para el estudio mineralógico se suele hacer una revisión a

Tabla 4.1: Escala de tamaño del grano de Udden–Wentworth, modificada en Adams *et al.* (1984) y traducida al español, con terminología gruesa del castellano ibérico.

Clasificación de sedimentos			
Límites de clases [mm]	Clases de tamaño		Término para roca
256	Ruditas	Pedreón	Conglomerado; brecha; rudita
16		Guijarro	
4		Guija	
2		Grava	
1	Psamitas	Arena muy gruesa	Areniscas
0.5		Arena gruesa	
0.25		Arena media	
0.125		Arena fina	
0.0625		Arena muy fina	
0.312	Limos	Limo grueso	Limolitas; fangolitas
0.0156		Limo medio	
0.0078		Limo fino	
0.0039		Limo muy fino	
<0.0039	Arcillas	Arcilla	Arcillita; lutita (laminada)

escala microscópica, mediante la confección de láminas delgadas y petrografía. Sin embargo, el método no es excluyente ni de completa confianza, por lo que generalmente se realizan en paralelo otros estudios que proveen información del contexto o del área fuente –Geoquímica, catodoluminiscencia, geocronología absoluta (isotópica radioactiva), geología regional descriptiva, entre otros–. Los métodos geoquímicos han sido explorados, probados y revisados en diversos trabajos científicos, con un gran cúmulo de estudios publicados al respecto (*e.g.* McLennan *et al.*, 1993 –y referencias en el mismo–).

Las arenas son la fracción de sedimentos terrígenos más utilizada en estudios de proveniencia sedimentaria, pues comúnmente pueden conservar la composición y textura original si están conformadas por fragmentos líticos. Un alto grado de madurez puede alterar la interpretación de la composición de la roca total, ya que los fragmentos menos resistentes se desintegran, enriqueciendo relativamente los granos más resistentes. Además, rocas sedimentarias con alto porcentaje de matriz –*e.g.* wackes– no permiten una buena determinación de la fuente. En el ideal, los mejores tipos de roca son las arenitas inmaduras a submaduras, con poco porcentaje de matriz y reemplazo o alteración post–deposicional. La idea de que la composición de las arenas y areniscas reflejase la naturaleza de las rocas aflorantes en un área fuente, así como los regímenes climáticos y fisiográficos en los cuales se formó, resulta una premisa basal de los estudios de proveniencia (*e.g.* Schwab, 1975; Weltje y Von Eynatten, 2004; Weltje, 2006). Uno de los métodos petrográficos más extendido es el *conteo modal* de granos en el microscopio, o *Método Gazzi–Dickinson* (Ingersoll *et al.*, 1984). Este se basa en la identificación mineralógica de granos y constituyentes en un número determinado de puntos al azar dentro de láminas delgadas. A finales de la década del 70' y durante los años 80', William R. Dickinson y sus colaboradores, principalmente de la Universidad de Arizona (Tucson, Estados Unidos), desarrollan y publican un modelo arquetípico que marcaría un hito en la disciplina, el cual plantea diagramas ternarios de clasificación de areniscas que permitirían inferir el contexto tectónico del área fuente (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson 1982, 1985, 1988; Dickinson *et al.* 1983). El primer trabajo formalizador, titulado “*Placas tectónicas y composición de areniscas*”, presenta dos diagramas ternarios con respecto a los componentes: la diferenciación entre Cuarzo total–Feldespatos–Líticos, y la diferenciación entre Cuarzo monocristalino–Feldespatos–Líticos. Asimismo, estos diagramas contienen distintos campos de contextos tectónicos, mencionados como “tipos de proveniencia” (Dickinson y Suczek, 1979; Figuras 1 y 2, p. 2171). Cada muestra con conteos modales, donde se obtuvieron los porcentajes relativos de cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca, es ploteada en los diagramas para diferenciar entre al menos tres campos: *arco magmático*, *bloque continental* y *orógeno reciclado*. El modelo se basó en múltiples datos compilados de estudios tectono–sedimentarios sobre rocas antiguas del margen occidental de Estados Unidos (*e.g.* Graham *et al.*, 1976), que otorgaron mayor validez a su aplicación en otros contextos y lugares del mundo. Tal así que el trabajo de Dickinson *et al.* (1983) se titula “*Proveniencia de areniscas fanerozoicas Norteamericanas en relación a su contexto tectónico*”, en donde se modifican los diagramas ternarios originales en campos más específicos: *Basamentos elevados* o *expuestos*; *Continental transicional*; *Interior cratónico*; *Arcos* –disectados, transicionales o no disectados–; y *Orógenos reciclados* (Dickinson *et al.*, 1983; Figura 1, p. 223). Ingersoll *et al.* (1984) consolida el modelo con una pauta clara de las metodologías para los conteos modales (Método Gazzi–Dickinson) y los parámetros respectivos a contar.

Recientemente, en conjunto con los significativos avances tecnológicos de la era digital, se ha revisado y cuestionado la fiabilidad del “Modelo Dickinson”, consolidado durante más de treinta años (*e.g.* Weltje, 2002, 2006; Weltje y Von Eynatten, 2004). Más aún, considerando

una revisión extensa de conteos modales en *ca.* 11000 láminas delgadas de estudios previos, Weltje (2006) hace un análisis estadístico y estocástico muy exhaustivo del comentado modelo, del cual menciona lo siguiente:

“[...]Los resultados indican que las diferencias entre las medias mayores de cada una de las tres asociaciones de proveniencia principales (bloque continental, arco magmático y orógeno reciclado) son altamente significativas, donde las tasas generales de acierto en las inferencias varían de 64 % a 78 % en los cuatro sistemas ternarios estudiados. Los métodos actuales para lidiar con arenas de proveniencia mezclada son insatisfactorios. Para mejorar los modelos de proveniencia, el uso de subcomposiciones ternarias debe ser reemplazado por análisis completos de la composición los seis componentes (Qm, Qp, P, K, Lv, Ls), y la estructura de su covarianza puede ser utilizada para 'desmezclar' muestras en tipos de proveniencia de los casos de borde.[...]”

Weltje (2006, p. 79).

El replanteo presenta dos grandes dificultades contrapuestas: por una parte, el establecimiento de nuevos diagramas de clasificación quita estandarización y complica la posibilidad de contrastar con los múltiples estudios de años pasados, expresados en los esquemas previos; por otra parte, de no considerar las sugerencias de Weltje (2006), se puede caer en un rango de error muy amplio, con más de un 14 % de variabilidad en la posible certeza de la fuente interpretada, muy cuantiosa incluso para estudios cualitativos. En el trabajo mencionado, las variables composicionales varían ligeramente respecto a Ingersoll *et al.* (1984), principalmente en los fragmentos líticos y misceláneos (Tabla 4.2). En el presente estudio se desarrolló un análisis de petrografía sedimentaria, con descripciones mineralógicas de láminas delgadas en distintos niveles de las columnas estratigráficas presentadas en el capítulo anterior, como se expone en la Sección 4.3.1. A su vez, se hicieron conteos modales en dichas láminas con el Método Gazzi–Dickinson y los parámetros de la Tabla 4.2, en miras de sugerir características de las áreas fuente (Sección 4.3.2).

Circones detríticos

El circón es un mineral conformado por silicato de zirconio, de composición química $ZrSiO_4$. Corresponde a los nesosilicatos, según la Clasificación de Strunz.

El circón es un constituyente accesorio a traza de la mayoría de las rocas ígneas félsicas. Debido a su dureza (7.5 en la escala de Moss), alta densidad (4.6–4.7 g/cm^3), durabilidad (físicamente resistente) y ser inerte (químicamente resistente), persiste en depósitos sedimentarios y es un componente relativamente común en gran parte de las arenas. Inclusive, se conserva mejor que cuarzos o feldespatos, lo cual hace que sea un excelente indicador para realizar análisis de cuencas sedimentarias. Sin embargo, es raro entre las rocas máficas y muy raro en rocas ultramáficas, excluyendo las rocas intrusivas ultrapotásicas –kimberlitas, carbonatitas, lamprófiro–, donde este mineral puede ser encontrado ocasionalmente como traza. Esto representa una complicación, ya que si una cuenca tiene como fuente importante rocas de composición máfica, éstas no se verán bien representadas en la población de circones. Este mineral ha jugado un rol importante en la evolución reciente de la geocronología me-

Tabla 4.2: Variables composicionales, sistemas ternarios y asociaciones de proveniencia referidos en Weltje (2006).

Categorías de granos	
Granos cuarzosos totales: $Q = Q_m + Q_p$	
Q_m = cuarzo monocristalino	
Q_p = cuarzo policristalino	
Granos de feldespato totales: $F = P + K$	
P = Granos de plagioclasa	
K = Granos de feldespato potásico	
Fragmentos líticos inestables totales: $L = L_v + L_s$	
L_v = fragmentos líticos (meta)volcánicos	
L_s = fragmentos líticos (meta)sedimentarios	
Fragmentos líticos totales: $L_t = L + Q_p$	
Sistemas ternarios	
QFL	Marco conceptual (énfasis en la madurez)
Q_mFL_t	Marco conceptual (énfasis en la roca parental)
Q_mPK	Subcomposición: granos monominerales
$Q_pL_vL_s$	Subcomposición: fragmentos líticos
Asociaciones de proveniencia	
A	Proveniencia de bloque continental
B	Proveniencia de arco magmático
C	Proveniencia de orógeno reciclado
M	Proveniencia mezclada

dian­te data­ciones radi­métricas (Davis *et al.*, 2003). Los cir­cones con­tiene­n can­ti­da­des tra­za de Ura­nio y Torio (10–1000 ppm), su­fien­tes para el re­conoci­mien­to de equi­pos y data­bles me­diante di­fe­ren­tes téc­ni­cas ana­líticas mo­dernas. De­bi­do a que los cir­cones pue­den so­bre­vi­vir a pro­ce­sos geoló­gicos como la ero­sión, trans­por­te e in­clu­so even­tos me­tamór­ficos de alto gra­do, pre­servan un ri­co y va­ria­do re­gistro de hi­tos geoló­gicos. En la ac­tualidad, los gra­nos de cir­cón son tí­picamente ana­liza­dos me­diante téc­ni­cas con el sis­te­ma Ura­nio–Plomo –ra­zón U–Pb, para la edad ab­so­luta del gra­no–, tra­zas de fisión con el sis­te­ma U+Th/He –para la re­construc­ción de la his­to­ria térmica y es­ti­ma­ción de las ta­sas de ex­hu­ma­ción– y ca­to­do­lu­mi­niscencia –para re­vi­sar la pre­ser­va­ción de la es­truc­tu­ra cris­talina–.

La *geocronología de cir­cones detriticos* es el aná­lisis de la edad de los cir­cones de­po­si­ta­dos en una uni­dad se­di­men­ta­ria es­pe­cífica, me­diante la exa­mi­na­ción de sus ra­zo­nes iso­tópicas U–Pb. Los cir­cones detriticos son parte de los se­di­men­tos de­ri­va­dos de la ero­sión e in­tem­perismo en ro­cas pre­exis­ten­tes. Hay dos ti­pos prin­ci­pales de aná­lisis en cir­cones detriticos: cuali­ta­ti­vos y cuan­ti­ta­ti­vos. La prin­ci­pal ven­ta­ja de los pri­me­ros es la po­si­bi­lidad de cu­brir to­dos los po­si­bles ori­genes de la uni­dad se­di­men­ta­ria en cues­ción, mien­tras que los se­gun­dos per­miten una com­pa­ra­ción sig­ni­fi­ca­ti­va de las pro­por­cio­nes en una mues­tra de­ter­mi­na­da.

Análisis cualitativo de cir­cones detriticos. Éste en­fo­que exa­mi­na to­dos los gra­nos de forma in­di­vi­dual, in­de­pen­diente de su abun­dancia. Para ello, se suele uti­li­zar un Es­pec­tró­metro de Ma­sas con Ionización Térmica (*Thermal Ionization Mass Spectrometry, TIMS*) y, en al­gunos casos, un Es­pec­tró­metro de Ma­sas de Iones Se­cun­da­rios (*Secondary Ion Mass Spectrometry, SIMS* o *SHRIMP*). Se re­a­li­za una exa­mi­na­ción y cla­si­fi­ca­ción óp­ti­ca de los gra­nos detriticos, a tra­vés de imá­genes con Elec­trones Re­tro­dis­per­sos (*Back-Scatter Electrons, BSE*) o Ca­to­do­lu­mi­niscencia (*CL*), aun­que la re­la­ción en­tre edad y cla­si­fi­ca­ción óp­ti­ca no es con­fi­able siem­pre.

Análisis cuantitativo de cir­cones detriticos. Con el en­fo­que cuan­ti­ta­ti­vo se re­qui­ere un nú­me­ro ma­yor de aná­lisis de gra­nos en una mues­tra de ro­ca, a fin de re­pre­sen­tar es­ta­dísticamente la ge­ne­ra­lidad de las po­bla­cio­nes de cir­cones detriticos (Fedó *et al.*, 2003). Es decir, el nú­me­ro to­tal de aná­lisis debe lograr un apro­pia­do nivel o in­ter­va­lo de con­fi­anza. Ver­meesch (2004) cal­cu­ló un nú­me­ro de­ter­mi­na­do mí­nimo para estos es­tudios ($n \geq 117$). De­bi­do al gran ta­ma­ño de las mues­tras, ge­ne­ralmente son em­plea­dos SIMS y Es­pec­tro­me­tro de Ma­sas de Ablación Láser con Plasma Acopla­do In­duc­ti­vamente (*Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, LA-ICPMS*). En este caso, las imá­genes me­diante BSE y CL se uti­li­zan para elegir los me­jores lu­ga­res don­de ana­li­zar y ad­qui­rir una edad con­fi­able (Gehrels, 2014).

La ma­yo­ría de las apli­ca­cio­nes del es­tudio de cir­cones detriticos es­tán re­la­cio­na­das con pro­ce­sos se­di­men­ta­rios en dis­tin­tas es­ca­las. Al­gunos ejem­plos de estos son: edad de se­di­men­ta­ción, ta­sas de se­di­men­ta­ción, re­conoci­mien­to de dis­cordancias, for­ma­ción de cuen­cas se­di­men­ta­rias, mi­gra­ción de de­po­cen­tros, ta­sas de ero­sión, paleo­flu­jos, paleo­geografía, en­tre otras.

Para la edad de se­di­men­ta­ción se con­si­de­ra la edad del cir­cón más jo­ven de la po­bla­ción ana­li­za­da (*Youngest Detritical Zircon Age, YDZ-A*) y se es­ta­blece como la **edad máx­ima** de in­ci­pio de se­di­men­ta­ción. La edad es máx­ima de­bi­do a que sólo des­pués de la ge­ne­ra­ción del úl­ti­mo cir­cón (el más jo­ven) po­dría ha­ber se­di­men­ta­ción. Para es­ta­blecer la edad mí­nima es ne­ce­sa­rio re­cur­rir a re­la­cio­nes de corte o con­ta­ctos.

Las dis­tin­tas po­bla­cio­nes de cir­cones se aso­cian a las di­fe­ren­tes for­ma­cio­nes que se pre­sumen

concordantes dentro del contexto geológico local o regional. Si estas poblaciones muestran edades absolutas muy distintas, es posible evidenciar algún hiato relacionado a discordancias. En primera instancia, la información geocronológica y el contexto geológico permitirían, en conjunto con los conteos modales en lámina delgada, hacer inferencias más robustas respecto a las áreas fuentes de la Formación Camacho, representando información significativa adicional a la otorgada por la estratigrafía y sedimentología en escala de campo.

4.2. Metodologías

Elaboración de láminas delgadas

Para la elaboración de láminas delgadas se contó con los equipos, insumos y dependencias del Laboratorio de Corte y Molienda del Instituto de Ciencias Geológicas, ubicado en Planta Baja de Facultad de Ciencias, donde los encargados del laboratorio, Lic. Daniel Picchi y Bach. Natalia Porta, colaboraron en la confección de parte de las muestras de roca y de ostreidos; y los equipos, insumos y dependencias del laboratorio de Corte y Molienda del Centro Universitario Regional Este (CURE) sede Treinta y Tres. El proceso de elaboración, para cada muestra, implicó siete pasos sistemáticos:

1. Corte de rocas para generar probetas de 3 x 5 cm. Los primeros cortes, más toscos, se realizaron con Sierra diamantada Alba. Se ajustaron luego con una baldosera Gladiator, que utiliza un disco diamantado de menor espesor.
2. Desbaste de las probetas cortadas y vidrio portaobjetos con abrasivo *Carborundum* –óxido de aluminio–, de tres granulometrías distintas. Se emplearon vidrios esmerilados de 1 cm de espesor como superficie de contacto, diluyendo paulatinamente el abrasivo con una mezcla de agua (80 %) y alcohol isopropílico (20 %).
3. Impregnación de la roca con resina epoxy sintética *Araldite 2020*, en proporción 2.8:1 de resina/endurecedor. Pegado al portaobjetos.
4. Corte de precisión a un espesor <100 micras con Laminadora UNIPREC. El portaobjetos se fijó al espacio de montaje mediante una bomba de vacío. La Laminadora permite regular el espesor del recorte con manijas giratorias.
5. Desbaste de la lámina gruesa con abrasivo *Carborundum* –óxido de aluminio–, utilizando tres granulometrías distintas. Mediante control óptico al microscopio petrográfico se verificó que las láminas llegaran a 30 micras, considerando las propiedades diagnósticas de los granos de cuarzo como indicadores de espesor.
6. Pegado de vidrio cubreobjetos. Con resina epoxy sintética *Araldite 2020*.
7. Limpieza de la resina excedente sobre la lámina delgada con herramienta cortante –“trincheta”–.

La Figura 4.1 muestra los equipos empleados en el proceso de elaboración de láminas delgadas de rocas y ostreidos. En algunos casos, se realizó el procedimiento de tinción selectiva para láminas con carbonatos. Siguiendo parte de los procedimientos sugeridos en Lindholm y Finkelman (1972), se sumergió durante aproximadamente 30 segundos cada lámina delgada

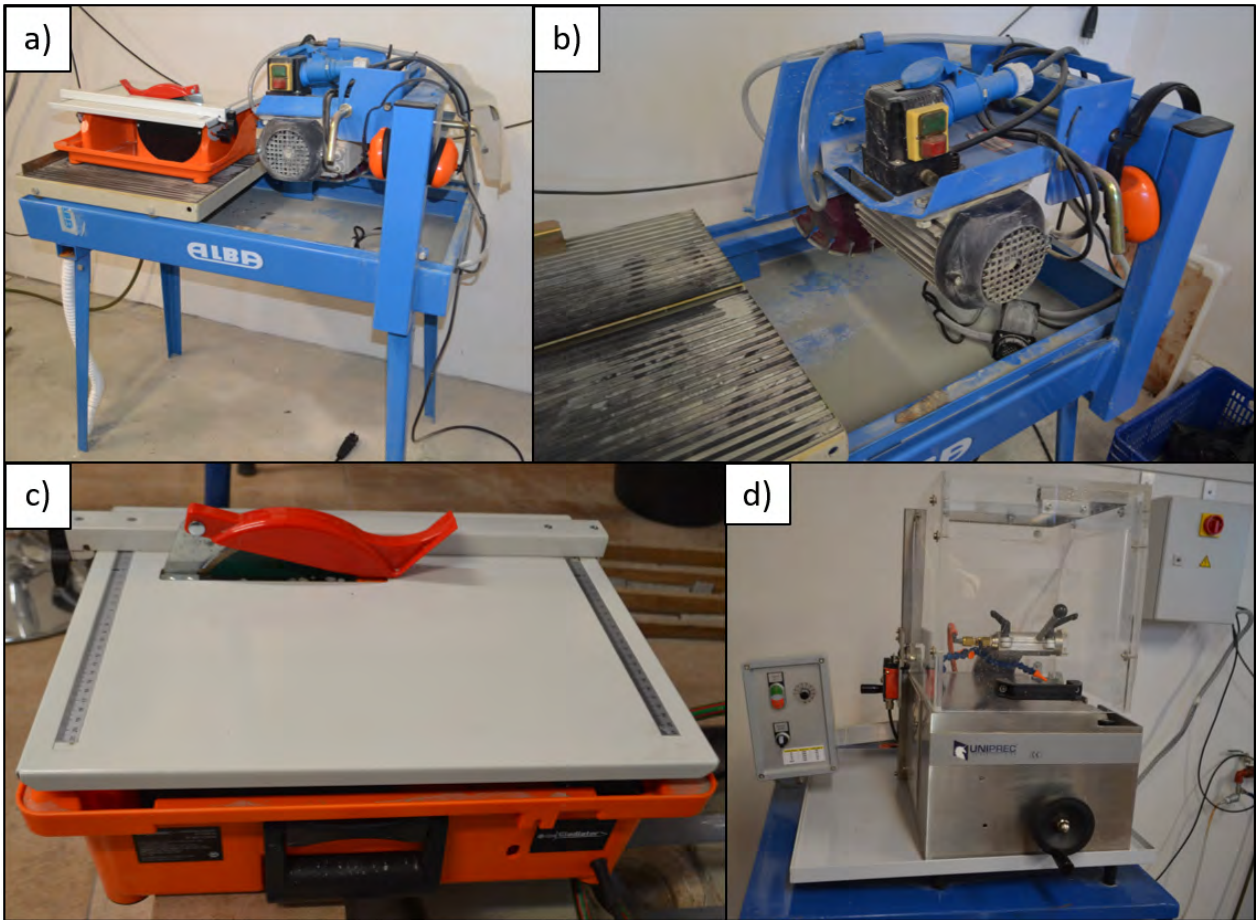


Figura 4.1: Equipos empleados para la elaboración de láminas delgadas. Laboratorio CURE sede Treinta y Tres. a: Sierra diamantada Alba y baldosera Gladiator. b: Detalle de la sierra, con plataforma móvil y disco fijo. c: Detalle de la baldosera, con disco fijo. d: Laminadora UNIPREC con disco diamantado y sistema de vacío.

desbastada en una solución de Rojo-S Alizarín, con el fin de generar contraste entre cristales y cementos de calcita y de dolomita.

Análisis petrográfico y conteos modales

Para la petrografía se empleó un Microscopio Petrográfico Leica DMLP2500 con cámara digital DFC290HD y software *PhaseExpert*. De cada lámina se realizaron fotografías en nícoles paralelos y cruzados, a una magnificación del objetivo de 2.5X o 10X, dependiendo del caso. El microscopio cuenta con una platina mecánica adicional para conteos modales (*Mechanical Stage with Point Counter*), con tornillos intercambiables. Las descripciones y conteos modales se ingresaron en planillas de cálculo sistemáticas, que luego se resumieron en la interfaz para Microsoft Excel creada por Zhaid y Barbeau (2011), la cual permite plotear directamente diagramas de clasificación ternarios. A través de dicha planilla digital se generó el diagrama de areniscas de Dott (1963), Folk (1980) y de campos de proveniencia acorde a Dickinson (1985) y Weltje (2006).

Separación de circones detríticos

Para la desagregación y separación de circones detríticos en las muestras geológicas colectadas se aplicó el siguiente procedimiento:

1. Molienda primaria con Quebrantador de mandíbulas Retsch. Se procesaron *ca.* 2–2.5 kg de roca por muestra.
2. Tamizado del material detrítico desagregado en tamizadora Retsch AS 200, con seis tamices y un fondo para la fracción menor a 63 micras. Cada fracción se almacenó en bolsas, separando para posterior revisión los intervalos 500–250 micras, 250–125 micras y 125–63 micras. Se desestimaron los rangos más gruesos por asumir que no habrían granos de circón tan gruesos. La fracción más fina se excluyó porque los granos menores no tendrían suficientes lugares analizables.
3. Bateo manual para una separación primaria de la porción de minerales pesados, en recipiente de base acanalada con agua.
4. Separación con líquidos densos. En la campana de gases del Laboratorio de Separación Mineral del CURE sede Treinta y Tres se montó un embudo de vidrio transparente con canilla de paso en la base y di-yodometano (densidad de *ca.* 3.3 g/cm³) sobre un vaso de Bohemia. Se vertió la porción de minerales pesados en el embudo lleno, luego se dejó decantar durante unos minutos. Se colocó un papel filtro en la interfaz entre el embudo y el Frasco de Bohemia y, con el vacío activado, se dejó escurrir la fracción hundida en di-yodometano sobre el papel filtro. La fracción flotante, con minerales más livianos, se separó y reservó en un recipiente aparte.
5. Revisión de la fracción pesada separada en lupa binocular. Utilizando un Stereomicroscopio Zeiss SV11 se revisó la porción de granos pesados que retuvo el papel filtro.

Tabla 4.3: Muestras geológicas para petrografía sedimentaria. Del número 21 al 25 corresponden a rocas de campañas previas. Cada muestra descrita tiene referencia a su tabla respectiva.

N°	Código	Descripción de campo breve	Localidad	Lat °S	Lon °W
1	141122/1 (4.6)	Areniscas finas cementadas	Brisas del Plata	34.35806	57.91083
2	141122/2 (4.7)	Areniscas finas cementadas	Brisas del Plata	34.35806	57.91083
3	141122/3 (4.8)	Arenisca fina glauconítica	Brisas del Plata	34.35806	57.91083
4	141122/4F (4.9)	“Sandwich” de tempestita	San Pedro	34.35389	57.91361
5	141122/6F (4.10)	Coquinas en tempestitas	San Pedro	34.35056	57.91639
6	141123/1BF (4.11)	Arenisca fina en coquina	Ea. Anchorena	34.28222	57.98111
7	141123/1T (4.12)	Arenisca fina en coquina	Ea. Anchorena	34.28222	57.98111
8	141123/1G (4.13)	Arenisca fina en coquina	Ea. Anchorena	34.28222	57.98111
9	141123/3 (4.14)	Tempestita basal	Ea. Anchorena	34.28361	57.97917
10	141123/4T (4.15)	Arenisca gruesa	Cantera Camacho	33.93389	58.36056
11	150506/5F (4.16)	Arenisca orientada	Cerro Bautista	33.94415	58.3758
12	150506/6F (4.17)	Arenisca orientada	Cerro Bautista	33.94415	58.3758
13	150506/7F (4.18)	Molde de <i>Dinocardium</i> sp.	Cerro Bautista	33.94415	58.3758
14	150507/1A (4.19)	Grava polimíctica redondeada	Cerro Bautista	33.94409	58.37631
15	150507/1B (4.20)	Grava polimíctica redondeada	Cerro Bautista	33.94409	58.37631
16	150507/2A (4.21)	Grava polimíctica redondeada	Cerro Bautista	33.94409	58.37631
17	150507/2B (4.22)	Grava polimíctica redondeada	Cerro Bautista	33.94409	58.37631
18	150507/4 (4.23)	Arenisca tempestítica	Cerro Bautista	33.94409	58.37631
19	150507/5 (4.24)	Coquina arenosa	Ruta 21, km 87.8	33.92964	58.37232
20	150507/6 (4.25)	Interfaz coquina/manto-arena	Ruta 21, km 87.8	33.92964	58.37232
21	Tope t. C. (4.26)	Arenisca fina en coquina	San Pedro	34.35389	57.91361
22	RU2 (4.27)	Arenisca fina en coquina	San Pedro	34.35389	57.91361
23	RU1 (4.28)	Arenisca fina en coquina	San Pedro	34.35389	57.91361
24	101014/1	Arenisca fina	Puerto Arazatí	34.57595	56.97746
25	100115/1	Frotis de toba retrabajada	Puerto Arazatí	34.57595	56.97746

4.3. Resultados

4.3.1. Petrografía sedimentaria

En las salidas de campo del presente estudio se recolectaron 20 muestras geológicas para lámina delgada. A su vez, se contó con cuatro láminas delgadas de rocas colectadas en campañas previas y se confeccionó un frotis de material desagregado del nivel tobáceo retrabajado hallado en la columna estratigráfica de Puerto Arazatí (muestra 100115/1). La Tabla 4.3 resume los códigos, observación de campo, localidad y ubicación de las muestras geológicas con láminas delgadas.

Todas las rocas seleccionadas son, granulométricamente, de la fracción arenosa (psamitas), con excepción del frotis en toba retrabajada. Si bien se realizó el proceso de forma asistida por el personal del laboratorio de Corte y Molienda del Instituto de Ciencias Geológicas, algunas láminas delgadas no quedaron desbastadas de forma completamente homogénea y perdieron parte de la roca en los bordes. La curva de aprendizaje asociada a la experiencia de elaboración permitió que las rocas procesadas en última instancia preservaran más área de análisis y en el espesor adecuado (30 micras).

En el conjunto de rocas de campañas pasadas, la muestra 101014/1 tiene el mismo problema de confección: cuenta con un espesor mayor al adecuado y las propiedades diagnósticas de los minerales no fueron identificables. Al tener vidrio cubreobjetos ya montado y pegado no se

pudo corregir y, a fines del presente estudio, se desestimó. Las muestras RU1 y RU2 presentan la misma problemática, con falta de desbaste final. Sin embargo, las texturas de exsolución de carbonatos, venillas y cementos permiten sugerir información diagenética valiosa y si se consideraron. Cabe destacar que RU1 es una duplicado con aplicación de tinción.

Las muestras 21, 22 y 23, de campañas anteriores, cuentan con la localidad en la que se extrajeron pero no con el nivel estratigráfico específico. Dada esta situación, se toman en consideración de forma general pero no para los análisis de proveniencia sedimentaria.

El frotis de la muestra 100115/1 muestra una abundante matriz muy fina blanquecina (*ca.* 80 %), limosa a arcillosa, con escasos fragmentos líticos (<10 %) y poco frecuentes (5 – 10 %) monominerales flotantes (cuarzo monocristalino anguloso, moscovita fragmentada y angulosa) en tamaños entorno a la fracción arenosa muy fina a fina. La finalidad original, revisar si la toba presenta cristales de minerales del grupo de las anfíbolos o del grupo de las micas (idealmente moscovita), queda parcialmente resuelta, pero se considera más adecuado explorar otras técnicas de precisión que confirmen de mejor manera la asignación mineral (*e.g.* Microscopio Electrónico de Barrido –MEB o *SEM*–). Dado el predominio porcentual de matriz y cemento, a escala petrográfica no fue posible describir más rasgos de significancia y solo se hace nota de sus propiedades en sentido amplio.

Si bien en la localidad de Punta San Gregorio se colectaron cuatro muestras geológicas, las mismas no presentaban buena consolidación, contenían alto porcentaje de matriz muy fina y el esqueleto no superaba el tamaño arena fina, características que desestimaron el intento de elaborar láminas delgadas en agregados impregnados con resina.

Las láminas delgadas corresponden a muestras de localidades que se ordenan progresivamente desde el sur al noroeste, abarcando litofacies de areniscas finas macizas (Afm), areniscas coquinas macizas (Acm), areniscas gruesas macizas (Agm), conglomerados finos bioclásticos (Gc), y areniscas con gradación inversa (Agi). Van progresivamente subiendo en estratigrafía, aunque se considera una muestra todavía poco representativa de todas las variaciones faciologicas verticales de la formación.

Atributos generales y descripciones petrográficas

A modo general, dentro de las 23 láminas descritas predominan rocas con mala ($n=8$) a regular ($n=7$) madurez composicional. A su vez, la madurez textural suele ser predominantemente mala ($n=9$), subordinadamente regular ($n=6$) o buena ($n=6$). Se hallaron familias de clastos angulosos a redondeados, predominando los sub-redondeados en distintas familias de tamaño. Hubo casos con matriz más cemento en una razón respecto al esqueleto de hasta 11/9, comúnmente exponiendo textura cemento-soportada. La Tabla 4.4 resume la recurrencia de parámetros para madurez y razón del esqueleto en las láminas delgadas revisadas.

El esqueleto suele presentar un mayor dominio de cuarzo monocristalino, anguloso a sub-redondeado, en significativo desmedro del cuarzo policristalino que resultó muy escaso. Casos extremos presentan hasta 75 % del primer componente mencionado. Hay una considerable fracción de fragmentos líticos, sin un tipo mayoritario generalizado pero comúnmente están presentes en proporciones decrecientes los líticos sedimentarios, ígneos intrusivos félsicos y metamórficos. Se destaca una baja representación de líticos volcánicos a modo general. En raras ocasiones los minerales opacos reflejan un aporte importante. Se reconoció glauconita autógena subredondeada a redondeada en muestras provenientes de Brisas del Plata, San

Tabla 4.4: Recuento de parámetros granulométricos para las láminas delgadas descritas. E/M+C: Razón esqueleto sobre matriz más cemento. S/D: Sin determinar.

N°	E/(M+C)	N°	Madurez composicional	N°	Madurez textural
1	11a9	8	Mala	9	Mala
1	3a1	1	Regular-mala	1	Regular-mala
3	4a1	7	Regular	6	Regular
1	5a1	5	Buena	1	Regular-buena
9	9a1	2	S/D	6	Buena
3	17a3				
3	19a1				

Pedro y Estancia Anchorena. En muestras de Cerro Bautista y Ruta 21 se observaron gradaciones normales a microescala.

Según diversos autores (*e.g.* Dickinson, 1970; Pettijohn *et al.*, 1973; Folk, 1980; Tucker, 1988; Tucker, 1991), la matriz se debe considerar un componente detrítico. Las propuestas no tienen un acuerdo común en el límite superior del tamaño para dichos componentes, con indicaciones para 30 micras (*e.g.* Dott, 1964; Pettijohn *et al.*, 1973; Folk, 1980) o 63 micras (*e.g.* Tucker, 1991). Más aún, Dickinson (1970) propuso una tipología con cuatro categorías para la matriz de rocas detríticas: *protomatrix*, para material primario tamaño arcilla; *ortomatrix*, para *protomatrix* recristalizada; *epimatrix*, para relleno diagenético de poros por detritos; y *pseudomatrix*, para fragmentos líticos deformados y recristalizados.

En las descripciones realizadas se tomó en cuenta el contraste principal entre las familias de tamaño, por lo que la matriz se caracterizó en sentido amplio bajo una sola categoría con tamaños arcilla o limo muy fino, salvo algunos casos en que el límite se acercó al tamaño arena muy fina. Con el predominio de fracciones muy finas se tiende a confundir el cemento, frecuentemente micrítico o esparítico, con la matriz de naturaleza detrítica (*protomatrix sensu* Dickinson, 1970). Por tanto, se estableció la razón entre el esqueleto sobre la matriz más el cemento como parámetro de utilidad para resaltar texturas generales y comparar a microescala.

Dentro de los cementos se reconocieron diversos tipos, entre los cuales es muy común el equidimensional, mosaico, menisco y circumgranular isópaco. La porosidad generalmente es muy baja, pues los procesos secundarios rellenaron y consolidaron todos los espacios inter-clásticos de forma completa. Se destaca, para las facies coquinas o bioclásticas, un significativo aporte y recristalización de calcita, tanto de forma maciza como en venillas rellenando espacios abiertos de la fractura de bioclastos. En algunas muestras, como las 141122/1, se reconocieron crecimientos secundarios de cuarzo monocristalino, probablemente como cemento sintaxial, y corrosión de los bordes en granos de plagioclasa.

La Tabla 4.5 resume las principales abreviaturas utilizadas en las descripciones petrográficas sistemáticas, para los componentes reconocidos.

Las Figuras 4.2, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 4.7 y 4.8 muestran las principales características de las láminas delgadas analizadas.

Tabla 4.5: Abreviaturas de los componentes de rocas silicoclásticas descritas.

Minerales		Líticos		Otras	
Qz_m	Cuarzo monocristalino	Mt	Metamórficos	Cxx	Cristales
Qz_p	Cuarzo policristalino	Sd	Sedimentarios	mtz	Matriz
Fd-K	Feldespatos potásicos	Ig	Ígneos intrusivos félsicos	cem	Cemento
Fd-Plg	Feldespatos Plagioclasa	Vlc	Volcánicos		
opacos	Minerales opacos	Chert	Cuarzo criptocristalino		

Tabla 4.6: Descripción petrográfica de la muestra geológica 141122/1 (Brisas del Plata).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m	0.1-0.4	angulosos a subangulosos	50	base: puntuales. Techo: mtz-sop.	subhiedrales
Fd-K	0.2-0.4	subredondeados	15	base: puntuales. Techo: mtz-sop.	ar-, subhiedrales
Fd-Plg	0.1-0.2	angulosos	5	aislados	ar-, subhiedrales
opacos	0.1-0.2	angulosos	<2	aislados	anhiedrales
Líticos					
Mt	0.4	redondeados a sub-	5	aislados y puntuales	anhiedrales
Sd	0.1-0.2	redondeados	2	aislados y puntuales	saturados
Ig	-	-	0	-	-
Vlc	-	-	0	-	-
Chert	-	-	0	-	-
Matriz					
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)		
<0.1	3/1	Arena gruesa	25		
Cemento					
Composición	Tipo				
Cuarzo	Sintaxial				
Micrita	Columnar (sobre conchilias), menisco, laminar	Circumgranular	equi-		
		menstional			
Grado de madurez					
Madurez composicional	Madurez textural				
Mala	Mala				
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad		
Gradación (lino - Ar_m)	Glauconita autógena				
-	Bioclastos (20%)				
		-		muy baja	
Clasificación de la roca					
Psamita	141122/1				
Grauvaca feldespática	Fecha extracción 22-11-2014				

Tabla 4.7: Descripción petrográfica de la muestra geológica 141122/2 (Brisas del Plata).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz m	0.1-0.4	Subredondeados a angulosos	45	Puntuales	an-, subhedrales
Fd-K	0.1-0.5	Subredondeados	5	Puntuales	anhedrales
Fd+Plg	0.1-0.2	Angulosos	5		subhedrales
opacos	<0.1-0.1	Subangulosos	3	Puntuales	subhedrales
Líticos					
Mt	0.2-0.3	sub-, redondeados	15	Puntuales	-
Sd	0.1	Redondeados	2	Puntuales	Arenisca, Limolita
Ig	0.1	sub-, redondeados	5	Puntuales	¿Basalto?
Vlc	-		0		
Chert					
			0		
Matriz					
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)		
<0.1	4/1	Arena muy fina	20		
Cemento					
Composición					
Tipo					
menisco, columnar isópaco (en conchillas) relleno fracturas en conchillas					
Grado de madurez					
Madurez composicional					
Madurez textural					
regular					
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad		
-	Bioclastos, 15% Tinción no muestra dolomía	-	muy baja		
Clasificación de la roca					
Psamita					
Grauvaca lítica					
Código muestra		141122/2			
Fecha extracción		22-11-2014			

Tabla 4.8: Descripción petrográfica de la muestra geológica 141122/3 (Brisas del Plata).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m	<0.1-0.2	Subangulosos a redondeados	50	Puntuales y matriz-soportados	anhedrales
Fd-K	0.05-0.1	Subangulosos a redondeados	10	Puntuales y matriz-soportados	anhedrales
Fd-Plg	0.05-0.1	subangulosos a angulosos	3	Matriz-soportados	subhedrales
opacos	0.05-0.1	Redondeados	2	Matriz-soportados	anhedrales
Líticos					
Mt	0.1-0.2	Redondeados a sub-red.	15	Puntuales y matriz-soportados	
Sd	<0.1-0.2	Redondeados a sub-red.	3	Puntuales	
Ig	<0.1-0.1	Redondeados	2	Matriz-soportados	
Vic	0		0		
Chert	-		0		
Matriz					
Tamaño relativo	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)		
<0.1	17/3	Areña muy fina	15		
Cemento					
Composición	Tipo		100		
Micrita	Sintaxial	Pelicular			
	Menisco, en dos familias	Mosaico			
Grado de madurez					
Madurez composicional	Madurez textural				
Regular	Buena				
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad		
-	Glauconita autógena subredondeada	-	-		
Clasificación de la roca					
Psamita				Código muestra	141122/3
Sublitarenita				Fecha extracción	22-11-2014

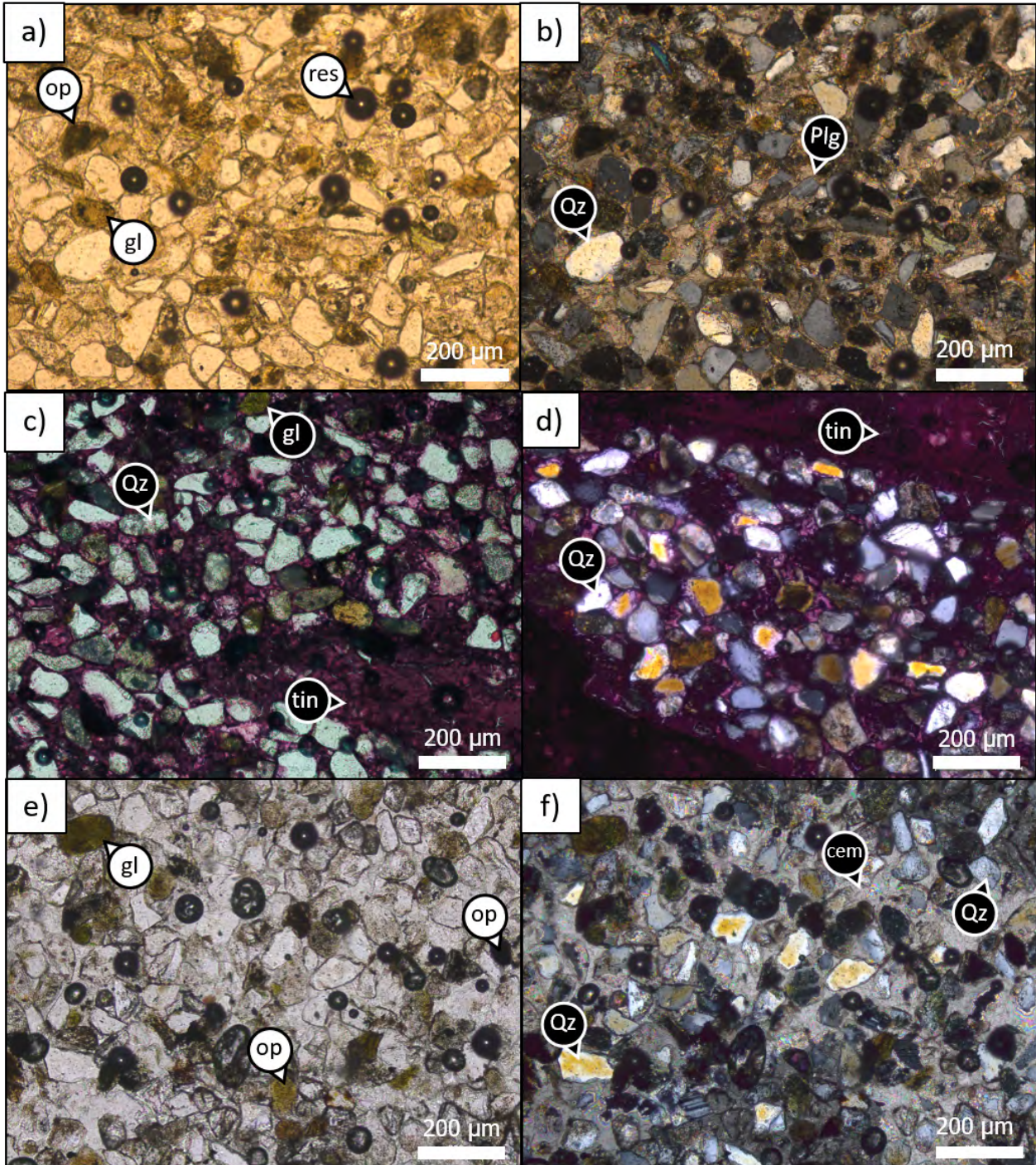


Figura 4.2: Microfotografías de láminas delgadas 141122/1, 141122/2, 141122/3. a: Muestra 141122/1, en nícoles paralelos. b: Muestra 141122/1, en nícoles cruzados. c: Muestra 141122/2, en nícoles paralelos, con tinción de Rojo-S Alizarín. d: Muestra 141122/2, en nícoles cruzados, con tinción de Rojo-S Alizarín. Se destaca que no hay cristales de dolomita. e: Muestra 141122/3, en nícoles paralelos. f: Muestra 141122/3, en nícoles cruzados, con algunos granos de cuarzo arrojando colores de interferencia más alto, debido al espesor de la lámina. op: opacos; res: burbuja de resina; gl: glauconita; Qz: cuarzo; Plg: plagioclasa; tin: tinción de carbonato (calcita); cem: cemento.

Tabla 4.9: Descripción petrográfica de la muestra geológica 141122/4F (San Pedro).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m	0.1-0.5	Subangulosos a subredondeados	60	Puntuales a sobrepuestos	anhedrales
Fd-K	0.1	Subredondeados	2	Puntuales	anhedrales
Fd-Plg opacos	0.1-0.3 0.1-0.2	Angulosos a subangulosos Subangulosos	10 5	Puntuales Puntuales	Sub-, euhedrales anhedrales
Líticos					
Mt	<0.1-0.1	Redondeados	5	Puntuales	Puntuales
Sd	<0.1-0.1	Redondeados	3	Puntuales	Puntuales
Ig	<0.1-0.3	Redondeados	5	Puntuales	Puntuales
Vlc	-		0		
Chert	-		0		
Matriz					
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)		
<0.1	9/1	Arena muy fina	10		
Cemento					
Composición	Tipo		100		
Micrita	Circumgranular isópaco	Menisco			
Calcita	Mosaico en bioclastos	Columnar en bioclastos			
Grado de madurez					
Madurez composicional	Madurez textural				
Buena	Buena				
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad		
Valvas orientadas, concavas a la base	Bioclastos recristalizados hacia el techo	-	muy baja, <2%		
Leve gradación inversa (micrométrica)					
Clasificación de la roca					
Psanita				Código muestra	141122/4F
Sublitarenita				Fecha extracción	22-11-2014

Tabla 4.10: Descripción petrográfica de la muestra geológica 141122/6F (San Pedro).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m	<0.1-0.3	Angulosos a subangulosos	35	Sobrepuentes y puntuales	Sub-, anhedrales
Fd-K	0.1-0.2	Angulosos a subangulosos	7	Sobrepuentes y puntuales	Subhedrales
Fd-Plg	<0.1-0.2	Angulosos	3	Puntuales	Et-, subhedrales
opacos	0.2-0.3	Subangulosos a subredondeados	10	Puntuales	Sub-, anhedrales
Líticos					
Mt	0.2-0.5	Subredondeados	10	Sobrepuentes y puntuales	-
Sd	0.2-1	Redondeados	20	Puntuales	-
Ig	<0.1-0.1	Redondeados	5	Puntuales	-
Vlc			0		-
Chert			0		-

Matriz		
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición
<0.1-0.2	9/1	Arena muy fina a fina

Cemento	
Composición	Tipo
Calcita	1. Acicular, principalmente hacia la base 2. Circum. Isópaco Acicular 3. Espático (venillas CaCO ₃)

Grado de madurez	
Madurez composicional	Madurez textural
Regular - Mala	Regular (considerando bioclastos)

Otras observaciones		
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.
Venillas de calcita en rx y bioclastos	Bioclastos de moluscos (20%)	-
		Intercristalina, muy baja

Clasificación de la roca	
Psamita	Litarenita

Código muestra	141122/6F
Fecha extracción	22-11-2014

Tabla 4.11: Descripción petrográfica de la muestra geológica 141123/1BF (Ea. Anchorena).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m	0.1-0.3	Angulosos a subangulosos	40	Sobrepuentes y puntuales	Sub-, anhedrales
Fd-K	<0.1-0.1	Subangulosos	5	Sobrepuentes	Sub-, anhedrales
Fd-Plg	<0.1-0.1	Angulosos a subangulosos	5	Sobrepuentes y puntuales	Subhedrales
opacos	0.1-0.3	Subangulosos a subredondeados	15	Puntuales	Sub-, anhedrales
Líticos					
Mt	0.1-0.2	Redondeados a subredondeados	10	Sobrepuentes a puntuales	-
Sd	0.05-0.4	Redondeados	20	Sobrepuentes y puntuales	-
Ig			0		-
Vlc			0		-
Chert			0		-

Matriz		
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición
<0.1	19/1	Arcilla a arena muy fina
		mitz+cem (%)
		5

Cemento	
Composición	Tipo
Micrita	Micrítico (alrededor bioclastos)

Grado de madurez	
Madurez composicional	Madurez textural
Regular	Buena (sin considerar bioclastos)

Otras observaciones		
Estructuras	Otros	Porosidad
	Bioclastos moluscos (5%)	Metamorfismo/Alt.
		Nula

Clasificación de la roca	
Psanita	Código muestra
Litarenita	Fecha extracción
	141123-1BF
	23-11-2014

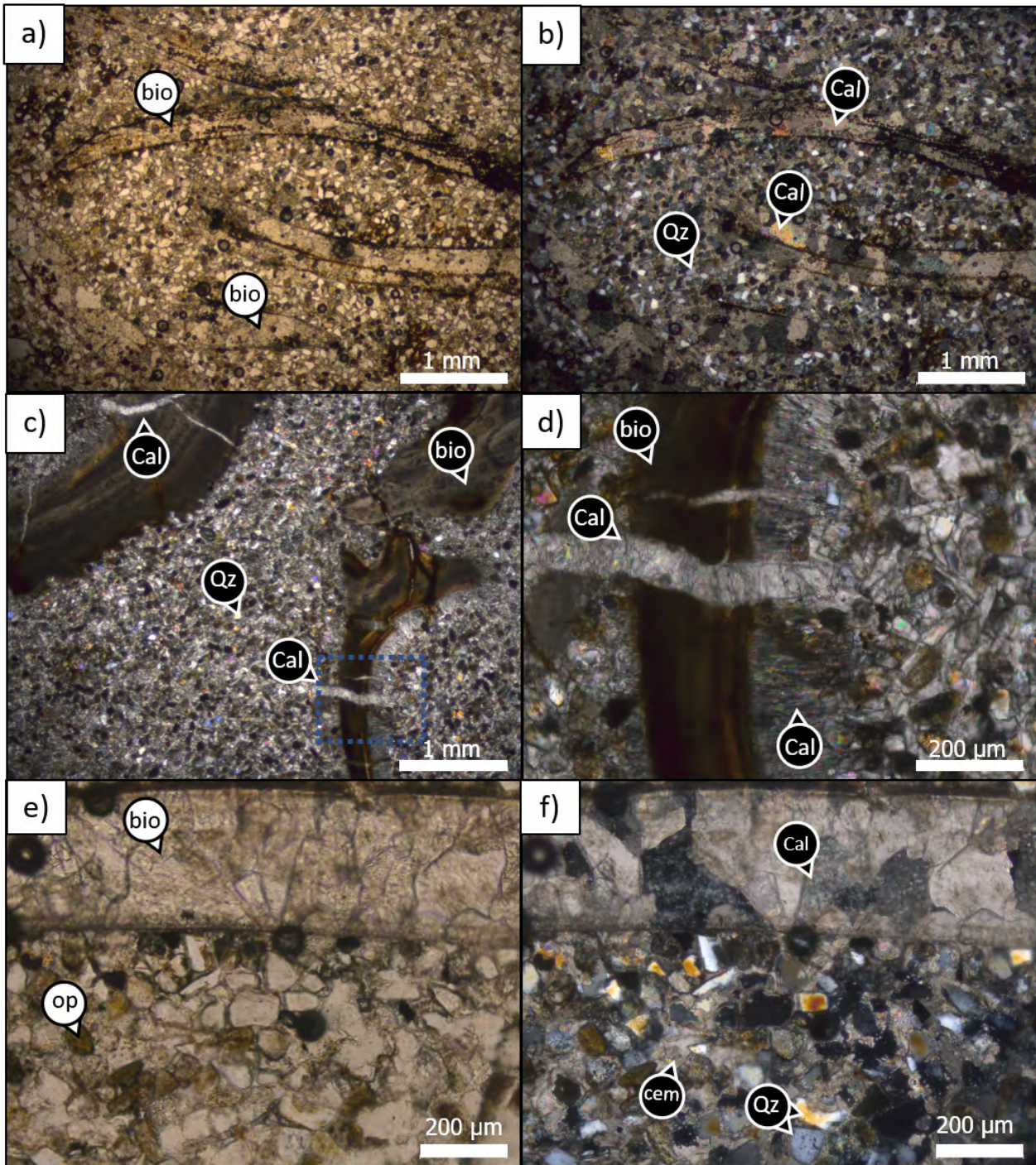


Figura 4.3: Microfotografías de láminas delgadas 141122/4F, 141122/6F, 141123/1BF. a: Muestra 141122/4F, en nícoles paralelos. En forma subhorizontal hay fragmentos de conchillas de invertebrados marinos fósiles, indeterminados debido a la recristalización de calcita. b: Muestra 141122/4F, en nícoles cruzados. c: Muestra 141122/6F, en nícoles cruzados. Nótese las venillas de calcita perpendiculares a los bioclastos. El recuadro punteado azul marca el enfoque de la siguiente imagen. d: Detalle de la muestra 141122/6F, en nícoles cruzados. Se destaca el cemento columnar de calcita sobre la pared del bioclasto. e: Muestra 141123/1BF, en nícoles paralelos. Bioclastos de bivalvos. f: Muestra 141123/1BF, en nícoles cruzados. La conchilla tiene grandes cristales de calcita anhedrales. bio: bioclastos. Cal: calcita. op: opacos; cem: cemento.

