

ORIGEN, ARQUITECTURA INTERNA Y EVOLUCIÓN SECUENCIAL
DEL SISTEMA EÓLICO BARREMIANO EN EL CENTRO-ESTE DE LA
CUENCA NEUQUINA:
MODELADO TRIDIMENSIONAL E IMPLICANCIAS PARA LA
CARACTERIZACIÓN DE RESERVORIOS DE ORIGEN EÓLICO



TESIS DOCTORAL
AGUSTÍN ARGÜELLO SCOTTI

Director: Dr. Gonzalo Diego Veiga
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Universidad Nacional de La Plata

2017

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO

Trabajo de Tesis realizado como requisito para optar al título de
DOCTOR EN CIENCIAS NATURALES

TITULO DEL TRABAJO:

“Origen, arquitectura interna y evolución secuencial del Sistema Eólico Barremiano en el centro-este de la Cuenca Neuquina: modelado tridimensional e implicancias para la caracterización de reservorios de origen eólico”

TESISTA: Agustín Argüello Scotti

DIRECTOR: Dr. Gonzalo Diego Veiga

LUGAR DE TRABAJO: Centro de Investigaciones Geológicas; Facultad de Ciencias Naturales y Museo / Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

MIEMBROS DEL JURADO:

Dr. Gustavo Vergani,

Dr. Roberto Scasso

Dr. Daniel Gustavo Poire



2017

DEDICATORIA

A mi primer maestro de campo,
el abuelo Nene

I've failed over,
and over,
and over again in my life.
And that is why,
I succeed

M.J.J.

AGRADECIMIENTOS

No se puede agradecer lo suficiente a la gran cantidad de personas que me han ayudado durante más de cinco años de trabajo de tesis doctoral, en especial a mi compañera y amor Lucy, que día tras día es mi sustento incondicional, y a mis padres, Jorgito y Pato, desde siempre consejo y apoyo inmensurable.

A Gonzalo, por su dedicación sin límite y su compromiso, transmitiendo siempre su entusiasmo, su conocimiento y su visión crítica del trabajo geológico.

A mi familia, especialmente a mi primer maestro de campo, el “Nene” Scotti; a mis hermanos Tomás (¡primer compañero de campo!), Cecilia y Joaquín, y mis entrañables abuelos, Elsa, Jorge y Lina ¡siempre presentes!

A mis amigos y compañeros de trinchera, Nico, Ailén, Lucho y Numa, primero que nada, por aguantarme en la oficina todos los días, y por estar siempre ahí, ¡dispuestos a todo!

A mis compañeros de campaña, por la buena onda, la voluntad y la garra de subir “la lomita”, todos los días. Lucho, Nico, Mariana, Nacho y Joaquín. ¡Historias nos sobran!

A los pobladores de la región, por su amabilidad, historias entre mates dulces, y más de una vez su asistencia cuando más los necesitábamos. En especial a Don Jara de Pampa de Tril y a Flor Alfaro y su familia.

Al todo el personal del Centro de Investigaciones Geológicas gracias por la amistad, el aliento, las discusiones, la predisposición y los momentos compartidos a diario. En especial al Dres. Luis Spalletti y Ernesto Schwarz por su apoyo y dedicación al proyecto. También a mis compañeros del grupo SED que, siguiendo este estudio más de cerca, siempre aportaron ideas positivas a mi trabajo en general.

A mis colegas de la Cátedra de Sedimentología, por el apoyo durante el proceso de escritura, y a los alumnos, que me ayudaron a aprender a través de los años, y que al volverlos a encontrar siempre me transmitieron una motivación especial y buenas energías.

A las instituciones públicas y privadas que permitieron el desarrollo de este trabajo. A la Universidad Nacional de La Plata, que me permitió acceder a una educación de primera calidad, y al CONICET e YPF, por su interés en mi proyecto doctoral, su financiamiento y el permiso para acceder a material de subsuelo. En especial al personal del grupo E&D de YPF, por la excelente disposición y las discusiones que fueron una gran ayuda para el desarrollo de esta tesis.

¡Muchas gracias a todos!

CONTENIDOS

RESÚMEN	I
ABSTRACT	V
1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	1
2. ANTECEDENTES	6
2.1. EL MIEMBRO TRONCOSO INFERIOR EN EL CONTEXTO DE LA CUENCA NEUQUINA	6
2.2. LOS DEPÓSITOS EÓLICOS DEL MIEMBRO TRONCOSO	11
2.3. EL SISTEMA EÓLICO TRONCOSO COMO RESERVORIO	14
3. METODOLOGÍA	17
3.1. HIPÓTESIS, ESCALAS DE TRABAJO Y OBJETIVOS ESPECÍFICOS	17
3.2. ÁREAS DE ESTUDIO	21
3.2.1. LOMA LA TORRE	23
3.2.2. CURACO	25
3.2.3. LOMITA SUR	25
3.3. TAREAS ESPECÍFICAS	25
3.3.1. TAREAS A ESCALA REGIONAL	25
3.3.2. TAREAS A ESCALA LOCAL	31
3.3.3. TAREAS DE ESCALA DE DETALLE Y MICRODETALLE	37
3.3.4. TAREAS DE EVALUACIÓN DEL SISTEMA COMO RESERVORIO	40
4. ESCALA REGIONAL	42

4.1. INTRODUCCIÓN	42
4.2. FACIES Y TIPOS DE ESTRATIFICACION EÓLICA	43
4.2.1. FACIES E INTERPRETACIÓN DINÁMICA ELEMENTAL	43
4.2.2. IDENTIFICACIÓN DE TIPOS DE ESTRATIFICACIÓN EÓLICA	53
4.3. CUERPOS SEDIMENTARIOS Y ASOCIACIONES DE FACIES	56
4.3.1. CUERPOS SEDIMENTARIOS	56
4.3.2. ASOCIACIONES DE FACIES	72
4.4. ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO	80
4.4.1. LÍMITE DE SECUENCIA	80
4.4.2. INTERVALO I - SISTEMA FLUVIAL	84
4.4.3. INTERVALO II - SISTEMA FLUVIOEÓLICO	87
4.4.4. SUPERFICIE DE <i>SAND DRIFT</i>	90
4.4.5. INTERVALO III, SISTEMA EÓLICO TRONCOSO	93
4.4.6. INTERVALO IV – SISTEMA MARINO	95
4.5. APLICACIÓN DEL ESQUEMA ESTRATIGRAFICO EN EL ÁREA DE SUBSUELO	96
4.5.1. FACIES DEL INTERVALO DE ESTUDIO EN LA LOCALIDAD LOMITA SUR	97
4.5.2. ASOCIACIÓN DE FACIES DE SABKHA	97
4.5.3. ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO PARA LOMITA SUR	98
4.5.4. CORRELACIÓN CON EL ESQUEMA DE AFLORAMIENTO	104
4.6. EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA Y CONTROLES SOBRE LA SEDIMENTACIÓN	105
4.6.1. LÍMITE DE SECUENCIA Y ETAPA FLUVIAL	106
4.6.2. ETAPA DE TRANSICIÓN	108
4.6.3. DESARROLLO DE LA SUPERFICIE DE <i>SAND DRIFT</i> Y EL SISTEMA EÓLICO TRONCOSO	108
4.6.4. ETAPA DE INUNDACIÓN MARINA	110
4.7. CONTROLES SOBRE LA GENERACIÓN DEL REGISTRO EÓLICO	110
4.7.1. TENDENCIA GENERAL ARIDIZANTE	110

4.7.2. PARÁMETROS DE CONTROL SOBRE DEPÓSITOS EÓLICOS PREVIOS AL SISTEMA EÓLICO TRONCOSO Y SOBRE LA SUPERFICIE DE <i>SAND DRIFT</i>	111
4.7.3. PARÁMETROS DE CONTROL SOBRE EL REGISTRO DEL SISTEMA EÓLICO TRONCOSO	114
5. ESCALA LOCAL	116
5.1. MARCO ESTRATIGRÁFICO PARA MODELIZACIÓN	116
5.2. ANÁLISIS MORFOLÓGICO	117
5.2.1. DESCRIPCIÓN DE LA GEOMETRÍA DE LAS SUPERFICIES MAPEADAS	117
5.2.2. INTERPRETACIÓN ELEMENTAL DE LA GEOMETRÍA DE LAS SUPERFICIES	122
5.2.3. CARACTERIZACIÓN DE LA MORFOLOGÍA EÓLICA PRESERVADA EN LOMA LA TORRE	125
5.2.4. CARACTERIZACIÓN DE LA MORFOLOGÍA EÓLICA PRESERVADA EN LOMITA SUR	131
5.3. INTERPRETACIÓN Y ANALOGÍAS	136
5.3.1. INTERPRETACIÓN DE LA MORFOLOGÍA PRESERVADA DEL SISTEMA EÓLICO TRONCOSO	136
5.3.2. ANALOGÍAS CON SISTEMAS MODERNOS	140
5.3.3. PRIMERAS APROXIMACIONES A LAS RELACIONES ENTRE PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS PARA EL SISTEMA EÓLICO TRONCOSO	144
5.4. OBSERVACIONES EN OTRAS LOCALIDADES	146
6. ESCALAS DE DETALLE Y MICRODETALLE	151
6.1. INTRODUCCIÓN	101
6.2. ARQUITECTURA SEDIMENTARIA	152
6.2.1. COMPLEJOS ARQUITECTURALES	152
6.2.2. MAPEO DE LOS COMPLEJOS ARQUITECTURALES Y CRONOLOGÍA RELATIVA DE LOS CUERPOS DE DUNA	170
6.3. INTERPRETACIÓN MORFODINÁMICA	174
6.3.1. RECONSTRUCCIÓN MORFODINÁMICA A PARTIR DE MODELOS DETERMINÍSTICOS	111

6.3.2. ORIGEN DE SUPERFICIES Y SUPERFICIES DE MIGRACIÓN DE SINUOSIDAD	113
6.4. MODELO EVOLUTIVO DE LARGO PLAZO DE LOS <i>DRAA</i> LINEALES DEL SISTEMA EÓLICO TRONCOSO	114
6.4.1. ETAPA 1: <i>ZIBAR</i> Y PEQUEÑA DUNA LINEAL O <i>SEIF</i> .	114
6.4.2. ETAPA 2: DUNA LINEAL DE GRAN ESCALA	115
6.4.3. ETAPA 3: <i>DRAA</i> LINEAL SIN CARA ACTIVA	116
6.4.4. IMPACTO EN EL CONOCIMIENTO DE FORMAS DE LECHO LINEALES Y EN EL SISTEMA EÓLICO TRONCOSO	117
<u>7. IMPACTO EN LA CARACTERIZACIÓN DE RESERVORIOS</u>	<u>186</u>
7.1. INTRODUCCIÓN	119
7.2. IMPACTO EN ESTUDIOS A ESCALA DE CAMPO	120
7.3. IMPACTO EN LA ZONACIÓN DE RESERVORIOS	122
7.3.1. IMPACTO DEL ESTUDIO DE ESCALA REGIONAL EN LA ZONACIÓN	122
7.3.2. IMPACTO DEL ESTUDIO DE ESCALA LOCAL EN LA ZONACIÓN	123
7.3.3. IMPACTO DEL ESTUDIO DE ESCALA DE DETALLE EN LA ZONACIÓN	125
7.4. IMPACTO EN EL MODELADO GEOCELULAR DE LA HETEROGENEIDAD INTERNA DE SISTEMAS EÓLICOS	126
7.4.1. IMPACTO DEL ESTUDIO REGIONAL Y LOCAL EN EL MODELADO GEOCELULAR	126
7.4.2. IMPACTO DEL ESTUDIO DE ESCALA DE DETALLE Y MICRODETALLE EN EL MODELADO GEOCELULAR	127
7.5. PERSPECTIVAS	204
<u>8. CONCLUSIONES</u>	<u>209</u>
<u>9. BIBLIOGRAFIA</u>	<u>212</u>
<u>10. ANEXOS</u>	<u>222</u>

10.1. ANEXO A: FLUJO DE TRABAJO PARA MODELIZACIÓN FOTOGRAMÉTRICA	222
10.2. ANEXO B: PERFILES	224
10.3. ANEXO C: VARIABLES DE MODELOS EN BEDFORMS 4.0	231
10.4. ANEXO D: NORMALIDAD DE DATOS DE ESPESOR MAXIMO Y ANCHO DE CUERPOS DE DUNA	232
10.5. ANEXO E: NORMALIDAD DE VALORES DE S DE ESTRATOS ENTRECruzADOS	233

RESUMEN

Los objetivos del presente trabajo de tesis fueron, en primer lugar, analizar el origen, evolución y variabilidad espacial a distintas escalas del registro del Sistema Eólico Troncoso, y por otro lado, investigar estrategias para modelar depósitos eólicos de características similares en escenarios de subsuelo, en casos donde conformen reservorios de hidrocarburos. El registro del Sistema Eólico Troncoso forma parte del Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín en la Cuenca Neuquina, y constituye una de las principales unidades reservorio de petróleo convencional de la República Argentina. Asimismo, el registro del Sistema Eólico Troncoso se caracteriza por formar exposiciones de excelente calidad en el Noroeste de la Provincia de Neuquén. En este contexto, la motivación del presente trabajo proviene de la posibilidad de lograr un mayor conocimiento sobre aspectos específicos de una unidad reservorio notable, y ofrecer nuevas perspectivas que puedan asistir el modelado en el subsuelo de dicha unidad y de otros registros eólicos con características similares alrededor del mundo.

Para cumplir los objetivos propuestos, se siguió una metodología centrada en la caracterización y análisis a múltiples escalas del registro del Sistema Eólico Troncoso. De esta manera se diseñaron flujos de trabajo particulares para caracterizar la heterogeneidad del registro a escala regional, a escala local, y a escala de detalle y de microdetalle, y se planteó un objetivo específico para cada escala de trabajo. Asimismo, se seleccionaron distintas áreas de estudio en función de la escala de trabajo, incluyendo localidades tanto de afloramiento como de subsuelo. En base a este esquema metodológico, se llevaron a cabo numerosas tareas de recolección de datos, de forma directa en el campo, de forma indirecta por modelos de afloramiento virtuales e imágenes satelitales, de gabinete, y de elaboración intelectual.

Los resultados del estudio a escala regional permitieron la identificación y delimitación del registro preservado del Sistema Eólico Troncoso, quedando diferenciado respecto de otros depósitos de origen eólico dentro de la misma unidad estratigráfica. En este sentido, el flujo de trabajo permitió la elaboración de un esquema de facies, unidades sedimentarias, asociaciones de facies, y finalmente la identificación de cuatro sistemas de acumulación que se desarrollaron a lo largo del área de estudio. Se delimitó un primer sistema netamente fluvial, seguido por un sistema de interacción fluvioeólica, un tercer sistema netamente eólico o Sistema Eólico Troncoso, y finalmente un sistema de retrabajo marino. De esta manera, el Sistema Eólico Troncoso quedó delimitado en su base por una superficie de extensión regional clasificada como de *sand drift*, con características de deflación desarrolladas sobre una variedad de depósitos de sistemas previos, mientras que su techo quedó delimitado por una superficie transgresiva marina, de escala de cuenca, ya identificada por estudios previos. Por otro lado, los resultados del trabajo

a esta escala permitieron discutir los posibles parámetros de control que condicionaron la construcción, acumulación y preservación del registro del Sistema Eólico Troncoso. Se pudo inferir que la construcción estuvo caracterizada al principio por una disponibilidad de arena limitada, situación que fue cambiando gradualmente a medida que se puso a disposición un suministro de arena atrasado. El sistema tuvo condiciones secas en su sector norte, donde no hubo acumulación neta, probablemente debido a condiciones aerodinámicas desfavorables, mientras que al sur se registran condiciones progresivamente más húmedas, ligadas a su vez con una acumulación neta ligada al movimiento relativo del nivel freático. Finalmente, la preservación del registro del Sistema Eólico Troncoso estuvo íntimamente ligada a la transgresión marina, ya que la extensa mayoría de dicho registro se encuentra por encima de la antigua superficie de acumulación, es decir dentro del registro de preservación excepcional.

Los resultados del estudio a escala local permitieron representar satisfactoriamente la morfología de preservación excepcional del Sistema Eólico Troncoso, tanto en una localidad de afloramiento como en una de subsuelo, gracias a un flujo de trabajo que integró efectivamente distintos métodos y herramientas de relevamiento. Un procedimiento de mapeo y modelado del marco estratigráfico en estas localidades reveló la topografía eólica del sistema con anterioridad a la inundación marina, mientras que un análisis cualitativo y cuantitativo permitió establecer la morfometría de las formas de lecho en base a parámetros comparables a los obtenidos en sistemas modernos. Se identificaron las formas de lecho mayores del sistema, de escala de *draa*, y formas menores, de escala de duna, tanto en el sector de interduna como sobreimpuestas a los *draa* mencionados, sugiriendo la clasificación de estos últimos como *draa* lineales compuestos. Las relaciones entre parámetros geométricos medidos en estas formas de lecho proveen una primera aproximación de este tipo en sistemas antiguos. Finalmente, en base a analogías con sistemas modernos de morfometría similar, se discutieron los distintos factores que controlaron la configuración de formas de lecho en el norte del Sistema Eólico Troncoso. En particular, se puede destacar a que los *draa* en el sector estudiado estaban sujetos a un régimen de vientos bimodal estacional, que controlaba el balance de arena de este sector y producía un transporte de arena dominante hacia el cuadrante este.

El estudio a escala de detalle y microdetalle del registro preservado de un *draa* del Sistema Eólico Troncoso en la localidad de Loma La Torre, permitió investigar la morfodinámica de las formas de lecho de dicho sistema a lo largo de su evolución. Un aspecto clave en este sentido fue la identificación de distintos complejos con una arquitectura sedimentaria particular, los cuales fueron caracterizados midiendo una variedad de rasgos directamente a partir de los afloramientos e indirectamente a partir de afloramientos virtuales. Por otro lado, la reconstrucción de la morfodinámica que dio origen a dichos estilos de arquitectura por modelos geométricos determinísticos resultó una metodología útil para su interpretación. De esta manera, se pudo determinar que los complejos arquitecturales representan el registro de etapas particulares en la

evolución de las formas de lecho en este sector que llevaron a la construcción de las formas de escala de *draa* preservadas durante la inundación marina. En una primera etapa, la localidad se caracterizó por la migración de dunas en domo o *zibars*, junto a pequeñas dunas lineales o *seifs* de dinámica longitudinal. En la segunda etapa, las dunas lineales aumentaron notablemente su escala, desarrollando flancos estables y disminuyendo gradualmente su velocidad de migración lateral. En este sentido, se interpreta que dentro del registro del *draa* estudiado se preserva el desarrollo de una única duna lineal de dinámica longitudinal en crecimiento. Finalmente, la última etapa se interpreta como el resultado del desarrollo de dunas sobreimpuestas en ambas caras de la forma de lecho hospedante. De esta manera, se alcanzó a una etapa de *draa*, que se relaciona directamente con la forma de lecho preservada por la inundación marina. La disposición relativa de dichos complejos dentro del registro, permitió deducir la relación evolutiva entre formas de lecho lineales de distinta morfología y escala y documentar las dimensiones a la cuales pueden ocurrir dichas transiciones. Asimismo, el registro estudiado revela que durante la etapa de construcción de formas de lecho lineales de escala de *draa*, el componente de crecimiento puede ser el principal control sobre la arquitectura sedimentaria resultante, sobrepasando los efectos del componente de migración lateral, y permitiendo la preservación de complejos arquitecturales de sucesivas etapas. De esta forma, estos resultados pueden tener un impacto en la concepción de modelos de arquitectura interna de este tipo de formas de lecho.

Finalmente, se discutió el impacto de los resultados del estudio multiescala respecto a distintas tareas relacionadas a la caracterización de los reservorios eólicos del Miembro Troncoso Inferior y de otros reservorios de hidrocarburos de origen eólico. Se determinó el impacto del estudio de escala regional en el conocimiento sobre la conectividad del reservorio, de importancia en tareas de caracterización a escala de campo. Se evaluó también el potencial del estudio de relaciones entre parámetros geométricos a escala local para estudios de exploración en intervalos eólicos de preservación excepcional. Por otro lado, se consideró el impacto del estudio multiescala en relación a la zonación de reservorios. Se destaca en este sentido la importancia que puede tener la diferenciación de distintos intervalos dentro de la unidad de estudio a escala regional, así como también la separación precisa de los intervalos de preservación normal y excepcional a escala local en este tipo de sistemas, para delimitar zonas según las características de su estilo de heterogeneidad sedimentológica. En este sentido, se consideró también que en casos donde se determine que las heterogeneidades sedimentarias del registro eólico tienen un impacto importante sobre el comportamiento del reservorio, el estudio de detalle y microdetalle podría tener un impacto en el desarrollo de criterios para delimitar zonas. Por último, se analizó el impacto del estudio multiescala para distintas tareas relacionadas al modelado geocelular de sistemas eólicos, dentro de zonas previamente delimitadas. Se consideró la importancia del estudio a escala regional y local para identificar los elementos que controlan el estilo de la heterogeneidad sedimentaria, y en el caso de la escala

local, se destaca la importancia de la morfología preservada como un punto de referencia clave ya que tiene una relación marcada con el tipo, escala y orientación de los elementos de heterogeneidad, como cuerpos sedimentarios o superficies. Finalmente, se consideró que el estudio de detalle y microdetalle tiene claramente el mayor impacto sobre el modelado geocelular, sumado a que la heterogeneidad geológica a estas escalas es la de más difícil observación en el subsuelo, por lo que la información de afloramiento cumple un rol fundamental. En este sentido, el estudio de escala de detalle permitió sugerir la estrategia más realista desde el punto de vista sedimentológico para la construcción de grillas geocelulares en estos casos. Por otro lado, se obtuvieron datos cuantitativos que pueden ser útiles como restricciones geológicas realistas en procedimientos de modelado, tanto siguiendo estrategias de modelado por objetos, como por métodos de indicadores, así como también para modelar las superficies mayores dentro de una zona. De forma similar, el estudio de microdetalle provee información clave en caso de que las heterogeneidades de esta escala tengan efecto sobre el comportamiento del reservorio, y permitió sugerir métodos por los que las mismas podrían ser representadas en modelos geocelulares. Asimismo, en base a la determinación de la configuración tridimensional de la heterogeneidad sedimentaria a estas escalas, se plantea el posible impacto relativo sobre el comportamiento como reservorio que puedan tener las heterogeneidades de detalle y de microdetalle. Se espera de esta manera poder colaborar en alguna medida a la identificación del efecto de determinados elementos de heterogeneidad sedimentaria sobre el movimiento de fluidos en un reservorio, proveyendo herramientas que ayuden a determinar su influencia en base a historias de producción o ensayos del reservorio.

ABSTRACT

The aims of this thesis were, in the first place, to analyze the origin, evolution and multi-scale spatial variability of the Troncoso Eolian System geological record, and secondly, to investigate modeling strategies for eolian deposits of similar characteristics in subsurface scenarios, where such intervals usually form prolific hydrocarbon reservoirs. The record of the Troncoso Eolian System is located within the Troncoso Inferior Member (Huitrín Formation) of the Neuquén Basin, and constitutes one of the most important conventional oil reservoir units of Argentina. Furthermore, this unit provides excellent exposures across the northwest of the Neuquén province. In this context, the motivation for the present work comes from the possibility to improve the current understanding of a remarkable reservoir unit, and to offer new perspectives on subsurface geological modelling of similar preserved systems around the world.

The methodology followed in this work focused at the multi-scale characterization and analysis of the sedimentary record of the Troncoso Eolian System in order to fulfill the proposed aims. In this regard, particular workflows were designed to characterize the sedimentary heterogeneity at the regional, local, detail and micro-detail scales, each one related to a specific objective. Different study areas were selected as well for each scale. According to this scheme, a vast number of tasks were undertaken, including activities related to direct data acquisition in the field, indirect acquisition from digital outcrop models and satellite images, cabinet and intellectual development.

The results from the regional-scale study allowed the identification and delimitation of the Troncoso Eolian System record, in relation to other eolian deposits within the stratigraphic unit. The proposed workflow allowed the construction of a facies, sedimentary units, facies associations, and sedimentary systems, scheme. Across the study area, four depositional systems were identified in the study unit, including an early fully fluvial depositional system, followed by a fluvial-eolian interaction system, a fully eolian system or Troncoso Eolian System, and a final marine reworking system. As a result, it was determined that the Troncoso Eolian System record is bounded at its base by a regional-scale surface characterized by deflation features and classified as a sand drift surface, and at its top by a basin-scale marine flooding surface, identified by previous studies. On the other hand, regional-scale study results allowed discussing the possible control parameters upon the construction, accumulation and preservation of the Troncoso Eolian System record. It was inferred that the construction phase of the system was originally availability limited, eventually changing as lagged, stored sediment was made available for entrainment by the wind. The system was characterized by dry conditions in the north, where no net accumulation is registered, likely due to unfavorable aerodynamic conditions,

and progressively more humid conditions southwards, where net accumulation, controlled by the relative motion of the water table, is recorded. Finally, the preservation of the Troncoso Eolian System record was closely related to the marine transgression, given that its wide majority lies above the ancient accumulation surface and is therefore exceptionally preserved.

The workflow from the local scale study was successful in representing the exceptionally preserved morphology of the Troncoso Eolian System, both in outcrop and subsurface localities. A surveying procedure integrated a variety of tools and methods, allowing a precise three-dimensional model of the stratigraphic framework within the study localities and revealing the ancient eolian topography prior to the marine transgression. A quantified morphometric analysis determined that the mayor bedforms of the system were of *draa*-scale, with minor dune-scale superimposed bedforms both over the *draa* and in the interdune sectors. Relations between morphometric parameters measured in these bedforms provide a first approximation of this type in ancient systems. Finally, modern analog systems of similar morphometry were useful to discuss the factors that may have controlled the bedform pattern of the system. In particular, it is interesting to highlight that the *draa* of the studied sector were subject to a bimodal seasonal wind regime, controlling the sand balance of the area and producing transport towards the eastern quadrant.

Results from the detail and micro-detail study of a *draa* section at the Loma La Torre locality led to a better understanding of the Troncoso Eolian System's bedform morphodynamics and their evolution during its development. A main aspect in this regard was the identification of several complexes with a particular sedimentary architecture within the *draa* record. These complexes were characterized by measuring a wide variety of features both directly in outcrop and indirectly from virtual outcrop models. In addition, the use of geometric deterministic models was very important to reconstruct the bedform morphodynamics that led to the observed architecture. In this way, it was determined that each architectural complex represents the record of particular stages in bedform evolution that ultimately led to the *draa* preserved by marine flooding. In a first stage, the locality featured the migration of dome dunes or *zibars* along with very small linear *seif* dunes. On a second stage, linear dunes increased their scale notably, developing stable flanks and reducing their lateral displacement speed. It is interpreted that within the studied section of the *draa* record, only the deposits of a single large linear dune of this stage are preserved. Finally, the last stage is interpreted as the result of the development of a slipfaceless *draa*, with superimposed dunes on both flanks of the host bedform. This last stage is directly related to the preserved *draa* morphology. The relative arrangement of the architectural complexes is interpreted as an indication of an evolutionary link between linear forms of different shapes and scale, confirming a common development between them and documenting the size at which those transitions may occur. Furthermore, the studied record reveals that during construction phase of *draa*-scale bedforms, the growth component can be the major control over

the resulting sedimentary architecture, overshadowing the effects of lateral migration. For this reason, the results of this work can clearly contribute to current understanding and models of internal architecture of lineal bedforms.

Finally, the impact of the multi-scale study results upon different tasks related to reservoir characterization and modelling was considered for both the study unit and other units of similar origin. The impact of the regional scale study upon field-scale reservoir connectivity was considered, as well as the potential of morphometric parameters relationships to assist prediction on exploratory scenarios. On the other hand, the implications of the multiscale study on reservoir zoning was explored. Of major interest in this regard is the impact of the identification of different intervals at the regional scale, and the delimitation of the normally and exceptionally preserved eolian record at local scale, to mark boundaries between zones with particular styles of sedimentary heterogeneity. In relation to this, in cases where heterogeneities within eolian deposits are considered to have an effect upon formation fluid motion, the results of the detail and micro-detail studies can become relevant to bound reservoir zones. Lastly, the impact of the multi-scale study on geocellular modelling was explored. While the importance of the regional-scale study lies in relation to the identification of the sedimentary units that control heterogeneity at lower scales, the local-scale study is key to provide a reference framework particularly relevant in relation to the type, scale and orientation of sedimentary units that make up the *draa* record. Finally, the detail and microdetail-scale studies are the most important to assist geocellular modelling tasks, especially considering that sedimentary heterogeneity of this scale is the hardest to study in the subsurface, and where outcrop analogs take an essential role. In this regard, the detail-scale study allowed suggesting the most realistic methods, from a sedimentological point of view, to build a geocellular grid in these systems. On the other hand, characterization based on a considerable amount of quantitative data at this scale is provided, which is useful as geological constraints for modelling tasks, either by object or surface modelling, or indicator simulation strategies. In a similar way, the microdetail-scale study provides valuable information in the case that heterogeneity of this scale has a considerable effect on fluid mobility. In relation to this subject, the three-dimensional distribution of heterogeneity at both such scales is compared, in order to hypothesize on the possible relative impact of each heterogeneity type on fluid motion. Hopefully, this discussion will collaborate in some manner to identify the effect of particular heterogeneity types on fluid mobility in subsurface scenarios, based on production history or reservoir testing.

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Las sucesiones eólicas, debido a sus propiedades intrínsecas, constituyen reservorios convencionales de hidrocarburos de excelente calidad en una variedad de cuencas en el mundo (p.ej., Pérmico del Mar del Norte, Jurásico del Golfo de México, Jurásico y Cretácico de la Cuenca Neuquina). Aunque en muchos casos estos depósitos han sido considerados reservorios simples y homogéneos, las historias de producción de numerosos campos maduros demuestran claramente que tal interpretación es una sobresimplificación (North y Prosser, 1993). En este sentido, aunque las facies eólicas suelen poseer propiedades petrofísicas favorables, en etapas de recuperación secundaria y terciaria (*Enhanced Oil Recovery*) sutiles heterogeneidades sedimentarias cobran importancia en la migración de fluidos, disminuyendo la eficiencia de los procesos de recuperación (Ciftci et al., 2004). Por ejemplo, los depósitos relacionados a las caras de avalancha de dunas comúnmente poseen porosidades y permeabilidades mayores en uno o más órdenes de magnitud que los depósitos de la base de duna o interduna, además de poseer distintos diámetros porales (Goggin y Chandler, 1988; Hunter, 1977; Limarino et al., 2015; Weber, 1987). Por otro lado, heterogeneidades sutiles en las propiedades petrofísicas pueden ser acentuadas fuertemente por distintos procesos diagenéticos, desde someros (Adams y Patton, 1979) hasta muy profundos (p.ej., reservorios pérmicos en el Mar del Norte). Finalmente, uno de los rasgos particulares de los depósitos sedimentarios de origen eólico es la complejidad que puede exhibir su arquitectura interna, lo cual históricamente ha retrasado la construcción de modelos sedimentarios coherentes (Mountney, 2006). En este sentido, la caracterización de la arquitectura sedimentaria de depósitos eólicos es un reto que puede tener un impacto considerable para mejorar la efectividad de la producción de un reservorio.

El relleno mesozoico de la Cuenca Neuquina se caracteriza por la presencia de múltiples episodios de depositación eólica (Kimmeridgiano, Valanginiano, Hauteriviano, Barremiano, Aptiano/Albiano; Legarreta, 2002). Estos intervalos, no sólo sugieren condiciones particulares de acumulación dentro de la compleja evolución de la cuenca, sino que también constituyen excelentes reservorios de hidrocarburos en el subsuelo de la provincia del Neuquén. En particular, los depósitos eólicos Barremianos pertenecientes al Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín (Groeber, 1946; Legarreta, 1985), forman uno de los principales reservorios

convencionales de la cuenca (Masarik, 2002). Como tal, dichos depósitos son muy conocidos y han sido estudiados como parte de estudios regionales o a escala de Miembro (Veiga et al., 2005; Veiga y Vergani, 2011). Sin embargo, la gran cantidad de información disponible en el subsuelo y los afloramientos de excelente calidad de este intervalo, ofrecen una excelente oportunidad para un análisis detallado enfocado en el registro eólico, con un enorme potencial como caso de estudio, tanto desde el punto de vista básico como aplicado, para otras unidades de naturaleza similar.

La combinación de una gran extensión y calidad de exposición en los afloramientos del Miembro Troncoso Inferior, permite que este sistema eólico antiguo pueda ser estudiado a distintas escalas, desde aspectos de escala regional hasta a escala de laminación. Esto es una gran ventaja para elaborar modelos que reflejen la influencia de determinados parámetros de control sobre distintos aspectos del sistema, integrando o relacionando procesos que ocurren a distintas escalas. En este sentido, previo a la realización de esta tesis, la sucesión eólica del Miembro Troncoso Inferior no había sido analizada con el detalle suficiente como para poder comprender los factores de control sobre su origen, acumulación y preservación (en el sentido de Kocurek, 1999). Adicionalmente, estos depósitos se caracterizan por la preservación excepcional de la topografía final de un sistema de campo de dunas de carácter regional, al cual denominamos en este trabajo como Sistema Eólico Troncoso. Esta particularidad provee una excelente oportunidad para relacionar la arquitectura interna de cuerpos de duna con su morfología externa, lo cual es una tarea muy difícil tanto en casos modernos como en el registro geológico. Aunque estudios previos han realizado interpretaciones generales sobre los tipos de dunas presentes (Comeron, 1990; Dajczgewand et al., 2006; Strömbäck et al., 2005; Veiga et al., 2005), las exposiciones de este sistema permiten una reconstrucción detallada de la forma y dinámica de las dunas y su variabilidad espacial y temporal. Por lo tanto, un estudio a múltiples escalas no solo permite entender mejor las condiciones en las que se formó este sistema en particular, sino que también tiene un gran potencial para aportar a cuestiones abiertas en el estado actual de conocimiento sobre la morfodinámica de formas de lecho eólicas.

Por otro lado, el uso de análogos de afloramiento es ampliamente reconocido en su papel clave para proveer restricciones geológicas realistas a modelos de subsuelo. En la mayoría de los sistemas sedimentarios, una reconstrucción de la distribución tridimensional de facies y discontinuidades generalmente no se puede lograr a partir de datos de subsuelo exclusivamente sin que existan importantes grados de incertidumbre. Para el caso particular de sistemas eólicos, las limitaciones propias de la sísmica y los estudios de testigos corona en el subsuelo no permiten una extrapolación lateral de las superficies y discontinuidades a distancias mayores que unas pocas decenas de metros (Fischer et al., 2007). Esta incertidumbre se debe parcialmente a la brecha que existe en la adquisición de información de subsuelo, entre el muestreo casi unidimensional pero muy preciso de los testigos corona y el muestreo total pero de mucho menor

resolución de la adquisición sísmica. Es notable que la escala a la que ocurre esta brecha es la misma que suelen tener las celdas de modelos geocelulares (Fig. 1.1). Los estudios de afloramiento nos permiten explorar esta escala de difícil observación en el subsuelo y poder sugerir un abanico de posibilidades que sean consistentes con la información geológica disponible (Fig. 1.2). En este contexto, el estudio de la heterogeneidad sedimentaria eólica en los afloramientos de Miembro Troncoso Inferior y la determinación de estrategias para su reconstrucción realista en modelos de subsuelo, en base a su posible influencia en la migración de fluidos, tendría una destacable aplicabilidad más allá del caso particular de la Cuenca Neuquina.

De esta manera, la oportunidad lograr un mayor conocimiento sobre aspectos específicos de una unidad reservorio notable, y de ofrecer nuevas perspectivas que puedan asistir el modelado en el subsuelo de dicha unidad y de otros registros eólicos con características similares alrededor del mundo, provee motivación para el presente estudio. En este contexto, este trabajo de tesis doctoral tiene dos **objetivos fundamentales**: a) analizar del origen, evolución y variabilidad espacial de los depósitos vinculados con el Sistema Eólico Troncoso a distintas escalas, y b) investigar estrategias para modelar secuencias eólicas de estas características en escenarios de subsuelo, en casos en los que constituyan reservorios de hidrocarburos.

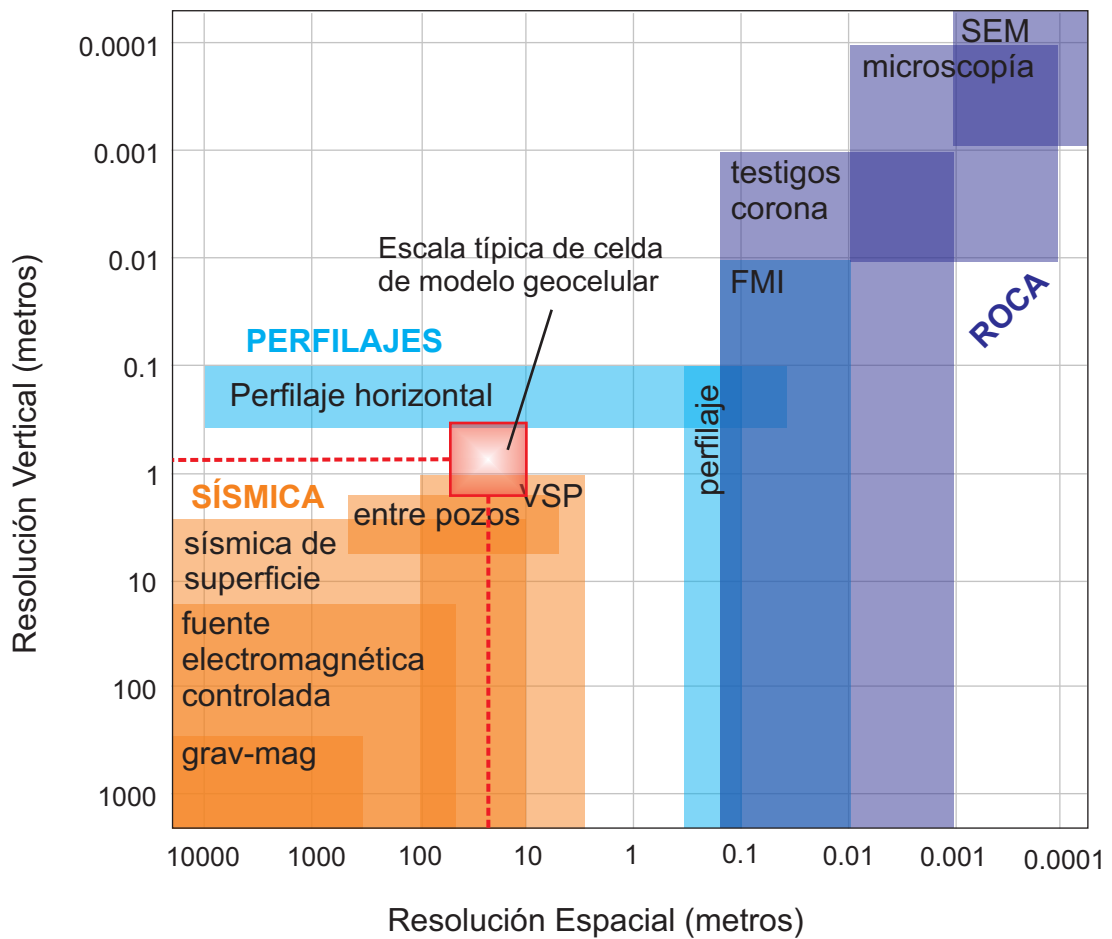


Figura 1.1. La brecha de integración de información en el subsuelo (modificado de Hall, 2011) y comparación con la escala típica de una celda en un modelo geocelular. Se muestra la resolución espacial y vertical de los principales métodos de adquisición de información para estudiar una unidad reservorio en el subsuelo (VSP: perfil sísmico vertical; grav-mag: gravimetría-magnetometría; FMI: microimágenes de formación; SEM, microscopio electrónico de barrido). Se detecta una escala que no puede ser observada en el subsuelo con las herramientas disponibles y que en gran medida es responsable de la incertidumbre en escenarios de subsuelo. Por otro lado, la escala a la que se produce esta brecha se solapa con la escala que tienen las celdas de modelado geocelular, que son los bloques de construcción para representar la heterogeneidad geológica en un modelo de subsuelo.

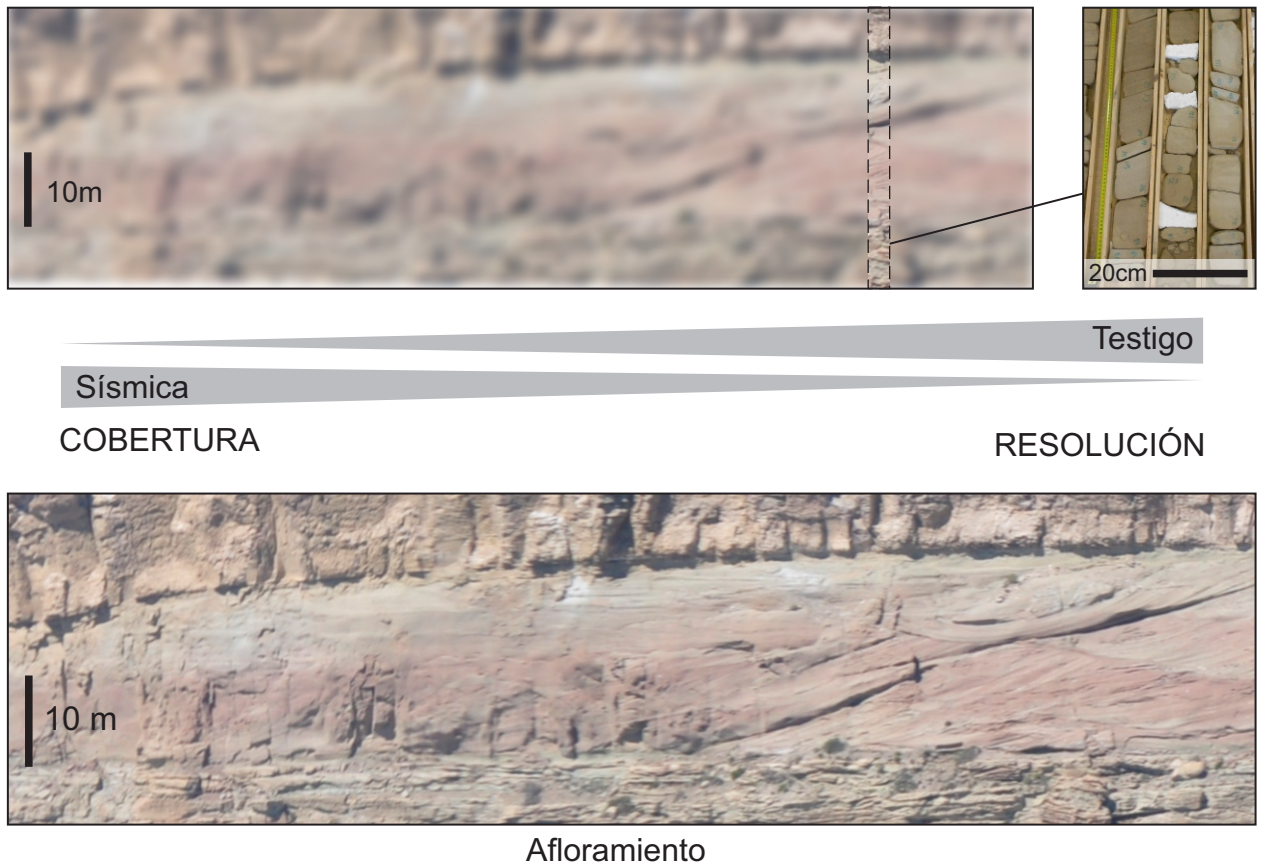


Figura 1.2. Utilidad de estudios de afloramiento en relación a la brecha de integración de información del subsuelo, entre la cobertura de muestreo total (pero de resolución pobre) de un relevamiento sísmico (representada por la fotografía borrosa arriba a la izquierda) y la cobertura de muestro mínima (menor al 0,01% del reservorio, pero de resolución muy alta) de un testigo corona (arriba a la derecha). En este contexto, los estudios de afloramiento (abajo) tienen un papel fundamental para predicciones realistas de la heterogeneidad sedimentaria a la escala típica de una celda de modelo geocelular (Basado en Hall, 2011 y Howell, 2015).

ANTECEDENTES

2.1. EL MIEMBRO TRONCOSO INFERIOR EN EL CONTEXTO DE LA CUENCA NEUQUINA

La Cuenca Neuquina fue un depocentro de gran extensión desarrollado al pie de los Andes, en el oeste de la República Argentina (Fig. 2.1), desde el Triásico tardío hasta el Paleógeno temprano (Franzese et al., 2003; Franzese y Spalletti, 2001). Con una superficie de más de 120.000 km², limita al oeste con la Cadena Andina, al noreste con el Sistema de la Sierra Pintada y al sur con el Macizo Nordpatagónico (Yrigoyen, 1991). En la actualidad, se puede dividir a la cuenca en dos sectores: el Engolfamiento Neuquino al este, donde la secuencia mesozoica se encuentra relativamente indisturbada, y la Región Andina al oeste, donde el registro sedimentario está expuesto a lo largo de fajas plegadas y corridas de orientación norte sur. Esta cuenca es una de las mayores productoras de hidrocarburos de la Argentina y del Sur de Sudamérica, y la gran mayoría de sus yacimientos se ubican en el Engolfamiento Neuquino o en el límite del mismo con la Región Andina.

Durante el Cretácico inferior, la Cuenca Neuquina estaba conectada al océano proto-Pacífico por pasajes a través del arco volcánico del margen sudoeste de Gondwana (Howell et al., 2005; Spalletti et al., 2000). En esta etapa, el registro estratigráfico del sector central de la Cuenca Neuquina se caracteriza por la presencia de intervalos marinos relativamente profundos puntuados por depósitos marinos someros y continentales (Fig. 2.2). Tales intervalos han sido interpretados como cortejos de mar bajo provocados por caídas relativas del nivel del mar de baja frecuencia (Legarreta, 2002), en gran medida relacionados a la naturaleza dinámica de la conexión de la cuenca con el océano (Veiga et al., 2005). El último de estos cortejos es de edad Barremiana (Lazo y Damborenea, 2011) y está representado por el Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín.

El Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín corresponde a la porción inferior clástica de los depósitos asignados originalmente al Troncoense por Groeber (1946). Esta unidad agrupa a depósitos sedimentarios clásticos de origen continental que se desarrollaron en el sector centro-norte de la cuenca con posterioridad a la regresión marina ocurrida durante el Barremiano (Legarreta, 2002). La unidad suprayace a los depósitos marinos de los Miembros

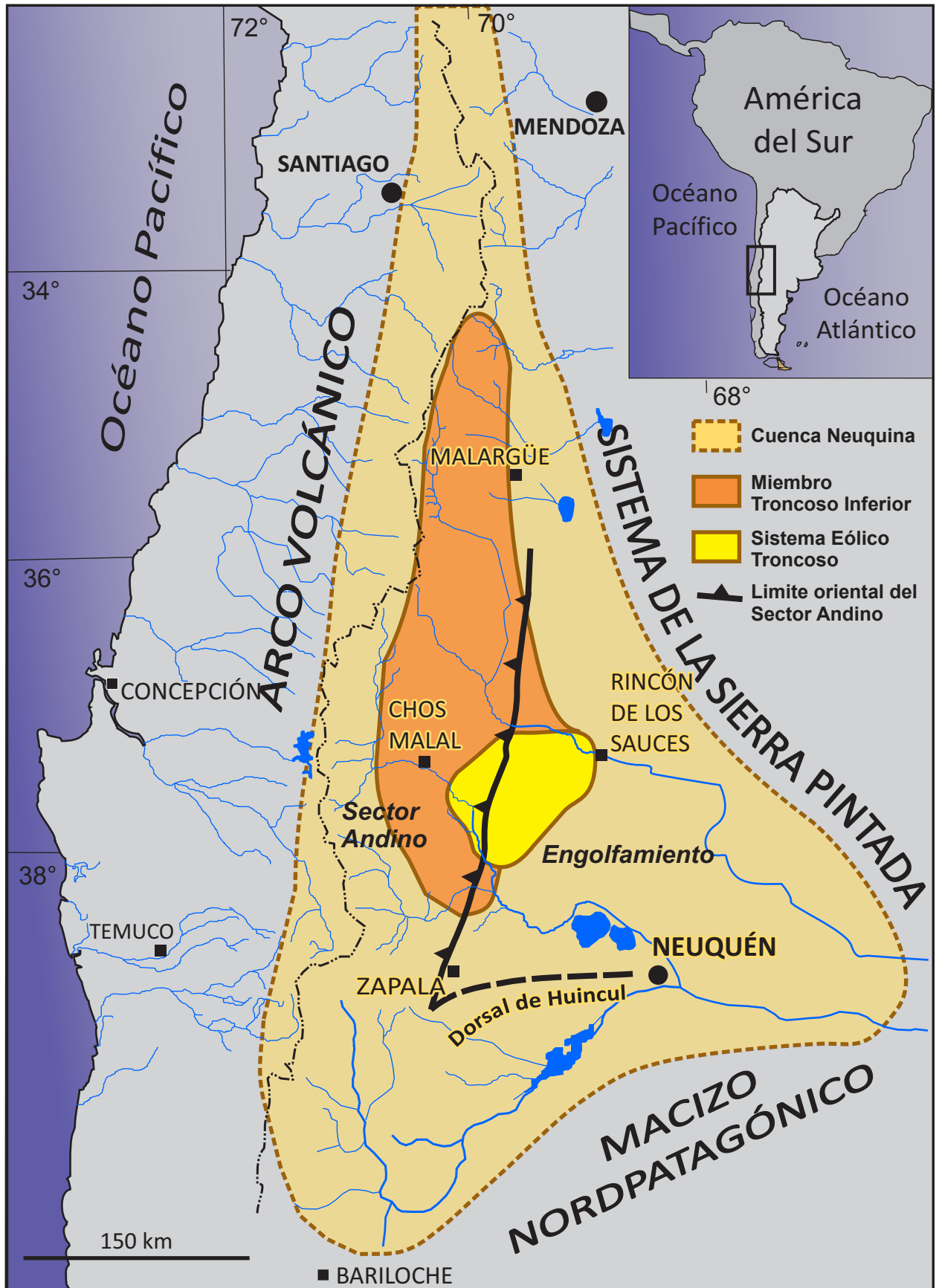


Figura 2.1. El Sistema Eólico Truncoso en el contexto de la Cuenca Neuquina. Se muestra la ubicación geográfica de la Cuenca Neuquina, sus límites y divisiones internas. Asimismo, se resalta la extensión del Miembro Truncoso Inferior y del Sistema Eólico Truncoso dentro de dicha unidad (modificado de Howell et al., 2005; Veiga y Vergani, 2011).

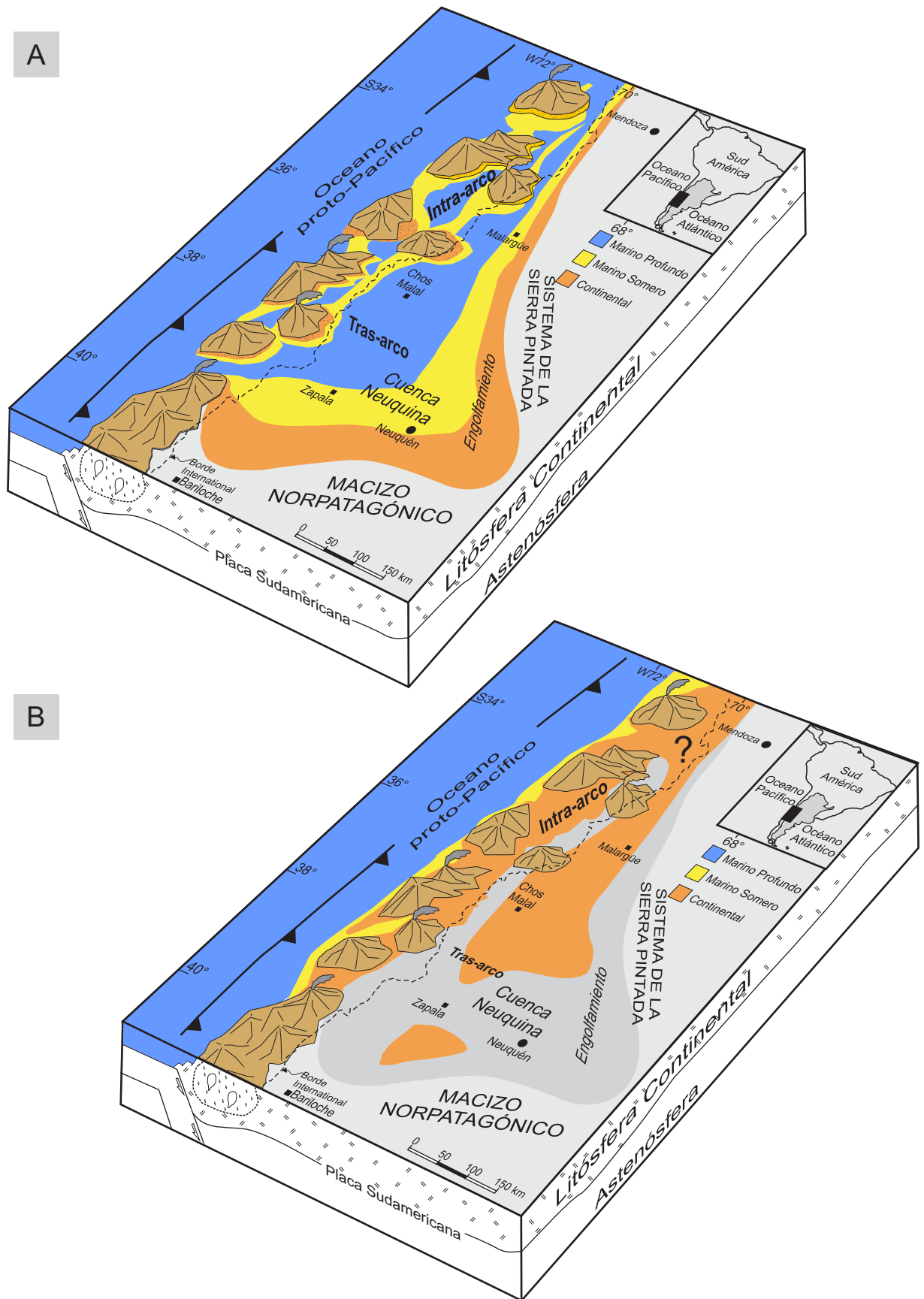


Figura 2.2. Contexto geológico de la Cuenca Neuquina durante el Cretácico Temprano (modificado de Howell et al., 2005). Sectores de la cuenca y sistemas de acumulación generalizados durante estadios de mar alto de mayor duración temporal (A) y para estadios relativamente acotados de mar bajo (B).

Agua de la Mula, de la Formación Agrio (Groeber, 1946; Leanza et al., 2001; Weaver, 1931), y Chorreado, asignado originalmente a la Formación Huitrín por Legarreta y Gulisano (1989) y posteriormente a la Formación Agrio por Leanza (2003), y es cubierta por los depósitos evaporíticos marinos del Miembro Troncoso Superior (Gabriele, 2016; Legarreta, 1985) de la Formación Huitrín (Fig. 2.3). En términos amplios, el Miembro Troncoso Inferior representa la acumulación de una cuña de mar bajo durante un período de desconexión con el océano proto-Pacífico, confinado entre un límite de secuencia en la base y una superficie transgresiva en el tope (Legarreta y Gulisano, 1989; Veiga et al., 2005).

Los trabajos que han analizado la sedimentología del Miembro Troncoso Inferior, tanto en localidades específicas como a escala regional, indican que la depositación de este intervalo estuvo relacionada a un arreglo complejo de ambientes sedimentarios, incluyendo sistemas fluviales entrelazados arenosos, fluviales efímeros de carga mixta, eólicos, y fluviales efímeros distales o de barreal (*playa lake*) en algunos casos llegando a desarrollar sistemas lacustres relativamente más perennes (Legarreta, 1985; Naidés y Barrionuevo, 2002; Veiga y Vergani, 2011; Veiga y Rossi, 1992; Vergani et al., 2002). Basándose en la distribución de facies, la arquitectura sedimentaria y la evolución vertical de los depósitos, se pueden identificar dos sectores con características particulares para el intervalo: uno noroeste y otro sudeste (Veiga et al., 2005) (Figs. 2.4, 2.5).

El sector noroeste del Miembro Troncoso Inferior se caracteriza por importantes espesores totales (en algunas localidades superando los 150 m) y por presentar una evolución vertical consistente, pasando de depósitos fluviales arenosos en la base a depósitos fluviales efímeros de grano fino en el techo (Veiga y Vergani, 2011). Hacia el norte, estos sistemas pasan transicionalmente a sistemas efímeros distales. Finalmente, una característica distintiva de este sector es la baja proporción de depósitos eólicos. El sector noroeste del Miembro Troncoso Inferior aflora principalmente a lo largo de las fajas plegadas y corridas del norte de Neuquén y sur de Mendoza y tiene una extensión muy limitada en el subsuelo. Hacia el norte, dentro de la provincia de Mendoza, los depósitos clásticos del Troncoso Inferior pasan lateralmente a evaporitas continentales y pelitas, sugiriendo la desconexión de la cuenca con el océano durante la depositación del intervalo (Legarreta, 1986, 1985; Veiga y Rossi, 1992). Por otro lado, la sucesión del sector sudeste del Miembro Troncoso Inferior se caracteriza por poseer espesores totales reducidos (entre 0 y 60 m) y muy variables en cortas distancias (en el orden de cientos de metros a escasos kilómetros). En este sector, la secuencia comienza generalmente con depósitos fluviales arenosos en la base que pasan a extensos depósitos eólicos en el tope de forma más o menos abrupta. El sector sudeste del Miembro Troncoso Inferior aflora en los sectores más orientales de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, en la provincia de Neuquén, y tiene una importante extensión hacia el este, en el subsuelo del Engolfamiento Neuquino.

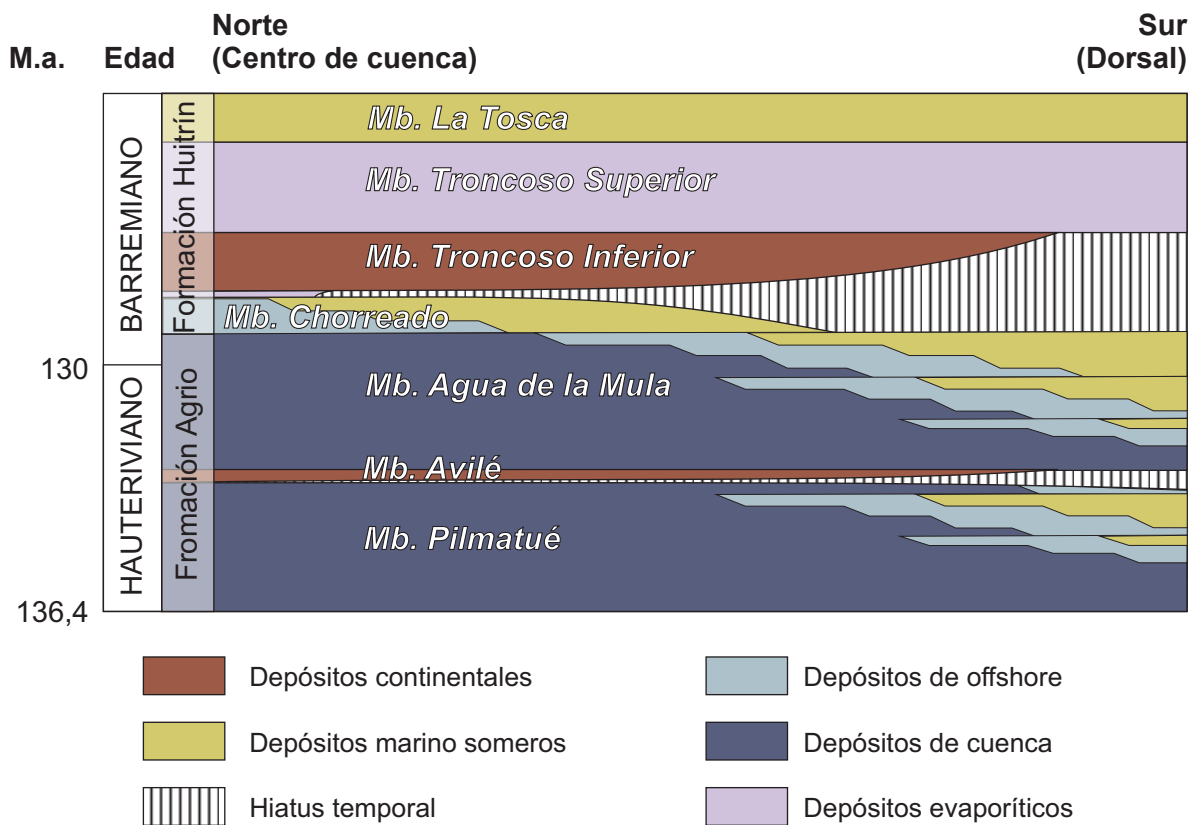


Figura 2.3. Esquema cronoestratigráfico para el sector centro a sur de la Cuenca Neuquina durante el Hauteriviano y Barremiano (Modificado de Howell et al., 2005 y Veiga, 2012).

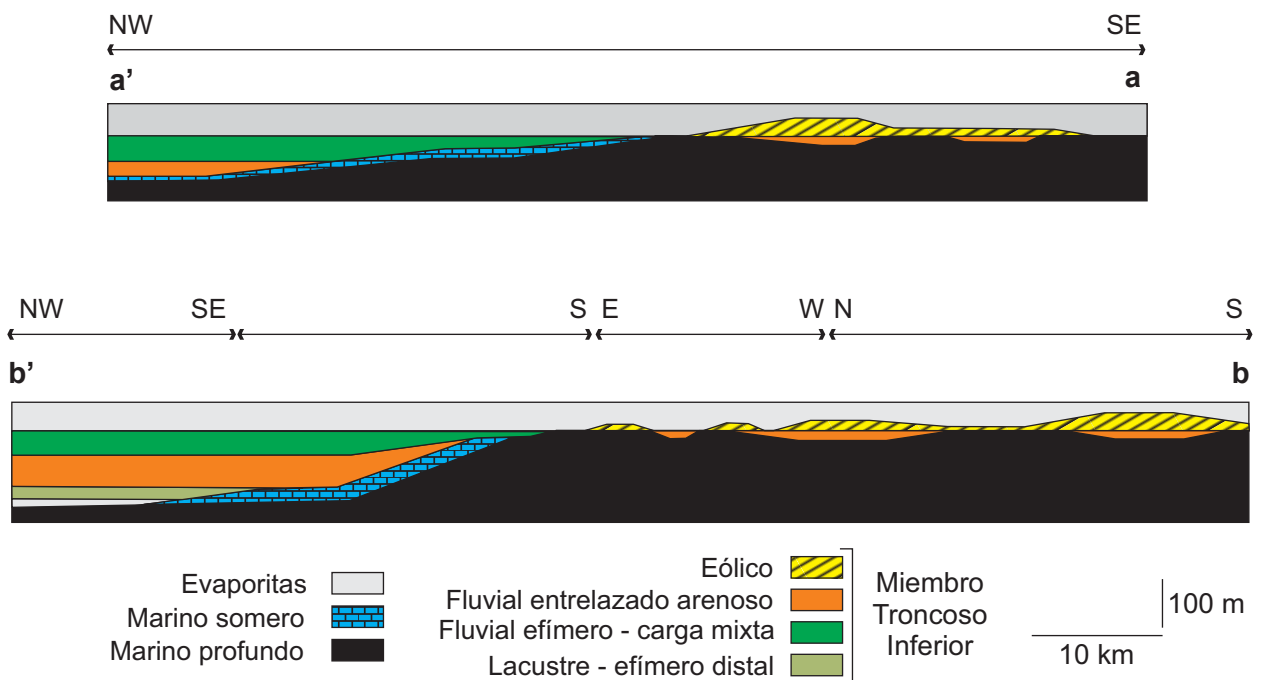


Figura 2.4. Secciones regionales del Miembro Troncoso Inferior mostrando sus dos sectores bien diferenciados respecto a sus sistemas de acumulación y evolución vertical. Ubicación de las secciones en Fig. 2.5. (Modificado de Veiga y Vergani, 2011).

El Miembro Troncoso Inferior ha sido un intervalo de sumo interés para la industria petrolera como roca reservorio, y como tal ha sido extensamente reconocido en el subsuelo (Barrionuevo, 2002; Barrionuevo y Naidés, 2003; Masarik, 2002; Uliana y Legarreta, 1993; Vergani et al., 2001). Al pie de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, el Miembro Troncoso Inferior está asociado a varios yacimientos comprendidos en áreas como Filo Morado, El Portón y Chihuido de la Salina (Fig. 2.5), donde el intervalo produce tanto de facies eólicas como fluviales (Masarik, 2002). Sin embargo, en áreas del Engolfamiento Neuquino como Chihuido de la Sierra Negra, El Trapial y Puesto Hernández, donde los yacimientos son de mayor escala e importancia, las facies eólicas de la unidad de estudio constituyen los mejores reservorios, tanto por sus propiedades como en volumen de hidrocarburos alojados (Valenzuela et al., 2011).

2.2. LOS DEPÓSITOS EÓLICOS DEL MIEMBRO TRONCOSO

Los depósitos de origen eólico que componen la sección superior del Miembro Troncoso Inferior en el sector sudeste, representan el registro de al menos un sistema de dunas de arena de extensión importante o *erg* (Dajczgewand et al., 2006; Legarreta, 2002; Veiga et al., 2005). Gran parte de la morfología final del *erg* fue excepcionalmente preservada gracias a la transgresión rápida de un mar de baja energía, hipersalino, que dejó a gran parte del sistema por debajo del nivel de base de olas y depositó las evaporitas del Miembro Troncoso Superior (Legarreta, 2002; Legarreta y Gulisano, 1989; Strömbäck et al., 2005). Como resultado, la sucesión eólica tiene espesores muy variables, entre 0 y 35 m. Dicha sucesión, a su vez, yace sobre una variedad de depósitos, incluyendo fluviales arenosos, fluviales efímeros de grano fino y depósitos marinos carbonáticos a mixtos (Miembros Chorreado y Agua de la Mula) (Veiga et al., 2005).

Los depósitos eólicos del Miembro Troncoso Inferior están compuestos de forma preponderante por facies sedimentarias de areniscas finas a medias, bien seleccionadas, con estratificación entrecruzada formando *sets* de espesores muy variables, desde menos de un metro hasta 13 m (Legarreta, 1986, 1985; Veiga et al., 2005). En menor medida, se encuentran facies de areniscas con propiedades texturales similares y estratificación o laminación subhorizontal, o entrecruzadas de bajo ángulo. Es muy común en estas areniscas laminación delgada con segregación bimodal de arena, indicativa de la migración y escalonamiento subcrítico de óndulas eólicas (Veiga et al., 2005). Hacia los márgenes del sistema eólico, intercalan con estas areniscas facies pelíticas, de areniscas finas y evaporitas (Veiga y Vergani, 2011).

Veiga et al. (2005) distinguieron dos unidades eólicas independientes en afloramiento, una inferior, más restringida espacialmente y compuesta por areniscas finas a medias con laminación horizontal o *sets* entrecruzados pequeños de menos de 2 m de espesor, y otra

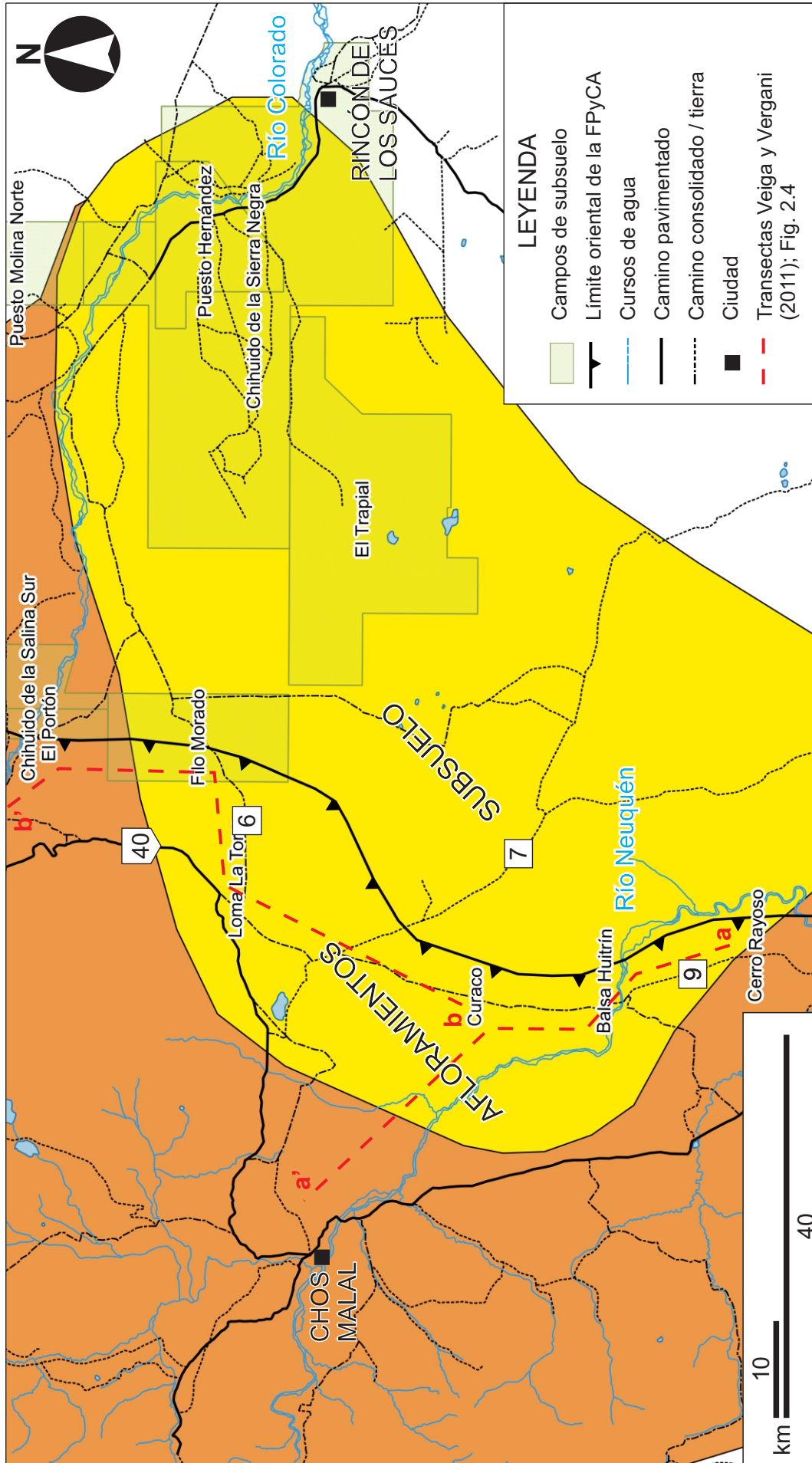


Figura 2.5. Extensión del Miembro Troncoso Inferior en el norte neuquino y lugares e interés. En color se resaltan los dos sectores en los que se separa la unidad en base a sus facies, arquitectura sedimentaria y evolución vertical (Veiga *et al.*, 2005; Veiga y Vergani 2011, ver referencias en el texto). Se muestra el límite oriental de la faja plegada y corrida del Agrio (FPyCA, línea dentada) separando el sector de afloramientos al oeste, y el sector de subsuelo al este. Se muestran además, los campos hidrocarbúricos más relevantes asociados a la unidad de estudio, y las localidades de afloramiento mencionadas en la bibliografía para el sector sudeste.

superior, más extensa y compuesta por areniscas finas a medias en *sets* entrecruzados de hasta 14 m de espesor. La unidad inferior se interpretó como generada a partir de dunas eólicas muy pequeñas y mantos de arena de bajo relieve, mientras que la unidad superior se interpretó como la unidad principal, más extensa y de mayor espesor. En base a los depósitos considerados como de interduna, se interpretó que este *erg* era predominantemente seco, aunque en sectores marginales observaron interdunas intermedias y húmedas.

Varios tipos de duna han sido interpretados en el registro eólico del Miembro Troncoso Inferior. Según la localidad y la posición vertical en la sucesión eólica, las interpretaciones varían entre formas de lecho de tipo longitudinal y transversal, de escala tanto de dunas como de *draa* (Comeron, 1990; Dajczgewand et al., 2006; Veiga et al., 2005). Strömbäck et al. (2005) basándose en paneles arquitecturales y datos de paleocorrientes, consideraron a las dunas en el sector de Pampa Tril como de tipo lineal, mientras que las del cañadón Curaco (Fig. 2.5) como de tipo barjanoide. En la región de subsuelo, Comeron (1990) interpretó la depositación de la sucesión observada al sur del área Chihuido de la Sierra Negra como originada por la migración de dunas barjanes, mientras que Dajczgewand et al. (2006) interpretaron la preservación de formas de dunas lineales a lo largo de gran parte del sector de subsuelo en base a estudios sísmicos, basándose también en estudios previos de paleocorrientes registradas por imágenes de pozo en el área de Puesto Hernández (Barrionuevo y Naidés, 2003).

El contexto estratigráfico secuencial del sistema eólico ha sido interpretado de distinta manera (Fig. 2.6). Vergani et al. (2002) separaron al relleno del Miembro Troncoso Inferior en una sección inferior progradante y una superior retrogradante, quedando el sistema eólico incluido en esta última. Por otro lado, Legarreta (2002) propuso que la actividad eólica representa la etapa inicial del cortejo transgresivo que resulta en la inundación de la cuenca y que por lo tanto no formaría parte del cortejo de mar bajo. Sin embargo, Veiga et al. (2005) resaltaron la presencia de formas eólicas sin escalonamiento, argumentando que las mismas indicarían un nivel freático bajo inmediatamente antes de la transgresión de las dunas y que por esta razón, la transgresión sobre las dunas parece haber sido muy rápida, “instantánea” en tiempo geológico. En este sentido estos autores ligaron esta transgresión a una reconexión abrupta con el Océano Pacífico e incluyeron a la sucesión eólica dentro del cortejo de mar bajo. En relación a esta última interpretación, el estudio de Strömbäck et al., (2005) determinó, en base a los depósitos de retrabajo y deformación de areniscas eólicas ubicados en el tope de sistema, que la transgresión fue rápida y de baja energía, ubicando a las dunas rápidamente por debajo del nivel de acción de olas.

La morfología final del sistema eólico ha sido descrita en afloramiento (Strömbäck et al., 2005) y en el subsuelo (Dajczgewand et al., 2006). En el sector norte de los afloramientos, notablemente en la margen sur de la Pampa de Tril, la morfología eólica preservada ha sido observada a simple vista por varios autores (Masarik, 2002). Aunque Strömbäck et al. (2005)

determinaron la altura de las formas de lecho preservadas y sugirieron una orientación norte-sur de las formas de lecho, análisis cuantitativos de estas morfologías no habían sido realizados con anterioridad a este trabajo de tesis. Más allá de la localidad de Pampa de Tril, hacia el sur de la región de afloramientos, se sugirió la preservación de morfología eólica (Veiga et al., 2005), pero la misma aún no ha sido caracterizada. En el subsuelo, los estudios de la morfología eólica preservada se basan principalmente en datos sísmicos, ya sea a partir de la amplitud de las areniscas o de las evaporitas inmediatamente suprayacentes del Miembro Troncoso Superior (Masarik, 2002). El estudio sísmico de Dajczgewand et al., (2006) determinó que la orientación de las dunas varía entre este-oeste (Puesto Hernández) a noreste-sudoeste (El Trapial), y proveyó además algunas mediciones de esta morfología. Las formas identificadas en el mencionado estudio tienen entre 200 y 700 m de ancho, un espaciamiento variable entre 500 m y unos pocos kilómetros, y una longitud de decenas de kilómetros. El espesor medido de las dunas generalmente fue superior a los 20m y siempre menor a 40m. En base a estas características los autores interpretaron a estas formas como dunas longitudinales o *seifs*.

Por otro lado, la geometría y facies de los depósitos relacionados a la inundación marina del sistema eólico fueron estudiados por Strömbäck et al., (2005) en dos localidades de afloramiento, Pampa de Tril y Curaco. En dicho trabajo se reconocieron facies de deformación de la arena eólica, así como también facies de retrabajo (Fig. 2.7). Dentro de las primeras, se observó la deformación de areniscas eólicas en pliegues de distinto grado de complejidad, como laminación convoluta, laminación ondulosa, diapiros y amplios sinclinales. Los límites de estas facies con facies eólicas indisturbadas generalmente son transicionales a medida que la deformación disminuye. Las facies de retrabajo, por otro lado, se separaron en facies masivas y facies con estratificación entrecruzada y óndulas. Se interpretó que las primeras estuvieron relacionadas a la depositación rápida de flujos con alto contenido de agua o flujos licuefactados, mientras que las segundas se relacionan con olas o corrientes derivadas del oleaje.

2.3. EL SISTEMA EÓLICO TRONCOSO COMO RESERVORIO

El Miembro Troncoso Inferior representa uno de los reservorios convencionales de petróleo más importantes de la Cuenca Neuquina. Como tal, en el año 2002 representaba el 35% de total de la producción de hidrocarburos de la misma (Masarik, 2002). Como se mencionó anteriormente, las facies eólicas constituyen los reservorios más importantes del Miembro Troncoso Inferior en los yacimientos de gran escala en el Engolfamiento Neuquino. Las acumulaciones en estos yacimientos son principalmente de petróleo acompañado de casquetes de gas, y las trampas son principalmente estructurales con una fuerte componente estratigráfica, provocada por cambios de facies, diagénesis y acuífamientos relacionados al ambiente deposicional (Comeron, 1990; Masarik, 2002; Uliana y Legarreta, 1993; Valenzuela et al., 2011).

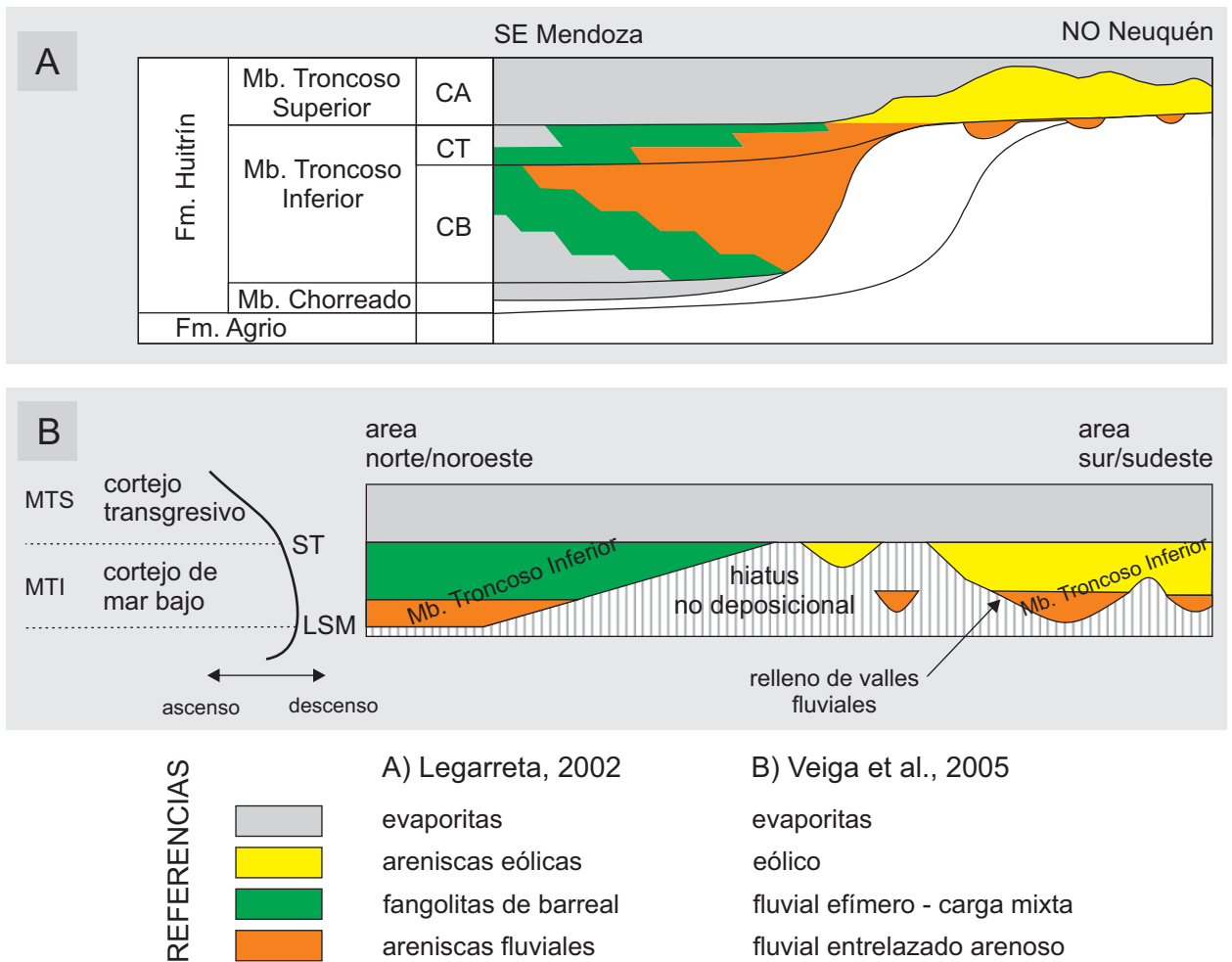


Figura 2.6. Contexto estratigráfico secuencial en el que se han enmarcado los depósitos eólicos del Miembro Troncoso Inferior. A) Corte estatigráfico conceptual modificado de Legarreta (2002), donde se ubicaron a los depósitos eólicos dentro del cortejo transgresivo (CA: cortejo de agradación, CT: cortejo transgresivo CB: cortejo de mar bajo). B) Esquema cronoestratigráfico modificado de Veiga et al., (2005) donde los depósitos eólicos forman parte del cortejo de mar bajo (ST: superficie transgresiva, LSM: límite de secuencia maestro, MTS: Miembro Troncoso Superior, MTI: Miembro Troncoso Inferior)

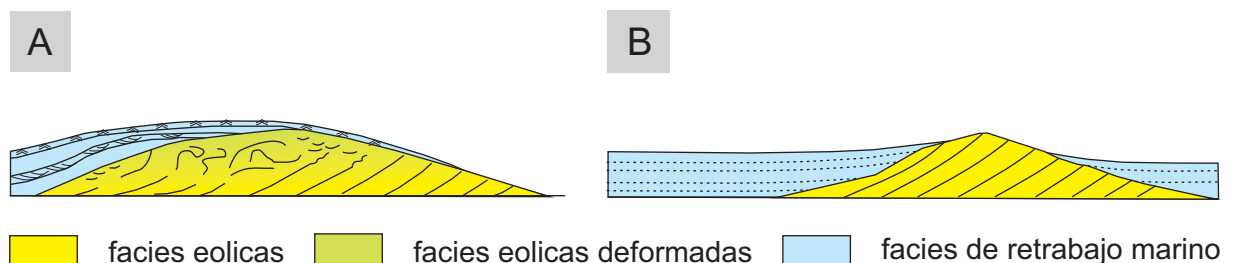


Figura 2.7. Retrabajo marino de las dunas eólicas del Miembro Troncoso Inferior, modificado de Strombäck et al. (2005). A) Escape de agua y deformación de facies eólicas seguido por retrabajo por oleaje, primero de alta energía y pasando a baja energía a medida que ascendió el nivel relativo del mar. B) Depósitos masivos a débilmente laminados originados por procesos de licuefacción, presumiblemente posteriores al retrabajo por oleaje. Más comunes en el sector norte de la cuenca.

En muchos casos, la sucesión eólica ha sido estudiada y modelada como una única facies dentro del complejo intervalo productivo que abarca desde el tope de la Formación Agrio hasta el tope del Miembro Troncoso Inferior. Sin embargo, se ha observado que la variabilidad en las propiedades petrofísicas de las areniscas eólicas puede llegar a ser importante (Fig. 60 en Masarik, 2002). Varios trabajos han analizado las facies eólicas con distintos niveles de detalle, y a partir de descripciones realizadas en testigos corona se han discriminado facies sedimentarias interpretadas como de duna, interduna seca e interduna húmeda con propiedades petrofísicas e incluso patrones de perfiles eléctricos distintivos (Morettini et al., 2013; Naidés y Barrionuevo, 2002). Teniendo en cuenta la información publicada sobre análisis petrofísicos de las areniscas eólicas del Miembro Troncoso Inferior en distintos yacimientos, se pueden aproximar las propiedades petrofísicas comunes del reservorio. Las facies de duna poseen los mejores valores de porosidad (~ 20%) y permeabilidad (~ 100 mD) (Argüello, 2011; Krittian y Naidés, 2006; Valenzuela et al., 2011). Naidés y Barrionuevo (2002) identificaron facies de interduna secas y húmedas en el yacimiento Puesto Hernández. En dicho estudio, las facies de interduna seca demostraron tener valores de parámetros petrofísicos más reducidos comparadas a las dunas y, en caso de estar cementadas, pueden actuar como límites de permeabilidad. Por otro lado, las facies de interduna húmeda se caracterizaron por tener valores variables de matriz arcillosa y como resultado demostraron propiedades petrofísicas pobres, actuando como generalmente como retardadores de flujo (*buffers*).

Gran parte de los proyectos de caracterización como reservorio del Miembro Troncoso Inferior y su sección eólica se han basado en menor o mayor medida en las secciones aflorantes del mismo intervalo. Diferentes autores han remarcado la similitud de facies y evolución entre las secuencias aflorantes en el norte neuquino y las facies reservorio de estos yacimientos (Naidés y Barrionuevo, 2002; Vergani et al., 2001). Si bien a grandes rasgos las similitudes son importantes, no existen hasta la actualidad estudios con el detalle suficiente como para definir si la heterogeneidad interna observada responde efectivamente a los mismos factores de control, especialmente considerando que ambos casos de estudio pueden estar separados hasta 90 km. En este sentido, aunque el intervalo ha sido el objeto de numerosos estudios, la gran mayoría de los mismos se ha concentrado en casos puntuales, y pocos han analizado la variabilidad regional del sistema eólico.