Tabla 4.12: Descripción petrográfica de la muestra geológica 141123/1T (Ea. Anchorena).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m	0.1-0.4	Subangulosos a subredondeados	40	Puntuales	Anhedrales
Fd-K	-		0		
Fd-Plg opacos	0.1-0.2 0.1-0.3	Angulosos a subangulosos Redondeados a subredondeados	5 10	Puntuales Puntuales	Subhedrales Anhedrales
Líticos					
Mt	0.1-0.3	Redondeados	20	Puntuales	-
Sd	0.1-0.2	Redondeados	7	Puntuales	-
Ig	0.1-0.2	Redondeados	3	Puntuales	-
Vlc			0		
Chert			0		

Matriz		
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición
<0.1	1/3	Areña muy fina
		15

Cemento	
Composición	Tipo
Calcita	Espático Menisco
	100

Grado de madurez	
Madurez composicional	Madurez textural
Regular	Buena

Otras observaciones		
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.
Base maciza, techo con bioclastos orientados	Techo: bioclastos (10%), recristalizados a calcita	Porosidad Muy baja

Clasificación de la roca	
Psamita	Código muestra
Litarenita	Fecha extracción
	141123/1TF
	23-11-2014

Tabla 4.13: Descripción petrográfica de la muestra geológica 141123/1G (Ea. Anchorena).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m	0.1-3.6	Redondeados a subredondeados	50	Puntuales y matriz-soportados	Anhedrales
Fd-K	0.4-1.2	Redondeados	10	Puntuales y matriz-soportados	Anhedrales
Fd-Plg opacos	0.5-0.8 0.3	Subredondeados a subangulosos Redondeados	5 2	Puntuales y matriz-soportados Matriz-soportados	Subhedrales Anhedrales
Lífticos					
Mt	0.4-1	Redondeados	3	Matriz-soportados	-
Sd	1.2-2	Redondeados	10	Matriz-soportados	-
Ig	0.6-2.6	Redondeados	10	Matriz-soportados	-
Vlc	0.4	Redondeados	<1		
Chert			0		
Matriz					
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)		
<0.05-0.05	9/1	Arcilla a limo	10		
Cemento					
Composición	Tipo		100		
Calcita	1. Mosaico 3. Columnar en bioclastos	2. Equidimensional			
Grado de madurez					
Madurez composicional	Madurez textural				
Regular	Mala				
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad		
Lífticos con bordes suturados	Lt_s (Ar), Lt_ig (fálticos), Lt_vn, Lt_mt (esquistos)	-	Intersticial, regular		
Clasificación de la roca					
Psamita-rudita					
Litarenita feldespática					
Código muestra					141123/1G
Fecha extracción					23-11-2014

Tabla 4.14: Descripción petrográfica de la muestra geológica 141123/3 (Ea. Anchorena).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m	0.1-1	Subangulosos a redondeados	40	Matriz soportados y puntuales	Anhedrales
Fd-K	0.4-1.2	Subredondeados	5	Matriz soportados y puntuales	Anhedrales
Fd-Plg	0.3-0.6	Angulosos	7	Matriz soportados y puntuales	Subhedrales
opacos	0.2-0.3	Redondeados	1	Matriz soportados	Anhedrales
Líticos					
Mt	0.3-0.5	Redondeados	5	Matriz soportados	-
Sd	0.2-0.5	Redondeados	7	Matriz soportados	-
Ig	0.1-3.2	Redondeados	20	Matriz soportados	-
Vlc			0		-
Chert					
			0		-
Matriz					
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)		
< 0.05-0.1	9/1	Limo a arena muy fina	15		
Cemento					
Composición	Tipo				100
Calcita	1. Columnar	2. Mosaico			
Grado de madurez					
Madurez composicional	Madurez textural				
Mala	Regular a mala				
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad		
Espacios de bioclastos	Intensa disolución de conchillas	-	Alta		
Clasificación de la roca					
Psamita					Código muestra 141123/3
Litarenita					Fecha extracción 23-11-2014

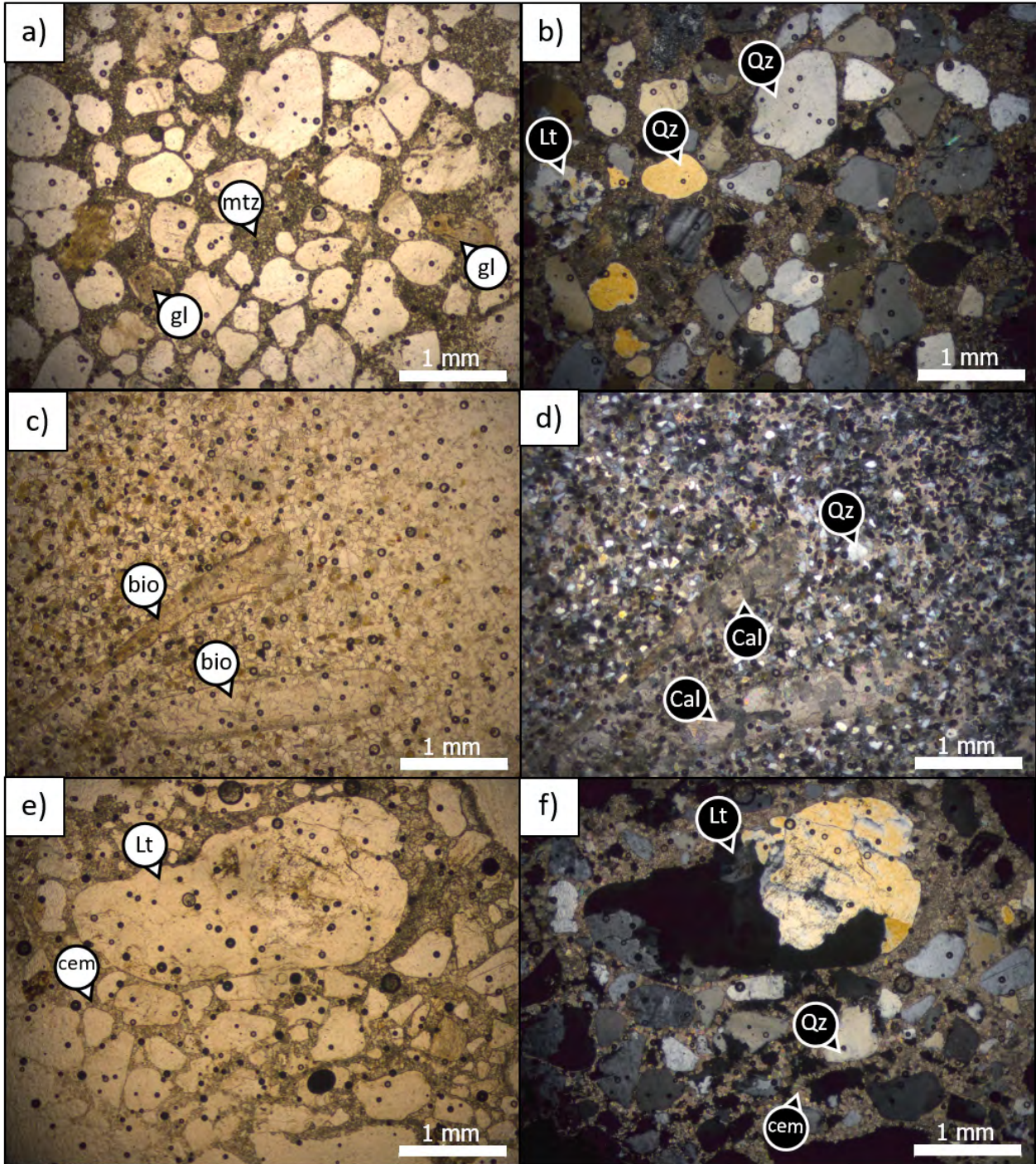


Figura 4.4: Microfotografías de láminas delgadas 141123/1TF, 141123/1G, 141123/3. a: Muestra 141123/1TF, en nícoles paralelos. Granos de glauconita usualmente redondeados. b: Muestra 141123/1TF, en nícoles cruzados. Líticos y cuarzos monocristalinos están mayormente subredondeados. Matriz carbonática. c: Muestra 141123/1G, en nícoles paralelos. Nótese los bioclastos en el centro. d: Muestra 141123/1G, en nícoles cruzados. Los bioclastos tienen calcita recristalizada. e: Muestra 141123/3, en nícoles paralelos. El cemento carbonático rodea clastos con contactos tangenciales. f: Muestra 141123/3, en nícoles cruzados. Se destaca el lítico ígneo de gran porte. mtz: matriz; gl: glauconita; Lt: lítico; Qz: cuarzo; bio: bioclastos; Cal: calcita; cem: cemento.

Tabla 4.15: Descripción petrográfica de la muestra geológica 141123/4T (Cantera Camacho).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz, m (ígneo) Et-K Ft-Plg opacos	0.1-1.6	Angulosos a redondeados	40	Puntuales y matriz soportados	Sub-, anhedrales
	0.25-0.3	Subangulosos a redondeados	5	Matriz soportados	Sub-, anhedrales
	0.1-1.2	Subangulosos a subredondeados	5	Matriz soportados	Sub-, anhedrales
	0.1-0.2	Redondeados	1	Matriz soportados	Anhedrales
Lílicos Mt Sd Ig Vlc	0.4	Subredondeados a redondeados	5	Matriz soportados	-
	0.5-1.2	Redondeados	10	Matriz soportados	-
	0.3-1.4	Redondeados	20	Matriz soportados	-
	0.3-0.5	Redondeados	4	Matriz soportados	-
Chert					
0					
Matriz					
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)		
<0.05	9/1	Limo	10		
Cemento					
Composición	Tipo				
Españita	1. Columnar	2. Mosaico			
Grado de madurez					
Madurez composicional	Madurez textural				
Mala	Mala				
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad		
Fantasma de bioclastos redondeados	Clastos mayores redondeados, clastos finos angulosos	-	Regular, intersticial		
Clasificación de la roca					
Psamita					
Litarenita					
				Código muestra	141123/4
				Fecha extracción	23-11-2014

Tabla 4.16: Descripción petrográfica de la muestra geológica 150506/5F (Cerro Bautista).

Componentes cristalinos				
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Forma Cxx
Qz m	0.1-1	Angulosos a subredondeados	60	Puntuales y matriz soportados
Fd-K	0.1-0.2	Angulosos	2	Matriz soportados
Fd-Plg opacos	0.1-0.3	Angulosos	5	Matriz soportados
	0.1-0.2	Subangulosos a subredondeados	1	Puntuales y matriz soportados
Lífticos				
Mt	0.1-0.4	Subangulosos a subredondeados	3	Matriz soportados
Sd	0.2-0.3	Redondeados	2	Matriz soportados
Ig	0.2-0.8	Subredondeados a redondeados	10	Puntuales y matriz soportados
Vlc	0.2-0.8	Subredondeados	2	Matriz soportados
Chert			0	
Matriz				
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	miz+cem (%)	
<0.05	5/1	Arcilla a limo	15	
Cemento				
Composición	Tipo		100	
Esparita	Mosaico			
Grado de madurez				
Madurez composicional	Madurez textural			
Regular	Regular a buena			
Otras observaciones				
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad alta en la base	
Base clastosoportada	-	-		
Techo con 20 % matriz, matriz soportado				
Clasificación de la roca				
Psamita				Código muestra 150506/5
Litarenita				Fecha extracción 05-06-2015

Tabla 4.17: Descripción petrográfica de la muestra geológica 150506/6F (Cerro Bautista).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m	0.1-0.7	Angulosos a subredondeados	60	Puntuales y matriz soportados	Sub-, anhedrales
Fd-K	0.1	Subangulosos	1	Puntuales y matriz soportados	Anhedrales
Fd-Plg	0.1-0.2	Angulosos	3	Puntuales y matriz soportados	Subhedrales
opacos	0.1-0.3	Subredondeados	1	Matriz soportados	Anhedrales
Líticos					
Mt	0.1-0.35	Subredondeados a redondeados	6	Puntuales y matriz soportados	-
Sd	0.2-0.4	Redondeados	3	Puntuales y matriz soportados	-
Ig	0.3-4	Redondeados	15	Puntuales y matriz soportados	-
Vlc			0		
Chert	0.2-0.3	Redondeados	1	Puntuales y matriz soportados	-
Matriz					
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)		
<0.1	9/1	Arena muy fina	10		
Cemento					
Composición	Tipo		100		
Espanita	Menisco				
Micrita	Micrítico				
Grado de madurez					
Madurez composicional	Madurez textural				
Regular	Regular				
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad		
Láminas de Ar_f en centro, base y techo gruesas	Biolastos escasos (5%)	-	Dada por disolución de conchillas, media		
Clasificación de la roca					
Psanita			Código muestra	150506/6F	
Litarenita			Fecha extracción	05-06-2015	

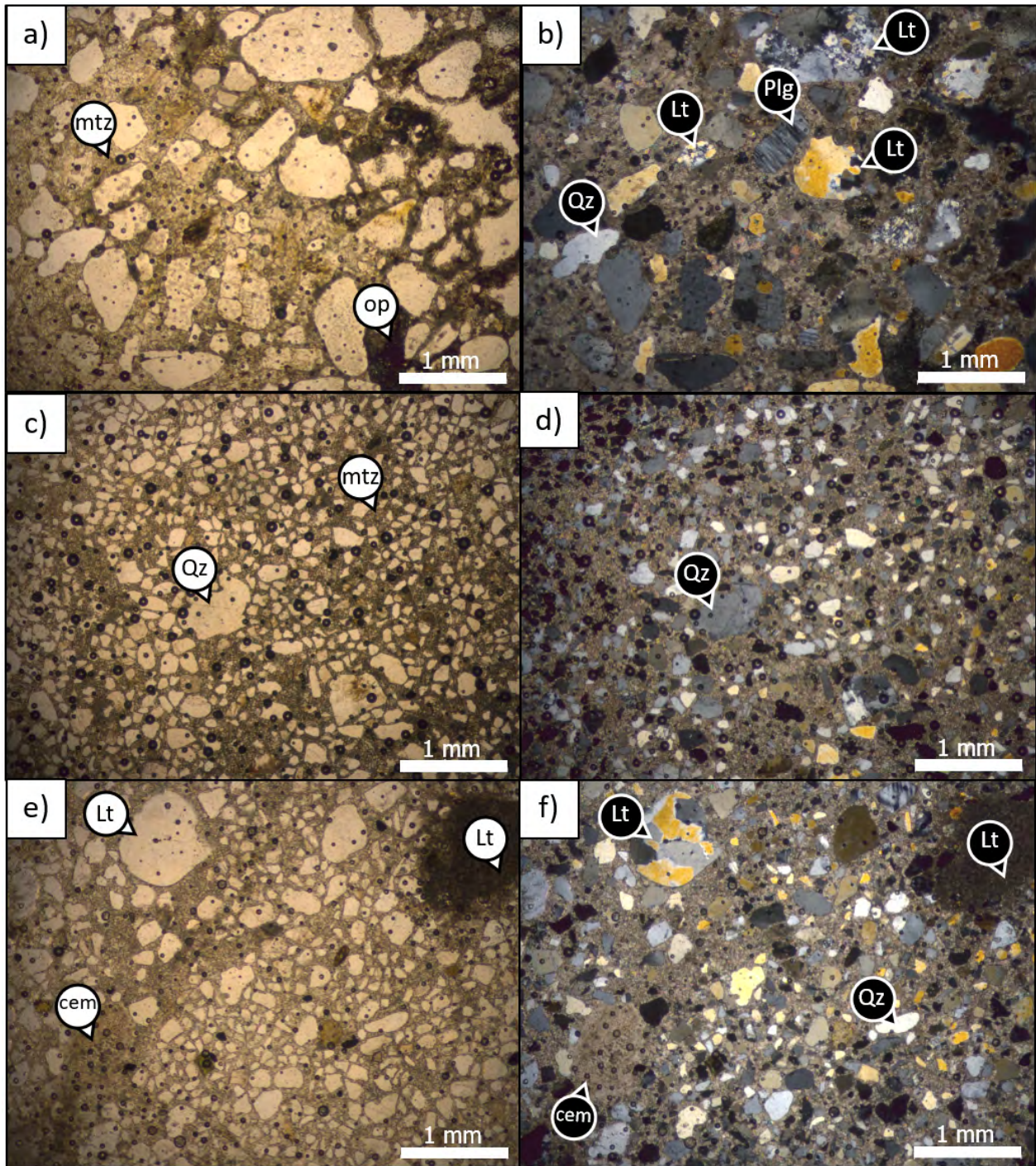


Figura 4.5: Microfotografías de láminas delgadas 141123/4T, 150506/5F, 150506/6F. a: Muestra 141123/4T, en nícoles paralelos. b: Muestra 141123/4T, en nícoles cruzados. Líticos y cuarzo monocristalino con bordes irregulares. c: Muestra 150506/5F, en nícoles paralelos. Mala selección. d: Muestra 150506/5F, en nícoles cruzados. Se observan numerosos parches de micrita y textura cemento-soportada o flotante. e: Muestra 150506/6F, en nícoles paralelos. Se destacan líticos y cemento esparítico, con textura flotante por litificación temprana. f: Muestra 150506/6F, en nícoles cruzados. mtz: matriz; op: opacos; Qz: cuarzo; Lt: lítico; Plg: plagioclasa; cem: cemento.

Tabla 4.18: Descripción petrográfica de la muestra geológica 150506/7F (Cerro Bautista).

Componentes cristalinos				
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Forma Cxx
Qz_m	0.05-0.2	Angulosos a redondeados	60	Matriz soportados y puntuales
Fd-K	0.2	Subredondeados	1	Matriz soportados
Fd-Plg	0.2	Subredondeados	1	Matriz soportados
opacos	0.1	Redondeados	1	Matriz soportados
Lífticos				
Mt	0.1-0.2	Angulosos a redondeados	2	Matriz soportados
Sd	0.3-4	Redondeados	5	Puntuales
Ig	0.2-	Redondeados	10	Matriz soportados y puntuales
Vlc	-		0	
Chert				
	-		0	
Matriz				
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)	
<0.05	5/1	Limo	20	
Cemento				
Composición	Tipo			
Españita	Equidimensional			
Grado de madurez				
Madurez composicional	Madurez textural			
Buena	Regular			
Otras observaciones				
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad	
Clastos de limolita redondeados	Buena selección	-	Mala	
Clasificación de la roca				
Psamita				
Wacka subltica				
Código muestra			150506/7F	
Fecha extracción			05-06-2015	

Tabla 4.19: Descripción petrográfica de la muestra geológica 150507/1A (Cerro Bautista).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m	0.05-3	Subangulosos a redondeados	30	Puntuales y matriz soportados	Anhedrales
Fd-K	0.8	Redondeados	2	Matriz soportados	Anhedrales
Fd-Plg opacos	0.6 0.1-0.2	Subredondeados Redondeados	2 1	Matriz soportados Matriz soportados	Anhedrales Anhedrales
Líticos					
Mt			0		
Sd	0.5-0.8	Redondeados	10	Puntuales y matriz soportados	-
Ig	0.5-5	Redondeados	35	Puntuales y matriz soportados	-
Vlc			0		
Chert	2-3	Redondeados	5	Matriz soportados	-
Matriz					
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)		
<0.05	17/3	Limo	15		
Cemento					
Composición	Tipo		100		
-	-				
Grado de madurez					
Madurez composicional	Madurez textural				
Mala	Mala				
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo /Alt.	Porosidad		
-	-	-	Alta, clastos mayores		
Clasificación de la roca					
Psamita				Código muestra	150507/1A
Litarenita				Fecha extracción	05-07-2015

Tabla 4.20: Descripción petrográfica de la muestra geológica 150507/1B (Cerro Bautista).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m	0.05-3	Angulosos a redondeados	30	Puntuales y matriz soportados	Anhedrales
Fd-K	0.1-0.3	Subredondeados	1	Matriz soportados	Anhedrales
Fd-Plg	0.1-0.3	Subredondeados	1	Matriz soportados	Anhedrales
opacos	0.1-0.2	Redondeados	1	Matriz soportados	Anhedrales
Líticos					
Mt	1-2	Redondeados	<1		
Sd	0.5-1.2	Redondeados	12	Puntuales y matriz soportados	-
Ig	0.5-3.2	Redondeados	38	Puntuales y matriz soportados	-
Vlc			0		
Chert	2-3	Redondeados	7	Matriz soportados	-
Matriz					
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)		
<0.05	9/1	Arcilla a limo	10		
Cemento					
Composición	Tipo		100		
Esparita	Equidimensional				
Grado de madurez					
Madurez composicional	Madurez textural				
Mala	Mala				
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad		
	Escasos bioclastos alargados (1%)	-	Alta, clastos mayores		
Clasificación de la roca					
Psamita				Código muestra	150507/1B
Litarenita				Fecha extracción	05-07-2015

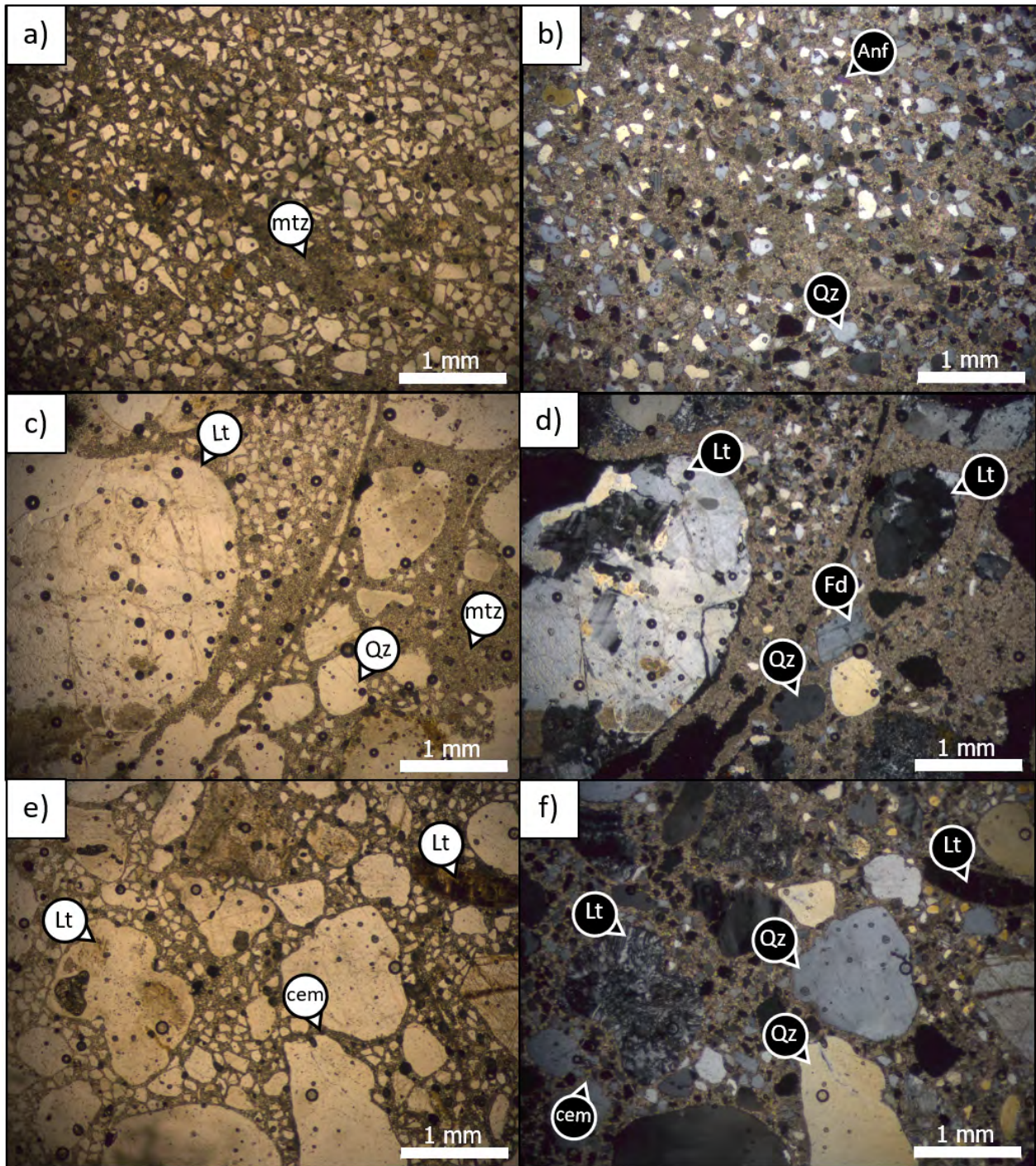


Figura 4.6: Microfotografías de láminas delgadas 150506/7F, 150507/1A, 150507/1B. a: Muestra 150506/7F, en nícoles paralelos. Cemento con bolsones oblicuos y parches de carbonato. b: Muestra 150506/7F, en nícoles cruzados. Mala selección, clastos angulosos a sub-redondeados, mayor ocurrencia de monominerales y textura cemento-soportada o flotante. c: Muestra 150507/1A, en nícoles paralelos. Mala selección. d: Muestra 150507/1A, en nícoles cruzados. Se destacan los líticos mayores. e: Muestra 150507/1B, en nícoles paralelos. Bordes irregulares y mala selección. f: Muestra 150507/1B, en nícoles cruzados. mtz: matriz; Anf: anfíbol; Qz: Cuarzo; Lt: lítico; Fd: Feldespato potásico; cem: cemento.

Tabla 4.21: Descripción petrográfica de la muestra geológica 150507/2A (Cerro Bautista).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m	0.05-0.2; 0.6	Angulosos a subredondeados	80	Puntuales y sobrepuestos	Sub-, anhedrales
Fd-K	0.05-0.1	Angulosos a subredondeados	1	Puntuales	Anhedrales
Fd-Plg	0.1-0.2	Angulosos a subangulosos	1	Puntuales	Anhedrales
opacos	0.1-0.2	Subredondeados a redondeados	1	Puntuales	Anhedrales
Lífticos					
Mt	0.1-0.2	Redondeados	2	Puntuales	-
Sd	<0.8	Redondeados	5	Puntuales	-
Ig	0.1-0.4	Redondeados	5	Puntuales	
Vlc			0		
Chert					
			0		
Matriz					
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mitz+cem (%)		
<0.05	19/1	Arcilla a limo	5		
Cemento					
Composición	Tipo				
Calítico	1. Equidimensional				
Espartico	2. Menisco				
Grado de madurez					
Madurez composicional	Madurez textural				
Buena	Buena				
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad		
Fantasmas de clastos limosos	Bioclastos pequeños, 5%	-	Mala, intersticial		
Clasificación de la roca					
Psamita					
Chertarenita (Ortocuarcita, matriz es cemento)					
				Código muestra	150507/2A
				Fecha extracción	05-07-2015

Tabla 4.22: Descripción petrográfica de la muestra geológica 150507/2B (Cerro Bautista).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m	0.1-1.6	Angulosos a redondeados	50	Puntuales y matriz soportados	Anhedrales
FdK	0.1-1.2	Subangulosos a redondeados	5	Puntuales y matriz soportados	Anhedrales
Fd-Plg opacos	0.2-0.7	Subangulosos	1	Matriz soportados	Anhedrales
	0.1-0.3	Subredondeados a redondeados	2	Matriz soportados	Sub-, anhedrales
Líticos					
Mt	0.3-1.6	Subredondeados a redondeados	2	Puntuales y matriz soportados	-
Sd	0.2-1.8	Subredondeados a redondeados	12	Puntuales y matriz soportados	-
Ig	0.3-1.2	Subredondeados a redondeados	15	Puntuales y matriz soportados	-
Vlc			0		
Chert			0		
Matriz					
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)		
<0.2	9/1	Arena muy fina a fina	13		
Cemento					
Composición	Tipo		100		
Calcita Espatita	Equidimensional Menisco				
Grado de madurez					
Madurez composicional	Madurez textural				
Mala	Mala				
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad		
Fantasmas de bioclastos finos	Matriz muy variable	-	Media		
Clasificación de la roca					
Psamita				Código muestra	150507/2B
Litarenita				Fecha extracción	05-07-2015

Tabla 4.23: Descripción petrográfica de la muestra geológica 150507/4 (Cerro Bautista).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m	0.1-1.2	Angulosos a redondeados	40	Puntuales y matriz soportados	Anhedrales
Qz_p	2-3	Redondeados	5	Puntuales y matriz soportados	Anhedrales
Fd-K	0.3-5	Subredondeados a redondeados	3	Matriz soportados	Anhedrales
Fd-Plg	0.1-0.8	Subangulosos a redondeados	2	Matriz soportados	Anhedrales
opacos	0.2-0.3	Redondeados	<1	Matriz soportados	Anhedrales
Líticos					
Mt	-		0		
Sd	0.2-1.5	Redondeados	10	Puntuales y matriz soportados	-
Ig	0.3-3	Redondeados	15	Puntuales y matriz soportados	-
Vlc	-		0		
Chert					
	-		0		
Matriz					
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)		
<0.1	3/1	Arena muy fina	25		
Cemento					
Composición	Tipo				
Calcita y esparita	Equidimensional				
Esparita	Columnar				
Grado de madurez					
Madurez composicional	Madurez textural				
Mala	Mala				
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad		
-	Bioclastos pequeños, 2%	-	Alta, poros de clastos		
Clasificación de la roca					
Psamita					Código muestra 150507/4
Litarenita					Fecha extracción 05-07-2015

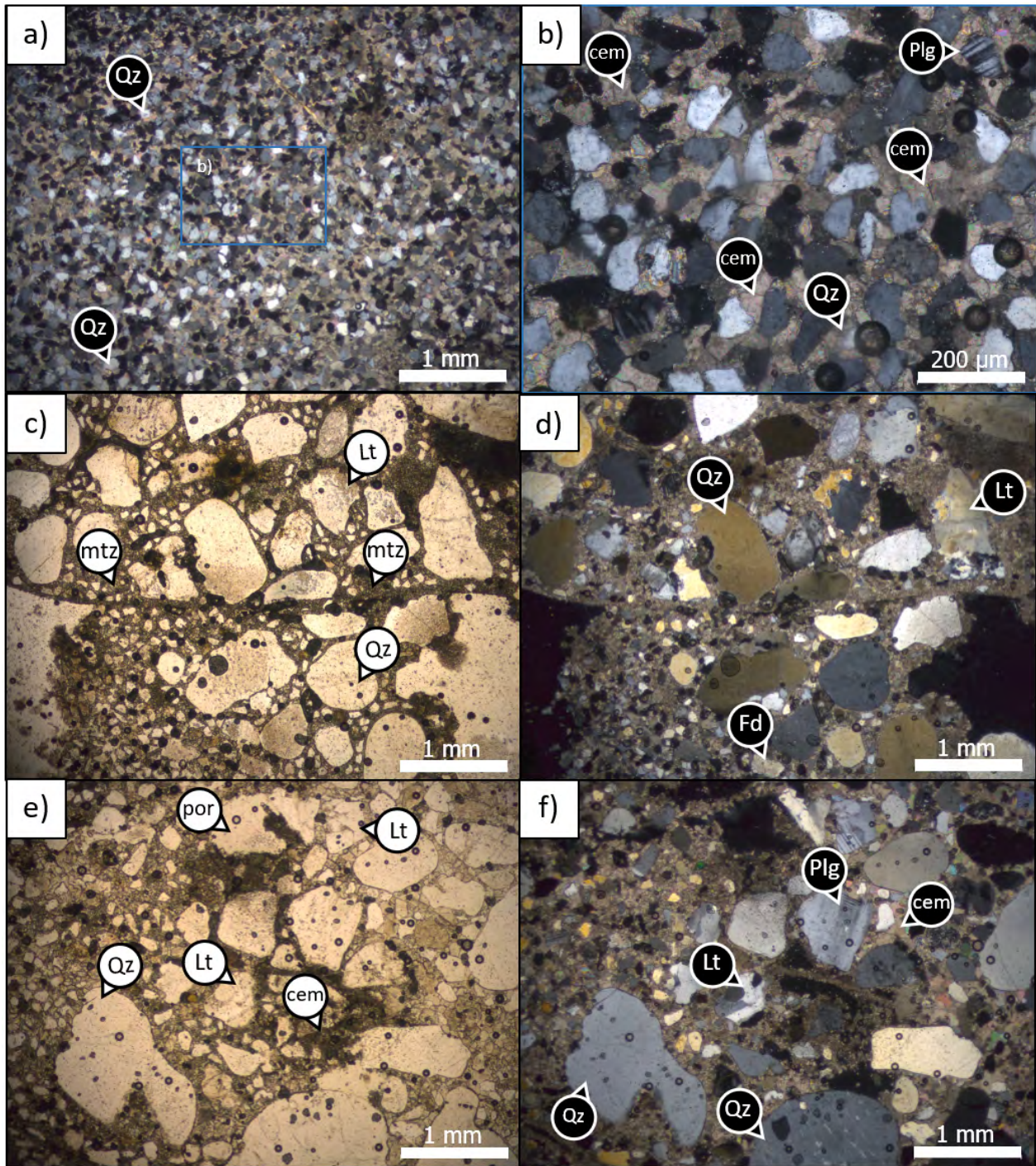


Figura 4.7: Microfotografías de láminas delgadas 150507/2A, 150507/2B, 150507/4. a: Muestra 150507/2A, en nícoles cruzados (Objetivo: 2.5x). Buena selección y madurez composicional. b: Detalle de la muestra anterior (Objetivo: 10x). Cemento esparítico –menisco-. c: Muestra 150507/2B, en nícoles paralelos. Mala selección y bordes irregulares. d: Muestra 150507/2B, en nícoles cruzados. Inmadura composicionalmente. e: Muestra 150507/4, en nícoles paralelos. Bordes irregulares y mala selección. f: Muestra 150507/4, en nícoles cruzados. Nótese el cuarzo con engolfamiento. Qz: cuarzo; cem: cemento; Plg: plagioclasa; mtz: matriz; Lt: lítico; Fd: Feldespato potásico; por: poros.

Tabla 4.24: Descripción petrográfica de la muestra geológica 150507/5 (Ruta 21).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m	0.05-1	Angulosos a redondeados	75	Puntuales/sobrepuestos/mtz-sop.	Sub-, anhedrales
Qz_p	1.6	Redondeados	5	Matriz soportados	Anhedrales
FdK	0.1-1	Subangulosos a redondeados	4	Puntuales y matriz soportados	Sub-, anhedrales
Fd-Plg opacos	0.1-0.8 0.1-0.4	Angulosos a redondeados Redondeados	4 2	Puntuales y matriz soportados Matriz soportados	Sub-, anhedrales Anhedrales
Lífticos					
Mt	-	-	0	-	-
Sd	-	-	0	-	-
Ig	0.2-1.5	Redondeados	5	Puntuales y matriz soportados	-
Vlc	-	-	0	-	-
Chert					
	-	-	0	-	-
Matriz					
Tamaño relativo	Reazón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)		
<0.05	19/1	Limo	5		
Cemento					
Composición	Tipo				
Micrita Esparita	Meuisco Columnar				
Grado de madurez					
Madurez composicional	Madurez textural				
Buena	Buena en dominio fino Mala en dominio grueso				
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad		
Dominio fino y dominio grueso: gradación	Poros en dominio grueso Fantasmas de bioclastos finos, 5 %	-	Alta en dominio grueso		
Clasificación de la roca					
Psamita					
Cuarzoarenita (Ortocuarcita)					
			Código muestra	150507/5	
			Fecha extracción	05-07-2015	

Tabla 4.25: Descripción petrográfica de la muestra geológica 150507/6 (Ruta 21).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m	0.2-1.6	Subangulosos a redondeados	20	Matriz soportados	Anhedrales
Qz_p	0.8-1.6	Redondeados	10	Matriz soportados	Anhedrales
Fd-K	0.4	Redondeados	2	Matriz soportados	Anhedrales
Fd-Plg	0.3	Redondeados	<1	Matriz soportados	Anhedrales
opacos	-		0		
Lífticos					
Mt	0.8-2	Redondeados	5	Matriz soportados	-
Sd	1.2-2.8	Redondeados	3	Matriz soportados	-
Ig	1-2	Redondeados	15	Matriz soportados	-
Vlc	-		0		
Chert					
	-		0		
Matriz					
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)		
<0.2	11/9	Arena muy fina a fina	45		
Cemento					
Composición	Tipo				
Calcita	1. Equidimensional 2. Columnar				
Grado de madurez					
Madurez composicional	Madurez textural				
Mala	Mala				
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad		
-	Bioclastos pequeños, algunos re-cristalizados	-	Muy alta, en espacios de clastos		
Clasificación de la roca					
Psamita					
Litarenita					
			Código muestra	150507/6	
			Fecha extracción	05-07-2015	

Tabla 4.26: Descripción petrográfica de la muestra geológica Tope Tempestita Camacho (San Pedro).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m	0.06-0.14	Subangulosos a redondeados	45	Puntuales y matriz soportados	Sub-, anhedrales
Qz_p	0.08-0.1	Subredondeados	10	Puntuales y matriz soportados	Anhedrales
Fd-K	0.1	Subredondeados	1	Matriz soportados	Subhedrales
Fd-Plg	0.06-0.14	Angulosos	7	Matriz soportados	Subhedrales
opacos	0.05-0.08	Subangulosos	3	Matriz soportados	Anhedrales
Lítics					
Mt	0.05-0.1	Subangulosos a subredondeados	5	Matriz soportados	-
Sd	-	-	0	-	-
Ig	0.06	Redondeados	3	Matriz soportados	-
Vlc	0.06	Redondeados	1	Matriz soportados	-
Chert					
	-		0		
Matriz					
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)		
<0.02	9/1	Arena muy fina a fina	25		
Cemento					
Composición	Tipo				
Carbonático	1. Pelicular y sintaxial 2. Menisco				
Grado de madurez					
Madurez composicional	Madurez textural				
Buena	Regular				
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad		
No	Escasos fragmentos de conchilla	No	Muy baja		
Clasificación de la roca					
Psanita					
Arenita sublílica					
Código muestra				Tope temp. Camacho	
Fecha extracción				¿?	

Tabla 4.27: Descripción petrográfica de la muestra geológica RU2 (San Pedro).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m Qz_p Fd-K Fd-Plg opacos	0.1-0.3	Subangulosos	10		Anhedrales
Líticos					
Mt					
Sd					
Ig					
Vlc					
Chert					
Matriz					
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)		
<0.1	4/1	Arena muy fina	20		
Cemento					
30					
Composición					
Carbonática	Columnar isópaco (en borde de conchas) ¿Mosaico?				
Grado de madurez					
Madurez composicional	Madurez textural				
No determinada	Regular				
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad		
Venillas diagenéticas de carbonato en conchillas	Lámina muy alta, no se pueden reconocer propiedades diagnósticas Abundantes invertebrados fósiles	-	No		
Clasificación de la roca					
Psamita					
Arenisca fina					
				Código muestra	RU1
				Fecha extracción	¿?

Tabla 4.28: Descripción petrográfica de la muestra geológica *RU1* (San Pedro).

Componentes cristalinos					
Mineral	Tamaño cristales (mm)	Redondeamiento	Porcentaje relativo (%)	Contactos	Forma Cxx
Qz_m					
Qz_p					
Fc-K					
Fd-Plg	0.1-0.3	Subangulosos	10		Anhedrales
opacos					
Líticos					
Mt					
Sd					
Ig					
Vlc					
Chert					
Matriz					
Tamaño relativo [mm]	Razón esqueleto/matriz más cemento	Composición	mtz+cem (%)		
<0.1	4/1	Arena muy fina	20		
Cemento					
Composición	Tipo				30
Carbonática	Columnar isópaco (en borde de conchas) ¿Mosaico?				
Grado de madurez					
Madurez composicional	Madurez textural				
No determinada	Regular				
Otras observaciones					
Estructuras	Otros	Metamorfismo/Alt.	Porosidad		
Venillas diagenéticas de carbonato en conchillas	Lámina muy alta, no se reconocen propiedades diagnósticas. Tinción de RU2	-	No		
	Abundantes invertebrados fósiles				
Clasificación de la roca					
Psamita					
Arenisca fina					
Código muestra				RU2 - Tinción	
Fecha extracción				¿?	

4.3.2. Análisis de proveniencia

Siguiendo el procedimiento de Ingersoll *et al.* (1984) para el Método Gazzi–Dickinson, en las 20 primeras láminas delgadas se realizaron conteos modales. Los puntos contados se resumen en la Tabla 4.29. Acorde a la información de estos conteos, se plotearon las muestras

Tabla 4.29: Conteo de puntos modales para cada lámina delgada. Qt: Cuarzo total, incluyendo chert y fragmentos de cuarcita. F: Feldespatos totales. L: Fragmentos líticos. Qm: Cuarzo monocristalino. F: Feldespatos totales. Lt: Fragmentos líticos.

<i>N</i> °	Código	Qt	F	L	Total (Qt-F-L)	Qm	F	Lt	Total (Qm-F-Lt)
1	141122-1	158	63	16	237	158	63	16	237
2	141122-2	112	24	56	192	112	24	56	192
3	141122-3	147	38	50	235	147	38	50	235
4	141122-4F	95	19	21	135	95	19	21	135
5	141122-6F	67	17	67	151	67	17	67	151
6	141123-1BF	79	20	59	158	79	20	59	158
7	141123-1T	93	12	70	175	93	12	70	175
8	141123-1G	97	29	45	171	97	29	45	171
9	141123-3	93	28	74	195	93	28	74	195
10	141123-4T	90	24	86	200	90	24	86	200
11	150506-5F	150	18	42	210	150	18	42	210
12	150506-6F	144	10	60	214	145	10	61	216
13	150506-7F	122	4	35	161	122	4	35	161
14	150507-1A	76	9	109	194	67	9	113	189
15	150507-1B	74	4	115	193	60	4	115	179
16	150507-2A	169	4	26	199	169	4	26	199
17	150507-2B	114	14	66	194	114	14	66	194
18	150507-4	122	14	68	204	122	14	68	204
19	150507-5	170	17	11	198	170	17	11	198
20	150507-6	99	7	75	181	99	7	75	181

en diagramas de clasificación ternarios, utilizando la planilla de cálculo de Zahid y Barbeau (2011). Los primeros diagramas generados corresponden a la clasificación de las rocas, donde se muestran los modelos de Dott (1964) y Folk (1980) (Figura 4.9). Las muestras caen principalmente en los campos de arenita lítica ($n = 13$) o litarenita (feldespática) ($n = 16$), con algunas subarcosas a sublitarenitas subordinadas (6 o 3, según autor). Solo una muestra corresponde a una arenita arcósica o arcosa, denotando poca influencia de feldespatos.

Los siguientes diagramas generados corresponden al Modelo Dickinson de campos de proveniencia y su adaptación posterior en Weltje (2006), tanto para cuarzo total (Qt–F–L) como para cuarzo monocristalino (Qm–F–L) (Figura 4.10). Acorde a estos diagramas, la principal y casi exclusiva proveniencia de las rocas analizadas se corresponde con el campo *orógeno reciclado* ($n = 17$). Leves incursiones pueden sugerir también aportes de *bloque continental* ($n = 3$). El primer campo hace referencia a áreas fuente con complejos de subducción, o cinturones de pliegues y cabalgaduras, también llamadas fajas plegadas y corridas. El segundo campo se refiere a plataformas estables o zonas del interior de continentes.

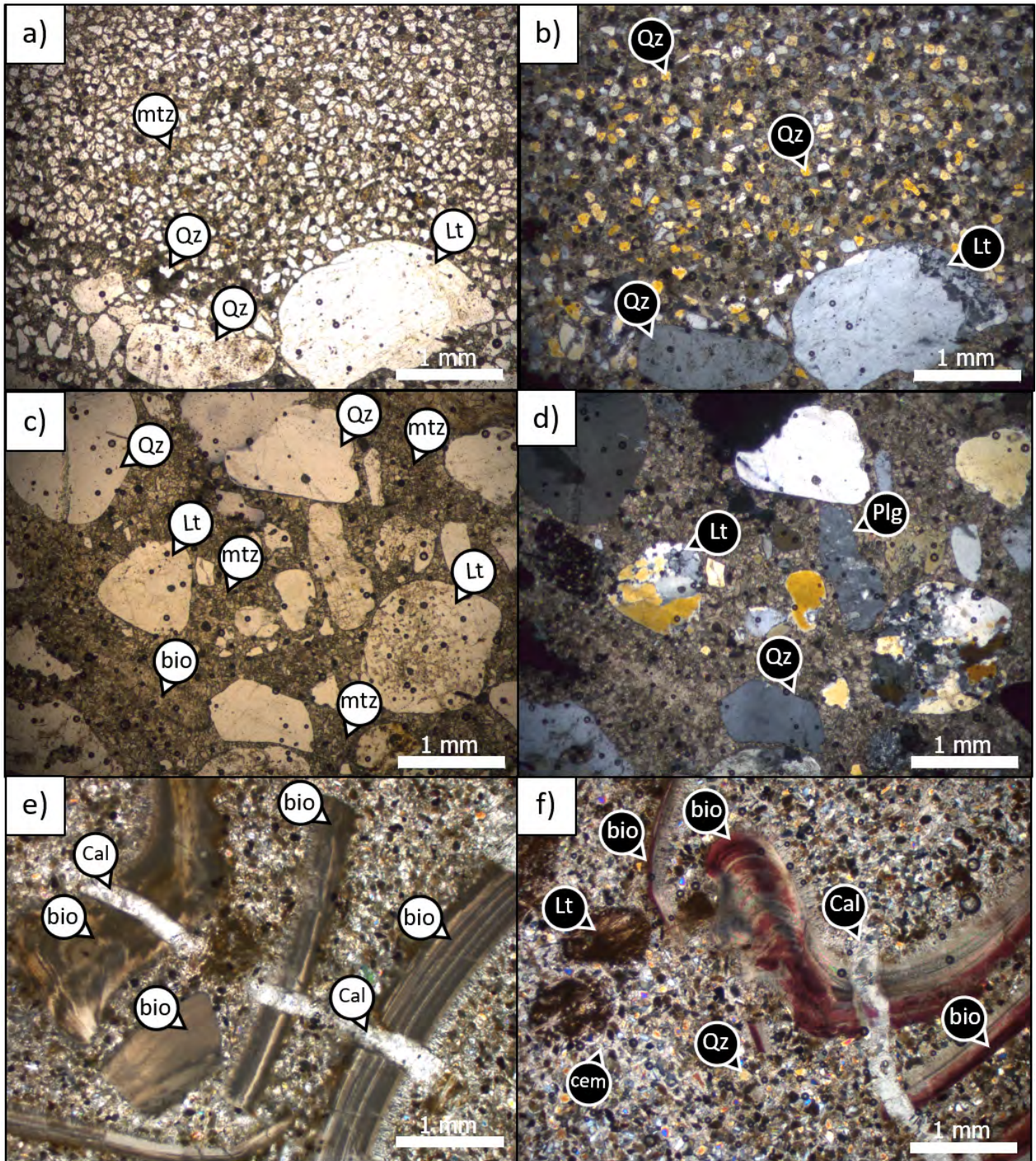


Figura 4.8: Microfotografías de láminas delgadas 150507/5, 150507/6, RU2, RU1. a: Muestra 150507/5, en nícoles paralelos. Gradación inversa (base está arriba). b: Muestra 150507/5, en nícoles cruzados. c: Muestra 150507/6, en nícoles paralelos. Muy mala selección. d: Muestra 150507/6, en nícoles cruzados. Numerosos líticos. e: Muestra RU2, en nícoles paralelos. Nótese la vena de calcita cortando bioclastos. f: Muestra RU1 (tinción de la anterior), en nícoles cruzados. mtz: matriz; Qz: cuarzo; Lt: lítico; bio: bioclastos; Plg: plagioclasa; Cal: calcita; cem: cemento.

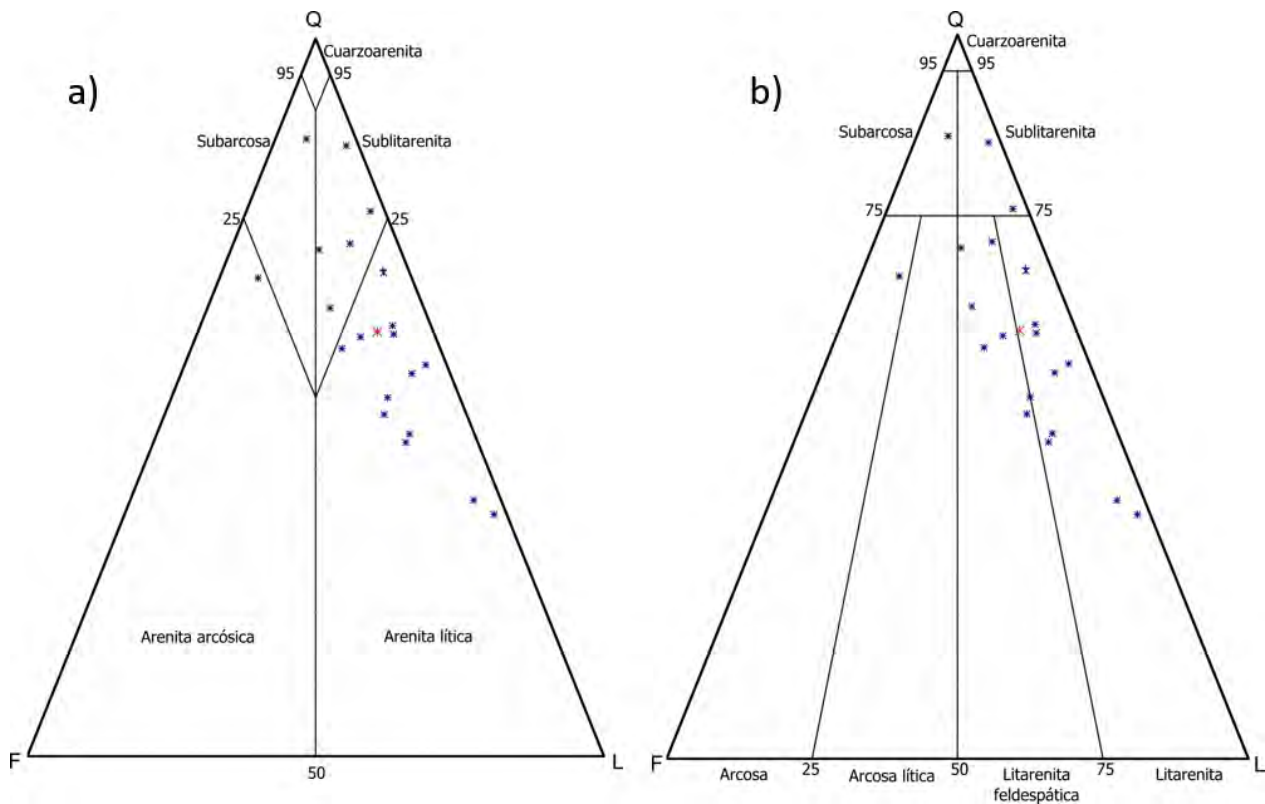


Figura 4.9: Diagramas de clasificación ternarios QFL para areniscas. a: Diagrama de Dott (1964). b: Diagrama de Folk (1980). La muestra en rojo representa la media de todo el conjunto de muestras.

4.3.3. Circones detríticos

Se colectaron cinco muestras geológicas con el fin de separar y analizar circones detríticos, cuatro en las campañas del presente trabajo y otra en una campaña previa. Las muestras extraídas se resumen en la Tabla 4.30.

En el laboratorio de Molienda y Separación Mineral del CURE sede Treinta y Tres se realizó el procedimiento estandarizado para separar circones en cada una de las cuatro muestras recolectadas por el autor. Tras tamizar, batear y hacer el paso por líquidos densos, tanto en la fracción de 250–125 micras como en la de 125–63 micras no se hallaron circones dentro de la porción pesada.

Sin embargo, si se hallaron circones en la muestra 100115/1, correspondiente a la toba retra-

Tabla 4.30: Listado de muestras geológicas para circones detríticos, colectadas en función de su litología, posición estratigráfica y localidad.

N°	Código	Descripción de campo breve	Localidad	Lat °S	Lon °W
1	141123/4	Arenisca gruesa	Cantera Camacho	33.93389	58.360556
2	141123/7	Arenisca gruesa a muy gruesa	Punta Gorda	33.91583	58.415000
3	150507/1	Grava polimíctica, nivel medio	Cerro Bautista	33.94415	58.375801
4	150507/2	Grava polimíctica, nivel superior	Cerro Bautista	33.94415	58.375801
5	100115/1	Toba retrabajada	Puerto Arazatí	34.57595	56.97746

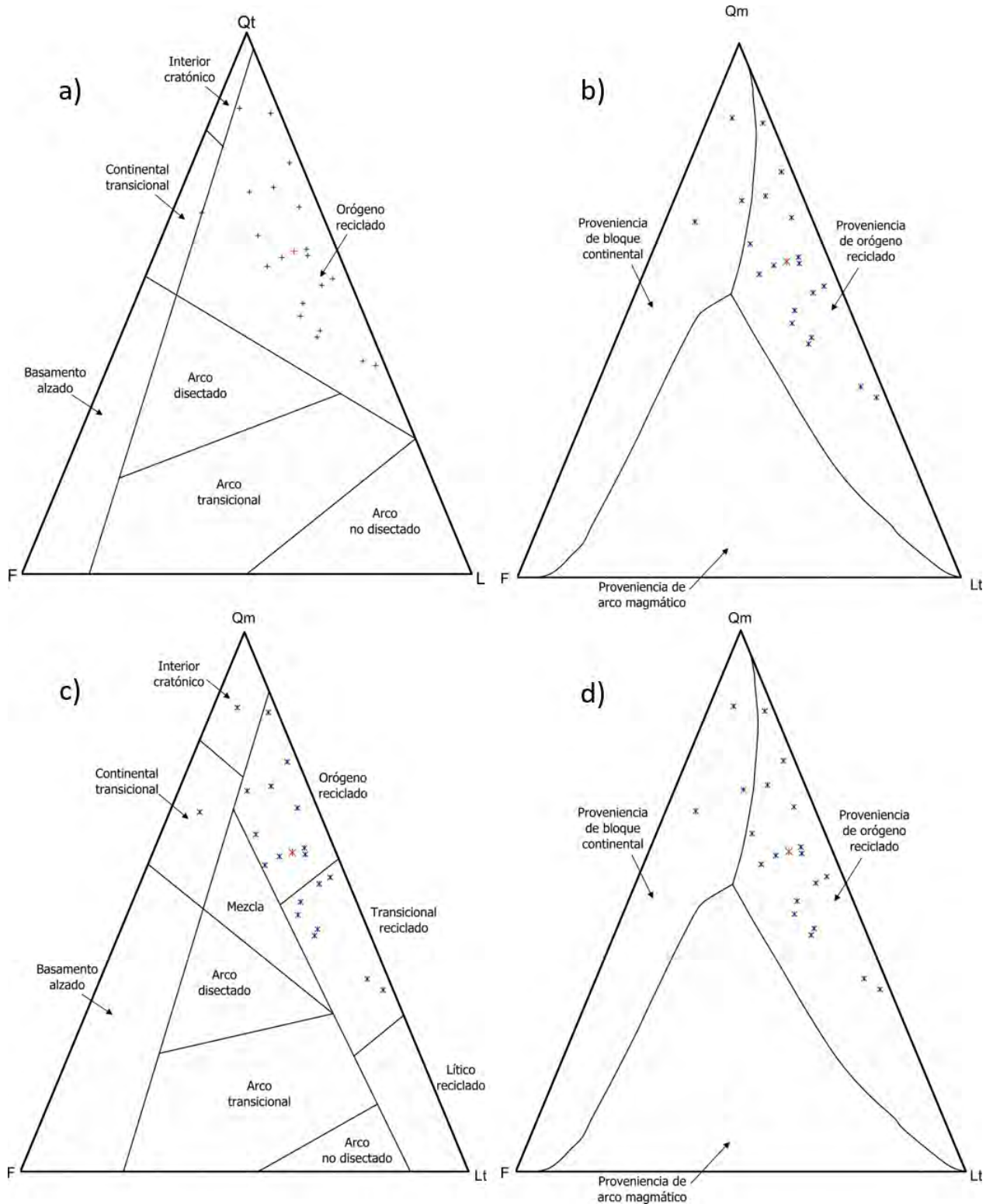


Figura 4.10: Diagramas ternarios de proveniencia sedimentaria en areniscas. a: Diagrama Qt-F-L con campos *sensu* Dickinson (1985). b: Diagrama Qt-F-L con campos *sensu* Weltje (2006). c: Diagrama Qm-F-Lt con campos *sensu* Dickinson (1985). b: Diagrama Qm-F-Lt con campos *sensu* Weltje (2006). Para cada triángulo, la muestra en rojo representa la media de todo el conjunto de muestras.

bajada de la localidad Puerto Arazatí. En dicha muestra el procedimiento fue llevado a cabo por C. Gaucher durante el año 2010 y luego los circones se fotografiaron por catodoluminiscencia y se analizaron sus razones dentro del sistema isotópico U–Pb con una microsonda iónica SIMS en el laboratorio NordSIM de Estocolmo, Suecia.

De la muestra, un total de 14 circones fueron separados y fotografiados. Morfológicamente, los cristales tienen hábitos aciculares y prismáticos, con varias caras bien desarrolladas (subhedrales o subautomórficos). Dichas características sugieren que los cristales no sufrieron mucho retrabajo y abrasión (*i.e.* tendrían poco transporte); algunos cristales presentan zonación o golfos de corrosión. De los 14 granos se analizaron 6. La Figura 4.11 muestra la imagen de electrones retrodispersos (BSE, *Back-Scatter Electron* en inglés) y los *spots* o lugares de análisis con SIMS.

Los datos isotópicos de los 6 circones analizados se resumen en la Tabla 4.31. Las edades

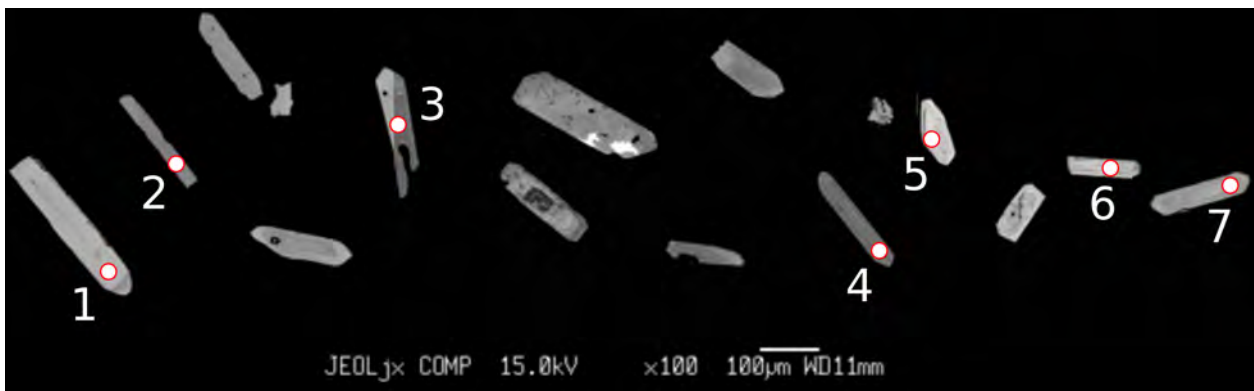


Figura 4.11: Compuesto de imágenes por catodoluminiscencia con circones detríticos de la muestra 100115/1. Lugares de análisis marcados con círculo rojo y blanco. La línea blanca tiene 100 micras de largo. Imágenes obtenidas por C. Gaucher en el Laboratorio de Geocronología Isotópica de la Universidad de Copenhague, Dinamarca.

calculadas se generaron a partir de la proyección de las relaciones isotópicas sobre la línea de concordia en el diagrama de Tera–Wasserburg. Sobre un umbral determinado de discordancia (10 %) el fechado se considera “inválido”, lo cual solo significa que dista de la composición asumida. Dado este criterio, cuantitativamente los circones arrojan tres edades sobre 1200 Ma (Mesoproterozoico): 2112 ± 18 Ma, 2024 ± 17 Ma y 1797 ± 17 Ma, compatibles con edades del Cratón del Río de la Plata. Los otros cristales entregan edades de 587.2 ± 5.7 Ma (Ediacárico), 370.1 ± 3.7 Ma (Devónico Superior, Famenniano) y 265.3 ± 2.6 Ma (Pérmico, Guadalupiano superior).

4.4. Discusión del capítulo

4.4.1. De la petrografía

La petrografía sedimentaria expuesta y analizada es coherente con gran parte de las descripciones de campo: las areniscas son inmaduras textural y composicionalmente; aunque el cuarzo es generalmente predominante, cuentan con una fracción lítica importante; la mayoría

Tabla 4.31: Datos isotópicos de los seis circones detríticos de la muestra 100115/1.

Muestra/ spot #	Descripción	238U 206Pb	±s %	207Pb 206Pb	±s %
n3794-02	Núcleo. Acicular.	2.6680	0.99	0.133564	1.00
n3794-03	Núcleo. Acicular con golfo	10.4715	0.99	0.060573	1.68
n3794-04	Borde. Acicular.	16.8813	1.00	0.055835	1.71
n3794-05	Borde.	2.5790	0.99	0.129615	0.32
n3794-06	Núcleo	3.0666	1.10	0.136145	0.35
n3794-07	Borde	23.7957	1.01	0.051863	1.33

Muestra/ spot #	Descripción	207Pb 206Pb	±s	207Pb 235U	±s	206Pb 238U	±s	208Pb 232Th	±s	Disc.% conv.	207-corr age (Ma)	±s
n3794-02	Núcleo. Acicular.	1993.1	24.9	2009.1	15.2	2024.7	17.2	1636.2	67.8	1.8	>1200	
n3794-03	Núcleo. Acicular con golfo	543.2	45.8	577.6	10.4	586.4	5.5	583.0	20.8	8.3	587.2	5.7
n3794-04	Borde. Acicular.	194.6	56.3	345.5	7.8	368.3	3.6	351.8	16.0	91.9	370.1	3.7
n3794-05	Borde.	2088.6	5.8	2100.0	9.3	2111.6	17.9	2129.4	67.3	1.3	>1200	
n3794-06	Núcleo	2042.1	9.9	1913.2	10.7	1796.6	17.3	1758.2	61.8	-13.8	>1200	
n3794-07	Borde	220.4	36.2	260.5	4.3	264.9	2.6	267.6	10.7	20.6	265.3	2.6

Muestra/ spot #	Descripción	[U] ppm	[Th] ppm	[Pb] ppm	Th/U calc	Th/U meas
n3794-02	Núcleo. Acicular.	48.7	26.1	22.4	0.44	0.54
n3794-03	Núcleo. Acicular con golfo	87.8	67.5	10.8	0.83	0.77
n3794-04	Borde. Acicular.	326.9	97.9	21.9	0.54	0.30
n3794-05	Borde.	448.5	43.8	201.2	0.10	0.10
n3794-06	Núcleo	534.8	293.7	220.2	0.47	0.55
n3794-07	Borde	395.6	197.1	20.1	0.61	0.50

de las rocas no tienen buena selección ni mineralógica ni granulométrica; ocurren gradaciones normales e inversas (menos comunes); las rocas de niveles bioclásticos tienen un registro de procesos diagenéticos más extenso que las rocas macizas. Se destaca, en los niveles coquinosos denominados *tempestíticos*, un fenómeno particular: las conchillas calcáreas de invertebrados marinos fósiles se fragmentan y exsuelven parte del carbonato, que desarrolla venillas tangenciales al eje mayor de las valvas y, posteriormente, el material carbonático recrystaliza, generando hábitos bien desarrollados de calcita sub- a euhedral. ¿Qué pasa con el resto de los cementos carbonáticos que no desarrollan venillas, pero si reciben material (micrita, esparita, calcita cristalina) para su desarrollo? La Tabla 4.32 muestra la diversidad de morfologías y composiciones identificadas en las muestras estudiadas. El estudio de este rasgo genético permite describir parte del ambiente de sedimentación, pues cada tipo se asocia a una zona particular de dinámica y paso de fluidos. Así, el cemento menisco es característico de la *Zona vadosa*, donde ocurre el paso de las aguas meteóricas (es decir, una subsaturación en agua dulce). Los cementos columnar y circumgranular equidimensional están en un rango que va desde la *zona freática continental* a la *zona freática marina*. La primera es una zona saturada en agua de origen continental, con bajo contenido en Mg. La segunda está saturada en agua de origen marino (alto contenido relativo en Mg). Los cementos mosaico y sintaxial de calcita se asocian característicamente a la *zona freática continental*. Los cementos micrítico, acicular y circumgranular isópaco acicular son propios de la zona freática marina. El diagrama de la Figura 4.12 muestra una representación general de las zonas en cuestión. Dado el reconocimiento realizado, la influencia de los fluidos sobre las rocas estudiadas estaría entre la zona vadosa y la freática marina, con variabilidad entre localidades. Esto es esperable, acorde al análisis de facies, pues algunas asociaciones de facies representan subambientes más profundos que otros, y la importante porosidad primaria que tuvieron las areniscas en cuestión habría permitido la migración de los flujos saturados sin dificultad.

Tabla 4.32: Resumen de los cementos identificados en las láminas delgadas descritas.

Muestra	Composición	Tipo morfológico de cemento (más a menos común)	
141122-1	Cuarzo Micrita	Sintaxial Columnar (sobre conchillas), menisco, laminar	Circumgranular equidimensional
141122-2	esparítica	menisco Sintaxial Menisco	columnar isópaco (en conchillas) Pelicular Mosaico
141122-3	Micrita	Circumgranular isópaco	Menisco
141122-4F	Calcita	Mosaico en bioclastos	Columnar en bioclastos
141122-6F	Calcita	Acicular, principalmente hacia la base	Circum. Isópaco Acicular Espático (venillas)
141123-1BF	Micrita	Micrítico (alrededor bioclastos)	
141123-1TF	Calcita	Espático	Menisco
141123-1G	Calcita	Mosaico Columnar en bioclastos	Equidimensional
141123-3	Calcita	Columnar	Mosaico
141123-4T	Esparita	Columnar	Mosaico
150506-5F	Esparita	Mosaico	
150506-6F	Esparita Micrita	Menisco Micrítico	
150506-7F	Esparita	Equidimensional	
150507-1A	Sin cemento	-	
150507-1B	Esparita	Equidimensional	
150507-2A	Calcita Esparita	Equidimensional Menisco	
150507-2B	Calcita Esparita	Equidimensional Menisco	
150507-4	Calcita y esparita Esparita	Equidimensional Columnar	
150507-5	Micrita Esparita	Menisco Columnar	
150507-6	Calcita	Equidimensional Columnar	

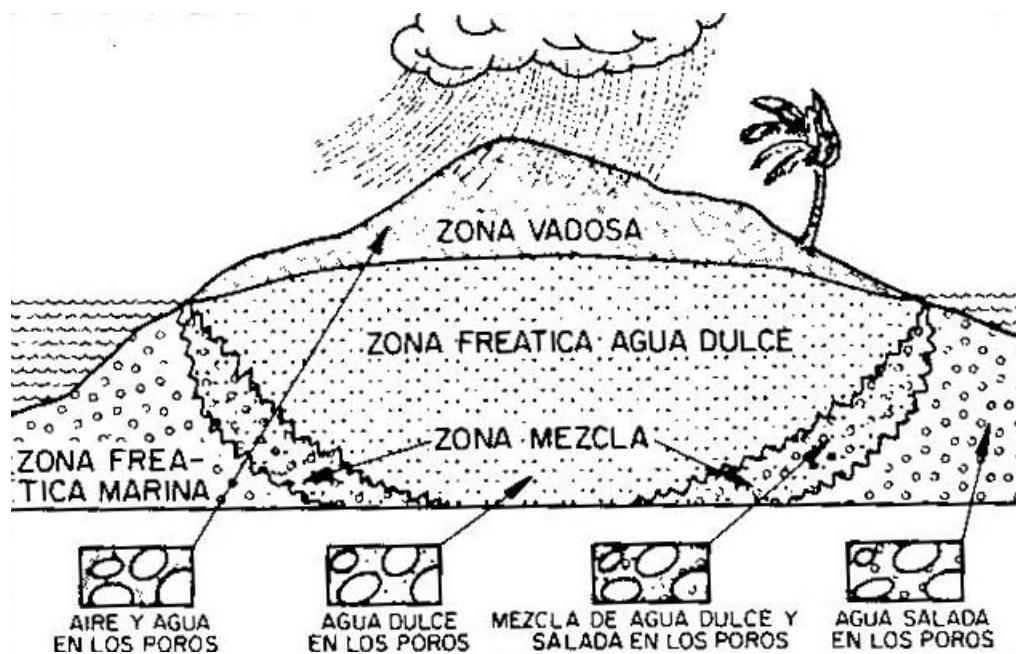


Figura 4.12: zonas de influencia de fluidos y porosidad asociada. La zona freática de agua dulce es sinónimo de continental.

Otros estudios petrográficos

El antecedente más idóneo de estudio petrográfico en la Formación Camacho corresponde a Vrba y Tófaló (1998). En su trabajo se describen niveles de la Cantera Camacho, eligiendo dicha sección por ser la localidad tipo. Lamentablemente, no se adjunta ningún perfil o columna estratigráfica, pero se describen de forma general la disposición de los niveles acorde a las revisiones de Martínez (1994). Vrba y Tófaló (1998) mencionan que la sucesión:

“[...] Está integrada por arenas cuarzo-feldespáticas y arcosas cementadas por abundante carbonato con textura granular o en mosaico. La asociación de minerales livianos indica procedencia desde el basamento cristalino. Las *suites* de minerales pesados sugieren aporte principal de rocas granítico-metamórficas y otro subordinado de rocas volcánicas básicas. La relación Q:F:L señala que el marco tectónico del área de aporte es transicional-continental. La redondez de los clastos y la disolución intraestratal señalan que las arenas ha sufrido más de un ciclo sedimentario. [...]”

Es, sin duda, la descripción más completa de atributos petrográficos y petrológicos en la formación. Hay puntos en común con la presente revisión, tales como las texturas de los cementos carbonáticos y el reconocimiento de disolución, que refleja varios procesos sin- y post-depositacionales. El contraste mayor radica en las proporciones de los componentes mayores (Q-F-L), lo que conlleva a discrepancias en el tipo de área fuente, acá caracterizado como orógeno reciclado, salvo una muestra del campo continental transicional. Esto se puede explicar porque: (1) los niveles, a mesoescala, de la columna estratigráfica en Cantera Camacho varían considerablemente; (2) diferencias en el reconocimiento de cada observador (y error en la diagnosis mineral), o (3) ambas alternativas. No se detalla la cantidad de muestras

analizadas, pero sí que hay descripciones de láminas delgadas para rocas consolidadas y de sedimentos a grano suelto, que entregan la información de la fracción pesada. Ésta, junto con el análisis de los líticos y cuarzo policristalino, le permiten afirmar a los autores la existencia de un aporte mayor por parte del basamento cristalino. Esta idea puede colaborar a descifrar en mejor detalle las fuentes sugeridas por las muestras del estudio actual.

4.4.2. De la proveniencia sedimentaria

La descripciones petrográficas de la Sección 4.3.1 presentaron una serie de hitos respecto al conjunto de muestras analizadas: existe un claro predominio de la fracción de cuarzo monocristalino, comúnmente subredondeado; hay una significativa presencia de fragmentos líticos, con mayor influencia de líticos sedimentarios e ígneos intrusivos mayormente félsicos, y en menor medida líticos metamórficos y volcánicos, con un morfologías subangulosas a redondeadas; la fracción de minerales opacos es muy acotada; se reconoció glauconita autógena subredondeada en rocas de la zona próxima a la ciudad de Colonia; hay sucesivos fenómenos diagenéticos, algunos incluso enmascarando la matriz o directamente otorgando una textura cemento–soportada.

El reconocimiento de cuarzos con golfos de corrosión representan un vínculo directo con componentes volcánicos félsicos, sugiriendo una fuente proximal. Sin embargo, los litoclastos de esa naturaleza no tienen tanto predominio. No se reconocieron líticos volcánicos básicos, lo cual permite acotar el rango composicional de las rocas volcánicas del área fuente. A su vez, los líticos ígneos intrusivos reconocidos son mayormente félsicos –*graníticos*, en sentido amplio–, sugiriendo que la fuente tenga tipos litológicos afines a dichos clastos. Cabe considerar que, si bien hay localidades con basamento metamórfico paleoproterozoico bajo Formación Camacho (*e.g.* Cantera Geymonat), los fragmentos líticos de dicha naturaleza no resaltan, por lo que el aporte detrítico no tendría gran influencia del contexto local, implicando un transporte considerable de los clastos. La ocurrencia de glauconita autógena se suele vincular a condiciones diagenéticas en plataformas marinas, comúnmente en intervalos con baja tasa de sedimentación y leves condiciones reductoras (Scholle y Ulmer–Scholle, 2003). Dicha tasa se propone local y asociable a niveles tempestíticos, pues los equivalentes *offshore* de la formación cuentan con potentes registros sedimentarios (*e.g.* Stoakes *et al.* 1991; Morales *et al.*, 2017). Lamentablemente, no se caracterizaron en detalle monominerales feldespáticos y se reconocieron texturas internas en granos de esos grupos.

Como se expuso, los diagramas ternarios de la Figura 4.10 muestran, independiente de la subdivisión de campos de cada autor, una correspondencia de la mayoría de las muestras con la proveniencia de orógeno reciclado. Es el aporte significativo de líticos lo que permitiría que resalte este contexto tectónico. Sin embargo, se debe tener en cuenta que la muestra es estadísticamente acotada, con 20 láminas delgadas analizadas. A su vez, provienen de distintos niveles estratigráficos dentro de la formación que, si bien es de poca potencia, como fue exployado en el capítulo anterior tiene una gran variación faciológica. Finalmente, cabe cuestionar la validez del método aislado: al no contar con métodos complementarios como geoquímica o isótopos de Nd en las fracciones muy finas, las inferencias deben ser tomadas con cuidado.

Dando por sentadas esas problemáticas, el hecho de que exista una fuente significativa de un orógeno reciclado para rocas marinas someras del Mioceno medio podría ser respaldado por:

- 1. Contexto geodinámico macroregional.** A exactamente la misma latitud, en el borde occidental del subcontinente se configura la zona más alta del sistema andino, que en la fase final de la Tercera Etapa del *Ciclo Andino* está acortándose y con grandes tasas de alzamiento (Charrier *et al.*, 2007). Esto implica considerables tasas de erosión y aporte sedimentario en el borde oriental de la proto-cordillera andina, lo cual genera material para ser depositado en los espacios de acomodación creados en la plataforma sudamericana.
- 2. Paleocorrientes.** La tendencia noroeste a sureste da cabida a la hipótesis de un gran aporte clástico distal desde la zona noroccidental de Sudamérica, asumiendo que la descarga de sedimentos en sectores con relieve positivo siguió hacia los mayores depocentros de las cuencas sedimentarias, ubicados en el sureste y sobre la plataforma sudamericana.
- 3. Edad.** Hasta el momento, el marco geocronológico está abierto, con antecedentes que aseveran una edad miocena superior, principalmente por correlación o bioestratigrafía. Una geocronología absoluta en los niveles de la Formación Camacho permitiría asociar los grandes eventos tectónicos regionales de manera certera, así como los pulsos de sedimentación.

Al tercer punto, y de forma complementaria a los datos expuestos, están las dataciones U–Pb de los circones detríticos en la muestra 100115/1. Si bien son solo 6 circones y estadísticamente no tienen significación, recordando que se requiere al menos un $n \geq 117$ (*sensu* Vermeesch, 2004), cualitativa y geocronológicamente llaman la atención. La morfología de los cristales sugiere que no sufrieron mucho retrabajo y dos de los granos presentan edades (Devónico superior y Pérmico medio–superior) que no tendrían representatividad de rocas parentales en el registro geológico uruguayo. Sin embargo, Rocha–Campos *et al.* (2006) reportaron edades U–Pb en cenizas volcánicas intercaladas de las formaciones Mangrullo y Yaguarí, Cuenca Norte. La primera unidad cuenta con dos valores, 275.9 ± 4.8 Ma (Pérmico, Cisuraliano superior) y 269.8 ± 4.7 Ma (Pérmico, Guadalupiano inferior). La segunda tiene una sola edad, 273.5 ± 5.4 Ma (Pérmico, Guadalupiano–Cisuraliano). Los mismos autores sugieren correlaciones de estos eventos volcánicos con rocas coetáneas del Bloque San Rafael en Argentina, pertenecientes a la Formación Choiyoi.

Salvo la excepción antes mencionada, la divergencia de fechados con la geología regional implicaría que no vienen de un área cratónica o del basamento cristalino más próximo, sino de rocas félsicas que debieran estar al noroeste.

Los principales factores para generar material detrítico y transportarlo grandes distancias en sistemas marinos profundos, se vinculan al área de exposición y clima imperante. El área hace referencia a la mayor interacción de las rocas fuente con las condiciones ambientales y los fenómenos de meteorización, donde un relieve abrupto y pronunciado genera mayor superficie de contacto. El clima es un catalizador de las tasas de erosión, donde ambientes continentales sujetos a mayores precipitaciones, rangos de humedad y altas temperaturas desarrollan más deriva de masa y descarga al océano (Wan *et al.*, 2009). Por consiguiente, el transporte de sedimentos a depocentros distales se incrementa en condiciones ambientales cálidas. Si se considera que la posición y configuración paleogeográfica global de Sudamérica no ha cambiado significativamente desde el Eoceno medio, la deriva eólica regional habría mantenido un sentido oeste a este, propiciando la colmatación de cuencas sedimentarias del

margen oriental. Ese escenario permitiría explicar una fuente distal de los sedimentos, su aloctonía y contrastes con la geología local. Es preciso, por tanto, conocer cuáles eran las condiciones climáticas predominantes al momento de la depositación de la Formación Camacho, lo que requiere tener acotado el rango temporal de la misma.

Se estima que la geocronología resulta esencial para ayudar a resolver el área fuente más adecuada. Por tanto, el siguiente capítulo intenta, a través de la quimioestratigrafía de Sr, C y O, resolver la cuestión temporal, climática y dar un marco geocronológico a la discusión final.

Capítulo 5

Quimioestratigrafía

5.1. Marco conceptual

5.1.1. Isótopos y características generales

Los isótopos son átomos cuyo núcleo contiene el mismo número de protones pero diferente número de neutrones. El término “*isótopo*” deriva de la raíz griega *isos* (igual) y *topos* (lugar), e indica que los isótopos ocupan el mismo lugar en la tabla periódica. Se suelen indicar los isótopos en la forma ${}^m_n E$, donde el superíndice m denota la masa atómica, mientras que el subíndice n refiere al número atómico del elemento E . Por ejemplo, ${}^{12}_6 C$ se refiere al isótopo de carbono que en el núcleo tiene seis protones y seis neutrones. El peso atómico de cada elemento hallado en la naturaleza es el promedio de la contribución de los pesos por parte de todos sus isótopos.

Los isótopos son divididos en dos tipos fundamentales, las especies *estables* e *inestables* (radioactivas). A la fecha, el número de isótopos estables ronda los 300, mientras que se han descubierto más de 1200 isótopos inestables (Hoefs, 2009). La abundancia relativa de los diferentes isótopos de un elemento puede variar sustancialmente, donde los elementos livianos (en masa) generalmente tienen un isótopo predominante y el resto se encuentra presente en cantidades traza (Hoefs, 2009).

La estabilidad de los isótopos se encuentra regida por varias reglas importantes. La primera es la llamada “Regla de la Simetría”, la cual establece que: en los núcleos con bajo número atómico, el número de protones es aproximadamente igual al número de neutrones, o la razón de neutrones y protones, N/Z , es aproximadamente igual a uno; en los núcleos con más de 20 protones o neutrones, la razón N/Z es siempre mayor a uno, con un valor máximo de 1.5 para los núcleos estables más pesados. La segunda es la denominada “Regla de Oddo–Harkins”, en la que se establece que los núcleos de número atómico par son más abundantes que los de número impar (Hoefs, 2009).

Los isótopos radioactivos se pueden clasificar en naturales o artificiales, aunque solo los primeros tienen interés en geología, debido a los métodos de análisis radiométricos. Los procesos de desintegración radioactiva son reacciones nucleares espontáneas y pueden ser descritas a partir de la radiación emitida (*e.g.* emisión de partículas α , β o γ). El decaimiento radioac-

tivo es uno de los procesos que produce variaciones en la abundancia isotópica. La segunda causa de estas variaciones es el *Fraccionamiento isotópico*, causado por pequeñas diferencias químicas y físicas entre los isótopos de un elemento. Los principales fenómenos que generan fraccionamientos isotópicos son:

1. Las reacciones de intercambio isotópico (o equilibrio de distribución isotópico).
2. Los procesos cinéticos, que dependen en primera instancia de las diferencias en las tasas de reacción de los diferentes isótopos.

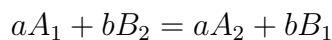
Efectos isotópicos

Las diferencias en propiedades físicas y químicas dadas por variaciones en la masa atómica de un elemento se denominan *Efectos isotópicos*. Se sabe que la estructura electrónica de un elemento determina esencialmente su comportamiento químico, mientras que su núcleo es más o menos responsable de sus propiedades físicas. Como todos los isótopos de un determinado elemento tienen el mismo número y arreglo de electrones, a modo general el comportamiento químico sería esperablemente similar. Sin embargo, esta semejanza no siempre es tal, donde existen diferencias en las propiedades fisicoquímicas acorde a las diferencias de masa. El reemplazo de cualquier átomo en una molécula por uno de sus isótopos produce cambios muy pequeños en su comportamiento químico. En algunos casos, la adición de un neutrón puede deprimir considerablemente la tasa de reacción química. Además, esto conlleva, por ejemplo, a la variación en el espectro infrarrojo. Estas diferencias de masa son más pronunciadas en los elementos más livianos (Hoefs, 2009).

Intercambio isotópico

El *intercambio isotópico* incluye procesos con mecanismos fisicoquímicos considerablemente diferentes. Se concibe el término “*intercambio isotópico*” para todos los escenarios en que no hay una reacción neta, sea para los cambios en la distribución de diferentes sustancias químicas, entre diferentes fases o entre moléculas individuales.

Las reacciones de intercambio isotópico son un caso especial de equilibrio químico general, y pueden ser escritas como:



Donde los subíndices indican que las especies A y B contienen el isótopo liviano o pesado 1 o 2, respectivamente. Para esta reacción, la constante de equilibrio se expresa como:

$$K = \frac{\left(\frac{A_2}{A_1}\right)^a}{\left(\frac{B_2}{B_1}\right)^b}$$

En que los términos en paréntesis pueden ser, por ejemplo, las razones molares de alguna especie.

Factor de Fraccionamiento

En geoquímica, para las reacciones de intercambio isotópico comúnmente se reemplaza la constante de equilibrio K con el denominador *factor de fraccionamiento*, α . Éste es definido como la razón de los números de cualquiera de dos isótopos del compuesto químico A dividido por la correspondiente razón de otro compuesto químico B:

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_a}{R_b}$$

Si los isótopos están distribuidos de manera aleatoria sobre todas las posiciones posibles en los compuestos A y B, entonces α se relaciona con la constante de equilibrio K de la forma:

$$\alpha = K^{\frac{1}{n}}$$

Donde n es el número de átomos intercambiados. Por simplicidad, las reacciones de intercambio isotópico son escritas cuando solo un átomo es intercambiado. En este caso, la constante de equilibrio es igual al factor de fraccionamiento.

Según Hoefs (2009), se ha vuelto una práctica común en los años recientes el reemplazo del factor de fraccionamiento α por el valor ε –o *factor de separación*–, el cual se define como:

$$\varepsilon = \alpha - 1$$

Esto debido a que $\varepsilon \times 1000$ aproxima el fraccionamiento a partes por mil (‰), similar al valor δ .

Valor delta-(δ)

También dentro de la geoquímica de isótopos estables se suele expresar la composición isotópica en términos de los valores *delta*-(δ). Para un componente dado, A, cuya composición isotópica fue medida en laboratorio mediante un espectrómetro de masas convencional, su valor delta corresponde a:

$$\delta_A = \left(\frac{R_A}{R_{est}} - 1 \right) 10^3 (\%)$$

Donde R_a es la respectiva medición de razón isotópica del componente A y R_{est} se define como la razón isotópica de la muestra estándar.

5.1.2. Análisis de isótopos estables en estudios paleoambientales

Los isótopos estables representan indicadores o *proxies* ampliamente utilizados dentro de las geociencias. La elección de un elemento u otro dependerá de la naturaleza del estudio, los datos a relevar y los contextos del problema geológico a resolver. Será significativamente diferente analizar con isótopos estables la composición del agua meteórica actual, de la materia orgánica del petróleo o de los carbonatos en calizas marinas. Dada la revolución tecnológica generada a partir del desarrollo de los espectrómetros de masas durante la segunda mitad del

siglo XX, en las últimas décadas se depuraron numerosas metodologías analíticas para revisar la geoquímica de los isótopos estables en materiales geológicos. Si se conjuga la información del registro geológico ordenada, es decir, la estratigrafía, con la información sistemática de las variaciones isotópicas de un elemento particular, se configura un estudio dentro del campo de la *Quimioestratigrafía* o *Estratigrafía química*. Esta sub-disciplina corresponde al estudio de las variaciones químicas en las sucesiones sedimentarias, que usualmente permite determinar relaciones estratigráficas. En la práctica, es un campo relativamente joven, con los principales estudios formales en inicios y mediados de la década del 80' (*e.g.* DePaolo e Ingram, 1985; DePaolo, 1986), y gira entorno a la premisa básica de variaciones seculares en la composición isotópica, por ejemplo del agua de mar.

Como se mencionó anteriormente, la composición isotópica se suele expresar en valores δ , comparados respecto a un estándar internacional determinado. Esto porque la precisión en que pueden ser medidas las abundancias isotópicas *absolutas* es significativamente menor a la precisión de las diferencias *relativas* de abundancias isotópicas de dos muestras (Hoefs, 2009). Comparar razones será por tanto más adecuado y preciso que la comparación directa. Así, la Tabla 5.1 presenta un resumen de algunos estándares desarrollados por la comunidad internacional, para distintas razones isotópicas. Si bien los mencionados estándares se defi-

Tabla 5.1: Estándares internacionales de razones isotópicas absolutas (Modificado de Hayes, 1983 en Hoefs, 2009)

Estándar	Razón	Valor aceptado ($\times 10^6$) (con intervalo del 95 % de confianza)	Fuente
SMOW	D/H	155.76 \pm 0.10	Hagemann <i>et al.</i> (1970)
	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	2005.20 \pm 0.43	Baertschi (1976)
	$^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$	373 \pm 15	Nier (1950), corregido por Hayes (1983)
PDB	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	11237.2 \pm 2.9	Craig (1957)
	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	2067.1 \pm 2.1	
	$^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$	379 \pm 15	
Nitrógeno del aire	$^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$	3676.5 \pm 8.1	Junk y Svec (1958)
Troilita del Cañón del Diablo (CDT)	$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$	45004.5 \pm 9.3	Jensen y Nakai (1962)

nieron de forma aislada, con el tiempo la comunidad internacional desarrolló modificaciones a los mismos que, acorde a la IAEA (*International Atomic Energy Agency*), se revisan cada cierto tiempo. Así, por ejemplo, esta institución desarrolló una muestra de agua destilada denominada V-SMOW (SMOW de Viena) que tiene una composición isotópica muy cercana, pero no idéntica al estándar original, propuesto por la Oficina Nacional de Estándares de Estados Unidos (NBS) (Hoefs, 2009). Los estándares a nivel mundial de uso general se presentan en la Tabla 5.2. Durante el Cenozoico ocurren variaciones significativas de los valores isotópicos de Sr, C y O –razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, respectivamente–, que han sido objeto de numerosos estudios globales, correlacionando estas oscilaciones con eventos climáticos, tectónicos, bióticos y estáticos (*e.g.* Zachos *et al.*, 2001).

Tabla 5.2: Estándares mundiales en uso para la composición isotópica de hidrógeno, boro, carbono, nitrógeno, oxígeno, silicio, azufre y cloruro (Extraído de Hoefs, 2009)

Elemento	Estándar	Estándar
H	Estándar del agua oceánica promedio	V-SMOW
B	Ácido bórico (NBS)	SRM 951
C	Belemnitella americana de la Formación Peedee (Cretácico), Carolina del Sur, E.U.A	V-PDB
N	Nitrógeno del Aire	N2 (Atmos.)
O	Estándar del agua oceánica promedio	V-SMOW
Si	Arena cuarzosa	NBS-28
S	Troilita (FeS) del meteorito férrico Cañón Diablo	V-CDT
Cl	Cloruro del agua marina	SMOC

Acorde al presente estudio, se describen brevemente las principales características de la quimioestratigrafía de estroncio, oxígeno y carbono, atinentes al trabajo desarrollado y en consideración a la afirmación anterior.

Quimioestratigrafía de estroncio, Sr

Para el sistema isotópico de estroncio se deben tener en cuenta las siguientes particularidades:

Composición isotópica. El estroncio cuenta con cuatro isótopos, en distintos porcentajes: ^{84}Sr (0.56 %), ^{86}Sr (9.86 %), ^{87}Sr (7.00 %) y ^{88}Sr (82.58 %). El ^{87}Sr es estable pero de origen *radiogénico*, pues está formado a partir de la desintegración β de ^{87}Rb , que tiene una vida media de 48800 Ma. Esta condición implica que la cantidad absoluta de ^{87}Sr va aumentando con el tiempo, a diferencia de los otros isótopos no radiogénicos como el ^{86}Sr . Por lo tanto, lugar de la notación δ se emplea el valor absoluto, representado por la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Pearce *et al.*, 2015).

Reservorios. Existen dos aportes fundamentales de Sr al agua de mar. Uno de ellos proviene de la meteorización de las rocas graníticas en los continentes, ricas en Rb –y por tanto en ^{87}Sr –, y que se caracteriza por una alta razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ –**0.7124**–. El otro proviene de la alteración hidrotermal de rocas basálticas, pobres en Rb –y en ^{87}Sr –, con razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entorno a **0.7030** (Shields, 2007). Actualmente el influjo de Sr de los ríos –*runnoff* o descarga continental– es el 2/3 del total, mientras que el hidrotermal es el 1/3 restante. Sin embargo, como demuestran las curvas empíricas, esto varió considerablemente en el pasado. La razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua marina actual es de **0.7092**, pero esto ha variado cuantiosamente a lo largo del tiempo geológico, con un crecimiento general debido a la desintegración progresiva del ^{87}Rb (Hoefs, 2018; Pearce *et al.*, 2015).

Significado de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Se suelen utilizar discriminantes petrográficos, geoquímicos e isotópicos para determinar si un valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es primario o presenta alte-

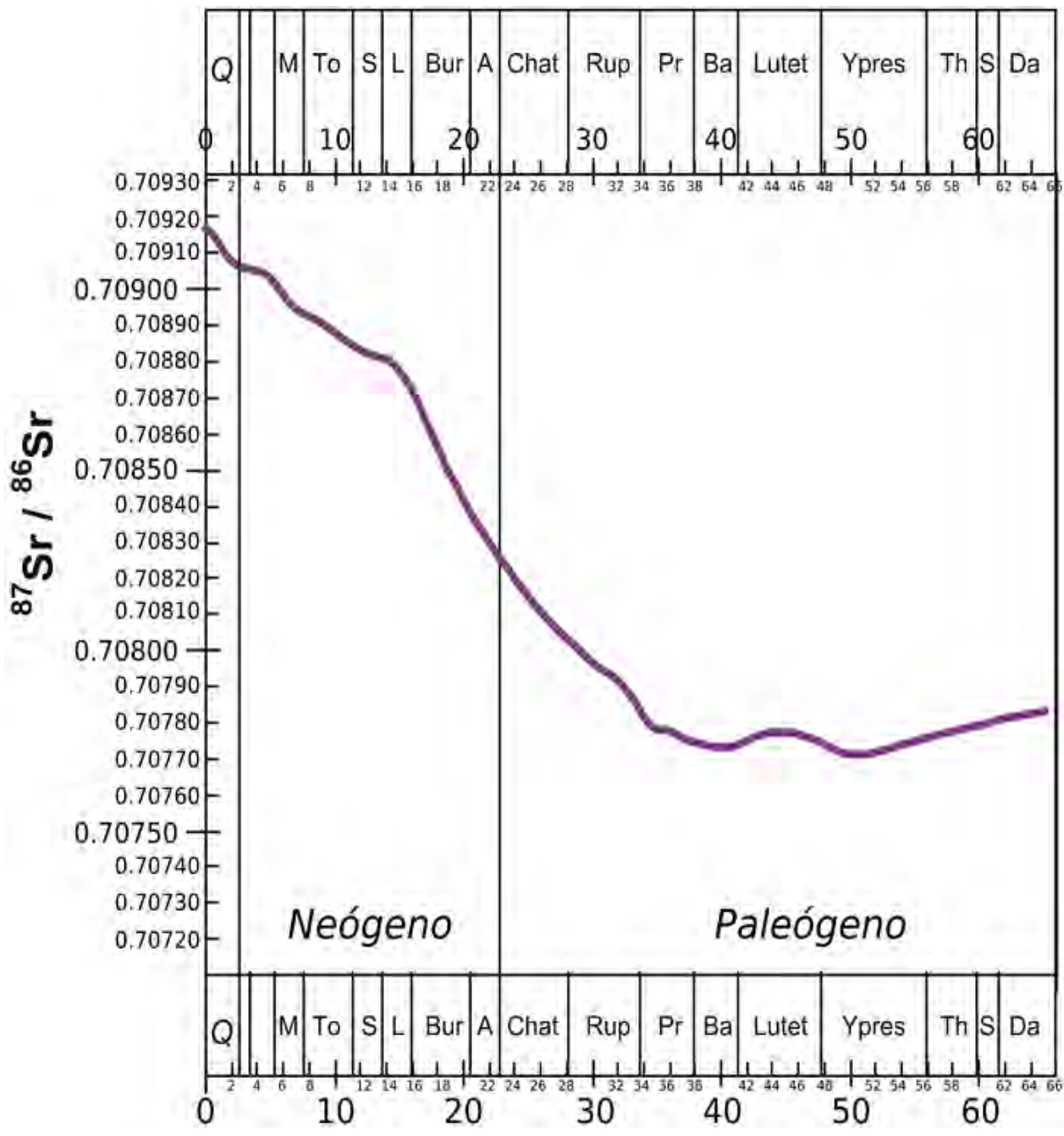


Figura 5.1: Curva empírica de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ marina en el Cenozoico. Los valores del eje de las abscisas están en millones de años (Modificado de McArthur *et al.*, 2012).

ración post-depositacional (Marshall, 1992). Al ser un elemento traza, el $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es relativamente susceptible a variaciones durante la diagénesis, que casi invariablemente aumentan las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por incorporación de ^{87}Sr aportado por minerales que contienen Rb (arcillas, feldespatos). Por tanto, si se obtienen varios valores para un estrato, siempre se selecciona el más bajo, salvo casos muy excepcionales (Marshall, 1992). Puede suceder que $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presente alteración parcial y el $\delta^{13}\text{C}$ no. La dolomita, por contener menos Sr en el retículo cristalino que la calcita, debería evitarse en la medida de lo posible, muestreando calizas. Los valores absolutos para discriminantes de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varían según el autor. El mejor criterio es la falta de *co-variación* (Veizer *et al.*, 1999).