METODOLOGÍA

3.1. HIPÓTESIS, ESCALAS DE TRABAJO Y OBJETIVOS ESPECÍFICOS

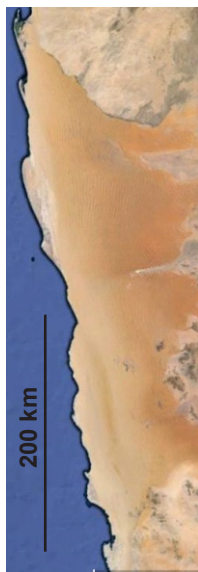
En función de los objetivos generales y del contexto expuesto anteriormente, se formuló una **hipótesis** de trabajo en la que se considera que “variaciones sutiles en las propiedades petrofísicas provocadas por el diseño de heterogeneidad sedimentaria de distintas escalas en la sucesión eólica del Miembro Troncoso Inferior pueden tener un impacto considerable en su comportamiento como reservorio convencional de hidrocarburos”.

En el presente trabajo de tesis, la caracterización de la heterogeneidad sedimentaria de la sucesión eólica del Miembro Troncoso Inferior consistió en la integración de **estudios a distintas escalas**. El origen de dicha heterogeneidad está vinculado a los procesos sedimentarios que actúan a distintas escalas espaciales y temporales dentro de un mismo sistema eólico. Como consecuencia, el registro sedimentario de un sistema eólico está conformado por el arreglo complejo de distintos tipos de heterogeneidad originados por un conjunto de procesos operando a escalas específicas (p. ej., regional, local). Por lo tanto, para poder detectar y caracterizar un tipo de heterogeneidad determinada, es necesario trabajar a una escala similar a la que operaban los procesos que le dieron origen. Por esta razón, se determinó un objetivo específico para cada escala de trabajo particular, que a su vez está asociado a un flujo de trabajo particular y a tareas específicas. En este sentido, se definieron cuatro escalas de trabajo a las que se analizó la sucesión eólica del Miembro Troncoso Inferior (Figs. 3.1, 3.2): regional, local, de detalle y de microdetalle. A partir de los interrogantes específicos para cada una de dichas escalas de observación se pretendió llegar a un modelo integrado para el sistema complejo que representa el registro del Sistema Eólico Troncoso.

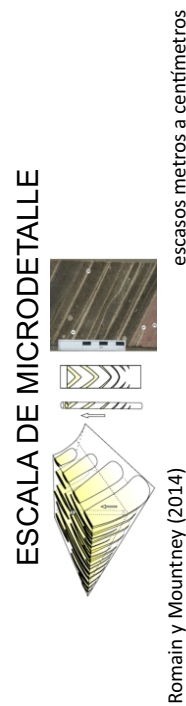
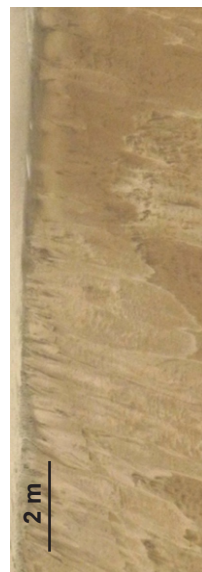
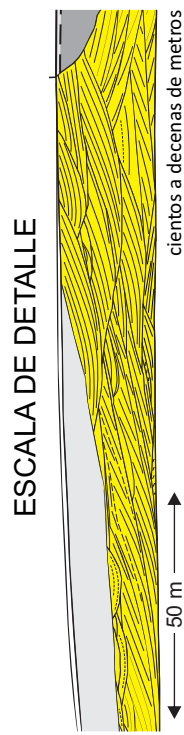
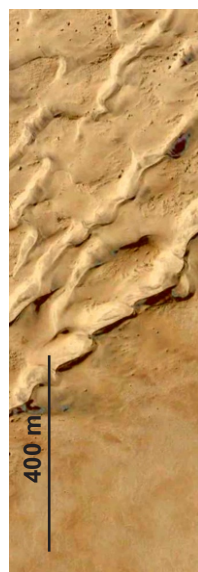
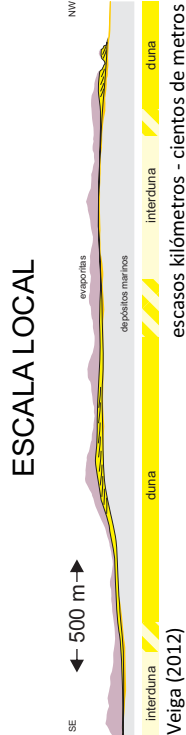
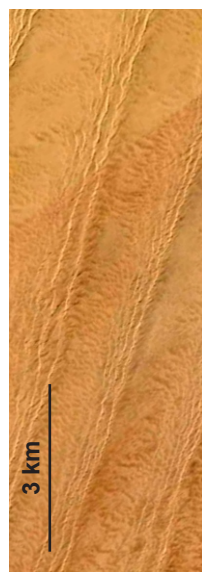
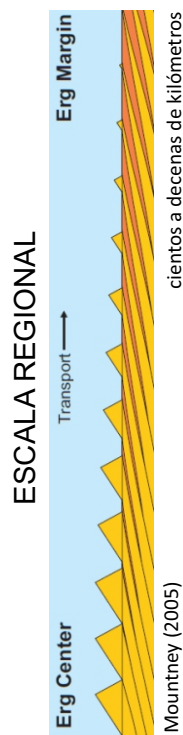
A escala regional, se investigó la heterogeneidad espacial de la sucesión a lo largo de decenas de kilómetros. Las variaciones que se pueden observar a esta escala están relacionadas a procesos que operaron a través de todo un mar de arena o *erg*, provocando sectores diferenciables dentro del mismo. En sistemas actuales, se observa que a lo largo de la extensión de un *erg* ocurren cambios en el tipo de duna, debido a la variación en la forma, tamaño y dinámica de las mismas, las condiciones de humedad en la superficie de acumulación y el balance de arena que puede provocar o no una acumulación neta, entre otros aspectos. Estas

ESCALAS DE ESTUDIO

sistema eólico

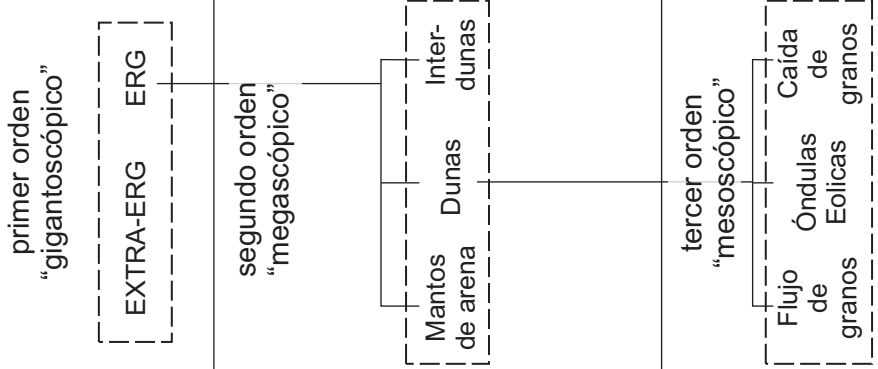


registro de un sistema eólico



Goggin et al. 1988

niveles de heterogeneidad



foco de este estudio

Figura 3.1. Escalas de trabajo en el desarrollo de la presente tesis. Dichas escalas de trabajo están definidas en base a la escala de procesos particulares que ocurren en sistemas eólicos modernos, dando origen a un nivel de heterogeneidad de similar escala en el registro sedimentario. Se comparan con los niveles de heterogeneidad del registro sedimentario eólico definidos por Goggin et al., (1988).

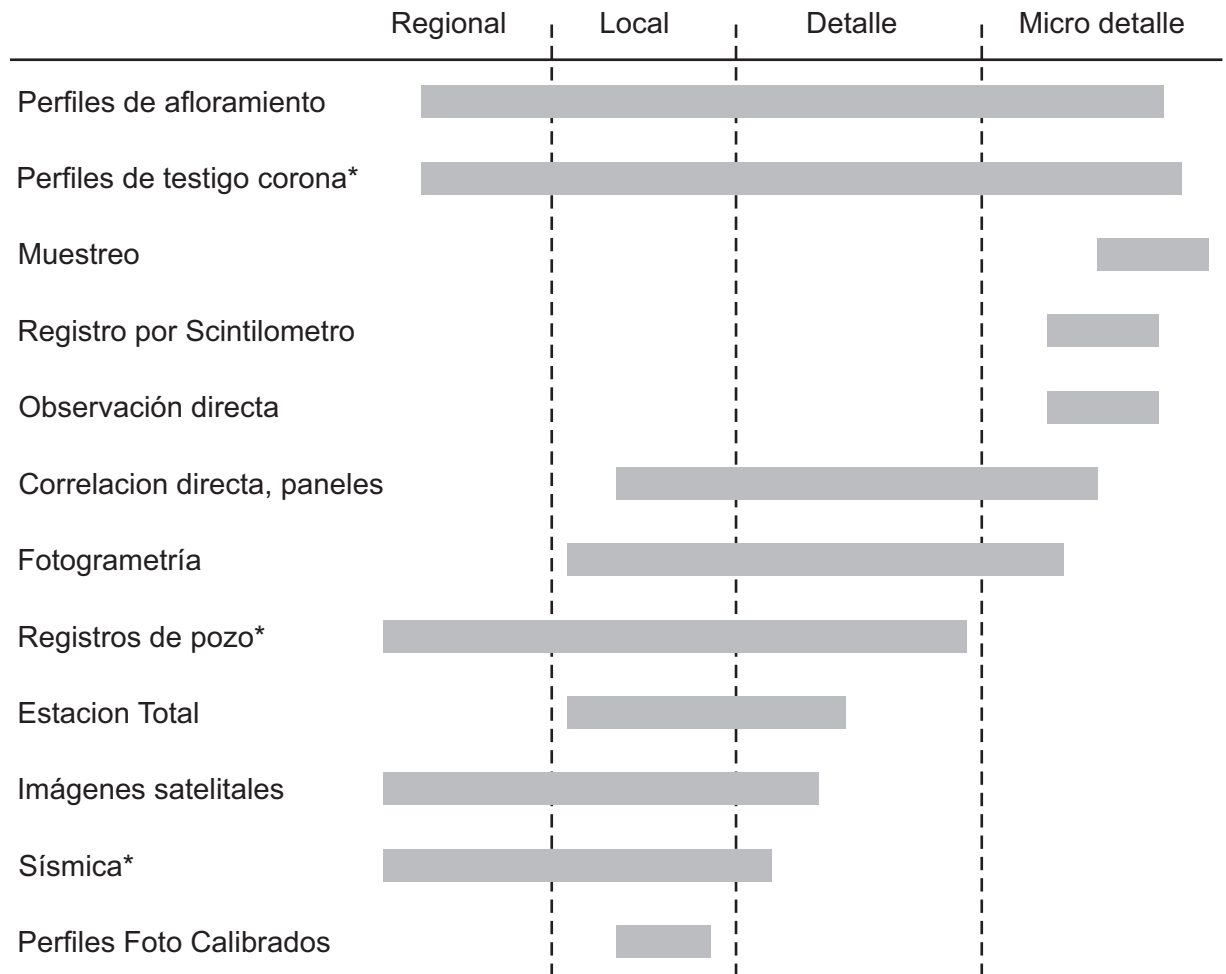


Figura 3.2. Fuentes de información geológica utilizados en este estudio y su relevancia respecto a las escalas de trabajo de este estudio. Los asteriscos denotan fuentes de información de subsuelo.

variaciones resultan en cambios significativos en el estilo de heterogeneidad sedimentaria observada en el registro. La caracterización de esta escala de heterogeneidad no solo permite reconstruir las condiciones ambientales a lo largo del antiguo *erg*, sino también inferir el efecto de los parámetros de control sobre la construcción, acumulación y preservación de la secuencia eólica (como la profundidad del nivel freático y su variabilidad, las condiciones aerodinámicas, la capacidad de transporte del viento, el estado del suministro sedimentario y las variaciones en la creación de espacio de acomodación).

La escala local está delimitada para investigar la heterogeneidad sedimentaria importante que se observa en sistemas con este tipo de preservación particular en distancias desde escasos kilómetros a varios cientos de metros. A esta escala, en un registro con preservación excepcional de morfología eólica como el estudiado, se producen importantes cambios de espesor y facies relacionados a las formas de lecho preservadas de meso a macro escala, es decir dunas, *draa* y sus correspondientes interdunas. La caracterización de la morfología preservada de manera cuantificada (morfometría) permitió clasificar las formas de lecho y discutir los procesos y controles ambientales a los que podrían haber estado sujetas.

Por su parte, la escala de detalle abarca heterogeneidades sedimentarias que se expresan en distancias de entre cientos a decenas de metros. Esta escala suele estar relacionada con lo que en el registro de muchos sistemas sedimentarios comúnmente se denomina cuerpos sedimentarios, elementos arquitecturales (Miall, 1996) o unidades sedimentarias. Es justamente la escala de más difícil observación en el subsuelo, formando la brecha de adquisición de información (capítulo 1). A esta escala, los procesos que controlan el estilo de heterogeneidad sedimentaria eólica están relacionados a la morfodinámica de las formas de lecho, que da origen a los cuerpos o *sets* de estratificación entrecruzada, y al entramado de discontinuidades o superficies internas que los limitan.

Finalmente, la escala de microdetalle abarca el estudio de variaciones que ocurren a distancias entre decenas de metros a centímetros. La heterogeneidad sedimentaria a esta escala está íntimamente relacionada con los procesos de menor escala en un sistema eólico, como los flujos de granos en las caras de avalancha de dunas o la migración de óndulas eólicas, entre otros. Estos procesos se expresan en el registro como distintos tipos de estratificación eólica, con una determinada orientación, ángulo de inclinación, y diseño de ordenamiento dentro de los *sets* entrecruzados. Las heterogeneidades de esta escala son demasiado pequeñas para ser representadas por la mayoría de los modelos geocelulares actuales y en consecuencia no fueron investigadas con la misma profundidad que las anteriores. Sin embargo, debido a que los testigos corona permiten observaciones de esta escala en el subsuelo, su utilización para inferir y proyectar heterogeneidades de mayor escala puede ser muy útil (Romain y Mountney, 2014). Adicionalmente, sus efectos pueden ser promediados e incorporados a elementos de escalas directamente superiores (procesos de “*upscaling*”). Por lo tanto, aunque en menor medida que

las anteriores, esta escala se ha analizado y caracterizado al menos cualitativamente en la gran mayoría de los afloramientos estudiados en el trabajo a escala de escala de detalle.

En base a lo expuesto anteriormente, y principalmente en función de las escalas de trabajo, los objetivos generales y los antecedentes del intervalo de estudio, se propusieron los siguientes **objetivos específicos**:

- Analizar los parámetros que controlaron la construcción, acumulación y preservación del registro sedimentario eólico del Miembro Troncoso Inferior, en base a la construcción de un marco estratigráfico robusto, y la caracterización de la variabilidad de los depósitos a escala regional.
- Caracterizar la morfología preservada en el registro del Sistema Eólico Troncoso a escala local, para establecer y analizar los tipos de formas de lecho preservadas, su morfometría y variabilidad, y las condiciones ambientales a las cuales pudieron estar expuestas.
- Establecer la morfodinámica de las formas de lecho, y su variación temporal a largo plazo, a partir del estudio de la heterogeneidad sedimentaria de escala de detalle y microdetalle del Sistema Eólico Troncoso.
- Determinar el impacto de los resultados del estudio multiescala en la elaboración de modelos de subsuelo geológicamente realistas de reservorios eólicos.

3.2. ÁREAS DE ESTUDIO

Otra particularidad de la organización del presente trabajo como un estudio multiescala fue la necesidad de seleccionar distintas áreas de estudio según la escala de trabajo. Tales áreas incluyen tanto sectores de afloramientos de la unidad de estudio, así como también sectores de subsuelo donde dicha unidad ha sido identificada. Como resultado, cada objetivo específico tiene un área de estudio determinada, elegida según la accesibilidad, disponibilidad y características de la exposición o del sondeo de subsuelo.

El área de estudio de escala regional en afloramiento se compone por una franja en dirección norte sur, muy próxima al frente de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, que contiene a la gran mayoría de las exposiciones en superficie de depósitos eólicos del Miembro Troncoso Inferior (Fig. 3.3). Esta franja se extiende unos 50 km, entre la Pampa de Tril y el Cerro Rayoso y fue separada en tres sectores, norte centro y sur, en donde varían las características generales de los afloramientos y de la unidad de estudio. En el sector norte los afloramientos tienen poco buzamiento tectónico, una mínima deformación por plegamiento y una extensión importante. En el sector centro la sección aflorante se caracteriza por una intensa deformación por plegamiento, forman una única traza de exposición y son discontinuos. Finalmente, en el sector sur las secciones aflorantes continúan fuertemente plegadas, y afloran varias veces de este a oeste. Por

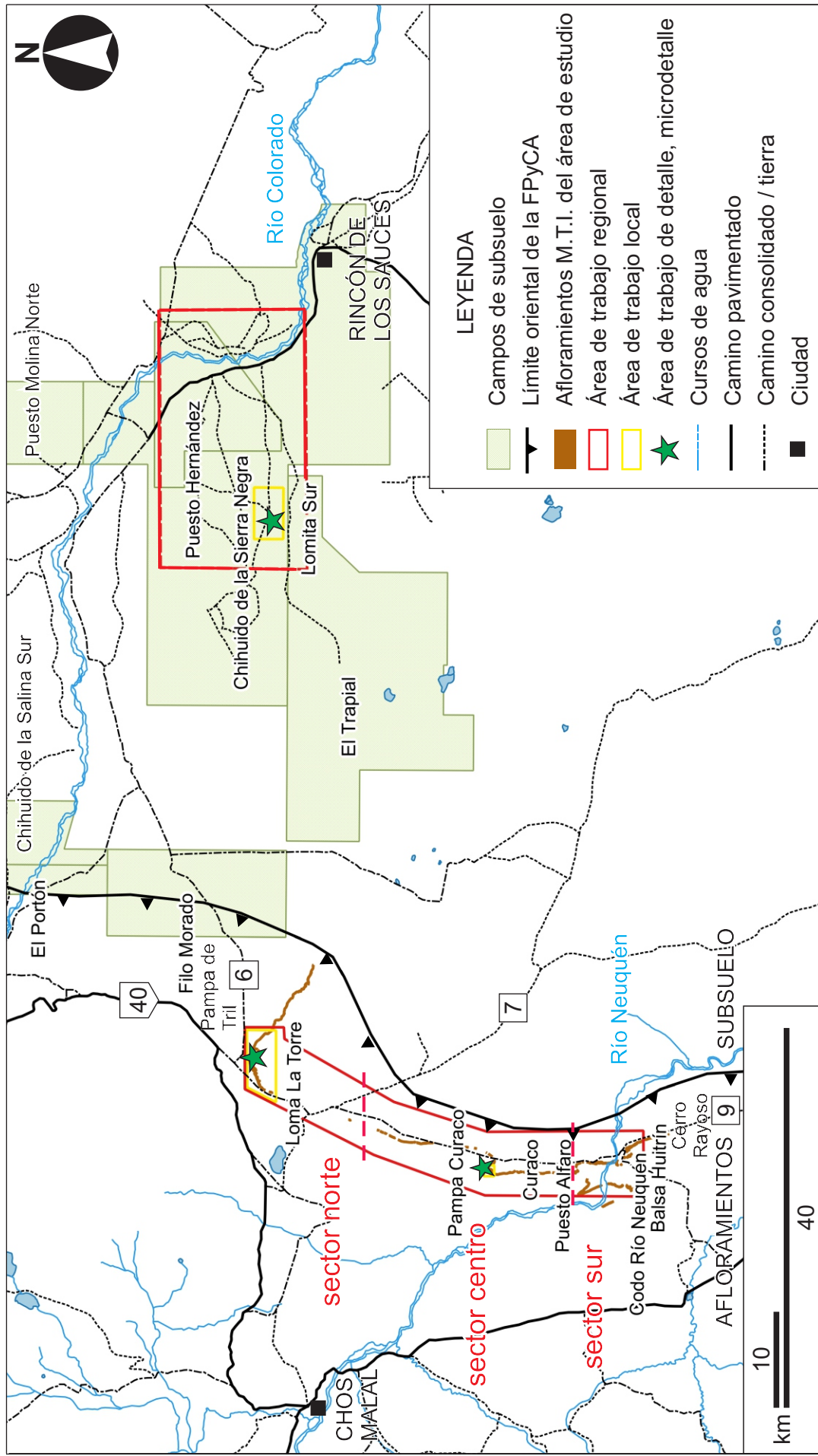


Figura 3.3. Ubicación de las áreas de estudio de afloramiento y subsuelo en función de la escala de trabajo. Se muestra el límite oriental de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (FPyCA, línea dentada) separando el sector de afloramientos al oeste, y el sector de subsuelo al este. Los cuadros de subsuelo al este. Los cuadros amarillos señalan las áreas de estudio a escala regional, y en el caso del área de afloramiento se señala la separación entre el sector norte, centro y sur. Los cuadros verdes señalan las áreas de trabajo a escala local mientras que las estrellas verdes señalan la localización de los sectores de trabajo a escala de detalle y micro detalle. Se marcan además los campos hidrocarbúricos mencionados en el texto y de relevancia para la unidad de estudio.

otro lado, el área de estudio regional en el subsuelo comprende un área extensa que incluye los campos productivos donde se han identificado depósitos eólicos en la unidad de estudio, y de los que se dispone de material bibliográfico. Una localidad de subsuelo fue analizada por observación directa de material de subsuelo, que corresponde al yacimiento Lomita Sur, en el campo Chihuido de la Sierra Negra (Fig. 3.3). En toda el área de estudio regional el Miembro Troncoso Inferior tiene una sección típica del sector sudeste (Veiga et al., 2005), generalizado por con un intervalo inferior fluvial y un intervalo superior eólico, ambos con importante variabilidad lateral de espesor y facies.

Para el estudio geométrico cuantitativo a escala local, se seleccionaron las localidades de Loma La Torre y Curaco, de afloramiento, y Lomita Sur, de subsuelo. Caracterizaciones cualitativas de esta escala se realizaron también en otras localidades de afloramiento. A su vez, las localidades de afloramiento seleccionadas para estudios cuantitativos a escala local fueron el objeto de estudios de escala de detalle y microdetalle (Fig. 3.3). A continuación, se detallan las principales características de las localidades seleccionadas para trabajos a múltiples escalas.

3.2.1. Loma La Torre

La localidad de Loma La Torre, también nombrada en la bibliografía como Barda Atravesada, comprende un grupo de afloramientos que marcan el límite sur de la llamada Pampa de Tril, en el Norte de Neuquén (Fig. 3.4). Es uno de los afloramientos más conocidos del intervalo, y posiblemente el más utilizado para analogías con el subsuelo. Es accesible desde las rutas provinciales 6 y 9 y visible desde la ruta nacional 40, a mitad de camino entre Chos Malal y Buta Ranquil. Los afloramientos del intervalo de estudio se caracterizan por una continuidad excepcional de decenas de kilómetros, con una excelente calidad de exposición. Por estas razones, se seleccionó esta localidad para estudios cuantitativos de la escala local, de detalle y microdetalle, así como también por su importante reconocimiento en la bibliografía y en la industria.

Más allá de las características favorables evidentes de los afloramientos en esta localidad, se deben resaltar condiciones particulares que condicionaron la metodología de trabajo. Aunque la observación de los afloramientos a distancia resulta muy accesible, el estudio directo de los mismos presenta considerables problemas logísticos. La exposición de la unidad de estudio se da en forma de acantilados, ubicados sobre un talud conformado por las facies pelíticas mixtas (siliciclásticas-carbonáticas) de la Formación Agrío. Dicho talud puede tener un desnivel de hasta 300 m respecto a la planicie y ruta aledaña. En este sentido, se investigaron y pusieron a prueba distintas herramientas y métodos de levantamiento que permitieran un relevamiento de campo eficiente, en el sentido de obtener información en sectores de muy difícil acceso. Finalmente, otra característica relevante es que, aunque la orientación de los acantilados

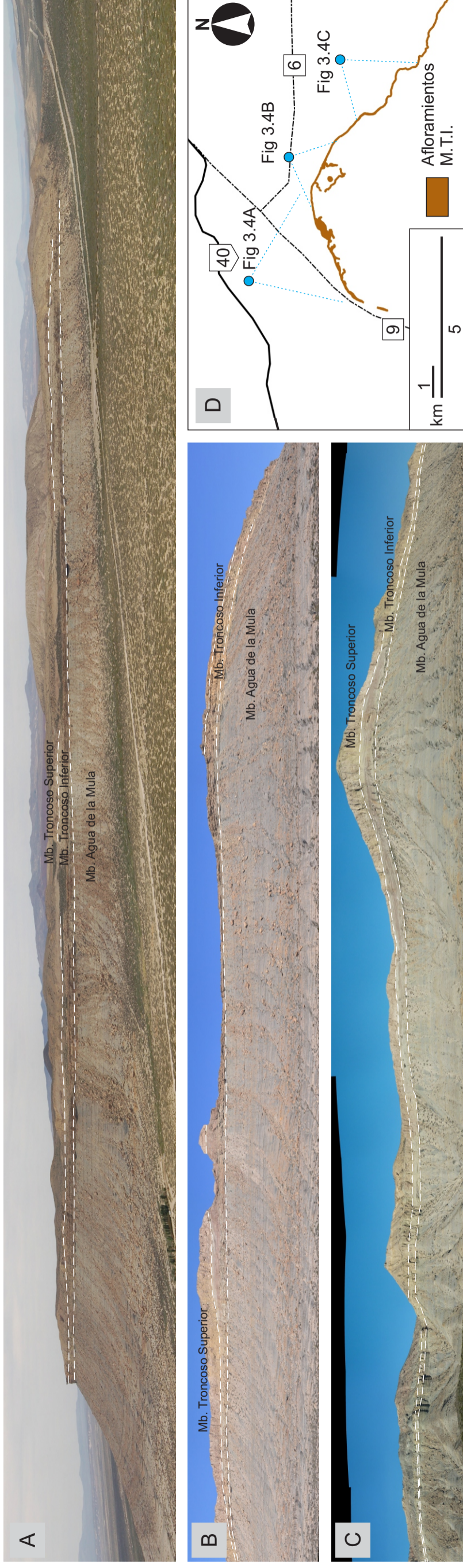


Figura 3.4. Afloramiento de la localidad Loma La Torre, formando el margen sur de la Pampa de Tril. Se observa la Formación Agrio, formando el talud del cerro, y los Miembros Troncoso Inferior y Superior de la Formación Huitirín, formando la cresta más resistente del cerro. Se separó el frente estudiado en tres sectores debido a su extensión. A) Sector sudoeste de la localidad, se observa la ruta provincial 9. B) Sector centro de la localidad observado desde la ruta 6. C) Sector este de la localidad. D) Orientación de las imágenes. Abreviación de Miembro Troncoso Inferior como "M.T.I."

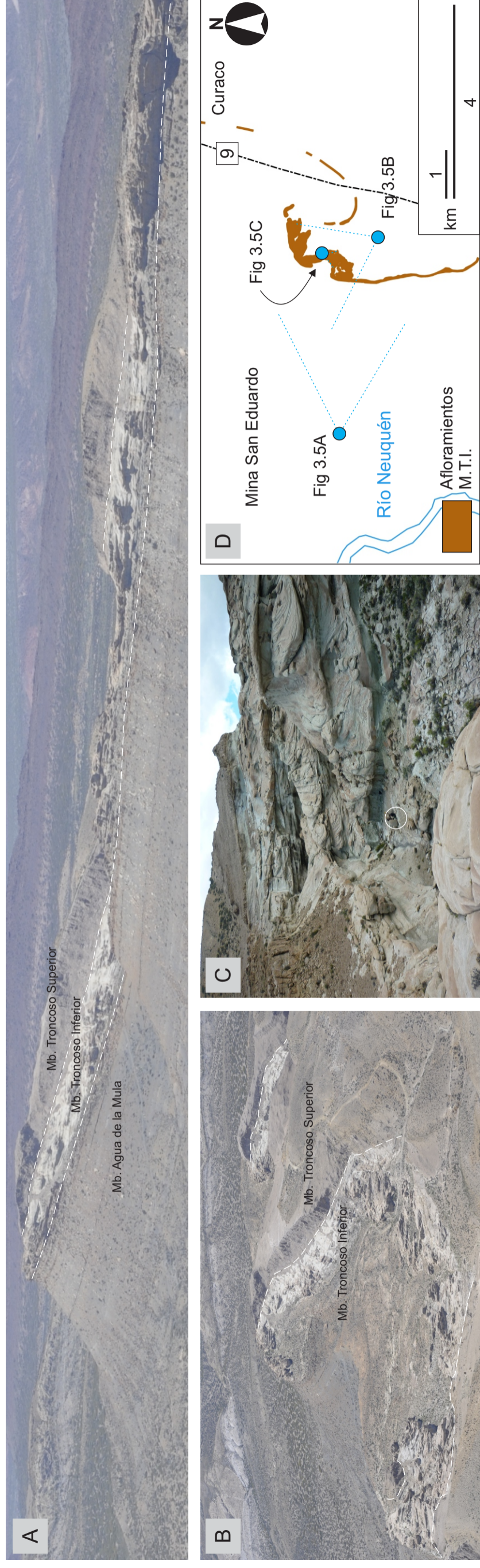


Figura 3.5. Afloramientos en la localidad de Curaco, caracterizados por formas complejas que permiten un control tridimensional de la arquitectura sedimentaria. Se distinguen claramente los afloramientos de Miembro Troncoso Inferior por su color blanquecino. A) Vista aérea desde el oeste. B) Vista aérea desde el sudeste. C) Aspecto de los afloramientos desde poca distancia, personas como escala. D) Orientación de las imágenes.

varía a lo largo de su extensión, los sitios con cobertura tridimensional favorable al trabajo a escala de detalle se encuentran solo en sectores puntuales de la extensión del afloramiento.

3.2.2. Curaco

La localidad de Curaco se ubica a mitad de camino entre el paraje Curaco y la mina San Eduardo (Fig. 3.5). Sus afloramientos de relativamente fácil acceso son visibles desde la ruta 9 hacia el oeste. En esta localidad, el intervalo de estudio genera afloramientos de formas complejas, principalmente torres y quebradas, proporcionando exposiciones de excelente calidad en diferentes orientaciones. Por lo tanto, el control tridimensional de la arquitectura es notable a la escala de detalle. Por otro lado, la continuidad del afloramiento es muy buena pero solo se da en dirección sur, donde se sigue por varios kilómetros hasta el Río Neuquén. Por estas razones esta localidad se seleccionó para estudios a escala local y de detalle.

3.2.3. Lomita Sur

El yacimiento Lomita Sur está ubicado a 30 km al oeste de la ciudad de Rincón de los Sauces y queda incluido en el área Chihuido de la Sierra Negra, uno de los principales campos petrolíferos del país. A fines de la década del 70, se descubrieron en este sector hidrocarburos en el Miembro Avilé de la Formación Agrio, mientras que a fines de la década del 80 se hace un descubrimiento en el Miembro Troncoso Inferior, siendo estos dos intervalos los principales reservorios en el área. Las facies eólicas proveen en esta área los reservorios de mejores propiedades y con mayor volumen de reservas dentro del Miembro Troncoso. A su vez, el sector estudiado linda con las áreas de El Trapial al sur y Puesto Hernández al este, por lo que se encuentra en un sector clave entre distintas áreas de explotación. Fue elegido por su importancia y la disponibilidad de registros de pozo y testigos corona.

3.3. TAREAS ESPECÍFICAS

3.3.1. Tareas a escala regional

Para cumplir el objetivo específico a escala regional, fue necesario un flujo de trabajo extenso que consistió en varias tareas, las cuales se pueden separar según etapas de adquisición de datos, análisis y elaboración intelectual (Fig. 3.6). A partir de un relevamiento de campo (Fig. 3.7), incluyendo perfiles de detalle representativos de cada localidad, muestreo, relevamiento fotográfico y observaciones de la geometría de los cuerpos de roca, entre otras tareas, se construyó un esquema de facies, cuerpos sedimentarios y asociaciones de facies. Esta metodología permitió identificar distintos intervalos y elaborar un esquema estratigráfico detallado del Miembro Troncoso Inferior en el área de afloramiento. En particular, permitió

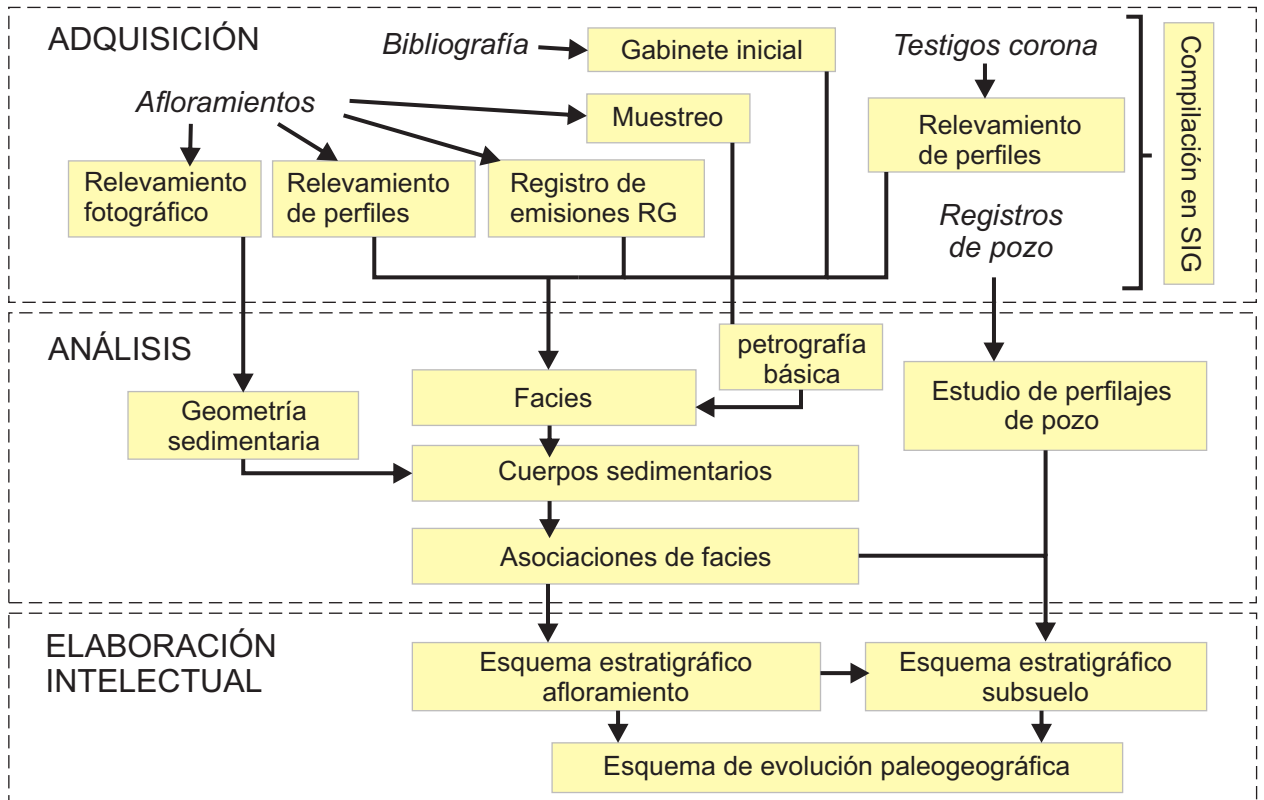


Figura 3.6. Flujo de trabajo a escala regional. Se resaltan tareas específicas en bloques amarillos, separadas en etapas de adquisición, análisis y elaboración intelectual, y fuentes de información en cursiva.



Figura 3.7. Tareas de relevamiento de información en el campo a escala regional. A) Levantamiento de perfiles sedimentarios, uso del báculo de Jacob. B) Relevamiento fotográfico. C) Registro de emisiones gamma. D) Muestreo.

diferenciar los depósitos de un sistema eólico de extensión regional, aquí denominado Sistema Eólico Troncoso, de otros depósitos eólicos de carácter local. El uso de un sistema de información geográfica (SIG) fue clave para compilar la información propia y proveniente de la bibliografía en un contexto espacial. Por otro lado, se analizaron los datos del área de subsuelo siguiendo el mismo flujo de trabajo y se discutió la efectividad de la aplicación del esquema estratigráfico en la sucesión de la localidad Lomita Sur. De esta manera, una vez definidos los límites del intervalo que representa el registro del Sistema Eólico Troncoso, se analizó su variabilidad regional y los parámetros de control que actuaron en la generación del mismo.

3.3.1.1. Adquisición

Estudio de gabinete inicial: Previo a la recolección de datos propia de este trabajo, se compiló la información disponible relacionada a aspectos estratigráficos, sedimentológicos y de características de la unidad de estudio como reservorio. Por otro lado, se reunió bibliografía relacionada a la temática de estudio. Esta información proveyó un marco teórico sobre el cual se discutieron los rasgos observados en la unidad, las metodologías utilizadas y los resultados obtenidos.

Relevamiento de perfiles de afloramiento: Perfiles sedimentológicos de detalle (escala 1:40) fueron relevados en todas las localidades y referenciados con GPS. Los afloramientos fueron inspeccionados para elegir sectores representativos de la localidad donde se relevaron los perfiles. En ellos se documentó la textura observable -fracciones granulométricas presentes y su abundancia, selección-, estructuras sedimentarias y composición (en las fracciones de mayor tamaño, visibles con lupa) de las sedimentitas. También se llevó a cabo mediciones de dirección de paleocorrientes y se prestó especial atención a las superficies y contactos entre estratos, para identificar superficies clave dentro del intervalo de estudio. Las mediciones de espesor fueron siempre asistidas por mediciones con báculo de Jacob, en función de la inclinación tectónica de cada sector.

Medición de estratos entrecruzados y paleocorrientes: Tanto en perfiles sedimentarios como en paneles arquitecturales, se llevó a cabo la medición de dirección y ángulo de inclinación de estratos entrecruzados en el campo utilizando una brújula brunton, que junto a otras estructuras, permitieron indicar dirección y sentido del paleoflujo que provocó la depositación. En numerosas ocasiones, especialmente en los *sets* de estratos entrecruzados de varios metros de espesor, se tomaron numerosas mediciones de un mismo *set*, debido a la variabilidad que dirección y ángulo de inclinación que pueden exhibir los mismos. En este sentido, para datos provenientes de *sets* de estratos entrecruzados, en este manuscrito se hace una diferenciación entre datos individuales de dirección y ángulo de inclinación, y se reserva el término paleocorrientes para el valor promedio que exhibe un determinado *set*.

Registro de emisiones de rayos gamma: Se realizó un registro de patrones de emisión radiactiva de rayos gamma de las rocas a lo largo de los perfiles, utilizando un espectrómetro manual de rayos gamma modelo GR-135G de Radiometric Systems. El instrumento entrega resultados en unidades de PPM y CPM de emisiones totales y discriminadas según su proveniencia de los elementos U, Th y K. La precisión en un muestreo típico es de 0.4% K, 1 PPM eU, y 3 PPM eTh. El espaciado de muestro aplicado a lo largo del perfil fue distinto según la variabilidad litológica observada, pero en promedio se tomó una medición cada 1 o 2 metros. En base a la referenciación de las mediciones respecto al perfil se elaboraron perfiles de emisión de rayos gamma, homologables a los perfiles eléctricos del mismo tipo en el subsuelo, donde esta herramienta es utilizada extensamente. En este sentido esta herramienta resultó clave para comparar datos de afloramiento y subsuelo.

Muestreo: La toma de muestras de roca se realizó con el objetivo de documentar la textura y composición de las rocas con mayor detalle en casos puntuales. No se pretendió ni un muestro sistemático u orientado a un gran número de muestras para análisis de procedencia, ya que este tipo de análisis escapa a los objetivos de la tesis. La ubicación de cada muestra está referida a perfiles o por GPS.

Relevamiento fotográfico: Para el relevamiento fotográfico destinado a la construcción de fotomosaicos, las fotografías fueron tomadas o bien desde un punto fijo para cada afloramiento, o bien cada foto desde distintas ubicaciones siempre a la misma distancia del afloramiento y perpendiculares al mismo (Fig. 3.8A). En la gran mayoría de los casos, las particularidades de cada afloramiento, o la gran distancia entre el afloramiento y la cámara, no permitieron o no hicieron necesaria la aplicación esta última técnica. Estos fotomosaicos fueron utilizados para la correlación directa de superficies y la determinación de la geometría de cuerpos sedimentarios.

Relevamiento de perfiles de testigos corona: Se describieron directamente testigos corona provenientes de 5 pozos del yacimiento Lomita Sur, totalizando 162 m de registro (Fig. 3.9). Para ello se utilizaron los mismos criterios y grado de detalle (escala 1:40) que los perfiles de afloramiento. Se describió la textura, estructura y composición de las rocas y se revisó su reacción al ácido clorhídrico y la presencia de rastros de hidrocarburos.

3.3.1.2. Análisis

Análisis petrográfico básico: Descripciones petrográficas cualitativas fueron realizadas para ayudar a caracterizar las facies sedimentarias y revisar la composición de la fracción tamaño arena. Otros trabajos, principalmente en el subsuelo, ya se han encargado de caracterizar detalladamente la petrofísica, composición y diagénesis de las sedimentitas del Miembro Troncoso Inferior.

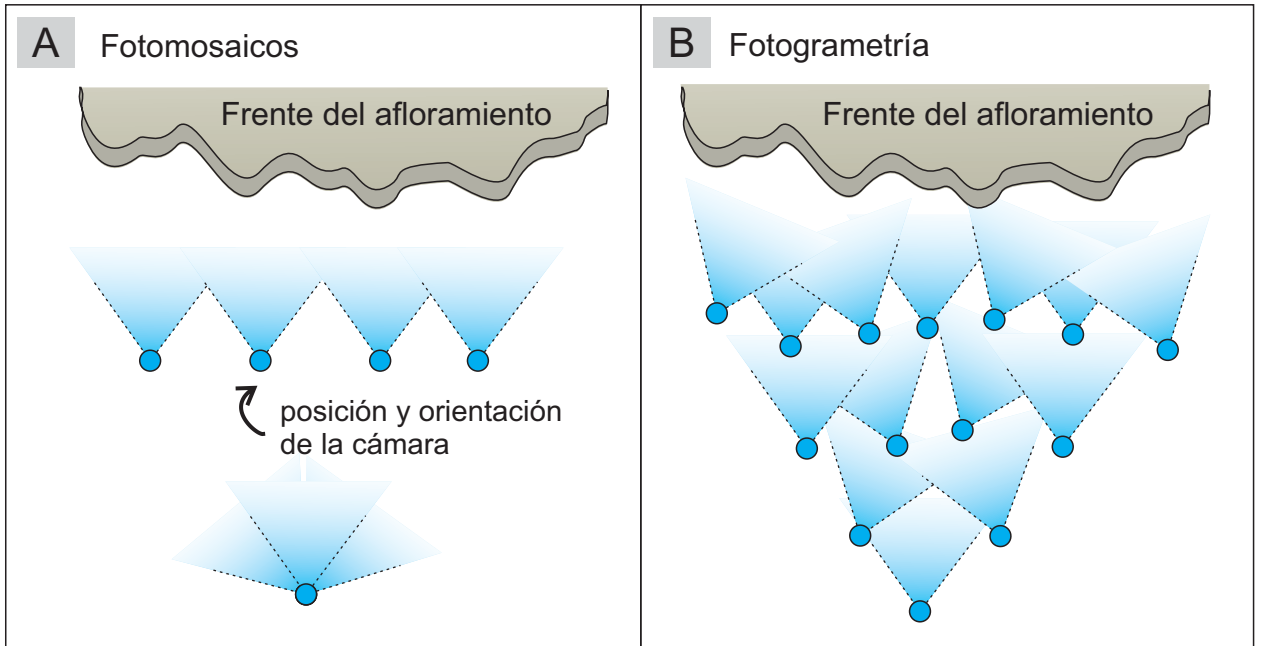


Figura 3.8. Metodología utilizada para la obtención de fotografías de afloramiento. A) Secuencias para la obtención de fotomosaicos, con la posición de fotografías equiespaciadas y ortogonales al frente del afloramiento o con múltiples fotografías desde un mismo punto, formando un panorama. B) Secuencia para la construcción de modelos digitales de afloramiento por fotogrametría, donde cada foto esta sacada desde una posición distinta, y cambiando la orientación y distancia respecto del frente del afloramiento.

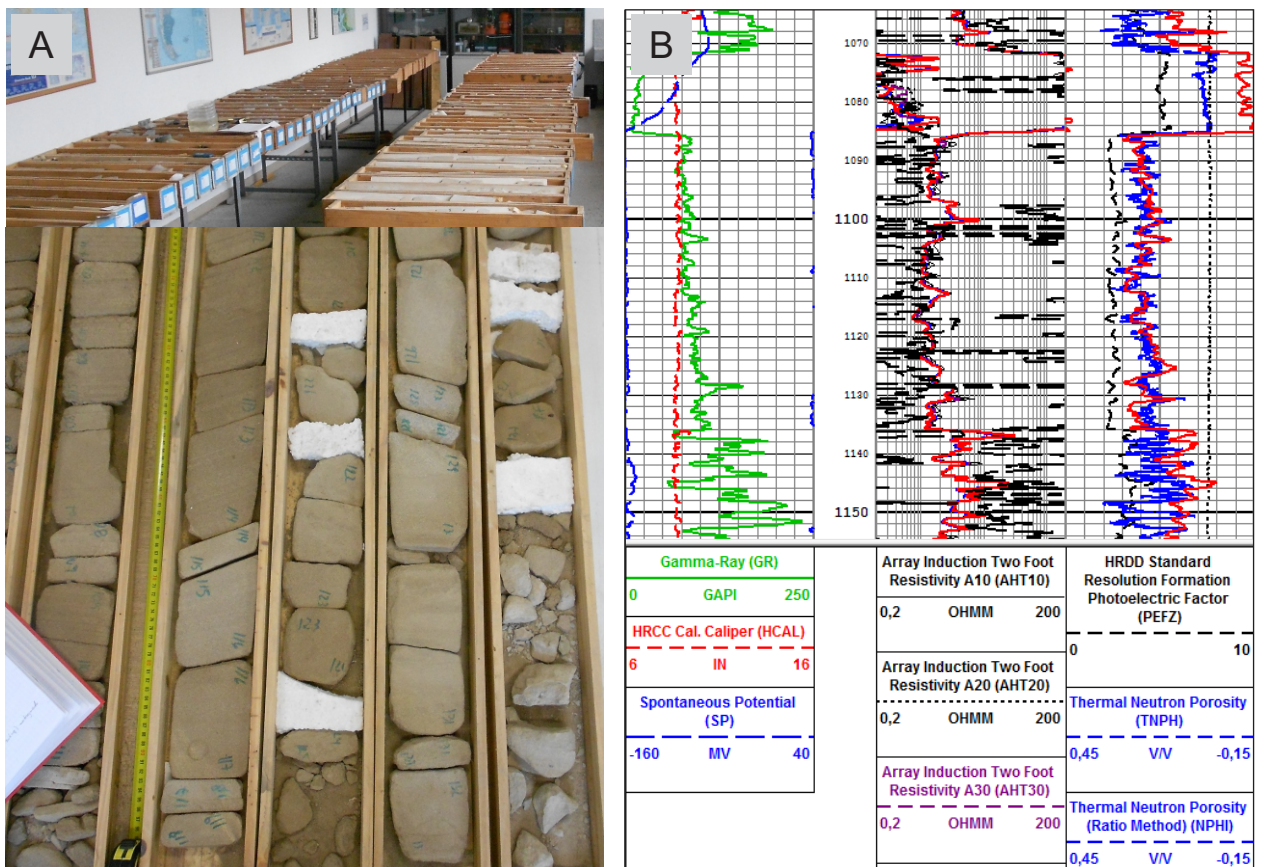


Figura 3.9. Información de subsuelo analizada. A) Testigos corona. B) Perfilajes de pozo.

Compilación de información en SIG (Quantum GIS): Utilizando el sistema de información geográfica abierto Quantum GIS, se mapeó la extensión de los afloramientos del Miembro Troncoso Inferior en el área de estudio. En la misma plataforma se compiló la información obtenida de los relevamientos de afloramiento y la información de subsuelo (Fig. 3.10). También se incorporó la información disponible en la bibliografía, incluyendo mapas de superficie, de espesores, de amplitud sísmica del intervalo o de intervalos adyacentes en el subsuelo. Finalmente, se agregaron referencias geográficas a esta información, agregando límites provinciales, cuerpos de agua, caminos, áreas hidrocarburíferas, entre otros. Dichas referencias fueron incorporadas por capas disponibles online por organismos públicos, fundamentalmente por la Secretaría de Energía de la Nación.

Definición de facies y tipos de estratificación eólica: En base a las características texturales y las estructuras sedimentarias presentes, se confeccionó un esquema descriptivo de litofacies para el Miembro Troncoso Inferior. Este esquema integra tanto las observaciones de afloramiento como de subsuelo. Como resultado se diferenciaron 20 facies sedimentarias. Por otro lado, se realizaron observaciones a escala de lámina, de mayor detalle que los aspectos utilizados para definir facies, que permitieron identificar tipos de estratificación eólica. La identificación de estos tipos de estratificación es uno de los métodos más efectivos para distinguir depositación por procesos subácueos y subaéreos (Hunter, 1977; Kocurek y Dott, 1981).

Análisis de la geometría sedimentaria y definición de cuerpos sedimentarios: En base a fotomosaicos y observaciones directas en el campo de la continuidad lateral de rasgos observados en los perfiles sedimentarios, se definieron cuerpos sedimentarios. Cada tipo de cuerpo sedimentario se caracterizó por un arreglo de facies, una escala y geometría externa determinada.

Definición de asociaciones de facies: Las facies y cuerpos sedimentarios definidos anteriormente fueron agrupados en 5 asociaciones de facies. Se interpreta que tales asociaciones se relacionan a sistemas de acumulación sedimentaria particulares.

Estudio de registros de pozo: Las facies y asociaciones de facies definidas en los testigos corona se correlacionaron con las repuestas de los registros de pozo de rayos gamma, densidad, factor fotoeléctrico y resistividad, entre otros. Sumado a los registros de emisión de rayos gamma de afloramiento, este conjunto de datos permitió inferir los patrones típicos esperables para las facies y asociaciones de facies, y ayudó a inferir la presencia de las mismas en pozos que no contaran con información de coronas.

3.3.1.3. *Elaboración intelectual*

Elaboración de un esquema estratigráfico y de evolución paleogeográfica: En primera instancia, se evaluó el ordenamiento vertical de las asociaciones de facies observado a lo largo de la región de afloramientos. Esto permitió la delimitación de intervalos de acumulación, caracterizados por una o varias asociaciones de facies con una posición particular en la sección, que a su vez permitieron inferir los sistemas de acumulación que dieron origen a la unidad de estudio. A su vez, el análisis vertical y regional de la heterogeneidad sedimentaria dentro de estos intervalos permitió reconstruir la evolución temporal y especial de los sistemas de acumulación. Por otro lado, se utilizó este esquema para analizar el ordenamiento vertical de los depósitos asignables a la unidad de estudio en la localidad de subsuelo. El análisis de la variabilidad espacial de los intervalos permitió además inferir los parámetros de control que pudieron actuar sobre los depósitos eólicos, y sobre el Sistema Eólico Troncoso en particular, cumpliendo con los objetivos a esta escala.

3.3.2. **Tareas a escala local**

El flujo de trabajo (Fig. 3.11) diseñado para cumplir el objetivo específico a escala local, consistió en un conjunto de tareas destinadas a relevar y reconstruir la morfología de las superficies mayores y los intervalos que estas últimas delimitan, en un modelo digital tridimensional, para posteriormente caracterizar y analizar cuantitativamente dicha morfología. El trabajo a esta escala se alimenta de los resultados del estudio a escala regional, particularmente de la definición previa de un esquema estratigráfico para el intervalo, que permitió definir un marco estratigráfico para el relevamiento y construcción del modelo. El relevamiento de dichas superficies en los afloramientos se llevó a cabo con la integración de distintos métodos de mapeo (Fig. 3.12), utilizados según las condiciones logísticas, e incluyó el uso de estación total, perfiles fotocalibrados y modelos fotogramétricos. Se relevaron además perfiles sedimentarios con un menor espaciamiento que para el trabajo a escala regional. Con esta información, se obtuvo una reconstrucción geométrica de las superficies y zonas en los afloramientos, y se la contrastó con los cambios de facies observados. En paralelo con el modelo de afloramiento, se realizó el mismo flujo de trabajo con datos de subsuelo a partir de la identificación de las superficies mayores en base a datos de testigos corona y registros de pozo. Finalmente se caracterizó de manera cuantitativa la morfología eólica preservada, y se la analizó para entender mejor las condiciones a las que pudo estar sujeto el Sistema Eólico Troncoso, investigando además sistemas análogos en desiertos modernos.

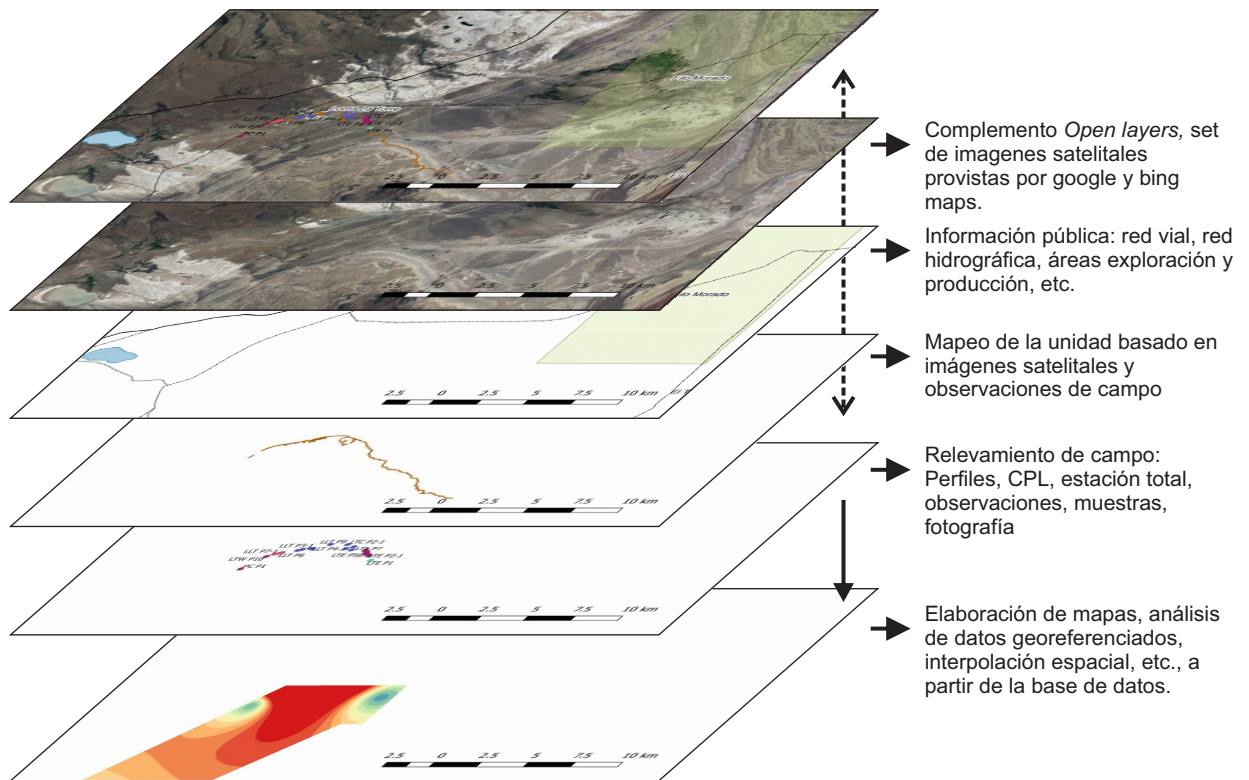


Figura 3.10. Uso de sistema de información geográfica abierto Quantum GIS. Compilación de distintas fuentes de información como distintas capas, elaboración de mapas y análisis espacial de la información reunida

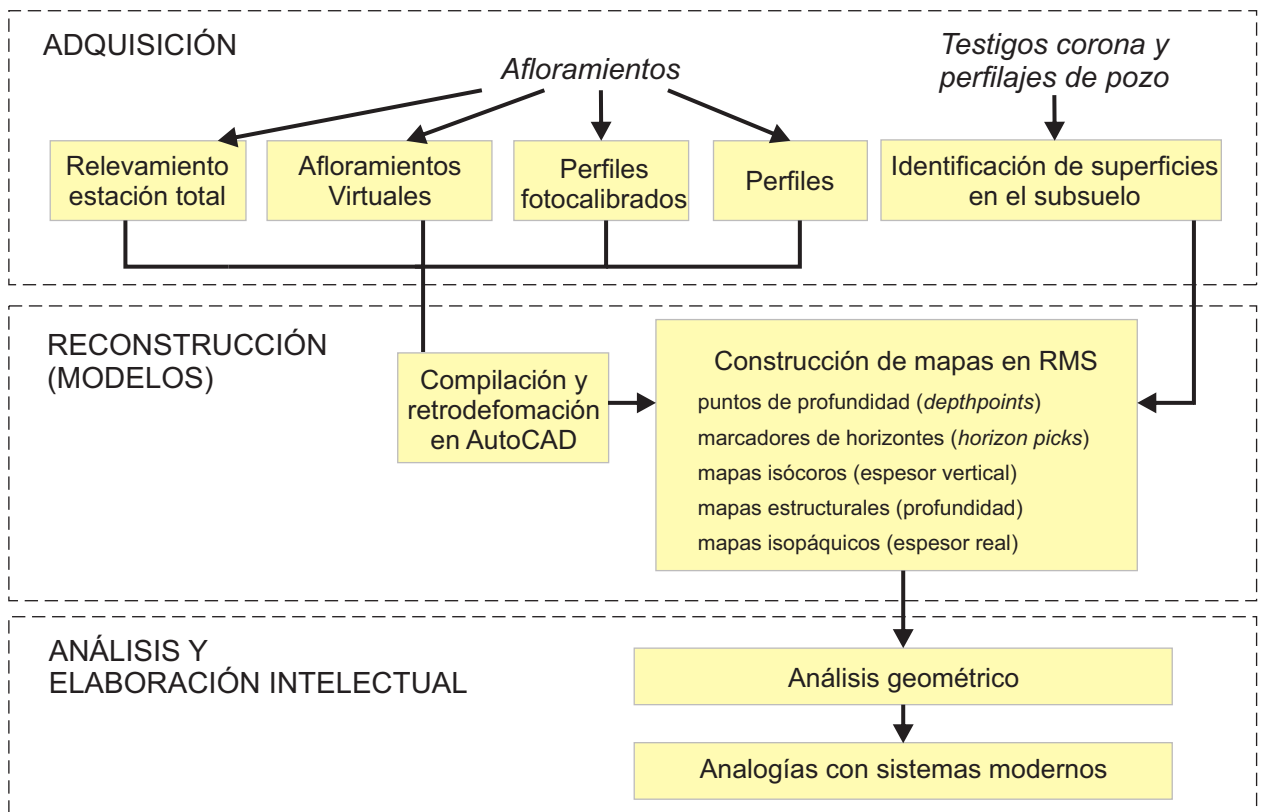


Figura 3.11. Flujo de trabajo a escala local. Se resaltan tareas específicas en bloques amarillos, separadas en etapas de adquisición, reconstrucción y análisis, y fuentes de información en cursiva.

3.3.2.1. Adquisición

Relevamiento con estación total: La estación total fue la principal herramienta de relevamiento a esta escala ya que no solo se utilizó para relevar la geometría tridimensional de las principales superficies estratigráficas, sino que también se utilizó para referenciar los datos del resto de los métodos de levantamiento, debido a la precisión de la medición tanto en la dimensión horizontal como vertical. Se utilizó para esta tarea una estación total modelo STONEX STS02/05 (R) del Centro de Investigaciones Geológicas (Fig. 3.12A). La primera estación de cada modelo fue referenciada y orientada por GPS regular en el sistema de coordenadas universal transversal de Mercator (UTM). Posteriormente se llevó a cabo el mapeo de las superficies con el prisma de la estación total en los sectores de los afloramientos accesibles a pie. En la localidad de Loma La Torre, las estaciones fueron ubicadas a distancias considerables entre ellas (alrededor de 2 km) y del afloramiento, para cubrir grandes extensiones y para evitar mover e instalar la estación en el talud del cerro. Por otro lado, en la localidad de Curaco el espaciamiento y distancia entre las estaciones y el afloramiento fue mucho menor, y se seleccionó la posición de las estaciones según la topografía compleja de los afloramientos.

Perfiles fotocalibrados (CPL): Los perfiles fotocalibrados son un método seguro, preciso y económico para medir perfiles en afloramientos verticales, realizado siguiendo la metodología propuesta por Howell et al. (2008). Consiste en descender una soga graduada con un objeto en su extremo, fácil de observar a la distancia. Al mismo tiempo, una segunda persona toma una foto del conjunto afloramiento, soga, persona (Fig. 3.12B). El resultado es una foto del afloramiento escalada verticalmente a lo largo de la soga graduada. Esto permite medir la altura relativa precisa respecto al punto de descenso de la soga de cualquier superficie que la soga intercepte. En este trabajo, el punto de descenso fue referenciado con estación total. Aunque el método fue efectivo, presenta ciertos problemas, como por ejemplo dificultades para mantener la cuerda libre y perfectamente vertical y más importante aún, consume mucho tiempo en comparación con otros métodos. Los datos obtenidos fueron utilizados y permanece como un método útil, sin embargo, por razones de practicidad fue reemplazado principalmente por la construcción de modelos virtuales de afloramiento.

Modelos virtuales de afloramiento (VOM) por fotogrametría: La fotogrametría digital es un recurso que ha ganado notoriedad en los últimos años gracias a la aparición de software de uso libre y a la disponibilidad de computadoras personales de mayor capacidad de procesamiento. Permite la reconstrucción digital en tres dimensiones de un cuerpo a partir de fotografías del mismo en base al concepto de estructura a partir de movimiento (*Structure from motion*). Su uso en las ciencias geológicas generando afloramientos virtuales (*Virtual Outcrop Models* o "VOM") se ha acentuado en los últimos años, aunque permanece todavía como una herramienta poco

utilizada en estudios geológicos en Argentina. En el relevamiento fotográfico destinado a esta finalidad, se requiere de una alta cantidad de fotografías desde distintas ubicaciones, cambiando continuamente la distancia y ángulo respecto al afloramiento (Fig. 3.8B). En gabinete se puso a punto un flujo de trabajo de construcción de modelos virtuales fotogramétricos (ANEXO A) que permitió la inspección, medición y mapeo de rasgos de distintas escalas en los afloramientos, incluso en los más inaccesibles (Fig. 3.12C). A escala local, se utilizaron los modelos virtuales de afloramiento para relevar superficies en sectores inaccesibles, permitiendo que la densidad final del mapeo fuera mucho más homogénea a lo largo de la extensión de los afloramientos.

Relevamiento de perfiles de afloramiento a escala local: Perfiles sedimentológicos de detalle (escala 1:40) fueron relevados para poder correlacionar cambios de facies con la geometría eólica preservada. Estos perfiles tuvieron menor espaciamiento respecto a los perfiles de trabajo a escala regional, y abarcan principalmente la sucesión eólica. Su utilizaron los mismos criterios que en los perfiles trabajando a escala regional, con la excepción que se registraron las proporciones de tipos de estratificación eólica. Las mediciones de espesor fueron siempre asistidas por mediciones con báculo de Jacob, en función de la inclinación estructural de cada sector.

3.3.2.2. *Reconstrucción*

Compilación de nubes de puntos utilizando AutoCAD®: Para las localidades de afloramiento, se requirió una plataforma digital para integrar los datos obtenidos a partir distintos métodos de relevamiento, y a su vez, para quitar los efectos de la deformación estructural. Para esta tarea se utilizó el software AutoCAD® (Fig. 3.13). En esta plataforma se importaron los datos provenientes de los distintos métodos de relevamiento, dando como resultado una nube de puntos que representa la intersección de las superficies con el terreno. La operación de remoción de la deformación tectónica se realizó principalmente por rotación de estos puntos. Con esta operación se intentó simplificar las interpolaciones de mapeo a futuro, y homologar más fácilmente las situaciones de afloramiento con las de subsuelo. De esta manera, se trabajó con dos tipos de modelos de afloramiento, los modelos deformados, fieles a la disposición actual del afloramiento, y los modelos retrodeformados (Fig. 3.13C). Finalmente, se exportaron las compilaciones de puntos al software de modelado de reservorios para etapas posteriores.

Construcción de mapas de isopropundidad e isocoros en RMS®: El software RMS® (*Reservoir Management Software*) de ROXAR/EMERSON es una poderosa plataforma que cubre un amplio abanico de procedimientos relacionados con el modelado de reservorios en el subsuelo. Sin demasiado esfuerzo se puede adaptar para modelar intervalos a partir de información de afloramiento. En la cadena típica de modelado de un reservorio, la aquí llamada escala local equivale principalmente a la primera etapa del modelado en un yacimiento,

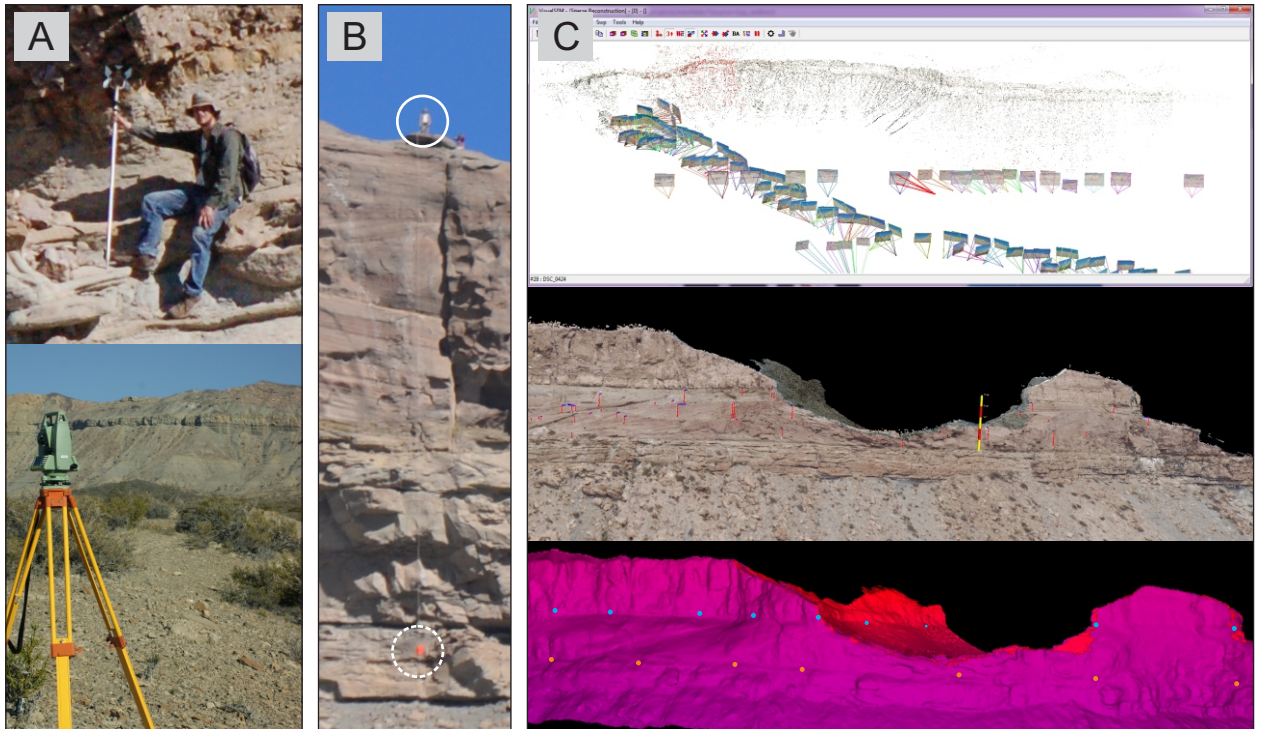


Figura 3.12. Relevamiento de superficies para modelo de afloramiento a escala local. A) Relevamiento con estación total. B) Perfiles fotocalibrados (CPL, ver texto), persona (círculo blanco) y barril (círculo blanco de trazos) como escala. C) Mapeo de las superficies principales a partir de modelos virtuales de afloramiento.

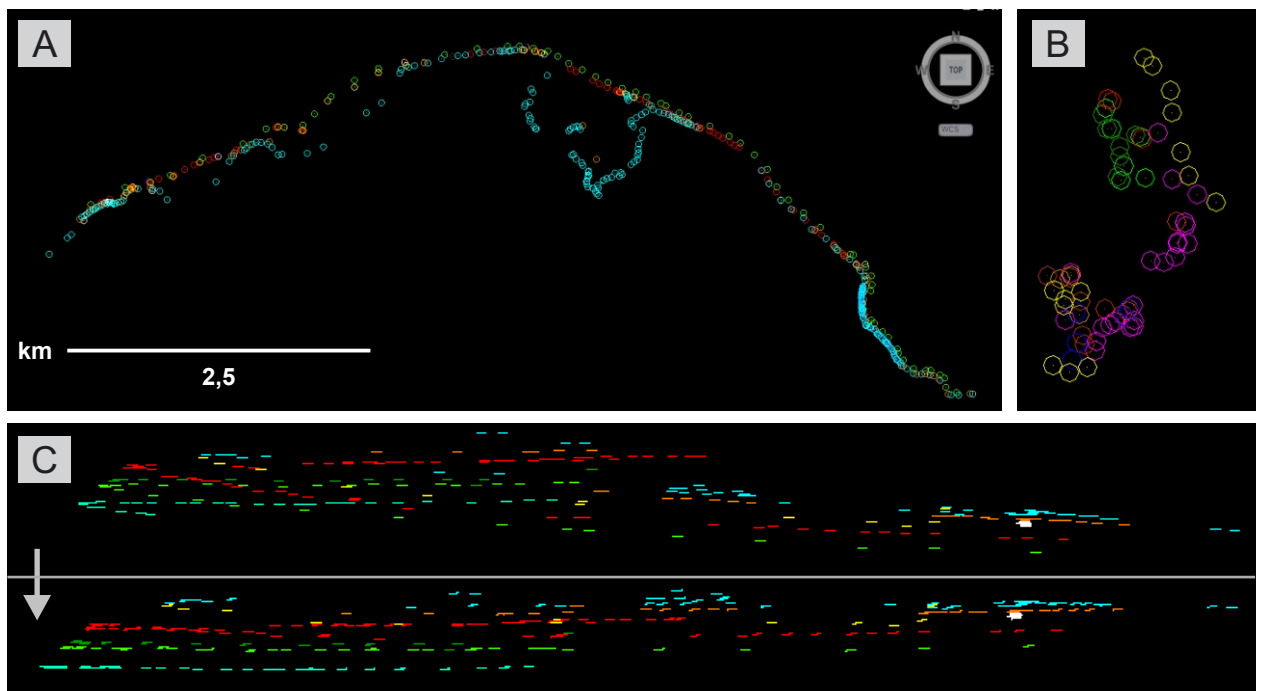


Figura 3.13. Modelos de afloramiento en plataforma AutoCAD®. El color de los puntos responde a la superficie a la cual representan. A) Compilación de puntos de relevamiento de superficies en Loma La Torre. B) Compilación de puntos de relevamiento de superficies en Curaco. C) Rotación de nube de puntos, en la imagen superior la nube de puntos con buzamiento estructural, abajo la nube de puntos rotada, removiendo el buzamiento estructural.

comúnmente conocida como zonación, que consiste en la delimitación de zonas estratigráficas en las que se aplicara determinada estrategia de modelización. En primer lugar, se insertó en el programa un marco estratigráfico para el modelo (*stratigraphic framework*), basado en el esquema estratigráfico elaborado en el trabajo a escala regional. En los casos de afloramiento, se importaron las nubes de puntos provenientes de AutoCAD® como elementos de puntos en profundidad con coordenadas XYZ (*depthpoints*), asignados a una superficie correspondiente. En el caso de subsuelo, se importaron los pozos y sus registros correspondientes y se marcaron las superficies identificadas como elementos de tipo marcadores de horizontes (*horizon picks*). Se reconstruyeron las superficies a partir de los puntos en profundidad y de los marcadores de horizontes, utilizando distintos métodos de interpolación, generando mapas de isoprofundidad. Posteriormente, se construyeron mapas de las zonas, de isocoras (líneas de igual espesor aparente) o de isoespesor (líneas de igual espesor real, por el mismo proceso en los modelos retrodeformados) entre las superficies. Como resultado entonces, se obtuvieron mapas de profundidad o estructurales y de espesor para las superficies y las zonas respectivamente.

3.3.2.3. Análisis y elaboración intelectual

Análisis geométrico: Durante esta tarea, se caracterizaron las geometrías de superficies y zonas reconstruidas en RMS®, y se interpretó el origen de las mismas. Para la topografía eólica preservada al tope de la unidad de estudio, se realizó un análisis morfológico cuantitativo de las formas de lecho, tomando como referencia los criterios de Al-Masrahy y Mountney (2013) para dunas modernas. Una medida de simetría de flancos fue agregada para ayudar en la identificación del tipo de duna, lo cual no es tan evidente en ejemplos del registro en comparación con ejemplos actuales. Por otro lado, se realizaron mediciones del espesor de arena equivalente con distintas metodologías. En la localidad de Loma La Torre, se calculó el área de la sección de la duna y se la dividió por el espaciamiento corregido según la orientación de las formas de lecho, teniendo como referencia el método clásico de Wasson y Hyde (1983). También se realizó una medición entre dos dunas, calculando el área de la sección entre dos crestas y dividiéndola por el espaciamiento. Esta última medición se llevó a cabo para obtener un valor orientativo del espesor de arena equivalente promedio del sector y no un valor asociado a una única forma de lecho. En la localidad de Lomita Sur, en el subsuelo, se llevó a cabo un análisis tridimensional del espesor de arena equivalente, en que el volumen de la duna se dividió por el área. Esta metodología es similar a la utilizada en estudios de sistemas modernos como el de Bullard et al., (2011) a partir de modelos digitales de elevación. Con los resultados de estos procedimientos se pudo establecer las primeras aproximaciones de la relación entre ancho y altura de duna, espaciamiento y espesor de arena equivalente para un sistema eólico en el registro geológico.

Analogías con sistemas actuales: Se investigaron sistemas eólicos modernos de morfología similar a la caracterizada para el Miembro Troncoso Inferior. El uso de estos sistemas como análogos, permitió poner a prueba el realismo de las reconstrucciones efectuadas desde el punto de vista geológico, correlacionar y comparar rasgos específicos de distinta escala, contrastar los valores de espesor de arena equivalente, entre otros aspectos. Más aún, dicha metodología permitió asistir a las interpretaciones sobre controles ambientales a los que pudo haber estado expuesto el Sistema Eólico Troncoso.

3.3.3. Tareas de escala de detalle y microdetalle

El flujo de trabajo seguido para cumplir el objetivo específico a escala de detalle y microdetalle (Fig. 3.14), se enfocó en caracterizar, en afloramiento, dos elementos concretos del registro del Sistema Eólico Troncoso, (i) los cuerpos de duna o *sets* entrecruzados, particularmente en su forma, tamaño y posición, e internamente (escala de microdetalle) los tipos, dirección y ángulo de inclinación de la estratificación, y su variabilidad; y (ii) las superficies internas, su forma, dirección y ángulo de inclinación, extensión, y jerarquía. El relevamiento de estas características se realizó mediante el mapeo de la arquitectura sedimentaria sumada a observaciones directas en afloramiento, y de manera indirecta inspeccionando afloramientos virtuales. Esta caracterización permitió la separación de intervalos con un estilo de arquitectura particular, denominados en este trabajo como complejos arquitecturales. Por otro lado, una vez identificados dichos complejos, se mapeo su distribución y su historia interna de construcción. La reconstrucción de la morfodinámica de las formas de lecho, y su variación temporal, que dio origen a tal arquitectura sedimentaria fue asistida por modelos determinísticos geométricos construidos en el programa Bedforms (Rubin, 1987; Rubin y Carter, 2005), en base a estrategias de modelado directo e indirecto. Finalmente se elaboró un modelo evolutivo conceptual a largo plazo para las formas de lecho del Sistema Eólico Troncoso y se discutió su impacto en la comprensión de la dinámica del sistema.

3.3.3.1. Adquisición

Mapeo de arquitectura sedimentaria y elaboración de paneles arquitecturales: Se mapeó la arquitectura sedimentaria sobre fotomosaicos utilizando programas de dibujo vectorial (Fig. 3.15A). Esto resultó en la elaboración de paneles arquitecturales que fueron revisados por observaciones directas en el campo. Dichos paneles se utilizaron como referencia para las observaciones de escala de detalle y microdetalle, como distribución de tipos de estratificación, mediciones de rumbo y buzamiento de estratos entrecruzados y superficies internas, y posición de muestras, incluso para marcar los datos obtenidos por inspección de afloramientos virtuales.

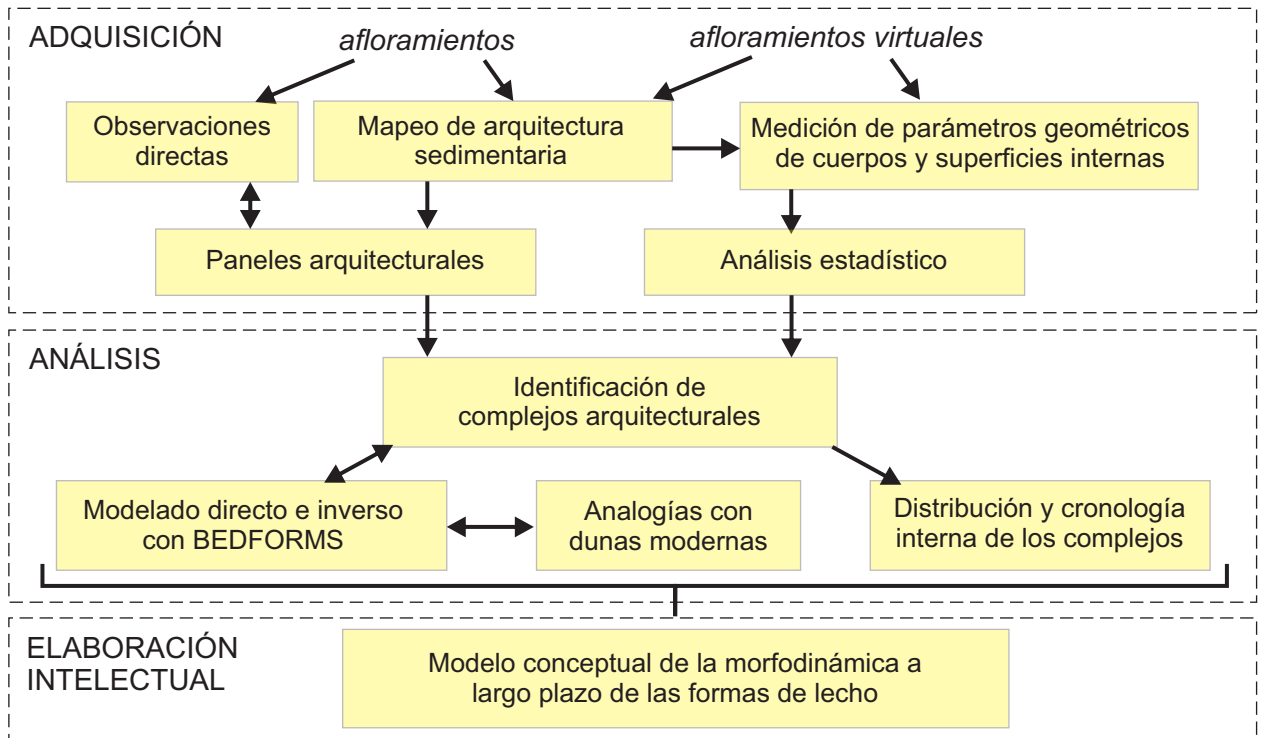


Figura 3.14. Flujo de trabajo a escala de detalle y microdetalle. Se resaltan tareas específicas en bloques amarillos, separadas en etapas de adquisición, análisis y elaboración intelectual, y fuentes de información en cursiva.

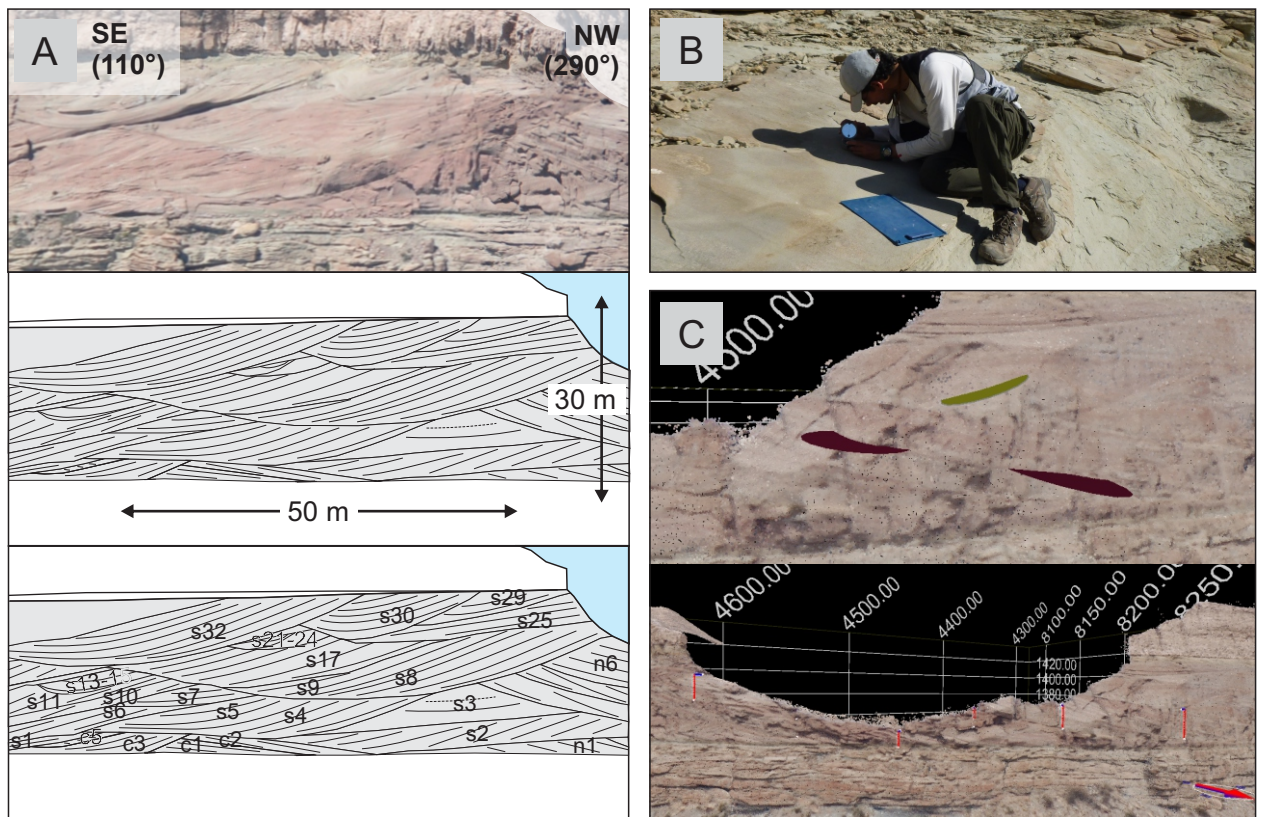


Figura 3.15. Adquisición de datos para el trabajo a escala de detalle y microdetalle. A) Mapeo de la arquitectura sedimentaria sobre fотомosaicos, delimitando los límites de los cuerpos de duna y su estratificación y superficies internas, así como la cronología relativa de los cuerpos de duna. B) Mediciones y observaciones directas sobre el afloramiento. C) Mediciones sobre afloramientos virtuales, incluyendo distancias horizontales y verticales, así como y también rumbo y buzamiento de superficies definidas por tres puntos.

Observaciones directas de afloramiento: Teniendo como referencia fotomosaicos, se llevaron a cabo observaciones de detalle y microdetalle en los sectores accesibles de los afloramientos (Fig. 3.15B). De esta manera se confirmó o modificó el mapeo preliminar de la arquitectura sedimentaria, se documentó la distribución detallada de facies sedimentarias y los tipos de estratificación eólica. La abundancia relativa de laminación traslacente subcrítica respecto a estratos de flujo y caída de granos, se caracterizó en 5 categorías: dominada por laminación traslacente subcrítica, abundante laminación traslacente subcrítica, proporciones similares de ambas, abundante estratificación de caída y flujo de granos, y dominado por estratificación de caída y flujo de granos. Asimismo, se tomaron mediciones de dirección de inclinación y ángulo de buzamiento de estratos entrecruzados y superficies internas.

Caracterización de arquitectura sedimentaria a partir de VOMs: La gran mayoría de los afloramientos virtuales generados (ver tareas de escala local) tuvo el nivel de detalle suficiente como para trabajar a escala de detalle (Fig. 3.15C). En este caso, se inspeccionaron los modelos para extraer información cuantificada de los aspectos geométricos de los *sets*, así como también de la dirección y ángulo de inclinación de sus estratos entrecruzados y, finalmente, datos de geometría y disposición de superficies internas.

3.3.3.2. Análisis

Identificación de complejos arquitecturales: El análisis de la arquitectura sedimentaria permitió diferenciar intervalos con estilos de heterogeneidad particulares dentro del registro del Sistema Eólico Troncoso, que fueron denominados complejos arquitecturales. Cada complejo arquitectural se caracteriza en base a los tipos y proporción de facies, a la forma, tamaño, orientación y ordenamiento que exhiben los cuerpos sedimentarios, y a la orientación, continuidad y jerarquía de las superficies que limitan dichos cuerpos.

Análisis estadístico de parámetros arquitecturales: Como parte de la caracterización cuantitativa de la arquitectura sedimentaria, se realizó un análisis estadístico de los datos obtenidos por mediciones directas y por afloramientos virtuales. El objetivo de dicho análisis fue determinar si los grupos inferidos por un análisis cualitativo demuestran una diferencia estadísticamente significativa en sus propiedades que justifique su diferenciación, poniendo a prueba la validez de dicho análisis. Por ejemplo, se determinó si las poblaciones de cuerpos sedimentarios de los distintos complejos muestran una diferencia significativa respecto a su espesor o a su ancho aparente, las cuales fueron unas de las diferencias fundamentales utilizadas para la definición de los complejos. Para este análisis, en primer lugar, se aplicaron tres pruebas de normalidad en las poblaciones analizadas: D'Agostino y Person, Shapiro-Wilk y KS. Posteriormente, se determinaron diferencias significativas en las poblaciones según el test de la varianza de Fisher (ANOVA o análisis de la varianza), para poblaciones de distribución

paramétrica, y test de Kruskal-Wallis, en las poblaciones no paramétricas. En poblaciones cuyos resultados del test de normalidad no fueran concluyentes, se utilizaron ambos test. Finalmente, para pruebas entre más de dos poblaciones se utilizó el test de Tukey, para poblaciones de distribución paramétrica, y de Dunn, para poblaciones de distribución no paramétrica, para analizar las diferencias entre cada uno de los grupos. En poblaciones con un bajo número de datos, se utilizó también la prueba t de Student.