Acorde a McArthur (1994), quién hace una extensa revisión de la disciplina, la estratigrafía isotópica de estroncio (*strontium isotope stratigraphy, SIS*) parece haber comenzado cuando Wickman (1948) propuso que la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de Sr en el agua marina debería incrementar como “una función univariada del tiempo” porque los océanos son el repositorio de los productos de la denudación continental, que incluye Sr con tasas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mayores que las del Sr marino. El postuló que el registro de este incremento se debería preservar en calizas marinas, yeso y anhidrita, debido a que estos componentes sedimentarios incorporan el Sr marino, el cual se va empobreciendo en ^{87}Sr con el tiempo por la transformación de ^{87}Rb en ^{87}Sr dada por desintegración radioactiva. La medición de su correspondiente razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ debería, por tanto, permitir la determinación del tiempo de formación del mineral. Los ensayos para probar la idea de Wickman en carbonatos marinos bien datados bioestratigráficamente (Peterman *et al.*, 1970; Dasch y Biscaye, 1971; Veizer y Compston, 1974; referencias en estos trabajos) revelaron variaciones en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.707 y 0.709 durante partes del Fanerozoico y no un incremento continuo, como Wickman predecía. Posteriormente, con mejor instrumentación y más datos, diversos trabajos (Burke *et al.*, 1982; Koepnick *et al.*, 1985) documentaron numerosos máximos y mínimos en la evolución temporal de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ marina durante el Fanerozoico y demostraron que este método de datación y correlación de sedimentos marinos se había asentado dentro de las alternativas analíticas. Como la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de aguas continentales refleja las fuentes locales de Sr, el método no es aplicable a depósitos no marinos, excepto es escalas muy pequeñas.

A partir de sucesivos estudios específicos, con ampliaciones de las bases de datos globales, se desarrollaron curvas empíricas de la variación del Sr. Si bien hay autores que desarrollaron modelos previamente, Veizer *et al.* (1999) presentan una curva robusta de todo el Fanerozoico con la mayoría de la información disponible hasta ese momento. McArthur *et al.* (2001), McArthur *et al.* (2004) y luego McArthur *et al.* (2012) presentan una depuración de la curva empírica a través de un ajuste *LOWESS* (*LOcally WEighted Scatterplot Smoother*, o Diagrama Ponderado Localmente de Dispersión Suavizada), método numérico empleable cuando hay diversas fuentes de datos y poca continuidad de los mismos o una gran nube de valores con vínculo complejo, entre otros escenarios. En la misma cabe destacar que, si bien tiene asociado un error numérico, demuestra un aumento progresivo más o menos continuo desde el Eoceno medio (*ca.* 43 Ma) hasta la actualidad, característica que hace bastante directo el análisis geocronológico, dado que mayores valores de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ implican una edad más reciente (Figura 5.1). El modelo construido por estos autores incluso cuenta con una Tabla de Revisión (“*Look-up Table*”), que permite contrastar datos con la curva empírica y calcular tanto la edad como el error asociado.

Quimioestratigrafía de oxígeno, O

El oxígeno es un elemento ubicuo con características isotópicas que permiten sus análisis y entregan gran información paleoclimática y hasta geocronológica. Grossman (2012) hace un acabado detalle del método, particularidades y variaciones de los isótopos de oxígeno y del valor $\delta^{18}\text{O}$. La Figura 5.2 muestra un esquema con dichas variaciones en el Cretácico y Cenozoico. Algunos atributos generales se describen como sigue:

Composición isotópica. El oxígeno cuenta con tres isótopos: ^{16}O (99.757 %), ^{17}O (0.038 %) y ^{18}O (0.205 %). Se suele utilizar la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, expresado como el valor $\delta^{18}\text{O}$, sin embargo, para algunas aplicaciones muy específicas se han usado “isótopos triples de oxígeno”, considerando también el valor $\delta^{17}\text{O}$ (Hoefs, 2009, 2018).

Fraccionamiento. Existen procesos de gran escala que generan fraccionamiento isotópico continuamente: (1) la evaporación (el vapor es 10‰ más liviano que el agua residual a 20°C), (2) la condensación (el agua condensada es más pesada que el vapor) y (3) la cristalización (el hielo es 3‰ más pesado). Estos tres son procesos de destilación Rayleigh en sistemas abiertos. A su vez, varios procesos metabólicos fraccionan también los isótopos de oxígeno, prefiriendo el ^{16}O . Los esqueletos de algunos corales pueden tener una composición $\delta^{18}\text{O}$ 4‰ más liviano que el agua donde vivían. Esta diferencia se conoce como “factor vital”. La hidrósfera tiene por tanto dos reservorios principales: los océanos (96.5 %), con composición de $\delta^{18}\text{O} = 0‰$ SMOW (= -30‰ PDB); y los casquetes polares (1.7 %), con una composición en torno de -30‰ SMOW (= -60‰ PDB) (Hoefs, 2009, 2018).

Quimioestratigrafía de carbono, C

Se han documentado variaciones en el valor de la razón $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ del carbono inorgánico disuelto total (*Dissolved Inorganic Carbon*, DIC) en los océanos del mundo a partir del estudio estratigráfico de carbonatos marinos ($\delta^{13}\text{C}$). Estas variaciones se han usado para datar y correlacionar sedimentos. El registro estratigráfico de los isótopos de carbono es relativamente complejo porque el principal proceso de fraccionamiento de ^{13}C a ^{12}C es la fotosíntesis, con la materia orgánica empobrecida en el isótopo pesado (^{13}C). El registro isotópico de carbono es, a modo general, definido por los cambios en el particionamiento del carbono entre carbono orgánico y carbonato, y por tanto es vinculado directamente con la biosfera y el ciclo global del carbono (Saltzman y Thomas, 2012).

Composición isotópica. Solo dos isótopos conforman las especies del carbono: ^{12}C (98.93 %) y ^{13}C (1.07 %). Por ende, se define el $\delta^{13}\text{C}$ como la relación a determinar. El estándar usado para este elemento es el PDB o V-PDB (Hoefs, 2009, 2018).

Fraccionamiento. El principal proceso de fraccionamiento es, como se mencionó, la fotosíntesis. Ésta enriquece la materia orgánica en ^{12}C ($\delta^{13}\text{C} \approx -27‰$ PDB). La solución restante (*e.g.* agua marina) se enriquece en ^{13}C ($\delta^{13}\text{C} = 1‰$ PDB) (Hoefs, 2009, 2018). Otros procesos metabólicos, como la metanogénesis bacteriana, presentan fraccionamientos diferentes pero no son relevantes en el ciclo del carbono dada su reducida

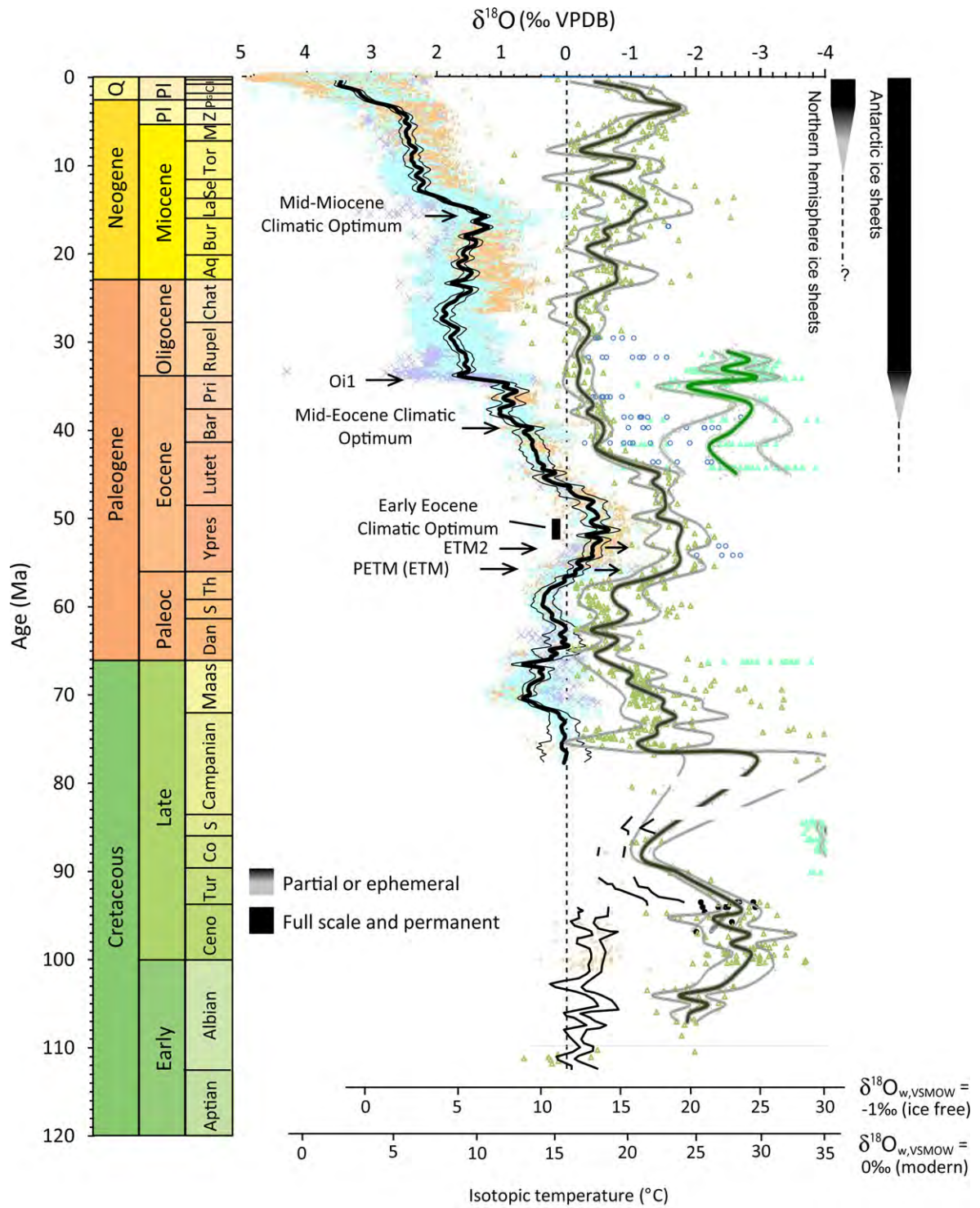


Figura 5.2: Curva empírica del valor $\delta^{18}O$ en el Cretácico y Cenozoico (Extraído de Grossman, 2012).

biomasa. Lo mismo ocurre con diversos grupos de organismos con biomineralización carbonática, que presentan $\delta^{13}C$ negativos y que se apartan de la composición del agua donde viven (*factor vital*). Se destaca que la precipitación de calcita produce un fraccionamiento menor (1‰) (Gaucher, 2012).

Reservorios. Los reservorios principales en el ciclo del carbono entonces son los carbonatos (82 % actualmente) y la materia orgánica (18 %). El $\delta^{13}C$ de la entrada neta de carbono al sistema desde el manto (a través del vulcanismo) es constante en torno a $-5‰$ PDB.

Significado del valor $\delta^{13}C$. Para poder determinar si un análisis en carbonatos refleja la composición isotópica de la solución a partir de la cual precipitó existen varios indicadores petrográficos –*e.g.* la preservación de las texturas primarias u originales–, geoquímicos –principalmente la falta de covariación– e isotópicos –qué tan consistentes son las variaciones de la curva respecto al esquema empírico– (Marshall, 1992). En el caso del $\delta^{13}C$ en materia orgánica, se observa una mayor predisposición a cambios post–depositacionales. Como regla general se consideran utilizables los análisis de rocas con carbono orgánico total (TOC) $>0.1\%$ (Gaucher, 2012).

La Figura 5.3 muestra las variaciones empíricas del $\delta^{13}C$ en el Cenozoico, a partir de un compilado de datos generados en estudios llevados a cabo en todo el mundo durante las últimas décadas, generado por Cramer *et al.* (2009).

Ya en Veizer y Hoefs (1976) se comenzó a demostrar que existen variaciones seculares entre los valores $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$, por lo que se suelen analizar ambos al momento de hacer un estudio isotópico que involucre uno de los dos sistemas. La Figura 5.4 resume las curvas isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ para el Neógeno, donde se destaca la tendencia creciente del primero, las significativas variaciones del segundo y una tendencia creciente, a gran escala, del tercero.

5.1.3. Estudios de isótopos estables en la región

Desde comienzos del siglo XXI, progresivamente se han desarrollado en Sudamérica trabajos de investigación en unidades marinas cenozoicas que incorporan isótopos estables como indicadores o *proxies* paleoambientales y geocronológicos. Cabe destacar que la metodología y técnica de los isótopos estables cuenta con varios puntos a favor: (1) es bastante económica; (2) tiene buen correlato con la bioestratigrafía, pues los análisis se pueden realizar tanto en la roca como directamente en los fósiles; (3) en la región se cuenta actualmente con laboratorios especializados para estos análisis. En desmedro, la gran mayoría de los estudios de $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ se concentran en el Hemisferio Norte, por lo que no existen grandes bases de datos a escala regional para comparaciones en detalle.

En el marco del margen atlántico sur del continente sudamericano, algunos trabajos clave se han realizado en unidades cenozoicas asociadas a depósitos de transgresiones marinas: Parras *et al.* (2008) y Parras *et al.* (2012) estudiaron a través de bioestratigrafía de invertebrados marinos, isótopos de Sr y dataciones Ar/Ar las formaciones San Julián y Monte León en el borde atlántico en la Provincia de Santa Cruz; Cuitiño *et al.* (2012) estudiaron la Formación Estancia 25 de Mayo (ex Centinela) en el margen occidental de Provincia de Santa Cruz. Todas estas unidades de la Patagonia Argentina, insertas en la Cuenca de Magallanes–Austral,

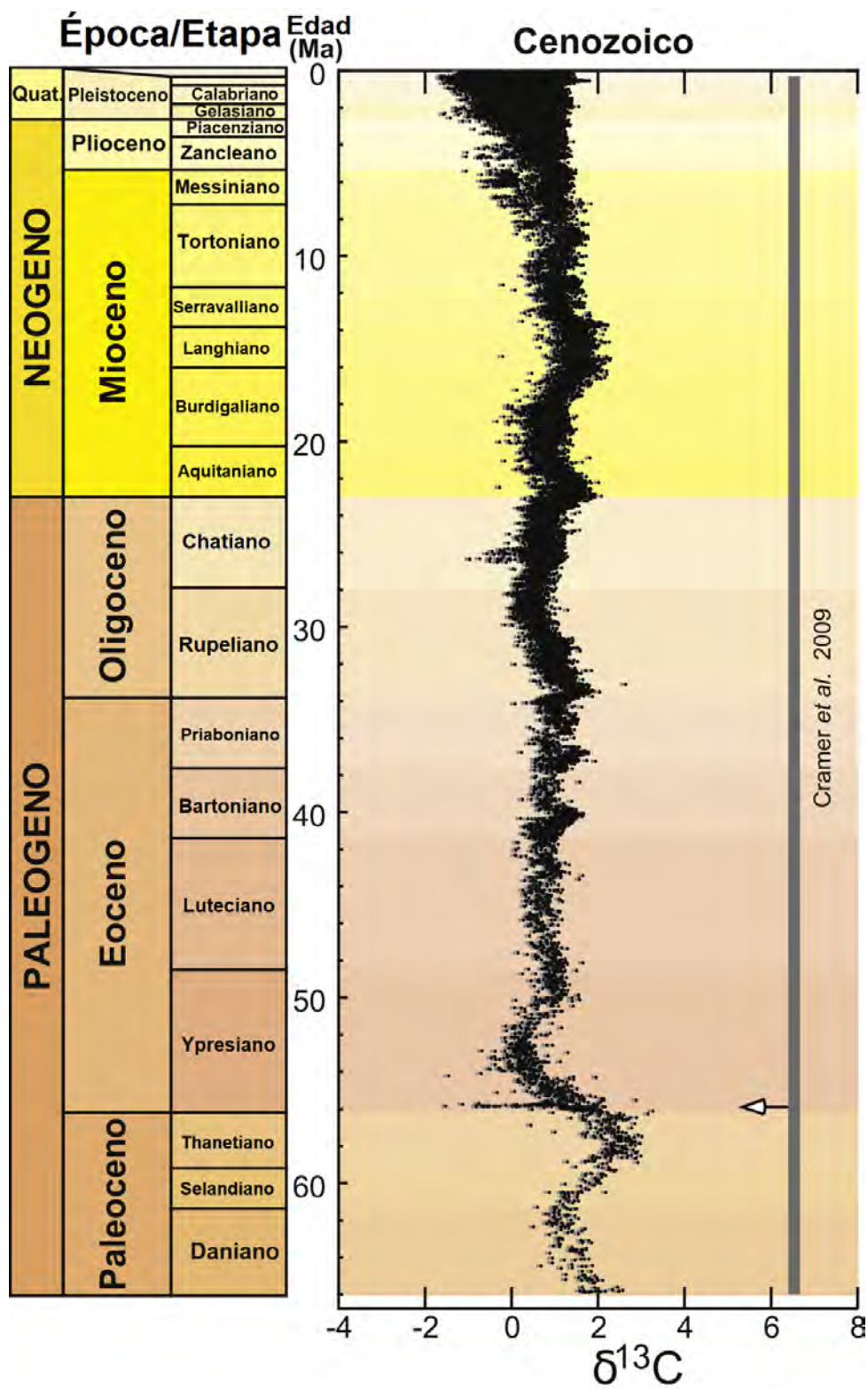


Figura 5.3: Curva empírica del valor $\delta^{13}C$ en el Cenozoico. La flecha blanca denota una excursión negativa (Extraído de Grossman, 2012).

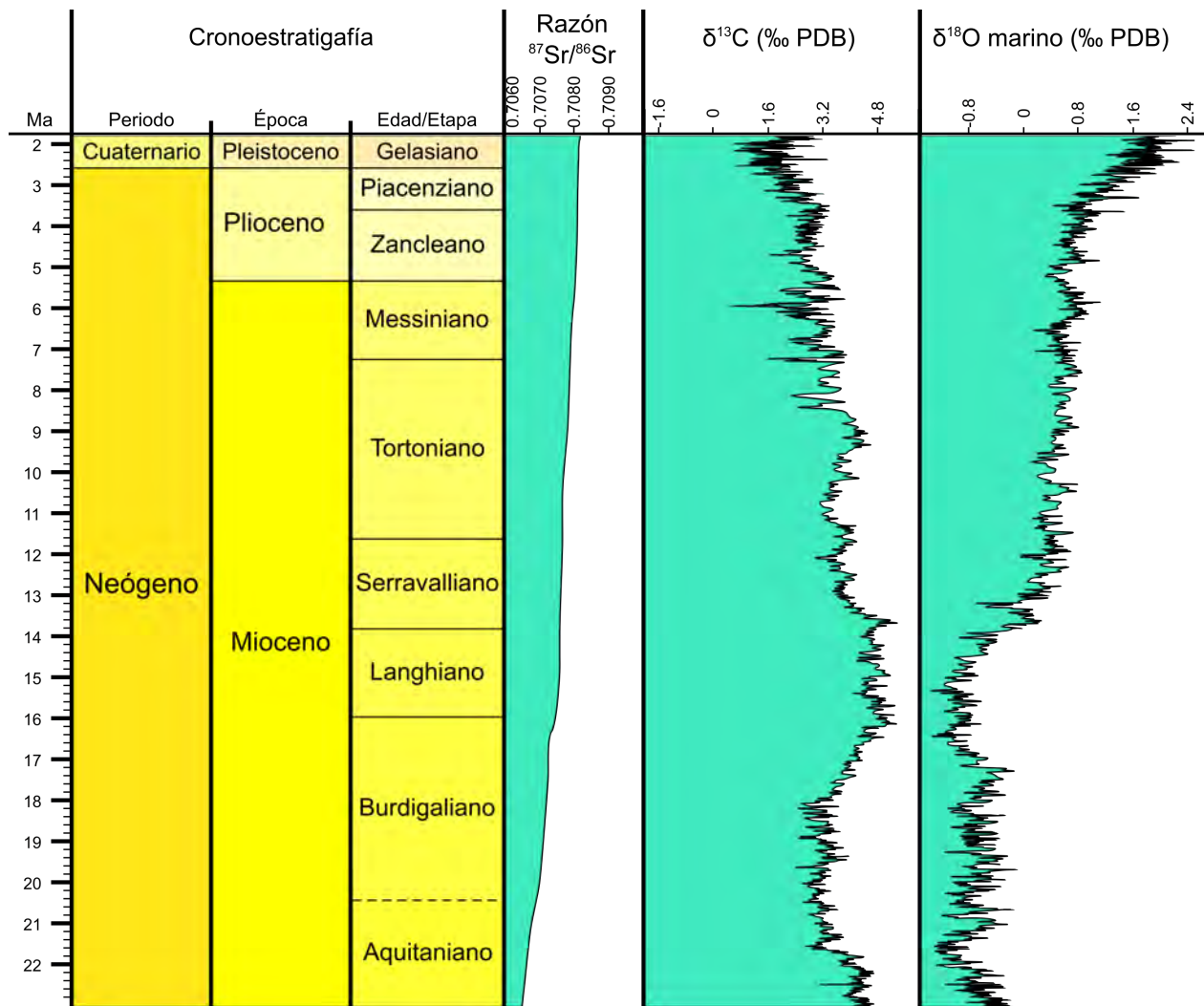


Figura 5.4: Curvas empíricas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para el Neógeno (Generado con *TSCreator* v. 7.1; Ogg y Luginowski, 2017).

representan el mismo evento transgresivo denominado Transgresión *Patagoniana* o mar *Patagoniano*, como fuera denominado originalmente por Ameghino (1889) en sus descripciones iniciales, y se habría desarrollado en el entorno entre 21 y 17 Ma. Para el borde norte de la Cuenca de Magallanes–Austral, donde la Transgresión Patagoniana es representada por la formaciones Puerto Guadal en Chile y El Chacay en Argentina, Cuitiño *et al.* (2015b) revisan de forma acabada la evolución sedimentaria del antepaís, en conjunto con estratigrafía de Sr en ostreidos. Un poco más al norte y este, en la Cuenca San Jorge, Cuitiño *et al.* (2015a) realizaron un estudio con razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en la Formación Chenque, equivalente del mar Patagoniano en la mencionada cuenca. Como ya fue mencionado en la Sección 2.2.6, Scasso *et al.* (2001) obtuvieron razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en pectínidos y ostreidos de la Formación Puerto Madryn, en la misma Cuenca San Jorge. Éstos concluyen una edad de 10.0 ± 0.3 Ma, así como el descarte del uso de ostreidos en los análisis, debido a que arrojarían edades más viejas que la unidad. En la Formación Paraná, Pérez *et al.* (2013) realizaron un único análisis de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en un pectínido, arrojando una edad de 9.47 ± 0.33 Ma. Anjos–Zerfass *et al.* (2014) obtienen, en foraminíferos de dos perforaciones de la Cuenca Pelotas, 60 análisis de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, representando el estudio cuantitativamente más completo. En el margen pacífico del cono sur sudamericano se ha desarrollado recientemente algunos estudios en sucesiones marinas neógenas. Nielsen y Glodny (2006) presentan los primeros datos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las formaciones Navidad (Mioceno medio, $33,96^\circ$ Latitud Sur) y Coquimbo (Mioceno tardío–Plioceno, $29,95^\circ$ Latitud Sur). Le Roux *et al.* (2006) vinculan el tectonismo, tasas de depositación y variaciones eustáticas al control de la Formación Coquimbo, con geocronología dada por razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. En un trabajo más reciente, Le Roux *et al.* (2016) desarrollan una extensa revisión de la Formación Bahía Inglesa (Mioceno medio–tardío, $27,13^\circ$ Latitud Sur), en el cual se describe de forma indirecta el curvado oroclinal de la Fosa de Juan Fernández, dado por geocronología de razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. En Uruguay los estudios de isótopos estables se concentran en las rocas del basamento pre-Devónico, con solo dos antecedentes dentro del neógeno y, justamente, en la Formación Camacho: Sprechmann *et al.* (2008) obtienen en tecas de foraminíferos *Cibicides* de la perforación Chuy N°364 razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que arrojan una edad burdigaliana tardía (Mioceno Inferior). A su vez, Sprechmann *et al.* (2010) obtienen en ostreidos de Puerto Arazatí, San Pedro y Brisas del Plata razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que sugieren una edad burdigaliana, entorno a 17–18 Ma (Mioceno Inferior).

5.2. Materiales y métodos

Para el presente estudio se extrajeron muestras en invertebrados fósiles marinos de distintas localidades de la Formación Camacho, donde se eligió analizar las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$. Las muestras se colectaron sistemáticamente durante la revisión de las secciones expuestas, considerando como criterio de campo primordial la inspección visual, para elegir ejemplares fósiles con buena preservación, sin rastros de bioerosión o de procesos diagenéticos intensos (*e.g.* recristalización). Se seleccionaron ejemplares fósiles de pequeño (Brachiopoda: *Bouchardia transplatina*; Bivalvia: *Ostrea* sp.) y gran porte (Bivalvia: *Ostrea* sp.). Acorde al fraccionamiento inherente en invertebrados marinos, se han realizado estudios empíricos en la región para determinar los factores vitales respecto al $\delta^{18}\text{O}$ de distintos grupos taxonómicos. Así, Castiglioni (*com. pers.*) calculó, en base al mapa mundial de las variaciones

isotópicas del oxígeno en el océano generado por la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*, en inglés) y la ecuación de temperatura con isótopos de oxígeno en calcita, un valor de -1.092 para el factor vital del género *Ostrea*, lo que implica que cualquier análisis de este sistema isotópico en el mencionado género requiere sustraer el valor empírico estimado. Asimismo, para ciertos terebratulidos modernos, Carpenter y Lohmann (1999) reportan un rango de factor vital respecto al $\delta^{18}\text{O}$ de -2, pero con gran variabilidad intra-especimen, al punto de sugerir que no se pueden resolver variaciones seculares menores a 2 partes por mil. En base a dicho antecedente, no se aplicaron modificaciones en los datos analíticos sobre braquiópodos respecto al posible factor vital presente.

En los laboratorios de Corte y Molienda del Instituto de Ciencias Geológicas de Facultad de Ciencias y del CURE sede Treinta y Tres se llevó a cabo el tratamiento de los restos fósiles seleccionados. Los fragmentos de menor tamaño se limpiaron con agua, se fotografiaron y luego se fragmentaron en un mortero de ágata (sílice amorfo) para extraer la alícuota de material carbonático a analizar. Para los ejemplares de gran porte, se procedió a la limpieza exterior y retiro de sedimento, luego se realizó un corte longitudinal con sierra diamantada y se siguió la metodología de elaboración de láminas delgadas, tal como se describió en la Sección 4.2 del capítulo anterior. Las láminas delgadas se desarrollaron para revisar mediante microscopio petrográfico el estado de preservación de los fósiles y las texturas primarias de los mismos. Una vez revisadas, se seleccionaron y marcaron los lugares del fósil en donde realizar el micromuestreo de material carbonático. La marca de la lámina delgada se extrapoló al contrabloque o rechazo de la misma. Con un taladro de mesa con soporte fijo y utilizando brocas de acero de $\phi = [1 \text{ mm}, 3 \text{ mm}, \text{ o } 5 \text{ mm}]$, se extrajeron dos alícuotas, una para isótopos de Sr y otra para isótopos de C y O. Con una balanza de precisión de hasta $\pm 1 \text{ mg}$, se revisó que las alícuotas extraídas pesaran más de 50 miligramos. Cada alícuota se depositó en un recipiente plástico tipo Eppendorf de 2 ml y se rotuló con el respectivo código de análisis. Las muestras para análisis isotópicos de Sr se enviaron al Profesor Dr. Robert Frei del Laboratorio de Geocronología Isotópica de la Universidad de Copenhague, Dinamarca. En cada análisis mediante TIMS se obtuvo la razón isotópica. También y en paralelo, se analizó la geoquímica de algunos elementos relevantes mayores (Sr, Fe, Cr, Ca, Mg, Al, Mn) por medio de ICP-OES (ICP - *Optical Emission Spectrophotometry*). Las muestras para isótopos de O y C se enviaron al Profesor Dr. Alcides N. Sial del Laboratorio de Isótopos Estables (NEG-LABISE) de la Universidad Federal de Pernambuco (UFPE) en Recife, Brasil. Las razones isotópicas de C y de O fueron medidas utilizando un espectrómetro de masa *Delta V Advantage* acoplado a un sistema automatizado *GasBench II*.

Curva empírica de Sr y cálculo del error

Una vez recibidos los datos isotópicos, se comparan con las curvas de variación empíricas. En el caso del Sr, la referencia es a la tabla del ajuste LOWESS v.5, actualizada en McArthur *et al.* (2012). Para poder utilizar dicha tabla es preciso contactarse directamente con el autor principal de la misma, John McArthur. A través de un acuerdo de confidencialidad respecto al esqueleto del modelo, que se encuentra en una planilla de *Microsoft Excel*, se obtiene acceso a consultar la misma para comparar datos.

El cálculo de error para los análisis de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ involucra la combinación tanto del error analítico por los métodos instrumentales y químicos, como el error empírico asociado a la

curva ajustada LOWESS. El error analítico mínimo que puede ser aplicado a las muestras es $\pm 0,000010$. Éste se calcula como el error de 2 desviaciones estándar (2σ) sobre el estándar utilizado, en este caso **NBS987**. Las muestras individuales pueden tener errores instrumentales que sean mayores o menores a $\pm 0,000010$, pero debido a que el error indicado es respecto al estándar, los valores más bajos no son usados. En el caso de que los errores instrumentales sean más altos, estos serán siempre los considerados para calcular la barra de error más confiable. A su vez, como la curva ajustada LOWESS tiene su propio error empírico intrínseco, se deben considerar para cada valor los límites mayores y superiores expuestos en la planilla de cálculo, utilizando 2σ del error analítico.

5.3. Resultados

5.3.1. Selección de ejemplares, texturas microscópicas y muestreo

Se seleccionaron ostreidos de gran porte, bien preservados y en su mayoría conjugados, de las localidades Puerto Arazatí (PA) (Figuras 5.5 y 5.6), Cantera Geymonat norte y oeste (CG-N, CG-W; Figuras 5.7 y 5.8) y Punta Gorda (PG). En Cerro Bautista (CB) se colectaron braquiópodos de muy buena preservación, así como dos fragmentos de *Ostrea* sp. del mismo nivel, a fin de comparar entre taxa (Figura 5.9). Ambos grupos de invertebrados fósiles cuentan con nulo factor vital para la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, lo cual se estimó fundamental para evitar perturbaciones de los valores isotópicos.

Se creó una nomenclatura para cada muestra analizada, dada por:

$$X/nn - m$$

Donde X representa un ejemplar particular, nn el número correlativo de todos los análisis y m el lugar de muestreo dentro del individuo, donde *Centro* hace referencia a la zona más interna de la conchilla en un corte longitudinal, mientras que *Borde* puede ser hacia la zona dorsal o ventral, considerando que se aleja del centro de la conchilla. Esta diferenciación se propone bajo el supuesto de que los bordes pueden estar más expuestos a procesos diagenéticos o secundarios que el interior del fósil. Si ambos muestreos están al mismo nivel, se diferencian con las letras α , β o M .

A nivel general, predomina con claridad la calcita bien desarrollada o masas carbonáticas similares a la esparita. No se encontraron cristales de dolomita en ninguna de las conchillas estudiadas.

El ejemplar de Puerto Arazatí, con código 100115/1a y denominado internamente OC (*Ostra de Camacho*), muestra en lámina delgada dos texturas principales: bandas longitudinales regulares grisáceas finas (masivas) y bandas gruesas con patrón columnar prismático, transversal al eje mayor. La calcita no presenta recristalización en la textura con bandas gruesas, por lo que se eligieron dos lugares dentro de la misma para análisis, OC/1 en el centro del fósil y OC/2 en el borde. El relato de la razón isotópica es acertado en esta roca, donde el centro arroja valores menores que el borde (Figura 5.10).

Dada la excelente preservación y considerable tamaño de las ostras en Cantera Geymonat,



Figura 5.5: Grupo de *Ostrea patagonica* en ramillete. Puerto Arazatí. Ejemplo de la preservación en el sitio y del tamaño de los individuos. La barra vertical tiene 5 cm de largo.



Figura 5.6: Muestra 100115/1 (Ar-1): Valva derecha de *Ostrea patagonica* seleccionada para análisis isotópico, Puerto Arazatí. La barra vertical tiene 5 cm de largo.



Figura 5.7: Muestra 150506/1: Uno de los ejemplares *in situ* de *Ostrea patagonica* seleccionado para análisis isotópico. Arriba: contexto de campo, en el conglomerado basal de Cantera Geymonat Oeste. Abajo: individuo aislado. La barra horizontal tiene 15 cm de largo.



Figura 5.8: Muestra 150506/1: Ejemplar conjugado de *Ostrea patagonica*, seleccionado para análisis isotópico. Arriba: valva derecha. Abajo: valva izquierda. La barra horizontal tiene 5 cm de largo. Cantera Geymonat Oeste.

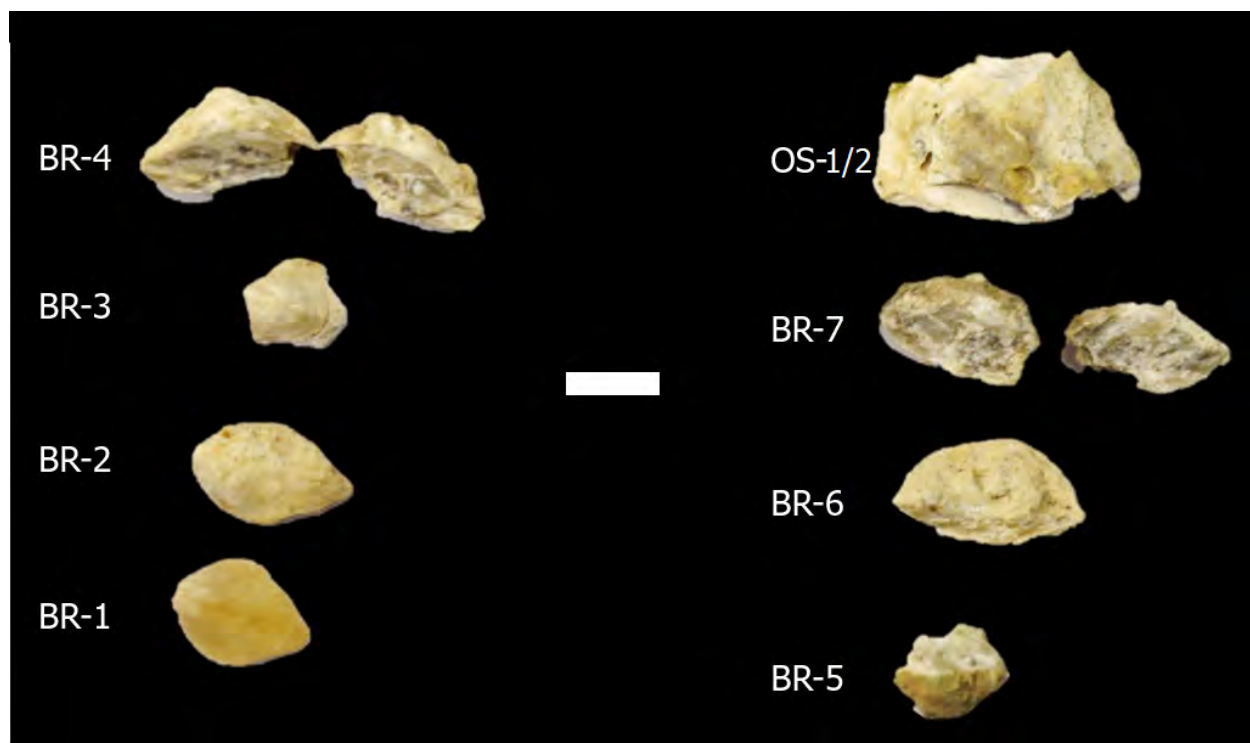


Figura 5.9: Muestra 150507/3: Fósiles de invertebrados seleccionados para análisis isotópico, en niveles del Cerro Bautista superior. BR: Braquiópodos. OS: *Ostrea* sp. La barra blanca representa 1 cm.

así como su posición sobre basamento metamórfico y alejada del borde costero actual, se recolectaron y analizaron distintos niveles de esta localidad.

En la columna de Cantera Geymonat Oeste se extrajeron ostras del conglomerado bioclástico basal (150506/1; E/13- α , E/14- β , F/15-C, F/16-B, G/17-C, G/18-C, H/19-B, H/20-B, I/21-B, I/22-C, I/23-B) y del biostroma del techo (150506/3; J/24-B, J/25-B, N/33-C, N/34-L). En las ostras del primer nivel las texturas más comunes halladas son: bandas grisáceas aparentemente macizas, pero con calcita columnar primsática, transversal al eje mayor; subordinadamente, bandas delgadas blanquecinas de calcita microcristalina más o menos continuas y rectilíneas; en menor frecuencia, más próxima al umbo del ostreido se hallaron zonas macizas de calcita columnar amarillenta; en un ejemplar (H) se encontró una textura traslúcida y maciza, aparentemente mejor preservada. Generalmente se trató de muestrear las bandas grisáceas, pues no presentan ningún tipo de recristalización y, dado su espesor milimétrico, son menos complicadas de muestrear con el taladro de mesa (Figura 5.13). El segundo nivel tiene ejemplares que preservaron texturas similares, pero con motas de óxidos de hierro aisladas que dificultaron la elección del lugar de análisis. Generalmente se optó por las zonas con menos perturbación de óxidos y con desarrollo de texturas gruesas elongadas y conspicuas (Figuras 5.12, 5.15).

En la columna norte se extrajeron ostras del biostroma principal (150506/4; A/M3-C, A/M4-B, B/5-C, B/6-B, C/7-B, C/8-C, C/9-B, D/10-C, D/11-M, D/12-B) y su variación lateral acuñada al este, sobre el basamento (150506/4; K/26-B, K/27-C, K/28-C). En el primer nivel los ejemplares presentan de forma dominante texturas amarillentas de calcita columnar enrejada, en bandas longitudinales y con las columnas principalmente en forma transversal. La calcita no tiene bordes recristalizados en estas zonas, pero si parece cambiar el patrón en las bandas más delgadas y finas, con texturas irregulares, que delimitan la textura principal.

Un buen ejemplar del nivel acuñado superior presenta zonas subredondeadas de diámetro milimétrico, con texturas macizas grisáceas, con motas difusas de aparente calcita o esparita en el interior. Estas zonas están delimitadas por bandas delgadas amarillentas, con textura irregular blanquecina de calcita prismática fina a muy fina (Figuras 5.10, 5.11, 5.14).

Dos ostras de Punta Gorda se utilizaron para el análisis isotópico (141123/5; L/29-C, L/30-B, M/31-C, M/32-B). Al igual que en los ejemplares del conglomerado bioclástico basal de Cantera Geymonat Oeste, las texturas mejor desarrolladas y elegidas para análisis son las bandas macizas gruesas grisáceas, delimitadas por bandas finas amarillentas con calcita en texturas prismáticas, fibrosas o de motas difusas. En primera instancia, el centro podría arrojar razones isotópicas menores que el borde (más viejo dado que el borde habría estado más próximo al reseteo por procesos diagenéticos), mas el ejemplar *M* -M/31-C, M/32-B- presenta un patrón inverso (Figuras 5.14, 5.15).

Los fósiles de menor porte colectados en el nivel grueso superior de Cerro Bautista (Figura 5.9) no se analizaron petrográficamente, pero la preservación es buena en algunos de los braquiópodos más pequeños (BR-1, BR-2, BR-3) y relativamente buena en los braquiópodos medianos. El fragmento de ostra asociado no parece bien preservado en el borde exterior, pero al quebrarlo transversalmente la banda de crecimiento mayor se observó traslúcida a blanquecina, por lo que se hicieron dos muestreos en la misma (OS-1, OS-2).

5.3.2. Datos analíticos

El grupo de 43 muestras enviadas en primera instancia a la Universidad de Copenhague cuenta con geoquímica de algunos elementos mayores, menores y traza: Sr, Fe, Cr, Ca, Mg, Al y Mn. Éstos se seleccionaron porque pueden ser indicadores de procesos diagenéticos o secundarios, así como sugerentes de la calidad del dato isotópico. La Tabla 5.3 presenta todos los datos geoquímicos de las muestras procesadas. Si bien en algunas muestras el magnesio ocurre en cantidades considerables (~ 478 a ~ 2300 ppm), es dos órdenes de magnitud menor que la cantidad de calcio. Ello indica que las conchillas son calcíticas y que no hay grandes cantidades de dolomita, perturbadora del sistema isotópico por su capacidad de almacenar Rb. La geoquímica, por tanto, confirma lo observado en las láminas delgadas respecto a la dolomita.

Isótopos de Sr, C y O

El conjunto de datos analíticos se presenta en la Tabla 5.4.

En primera instancia se aprecia que los valores isotópicos de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ son excesivamente negativos, incluso con la corrección dada por el factor vital de los ejemplares del género *Ostrea*, a excepción de las muestras BR-2 y OS-1, ambas del nivel superior de Cerro Bautista. También hay un gran rango de valores de la razón de $^{87}Sr/^{86}Sr$, entre 0.7084582 y 0.7089307. A su vez, un conjunto de datos (0.7090053 a 0.7091577) se encuentran próximos al valor del agua marina actual, 0.7092, e incluso un análisis entregó un valor por sobre dicha referencia (0.7093693).

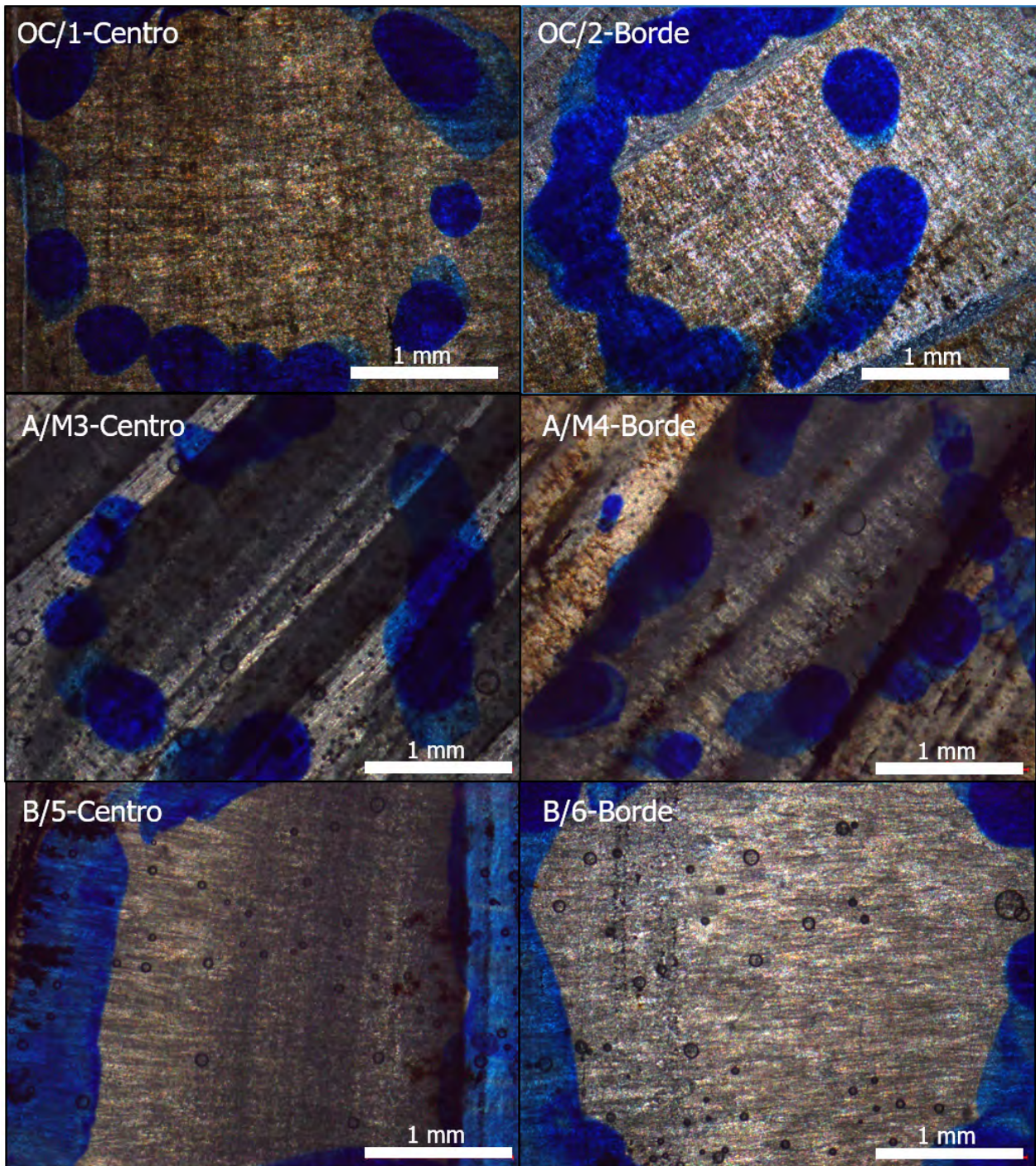


Figura 5.10: Microfotografías de láminas delgadas en ostreoides, OC/1 a B/6. Las marcas en azul delimitan el lugar de muestreo. Se destacan las texturas columnares y prismáticas de la calcita en casi todas las muestras. OC/1, OC/2: Puerto Arazatí. A/M3, A/M4, B/5, B/6: Cantera Geymonat Norte.

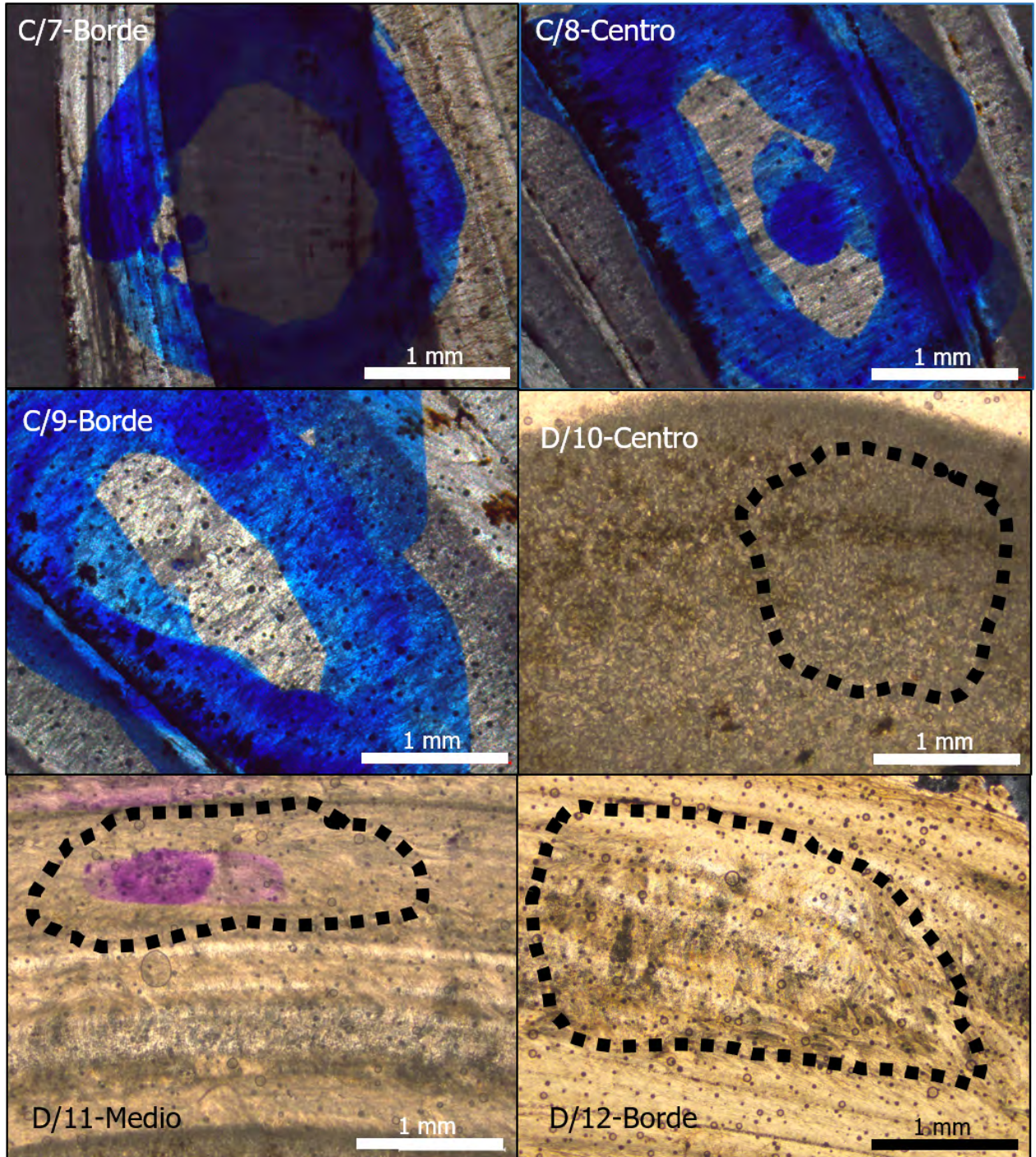


Figura 5.11: Microfotografías de láminas delgadas en ostreidos, C/7 a D/12. Las marcas en azul y líneas segmentadas negras delimitan el lugar de muestreo. Se destacan las texturas columnares y prismáticas de la calcita en las primeras tres láminas, así como el patrón macizo y granular de D/10-Centro. Todos los ejemplares provienen del primer nivel de Cantera Geymonat Norte.

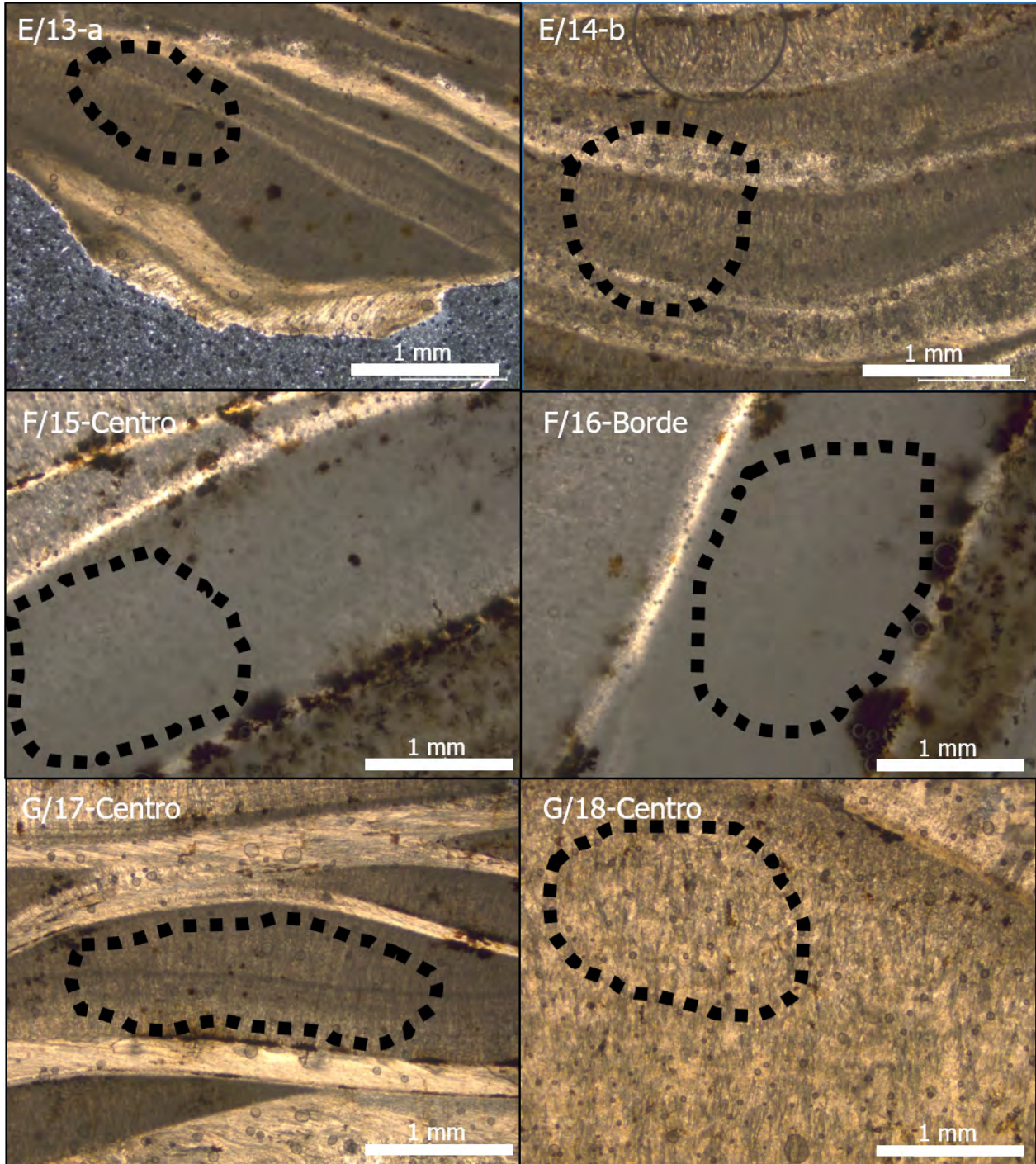


Figura 5.12: Microfotografías de láminas delgadas en ostreidos, E/13 a G/18. Las líneas segmentadas negras delimitan el lugar de muestreo. Se destaca la textura maciza de F/15 y F/16, la textura granular de G/18 y la calcita columnar fina del resto de las láminas. Todos los ejemplares provienen del conglomerado basal en Cantera Geymonat Oeste.

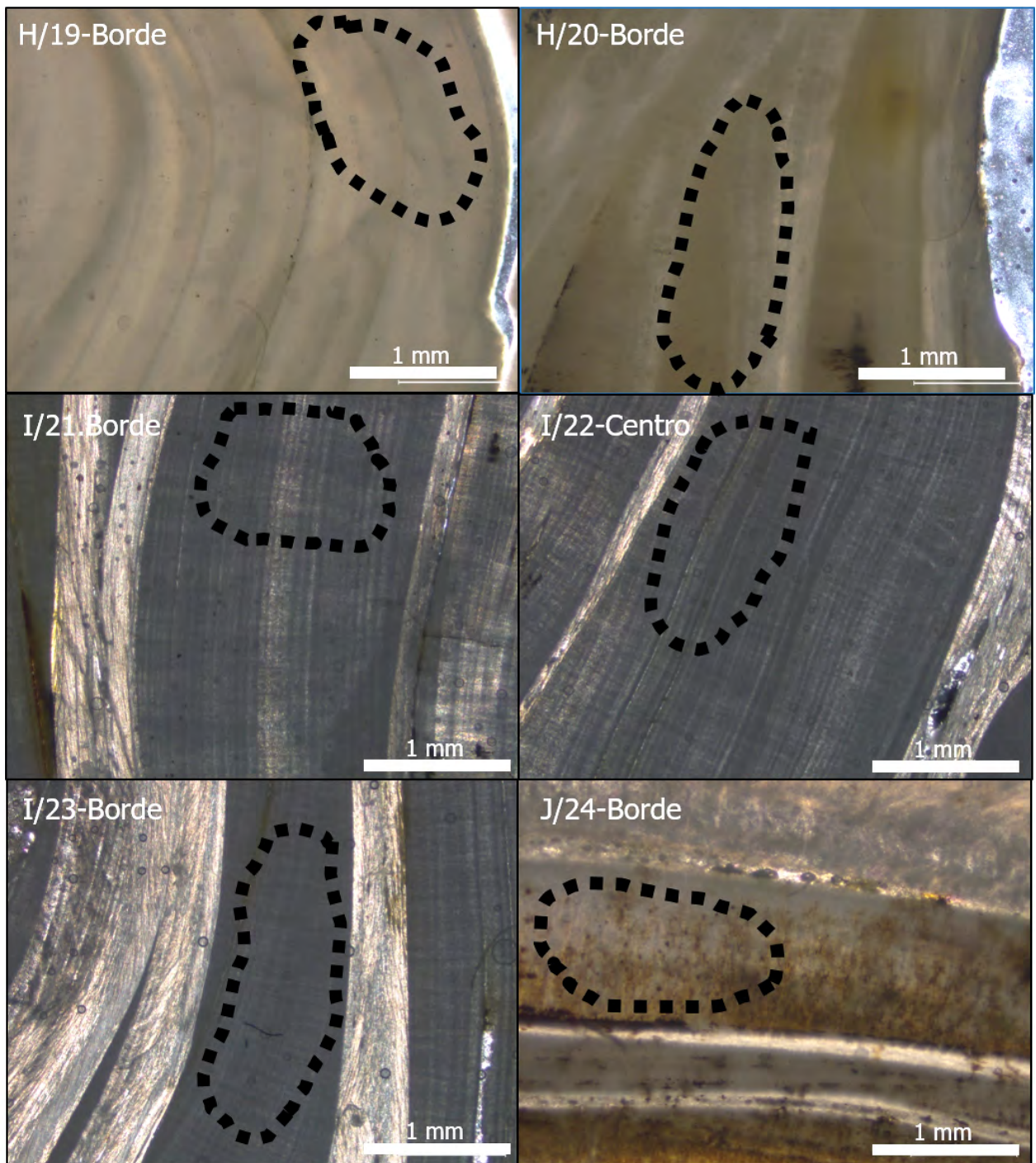


Figura 5.13: Microfotografías de láminas delgadas en ostreidos, H/19 a J/24. Las líneas segmentadas negras delimitan el lugar de muestreo. Resalta la textura traslúcida-maciza de H/19 y H/20, así como las bandas grisáceas gruesas de I/21, I/22 e I/23. En J/24 se observan las motas de óxidos de hierro transversales. J/24 proviene del biostroma del techo de Cantera Geymonat Oeste, el resto está asociado a al conglomerado basal de la misma localidad.

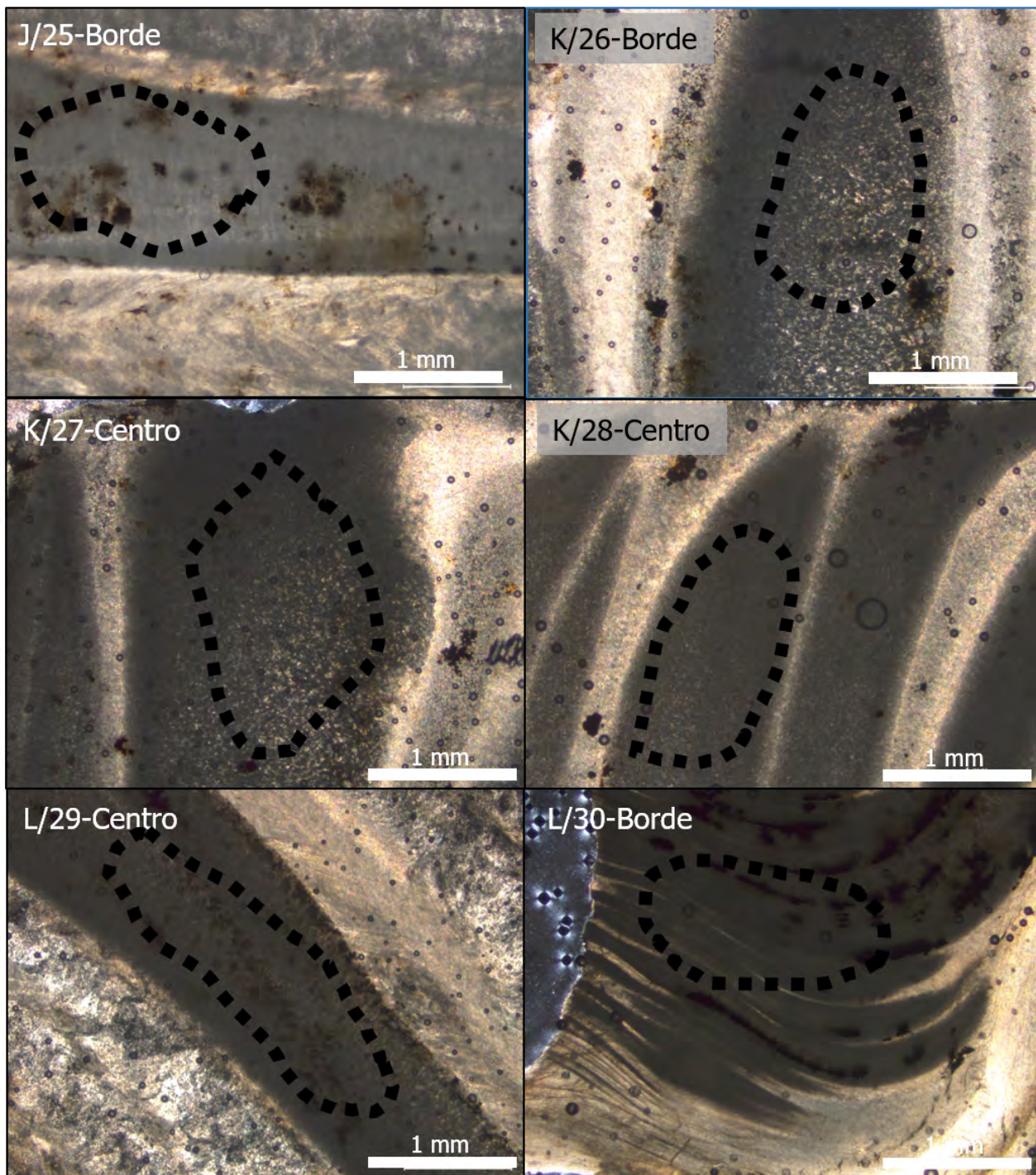


Figura 5.14: Microfotografías de láminas delgadas en ostreidos, J/25 a L/30. Las líneas segmentadas negras delimitan el lugar de muestreo. Destaca la textura grisácea granular de K/26, K/27 y K/28. Éstas provienen del biostroma superior de la columna en Cantera Geymonat Norte. J/25 corresponde al biostroma del techo de la columna oeste de dicha localidad. L/29 y L/30 fueron extraídas en Punta Gorda.

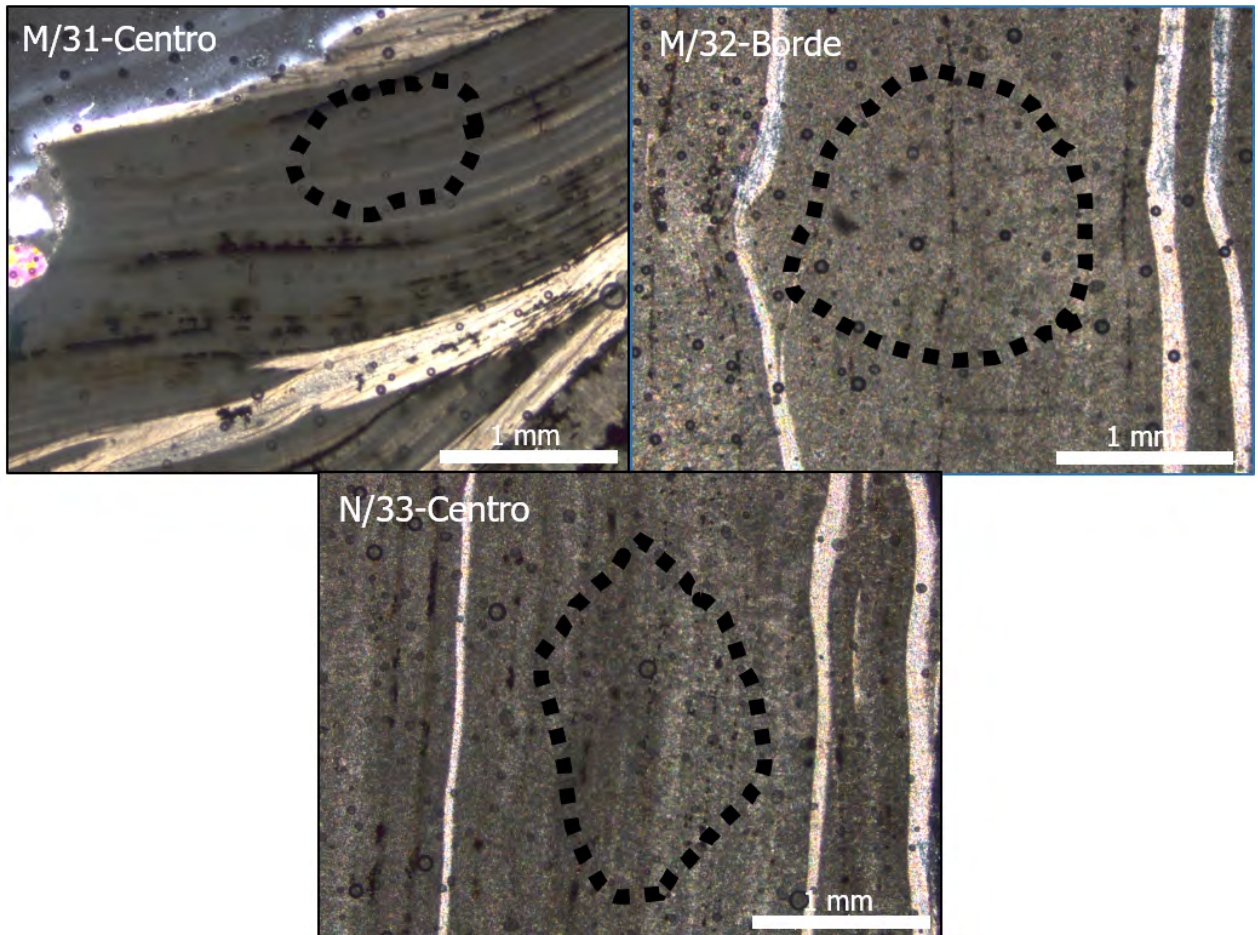


Figura 5.15: Microfotografías de láminas delgadas en ostreidos, M/31 a N/33. Las líneas segmentadas negras delimitan el lugar de muestreo. M/31 y M/32 fueron extraídas en Punta Gorda. N/33 provienen del biostroma del techo de Cantera Geymonat Oeste.

Tabla 5.3: Geoquímica de algunos elementos seleccionados para las muestras fósiles analizadas.

Muestra	Localidad	Código	Sr [ppm]	Fe [ppm]	Cr [ppm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	Al [ppm]	Mn [ppm]
OC/1-C	PA	100115/1A	190.82	306.77	0.24	367941.61	1882.60	355.90	434.70
OC/2-B	PA	100115/1A	158.75	1993.41	0.67	374523.31	2303.16	514.96	287.32
A/M3-C	CG-N	150506/4	122.98	451.47	-0.09	390490.16	784.10	133.54	481.34
A/M4-B	CG-N	150506/4	117.07	234.52	-0.20	386984.36	748.36	122.95	505.53
B/5-C	CG-N	150506/4	85.16	262.31	-0.17	387669.58	478.91	111.44	127.47
B/6-B	CG-N	150506/4	83.94	233.39	0.09	377714.48	635.56	119.39	447.20
C/7-B	CG-N	150506/4	98.01	156.20	-0.31	383194.45	737.53	163.28	501.53
C/8-C	CG-N	150506/4	92.42	374.69	0.10	377230.16	663.75	141.08	575.81
C/9-B	CG-N	150506/4	126.27	251.95	-0.16	371008.55	664.87	114.12	21.16
D/10-C	CG-N	150506/4	122.19	247.93	-0.50	373998.05	759.24	130.35	213.46
D/11-M	CG-N	150506/4	144.97	1060.35	-0.05	374011.83	763.45	296.99	62.37
D/12-B	CG-N	150506/4	165.20	39.74	-0.53	370310.48	899.83	101.13	96.22
E/13- α	CG-W base	150506/1	301.45	139.36	1.34	367868.62	1633.57	114.52	418.61
E/14- β	CG-W base	150506/1	182.03	343.38	0.84	414548.68	1217.41	136.23	791.53
F/15-C	CG-W base	150506/1	158.89	406.01	-0.17	409088.08	1025.25	142.88	1184.19
F/16-B	CG-W base	150506/1	178.12	969.89	0.16	398327.39	1037.69	125.27	1319.71
G/17-C	CG-W base	150506/1	156.57	739.88	0.72	370189.77	984.42	125.91	717.61
G/18-C	CG-W base	150506/1	130.32	1355.47	0.17	381818.90	1264.03	127.69	739.40
H/19-B	CG-W base	150506/1	389.76	373.63	0.14	370011.76	1637.19	85.50	75.56
H/20-B	CG-W base	150506/1	344.55	80.49	-0.55	379100.43	755.47	93.19	76.67
I/21-B	CG-W base	150506/1	147.82	127.75	0.36	374054.04	1630.57	104.17	271.14
I/22-C	CG-W base	150506/1	158.20	129.40	-0.37	362359.83	1403.75	105.23	150.25
I/23-B	CG-W base	150506/1	158.79	113.44	-0.56	368431.50	1390.16	92.71	166.94
J/24-B	CG-W techo	150506/3	310.36	31.24	-0.12	387690.49	1004.69	91.16	124.53
J/25-B	CG-W techo	150506/3	145.24	150.64	0.73	380756.77	1023.04	96.01	1343.17
K/26-B	CG-N var. lat.	150506/4	122.88	65.72	-0.68	385823.19	749.46	94.24	117.57
K/27-C	CG-N var. lat.	150506/4	136.34	86.29	-0.16	384780.40	678.74	84.26	170.81
K/28-C	CG-N var. lat.	150506/4	127.26	72.38	-0.40	368335.43	666.98	93.64	181.72
L/29-C	PG	141123/5	209.55	110.07	2.30	372542.63	2008.19	101.44	8644.84
L/30-B	PG	141123/5	279.13	252.69	1.36	353042.18	1824.44	125.43	5182.91
M/31-C	PG	141123/5	268.92	132.74	1.25	347282.21	1267.18	251.60	1306.24
M/32-B	PG	141123/5	243.03	110.86	0.38	313992.01	1064.96	173.42	1533.68
N/33-C	CG-W techo	150506/3	142.43	571.94	-0.21	366750.53	938.01	117.50	651.64
N/34-L	CG-W techo	150506/3	116.16	111.38	-0.89	373634.12	906.95	92.23	805.17
BR-1	CB	150507/3	708.25	488.79	0.05	363008.28	908.48	171.72	71.14
BR-2	CB	150507/3	490.56	834.00	0.18	330110.12	982.60	305.75	109.25
BR-3	CB	150507/3	568.41	204.45	0.42	314711.37	727.70	262.98	281.45
BR-4	CB	150507/3	655.79	240.42	-0.17	355430.14	937.22	342.35	145.96
BR-5	CB	150507/3	541.86	147.43	2.59	312785.47	755.26	161.23	49.82
BR-6	CB	150507/3	345.00	435.25	0.21	258617.94	929.65	438.07	408.44
BR-7	CB	150507/3	331.58	130.47	0.25	230590.11	541.81	219.91	87.39
OS-1	CB	150507/3	493.57	1180.29	0.50	344852.17	1806.34	149.13	69.95
OS-2	CB	150507/3	524.34	35.25	-0.24	373445.51	1932.46	115.20	80.11

Tabla 5.4: Datos analíticos de Sr, C y O para las muestras fósiles seleccionadas. Los valores para $\delta^{18}O$ en ostreidos se corrigieron respecto al factor vital -1.092.

Muestra	Localidad	Código	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2σ rel.	2σ abs.	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
OC/1-C	PA base	100115/1A	0.7084582	8	0.0000057	-8.02	-1.67
OC/2-B	PA base	100115/1A	0.7085097	16	0.0000113	-7.29	-1.39
A/M3-C	CG-N	150506/4	0.7088162	13	0.0000092	-8.66	-2.52
A/M4-B	CG-N	150506/4	0.7087780	9	0.0000064	-8.66	-2.52
B/5-C	CG-N	150506/4	0.7088853	16	0.0000113	-9.35	-2.75
B/6-B	CG-N	150506/4	0.7089086	15	0.0000106	-9.66	-2.80
C/7-B	CG-N	150506/4	0.7087775	16	0.0000113	-9.47	-2.80
C/8-C	CG-N	150506/4	0.7088130	15	0.0000106	-9.68	-2.87
C/9-B	CG-N	150506/4	0.7087985	15	0.0000106	-	-
D/10-C	CG-N	150506/4	0.7088107	14	0.0000099	-8.69	-3.04
D/11-M	CG-N	150506/4	0.7088866	10	0.0000071	-	-
D/12-B	CG-N	150506/4	0.7091577	15	0.0000106	-8.17	-2.65
E/13- α	CG-W base	150506/1	0.7088822	16	0.0000113	-5.69	-2.97
E/14- β	CG-W base	150506/1	0.7090053	10	0.0000071	-7.05	-2.85
F/15-C	CG-W base	150506/1	0.7088083	10	0.0000071	-7.03	-2.54
F/16-B	CG-W base	150506/1	0.7087616	13	0.0000092	-6.45	-2.73
G/17-C	CG-W base	150506/1	0.7087690	14	0.0000099	-6.42	-2.75
G/18-C	CG-W base	150506/1	0.7086033	12	0.0000085	-7.45	-2.98
H/19-B	CG-W base	150506/1	0.7089307	12	0.0000085	-5.36	-1.49
H/20-B	CG-W base	150506/1	0.7093693	11	0.0000078	-4.51	-0.39
I/21-B	CG-W base	150506/1	0.7087076	14	0.0000099	-	-
I/22-C	CG-W base	150506/1	0.7087720	14	0.0000099	-8.41	-1.87
I/23-B	CG-W base	150506/1	0.7088623	12	0.0000085	-8.29	-1.85
J/24-B	CG-W techo	150506/3	0.7093496	14	0.0000099	-6.73	-2.67
J/25-B	CG-W techo	150506/3	0.7088821	13	0.0000092	-6.08	-2.23
K/26-B	CG-N var. lat.	150506/4	0.7088702	15	0.0000106	-8.73	-3.00
K/27-C	CG-N var. lat.	150506/4	0.7089285	14	0.0000099	-	-
K/28-C	CG-N var. lat.	150506/4	0.7088740	13	0.0000092	-	-
L/29-C	PG	141123/5	0.7086107	16	0.0000113	-6.91	-1.47
L/30-B	PG	141123/5	0.7087406	14	0.0000099	-	-
M/31-C	PG	141123/5	0.7087896	13	0.0000092	-	-
M/32-B	PG	141123/5	0.7086900	12	0.0000085	-5.72	-2.72
N/33-C	CG-W techo	150506/3	0.7088636	12	0.0000085	-7.03	-3.21
N/34-L	CG-W techo	150506/3	-	-	-	-7.71	-4.23
BR-1	CB	150507/3	0.7088807	15	0.0000106	-	-
BR-2	CB	150507/3	0.7088539	15	0.0000106	1.65	-0.31
BR-3	CB	150507/3	0.7088842	11	0.0000078	-	-
BR-4	CB	150507/3	0.7089167	10	0.0000071	-	-
BR-5	CB	150507/3	0.7088673	14	0.0000099	-	-
BR-6	CB	150507/3	0.7088594	10	0.0000071	-	-
BR-7	CB	150507/3	0.7088759	11	0.0000078	-2.60	-0.75
OS-1	CB	150507/3	0.7088918	7	0.0000050	0.99	0.19
OS-2	CB	150507/3	0.7089084	7	0.0000050	-	-

Descarte analítico y edades absolutas según razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

A partir de la información geoquímica de la Tabla 5.3 se adoptó un criterio inicial arbitrario: todas las muestras con Sr < 100 ppm se descartaron, al estimar que sus razones isotópicas pueden ser poco coherentes si se cuenta con baja disponibilidad del elemento. Dado aquello, se desestimaron los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las muestras B/5-C, B/6-B, C/7-B y C/8-C. Las muestras con valores isotópicos muy altos o cercanos al valor actual del mar (0.709200) también se desestimaron, pues implican un reseteo del sistema o contaminación con materiales más recientes. A partir de dicho criterio, no se consideraron las razones isotópicas de las muestras D/12-B, E/14- β , H/20-B y J/24-B.

Con el error analítico de dos desviaciones estándar (2σ) asociado al instrumento y el contraste con el estándar NBS987, se revisó en la planilla de cálculo *LOWESS v.5 Look-up Table* de McArthur *et al.* (2012) cada muestra no descartada. Durante el ingreso de los valores se recalculó el error total, a partir de asimilar el error de la curva empírica –con un rango de 2σ –. El resultado, la edad geocronológica absoluta con su respectivo de error, se resume en la Tabla 5.5. En primera instancia, las edades obtenidas se plotearon en la curva del ajuste LOWESS v.5 tal como se representan en la Figura 5.16.

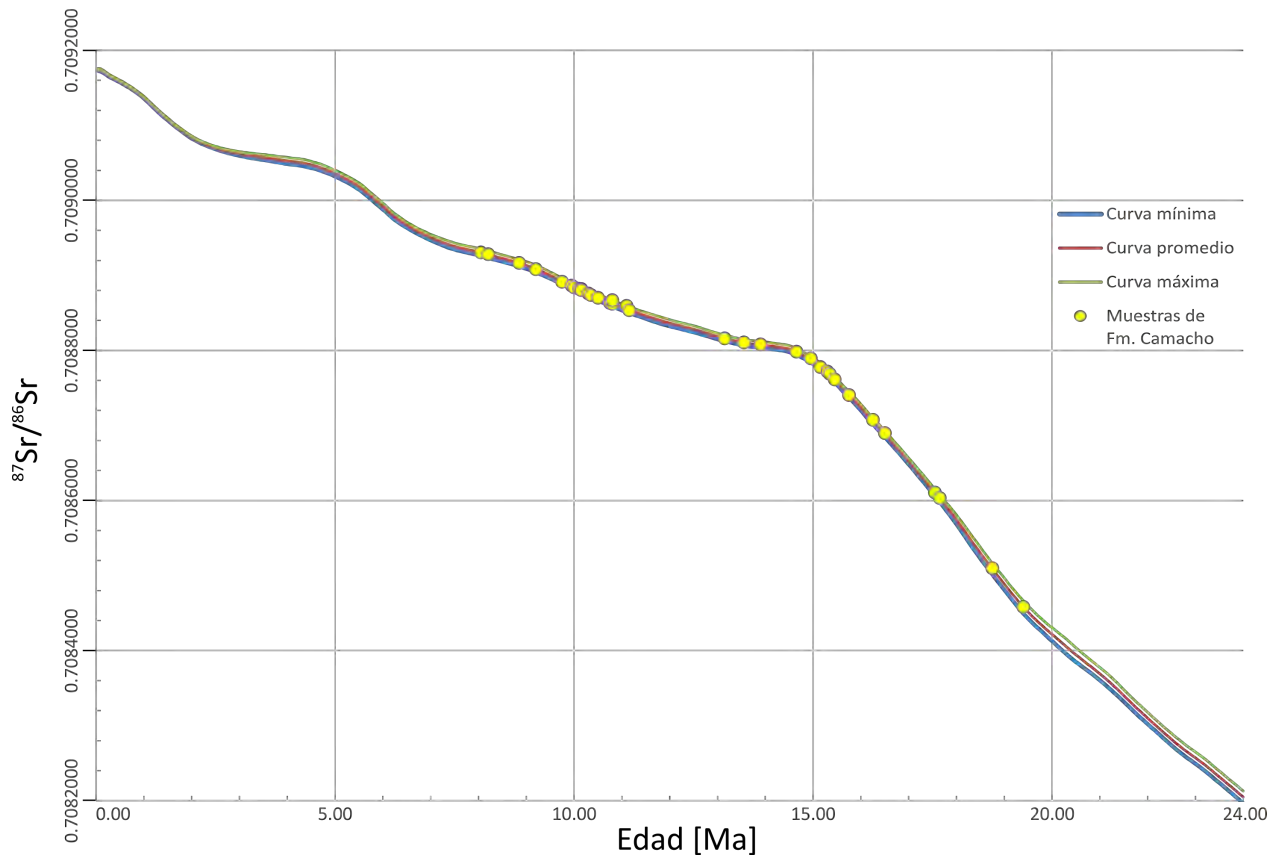


Figura 5.16: Curva empírica de Sr/Sr para el Neógeno, generada con el ajuste LOWESS v.5 (McArthur *et al.*, 2012). Los rangos máximo y mínimo corresponden a las desviaciones estándar del ajuste. Los círculos amarillos denotan los valores isotópicos obtenidos para las muestras de la Formación Camacho.

Tabla 5.5: Edades absolutas obtenidas para cada muestra analizada, tras descarte geoquímico, con error recalculado a 2σ , incorporando la incerteza analítica y empírica. Fechados obtenidos mediante *LOWESS v.5 Look-up Table* de McArthur *et al.* (2012).

Muestra	Localidad	Código	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ rel.	2σ abs.	Edad [Ma]
OC/1-C	PA	100115/1A	0.7084582	8	0.0000057	19.40±0.15
OC/2-B	PA	100115/1A	0.7085097	16	0.0000113	18.75±0.15
A/M3-C	CG-N	150506/4	0.7088162	13	0.0000092	13.15±0.85
A/M4-B	CG-N	150506/4	0.7087780	9	0.0000064	15.15±0.20
C/9-B	CG-N	150506/4	0.7087985	15	0.0000106	14.65±0.30
D/10-C	CG-N	150506/4	0.7088107	14	0.0000099	13.55±1.15
D/11-M	CG-N	150506/4	0.7088866	10	0.0000071	9.95±0.25
E/13- α	CG-W base	150506/1	0.7088822	16	0.0000113	10.10±0.40
F/15-C	CG-W base	150506/1	0.7088083	10	0.0000071	13.90±0.65
F/16-B	CG-W base	150506/1	0.7087616	13	0.0000092	15.45±0.10
G/17-C	CG-W base	150506/1	0.7087690	14	0.0000099	15.35±0.15
G/18-C	CG-W base	150506/1	0.7086033	12	0.0000085	17.65±0.10
H/19-B	CG-W base	150506/1	0.7089307	12	0.0000085	8.05±0.50
I/21-B	CG-W base	150506/1	0.7087076	14	0.0000099	16.25±0.15
I/22-C	CG-W base	150506/1	0.7087720	14	0.0000099	15.30±0.15
I/23-B	CG-W base	150506/1	0.7088623	12	0.0000085	10.80±0.35
J/25-B	CG-W techo	150506/3	0.7088821	13	0.0000092	10.15±0.50
K/26-B	CG-N var. lat.	150506/4	0.7088702	15	0.0000106	10.50±0.60
K/27-C	CG-N var. lat.	150506/4	0.7089285	14	0.0000099	8.20±0.55
K/28-C	CG-N var. lat.	150506/4	0.7088740	13	0.0000092	10.35±0.50
L/29-C	PG	141123/5	0.7086107	16	0.0000113	17.55±0.15
L/30-B	PG	141123/5	0.7087406	14	0.0000099	15.75±0.15
M/31-C	PG	141123/5	0.7087896	13	0.0000092	14.95±0.20
M/32-B	PG	141123/5	0.7086900	12	0.0000085	16.50±0.15
N/33-C	CG-W techo	150506/3	0.7088636	12	0.0000085	10.75±0.35
BR-1	CB	150507/3	0.7088807	15	0.0000106	10.15±0.40
BR-2	CB	150507/3	0.7088539	15	0.0000106	11.15±0.50
BR-3	CB	150507/3	0.7088842	11	0.0000078	10.00±0.25
BR-4	CB	150507/3	0.7089167	10	0.0000071	8.85±0.30
BR-5	CB	150507/3	0.7088673	14	0.0000099	10.80±0.40
BR-6	CB	150507/3	0.7088594	10	0.0000071	11.10±0.30
BR-7	CB	150507/3	0.7088759	11	0.0000078	10.30±0.30
OS-1	CB	150507/3	0.7088918	7	0.0000050	9.75±0.30
OS-2	CB	150507/3	0.7089084	7	0.0000050	9.20±0.20

5.4. Discusión del capítulo

5.4.1. Sobre los valores de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$

De los 30 análisis originales, se desestimó la muestra sin valor de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y se descartaron además las muestras que no habían sido tomadas en cuenta para la geocronología, como figuran en el listado de la Tabla 5.5. Así, se manejaron 22 análisis.

Prácticamente todos los valores isotópicos de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ son excesivamente negativos para el rango esperado en el Neógeno, e incluso considerando todo el Cenozoico, como se aprecia en las figuras 5.3 y 5.2. A considerar, algunos organismos secretadores de conchillas pueden precipitar su esqueleto carbonático en equilibrio o no con el agua marina (Hoefs, 2009). El factor vital de bivalvos y braquiópodos tiende a generar valores más negativos de los deltas, especialmente el carbono, si las reacciones no se dieron en equilibrio (Wefer y Berger, 1991). Si no se dan en equilibrio, los organismos no pueden ser usados para estudios de paleotemperatura o hay que corregir acorde al “factor vital” correspondiente. Esto permite sugerir dos escenarios posibles para los valores negativos obtenidos:

1. Asumiendo un sistema cerrado, los fósiles en vida se encontraban en desequilibrio con el ambiente (agua marina), por lo que su factor vital es más importante y produce un cuantioso fraccionamiento isotópico, tanto de ^{13}C como de ^{18}O .
2. El sistema no habría permanecido cerrado, donde los procesos diagenéticos podrían haber generado anomalías negativas en ambos isótopos.

Sin embargo, Grossman (2012) sugiere una acertada explicación para comprender estas variaciones:

[...] El potencial de la diagénesis de alterar los valores primarios de $\delta^{13}C$ debe ser evaluado en base a un criterio caso a caso (Marshall, 1992; Cochran *et al.*, 2010). En muestras recolectadas de afloramientos (en contraste con las muestras recuperadas de perforaciones en el océano o en el continente), el carbono isotópicamente más liviano (^{13}C) puede ser introducido en aguas meteóricas que contengan Materia Orgánica Disuelta producto de la oxidación de materia orgánica. La diagénesis meteórica puede alterar carbonatos hacia valores más negativos de $\delta^{13}C$, con variaciones de la magnitud de este efecto. En general, la diagénesis por aguas meteóricas resulta en más bajos valores tanto de $\delta^{18}O$ como de $\delta^{13}C$, donde es común observar una correlación entre estos dos en muestras afectadas por diagénesis [...].

Grossman (2012, p. 218).

Este punto permitiría concebir la segunda hipótesis como la más apropiada para sendos valores negativos, sin necesidad de excluir la primera en el enterramiento inicial.

Independiente de las dos hipótesis planteadas, es difícil explicar el caso de los braquiópodos de Cerro Bautista. ¿Por qué, en un determinado nivel estratigráfico y habiendo sufrido por tanto los mismos eventos diagenéticos, los ejemplares BR-2 y BR-7 dan valores tan disímiles?. Una explicación posible se puede apoyar observando la Figura 5.9, donde queda en evidencia que

la textura de la conchilla varía levemente entre ambos. BR-2 es opaco, amarillento y macizo, mientras que BR-7, si bien de mayor tamaño, tiene zonas traslúcidas gruesas y zonas muy finas blanquecinas a talcosas. Dada la escala de ambos individuos (no superan los 20 mm de largo), el muestreo realizado fue general, sin posibilidad de separar por bandas o zonas. Las muestras con anomalías negativas conjuntas (en ambos isótopos) más importantes corresponden a D/10-C (con textura granular en lámina delgada, Figura 5.11), G/18-C (con textura prismática-columnar irregular, Figura 5.12), K/26-B (con textura granular, Figura 5.14) y N/33-C (con textura bandeada, Figura 5.15). De todas formas, el valor promedio de las muestras restantes está en -3.4, con solo tres datos mayores a -2. Dado que para el Neógeno los valores de $\delta^{18}O$ oscilan en el rango -2 a +3 (Grossman, 2012) y que existe una covarianza entre carbono y oxígeno (Veizer y Hoefs, 1976), se resolvió desestimar la información paleoambiental de ambos isótopos en las muestras revisadas. Esto no implica que la razones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ se hayan visto necesariamente afectadas por los mismos procesos, pues los sistemas isotópicos responden de manera distinta a la diagénesis por agua meteórica, donde el Sr comúnmente no es tan susceptible a dichos procesos. La verificación mediante geoquímica hace discernir si efectivamente el Sr es diagenético o primario (Brand, 1991). Otros estudios han presentado situaciones similares, donde el patrón de los isótopos de C y O está alterado por procesos diagenéticos, mientras que el sistema de Sr permanece intacto (e.g. Madhavaraju *et al.*, 2013).

5.4.2. Sobre los valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$, geoquímica y las edades obtenidas

Los análisis isotópicos de la razón $^{87}Sr/^{86}Sr$ representan una información significativa y de escasos precedentes en la Formación Camacho. La fiabilidad de los datos está sujeta principalmente a las características del método y sus errores de arrastre. Se ha discutido sobre los errores asociados a la curva empírica de edades, que conlleva ajustar los valores combinando dicho error con el analítico. Se mencionó también el error analítico, dado por el instrumento del laboratorio, calibrado y contrastado con estándares internacionales. Se expuso que, para evitar aberraciones o posibles contaminaciones con zonas aparentemente peor preservadas, se revisaron las microtexturas de los ejemplares de ostreidos con gran porte. A partir de dicho procedimiento, se seleccionaron los lugares o *spots* a muestrear. Existe, por tanto, un error intrínseco a la metodología de extracción de la alícuota carbonática, que está sujeto a los rechazos del material fósil y el empleo de las brocas finas en el taladro de mesa. Las figuras 5.17 y 5.18 muestran algunos de los resultados obtenidos sobre los fragmentos de ostras mayores perforados. Si bien se aprecia a macroescala una buena preservación de las texturas carbonáticas y la gran mayoría tiene un solo sector perforado, algunos casos pueden haber recibido material de bandas contiguas texturalmente distintas. Dada la dificultad en realizar un método de muestreo más preciso, se asume esta perturbación en el análisis como parte del ruido analítico intrínseco a cada muestra.

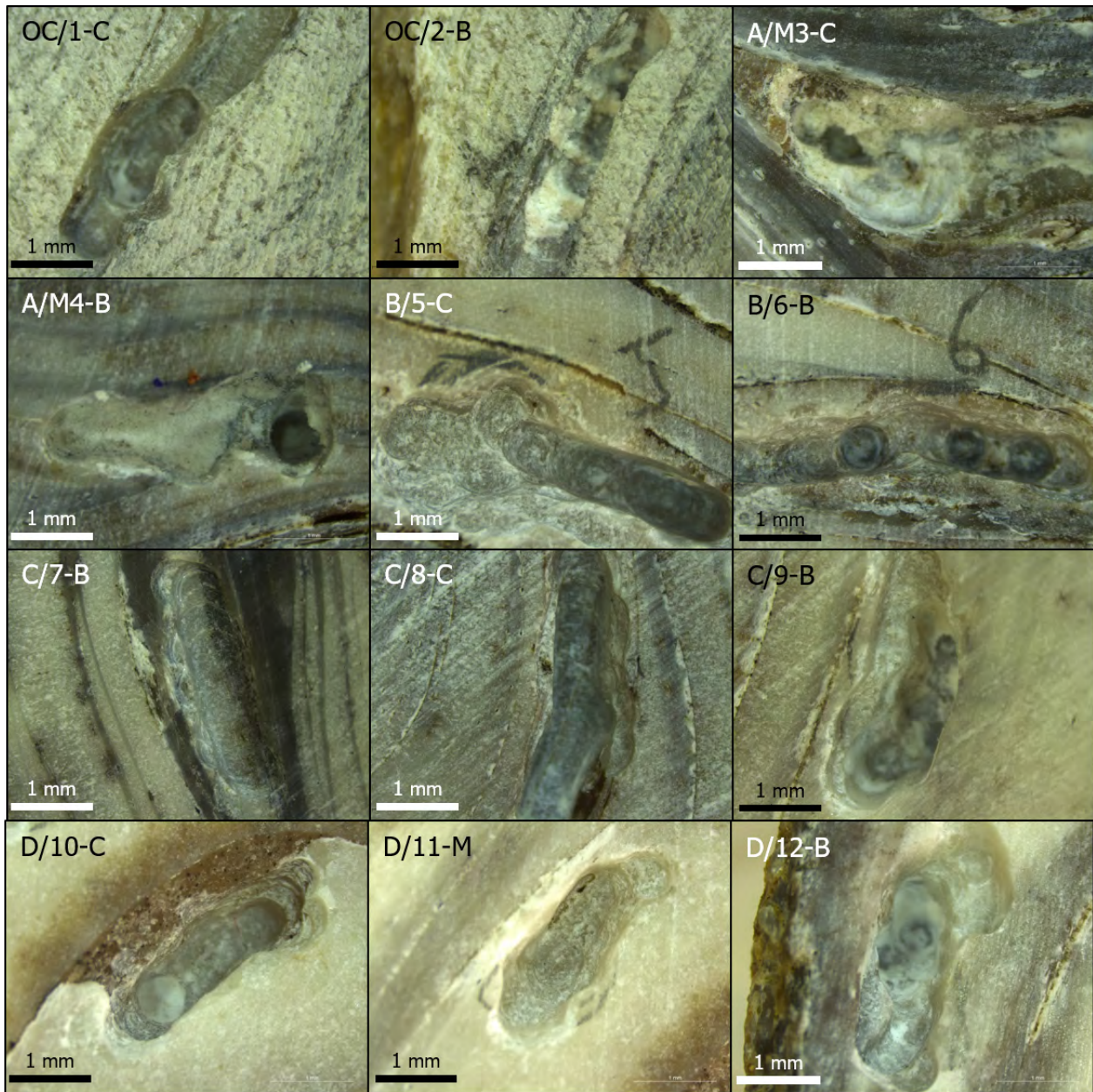


Figura 5.17: Fotografías en lupa de las perforaciones en rechazos de ostreidos, muestras 1 a 12. Se destaca que las texturas revisadas en lámina delgada resaltan muy bien a mayor escala. Si bien las brocas de precisión eran menores al espesor de las bandas, para obtener suficiente cantidad de muestra se debió extraer más profundo o en zonas colindantes.

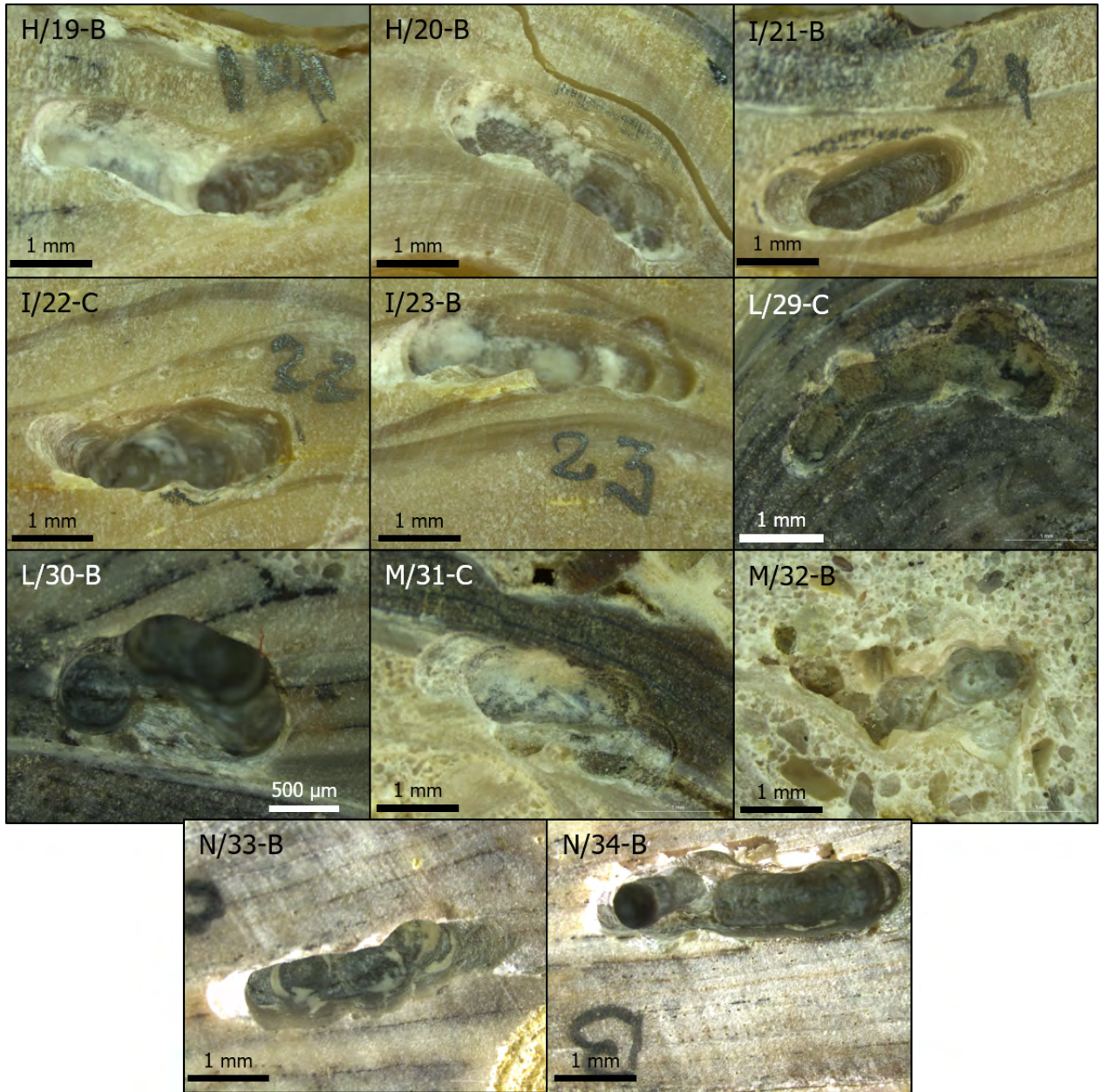


Figura 5.18: Fotografías en lupa de las perforaciones en rechazos de ostreidos, muestras 19–23 y 29–34. Resaltan M/32–B, rodeada de sedimentos, y N/34–B, con una incisión más profunda.