Distribución y cronología interna de los complejos arquitecturales: Una vez definidos los complejos arquitecturales, se mapeo su distribución, teniendo como referencia de ubicación los sectores definidos según la morfología eólica preservada, y se analizó la historia interna de construcción de los mismos en base a la cronología relativa de los cuerpos sedimentarios que los conforman.

Modelado directo e inverso con *Bedforms* y uso de análogos: Para poner a prueba las interpretaciones sobre la morfología y dinámica de las formas de lecho que generaron los cuerpos o *sets* de estratificación entrecruzada y las superficies relacionadas a los mismos, se utilizó el *software* *Bedforms* 1.0 y 4.0 (Rubin, 1987; Rubin y Carter, 2005). Este programa imita la forma y movimiento de hasta 3 juegos de formas de lecho desde simples a sobrepuestas. Las formas se generan de manera determinística a partir de curvas seno utilizando 78 variables provistas por el usuario. Por un lado, se investigaron los modelos de *Bedforms* en la bibliografía para dunas y *draa* eólicos, y se los comparó con la arquitectura sedimentaria observada en afloramiento, buscando la mayor coincidencia. Esto se conoce como *inverse modeling* o modelado inverso, ya que se intentan determinar las variables desconocidas que llevaron a un resultado conocido. De esta manera, se determinó el tipo general de duna que dio origen a la arquitectura sedimentaria observada y su posible dinámica. Una vez definido el tipo de duna aproximado, se trató de reproducir la arquitectura insertando variables propias en los modelos. Para ello se investigaron análogos actuales y en la bibliografía la forma y dinámica que caracterizan a las dunas en cortos periodos de tiempo. Como resultado, se construyeron dos modelos que investigaron el efecto de distintos aspectos de la morfodinámica de la duna en la arquitectura resultante. De esta manera, se llevó a cabo un *forward modeling* o modelado directo, intentando determinar los resultados esperables a partir de variables conocidas. Esto permitió terminar el origen de ciertos aspectos de la arquitectura sedimentaria que no resultaron evidentes en los modelos originales.

3.3.3.3. *Elaboración intelectual*

Elaboración de modelos de la morfodinámica de las formas de lecho: En base a la interpretación de la morfodinámica de las formas de lecho que originaron los complejos arquitecturales, del mapeo de la distribución de estos últimos y de su cronología interna, se

interpretó la evolución a largo plazo de las formas de lecho durante el desarrollo del Sistema Eólico Troncoso.

3.3.4. Tareas de evaluación del sistema como reservorio

Para cumplir el objetivo específico relacionado al impacto del trabajo en la definición de estrategias para la caracterización de reservorios eólicos, se pueden separar las tareas realizadas en dos categorías. En primer lugar, se definió un flujo de trabajo (Fig. 3.16) para la construcción de modelos geocelulares estáticos en base a datos disponibles, que pretenden demostrar el contraste de adoptar o no ciertas estrategias, y aportar ejemplos concretos a la discusión. En segundo lugar, se discutieron las posibles implicancias de los resultados del trabajo multiescala sobre una reconstrucción realista, desde el punto de vista sedimentológico, de modelos de subsuelo. La evaluación de los resultados del presente trabajo sobre la caracterización de reservorios se ordenó de manera tal que se aisló el impacto de cada una de las diferentes escalas sobre tareas concretas del estudio de un reservorio. De esta manera, se discutieron las influencias del trabajo sobre la caracterización de un reservorio eólico a escala de campo e incluso sobre tareas de exploración, posteriormente se evaluaron los impactos sobre la tarea de zonación de un reservorio, y finalmente se determinaron las implicancias sobre la construcción de grillas geocelulares, modelado de facies o discontinuidades, y modelado petrofísico dentro de las grillas. Para cada una de estas tareas, los resultados individuales de cada una de las escalas del presente trabajo tuvieron una influencia particular. Por otro lado, el flujo de trabajo para la construcción de modelos geocelulares se separa en varias tareas, desde la zonación de un marco estratigráfico, hasta la interpolación de propiedades petrofísicas, llevadas a cabo en la plataforma RMS®.

Obtención de parámetros petrofísicos: Se obtuvieron valores de permeabilidad y porosidad para los modelos geocelulares a partir de los registros de dos pozos del yacimiento Lomita Sur y de datos disponibles en la bibliografía. Los dos pozos elegidos de Lomita Sur son representativos del sector de duna y del sector de interduna respectivamente, y fueron colocados en una posición homóloga en los modelos. Los datos de porosidad fueron extraídos directamente de los perfilajes eléctricos de porosidad de los registros o calculados a partir de perfilajes eléctricos de densidad o sínicos. Por su parte, los datos de permeabilidad fueron estimados a partir de perfiles de porosidad utilizando leyes K/Phi disponibles en la bibliografía.

Procedimientos de modelado geocelular: Los modelos geocelulares construidos para este estudio en la plataforma RMS®, son casos hipotéticos basados en los resultados de la caracterización multiescala del presente estudio en distintas localidades. En primera instancia se ubicaron dos pozos, uno en la zona de duna y otro en la zona de interduna, con sus correspondientes registros de porosidad y permeabilidad. Por otro lado, se hizo un procedimiento

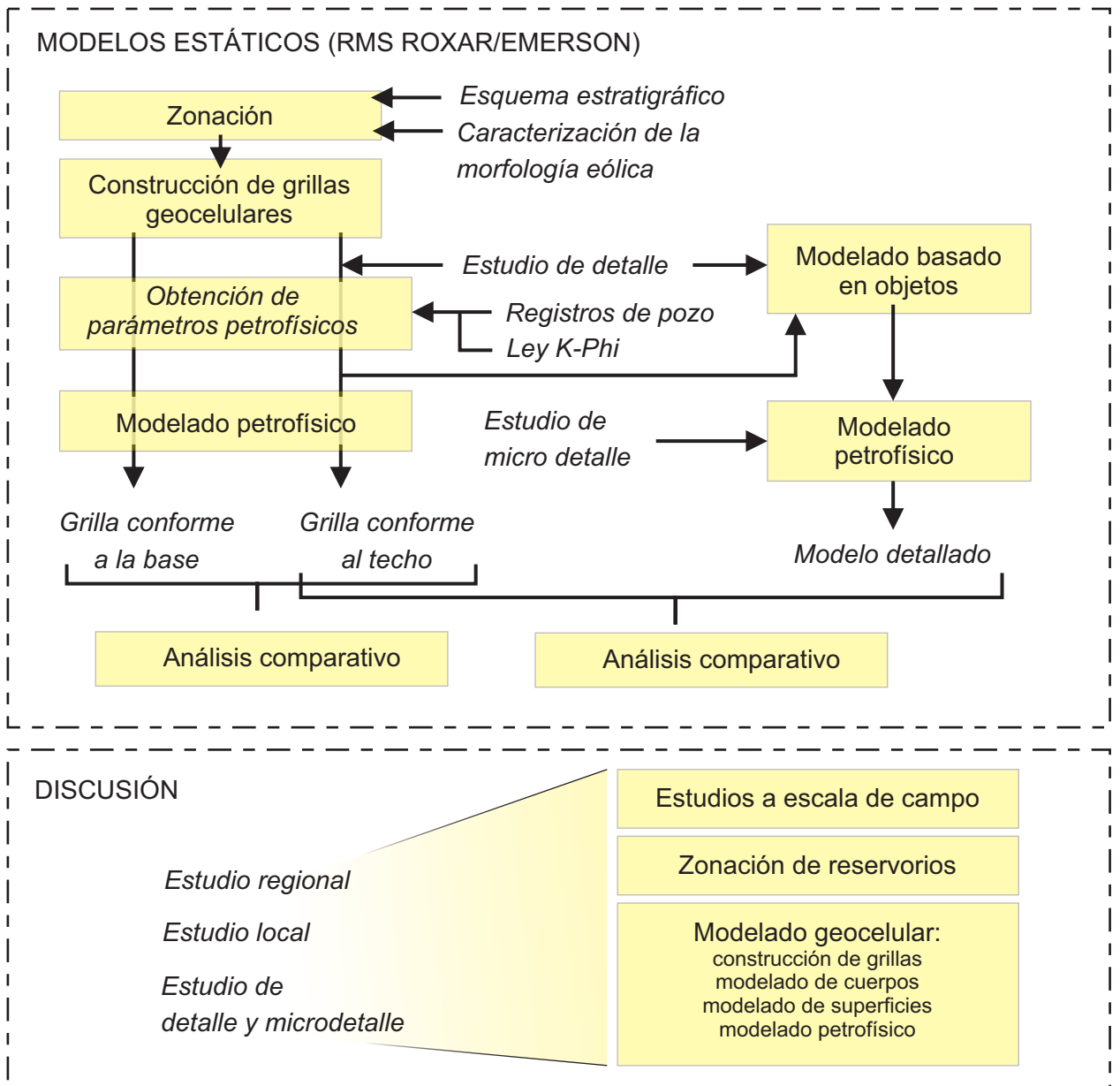


Figura 3.16. Evaluación del impacto del estudio multiescala del Sistema Eólico Troncoso en la definición de estrategias para la caracterización de reservorios eólicos. En primer lugar, se muestra el flujo de trabajo seguido para construcción de modelos geocelulares en este estudio, los cuales estuvieron destinados a proveer ejemplos de las estrategias discutidas en el texto y permitir análisis comparativos entre los resultados obtenidos como resultados de distintas metodologías. En segundo lugar, se muestra el ordenamiento de la discusión en base a aislar las implicancias de los estudios a determinada escala sobre tareas específicas de la caracterización de un reservorio eólico en el subsuelo.

de *zonación* del reservorio delimitando las zonas de igual estilo de heterogeneidad en base al esquema estratigráfico proveniente del estudio a escala regional y de los resultados de la caracterización de la morfología eólica a escala local. Posteriormente, se construyeron dos grillas geocelulares con distintas estrategias, una grilla conforme al techo, que tiene en cuenta los resultados del estudio de detalle, y otra grilla conforme a la base. Del resultado de estas grillas surge un primer análisis comparativo entre las mismas, una vez que se aplicó un procedimiento de poblado de propiedades petrofísicas (porosidad y permeabilidad) por krigeado a partir de los datos de pozo y usando una tendencia depositacional. Por otra parte, se construyó un modelo detallado, el cual se llevó a cabo a partir de la grilla conforme al techo, pero pasando por un procedimiento de modelado de facies basado en objetos. La información para dicho procedimiento se obtuvo de los resultados a escala de detalle. Además, dichos objetos tuvieron un procedimiento de modelado petrofísico por funciones, basado en los datos de los registros de pozo pero también en los resultados del estudio a escala de microdetalle. Como resultado, un segundo análisis comparativo fue realizado entre el resultado del modelo detallado y el modelo de grilla, conforme al techo y poblada por krigeado, del primer análisis comparativo.

Finalmente, las tareas planteadas permitieron discutir el impacto del estudio multiescala en la definición de estrategias para la caracterización y modelado de reservorios eólicos. En este sentido, dicha discusión se ordenó de manera que fuera más sencillo analizar estrategias específicas para determinadas tareas de caracterización o modelado. De esta forma, se espera que la discusión sea útil para su futura aplicación en estudios de esta unidad en particular y de otras unidades eólicas de características similares alrededor del mundo.

ESCALA REGIONAL

4.1. INTRODUCCIÓN

En función de la metodología multiescala propuesta para cumplir los objetivos generales del presente trabajo de tesis, se llevó a cabo el estudio a escala regional. El **objetivo específico** relacionado a dicho estudio fue analizar los parámetros que controlaron la construcción, acumulación y preservación del registro sedimentario eólico del Miembro Troncoso Inferior, en base a la construcción de un marco estratigráfico robusto, y la caracterización de la variabilidad de estos depósitos a escala regional. A su vez, el estudio a esta escala sirve de marco para los estudios posteriores, de mayor detalle.

Como se ha mencionado anteriormente, para cumplir el objetivo específico relacionado al trabajo a escala regional se llevó a cabo un flujo de trabajo extenso (capítulo 3). Fundamentalmente en base a los resultados del relevamiento de perfiles sedimentarios de detalle (ANEXO B), contemplados dentro del dicho flujo de trabajo, se elaboró un esquema de facies para el registro del Miembro Troncoso Inferior y se describieron los tipos de estratificación eólica presentes. A su vez se agruparon las facies en cuerpos sedimentarios y en asociaciones de facies. Sobre la base de la distribución de las asociaciones de facies y sus límites en los afloramientos, se identificaron superficies con significado estratigráfico dentro de la sucesión y se delimitaron intervalos de acumulación. Estos intervalos permitieron identificar sistemas de acumulación de escala regional. El mismo flujo de trabajo se siguió en la localidad de subsuelo, teniendo como referencia el esquema proveniente de los afloramientos. Como resultado, se elaboró un modelo de evolución paleogeográfica en base a la heterogeneidad sedimentaria regional de dichos intervalos de acumulación. Finalmente, a partir del marco estratigráfico resultante, se analizan los principales factores, y su variabilidad regional, que pudieron controlar la generación del registro eólico del intervalo de estudio.

4.2. FACIES Y TIPOS DE ESTRATIFICACION EÓLICA

El concepto de facies utilizado en la actualidad fue introducido originalmente por Gressly (1838), quien lo define como la suma total de los aspectos litológicos o paleontológicos de una unidad estratigráfica. La definición y denominación de una determinada facies proviene de observaciones relativamente objetivas que, sin embargo, comúnmente estarán relacionadas una interpretación del proceso de depositación (Walker, 2006). En algunos casos, la denominación de las facies puede provenir directamente de su interpretación, aunque representen un conjunto de características objetivas. Para esta tesis, se elaboró un esquema de litofacies basadas en la textura y estructuras, principalmente mecánicas primarias, de las rocas sedimentarias. A cada facies se le asignó un código, compuesto de una o dos letras mayúsculas indicando las fracciones granulométricas dominantes, y una o dos letras minúsculas indicando las estructuras sedimentarias presentes (tomando como referencia el trabajo de Miall, 1996). A su vez, se interpretó el proceso básico que dio origen a cada facies.

Las observaciones a la escala del análisis de facies, sin embargo, generalmente no son suficientes para determinar con confianza si los procesos que dieron origen a una determinada estructura sedimentaria estaban relacionados a condiciones subaéreas o subácueas. En este sentido, se ha comprobado que la identificación de determinadas características de las láminas o estratos es uno de los métodos más objetivos para distinguir procesos de pequeña escala relacionados al transporte y depositación de clastos por el viento (Hunter, 1977; Kocurek y Dott, 1981). En este trabajo se considera que la identificación de estas características requiere una escala de observación más detallada que la utilizada para definir facies sedimentarias, y por lo tanto se las analizó de manera separada. Por esta razón, la identificación de tipos de estratificación eólica en este trabajo no está necesariamente reflejada en la facies en sí, pero sí en la relación del proceso de depositación a condiciones subaéreas o subácueas, teniendo un impacto en la asignación de ese cuerpo de roca a una determinada asociación de facies en base a su interpretación ambiental.

4.2.1. Facies e interpretación dinámica elemental

Como resultado del análisis de facies, se diferenciaron 20 facies para el Miembro Troncoso Inferior en la zona de estudio (Tabla 4.1, Fig. 4.1, 4.2, 4.3). La amplia mayoría de estas facies tiene una granulometría psamítica con modas entre arena muy fina y mediana y una selección desde muy buena a moderada. Los clastos de origen extraformacional que superan la granulometría arenosa son raros, pero ocasionalmente llegan a alcanzar tamaño guijarro. La composición de dichos clastos extraformacionales de mayor tamaño varía principalmente entre líticos volcánicos y líticos sedimentarios, y en menor medida cuarzo y líticos provenientes probablemente de otras rocas ígneas. Alojados en las areniscas pueden encontrarse clastos

CÓDIGO	TEXTURA	ESTRUCTURA	INTERPRETACIÓN DINÁMICA ELEMENTAL
Cxe	Conglomerado extraformacional (clastos de líticos volcánicos y sedimentarios, cuarzo, líticos plutónicos); matriz arenosa	Estratificación entrecruzada difusa	Migración de dunas o barras subácuas gravosas
Cmi	Conglomerado intraformacional (clastos de arenisca muy fina, fangolita, mudstone); matriz arenosa	Masiva	Depósitos residuales de canal o flujos ácuos hiperconcentrados
Cxi	Conglomerado intraformacional (clastos de arenisca muy fina, fangolita, mudstone); matriz arenosa	Estratificación entrecruzada difusa	Migración de dunas o barras subácuas gravosas
SCle	Arenisca fina a mediana, con proporciones variables de arena muy gruesa y gránulo dispersos (textura "Poured in"). Selección moderada	Estratificación delgada inclinada de bajo ángulo a subhorizontal con gradación inversa de intra lámina	Migración de grandes óndulas eólicas de arena gruesa y/o gránulos.
SCm	Arenisca fina a mediana, con proporciones importantes de arena muy gruesa gránulo y guija. Selección moderada	Masiva. Delgados estratos subhorizontales de alrededor de 3 cm de espesor. Continuidad variable alcanzando cientos de metros	Depósitos residuales de deflación
Sx	Areniscas desde grano muy fino a muy grueso, modas entre arena fina a mediana. Ocasionales clastos de gránulo y guija. Proporción variable de intraclastos. Selección de moderada a muy buena.	Estratificación entrecruzada, principalmente en artesa, en sets con espesores variables entre decenas de cm hasta varios metros	Migración de dunas de crestas con distinto grado de sinuosidad
Sle	Arenisca muy fina a mediana, buena selección	Estratificación y Laminación entrecruzada de bajo ángulo (5° a 15°). Gradación inversa de intralámina	Deposición por migración de formas de lecho eólicas de poco relieve o pies de duna
She	Arenisca muy fina a mediana, buena selección	Laminación subhorizontal. Gradación inversa de intralámina	Deposición eólica (óndulas, caída de granos) sobre superficies sub horizontales. Mantos de arena, dunas dómicas o bases de duna
SI	Arenisca muy fina a mediana; ocasionales intraclastos, buena selección	Estratificación y laminación entrecruzada de bajo ángulo. Inclinación de capas entrecruzadas (5° a 15°). Lineación parting	Deposición por migración de formas de lecho subácuas de bajo relieve y alto régimen de flujo
Sh	Arenisca muy fina a mediana; ocasionales intraclastos, buena selección	Estratificación subhorizontal. Lineación parting	Deposición por migración de formas de lecho subácuas muy bajo relieve y de alto régimen de flujo
Sr	Arenisca muy fina a mediana; raros intraclastos, buena selección	Óndulas asimétricas preservadas y/o laminación entrecruzada	Deposición por migración de óndulas subácuas de corrientes unidireccionales
Sm	Areniscas desde muy finas a muy gruesas; ocasionalmente clastos de sábulo y guija fina; intraclastos comunes, buena selección	Masiva	Depósitos residuales de canal, rellenos de depresiones erosivas o flujos hiperconcentrados. Deformación plástica intensa o procesos pedogenéticos
Sd	Arenisca fina a mediana, buena selección	Laminación convoluta, estratificación subparalela ondulosa, amplios sinclinales y estructuras en plato. Ocasionalmente masiva	Deformación plástica de la estratificación original por escape de fluidos (aire o agua). Pérdida total de cohesión del sedimento

Shf	Arenisca fina, mediana fina, mediana, buena selección	Transición gradual entre laminación horizontal, laminación horizontal difusa, y masiva	Flujos gravitacionales de sedimentos generados por llicuefacción
Sw	Arenisca fina, mediana fina, mediana, buena selección	Óndulas simétricas preservadas y/o laminación ondulítica	Deposición con formación de óndulas subácueas de corrientes oscilatorias
Sa	Arenisca muy fina con escasa arena fina y mediana	Óndulas o verrugas de adhesión	Deposición de arena sobre una superficie húmeda
Si	Arenisca muy fina con arena fina, limo y matriz arcillosa, moderada a mala selección, comúnmente formando vaques	Laminación arrugada, estratos muy delgados de arena y laminas delgadas de limo con arcilla	Deposición de arena y limo sobre una superficie húmeda, laminación deformada por haloturbación
H	Intercalación de estratos muy delgados (de menos de 5 cm de espesor) de facies Sr o Sm con facies Mh o Mm	Estratos subhorizontales, de tabulares a discontinuos. Son comunes grietas de desecación	Alternancia de procesos tractivos de baja energía a suspensivos de muy baja energía
Mh	Fangolita gris verdosa o gris	Laminación horizontal, a veces difusa	Deposición suspensiva subácuea en condiciones de muy baja energía.
Mm	Fangolita gris verdosa o gris	Masivas. Ocasionalmente estructura migajosa	Pérdida de estructura original por exposición subaerea y procesos pedogenéticos

Tabla 4.1. Litofacies identificadas en el Miembro Troncoso Inferior y su interpretación dinámica básica. El código está compuesto por referencias a la textura en mayúsculas (C: conglomerado, SC: arenisca conglomerada, S: arenisca, H: facies heterolítica de arenisca y fangolita), y a las estructuras en minúscula (m: masiva, x: estratificación entrecruzada tangencial y planar, l: estratificación / laminación entrecruzada bajo ángulo, e: laminación inversa de intralámina, h: estratificación / laminación subhorizontal, r: óndulas asimétricas preservadas y/o laminación entrecruzada de pequeña escala, d: deformación plástica sinsedimentaria, f: laminación difusa, w: óndulas simétricas preservadas o laminación ondulítica, a: estructuras de adhesión, i: laminación irregular). Solo para conglomerados, se hace referencia a la proveniencia de los clastos, diferenciando entre extraformacionales (e) e intraformacionales (i).

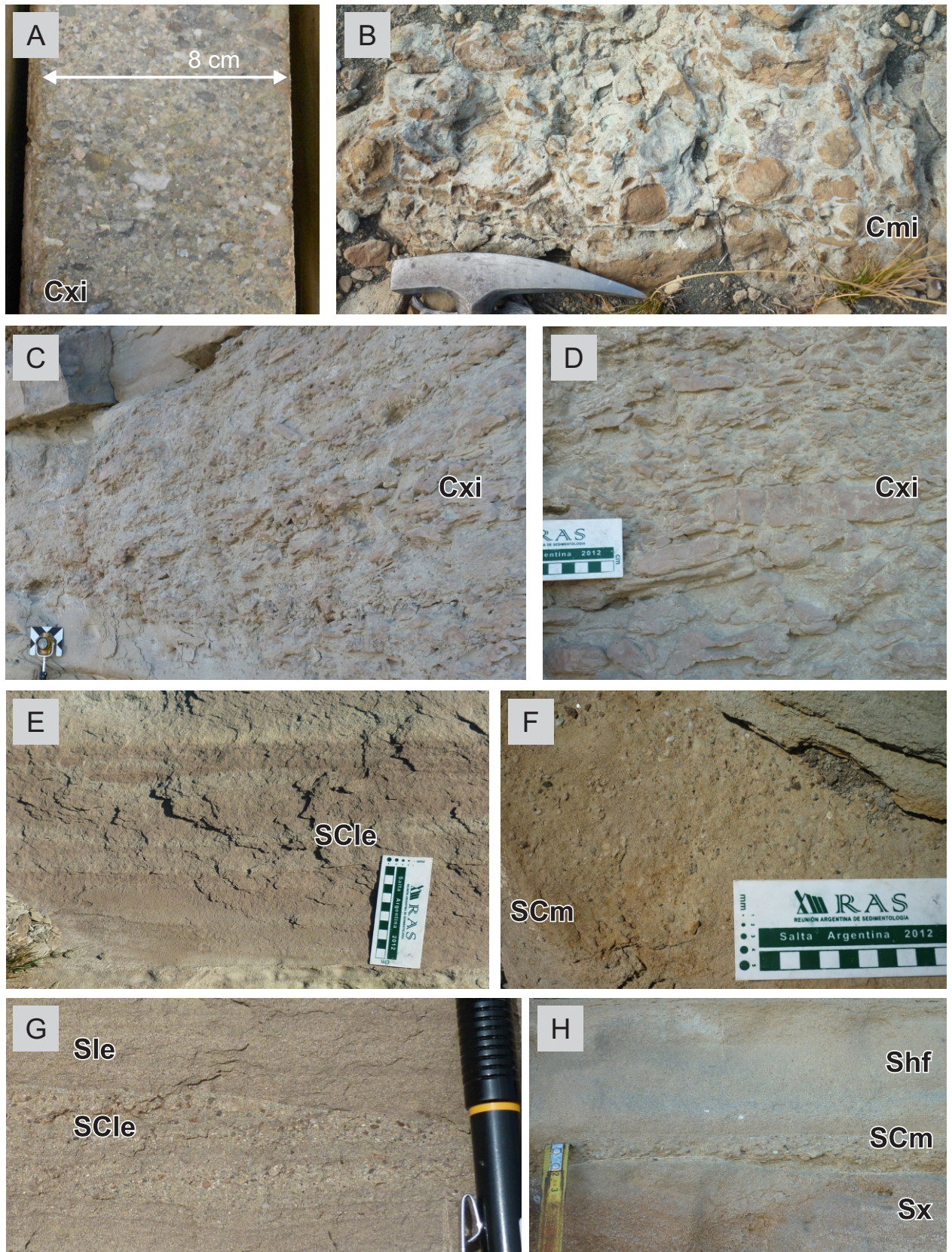
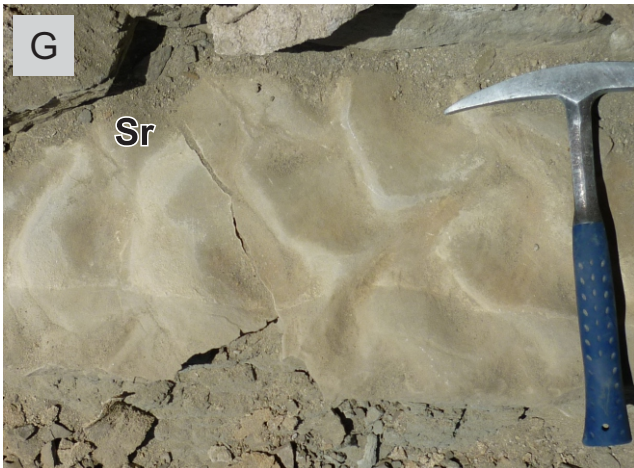


Figura 4.1. Aspecto de las facies de conglomerados o areniscas conglomerádicas en el Miembro Troncoso Inferior (ver tabla 4.1). A) Conglomerado extraformacional con estratificación entrecruzada difusa (Cxe). B) Conglomerado intraformacional masivo (Cmi). C y D) Conglomerado intraformacional entrecruzado (Cxi). El prisma tiene un diámetro de 5cm. E) Areniscas conglomerádica con estratos de textura vertida y gradacion inversa de intralámina, con bajo ángulo de inclinación (SCle). F) Vista del tope de un estrato masivo con concentración de grava (SCm). G) Intercalación de arenisca conglomerádica con estratos de textura vertida y arenisca congradación inversa de intralámina. H) Estrato masivo con concentración de grava (SCm).

intraformacionales en proporciones variables, desde totalmente ausentes hasta formar conglomerados de intraclastos. El tamaño de estos últimos comúnmente está en el rango entre guija y guijón. Por otra parte, la composición de estos clastos intraformacionales se caracteriza por dos modas principales, la primera de rocas de grano fino, arenisca muy fina a pelita, de color rojizo y muy consolidados, sin reacción al ácido clorhídrico, la misma litología que las resistentes capas dolomitizadas registradas en los infrayacentes Miembros Agua de la Mula y Chorreado (Spalletti et al., 2001). La segunda moda de clastos intraformacionales es de composición pelítica, generalmente fangosa, silicoclástica, de colores entre gris y verde, y muy friable. En mucha menor medida se observan pequeños intraclastos de arenisca fina a muy fina. En cuanto a las facies de conglomerados intraformacionales, estas tienen una matriz arenosa (arena mediana principalmente), y los clastos mayores alcanzan tamaño bloque, de la misma composición mencionada anteriormente, pero con dominio de intraclastos rojizos de la primera moda mencionada. Por último, también se han registrado facies de grano fino, pelíticas, principalmente fangolitas (con proporciones variables de limo y arcilla).

En las areniscas, la estructura más común es la estratificación entrecruzada (Figs. 4.2A, B), en *sets* con escalas muy variables, desde pocas decenas de centímetros hasta varios metros de espesor. También son muy comunes la estratificación y laminación de bajo ángulo (Fig. 4.2C) y subhorizontal con lineación *parting* (Fig. 4.2E). Con menor frecuencia se observaron areniscas con estructuras indicadoras de formas de lecho de óndulas, tanto de corrientes unidireccionales (laminación entrecruzada, óndulas asimétricas preservadas; Figs. 4.2G, 4.2H) como de oscilación (óndulas asimétricas, laminación ondulítica; Fig. 4.3B) o de adhesión (Fig. 4.3D), con laminación irregular o arrugada (Figs. 4.3E, 4.3F, 4.3G), masivas (Figs. 4.3A, 4.3H, 4.3I) y con laminación débil o difusa (Figs. 4.1H, 4.3A). Otros rasgos observados en las areniscas son deformación sinsedimentaria (Fig. 4.3C) y nódulos calcáreos, raramente bioturbación o posibles marcas de raíces. Areniscas gruesas a conglomerádicas de selección moderada a mala, son poco comunes en la unidad de estudio, y se relacionan con estratificación delgada inclinada con bajo ángulo (Figs. 4.1E, 4.1G) o bien forman estratos discretos, internamente masivos, muy delgados (alrededor de 3 cm) pero que pueden alcanzar centenares de metros de continuidad (Figs. 4.1F, 4.1H). Los conglomerados extraformacionales suelen tener una estratificación entrecruzada difusa (Fig. 4.1A). Los conglomerados de intraclastos por su parte, son masivos

Figura 4.2. (Página siguiente) Aspecto de las facies de areniscas más abundantes del Miembro Troncoso Inferior (ver tabla 4.1). A) Arenisca con estratificación entrecruzada (Sx) en artesa. Un círculo blanco marca la presencia de un intraclasto de fangolita. B) Arenisca con estratificación entrecruzada (Sx) planar de gran escala. C) Arenisca estratificación subhorizontal e inclinada de bajo ángulo (Sl). D) Arenisca con laminación inclinada con bajo ángulo, con gradación inversa de intralámina (Sle). E) Areniscas con estratificación subhorizontal con lineación *parting* (Sh). Exposición subparalela a la estratificación. F) Areniscas con laminación subhorizontal, con gradación inversa de intralámina (She) G) Areniscas con preservación de ondulas asimétricas en el tope (Sr). Exposición subparalela a la estratificación. H) Areniscas finas a muy finas con laminación entrecruzada (Sr).



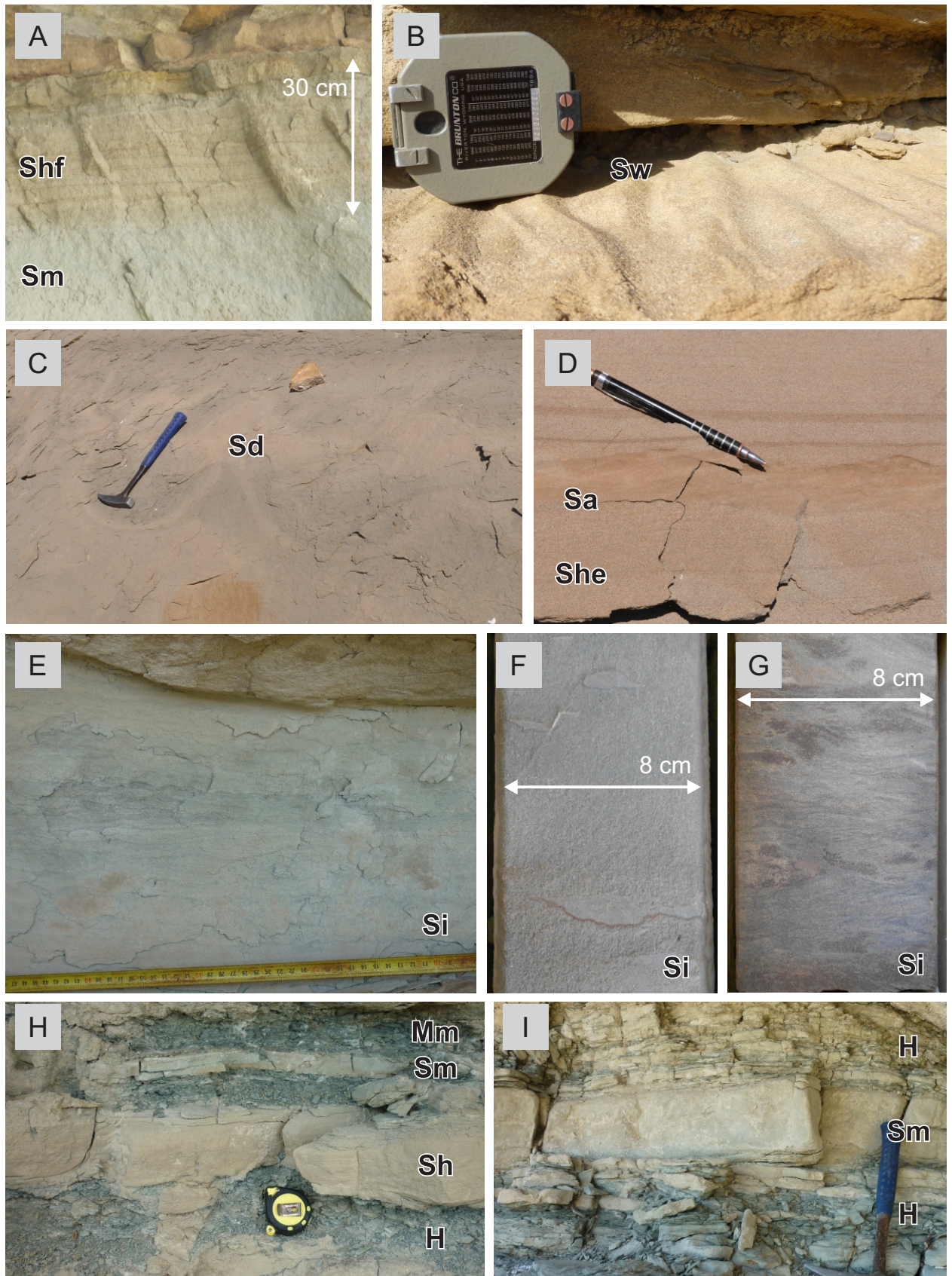


Figura 4.3. Aspecto de las facies de areniscas menos abundantes, heterolíticas y fangosas, en el Miembro Troncoso Inferior (ver tabla 4.1). A) Arenisca con laminación débil (Shf) sobre areniscas masivas (Sm). B) Arenisca con óndulas simétricas preservadas (Sw). C) Arenisca con deformación sinsedimentaria (Sd). D) Arenisca con estratos de óndulas de adhesión (Sa). E, F, G) Areniscas con laminación irregular, comúnmente formando vaques (Si). H e I) Intercalación de arenisca con estratificación horizontal, y masivas, con facies heterolíticas (H) y con fangolitas masivas (Mm).

(Fig. 4.1B) o poseen estratificación entrecruzada (Figs. 4.1C, 4.1D), generalmente difusa. Finalmente, las fangolitas son en su mayoría masivas (Fig. 4.3H), y ocasionalmente poseen estructuras pedogenéticas en forma de bloque. Además, se pueden encontrar areniscas y fangolitas finamente estratificadas, formando facies heterolíticas (Figs. 4.3H, 4.3I). Las areniscas de estas facies heterolíticas son generalmente finas a muy finas, masivas o con estructuras indicadoras de forma de lecho de óndulas subácueas.

En base a las características observadas, las facies que componen el registro del Miembro Troncoso Inferior en el área de estudio fueron generadas bajo un claro dominio de procesos eminentemente físicos, principalmente por el transporte y depositación tractiva de clastos por corrientes unidireccionales. Estas corrientes transportaron y depositaron arena y grava de forma tractiva, dando origen a en distintos tipos de formas de lecho, como dunas de diverso tamaño, formas de bajo relieve, capa plana y óndulas. En algunas areniscas de granulometría variable también se observa una falta de estructuras mecánicas que podrían indicar una depositación abrupta de sedimento. En mucha menor medida se observan procesos de depositación tractiva por corrientes subácueas oscilatorias. En este contexto, los clastos de limo y arcilla de las fangolitas muy probablemente fueron transportados por dichas corrientes unidireccionales y se depositaron por decantación suspensiva, con la posterior pérdida de estructura original por exposición subaérea y pedogénesis. Finalmente, algunas de las areniscas también fueron afectadas por procesos de deformación post depositacional principalmente como deformación plástica o por la formación de nódulos calcáreos. De forma similar, facies arenosas finas con moderada a mala selección con laminación irregular u óndulas de adhesión indican la presencia de sedimentación relacionada a la captura de material en superficies húmedas (Hummel y Kocurek, 1984) sin ser subácueas, y la deformación de la estructura original por haloturbación.

En muchas de estas facies el origen ácuico de las corrientes relacionadas con el transporte y depositación es evidente. En otras facies, sin embargo, hay indicios importantes del origen eólico de la corriente. La mayoría de las areniscas están moderadamente a bien seleccionadas, y una buena proporción de las mismas está desprovista de intraclastos. Los *sets* entrecruzados de varios metros de espesor son muy poco frecuentes en depósitos fluviales, y por lo tanto el estudio a escala de facies sugiere la presencia de procesos eólicos más allá de los procesos subácueos identificados. Sin embargo, la distribución granulométrica y el tamaño de *sets* de estratificación entrecruzada no es un aspecto concluyente en la identificación de procesos eólicos. En muchos casos, la diferenciación de uno u otro agente dependerá no solo de las características descritas hasta ahora, sino también de la identificación de tipos de estratificación eólica.

4.2.2. Identificación de tipos de estratificación eólica

Con el objetivo de diferenciar de la manera más objetiva posible los depósitos de origen eólico en el registro del Miembro Troncoso Inferior, se han identificado los siguientes tipos de estratos cuyas características se pueden vincular con la depositación subaérea por procesos eólicos (Fig. 4.4):

Tipo 1. Láminas desde inclinadas a horizontales, de pocos milímetros de espesor, aunque ocasionalmente llegan al centímetro (1-15 mm), con gradación inversa de intralámina. En los casos donde dichas láminas son más delgadas, la expresión resultante de dicha gradación es una bimodalidad granulométrica marcada. El tamaño de grano varía entre arena muy fina a mediana, ocasionalmente gruesa. Se observan en facies Sx, Sle, She (Fig. 4.2B, D, F, 4.4C, D).

Este tipo de laminación se interpreta como el producto de la migración de óndulas eólicas, descritas por distintos autores como laminación traslacente subcrítica (*'climbing traslatent strata'* de Hunter, 1977), cuando se observa gradación inversa, o laminación mil rayas (*pinstripe lamination* de Fryberger y Schenk, 1988), cuando las láminas tienen escasos granos de espesor. En este trabajo, se siguió la denominación de **laminación traslacente subcrítica**. La migración de las óndulas eólicas, con clastos más finos en los senos, relativamente protegidos de impactos de clastos, y más gruesos en las crestas, más expuestas a dichos impactos, provoca gradación inversa o laminación mil rayas según el ángulo de escalonamiento de las óndulas. Este tipo de laminación es considerada como diagnóstica para la identificación de procesos eólicos (Kocurek y Dott, 1981). De esta manera, la presencia de laminación traslacente subcrítica define las facies Sle y She, y puede encontrarse también en facies Sx.

Tipo 2. Estratos inclinados, con un espesor de pocos centímetros (1-5 cm), generalmente masivos o con gradación inversa. Granulometría bien seleccionada entre arena fina y gruesa, generalmente con una moda en arena fina o mediana. Se observan en facies Sx y Sle (Fig. 4.2B, 4.4A, B).

Dichos estratos inclinados y relativamente espesos son interpretados como flujos o avalanchas de granos (Hunter, 1977) y denominados en este trabajo **estratos de flujo de granos**. Estos son producidos por un flujo de clastos que se desplaza pendiente abajo por gravedad y donde el efecto de presión dispersiva por colisión entre las partículas provoca que en muchos casos los granos de mayor tamaño sean desplazados hacia la parte superior del flujo. Un disparador frecuente de estas avalanchas es la acumulación de clastos en la cresta de una duna, sector donde la corriente de aire pierde capacidad de transporte, hasta el punto en que se supera el ángulo de reposo.

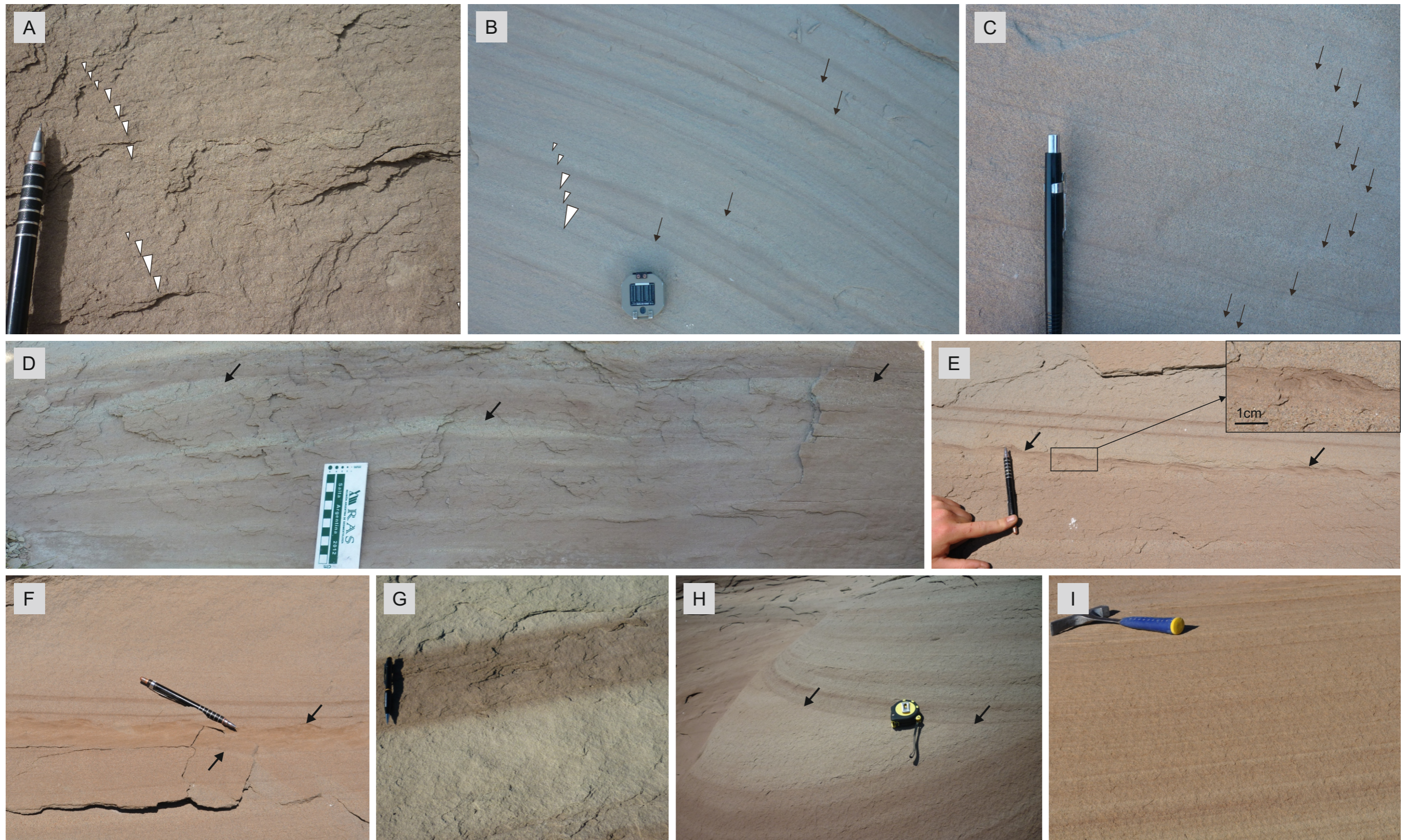


Figura 4.4. Tipos de estratificación eólica identificados en el Miembro Troncoso Inferior. A) Laminación tipo 1 o laminación traslacente subcrítica, con gradación inversa observable (triángulos blancos). B) Estratos de tipo 2 o estratos de flujo de granos, muchos de ellos con gradación inversa fácilmente observable (triángulos blancos), intercalados con laminas tipo 3 o láminas de caída de granos (marcadas con flechas). Espesor aparente exagerado debido al afloramiento subparalelo a los planos de estratificación. C) Intercalación entre estratos de flujo y caída de granos (marcados con flechas). Afloramiento subperpendicular a la estratificación. D) Estratos de tipo 4 o estratos de textura vertida, marcados por flechas negras. E) Estrato de tipo 5 o estrato de óndulas de adhesión (marcado por flechas negras). Se muestra un detalle de una de las óndulas de adhesión preservadas mostrando laminación entrecruzada irregular dentro del estrato. F) Estrato de óndulas de adhesión. Se observa estratificación traslacente inclinando hacia la izquierda, indicando la migración y escalonamiento de las óndulas hacia la derecha, como se confirma al observar la laminación entrecruzada interna del estrato. G) Intercalación de intervalos de laminación traslacente subcrítica (color rojizo) y estratos de flujo de granos (color gris). H) Sección dominada por laminación traslacente subcrítica (mitad superior) separada por una superficie neta de una sección dominada por estratos de flujo de granos y en menor medida láminas de caída de granos (mitad inferior). La superficie se ubica justo por debajo de la cinta métrica y esta marcada por dos flechas. I) Base de un set entrecruzado, dominado en su totalidad por laminación traslacente subcrítica.

Tipo 3. Láminas desde inclinadas hasta horizontales, de espesor cercano al mm (0,5-2 mm), masivas. Granulometría entre arena muy fina y fina. Se observan en facies Sx, Sle, She (Fig. 4.4A, B).

Estas láminas de grano fino, muy delgadas y masivas, se interpretan como formadas por la caída o lluvia de granos ocasionada por la pérdida de capacidad de transporte del viento (Hunter, 1977) y denominadas **láminas de caída de granos**. Este proceso se da comúnmente en la cara de sotavento de una duna, pero puede ocurrir en otras situaciones como en presencia de cualquier elemento que representa un obstáculo para el flujo de viento (p.ej., vegetación) o en cualquier situación donde dicho viento pierda capacidad de transporte. En las crestas de dunas, los granos más pequeños logran alejarse más de la cresta, sector donde las avalanchas de granos generan erosión, de esta manera los depósitos de caída de granos con mayores probabilidades de ser preservados conforman cuerpos delgados de grano fino en forma de manto.

Los estratos de flujo de granos y láminas de caída de granos generalmente se encuentran asociados en facies de areniscas entrecruzadas (Sx) donde los estratos de flujo de granos pueden observarse amalgamados, o bien separados por láminas de caída de granos. Estos procesos son típicos de la cara de sotavento o cara activa de dunas. Las láminas de caída de granos también pueden asociarse a laminación traslucida subcrítica en facies She o Sle, sin relación aparente a la cara de sotavento de una duna.

Tipo 4. Estratos desde levemente inclinados a subhorizontales, de pocos centímetros de espesor, masivos o con gradación inversa, moderadamente seleccionados. Granos dispersos de arena gruesa, muy gruesa y ocasionalmente sábulos, flotando en una matriz de arena fina y mediana (Fig. 4.1E, G).

La textura de los estratos de tipo 4 es muy similar a la descrita como textura *pour in* por Fryberger et al., (1992). En este trabajo de tesis se los denomina como **estratos de textura vertida**. Se interpreta que estos estratos fueron generados por el crecimiento y migración de óndulas de gránulos o formas de lecho de escaso relieve con concentración de granulometría gruesa. Estas formas de lecho son típicas de sectores con interacción de procesos erosivos y depositacionales, donde comúnmente se concentran tamaños de grano relativamente gruesos, dentro de mantos de arena o interdunas. Este tipo de estratificación ocurre en facies She y SCle donde puede asociarse a laminación traslucida subcrítica o a laminación de caída de granos, que indican la estrecha relación entre estos procesos.

Tipo 5. Estratos delgados con variaciones irregulares de espesor relacionadas principalmente a relieve en el tope. Granulometría dominante de fracción arena muy fina a limo, con muy escasa arena fina. Internamente, se observa con mucha frecuencia la presencia de láminas inclinadas, irregulares, resaltadas por cambios granulométricos entre limo y arena muy fina (Fig. 4.4E). En

ocasiones poco frecuentes se pueden observar estratos inclinados en dirección opuesta a las láminas inclinadas (Fig. 4.4F).

Se interpreta que estos estratos de granulometría relativamente fina, respecto a los estratos anteriores, fueron formados por migración de óndulas de adhesión, en un sustrato húmedo que provocó fuerzas de cohesión entre granos. Dichos estratos son denominados en este trabajo como **estratos de óndulas de adhesión**. La preservación de dichas óndulas ocasiona la geometría irregular en el tope de los estratos. Por otro lado, las sucesivas posiciones de la cara de sotavento de las óndulas se ven reflejadas en la laminación inclinada preservada dentro de los estratos. Finalmente, la presencia poco frecuente de estratos de inclinación opuesta a la laminación entrecruzada, marcaría la migración y escalonamiento de óndulas individuales, conformando estratificación traslucida.

4.3. CUERPOS SEDIMENTARIOS Y ASOCIACIONES DE FACIES

4.3.1. Cuerpos sedimentarios

En base a las facies definidas anteriormente y a observaciones de la ocurrencia, continuidad, asociaciones y límites de las mismas, se distinguieron distintos tipos de cuerpos sedimentarios para el Miembro Troncoso Inferior. Cada uno de dichos cuerpos sedimentarios está caracterizado por una geometría y distribución de facies interna particular (Tabla 4.2). Aunque su identificación se basa en criterios relativamente objetivos, la denominación de los mismos puede estar ligada a una interpretación sobre el conjunto de procesos que le dieron origen.

4.3.1.1. Canales

Los cuerpos de canal se caracterizan por secciones con geometría de base erosiva, cóncava hacia arriba e irregular, y techo plano, formando secciones de lentes plano convexas, por lo que se infiere una geometría tridimensional de canales (*sensu* Bridge, 1993) (Fig. 4.5). Asimismo, se caracterizan por poseer facies de granulometría gruesa, incluyendo areniscas, y de forma muy poco frecuente areniscas conglomerádicas y conglomerados, principalmente intraformacionales. Estos cuerpos tienen una importante variabilidad de dimensiones, relación ancho aparente/espesor, facies y complejidad interna. Los topos de dichos cuerpos generalmente son netos, aunque en algunos casos pueden pasar transicionalmente a mantos fluviales heterolíticos. El espesor de los mismos generalmente varía entre 2 y 6 m, excepcionalmente alcanzando 9 m, y el ancho aparente entre decenas y cientos de metros. Internamente, los cuerpos de canal suelen mostrar una sutil tendencia vertical granodecreciente. La mayoría de estos cuerpos están dominados por facies de areniscas entrecruzadas (Sx), acompañadas por areniscas con estructuras de alto régimen, como estratificación entrecruzada

Cuerpo sedimentario	Geometría y contactos	Dimensiones	Facies
Canales	Canal, sección plano convexa. Base neta e irregular, tope tanto neto como transicional.	Espesor entre 2 a 6 m (ocasionalmente hasta 9 m). Ancho de decenas a cientos de metros.	Sx, Sh, Sle (Sm, Cxi, Cmi)
Mantos fluviales arenosos	Tabular, sección rectangular. Base neta y tope tanto neto como transicional.	Espesor entre decímetros a alrededor de un metro. Ancho de decenas a cientos de metros.	Sm, Sh, Sl, Sr
Mantos fluviales heterolíticos	Tabular, sección rectangular, base tanto neta como transicional, tope generalmente neto.	Espesor de decímetros. Ancho de decenas a cientos de metros.	H, Mm (MI)
Mantos eólicos arenosos	Tabular, sección rectangular. Base y techo netos.	Espesor desde decímetros a 1-2 m. Ancho de decenas a cientos de metros.	She, Sle (Scle, SCm)
Dunas	Artesas, de sección aproximada plano convexa, y cuñas, de sección triangular. Límites netos ocasionalmente irregulares. Base tanto netas como transicionales.	Espesor entre decímetros a 10 m. Ancho de decenas de metros a alrededor de 100 m.	Sx, Sle
Interdunas	Tabular, sección rectangular. Base neta y tope tanto neto como transicional.	Espesor entre 2-3 cm a 2-3 m. Ancho de cientos de metros.	SCm, She, Sm / Si, Sa / Sm, Sw, Sr, H, Mm Mh
Cuñas y mantos marinos	Tabular, sección rectangular, y en cuña, de sección tirangular. Base y tope netos.	Espesor decimétrico (ocasionalmente 3 a 4 m). Ancho de decenas a cientos de metros.	Sm, Shf, Sw, Sr, Sx

Tabla 4.2. Cuerpos sedimentarios identificados en el registro del Miembro Troncoso Inferior. Entre paréntesis se marcan los casos o facies menos frecuentes. El código de facies proviene de la tabla 4.1.

CANALES

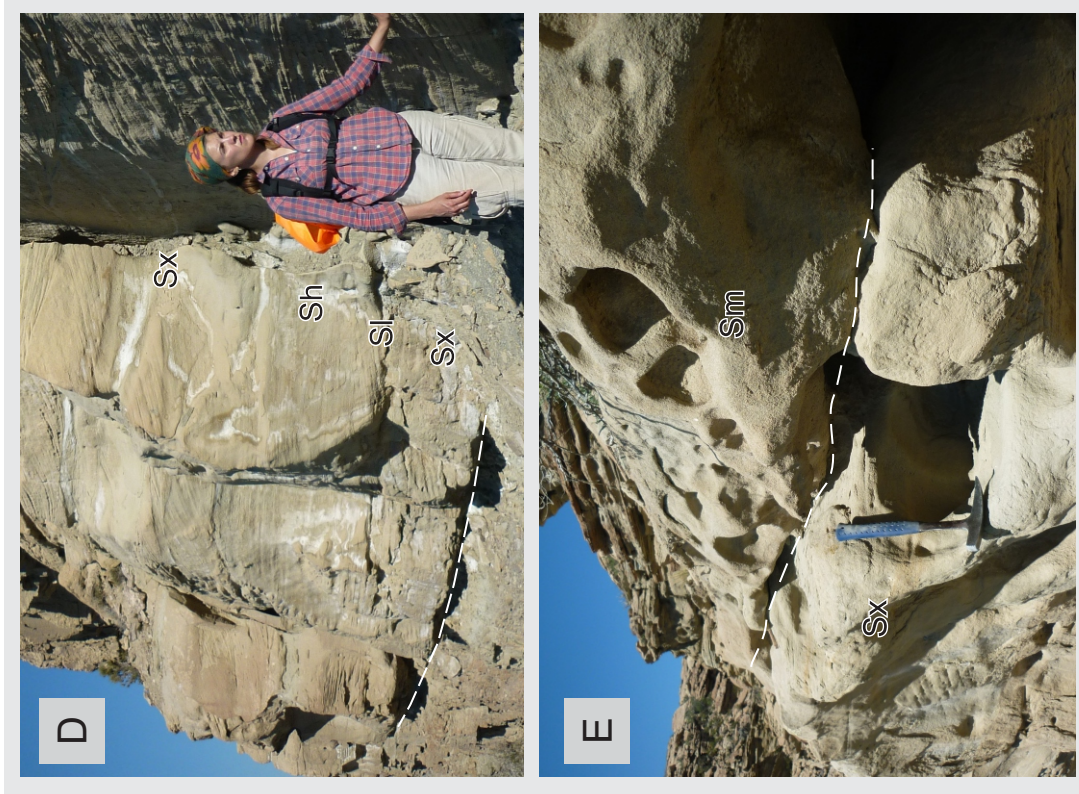


Figura 4.5. Cuerpos sedimentarios de canal. A) Canal arenoso simple. B) Canal arenoso simple con estratos inclinados de gran escala. D) Distribución de facies en un cuerpo de canal erosivo, se marca la base erosiva del mismo (línea de trazos). E) Superficie erosiva (línea de trazos) dentro de un cuerpo de canal, con areniscas masivas inmediatamente por encima de la misma.

de bajo ángulo (Sl) o subhorizontal con lineación *parting* (Sh). En algunos casos poco frecuentes, las facies de alto régimen pueden llegar a ser dominantes. En la base de los cuerpos de canal suele existir una concentración importante de intraclastos, facies de areniscas masivas gruesas (Sm) e inclusive conglomerados de intraclastos entrecruzados o masivos (Cxi, Cmi). Por su parte, el relleno de los canales puede tener un diseño simple, sin superficies internas mayores (Fig. 4.5A). Sin embargo, es mucho más frecuente que el relleno de los mismos se organice de manera compleja, con múltiples superficies erosivas mayores internas (Figs. 4.5B, 4.5C). En algunas ocasiones estas superficies pueden mostrar un arreglo que sugiere estratos inclinados de gran escala (*sensu* Bridge, 1993) (Fig. 4.5C). Los cuerpos de canales a su vez suelen estar relacionados a mantos fluviales arenosos o heterolíticos, y mucho menos frecuentemente a mantos eólicos o a cuerpos de duna. Como se mencionó anteriormente, la relación de los canales con cuerpos adyacentes es en general a partir de superficies netas con rasgos erosivos, y ocasionalmente, se puede observar una transición gradual hacia mantos fluviales heterolíticos en el tope de los cuerpos.

Se interpreta que estos cuerpos sedimentarios fueron originados por la erosión, transporte y depositación a partir de flujos ácueos unidireccionales canalizados formando canales fluviales de distintas características. Los frecuentes rellenos complejos de estos cuerpos de canal, con múltiples superficies internas y dominados por estratificación entrecruzada, indicarían que los canales fluviales más comunes se caracterizaron por episodios de erosión alternando con episodios de transporte y depositación dominada por formas de lecho (Friend et al., 1979), sin el desarrollo de barras estables. En este sentido, dichos episodios de acumulación y erosión podrían indicar que la mayoría de estos cauces fluviales tenían importantes variaciones de caudal y a su vez tenían una alta inestabilidad, cambiando continuamente de posición. Asimismo, las facies sedimentarias indican que estos canales fluctuaban entre condiciones de alto y bajo régimen de flujo (Fielding, 2006) tanto temporalmente como lateralmente. La preservación, en algunos casos alta, de estructuras de alto régimen y los rellenos complejos de los cuerpos indica que los cursos fluviales tenían un régimen muy fluctuante, posiblemente efímero (North y Taylor, 1996).

4.3.1.2. Mantos fluviales arenosos

Estos cuerpos se caracterizan por una geometría de sección rectangular, con base y techo planos, por lo que se infiere una forma tridimensional tabular o mantiforme (Bridge, 1993), y por facies arenosas indicativas de procesos de depositación por corrientes ácueas unidireccionales (Fig. 4.6). Las bases de estos cuerpos son netas y los topes pueden ser tanto netos como transicionales a mantos fluviales heterolíticos. En algunos casos, la base puede presentar, localmente, rasgos erosivos y ligeramente cóncavos hacia arriba. Estos cuerpos son delgados, de alrededor de un metro de espesor o menos, y de decenas a centenares de metros

MANTOS FLUVIALES ARENOSOS



Figura 4.6. Mantos fluviales arenosos. A) Geometría y dimensiones. B) Distribución de facies dentro de los mantos. Se muestran secuencias de areniscas masivas (Sm) pasando hacia el tope a areniscas con laminación entrecruzada o directamente con óndulas asimétricas preservadas (Sr), indicando deposición por corrientes unidireccionales, en el tope de los cuerpos (topes marcados con flechas blancas). C) Mantos caracterizados por areniscas con estratificación subhorizontal o de bajo ángulo (Sh, Sl). Los límites entre los cuerpos se marcan con líneas de trazos.

de extensión lateral, dando como resultado su geometría en manto. Sus facies dominantes son areniscas finas a muy finas, masivas (Sm), con estratificación subhorizontal (Sh) o entrecruzada de bajo ángulo, ambas con desarrollo frecuente de lineación *parting* (Sl), y estructuras indicadoras de formas de lecho de óndulas de corriente (laminación entrecruzada y/o preservación de óndulas asimétricas) (Sr), muy comunes hacia el tope de los cuerpos. Internamente suelen presentar una tendencia granodecreciente. Los intraclastos son poco frecuentes, se encuentran esporádicamente en areniscas masivas o con estratificación subhorizontal, y generalmente son pequeños (tamaño gránulo o guija), verdosos, de composición pelítica silicoclástica. Estos cuerpos pueden aparecer junto con mantos fluviales heterolíticos, a los que pueden pasar transicionalmente hacia el techo o hacia los flancos. También se relacionan a cuerpos de canal, comúnmente siendo erosionados por estos últimos. Pueden aparecer intercalados junto con mantos eólicos y en menor medida con dunas, y también junto a facies de areniscas con laminación irregular en el subsuelo.

Las características de estos depósitos indican su depositación a partir de corrientes ácueas unidireccionales, frecuentemente con un alto régimen de flujo (evidenciado por estratificación horizontal o de bajo ángulo con lineación *parting*, Fielding, 2006), y con una tendencia a la disminución, comúnmente abrupta, de su energía y capacidad de transporte (inferida por la presencia de areniscas masivas y la formación estructuras de menor régimen hacia el techo de los depósitos, Collinson, 1996; Bridge, 2006). Estas características generalmente se asocian a flujos en manto o pobremente canalizados (Friend et al., 1979). Este tipo de flujos son comunes durante eventos de inundación en sectores de planicie de inundación (Bridge, 2003) así como también en sistemas fluviales efímeros o abanicos aluviales distales (Miall, 1996; Williams, 1971). Las relaciones de estos mantos con un amplio espectro de distintos cuerpos del registro del Miembro Troncoso Inferior indican la participación del transporte y depositación de sedimento por flujos ácueos unidireccionales no canalizados en contextos muy variables y dentro de distintos sistemas de acumulación.

4.3.1.3. Mantos fluviales heterolíticos

Estos cuerpos se caracterizan por facies heterolíticas y pelíticas, formando secciones de geometría rectangular, con base y techo planos, por lo que se infiere una forma tridimensional tabular o mantiforme (Bridge, 1993) (Fig. 4.7). Las bases de estos cuerpos pueden ser tanto netas como transicionales, mientras que los topos generalmente son netos. El espesor de estos cuerpos es inferior a un metro, generalmente de pocos decímetros, y su continuidad lateral puede variar desde decenas de metros cuando son erosionados por cuerpos de canal, hasta centenares de metros. Facies heterolíticas (H) forman la gran mayoría de estos cuerpos y sus delgados estratos de arenisca fina a mediana se caracterizan por la abundancia de laminación entrecruzada y preservación de óndulas de corriente y menos frecuentemente son masivas, o

MANTOS FLUVIALES HETEROLÍTICOS

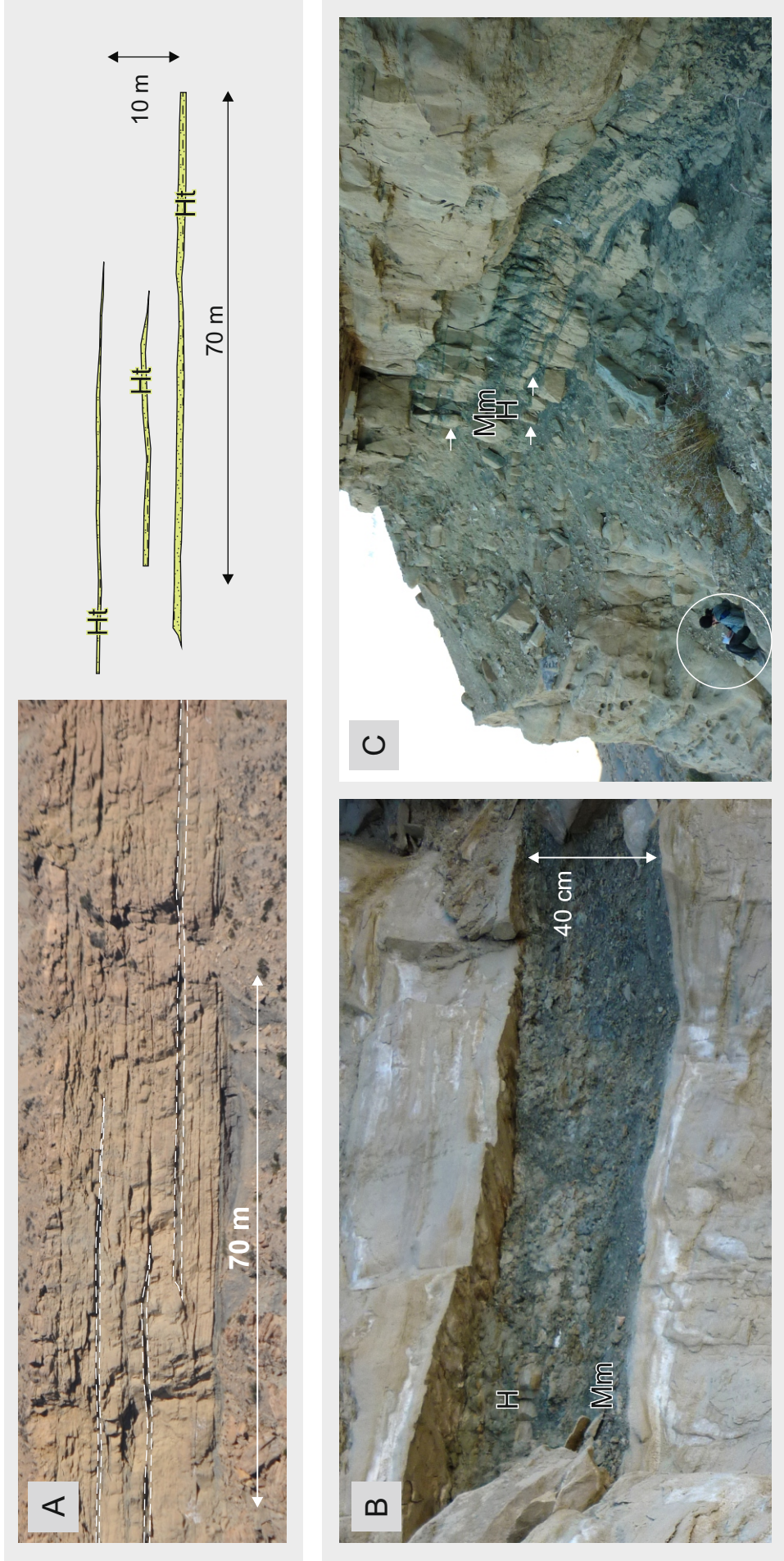


Figura 4.7. Mantos fluviales heterolíticos. A) Geometría y dimensiones. B) Distribución de facies en un manto aislado entre cuerpos de canal. C) Intercalación de mantos fluviales heterolíticos con mantos fluviales arenosos (marcados por flechas blancas).

con óndulas de oscilación preservadas en el tope de los estratos. También se intercalan facies de fangolitas, generalmente masivas (Mm) y raramente laminadas (MI) de color gris verdoso, ocasionalmente acompañadas por grietas de desecación rellenas por arenisca o caracterizadas por estructuras de bloques angulosos que podrían indicar procesos pedogenéticos. Se puede observar en estos cuerpos, aunque con poca frecuencia, evidencias de bioturbación, como tubos horizontales y verticales en facies heterolíticas, y en algunos casos deformación sinsedimentaria. Generalmente no se observan tendencias verticales en la proporción de arenisca y fangolita dentro de las facies heterolíticas, aunque en algunas oportunidades se observan tendencias granodecipientes. Es común que estos mantos están asociados a mantos fluviales arenosos, siendo común un límite transicional entre ambos. Esta relación, aunque menos frecuente, se observa en los contactos con los topes de cuerpos de canal. Finalmente, en algunas ocasiones, se observan mantos fluviales heterolíticos muy delgados (escasos centímetros) asociados a mantos eólicos arenosos, dunas y mantos fluviales arenosos.

Se interpreta que el origen de estos cuerpos está asociado a flujos ácuos unidireccionales episódicos, no canalizados o en manto (Friend et al., 1979). Estos flujos provocaron la depositación tractiva, en ocasiones abrupta, de areniscas por pérdida de energía y capacidad de transporte (en base a las estructuras de las mismas) y, una vez detenidos, la decantación suspensiva de fangolitas. La permanencia de pequeños cuerpos de agua en algunos casos es evidente por la presencia de óndulas de olas (Bridge, 2006). Sin embargo, en la gran mayoría de los casos, la masividad de las fangolitas, la presencia de estructuras pedogenéticas y grietas de desecación indican la frecuente exposición subaérea de estos sedimentos (Collinson, 1996). La similitud del proceso de formación respecto a los mantos fluviales arenosos y las relaciones entre estos dos cuerpos indican que los mantos arenosos heterolíticos, en muchos casos, son depósitos más distales, o en algunos casos más tardíos, de las mismas crecidas o flujos en manto que generaron los mantos fluviales arenosos. En este sentido, estos flujos pudieron generarse en planicies de inundación por eventos de crecida y desbordamiento (Bridge, 2003), así como también en planicies de sistemas efímeros distales (Collinson, 1996) y también en barreales o planicies fangosas relacionadas a dichos sistemas efímeros (Hubert y Hyde, 1982).

4.3.1.4. Mantos eólicos arenosos

Los mantos eólicos arenosos se caracterizan por una sección rectangular con base y techo planos, que sugiere una geometría tridimensional tabular (Bridge, 1993), límites netos sin rasgos importantes de erosión, y facies arenosas con rasgos indicativos de procesos de erosión, transporte y depositación eólica (Fig. 4.8). Sus dimensiones varían desde decímetros hasta pocos metros (1 a 2 m) de espesor, con anchos aparentes variables entre decenas y centenares de metros. Las facies más abundantes son de areniscas moderadamente a bien seleccionadas,

MANTOS EÓLICOS ARENOSOS

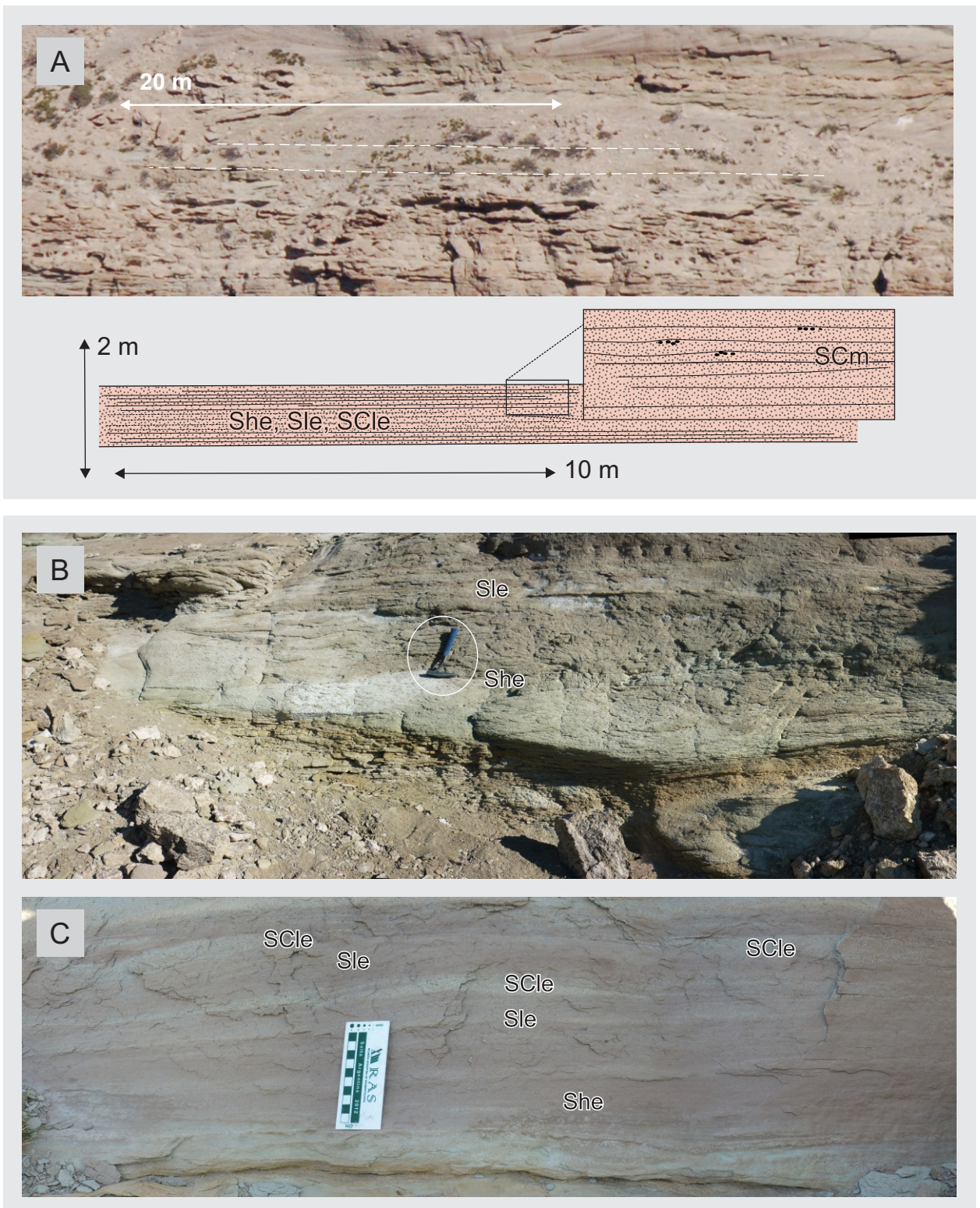


Figura 4.8. Mantos eólicos arenosos. A) Geometría y distribución de facies. El tope y base del manto están marcado por líneas de trazos. B) y C) Distribución de facies común, con intercalación de areniscas con laminación traslacente subcrítica subhorizontal (She) y de bajo ángulo (Sle), junto a areniscas conglomerádicas con estratos de textura vertida inclinando en bajo ángulo (SCle).

con laminación subhorizontal (She) o entrecruzada de bajo ángulo (Sle). Estas facies pueden estar acompañadas por areniscas conglomerádicas con laminación de bajo ángulo y estratos de textura vertida (SCle). Todas estas facies se caracterizan por una presencia abundante de laminación trasluciente subcrítica. A medida que estos cuerpos son más espesos, resulta común la presencia de múltiples superficies internas subhorizontales, resaltadas por la presencia de facies de arenisca gruesa a sabulita masiva (SCm) de 1 a 3 cm de espesor y continuidad lateral variable alcanzando decenas de metros. Es común que estos mantos estén intercalados con mantos fluviales arenosos y delgados cuerpos de dunas. Por otro lado, con menor frecuencia, los mantos eólicos arenosos se asocian a mantos fluviales heterolíticos muy delgados.

Los rasgos observados en estos cuerpos indican la erosión, transporte y depositación de clastos por corrientes unidireccionales eólicas. Algunas facies preservadas indican un conjunto de procesos asociados a episodios con condiciones de depositación neta, incluyendo la migración formas de lecho de pequeña escala, como óndulas eólicas, sobre superficies subhorizontales (She)(Hunter, 1977) o de mayor escala pero con bajo relieve y sin caras de avalancha, como dunas dómicas o *zibars* (Sle) (Kocurek y Nielson, 1986), y menos comúnmente por formas de escala intermedia y mayor granulometría, como óndulas de gránulo (SCle) (Fryberger et al., 1992). Por otro lado, se interpreta la ocurrencia de condiciones netas de deflación intercaladas a los episodios de depositación, en base a la presencia de superficies internas de erosión, comúnmente asociadas a facies con concentración de granulometría gruesa (SCm). Este conjunto de procesos sugiere que estos cuerpos indican la presencia de mantos de arena formados por la acción de procesos eólicos (Kocurek y Nielson, 1986; Pye y Tsoar, 2009). En este contexto, la construcción de formas de lecho de mayor relieve (con pendientes superando el ángulo de reposo) se ve impedida por un conjunto de condiciones ambientales. Estas condiciones usualmente incluyen la escasez de suministro de sedimento o la baja disponibilidad del mismo, es decir que la fuente de arena no pueda ser tomada por el viento por factores de humedad o estabilización (Kocurek y Havholm, 1993). En estas condiciones la acumulación prolongada de sedimento es poco frecuente, y es común la presencia periódica de vientos subsaturados de arena con un alto potencial para generar superficies de deflación (Basilici y Dal' Bó, 2014), tal como se observa en los mantos estudiados. La limitada extensión de dichas superficies internas se debe a que tales procesos están influenciados por condiciones aerodinámicas locales (Kocurek y Nielson, 1986). Finalmente, la frecuente intercalación de mantos eólicos con mantos fluviales, indican una interacción eólica y fluvial cercana, que comúnmente es uno de los principales controles sobre la formación de mantos de arena eólicos (Basilici y Dal' Bó, 2014). En este sentido, la relación entre ambos cuerpos sugiere que una falta de disponibilidad de arena por la presencia de humedad, y la incursión frecuente de flujos ácuos en los sectores de depositación eólica, impidiendo el crecimiento y aumento del relieve de las

formas de lecho subaéreas (Kocurek y Nielson, 1986), serían los controles principales detrás de la formación de estos mantos.

4.3.1.5. *Dunas*

Los cuerpos de duna están íntegramente compuestos por areniscas bien seleccionadas, con estratificación entrecruzada desde alto hasta bajo ángulo de inclinación y rasgos indicativos de procesos eólicos. Estos cuerpos están limitados por contactos netos, levemente irregulares, excepto en sus bases, donde pueden tener límites transicionales con cuerpos de interduna. La geometría tridimensional de algunos de los cuerpos de duna podría describirse como artesas, con secciones de cuerpos similares a lentes plano convexas (Bridge, 1993) (Fig. 4.9A), con base cóncava hacia arriba y topes de geometría muy variable dependiendo la erosión provocada por los cuerpos suprayacentes. Otros cuerpos de duna pueden tener una geometría tridimensional de cuña, con sección triangular (Bridge, 1993) (Fig. 4.9B). En ambos casos, la sección de dichos cuerpos tiende a rectangular si el corte es subparalelo al rumbo de las superficies que limitan los cuerpos. Por otro lado, la escala de los cuerpos de duna puede variar desde algunas decenas de centímetros hasta varios metros de espesor (10-11 m), y desde unos pocos metros a más de cien metros de ancho aparente. Por lo tanto, mientras que la variabilidad de facies en estos cuerpos es relativamente pobre, el rango de geometrías y escalas que los cuerpos de duna pueden exhibir es notable y la variabilidad de arreglos de distribución que pueden mostrar los tipos de estratificación eólica es importante. Cada uno de estos cuerpos está formado por un *set* de estratificación entrecruzada (Sx), que comúnmente alcanza ángulos de inclinación elevados (hasta 30°), que pasa abrupta o transicionalmente hacia la base a depósitos con laminación entrecruzada de bajo ángulo (Sle). Aunque las facies entrecruzadas suelen ser más abundantes, el tipo de transición y el grado de erosión que sufre el cuerpo en su tope determinan la proporción final de las facies. A lo largo de estos cuerpos, los tipos de estratificación eólica generalmente son evidentes y se distribuyen dentro del cuerpo según distintos estilos, siendo siempre más comunes los estratos de flujo de granos y láminas de caída de granos hacia el tope, y la laminación traslucida subcrítica hacia la base. Dichos tipos de estratificación pueden quedar claramente separados según su posición en el cuerpo o intercalados, mostrando grados variables de abundancia relativa. Finalmente, otro elemento que agrega complejidad a estos cuerpos es la presencia de frecuentes superficies de discontinuidad internas, de similar inclinación y ligeramente menor ángulo que los estratos entrecruzados, que a su vez tienen influencia en la distribución de los distintos tipos de estratificación. En cuanto a la relación de los cuerpos de duna con otros cuerpos sedimentarios, estos generalmente forman conjuntos de muchos cuerpos de duna superpuestos, pero también se los puede encontrar intercalados con cuerpos de interduna o bien con mantos fluviales arenosos y muy delgados mantos fluviales

DUNAS

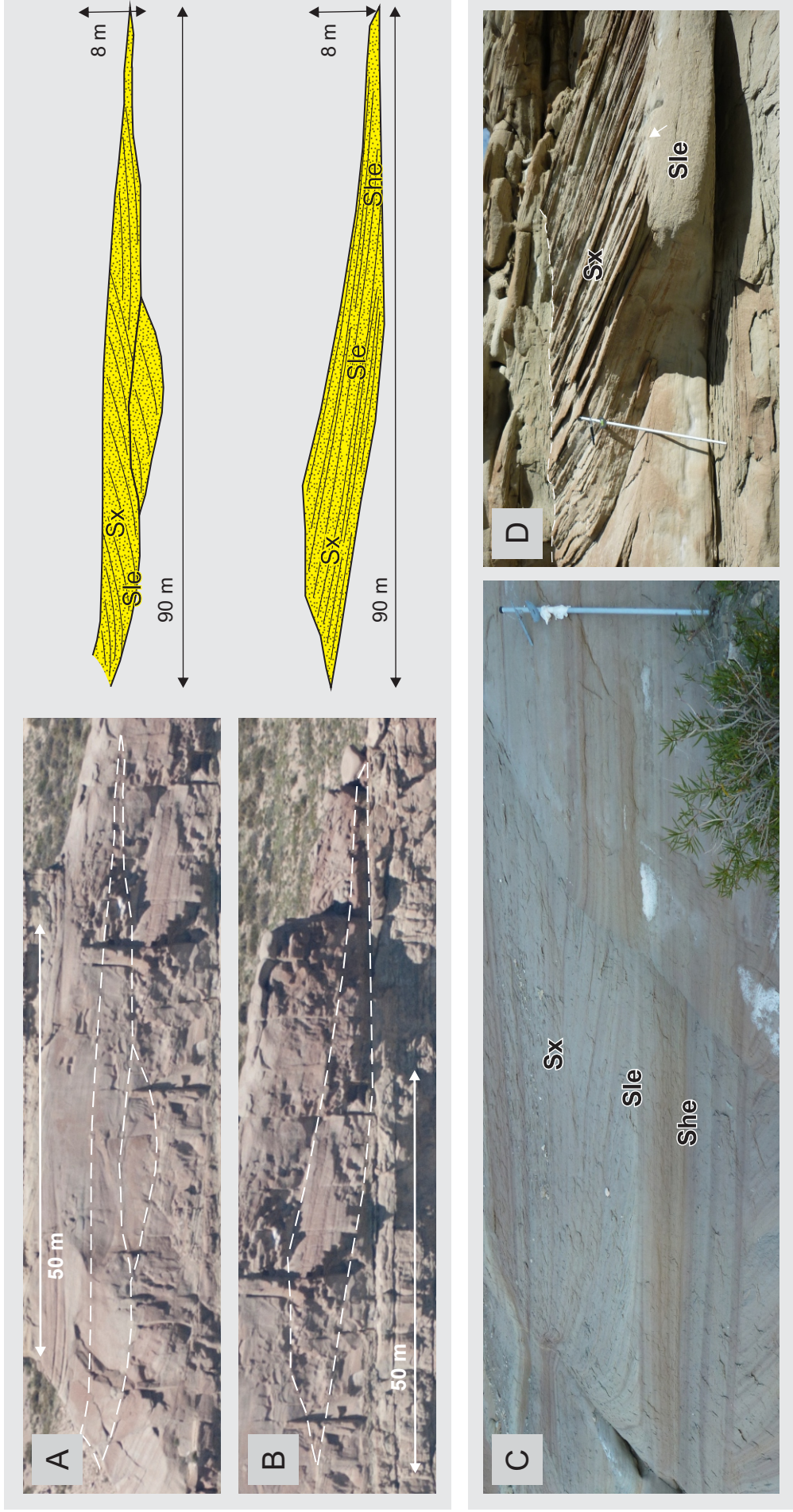


Figura 4.9. Cuerpos de dunas. A) Dimensiones y geometría de un cuerpo de duna con geometría de cuña. B) Dimensiones y geometría de un cuerpo de duna con geometría de cuña. C) Distribución gradual de facies. Transición gradual entre arenisca con laminación subhorizontal, bajo ángulo y estratificación entrecruzada. D) Distribución de facies. Transición abrupta (flecha blanca) entre areniskas con laminación de bajo ángulo y estratificación entrecruzada. El tope del cuerpo se marca con línea de trazos.

heterolíticos. El arreglo espacial de conjuntos de cuerpos de duna y su complejidad interna se explora en el capítulo 6.

Debido a la presencia de tipos de estratificación indicando procesos de depositación subaéreos, como por ejemplo laminación traslucida subcrítica, y al frecuente alto ángulo de inclinación de los estratos, estos cuerpos son interpretados como el resultado de la migración, y en algunos casos escalonamiento, de dunas eólicas (Brookfield, 1977; Mountney, 2006; Rubin y Hunter, 1982). Como resultado del avance de la depositación en la cara activa de las dunas sobre las interdunas o los pies de duna, se generaron los contactos transicionales en la base de los cuerpos de duna, mientras que por el avance netamente erosivo de la cara de barlovento de las mismas, se generaron los contactos netos erosivos en los topes de estos cuerpos (Mountney, 2006; Rubin y Hunter, 1982). La geometría variable de los cuerpos de duna, así como también sus estilos de superposición, indican la presencia de distintos tipos de formas de lecho, con distinta escala, morfología y dinámica. En este sentido, las transiciones abruptas o graduales del ángulo de inclinación de la estratificación, como también los distintos estilos de distribución y abundancia de tipos de estratificación eólica, indican que las condiciones imperantes en la cara de avalancha de las dunas que formaron dichos cuerpos sedimentarios eran muy variables (Hunter, 1977; Kocurek, 1996; Kocurek y Dott, 1981). En cuanto a las superficies internas de discontinuidad, debido a que su dirección y ángulo de inclinación es muy similar a los estratos entrecruzados adyacentes, es probable que se trate de superficies de reactivación (Brookfield, 1977; Hunter y Rubin, 1983; Kocurek, 1996; Mountney, 2006) generadas como resultado de cambios en la forma y escala de la duna, razón por la cual también provocan una redistribución de los tipos de estratificación (Mountney, 2006; Rubin, 1987). Finalmente, la relación de los cuerpos de dunas entre sí y con otros tipos de cuerpos, indica la migración y depositación de dichas dunas en distintos contextos. La relación de pequeños cuerpos de duna con mantos fluviales y eólicos sugiere la cercana relación entre un conjunto de procesos que podría indicar la presencia de sistemas de interacción fluvioeólica (Basilici y Dal' Bó, 2014; Mountney y Jagger, 2004; Tripaldi y Limarino, 2008). Por su parte, la disposición de cuerpos de duna intercalados con cuerpos de interduna indica también la presencia de sistemas de acumulación netamente eólicos. Finalmente, los arreglos de superposición de conjuntos de cuerpos de duna podrían sugerir la presencia de dunas migrado sobre las caras de formas de lecho de mayor tamaño o *draa* (Brookfield, 1977; Mountney, 2006; Wilson, 1972), posibilidad que es analizada en el estudio local (capítulo 5) y de detalle (capítulo 6).

4.3.1.6. Interdunas

Los cuerpos de interduna (Fig. 4.10) se caracterizan por una geometría tridimensional tabular (Bridge, 1993), que se infiere por múltiples cortes de sección rectangular, y por estar intercalados o relacionados lateralmente con cuerpos de duna. Dichos cuerpos de interduna

INTERDUNAS

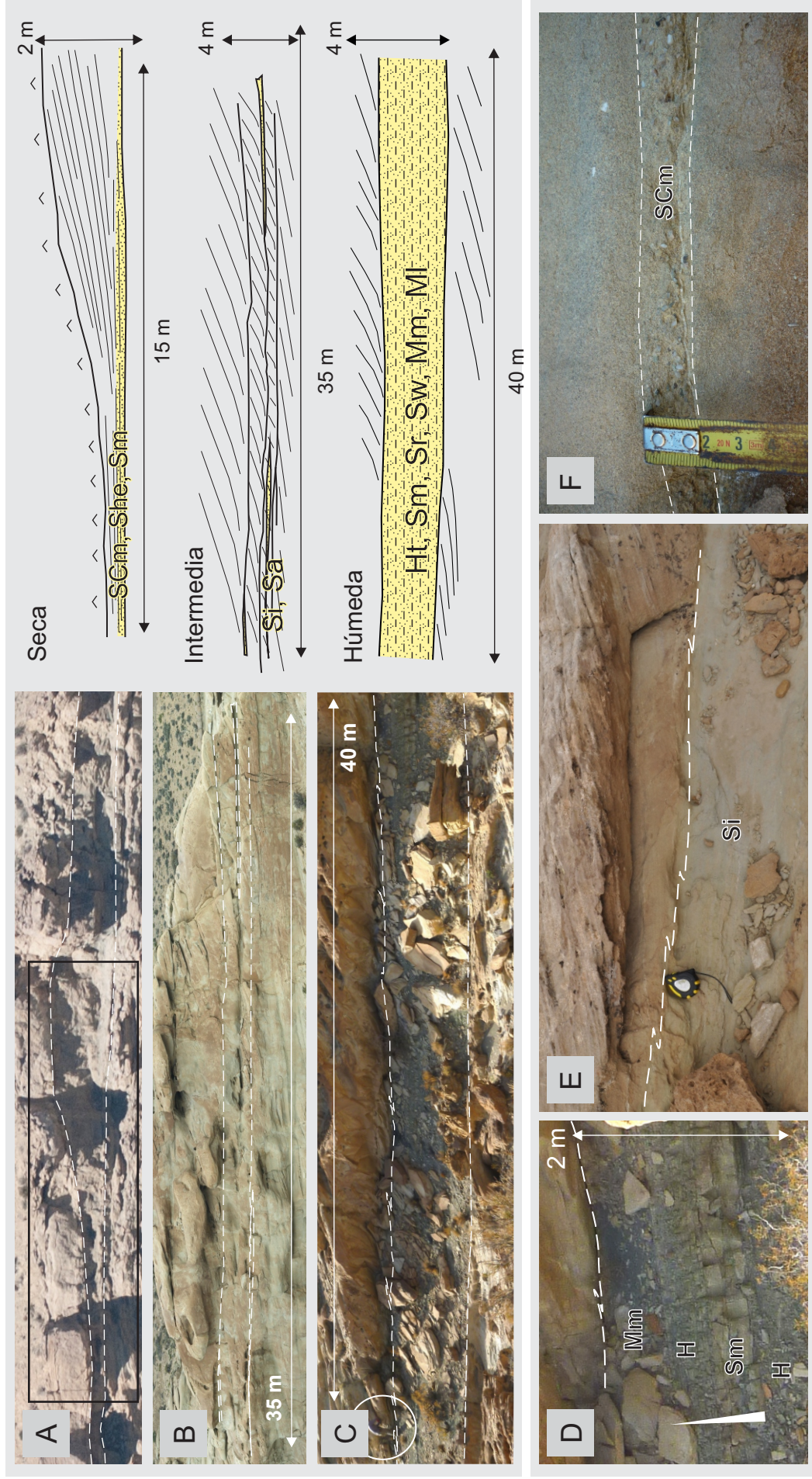


Figura 4.10. Cuerpos sedimentarios de interduna. A) Geometría y dimensiones de una interduna seca. B) Geometría y dimensiones de una interduna intermedia. C) Geometría y dimensiones de una interduna húmeda. D) Distribución de facies en una interduna húmeda. El tope de la interduna se marca con línea de trazos. E) Distribución de facies en un cuerpo de interduna intermedia y su relación con un cuerpo de una suprayacente. El límite aproximado entre ambos está marcado con línea de trazos. F) Arreglo de facies en un cuerpo de interduna seca. Las líneas de trazos marcan el tope y base del cuerpo de interduna.

poseen una base neta y un techo que suele mostrar evidencias de interdigitación con cuerpos de duna suprayacentes o también ser neto. El espesor de estos cuerpos varía desde escasos centímetros (superficie de interduna) hasta unos pocos metros (2-3 m), mientras que el ancho es de centenares de metros. A su vez, el relleno de estos cuerpos se caracteriza por una importante variedad de facies, que tienen una relación evidente con el espesor observado. En interdunas de muy poco espesor (Fig. 4.10A), generalmente de unos pocos centímetros, las facies más frecuentes son areniscas con laminación subhorizontal y laminación trasluciente subcrítica (She), areniscas masivas (Sm), y delgadas capas de arenisca conglomerádica masiva (SCm). En interdunas de espesor intermedio, entre pocos centímetros y medio metro, (Fig. 4.10B) las facies más características son areniscas con laminación irregular (Si), comúnmente mal seleccionadas con proporciones variables de matriz pelítica, junto con facies de arenisca con óndulas de adhesión (Sa). Finalmente, las de mayor espesor (Fig. 4.10C), alcanzando alrededor de 3 m, se caracterizan por facies de areniscas con óndulas asimétricas preservadas y/o laminación entrecruzada (Sr), óndulas de oscilación (Sw), facies heterolíticas (H) y pelíticas, ocasionalmente muy arcillosas (Mm, Mh).

Las relaciones laterales y verticales de los cuerpos descritos en el párrafo anterior con los cuerpos de duna, permiten inferir el origen de los mismos a partir de acumulación sedimentaria en sectores de interdunas, es decir las depresiones o planicies que separan dunas individuales (Brookfield, 1977; Kocurek, 1996, 1981). La gran variedad de facies observada en estos cuerpos nos indica la presencia de interdunas con conjuntos de procesos muy distintos, indicando distintas condiciones ambientales, que a su vez permiten clasificar las interdunas en distintos tipos (Ahlbrandt y Fryberger, 1981). En este sentido, se separaron cuerpos de interduna secos, cuando no hay registro de humedad (SCm, She, Sm), intermedios, cuando hay facies marcando influencia de la franja capilar en la superficie de acumulación (Si, Sa), y húmedos, cuando se reconocen procesos subácueos (Sm, Sw, Sr, H, Mm, Mh) (Fig. 4.10) (Kocurek, 1981). La diferenciación de estos tipos de interduna indica la relación que tenía el sistema eólico con el nivel freático y define el tipo de sistema eólico (Kocurek, 1981; Kocurek y Havholm, 1993). La relación observada entre el tipo de duna y su espesor se infiere está relacionada con las condiciones de acumulación en cada sector y es discutida más adelante.

4.3.1.7. Mantos y cuñas de retrabajo marino

Bajo la denominación de mantos y cuñas de retrabajo marino se agrupa cuerpos extensos con geometría tridimensional en mantos y cuñas, según secciones rectangulares y triangulares observadas en afloramiento (Bridge, 1993), compuestos por facies de areniscas con estructuras relacionadas a flujos oscilatorios o bien masivas a débilmente laminadas (Fig. 4.11). Tanto la base como el techo de estos cuerpos son netos, salvo contadas excepciones. Estos cuerpos generalmente tienen decímetros de espesor, aunque pueden alcanzar 3 a 4 m, mientras que el

MANTOS Y CUÑAS DE RETRABAJO MARINO

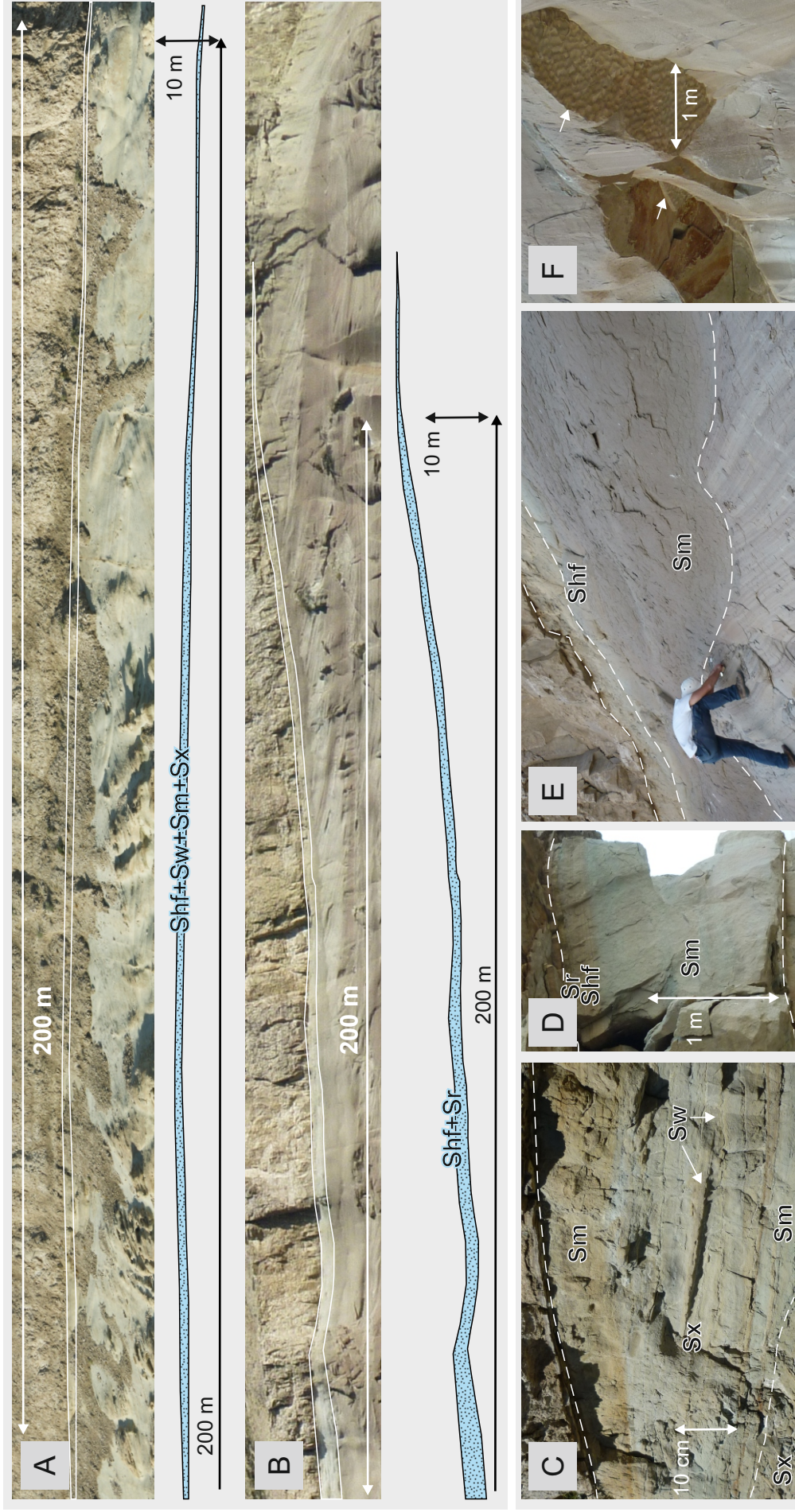


Figura 4.11. Mantos y cuñas marinas. A) Dimensiones y geometría de un manto, con intercalación de areniscas masivas (Sm) y areniscas con estructuras tractivas relacionadas a oleaje (Sw, Sx). Líneas de trazos marcan la base y tope del cuerpo. D) y E) Distribución de facies en cuñas marinas, con areniscas masivas (Sm) dominantes, pasando al tope a areniscas débilmente laminadas (Shf, Sr). Las líneas de trazos marcan base y tope de los cuerpos. F) Bases de cuñas marinas (marcadas con flechas blancas) con calcos de ondulas asimétricas del tope de la cuña directamente infrayacente.

ancho de los mismos es del orden de decenas a centenares de metros, por lo que tienen una relación ancho/espesor elevada. Según sus facies estos cuerpos se pueden separar en dos tipos. El primer tipo se caracteriza por areniscas con óndulas simétricas preservadas y/o laminación ondulítica (Sw), en menor medida areniscas con óndulas asimétricas preservadas y/o laminación entrecruzada (Sr) y areniscas con estratificación entrecruzada (Sx), todas ellas intercaladas con facies de areniscas masivas (Sm). El segundo tipo se caracteriza por un dominio de facies masivas a débilmente laminadas (Sm, Shf) que comúnmente preservan óndulas asimétricas (Sr) en sus topes. Estos cuerpos de cuñas y mantos de retrabajo marinos se ubican específicamente en el tope del Miembro Troncoso Inferior. Por lo tanto, aunque localmente pueden encontrarse varios de estos cuerpos superpuestos, al menos el último de estos cuerpos limita con los depósitos del Miembro Troncoso Superior. A su vez, estos cuerpos se caracterizan por apoyar, en algún punto de su extensión, sobre cuerpos de duna.

Debido a las facies observadas, a la ubicación y a las relaciones con los cuerpos adyacentes, se sigue la interpretación de Strömbäck et al., (2005), en donde se infiere que las cuñas y mantos descritos son el resultado del retrabajo marino de sedimentos eólicos. Por un lado, los cuerpos con intercalación de facies con estructuras tractivas y masivas, indican una depositación por acción de oleaje (Sw) y corrientes relacionadas (Sr, Sx). Las facies masivas intercaladas en estos cuerpos se han relacionado previamente con el colapso y resedimentación de arena eólica como resultado de la acción erosiva del oleaje (Eschner y Kocurek, 1986; Huntoon y Chan, 1987; Strömbäck et al., 2005). Los cuerpos masivos a débilmente laminados se pueden relacionar a la depositación por flujos con alto contenido de agua o licuefactados, explicándose la laminación débil por fricción interna en el flujo (Lowe, 1976), y a las óndulas en el tope del cuerpo por corrientes de turbidez asociadas al mismo en etapas finales (Ahmed Benan y Kocurek, 2000; Strömbäck et al., 2005; Vincelette y Chittum, 1981). Estos flujos licuefactados se habrían desencadenado durante la transgresión marina de las dunas por la saturación en agua de la arena, ocasionando la pérdida de cohesión entre granos (Lowe, 1976; Strömbäck et al., 2005). La débil laminación y límites netos con otras asociaciones son la principal evidencia para descartar la homogeneización in situ de estos depósitos (Strömbäck et al., 2005).

4.3.2. Asociaciones de facies

Las facies y cuerpos sedimentarios descritos anteriormente se agrupan en 5 asociaciones de facies. Estas asociaciones de facies indican la relación entre un conjunto de procesos, que permite inferir un ambiente con un estilo de sedimentación particular dentro de un sistema de acumulación de mayor jerarquía.

4.3.2.1. Asociación de facies fluvial

La asociación de facies fluvial se caracteriza por un dominio de facies de areniscas, con rasgos originados por corrientes ácueas unidireccionales, acompañadas por conglomerados intraformacionales, y muy subordinadas facies heterolíticas y fangolitas. La asociación está compuesta de forma dominante por cuerpos sedimentarios de canales de distintas características, y de forma subordinada por mantos fluviales arenosos y mantos fluviales heterolíticos de muy pequeña escala, generalmente de solo algunos decímetros de espesor. De forma muy subordinada, se pueden observar mantos arenosos subaéreos de muy pequeña escala dentro de la asociación. Es común la presencia de niveles con formación de nódulos calcáreos de posible origen freático (Alonso-Zarza, 2003), en algunas ocasiones muy abundantes y más comunes hacia el tope de los intervalos fluviales. Esta asociación puede formar secciones de hasta 30 m de espesor, y es más común hacia la base del Miembro Troncoso Inferior.

La presencia de cuerpos sedimentarios de canal asociados a mantos fluviales arenosos y heterolíticos subordinados indica el desarrollo de un ambiente sedimentario fluvial en el que corrientes ácueas principalmente encauzadas transportaban material sedimentario hacia el centro de cuenca (Fig. 4.12). Estos canales tuvieron una importante carga de lecho arenosa que generó los depósitos más característicos de esta asociación de facies. Los rasgos más comunes de los cuerpos de canal, presentadas en la sección anterior, indican una alta movilidad de los mismos, escaso desarrollo de barras estables, rasgos de caudal efímero o fluctuante, y dominio de transporte de carga de lecho (North y Taylor, 1996). Por otro lado, los mantos fluviales arenosos y heterolíticos indican que en este sistema era común la presencia de flujos en manto, quedando en ocasiones estancados y depositando carga en suspensión. Debido a la frecuencia de este tipo de flujos en sistemas efímeros (Hubert y Hyde, 1982; Miall, 1996) y a la erosión de los depósitos asociados por parte de los cuerpos de canal, es más probable que estos depósitos estén representado episodios particulares dentro de las condiciones fluctuantes de caudal dentro de una llanura aluvial, que a depósitos de desbordamiento en el sentido estricto de sistemas fluviales perennes (Bridge, 2003). Finalmente, la erosión sufrida por los mantos heterolíticos y arenosos, indica que los depósitos de granulometría fina en este sistema de acumulación tuvieron un bajo potencial de preservación, más allá del desarrollo que hayan tenido en el sistema sedimentario. En este sentido, el sistema tuvo la energía y movilidad necesaria para transportar o removilizar la gran mayoría del material de grano fino a posiciones más distales de la cuenca, evitando en gran medida su preservación en este sector.

4.3.2.2. Asociación de facies fluvial distal / barreal

La asociación de facies fluvial distal o de barreal, se caracteriza a grandes rasgos por una proporción más equilibrada de facies arenosas, heterolíticas y fangosas, con rasgos que indican

un ambiente de depositación dominado por corrientes subácueas unidireccionales en manto o no encauzadas. El tipo de cuerpo sedimentario más abundante en esta asociación es el de mantos fluviales heterolíticos, acompañado por mantos fluviales arenosos generalmente rodeados de facies heterolíticas. En los cuerpos heterolíticos se pueden encontrar marcas de raíces o bioturbación y frecuentes indicadores de exposición subaérea como grietas de desecación y estructuras en bloque. Esta asociación forma secciones de espesores reducidos de 3 a 5 m, ocasionalmente alcanzando los 8 m.

Debido a la litología y rasgos dominantes en esta asociación, y la escasez de cuerpos sedimentarios que indiquen corrientes ácueas encauzadas, se interpreta a la misma como generada en un ambiente fluvial distal o de barreal (Kelly y Olsen, 1993; Sadler y Kelly, 1993; Spalletti et al., 2010) (Fig. 4.13). Esta asociación de facies se caracteriza por condiciones generales de baja energía, evidenciada por una extensa depositación y preservación en el registro de facies heterolíticas con delgadas areniscas de grano fino y fangolitas. Asimismo, los flujos ácueos que depositaron dicha asociación de facies estaban comparativamente empobrecidos en carga de lecho en comparación con los flujos asociados la asociación de facies fluvial. En este sentido, la depositación por flujos en manto (Friend et al., 1979), episódicos, pudieron generar tanto los cuerpos de mantos fluviales arenosos como también los mantos fluviales heterolíticos, estos últimos en posiciones más distales o bien una vez que los flujos disminuían su energía (Tunbridge, 1984). Los cuerpos de agua generados como resultado de estos flujos en manto, en la mayoría de los casos, debieron ser al menos transitorios, según los rasgos de exposición observados. Se interpreta que la sedimentación en este contexto pudo ser la expresión más distal de un sistema fluvial efímero (Fisher et al., 2007; Spalletti et al., 2010; Williams, 1971), y estar longitudinal y lateralmente relacionado a ambientes fluviales efímeros más canalizados.

4.3.2.3. Asociación de facies de interacción fluvioeólica

Esta asociación de facies se caracteriza por ser predominantemente arenosa y por mostrar una importante intercalación de depósitos generados por corrientes unidireccionales ácueas y aéreas. Esta asociación se conforma por delgados mantos arenosos fluviales y eólicos, con ocasionales cuerpos de duna delgados y aún más raramente mantos fluviales heterolíticos muy delgados. También es común en esta asociación la presencia de nódulos calcáreos de posible origen freático. En general el espesor individual de los cuerpos sedimentarios intercalados es de escasos decímetros, excepto para los mantos fluviales heterolíticos, aún más delgados. En conjunto forman intervalos de algunos metros de espesor, sin superar los 4 m en secciones estudiadas en afloramiento.

Se infiere que esta asociación es el resultado de la depositación clástica en un ambiente de interacción fluvial y eólica, donde procesos de depositación subácueos y subaéreos tuvieron

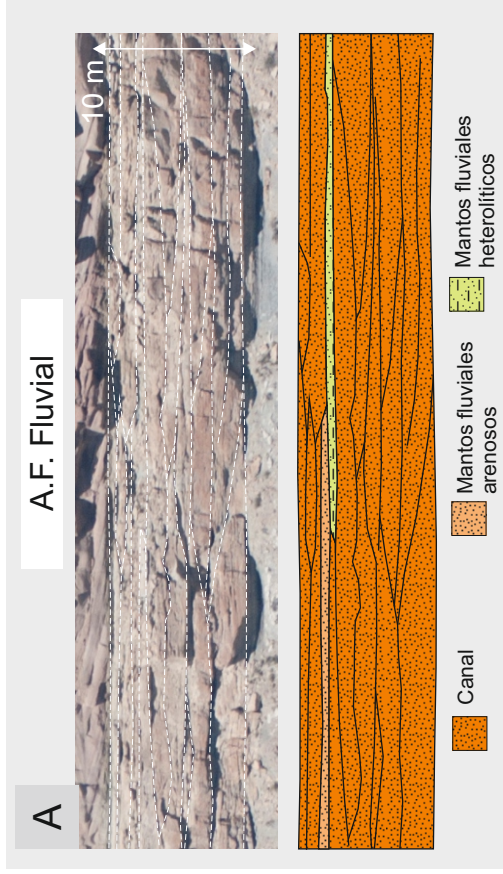


Figura 4.12. Asociación de facies fluvial. A) Aspecto en afloramiento y distribución de cuerpos sedimentarios. B) Asociación de procesos y características de la acumulación relacionada a esta asociación de facies.

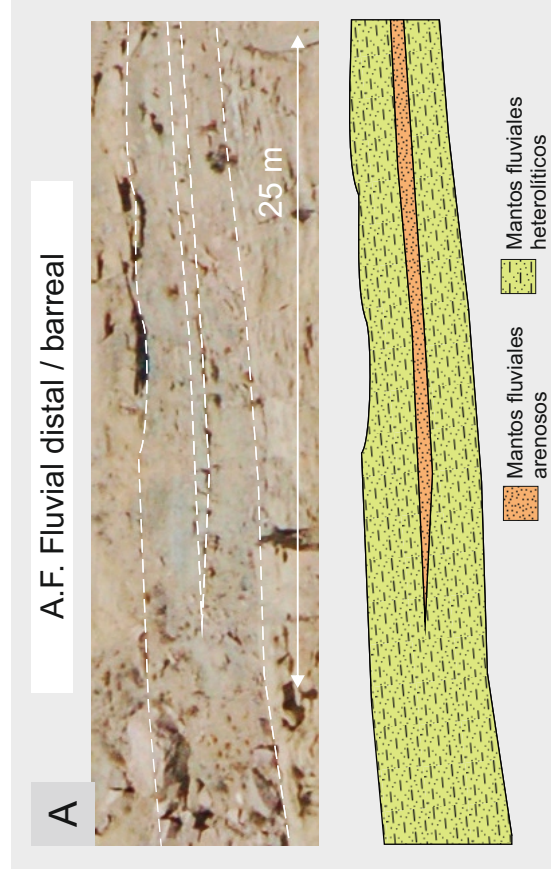
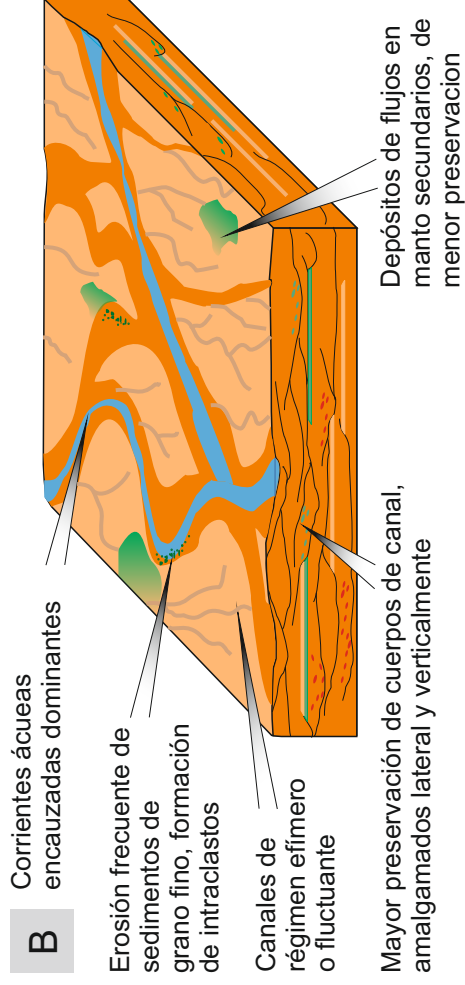
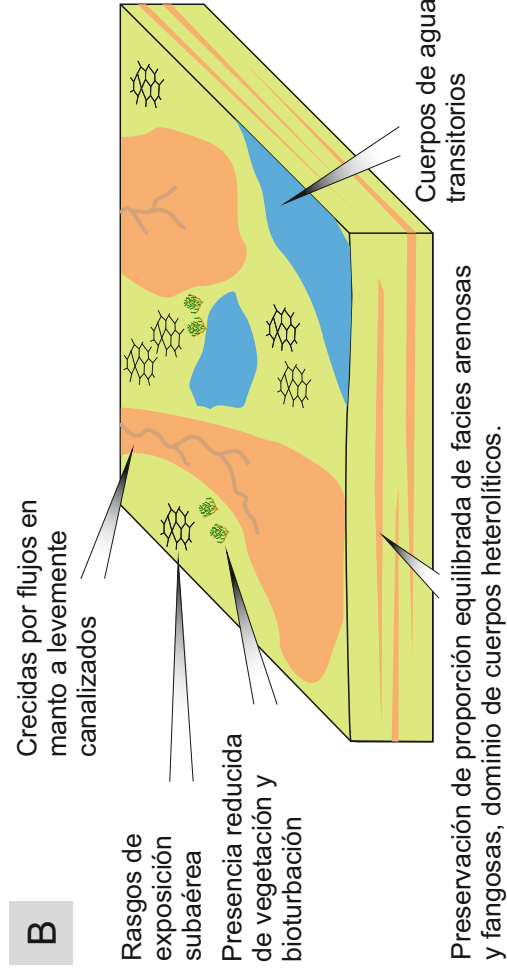


Figura 4.13 Asociación de facies fluvial distal / barreal. A) Aspecto en afloramiento y distribución de cuerpos sedimentarios. B) Asociación de procesos y características de la acumulación relacionada a esta asociación de facies.



una relación muy estrecha en el tiempo y en el espacio, sin que ninguno llegara a ser dominante sobre el depósito resultante (Langford y Chan, 1989) (Fig. 4.14). En este ambiente, momentos de inactividad fluvial permitieron el retrabajo parcial de sedimentos fluviales por deflación y depositación eólica localizada. Momentos de mayor actividad fluvial en cambio, producían retrabajo en el sentido contrario, e impidieron el desarrollo de formas de lecho eólicas de gran tamaño, que requieren de tiempos de formación relativamente extensos (Kocurek y Nielson, 1986). Sistemas con este tipo de interacción han sido descritos en casos modernos y del registro geológico (Tripaldi y Limarino, 2008), en algunos casos llamados planicies de arena (Fryberger et al., 2011; Hubert y Hyde, 1982). Por otro lado, en base la actividad reducida de corrientes ácuas en comparación a los sistemas fluviales previamente descritos, se puede inferir un sistema más seco, de clara naturaleza efímera.

4.3.2.4. Asociación de facies eólica

La asociación de facies eólica está ampliamente dominada por facies de areniscas finas a medianas, generalmente bien seleccionadas, con rasgos que indican un claro dominio de depositación por procesos tractivos eólicos. Está compuesta mayormente por cuerpos de duna, acompañados por cuerpos de interduna, mucho menos significativos volumétricamente. De forma muy subordinada pueden participar de la asociación mantos arenosos eólicos. Como parte de los cuerpos de interduna se suman a esta asociación facies subordinadas de areniscas, heterolíticas y de fangolitas que, aunque con rasgos originados por procesos subácuos, se encuentran intercalados o lateralmente relacionados con dunas, formando parte de la asociación. Finalmente, en esta asociación también pueden reconocerse rasgos de deformación de facies eólicas (facies Ssd), los cuales son más comunes y de mayor intensidad hacia el tope de los intervalos eólicos, llegando a formar volúmenes importantes localmente. A partir de la deformación de la estratificación eólica se observan estructuras de plegamiento como laminación convoluta y laminación paralela ondulosa, junto con estructuras de escape de fluidos como estructuras en plato. Los límites entre esta facies y las facies eólicas indisturbadas son generalmente transicionales. En total, la asociación de facies eólica puede generar secciones superiores a los 30 m, siendo más común hacia los sectores superiores del Miembro Troncoso Inferior.

Esta asociación de facies representa condiciones de acumulación en un ambiente sedimentario dominado por procesos eólicos, (Fig. 4.15) principalmente por el crecimiento y migración de dunas eólicas y sus relativas interdunas. En mucho menor medida incluye el desarrollo y acumulación de mantos de arena eólicos relacionados espacial o temporalmente con los campos de dunas. Las facies en cuerpos de interduna permitieron la identificación de sistemas eólicos secos y húmedos (Kocurek y Havholm, 1993), según las condiciones a las que estaba sujeto el sistema eólico respecto al nivel freático (Kocurek, 1981). Más aún, se observó

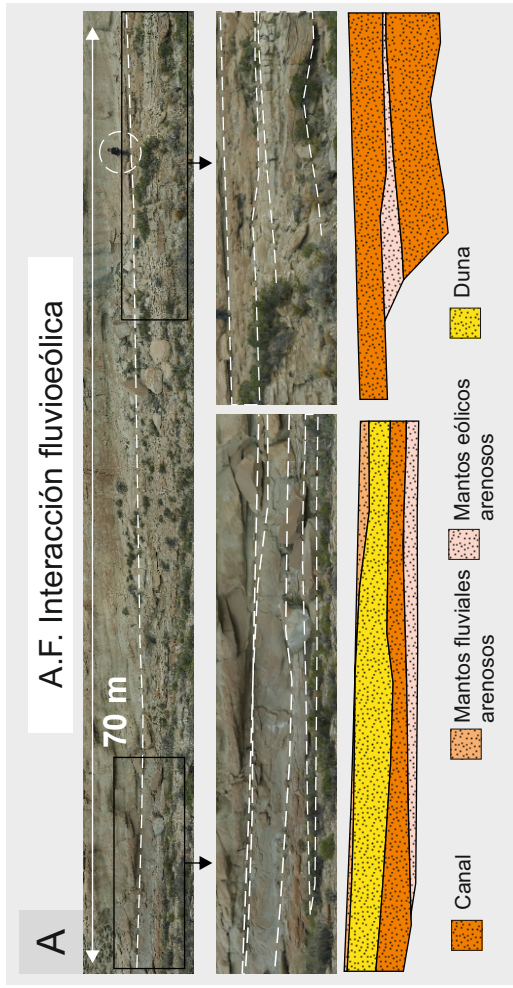


Figura 4.14. Asociación de facies de interacción fluvioeólica. A) Aspecto en afloramiento y distribución de cuerpos sedimentarios. B) Asociación de procesos y características de la acumulación relacionada a esta asociación de facies.

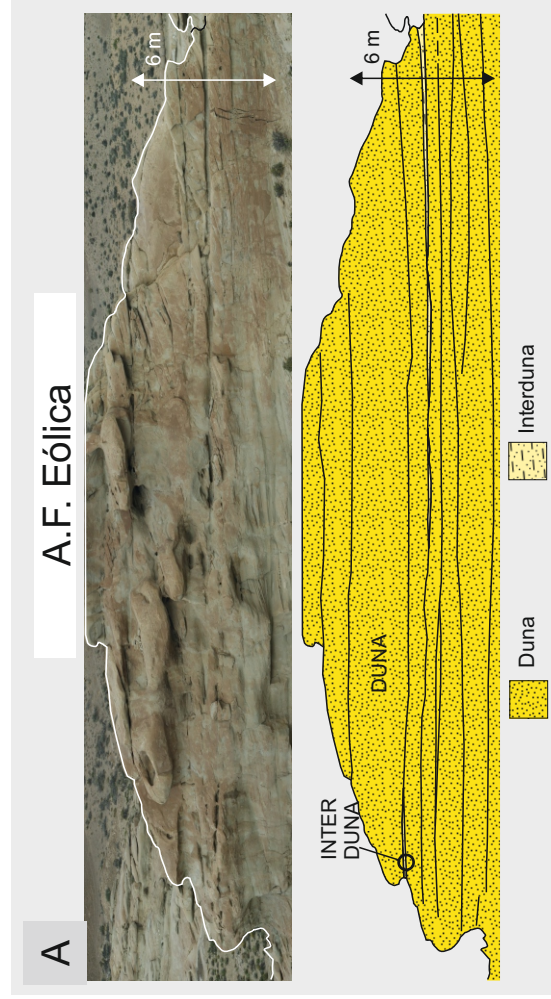


Figura 4.15. Asociación de facies eólica. A) Aspecto en afloramiento y distribución de cuerpos sedimentarios. B) Asociación de procesos y características de la acumulación relacionada a esta asociación de facies.

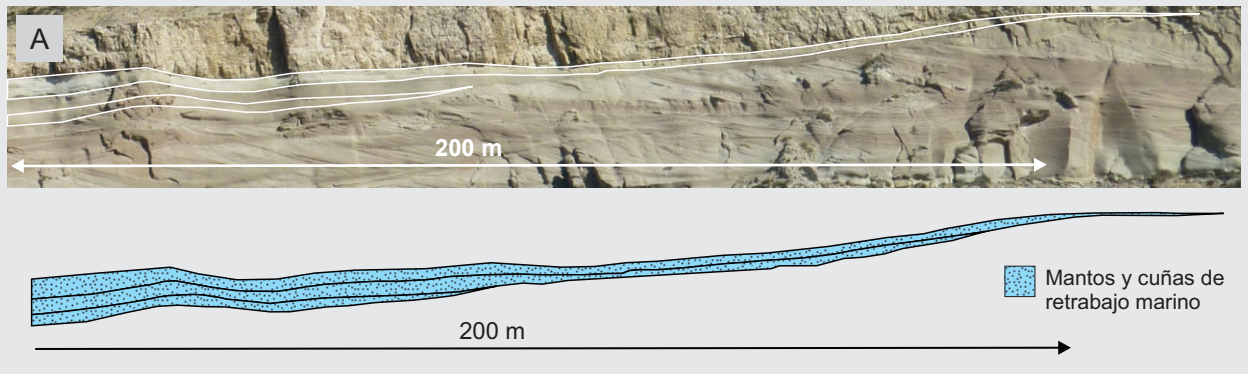
que tales condiciones se pueden relacionar con la posición geográfica dentro de la sucesión eólica del Miembro Troncoso Inferior. Finalmente, la presencia de la asociación eólica indica una relativa inactividad de procesos ácueos, lo cual se asocia a condiciones más secas en comparación con los ambientes interpretados para el resto de las asociaciones. En cuanto a los rasgos de deformación plástica que se observan hacia el tope de los intervalos eólicos, estos parecen no estar relacionados con procesos del ambiente sedimentario eólico en particular, sino con procesos posteriores, característicos de deformación plástica de sedimentos por escape de fluidos (Lowe, 1975). Estos procesos han sido relacionados por autores previos (Strömbäck et al., 2005), al evento transgresivo del Miembro Troncoso Superior, que provocó el retrabajo marino de los depósitos eólicos.

4.3.2.5. Asociación de facies de retrabajo marino

La asociación de facies de retrabajo marino está comprendida por areniscas bien seleccionadas con rasgos que indican, por un lado, procesos netamente tractivos relacionados a oleaje, y por otro, la depositación por flujos de sedimentos con alto contenido de agua o licuefactados. Estas areniscas están contenidas en cuerpos de mantos y cuñas marinas, descritas en la sección anterior. La superposición de estos cuerpos puede localmente generar secciones de hasta 15 m. Se caracteriza además por su ubicación estratigráfica, formando los últimos depósitos del Miembro Troncoso Inferior y subyaciendo siempre a las facies evaporíticas del Miembro Troncoso Superior, y por su relación espacial con la asociación de facies eólica, suprayaciendo a cuerpos de duna en algún punto a lo largo de su extensión.

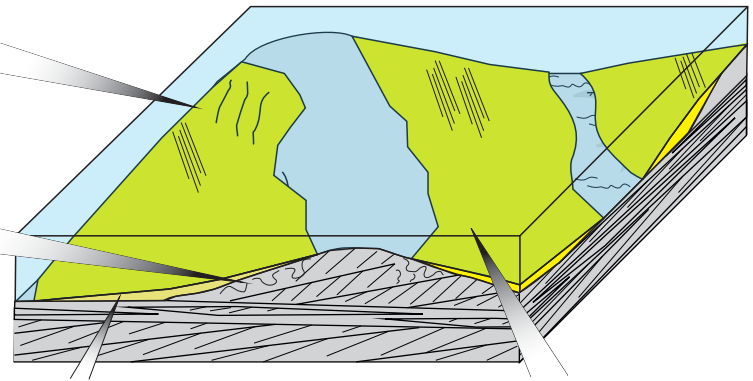
Se interpreta a esta asociación como generada durante la inundación marina de dunas eólicas (Fig. 4.16) siguiendo el criterio de Strömbäck et al. (2005). En este sentido, la inundación marina sería el causante de diferencias de presión dentro de las dunas, provocando la desestabilización y removilización de los sectores superiores, generando flujos licuefactados que depositaron los cuerpos masivos a débilmente laminados (Ahmed Benan y Kocurek, 2000; Lowe, 1976). Por otro lado, la acción de olas y su efecto desestabilizador sobre las areniscas generó los cuerpos con intercalación de areniscas con estructuras tractivas, y areniscas masivas (Eschner y Kocurek, 1986; Huntoon y Chan, 1987). Las estructuras sedimentarias de estos últimos cuerpos indican la depositación bajo acción de olas y sus corrientes relacionadas, sugiriendo la presencia de un ambiente de *shoreface* (Elliott, 1986). El dominio de depósitos de flujos licuefactados junto con facies eólicas deformadas indica que la transgresión fue muy rápida, promoviendo gradientes de presión dentro de las dunas eólicas y evitando la acción prolongada del retrabajo por oleaje (Strömbäck et al., 2005).

A.F. Retrabajo marino



B Retrabajo de la arena eólica por procesos de oleaje, generando depósitos con estructuras tractivas

Deformación plástica de depósitos eólicos previos como resultado de la saturación abrupta de los sedimentos (asociación de facies eólica)



Preservación en el registro de sucesiones comúnmente delgadas, inferiores al metro de espesor. En casos excepcionales alcanzan los 15 m

Flujos licuefactados desencadenados por desestabilización de los depósitos eólicos, saturados abruptamente

Figura 4.16. Asociación de facies marina. A) Aspecto en afloramiento y distribución de cuerpos sedimentarios. B) Asociación de procesos y características de la acumulación relacionada a esta asociación de facies.

4.4. ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO

Dentro del Miembro Troncoso Inferior, en el área de estudio de afloramientos a escala regional, se puede establecer un claro orden de superposición entre las distintas asociaciones de facies (Fig. 4.17). La identificación de este ordenamiento vertical de asociaciones de facies y de superficies mayores dentro de la sucesión, permitió diferenciar intervalos de acumulación. Cabe resaltar que es característico de la unidad de estudio en esta región que las asociaciones de facies sean muy discontinuas en cortas distancias, a tal punto que, en muchas localidades, el registro de la unidad de estudio puede empezar y terminar con cualquiera de las asociaciones de facies definidas. Por lo tanto, es necesario contar con varios perfiles sedimentarios por localidad, y tener en cuenta dicha particularidad, para llevar a cabo un relevamiento adecuado que permita representar las condiciones generales en cada sector. En base a los datos disponibles, se establecieron cuatro intervalos de acumulación en el registro del Miembro Troncoso Inferior. Cada intervalo se caracteriza por una determinada asociación de facies o conjunto de las mismas, con una posición vertical particular en la sucesión. Entre algunos de estos intervalos, se destacan superficies de extensión regional e importante significado estratigráfico. Los intervalos son comúnmente discontinuos pero persistentes a lo largo de la región de afloramiento, y permiten establecer un esquema estratigráfico para el intervalo de estudio. Se interpreta que dichos intervalos de acumulación representan el desarrollo de determinados sistemas depositacionales que generaron el registro del Miembro Troncoso Inferior en el área de estudio de afloramiento. De esta manera, el esquema estratigráfico resultante es útil al fin de identificar y delimitar el registro del Sistema Eólico Troncoso.

4.4.1. Límite de secuencia

La superficie neta que marca la base del Miembro Troncoso Inferior en la zona de afloramiento se caracteriza por separar facies de origen continental, pertenecientes a la unidad mencionada, de las facies de origen marino de los Miembros Agua de la Mula (Fm. Agrio) y Chorreado (Fm. Huitrín). A lo largo de extensos afloramientos, se puede observar la forma irregular de esta superficie respecto de la sucesión marina previa, y a los depósitos fluviales que la suprayacen (Fig. 4.18). En algunas localidades la superficie en cuestión puede tener un relieve de decenas de metros, y se puede observar las terminaciones de varios estratos del Miembro Agua de la Mula sobre la misma (Fig. 4.18B). Este relieve no supera los 30 m en la vertical a lo largo de centenares de metros o unos pocos kilómetros en la horizontal. A escala de detalle, se registran sobre la superficie estructuras indicativas de procesos erosivos como calcos de hoyos de flujo, de surcos de escurrimiento (*gutter casts*) y de marcas de objetos (Fig. 4.19A, B).

El relieve y los rasgos de pequeña escala observados en esta superficie confirman su carácter erosivo y la formación de un paleorelieve de incisión sobre depósitos marinos previos

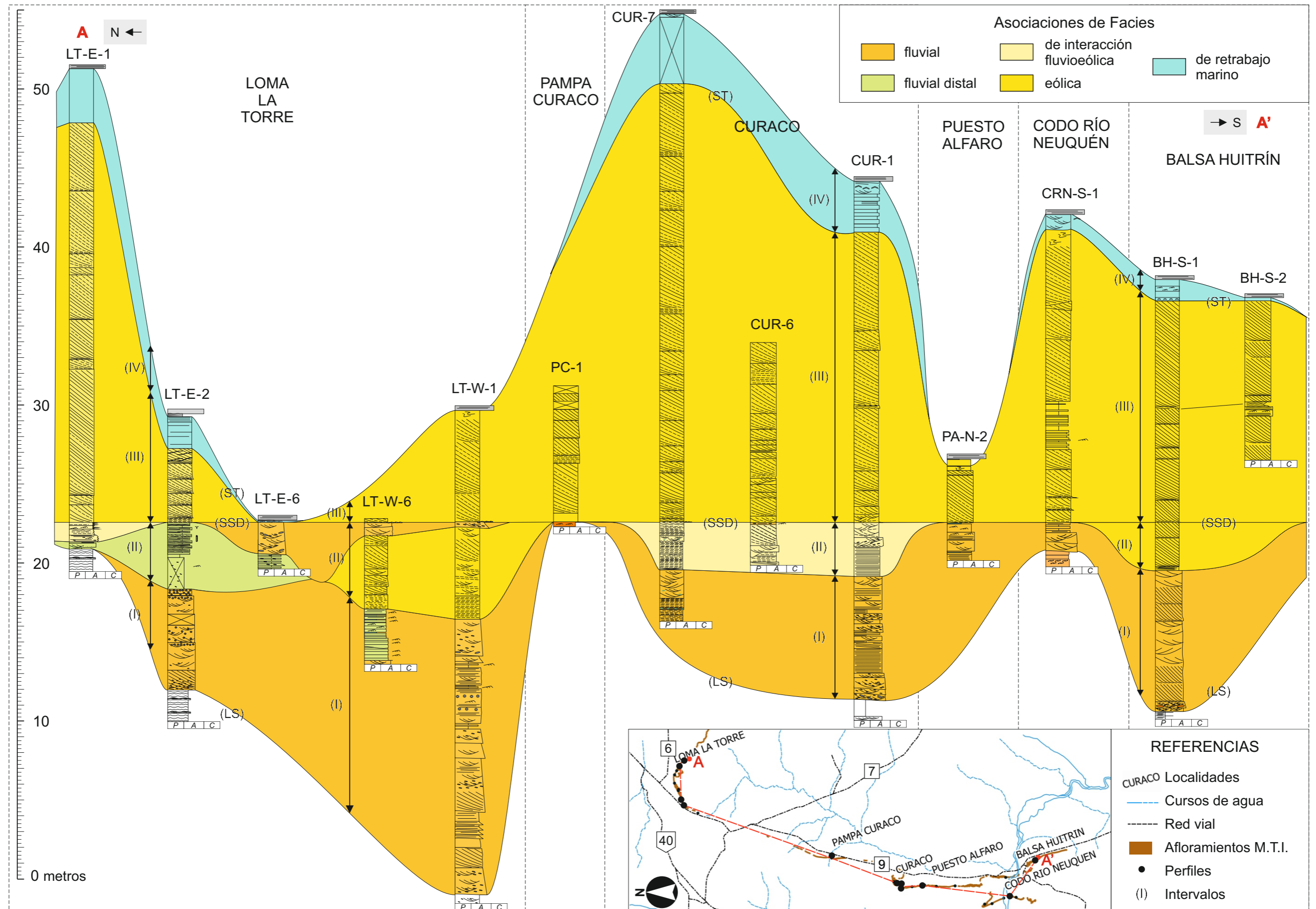




Figura 4.18. Aspecto de la base y techo del Miembro Troncoso Inferior (en línea de trazos) a gran escala. A) Sector este de la localidad de Loma La Torre visto desde el norte. B) Sector norte de la localidad Codo del Río Neuquén vista desde el oeste. Se marca como referencia el tope de un intervalo bien consolidado dentro de la Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio (línea de trazos y puntos) siendo truncada por la superficie en discusión.

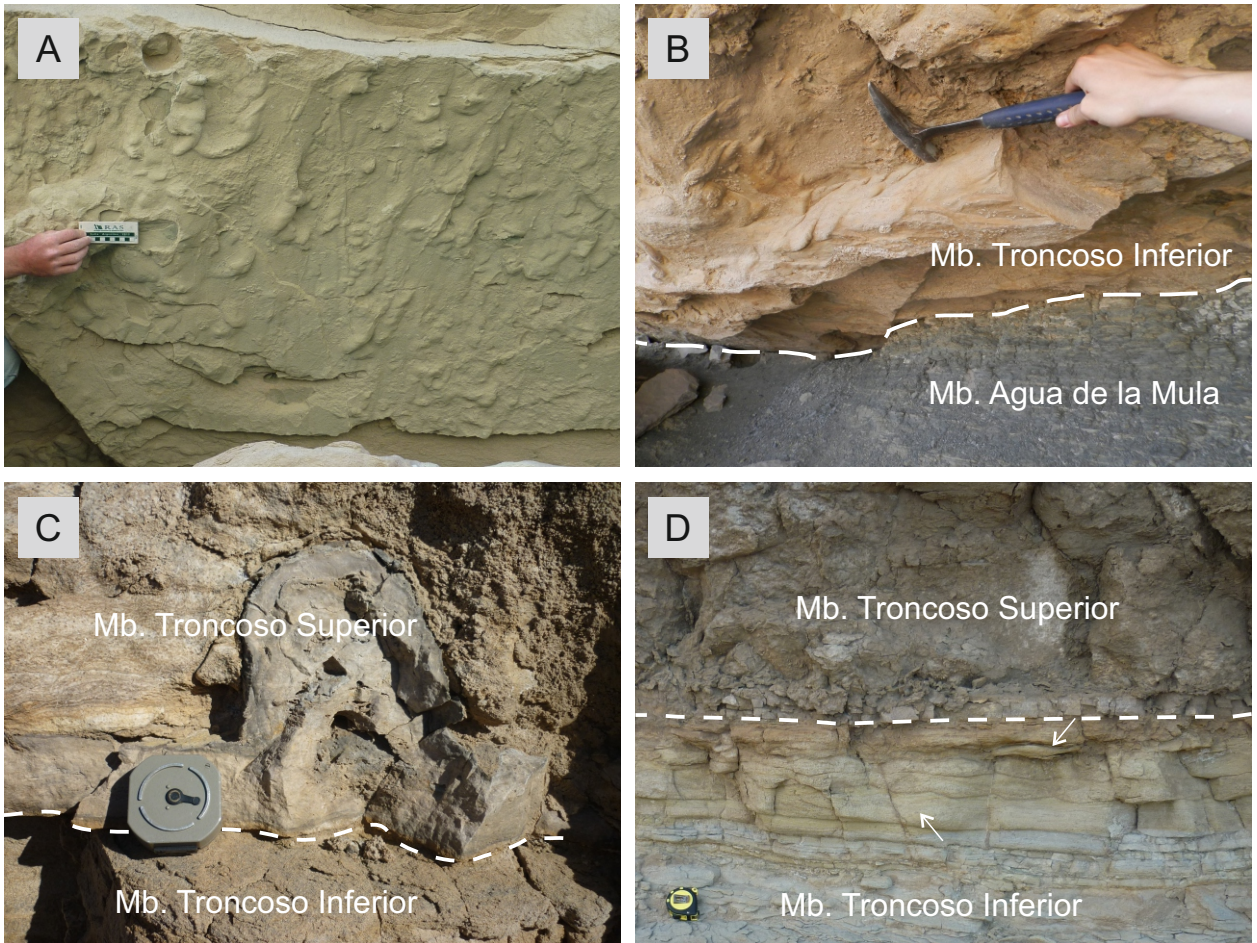


Figura 4.19. Rasgos de pequeña escala sobre las superficies que marcan la base (A y B) y el tope (C y D) del Miembro Troncoso Inferior en la zona de afloramiento. A) Calcos de hoyos de flujo y marcas de objetos preservados en facies inmediatamente suprayacentes al contacto. B) Calcos de surcos de escurrimiento y de hoyos de flujo, en la misma situación que la figura anterior en la localidad de Balsa Huitrín. C) Contacto superior en la localidad Loma La Torre, cubierto por capa de escasos centímetros de rocas carbonáticas cuya geometría y estructuras sugieren la formación de matas algales. Por encima de los carbonatos se disponen los depósitos evaporíticos característicos del Miembro Troncoso Superior. D) Situación análoga a C) en la localidad de Curaco. Se observa el contacto neto entre ambos miembros e inmediatamente por debajo la presencia de facies de areniscas con laminación ondulítica como parte de un cuerpo mantiforme de retrabajo y oleaje.

(Fig. 4.18). En este sentido, se interpreta que el relieve preservado por la superficie en cuestión fue generado por incisión de un sistema fluvial, en base a la posterior acumulación de facies de origen fluvial preservadas directamente por encima de la superficie. Dicho relieve entonces podría describirse como de paleovalles, los cuales tuvieron algunos kilómetros a centenares de metros de ancho y 20 a 30 m de profundidad. Para inferir la orientación de dichos valles, resulta importante resaltar que los relieves mencionados se observan en cortas distancias en dirección norte-sur, la dirección más común de las fajas de afloramientos. Por lo tanto, sería improbable que el eje de los valles incisos tuvieran la misma orientación que las fajas de afloramientos y más probable que tengan una componente este-oeste importante. Dicha interpretación puede ser contrastada con las direcciones de paleocorrientes del intervalo fluvial suprayacente. Finalmente, considerando que dicho relieve fue labrado sobre facies marinas de unidades más antiguas, y marca la transición hacia sistemas de acumulación continentales, se coincide con la interpretación de estudios previos de la base del Miembro Troncoso Inferior como un límite de secuencia (Legarreta, 2002; Veiga et al., 2005; Vergani et al., 2001).

4.4.2. Intervalo I - Sistema fluvial

Los depósitos más antiguos del Miembro Troncoso Inferior en la zona de afloramientos corresponden a la asociación de facies fluvial. Ésta forma un intervalo de hasta 25 m de espesor, discontinuo pero muy extendido a lo largo de la región (Fig. 4.17), que se apoya directamente sobre la superficie inferior de la unidad de estudio. Hacia el tope, el intervalo finaliza con la presencia de la asociación de facies de interacción fluvioeólica a través de un pasaje transicional, o bien de la asociación de facies eólica a través de una superficie neta o de la asociación de facies fluvial distal, también por una superficie neta. En algunos sectores también es posible que el intervalo en cuestión pase directamente a la asociación de facies de retrabajo marino a través de una superficie neta. La base del intervalo coincide con la superficie erosiva en la base del Miembro Troncoso, y el tope queda marcado por la transición a distintas asociaciones de facies que se caracterizan por indicar condiciones relativamente más secas (asociación de facies fluvial distal, de interacción fluvioeólica, y eólica). Dentro del intervalo, se observa una variación sutil de facies y arquitectura sedimentaria, siendo más potentes y extensos los mantos fluviales arenosos y heterolíticos hacia el tope.

Por su parte, las tendencias de variaciones de espesor a escala regional son difíciles de establecer (Fig. 4.20). Según los datos disponibles parece haber una tendencia poco definida a la disminución de los espesores máximos hacia el sur, lo cual coincide con los resultados de trabajos previos a escala de cuenca que muestran un menor desarrollo del Miembro Troncoso Inferior hacia el sudeste (Legarreta, 2002; Masarik, 2002; Veiga y Vergani, 2011). Por otro lado, la variabilidad lateral de espesor a escala local de este intervalo es evidente en muchas

localidades, pasando de 25 m de espesor a acuífarse completamente en pocos kilómetros de distancia (como en Loma La Torre o Codo del Río Neuquén). En cuanto a las variaciones laterales de facies y arquitectura sedimentaria del intervalo a escala regional, no se detectó ninguna tendencia definida en la región de afloramientos. Sí se pueden determinar variaciones laterales de facies o arquitectura sedimentaria a escala local, como por ejemplo, una mayor participación de facies de alto régimen en determinadas localidades como Curaco, o una mayor importancia de los cuerpos sedimentarios de mantos fluviales arenosos y heterolíticos donde el intervalo es más delgado, en los bordes de los paleovalles. Este último ejemplo, sin embargo, podría estar relacionado a la ya mencionada variación vertical de los cuerpos dentro del intervalo. Tanto a escala local como regional, es posible que se necesite de estudios más exhaustivos de la arquitectura fluvial, como por ejemplo la variabilidad de los tipos de cuerpos de canal y sus geometrías, para establecer potenciales patrones de variabilidad de este intervalo particular, relacionados tanto a controles locales como regionales, algo que escapa al objetivo general de este estudio.

Los datos de paleocorrientes para este intervalo (Fig. 4.20), fueron tomados principalmente de capas entrecruzadas con inclinación mayor a 10° , junto a datos de dirección de lineación *parting*, y dirección y sentido de calcos de hoyos de flujo. Estos datos muestran una dispersión importante, e indican una dirección general hacia el norte y el oeste, con la excepción de una moda hacia el este en la localidad de Curaco.

Se interpreta que este intervalo representa el desarrollo de un vasto sistema fluvial a lo largo de la zona de estudio. Como se mencionó anteriormente, se interpreta que los depósitos de la asociación de facies fluvial, que componen este sistema, se formaron por corrientes fluviales principalmente encauzadas, con canales de alta movilidad, escaso desarrollo de barras estables, rasgos de caudal efímero o fluctuante, y dominio de transporte de carga de lecho por formas como dunas subácuas. En base a la dirección general de paleocorrientes, estos cursos fluviales se desplazaban hacia el noroeste, hacia la región en la cual se conoce que el registro de la unidad de estudio se caracteriza por sucesiones de grano fino relacionada con ambientes fluviales distales o de barreal (Veiga et al., 2005, Veiga y Vergani, 2011). Por otro lado, la acumulación de los depósitos del sistema fluvial fue controlada por el relieve generado por una etapa previa de incisión fluvial que desarrolló una topografía de valles labrados sobre depósitos marinos previos (Figs. 17, 18). En este sentido, se interpreta que la presencia de estos paleovalles fue fundamental para la preservación del intervalo fluvial en un contexto de espacio de acumulación limitado. Si tenemos en cuenta la dirección general de las paleocorrientes respecto al relieve de paleovalles observado, es muy probable que la orientación general del eje de estos últimos haya sido hacia el cuadrante noroeste.

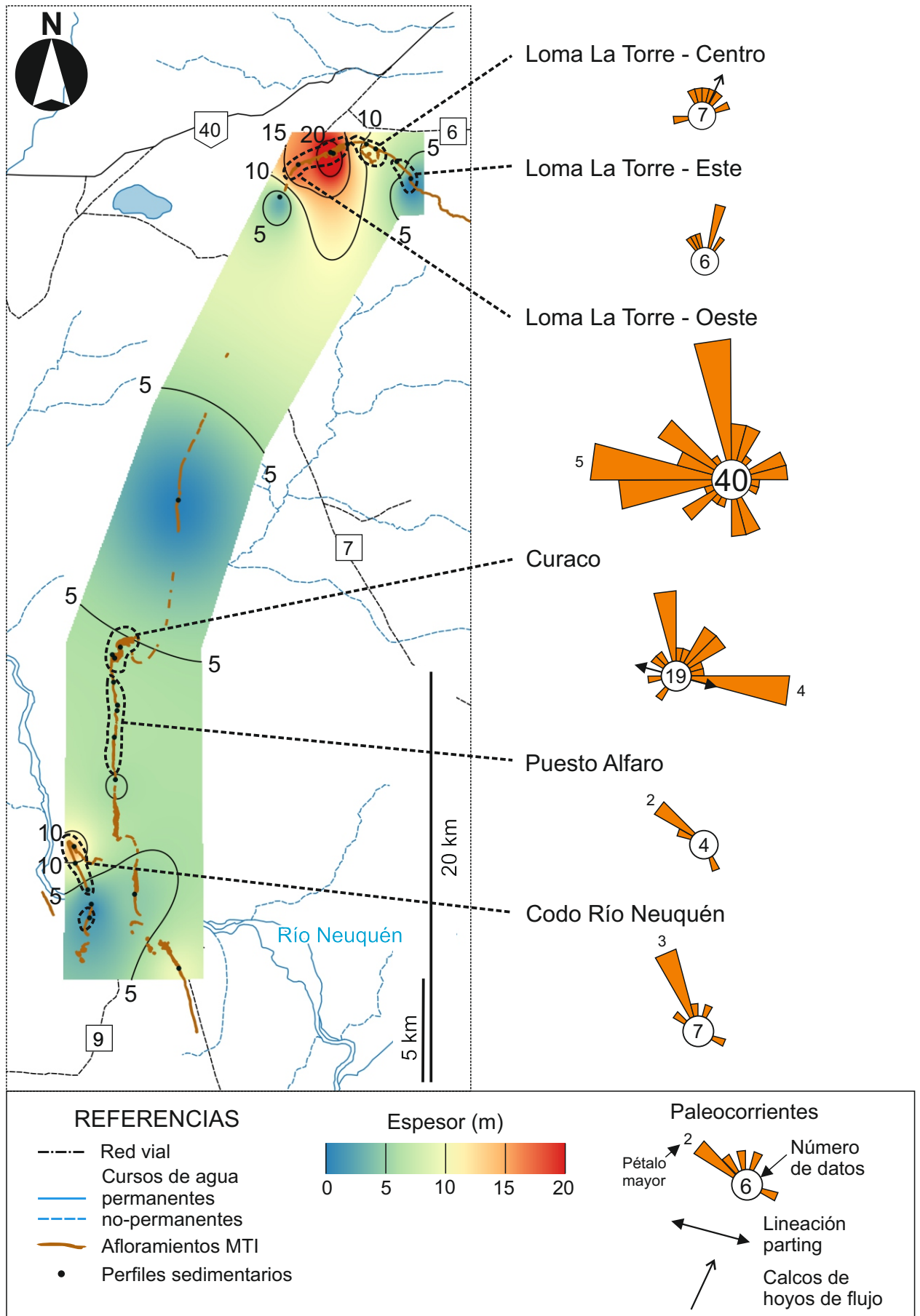


Figura 4.20. Mapa de espesor del Intervalo I en el área de estudio de afloramientos, y datos de paleocorrientes separados por localidad para dicho intervalo (asociación de facies fluvial).

4.4.3. Intervalo II - Sistema fluvioeólico

Por encima del Intervalo I, se distingue frecuentemente la presencia de un arreglo complejo de asociaciones de facies, que incluye las asociaciones fluvial distal, de interacción fluvioeólica, eólica y fluvial, y que se agrupan en el Intervalo II. La base de dicho intervalo puede ser tanto transicional como neta, mientras que el tope está marcado por una superficie neta de extensión regional que lo separa de depósitos de la asociación de facies eólica o de retrabajo marino. En el sector norte de la región de afloramientos (Fig. 3.3), en la localidad de Loma La Torre, la extensión de las exposiciones permite observar la complejidad del arreglo de asociaciones de facies del Intervalo II. En el sector este de dicha localidad, se encuentra la única exposición de la asociación de facies fluvial distal o de barreal en el área de estudio, apoyando sobre la asociación fluvial del Intervalo I por un contacto neto (Fig. 4.17, LT-E-2). Dicha asociación alcanza los 8 m de espesor, y en algunos sectores es a su vez cubierta a través de un contacto neto por la asociación de facies de interacción fluvioeólica, que forma un delgado nivel de 2 a 3 m de espesor (Fig. 4.17, LT-E-1). Hacia el sector oeste de Loma La Torre en cambio, la asociación de facies fluvial del Intervalo I pasa abruptamente a una asociación de facies eólica de hasta 6 m de espesor (Fig. 4.17, LT-W-1, LT-W-6). Esta asociación eólica se caracteriza por cuerpos de mantos arenosos eólicos en la base, pasando a cuerpos de duna cada vez más espesos hacia el tope, que raramente superan el metro de espesor. A lo largo de toda la localidad de Loma La Torre, este arreglo de asociaciones de facies es cubierto por un nivel discontinuo pero persistente de la asociación de facies fluvial (Fig. 4.17, LT-W-1, LT-W-6, LT-E-6), a través de una superficie neta e irregular con un relieve erosivo fácilmente apreciable en afloramiento. Dicho relieve erosivo comúnmente se caracteriza por 1 a 2 m de desnivel, pero puede llegar hasta 7 m.

Por otro lado, en el sector centro y sur de afloramientos (Fig. 3.3) no se registra la asociación de facies fluvial distal o de barreal, y en cambio se pasa generalmente de manera transicional desde la asociación de facies fluvial del Intervalo I a una asociación de facies de interacción fluvioeólica, cuyo espesor es raramente superior a los 4 m, asignada al Intervalo II. Dicha asociación fluvioeólica se observa claramente en la localidad de Curaco (Fig. 4.17), donde está compuesta por una intercalación de mantos arenosos fluviales y eólicos, con delgados cuerpos de duna subordinados. Con menor frecuencia, en algunas localidades del sector sur de afloramientos se pasa de la asociación de facies fluvial del Intervalo I a una asociación de facies eólica delgada a través de una superficie neta, como por ejemplo en el sur de la localidad de Balsa Huitrín (Fig. 4.17, BH-S-1). Dicha asociación de facies eólica no supera los 3 m de espesor y está compuesta por cuerpos de duna de pequeña escala. Por otro lado, en el sector norte de la localidad de Codo del Rio Neuquén, se identificó una asociación de facies fluvial cubriendo a

la asociación de facies de interacción fluvioeólica y eólica, de forma similar a la localidad de Loma La Torre, asignada también al Intervalo II.

La distribución del Intervalo II es aún más discontinua que la del Intervalo I a lo largo de la franja de afloramientos estudiados. En todas las localidades, su distribución y espesor se relaciona con la presencia y espesor del Intervalo I infrayacente. En este sentido, no se ha observado en ninguna localidad la presencia del Intervalo II cuando está ausente a su vez el Intervalo I, situación que en cambio si se observa para el Intervalo III. A su vez, las variaciones de espesor del Intervalo II de carácter regional son difíciles de establecer, aunque se podría inferir una disminución los espesores máximos hacia el norte (Fig. 4.21). En cuanto a la variabilidad lateral de facies, asociaciones de facies y arquitectura sedimentaria del intervalo a escala regional, es difícil establecer una tendencia predecible de la distribución de las mismas. Tampoco se observa una variabilidad lateral predecible a escala local.

Para los depósitos de la asociación de facies eólica contenidos en el Intervalo II, se analizaron las direcciones de inclinación de estratos entrecruzados en los cuerpos de duna en dos localidades (Fig. 4.21). En el oeste de la localidad de Loma La Torre las paleocorrientes indican una dirección preponderante al NE, unimodal pero con una importante desviación dentro de este cuadrante. En la localidad de Curaco en cambio, las paleocorrientes son más dispersas, con una moda dominante hacia el norte, pero con una segunda moda importante hacia el este.

Se interpreta que el Intervalo II representa el desarrollo de un sistema de acumulación de interacción fluvioeólica a lo largo de la región de afloramientos. En este sistema, una actividad fluvial reducida respecto al sistema del Intervalo I, provocó el desarrollo de ambientes fluviales distales, al mismo tiempo que permitió la acción sostenida de procesos eólicos, dando origen a ambientes de cercana interacción fluvioeólica y localmente a pequeños campos de dunas y mantos de arena eólicos. Aparentemente, el desarrollo de determinados ambientes sedimentarios y la preservación de sus asociaciones de facies relacionadas, estuvo íntimamente ligado a las condiciones locales de cada sector, por lo que resulta difícil predecir las variaciones faciales de este sistema a escala regional. Por otro lado, la distribución de los depósitos de este intervalo, ligado a los depósitos del intervalo anterior, indica que su preservación aún dependía de la posición de los paleovalles. Por lo tanto, los depósitos de este sistema, fundamentalmente los relacionados a procesos eólicos, pudieron tener un desarrollo espacial mayor al observado actualmente, pero con pobres posibilidades de preservación. Finalmente, la presencia de depósitos delgados de la asociación de facies fluvial hacia el tope del intervalo, parece indicar una reactivación de cursos fluviales encauzados en sectores puntuales de la región en un estadio final de este sistema.

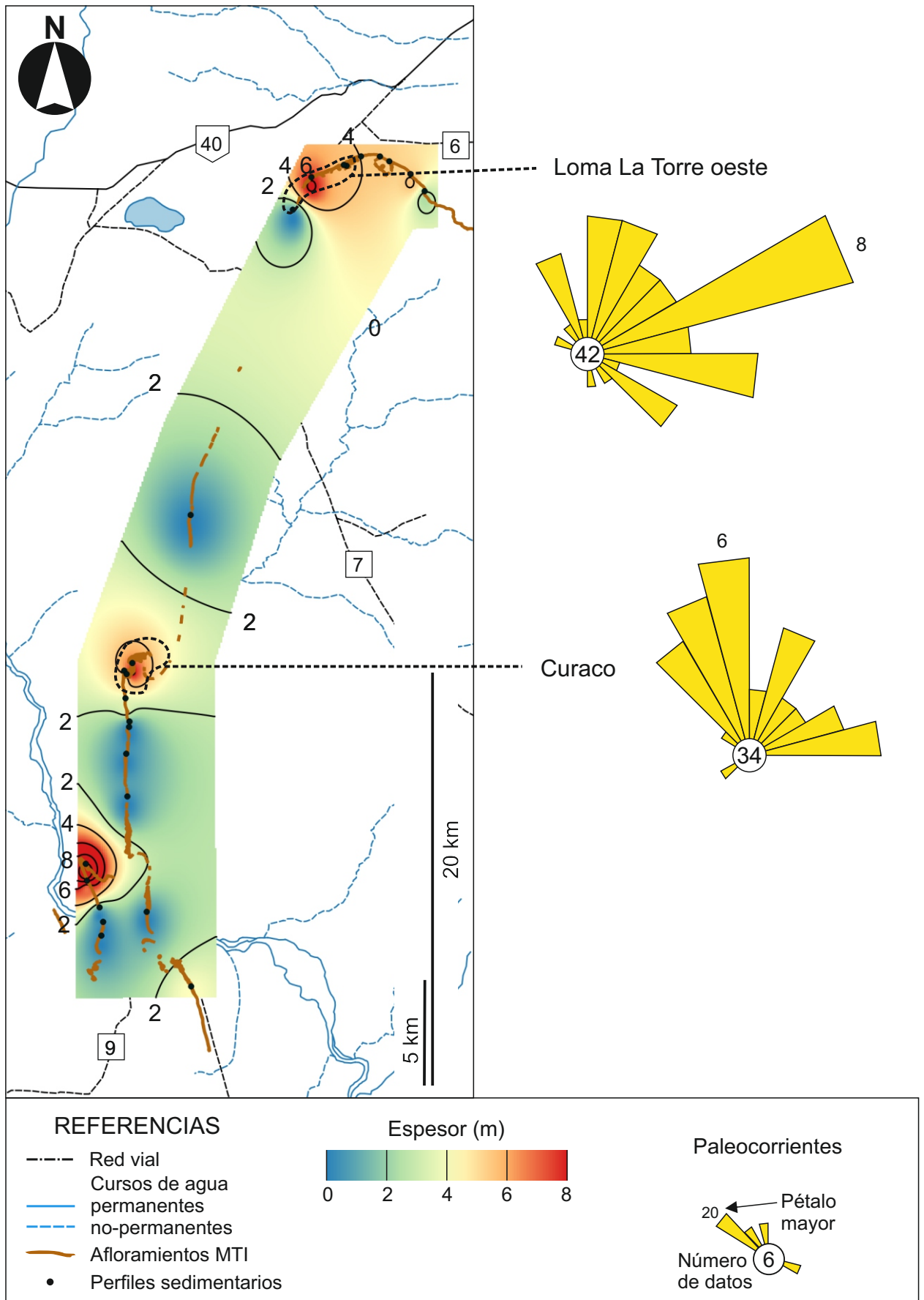


Figura 4.21. Mapa de espesor del Intervalo II en el área de estudio de afloramientos, y datos de paleocorrientes separados por localidad para dicho intervalo, únicamente de la asociación de facies eólica.

4.4.4. Superficie de *sand drift*

Por encima del Intervalo II, y en algunos sectores directamente sobre el Intervalo I, se ubica una superficie con características distintivas a lo largo de toda la región de afloramientos. Dicha superficie se caracteriza por ser neta, plana y subhorizontal, de una expresión muy notoria en afloramiento, haciendo fácil su correlación en exposiciones continuas (Fig. 4.22). Por otro lado, esta superficie tiene diversas expresiones de detalle en función de la localidad y de las facies directamente infrayacentes (Fig. 4.23). Cuando dicho contacto se ubica sobre depósitos eólicos, se caracteriza por la concentración de clastos de arena gruesa y muy gruesa, raramente gránulo. En la localidad de Curaco, donde la superficie se ubica sobre depósitos de la asociación de facies de interacción fluvioeólica, la misma se caracteriza por presentar intraclastos bien redondeados tamaño arena muy gruesa y sábulo de carbonato de calcio (Fig. 4.23G, H). Cuando la superficie se forma en cambio sobre depósitos fluviales arenosos, la granulometría que caracteriza a la misma puede ser mayor, formando concentraciones de clastos tamaño sábulo y grava fina (Fig. 4.23A, B, E). Finalmente, esta superficie también se puede relacionar, en algunas localidades, a horizontes de algunas decenas de centímetros de espesor con abundantes nódulos carbonáticos ubicados directamente por debajo del contacto, continuos por centenares de metros, y formados dentro de depósitos de asociación de facies fluvial, de asociación de facies eólica (Fig. 4.23F) y de interacción fluvioeólica (Fig. 4.23C, D). Finalmente, el contacto puede también desarrollarse sobre depósitos fangosos, en cuyo caso no suele presentar acumulación de clastos gruesos. Por encima de esta superficie, se disponen depósitos de la asociación de facies eólica, y menos frecuentemente de la asociación de facies de retrabajo marino.

En base a las características observadas a distintas escalas, se interpreta que el origen de la superficie descrita en el párrafo anterior está relacionado en general a procesos de deflación (Rodríguez-López et al., 2010). En este sentido, la característica común a la superficie en todas las localidades es la concentración de los clastos más gruesos, difícilmente transportables por el viento (Mountney, 2006), de los depósitos inmediatamente infrayacentes. En algunos casos, hay indicadores que el mencionado proceso de deflación haya avanzado hasta el nivel freático, debido su geometría plana y subhorizontal y su relación con nódulos calcáreos freáticos o la concentración de clastos formados por el retrabajo de estos últimos (Alonso-Zarza, 2003; Fryberger et al., 1988). Debido a que esta superficie se caracteriza por rasgos de deflación y a que es cubierta directamente por depósitos eólicos a lo largo de toda el área de estudio, se la clasificó como una superficie de deriva de arena o superficie de *sand drift* (*sensu* Clemmensen y Tirsgaard, 1990). Esta superficie indica una etapa donde los procesos eólicos influenciaron toda el área de estudio, sin suficiente saturación de arena para generar una acumulación, pero con la energía suficiente para provocar una deriva de arena (*bypass*), o deflación.



Figura 4.22. Aspecto de gran escala de la superficie clasificada como de *sand drift*, plana y originalmente subhorizontal, dentro del Miembro Troncoso Inferior (ver discusión en el texto). A) Oeste de la localidad de Loma La Torre. B) Centro de la localidad Loma La Torre. C) Localidad de Curaco. D) Sur de la localidad Balsa Huitrín.

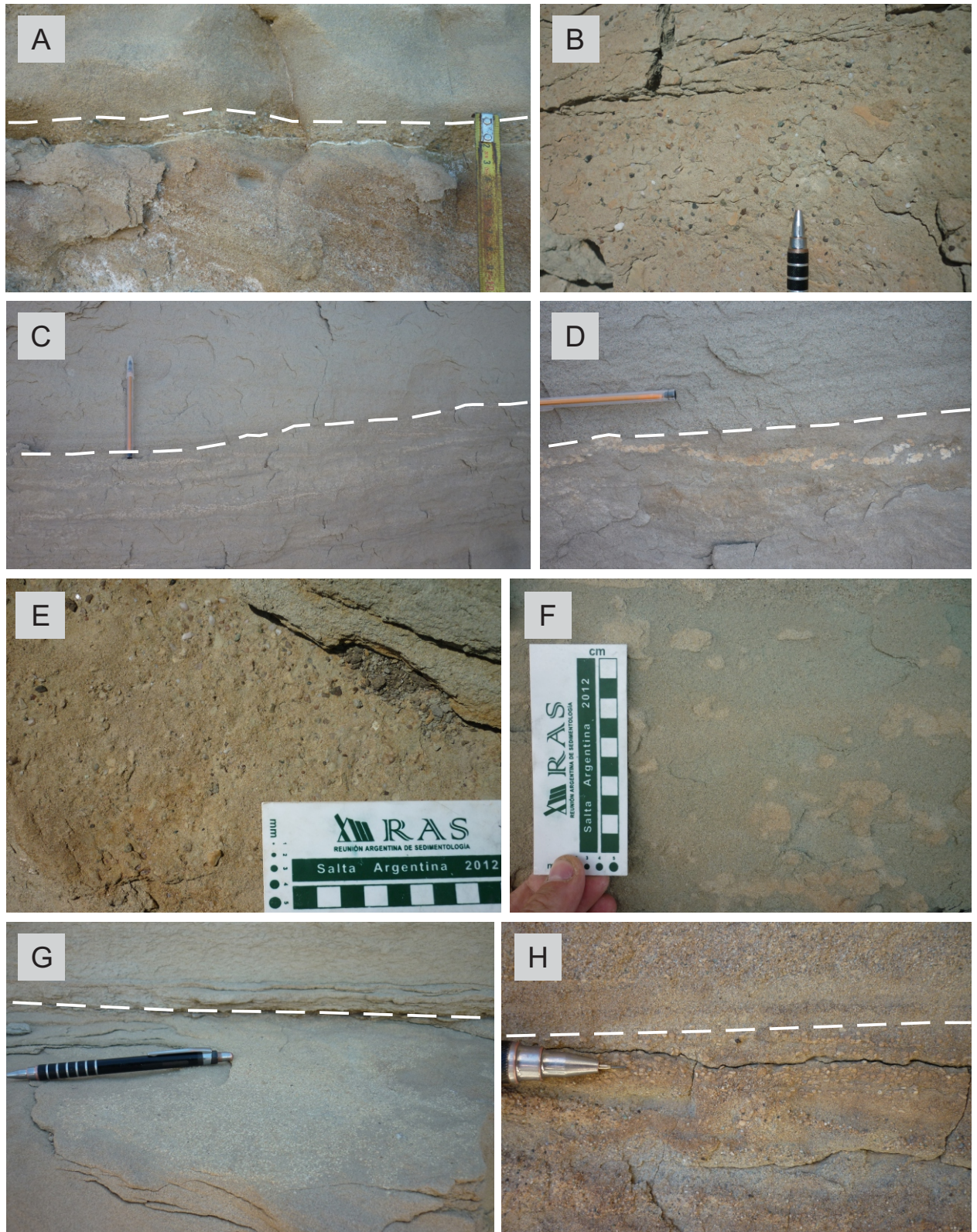


Figura 4.23. Rasgos de detalle de la superficie clasificada como de *sand drift* dentro del Miembro Troncoso Inferior, marcada en todas las figuras con línea de trazos (ver discusión en el texto). **Este de la Localidad de Loma La Torre:** A) Concentración de clastos de grava, sección vertical (perfil LT-E-5). B) Concentración de clastos de grava, sección horizontal (perfil LT-E-8). C) Nódulos de posible origen fréatico, sección vertical (perfil LT-E-1). D) Detalle de nódulos de posible origen fréatico (perfil LT-E-1). **Oeste de la Localidad Loma La Torre:** E) Concentración de clastos de grava, sección horizontal (perfil LT-W-6). F) Nódulos de posible origen fréatico (perfil LT-W-3). **Localidad de Curaco:** G) Concentración de clastos de tamaño arena muy gruesa a sábulo de carbonato de calcio, sección horizontal (perfil CUR-7). H) Concentración de clastos de tamaño arena muy gruesa a sábulo de carbonato de calcio, sección vertical (perfil CUR-3).

4.4.5. Intervalo III, Sistema Eólico Troncoso

Por encima de la superficie de *sand drift*, y a lo largo de toda la región de afloramientos, se dispone un intervalo compuesto únicamente por depósitos de la asociación de facies eólica, con características distintivas. Este intervalo está ampliamente dominado por cuerpos de duna de gran escala, que pueden alcanzar hasta 11 m de espesor, acompañados por cuerpos de interduna de distinta naturaleza. Hacia el tope del intervalo, es común la presencia de facies eólicas disturbadas por deformación plástica sinsedimentaria. Finalmente, el tope del intervalo se marca casi invariablemente por una superficie neta, que lo separa de depósitos de la asociación de facies de retrabajo marino, y menos frecuentemente de las facies evaporíticas del Miembro Troncoso Superior. En algunas ocasiones, cuando los depósitos eólicos del Intervalo III están muy deformados, el paso entre los depósitos de asociación de facies eólica y de retrabajo marino puede resultar transicional.

Un aspecto característico de este intervalo es que presenta importantes variaciones laterales de espesor de manera regular a escala local. Dichas variaciones de espesor se encuentran en el orden de los 20 a 30 m, y provocan que el intervalo sea discontinuo en el sector norte de afloramientos (Fig. 3.3). En base a observaciones de campo (Figs. 4.22A, B) se determinó que estas variaciones regulares son el resultado de la geometría del tope del intervalo, sumado a que la superficie en la base, como se mencionó anteriormente, tiene una geometría plana subhorizontal. Aun teniendo en cuenta estos cambios de espesor a escala local, el intervalo es muy extenso y se distribuye de manera más continua a lo largo del área de estudio en comparación a los dos intervalos anteriores (Fig. 4.17). Por otro lado, se puede inferir una tendencia clara en las variaciones laterales de espesor del intervalo a escala regional (Fig. 4.24). En este sentido, los espesores mínimos pasan de 0 m en la localidad más septentrional (Loma La Torre, donde el intervalo es discontinuo; Fig. 4.17 LT-E-6), aumentando gradualmente (ya en Curaco el intervalo es continuo, con espesores mínimos de alrededor de 3 m, Fig. 4.17 PA-N-2) y alcanzando alrededor de 8 m en las localidades meridionales (Codo Río Neuquén, Balsa Huitrín, Fig. 4.17, BH-S-2). Los espesores máximos, en cambio, se mantienen similares de norte a sur, o bien comienzan a reducirse en la localidad más meridional (Balsa Huitrín), por lo que las variaciones locales de espesor se hacen más sutiles hacia el sur.

En cuanto a las variaciones regionales de facies y arquitectura sedimentaria en el intervalo, resulta notable la variabilidad regional de los tipos de cuerpo de interduna. El sector norte se caracteriza por interdunas secas, representadas por depósitos muy delgados (centímetros de espesor), sin rasgos claros de humedad y con acumulación local de granulometría gruesa. Estos cuerpos se disponen lateralmente a conjuntos de cuerpos de duna, y coinciden con los sectores de menor espesor del intervalo. En estos sectores un cuerpo de interduna conforma la totalidad del registro del Intervalo III, siendo común su acuñaamiento total

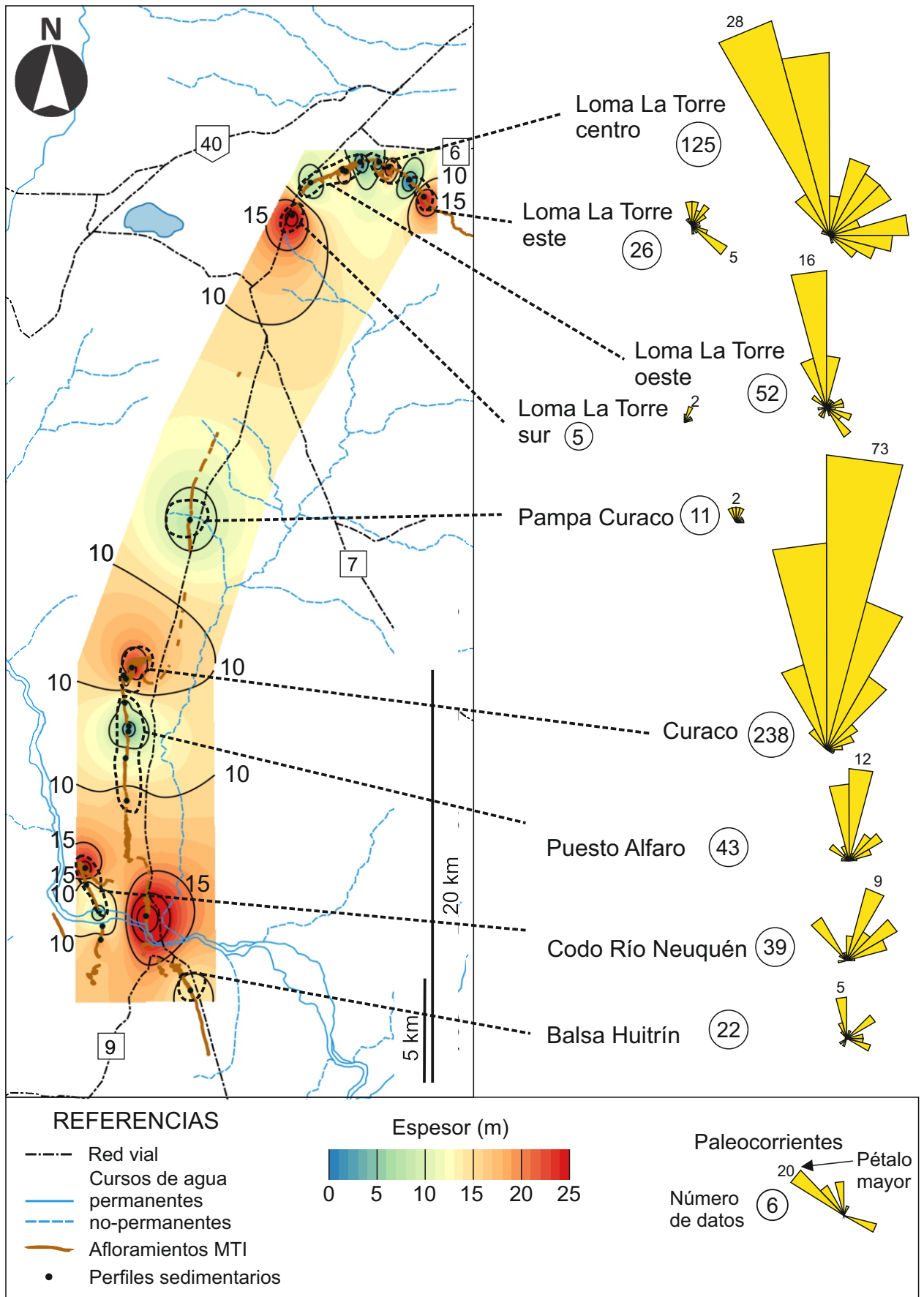


Figura 4.24. Mapa de espesor y datos de paleocorrientes del el Intervalo III (asociación de facies eólica) en el área de estudio regional de afloramientos.

y por lo tanto la coalescencia de la superficie de *sand drift* con la superficie del tope del intervalo (sectores donde el espesor del Intervalo III es igual a cero). Hacia el sur, los cuerpos de interduna se vuelven intermedios en el sector central (Curaco – Puesto Alfaro), e intermedios a húmedos en el sector sur (Codo del Río Neuquén - Balsa Huitrín) cambiando las facies y a su vez aumentando el espesor de los cuerpos. En estas localidades, los cuerpos de interduna se pueden encontrar tanto en los sectores de espesor mínimo, como también en sectores de mayor espesor, donde dichos cuerpos se ubican dentro del intervalo en una altura estratigráfica respecto de la base similar o inferior al espesor mínimo del intervalo en esa localidad.