Diagénesis y discriminantes geoquímicos

Como mencionan varios autores, pero de forma especialmente extensa McArthur (1994), la geoquímica de elementos mayores y traza es un discriminante ampliamente utilizado para evaluar características de la preservación de las muestras, influencia de procesos diagenéticos y la naturaleza de los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Dado aquello, sobre el conjunto de muestras disponibles en la Tabla 5.5 y a partir de los datos geoquímicos de la Tabla 5.3, se generaron tres gráficos discriminantes:

- Estroncio elemental (Sr [ppm]) versus razones de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) (Figura 5.19).
- La razón de manganeso elemental sobre estroncio elemental (Mn/Sr) versus razones de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) (Figura 5.20).
- Magnesio elemental (Mg [ppm]) versus razones de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) (Figura 5.21).
- $\delta^{18}\text{O}$ versus razones de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) (Figura 5.22).

El primer gráfico se utiliza para reconocer la pérdida de Sr y la presencia de dolomita, que suele tener menor Sr en la red cristalográfica. Como se expuso anteriormente, se hizo un primer descarte con las muestras que presentaban valores de Sr menores a 100 ppm. En este subconjunto de datos el rango de Sr elemental va desde 122.18 ppm a 708.24 ppm, donde se destaca que la totalidad de los braquiópodos presentan rangos altos, sobre 320 ppm. Fuera de esa característica, no existen tendencias y covariaciones en el grupo de datos considerados primarios.

El diagrama de Mn/Sr sobre razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ puede indicar alteración secundaria, si se desarrolla una línea de tendencia que reciba más Mn. En el gráfico generado, la mayoría de las muestras ($n = 32$) tienen razones Mn/Sr en el rango $\sim 0 - 9$, salvo dos incursiones muy significativas: L/29-C y L/30-B, ambas del mismo ejemplar de ostreido proveniente de Punta Gorda. Acorde a este diagrama se considera adecuado descartar ambos datos, pues podrían tener influencia de procesos secundarios que las enriquecieron relativamente en Mn.

Brand (1991) utiliza el diagrama de Mg versus razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para reconocer procesos diagenéticos en braquiópodos, describiendo un campo para aragonito original, calcita de bajo magnesio (*Low-Mg Calcite, LMC*) y una línea de tendencia oblicua dada por alteración diagenética. Valores de Mg muy por encima de 1000 ppm (>2500 ppm) implican alteración de la LMC. Incluso, se puede intentar diferenciar procesos diagenéticos controlados por difusión –con una baja razón de agua/roca y microambientes diagenéticos cerrados a parcialmente cerrados– de los procesos controlados por fluidos –con microambientes diagenéticos parcialmente abiertos a abiertos–. En la práctica, el mayor indicador será siempre una captura y retención de Sr, que conlleva mayores valores de la razón isotópica. En el gráfico generado, no existe una excursión evidente en la línea de tendencia diagenética, donde las muestras más próximas a dicha línea corresponden a H/19-B, OS-1 y OS-2, las dos últimas provenientes del ostreido de Cerro Bautista. Si bien no están directamente en una zona excesivamente alejada del campo inalterado, a fin de mantener la rigurosidad de estos discriminantes las edades de todas estas muestras no se continúan tomando en cuenta.

La dispersión de valores en los extremos superiores del gráfico $\delta^{18}\text{O}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ puede sugerir alteraciones diagenéticas de las muestras, con una tendencia exponencial hacia el eje de las ordenadas (Jacobsen y Kaufman, 1999). La Figura 5.22 presenta un conjunto de datos concentrados entorno a la porción central, con cuatro muestras claramente distantes y previa-

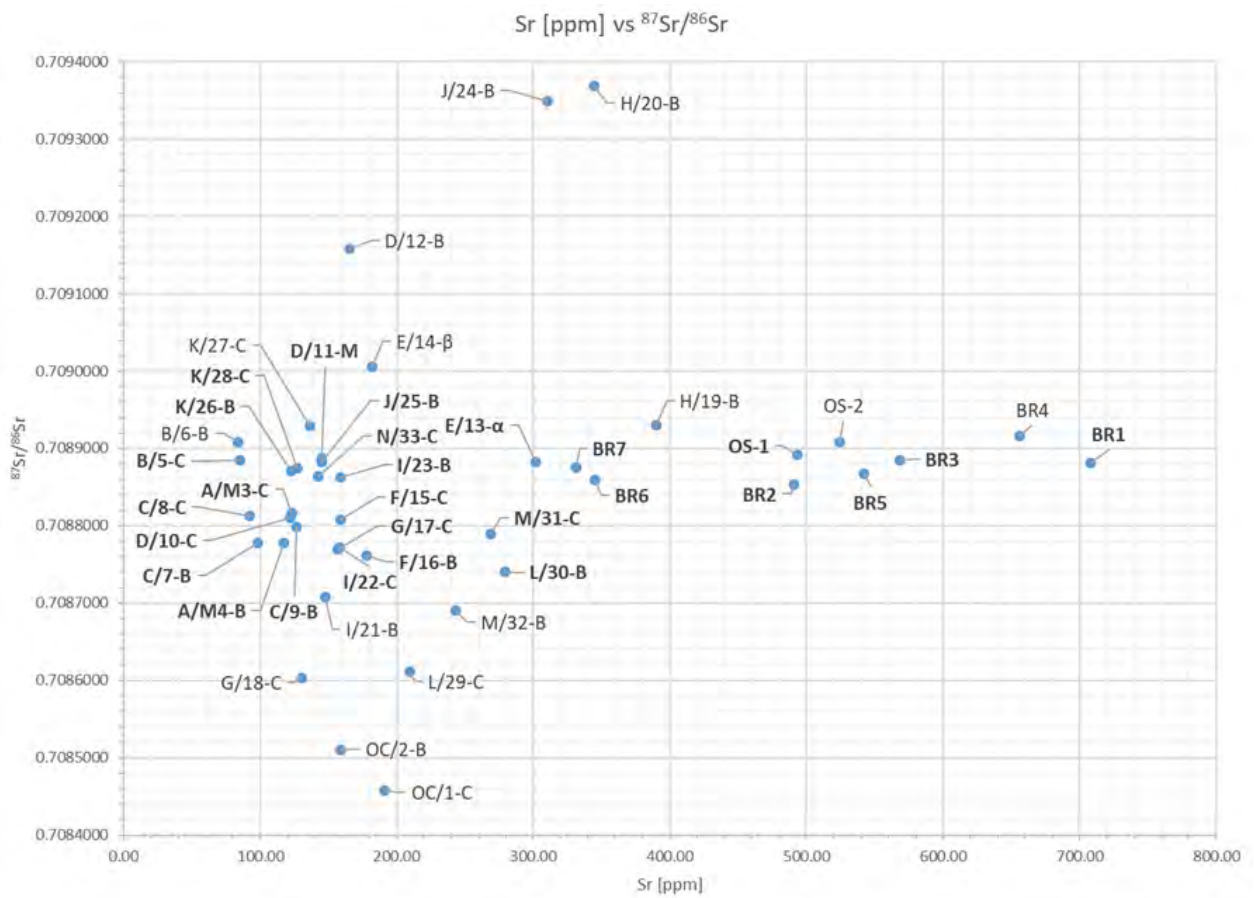


Figura 5.19: Gráfico de Sr elemental, en ppm, versus razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

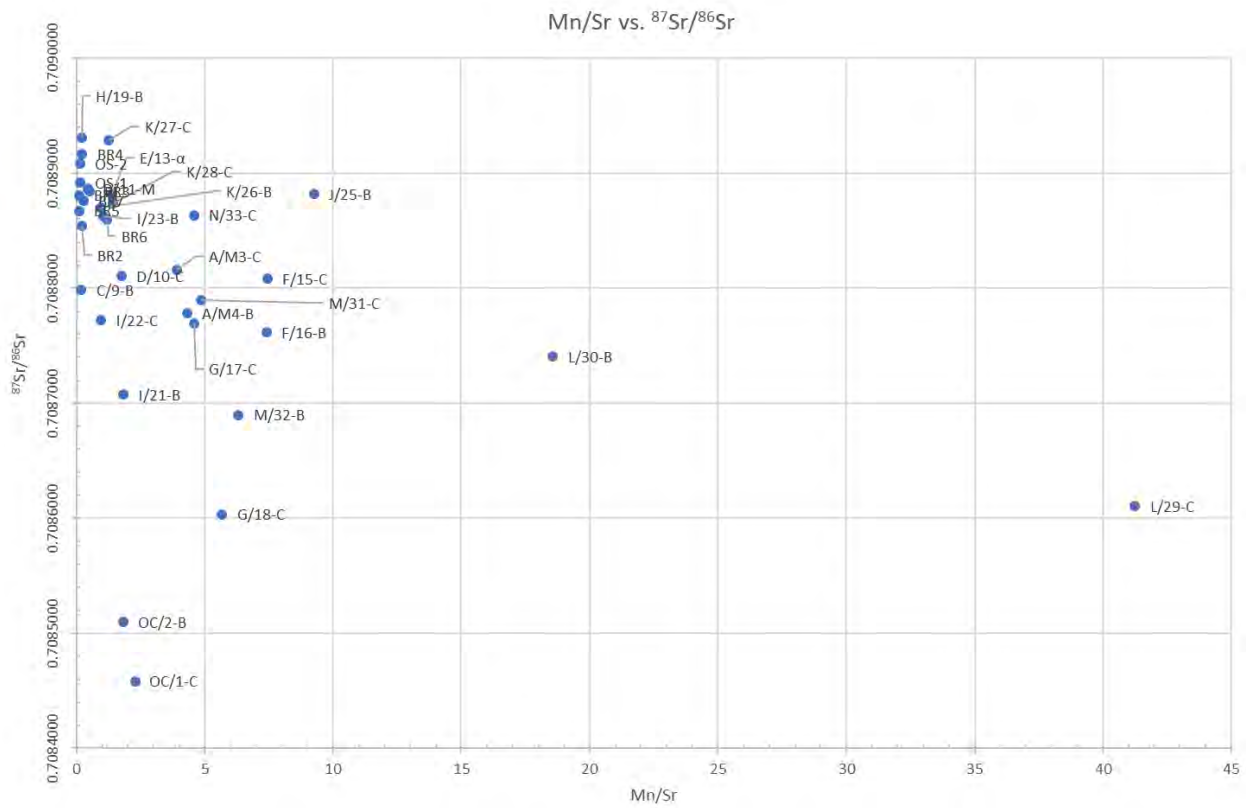


Figura 5.20: Gráfico de la razón Mn/Sr versus razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

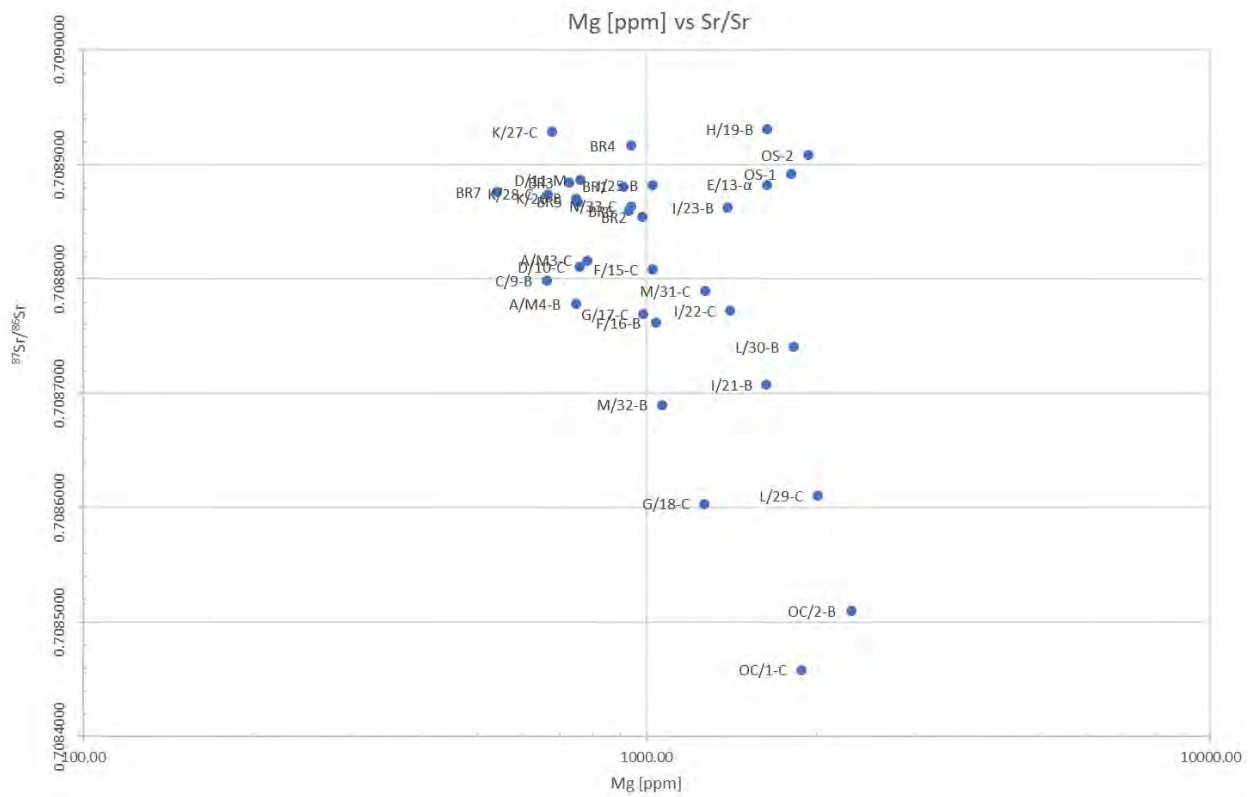


Figura 5.21: Gráfico de Mg elemental, en ppm, versus razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

mente descartadas (E/14-β, D/12-B, J/24-B, H/20-B). No se observa el patrón característico en tendencia decreciente. Un conjunto de tres puntos (OS-1, OS-2, BR3) es coherente entre si y coincide con provenir de la misma localidad, Cerro Bautista, lo cual sugiere robustez de los valores del nivel. Por tanto, acorde a la discriminación geoquímica, a la ubicación de las

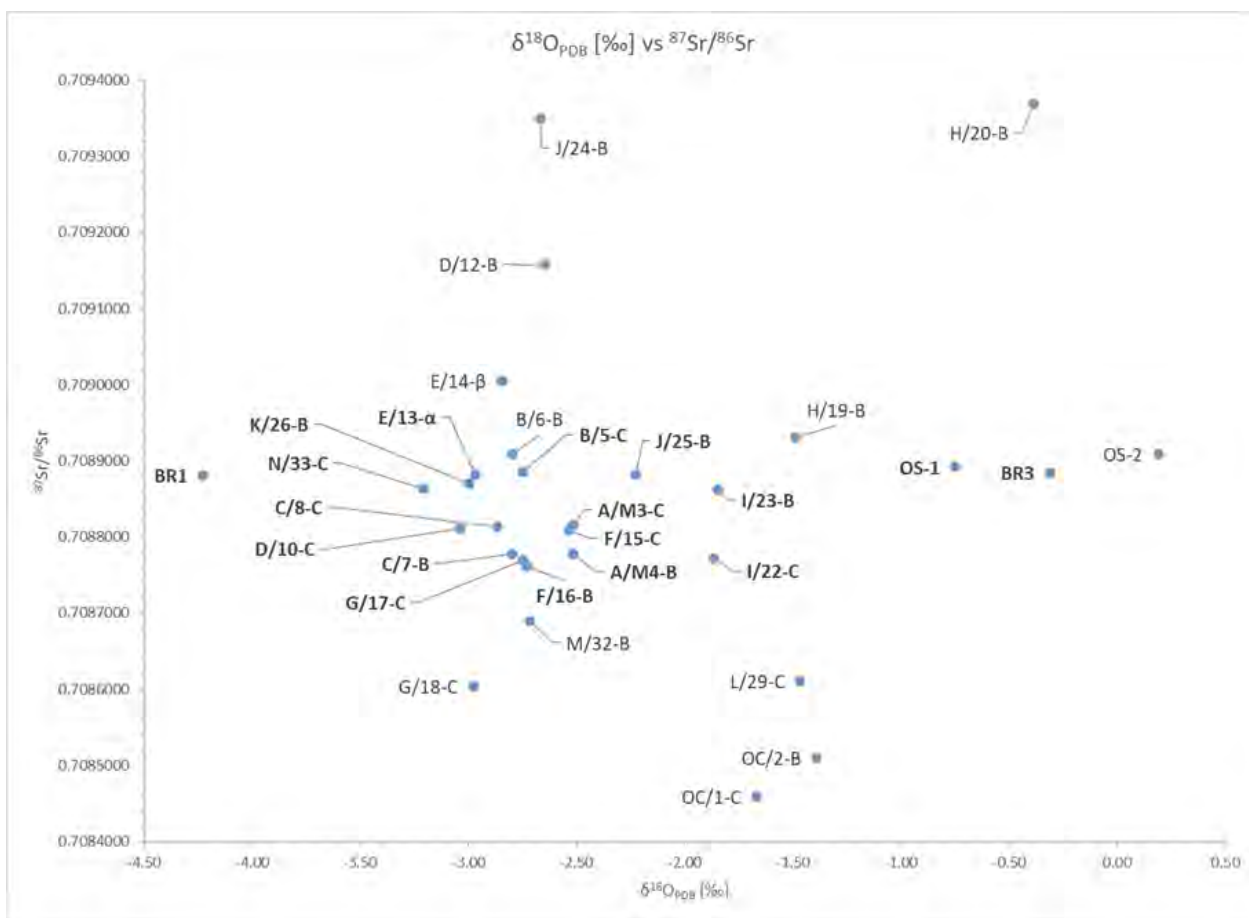


Figura 5.22: Gráfico de $\delta^{18}O$ versus razones de $^{87}Sr/^{86}Sr$.

muestras dentro de cada ejemplar, a los rasgos texturales observados en lamina delgada y al criterio acumulativo del sistema de Sr (en caso de existir distintos valores de un nivel, se desestiman los más altos), se generó la siguiente Tabla 5.6, que contiene los fechados absolutos para cada localidad en estudio. La representación de las edades en la curva LOWESS v.5 se muestra en las figuras 5.23 y 5.24, para el Neógeno y Mioceno, respectivamente.

Valor estadístico

Si bien se consideraron originalmente 44 análisis, paulatinamente el descarte bajó el número de datos a 29, con lo cual el valor estadístico total es pequeño, más aún si se toma en cuenta que se están representando solo cuatro localidades de toda la formación. Esto genera un precedente geocronológico de consulta pero no un marco robusto de edades absolutas, condición más apropiada para una unidad como la Formación Camacho, que a nivel de campo presenta variaciones significativas. Sin embargo, disponer de un conjunto de fechados empíri-

Tabla 5.6: Edades absolutas, tras análisis de discriminación, para las localidades con análisis isotópicos. PA: Puerto Arazatí. CG-W: Cantera Geymonat oeste. CG-N: Cantera Geymonat norte. CB: Cerro Bautista. PG: Punta Gorda.

Localidad	Código	Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ abs.	Edad [Ma]
PA base	100115/1A	OC/1-C	0.7084582	0.0000057	19.40±0.15
PA base	100115/1A	OC/2-B	0.7085097	0.0000113	18.75±0.15
CG-W base	150506/1	G/18-C	0.7086033	0.0000085	17.65±0.10
CG-W base	150506/1	I/21-B	0.7087076	0.0000099	16.25±0.15
CG-W base	150506/1	F/16-B	0.7087616	0.0000092	15.45±0.10
CG-W base	150506/1	G/17-C	0.7087690	0.0000099	15.35±0.15
CG-W base	150506/1	I/22-C	0.7087720	0.0000099	15.30±0.15
CG-W base	150506/1	F/15-C	0.7088083	0.0000071	13.90±0.65
CG-W base	150506/1	I/23-B	0.7088623	0.0000085	10.80±0.35
CG-W base	150506/1	E/13-a	0.7088822	0.0000113	10.10±0.40
CG-W techo	150506/3	N/33-C	0.7088636	0.0000085	10.75±0.35
CG-W techo	150506/3	J/25-B	0.7088821	0.0000092	10.15±0.50
CG-N base	150506/4	A/M4-B	0.7087780	0.0000064	15.15±0.20
CG-N base	150506/4	C/9-B	0.7087985	0.0000106	14.65±0.30
CG-N base	150506/4	D/10-C	0.7088107	0.0000099	13.55±1.15
CG-N base	150506/4	A/M3-C	0.7088162	0.0000092	13.15±0.85
CG-N base	150506/4	D/11-M	0.7088866	0.0000071	9.95±0.25
CG-N tope	150506/4	K/26-B	0.7088702	0.0000106	10.50±0.60
CG-N tope	150506/4	K/28-C	0.7088740	0.0000092	10.35±0.50
CG-N tope	150506/4	K/27-C	0.7089285	0.0000099	8.20±0.55
CB	150507/3	BR-2	0.7088539	0.0000106	11.15±0.50
CB	150507/3	BR-6	0.7088594	0.0000071	11.10±0.30
CB	150507/3	BR-5	0.7088673	0.0000099	10.80±0.40
CB	150507/3	BR-7	0.7088759	0.0000078	10.30±0.30
CB	150507/3	BR-1	0.7088807	0.0000106	10.15±0.40
CB	150507/3	BR-3	0.7088842	0.0000078	10.00±0.25
CB	150507/3	BR-4	0.7089167	0.0000071	8.85±0.30
PG	141123/5	M/32-B	0.7086900	0.0000085	16.50±0.15
PG	141123/5	M/31-C	0.7087896	0.0000092	14.95±0.20

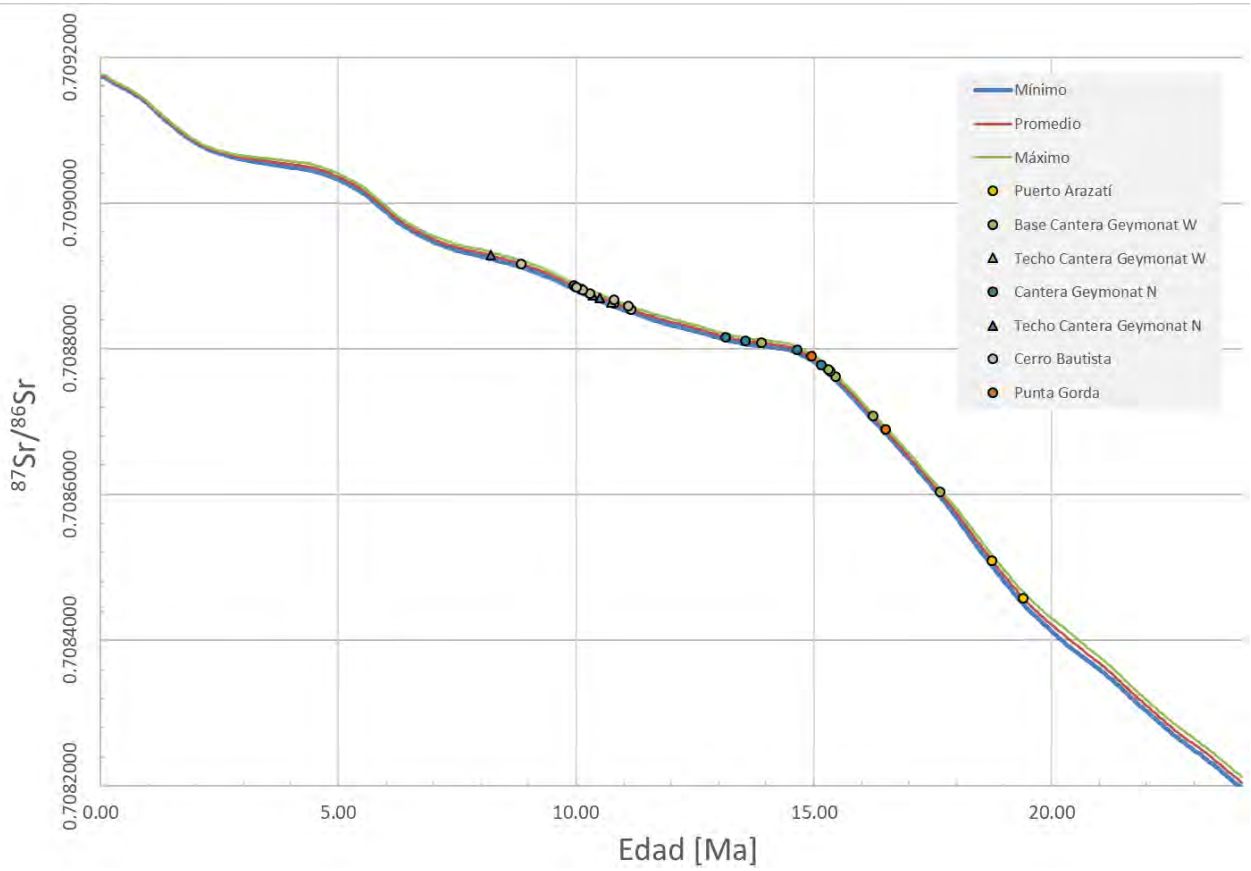


Figura 5.23: Edades calculadas para las distintas localidades de la Formación Camacho, sobre la curva empírica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ acotada al Neógeno, generada con el ajuste LOWESS v.5 (McArthur *et al.*, 2012). Los rangos máximo y mínimo corresponden a las desviaciones estándar del ajuste.

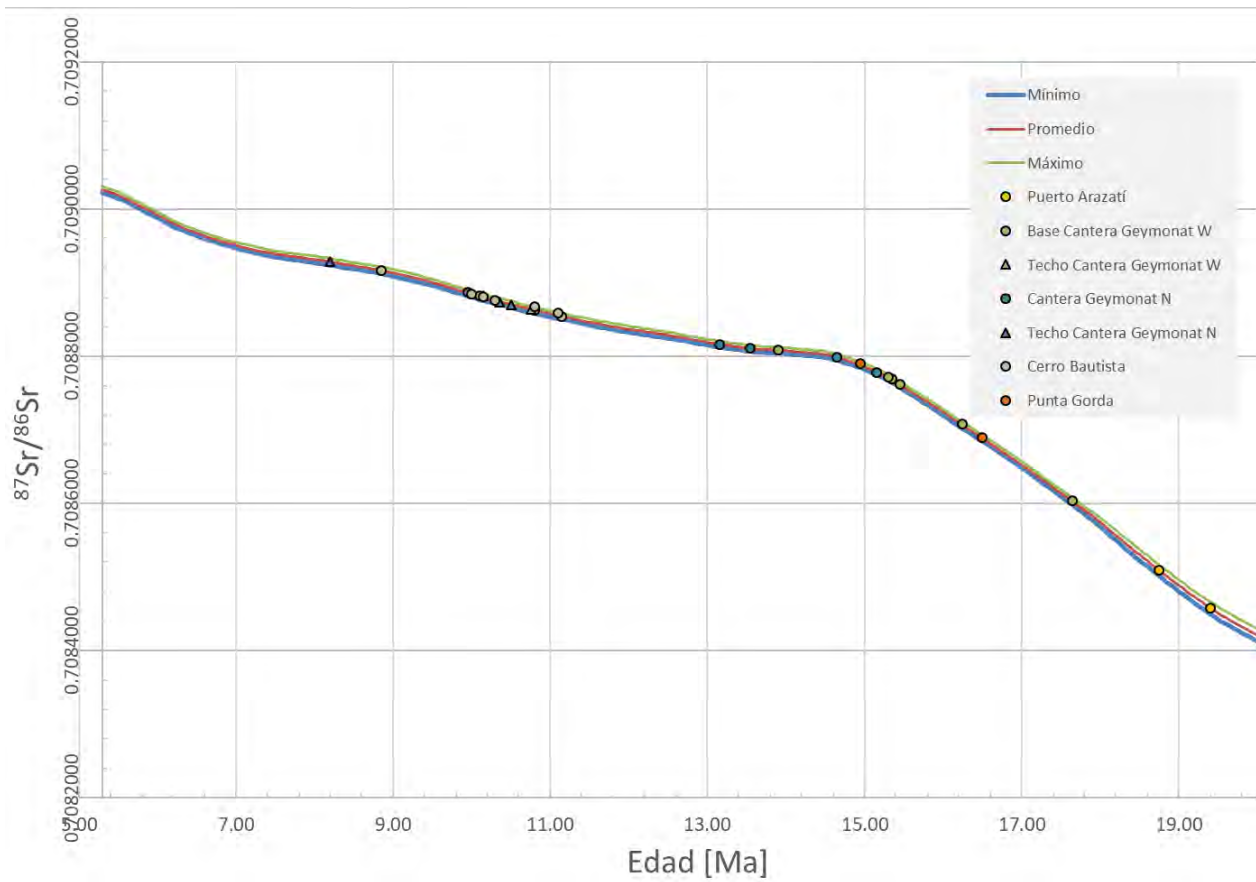


Figura 5.24: Edades calculadas para las distintas localidades de la Formación Camacho, sobre la curva empírica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ acotada al Mioceno, generada con el ajuste LOWESS v.5 (McArthur *et al.*, 2012). Los rangos máximo y mínimo corresponden a las desviaciones estándar del ajuste.

cos representa un hito dentro de la Formación Camacho, unidad que a la fecha solo contenía dos referencias geocronológicas acotadas.

5.4.3. Significado geocronológico e implicancias estratigráficas

En primera instancia, las cuatro localidades representan tres grandes grupos de edades:

19.00 – 17.55 Ma. Obtenidas en los ostreidos basales de Puerto Arazatí ($n = 2$).

15.20 – 13.15 Ma. Rango de edades obtenidas en Punta Gorda y la base de Cantera Geymonat ($n = 9$).

11.15 – 9.00 Ma Rango de edades del techo de Cantera Geymonat y el nivel superior de Cerro Bautista ($n = 12$).

El primer grupo coincide con los fechados obtenidos por Sprechmann *et al.* (2008) en ostreidos de Puerto Arazatí y Sprechmann *et al.* (2010) en foraminíferos de la perforación N°364 sugerían una edad burdigaliana, entorno a los 17-18 Ma. Los primeros datos no tenían un control petrográfico y geoquímico similar al del presente estudio, pero se utilizaron los mismos ejemplares fósiles, lo cual sugiere que dichos análisis no tenían un error significativo, ni metodológico ni analítico. Los datos del segundo estudio, hechos en foraminíferos, corresponden a otra cuenca –Pelotas– y están a ca. 120 metros de profundidad, por lo que no se puede descartar que fueran diacrónicos con las rocas en superficie. Como se expuso en los antecedentes, recientemente Anjos–Zefass *et al.* (2014) reporta edades casi continuas mediante $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en foraminíferos, de tres pozos *offshore* de la Cuenca Pelotas. Éstos abarcan los rangos siguientes rangos temporales:

PEL–1A. 34.15 – 14.9 Ma.

PEL–2A. 54.41 – 3.7 Ma.

2–RSS–1. 16.60 – 15.28 Ma.

Más significativo aún son los episodios no depositacionales de cada uno. El pozo PEL–1A presenta dos hiatos: 24.45 – 22.70 Ma y 17.8 – 14.9 Ma. Dentro del Neógeno, el pozo PEL–2A tiene dos hiatos: 14.94 – 11.4 Ma y 8.65 – 5.7 Ma. Finalmente, el pozo 2–RSS–1 tiene un hiato en el rango 16.5 – 15.28 Ma. Es decir, hay una discordancia regional entorno al Burdigaliano medio a tardío. Dicho rango estaría acorde con el diacronismo de la perforación Chuy N°364. Pero, cuando se hace referencia a los depósitos en superficie, tradicionalmente asociados al mar *Entrerriense–Paranense*, el rango temporal no coincide con dicha transgresión, sino con el *Mar Patagoniano* o Transgresión Patagoniana, evento que a la fecha no tiene registros litológicos reportados para Uruguay y que, además, contiene un marco bioestratigráfico considerablemente diferente (*e.g.* del Río, 2004). Desde la paleontología de vertebrados también hay discrepancias. Perea (2005) definió una Biozona de Asociación *Pseudoplohophorus absolutus* Perea, 2005, y *Cardiatherium orientalis* (Francis y Mones, 1965) (BAPC), a la cual se le asignó afinidad a la Edad Mamífero Huayqueriense, con base entorno a los 9 Ma (Figura 5.25). Dado que en Puerto Arazatí y Punta San Gregorio se han encontrado la mayor cantidad

de mamíferos fósiles dentro de la Formación Camacho (Perea *et al.*, 2013), éstas localidades tienen mayor relevancia bioestratigráfica y paleomastozoológicas. Los niveles portadores suelen concentrarse en los primeros 2 m de sección. De considerarse válido el primer grupo de edades en Puerto Arazatí, habría que suponer que la bioestratigrafía tanto de invertebrados marinos como de vertebrados –principalmente mamíferos–, está errada.

En la discusión expuesta dentro de Scasso *et al.* (2001) se sugiere que todos los ostreidos tienden a reflejar razones isotópicas menores (más viejas) que las reales, por lo que se recomienda no utilizar estos taxa y preferir, por ejemplo, el análisis de pectínidos. Una de las explicaciones dadas a este fenómeno es que las inter–estratificaciones con niveles piroclásticos de composición básica, al alterarse, generan fluidos diagenéticos que reducen o diluyen la razón isotópica de Sr en los invertebrados de gran porte. Dado que el estudio en cuestión se desarrolla en la Formación Puerto Madryn, ubicada en la localidad homónima, estas litofacies son muy recurrentes. No es el caso de Formación Camacho, como quedó expuesto en el Capítulo 3. Los únicos vestigios de material cinerítico corresponden al nivel piroclástico retrabajado en la columna de Puerto Arazatí, con una composición intermedia a ácida. Más aún, en los análisis llevados a cabo, algunas ostras entregan valores idénticos a otros taxa (*e.g.* OS–1 y OS–2 respecto a braquiópodos) o se agrupan asimilando valores más jóvenes en el borde de la valva, pero preservando el valor original en el centro. Un caso a destacar es el estudio de Cuitiño *et al.* (2012) en niveles *patagonianos*, donde se presentan análisis de Sr en ostras con valores controlados por dataciones Ar–Ar y U–Pb, a fin de contrastar métodos geocronológicos absolutos con los fechados resultantes de razones isotópicas de Sr, exponiendo que todas las fuentes de información fueron coherentes.

Sin embargo, dada la baja representatividad en Puerto Arazatí de los fechados pasados –valores en ostreidos reportados por Sprechmann *et al.* (2008)– y presentes –un individuo, dos análisis en total, descarte del más viejo por la errática microtextura carbonática–, así como la significativa divergencia con el marco bioestratigráfico local, se considera prudente desestimar, por el momento, la validez geocronológica del primer grupo de edades.

El segundo grupo, más conspicuo, tiene fuerte coherencia regional. Parcialmente coincide con los fechados en los pozos PEL–1A y 2–RSS–1 analizados por Anjos–Zefass *et al.* (2014). Queda dentro del primer hiato del pozo PEL–2A, sugiriendo que el diacronismo puede ocurrir incluso de forma intracuenca. Más interesante aún es el significativo hallazgo bioestratigráfico de Marengo (2015): a partir de un estudio sistemático de foraminíferos en perforaciones de las cuencas Chaco–Paraná y Salado, en las provincias argentinas de Buenos Aires, Corrientes, Entre Ríos, reconoció dos eventos transgresivos atlánticos neógenos, que denominó Transgresión Laguna Paiva (TLP) y Transgresión Entrerriense–Paranense (TEP). La primera queda acotada a los 25–21 Ma (Chatriano tardío – Aquitaniano), mientras que la segunda se restringe los 15–9.5 Ma (Mioceno Medio, Langhiano a Tortoniano). Según dicho autor:

[...] Algunos especímenes de foraminíferos planctónicos permiten limitar la edad de la TEP al Mioceno Medio. El primer hallazgo de nanoplancton calcáreo de la TEP permite acotar la sección media de la TEP en la cuenca Salado a la zona NN6 (Martini 1971; Young 1998), del Mioceno Medio. La edad completa puede ser estimada con una precisión aceptable entre 15 y 8.5 Ma, con la ayuda de herramientas de correlación indirecta, como la curva de cambios eustáticos globales y las curvas de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica [...].

Marengo (2015, p. 65).

Es decir, a grandes rasgos el intervalo asociado a este grupo de edades tiene un contexto dentro del marco geológico regional. Resulta más dificultoso comprender las diferencias topográficas entre las dos localidades con estas edades: los niveles de Cantera Geymonat se encuentran a una cota actual de 10–11 m s.n.m., mientras que el nivel de donde provienen las edades de Punta Gorda corresponde a los 26–27 m s.n.m. Punta Gorda tiene la característica de exponer en la sucesión sedimentaria el contacto con la subyacente Formación Fray Bentos. Acorde a las edades obtenidas, el tramo basal de Formación Camacho en el sector occidental se enmarcaría en el segundo rango de edades propuesta por Marengo (2015), mientras que en las exposiciones sur–orientales tendría registro a menor cota. Un primer escenario permitiría la coexistencia de los conjuntos de edades y el valor obtenido en Punta Gorda: habría una fuerte variación lateral de carácter regional, con superficies discordantes intra–estratales. A ello se debe considerar el siguiente grupo de edades.

El tercer conjunto de fechados, en ostreidos de los biostromas del techo de Cantera Geymonat y en el nivel superior de Cerro Bautista, tiene gran afinidad a las cronologías propuestas por autores previos. El nivel de Cerro Bautista donde se colectaron los fósiles analizados se encuentra a una cota actual de 20–21 m s.n.m., donde ostreidos y braquiópodos dan un rango similar y tienen menor impronta de procesos diagenéticos, acorde a la geoquímica y los valores de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$. Este nivel coincide en forma precisa con el intervalo superior, entre 11–9 Ma, y es concordante con la mayoría de los estudios regionales realizados en superficie (10.0 Ma, Scasso *et al.*, 2001; 9.5 Ma, Pérez *et al.*, 2013). Sin embargo, solo 5 km en línea recta separan Cerro Bautista del Rincón de Darwin en Punta Gorda. Si bien no se ha identificado ninguna estructura geológica en superficie, en el escenario propuesto, habría un diacronismo entre los techos de Punta Gorda y Cerro Bautista. Esto se puede explicar por un paleorelieve positivo relativo a Cerro Bautista o un fallamiento normal no expuesto, con el bloque colgante al suroeste.

A las diferencias del conjunto de datos obtenidos y el contraste con fechados de localidades correlacionadas a escala regional, se añade una importante desavencencia con del Río *et al.* (2018). Dichos autores presentaron un valor de $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70896$ en un ejemplar del pectínido *Aequipecten paranensis* colectado en el biostroma de la cara norte de Cantera Geymonat. El análisis sugiere un rango de 6.00–7.20 Ma, considerando los errores analítico y de la curva de calibración empírica. Esta propuesta es considerablemente más joven que los rangos temporales anteriormente discutidos. En el estudio no se planteó un control petrográfico ni geoquímico del individuo, fue generado en otro grupo taxonómico y cuenta con un único análisis, lo que genera dificultades para comparar desde el punto de vista estadístico. A su vez, también se reportan cinco edades para Formación Paraná, con valores de 6.92 ± 0.32 Ma y 7.20 ± 0.3 Ma, que resultan más jóvenes al valor reportado por Pérez *et al.* (2013). Si el lapso se asume para toda la formación, sería significativamente más joven y discreparía con la bioestratigrafía de mamíferos fósiles, pues coincide con la Edad Mamífero Montehermosense (*e.g.* Flynn y Swisher, 1995; Cione *et al.*, 2000). El argumento expuesto por del Río *et al.* (2018) para la divergencia con fechados de rangos más viejos es una tendencia regional a preservar una menor razón de $^{87}Sr/^{86}Sr$, que implica edades más antiguas. Esto se asocia, a su vez, con posibles alteraciones diagenéticas y diferencias de preservación, argumento que descarta los valores reportados por Sprechmann *et al.* (2010) en ostreidos de Puerto Arazatí. Desde la perspectiva estadística es difícil asignar toda la unidad a un solo rango temporal, acorde a los valores obtenidos en el presente trabajo. Si bien los taxa analizados son diferentes, los 18 fechados presentados para Cantera Geymonat abarcan un periodo más antiguo y dos lapsos, donde el más reciente coincide con los rangos bioestratigráficos de foraminíferos

datos por Marengo (2015) y parcialmente con la base de la Edad Mamífero Huayqueriense, propuesta para la Biozona de Asociación de *Pseudoplohophorus absolutus* – *Cardiatherium orientalis* (BAPC) de la formación (Perea *et al.*, 2013). Se respalda por ahora el rango entre 11–9 Ma como el más coherente con el contenido fósil. Se plantea que el bajo n de la muestra en del Río *et al.* (2018) no representa bien el rango cronoestratigráfico de la unidad, o la hipótesis de que los pectínidos analizados tengan mayor capacidad de retención y acumulación del Sr, quizás por algún factor vital aún no descrito, pues ya se expuso que algunas muestras analizadas arrojan rejuvenecimiento hacia el borde por influencia de la exposición al agua marina, independiente de la calidad de la preservación.

En resumen, se propone que la edad de la Formación Camacho queda restringida, en prime-

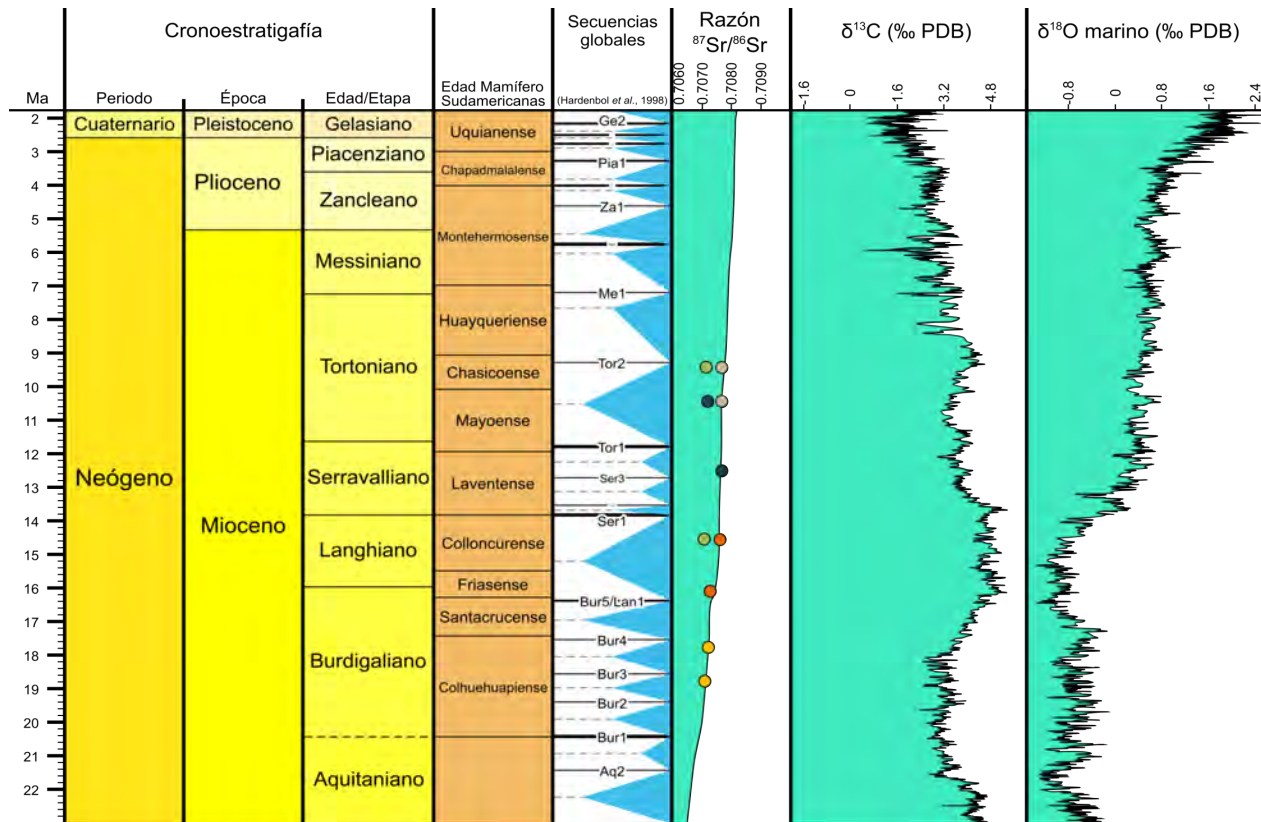


Figura 5.25: Curvas empíricas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, Edades Mamífero y Secuencias para el Neógeno, con los principales grupos de edades obtenidos denotados en círculos. Los colores de las localidades son los mismos que en los gráficos de edades sobre la curva empírica (Generado con *TSCreator* v. 7.1; Ogg y Luginowski, 2017).

ra instancia, a los dos últimos conjuntos de fechados obtenidos, con eventos discontinuos y diacrónicos ocurridos entre los 15.2 Ma (Langhiano) y los 9.00 Ma (Tortoniano).

Capítulo 6

Discusión

6.1. Sobre la cronoestratigrafía de la unidad

6.1.1. Eventos geológicos globales durante el Neógeno

A nivel planetario, el Neógeno representa un sistema en la tabla cronoestratigráfica de la historia de la tierra donde el mar tiene considerables fluctuaciones respecto al nivel relativo del mar (*e.g.* Vail, 1975; Vail *et al.*, 1977; Haq *et al.*, 1987; Hardenbol *et al.*, 1998; Miller *et al.*, 2005; Miller, 2008; Hilgen *et al.*, 2012). Paleogeográficamente, las diferencias paleotectónicas a escala gran escala respecto a la distribución actual de los continentes no son muy significativas, con los mismos posicionados prácticamente en la ubicación que se observa en el presente (Scotese, 2001). Tal vez el evento tectónico de mayor importancia ocurre a final del periodo, cuando a inicios del Plioceno se cierra el Istmo de Panamá y las corrientes oceánicas termohalinas atlántico–pacíficas varían sus cursos de forma considerable (Haug y Tiedemann, 1998).

Acorde al marco conceptual de Hilgen *et al.* (2012), ratificado por la Comisión Internacional de Estratigrafía, el Mioceno es la serie con mayor duración dentro del Sistema Neógeno y tiene una duración de *ca.* 20 ma. En ese rango temporal abarca ocho etapas: Aquitaniano, Burdigaliano, Languiano, Serravalliano, Tortoniano, Messiniano, Zancleano, Piacenziano. Las variaciones eustáticas que han ocurrido en dichas etapas se han descrito principalmente a partir de estudios de Estratigrafía Secuencial, vinculados a la exploración en la industria del petróleo. Como se mencionó en la Sección 3.4.2, desde el trabajo pionero Vail *et al.* (1977) se han desarrollado y depurado distintas curvas de las variaciones del nivel del mar en el pasado geológico. Un buen ejemplo de estas construcciones es la curva de Haq *et al.* (1987), construida principalmente a partir de sismoestratigrafía y con una resolución de ± 30 m. Recientemente, Miller *et al.* (2005) y Miller (2008) generaron una curva de mejor resolución (± 15 m), recalibrada por $\delta^{18}O$ de foraminíferos planctónicos. La Figura 6.1 muestra la misma acotada desde el Oligoceno hasta el Cuaternario. Un vistazo rápido permite sugerir dos ideas generales: (1) los modelos tienen un contraste muy grande de las estimaciones; (2) acorde a la curva de Miller *et al.* (2005), durante el Mioceno ocurren al menos seis grandes eventos globales de subida relativa del nivel del mar. Estos últimos tienen su máximo en-

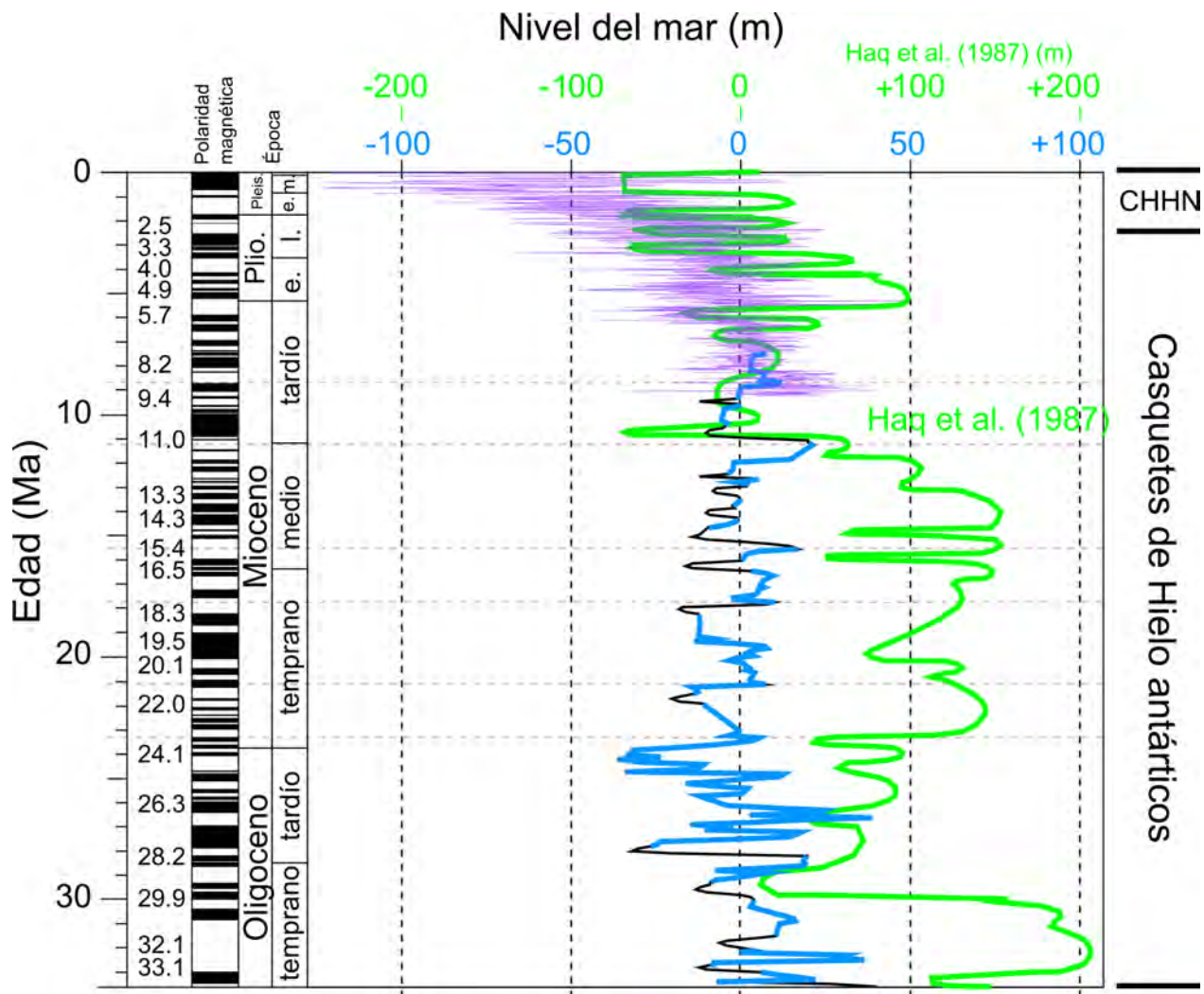


Figura 6.1: Curvas de variación del nivel del mar, desde el Oligoceno al presente. La línea celeste y negro presenta las variaciones durante el Oligoceno al Mioceno tardío. La curva con alta variación en morado representa la porción desde los 9 Ma hasta el presente, donde las oscilaciones cuentan con datos isotópicos de $\delta^{18}O$ que permiten mayor resolución. La curva en verde claro representa las variaciones expuestas en Haq *et al.* (1987), a una escala mayor. CHHN: Casquetes de Hielo del Hemisferio Norte. Modificado de Miller *et al.* (2005).

torno a los 23 Ma, 21 Ma, 18–16 Ma, 15 Ma, 11.2 Ma y 8.8 Ma. Si bien no superarían los 50 m sobre el nivel actual, si representan momentos en que las actuales zonas costeras bajas habrían estado considerablemente dominadas por la dinámica eustática. Cabe recordar que las variaciones eustáticas de por sí no implican ingresiones marinas generalizadas, pues las últimas están controladas también por el régimen tectónico, la tasa de aporte sedimentario y las condiciones climáticas imperantes. ¿Qué ocurre entonces en el planeta, respecto a dichos fenómenos, durante el Neógeno?

Una muy buena síntesis para todo el Cenozoico de los grandes eventos climáticos, tectónicos, bióticos y los rangos de paleotemperatura –dada por las curvas de $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ – se encuentra en el trabajo de Zachos *et al.* (2001) (Figura 6.2). El Mioceno está caracterizado por el desarrollo en su inicio temprano de una gran glaciación, denominada Mi-1, evento breve que dista de la tendencia posterior. En paralelo, comienza el rifting en el Mar Rojo y aumenta la tasa de alzamiento en la meseta tibetana. En la Figura 6.2 se puede apreciar que durante el Mioceno la temperatura global era considerablemente mayor a la actual, condición que llega a su clímax con el Óptimo Climático del Mioceno Medio (*OCMM*), entre los 17–15 Ma. Sin embargo, de forma efímera, ya se están desarrollando casquetes de hielo en Antártica. Dada la pertenencia al Hemisferio Norte de los autores, figura el vulcanismo efusivo del Río Columbia (Estados Unidos) como evento tectónico de primer orden. Se destaca que también durante este periodo en la Patagonia Austral de Chile y Argentina ocurren diversos pulsos efusivos de gran potencia. Estos basaltos de meseta cubren grandes áreas al sur de los 46°S –por ejemplo, aquellos aflorantes en Meseta Las Vizcachas y la gran meseta de Somun Curá– (el contexto geodinámico regional se discute en la siguiente sección).

Dado que a fines del Mioceno las temperaturas globales tienden a bajar continuamente, hasta llegar a niveles similares al actual, el desarrollo de casquetes polares de consolida y, al menos en el polo sur, se desarrolla de forma permanente. Lo que sí genera interrogantes es la dinámica climática y su influencia en las tasas de aporte sedimentario. Por un lado, está el reporte de importantes fases de alzamiento en los principales orógenos del mundo (*e.g.* Primera sub-etapa de la Tercera Etapa del Ciclo Andino, Charrier *et al.* (2007); crecimiento de los Himalayas y la meseta tibetana, Copeland, 1997), por otro lado, el cálculo de grandes tasas de erosión y meteorización (*e.g.* Wan *et al.*, 2009). Hay *et al.* (2002) describe este escenario como “*la paradoja del cambio climático y el alzamiento del Cenozoico tardío*”, esta se basa en la siguiente idea:

“[...] El registro geológico no provee una clara respuesta a la pregunta de si el alzamiento es causado por el deterioro del clima del Neógeno o si el cambio climático afectó el sistema erosivo, generando la ilusión de alzamiento generalizado.[...]”

Hay *et al.* (2002, p. 746).

Es interesante que, por tanto, sugieran que la dispersión de las plantas C_4 habría alterado los sistemas climáticos y erosivos, siendo estos cambios los responsables de las aparentes contradicciones entre datos respaldando el alzamiento y otros reportando grandes elevaciones durante el pasado. Por su parte, Molnar (2004) revisa y afirma que existe un incremento disperso en las tasas de sedimentación entorno a los *ca.* 15 Ma, coincidiendo con datos de isótopos de oxígeno en foraminíferos bentónicos que implican enfriamiento en latitudes altas. Wan *et al.* (2009) reportan, a partir de perforaciones en el Mar del Sur de China realizadas por el Programa mundial de Perforación de los Océanos (*Ocean Drilling Program*, ODP). una

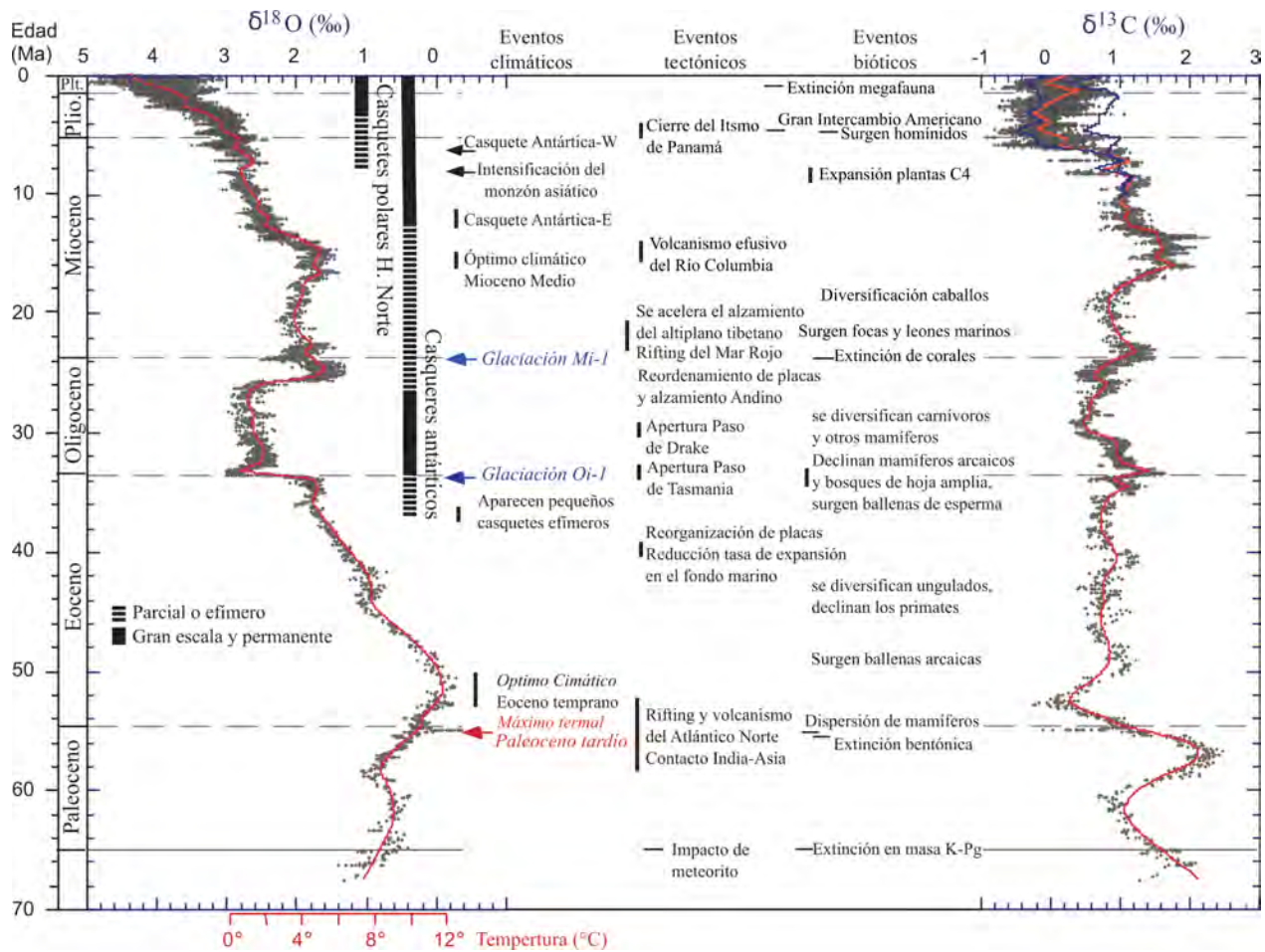


Figura 6.2: Curvas de $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ para todo el Cenozoico, con grandes eventos climáticos, tectónicos y bióticos asociados. Modificado de Zachos *et al.* (2001).

“erosión y meteorización *extrema*” durante el OCMM. A partir de dos sitios calculan, para el periodo 17.2–15 Ma, tasas promedio de erosión entorno a 3.5 g/cm²/ka, que serían tres a cuatro veces más altas que las tasas antes y después, dentro del Mioceno.

En resumen, para el mismo periodo en que se habría depositado al Formación Camacho, acorde a la geocronología establecida en el Capítulo 5, a nivel global ocurrieron grandes aumentos eustáticos, imperó un clima considerablemente más cálido que el actual (*ca.* 4°C mayor) y las tasas de denudación y aporte continental habrían sido significativamente altas.

6.1.2. Eventos geológicos regionales durante el Neógeno

Ya se expuso la naturaleza litológica (Capítulo 3 y 4), la geocronología (5) y los mayores eventos de gran escala imperantes durante la depositación de la Formación Camacho (Sección anterior). ¿Qué ocurre a escala regional?, ¿Cómo era el esquema geotectónico continental y qué otros registros similares a la unidad en estudio se han descrito?

Dada la similitud litológica, bioestratigráfica y geocronológica, la correlación de la Formación Camacho con otras unidades que representan el Mar Entrerriense en el borde Atlántico Sur es totalmente acertada. Considerando dichas unidades, la distribución de la Transgresión Entrerriense dentro del continente está delimitada principalmente por: las exposiciones de la Formación Puerto Madryn en Patagonia Argentina –Cuenca Península de Valdés–; por la Formación Paraná en las provincias de Entre Ríos y Corrientes –Cuenca Chaco–Paraná–; y por las equivalencias de la Formación Paraná en subsuelo de las provincias de Buenos Aires –cuencas Salado, Colorado y Macachín– y Río Negro –cuencas Colorado y Macachín– (Marrengó, 2015).

A nivel sudamericano, las formaciones mencionadas anteriormente no son las únicas unidades del Mioceno Medio–Superior con depósitos marinos: los bordes suroriental, oriental y nororiental de Brasil tienen registros tanto en continente (Formación Pirabas, 16.0–17,3 Ma mediante ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr en pectínidos; Martínez *et al.*, 2017) como en subsuperficie (*e.g.* Anjos–Zerfass *et al.*, 2014); en el margen suroccidental o Pacífico, donde se hallan depósitos marinos en dicho rango temporal desde Chiloé (42°–44° Latitud Sur), la Formación Ranquil en la Cuenca de Arauco (36°–38° Latitud Sur), la Formación Navidad en la cuenca homónima de Chile Central (34° Latitud Sur), hasta la Formación Bahía Inglesa en el Norte Chico (26°45′–28° Latitud Sur) (Nielsen y Glodny, 2006; Gutiérrez *et al.*, 2013; Le Roux *et al.* 2006; Charrier *et al.*, 2007; Le Roux *et al.*, 2016); y la Formación Pisco, en la localidad homónima del sur de Perú, que se ha correlacionado continuamente con la Formación Bahía Inglesa en el norte de Chile (*e.g.* Ehret *et al.*, 2012).

A su vez, en el registro sudamericano existen depósitos marinos que representan los pulsos transgresivos previos (Mar Patagónico en el borde suroriental o Atlántico) y posteriores. El mejor ejemplo del evento transgresivo previo se halla en la zona más meridional de la Cuenca de Magallanes–Austral, que tiene en Tierra del Fuego un continuo de sedimentos marinos desde el Cretácico hasta el Mioceno Inferior. Además, en casi toda su extensión, inclusive el margen occidental al pie de los Andes Patagónicos, tiene unidades que representan la transgresión acaecida entre los 23 a 17 Ma (Parras *et al.*, 2008; Parras *et al.*, 2012; Cuitiño *et al.*, 2012; Cuitiño *et al.*, 2015a, 2015b; referencias en estos). Para el margen Pacífico, la existencia de unidades marinas posteriores al evento equivalente al Mar Entrerriense está expresado en la Formación Coquimbo, del centro norte de Chile (30° Latitud Sur) y con una edad Mioceno

tardío–Plioceno (Le Roux *et al.* 2006; Charrier *et al.*, 2007). En el continente, la Formación Yecua del sur de Bolivia (*e.g.* Hulka *et al.*, 2006; Marengo, 2015). En la cuenca del Amazonas también existen depósitos marinos, representados por la Formación Solimoes de la Amazonía brasileña (Räsänen *et al.*, 1995). La región del Mar Caribe y el borde occidental de Colombia registran otras unidades marinas, coetáneas a la Transgresión Patagónica (Marengo, 2015). La Figura 6.3 resume las ubicaciones generales de todas las cuencas mencionadas, así como la hipótesis sobre el “Brazo del Tetis” –*Arm of the Tethys*–, una conexión intracontinental del mar somero desarrollado en el Mioceno Inferior. El mismo autor de la figura, en el marco del estudio bioestratigráfico con foraminíferos, descarta tajantemente esta idea, al observar que la ocurrencia de taxos netamente marinos dentro de la Formación Paraná decrece paulatinamente hacia el norte y noroeste argentino, hecho que refleja una discontinuidad del ambiente marino continente adentro.

En resumen, la Formación Camacho dentro del contexto regional representa la Transgresión

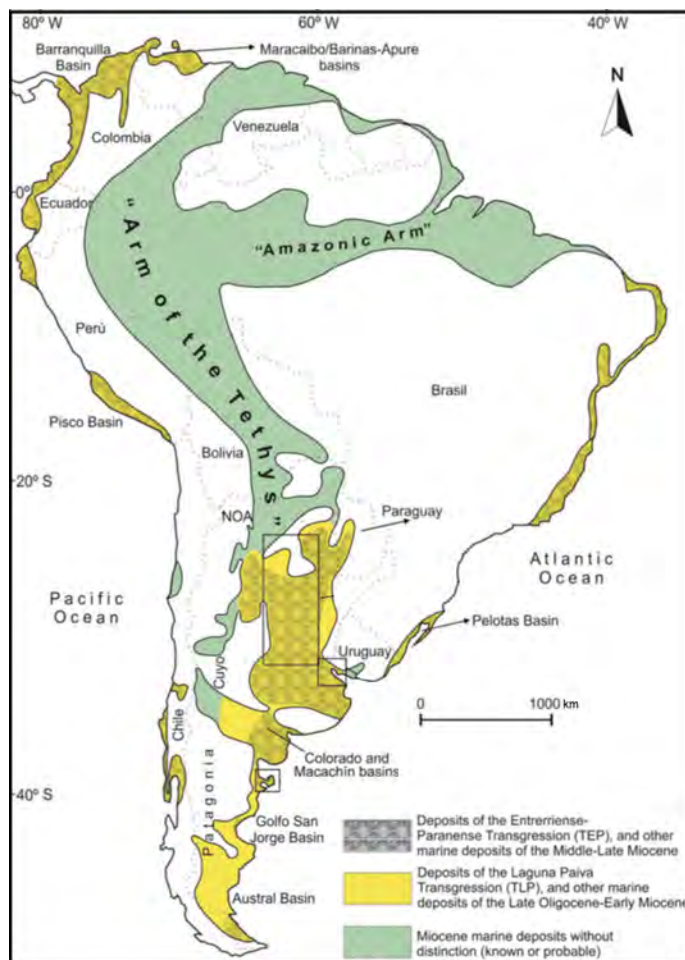


Figura 6.3: Ubicación de zonas con depósitos marinos neógenos dentro de las cuencas sedimentarias sudamericanas. La zona achurada corresponde a la depósitos de la Transgresión Enterrriense–Paranense; la zona amarilla corresponde a la Transgresión Laguna Paiva o Mar Patagónico; a zona verde rpresenta depósitos marinos miocenos sin distinción, conocidos o probables. Modificado de Marengo (2015).

o Mar Enterrriense en el registro continental uruguayo, y tiene múltiples equivalentes o correlatos tanto en el margen atlántico como pacífico del continente sudamericano. así pues, la transgresión coincide con un ciclo eustático de primer orden a nivel global. El estadio alto

del nivel del mar en el Mioceno Medio a Superior generó, por tanto, rocas sedimentarias en gran parte del la región continental.

6.2. Sobre el área fuente de los sedimentos siliciclásticos y el control tectónico

Del Capítulo 4 se desprendió que en la Formación Camacho la composición dominante de las muestras de areniscas analizadas mediante petrografía sedimentaria corresponde a litarenitas o litarenitas feldespáticas, *sensu* Folk (1980). A su vez, los diagramas de discriminación tectónica y proveniencia sedimentaria expuestos indican, a modo general, un área fuente de orógeno reciclado. En el Capítulo 3 se destacó que, a nivel de campo, las paleocorrientes indican un eje depositacional desde el noroeste. El hallazgo de circones detríticos del Devónico Superior y Pérmico medio claramente no acota significativamente una edad absoluta de la formación, pero sí puede dar excelentes pistas sobre la proveniencia sedimentaria pues, ¿De dónde vienen dichos cristales?. En el Capítulo 2, específicamente en la Sección 2.1.2, se expuso que dentro del registro uruguayo se han reportado, a la fecha, exclusivamente rocas félsicas volcanoclásticas de edad pérmica (formaciones Yaguarí y Mangrullo, Rocha–Campos *et al.*, 2006), vinculadas a una fuente andina. Más aún, en las proximidades de la región (territorio uruguayo; provincias argentinas de Entre Ríos, Corrientes, Buenos Aires) no existen reportes de rocas con esos fechados y características.

A partir de las relaciones estratigráficas se conoce que la Formación Camacho puede estar apoyada en discordancia sobre el basamento metamórfico, que no presenta rasgos de gran horizontalidad en dicho contacto. Sin embargo, la discordancia erosiva entre Formación Fray Bentos y Formación Camacho aparenta estar dispuesta en forma subhorizontal, casi como una paraconformidad. Esto sería evidencia de un depósito que tiene leves rasgos erosivos en la base, preservando en parte la paleotopografía si el nivel subyacente es más competente. Si bien las tasas de depositación son pequeñas en el continente, al revisar las correlaciones con las cuencas *Offshore*, con espesores dos órdenes de magnitud mayores en el mismo lapso, queda claro que la tasa es mucho mayor de lo que aparenta el registro continental, y que habría habido un reciclaje muy importante de los depósitos antes de acabar en la actual plataforma sudamericana. Para el Mioceno Medio a Superior, la paleotopografía es, por tanto, configurada por un mar somero de corrientes intensas en sentido noroeste–sureste, con reciclaje continuo y restringido hacia el noreste y este por el basamento alzado.

Bajo las ideas planteadas, se considera que el área fuente o de aporte principal tiene que ser el profrente cordillerano Andino, probablemente y, dada su proximidad, en el borde oriental de la Cordillera Frontal, donde sí se exponen rocas de las composiciones y edades asociadas a los circones. Rocher *et al.* (2015) exponen de forma acabada y extensa la ocurrencia del Grupo Choiyoi en la Cordillera Frontal de Calingasta, dentro de la provincia argentina de San Juan. La zona de estudio de dicho trabajo se ubica, justamente, *ca.* 1000 km al oeste–noroeste de las localidades revisadas en el presente trabajo. Pero es de especial significación que la unidad en cuestión, el Grupo Choiyoi, comprende un área mucho más amplia hacia el norte, siempre con composición ácida tanto en los cuerpos subvolcánicos riolíticos como en las extrusiones e ignimbritas. La Figura 6.4 presenta la extensión superficial y rocas del citado estudio. Considerando que los granos se hallaron en una litofacies correspondiente a tobas

de caída (Vln), el transporte de los circones datados se debe haberse dado por los vientos latitudinales que transportaron la ceniza hasta la cuenca de Formación Camacho.

La hipótesis de un área fuente andina responde adecuadamente a las paleocorrientes, diagramas de proveniencia sedimentaria, tasas de aporte y, si bien estadísticamente desestimable, a la presencia de circones detríticos aciculares con edad pérmica y devónica, que reflejan aloctonía. Si bien la distancia actual a la posible área fuente es considerable, comprender el contexto tectónico imperante al momento de la depositación de la Formación Camacho será clave para comprender la configuración paleogeográfica.

6.2.1. Configuración tectono–estructural regional

El desarrollo de los Andes Centrales tiene acabados estudios a lo largo de su amplia extensión. Gran parte de los trabajos de investigación se han concentrado de los mecanismos de alzamiento, deformación y erosión que permitieron tener un relieve de casi 7000 m sobre el nivel del mar. Dentro de las revisiones más acabadas se encuentra el Capítulo 3 del libro *Geology of Chile* (Geología de Chile), autoría de Charrier *et al.* (2007). Evidentemente, no es el único trabajo al respecto y en el pasar de la última década se han generado cuantiosos avances en el marco teórico y conceptual de la temática. Sin embargo, muchas de las ideas prevalecen, como la explicación del proceso orogénico en un gran ciclo, denominado Andino.

El Ciclo Andino

El Ciclo Andino es el último de cinco grandes periodos con registro de historia geológica en el margen suroccidental del continente sudamericano. Comienza a fines del Jurásico Superior tardío con la reactivación de la subducción con vergencia este y continúa hasta la actualidad. A partir de importantes eventos tectónicos deformacionales se separó en tres etapas, cada una de ellas subdividida en dos subetapas. Este ciclo es el responsable de esculpir el relieve tal como se aprecia en la actualidad y del desarrollo de gigantescos yacimientos minerales a lo largo del margen, con importancia a nivel global.

Primera Etapa. comienza en el Jurásico Inferior con el reinicio de la subducción a lo largo del margen continental y concluyó con un evento de deformación generalizado en el Cretácico Inferior tardío. En detalle, se extiende desde el Pliensbachiano al Albiano. Primera subetapa: Se desarrolló desde el Pliensbachiano al Kimmeridgiano (Jurásico), donde el régimen tectónico imperante se caracteriza por una extensión generalizada del margen continental. La principal característica paleogeográfica es el desarrollo de un arco magmático y una cuenca de trasarco al oriente del primero. En este período se reconocen ciclos de transgresión–regresión atribuidos a efectos tectónicos más que a cambios eustáticos. Históricamente la evolución estratigráfica se apoyó fuertemente en el conocimiento de la bioestratigrafía de ammonites. Segunda subetapa: El paso en el Jurásico Superior a un predominante ambiente continental marca el fin de la primera subetapa y el inicio de la segunda subetapa. En ésta, hay un registro importante de depósitos detríticos continentales rojos, evidencia de volcanismo de trasarco y subsidencia tectónica. Esta condición es ubicua en los Andes Centrales y del Sur. Sin

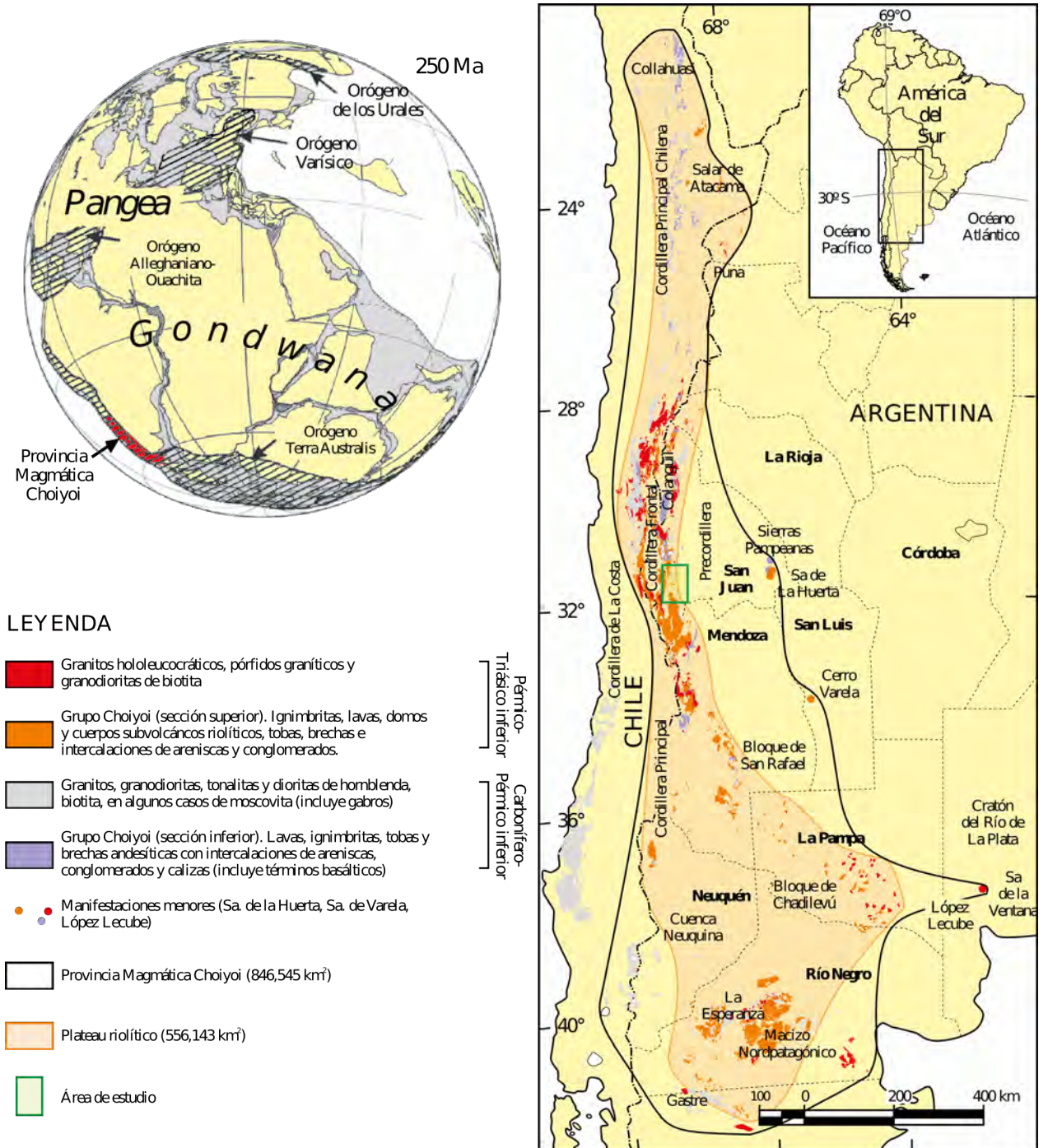


Figura 6.4: Ubicación del Grupo Choiyoi en la Cordillera Frontal de Chile y Argentina. Extraído de Rocher *et al.* (2015).

embargo, la Cuenca de Magallanes–Austral continúa con un registro diferente, netamente marino profundo y con influencia de la apertura de una gigantesca cuenca de rift denominada “Cuenca de Rocas Verdes”, cuyos afloramientos presentan clásicos rasgos de corteza oceánica (complejos ofiolíticos). La segunda subetapa termina con evento de deformación que da paso a la siguiente etapa.

Segunda Etapa. Comenzó a continuación del evento generalizado de deformación en el Cretácico Inferior tardío denominado *Fase Peruana*, que cerró la Primera Etapa. Concluye con otro evento de deformación generalizado en el Eoceno Medio, denominado *Fase Incaica*. En el Cretácico Inferior tardío y Cretácico Superior se produjo un cambio importante en la dinámica de las placas litosféricas. Este cambio se puede relacionar con las etapas de muy rápida generación de corteza oceánica, tanto en el proto–Pacífico como el proto–Atlántico, polaridad normal prolongada en el Cretácico Superior. Lo anterior podría haber producido una disminución en el ángulo de inclinación del plano de subducción, dando lugar a una subducción más cercana al tipo *Chileno*. Este cambio geodinámico mayo habría causado en el margen continental la regresión y emersión de la cuenca de trasarco; el alzamiento, deformación (inversión de la cuenca de trasarco) y erosión (*Fase Peruana*; y engrosamiento cortical. Hay un cambio paleogeográfico mayor, es decir, una nueva organización paleogeográfica, dada porque el arco magmático se desplazó hacia el este, se formó una cuenca de antepaís de retroarco continental y se formó un dominio de antearco más ancho que en la etapa precedente. Primera subetapa: Acontece desde el Cretácico Inferior tardío al Cretácico Superior. En el lapso ocurre un evento correspondiente a una extensión generalizada donde, probablemente, se produjeron dos pulsos extensionales: al inicio del ciclo y a los 80 Ma. El límite Cretácico–Paleógeno queda marcado por una discordancia erosiva en el contexto de la fase *K-T* de tectónica compresiva. Segunda subetapa: Acontece desde el Paleogeno Inferior, con el desarrollo de una cuenca de intraarco generalizada a lo largo del margen continental. Cierra la subetapa un nuevo evento deformacional en el Eoceno Medio, la fase *Incaica* (ca. 43 Ma).

Tercera Etapa. La etapa final del ciclo comienza tras la fase *Incaica* y continúa hasta la actualidad. Las dos subetapas que la componen están delimitadas por otro pulso deformacional compresivo durante el Neógeno, la fase *Pehuenche* (24–16 Ma). En cuanto a tectónica y geomorfología, hay una serie de eventos determinantes para y durante la evolución de esta etapa: Se formó la proto–Cordillera Incaica (fase *Incaica*: Eoceno Medio), se produjo el mayor alzamiento andino, se individualizaron las unidades morfoestructurales y se configuró el relieve actual. En cuanto a magmatismo y metalogénesis, se puede destacar que se inició el denominado Volcanismo Andino Joven y se formaron los yacimientos gigantes de pórfidos y los yacimientos epitermales. Es importante considerar que los cambios fueron variados de norte a sur, lo cual a lugar a las formas actuales. Se resalta, por tanto, que la primera subetapa queda enmarcada en el relieve Incaico (Cordillera u alto topográfico significativo del periodo) en los Andes Centrales. Finalmente, en la segunda subetapa ocurren un conjunto de eventos geológicos que moldean el paisaje: Alzamiento, volcanismo, erosión, basculamiento, peneplanización e incisión fluvial. Todos fenómenos que contribuyeron al desarrollo de las geoformas de primer orden que se observan en los Andes Centrales actuales.

EDAD	ERA	PERIODO	EVOLUCIÓN SUPERCONTINENTE	CICLO TECTÓNICO	ETAPA	SUBETAPA	EVENTOS TECTÓNICOS
10	CENOZOICO	NEOGENO	DESMEMBRAMIENTO CONTINENTAL	ANDINO	TERCERA	SEGUNDA	↔ ↔
		PRIMERA				→ ←	
50	PALEOGENO	CRETACICO			SEGUNDA	SEGUNDA	↔ ↔
						PRIMERA	→ ←
100	CENOZOICO	JURASICO			PRIMERA	SEGUNDA	↔ ↔
						PRIMERA	→ ←
150	MESOZOICO	JURASICO			PRIMERA	SEGUNDA	↔ ↔
						PRIMERA	→ ←

Figura 6.5: Esquema de la evolución tectónica del Ciclo Andino y sus respectivas etapas. Flechas hacia adentro representan régimen compresivo. Flechas divergentes representan régimen extensivo. Modificado de Charrier *et al.* (2007).

Para los Andes Centrales, una revisión más reciente hecha por Giambiagi *et al.* (2016) plantea las siguientes características:

“[...] El segmento entre los 32° y 36°S está relacionado con el sistema de subducción Chileno. A estas latitudes, los diferentes ángulos de subducción determinan claramente dos segmentos. Al norte de los 33°S se desarrolla la subducción plana *Pampeana*, con una losa buzando <5°. Al sur de los 34°S, la losa tiene un buzamiento “normal” de *ca.* 30°. Existiría una zona transicional, entre los 33° y 34°S. En este sector del orógeno se hospedan importantes variaciones a lo largo del rumbo respecto al alzamiento topográfico, elevación estructural, tasa y cantidad de acortamiento y geometría de la raíz cortical. En el segmento con subducción plana el orógeno se caracteriza por una gran elevación (en promedio, 4.5 km), varias provincias tectónicas y la ausencia de volcanismo activo. La deformación y alzamiento avanzaron hacia el este, en conjunto con la actividad relacionada al arco magmático, generando un alzamiento secuencial de la Cordillera Principal (20 y *ca.* 8 Ma), la Cordillera Frontal (12 Ma y 5 Ma), la Precordillera (<10 Ma) y las Sierras Pampeanas (<5 Ma). La actividad magmática también migró hacia el este, con expresiones del arco enfocadas en la Faja Plegada y Corrida La Ramada y Aconcagua, antes de los 10–8 Ma y apagando el dominio Andino para los *ca.* 5–3 Ma. Desde los *ca.* 7 Ma, la actividad magmática se inicia en las Sierras Pampeanas.[...]”

Giambiagi *et al.* (2016, p. 94).

Es decir, a la misma latitud de las rocas estudiadas y en el mismo momento de su deposición, el régimen deformacional del sistema Andino generó grandes alzamientos, amplia actividad magmática y una tendencia migratoria hacia el este del arco magmático. Este estado de esfuerzos tiene que haber controlado, en parte, la extensión de las transgresiones atlánticas neógenas, permitiendo una subsidencia flexural compensatoria que generase espacio de acomodación al este del frente deformativo. La hipótesis no es nueva, pues había sido mencionada en Morales *et al.* (2017) como una posibilidad de explicar sendos registros neógenos en la Cuenca Punta del Este.

Configuración estructural de la zona de estudio queda sujeta entonces a este posible régimen subsidente. Pero, ¿existen estructuras principales reconocibles en la zona de estudio?, ¿Cuanto duró dicha actividad, o resulta ser un tectonismo “activo”, en el sentido de que no ha finalizado?

Clásicamente, las cuencas *offshore* Salado, Santa Lucía y Punta del Este se han separado por un alto, que en continente se denomina Martín García y en la plataforma es llamado La Plata, ambos en la traza de la Zona de Transferencia Salado (Figura 2.3). El eje de dicho lineamiento es oeste–noroeste. Si se considera la posición de la localidad Punta Gorda, justo en el borde oriental del lineamiento, se resalta de inmediato que existe una diferencia topográfica importante respecto al borde occidental, en la ribera argentina del Río Uruguay. Al oeste del mismo, las cotas no superan los 10 m relativos al curso actual. En la ribera este, además de existir un escarpe costero, el desnivel llega hasta casi los 30 m. Esto es una evidencia de primer orden de un control estructural, donde el bloque colgante –el oriental–, se haya alzado respecto al bloque adyacente –occidental–. La dinámica no implica un fallamiento inverso, sino más bien, un fallamiento normal con componente rotacional, similar a

un hemigraben. La duda recae en la actividad del mismo. Con la información actual respecto a las relaciones de contacto, profundización de la cuenca hacia el sureste y subsidencia de niveles coetáneos en el otro extremo del territorio (*e.g.* niveles de Formación Camacho a -120 m en la Perforación Chuy N°364), se sugiere que al menos hasta finales del Pleistoceno, la dinámica estructural se mantuvo activa. La cota temporal superior se plantea en base a las unidades más jóvenes registradas en las perforaciones de la Cuenca Laguna Merín, como las registradas en el Pozo Chuy N°364 (formaciones pleistocénicas Libertad, Chuy y Dolores, *sensu* Antón y Armstrong, 1973; *en* Sprechmann, 1978).

6.3. Implicancias regionales y locales

A partir de todos los datos expuestos en el presente trabajo y las discusiones asociadas, se concibe un incipiente cambio de paradigma en la duración de los eventos transgresivos atlánticos. Las secciones clásicamente estudiadas en superficie pueden arrojar más información de la dinámica depositacional, régimen estructural y características del área fuente, respecto a lo previamente descrito. El reconocimiento de la Transgresión Patagónica en el subsuelo de la Provincia de Buenos Aires por Marengo (2015) es un buen ejemplo de que las revisiones en detalle de unidades sedimentarias neógenas puede aún realizar descubrimientos de importancia local y regional.

La Formación Camacho, en sus características litológicas y paleogeográficas, dista mucho de la actual pluma de sedimento del Río Uruguay el Estuario del Río de la Plata. La paleoplataforma atlántica, si bien somera, había sido netamente marina, con extensas zonas susceptibles a tormentas y un cuantioso aporte sedimentario andino, debido a que la extensión del Mar Entrerriense habría abarcado zonas próximas al frente cordillerano, hacia el noroeste. En comparación con la actual plataforma, la paleogeografía se diferencia en aspectos sedimentarios, pero no necesariamente batimétricos. Se concibe como buen análogo el Mar del Norte próximo al Canal de la Mancha, dadas las condiciones de profundidad, generalmente muy bajas en la zonas distales, la gran influencia mareal en el borde costero y un subyacente basamento antiguo que determina exposiciones subaéreas de bajo relieve.

Respecto al conocimiento del registro geológico uruguayo, el estudio provee un nuevo marco contextual de la Formación Camacho, con sugerencias del área fuente, de la edad absoluta y de los procesos diagenéticos que ocurrieron durante el enterramiento. Se propone también la disolución de los miembros descritos en Martínez (1994) y Perea y Martínez (2004), sobre la base de gran variación lateral y vertical en espesores de pocos metros, así como un patrón más intrincado de litofacies. Se considera también, para futuros estudios, más representativas la secciones de Estancia Anchorena y Cerro Bautista, a modo de hipoestratotipos y sin la diferenciación dicotómica.

A escala regional, se revalida la correlación con la base y techo en subsuperficie de la Formación Paraná. Respecto a dicha formación en superficie, equivaldría al techo de la Formación Camacho. De igual forma, se plantea la equivalencia geocronológica del techo con la Formación Puerto Madryn en Patagonia.

6.3.1. Futuros trabajos y recomendaciones

Existen puntos a complementar para que el estudio tenga mayor representatividad y validez estadística dentro de la unidad. Entre los puntos más importantes y derivables en futuros trabajos, se resalta que:

- Se cuenta con acotados parámetros de la fuente. Para la proveniencia sedimentaria se necesitan otros estudios complementarios, como geoquímica de roca total en areniscas, geoquímica de arcillas, análisis de εNd , entre otros. Contar con dicha información permitiría una inferencia más correcta y precisa de las posibles áreas fuente.
- En conjunción con el punto anterior, para fortalecer el análisis de proveniencia, se requieren más análisis U–Pb en circones detríticos, que cumplan al menos con el criterio mínimo de Vermeesch (2004), en distintas localidades y niveles de la Formación Camacho. Solo se cuenta con análisis de 6 granos en una muestra. Tal vez es necesario revisar litofacies más finas, considerando que en las cuatro muestras donde no se hallaron circones la roca tenía granulometría predominante mayor a arena media.
- Los datos geocronológicos son todavía dispersos y exclusivos de cuatro localidades. Existe la necesidad de contar con otros estudios quimioestratigráficos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ sistemáticos y en otros sitios, especialmente en perforaciones con buen control litológico. Idealmente éstas tendrían que comenzar en una cota considerable sobre el nivel del mar, intentando que abarquen toda la unidad y que preserven el contacto con las unidades sub- y sobreyacentes.
- No se cuenta con análisis de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en un mayor número de pectínidos de la Formación Camacho. Éstos permitirían la comparación directa, sin la divergencia generada entre ejemplares de distintos taxa, con los fechados en *Aequipecten paranensis* de las formaciones correlativas (*e.g.* Paraná y Puerto Madryn).

En base a las ideas expresadas anteriormente, se recomienda: realizar otros estudios complementarios de proveniencia sedimentaria; llevar a cabo otros análisis U–Pb en circones detríticos de en distintas localidades y niveles, muestreando litofacies más finas que arena gruesa; realizar otros estudios quimioestratigráficos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, idealmente en perforaciones que abarquen toda la unidad y que preserven el contacto con las unidades subyacentes; y se estima importante contar con análisis adicionales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en pectínidos de la Formación Camacho, idealmente *Aequipecten paranensis*, que permitirían comparar con fechados en esta y otras unidades correlacionadas.

Conclusiones

A partir de los datos expuestos y analizados, se concluye lo siguiente:

Se realizó la estratigrafía de 12 localidades clásicas de la Formación Camacho en los departamentos de San José y Colonia, a saber: Punta San Gregorio, Puerto Arazatí, Bahía de Colonia, Cantera Geymonat, Brisas del Plata, San Pedro, La Negra, Estancia Anchorena, Cantera Camacho (localidad tipo), kilómetro 87.8 de la Ruta Nacional 21, Cerro Bautista y Punta Gorda.

Acorde a la estratigrafía relevada, la Formación Camacho corresponde a una unidad sedimentaria marina que representa una plataforma siliciclástica somera y dominada por oleaje. Cuenta con variaciones de profundidad y hacia el techo migra a un régimen progradante con somerización paulatina, que finalmente de paso a un régimen estuarino con influencia mareal y subambientes deltaicos. El análisis de facies sugiere un complejo arreglo, donde se identificaron 31 litofacies, asociadas en configuraciones variables tanto lateral como verticalmente. 11 datos de paleocorrientes sugieren un régimen con aporte principalmente en sentido NW a SE.

La unidad configura una parasecuencia en donde en la base se identificó una discordancia subaérea o la superficie normal regresiva del inicio de un Cortejo de Sistema Transgresivo. El techo presenta una superficie de erosión marina, que habría desarrollado sustrato firme, acotando la parasecuencia y dando paso a un Cortejo de Alto Nivel. La suprayacente Formación Raigón correspondería a otra parasecuencia más reciente.

La petrografía sedimentaria de 20 muestras de areniscas en la Formación Camacho evidencia un dominio de litarenitas y litarenitas feldespáticas, inmaduras textural y composicionalmente, con abundantes texturas diagenéticas en cementos carbonáticos. Estos reflejan variaciones en la composición de los fluidos circundantes, desde la zona vadosa a la freática marina. También se observan texturas diagenéticas en fósiles de la formación.

A partir de los conteos modales en las muestras de areniscas y los diagramas de proveniencia sedimentaria para petrografía, se infiere que el área fuente de la Formación Camacho corresponde a al campo tectónico de Orógeno reciclado. De 6 análisis U/Pb de circones detríticos, dos granos sugieren que la fuente tiene rocas con edad Devónico Superior y Pérmico medio. En ejemplares de ostreidos de 4 localidades –Puerto Arazatí, Cantera Geymonat, Cerro Bautista y Punta Gorda– y braquiópodos de una localidad –Cerro Bautista– se realizaron 43 análisis geoquímicos y de razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y 30 análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$. Se descartaron 13 muestras mediante criterios geoquímicos, texturales y estratigráficos. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ están perturbados por procesos diagenéticos y por el factor vital, reflejando valores más negativos de los esperados. A partir de los valores de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se calcularon edades geocronológicas utilizando la curva empírica LOWESS v.5. Los fechados obtenidos se agruparon en tres conjuntos: 19.00–17.55 Ma (Puerto Arazatí, $n = 2$); 15.20–13.15 Ma (Punta

Gorda y base de Cantera Geymonat, $n = 9$); 11.15–9.70 Ma (Techo de Cantera Geymonat y nivel superior de Cerro Bautista, $n = 12$). Acorde a la posición estratigráfica y vínculo con la bioestratigrafía de mamíferos fósiles, se descartó el primer conjunto. Se sugiere que la Formación Camacho preserva eventos discontinuos y diacrónicos ocurridos entre los 15.2 Ma (Langhiano) y los 9.00 Ma (Tortoniano). El primer conjunto de datos tiene correlato con la bioestratigrafía de foraminíferos expuesta por Anjos–Zerfass *et al.*, (2014) y Marengo (2015), mientras el segundo es próximo a la base de la Edad Mamífero Huayqueriense, propuesta para una biozona de asociación por Perea (2005).

A partir del rango geocronológico, se revalida la correlación de la Formación Camacho con la Transgresión Entrerriense, ocurrida en un momento de estadio alto del nivel del mar durante el Mioceno Medio–Superior, acorde a la curva de variaciones eustáticas de Miller *et al.* (2005).

Tomando en cuenta la edad, paleocorrientes, campos de proveniencia sedimentaria, tasas de sedimentación continental y *offshore*, y los circones detríticos hallados en la Formación Camacho, el área fuente o de aporte principal correspondería al borde oriental de la proto–Cordillera Frontal Andina. Los fechados posicionan la depositación en plena Fase Quechua de deformación cortical compresiva, dentro de la Tercera Etapa del Ciclo Andino. La migración hacia el este del frente deformacional durante este periodo (Giambiagi *et al.*, 2016) habría generado subsidencia flexural en la plataforma sudamericana, reactivando el lineamiento Martín García–La Plata, prolongación de la Zona de Transferencia Salado, y generando la diferencia topográfica entorno al Río Uruguay donde enmarcan las localidades estudiadas más septentrionales. El efecto tectónico habría generado un comportamiento rotacional, similar a un hemigraben, con vergencia al suroeste, alzando el borde occidental del territorio uruguayo y generando espacio de acomodación en el sur (cuencas *offshore*) y este del país (Cuenca Pelotas), al menos hasta el Pleistoceno tardío.

Bibliografía

- Aceñolaza, F.G. 2000. La Formación Paraná (Mioceno medio): estratigrafía, distribución regional y unidades equivalentes. En: F.G. Aceñolaza y R. Herbst (Eds.), El Neógeno de Argentina. Serie Correlación Geológica, 14: 9-27.
- Aceñolaza, F.G.; Aceñolaza, G.F. 2000. Trazas fósiles del Terciario Marino de Entre Ríos (Formación Paraná, Mioceno Medio), Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 64: 209-233.
- Adams, A.E.; Mackenzie, W.S.; Guilford, C. 1984. Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope, Longman, Harlow, 1-140.
- Almeida, F.F.M. 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. Revista Brasileira de Geociencias, 1(1): 13-21.
- Almeida, F.F.M.; Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawshita, K. 1976. The Upper Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin south of the Amazon River. *En*: The Ocean Basins and Margins, Volume 1: The South Atlantic, Nairn, A.E. y Stehli, F.G. (Eds.), Plenum. Publ. Co., 11: 411-446.
- Almeida, F.F.M.; Hasuy, Y.; Brito Neves, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America, Boletim Instituto Geociencias, Universidade de Sao Paulo, 7: 45-80.
- Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Actas de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba, 6: 1-1027.
- ANCAP. 2014. Uruguay, margen continental. Programa oceanográfico de caracterización del margen continental uruguayo, ANCAP y Facultad de Ciencias, Montevideo, 381p.
- Anjos-Zerfass, G.; Chemale Jr., F.; Veloso, C.A.; Badaraco, K.; Kawashita, K. 2014. Strontium isotope stratigraphy of the Pelotas Basin. Brazilian Journal of Geology, 44(1): 23-38.
- Antón, D., Armstrong, E. 1973. Informe interino. Programa de Estudio y Levantamiento de Suelos. Montevideo, Uruguay. 12pp.
- Antón, D., Goso, H. 1974. Estado actual de los conocimientos sobre el Cuaternario en el Uruguay. Informe interno, Ministerio de Agricultura y Pesca, Programa de Estudio y Levantamiento de Suelos. Montevideo, Uruguay, 1-12.
- Banco Central del Uruguay. 2017. Intercambio comercial de mercancías, abril 2017, Informe mensual en línea, 20p. <http://www.bcu.gub.uy/Estadisticas-e-Indicadores/Paginas/Intercambio-Comercial-.aspx>
- Boggs, S. 2006. Principles of Sedimentology and Stratigraphy, 4^{ta} edición, Pearson Prentice Hall, California University, 662p.