Finalmente, las mediciones de paleocorrientes, obtenidas a partir de la dirección de inclinación rebatida de los estratos entrecruzados, muestran dos estilos distintos a escala regional. En el norte (Loma La Torre) se observan dos modas, una al NNW y otra al SE. En el centro y sur, en cambio, se observa una moda dominante al N o NNE y otra menor al ENE (Fig. 4.24).

El origen de este intervalo se interpreta como el resultado del desarrollo de un sistema eólico de extensión regional, que es denominado en este trabajo como Sistema Eólico Troncoso. Se interpreta que las variaciones de espesor del Intervalo III, se relacionan a la preservación parcial de la morfología eólica final del Sistema Eólico Troncoso. Dicha morfología preservada ha sido descrita previamente por numerosos autores en el tope del Miembro Troncoso Inferior (Masarik, 2002; Strömbäck et al., 2005). Dentro del área de estudio de afloramiento, este sistema era seco al norte y paulatinamente más húmedo hacia el sur, según las características de las interdunas. En base a la deformación de las facies eólicas en el tope del intervalo y de la presencia de depósitos de la asociación de facies de retrabajo marino directamente por encima del mismo, se confirma que la preservación de la morfología del Sistema Eólico Troncoso se debe a una transgresión marina posterior a su desarrollo. La superficie neta al tope del Intervalo III por lo tanto, se puede clasificar como superficie transgresiva y a la vez como una supersuperficie (Havholm y Kocurek, 1994).

4.4.6. Intervalo IV – sistema marino

Finalmente, los depósitos más jóvenes del Miembro Troncoso Inferior corresponden a la asociación de facies de retrabajo marino, agrupados en el Intervalo IV. Este intervalo es generalmente de poco espesor, inferior al metro, y se apoya sobre el Intervalo III por una superficie neta, o en algunos casos directamente sobre la superficie de *sand drift*. Aunque el intervalo raramente sobrepasa el metro de espesor, tiene una extensión muy importante a lo largo de la región de afloramientos, y localmente puede alcanzar hasta 15 m de espesor. El límite superior del Intervalo IV es neto y fácilmente diferenciable en afloramiento (Figs. 4.18, 4.19 C,

D), por el contraste producido respecto a las facies carbonáticas y evaporíticas del Miembro Troncoso Superior.

Dentro del Intervalo IV se pueden distinguir distintos estilos de variabilidad lateral de espesor a lo largo de la región de afloramiento. En la zona norte (Fig. 3.3) el intervalo se caracteriza por poseer drásticas variaciones de espesor, ya que el espesor más frecuente es de algunas decenas de centímetros, que suele pasar en cortas distancias a secciones mucho más espesas de 2 a 3 m, excepcionalmente hasta 15 m, de espesor. En el sector centro y sur en cambio, el intervalo mantiene valores de espesor más estables, generalmente de más de un metro de espesor, pero sin alcanzar espesores de gran magnitud. Por otro lado, se pueden observar variaciones regionales en la arquitectura interna y facies de los cuerpos. El sector norte se caracteriza por cuerpos en cuñas y mantos de retrabajo marino de facies masivas a débilmente laminadas, mientras que en el centro y sur son mucho más comunes los mantos con facies relacionadas a acción de oleaje.

Se interpreta que la depositación de este intervalo está ligado a la inundación marina del campo de dunas del Sistema Eólico Troncoso. Esta transgresión permitió el desarrollo de un sistema marino sobre el campo de dunas, en el cual los procesos relacionados con el oleaje fueron dominantes en el área de estudio. La superficie de las dunas quedó en distintas profundidades dentro de un *shoreface* (Elliott, 1986), donde quedaron expuestas a la acción de olas y a corrientes relacionadas con las mismas (Strömbäck et al., 2005). Sin embargo, estas últimas no tuvieron la energía o el tiempo necesario para disipar la morfología eólica previa. Por su parte, la superficie neta que separa el Intervalo IV del Miembro Troncoso Superior, sugiere un nuevo ascenso relativo del nivel del mar y el paso hacia condiciones marinas hipersalinas.

4.5. APLICACIÓN DEL ESQUEMA ESTRATIGRAFICO EN EL ÁREA DE SUBSUELO

En base al esquema estratigráfico elaborado a partir de información de afloramiento, se identificó y delimitó el Sistema Eólico Troncoso en el área de estudio de subsuelo, así como también se evaluó el impacto de dicho esquema en la compresión del origen y evolución de los sistemas sedimentarios que dieron origen al Miembro Troncoso Inferior en el subsuelo. La localidad de estudio de subsuelo, el yacimiento Lomita Sur en el campo Chihuido de la Sierra Negra (Fig. 3.3), se encuentra aproximadamente 50 km al este de la localidad de estudio de afloramiento más septentrional, Loma La Torre. Con el material de subsuelo disponible, incluyendo registros de pozo y testigos corona, se describió la sucesión desde las últimas facies de origen marino de grano fino del Miembro Agua de la Mula hasta el contacto entre los Miembros Troncoso Inferior y Superior. El límite inferior del Miembro Troncoso, sin embargo, en este sector puede ser discutible, debido a la presencia de depósitos conglomerádicos relacionados temporalmente a los sistemas de acumulación del Miembro Agua de la Mula (Barrionuevo et al.,

1999; Vergani et al., 1999), que pueden hacer difícil la diferenciación entre este último y el Miembro Troncoso. Por lo tanto, el intervalo estudiado en el subsuelo no siempre es considerado en su totalidad como correspondiente al Miembro Troncoso Inferior. Por otra parte, la identificación del tope del intervalo de estudio es muy sencilla debido al contraste litológico entre las areniscas del Miembro Troncoso Inferior y las facies evaporíticas del Miembro Troncoso Superior. Las facies identificadas en la sección de subsuelo estudiada ya han sido incluidas en el esquema de facies del presente capítulo (Tabla 4.1), mientras que al nivel de asociaciones de facies es necesaria la incorporación de una nueva asociación no identificada en la zona de estudio de afloramiento. Por otro lado, debido a las particularidades del análisis de sucesiones sedimentarias en el subsuelo, la geometría de los depósitos sedimentarios no puede ser observada, por lo que los cuerpos sedimentarios se infieren a partir de las relaciones entre las facies a partir de los resultados del estudio de afloramiento.

4.5.1. Facies del intervalo de estudio en la localidad Lomita Sur

En los testigos analizados de Lomita Sur, se han identificado la mayoría de las facies observadas para la unidad de estudio en afloramiento (Fig. 4.25). Por otro lado, gran parte del intervalo estudiado se caracteriza por un dominio de areniscas de granulometría fina a mediana moderadamente a bien seleccionadas, en similitud con lo observado en la región de afloramiento. Una característica de la sección de subsuelo es la presencia de facies conglomerádicas extraformacionales, ausentes en las secciones aflorantes. Por otro lado, la abundancia de determinadas facies resulta un contraste importante respecto al área de estudio de afloramiento. La presencia de importantes espesores de facies de areniscas con laminación irregular, en ocasiones con abundante matriz fangosa, permite distinguir una asociación de facies distinta a las identificadas en afloramiento. Además, es notable la mayor proporción de areniscas masivas en comparación en Lomita Sur, y la presencia más frecuente de trazas fósiles y bioturbación (Fig. 4.25).

4.5.2. Asociación de facies de sabkha

La asociación de facies de sabkha se caracteriza por un dominio casi total de facies de arenisca con laminación irregular (Si; Tabla 4.1), indicando procesos de haloturbación. Dentro de cada facies se observa una variabilidad importante en cuanto a los porcentajes de matriz fangosa y el grado de irregularidad de su laminación (Fig. 4.26). La textura y laminación irregular de estas areniscas indican procesos de evaporación y crecimiento de costras salinas que deformaron el sedimento, proceso conocido como haloturbación (Fryberger et al., 2011; Goodall et al., 2000). En mucha menor medida, dicha facies se asocia a facies de areniscas que indican procesos de depositación relacionados tanto con corrientes ácuas como eólicas. Éstas incluyen

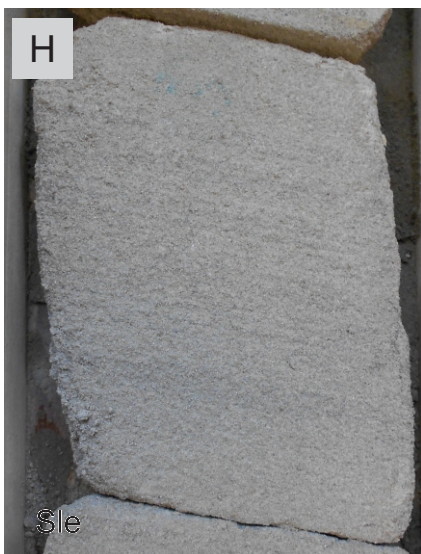
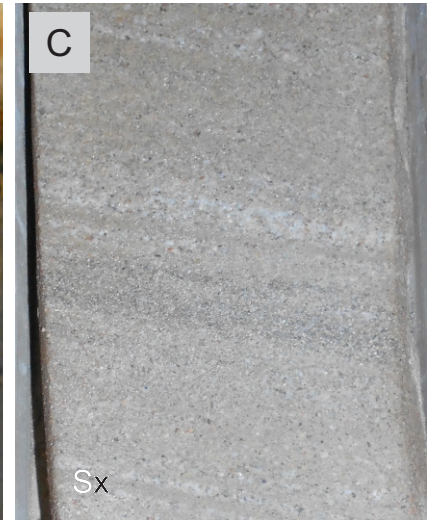
areniscas con laminación subhorizontal (Sh), con óndulas asimétricas preservadas y/o laminación entrecruzada (Sr) o con laminación traslacente subcrítica junto a láminas de caída de granos, desde subhorizontales a inclinadas con bajo ángulo (She, Sle). Esta asociación de facies puede tener espesores de hasta 13 m.

La acumulación sostenida de importantes espesores de facies relacionada con haloturbación, sugiere la presencia de un ambiente de planicies evaporíticas o sabkha (Fryberger et al., 2011). La formación de laminación irregular sin preservación de minerales evaporíticos se da típicamente en una superficie expuesta a la franja capilar del nivel freático, donde la evaporación produce el enriquecimiento de sales en el sedimento más cercano a la superficie. Con el efecto de la subsidencia y la continuación de la depositación, las sales que originaron la haloturbación pueden volver a quedar diluidas al ser captadas por el nivel freático en ascenso relativo (Goodall et al., 2000). El sedimento aportado a estos sectores podría provenir tanto de transporte eólico como por débiles corrientes ácuas. Este origen podría determinarse por las facies que no han sufrido haloturbación, y por las proporciones de arena y fango en los sedimentos haloturbados. Este conjunto de procesos comúnmente se asocia a planicies de zonas bajas o pobremente drenadas en ambientes áridos, dominadas por granulometría de arena fina y muy fina, que no alcanzan suficiente salinidad como para acumular y preservar evaporitas (Fryberger et al., 2011; Kendall, 1984).

4.5.3. Esquema estratigráfico para Lomita Sur

Dentro de la sucesión de subsuelo del yacimiento Lomita Sur analizada en este estudio, se puede establecer un claro orden de superposición entre las distintas asociaciones de facies que permitió diferenciar intervalos de acumulación (Fig. 4.27). En este sentido, se puede separar un **primer intervalo**, de espesor variable, conformado por la asociación de facies fluvial, con la particularidad de estar dominada ampliamente por facies de conglomerados extraformacionales. Se infieren cuerpos de canal en base a una abundancia de bases erosivas y estratificación entrecruzada difusa. Dicho primer intervalo varía en espesor entre 3 y 8 m. Según rasgos

Figura 4.25. (Página siguiente) Aspecto de las facies más abundantes de la sección estudiada del subsuelo en el yacimiento Lomita Sur (ver tabla 4.1 y texto). En todos los casos el ancho de la sección del testigo es de 8 cm). A) Conglomerado extraformacional con estratificación entrecruzada difusa (Cxe). Líneas de trazos marcan la estratificación entrecruzada. B) Conglomerado intraformacional con estratificación entrecruzada (Cxi). C) Arenisca con estratificación entrecruzada (Sx). D) Concentración de clastos de sábulo y grava en una superficie (SCm). E) Arenisca con clastos de sábulo, masiva (Sm). F) Arenisca bien seleccionada con estratificación entrecruzada formada por estratos de flujo de granos separados por láminas de caída de granos (marcados por flechas). G) Areniscas con laminación traslacente subcrítica, subhorizontal (She). H) Areniscas con laminación traslacente subcrítica, inclinadas con bajo ángulo (Sle). I) Areniscas y vaques muy finos con laminación irregular (Si). J) Areniscas con laminación entrecruzada (Sr). K) Arenisca masiva con rasgos de bioturbación, se distinguen tubos verticales (marcado con línea de trazos) y abundantes tubos horizontales (flechas).



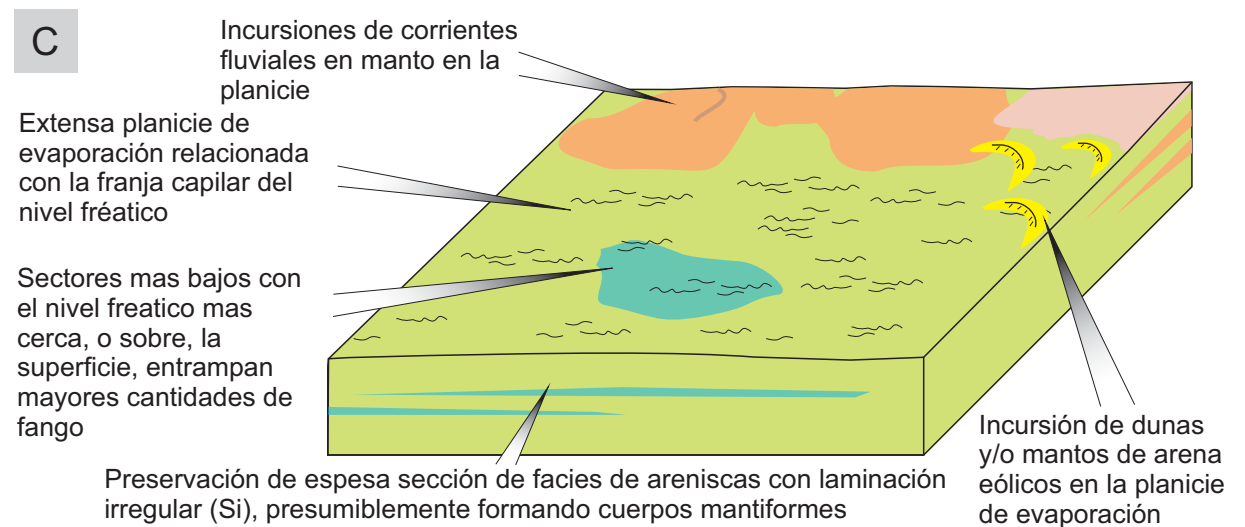
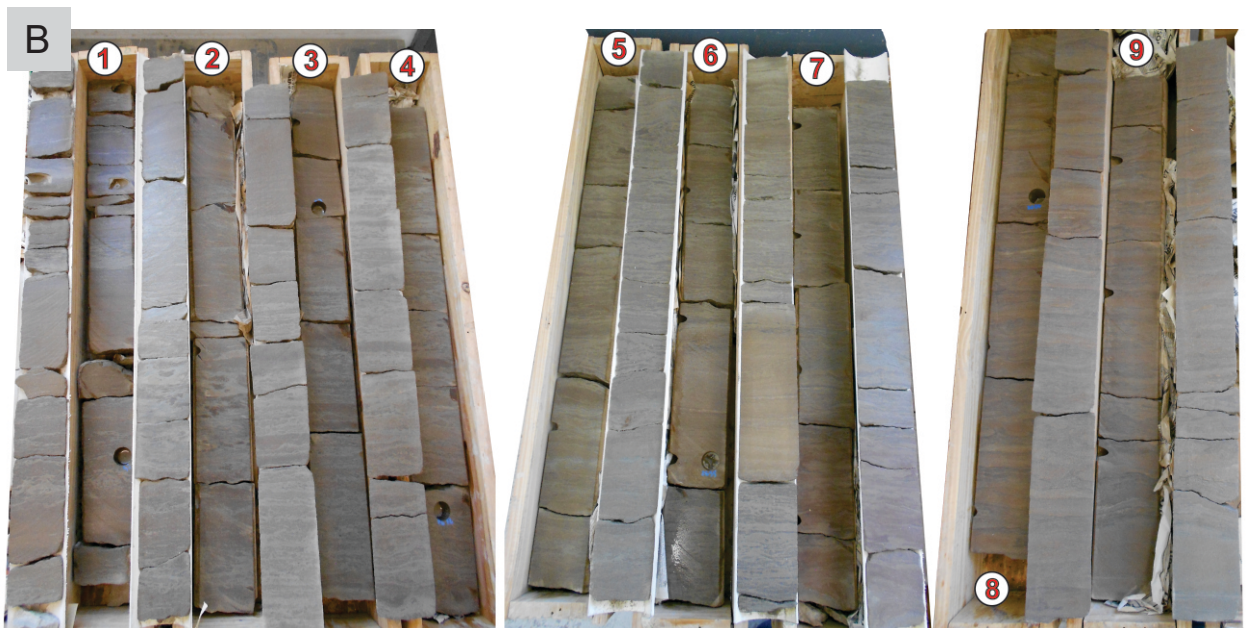


Figura 4.26. Asociación de facies de sabkha. A) Variabilidad de porcentaje de matriz de la facies de arenisca con laminación irregular, dominante en esta asociación de facies. B) Sección de varios metros de asociación de facies de sabkha (Pozo #3). C) Asociación de procesos y características de la acumulación relacionada a esta asociación de facies.

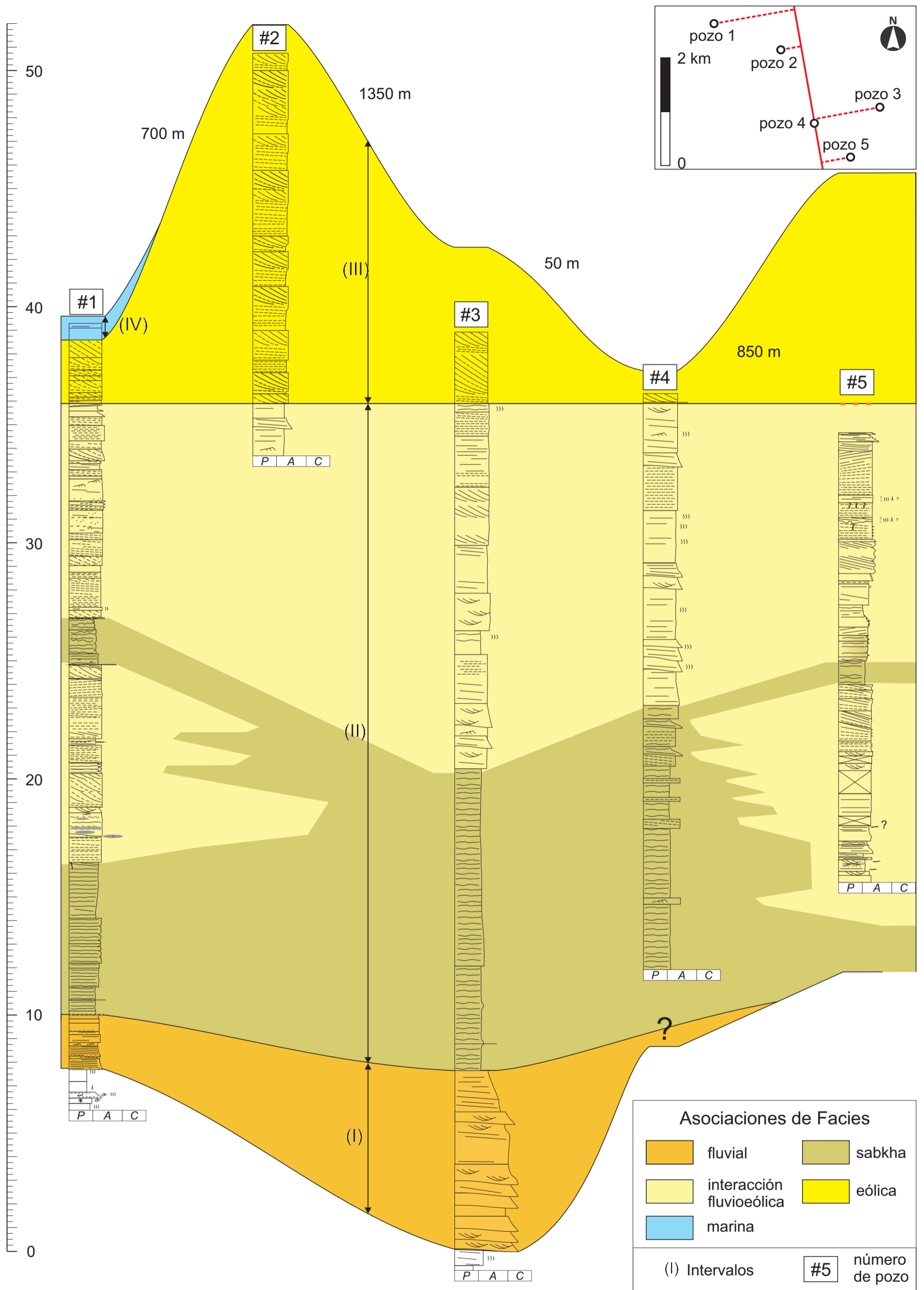


Figura 4.27. Arreglo de asociaciones de facies en la localidad de Lomita Sur, sector de subsuelo.

observados en coronas y perfiles eléctricos, la base de este intervalo es neta y erosiva. Por su parte, el tope del primer intervalo se marca por la presencia de la asociación de facies de sabkha, separada de las facies fluviales a través de una superficie también neta. En los dos testigos corona donde se observa el tope del intervalo, el mismo se caracteriza además por la concentración de clastos de granulometría gruesa (facies SCm) que probablemente indican procesos de deflación. Internamente, el intervalo muestra un perfil granodecreciente, teniendo menor tamaño de clastos y volviéndose más arenoso hacia el techo.

Se interpreta que el primer intervalo marca el desarrollo de un **sistema fluvial**, de carga de lecho gravosa y alta energía. Al mismo tiempo, la superficie en su base está marcando un periodo de erosión importante previo a su acumulación. En base a la información disponible no se puede precisar ni la orientación de esta incisión ni la dirección de paleocorrientes en los depósitos fluviales, dato que sería importante para establecer la dirección de drenaje de estos sistemas. A lo largo de esta etapa el sistema fluvial va perdiendo gradualmente energía, dando como resultado el carácter granodecreciente del intervalo, que abruptamente cesa su actividad.

Por encima de la asociación de facies fluvial, se diferencia un **segundo intervalo** caracterizado por la presencia de la asociación de facies de sabkha y facies de interacción fluvioeólica, que se intercalan tanto en sentido lateral como vertical. La asociación de facies de sabkha, domina ampliamente la base de este intervalo, y como se mencionó anteriormente suprayace a los depósitos de la asociación de facies fluvial. Puede tener hasta 13 m de espesor. Hacia el tope de dicha asociación se hace más común la preservación de facies sin haloturbación asociadas a corrientes subaéreas o subácueas. Tanto hacia el norte y hacia el sur de la localidad, la asociación de facies de sabkha se intercala lateralmente con depósitos de la asociación de facies de interacción fluvioeólica. Por encima de este arreglo de asociaciones de facies se distingue una asociación de facies de interacción fluvioeólica continua lateralmente, con un espesor entre 9 y 15 m. La transición entre la asociación de facies de sabkha y de interacción fluvioeólica se marca claramente en función a un cambio en las proporciones de facies. Sin embargo, así como es más común encontrar facies sin haloturbación hacia el tope de la asociación de sabkha, también es común encontrar facies indicadoras de procesos de haloturbación cerca de la base de la asociación de facies fluvioeólica, indicando un cambio transicional entre la acumulación de una asociación y la siguiente. Por su parte, la asociación fluvioeólica de este intervalo se caracteriza por una abundancia de facies masivas, por lo que se infiere la presencia de mantos fluviales arenosos, intercalados con mantos eólicos arenosos. También se infiere la presencia de elementos de duna y de canal, estos últimos por la identificación de bases erosivas, en ocasiones poco frecuentes con intraclastos pelíticos. Internamente la asociación se caracteriza por una tendencia a tener una mayor proporción de mantos arenosos fluviales en la base pasando a una mayor influencia de matos arenosos eólicos

hacia el tope. El segundo intervalo finaliza por encima de los últimos depósitos que indican condiciones de humedad, quedando cubierto por la asociación de facies eólica.

Se interpreta que el segundo intervalo es el resultado de la acumulación por parte de un **sistema de interacción fluvioeólica**, en el cual ambientes de estrecha interacción entre procesos eólicos y fluviales se relacionaron lateralmente con planicies arenosas en sectores bajos dominados por procesos de evaporación que formaban ambientes de sabkha. La intercalación entre la asociación de facies de interacción fluvioeólica con la asociación de facies de sabkha, sugiere la interacción entre ambos estilos de depositación formando parte de un mismo sistema. En este sentido, los procesos fluviales y eólicos habrían sido los responsables del aporte de material clástico a la planicie de evaporación, a una tasa baja pero continúa. Por lo tanto este sistema tiene algunas diferencias con el sistema homónimo identificado en afloramiento, donde no se identificó una asociación de facies de sabkha. La diferencia principal entre el sistema de interacción en el afloramiento y en el subsuelo sería la relación del sistema de acumulación con el nivel freático. Esta relación con un nivel freático somero habría permitido el desarrollo de procesos de haloturbación en la localidad de subsuelo. Hacia el tope de la sección, la asociación de facies de interacción se hace más abundante, hasta ser dominante a lo largo de toda la localidad, sin indicación de una etapa erosiva de importancia en la base. A su vez, la asociación de facies de interacción comienza con una mayor influencia de procesos fluviales en la base, pasando gradualmente hacia una mayor influencia de procesos eólicos, e indicando una tendencia aridizante.

Por encima de la asociación de facies de interacción fluvioeólica, se dispone en la localidad un **tercer intervalo** compuesto íntegramente por la asociación de facies eólica, con un espesor variable entre 3 y 20 m. Está dominado por facies de areniscas finas bien seleccionadas, entrecruzadas donde se distinguen tipos de estratificación eólica, indicando la presencia de elementos de duna. Su límite inferior es neto, pero no se observa ningún otro rasgo sobresaliente. Su límite superior solo se observa en uno de los testigos corona analizados (pozo 1, Fig. 4.27), donde pasa por un contacto neto a facies masivas, presumiblemente de la asociación de facies de retrabajo marino por su posición en secuencia.

El tercer intervalo se relacionó al desarrollo de un sistema eólico de dunas arenosas. Debido a la cercanía del intervalo con el tope del Miembro Troncoso Inferior, a las variaciones de espesor del intervalo y a estudios sísmicos previos que permitieron identificar la presencia de morfología eólica preservada en el tope de la unidad de estudio a lo largo de la región de subsuelo (Dajczgewand et al., 2006), se interpreta que dicho intervalo representa el registro de un sistema con preservación excepcional. Por lo tanto, este intervalo se interpreta como la expresión en el registro del **Sistema Eólico Troncoso** en este sector. Las condiciones de la interduna del sistema en esta localidad son difíciles de precisar, ya que sin control lateral de las superficies que separan los intervalos, es difícil determinar si un depósito húmedo corresponde al tercer

intervalo o a los intervalos inmediatamente suprayacentes o infrayacentes. En este sentido, las condiciones posibles se exploran con mayor detalle en el capítulo 5.

El último, o **cuarto intervalo** del registro del Miembro Troncoso Inferior en esta localidad se infiere por la presencia de facies masivas por encima de la asociación de facies eólica en el pozo 1, separadas entre sí por una superficie neta. Estas facies masivas, presumiblemente podrían asociarse a mantos y cuñas, de la asociación de facies de retrabajo marino. El contacto superior de este cuarto intervalo con el Miembro Troncoso Superior no se observa en ningún testigo analizado, pero se infiere su límite neto en base a distintos registros de pozo, como por ejemplo emisión de rayos gamma.

Por lo tanto, se infiere también en esta localidad la presencia de un sistema marino que provoca un retrabajo parcial de la arena eólica, relacionado con el evento transgresivo que permite la preservación de la morfología del sistema anterior. El registro de dicho sistema observado en los testigos corona, sin embargo, es muy pobre como para establecer los procesos que caracterizaron al retrabajo marino en esta zona.

4.5.4. Correlación con el esquema de afloramiento

Debido a que solo se cuenta con información de una única localidad de la región de subsuelo, una correlación precisa con el esquema elaborado en afloramiento es difícil de realizar. Sin embargo, dicho esquema de afloramiento puede resultar de útil aplicación en la interpretación del intervalo en el subsuelo. En primera instancia, el tercer intervalo en el subsuelo y el intervalo III de la región de afloramiento corresponden al mismo sistema, denominado Sistema Eólico Troncoso, en base tanto a la asociación de facies que los caracteriza como a la morfología eólica preservada en su tope. Se confirma de esta manera el carácter regional de dicho sistema a lo largo de la cuenca. Si aplicamos el modelo conceptual proveniente de la región de afloramiento, por debajo del registro del Sistema Eólico Troncoso, es probable que el resto de los depósitos de la cuña de mar bajo del Barremiano estén circunscriptos a los valles fluviales incisos durante la formación del límite de secuencia. Esto nos previene de esperar un relleno equivalente al observado en afloramiento ya que las condiciones de acumulación en estos valles estarán influenciadas por condiciones locales.

Debido a que la base del primer intervalo es una superficie erosiva importante en la sección estudiada, se podría inferir que esta podría ser la base de los valles incisos generados durante el límite de secuencia. Sin embargo, el ambiente fluvial gravoso del primer intervalo ha sido asignado ocasionalmente a los sistemas previos al Miembro Troncoso, y relacionados temporalmente a los sistemas marinos del Miembro Agua de la Mula, debido a que dichas facies pueden encontrarse más abajo en la sucesión estratigráfica (Barrionuevo et al., 1999; Vergani et al., 1999). Por lo tanto, con la información disponible, el límite de secuencia que marca la base

del estadio de mar bajo podría encontrarse tanto por debajo del primer intervalo, como entre el primer y segundo intervalo. Más allá de la ubicación precisa de la base del Miembro Troncoso, se puede homologar la tendencia vertical observada en sección estudiada con el esquema de la región de afloramientos. En este sentido se observa una transición de los sistemas de acumulación dominados por procesos fluviales encauzados hacia sistemas de interacción fluvioeólica, y finalmente el desarrollo de un sistema eólico.

En el área de Puesto Hernández, lindante hacia el este a la localidad estudiada, se desarrolla una sección muy similar a la estudiada. En esta área se describen depósitos de conglomerados (Vergani et al., 1999), seguido por un intervalo donde facies muy similares a las descritas en este trabajo como asociación de facies de interacción fluvioeólica, pasan hacia el tope a facies relacionadas a evaporación y haloturbación, homologables a la asociación de facies de sabkha, antes de pasar finalmente al registro del Sistema Eólico Troncoso (Naidés y Barrionuevo, 2002). La principal diferencia entre las dos localidades, entonces, es el ordenamiento vertical de las asociaciones de facies de interacción fluvioeólica y sabkha, lo que sugiere nuevamente la interacción entre estas asociaciones dentro de un mismo sistema de acumulación.

Por otro lado, en la localidad de Lomita Sur, la única asociación de facies eólica pertenece al registro del Sistema Eólico Troncoso. Por debajo del tercer intervalo no se preserva ningún intervalo continuo de carácter exclusivamente eólico que nos indique el desarrollo de un campo de dunas bien establecido. Sin embargo, datos en la bibliografía indican que en algunas localidades de subsuelo podría existir depósitos locales de pequeños campos de dunas eólicas previos al Sistema Eólico Troncoso (por ejemplo en el yacimiento Puesto Hernández; Naidés and Barrionuevo, 2002). En este sentido, podría darse una situación similar al esquema estratigráfico determinado en afloramiento, donde se identificaron depósitos de la asociación de facies eólica dentro del intervalo de interacción fluvioeólica.

Para el Sistema Eólico Troncoso, la principal diferencia con el modelo de afloramiento es la ausencia de rasgos de deflación en la superficie de *sand drift* en la base. Esto puede deberse a que estos depósitos no se han detectado por su carácter discontinuo, o debido a que el sistema subyacente no hay granulometría lo suficientemente gruesa para formar estos rasgos, o más probablemente, a en esta localidad no se caracterizó por un episodio de deflación y deriva de arena previa a la construcción del Sistema Eólico Troncoso.

4.6. EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA Y CONTROLES SOBRE LA SEDIMENTACIÓN

En base a los intervalos y superficies mayores definidas en la unidad de estudio, y a la información de trabajos previos, se puede proponer un modelo evolutivo de los sistemas de depositación del Miembro Troncoso Inferior en la región (Fig. 4.28). De esta manera, se delimita

el registro del Sistema Eólico Troncoso y se discuten los principales controles que pudieron haber actuado sobre la acumulación de los sistemas.

4.6.1. Límite de secuencia y etapa fluvial

La caída relativa del nivel del mar registrada en la Cuenca Neuquina a principios del Barremiano culmina con el desarrollo de una superficie de erosión regional clasificada como un límite de secuencia maestro (Legarreta, 2002; Veiga et al., 2005), por encima del cual se desarrollaron los sistemas continentales del Miembro Troncoso Inferior. Durante la generación del límite de secuencia, la caída del nivel de base de sistemas fluviales provocó el labrado de un relieve erosivo de valles que se preserva en la geometría del límite de secuencia. Como se vio anteriormente, estos paleovalles tuvieron hasta 30 m de desnivel y varios kilómetros de ancho, aunque localmente pueden tener relieves similares en valles mucho más angostos, de centenares de metros de ancho (Figs. 4.18, 4.20, 4.28).

Con posterioridad al desarrollo del límite de secuencia, se reestablecen las condiciones de acomodación en la cuenca, permitiendo la acumulación de los primeros depósitos sedimentarios del Miembro Troncoso Inferior (Veiga et al., 2005). En la zona de afloramiento, estos primeros depósitos han sido agrupados en el Intervalo I, y se relacionan a la acción de un sistema fluvial, predominantemente canalizado, con importante carga de lecho arenosa y con condiciones efímeras o de régimen fluctuante. Como se demostró anteriormente, la naturaleza discontinua a escala regional del intervalo, se relaciona a su vez con el relieve de la superficie subyacente, indicando que la acumulación de este sistema estuvo circunscripta a los valles labrados previamente. Por otro lado, los cuerpos de canal de este intervalo, amalgamados vertical y lateralmente, y la pobre preservación de mantos fluviales arenosos y heterolíticos de granulometría más fina, sugieren que este sistema tiene las características propias de un desarrollo en un contexto de baja acomodación (*sensu* Catuneanu, 2006). En este sentido, tanto la geometría externa como la arquitectura interna del Intervalo I indican que el sistema fluvial estuvo relacionado a condiciones de baja acomodación, y al mismo tiempo tuvo la energía necesaria como para transportar los sedimentos más finos hacia el centro de cuenca, en dirección noroeste. A lo largo de esta etapa, la acumulación del sistema fluvial fue rellenando paulatinamente los valles, y ampliando su área de sedimentación, aunque sus depósitos no llegaron a cubrir toda la región (Figs. 4.20, 4.28). El aumento sutil de la preservación de mantos fluviales arenosos y heterolíticos hacia el tope del intervalo podría relacionarse a distintas condiciones, de los cuales dos parecen ser más probables teniendo en cuenta la desconexión de la cuenca con el océano proto-Pacífico durante el desarrollo del Miembro Troncoso Inferior (Legarreta, 1986, 1985; Veiga y Rossi, 1992). Por un lado, dicha variación en la arquitectura podría estar relacionada a un ascenso sutil del nivel de base debido al relleno gradual del espacio

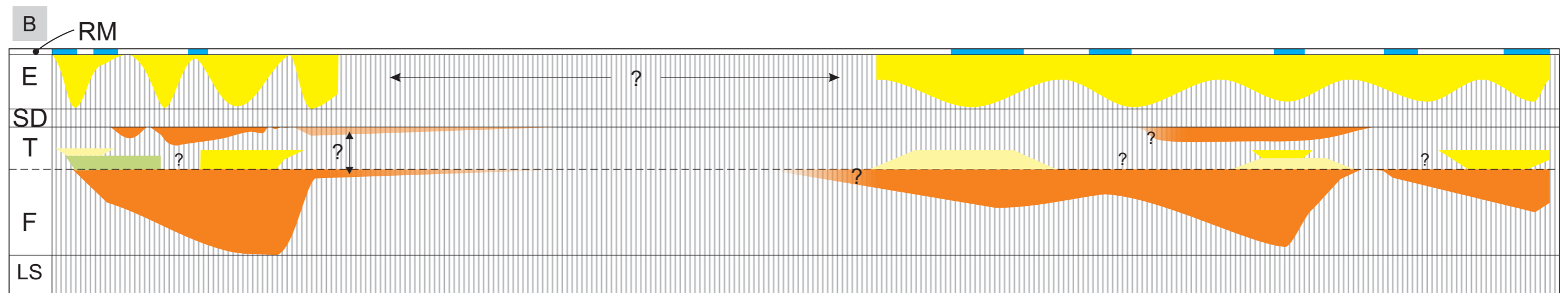
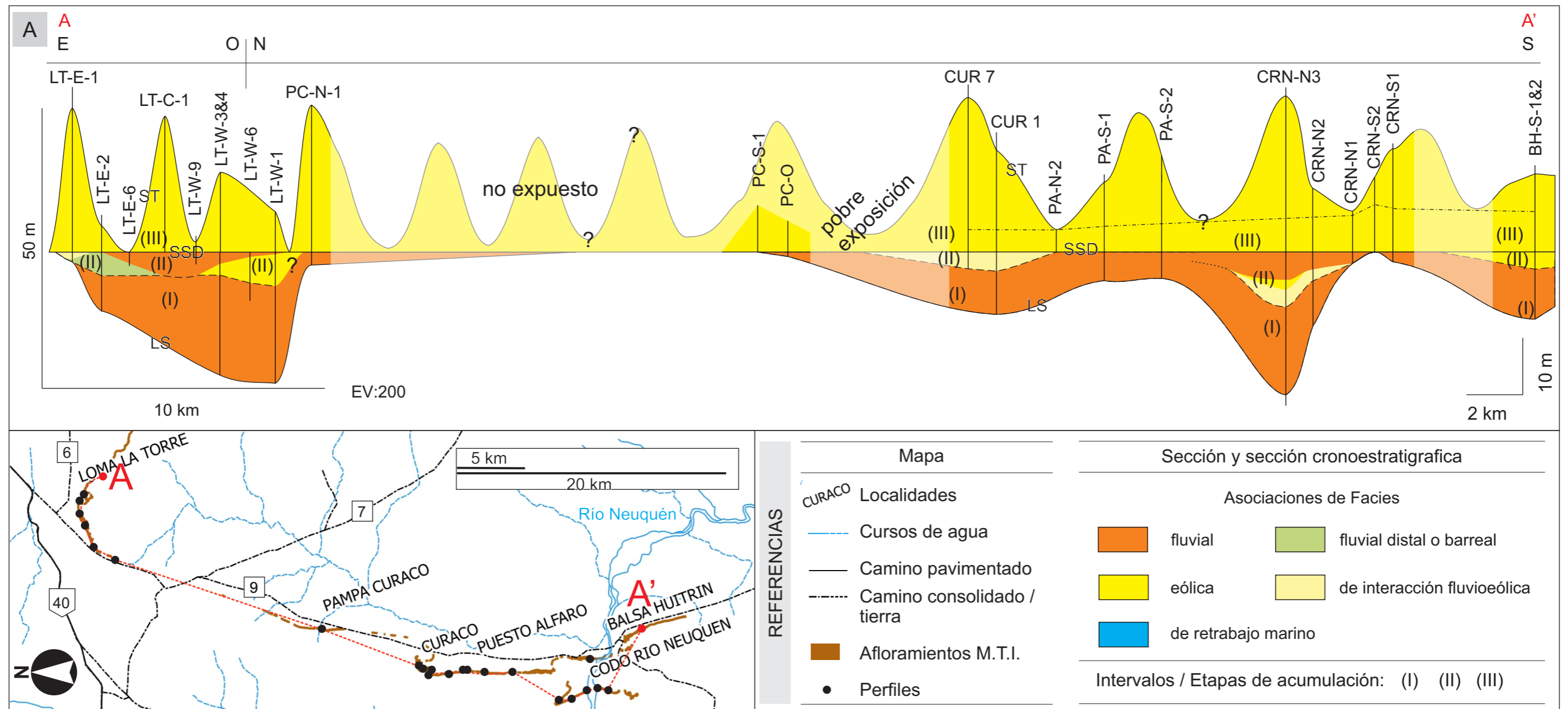


Figura 4.28. Esquema estratigráfico desarrollado para la unidad de estudio. A) Distribución de las asociaciones de facies a lo largo de la región de afloramiento y delimitación de intervalos (I a III). Perfiles nivelados respecto a la superficie de *sand drift*. B) Esquema cronoestratigráfico, mostrando las etapas de sedimentación en base a las relaciones temporales inferidas entre los intervalos y las discontinuidades presentes (LS: etapa de límite de secuencia, F: etapa fluvial, T: Etapa de transición, SD: Etapa de *sand drift*, E: Etapa eólica o Sistema Eólico Troncoso, RM: Etapa de retrabajo marino).

de acomodación en la cuenca, y de los valles en la zona de estudio. Por otro lado, podría tratarse de una disminución de la energía del sistema fluvial, específicamente por la disminución de su caudal debido a factores climáticos. Debido a las características del intervalo suprayacente, que indica condiciones de mayor aridez, se supone que la variación vertical en la arquitectura del intervalo habría estado más probablemente relacionada a variaciones climáticas.

4.6.2. Etapa de transición

Una etapa de transición se marca a partir del desarrollo de un sistema de interacción fluvioeólica, indicado por la registro de un conjunto de asociaciones de facies agrupados en el Intervalo II en la región de afloramiento y en el segundo intervalo en la localidad de subsuelo (Figs. 4.17, 4.27). Durante este periodo de tiempo, el desarrollo de este sistema indica un estadio transicional entre sistemas fluviales previos y el posterior Sistema Eólico Troncoso (Fig. 4.28). La distribución del Intervalo II en la región de afloramientos, ligada a los depósitos de la etapa anterior, indica que su preservación aún tiene relación con la posición de los valles, y que el espacio en estos últimos aún no estaba colmatado. Según las condiciones particulares en cada uno de los valles se desarrollaron sectores con procesos fluviales distales, o con cercana interacción de procesos eólicos y fluviales, sectores de sabkha, o sectores de mantos eólicos junto a pequeños campos de dunas locales. Debido a las condiciones de preservación, los mantos y campos de duna eólicos, pudieron tener un desarrollo espacial mayor al observado actualmente, pero con pobres posibilidades de preservación. Tanto en la región de afloramiento como en el subsuelo, esta etapa muestra un cambio regional hacia condiciones más secas respecto a las etapas fluviales previas. Dicho cambio se atribuye a controles climáticos, debido a que se observa a lo largo de la región en todos los valles estudiados.

Hacia el final de la etapa de transición, se observa muy claramente en la localidad de Loma La Torre (y se documenta también en otras localidades más al sur como por ejemplo en Codo del Río Neuquén, Fig. 4.28), el desarrollo de sistemas fluviales canalizados de mayor energía, que generan varios metros de relieve erosivo. Este evento indicaría la reactivación de cursos fluviales y un cambio hacia condiciones más húmedas que podrían haber sido provocadas tanto por factores autocíclicos, como una reconfiguración de los cursos fluviales de la región, como alocíclicos, por un cambio de mayor frecuencia en las condiciones climáticas de la región.

4.6.3. Desarrollo de la superficie de *sand drift* y el Sistema Eólico Troncoso

El desarrollo de una superficie de *sand drift*, representa un lapso de tiempo que separa temporalmente la etapa de transición respecto del desarrollo del Sistema Eólico Troncoso. Los rasgos locales de deflación, que se observan a lo largo de la región estudiada, indican la acción de vientos subsaturados en arena con una capacidad de transporte considerable. En muchos

casos, se puede suponer que el límite inferior de la deflación de este evento fue el nivel freático, ya que suelen observarse nódulos de carbonato de calcio por debajo de la superficie. Las condiciones de subsaturación de arena del viento, como se verá en detalle más adelante, pueden darse por una variedad de condiciones. En este caso particular, considerando la construcción de un sistema eólico de carácter regional inmediatamente posterior a la formación de la superficie, y a las condiciones de mayor humedad observadas al final de la etapa de transición, se infiere que la principal limitante sobre la acumulación eólica fue la falta de disponibilidad de sedimento por condiciones relativamente húmedas en la región.

Posteriormente, la etapa eólica marca la construcción de un sistema eólico de captura, transporte y acumulación de arena de gran extensión, denominado en este estudio como Sistema Eólico Troncoso. Como se determinó anteriormente, dicho sistema se caracteriza por la preservación parcial de su morfología final, y gracias a este rasgo es fácilmente identificable a lo largo de la cuenca. En base a esta característica, se puede estimar que la extensión del sistema superaba los 6000 km². El transporte de arena a través del sistema en el sector de afloramiento, según las paleocorrientes sin discriminar (Fig. 4.24), parece haber sido hacia el norte en la zona sur, cambiando paulatinamente hacia el Noreste en la región norte. Sin embargo, para poder analizar este aspecto con más fundamentos, en los capítulos posteriores se investiga la morfología y dinámica detalladas de las formas de lecho que lo conforman. En comparación al sistema de interacción y a las condiciones durante la formación de la superficie de *sand drift*, se infiere un cambio hacia condiciones aún más secas, y un incremento en la disponibilidad de arena suficiente como para construir un sistema eólico arenoso extenso con formas de lecho de gran tamaño. La construcción del intervalo independientemente de la posición de los paleovalles permite apreciar su desarrollo regional y su independencia de aportes de arena locales. Debido a que este es el único sistema eólico de carácter regional en la unidad de estudio, se utiliza la denominación de Sistema Eólico Troncoso para el mismo.

En la región de afloramientos, el Sistema Eólico Troncoso tiene una importante variabilidad espacial en sentido norte sur. En primera instancia, el sistema se caracteriza por ser seco al norte y paulatinamente más húmedo hacia el sur. La diferencia entre espesores máximos y mínimos nos advierte que la altura de las dunas era de al menos 20 a 30 m en los sectores norte y centro, y que su magnitud posiblemente recién comienza a disminuir a partir de la localidad más meridional (al sur de Balsa Huitrín). Por otro lado, la superficie de acumulación (superficie que une los puntos bajos o interdunas entre las dunas) se va elevando de norte a sur respecto de la superficie de *sand drift*, desde coincidir con ésta última en Loma La Torre, hasta ubicarse unos 8 m por encima en Balsa Huitrín y Codo del Río Neuquén (Fig. 4.28). Esto nos indica que en el norte no hay una secuencia acumulada (*sensu* Kocurek, 1999; Kocurek and Havholm, 1993), mientras que, por el contrario, si la hay en los sectores centro y sur, donde va aumentando progresivamente su espesor.

En la localidad de subsuelo de Lomita Sur, las condiciones del sistema parecen ser similares a las observadas en Loma La Torre. Dado que ambas localidades se encuentran a una latitud similar, se infiere que el Sistema Eólico Troncoso tuvo poca variabilidad en sentido este-oeste. Sin embargo, no se descarta encontrar una variabilidad importante en sentido norte-sur para la región de subsuelo, de forma similar a lo observado en afloramiento. De esta manera, este esquema regional debería tenerse en cuenta para analizar los depósitos relacionados al Sistema Eólico Troncoso en sectores meridionales de la región de subsuelo, como por ejemplo el área de El Trapial.

4.6.4. Etapa de inundación marina

El Intervalo IV representa la última etapa de acumulación en el Miembro Troncoso Inferior en la región, y se destaca por la resedimentación de arena, originalmente eólica, en un sistema marino. Este sistema se establece en la región como parte de un mar epicontinental proveniente del océano proto-Pacífico, desarrollado como resultado de un evento transgresivo, que eventualmente provoca la acumulación de las evaporitas del Miembro Troncoso Superior. En este sentido, la superficie neta en la base del Intervalo IV evidentemente representa una superficie transgresiva. Por otro lado, un conjunto de características del Intervalo III, indican que dicha transgresión fue muy rápida, instantánea en tiempos geológicos, y que el Sistema Eólico Troncoso no parece haber estado relacionado a las condiciones de un cortejo transgresivo, de acuerdo con la interpretación de Veiga et al. (2005). Las condiciones del Intervalo III que apoyan esta interpretación son: (1) la falta de una secuencia de aumento de la humedad hacia el tope en el Intervalo III; y (2) la tendencia de mayor humedad en el sistema eólico hacia el sur, en relación a que las transgresiones desde el océano proto-Pacífico a lo largo de la historia de la cuenca provienen desde el norte o noroeste. Por su parte, el sistema marino que acumuló el Intervalo IV, estuvo dominado por procesos de oleaje, provocando la desestabilización y redepositación de los sectores superiores de las dunas debido a la saturación con agua de las mismas y por el efecto del oleaje. Finalmente, la superficie en el tope del Intervalo IV marca una nueva superficie transgresiva y el cambio en las condiciones del sistema marino, dando paso a la acumulación de evaporitas del Miembro Troncoso Superior.

4.7. CONTROLES SOBRE LA GENERACIÓN DEL REGISTRO EÓLICO








4.7.1. Tendencia general aridizante

A lo largo de la evolución de los sistemas de acumulación del Miembro Troncoso Inferior en el área de estudio, el pasaje gradual desde sistemas fluviales hasta un sistema eólico regional, a través de una etapa de transición, se podría vincular a un contexto climático en transición hacia

condiciones paulatinamente más áridas (propuesto por Veiga et al., 2005). Debido a la desconexión de la cuenca con el océano proto-Pacífico, la influencia de un nivel de base controlado por movimientos de una línea de costa se puede descartar para explicar los cambios en los sistemas sedimentarios para la unidad de estudio. En este sentido, una disminución en la intensidad de las precipitaciones y de la humedad habría provocado una disminución en la energía y la actividad de los cursos fluviales y el descenso relativo del nivel freático, que eventualmente permitió el movimiento y la acumulación de arena por el viento. Las causas de esta aridización son discutidas por Veiga et al. (2005), quienes evalúan tanto factores locales, por crecimiento inicial del orógeno andino y la generación de una sombra de lluvia, así como también variaciones climáticas globales. Debido a que posteriormente a este intervalo no se reestablecen condiciones marinas normales en la cuenca provenientes del proto-Pacífico, la primera opción es tomada como la más probable por dichos autores. Dentro de este contexto general aridizante aplicable a la totalidad del cortejo de mar bajo y teniendo en cuenta el análisis secuencial de los depósitos eólicos (Kocurek, 1999; Kocurek y Havholm, 1993), podemos discutir el juego de posibles parámetros de control sobre las etapas de construcción, acumulación y preservación en los pequeños campos de dunas locales de la etapa de transición y del Sistema Eólico Troncoso.

4.7.2. Parámetros de control sobre depósitos eólicos previos al Sistema Eólico Troncoso y sobre la superficie de *sand drift*

En base a la información obtenida, se sugiere que la construcción de los mantos y campos de dunas eólicos locales durante la etapa de transición, podría haber comenzado con un aporte de sedimentos tanto contemporáneo como atrasado (Kocurek, 1999) (Fig. 4.29). Dicha construcción habría estado limitada inicialmente por la disponibilidad de sedimento, debido a la actividad de sistemas fluviales contemporáneos y probablemente también, hacia el final de la construcción, por la capacidad de transporte del viento. Estas interpretaciones se basan, primero, en la presencia de la asociación de facies de interacción fluvioeólica durante esta etapa; segundo, en que el límite inferior de las asociaciones de facies eólicas generalmente no se da como una superficie neta sino como una transición sin evidencias de procesos de deflación generalizada; y finalmente, en que dentro de la asociación de facies eólica se suele observar un tendencia al aumento de la disponibilidad de arena hacia el tope (como en el caso del sector oeste de Loma La Torre). En este sentido, el conjunto de asociaciones de facies depositadas durante la etapa de transición indican que corrientes fluviales estaban aportando suministro de sedimento (Estado S; Fig. 4.29) al sistema de interacción al mismo tiempo que se producía una acumulación eólica. Debido a las características locales de las acumulaciones eólicas, la gran mayoría del aporte de arena al principio de la construcción probablemente haya provenido de

REFERENCIAS				
Asociaciones de facies (A.F.)				
				
Fluvial	Fluvial distal o barreal	Interacción fluvioeólica	Eólica	Marina
Estados sedimentarios				
S_{AL}	Generación de suministro - Limitado por disponibilidad	CLI_{TL}	Aporte contemporáneo y atrasado Limitado por transporte	 Construcción eólica
CI_{AL}	Aporte contemporáneo Limitado por disponibilidad	LI_{AL}	Aporte atrasado Limitado por disponibilidad	 Generación de suministro
		LI_{TL}	Aporte atrasado Limitado por transporte	

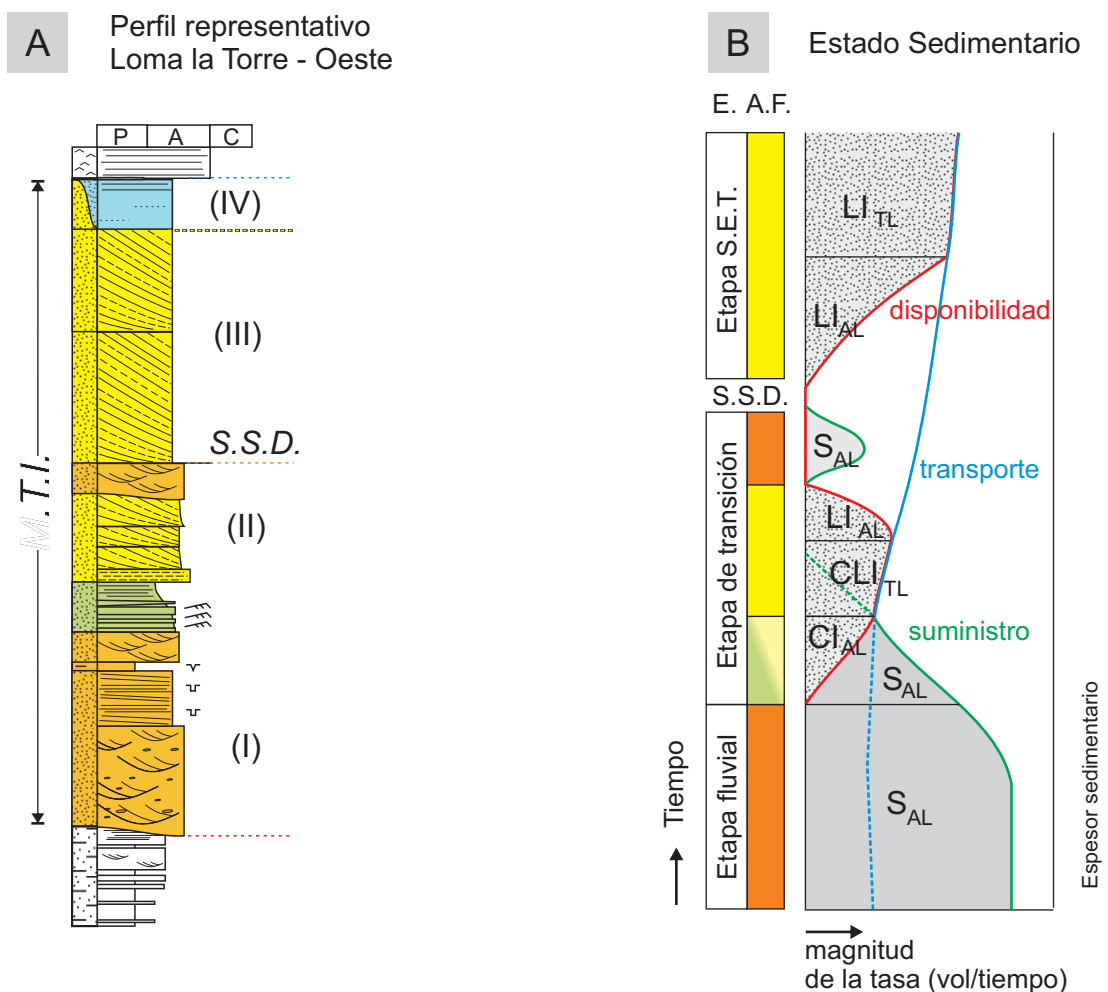


Figura 4.29 Controles inferidos sobre la etapa de construcción del registro eólico del Miembro Troncoso Inferior. A) Perfil representativo de la Localidad de Loma La Torre Oeste. B) Modelo de los controles sobre la etapa construcción para el Sistema Eólico Troncoso y para los depósitos eólicos previos. S.S.D.: superficie de *sand drift*. S.E.T.: Sistema Eólico Troncoso. A.F.: Asociaciones de facies. M.T.I.: Miembro Troncoso Inferior. Intervalos de acumulación entre paréntesis.

este aporte contemporáneo (Estado CI; Fig. 4.29). De esta forma, aún si las características generales del sistema indican un suministro o disponibilidad de arena limitado (cuerpos de mantos de arena, cuerpos de dunas de pequeña escala, selección moderada), no hay evidencias de deflación generalizada durante la etapa de transición que sugieran un aporte atrasado importante. A medida que avanzaron las condiciones de aridización, en algunos sectores se desarrollaron pequeños dominios de acumulación eólica, como mantos de arena o pequeños campos de dunas, en los cuales el suministro posiblemente contemporáneo se fue mezclando con suministro atrasado (*contemporaneous and lagged influx*; estado CLI; Fig. 4.29), debido a la menor actividad de corrientes fluviales y a la mayor disponibilidad de arena por condiciones de aridez. En el pequeño campo de dunas preservado en el oeste de localidad de Loma La Torre durante la etapa de transición, se puede inferir un aumento gradual de la disponibilidad de arena libre para generar primero mantos de arena y formas de escaso relieve, y finalmente dunas, mejorando además la selección granulométrica hacia el tope. Es probable entonces que la construcción de estos sistemas haya estado limitada al principio por la disponibilidad de arena en función de la actividad de sistemas fluviales y más adelante únicamente por la capacidad de transporte del viento (Kocurek, 1999; Kocurek y Lancaster, 1999). La etapa de acumulación debe ser considerada en función de su relación o no con el nivel freático. Aunque estos depósitos son locales y variables regionalmente, en general sugieren condiciones secas que se desarrollan a partir de ambientes de interacción fluvioeólica pero donde no hay una relación evidente con el nivel freático. Por lo tanto, la acumulación de los mismos probablemente se dio en base a condiciones aerodinámicas y aportes de arena relativamente locales. En este sentido, es esperable que estos pequeños dominios de acumulación eólica se relacionen espacialmente a los sectores de incisión fluvial ya que en estos sectores se disponía de un mayor suministro de arena.

La acumulación de depósitos eólicos en la etapa de transición termina abruptamente con el desarrollo de una superficie de inundación, relacionada a una reactivación de canales fluviales hacia fines de la etapa de transición (Estado S; Fig. 4.29), o bien por el desarrollo de la superficie de *sand drift*. En ambos casos podemos decir que estos campos de dunas locales dejaron de acumular y sufrieron una erosión parcial, ya que no existen indicaciones de morfología eólica preservada. Como se analizó anteriormente, existen evidencias para sugerir que la superficie de *sand drift* se generó por procesos de deflación que llegaron a actuar cerca del nivel freático (Fig. 4.23), posiblemente siendo este último el límite de su acción. Esta etapa de deflación sería simultánea o posterior al desarrollo de canales fluviales, ya que la superficie de deflación se desarrolla también por encima de los mismos (Fig. 4.23). Como se analizó anteriormente, tanto la incursión de canales fluviales como el desarrollo de la superficie de *sand drift* se pueden relacionar a un aumento de la humedad en la región. Un cambio en la humedad del ambiente no solo habría provocado la reactivación de los cursos fluviales en la región, sino que también habría

provocado una disminución drástica en la disponibilidad del sedimento que puede ser tomado por el viento, pasando este último a un estado subsaturado. Un escenario de deflación por falta de suministro, y no por falta de disponibilidad, de arena es improbable ya que un cuantioso suministro, eventualmente utilizado en la construcción del Sistema Eólico Troncoso, ya habría sido generado durante la etapa fluvial. Finalmente, ya que la mayoría de los depósitos eólicos indican condiciones secas hacia el tope, se observa un claro aumento relativo del nivel freático hasta la posición de la superficie de *sand drift*, formando una evidencia más que se puede relacionar a un aumento de la humedad del ambiente (Fig. 4.29B).

La preservación de estos depósitos eólicos locales se encuentra íntimamente ligada al ascenso relativo del nivel freático, que sirvió como un límite para la deflación y a su vez para la erosión fluvial. Este sería un factor preponderante para explicar la distribución de estos depósitos, siempre ligada a los sectores de incisión y relleno fluvial del Intervalo I. Aunque la construcción eólica pudo haberse expandido por fuera de estas áreas, los depósitos de estos sistemas eólicos locales solo se habrían preservado en zonas bajas, dentro de los valles labrados por acción fluvial previa, donde el nivel freático sirvió como límite inferior a distintos procesos erosivos.

4.7.3. Parámetros de control sobre el registro del Sistema Eólico Troncoso

El Sistema Eólico Troncoso **se construye** sobre la superficie de *sand drift*. Esta superficie nos indica que la construcción comienza a partir de un contexto de importante capacidad de transporte del viento combinada con una baja disponibilidad de arena. Por lo tanto, inicialmente, la construcción del Sistema Eólico Troncoso debe haber estado limitada por dicha condición de disponibilidad de arena (LI_{AL} ; Fig. 4.29). Estas condiciones evidentemente cambian, permitiendo la construcción un sistema de importante extensión, probablemente limitado por la capacidad de transporte del viento (LI_{TL} ; Fig. 4.29). La construcción por encima de una superficie de deflación regional, y la ausencia de depósitos que se puedan relacionar a corrientes fluviales, sugiere que el aporte de arena de este sistema provenía principalmente de un aporte atrasado, depositado previamente y capturado por este sistema a medida que las condiciones se volvieron nuevamente áridas (*lagged influx*) (Kocurek y Lancaster, 1999).

Las condiciones de **acumulación** de este sistema eólico tienen una importante variabilidad espacial. En el sector noroeste, donde el sistema es seco, queda en evidencia la ausencia de una etapa de acumulación en el sistema dado la prácticamente reducida depositación en la zona de interduna. Por su parte, el sistema se hace gradualmente intermedio a húmedo hacia el sur, al mismo tiempo que observamos la presencia de una secuencia acumulada cada vez mayor en la zona de interduna. Evidentemente la vinculación de estas dos variables, comúnmente independientes entre sí, se debe a que un cambio del tipo de sistema provoca un cambio en los parámetros que controlan la acumulación (Kocurek y Havholm, 1993).

En este sistema, parecen no estar dadas las condiciones para la acumulación desde el punto de vista aerodinámico (único control en un sistema seco). Sin embargo, en las zonas húmedas, el ascenso del nivel freático permite acumular una secuencia. Por lo tanto, resulta notable como el cambio de las condiciones de humedad a lo largo de un mismo sistema puede influir en que se acumule una secuencia o que por el contrario se produzca *bypass*. En este sentido se podría argumentar que si el sistema eólico no hubiese sido húmedo al sur, no se habría acumulado una secuencia en ese sector.

Por último, la **preservación** del registro del Sistema Eólico Troncoso está íntimamente relacionada a la transgresión marina relacionada a la depositación del Miembro Troncoso Superior. En el sector noroeste, por ejemplo, la transgresión permite la preservación de las formas de lecho, aunque no haya ocurrido acumulación. En el sur por otro lado, se preserva una secuencia en un contexto de reducido espacio de acomodación en el margen de la cuña de mar bajo, por lo que, sin la transgresión, su potencial de preservación hubiese sido muy bajo.

ESCALA LOCAL

Los resultados del capítulo anterior permitieron determinar los límites del intervalo que representa el registro del Sistema Eólico Troncoso. Quedan en evidencia, además, los importantes cambios de espesor de este intervalo, que se relacionan en gran medida a la preservación de la morfología eólica final de un sistema de dunas. El análisis de esta morfología puede proveer una gran cantidad de información sobre las características del sistema eólico y los controles a los que estaba sujeto. Sin embargo, para poder analizar dicha morfología es necesario trabajar a otra escala, con una densidad de información mayor en comparación al capítulo anterior. En este contexto se desarrolla el concepto que en este trabajo se denomina “escala local”, y cuyo **objetivo específico** es caracterizar la morfología eólica preservada en el registro del Sistema Eólico Troncoso, y establecer y analizar los tipos de formas de lecho presentes.

Para cumplir este objetivo se seleccionaron dos localidades, una de afloramiento y otra de subsuelo, donde se llevó a cabo una caracterización cuantificada de la morfología eólica preservada. En ambos casos se siguió una metodología similar, adaptada a las particularidades de las fuentes de información en cada caso (capítulo 3), que apuntó a generar un modelo tridimensional del intervalo que pudiera ser caracterizado cuantitativamente. Para ello se definió un marco estratigráfico para el modelo, en función del objetivo y de los resultados del capítulo anterior, se relevaron las superficies de dicho marco en el campo, y se reconstruyeron los intervalos de manera digital para finalmente poder caracterizar la geometría de los mismos. Posteriormente, se buscaron análogos modernos de morfometría similar a las reconstrucciones obtenidas para comprender mejor los controles sobre su desarrollo. Finalmente, se compararon los resultados obtenidos con observaciones de la morfología en otras localidades donde no se efectuó un estudio detallado a escala local.

5.1. MARCO ESTRATIGRÁFICO PARA MODELIZACIÓN

La estratigrafía del intervalo analizada en el capítulo anterior, permitió elaborar un marco estratigráfico para la reconstrucción precisa del Intervalo III, el registro del Sistema Eólico

Troncoso, a escala local. Este esquema es utilizado para ambas localidades donde se llevó a cabo el estudio cuantitativo a esta escala. Se separaron de esta manera 3 zonas (A-C) dentro del Miembro Troncoso Inferior, de marcada diferencia en su estilo de heterogeneidad sedimentaria, separadas por 4 superficies (S1-S4) de significado secuencial importante (Fig. 5.1). Una quinta superficie, denominada S0, se agregó como *datum* horizontal local, y hace referencia al tope de un estrato de rampa de *offshore* en el Miembro Agua de La Mula de la Formación Agrio, algunas decenas de metros por debajo del intervalo de estudio. La Superficie S1 representa el límite de secuencia que coincide con la base del Miembro Troncoso Inferior. La Zona A comprende la totalidad del Intervalo I junto a la totalidad del Intervalo II, siendo el límite superior de la misma la Superficie S2, que coincide con la superficie de *sand drift* observada a lo largo de toda la zona de estudio de afloramiento (Figs. 4.22, 4.23, 4.28). La Zona B representa el Intervalo III, el registro del Sistema Eólico Troncoso, cuya base está representada por la superficie de *sand drift* y cuyo tope está marcado por la Superficie S3, que representa la superficie transgresiva que separa las facies eólicas del Intervalo III de las facies de retrabajo marino. Finalmente, la asociación de facies de retrabajo marino conforma la Zona C, limitada en su tope por la Superficie S4 que representa una segunda superficie transgresiva, separando las areniscas del Miembro Troncoso Inferior de las evaporitas del Miembro Troncoso Superior. En muchos casos, las superficies del marco estratigráfico pueden coincidir, ya que como se mencionó anteriormente, los intervalos que conforman las zonas son en general discontinuos y pueden acuñarse totalmente en distancias muy cortas.

5.2. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

5.2.1. Descripción de la geometría de las superficies mapeadas

El modelo de los afloramientos de la localidad de Loma La Torre (Fig. 5.2) se construyó en base a una nube de más de 500 puntos distribuidos a lo largo de una sección de aproximadamente 7 km de largo por un ancho variable de centenares de metros (Fig. 5.3). Estos puntos provienen del relevamiento del sector a partir de distintas herramientas y representan la posición de exposición de determinada superficie del marco estratigráfico (capítulo 3). Asimismo, se relevó un total de 23 perfiles en esta localidad. Por interpolación entre los puntos relevados se construyeron los mapas estructurales, o de profundidad, de las superficies en el modelo deformado (modelo que conserva la deformación actual; capítulo 3) y cuya geometría se analiza a continuación.

La Superficie S0 (Fig. 5.4A) muestra una forma muy regular inclinando hacia el sur, con las líneas de isoelevación formando un arco amplio a lo largo de la localidad. Por el contrario, la Superficie S1 (Fig. 5.5A) es mucho más irregular, aunque la forma general a lo largo de la

MARCO ESTRATIGRÁFICO PARA MODELADO

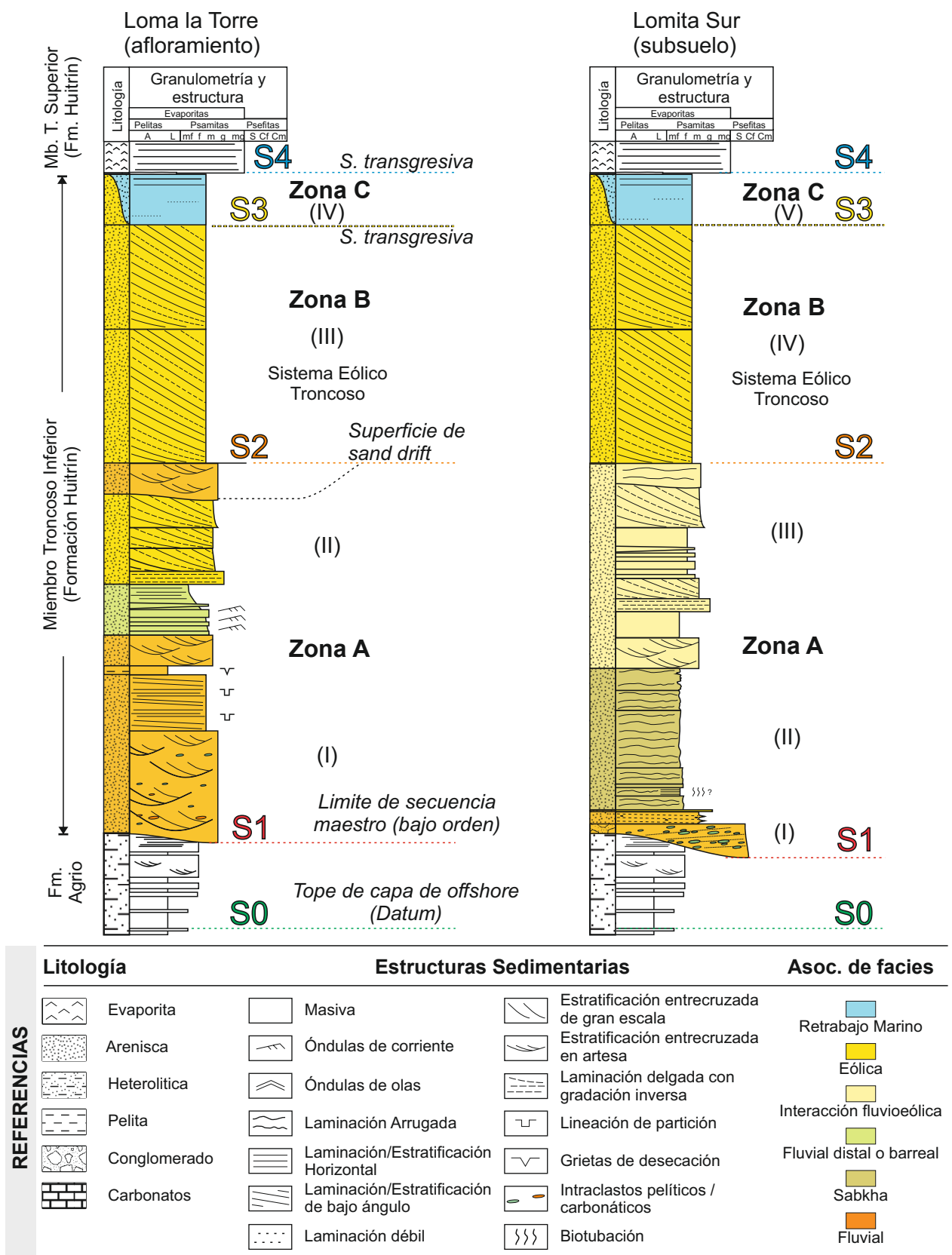


Figura 5.1. Marco estratigráfico para modelado del Sistema Eólico Truncoso. Se muestran dos columnas representativas de la variabilidad vertical de facies y asociaciones de facies en las localidades de afloramiento (Loma la Torre) y subsuelo (Lomita Sur). Se marca entre paréntesis los intervalos estratigráficos definidos en el capítulo 4, las 5 superficies (S0 a S4) y las 3 zonas delimitadas para la modelización del intervalo eólico. También se muestra la interpretación del significado estratigráfico de dichas superficies.

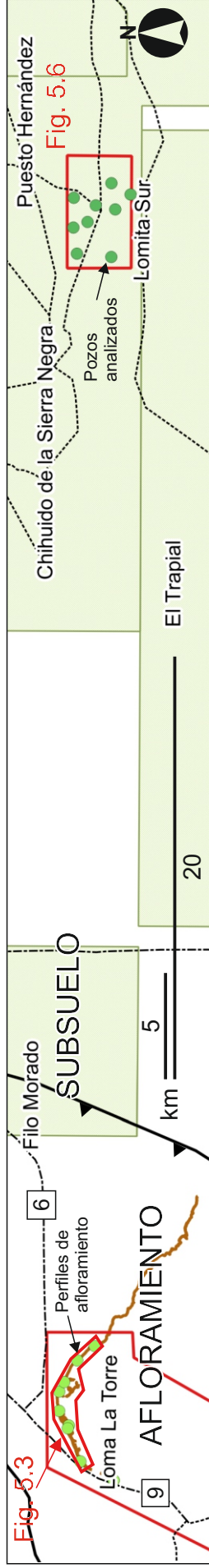


Figura 5.2. Ubicación de las localidades seleccionadas para caracterización cuantitativa a escala local en afloramiento y de subsuelo. Ubicación regional en Fig. 3.3.

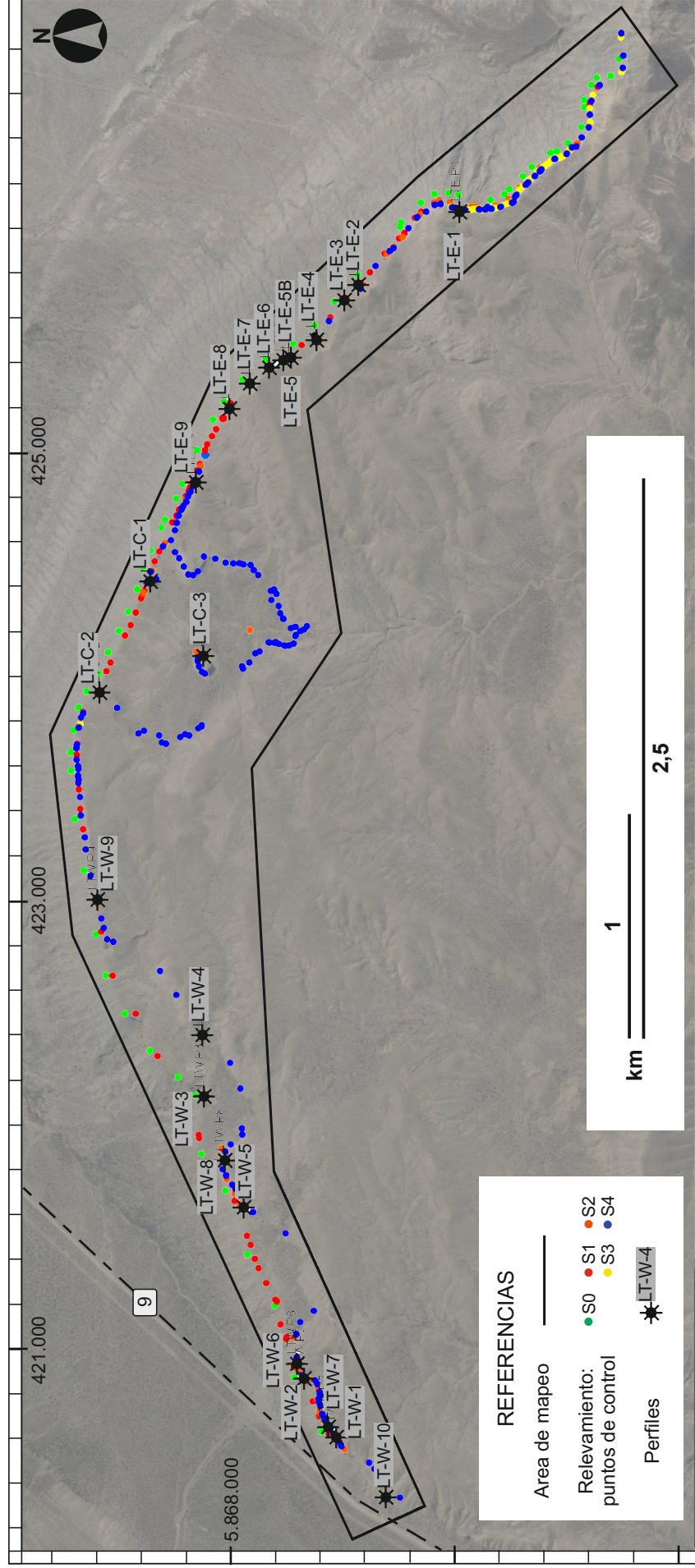


Figura 5.3. Localidad de Loma La Torre. Se detalla el área seleccionada para mapeo, y el resultado del relevamiento de las superficies del marco estratégico, representados por la nube de puntos de control y los perfiles sedimentarios (ver texto).

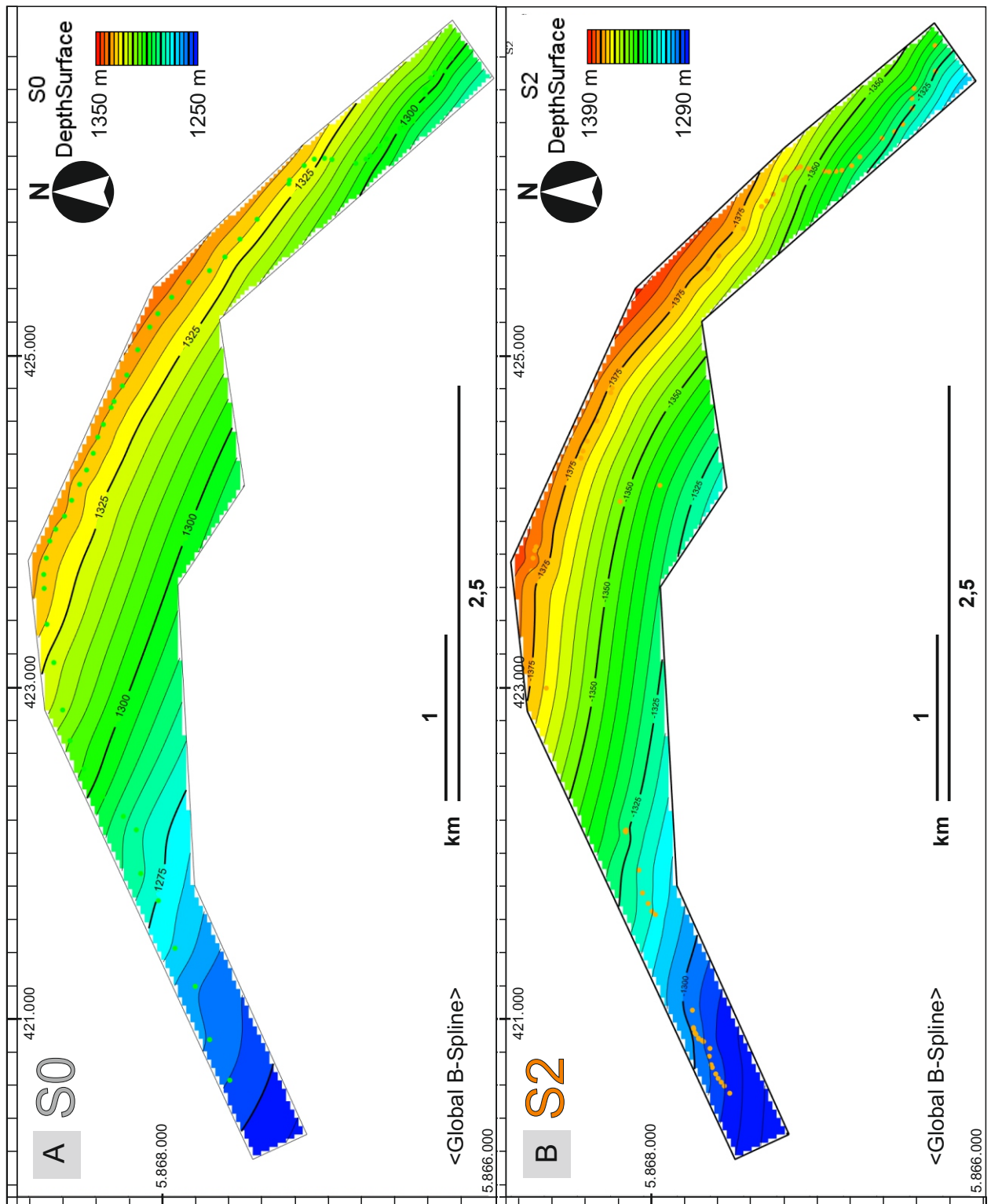


Figura 5.4. Resultados de la reconstrucción de superficies del marco estratigráfico en el modelo de Loma La Torre, por interpolación de los datos de la nube de puntos (Fig. 5.3). A) Mapa de elevación de la superficie S0, en metros sobre nivel del mar, representando el tope de un estrato de facies de rampa de *offshore* del Miembro Agua de la Mula, Fm. Agrio (Spalletti et al. 2001). Su función es servir de *datum* para el resto del modelo. B) Mapa de elevación de la superficie S2, en metros sobre nivel del mar, representando la superficie de *sand drift* que marca la base del Sistema Eólico Troncoso. Se destaca la regularidad y similitud de la forma de ambas superficies.