- Bossi, J. 1966. Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 1-469.
- Bossi, J. 2002. Neoproterozoico–Cámbrico en Uruguay: Cinturón Dom Feliciano vs Terreno Cuchilla Dionisio. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, III Época, Montevideo, 9: 3-28.
- Bossi, J.; Gaucher, C. 2014. Estratigrafía del Predevónico del Uruguay. *En: Geología del Uruguay - Tomo 1: Predevónico*, Bossi, J. y Gaucher, C. (Eds.), Universidad de la República, Montevideo, 19-42.
- Bossi, J.; Ferrando, L. 2001. Carta Geológica del Uruguay versión digital, Escala 1/500.000. Eds. Geoeditores.
- Bossi, J.; Ferrando, L.A.; Fernández, A.N.; Elizalde, G.; Morales, H.; Ledesma, J.J.; Carballo, E.; Medina, E.; Ford, I.; Montaña, J.R. 1975. Carta geológica del Uruguay, Escala 1:1.000.000. Dir. Suelos y Fertilizantes, M.A.P., Montevideo, 1-32.
- Bossi, J.; Ferrando, L. A.; Montaña, J.; Campal, N.; Morales, H.; Gancio, F.; Schipilov, A.; Piñeyro, D.; Sprechmann, P. 1998. Carta Geológica del Uruguay, Escala 1/ 500.000. Geoeditores SRL., Memoria Explicativa, 1-145.
- Bossi, J.; Navarro, R. 1991. Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 1-970.
- Bossi, J.; Ortiz, A.; Perea, D. 2009. Pliocene to middle Pleistocene in Uruguay: a model of climate evolution. *Quaternary International*, 210: 37–43.
- Bostelmann, E., Carlini, A.A. 2010. A review of the Miocene record of Pamphateriidae (Mammalia, Xenarthra) from Uruguay. *Actas del X Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y VII Congreso Latinoamericano de Paleontología*, La Plata, Argentina: 138–139.
- Brand, U. 1991. Strontium isotope diagenesis of biogenic aragonite and low-Mg calcite, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 505-513.
- Buatois, L., Mángano, M.G. 2011. *Ichnology, Organism-substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press, Cambridge, 358 pp.
- Burke, W.H.; Denison, R.E.; Hetherington, E.A.; Koepnick, R.B.; Nelson, H.F.; Otto, J.B. 1982. Variation of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10: 516-519.
- Caorsi, J. 1957. Carta Geológica del Uruguay, Escala 1/500.000. Instituto Geológico del Uruguay, 1 mapa.
- Caorsi, J.H.; Goñi, J.C. 1958. Geología uruguaya. *Boletín del Instituto Geológico de Uruguay*, 37: 1-73.
- Cardozo, N.; Allmendinger, R.W. 2013. Spherical projections with OSXStereonet: Computers and Geosciences, 51(0=): 193-205. doi: 10.1016/j.cageo.2012.07.021
- Carpenter, S.J.; Lohmann, K.C. 1995. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of modern brachiopod shells. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(18): 3749-3764.
- Catuneanu, O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls, *Journal of African Earth Sciences*, 35(1): 1-43.

- Catuneanu, O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy, Elsevier, Nueva York, 1-387.
- Charrier, R.; Pinto, L.; Rodríguez, M.P. 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. *En: Geology of Chile, capítulo 3*. Gibbons, W.; Moreno, T. (Eds.), The Geological Society, London, 21-116.
- Cione, A.L.; Azpelicueta, M.M.; Bond, M.; Carlini, A.A.; Casciotta, J.R.; Cozzuol, M.A.; de la Fuente, M.; Gasparini, Z.; Goin, F.J.; Noriega, J.; Scillato-Yané, G.J.; Soibelzon, L.; Tonni, E.P.; Verzi, D.; Vucetich, M.G. 2000. Miocene vertebrates from Entre Ríos province, eastern Argentina. *En: F.G. Aceñolaza y R. Herbst (Eds.), El Neógeno de Argentina, Serie Correlación Geológica, 14: 191-237*.
- Closs, D.; Madeira, M.L. 1968. Cenozoic Foraminifera from the Chuy drill hole, northern Uruguay. *Ameghiniana, 5(7): 229-246*.
- Cobbold, P.R.; Rosello, E.A.; Roprech, P.; Arriagada, C.; Gómez, L.A.; Cláudio, L. 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. *En: Ries, A.C.; Butler, R.W.H.; Graham, R.H. (Eds.), Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward. Geological Society, London, Special Publications, 272: 321-343*. <https://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.272.01.17>
- Cohen, K.M.; Finney, S.C.; Gibbard, P.L.; Fan, J.-X. 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes, 36: 199-204*.
- Coney, P.J.; Jones, D.L.; Monger, J.W. 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature, 288: 329-332*.
- Copeland, P. 1997. The when and where of the growth of the Himalaya and the Tibetan Plateau. *En: Ruddiman, W.F. (Ed.), Tectonic uplift and climate change. Plenum Press, New York, 20-40*.
- Cramer, B.S., Toggweiler, J.R., Wright, J.D., Katz, M.E., Miller, K.G. 2009. Ocean overturning since the Late Cretaceous: Inferences from a new benthic foraminiferal isotope compilation. *Paleoceanography 24, PA4216*. doi:10.1029/2008PA001683.
- Cuitiño, J.I.; Pimentel, M.M.; Ventura Santos, R.; Scasso, R.A. 2012. High resolution isotopic ages for the “Patagoniense” transgression in southwest Patagonia: stratigraphic implications. *Journal of South American Earth Sciences, 38: 110-122*.
- Cuitiño, J.I.; Scasso, R.A.; Ventura Santos, R.; Mancini, L.H. 2015a. Sr ages for the Chenque Formation in the Comodoro Rivadavia region (Golfo San Jorge Basin, Argentina): Stratigraphic implications. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 22(1): 3-12*.
- Cuitiño, J.I.; Ventura Santos, R.; Alonso, P.J.; Scasso, R.A. 2015b. Sr-stratigraphy and sedimentary evolution of early Miocene marine foreland deposits in the northern Austral (Magallanes) Basin, Argentina. *Andean Geology, 42(3): 364-385*.
- Da Silva, J. 1990. Micropaleontología de la formaciones Camacho, Raigón y Libertad del departamento de San José. 1 Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo, Resúmenes Ampliados, 2: 21-26.
- Dalrymple, R.W.; Zaitlin, B.A.; Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology, 62: 1130-1146*.

- Darwin, C. 1839. Narrative of the surveying voyages of his Majesty's ships, 3. Colburn, Londres, 1-615.
- Darwin, C. 1846. Geological observations on South America, being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the geology of capt. Fitzroy, R.N. during the years 1832-1836. Smith, Elder and Co, London, 1-279.
- Dasch, O.J.; Biscaye P.E. 1971. Isotopic composition of Cretaceous-to-Recent pelagic foraminifera. *Earth and Planetary Science Letters*, 11: 201-204.
- Davis, D.W.; Williams, I.S.; Krogh, T.E. 2003. Historical development of U-Pb geochronology. *En: Hanchar, J.M.; Hoskin, P.W.O. (Eds.), Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 145-181.
- de Santa Ana, H.; Veroslavsky, G.; Martínez, S.; Perea, D.; Ubilla, M. 1988. Estudio estratigráfico preliminar de la secuencia Mio-Pliocena del SW del Uruguay. 6to Panel Geología del Litoral y 1a Reunión Geológica del Uruguay, Salto. *Actas*, 1: 62-67.
- de Santa Ana, H.; Ucha, N. 1994. Exploration perspectives and hydrocarbon potential of the Uruguayan sedimentary basin. División Investigación y Desarrollo, ANCAP. Informe interno, Montevideo, 1-98.
- de Santa Ana, H.; Veroslavsky, G. 2004. La tectosecuencia volcanosedimentaria de la Cuenca Norte del Uruguay. *En: G. Veroslavsky, M. Ubilla y S. Martínez (Eds.), Cuencas sedimentarias de Uruguay, Mesozoico. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo*, 3: 53-76.
- de Santa Ana, H.; Goso, C.; Daners, G. 2004a. Cuenca Norte: Estratigrafía del Carbonífero-Pérmico. *En: G. Veroslavsky, M. Ubilla y S. Martínez (Eds.), Cuencas sedimentarias de Uruguay, Paleozoico. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo*, 5: 147-208.
- de Santa Ana, H.; Veroslavsky, G.; Fulfaro, V.; Rossello, E. 2004b. Cuenca Norte: Evolución tectónica y sedimentaria del Carbonífero-Pérmico. *En: G. Veroslavsky, M. Ubilla y S. Martínez (Eds.), Cuencas sedimentarias de Uruguay, Paleozoico. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo*, 6: 209-256.
- de Santa Ana, H.; Veroslavsky, G.; Morales, E. 2009. Potencial exploratorio del offshore de Uruguay. *Revista de la Industria Petrolera, Cuarta Época*, 12: 48-59.
- del Río, C. J. 1988. Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía de la Formación Puerto Madryn (Mioceno medio). Provincia del Chubut - Argentina. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Buenos Aires*, 40: 231-254.
- del Río, C. J. 1990. Composición, Origen y Significado Paleoclimático de la malacofauna "Entreterriense" (Mioceno medio) de la Argentina. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Buenos Aires*, 42: 205-224.
- del Río, C. J. 1991. Revisión Sistemática de los Bivalvos de la Formación Paraná (Mioceno medio). Provincia de Entre Ríos - Argentina. *Monografías de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Buenos Aires*, 7: 1-93.
- del Río, C. J. (*Ed.*). 1998. Moluscos miocenos marinos de la Argentina y del Uruguay. *Monografías de la Academia Nacional Ciencias de Exactas, Físicas y Naturales de Buenos Aires*, 15: 1-151.
- del Río, C. J. 2004. Tertiary marine Molluscan Assemblages of Eastern Patagonia (Argentina): a biostratigraphic analysis. *Journal of Paleontology*, 78: 1097-1122.

- del Río, C., Martínez, S., McArthur, J., Thirlwall, M., Pérez, L., 2018. Dating late Miocene marine incursions across Argentina and Uruguay with Sr–isotope stratigraphy. *Journal of South American Earth Sciences*, 85, 312–324.
- DePaolo, D.J.; Ingram B. 1985. High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. *Science*, 227: 938-941.
- DePaolo D.J. 1986. Detailed record of the Neogene Sr isotopic evolution of seawater from DSDP Site 590B. *Geology*, 14: 103-106.
- Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40(2): 695-707.
- Dickinson, W.R. 1982. Compositions of sandstones in Circum–Pacific subduction complexes and forearc basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66: 121-137.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *En: Zuffa, G.G. (Ed.) Provenance of Arenites, North Atlantic Treaty Organization – Advanced Study Institutes (NATO–ASI), Series C*, 148: 333-361.
- Dickinson, W.R. 1988. Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. *En: Kleinspehn, K.L.; Paola, C. (Eds.), New Perspectives in Basin Analysis, Springer–Verlag, New York*, 3-25.
- Dickinson, W.R.; Suczek, C. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 2164-2182.
- Dickinson, W.R.; Beard, L.S.; Brakenridge, G.R.; Erjavec, J.L.; Ferguson, R.C.; Inman, K.F.; Knepp, R.A.; Lindberg, F.A.; Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting, *Geological Society of America Bulletin*, 94(2): 222-235.
- Dott, R.H. 1964. Wacke, graywacke and matrix; what approach to immature sandstone classification?, *Journal of Sedimentary Petrology*, 34: 625–632.
- d’Orbigny, A.D. 1842. Mollusques. *En: Voyage dans l’Amérique Meridionale (Le Brésil, La République Orientale de L’Uruguay, La République Argentine, La Patagonie, La République du Chili, La République de Bolivia, La République du Pérou), exécuté pendant les années 1826, 1827, 1828, 1829, 1830, 1831, 1832 et 1833. C. P. Bertrand (Ed), Chez Ve Levrault, Paris*, 3(4): 1-188.
- Ehret, D.J.; Macfadden, B.J.; Jones, D.S.; DeVries, T.J.; Foster, D.A.; Salas–Gismondi, R. 2012. Origin of the white shark *Carcharodon* (Lamniformes: Lamnidae) based on recalibration of the Upper Neogene Pisco Formation of Peru. *Palaeontology*, 55: 1139-1153.
- Fedo, C.M.; Sircombe, K.N.; Rainbird, R.H. 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 277–303.
- Ferrando, L.A.; Eugui, W.; Cabrera, Z.; Elías, S.R. 1989a. Carta Geológica del Uruguay, Escala 1/100.000. Hoja Cañada Nieto P-23. Convenio Facultad de Agronomía, Facultad de Ciencias, Dirección Nacional de Minería y Geología.
- Ferrando, L.A.; Eugui, W.; Cabrera, Z.; Elías, S.R. 1989b. Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000. Hoja Agraciada R-23 y Nueva Palmira R-24. Convenio Facultad de Agronomía, Facultad de Ciencias, Dirección Nacional de Geología y Minería.

- Figueiras, A. y Broggi, J. 1971. Estado actual de nuestros conocimientos sobre los moluscos fósiles del Uruguay, III. Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay, 3(21): 131-154.
- Flynn, J.J.; Swisher, C.C. 1995. Cenozoic South American land mammal ages: correlation to global geochronologies. Society for Sedimentary Geology Special Publication, 54: 317-333.
- Folk, R. 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, Estados Unidos, 1-190.
- Fontana, R.L. 1987. Desenvolvimento termomecânico da Bacia de Pelotas e parte sul da Plataforma de Florianópolis, Tesis Msc inédita, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil.
- Fontana, R.L. 1990. Investigações geofísicas preliminares sobre o Cone do Rio Grande, Bacia de Pelotas-Brasil, Acta Geológica Leopoldensia, 13(30): 161-170.
- Fragoso Cesar, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense, Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, Anais, 31(5): 2879-2892.
- Francis, J.C.; Mones, A. 1965a. Sobre el hallazgo de *Kiyutherium orientalis* n. g., n. sp. (Rodentia Hydrochoeridae) en la Formación Kiyú, de Barrancas de San Gregorio, Departamento de San José, República Oriental del Uruguay. *Kraglieviana*, 1: 45-54.
- Francis, J.C.; Mones, A. 1965b. Contribución a la Geología y Paleontología de las Barrancas de San Gregorio, Departamento de San José, República Oriental del Uruguay. *Kraglieviana*, 1: 55-85.
- Frenguelli, J. 1930. Apuntes de Geología uruguaya. Boletín Instituto de Geología y Perforaciones, 11: 1-47.
- Frey, R.W., Pemberton, S.G. 1987. The *Pylonichnus* ichnocoenose, and its relationship to adjacent marine and nonmarine ichnocoenoses along the Georgia coast. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 35, 333-357.
- Gaucher, C. 2012. Quimioestratigrafía isotópica: aplicaciones geocronológicas, paleoclimatológicas y paleoambientales. Apunte de clase no publicado para el Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), La Plata, Argentina, 1-38.
- Gehrels, G. 2014. Detrital zircon U-Pb geochronology applied to tectonics, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42: 127-149.
- Giambiagi, L.; Mescua, J.; Bechis, F.; Hoke, G.; Suriano, J.; Spagnotto, S.; Moreiras, S.; Lossada, A.; Mazzitelli, M.; Toural Dapoza, R.; Folguera, A.; Mardonez, D.; Pagano, D. 2016. Cenozoic orogenic evolution of the Southern Central Andes (32-36°S). *En*: Folguera, A.; Naipauer, M.; Sagripanti, L.; Ghiglione, M.; Orts, D.; Giambiagi, L. (Eds.), *Growth of the Southern Andes*. Springer Earth System Sciences, 63-98. doi:10.1007/978-3-319-23060-3
- Goso, C. 1999. Análise estratigráfica do Grupo Paysandú (Cretáceo) na Bacia do Litoral Uruguai, Tese de Doutorado IGCE-UNESP, Río Claro, Brasil (no publicado), 184p.
- Goso, C.; Perea, D. 2004. El Cretácico post-basáltico y el Terciario inferior de la Cuenca Litoral del Río Uruguay: geología y paleontología. *En*: G. Veroslavsky, M. Ubilla y S.

- Martínez (Eds.), Cuencas sedimentarias de Uruguay, Mesozoico. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, 7: 143-172.
- Goso, C.; Perea, D.; Corona, A.; Mesa, V. 2012. Sedimentación litoral finpleistocena en acantilados al Norte de Colonia del Sacramento, Actas III Jornadas de Cenozoico, Montevideo, Uruguay.
- Goso, C.; Veroslavsky, G.; de Santa Ana, H. 1996. Modelo estratigráfico seqüencial da Bacia Norte Uruguaia. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia – SBG, Anais, Salvador de Bahía, Brasil, 159-161.
- Goso, H. 1965. El Cenozoico en el Uruguay. Informe interno Instituto Geológico Uruguayo. Montevideo, 1-35.
- Goso, H. 1972. Cuaternario. Informe interno, Ministerio de Agricultura y Pesca, Programa de Estudio y Levantamiento de Suelos. Montevideo, Uruguay, 1-12.
- Goso, H.; Bossi, J.C. 1966. Cenozoico. En: J.C. Bossi (Ed.), Geología del Uruguay. Universidad de la República, Montevideo, 259-305.
- Graham, S.A.; Ingersoll, R.V.; Dickinson, W.R.. 1976. Common provenance for lithic grains in Carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black Warrior basin, Journal of Sedimentary Petrology, 46: 620-232.
- Grossman, E.L. 2012. Chapter 10; Oxygen Isotope Stratigraphy. *En*: Gradstein, F.M.; Ogg, J.G.; Schmitz, M.D.; Ogg, G.M. (Eds.), The Geological Time Scale 2012. Elsevier, Oxford, Reino Unido, 181-206.
- Gutiérrez, N.M.; Hinojosa, L.F.; Le Roux, J.P.; Pedroza, V. 2013. Evidence for an Early–Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): paleontological, paleoclimatic and tectonic implications. *Andean Geology*, 40: 66-78.
- Haq, B.U.; Hardenbol, J.; Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Hardenbol, J.; Thierry, J.; Farley, M.B.; Jacquin, T.; de Graciansky, P.C.; Vail, P.R. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. *En*: de Graciansky, P.-C.; Hardenbol, J.; Jacquin, T.; Vail, P.R. (Eds.), Mesozoic–Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. Society for Sedimentary Geology Special Publication, 60: 3-13.
- Hartmann, L.A., Campal, N., Santos, J.O., Mac Naughton, N.J., Schipilov, A., 2001. Archaean crust in the Río de la Plata Craton, Uruguay: SHRIMP U–Pb reconnaissance geochronology. *J. South American Earth Sciences*, 14: 557–570.
- Haug, G.H.; Tiedemann, R. 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, 393: 673-676.
- Hay, W.W.; Soeding, E., DeConto, R.M.; Wold, C.N. 2002. The Late Cenozoic uplift—Climate change paradox, *International Journal of Earth Sciences*, 91; 746–774. doi:10.1007/s00531-002-0263-1.
- Herbst, R.; Zabert, L.L. 1987. Microfauna de la Formación Paraná (Mioceno Superior) de la cuenca Chaco-Paranense (Argentina). *Facena*, 7: 165-206.

- Hilgen, F.J.; Lourens, L.J.; Van Dam, J.A. 2012. Chapter 29, The Neogene Period. *En*: Gradstein, F.M.; Ogg, J.G.; Schmitz, M.D.; Ogg, G.M. (Eds.), The Geological Time Scale 2012. Elsevier, Oxford, Reino Unido, 923-978.
- Hoefs, J. 2009. Stable Isotope Geochemistry, 7th edition. Springer, 1-285.
- Hoefs, J. 2009. Stable Isotope Geochemistry, 8th edition. Springer, 1-460.
- Hulka, C.; Grafe, K.U.; Sames, B.; Uba, C.E.; Heubeck, C. 2006. Depositional setting of the middle to late Miocene Yecua formation of the Chaco Foreland Basin, Southern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 135–150.
- Ingersoll, R.V.; Bullard, T.F.; Ford, R.L.; Grimm, J.P.; Pickle, J.D.; Saves, S. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi–Dickinson point-counting method, *Journal of Sedimentary Petrography*, 54: 103–116.
- Jacobsen, S.B.; Kaufman, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161: 37-57.
- Jervey, M.T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. *En*: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes — An Integrated Approach*. SEPM Special Publication, 42: 47–69.
- Kraglievich, L. 1928. Apuntes para la geología y paleontología de la República Oriental del Uruguay. *Revista Sociedad Amigos de la Arquelología*, 2: 5-61.
- Kraglievich, L. 1932. Nuevos apuntes para la geología y paleontología uruguayas. *Anales del Museo de Historia Natural de Montevideo*, 3: 257-321.
- Kocpnick, R.B.; Burke, W.H.; Denison, R.E.; Hetherington, E.A.; Nelson, H.F.; Otto, J.B.; Waite, L.E. 1985. Construction of the seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve for the Cenozoic and Cretaceous: supporting data. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 58: 55-81.
- Lambert, R. 1940. Memoria explicativa de un mapa geológico de reconocimiento del Departamento de Río Negro, *Boletín del Instituto Geológico del Uruguay*, 28: 1-33.
- Lambert, R. 1941 Estado actual de nuestros conocimientos sobre la Geología de la República Oriental del Uruguay. *Instituto Geológico del Uruguay, Boletín* 29: 1-89.
- Le Roux, J.P.; Achurra, L.; Henriquez, A.; Carreo, C.; Rivera, H.; Suárez, M.E.; Ishman, S.E.; Pyenson, N.D.; Gutstein, C.S. 2016. Oroclinal bending of the Juan Fernández Ridge suggested by geohistory analysis of the Bahía Inglesa Formation, north–central Chile. *Sedimentary Geology*, 333: 32-49.
- Le Roux, J.P.; Olivares, D.M.; Nielsen, S.N.; Smith, N.D.; Middleton, H.; Fenner, J.; Ishman, S.E. 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea–level changes: Coquimbo Formation (Miocene–Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sedimentary Geology*, 184: 133-153.
- Lindholm, R.C.; Finkelman, R.B. 1972. Calcite staining: semi–quantitative determination of ferrous iron. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 239-242.
- Madhavaraju, J.; Lee, Y.I.; González—León, M. 2013. Diagenetic significance of carbon, oxygen and strontium isotopic compositions in the Aptian-Albian Mural Formation in Cerro Pimas area, northern Sonora, Mexico. *Journal of Iberian Geology*, 39(1): 73-88.

- Marengo, H. 2015. Neogene Micropaleontology and Stratigraphy of Argentina: The Chaco-Paranense Basin and the Península de Valdés. Springer, 1-228.
- Marshall, J.D. 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, 129, 143-160.
- Marshall, L.G.; Cifelli, R. 1991. Analysis of changing diversity patterns in cenozoic Land Mammal Age Faunas, South America. *Palaeovertebrata*, 19(4): 169-210.
- Martínez, S. 1988. Comparación de las malacofaunas de la “Transgresión Entrerriana” (Mioceno de Argentina, Brasil y Uruguay). 6 Panel de Geología del Litoral y 1ra Reunión de Geología del Uruguay, Salto, Actas, 28-30.
- Martínez, S. 1990. Los depósitos de la “Transgresión Entrerriana” (Mioceno de Argentina, Brasil y Uruguay). Comparación de sus principales áreas fosilíferas a través de los Bivalvos y los Gastrópodos, II. Primer Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo, Resúmenes Ampliados, 15-19.
- Martínez, S. 1994. Bioestratigrafía (invertebrados) de la Formación Camacho (Mioceno, Uruguay). Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 1-346.
- Martínez, S.; Ubilla, G. 2004. El Cuaternario en Uruguay. En: G. Veroslavsky, M. Ubilla, M. y S. Martínez. (Eds.), Cuencas sedimentarias de Uruguay. Cenozoico. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, 9: 195-227.
- Martínez, S.; Veroslavsky, G. 2004. Registros continentales no depositacionales del Terciario temprano. En: G. Veroslavsky, M. Ubilla, M. y S. Martínez. (Eds.), Cuencas sedimentarias de Uruguay. Cenozoico. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, 3: 63-82.
- Martínez, S.; Ramos, M.I.F.; McArthur, J.M.; del Río, C.; Thirlwall, M.F. 2017. Late Burdigalian (Miocene) age for pectinids (Mollusca-Bivalvia) from the Pirabas Formation (northern Brazil) derived from Sr-isotope ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) data. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 84(1): 57-64.
- Masquelín, H. 2006. El Escudo Uruguayo. *En*: G. Veroslavsky, M. Ubilla, M. y S. Martínez. (Eds.), Cuencas sedimentarias de Uruguay. Paleozoico. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, 2: 37-106.
- McArthur, J.M. 1994. Recent trends in strontium isotope stratigraphy. *Terra Nova* 6: 331-358.
- McArthur, J.M.; Howarth, R.J. 2004. Sr-isotope stratigraphy. *En*: Gradstein, F.M.; Ogg, J.G.; and Smith, A.G. (Eds.), *A Geological Timescale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, 1-589.
- McArthur, J.M.; Howarth, R.J.; Bailey, T.R. 2001. Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0-509 Ma and Accompanying Look-up Table for Deriving Numerical Age. *The Journal of Geology*, 109: 155-170.
- McArthur, J.M. Howarth, R.J.; Shields, G.A. 2012. Chapter 7; Strontium Isotope Stratigraphy. *En*: Gradstein, F.M.; Ogg, J.G.; Schmitz, M.D.; Ogg, G.M. (Eds.), *The Geological Time Scale 2012*. Elsevier, Oxford, Reino Unido, 127-144.
- McLennan, S.M.; Hemming, S.; McDaniel, D.K.; Hanson, G.N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *En*: Johnsson, M.J.; Basu, A. (Eds.). *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*, Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 284: 21-40.

- Miall, A.D. 1997. The Geology of Stratigraphic Sequences, Springer–Verlag, 1-433.
- Miall, A.D. 2006. The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology, Springer–Verlag, Berlín, 582 p.
- Miller, K.G. 2008. Sea level change, last 250 million years. *En*: Gornitz, V. (Ed.), Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments, Springer, Países Bajos, 879–887.
- Miller, K.G.; Kominz, M.A.; Browning, J.V.; Wright, J.D.; Mountain, G.S.; Katz, M.E.; Sugarman, P.J.; Cramer, B.S.; Christie–Blick, N.; Pekar, S.F. 2005. The Phanerozoic record of global sea level change. *Science*, 310: 1293–1298.
- Mones, A.; Ubilla, M. 1978. La edad “Deseadense” (Oligoceno inferior) de la Fm. Fray Bentos y su contenido paleontológico con especial referencia a la presencia de *Proborhyaena cf. gigantea* Amegh. (Marsupialia, Borhyaenidae) en el Uruguay, Nota Preliminar, Com. Paleon. Mus. Nac. Hist. Nat., 1(17): 151-158.
- Molnar, P. 2004. Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: How Might Climate Change have affected erosion rates?. *Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences*, 32:67–89. doi: 10.1146/annurev.earth.32.091003.143456
- Morales, E.; Chang, H.K.; Soto, M.; Correia, F.S.; Veroslavsky, G.; de Santa Ana, H; Conti, B.; Daners, G. 2017. Tectonic and stratigraphic evolution of the Punta del Este and Pelotas basins (offshore Uruguay), Petroleum Geoscience, Geological Society of London. Publicado en línea. DOI: 10.1144/petgeo2016-059.
- Munsell Color. 2009. Geological rock-color chart. Geological Society of America, EUA, 1-9.
- Muzio, R. 2004. El magmatismo mesozoico en Uruguay. *En*: G. Veroslavsky, M. Ubilla y S. Martínez (Eds.), Cuencas sedimentarias de Uruguay, Mesozoico. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, 4: 77-102.
- Nichols, G. 2009. Sedimentology and Stratigraphy, 2^{da} edición, Wiley y Sons, 419p.
- Nielsen, S.N.; Glodny, J. 2006. The middle Miocene climate optimum in central and southern Chile: ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotope stratigraphy on warm-water molluscs. *Actas XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, 2: 93-96.
- Ogg, J.; Lugowski, A. 2017. TSCreator visualization of enhanced Geologic Time Scale 2004 database (Version 7.1; 2017) Ogg, J. (database coordinator) and Adam Lugowski, A. (software developer). <http://www.tscreator.org>
- Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S.; Wemmer, K. 2011a. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature, *International Journal of Earth Sciences*, 100: 201–220.
- Pamoukaghlián, K.; Gaucher, C.; Frei, R.; Poiré, D.; Chemale, F.; Frei, D.; Will, T. 2017. U–Pb age constraints for the La Tuna Granite and Montevideo Formation (Paleoproterozoic, Uruguay): Unravelling the structure of the Río de la Plata Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 79: 443-458.
- Panario, D. 1988. Geomorfología del Uruguay. Departamento de Publicaciones, Facultad de Humanidades y Ciencias, Universidad de la República, Montevideo, 1-32
- Panario, D; Gutiérrez, O. 1999. The continental Uruguayan Cenozoic: an overview. *Quaternary International*, 62(1):75–84

- Panario, D.; Gutiérrez, O.; Sánchez Betucci, L.; Peel, E.; Oyhantcabal, P.; Rabassa, J. 2014. Ancient landscapes of Uruguay. *En: Gondwana Landscapes in southern South America*, Rabassa, J. y Ollier, C. (Eds.), Springer, 161 - 199.
- Parras, A.; Griffin, M.; Feldmann, R.; Casadío, S.; Schweitzer, C.; Marensi, S. 2008. Correlation of marine beds based on Sr- and Ar-date determinations and faunal affinities across the Paleogene/Neogene boundary in southern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 26: 204-216.
- Parras, A.; Dix, G.R.; Griffin, M. 2012. Sr-isotope chronostratigraphy of Paleogene–Neogene marine deposits: Austral Basin, southern Patagonia (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 37: 122-135.
- Perea, D. 1988. Dos Nothrotheriinae (Tardigrada, Megatheriidae) del Mio–Plioceno de Uruguay. *Ameghiniana*, 25: 381-388.
- Pearce, C.R., Parkinson, I.J., Gaillardet, J., Charlier, B.L., Mokadem, F., Burton, K.W. 2015. Reassessing the stable ($d^{88/86}Sr$) and radiogenic ($^{87}Sr/^{86}Sr$) strontium isotopic composition of marine inputs. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 157: 125–146.
- Perea, D. 1993. Xenarthra del Neógeno del Uruguay. La Biozona de Stromaphoropsis Kragl. (Glyptodontidae). Edad Mamífero Huayqueriense. Tesis de Maestría, Universidad de la República, PEDECIBA, 1-139.
- Perea, D. 1998. Xenarthra fósiles del Uruguay: distribución estratigráfica, caracterización estratigráfica y sistemática de algunos Tardigrada. Tesis de Doctorado, PEDECIBA, 1-107.
- Perea, D. 2005. Pseudoplohophorus absolutus n. sp. (Xenarthra, Glyptodontidae), variabilidad en Sclerocalyptinae y redefinición de una biozona del Mioceno Superior de Uruguay. *Ameghiniana*, 42: 175-190.
- Perea, D.; Martínez, S. 2004. Estratigrafía del Mioceno–Pleistoceno en el litoral sur–oeste de Uruguay. *En: G. Veroslavsky, M. Ubilla, M. y S. Martínez. (Eds.), Cuencas sedimentarias de Uruguay. Cenozoico. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo*, 5: 105-124.
- Perea, D.; Rinderknecht, A.; Ubilla, M.; Bostelmann, E.; Martínez, S. 2013. Mamíferos y estratigrafía del Neógeno de Uruguay. *Asociación Paleontológica Argentina Publicación Especial*, 14: 186-200.
- Perea, D.; Scillato–Yané, G.J. 1995. Proeuphractus limpidus Ameghino, 1886 (Xenarthra, Dasypodidae, Euphractini): Osteología comparada del cráneo y elementos de la coraza asociados (Neógeno del Uruguay). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, 90: 125-130.
- Perea, D.; Ubilla, M. 1990. Los Selacios (Chondrichthyes) de la Fm. Camacho (Mioceno Sup., Uruguay). *Revista Sociedad Uruguaya Geología*, 4(2): 5-13.
- Perea, D.; Ubilla, M.; Martínez, S.; Piñeiro, G.; Verde, M. 1994. La Edad-Mamífero Huayqueriense (Mioceno Superior) en el Uruguay. *Acta Geologica Leopoldensia*, 17: 375-389.
- Perea, D.; Ubilla, M.; Piñeiro, G. 1996. First fossil record (Late Miocene) of Phrynos (P. geoffroanus complex; Chelidae) from Uruguay; biostratigraphical and paleoenvironmental context. *Copeia*, 2: 445-451.

- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E.; Siever, R. 1973. Sand and Sandstone. Springer-Verlag, Heidelberg, 1-631.
- Pérez, L.M. 2013. Nuevo aporte al conocimiento de la edad de la Formación Paraná, Mioceno de la provincia de Entre Ríos, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina Publicación Especial*, 14: 7-12.
- Posamentier, H.W.; Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II —sequence and systems tract models. *En: Sea Level Changes — An Integrated Approach* (C.K. Wilgus; B.S. Hastings; C.G.St.C. Kendall; H.W. Posamentier; C.A. Ross; J.C. Van Wagoner. *Eds.*), SEPM Special Publication 42: 125–154.
- Posamentier, H.W.; Jervey, M.T.; Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I — conceptual framework. *En: Sea Level Changes — An Integrated Approach* (C.K. Wilgus; B.S. Hastings; C.G.St.C. Kendall; H.W. Posamentier; C.A. Ross; J.C. Van Wagoner. *Eds.*), SEPM Special Publication 42: 110–124.
- Preciozzi, F.; Spoturno, J.; Heinzen, W.; Rossi, P. 1985. Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1:500.000. DINAMIGE, Montevideo, 1-90.
- Räsänen, M.E.; Linna, A.M.; Santos, J.C.R.; Negri, F.R. 1995. Late Miocene Tidal deposits in the Amazonian Foreland Basin. *Science*, 269: 386–390.
- Reading, H.G. (ed.). 2005. Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy, 3^{ra} edición. Wiley-Blackwell, 704p.
- RENARE. 2003. Modelo Digital de Terreno de la República Oriental del Uruguay. Ministerio de Ganadería, Agricultura y Pesca, Dirección General de Recursos Naturales Renovables (RENARE). En línea: <http://www.cebra.com.uy/renare/mapa/modelo-digital-terreno/>
- Rocha-Campos, A.C.; Basei, M.A.S.; Nutman, A.P.; dos Santos, P.R. 2006. SHRIMP U–Pb Zircon geochronological calibration of the late Paleozoic Supersequence, Paraná Basin, Brazil. *Actas V SSAGI, Punta del Este*, 322-325.
- Rocher, S.; Vallecillo, G.; Castro de Machuca, B.; Alasino, P. 2015. El Grupo Choiyoi (Pérmico temprano–medio) en la Cordillera Frontal de Calingasta, San Juan, Argentina: volcanismo de arco asociado a extensión. *Rev. mex. cienc. geol.*, 32(3): 415-432.
- Roselli, F.L. 1938. Apuntes de Geología y Paleontología uruguayas. *Bol. Soc. Amigos Cienc. Naturales “Kraglievich–Fontana”*, Nueva Palmira, 1(2): 29-102.
- Roselli, F.L. 1976. Contribución al estudio de la geo paleontología. Departamentos de Colonia y Soriano (República Oriental del Uruguay), Montevideo, 1-175.
- Salvador, A (Ed.). 1994. *International Stratigraphic Guide: A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Procedure*, 2nd Edition. International Union of Geological Sciences, International Subcommittee on Stratigraphic Classification, Geological Society of America, 1-216.
- Saltzman, M.R.; Thomas, E. 2012. Chapter 11; Carbon Isotope Stratigraphy. *En: Gradstein, F.M.; Ogg, J.G.; Schmitz, M.D.; Ogg, G.M. (Eds.)*, *The Geological Time Scale 2012*. Elsevier, Oxford, Reino Unido, 207-232.
- Sanguinetti, Y.T. 1980. Bioestratigrafía (Ostracodes) do Mioceno da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. *Pesquisas*, 13: 7-34.

- Sánchez Bettucci, L.; Peel, E.; Oyhantcabal, P. 2010. Precambrian geotectonic units of the Río de La Plata Craton. *Int. Geol. Rev.*, 52: 32–50.
- Scasso, R.A.; del Río, C.J. 1987. Ambientes de sedimentación, estratigrafía y proveniencia de la secuencia marina del Terciario Superior de la región de península Valdés, Chubut. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, 42: 291-321.
- Scasso, R.A.; McArthur, J.M.; del Río, C.J.; Martínez, S.; Thirlwall, M.F. 2001. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Late Miocene age of fossil molluscs in the “Entrerriense” of the Valdés Península (Chubut, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 319-327.
- Schwab, F.L. 1975. Framework mineralogy and chemical composition of continental margin-type sandstones. *Geology*, 3: 487-490.
- Scholle, P.A.; Ulmer-Scholle, D.S. 2003. A color guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. AAPG Memoir 77, Tulsa, OK, 1-470.
- Scotese, C.R. 2001. Atlas of Earth History, PALEOMAP Project, Arlington, Texas, Estados Unidos, 1-52.
- Seilacher, A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5: 413–428.
- Serra, N. 1943. Memoria explicativa del mapa geológico del Departamento de Colonia. *Boletín del Instituto Geológico del Uruguay*, 30: 1-50.
- Shields, G. 2007. The marine carbonate and chert isotope records and their implications for tectonics, life and climate on the early Earth. *En: van Kranendonk, M.J.; Smithies, R.H.; Bennett, V.C. (Eds.) Earth’s oldest rocks. Developments in Precambrian Geology Elsevier*, 15: 971-983.
- Sloss, L.L. 1962. Stratigraphic models in exploration. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 46: 1050–1057.
- Sloss, L.L.; Krumbein, W.C.; Dapples, E.C. 1949. Integrated facies analysis. *En: Sedimentary facies in geologic history (C.R. Longwell, Ed.)*, Geological Society of America Memoir, 39: 91–124.
- Soto, M.; Morales, E.; Veroslavsky, G.; de Santa Ana, H.; Ucha, N.; Rodríguez, P. 2011. The continental margin of Uruguay: Crustal architecture and segmentation. *Marine and Petroleum Geology*, 28: 1676–1689.
- Sprechmann, P. 1978. The Paleocology and paleogeography of the uruguayan coastal area during the Neogene and Quaternary. *Zitteliana, Abh. Bayer. Staatssamml. Paläontol. Hist. Geol.*, 4: 3-72.
- Sprechmann, P.; Aceñolaza, F.G. 1999. Correlación paleoecológica y sedimentológica de las Formaciones Paraná (Argentina) y Camacho (Uruguay) del Mioceno Medio a Superior. *Primeras Jornadas del Cenozoico del Uruguay*, Montevideo, 25–26.
- Sprechmann, P.; Fernando, L.; Martínez, S. 2000. Estado actual de los conocimientos sobre la Formación Camacho (Mioceno?-Superior?). *En: F.G. Aceñolaza y R. Herbst (Eds.)*, El Neógeno de Argentina. *Serie Correlación Geológica*, 14: 47-65.
- Sprechmann, P.; Chemale, F. Jr.; Gaucher, C. 2008. Presencia del Burdigaliense en las secuencias basales en la Perforación IGU Chuy N°364 del Uruguay datadas con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

en tecas de foraminíferos *Cibicides*. IV RACNS, Buenos Aires, Argentina, Resúmenes, 42-43.

Sprechmann, P.; Gaucher, C.; Frei, R. 2010. Identificación del Burdigaliense (Mioceno temprano) en ostreidos procedentes de afloramientos de la Formación Camacho de Uruguay datados con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. 10mo Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 7mo Congreso Latinoamericano de Paleontología, La Plata, Resúmenes, 144.

Sprechmann, P.; Martínez, S.; Gaucher, C. 1994. Paleoecología y sedimentología de la Formación Camacho en el Departamento de Colonia (Mioceno Medio – Superior, Uruguay). I Jornada de Paleontología del Uruguay “Prof. Dr. Rodolfo Méndez–Alzola”, Montevideo, Paleociencias del Uruguay, 2: 21-24.

Sprechmann, P.; Montaña, J.; Gaucher, C. 1993. Devónico. *En*: Geología y Recursos Minerales del Departamento de Durazno. Intendencia Municipal de Durazno, 25-55.

Stoakes, F.A.; Campbell, C.V.; Cass, R.; Ucha, N. 1991. Seismic stratigraphic analysis of the Punta del Este Basin, offshore Uruguay, South America. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 75: 219-240.

Teisseire, A. 1928. Contribución al estudio de la geología y paleontología de la República Oriental del Uruguay. Región de Colonia. Anales de la Universidad, 37(122): 319-469.

Terra Arocena, E. 1926. Nota sobre el piso de Itararé y los sedimentos marinos del Rincón de Alonso. Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones del Uruguay, 8: 3-20.

Terra Arocena, E.; Méndez Alzola, R. 1939. Distribución del Devónico en la parte central del Uruguay. *Physis*, 14: 115-120.

Tófaló, O.R.; Orgeira, M.; Morrás, H.; Vázquez, C.; Sánchez, L.; Pecoits, E.; Aubet, N.; Sánchez, G.; Zech, W.; Moretti, L. 2009. Geological, pedological and paleomagnetic study of the late Cenozoic sedimentary sequence in southwestern Uruguay. *South America, Quaternary International*, 210: 6–17.

Tucker, M.E. 1988. *Techniques in Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 1-408.

Tucker, M.E. 1991. *Sedimentary Petrology*. Blackwell, Oxford, 1-267.

Ubilla, M. 2004. La Formación Fray Bentos (Oligoceno tardío) y los mamíferos más antiguos de Uruguay. *En*: G. Veroslavsky, M. Ubilla, M. y S. Martínez. (Eds.), *Cuencas sedimentarias de Uruguay. Cenozoico*. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, 3: 83-104.

Ubilla, M.; Perea, D.; Bond, M. 1994. The Deseadan Land Mammal Age in Uruguay and the report of *Scarrittia robusta* n.sp. (Leontiniidae, Notoungulata) in the Fray Bentos Formation (Oligocene-? Lower Miocene). *Geobios*, 27(1):95-102.

Ubilla, M.; Martínez, S. 2016. Geology and Paleontology of the Quaternary of Uruguay. *Springer briefs in earth system sciences, South America and the Southern Hemisphere*, 1-77.

Ucha, N.; de Santa Ana, H.; Veroslavsky, G. 2004. La Cuenca Punta del Este: Geología y potencial hidrocarburífero. *En*: G. Veroslavsky, M. Ubilla y S. Martínez (Eds.), *Cuencas sedimentarias de Uruguay, Mesozoico*. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, 8: 173-192.

- Ugalde, R.; Gaucher, C. 2015. High-resolution stratigraphy of Neogene-aged shallow marine deposits from Uruguay: The Camacho Formation. *Actas XIV Congreso Geológico Chileno*, I: 767-770. La Serena, Chile.
- Uriz, N.J.; Cingolani, C.A.; Basei, M.A.S.; Blanco, G.; Abre, P.; Portillo, N.S.; Siccardi, A. 2016. Provenance and paleogeography of the Devonian Durazno Group, southern Paraná Basin in Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 66: 248-267.
- Vail, P.R. 1975. Eustatic cycles from seismic data for global stratigraphic analysis (abstract). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 59: 2198-2199.
- Vail, P.R.; Mitchum, R.M.; Thompson, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 26: 83-98.
- Vermeesch, P. 2004. How many grains are needed for a provenance study?. *Earth and Planetary Science Letters*, 224(3-4): 441-541. Doi:10.1016/j.epsl.2004.05.037
- Verde, M. 2002. Icnología de la Formación Camacho (Mioceno Tardío) del Uruguay. Tesis de Maestría, Universidad de la República, PEDECIBA, 1-124.
- Verde, M. 2004. Icnofósiles del Terciario de Uruguay. *En*: G. Veroslavsky, M. Ubilla y S. Martínez (Eds.), *Cuencas sedimentarias de Uruguay, Cenozoico*. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, 5: 125-146.
- Verde, M.; Perea, D. 1992. Mamíferos “Mesopotamienses” (Xenarthra, Litopterna y Cetacea) (Mioceno Superior) de la Bahía de Colonia, Uruguay. *Boletín de la Sociedad Zoológica del Uruguay* (2da. Época), 7: 31-32.
- Veroslavsky, G; de Santa Ana, H. 2004. Calizas del Queguay: génesis y potencial económico. *En*: G. Veroslavsky, M. Ubilla y S. Martínez (Eds.), *Cuencas sedimentarias de Uruguay, Cenozoico*. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, 11: 269-296.
- Veroslavsky, G.; Martínez, S. 1996. Registros no depositacionales del Paleoceno-Eoceno del Uruguay: nuevo enfoque para viejos problemas. *Revista de la Universidad de Guarulhos, Série Geociências*, 1(3): 32-41.
- Veroslavsky, G; Montañó, J. 2004. Sedimentología y estratigrafía de la Formación Salto. *En*: G. Veroslavsky, M. Ubilla y S. Martínez (Eds.), *Cuencas sedimentarias de Uruguay, Cenozoico*. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, 7: 147-166.
- Veroslavsky, G; de Santa Ana, H.; Rossello, E. 2004. Depósitos del Jurásico y Cretácico Temprano de la región meridional de Uruguay. El lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín. *En*: G. Veroslavsky, M. Ubilla y S. Martínez (Eds.), *Cuencas sedimentarias de Uruguay, Mesozoico*. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, 6: 117-142.
- Veizer, J.; Compston, W. 1974. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during the Phanerozoic, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 1461- 1484.
- Veizer, J.; Hoefs, J. 1976. The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40: 1387-1395.
- Veizer, J.; Buhl, D.; Diener, A.; Ebneith, S.; Podlaha, O.G.; Bruckschen, P.; Jasper, T.; Korte, C.; Schaaf, M.; Ala, D.; Azmy, K. 1997. Strontium isotope stratigraphy: Potential resolution and event correlation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132: 65-77.

- Veizer, J.; Ala, D.; Azmy, K.; Bruckschen, P.; Buhl, D.; Bruhn, F.; Carden, G.A.F.; Diener, A.; Ebner, S.; Godderis, Y.; Jasper, T.; Korte, C.; Pawellek, F.; Podlaha, O.G.; Strauss, H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, d^{13}C and d^{18}O evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161: 59-88.
- Vrba, A.; Tófaló, R. 1998. Petrología de la Formación Camacho en la cantera de la estancia Narbona, Departamento de Colonia, República Oriental del Uruguay. II Congreso Uruguayo de Geología, Punta del Este, Actas: 78-80.
- Walther, K. 1915. Sobre la edad y carácter geológico de la Formación Pampeana en el Uruguay. Publicaciones del Instituto Nacional de Agronomía de Montevideo. Sección Minería Geología y Agrología, 1-35.
- Walther, K. 1931. Sedimentos gelíticos y clastogelíticos del Cretáceo Superior y Terciario uruguayos. Observaciones referentes a algunos productos de desintegración moderna del país. Instituto de Geología y Perforaciones, Boletín, 13: 1-142.
- Wan, S.; Kürschner, W.K.; Clift, P.D.; Li, A.; Li, T. 2009. Extreme weathering/erosion during the Miocene Climatic Optimum: Evidence from sediment record in the South China Sea. *Geophysical Research Letters*, 36: L19706. doi:10.1029/2009GL040279
- Weltje, G.J. 2002. Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. *Earth-Science Reviews*, 57: 211-253.
- Weltje, G.J. 2006. Ternary sandstone composition and provenance: an evaluation of the 'Dickinson model'. *En*: Buccianti, A.; Mateu-Figueras, G.; Pawlowsky-Glahn, V. (Eds) *Compositional Data Analysis in the Geosciences: From Theory to Practice*. Geological Society, London, Special Publications, 264: 79-99.
- Weltje, G.J.; Von Eynatten, H. 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171: 1-11.
- Wefer, G.; Berger, W.H. 1991. Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. *Marine Geology*, 100: 207-248.
- Wickman F.E. 1948. Isotope ratios: a clue to the age of certain marine sediments. *Journal of Geology*, 56: 61-66.
- Zachos, J.C.; Pagani, M.; Sloan, L.; Billups, K.; Thomas, E. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686-693.
- Zhaid, K.; Barbeau Jr., D.L. 2011. Constructing sandstone provenance and classification ternary diagrams using an electronic spreadsheet. *Journal of Sedimentary Research*, 81: 702-707. Doi: 10.2110/jsr.2011.55
- Zervas, D.; Nichols, G.J.; Hall, R.; Smyth, H.R.; Luthje, C.; Murtagh, F. 2009. Sedlog: A shareware program for drawing graphic logs and log data manipulation. *Comput. Geosci.*, 35(10): 2151-2159.