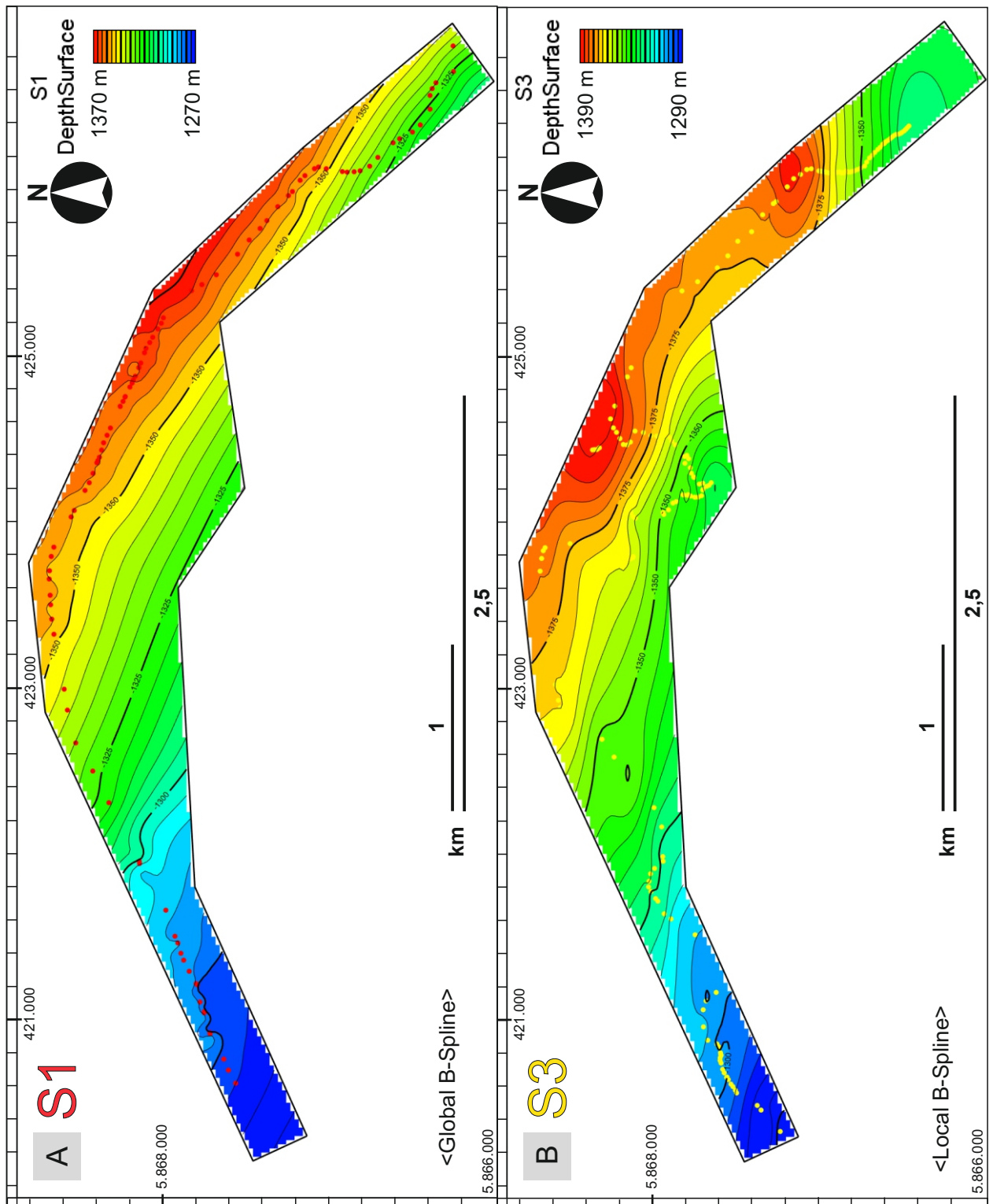


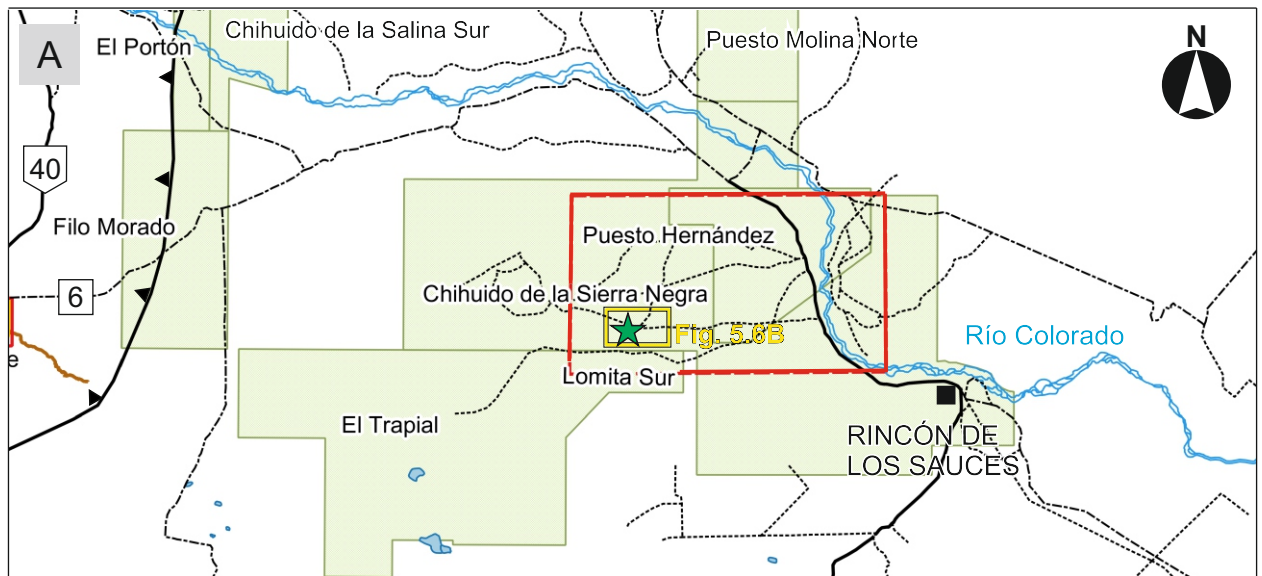
Figura 5.5. Resultados de la reconstrucción de superficies del marco estratigráfico en el modelo de Loma La Torre, por interpolación de los datos de la nube de puntos (Figura 5.2B). A) Mapa de elevación de la superficie S1, en metros sobre nivel del mar, representando la base del Miembro Troncoso Inferior (límite de secuencia maestro de bajo orden). B) Mapa de elevación de la superficie S3, en metros sobre nivel del mar, representando la superficie transgresiva que separa las facies eólicas de las facies de retrabajo marino o directamente de las facies evaporíticas del Miembro Troncoso Superior. Estas superficies se destacan por una forma con mucho mayor relieve e irregularidades, en comparación con S0 y S2 (Fig. 5.4).

localidad es similar a la descrita para la Superficie S0. La Superficie S2, por su parte, muestra una morfología muy similar a la Superficie S0, exceptuando irregularidades locales de pequeña escala (Fig. 5.4B). Finalmente, las Superficies S3 (Fig. 5.5B) y S4, muy similares entre sí, muestran una morfología regular pero distinta y mucho más abrupta que la de las anteriores superficies, superpuesta a la forma general descrita para la Superficie S0 y S2, que a primera vista no resulta evidente.

El modelo de subsuelo, en la localidad de Lomita Sur (Fig. 5.6), se desarrolló en un área de aproximadamente 12 km² (3 x 4 km). En el contexto de subsuelo, algunas superficies pueden ser identificadas con mucha mayor facilidad que otras, por lo que la densidad de información para cada superficie varía drásticamente (Fig. 5.7). De forma muy similar al caso de Loma La Torre, la Superficie S0, dentro de la Formación Agrio, tiene una expresión muy plana inclinándose hacia el SE (Fig. 5.7A), mientras que la Superficie S1 (Fig. 5.7B) no tiene una expresión tan definida y posiblemente tiene un relieve más complejo. La Superficie S2 se mapeó en solo 4 pozos donde se identificó en testigos corona (Figs. 5.6, 5.7C). Esta superficie fue marcada en base a la correlación de los últimos depósitos con características húmedas dentro del intervalo, por analogía al caso de estudio de afloramiento. La interpolación de la Superficie S2 forma un plano muy regular, esto puede deberse a su baja densidad de muestreo, o bien a la geometría plana de dicha superficie, como se observó en afloramiento. Por su parte, la Superficie S3 no fue mapeada debido a que no pudo ser identificada de manera convincente sin la observación en testigos corona. Por el contrario, la Superficie S4 es fácilmente identificable en los registros de pozo por el contraste litológico que representa y su densidad de mapeo es muy alta, de alrededor de 60 pozos, dando como resultado una superficie muy irregular (Fig. 5.7D). Debido a que la Superficie S3 es muy difícil de identificar en el subsuelo, se definió una misma zona entre las Superficies S2 y S4, formando la Zona BC. Ya que el espesor de la Zona C observado en afloramiento es generalmente inferior al metro, teniendo en cuenta algunas consideraciones, se puede considerar a la Zona BC como el registro del Sistema Eólico Troncoso.

5.2.2. Interpretación elemental de la geometría de las superficies

En el modelo de Loma La Torre, dado que la Superficie S0 representa el tope de un estrato de rampa de *offshore* (Spalletti et al., 2000), la inclinación original de la misma debe haber sido muy inferior a 1°. Podemos considerar entonces que la disposición actual observada para esta superficie se debe a la deformación tectónica de la secuencia en esta localidad. En base a esta suposición, y gracias a la extensión del modelo, podemos decir que la geometría de la Superficie S0 indica la presencia de una estructura sinclinal muy abierta, cuyo eje inclina apenas unos 5° hacia el sur (N185°). Esto es compatible con la geología del área, según la cartografía geológica disponible para la región (Holmberg, 1976; Spalletti et al., 2000). Si comparamos a la



REFERENCIAS

Fig. 5.6A

- Campos de subsuelo
- Área de trabajo regional
- Área de trabajo local
- ★ Área de trabajo de detalle
- Cursos de agua
- Camino pavimentado
- Camino consolidado / tierra
- Ciudad

Fig. 5.6B

- Registro de pozo + testigo corona
- Registro de pozo

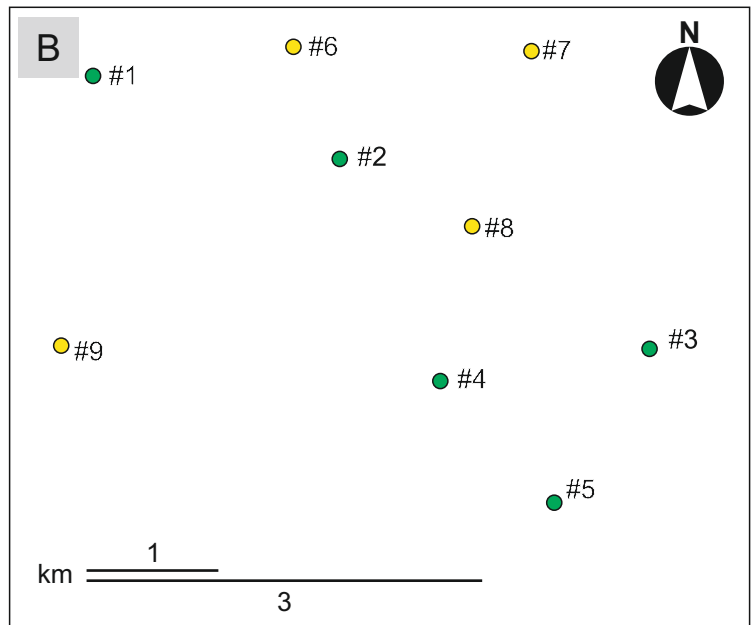


Figura 5.6. Localidad de Lomita Sur. A) Contexto de la localidad en la region de subsuelo. B) Area de mapeo y pozos analizados, diferenciados por el tipo de informacion disponible. También se contó con la cota del contacto entre los Miembros Troncoso Inferior y Troncoso Superior en gran parte de los pozos del area mapeada, proporcionando una base de datos importante para el mapeo de la superficie S4 (Fig. 5.7D).

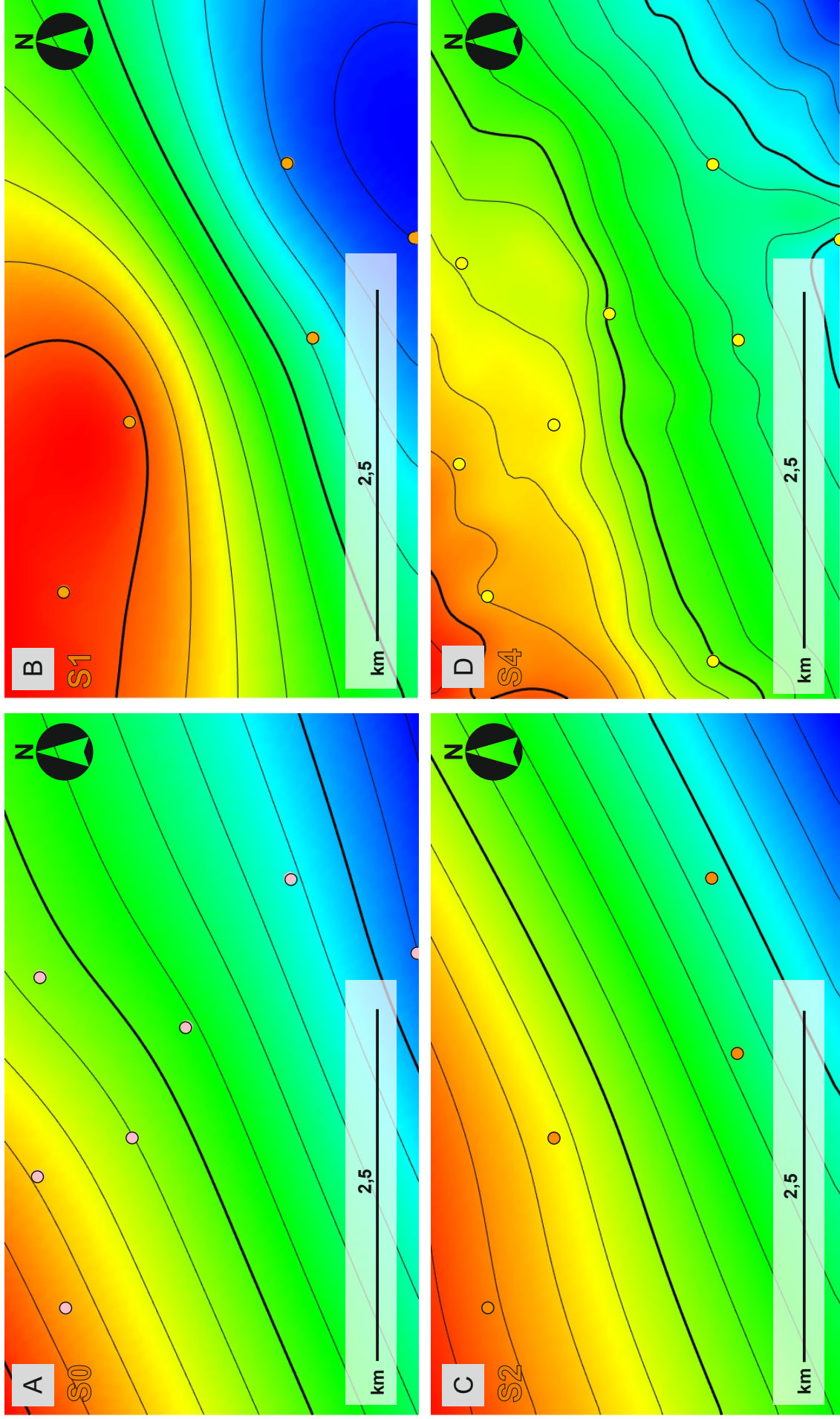


Figura 5.7. Reconstrucción de superficies en el modelo de Lomita Sur. En todos los mapas las líneas de isoprofundidad marcan diferencias de 10 metros, con una línea de trazo gruesa cada 50 m. Los colores calidos indican menor profundidad mientras que los fríos indican mayor profundidad. A) Mapa de profundidad de la superficie S0. B) Mapa de profundidad de la superficie S1. C) Mapa de profundidad de la superficie S2. D) Mapa de profundidad de la superficie S4.

Superficie S0 con la Superficie S2 (Fig. 5.4), observamos que sus geometrías son muy similares, lo que indica que esta última era muy cercana a la horizontal al momento de su formación. Esto confirma para este sector las observaciones previas sobre la geometría de la superficie de *sand drift*, y tiene implicancias importantes en la comprensión del sistema, ya que indica que las dunas del Sistema Eólico Troncoso fueron construidas sobre una superficie relativamente plana y subhorizontal. Por otro lado, indica que un mapa de espesor de la Zona B debería ser útil para mostrar la morfología preservada del Sistema Eólico Troncoso. Las irregularidades observadas en la forma de la Superficie S1 en cambio (Fig. 5.5A), evidentemente están relacionadas con el paleorelieve erosivo que generó el límite de secuencia sobre los depósitos marinos previos, y un mapa de espesor de la Zona A debería ser efectivo en mostrar la morfología de los valles incisos. Finalmente, las formas abruptas observadas en las Superficies S3 (Fig. 5.5B) y S4 evidentemente provienen de la preservación de la topografía final de las formas de lecho del Sistema Eólico Troncoso, sobreimpuestas a la deformación tectónica.

Las mismas interpretaciones resultan satisfactorias para explicar la morfología de las superficies mapeadas en la localidad de Lomita Sur (Fig. 5.7). La interpretación de la expresión de la Superficie S0 como resultado de deformación tectónica, encaja dentro del contexto estructural para la zona en el que las capas buzcan hacia el SSE. Por otro lado, si comparamos la expresión de las Superficies S0 y S2, observamos que estas son muy similares, y podemos nuevamente interpretar que la Superficie S2 fue originalmente muy cercana a la horizontal en el momento de su formación. Esto respalda el criterio utilizado para el mapeo de la Superficie S2, sugiriendo que se identificó efectivamente la base del Sistema Eólico Troncoso en el sector o bien una superficie de acumulación dentro del mismo, ya que se trata de depósitos húmedos con una elevación original muy similar. Debido a que por debajo de esta superficie no se observa un sistema eólico bien desarrollado sino más bien un sistema de interacción fluvioeólica, se interpreta a la primera opción como la más acertada y se sugiere que, en similitud con la localidad de afloramiento, en esta localidad el Sistema Eólico Troncoso se construyó sobre una superficie subhorizontal. De esta manera, el significado que cobran los mapas de espesor de las Zonas A y B en el modelo de Loma La Torre también se aplicaría a las Zonas A y BC respectivamente en el modelo de subsuelo.

5.2.3. Caracterización de la morfología eólica preservada en Loma La Torre

En base a las interpretaciones previas, se utilizó el mapa de espesor de la Zona B (Fig. 5.8) para caracterizar la morfología eólica preservada del Sistema Eólico Troncoso. También se utilizó, a modo de referencia, los mapas de profundidad de la Superficie S3 (Fig. 5.9). Todos estos mapas provienen del modelo retrodeformado (capítulo 3). Al observar los resultados de los modelos, es evidente la presencia de dos grandes cordones arenosos donde el intervalo eólico

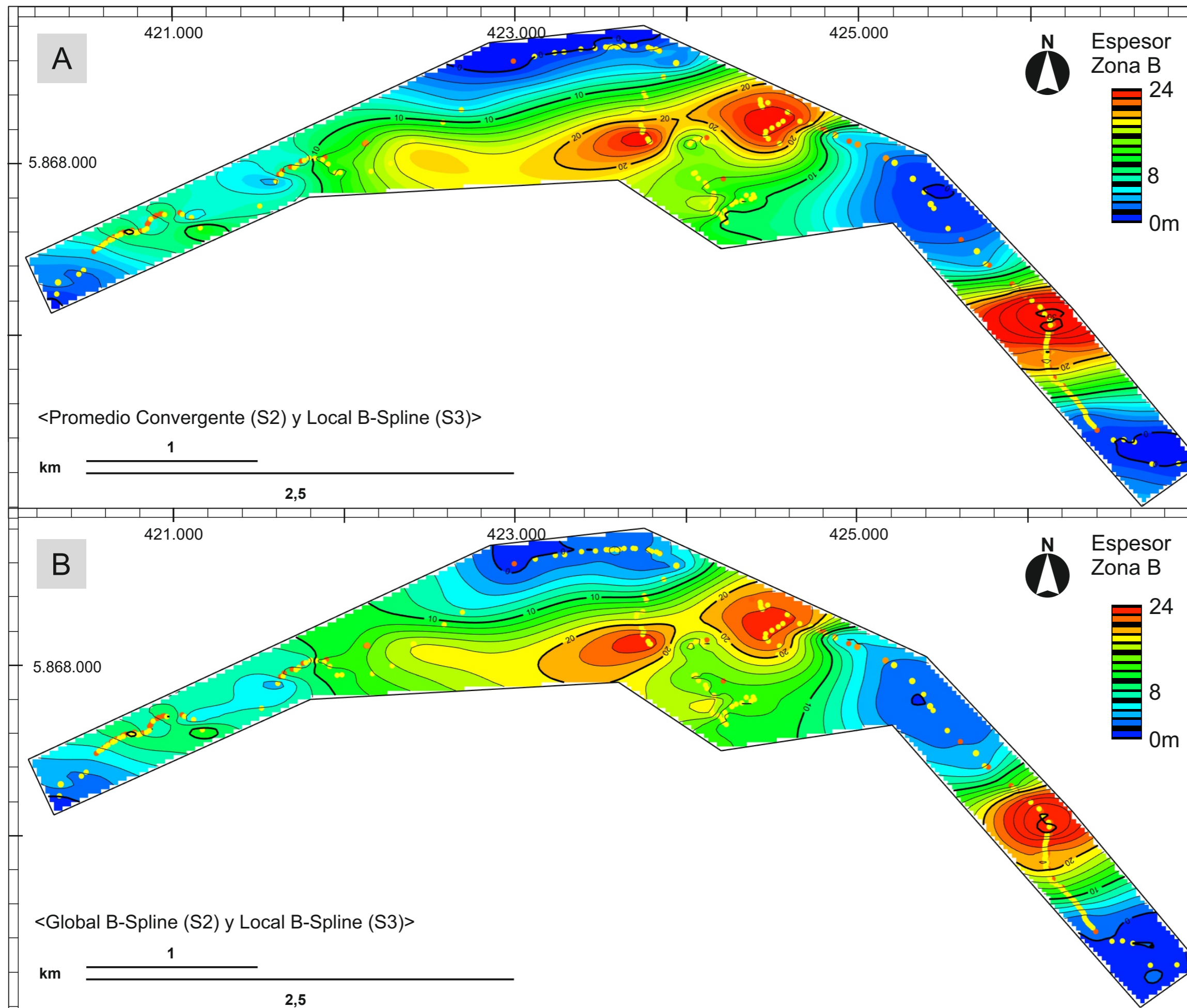


Figura 5.8. Resultados de la reconstrucción del espesor de la zona B (Sistema Eólico Troncoso) para Loma La Torre en la plataforma RMS (ver discusión en el texto). El espesor está calculado en base al método de creación de isocoras en el modelo retrodeformado, por lo que sería equivalente a un mapa de espesor estratigráfico real. A) Mapa de espesor resultante a partir de una superficie S2 reconstruida mediante el algoritmo de promedio convergente. B) Mapa de espesor resultante a partir de una superficie S2 reconstruida mediante el algoritmo Global B-Spline. En ambos mapas la superficie S3 fue reconstruida por el algoritmo Local B-Spline.

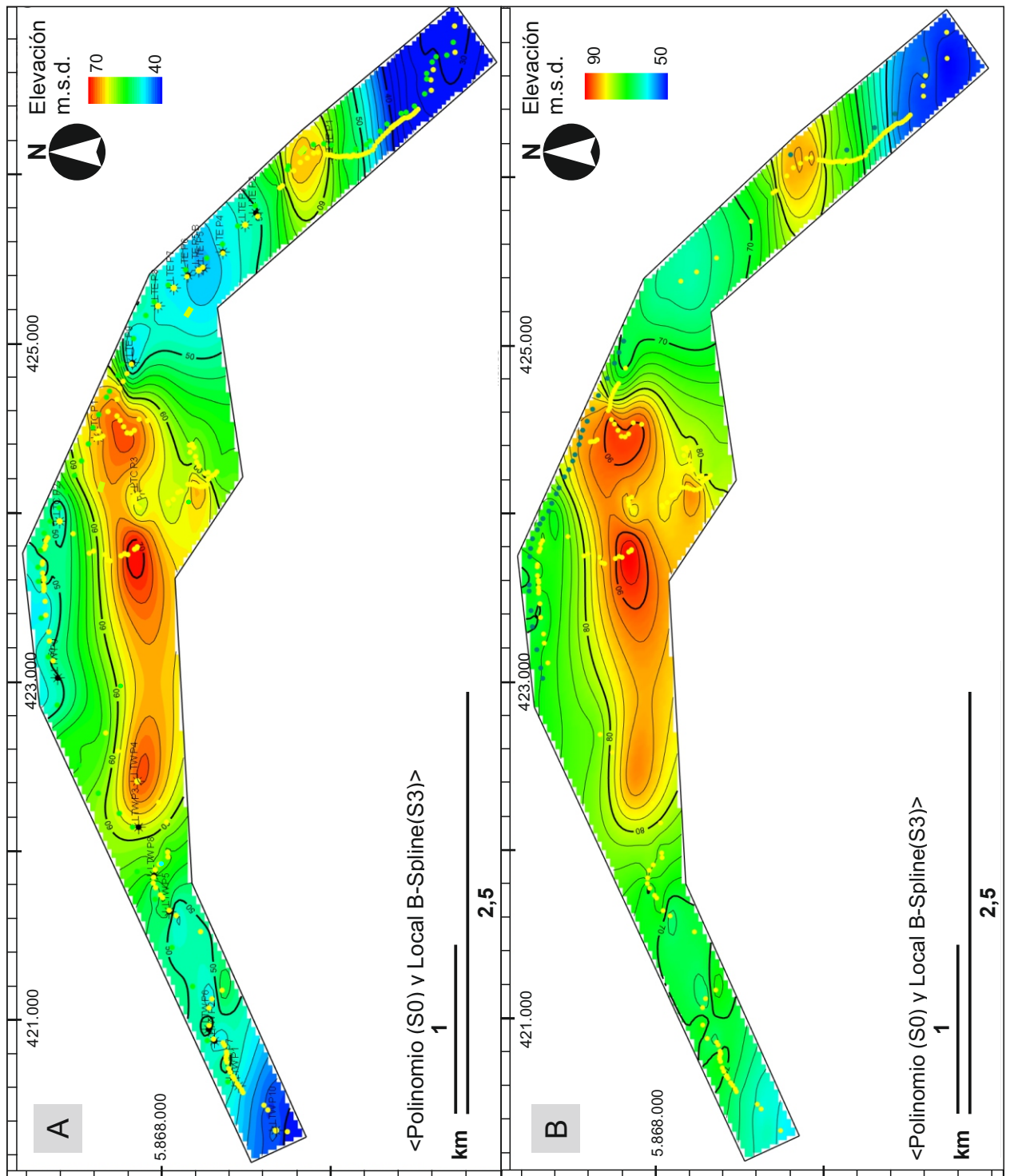


Figura 5.9. Resultados del modelado de la topografía de la superficie S3 respecto a la superficie S0, considerada como *datum* del modelo, originalmente subhorizontal, en la plataforma RMS. Dos estratos de facies *offshore* fueron mapeados como S0A y S0B. En ambos casos la superficie 0 esta interpolada por método de polinomio, mientras que la superficie 3 por Local B-Spline. A) Reconstrucción respecto al S0A. B) Reconstrucción respecto a S0-B, estratigráficamente por encima de S0-A. La elevación en ambas reconstrucciones esta expresada en metros sobre el *datum*.

alcanza espesores de entre 20 y 30 m. Estos cordones representan las formas de lecho de gran escala preservadas en la localidad y como tal se han denominado como sectores de duna. Una de estas dunas se observa al norte de la localidad, cubriendo gran parte de su extensión y denominada Duna Norte, y otra se observa en el extremo sudeste, quedando denominada como Duna Sur. A su vez, estos cordones están rodeados por sectores donde el espesor de la Zona B se reduce a escasos centímetros o directamente no se encuentra presente, que coinciden a su vez con puntos topográficamente deprimidos en las Superficies S3 y S4, y son denominados sectores de interduna. Los cordones de arenisca que forman los sectores de duna muestran una orientación OSO-ENE, orientación mejor caracterizada en la Duna Norte, de la cual se tiene un mayor control tridimensional. Los sectores de mayor elevación y espesor en dichos sectores de duna, fueron denominados como sectores de cresta, y se caracterizan por ser amplios y de tope ligeramente convexo hacia arriba. Dichos sectores de cresta pasan abruptamente a sectores de flanco, donde la Superficie S3 tiene mayor inclinación y forma cóncava hacia arriba. En estos sectores de flanco el espesor de la secuencia disminuye a mayor distancia del sector de cresta, primero abruptamente, luego con menor pendiente hasta alcanzar gradualmente los sectores de interduna. La diferencia entre los denominados sectores de duna e interduna no se limita a variaciones de espesor, sino que también involucra variaciones de facies y cuerpos sedimentarios. En este sentido, hay una correlación muy clara entre altos espesores y cuerpos sedimentarios de duna, y por otro lado entre muy bajos espesores y cuerpos de interduna, de características secas en esta localidad (Fig. 5.10). Dada la necesidad de establecer un límite claro entre ambos sectores para llevar a cabo una caracterización cuantificada, el límite entre los mismos se ha establecido en relación a la facies de arenisca entrecruzada (facies Sx) en los cuerpos de duna. La ausencia de esta facies indica, de manera arbitraria, el comienzo de la zona de interduna (Fig. 5.10) y comúnmente se relaciona a un espesor de la Zona B inferior a un metro.

La medición de la orientación de las crestas fue tomada en la Duna Norte, donde se tiene mayor control tridimensional, y se identifican en al menos tres secciones de una misma cresta (Fig. 5.11). La orientación promedio de los dos tramos que se forman entre las tres crestas es N83°-263°, variando 6° entre la orientación de uno y otro tramo. Usando esta orientación, se extrapolaron los límites entre duna e interduna, permitiendo así realizar mediciones en dirección perpendicular a la orientación de la duna. Este análisis cuantitativo se realizó teniendo en cuenta los análisis morfométricos llevados a cabo en dunas modernas (Al-Masrahy y Mountney, 2013), con algunas diferencias que surgen de las particularidades del caso de estudio (capítulo 3). Los resultados demuestran que la Duna Sur era significativamente más ancha y alta que la Duna Norte. Mientras que la primera tiene 1280 m de ancho y 31 m de altura, la segunda tiene 860 m de ancho y 24 m de altura. Los resultados del índice de simetría, establecido por la relación entre el ancho de los flancos opuestos para cada cordón (1,04 para la Duna Sur y 1,14 para la Duna Norte), indican que ambas formas tienen una sección transversal notablemente simétrica. Aun

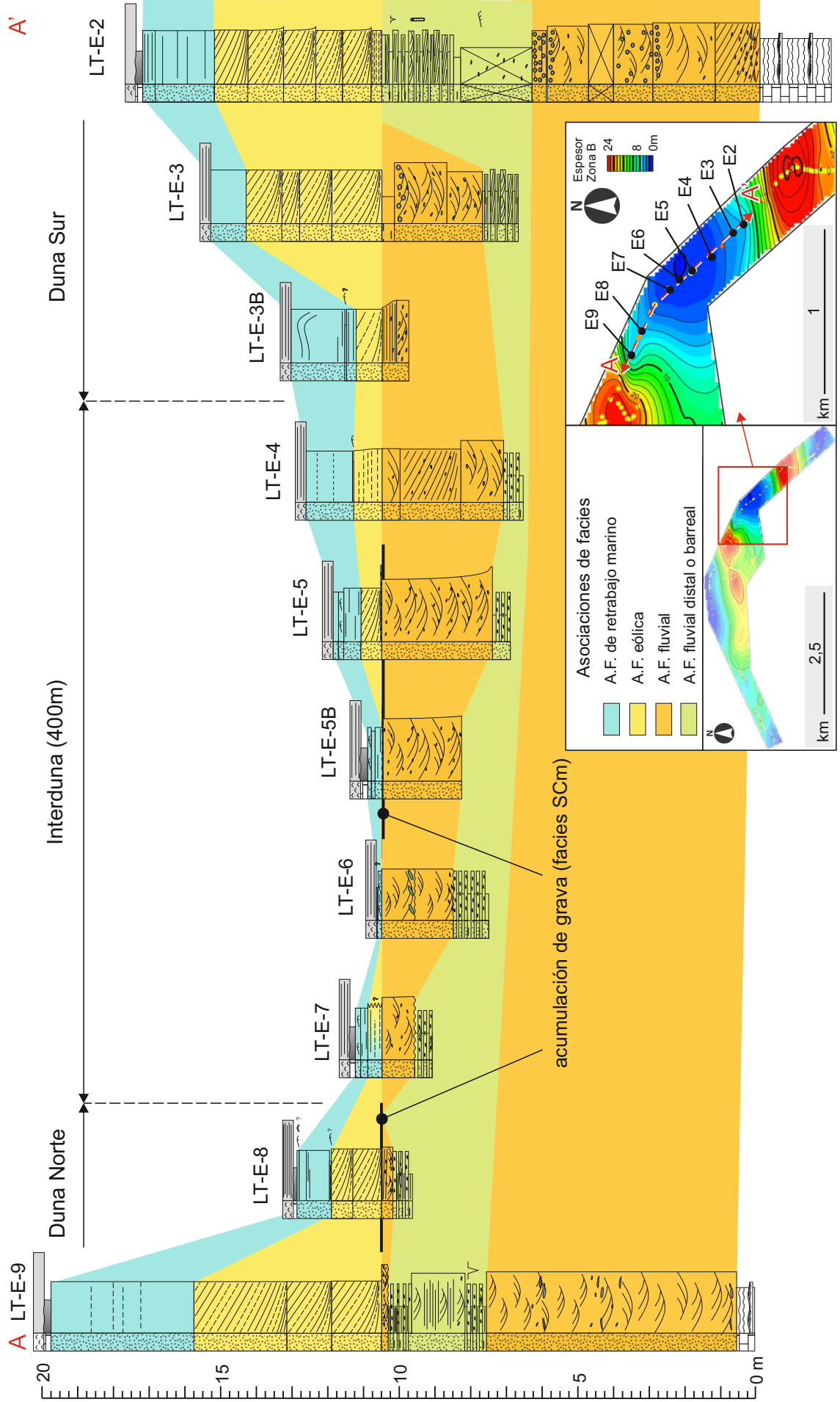
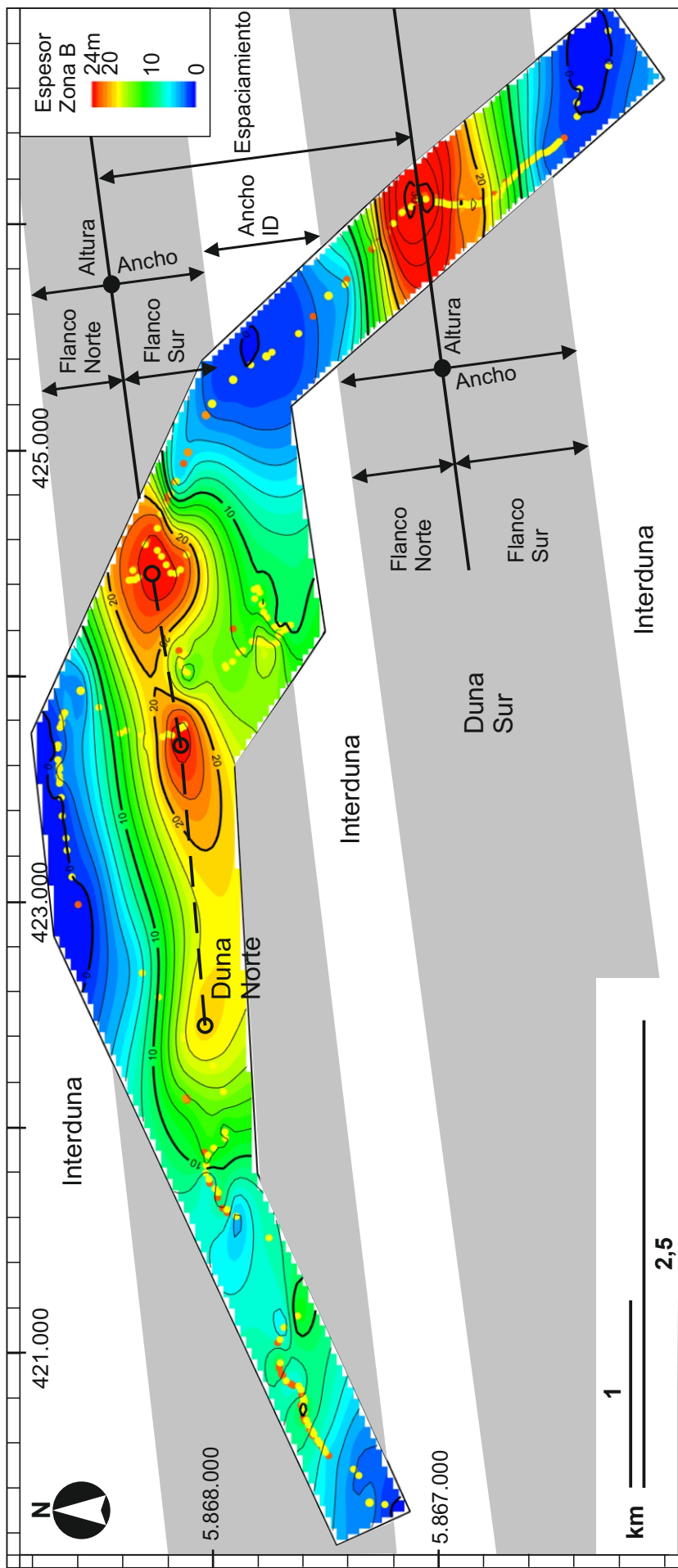


Figura 5.10. Relación entre la variación de espesor y de facies entre los sectores de duna e interduna en Loma La Torre. Referencias de los rasgos representados en los perfiles en la figura 5.1.



Morfometría de las formas de lecho de gran escala

Orientación	Espaciamiento	Ancho (m)	Altura (m)	Simetría
N83°-263° (WSW-ENE)	1450m	860	24	1,04
		1280	31	1,11
		400		

Figura 5.11. Análisis morfométrico de las formas de gran escala del Sistema Eólico Troncoso preservadas en la localidad de Loma La Torre, en base al modelo de espesor la zona B. Los límites entre zonas de duna e interduna se delimitaron en base a la presencia de facies con estratificación entrecruzada (ver figura 5.10) y son proyectados al resto del área de estudio (sombras grises) en base a la orientación promedio de las crestas (ver discusión en el texto). A su vez, la posición de la cresta se utiliza para delimitar los flancos de la forma de lecho, cuya medición de ancho permitió calcular la simetría de las mismas. Finalmente, la altura máxima se calculó entre el espesor máximo de cada duna contra el espesor mínimo del sector de interduna (que en este caso es igual a 0m).

en dichas circunstancias, es destacable que en ambos casos los flancos sur son ligeramente más amplios que los flancos septentrionales. Finalmente, el espaciamiento (distancia entre crestas) es de 1440 m, dejando un ancho de zona de interduna de alrededor de 410 m. Se realizó también una aproximación del espesor de arena equivalente (Wasson y Hyde, 1983) por distintos métodos (capítulo 3). Midiendo este parámetro a lo largo de una longitud de onda entre las crestas de la Duna Norte y la Duna Sur, con la intención de que este valor refleje el espesor equivalente promedio para esta localidad, se obtuvo un valor de 10,3 m. Asimismo, se calculó este mismo parámetro a partir de secciones individuales de los cordones, obteniendo valores de 4,8 m (sección 1 Duna Norte) 8,8 m (sección 2 Duna Norte) y 14,1 m (Duna Sur). El promedio del valor obtenido a partir de estas secciones es apenas menor al valor obtenido entre las dos dunas (9,2 m).

Más allá de los cordones arenosos de gran escala, fácilmente diferenciables en el modelo, también se detectaron formas menores (Fig. 5.12), tanto a simple vista en el afloramiento como en el modelo. Estas formas menores fueron separadas en dos tipos según su magnitud, orientación y posición. Las formas más fácilmente detectables se ubican en las zonas de interduna, tienen un relieve de 1 a 2 m, una sección asimétrica, y parecen estar orientadas subperpendiculares a las formas o cordones mayores (Fig. 5.12B). Un segundo tipo de forma fue detectado sobreimpuesto a las formas mayores, generando relieves de hasta 6 m, y orientados subparalelos a las formas mayores (Fig. 5.12C). Estas últimas formas solo fueron detectadas en el flanco sur de la Duna Norte.

Por su parte, las facies de retrabajo marino, que recubren a las dunas y forman la Zona C, adquieren sus espesores más importantes en los sectores de flanco de los cordones de gran escala, siendo generalmente más potentes en los flancos sur de los mismos (Fig. 5.13). Dicha Zona C está casi ausente en los sectores de cresta, aumenta rápidamente de espesor en los flancos, y alcanza los sectores de interduna con espesores variables, siendo común que superen la extensión de la duna a la que estarían relacionados.

5.2.4. Caracterización de la morfología eólica preservada en Lomita Sur

Al observar el mapa de espesor de la Zona BC en la localidad de Lomita Sur, es notable la presencia de un cordón de forma regular, donde esta zona alcanza espesores de hasta 20 m, en clara dirección este-oeste (Fig. 5.14). De manera similar a las dunas observadas en el modelo de Loma La Torre, este cordón tiene una forma convexa hacia arriba en sus sectores de mayor espesor, disminuye rápidamente de espesor en los flancos, y pasa gradualmente a zonas deprimidas, de bajo espesor de la Zona BC. Se interpreta entonces a este cordón como una de las formas de lecho de mayor escala del sistema, al que denominamos duna, y a los sectores adyacentes de bajo espesor como de interduna. Los sectores de interduna se diferencian

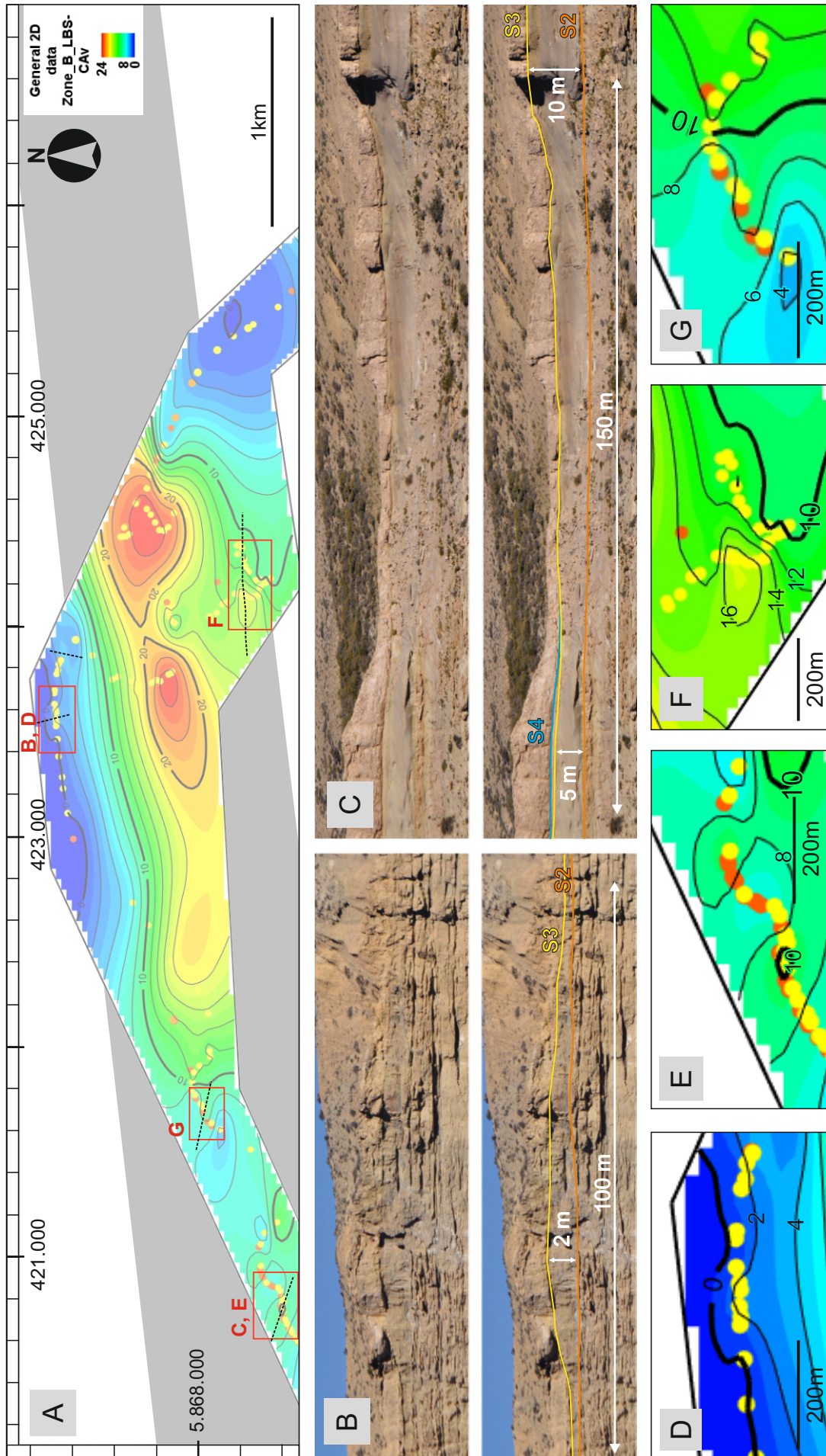


Figura 5.12. Análisis de formas de pequeña escala del Sistema Eólico Troncoso preservadas en la localidad de Loma La Torre, en base al modelo de espesor de la Zona B. A) Mapa de espesor de la Zona B en la Duna Norte, marcando con línea de trazos las crestas de formas menores identificadas. B) Aspecto de una forma de pequeña escala de sector de interduna en el afloramiento (ver discusión en el texto). C) Aspecto de una forma de pequeña escala de sector de duna en afloramiento. D, E, F y G) Detalles del modelo de espesor donde se observa el efecto generado por dichas formas de pequeña escala.

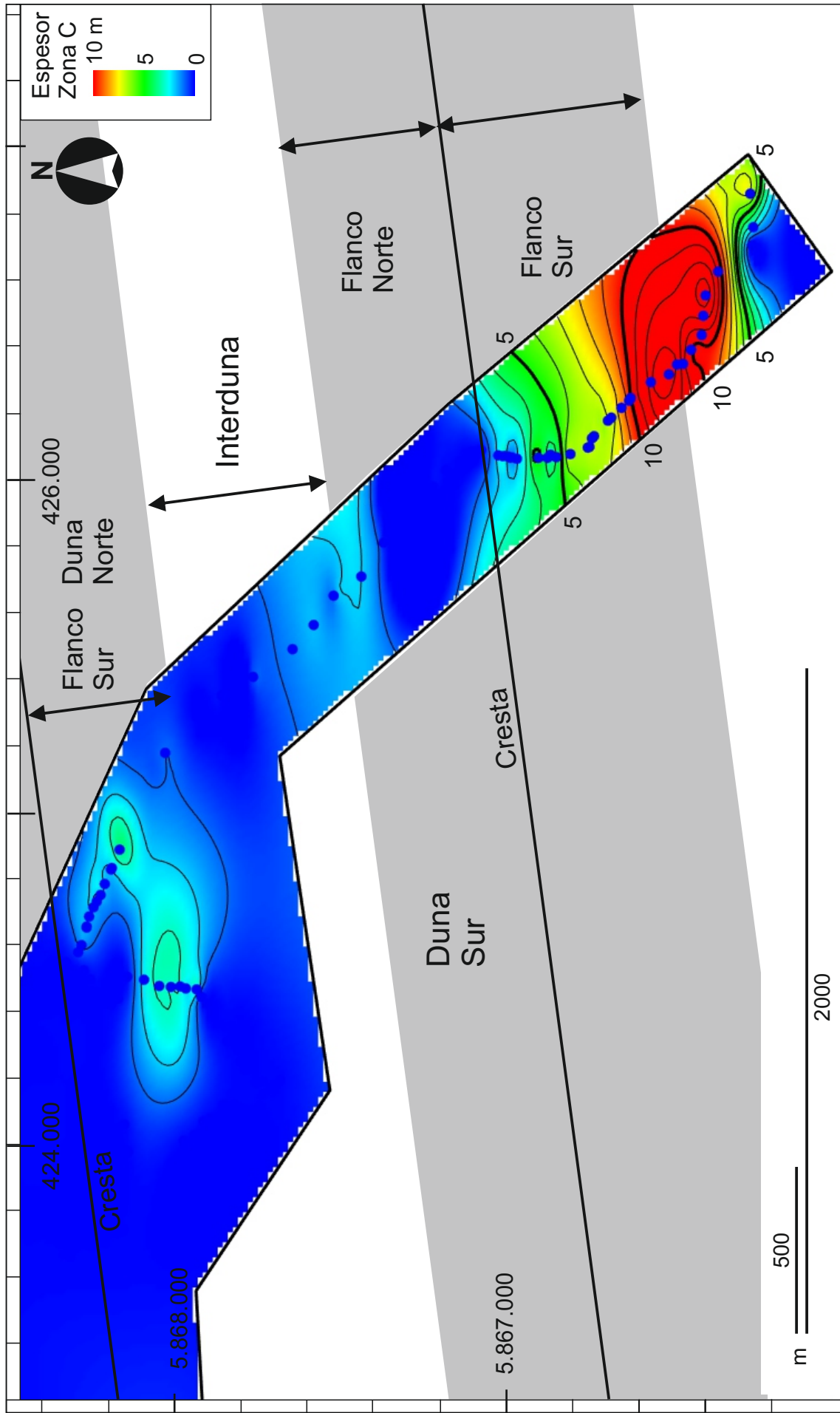


Figura 5.13. Resultados de la reconstrucción del espesor de la Zona C en el software RMS. El espesor está calculado en base al método de creación de isocoras (espesor aparente) en el modelo retrodeformado. Se incluyen referencias a la morfología eólica preservada en las sombras de color gris, inferidas a partir del espesor de la Zona B subyacente y la morfología de la superficie S3, para analizar su relación con el espesor de la Zona C (ver texto).

también desde su geometría ya que las variaciones de espesor de la Zona BC en estos sectores no tienen relación aparente con la mencionada geometría de las dunas. En el sector de interduna el espesor de la zona en cuestión es más o menos homogéneo excepto por suaves irregularidades de menor escala que se detallan más adelante, haciendo que su geometría sea tabular a una escala de cientos de metros. En definitiva, la Zona BC muestra una buena correlación entre importantes espesores y geometría de cordón, y bajos espesores y geometría tabular o plana. Ya que la densidad de muestreo por testigo corona no permite la misma precisión que en casos de afloramiento para detallar el límite entre el sector de duna e interduna en base a las facies presentes, el límite entre ambos se determinó en base a la mencionada diferencia de geometría entre las mismas (Fig. 5.14). En base a esta definición, los sectores de interduna en esta localidad se caracterizan por poseer entre 1 y 4 m de espesor.

La orientación de la cresta de la forma de lecho mayor dio un resultado de $N86^{\circ}-266^{\circ}$, teniendo solamente 4° de diferencia con la orientación de las dunas de Loma La Torre. Midiendo perpendicular a esta orientación se obtuvo un ancho del cordón de entre 1200 a 1300 m, con aproximadamente 20 m de altura. La forma es también relativamente simétrica, con un índice de simetría de 1,2. En esta localidad, sin embargo, el flanco norte es más amplio que el flanco sur, a diferencia de las dunas de la localidad de afloramiento. Debido a que no se identificó claramente otro cordón de gran escala, el ancho de las interdunas y el espaciamiento entre cordones no pudo ser medido con exactitud. Sin embargo, se puede decir que el ancho de la interduna es al menos de 700 m, y si nos basamos en el tamaño del cordón y de la interduna y se esperaría un espaciamiento de 1900 m. Por otro lado, en el extremo sur de la localidad se sugiere la presencia de otro cordón, entre los pozos 3 y 4, y el pozo 5, aunque su morfología no resulta clara en el modelo. Por la ubicación aproximada de este cordón, el espaciamiento entre las formas de gran escala estaría en el orden de los 1700 m. Finalmente, se estimó el espesor de arena equivalente en tres dimensiones (capítulo 3) a lo largo de toda el área del modelo, dando como resultado 6,5 m.

En el modelo de Lomita Sur también se diferencian formas de menor escala, fundamentalmente en los sectores de interduna, donde se observan orientadas sub perpendiculares a la forma de lecho principal y que tienen un relieve de aproximadamente 2 m (Fig. 5.14B). Otras formas, ligeramente superiores en tamaño y relieve, también son sub perpendiculares la forma de lecho mayor y parecen adosadas a los flancos de la misma (Fig. 5.14C).

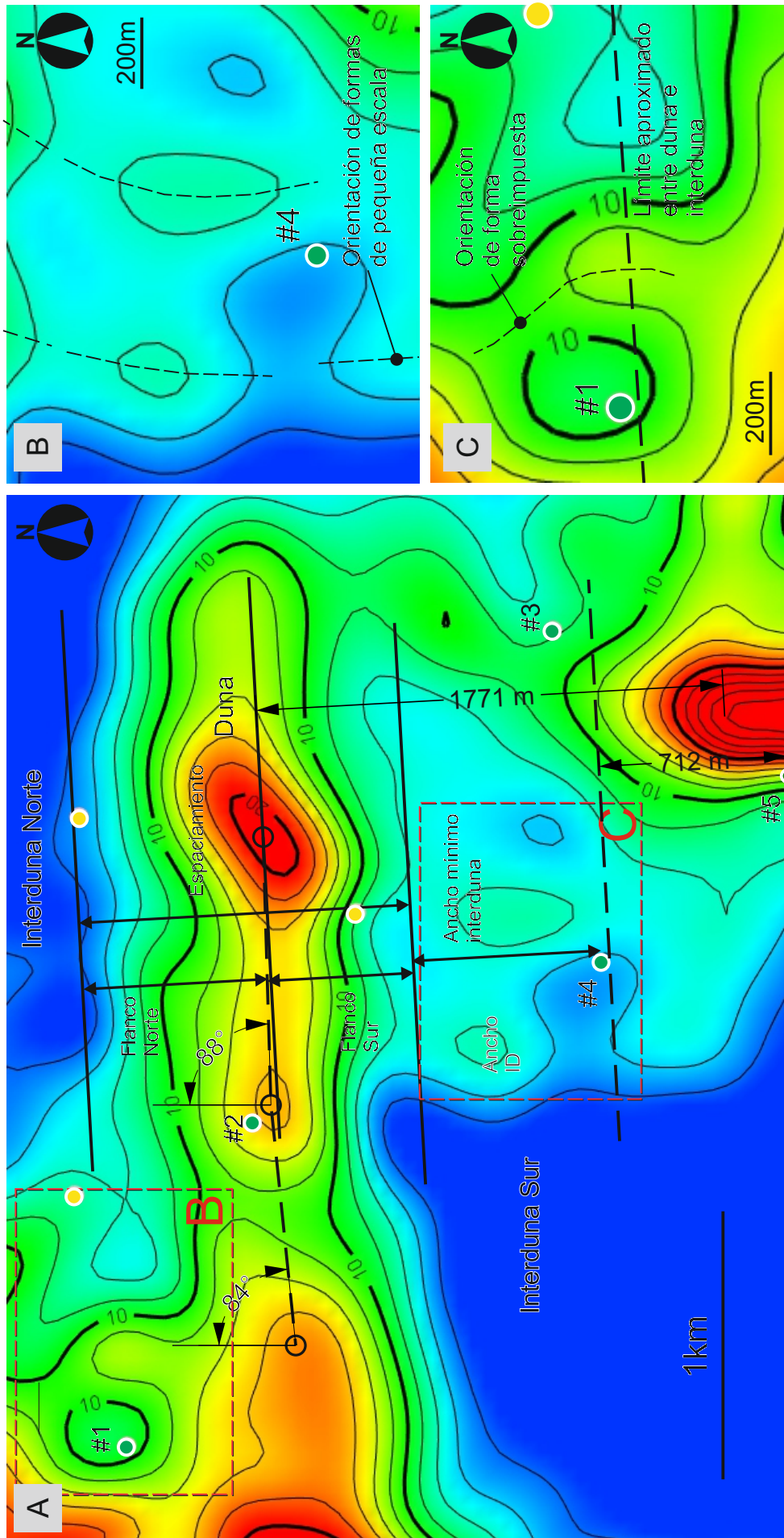


Figura 5.14. Análisis morfológico de las formas de gran y pequeña escala identificadas en el Sistema Eólico Troncoso en la localidad de Lomita Sur, en base al modelo de espesor de la zona B-C. A) Análisis de la forma mayor en base a la estimación de los límites de sectores de duna e interduna (en base al cambio en el estilo de variaciones de espesor, que ocurre generalmente a un espesor entre 2 a 6 metros) y en la orientación de las dunas. B) Formas de pequeña escala identificadas en los flancos de la duna. Los pozos en los que se analizaron testigos corona se marcan como puntos verdes.

Morfometría de la forma e lecho de gran escala

Orientación		Espaciamiento	
N86°-266° (W-E)		1800m	
Ancho (m)	Altura (m)	Simetría	
1250	21	1,27	
Duna			
flanco norte	700		
flanco sur	550		
Interduna	700		

5.3. INTERPRETACIÓN Y ANALOGÍAS

5.3.1. Interpretación de la morfología preservada del Sistema Eólico Troncoso

Como se mencionó previamente, los cordones arenosos observados en ambos modelos representan las formas de lecho de mayor escala del Sistema Eólico Troncoso preservadas al tope del Intervalo III (capítulo 4), mientras que los sectores deprimidos entre estos cordones representan los sectores de interduna de dicho sistema.

En la localidad de Loma La Torre, las formas menores sobreimpuestas al flanco sur de la Duna Norte, sugieren que las formas mayores fueron en algún punto *draa* o megadunas, es decir dunas con dunas sobreimpuestas en al menos uno de sus flancos (Wilson, 1972). En base al análisis morfométrico, se puede clasificar a las formas preservadas desde un punto de vista puramente morfológico como *draa* lineales, debido a su escala, simetría y continuidad (Lancaster, 1995; Pye y Tsoar, 2009; Warren, 2013). En base a los datos reunidos hasta este punto, las formas sobreimpuestas parecen tener una orientación similar a la forma hospedante, por lo tanto, es posible que estos *draa* lineales hayan sido formas compuestas (McKee, 1979). El espesor de arena equivalente calculado en base a la sección observada en afloramiento, se encuentra dentro de valores observados para formas lineales compuestas o simples, menores a los observados en formas lineales complejas (Figs. 5.16, 5.17). Por otro lado, la forma preservada indica, como sería de esperar, que estos *draa* fueron ligeramente modificados por el evento de inundación. Dicha inundación marina muy probablemente generó el relieve amplio y suave de los sectores de cresta, libres de facies de retrabajo marino, removilizando arena hacia los sectores de flanco, donde se observan los depósitos retrabajados más potentes (Zona C). Por lo tanto, debe tenerse en cuenta que la altura original de estas formas podría haber sido superior a la preservada. Por otro lado, dicha erosión relacionada a la inundación sería la principal razón por la cual las formas sobreimpuestas de menor escala no tienen una distribución mayor a la observada.

En cuanto a los sectores de interduna de Loma La Torre, en sus depósitos discontinuos no se observaron evidencias claras de condiciones húmedas, por lo que este sistema no habría tenido una interacción importante con el nivel freático ni con la franja capilar asociada al mismo. Las formas de pequeña escala que se encuentran en este sector corresponderían a pequeñas dunas de sección marcadamente asimétrica, posiblemente de tipo barjanoide y de escaso desarrollo. En las tres interdunas estudiadas en la localidad, se observaron amplios sectores donde la Zona B se acuña totalmente y la superficie de *sand drift* de la base del intervalo habría quedado expuesta mientras se construían las formas de lecho mayores. El sistema habría tenido, entonces, una cobertura de arena deficiente. En este sentido, las interdunas se habrían caracterizado por la deflación y transporte de arena, con la migración pequeñas dunas aisladas, a medida que las formas de lecho mayores (dunas y eventualmente *draa*) se desarrollaban a

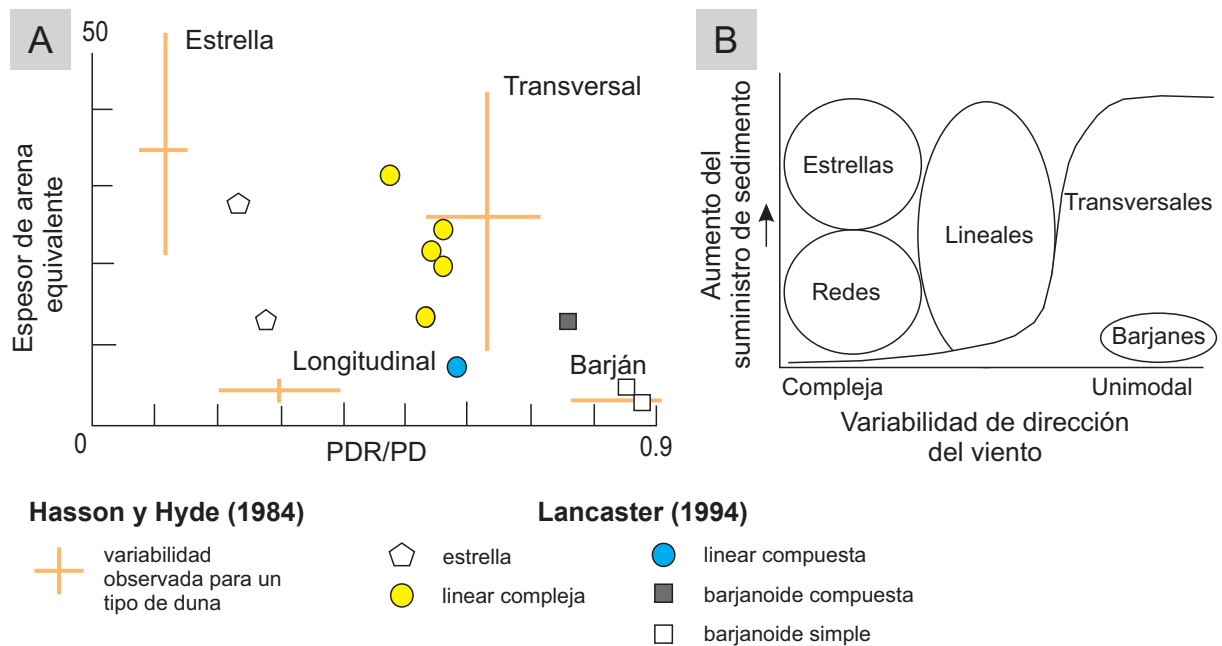


Figura 5.15. Valores de variabilidad de la dirección del viento, expresado como potencial de *drift* o deriva resultante sobre potencial de *drift* total, y espesor de arena equivalente con los que se relacionan los tipos de dunas en desiertos actuales. El potencial de *drift* total es la cantidad de arena que puede transportar el viento durante un año en un lugar determinado (calculado a partir de datos de velocidad del viento). El potencial de *drift* resultante es calculado solo en la dirección resultante anual (Fryberger 1979). A) Gráfico original de Wasson y Hyde (1984), con datos adicionales de Lancaster (1994). B) Modelo especulativo de Livingstone y Warren (1996).

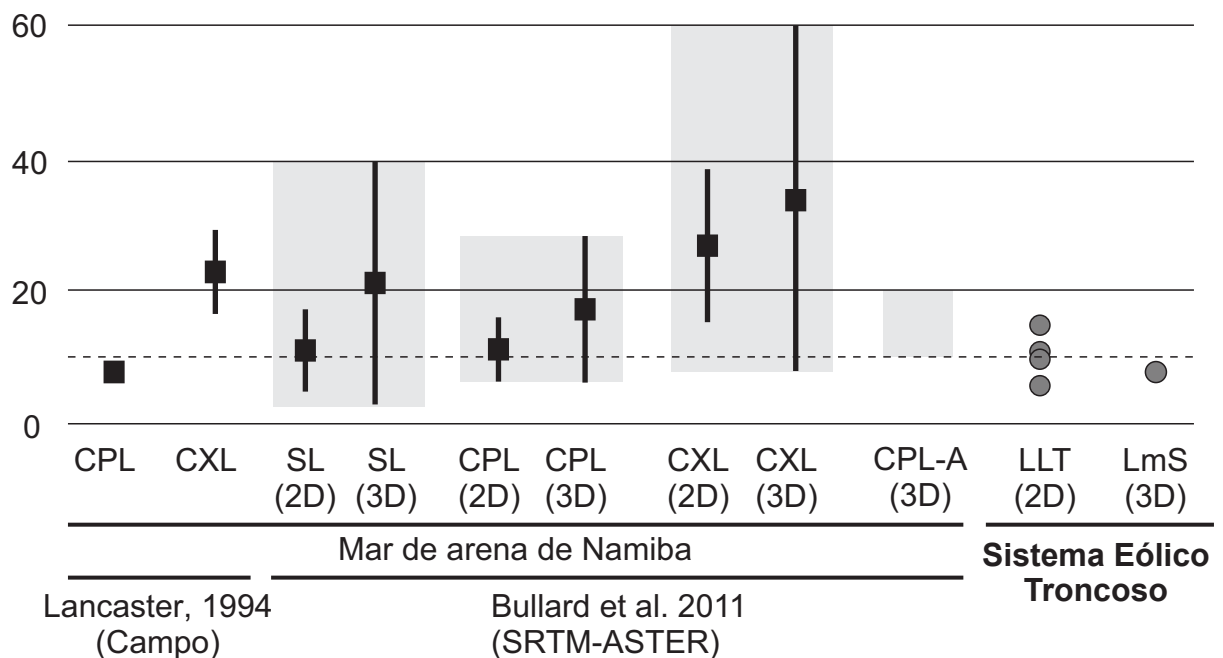


Figura 5.16. Comparación de valores de espesor de arena equivalente. Se comparan los datos obtenidos por Bullard (2011) para distintos tipo de formas lineales del Mar de Arena de Namibia por dos métodos, secciones bidimensionales (2D) y tridimensionales (3D); datos del mismo estudio para el sector analizado en el presente trabajo (CPL-A); valores para los mismos tipos de duna obtenidos por Lancaster (1994) por transectas de campo; y finalmente los datos obtenidos del Sistema Eólico Troncoso en Loma la Torre (LLT) y Lomita Sur (LmS). SL: formas lineales simples. CPL: formas lineales compuestas. CXL: formas lineales complejas.

expensas de las interdunas. Debido a estas características, se confirma que el Sistema Eólico Troncoso tenía las características de sistema eólico seco (Kocurek, 1981; Kocurek y Havholm, 1993) en esta localidad.

Por otro lado, las observaciones a escala local confirman que en esta localidad el sistema se caracteriza por carecer de una acumulación neta *sensu* Kocurek y Havholm (1993). En este sentido, por más que se encuentran formas de pequeña escala en la interduna, estas están generalmente aisladas por sectores de espesor cercano a cero, y por lo tanto la superficie de acumulación (según el significado dado por estos autores) claramente no se elevó por encima de la base de la Zona B. Asimismo, el hecho que no se registre un cambio en las condiciones de interduna y no se registre acumulación, indica que la preservación en el registro geológico (*sensu* Kocurek & Havholm 1993) del Sistema Eólico Troncoso en este sector se debe enteramente a la transgresión marina.

El hecho de que el Sistema Eólico Troncoso haya mantenido condiciones secas hasta inmediatamente antes de la inundación de las dunas, es un indicador importante de que dicha transgresión fue un evento relativamente abrupto. Una inundación gradual de la cuenca, por el contrario, habría provocado un ascenso gradual del nivel freático, que a su vez habría indudablemente desencadenado una reacción en el sistema eólico. De haber sido este el caso, el Sistema Eólico Troncoso habría generado depósitos húmedos en las interdunas y una secuencia acumulada (*sensu* Kocurek, 1999), o bien podría haber interactuado con otros sistemas, que tomaran mayor actividad a medida que se producía el ascenso relativo del nivel freático (por ejemplo, en el caso de la sucesión eólica del Miembro Avilé de la Formación Agrio, según la interpretación de Veiga et al. (2002), se distingue la presencia de múltiples secuencias eólicas separadas por súper superficies y la inundación por sistemas fluviales, cada vez mejor desarrollados hacia el tope en relación a un nivel freático en ascenso a largo plazo). Ninguno de estos dos casos se registra en el tope del Miembro Troncoso Inferior.

En la localidad de Lomita Sur se observa un sistema muy similar en muchos aspectos al de Loma La Torre. En esta localidad se observó una forma de lecho de escala de *draa*, con la misma orientación y similares dimensiones que los de la localidad de afloramiento. La simetría y la gran continuidad de la forma también indica una morfología de *draa* lineal. El sector de cresta muestra una morfología convexa hacia arriba muy regular, similar a las dunas de Loma La Torre. En el caso de las formas de menor escala, es importante tener en cuenta que tanto la Zona B como la C fueron mapeadas en conjunto y que algunas de las formas que se observan en el modelo pueden estar ligadas al retrabajo marino. En este sentido, se sugiere que las formas de pequeña escala que se extienden desde el flanco de la *draa* hacia la interduna (Fig. 5.14C) podrían estar asociadas a procesos de retrabajo marino. Por otro lado, la adición de la Zona C a la Zona B podría ser la causa por la cual la forma de lecho preservada parece tener un ancho muy importante con respecto a su altura, en comparación con las dunas de Loma La Torre.

Finalmente, la asimetría de este *draa* es un poco más marcada que las de afloramiento, y con flancos norte más amplios. Esta variación en la forma se puede deber tanto a que la dinámica haya sido ligeramente distinta, como a la inclusión de la Zona C en el intervalo modelado. Un mayor conocimiento de la estructura interna de las dunas de subsuelo (en base, por ejemplo, a imágenes FMI o dipmeter) y su comparación con lo observado en afloramiento, serían necesarios para ayudar a esclarecer esta cuestión.

En cuanto a los sectores de interduna en la localidad de Lomita Sur, la interpretación de las condiciones de humedad imperantes para esta localidad son especulativas, debido a las características generales del sistema, y a las limitaciones propias de la observación de sistemas sedimentarios en el subsuelo. Estos sectores parecen tener mayor espesor (1 a 4 m) que en los afloramientos de Loma La Torre (0 a 2 m). En este modelo también se observan formas de pequeña escala en la interduna, de orientación y escala muy similar a las observadas en el modelo de afloramiento, y que indicarían pequeñas formas de lecho migrando en el sector de interduna (Fig. 5.14C). Como es difícil establecer la asignación de depósitos húmedos en este sector a una zona determinada, ya sea a las últimas facies de la Zona A o a posibles facies húmedas de la Zona B, hay distintas posibilidades para explicar la diferencia de espesor de interduna entre los dos modelos. La primera posibilidad sería que las interdunas en este sector hayan sido del mismo tipo y espesor que en Loma La Torre, ya que la diferencia es sutil. En tal caso el mapeo de la Superficie S2 tendría un margen de error de 1 a 2 m, proveniente de la identificación de la superficie en los pozos #3 y #4, del sector de interduna. Por las características de la Zona BC en el pozo #3, esta opción parece poco probable, ya que las facies observadas tienen las características comunes de los depósitos del Sistema Eólico Troncoso. Una segunda posibilidad sería que las interdunas sean tan secas como las de Loma La Torre, pero con suficiente cantidad de arena como para generar acumulación. Esta situación es poco frecuente en estudios de dunas actuales, ya que las dunas y *draa* lineales se caracterizan por transporte de arena (sección siguiente) y es poco frecuente que generen acumulación por cuestiones puramente aerodinámicas (sistema seco de Kocurek y Havholm, 1993). De todas maneras, hay casos en los que se ha interpretado la preservación en el registro de una secuencia acumulada por *draa* lineales en este tipo sistemas secos (Clemmensen, 1989). La tercera y última posibilidad sería que el sistema en este sector haya sido más húmedo que el de Loma La Torre, al menos en algún momento, y que esta interacción con el nivel freático haya permitido acumular una delgada secuencia, situación análoga a lo que se da en el sector sur de la región de afloramientos (capítulo 4).

5.3.2. Analogías con sistemas modernos

El análisis de análogos modernos tuvo gran utilidad para comprobar si en la actualidad existen sistemas con la morfología reconstruida para el Sistema Eólico Troncoso y a qué condiciones están sujetos tales sistemas. Las dunas y *draa* de morfología lineal son las más abundantes en desiertos modernos (Pye y Tsoar, 2009), y ocurren en un rango importante de escalas y de complejidad, teniendo en común una forma en planta relativamente recta de importante continuidad, un paralelismo notable y un espaciado regular (Lancaster, 1995). Aunque la simetría de la sección transversal de estas formas es muy variable localmente a lo largo de la duna, el perfil promedio de las mismas suele ser simétrico y aproximadamente triangular (Lancaster, 1994; Livingstone, 2003). La forma detallada y el conocimiento sobre los procesos y dinámica a largo plazo de estas formas se detalla en el capítulo 6.

La disponibilidad de imágenes satelitales de regiones desérticas desde los años 70, ha permitido corroborar la similitud de formas básicas de dunas en mares de arena modernos a lo largo de todo el mundo, lo que ha motivado la identificación de los parámetros de control que gobiernan el desarrollo de las mismas (McKee, 1979). Desde esta época, distintos parámetros han sido vinculados al tipo de duna, entre los cuales el régimen de vientos es posiblemente el de mayor influencia (Lancaster, 1995). Otros parámetros propuestos como controles sobre la morfometría de las dunas son el aporte o disponibilidad de sedimento (Wasson y Hyde, 1983), las características, en particular el tamaño, de la arena, la presencia de vegetación y el tiempo de desarrollo (Lancaster, 1995). Más recientemente, se ha propuesto a la profundidad de la capa límite atmosférica como un control sobre el espaciamiento y tamaño máximo que pueden alcanzar las formas de lecho eólicas (Andreotti et al., 2009).

Las dunas y *draa* de morfología lineal se han vinculado convincentemente con regímenes de vientos bimodales, donde el ángulo entre los vientos principales varía entre recto y obtuso (Bagnold, 1941; McKee y Tibbitts, 1964), y ocasionalmente se relacionan a regímenes unimodales amplios o regímenes más complejos (Fryberger, 1979). La relación de estas formas a vientos bimodales rectos a obtusos también ha sido comprobada mediante experimentos de laboratorio (Rubin y Hunter, 1987; Rubin y Ikeda, 1990), y por simulaciones en modelos numéricos (Bishop et al., 2002; Kocurek y Ewing, 2005; Parteli et al., 2009). En otros casos, dunas de esta morfología pueden desarrollarse en regímenes de vientos unimodales cuando el material clástico expuesto tiene un grado importante de cohesión (Rubin y Hesp, 2009). Sin embargo, en el Sistema Eólico Troncoso, la granulometría es predominantemente arenosa. Más aún, la composición de los clastos de arena está dominada por cuarzo y líticos volcánicos (Masarik, 2002), y en los cuerpos de duna casi no existen registros de estructuras sedimentarias indicativas de humedad, al menos ninguna que pueda indicar condiciones de humedad prolongadas. Por lo tanto, los *draa* lineales estudiados del Sistema Eólico Troncoso habrían

estado relacionados a regímenes de viento bimodales, ya que no existe ningún tipo de evidencia que soporte la presencia de cohesión entre granos al momento de la sedimentación y que pueda indicar su formación por un régimen de viento unimodal.

Por otro lado, el suministro de sedimento también ha sido propuesto como un control sobre el tipo de dunas o a la falta de desarrollo de las mismas, como en el caso de la formación de mantos de arena o formas de lecho dómicas. Sin embargo, este parámetro puede ser difícil de cuantificar. El método de Wasson y Hyde (1983) toma al espesor de arena equivalente como indicador del suministro de arena. Por este método sencillo se relacionó originalmente a las dunas lineales (longitudinales según estos autores) con un suministro de arena limitado (Fig. 5.15). Sin embargo, en años posteriores se comprobó que tales dunas pueden alcanzar valores de espesor de arena equivalente de magnitud similar a dunas barjanoides y a dunas en estrella (Lancaster, 1989). En definitiva, esta medida representa el volumen de arena contenido en las dunas, y podría más bien ser una consecuencia de la morfología de las dunas, más que un control sobre la misma (Rubin, 1984). Los estudios de Lancaster (1989), basados en el Mar de Arena de Namibia, demuestran que los valores de espesor equivalente de arena están directamente relacionados con la complejidad del régimen de vientos y con las zonas donde la arena tiende a acumularse. Por lo tanto, la utilización de este parámetro como indicador de suministro disponible de arena debería ser tomada con precaución. En definitiva, los valores de espesor de arena equivalente obtenidos en el Sistema Eólico Troncoso podrían más bien considerarse una evidencia más de la clasificación morfométrica de las formas de lecho, dada a su importante similitud de estos valores con los de *draa* lineales compuestos de Namibia (Fig. 5.16).

Otro factor relevante es el tiempo necesario para alcanzar el desarrollo del patrón (espaciamiento, paralelismo) de escala de *draa*, como el observado en el Sistema Eólico Troncoso. Es reconocido que un periodo de tiempo extenso es un factor clave para alcanzar patrones de esta escala, sin embargo, la cuantificación del mismo es una tarea extremadamente complicada en dunas modernas, aún con el uso de técnicas de datación como OSL. Esto se debe principalmente a las limitaciones físicas de muestrear los sedimentos más antiguos de las dunas y el retrabajo y pérdida de estos sedimentos con la migración inherente de las mismas. En general, se ha observado una relación directa entre espaciamiento de las dunas y su antigüedad en desiertos modernos (Ewing et al., 2006). Las formas de lecho de la escala que se observan en el Sistema Eólico Troncoso (1 a 2 km de espaciamiento) comúnmente tienen una antigüedad cercana o superior a 10000 años. Sin embargo, se ha demostrado que en condiciones hiperáridas dunas lineales de esta escala pueden ser mucho más jóvenes, llegando a ser enteramente Holocenas (Bristow et al., 2007). Asimismo, se ha comprobado que generar un patrón de dunas a partir de una superficie plana es mucho más rápido que modificar un patrón preexistente (Kocurek y Ewing, 2005; Werner y Kocurek, 1997), como suele pasar con muchas de

las dunas pleistocenas y holocenas estudiadas. Por lo tanto, la escala temporal en la cual se puede alcanzar un patrón como el observado en el Sistema Eólico Troncoso a partir de una superficie de *sand drift* no puede ser más que estimada en algunos miles de años o, de forma menos probable, escasas decenas de miles de años. Hasta donde se conoce, por los resultados de este trabajo y datos de sísmica publicados, no se observan patrones complejos en el Sistema Eólico Troncoso que indiquen distintas generaciones de dunas y, por lo tanto, periodos de tiempo aún más extensos.

Otros factores como la granulometría y la vegetación no parecen haber sido factores importantes en el desarrollo de las dunas estudiadas en las dos localidades de escala local. La arena con la cual las dunas fueron construidas estuvo en el rango arena mediana a muy fina. En caso de que el sistema no hubiera tenido suficiente suministro de este rango granulométrico, habría desarrollado otro tipo de formas como por ejemplo *zibars* (con arena gruesa) (Warren, 2013). Por otro lado, la vegetación suele estar asociada a los flancos de dunas y *draa* lineales. En casos donde la vegetación cubre un porcentaje importante del área de la duna, se reduce la actividad y se modifica su forma de esta última, pasando hacia formas de menor relieve y con crestas más redondeadas (Tsoar, 1989; Tsoar y Moller, 1986). En el Sistema Eólico Troncoso, no parece haber existido vegetación de forma considerable, ya que en la Zona B o BC no se observan rasgos que puedan vincularse al desarrollo de vegetación y la morfología reconstruida no se asemeja a la de una duna controlada por efectos de la vegetación. Evidentemente esto es un indicador importante de condiciones de aridez muy importantes durante la formación del Sistema Eólico Troncoso.

En el sector centro-sur del Mar de Arena de Namibia, en el oeste de Namibia, se observaron dunas con una morfología y escala muy similar a las descritas para el Sistema Eólico Troncoso en las localidades analizadas a esta escala (Fig. 5.17). Ya que el Mar de Arena de Namibia es uno de los más estudiados del mundo, se tiene acceso a una gran cantidad de información sobre el mismo. Los *draa* en esta zona en particular han sido clasificados por Lancaster (1995) y Livingstone (2013) como *draa* lineales compuestos. Según datos de SRTM, estos *draa* tienen una altura de 25 a 35 m respecto a sus interdunas adyacentes (Figs. 5.17C, D, E) y un promedio de espaciamiento de 1,5 km. El ancho de las dunas y las interdunas es variable, rondando el kilómetro y los 500 m respectivamente (Fig. 5.17F). El espesor de arena equivalente según Bullard et al. (2011) en este sector es de entre 10 y 20 m, en un rango de valores cercano a los resultados obtenidos en las reconstrucciones del Sistema Eólico Troncoso (Fig. 5.16 CPL-A). A partir de imágenes Digital Globe y Landsat, disponibles desde Google Earth®, se visualizan dunas lineales sobrepuestas con una orientación sub paralela a las formas mayores, lo que le confiere a estas formas su clasificación de *draa* compuestos. Además, se observan pequeñas formas de lecho en la interduna, sub perpendiculares a las formas mayores (Fig. 5.17F). Por lo

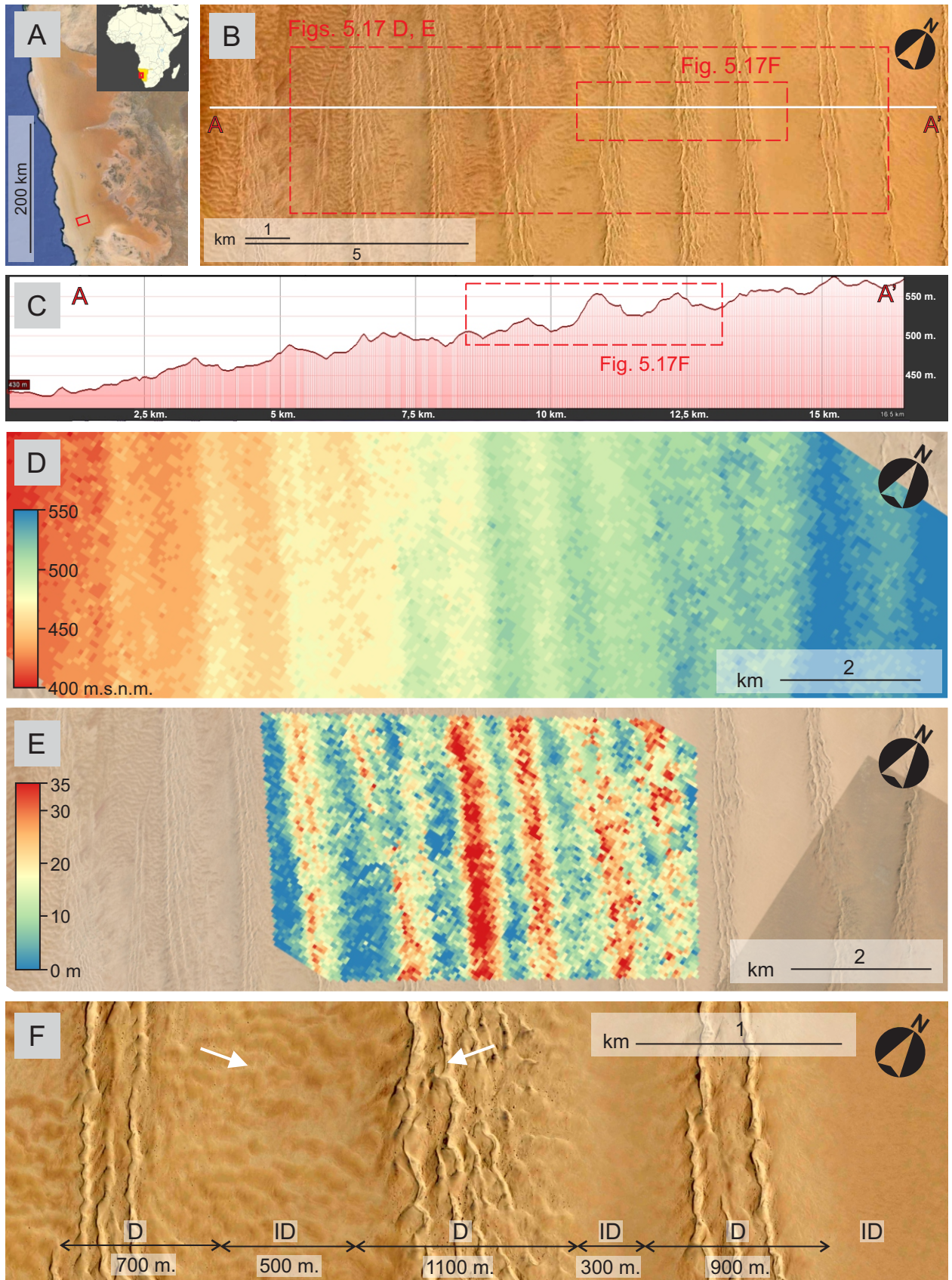


Figura 5.17. *Draa* lineales compuestos modernos en el Mar de Arena de Namibia, de morfometría análoga a la preservada en el Sistema Eólico Troncoso. A) Ubicación del mar de arena de Namibia y del sector analizado. B) Imagen satelital obtenida de Google Earth®. C) Perfil topográfico de los *draa* obtenido del mismo programa por datos de SRTM. D) Modelo digital de elevación (DEM) SRTM. E) Mapa de espesor generado entre el DEM y la superficie de acumulación (obtenida por interpolación entre los puntos bajos de las interdunas). F) Ancho de los sectores de duna e interduna, y formas de lecho de menor escala (flechas).

tanto, estas dunas exhiben una morfología muy similar a los dos ejemplos de escala local analizados para el Sistema Eólico Troncoso.

El Mar de Arena de Namibia se caracteriza por la influencia de dos vientos estacionales principales. Uno de ellos es más intenso durante el verano, y proviene del sudoeste, desde el océano Atlántico. El otro es más intenso en invierno y proviene del este, del interior sudafricano, por lo que son llamados *Berg* (vientos de montaña) (Livingstone, 2013). Promediando los vientos anuales, la complejidad del régimen de vientos es mayor tierra adentro y hacia el norte a lo largo del mar de arena. El mar de arena se caracteriza por una franja central que corre de norte a sur y donde confluye la influencia de los dos vientos dominantes, siendo justamente el sector donde están ubicados los grandes *draa* lineales. A lo largo de esta franja los *draa* lineales son compuestos al sur, donde se ubican los *draa* analizados por su similitud con los reconstruidos en el Sistema Eólico Troncoso, y complejos al norte, donde la variabilidad del viento es mayor. Por todo el sector sur del mar de arena ingresan importantes cantidades de sedimento, gracias a vientos de gran intensidad, el cual es transportado predominantemente hacia el norte, hacia zonas de menor intensidad y mayor complejidad de regímenes de viento, donde la arena comienza a depositarse en mayores cantidades y el espesor de arena equivalente aumenta (Lancaster, 1995; Livingstone, 2013). En otras palabras, los *draa* lineales del centro-sur del Mar de Arena de Namibia funcionan como enormes sistemas de transporte de sedimento paralelo a sus crestas, capturando sedimento proveniente de entre el sudoeste y el este, y transportándolo hacia el norte. Aunque estos *draa* tengan bajo espesor de arena equivalente, su suministro de sedimento es alto, solo que el régimen de vientos hace que el transporte sea muy efectivo y evite la acumulación de sedimento *sensu* Kocurek y Havholm, (1993). En este sentido, comprender el contexto regional en que están enmarcados los *draa* lineales compuestos de sur del Mar de Arena de Namibia, permite no solo sugerir a qué condiciones ambientales estaban expuestos los *draa* reconstruidos del Sistema Eólico Troncoso, sino que proveen nuevas perspectivas desde el punto de vista regional.

5.3.3. Primeras aproximaciones a las relaciones entre parámetros morfométricos para el Sistema Eólico Troncoso

En base a los datos disponibles de la geometría de 3 formas de lecho de gran escala del Sistema Eólico Troncoso, se pueden hacer las primeras aproximaciones sobre las relaciones que exhiben dichos parámetros en este sistema eólico. En este sentido, se analizó la relación de la altura del *draa* con su área de sección transversal, ancho y espesor de arena equivalente (Fig. 5.18). El número de observaciones (recordar que la Duna Norte fue medida en dos transectas y la Duna Sur solo en una), aunque similar al realizado en los primeros estudios de este tipo en desiertos modernos como el de Lancaster (1994), es muy bajo en comparación a trabajos más

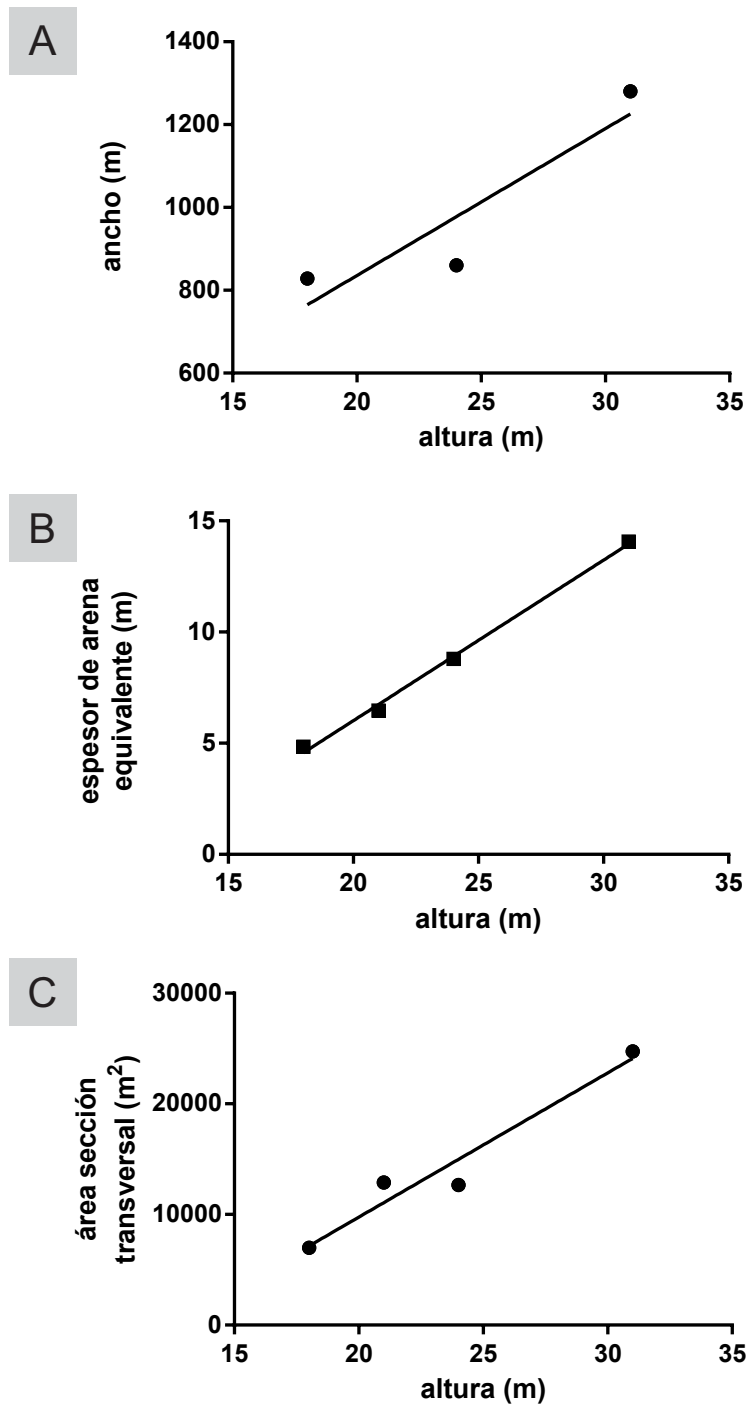


Figura 5.18. Relación entre parámetros morfométricos los *draa* estudiados. A) Relación entre ancho y altura. B) Relación entre espesor arena equivalente y altura. C) Relación entre el área de la sección transversal y altura.

modernos donde estos parámetros se han podido medir a lo largo de gran parte de la extensión de un mar de arena gracias a datos de sensores remotos (Bullard et al., 2011). Sin embargo, los parámetros muestran relaciones muy claras para esta escala de forma de lecho. La altura muestra una relación lineal directa muy marcada con el espesor de arena equivalente, así como también con el área de la sección transversal de la duna. Una relación directa también es apreciable con el ancho del *draa* (en esta última solo se utilizaron 3 debido a que el ancho de la duna en el subsuelo no se puede medir con los mismos parámetros utilizados en el afloramiento). Un mayor número de datos puede ser obtenido a futuro en base a mayores estudios de detalle a escala local en afloramiento, pero fundamentalmente a partir de datos de subsuelo, donde combinando sísmica con datos de pozo existiría potencialmente un enorme volumen de información útil para obtener estas relaciones. Un mayor conocimiento de las mismas, con líneas o curvas de regresión establecidas con un mayor número de datos, tendría gran aplicabilidad no solo para su comparación con ejemplos modernos y para alcanzar un mejor entendimiento del sistema, sino que también podría tener grandes implicancias desde el punto de vista exploratorio en este tipo de sistemas, permitiendo predecir por ejemplo, volúmenes de reservorio en sectores aún sin perforar (capítulo 7).

5.4. OBSERVACIONES EN OTRAS LOCALIDADES

En todas las localidades del área de estudio la presencia de morfología eólica asociada al Sistema Eólico Troncoso es evidente. Se presentan a continuación las observaciones, con menor densidad de información y principalmente en base a perfiles, de los sectores centro y sur de la franja de afloramientos. De esta manera, se pretende aportar observaciones de escala local que permitan un mayor conocimiento de la variabilidad regional del sistema eólico.

En **Curaco** (Fig. 5.19), donde el espesor de la Zona B alcanza los 27 m, se realizó también un modelo digital tridimensional de afloramiento y se mapeo el mismo esquema de superficies. Sin embargo, el modelo solo abarca el sector de duna y no logra registrar la morfología completa del cordón arenoso. En esta localidad, perfiles cercanamente espaciados permiten identificar la presencia de elementos de interduna de humedad intermedia (Fig. 5.19) y caracterizar su geometría. Se observa que dichos elementos de interduna son discontinuos, y se agrupan en un intervalo entre 2 a 4 m de la base de la Zona B. Debido a su carácter discontinuo, un perfil puede registrar varios de estos elementos (CUR-13) como no registrar ninguno (CUR-4). Esta puede ser la razón por la que estudios previos en este mismo sector no han detectado estos depósitos (Strömbäck et al., 2005). Hacia el sur, a 2,6 km de distancia, la Zona B se adelgaza hasta tener solo 3 m de espesor (PA-N-2), en lo que se interpreta como el sector de interduna, y luego vuelve a aumentar (PA-N-3) hasta volver a alcanzar un espesor similar al de Curaco entre los perfiles PA-S-1 y PA-S-2 (Fig. 5.19).

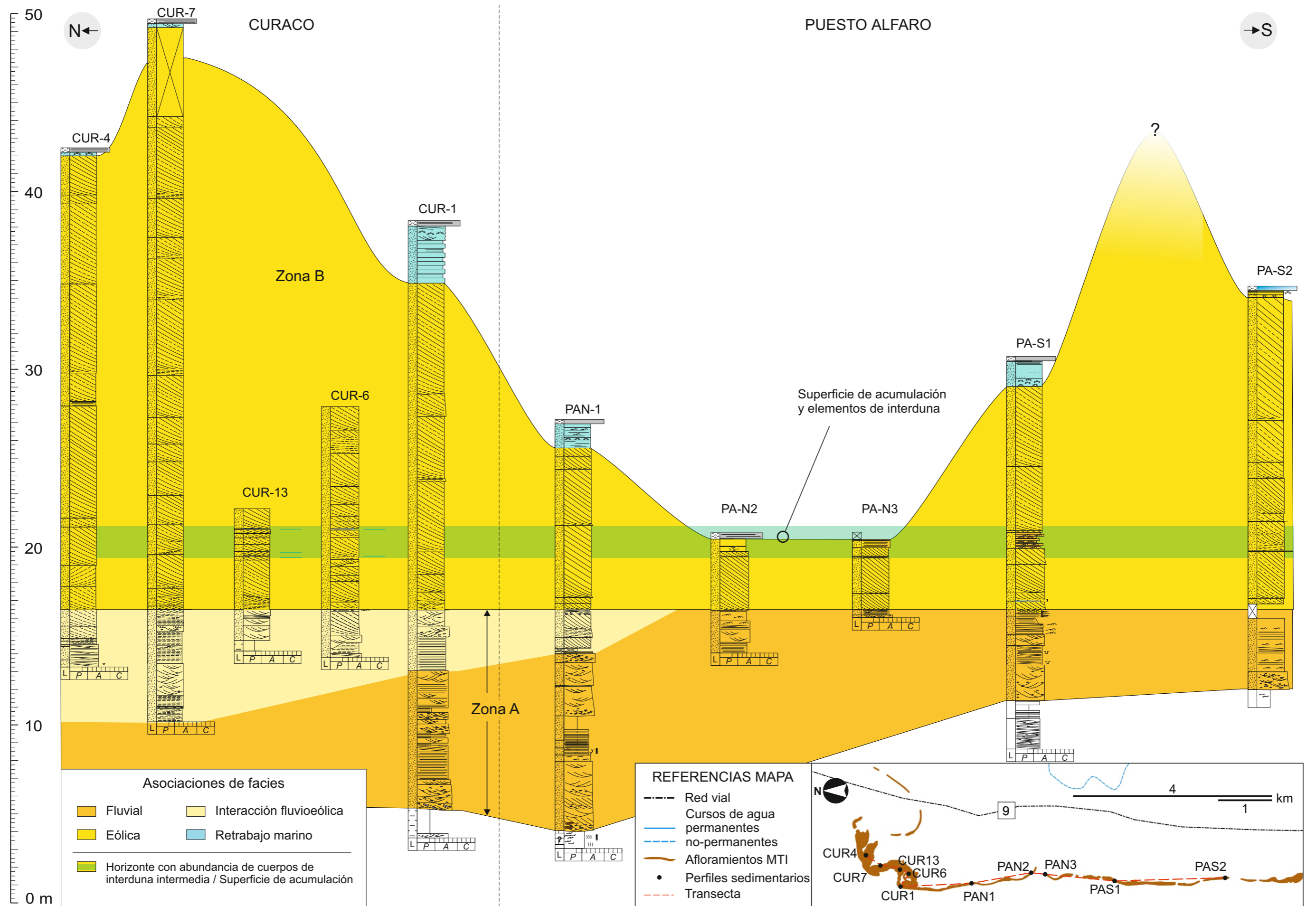
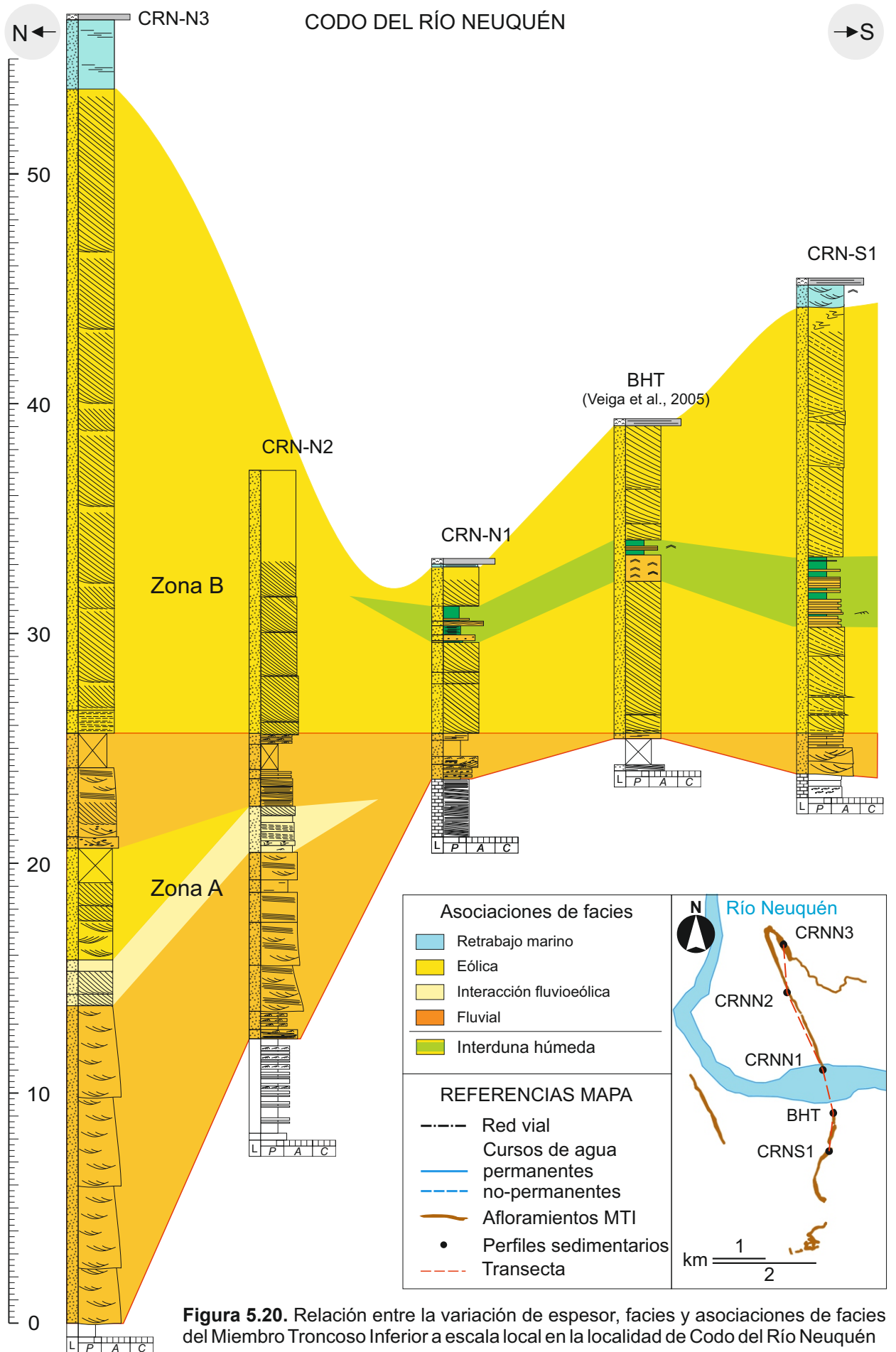


Figura 5.19. Relación entre la variación de espesor, facies y asociaciones del Miembro Troncoso Inferior a escala local en las localidades de Curaco y Puesto Alfaro. Perfiles colgados desde la superficie de sand drift.

Por lo tanto, se comprueba que en esta localidad la superficie de acumulación estaba a aproximadamente 3 a 4 m de la base del Intervalo III, como se discutió en el capítulo anterior, y que la altura de las formas de lecho preservadas rondaba los 24 m. Además, se puede calcular un espaciamiento aparente de alrededor de 4,4 Km en dirección norte-sur, cuya relación con el espaciamiento real entre las dunas depende de la orientación de las mismas, dato que no resulta claro con los datos disponibles. Sin embargo, tal separación resulta anómala comparada con sistemas actuales aún para formas de *draa* de gran escala (Fig. 3.5 Lancaster, 1995; Andreotti et al., 2009) y resulta evidente que la separación real (medida perpendicular a la orientación de las crestas) entre las formas de lecho de gran escala debe ser necesariamente menor. Por lo tanto, es claro que en este sector la orientación de las dunas no es este-oeste, como en las localidades descriptas previamente.

En el sector sur, en la localidad de **Codo del Rio Neuquén** (Fig. 5.20), también se puede observar una importante variación de espesor en dirección norte-sur. En el perfil CRN-S-1, se observa un espesor del Intervalo III de 18,5 m, de los cuales sólo 11 m se encuentran por encima de un elemento de interduna húmeda, sumados a un Intervalo IV de alrededor de un metro de espesor. Los depósitos por encima del elemento de interduna disminuyen de espesor hacia el norte, donde se ven reducidos a 1,6 m en CRN-N-1 y terminan de acuñarse algunos metros más al norte. En el extremo norte de esta localidad, en CRN-N-3, el Intervalo III vuelve a aumentar de espesor hasta alrededor de 27 m sin la presencia de elementos de interduna húmeda en el perfil relevado (Fig. 5.20).

La interduna húmeda en el sur de Codo del Rio Neuquén indica la altura mínima de la superficie de acumulación en esta localidad para la última configuración del Sistema Eólico Troncoso. Muy probablemente, los 11 m asignados a cuerpos de duna que quedan por encima del cuerpo de interduna en CRN-S-1 no representan la altura máxima de la duna preservada en esta localidad, ya que el tope de este perfil se caracteriza por al menos un metro de depósitos de retrabajo marino, y el espesor del intervalo se sigue incrementando hacia el sur. Aunque en el extremo norte de esta localidad no se observó ningún elemento de interduna húmeda, esto no quiere decir que la superficie de acumulación haya tenido una altura muy distinta a la observada al sur de la localidad. Si es probable que la altura del nivel freático haya estado influenciada por sustrato previo a la etapa eólica, que cambia drásticamente a lo largo de la localidad, e incluye un valle inciso profundo al norte, relleno principalmente por areniscas la etapa fluvial, mientras estas areniscas están prácticamente ausentes al sur, donde casi no hubo incisión fluvial (capítulo 4). Sin embargo, como se demostró en la localidad de Curaco, los elementos de interduna, sobre todo de condiciones intermedias, pueden ser muy discontinuos, y no ser registrados en un perfil, aunque estén presentes en la localidad. Por lo tanto, con los datos disponibles no se puede medir la altura precisa de la duna preservada al norte de la localidad, pero la misma tendría 20 m como mínimo, teniendo en cuenta que la superficie de acumulación podría estar a misma altura de la



interduna húmeda del sur de la localidad (27 m de espesor del Intervalo III menos 7 m de altura, como máximo, de la superficie de acumulación), o por debajo de la misma. El espaciamiento aparente entre la duna al norte y al sur del Codo del Río Neuquén localidad resulta entonces de al menos 3,5 km en dirección norte-sur. Como en el caso de Curaco, esta magnitud resulta excesiva, sugiriendo una vez más que la orientación de las dunas no es exactamente este-oeste, como en las localidades estudiadas al norte.

El trabajo en estas dos localidades, aunque no posee la densidad de los estudios en Loma La Torre y Lomita Sur, permiten estimar las dimensiones de las formas de lecho preservadas en este sector, y determinar que la orientación de estas dunas no es la misma que la de los casos de estudio modelados en el sector norte del sistema. De esta manera, se muestra nuevamente la variabilidad a escala regional que tuvo el Sistema Eólico Troncoso en dirección norte sur, complejidad que resulta esperable en mares de arena de estas dimensiones.

ESCALAS DE DETALLE Y MICRODETALLE

6.1. INTRODUCCIÓN

A partir de los resultados del capítulo anterior se pudo establecer el tipo de formas de lecho preservadas en el Sistema Eólico Troncoso, caracterizar su morfometría, e inferir las condiciones ambientales que controlaban la formación de dichos rasgos al momento de la inundación marina que provocó la acumulación del Miembro Troncoso Superior. Sin embargo, la arquitectura sedimentaria preservada en el registro del Sistema Eólico Troncoso permite investigar tanto la morfología como la dinámica de las formas de lecho de este sistema a lo largo de su evolución. Para analizar dicha arquitectura sedimentaria, nuevamente fue necesario trabajar a escalas de estudio distintas a las de capítulos anteriores, denominadas en este trabajo como escalas de detalle y microdetalle. En este contexto, el **objetivo específico** de estas tareas fue establecer la morfodinámica de las formas de lecho y su evolución a largo plazo, a partir del estudio de la heterogeneidad de escala de detalle y microdetalle (mesoscópica de menor jerarquía) del registro del Sistema Eólico Troncoso.

Estas escalas de trabajo, corresponden en gran medida a la escala donde es más difícil la adquisición de información en el subsuelo. En este sentido, para cumplir el objetivo específico fue necesario seleccionar un área de estudio de afloramiento, circunscripta a uno de los *draa* preservados en el Sistema Eólico Troncoso (capítulo 4) en la localidad de Loma La Torre, donde se dispone de una caracterización cuantitativa previa de la morfología eólica (capítulo 5), y de afloramientos de la calidad de exposición adecuada. A este fin, la metodología utilizada (capítulo 3) apuntó a caracterizar un conjunto de aspectos de la arquitectura sedimentaria que permiten inferir la morfodinámica de las antiguas formas de lecho, a partir de observaciones directas en el campo como también mediciones indirectas en modelos virtuales de afloramiento. Los resultados permitieron la identificación de distintos estilos de arquitectura sedimentaria, cuyo análisis por distintos métodos, incluyendo modelado directo (*forward modeling*) e inverso, permitió establecer un modelo de la evolución morfodinámica de las formas de lecho del Sistema Eólico Troncoso.

6.2. ARQUITECTURA SEDIMENTARIA

El mapeo de la arquitectura sedimentaria en la sección más completa del *draa* norte de la localidad de Loma La Torre (sección A-B, ubicación en Fig. 6.1) permite observar la complejidad de la arquitectura interna de una de las formas de lecho principales que constituyeron el Sistema Eólico Troncoso. La sección estudiada es oblicua respecto a la orientación de la forma de lecho preservada, teniendo 33° de diferencia entre las mismas. Dentro de la sección, se utilizaron rasgos de la morfología de la forma de lecho de gran escala, establecidos previamente (capítulo 5), como referencia para la ubicación de los cuerpos sedimentarios analizados. De esta manera podemos diferenciar las ubicaciones de centro (o cresta), flanco norte y flanco sur (Fig. 6.2).

Dentro del registro del *draa*, se agrupan numerosos cuerpos de duna, alrededor de 70 solamente en la sección estudiada (A-B, Fig. 6.3, 6.4). Entre estos cuerpos, las diferencias más significativas se encuentran en diversos aspectos de la arquitectura sedimentaria, mientras que generalmente no se ven grandes diferencias en características texturales y composicionales. La escala de los cuerpos de duna varía entre menos de un metro de espesor y apenas 2 a 5 m de ancho aparente, hasta 8 m de espesor y alrededor de 100 m de ancho aparente (Fig. 6.5). La geometría de los cuerpos varía en sección desde formas rectangulares a lentes plano convexas y triangulares. La dirección de paleocorrientes (ver capítulo 3) de los cuerpos se distribuye entre N°320 y N°170, con modas dominantes hacia el norte, noreste y sudeste, mientras que el ángulo de buzamiento varía entre 25° y 5° (Fig. 6.6A). Según la abundancia de sus tipos de estratificación, los cuerpos de duna varían desde totalmente dominados por laminación traslucida subcrítica hasta totalmente dominados por estratos de flujos de granos. Las superficies que limitan cuerpos de duna tienen una amplia dispersión y un ángulo de inclinación muy variable (Fig. 6.6B).

6.2.1. Complejos arquitecturales

Con el objeto de ordenar el registro del *draa* norte, se numeraron los cuerpos de duna que lo componen en base a su diseño de superposición, estableciendo una cronología relativa entre los mismos (Fig. 6.3, 6.4). Al llegar a cierto número en la numeración, fue necesario realizar cronologías independientes en función del flanco del *draa* preservado (numeración n1-n22 para el flanco norte y s1-s42 para el flanco sur). Sobre esta base, se analizaron las características de los cuerpos de duna y las superficies que los limitan en función de su cronología aproximada.

Como resultado, se identificaron 3 estilos particulares de arquitectura sedimentaria dentro del registro del *draa*, denominados en este trabajo complejos arquitecturales. En términos generales, el primer complejo se caracteriza por cuerpos de pequeño tamaño, principalmente con forma de cuña, el segundo complejo se destaca por cuerpos de gran escala con geometría

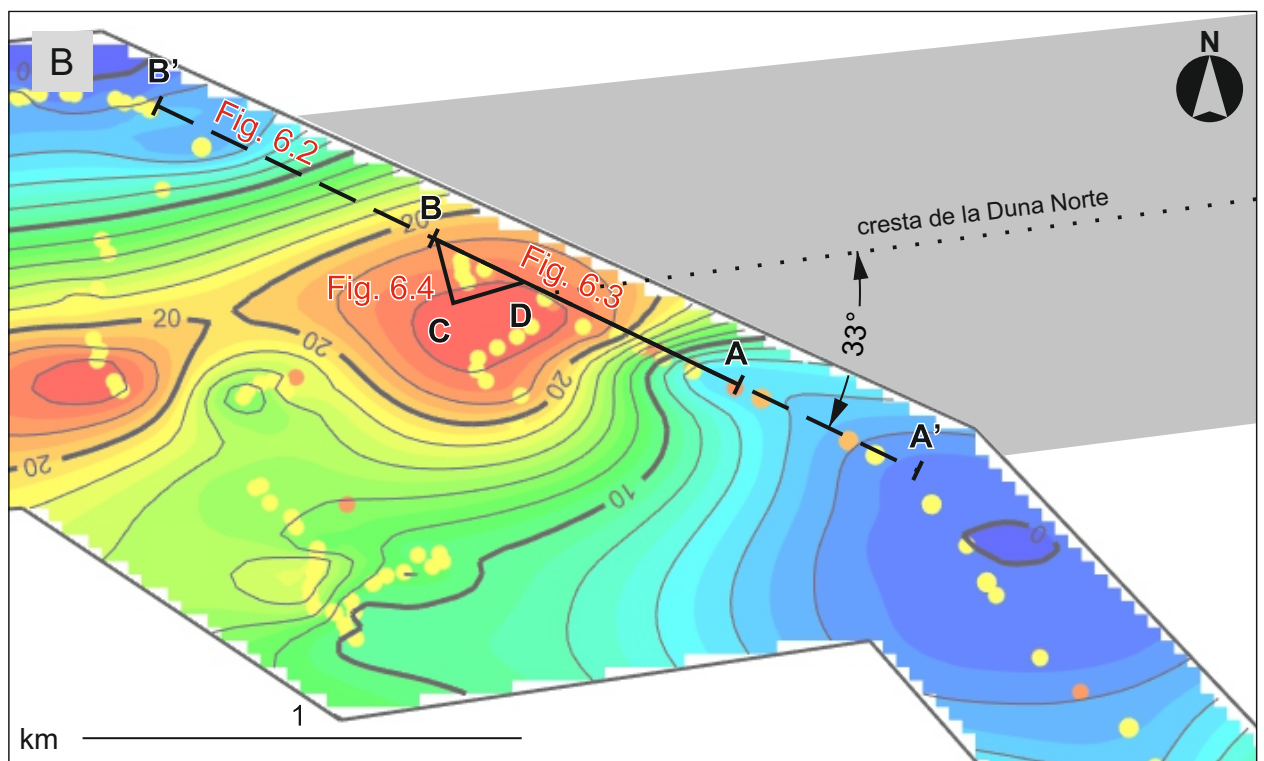
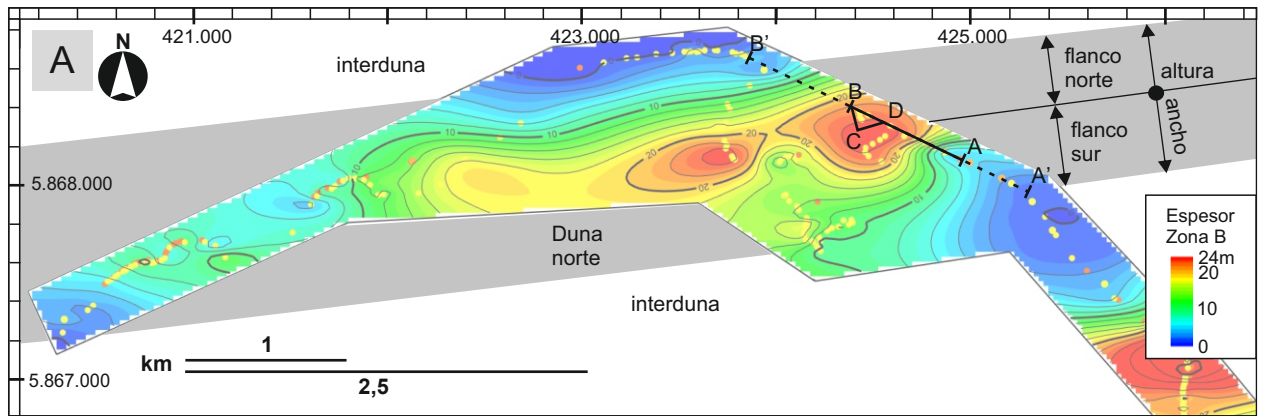


Figura 6.1. Ubicación de las secciones del *draa* norte de la localidad de Loma La Torre analizadas en este capítulo. A) Mapa de espesor de la Zona B del modelo de escala local. B) Detalle de la sección A'-B' y sus secciones menores.

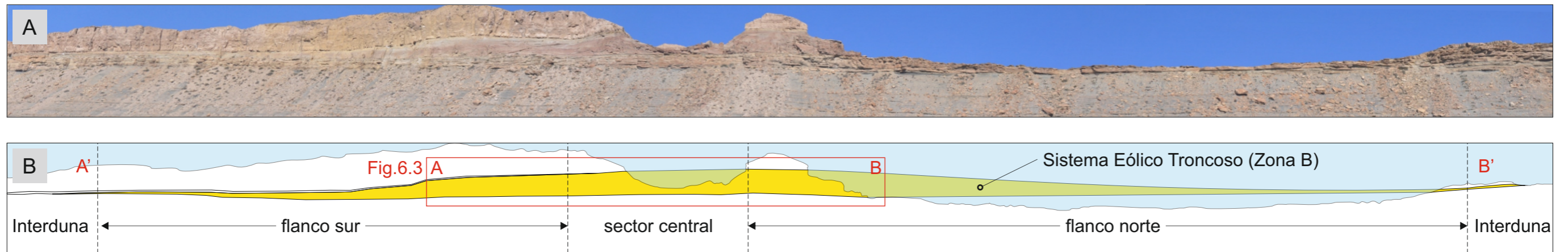


Figura 6.2. Sección A'-B'. A) Fotomosaico de campo en la localidad Loma La Torre. Ver ubicación en Fig. 6.1. B) Mapeo de la sección del registro del Sistema Eólico Troncoso, o Zona B, sobre el mismo fotomosaico. El aumento y disminución de la sección se deben a la presencia del *draa* norte. Se diferencian 3 sectores en la sección del *draa* norte (ver texto), el sector central, y los flancos norte y sur.

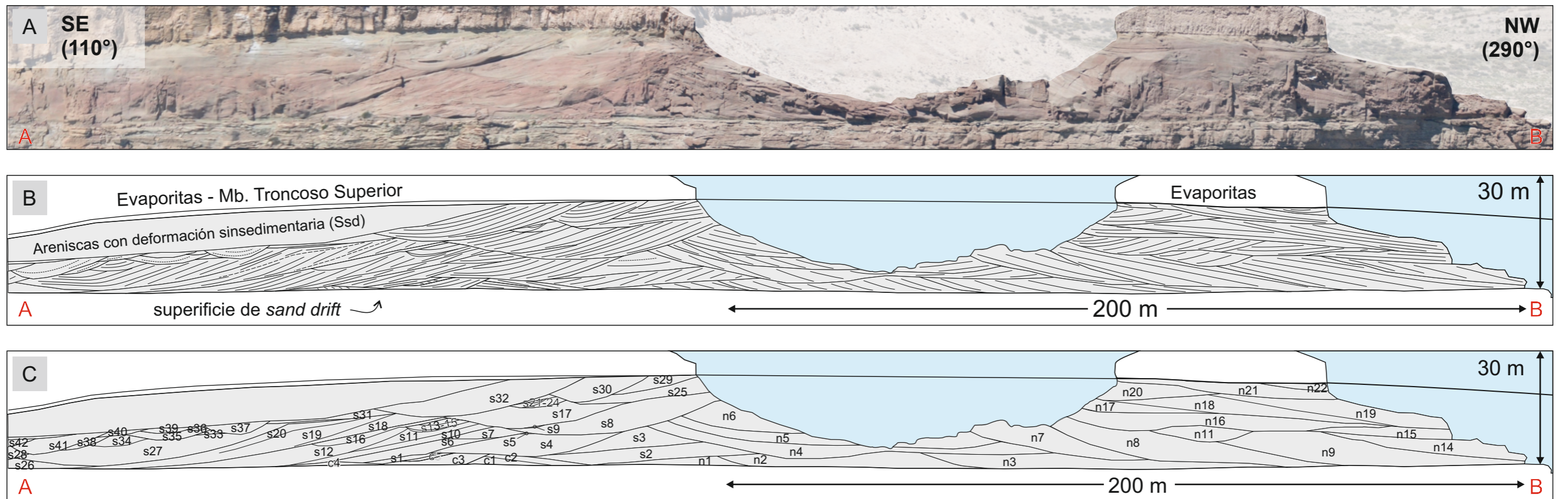


Figura 6.3. Sección A-B. Ver ubicación en Fig. 6.1 y 6.2. A) Fotomosaico de aéreo de dicha sección en la localidad Loma La Torre. B) Mapeo de la arquitectura sedimentaria del Sistema Eólico Troncoso sobre la misma sección. Con líneas gruesas se marcan las superficies internas que delimitan cuerpos de duna, mientras que en líneas delgadas se marca la estratificación entrecruzada dentro de dichos cuerpos. C) Numeración de los cuerpos de duna, en base a su diseño de superposición. Los cuerpos mas antiguos llevan el prefijo "c" de centro, mientras que posteriormente se separan segun los prefijos "n" en el flanco norte y "s" en el flanco sur.

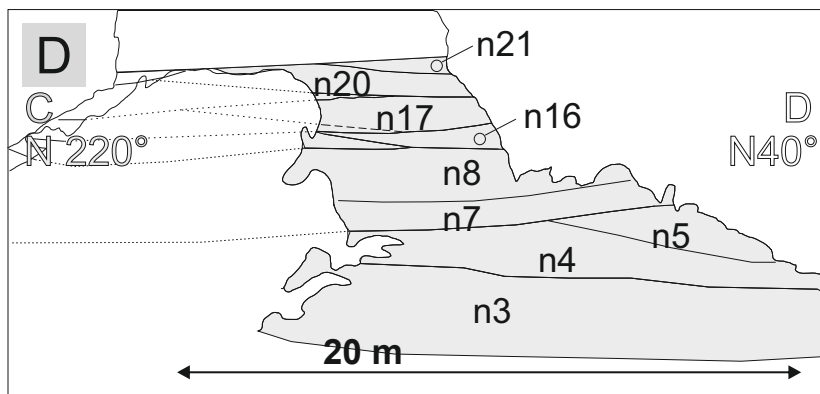
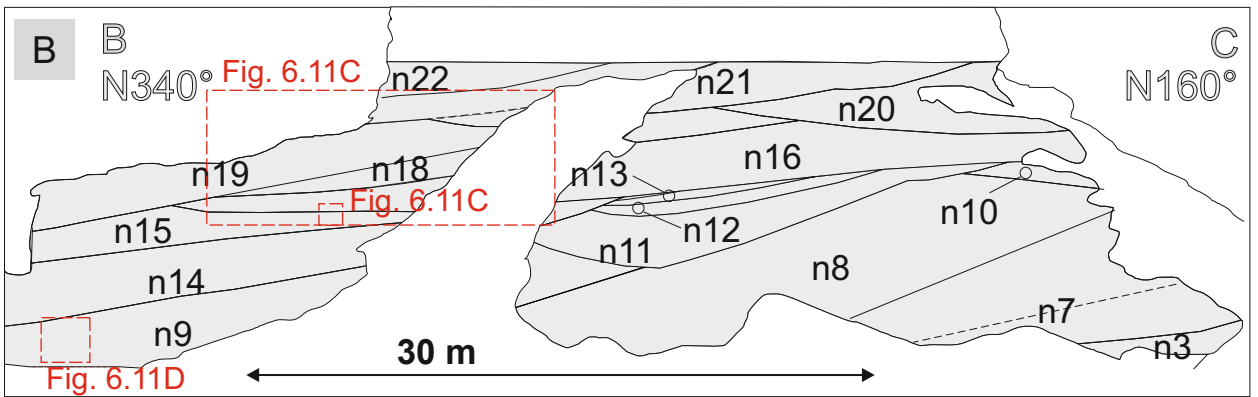


Figura 6.4. Sección B-C y C-D, ver ubicación en Fig. 6.1. A) Fotografía de la sección B-C. B) Mapeo de la arquitectura sedimentaria de la sección B-C, se marca la posición de superficies que limitan cuerpos de duna (color gris), numerados bajo el mismo esquema de la sección A-B (Fig. 6.3C). C) Fotografía de la sección C-D. D) Mapeo de la arquitectura sedimentaria de la sección en (C), las líneas marcan la posición de superficies internas que limitan cuerpos de duna (estos últimos en color gris) los cuales están numerados en el mismo esquema de la Fig. 6.3C.

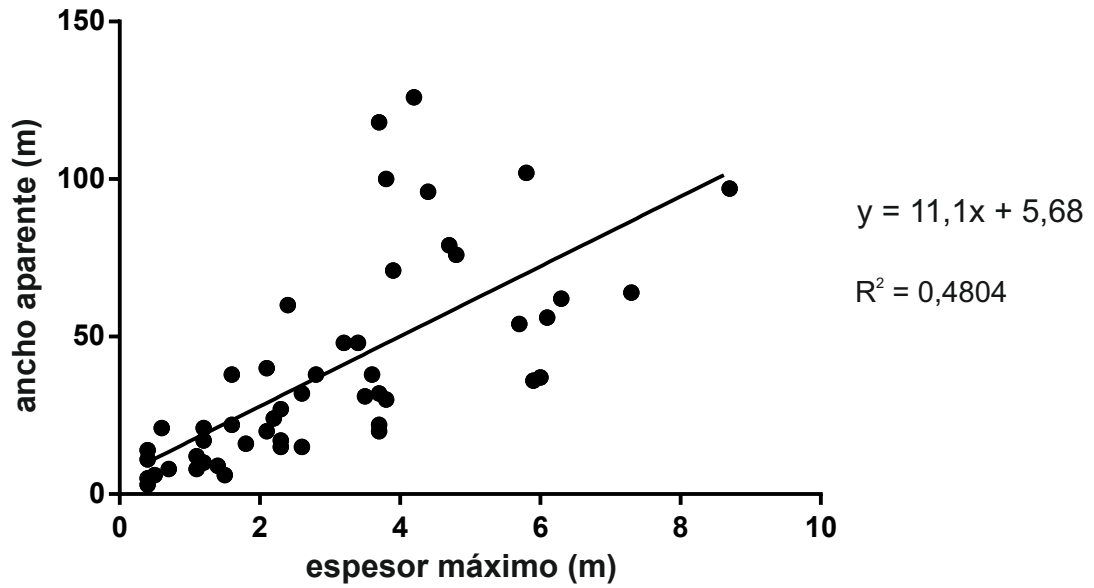


Figura 6.5. Escala de los cuerpos de duna en la sección este del *draa* norte en la localidad de Loma La Torre. La escala de los cuerpos esta representada por datos de espesor máximo comparados con ancho aparente. Se muestra la línea de regresión lineal que establece la relación directa entre ambas variables.

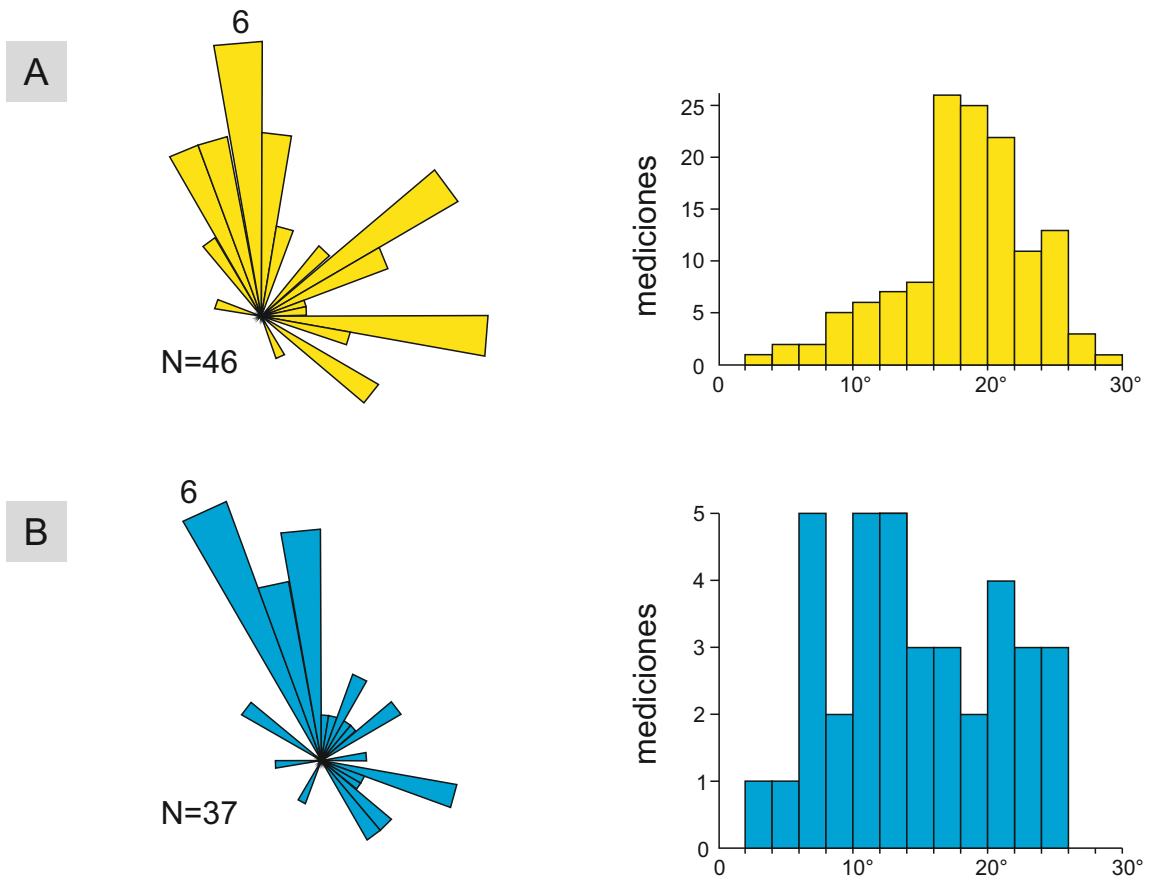


Figura 6.6. Datos de orientación de paleocorrientes y superficies internas del *draa* norte de Loma La Torre en la secciones estudiadas. A) Paleocorrientes de los cuerpos de duna y ángulo de inclinación de estratos entrecruzados en dichos cuerpos. B) Dirección y ángulo de inclinación de las superficies que separan dichos cuerpos de duna.

de cuñas y artesas, y finalmente el tercer complejo se caracteriza por cuerpos en artesa de escala intermedia. Cada uno de estos complejos arquitecturales tiene diferencias significativas en varios aspectos de los cuerpos de duna, desde la escala (representada por espesor y ancho aparente; Figs. 6.7 y 6.8), su orientación de paleocorrientes, su geometría externa y en menor medida sus tipos de estratificación dominantes y aspectos texturales o composicionales.

En relación con la diferenciación cuantitativa de dichos complejos, el análisis estadístico de los datos de espesor máximo y ancho aparente tanto por el test de la varianza de Fisher (ANOVA) como el test de Kruskal-Wallis, para datos no paramétricos, determinaron la presencia de diferencias significativas entre las poblaciones de cuerpos de dichos complejos. Se realizaron ambas pruebas debido a que no se pudo comprobar que todas las poblaciones analizadas tuvieran una distribución normal en base a los test de D'Agostino y Person, Shapiro-Wilk y KS (ANEXO C). A su vez se separaron 4 poblaciones de cuerpos de duna, una por cada complejo arquitectural sumado a cuerpos minoritarios de muy pequeña escala dentro del complejo 2, separados como un cuarto grupo. Para los datos de espesor máximo, el test ANOVA marcó diferencias significativas al nivel de $p < 0,05$ para los 4 grupos diferenciados (Figs. 6.7 y 6.8) [$F(3, 64) = 23,36; p < 0,0001$], del mismo modo que el test de Kruskal-Wallis, al mismo nivel $p < 0,05$ [$H = 40,85; p < 0,0001$]. Para los datos de ancho aparente, el test ANOVA marcó diferencias significativas para los 4 grupos de cuerpos [$F(3, 48) = 20,25; p < 0,0001$], del mismo modo que el test de Kruskal-Wallis [$H = 34,79; p < 0,0001$], siempre al nivel de $p < 0,05$. Comparaciones posteriores usando las pruebas de comparaciones múltiples de Tukey y Dunn indicaron las diferencias específicas entre cada una de las poblaciones (Tablas 6.1 y 6.2).

6.2.1.1. Complejo 1

Este complejo forma el registro cronológicamente más antiguo del *draa*, ocupa un área muy pequeña en la sección estudiada y se caracteriza por *sets* de pequeña escala (Fig. 6.9). Es llamativo que el primer cuerpo de este complejo muestra diferencias al resto del registro del *draa* en numerosos aspectos. En cuanto a la textura, este primer cuerpo muestra una proporción de arena gruesa mayor respecto al resto del registro, y forma un depósito moderadamente seleccionado (Fig. 6.9D, E, F). Por otro lado, es notable la ausencia de estratos inclinados de alto ángulo, quedando dominado por estratificación y laminación de bajo ángulo (facies *S1e*) con un dominio de laminación trasluciente subcrítica y láminas de caída de granos, mostrando un estrato de migración de óndulas de adhesión (Fig. 6.9F), el único registro claro de humedad identificado en el registro del *draa*. El ángulo de inclinación de dicha estratificación es de alrededor de 10° en dirección $N^\circ 340$. El resto de los cuerpos de este complejo son pequeños, generalmente inferiores al metro de espesor y de menos de 30 metros de ancho aparente (Figs. 6.7, 6.8), con una geometría en sección principalmente triangular. La escala de estos cuerpos muestra una diferencia significativa con los cuerpos de gran escala que dominan ampliamente el

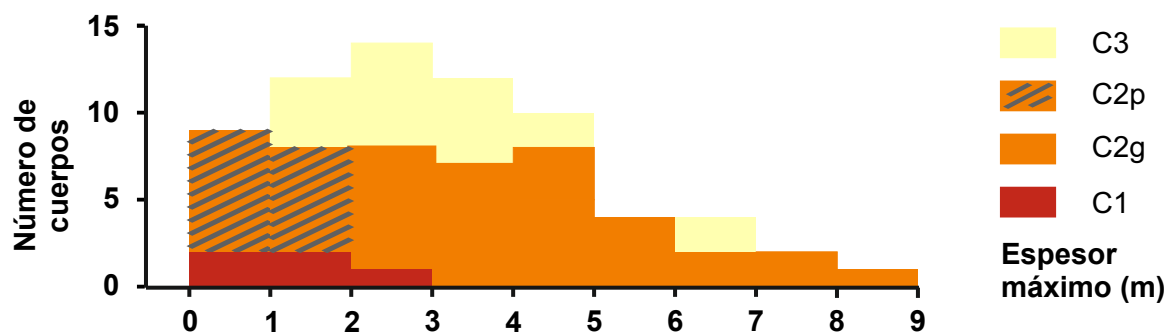


Figura 6.7. Histograma de los valores de espesor de los cuerpos en función del complejo sedimentario. Se diferencian los cuerpos de duna del Complejo 1 (C1), cuerpos del Complejo 2 discriminados según gran escala (C2g) y pequeña escala (C2p), y cuerpos del Complejo 3 (C3).

test de comparaciones múltiples de Tukey			
	Diferencia media	Intervalo de confianza de 95% para la media	¿Significativo?
C2g vs. C1	3.036	1,286 a 4,785	si
C2g vs. C2p	3.542	2,343 a 4,741	si
C2g vs. C3	1.288	0,2302 a 2,345	si
C1 vs. C2p	0.5065	-1,404 a 2,417	no
C1 vs. C3	-1.748	-3,572 a 0,07662	no
C2p vs. C3	-2.254	-3,561 a -0,9478	si

comparaciones múltiples de Dunn		
	Diferencia media	¿Significativo?
C2g vs. C1	31.77	si
C2g vs. C2p	39.26	si
C2g vs. C3	12.63	no
C1 vs. C2p	7.485	no
C1 vs. C3	-19.14	no
C2p vs. C3	-26.62	si

Tabla 6.1. Resultados del análisis de los datos de espesor máximo de los cuerpos en función del complejo arquitectural, usando las pruebas de comparaciones múltiples de Tukey, en base al test de ANOVA, y test de Dunn para datos no paramétricos, en base al test Kruskal-Wallis. Ver discusión de los resultados en el texto.

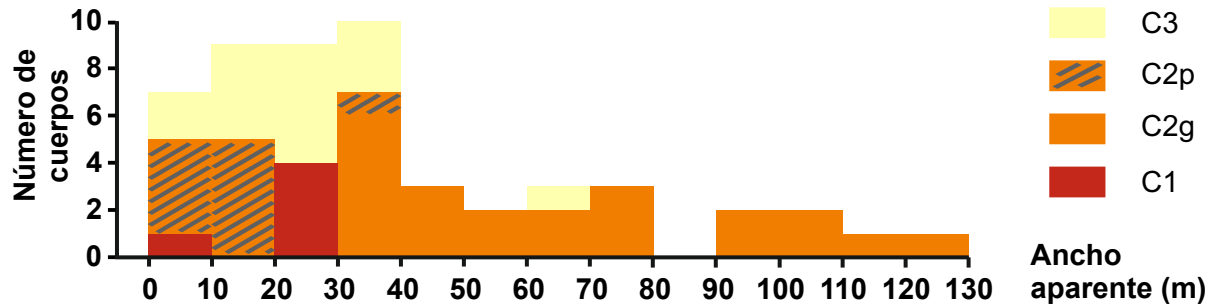


Figura 6.8. Histograma de los valores de ancho aparente de los cuerpos en función del complejo arquitectural. Se diferencian los cuerpos de duna del Complejo 1 (C1), cuerpos del Complejo 2 discriminados según gran escala (C2g) y pequeña escala (C2p), y cuerpos del Complejo 3 (C3).

test de comparaciones múltiples de Tukey			
	Diferencia media	Intervalo de confianza de 95% para la media	¿Significativo?
C1 vs. C2g	-45.55	-73,91 a -17,18	si
C2g vs. C2p	53.15	31,31 a 74,98	si
C2g vs. C3	42.35	23,17 a 61,52	si
C1 vs. C2p	7.6	-23,76 a 38,96	no
C1 vs. C3	-3.2	-32,77 a 26,37	no
C2p vs. C3	-10.8	-34,18 a 12,58	no

comparaciones múltiples de Dunn		
	Diferencia media	¿Significativo?
C1 vs. C2g	-21.61	si
C2g vs. C2p	30.46	si
C2g vs. C3	20.71	si
C1 vs. C2p	8.85	no
C1 vs. C3	-0.9	no
C2p vs. C3	-9.75	no

Tabla 6.2. Resultados del análisis de los datos de ancho aparente de los cuerpos en función del complejo arquitectural, usando las pruebas de comparaciones múltiples de Tukey, en base al test de ANOVA, y test de Dunn para datos no paramétricos, en base al test Kruskal-Wallis. Ver discusión de los resultado en el texto.

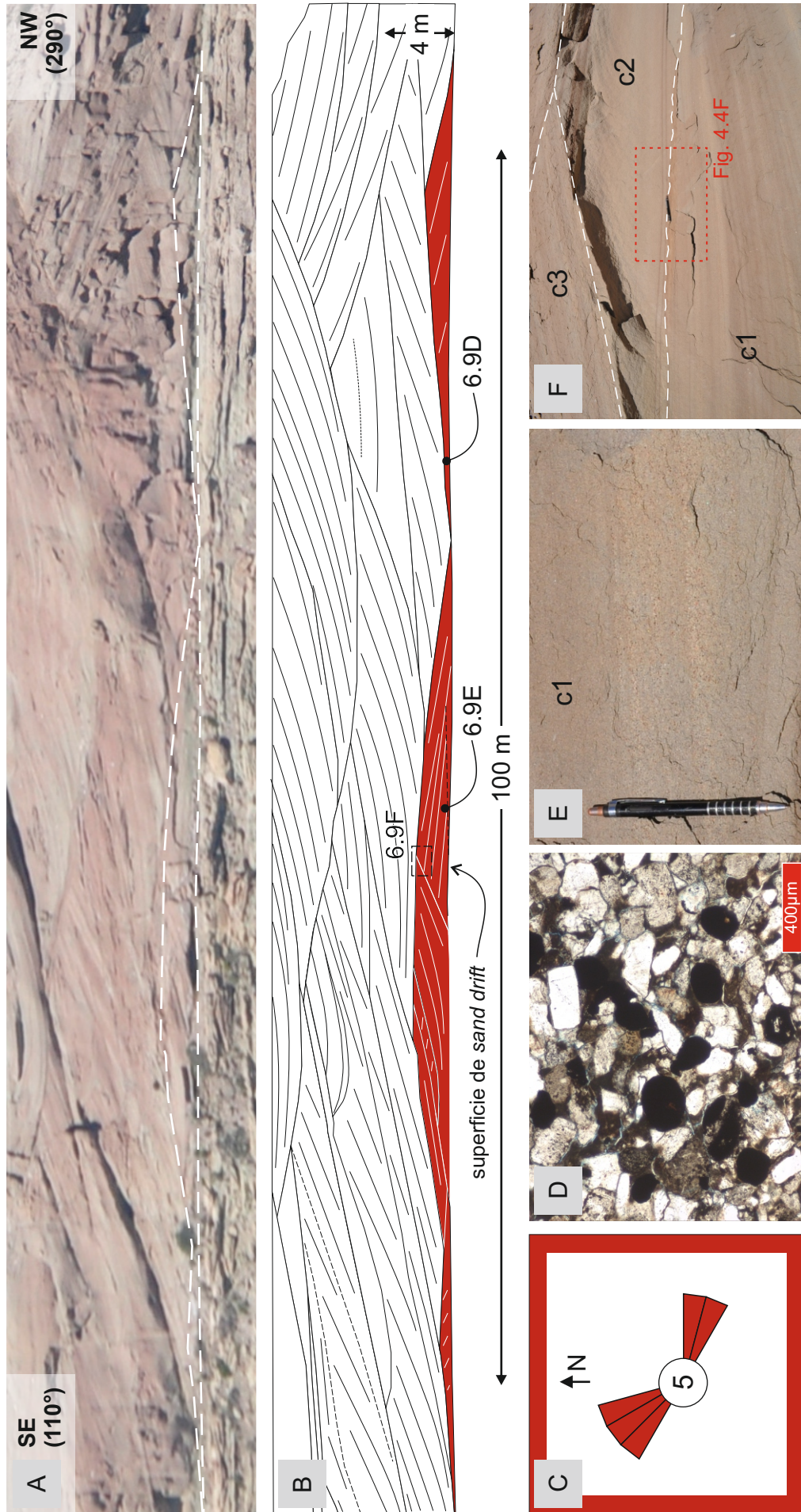


Figura 6.9. Complejo arquitectural 1 en la sección A-B de Loma La Torre, ver ubicación en Figs. 6.1 y 6.2. A) Fotografía aérea, los límites del complejo se resaltan con línea de trazos. B) Panel arquitectural, con el complejo mencionado resaltado con color. C) Distribución de paleocorrientes de los cuerpos del complejo. D) Corte delgado de una muestra tomada en uno de los cuerpos del complejo (ubicación en Fig. 6.9B), mostrando la abundancia de clastos de minerales opacos. E) Fotografía mostrando la moderada selección granulométrica del primer cuerpo del complejo (ubicación en Fig. 6.9B). F) Fotografía mostrando la disposición de las superficies que limitan los cuerpos, marcadas con líneas de trazos. Detalle de tipos de estratificación observados en Fig. 4.4F.

Complejo 2 (Tablas 6.1, 6.2). Desde el punto de vista composicional, los cuerpos de este complejo se caracterizan por la presencia recurrente de clastos opacos, que podrían deberse a la presencia de minerales pesados (Fig. 6.9D). La dirección de paleocorrientes (promedio de estratos entrecruzados en un cuerpo, ver capítulo 3) tiene una distribución bimodal, con modas comprendidas entre N90° a 125° y N320° a 350° (Fig. 6.9C). Las pocas superficies internas preservadas no han podido ser medidas, pero se puede observar su inclinación aparente en dos direcciones, inclinando sutilmente hacia el noroeste, y con mayor ángulo aparente hacia el sudeste, sugiriendo que su orientación es bimodal y similar a la de las paleocorrientes (Figs. 6.9B, F).

Se infiere que el Complejo 1 es el resultado de la construcción y migración de una duna, o conjunto de dunas, simples y pequeñas. Las características particulares del cuerpo más antiguo preservado, indican la falta de una cara de avalancha activa, y la concentración relativa de granulometría gruesa y de partículas pesadas podría indicar condiciones de poca disponibilidad de arena (Kocurek y Nielson, 1986). En base a estos rasgos, se interpreta que el primer cuerpo de este complejo se depositó por la migración de un *zibar*, o duna dómica, con una ligera abundancia relativa de grano grueso (Nielson y Kocurek, 1986). El resto de los cuerpos del complejo se pueden relacionar a la depositación por migración de dunas con desarrollo de una cara activa en base a los tipos de estratificación identificados. La arquitectura sedimentaria que se puede observar en base al complejo preservado, permite inferir la depositación a partir de una duna lineal simple (*sensu* Rubin y Hunter, 1985). En este sentido, las dos modas de cuerpos con direcciones de paleocorrientes con una diferencia mayor a 90°, que se interdigitan o apoyan de forma zigzagueante (Figs. 6.5A, F) son muy similares a las predicciones de los modelos de Rubin (1987, Fig. 55) para dunas sinuosas lineales simples de una dinámica longitudinal (*sensu* Rubin y Hunter, 1985). En relación a esta interpretación, el origen de los distintos cuerpos del Complejo 1 puede ser explicado por la migración de sinuosidad de una única forma de lecho, de forma similar al modelo de Bristow et al. (2000). Este modelo también puede explicar la relación entre el primer cuerpo preservado y el resto de los cuerpos del complejo, como el resultado de la migración de la duna por encima y alrededor de su nariz o extensión viento abajo (ver Fig. 3 Bristow et al., 2000). Estas extensiones son muy comunes en las dunas lineales a medida que van avanzando en su dirección de elongación (Tsoar, 1986, 1983) y tienen características muy similares a los domos de arena o *zibar*. En este escenario el primer cuerpo puede no necesariamente haber sido originado por un domo aislado sino que podría ser parte de la nariz inicial de una duna lineal elongándose (*sensu* Tsoar et al., 2004).

6.2.1.2. Complejo 2

El Complejo 2 está caracterizado por la presencia dominante de cuerpos de duna de gran escala (Figs. 6.7, 6.8), con una distribución bimodal de paleocorrientes y superficies internas

cuya orientación depende de la posición dentro del registro del *draa* (Fig. 6.10). A diferencia del Complejo 1, este complejo forma una parte importante del registro del *draa* preservado. Los cuerpos del Complejo 2 se han agrupado en base a su escala, y a otras características específicas, en dos poblaciones distintivas. La población de cuerpos de gran tamaño es claramente dominante (98% en área sobre el total del Complejo 2) y es característica de este complejo arquitectural, mostrando diferencias estadísticamente significativas en espesor y ancho con todos los demás grupos excepto en cuanto al espesor con la población del Complejo 3 según el test de Dunn (Tablas 6.1, 6.2). El espesor máximo en sección de dichos cuerpos tiene una moda dominante entre los 4 y 5 m, y alcanzan valores de hasta 8,5 m (Fig. 6.7, C2g), mientras que los anchos aparentes varían entre un mínimo de 30 m y pueden superar los 100 m. Por otro lado, la población de cuerpos de pequeña escala es muy minoritaria (2% en área del complejo) y se caracteriza por espesores máximos inferiores a los 2 m (Fig. 6.7, C2p) y anchos aparentes generalmente menores a 20 m (Fig. 6.8, C2p).

Por otro lado, las superficies dentro del complejo han sido agrupadas según su geometría, en superficies cóncavas, por un lado, y planares a tangenciales por otro (Fig. 6.10B). La inclinación preponderante de las superficies internas depende de su ubicación en la sección. Esta diferenciación es notable en las superficies planares a tangenciales, que inclinan al norte en el flanco norte, y al sur o al sudeste en el flanco sur (Fig. 6.10D).

Los cuerpos de gran escala se pueden agrupar según su geometría en forma de cuñas y artesas, inferidas por secciones triangulares y planoconvexas respectivamente. En este sentido, se demostró que la división entre estos dos tipos de geometría tiene una relación importante con una variedad de otros aspectos de los cuerpos. Los cuerpos en cuña (60% en área del complejo) se localizan hacia los flancos del *draa* (Fig. 6.10B) y muestran una distribución de paleocorrientes bimodal obtusa (Fig. 6.10C). Por su parte, los cuerpos en artesa (38% en área del complejo) se localizan hacia el centro de la sección del *draa* (Fig. 6.10B) y tienen una distribución de paleocorrientes bimodal recta a aguda (Fig. 6.10C). De forma similar a las superficies mayores, la orientación de las paleocorrientes de dichos cuerpos varía según la posición en el relleno del *draa*. Para cuerpos en cuña, en el flanco norte domina una orientación de paleocorrientes entre N320° y 0°, mientras que en el flanco sur domina una moda entre N100° y N160° (Fig. 6.10C). La misma diferenciación se da para cuerpos en artesa según su proximidad a determinado flanco, como ya se sospecha desde la observación de la sección (Fig. 6.10B). Ambos tipos de cuerpo se caracterizan por un ordenamiento de los tipos de estratificación eólica agrupados en paquetes de estratos de flujo de granos intercalados con paquetes de laminación traslucida subcrítica, que resaltan por su coloración rojiza (Fig. 6.11A, B, C). Sin embargo, los cuerpos en cuña son más abundantes en laminación traslucida subcrítica, debido a que la proporción relativa de dicha laminación va aumentando notablemente a medida que el ángulo de inclinación disminuye gradualmente hacia las partes basales de los cuerpos, donde dicho tipo de laminación domina

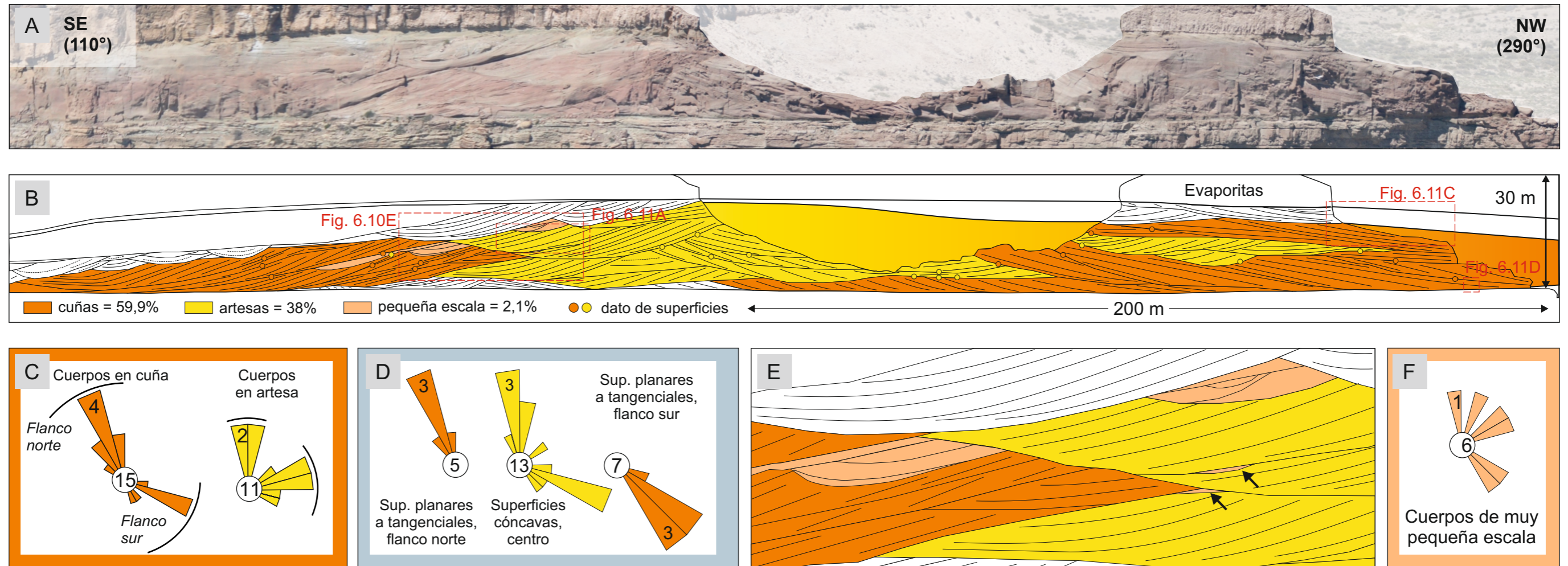


Figura 6.10. Complejo 2 en la sección A-B de Loma La Torre, ver ubicación en Figs. 6.1 y 6.2. A) Fotomosaico aéreo de dicha sección. B) Mapeo de la arquitectura sedimentaria del Complejo 2. Los colores representan los grupos de cuerpos de duna a los que se hace referencia en el texto. Los puntos de color hacen referencia a las mediciones del rumbo y buzamiento de las superficies mayores, siendo amarillos en superficies cóncavas y naranja en superficies planares a tangenciales. C) Paleocorrientes de los cuerpos de duna de gran escala en función de su geometría externa. D) Dirección de buzamiento de las superficies mayores utilizando los mismos colores que en B, y discriminadas según el sector. E) Detalle del mapeo de la arquitectura sedimentaria, las flechas resaltan cuerpos de muy pequeña escala. E) Paleocorrientes de los cuerpos de muy pequeña escala.

Geometría del cuerpo	C2g-cuñas	C2g-artesas
ubicación en la sección	flancos	centro
superficie basal	planar a tangencial	cóncava
distribución de paleocorrientes	bimodal obtusa	bimodal aguda
estratificación eólica	tipo 1, 2 y 3, tipo 1 dominante	tipo 1, 2 y 3
disminución del ángulo de estratificación entrecruzada	gradual	abrupta
variabilidad de dirección de inclinación de estratos	estrecha (D.S.=0,006)	amplia (D.S.=0,070)

Tabla 6.3. Resumen de las diferencias observadas entre los cuerpos de cuña y de artesas de gran tamaño en el complejo 2 (C2g).

	C1	C2g	C2p	C3
geometría	cuñas?	cuñas y artesas	cuñas y artesas	artesas
espesor	menos de 3 m	entre 2 y 9 m	menos de 2 m	entre 1 y 5 m
ancho	entre 5 y 30 m	entre 30 y 130m	entre 2 y 20 m	entre 5 y 40 m

Tabla 6.4. Resumen de las diferencias observadas entre los cuerpos de los distintos complejos arquitecturales.

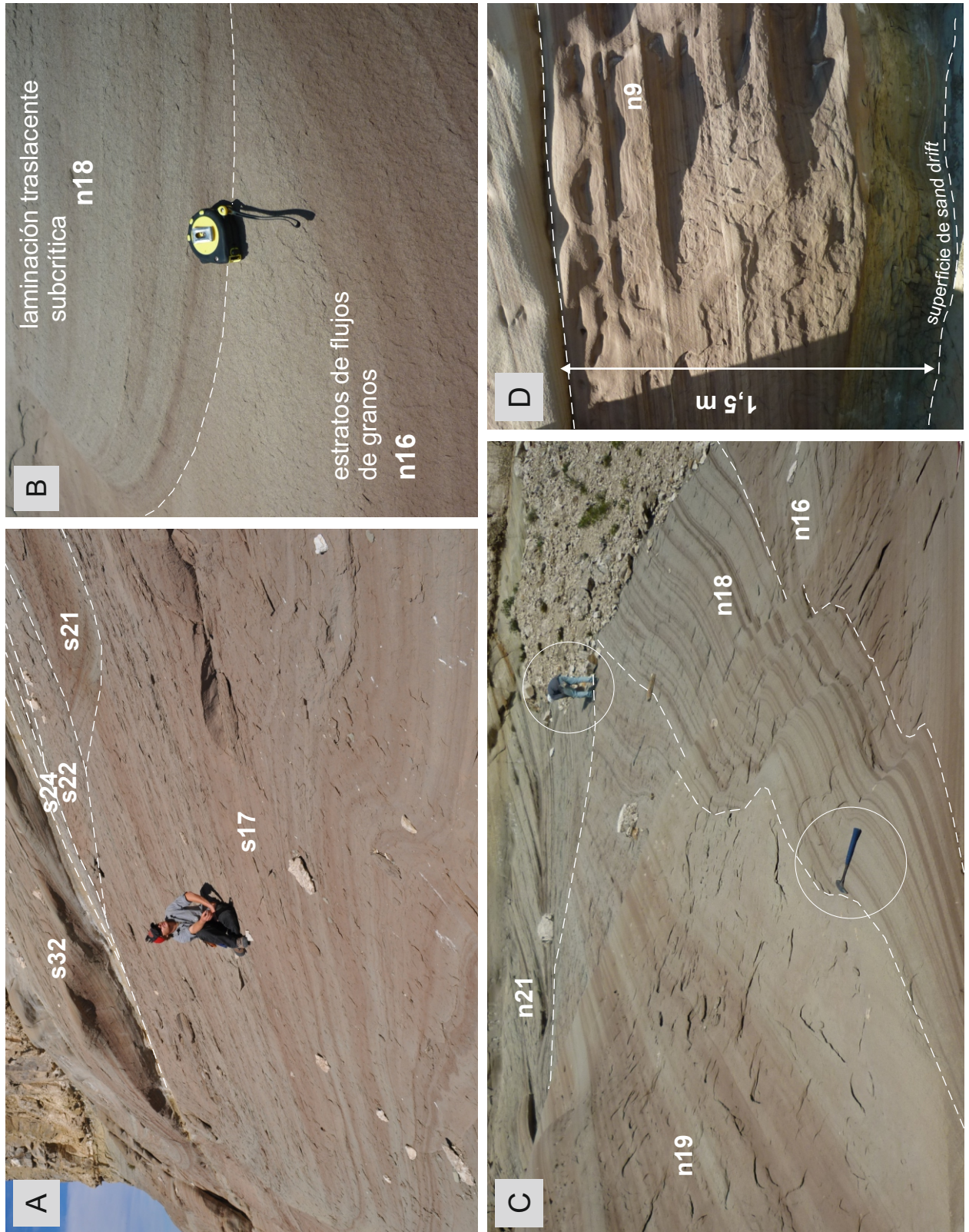


Figura 6.11. Detalles de la secciones estudiadas, ver ubicaciones en Figs. 6.4 y 6.10. A) Cuerpo de gran escala en forma de cuña, caracterizado por intercalación de estratos de flujo de granos y laminación traslacente subcrítica, esta última destacada por colores rojizos en el afloramiento. En el sector superior derecho se observa la presencia de conjunto de cuerpos de duna de pequeña escala. B) Detalle del cambio abrupto en la proporción de tipos de estratificación eólica en el límite entre dos cuerpos de duna. C) Cuerpo de gran escala en forma de cuña, también caracterizado por la intercalación de estratos de flujo de granos y laminación traslacente subcrítica. D) Sector basal de un cuerpo en cuña, dominado por laminación traslacente subcrítica. A diferencia de los cuerpos en artesa, en estos cuerpos el cambio en la proporción de tipos de estratificación es gradual.

ampliamente (Fig. 6.11D). Por el contrario, la base de los cuerpos en artesa se marca por una abrupta disminución del ángulo de inclinación y un delgado pie de duna con dominio de laminación traslucida subcrítica. Finalmente, se detectó una diferencia estadísticamente significativa en la variabilidad de la dirección de inclinación de la estratificación entrecruzada dentro de los cuerpos en cuña y artesa (representada por el parámetro S, Collinson et al., 2006) (Fig. 6.12). Se demostró que dichos valores siguen una distribución normal, en base a las pruebas de D'Agostino y Person, Shapiro-Wilk y KS (ANEXO D), y se comprobó una diferencia significativa entre los dos tipos de cuerpo en base al resultado de la prueba t de Student ($t(7,073) = 3,015; p = 0,0193$). En este sentido, los cuerpos en artesa (Media = 0.92, Desvío Estándar = 0.070) tienen una variabilidad de dirección de inclinación mucho mayor que los cuerpos en cuña (Media = 0.99, Desvío St. = 0.006). El conjunto de las diferencias encontradas entre cuerpos de geometría en artesa y cuña se resumen en la tabla 6.3.

Los cuerpos de duna de pequeña escala, relativamente minoritarios en número, y muy subordinados respecto al área que ocupan en el relleno del complejo, se caracterizan por concentrarse en grupos cuya base queda definida por una superficie cóncava (Fig. 6.10E). El espesor de cada uno de estos cuerpos individuales es inferior a los dos metros (Fig. 6.7) y su ancho aparente generalmente menor a 20 metros (Fig. 6.8). Sus orientaciones de paleocorrientes son muy variables, aunque ocupan rangos similares a las paleocorrientes de los cuerpos de gran tamaño en forma de artesa (Fig. 6.10F). La ubicación de los mismos se da en el sector entre el flanco y el centro de la sección, generalmente entre los sectores de transición entre cuerpos de gran escala en artesa y en cuña (Fig. 6.10E), y son más comunes y mejor desarrollados hacia los sectores superiores del Complejo 2.

Los cuerpos en artesa de gran escala que se encuentran en el centro de la sección, son consistentes con la arquitectura esperada para una duna lineal sinuosa de dinámica longitudinal (*sensu* Rubin y Hunter, 1985) según los modelos de Rubin (1987). Este tipo de dunas se caracterizan por caras de avalancha opuestas, a un lado y otro de la cresta, cambiando el lado de la actividad según la estación del año (Lancaster, 1995; Tsoar, 1983). En los estudios de dunas actuales y modelos de la morfodinámica disponibles en la bibliografía, tales caras activas opuestas forman sets de estratos entrecruzados, o cuerpos de duna, cuya dirección de inclinación de estratificación es oblicua al eje de mayor desarrollo del cuerpo de duna, y al rumbo de las superficies que lo limitan (Rubin, 1987; Rubin et al., 2008; Tsoar, 1982). A su vez, el eje de mayor desarrollo del cuerpo de duna y el rumbo de las superficies internas, son subparalelos a la orientación de la forma de lecho que los generó (ver figs. 55 y 77, Rubin, 1987; fig. 2, Rubin et al., 2008). Por su parte, los cuerpos en cuña típicos de los flancos de la sección son interpretados como el resultado de la depositación en sectores relativamente más estables en relación a la cresta, en base a la actividad dominante de óndulas eólicas y a las direcciones de inclinación de estratificación, que evidencian menor variabilidad. Sectores estables, dominados

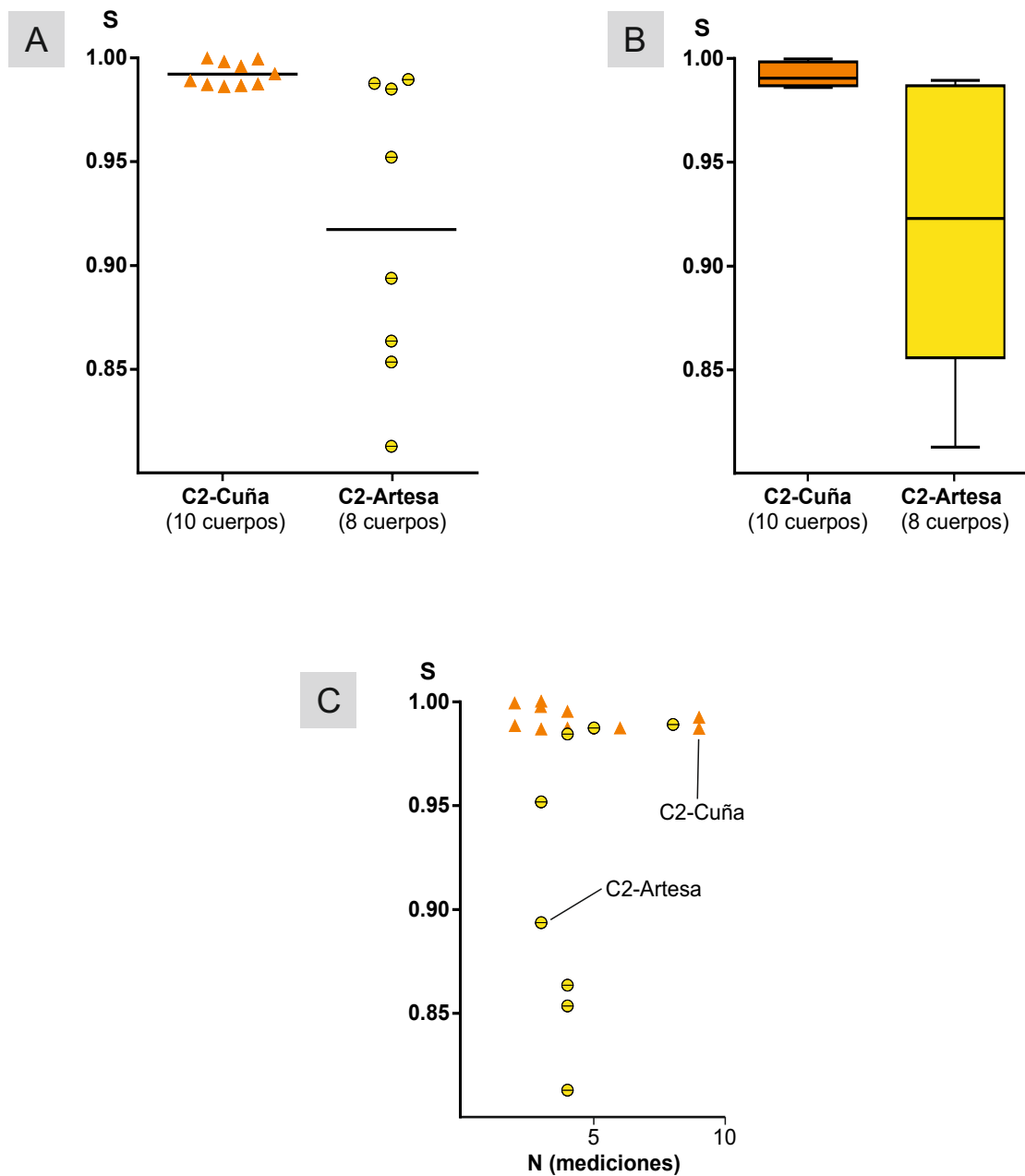


Figura 6.12. Variabilidad de la dirección de inclinación de la estratificación entrecruzada dentro de los cuerpos de duna, en función de su geometría externa. La variabilidad de la dirección de inclinación esta representada por el parámetro S o vector de fuerza (Collinson *et al.* 2006). A) Diagrama de puntos mostrando los valores individuales de S y una línea en el valor de la media. B) Diagrama de caja y brazos. Los brazos muestran los valores mínimos y máximos, mientras que las cajas el resto de los valores con una línea en el valor de la mediana. C) Relación entre numero de mediciones usado para calcular S en cada cuerpo y el valor de dicho parámetro.

por procesos de migración de óndulas eólicas, son típicos de una considerable porción de la sección de una duna lineal (Lancaster, 1995), y que en este trabajo denominamos flanco de duna. En este sentido, la disminución de la sinuosidad de la forma de lecho en dichos sectores, se vería reflejada en la menor variabilidad de dirección de inclinación de los cuerpos, y la orientación de paleocorrientes bimodal obtusa.

En base a estas interpretaciones, se propone que mientras que los cuerpos en cuña se formaron por depositación en los flancos de una antigua duna lineal, los cuerpos en artesa se formaron por depositación en el sector de cresta del mismo tipo de duna. Teniendo como referencia los modelos de Rubin (1987), se argumenta que dicho complejo arquitectural, formado por alrededor de 30 cuerpos de duna de gran escala en la sección analizada, podría haberse generado por una única forma de lecho de gran tamaño. Una diferencia con el modelo citado sería que los depósitos de este complejo se habrían generado por una duna que no estaba acumulando (*sensu* Kocurek, 1999) y habría crecido a medida que migraba, permitiendo la depositación de varios cuerpos amalgamados. Por otro lado, en este esquema las superficies que limitan los cuerpos de duna habrían sido generadas entonces por la migración de la sinuosidad de la forma de lecho, y no pueden ser clasificadas bajo el esquema de Brookfield, (1977), ni por sus esquemas modificados utilizados comúnmente (Mountney, 2006). Por su parte, las superficies que separan los cuerpos en artesa de los cuerpos en cuña, se pueden explicar debido al contraste de movilidad entre las zonas de cresta y de flanco (Lancaster, 1995). Por esta razón, aunque los sectores de cresta y flanco pertenecieran a una misma forma de lecho, formaron depósitos discretos separados por superficies erosivas. De forma muy similar se interpretan las superficies que Clemmensen (1989) identifica entre depósitos homologables a depósitos de flanco y de cresta en las formas eólicas preservadas excepcionalmente en el Pérmico del noreste de Inglaterra, e interpretadas como *draa* lineales compuestos. Este modelo de arquitectura propuesto para el Complejo 2, se investiga más adelante en base a estudios de dunas modernas y utilizando el mismo software que en los modelos citados (Rubin, 1987; Rubin y Carter, 2005).

Finalmente, los grupos de pequeños cuerpos de duna limitados por superficies cóncavas hacia arriba, debido a su escala y posición, se cree se formaron por la migración pequeñas dunas sobreimpuestas a la forma de lecho mayor. La forma de la superficie basal de estos grupos indica la presencia de hoyos de erosión (*scour pits*, Rubin y Hunter, 1985). El hecho de que dichos cuerpos solo se preserven en relación a este tipo de superficies, indicaría que las dunas que los generaron migraron en un contexto erosivo dentro del flanco de la forma de lecho hospedante.

6.2.1.3. Complejo 3

El Complejo 3 es el más joven del registro del *draa*, y se caracteriza por una arquitectura de cuerpos en forma de artesa amalgamados, de tamaño intermedio (Fig. 6.13), que forman una

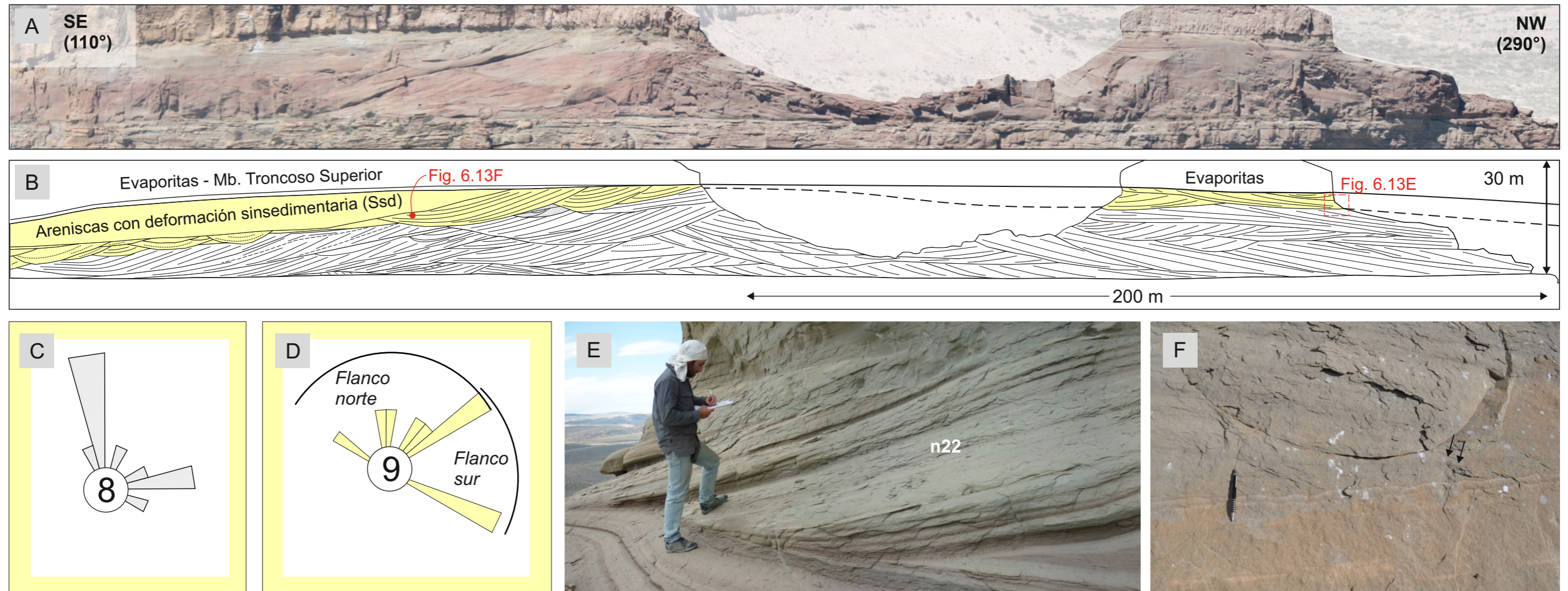


Figura 6.13. Complejo 3 en la sección A-B de Loma La Torre, ver ubicación en Figs. 6.1 y 6.2. A) Fotomosaico aéreo de dicha sección. B) Mapeo de la arquitectura sedimentaria del Complejo 3. C) Paleocorrientes de los cuerpos de duna. D) Dirección de buzamiento de las superficies mayores y discriminadas según la ubicación. E) Cuerpo de duna del Complejo 3, mostrando intercalación de paquetes de estratos de flujos de granos (colores grises claros) y paquetes de laminación traslacente subcrítica (colores rojizos) y cómo dichos estratos inclinados pasan abruptamente hacia la base a un pie de duna delgado dominado por laminación traslacente subcrítica. F) Estratos de flujos de granos deformados, formando laminación convoluta.

importante proporción del registro del *draa*. Este complejo se observa mejor en el flanco sur, aunque la deformación sinsedimentaria plástica del sedimento, relacionada con la inundación marina del *draa*, ha modificado los sectores superiores del mismo. El espesor de estos cuerpos tiene una moda dominante entre los 2 y 3 m (Fig. 6.7), mientras que el ancho varía generalmente entre 5 y 40 m. Los datos de paleocorrientes tienen una distribución bimodal recta a aguda, similar a los cuerpos en artesa del Complejo 2. En consonancia con estos últimos, los cuerpos del Complejo 3 se caracterizan por una dispersión importante de la dirección de inclinación de la estratificación dentro de los cuerpos individuales. Finalmente, los tipos de estratificación más abundantes en los cuerpos de este complejo son los estratos de flujo de granos, agrupados en paquetes e intercalados con paquetes con laminación traslucida subcrítica, que pasan abruptamente a delgados pies de duna con abundante laminación traslucida subcrítica. Las superficies que limitan cuerpos dentro de este complejo muestran una amplia distribución de direcciones de inclinación, en gran medida relacionada a la forma en cóncava de las mismas (Figs. 6.10, 6.13). Sin embargo, al inspeccionar la sección A-B se puede ver que tienden a inclinarse según el flanco, esto es hacia los cuadrantes sudeste y noreste en el flanco sur y hacia los cuadrantes noroeste y noreste en el flanco norte (Fig. 6.13D), de manera similar a las superficies del Complejo 2.

Se infiere que la totalidad de los cuerpos que componen el Complejo 3 fueron generados por dunas desde pequeña a mediana escala sobreimpuestas a la forma de lecho mayor. La distribución de dicho complejo, indica que es el más estrechamente emparentado con la forma final preservada del *draa*. La ubicación y la escala de los cuerpos individuales hacen que sea altamente improbable su origen a partir de una única forma de lecho. Asimismo, no se identifican cuerpos que por su escala puedan ser asignados a la cara activa de la forma de lecho mayor hospedante, indicando que dicha forma era un *draa* sin cara activa (*slipfaceless draa*, Mountney, 2006) al menos en el sector de la sección estudiada. En este sentido, las superficies internas en este complejo se interpretan como superficies de sobreimposición (Brookfield, 1977; Fryberger, 1993; Mountney, 2006). Estas superficies se preservan sobre ambos flancos de la sección, inclinándose tanto hacia el sureste como hacia el norte, lo que indica que ambos flancos del *draa* se caracterizaron por una deposición neta. La amplia dispersión de la dirección de estratificación dentro de los cuerpos, sumado a la geometría y distribución de paleocorrientes de los mismos, marcan una similitud importante con los cuerpos de gran escala en artesa del Complejo 2, y sugieren la presencia de dunas lineales entre las dunas sobreimpuestas (Rubin, 1987).

6.2.2. Mapeo de los complejos arquitecturales y cronología relativa de los cuerpos de duna

La identificación de distintos estilos de arquitectura formando complejos arquitecturales discretos dentro del registro del *draa*, marcó la necesidad de caracterizar su distribución y abundancia, así como también evaluar sus historias de construcción internas en base a la cronología detallada de los cuerpos de duna individuales. Debido a que cada complejo arquitectural está indicando una morfodinámica distinta de la forma o formas de lecho que los generaron, estos estudios permitieron establecer con mayor precisión la evolución a largo plazo de las formas mayores que caracterizaron al Sistema Eólico Troncoso en este sector.

El análisis de la distribución de los complejos arquitecturales (Fig. 6.14), se realizó en base a la sección completa del *draa* norte en el modelo de escala local (capítulo 5), la sección A'-B' (Figs. 6.1, 6.2). En este caso, sin embargo, las distancias horizontales fueron corregidas para que representen el ancho del *draa* y sus complejos, en dirección perpendicular a la orientación del *draa*, es decir, reales o corregidos y no aparentes. Sobre esta sección se mapeo la distribución de los complejos de forma simplificada, en base a la interpolación de los límites entre complejos marcados en perfiles sedimentarios de campo y en columnas virtuales, construidas a su vez a partir del panel arquitectural.

Como resultado, se determinó que los complejos 2 y 3 forman casi la totalidad del registro del *draa*, combinándose en más del 99% del área de la sección. A su vez, estos dos complejos se dividen el registro en partes muy similares (47% el Complejo 2 y 52% el Complejo 3, Fig. 6.14). Mientras que el Complejo 2 es mucho más abundante en el centro de la sección, el Complejo 3 es más abundante hacia los flancos. El Complejo 1 por su parte, ocupa un área inferior al 1%. Cada complejo cubre por completo al complejo anterior, a la vez que aumentan el ancho y altura de la sección, de forma que la distribución de los complejos podría describirse como concéntrica. En este sentido, el Complejo 1 tiene alrededor de 35 m de ancho corregido y alrededor de dos metros de altura. El Complejo 2 tiene alrededor de 350 m de ancho corregido, y aproximadamente 20 m de altura, y finalmente el Complejo 3 tiene 860 m de ancho corregido, y 24 m de altura preservada, en la que se debe tener en cuenta el efecto de la erosión relacionada a la inundación marina del *draa*.

La cronología detallada de los cuerpos dentro de cada complejo (Fig. 6.15) se realizó sobre el panel arquitectural de la sección previamente discutida en este capítulo (sección a-b, Figs. 6.1, 6.3). En este caso, debido a que tanto la forma final preservada como el análisis de los complejos apunta a la presencia de dunas lineales, la cronología de los cuerpos se ajustó de modo tal que la acumulación de cada cuerpo fuera alternante entre los cuerpos cuya depositación avanzó hacia el norte y cuerpos cuya depositación avanzó hacia el este o sudeste, respetando el orden de superposición. En otras palabras, se tomó como regla que no se pueden acumular

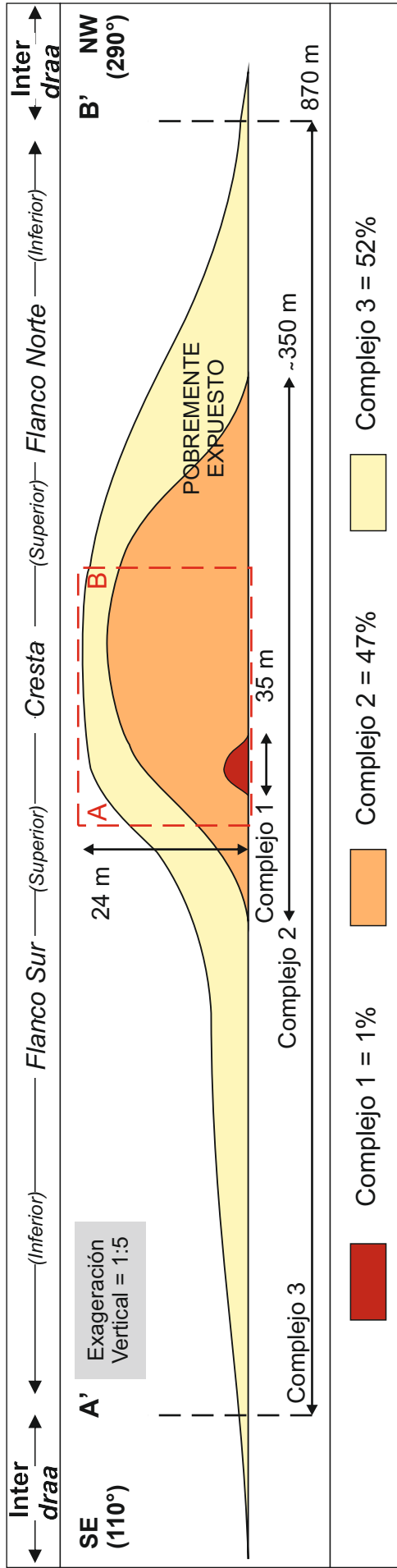


Figura 6.14. Distribución de los complejos arquitecturales en el relleno preservado del *draa* norte en la localidad de Loma La Torre. Las distancias horizontales están corregidas según la orientación final del *draa*, a modo de ser representativas de los anchos reales de los complejos, es decir en la dirección perpendicular a la orientación del mismo. Ver ubicación en Fig. 6.1.

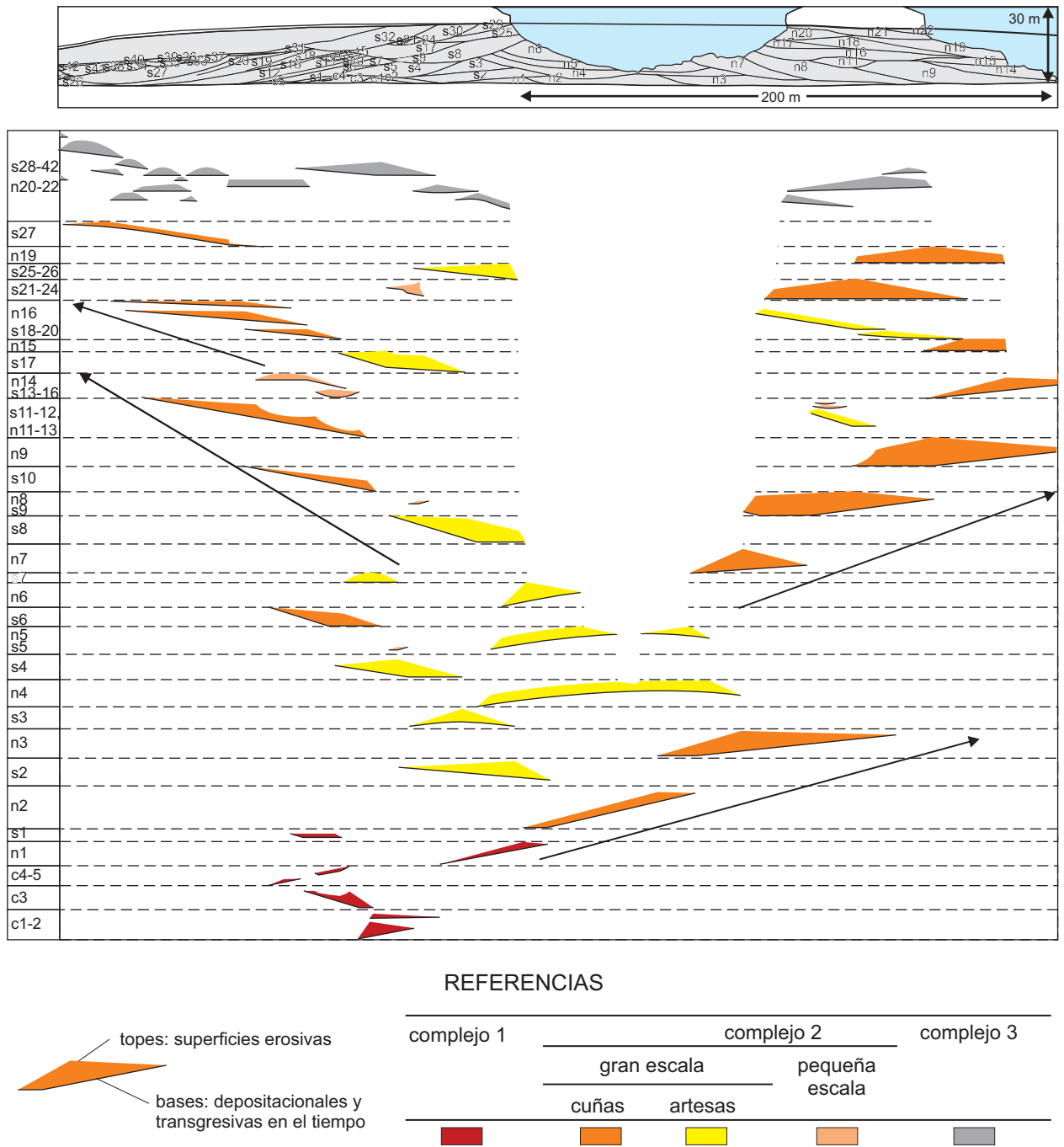


Figura 6.15. Esquema cronoestratigrafico basado en el panel arquitectural de la *Draa Norte*. Se distingue la gran cantidad de superficies erosivas entre los cuerpos de duna. Se interpretó que el origen de dichas superficies es la migración de sinuosidades en el Complejo 1, y en los cuerpos de gran escala del Complejo 2, mientras que las superficies bajo los cuerpos de muy pequeña escala del Complejo 2 y de los cuerpos del Complejo 3 fueron clasificadas como superficies de sobreimposición. Estos cuerpos tienen superficies superiores erosivas y bases depositaciones y transgresivas en el tiempo a medida que fueron cubiertas por el avance de caras de avalancha y la formación de estratos entrecruzados.

cuerpos simultáneamente en los dos flancos. De esta manera se espera reflejar la depositación alternante de flanco a flanco que se observa en dunas lineales actuales a medida que migran sus sinuosidades (Rubin et al., 2008; Tsoar et al., 2004), y se interpreta como el proceso principal detrás de la formación de las superficies que separan los cuerpos de duna. Como excepción, los cuerpos de pequeña escala del Complejo 2, interpretados como dunas sobreimpuestas asociadas a contextos erosivos, podrían haber ocurrido simultáneamente con la depositación en el flanco opuesto (Fig. 6.15).

Como resultado, se observa en primer lugar que la superposición de los cuerpos es perfectamente compatible con las reglas establecidas en el párrafo anterior, es decir con la alternancia de la depositación de un flanco a otro. En términos generales, se confirma que el relleno del *draa* se fue acumulando desde un núcleo hacia afuera. Como se había observado al estudiar la distribución de los complejos, los depósitos más antiguos del relleno del *draa*, el Complejo 1, relacionados tanto a un domo o *zibar* como a una duna lineal pequeña (o a un grupo de estas formas de lecho), se ubican la parte basal y cerca del centro de la sección, ligeramente hacia el flanco sur. En el paso al Complejo 2, que se relacionó a la generación de una gran duna lineal, se observa un avance hacia el norte (en base a la paleocorrientes y superficies de los cuerpos n1, n2 y n3) respecto al Complejo 1, sin haber erosionado por completo a este último. A continuación, sigue una etapa de construcción hacia los dos flancos (sur y norte) a partir de un sector aproximadamente al centro de la sección final del *draa*. Esta acumulación gradual en ambos sentidos continúa durante el resto del Complejo 2 y, en términos generales, la expansión es asimétrica, ya que se extiende preferencialmente hacia el norte. Esta asimetría del complejo no se puede cuantificar con precisión debido a la pobre exposición del flanco norte inferior. Por otro lado, en algunos casos, se infiere una ciclicidad en el avance de orden mayor al observado en las superficies entre los cuerpos de duna. En el flanco sur, por ejemplo, luego de la acumulación del cuerpo s12, el registro de la sección se vuelve a extender ligeramente al sur recién con la acumulación del cuerpo s19. Finalmente, en el Complejo 3, se observa la depositación de varios cuerpos donde no se infiere un avance en ninguna dirección en la sección estudiada. Más allá de esto, la sección estudiada incluye la parte central de la sección del *draa*, donde el Complejo 3 no es muy abundante y tampoco está en contacto con la superficie basal de *sand drift*. Por lo tanto, la caracterización de la cronología detallada de este complejo no está completa. Sin embargo, gracias al estudio previo de la distribución de los complejos arquitecturales, se determinó que en el Complejo 3 la sección del *draa* se expande notablemente, por más que este aspecto no esté reflejado en el esquema cronoestratigráfico construido (Fig. 6.15).

Tanto los resultados del mapeo de complejos sedimentarios como del análisis detallado de la cronología relativa de los cuerpos indican que el registro preservado del *draa* norte, perteneciente al Sistema Eólico Troncoso, se caracteriza en términos generales por la

acumulación progresiva a partir de un núcleo preservado en su centro. En este sentido, se interpreta que a medida que el transporte de arena mayoritario se producía paralelo a la extensión de la o las formas de lecho, el desplazamiento lateral de estas últimas fue relativamente limitado. Si en cambio el desplazamiento lateral hubiera sido importante, los depósitos más antiguos estarían en uno de los flancos y los más jóvenes en el flanco opuesto, como se ha observado en algunos casos de dunas o pequeños *draa lineales* actuales (Bristow et al., 2005).

6.3. INTERPRETACIÓN MORFODINÁMICA

6.3.1. Reconstrucción morfodinámica a partir de modelos determinísticos

Para determinar la morfodinámica de las formas de lecho que dieron origen a la arquitectura interna compleja observada en el registro de las formas mayores del Sistema Eólico Troncoso, se utilizó el software Bedforms (Rubin, 1987). Los modelos construidos con dicho software emulan formas de lecho en base a superficies tridimensionales, generadas por curvas seno, y la estructura interna generada por el desplazamiento y modificación de dichas formas en el tiempo. Por lo tanto, pueden ser clasificados como modelos determinísticos (Capítulo 3). Los modelos originales disponibles para dunas lineales sinuosas fueron modificados en base a datos de análogos modernos, ejemplos de la bibliografía y a interpretaciones previas de este estudio sobre el sistema (ANEXO E). La primera modificación en relación a los modelos originales fue el cambio del ángulo de escalonamiento a 0° . Esta modificación se mantuvo en todos los modelos construidos. Como se comprobó en el capítulo anterior, la ausencia de una secuencia preservada en las interdunas, entre otras características, es un indicador de que estas formas de lecho no estaban produciendo acumulación (*sensu* Kocurek, 1999) en la localidad de Loma La Torre y por lo tanto su ángulo de escalonamiento habría sido de 0° . Esta posibilidad no estaba contemplada en ninguno de los modelos originales ya que comúnmente una forma de lecho que no acumula no sería preservada, a diferencia del caso del sistema de estudio, donde la inundación marina permite su preservación. En general, se intentó determinar la morfodinámica que dio origen al complejo 2, ya que su complejidad e importancia sobre el total del relleno resultó particularmente relevante, pero los resultados de dichos modelos también son relevantes para un mayor entendimiento de la morfodinámica del resto de los complejos.

El primer modelo generado (Fig. 6.16) tuvo como objetivo investigar la asimetría de las paleocorrientes bimodales observadas en distintos complejos respecto a la orientación de la forma de lecho final ($N83^\circ$, capítulo 5). Se observó que una de las modas de paleocorrientes (moda sudeste) es mucho más cercana a la orientación de la forma de lecho final que la otra (moda norte). En relación con esta observación, fue necesario investigar si la orientación de las

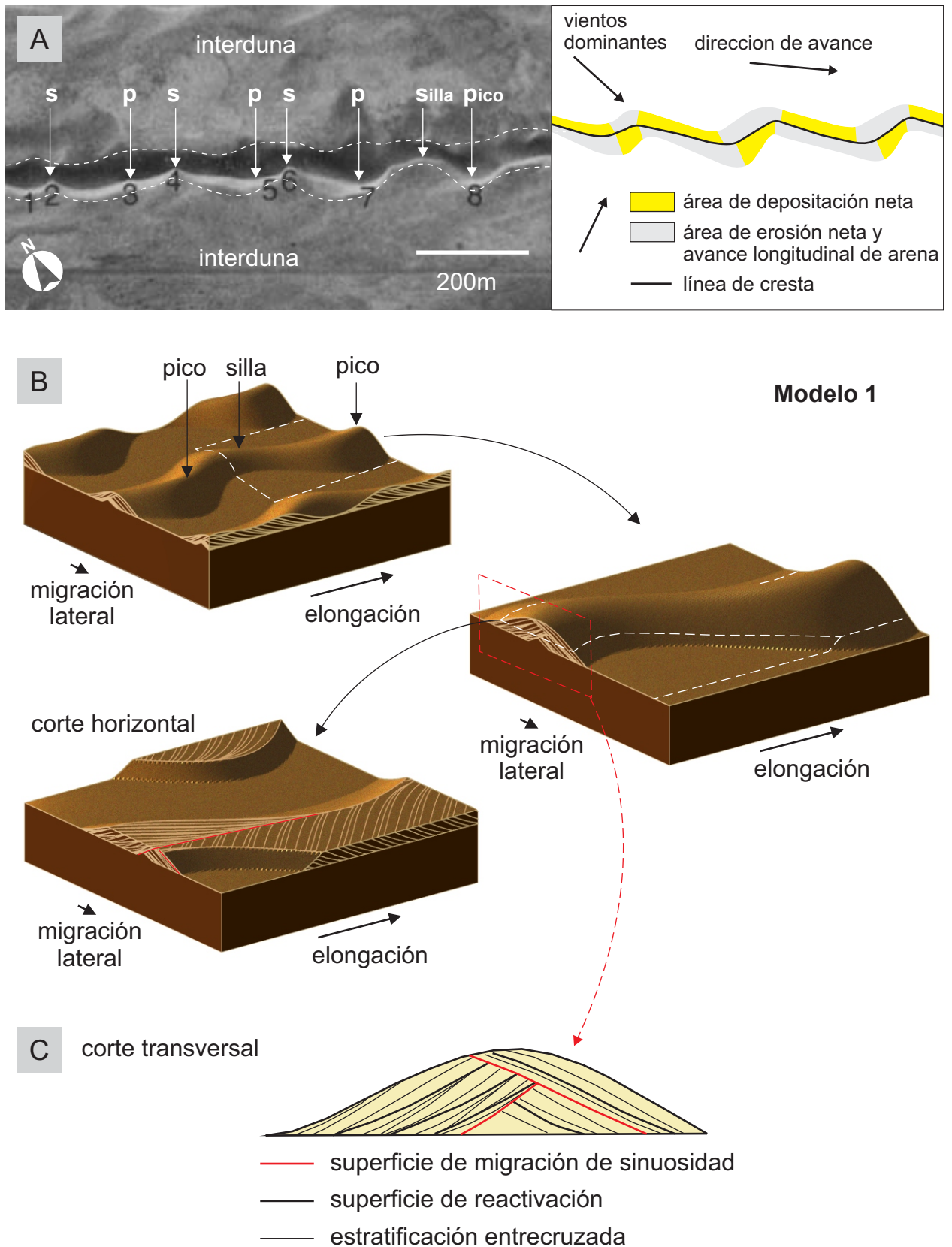


Figura 6.16. Construcción y resultados del Modelo 1. A) Fotografía aérea de una pequeña duna lineal sinuosa o *seif* moderna (Tsoar, 1983) y esquema en planta de sus zonas de depositación y erosión (modificado de Tsoar, 1983) utilizados como referencia para la forma y dimensiones del Modelo 1. B) Modelo 1 en el software Bedforms 4.0. visualizaciones en block diagrama de más de una longitud de onda de sinusoidad, detalle de media longitud de onda de sinusoidad, y corte horizontal de la anterior visualización. C) Ampliación del corte vertical transversal de la visualización de detalle del modelo 1. Se marcan las distintas jerarquías de superficies internas resultantes.

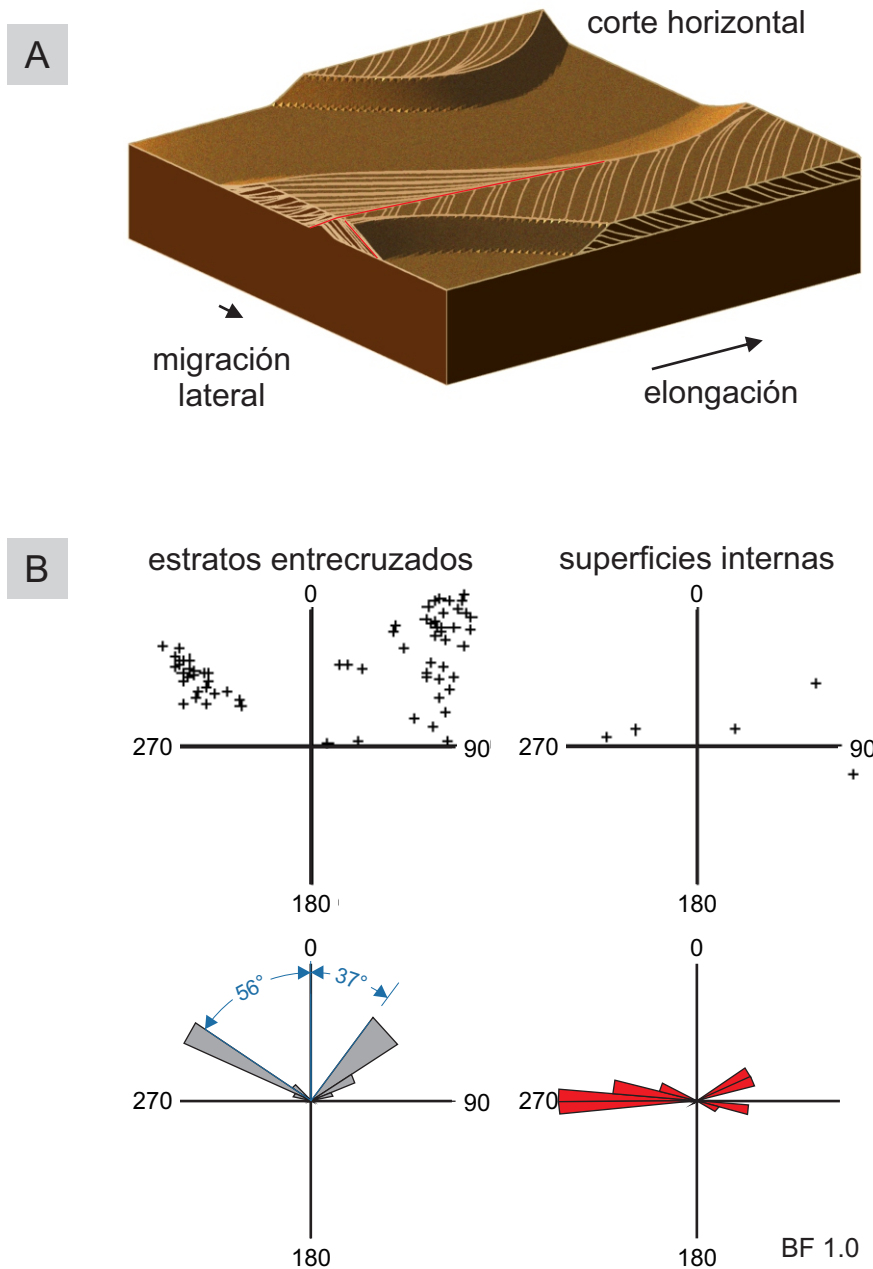


Figura 6.17. Paleocorrientes y superficies internas resultantes del Modelo 1. A) Sección horizontal de la estructura interna, útil para observar el rumbo de las superficies internas y las capas entrecruzadas. B) Mediciones puntuales y diagrama de rosas del software Bedforms 1.0 para estratos entrecruzados y superficies internas. La dirección de elongación es 0° , mientras que la dirección de migración lateral es 90° .

dunas pudo haber ido cambiando en el tiempo a medida que se acumuló el registro del *draa*, o si tal asimetría se puede explicar con una orientación de las formas de lecho igual a la orientación final caracterizada.

En este sentido, se investigaron los datos disponibles sobre la morfología (Bullard et al., 1995; Lancaster, 1995; Pye y Tsoar, 2009; Tsoar, 1982) y dinámica (Livingstone, 2003; Livingstone y Thomas, 1993; Rubin et al., 2008; Tsoar, 1986, 1983; Tsoar et al., 2004) de las dunas lineales sinuosas de pequeña escala o *seifs* mejor estudiadas. En base a esta recopilación, se agregaron picos y sillas (altos y bajos respectivamente a lo largo del desarrollo de la cresta; Tsoar, 1989; Lancaster, 1995) con un espaciamiento igual al de a la longitud de onda de la sinuosidad de la duna, que no estaban contemplados en los modelos originales. Al mismo tiempo, se agregó un desplazamiento lateral de la forma de lecho de un orden de magnitud menor (Rubin et al., 2008) a la velocidad de elongación (Tsoar et al., 2004). Finalmente, cabe agregar que este modelo se construyó a partir de un modelo clasificado como variable por Rubin (1987, Fig. 78), debido a que en el mismo se lleva a cabo un ciclo de variación en la simetría de la duna, pasando de asimétrica en un sentido, a simétrica, a asimétrica en el sentido opuesto. Esta ciclicidad pretende imitar la variabilidad en la sección de la duna provocada por los cambios en los vientos dominantes según las estaciones del año. Por lo tanto, en el modelo, este proceso ocurre con una frecuencia mucho mayor al del avance de las sinuosidades de la duna, en concordancia con lo observado en análogos actuales.

Los resultados de este modelo demostraron que la diferencia de altura de la duna provocada por los picos y sillas a lo largo de la misma, generan una asimetría en la distribución de paleocorrientes (Fig. 6.17). Por otro lado, la migración lateral no produce un cambio en la dirección de las paleocorrientes, sino que influye en que una de las modas de paleocorrientes este mejor representada que otra, en base a que se preservan cuerpos de duna (*sets* entrecruzados) de mayor escala en el flanco donde se da un avance lateral neto. Finalmente, otro resultado muy relevante de esta reconstrucción fue la discriminación de dos tipos de superficies internas. Las de mayor jerarquía separan cuerpos de duna y son generadas por la migración de las sinuosidades de la forma de lecho. Las de menor jerarquía ocurren internamente a los cuerpos de duna y están relacionadas a la variación de la simetría de la forma de lecho por variaciones estacionales, y deberían ser consideradas como superficies de reactivación (Mountney, 2006) o de tercer orden (Brookfield, 1977).

Un segundo modelo (Fig. 6.18) buscó recrear el crecimiento de una duna, investigando la posibilidad de acumular un gran número de cuerpos de duna a partir de una única forma de lecho. Por razones de simplicidad del modelo, no se representa la complejidad analizada en el modelo anterior.

El resultado de este modelo permite confirmar la posibilidad de que una única forma de lecho en crecimiento conserve varios cuerpos de duna, cada uno de ellos depositados en

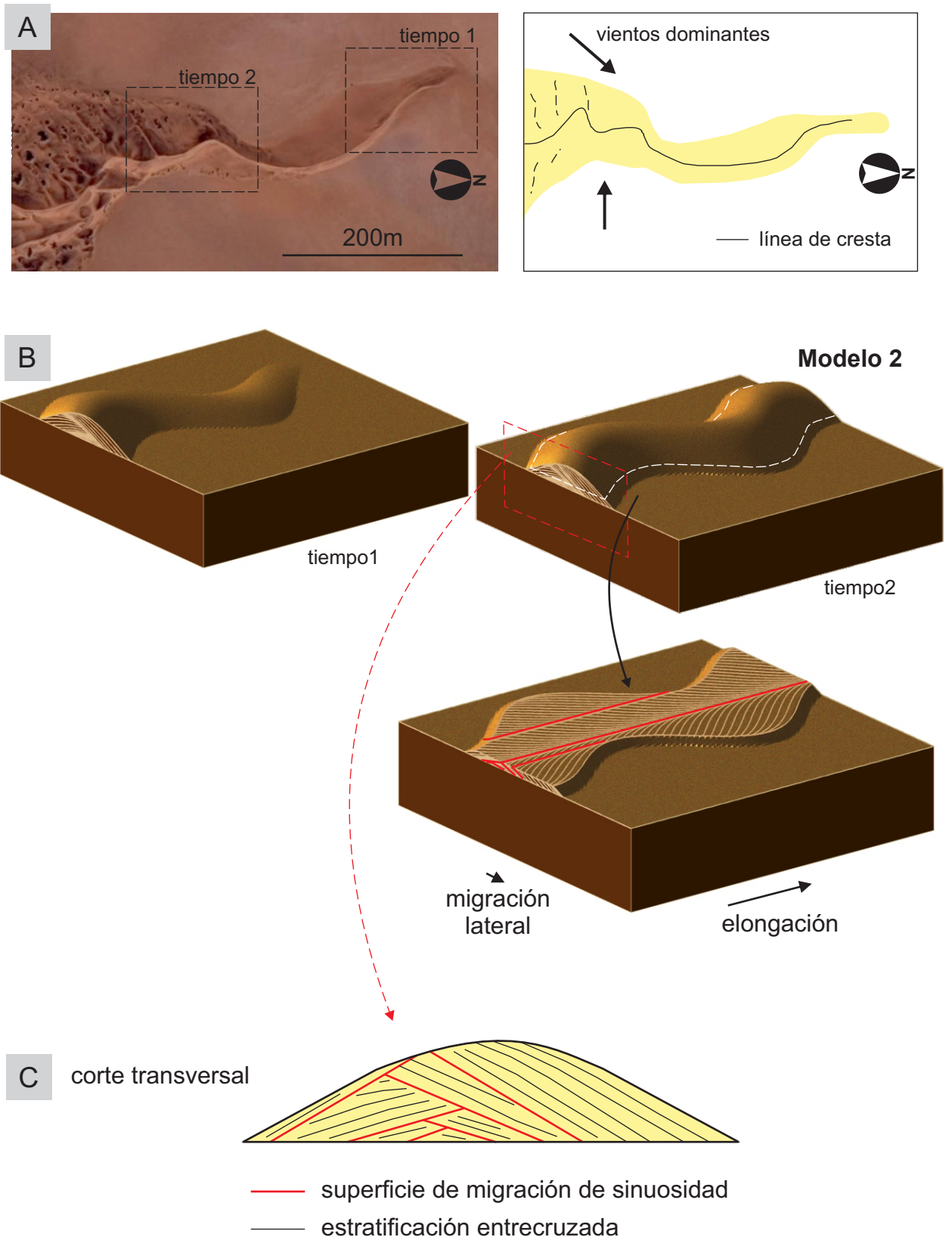


Figura 6.18. Construcción y resultados del Modelo 2. A) Imagen satelital (extraída de Google Earth) de una duna lineal sinuosa moderna en el extremo norte del Mar de Arena de Namibia (zona de estudio de Bristow et al., 2000) con una variación importante de tamaño a lo largo de la su extensión y su correspondiente esquema en planta (modificado de Bristow et al., 2000) utilizados como referencia para la forma, dimensiones y dinámica del Modelo 2. B) Modelo 2 en el software Bedforms 4.0, visualizaciones en block diagrama en dos iteraciones diferentes del programa (tiempo 1 y tiempo 2), y sección horizontal al tiempo 2, donde se muestra el rumbo de las superficies mayores y la estratificación entrecruzada. C) Ampliación del corte vertical transversal de la visualización en el tiempo 2 de dicho modelo.

distintos momentos durante el crecimiento de la misma. En este sentido, el registro de ambos flancos se da a partir del momento en que el ancho supera a la amplitud de la sinuosidad de la forma de lecho, como ya se podía inferir a partir de los modelos de Bristow et al. (2000).

6.3.2. Origen de superficies y superficies de migración de sinuosidad

Como se indicó anteriormente para cada complejo, las superficies que limitan cuerpos de duna fueron interpretadas como superficies de sobreimposición en el Complejo 3, y como superficies generadas por la migración de sinuosidades en los Complejos 1 y 2. Esta última interpretación se pudo comprobar gracias a la modelización de la morfodinámica del Complejo 2, que, a su vez, sugiere que las superficies de reactivación dentro de los cuerpos se relacionarían a la alternancia estacional observada en la depositación de dunas lineales actuales (Lancaster, 1994; Tsoar, 1983) de frecuencia mucho mayor a la migración de una longitud de onda de la sinuosidad.

Las superficies que limitan los cuerpos de duna en los Complejos 1 y 2 se denominan en este trabajo como superficies de migración de sinuosidad. Se les asigna este nombre debido a que son el resultado del movimiento en la dirección de elongación (*sensu* Tsoar et al., 2004) de una longitud de onda de la sinuosidad de la duna. Estas superficies, aunque presentes en la bibliografía (Bristow y Lancaster, 2004; Rubin, 1987; Rubin et al., 2008), no se les ha dado ningún nombre formal. Las superficies de migración de sinuosidad tendrían un orden de jerarquía mayor a la de una superficie de reactivación, y menor a la de superficies de sobreimposición o de interduna (Brookfield, 1977; Kocurek, 1996; Mountney, 2006). Dichas superficies serían exclusivas de dunas lineales, más comunes en las asociadas a una dinámica longitudinal, pero posiblemente presentes también en dunas de dinámica oblicua. Su identificación en registros de pozo, además de las evidencias indirectas de su presencia por una distribución bimodal de paleocorrientes u otras características que indiquen la presencia de dunas lineales, podría ser sugerida por algunos aspectos geométricos. Aunque pueden ocurrir en otras circunstancias, la expresión más común de las superficies de sinuosidad es su formación sobre estratos entrecruzados inclinando casi opuestos a la inclinación de la superficie (en un ángulo obtuso entre las dos direcciones) para luego ser cubierta con otro set de estratos entrecruzados de dirección de inclinación mucho más parecida a la de la superficie (formando un ángulo agudo con esta última). Se debe tener en cuenta que estas mismas relaciones, sin embargo, se pueden dar en artesas generadas por dunas transversales muy sinuosas. En este caso, se supone que la principal diferencia entre ambos casos podría ser el alto ángulo de inclinación que pueden alcanzar las superficies de migración de sinuosidad, de hasta 20-25° (en base a datos de afloramiento de este estudio, Figs. 6.6, 6.10).

En forma de síntesis, las superficies identificadas dentro del registro de las formas mayores del Sistema Eólico Troncoso cubren un amplio rango de jerarquías. La superficie eólica de mayor jerarquía sería la súpersuperficie (Havholm y Kocurek, 1994) en el tope del sistema. Por su parte, la superficie de *sand drift* en la base del sistema tendría una jerarquía similar a dicha súpersuperficie. Por otro lado, se identificaron las 3 jerarquías diferenciadas por Brookfield (1977), superficies de interduna, sobreimposición y reactivación (Mountney, 2006). Sin embargo, una de las superficies de mayor importancia y frecuencia en la arquitectura del Sistema Eólico Troncoso, fueron las aquí denominadas superficies de migración de sinuosidad.

En base a la identificación de dichos tipos de superficies, se puede definir un modelo de superficies internas para el registro de preservación excepcional del *draa* norte de la localidad de Loma La Torre, de potencial aplicación en otros *draa* lineales preservados de este tipo. En dicho registro se identifican tres arreglos principales de disposición de superficies internas: Las superficies de migración de sinuosidad cóncavas en el sector central del Complejo 2, las superficies de migración de sinuosidad planares a tangenciales en los flancos del Complejo 2, y las superficies cóncavas de sobreimposición del Complejo 3. Dicho arreglo de superficies internas puede ser un factor importante de heterogeneidad sedimentaria a considerar en la construcción de modelos de reservorio.

6.4. MODELO EVOLUTIVO DE LARGO PLAZO DE LOS *DRAA* LINEALES DEL SISTEMA EÓLICO TRONCOSO

A partir de la descripción e interpretación de los complejos arquitecturales, de su distribución e historia de construcción interna, y de la reconstrucción de la morfodinámica que les dio origen, se puede determinar la evolución a largo plazo de las formas de lecho que dieron origen al registro de uno de los *draa* lineales preservados del Sistema Eólico Troncoso. En este sentido, se interpreta que los complejos arquitecturales descritos representan tres etapas que culminan con la formación de una forma de lecho de escala de *draa* (Fig. 6.19). Cada una de estas etapas está caracterizada por una morfodinámica y escala de forma de lecho particular. Por lo tanto, se puede considerar que dicho registro ha preservado una historia de crecimiento progresivo y la evolución desde formas de lecho de modestas dimensiones, inclusive desde sus orígenes, hasta la formación de un *draa* con un ancho cercano al kilómetro.

6.4.1. Etapa 1: *Zibar* y pequeña duna lineal o *seif*.

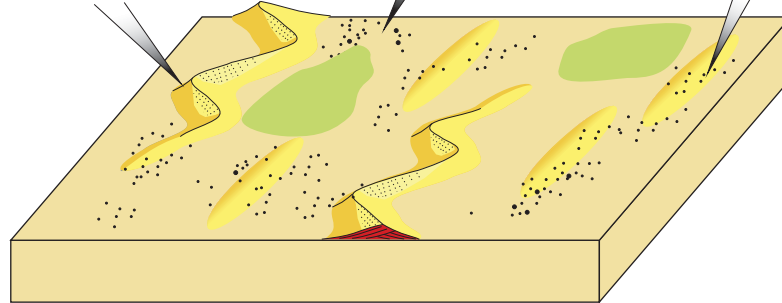
Durante la Etapa 1 (Fig. 6.19A), las características de granulometría, composición y arquitectura sedimentaria del escaso registro preservado podrían explicarse por la migración de una única duna lineal, avanzando sobre la superficie de *sand drift*. En esta posibilidad, el *zibar* en la punta o nariz de dicha duna habría acumulado el primer cuerpo de esta sección,

A Etapa 1

Construcción inicial de formas de lecho sobre una superficie de *sand drift*, desarrollada sobre una variedad de depósitos previos.

Algunos zibares sirvieron como base para el desarrollo de pequeñas dunas lineales sinuosas o *seif*

Construcción de zibares con abundante arena gruesa en un contexto de baja disponibilidad de arena

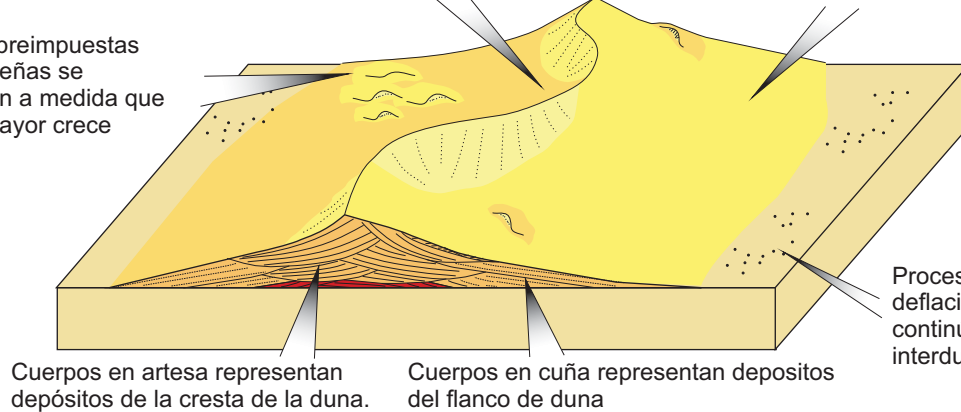


B Etapa 2

Gran duna lineal de cresta sinuosa con caras activas alternantes

Flancos relativamente estables y menos sinuosos que las crestas, dominadas por transporte y deposición por óndulas eólicas

Dunas sobreimpuestas muy pequeñas se desarrollan a medida que la duna mayor crece



Cuerpos en artesa representan depósitos de la cresta de la duna.

Cuerpos en cuña representan depósitos del flanco de duna

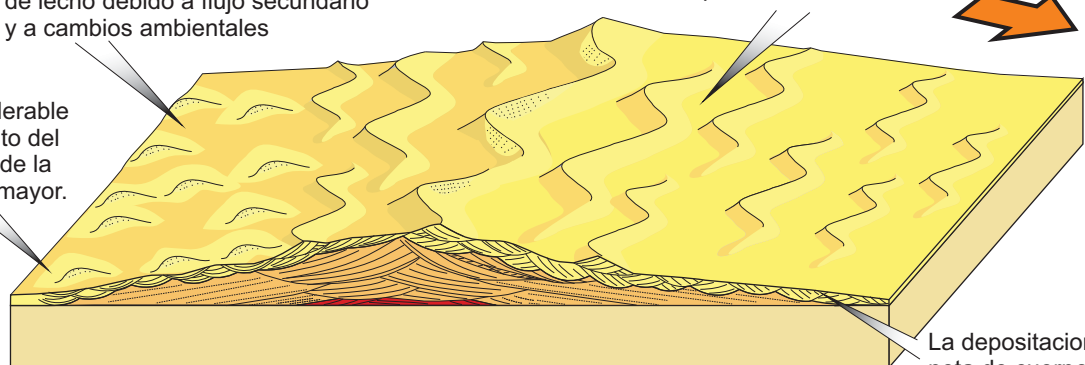
Procesos de deflación continúan en la interduna.

C Etapa 3

Construcción de distintas formas de lecho debido a flujo secundario y a cambios ambientales

Dunas lineales sobreimpuestas controlan las dinámica de la forma hospedante.

Considerable aumento del ancho de la forma mayor.



La deposición neta de cuerpos en artesa ocurrió en ambos flancos de la forma mayor

500m

Figura 6.19. Modelo conceptual de las etapas de construcción de los *draa* preservados en el registro del Sistema Eólico Troncoso en Loma La Torre. Cada una de estas etapas se relaciona a la deposición de determinado estilo de arquitectura sedimentaria o complejo arquitectural y se interpreta como el resultado de una morfodinámica específica de las formas de lecho. Ver discusión en el texto.

erosionándolo parcialmente y luego cubriéndolo con cuerpos de duna de pequeña escala con dos orientaciones de paleocorrientes. Otra posibilidad, es que esta etapa haya sido acumulada por más de una forma de lecho, y que el primer cuerpo haya sido originado por una duna cómica o *zibar* independiente a las dunas posteriores. Este escenario es menos probable ya que en un contexto de no acumulación, un domo aislado habría sido totalmente erosionado antes de ser cubierto por una duna lineal. En cualquier caso, la arquitectura del Complejo 1 evidencia la presencia de dunas lineales incipientes en un contexto de baja disponibilidad de arena, sumado a signos esporádicos de humedad (presencia de óndulas de adhesión) y abundancia de minerales opacos, que aportan evidencia en este sentido. En este contexto, es muy probable que dichas dunas hayan estado relacionadas a formas de bajo relieve como *zibars* independientemente a que estos últimos se hayan preservado, como se observa en algunos ejemplos en desiertos modernos (Pye y Tsoar, 2009, Fig. 6.20). En resumen, esta etapa habría estado sujeta a condiciones similares a las que generaron la superficie de *sand drift* infrayacente. Asimismo, habría estado sujeto a la acción de vientos bimodales, en base al tipo de duna inferido. Eventualmente, un aumento en la disponibilidad de arena, y no un cambio en las condiciones aerodinámicas (Kocurek y Havholm, 1993), habría generado el crecimiento, aumento del espaciamiento y disminución del número de estas formas de lecho (engrosamiento del patrón de dunas, Andreotti et al., 2009), preservando parcialmente la arquitectura sedimentaria anterior en sus núcleos.

6.4.2. Etapa 2: Duna lineal de gran escala

En la Etapa 2 (Fig. 6.19B), el crecimiento de las dunas lineales pequeñas de la Etapa 1 permitió construir una duna lineal de mayor tamaño, con algunos cientos de metros de ancho. Esta duna no solo acumuló cuerpos sedimentarios de mucho mayor tamaño (cuerpos de gran escala del Complejo 2) sino que además tuvo flancos más desarrollados que le dieron mayor estabilidad (cuerpos de gran escala en cuña), en el sentido que disminuyeron los tiempos de movilidad lateral de la forma de lecho (Werner y Kocurek, 1997). El hecho de que dentro del relleno se conserven dos modas de cuerpos de duna con orientación de paleocorrientes particulares, indica que esta duna tenía una dinámica longitudinal (Rubin y Hunter, 1987), en la cual el movimiento de arena en el sentido de elongación de la duna (Tsoar et al., 2004) fue mucho mayor al movimiento de arena perpendicular a la misma (Rubin y Hunter, 1985). Esta morfodinámica indica que las formas de lecho aún permanecían sujetas a un patrón de vientos bimodal.

En el inicio de la Etapa 2, se interpreta una migración lateral neta de la forma de lecho hacia el norte (descrita en la cronología relativa detallada de los cuerpos). En el resto de la etapa dos, se observa un crecimiento gradual de la forma de lecho, con depositación en ambos

flancos, pero con una asimetría en el crecimiento, estando más desarrollados los cuerpos hacia el norte. En este sentido, se sugiere que el movimiento lateral hacia el norte continuó, pero los efectos de dicha dinámica en la arquitectura sedimentaria fueron parcialmente eclipsados respecto al componente de crecimiento de la duna. Esta situación estuvo aparentemente relacionada con dos factores; primero, la disminución en la velocidad o la capacidad de la duna de moverse lateralmente (por el aumento en la relación volumen de arena / superficie externa), y segundo, un incremento del componente de crecimiento de la forma de lecho, respecto a la migración lateral. Ambos factores habrían estado ligados al aumento en la disponibilidad de arena, de la misma forma que la transición de la Etapa 1 a la 2.

Hacia el final de esta etapa, se hace más común la presencia de pequeñas dunas sobreimpuestas en los flancos de la duna en crecimiento, las cuales se dan aparentemente en contextos erosivos entre los flancos y la cresta, dado que solo se preservan en depresiones erosivas en estos sectores (Fig. 6.10). Por lo tanto, hacia el final de la Etapa 2, la duna lineal alcanza un tamaño suficiente como para permitir el desarrollo incipiente de dunas sobre su superficie, aunque la dinámica de la forma hospedante sigue controlando la arquitectura del relleno y conservando su cara activa.

6.4.3. Etapa 3: *Draa* lineal sin cara activa

La tercera etapa (Fig. 6.19C) se caracteriza por el desarrollo de un *draa* lineal sin cara activa (Mountney, 2006), muy probablemente compuesto (McKee, 1979) en el sentido de que las dunas sobreimpuestas son del mismo tipo que la forma de lecho hospedante. En este sentido, el sistema eólico sigue siendo controlado por un patrón de vientos bimodal. En esta etapa, el ancho de la forma de lecho alcanza más del doble que la etapa anterior, y un espaciamiento de alrededor de kilómetro y medio (capítulo 5). A diferencia de la etapa anterior, el comportamiento de la forma de lecho mayor u hospedante estuvo controlada por la morfodinámica de las dunas sobreimpuestas.

El paso de una gran duna lineal a un *draa*, aunque se da de manera gradual, implica un cambio importante en el comportamiento de un sistema eólico. En este sentido, se puede argumentar si la transición entre las Etapas 2 y 3 se dio por un cambio en las condiciones ambientales que permitió el desarrollo de *draa*, o bien si dicha transición se dio porque las formas de lecho tuvieron suficiente tiempo para alcanzar esta configuración, bajo un contexto favorable de aumento en la disponibilidad y en consecuencia el volumen de arena siendo transportada. En la sección estudiada, el crecimiento en esta etapa de *draa* sin cara activa se dio en ambos flancos de la forma de lecho mayor. Sin embargo, en el flanco sur, el crecimiento fue más importante que en el flanco norte, a diferencia de las etapas anteriores. Por lo tanto, se podría sugerir que el paso a la etapa de *draa* estuvo acompañado de un cambio en las condiciones ambientales, que

se ve reflejado en el cambio de su asimetría particular en la construcción de los flancos. Dicho cambio en las condiciones probablemente estuvo relacionado con una variación en el balance de los vientos bimodales, específicamente la intensidad y/o la dirección de los mismos. También pudo estar relacionado al aporte de arena relativo de cada uno de estos vientos. Este cambio en la configuración de los vientos podría haber facilitado un mayor suministro de arena al sistema, así como también podría haber provocado un esquema de vientos con un vector resultante de transporte de arena menor. Este escenario, sin embargo, podría haber modificado eventualmente el balance neto de arena en este sector, lo cual no se observa en la localidad estudiada, donde nunca se produce una secuencia acumulada (y el balance neto de arena es = 0; *sensu* Kocurek y Havholm, 1993; Rubin y Hunter, 1982). En términos generales, se puede decir que todas las etapas están relacionadas a un patrón de vientos similar, produciendo un transporte de arena sin generar una acumulación (balance neto de arena = 0), y el cambio fundamental entre las etapas es el aumento en la cantidad de arena siendo transportada por el sistema.

6.4.4. Impacto en el conocimiento de formas de lecho lineales y en el Sistema Eólico Troncoso

El ejemplo estudiado del *draa* norte de la localidad Loma La Torre, confirma una evolución común entre formas de lecho de morfodinámica y escalas distintas, documentando los tamaños a los que pueden ocurrir estas transiciones. Estas relaciones, aunque inferidas en desiertos modernos, han sido raramente documentadas (Warren, 2013), debido en parte a los grandes periodos de tiempo a través de los cuales se desarrollan. Por otro lado, el registro del *draa* estudiado comprueba que, durante las etapas de construcción de estas formas de lecho, la tasa de crecimiento puede sobrepasar a la tasa de migración lateral, eclipsando el efecto de esta última sobre la arquitectura sedimentaria. A su vez, dicho escenario es más probable a medida que la forma de lecho es de mayor escala, y, por lo tanto, más estable. Por el contrario, en la mayoría de los modelos de la arquitectura interna de formas de lecho lineales se sugiere que un leve desplazamiento lateral tendrá efectos drásticos en la arquitectura a largo plazo (Rubin et al., 2008) eclipsando el efecto de los procesos relacionados a la elongación. Por lo tanto, el presente estudio puede tener un impacto en la concepción de la arquitectura sedimentaria de este tipo de formas de lecho.

La construcción de formas de lecho de esta escala, morfología y dinámica, indica que el Sistema Eólico Troncoso se desarrolló durante varios miles de años, formando un sistema bien establecido y caracterizado en su sector norte por una franja de *draa* lineales, que se extienden hacia el este en el sector de subsuelo. En este sentido, en base a las similitudes observadas en la morfometría preservada a lo largo de dicho sector norte (como por ejemplo las similitudes observadas entre las localidades de Loma La Torre y de Lomita Sur en el presente trabajo), es

muy probable que la gran mayoría de los *draa* del sistema del sector norte hayan tenido una historia de construcción, y por lo tanto una arquitectura interna, similar. Estos *draa* habrían formado un sistema de transporte de sedimento arenoso hacia el este, pasando de perpendiculares a la pendiente regional en el sector de Loma La Torre, a ligeramente en contra de la pendiente regional en las áreas de Chihuido de la Sierra Negra y Puesto Hernández en el subsuelo. La ruta particular que tuvieron dichos sedimentos arenosos es de relevancia para estudios de transporte de material clástico (*source-to-sink*) a través de la cuenca. En este sentido, el sistema transportó un volumen de material significativo nuevamente hacia sectores proximales, material que luego pudo ser incorporado a sistemas clásticos más jóvenes de la cuenca.

IMPACTO DEL ESTUDIO MULTIESCALA EN LA CARACTERIZACIÓN DE RESERVORIOS EÓLICOS

7.1. INTRODUCCIÓN

Los capítulos anteriores permitieron un avance en la comprensión de diversos aspectos del Sistema Eólico Troncoso. El estudio a escala regional permitió caracterizar la variabilidad vertical y espacial de los depósitos del Miembro Troncoso Inferior, identificar los límites del Sistema Eólico Troncoso y analizar los posibles parámetros de control sobre su construcción, acumulación y preservación para distintos sectores. El estudio a escala local, por su parte, permitió una caracterización detallada de la morfología eólica preservada excepcionalmente y el análisis de las condiciones ambientales a las que dicha morfología pudo haber estado relacionada. Finalmente, el estudio a escala de detalle permitió reconstruir la morfodinámica del sistema, y su variabilidad durante diferentes etapas, resultando en un modelo conceptual de la construcción y evolución temporal de los *draa* lineales que constituyeron al Sistema Eólico Troncoso en el área de estudio. La integración los resultados obtenidos en base al trabajo a distintas escalas permite analizar aspectos específicos de dicho sistema desde diferentes enfoques, y tiene numerosas implicancias para el análisis de otras regiones donde no se dispone de información detallada, o para el estudio de otros sistemas eólicos, fundamentalmente sistemas de preservación excepcional. En el caso particular de sucesiones eólicas en el subsuelo, donde suelen formar excelentes reservorios de hidrocarburos, los resultados del presente estudio tienen el potencial para asistir en la toma de decisiones durante diferentes etapas de caracterización y modelado geológico, y desarrollar estrategias tanto de exploración como de desarrollo (Fig. 7.1). Debido a que las facies eólicas suelen poseer propiedades petrofísicas favorables como reservorio, la evaluación de su heterogeneidad sedimentaria no suele ser necesaria en etapas tempranas de producción. Sin embargo, en etapas avanzadas, donde se ponen en marcha procedimientos de recuperación secundaria y terciaria (*Enhanced Oil Recovery*), la influencia de la heterogeneidad sedimentaria sobre el comportamiento de fluidos cobra progresivamente mayor importancia (Ciftci et al., 2004; Fischer et al., 2007; North y Prosser, 1993). Como consecuencia, surge la necesidad en simultáneo de la construcción de

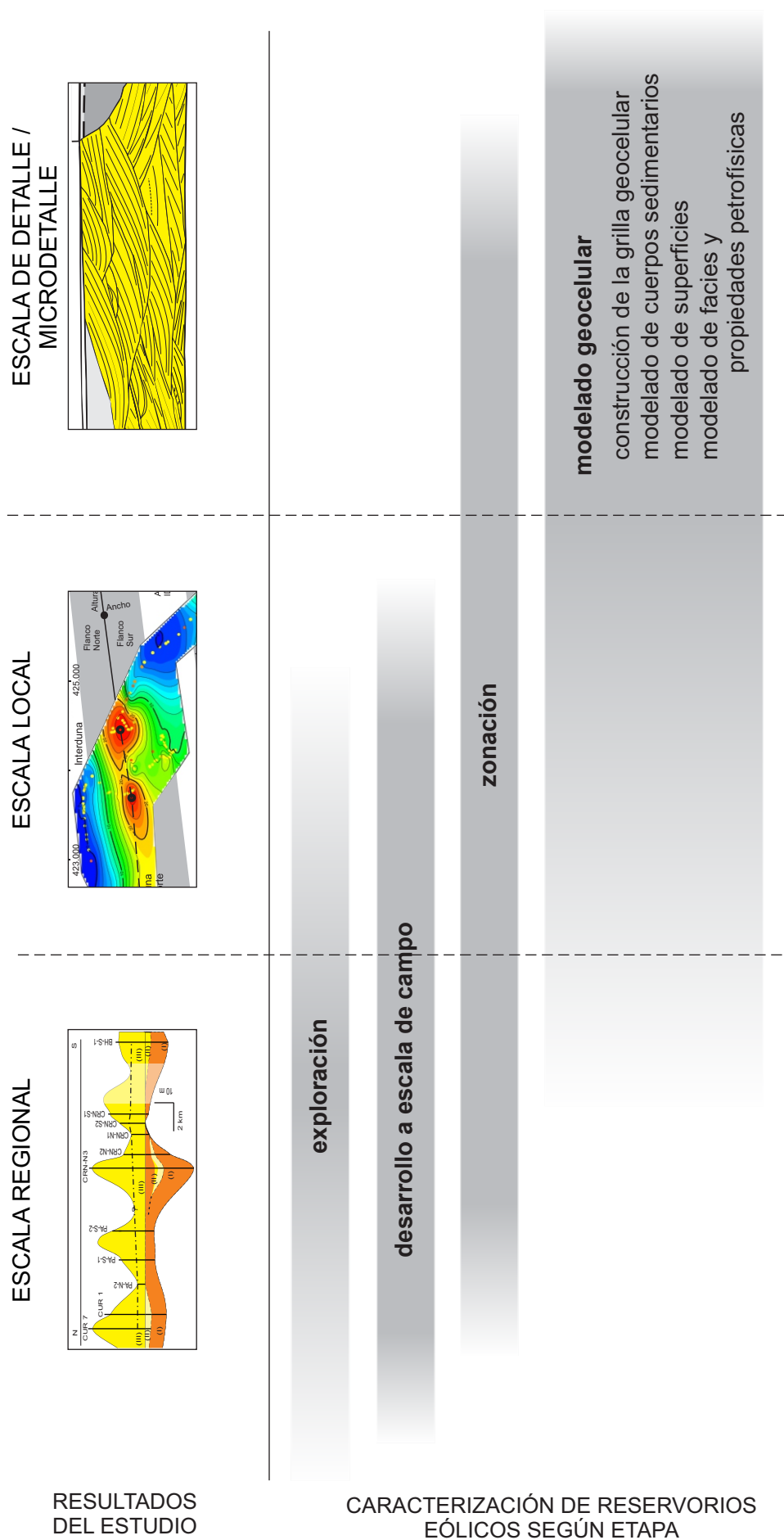


Figura 7.1. Impacto del estudio multiescala en la caracterización de reservorios eólicos. Los campos grises representan la influencia de los resultados de determinada escala de trabajo de este estudio sobre el conjunto de tareas relacionadas con la caracterización o modelado de un reservorio eólico en el subsuelo.

modelos de reservorios más realistas desde el punto de vista geológico, donde el conocimiento de la arquitectura sedimentaria y la asistencia de análogos de afloramiento resulta cada vez más necesario. En este sentido, el **objetivo específico** de este capítulo es determinar el impacto de los resultados del estudio multiescala en la elaboración de modelos de subsuelo geológicamente realistas de reservorios eólicos.

7.2. IMPACTO EN ESTUDIOS A ESCALA DE CAMPO

Los resultados del presente trabajo, fundamentalmente de escala local y regional, permiten realizar algunas inferencias que pueden asistir estudios a escala de campo (decenas de km²) del Sistema Eólico Troncoso y de sistemas similares. Para sistemas eólicos de preservación excepcional relativamente menos estudiados, se pueden determinar algunas implicancias de este estudio inclusive desde el punto de vista exploratorio. En primera instancia, el estudio a escala regional permitió definir los límites del intervalo que conforma el registro del Sistema Eólico Troncoso y e investigar el origen y evolución de dicho sistema a lo largo del área del estudio. Esta información permite poner en contexto cualquier estudio del reservorio en cuestión a escala de campo. Las variaciones espaciales observadas en la región de afloramientos en dirección norte-sur, desde los parámetros de control sobre la construcción, acumulación y preservación, hasta los tipos de duna preservados, sirven como punto de partida para la construcción de un modelo regional actualizado del Sistema Eólico Troncoso, y sugieren que dicha variabilidad también podría extenderse a la región de subsuelo. Por otro lado, la orientación y morfometría de las formas de lecho preservadas en Loma La Torre indica una similitud muy importante con las formas de lecho preservadas para el mismo sistema en las áreas de explotación de subsuelo al norte de Neuquén, aledañas al Río Colorado, como Puesto Hernández y Chihuido de la Sierra Negra (Barrionuevo, 2002; Dajczgewand et al., 2006). Esto indica que el Sistema Eólico Troncoso se habría caracterizado por una franja norte, de orientación este-oeste, dominada por *draa* lineales en condiciones de pobre a nula acumulación. En este sentido, la variabilidad tanto en los tipos de duna como en los parámetros de control parece ser mucho mayor en dirección norte-sur que en dirección este-oeste. Dicho marco regional valoriza el uso de la localidad de Loma La Torre para analogías con el sector de subsuelo en el sector norte del Sistema Eólico Troncoso, es decir en los yacimientos aledaños al Río Colorado previamente mencionados.

Un aspecto específico que podría ser considerado a escala de campo en el cual el estudio del Sistema Eólico Troncoso en afloramiento tiene un impacto importante, es la conectividad hidráulica entre las formas de lecho de gran escala o *draa* preservados. En base a los resultados obtenidos en el trabajo a escala local, la conectividad entre dos *draa* (es decir, en dirección perpendicular a la orientación de los mismos) a través del intervalo que representa el registro del

Sistema Eólico Troncoso sería en general bajo (Fig. 7.2). En el caso específico de la localidad de Loma La Torre, donde el espaciamiento de los *draa* es de 1,5 km (capítulo 5) con un ancho de interduna de al menos 400 m, dicha conectividad sería nula, debido al acuífamiento total del Sistema Eólico Troncoso en las tres interdunas analizadas (Figs. 7.2A, 5.10). Este parece ser también el caso en Lomita Sur, el sector de subsuelo analizado (capítulo 5). En estos casos, la conectividad entre las formas de lecho de gran escala depende fundamentalmente de los depósitos infrayacentes. Como consecuencia, la conectividad será muy variable según los distintos escenarios posibles, ya que el Sistema Eólico Troncoso se desarrolló sobre depósitos de las asociaciones de facies eólica, de interacción fluvioeólica, fluvial, sabkha, y fluvial distal o de barreal, o directamente sobre una variedad de depósitos marinos de las unidades infrayacentes. Por otro lado, en localidades de afloramiento del sector sur, se identificó una secuencia acumulada (capítulo 4), por lo que el intervalo que representa el registro del Sistema Eólico Troncoso no se acuña por completo en las zonas de interduna. En este caso, la conectividad entre las formas de lecho de gran escala a través de los depósitos del mismo sistema es en general más favorable. Sin embargo, en este caso se debe tomar en consideración la presencia de cuerpos de interduna intermedia a húmeda, que podrían actuar como retardadores o barreras al flujo. Por su parte, este escenario no parece aplicable en el sector norte del Sistema Eólico Troncoso en el subsuelo aledaño al Río Colorado en el norte de Neuquén (áreas Chihuido de la Sierra Negra y Puesto Hernández), que, como se mencionó anteriormente, tiene muchas más características en común con la localidad de Loma La Torre.

En dirección paralela a la orientación de los *draa*, la conectividad hidráulica esperable del reservorio debería en general ser buena, debido a la continuidad de las facies reservorio en este sentido. La continuidad de las formas de lecho, de decenas de kilómetros, es una de las características más llamativas de sistemas de *draa* lineales (Lancaster, 1995; Pye y Tsoar, 2009), por lo que es un rasgo a considerar en este tipo de sistemas. Dicha continuidad se ha confirmado también para los *draa* del Sistema Eólico Troncoso a partir de mapas de amplitud sísmica (Dajczgewand et al., 2006).

Finalmente, uno de los análisis específicos realizados a escala local en el presente trabajo tiene un destacable potencial para escenarios de exploración de sistemas de preservación excepcional. Dicho análisis corresponde a la definición de las relaciones existentes entre parámetros morfométricos de las formas de lecho preservadas excepcionalmente, como altura, ancho, longitud de onda, y espesor de arena equivalente. En base a sistemas modernos bien conocidos, a partir de numerosos estudios de una alta densidad de información, se ha determinado que cada sistema eólico tiene un conjunto de relaciones particulares bien establecidas entre dichos parámetros (Al-Masrahy y Mountney, 2013; Bullard et al., 2011). En este sentido, una vez establecidas estas relaciones en un sector de determinado mar de arena, se pueden utilizar en el resto del sistema para calcular algunos de estos parámetros. Por ejemplo,

valores tales como el espesor de arena equivalente, que permite calcular directamente el volumen de reservorio, se podría obtener en base al espaciamiento observado en la formas de lecho. Este tipo de estudio aún no ha sido aplicado a escenarios de subsuelo, y con anterioridad a este estudio había sido destinado únicamente a desiertos modernos. En el caso particular del subsuelo, esta metodología podría ser aplicada extensamente en base a mapas de amplitud sísmica y una cobertura de perforación modesta, aplicando a estudios de tipo exploratorios. Dicho estudio permitiría estimar volúmenes de reservorio en áreas con una pobre densidad de perforación o incluso aún sin perforar. Como resultado, este análisis puede resultar interesante, desde el punto de vista metodológico, en estudios exploratorios para otras unidades eólicas menos exploradas, en la misma Cuenca Neuquina (como por ejemplo los sistemas eólicos de preservación excepcional de la Formación Tordillo; Cevallos, 2005) o en otras cuencas alrededor del mundo.

7.3. IMPACTO EN LA ZONACIÓN DE RESERVORIOS

En la etapa de zonación relacionada al modelado de un reservorio, especialmente cuando el objetivo final es un modelo dinámico de simulación de fluidos, se pretende separar zonas con un estilo particular de heterogeneidad geológica. Este procedimiento es de gran importancia ya que posteriormente, se asume que cada una de estas zonas pueden ser caracterizadas por un único modelo geoestadístico con determinado conjunto de restricciones geológicas, representadas por parámetros estadísticos (Dubrule, 1998). En otras palabras, el objetivo de dicho procedimiento es identificar intervalos ‘homogéneamente heterogéneos’, en el sentido que dentro de cada intervalo se mantiene homogéneo el estilo de heterogeneidad particular. Como se verá a continuación, los resultados de todas las escalas de estudio analizadas en este trabajo pueden tener un impacto en dicha etapa de modelado.

7.3.1. Impacto del estudio de escala regional en la zonación

El estudio a escala regional del Miembro Troncoso Inferior resultó en la elaboración de un marco estratigráfico para la unidad donde se diferenciaron una serie de intervalos de acumulación, relacionados, a su vez, a determinados sistemas de acumulación, y, en ocasiones, separados por superficies de extensión regional. En relación con la zonación de la unidad como reservorio en las localidades de subsuelo, dicho estudio tiene implicancias obvias, así como también desde el punto de vista metodológico para otras unidades de características similares.

Un caso particular para la unidad de estudio donde el desarrollo de un marco estratigráfico robusto puede ser de gran utilidad es entre los aquí denominados Intervalos II y III (capítulo 4). El registro del Sistema Eólico Troncoso, representado por el Intervalo III y de extensión regional,

se separa por una superficie de *sand drift*, también de escala regional, del Intervalo II. Este último intervalo, que se interpreta originado por un sistema de interacción, puede presentar localmente el desarrollo de la asociación de facies eólica y de cuerpos de duna. Como resultado, la superficie de *sand drift* puede fácilmente pasar desapercibida en un registro de pozo, incluso en un testigo corona, y los depósitos de asociación de facies eólica del Intervalo II y del Intervalo III podrían ser incorporados a una misma zona (Fig. 7.3). Esta interpretación podría traer una serie de desventajas al reconstruir la heterogeneidad geológica en los modelos resultantes. En primer lugar, la superficie de *sand drift* puede estar relacionada lateralmente a depósitos fluviales, de condiciones petrofísicas mucho más variables que los depósitos eólicos. Además, dicha superficie también se ha relacionado a la formación de horizontes de nódulos carbonáticos freáticos (Fig. 4.21). En estos casos, muy comunes en las localidades estudiadas, se podría sufrir el efecto de retardadores o incluso barreras al flujo inesperadas, relacionados a la ocurrencia de dicha superficie de *sand drift* (Fig. 7.2B). Por otro lado, en este escenario, la reconstrucción de la morfología eólica preservada podría verse especialmente afectada. La incorporación de varios metros del intervalo infrayacente al registro del Sistema Eólico Troncoso, puede alterar los valores medidos de altura, ancho y simetría de las formas de lecho preservadas. En este sentido, la construcción de un marco estratigráfico detallado, correlacionado a escala regional, y actualizado regularmente, es importante si se desea tener una zonificación efectiva del reservorio, que represente realísticamente los estilos de heterogeneidad sedimentaria presentes y que sea confiable para la simulación de fluidos bajo diversos escenarios de producción.

7.3.2. Impacto del estudio de escala local en la zonación

Un aspecto importante de los sistemas eólicos con preservación excepcional, que se infiere trabajando a escala regional pero que en este caso se definió con precisión trabajando a escala local, es la naturaleza de la morfología eólica preservada. La caracterización de dicha morfología tiene un impacto destacable en la zonificación de un reservorio. Su implicancia más obvia es que la superficie en la que se preserva dicha morfología es, o está íntimamente asociada a, un candidato importante a límite de zona, marcando generalmente un contraste litológico, o al menos de arquitectura sedimentaria, destacable. En el caso particular del Sistema Eólico Troncoso, podemos distinguir una primera superficie (S3, ver capítulo 4) que separa la asociación de facies eólicas de la asociación de facies de retrabajo marino y una segunda superficie (S4, capítulo 4) que representa el contacto entre reservorio y sello y que está relacionada a una topografía eólica modificada por retrabajo marino. Ambas superficies tienen un potencial muy importante como límites de zona debido a las variaciones de arquitectura sedimentaria, textura y composición que representan (Stromback y Howell, 2002), casi indiscutible en el caso de la Superficie S4.

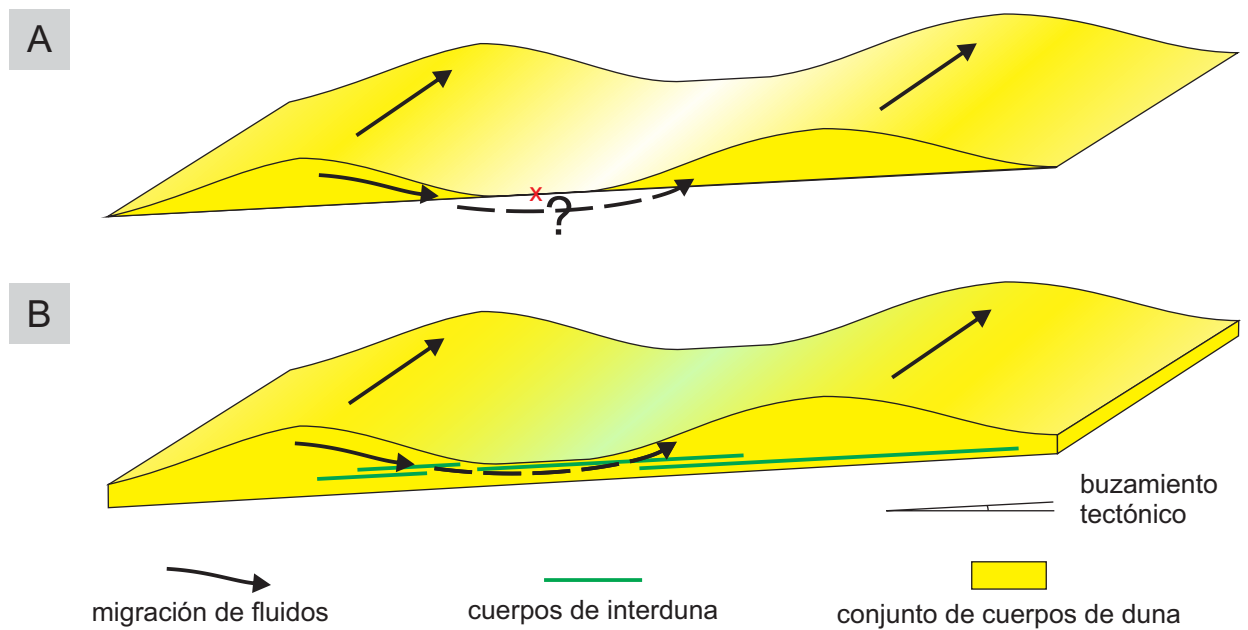


Figura 7.2. Esquema de una sección vertical mostrando la conectividad hidráulica inferida entre las formas de lecho de gran escala del Sistema Eólico Troncoso. A) Caso en el sector norte del Sistema Eólico Troncoso. La falta de un intervalo continuo preservado hace que la conectividad a través del mismo sea relativamente baja, y que la conectividad general dependa de los depósitos infrayacentes. B) Caso en el sector sur de afloramientos, donde la conectividad entre las formas de lecho a través del intervalo preservado del Sistema Eólico Troncoso es potencialmente mayor, se debe tener en cuenta el efecto de cuerpos de interduna, que pueden actuar como retardadores o barreras al flujo.

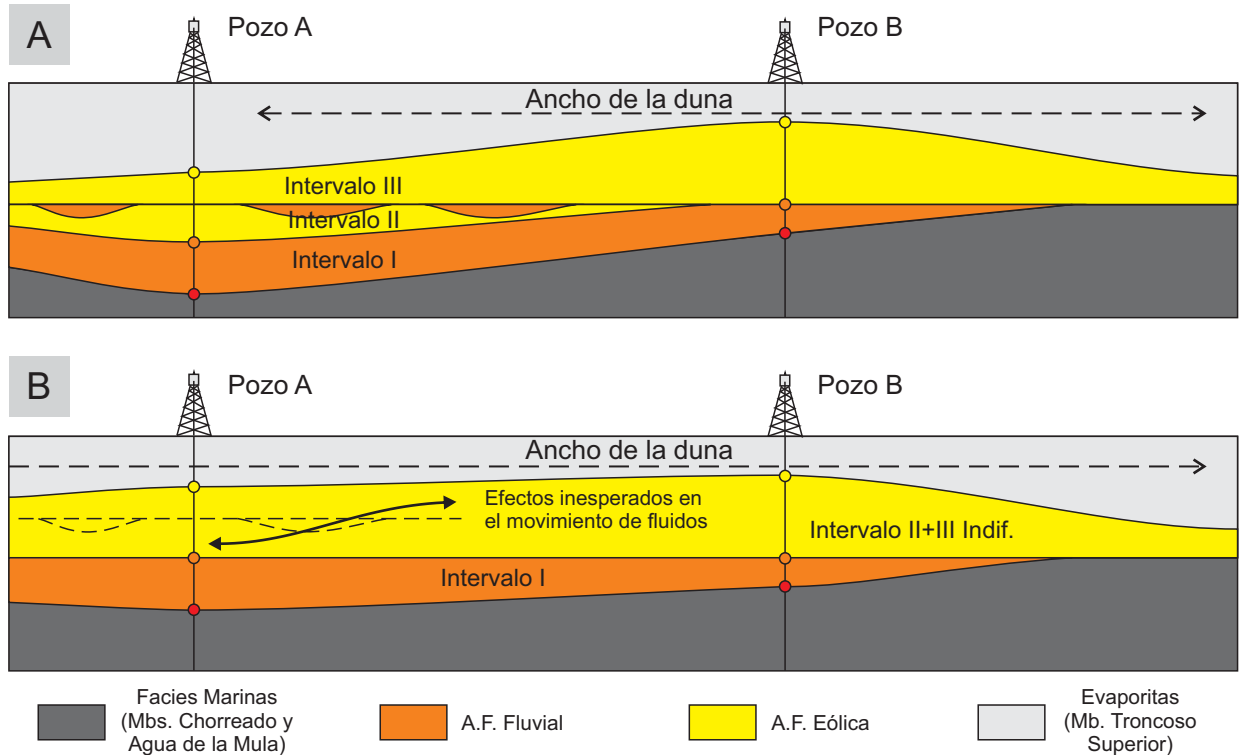


Figura 7.3. Posibles interpretaciones para una misma secuencia perforada en un escenario hipotético de subsuelo del Miembro Troncoso Inferior. Nótese el impacto en la reconstrucción de la morfología eólica preservada y en la incertidumbre de la distribución de la heterogeneidad sedimentaria. A) Interpretación considerando la presencia de depósitos eólicos previos al Sistema Eólico Troncoso y de una superficie de sand drift (este trabajo). B) Interpretación agrupado todos los depósitos eólicos al mismo intervalo.

Por otro lado, una implicancia muy importante, aunque no tan obvia, de la caracterización de la morfología eólica y de la construcción de un marco estratigráfico robusto a escala regional, es la diferenciación entre el intervalo preservado excepcionalmente (sin haber pasado por una etapa de acumulación en el sentido de Kocurek, 1999) y el intervalo eólico de preservación “normal” (preservado por escalonamiento y acumulación de las formas de lecho). Estos dos intervalos con condiciones particulares de preservación presentan un marcado contraste en su estilo de heterogeneidad sedimentaria, y quedan separados por la antigua superficie de acumulación (Fig. 7.4). En el caso particular del registro del Sistema Eólico Troncoso, se comprueba que un intervalo de preservación excepcional puede estar relacionado o no a un intervalo de preservación normal infrayacente originado por el mismo sistema sedimentario (ver capítulo 4). En este sentido, mientras que en el sector norte del Sistema Eólico Troncoso no se registra un intervalo eólico de preservación normal, en el sector sur si se identificó un intervalo con dichas condiciones, relacionado al mismo Sistema Eólico Troncoso. Aunque la morfodinámica del sistema haya permanecido constante (Fig. 7.3)(Rubin, 1987; Rubin y Hunter, 1982), existirá una marcada diferencia en el estilo de arquitectura debido al mecanismo por el cual las formas de lecho migran, se escalonan y acumulan una secuencia. Por otro lado, las condiciones de diagénesis temprana a las que los dos intervalos se verán expuestos serán probablemente muy distintas. Mientras que el intervalo de preservación normal tendrá una diagénesis temprana relacionada con el ambiente de acumulación del sistema eólico, el intervalo de preservación excepcional no se verá afectado por esta última, y su diagénesis temprana estará relacionada a las condiciones que facilitaron la preservación excepcional (en el caso del Sistema Eólico Troncoso, a condiciones marinas hipersalinas). Generalizando aún más, en cualquier sistema de preservación excepcional, exista o no un intervalo de preservación normal, habrá un cambio importante en la arquitectura sedimentaria por debajo de la antigua superficie de acumulación, y como resultado dicha superficie representa un candidato importante como límite de zona reservorio a modelar.

La suma de condiciones expuestas en el párrafo anterior, argumentan a favor de la separación de intervalos con mecanismos de preservación particulares como zonas distintas, a ser modeladas independientemente. La inclusión de estos intervalos dentro de una misma zona, estaría pasando por alto la presencia de distintos estilos de heterogeneidad sedimentaria, y probablemente de distintas historias diagenéticas tempranas. En este sentido, sería esperable que la separación de estos dos intervalos como zonas independientes genere un modelo más realista desde el punto de vista geológico y que el comportamiento de los fluidos demuestre una diferencia importante entre dichos intervalos. Finalmente, la separación de los intervalos mencionados como zonas discretas es también favorable debido a que su delimitación es una tarea sumamente sencilla, contando con una reconstrucción adecuada de la morfología eólica preservada. Si se toma la superficie en la que se preserva la topografía eólica (en el caso del

Sistema Eólico Troncoso la Superficie S3, que siempre es muy cercana al límite entre arenisca y yeso, o S4), y se interpolan sus cotas más bajas, es decir la interduna en el sentido de la topografía preservada, el resultado es la superficie de acumulación, o lo que es lo mismo, la superficie que separa ambos intervalos (Fig. 7.4). Este método, aunque aún no pueda automatizarse, se ha aplicado sobre extensas regiones de mares de arena en casos modernos (Bullard et al., 2011) y sería de suma utilidad para la definición la superficie de acumulación en el subsuelo, para cualquier sistema de preservación excepcional como el Sistema Eólico Troncoso.

7.3.3. Impacto del estudio de escala de detalle en la zonación

El trabajo a escala de detalle y microdetalle supera la escala a la que comúnmente se lleva a cabo la zonificación de un reservorio. Sin embargo, la identificación de distintos complejos arquitecturales en el registro del Sistema Eólico Troncoso, indica que la zonación de dichos complejos, construyendo modelos de detalle, debería ser considerada en escenarios donde la arquitectura sedimentaria del registro eólico sea un factor importante sobre el comportamiento de los fluidos. En este sentido, la forma, escala, tipos de estratificación y orientación de la misma de los cuerpos de duna, y la orientación, forma y continuidad de las superficies internas, puede cambiar notablemente según el complejo arquitectural (ver capítulo 6), potencialmente afectando la circulación de fluidos a través del mismo. Por lo tanto, en el caso que los tipos de estratificación o las superficies internas actúen como retardadores para el movimiento de los fluidos, o dejen volúmenes de reservorio sin barrer debido a la alta permeabilidad de sectores adyacentes, la zonación de los complejos y la caracterización de su arquitectura serán factores importantes a considerar en el modelado del reservorio. La mayor dificultad, en este sentido, radica en la identificación de dichos complejos en base a información de subsuelo. Para esta tarea, es imprescindible la asistencia de modelos construidos y refinados a partir de análogos de afloramiento trabajando a escala de detalle y microdetalle, como el generado en la localidad de Loma La Torre (ver capítulo 6). Dichos modelos podrán aplicarse al subsuelo utilizando como referencia la morfología eólica preservada, así como también datos de testigos corona (Romain y Mountney, 2014), y teniendo en cuenta factores de escala regional como la ubicación de las formas de lecho dentro del sistema eólico. Por lo tanto, este estudio puede servir como punto de partida para generar modelos conceptuales predictivos de la distribución de estos complejos en este tipo de duna para un caso de subsuelo.

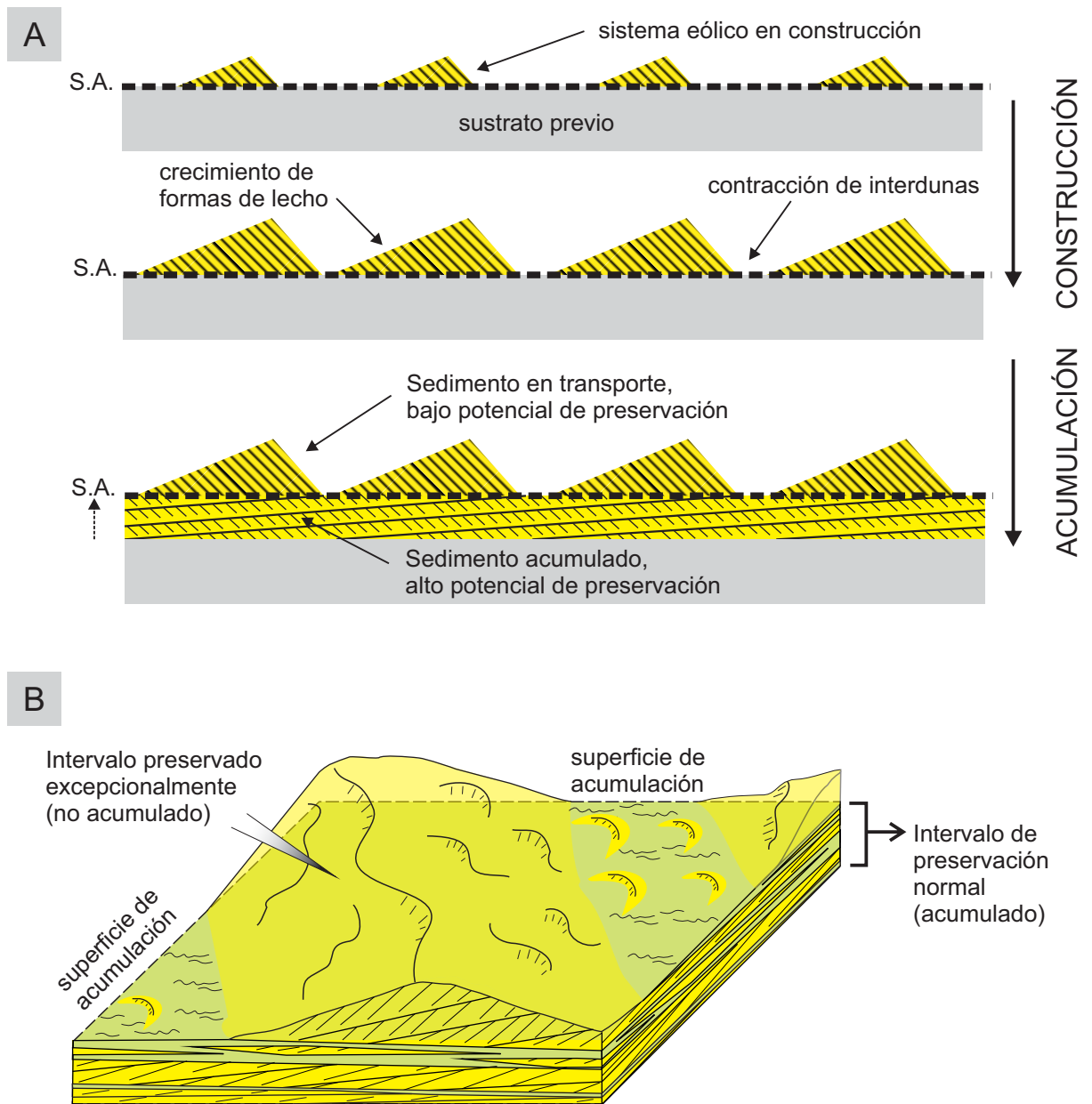


Figura 7.4. Diferencias entre intervalos de preservación excepcional y preservación normal. A) Esquema de la diferencia entre etapas de construcción (crecimiento de dunas) y acumulación (ascenso relativo de la superficie de acumulación), basado en los conceptos y terminología introducidos por Kocurek y Havholm (1993) y Kocurek (1999). B) Block diagrama que muestra las diferencias de arquitectura entre un intervalo no acumulado, cuya preservación sería excepcional (con transparencia), y un intervalo acumulado, cuya preservación sería normal. La diferencia de arquitectura entre estos intervalos puede no representar un cambio en la morfodinámica del sistema.

7.4. IMPACTO EN EL MODELADO GEOCELULAR DE LA HETEROGENEIDAD INTERNA DE SISTEMAS EÓLICOS

En los procedimientos de modelado geocelular de la heterogeneidad sedimentaria dentro de zonas previamente delimitadas, se pretende propagar facies sedimentarias y sus propiedades petrofísicas al volumen interpozo representado por una grilla de celdas tridimensionales o voxels. Una forma de realizar dicha propagación es a partir del modelado de distintas unidades o elementos geológicos (como por ejemplo canales, lóbulos, barras, etc.) que controlan la distribución de las facies, o heterogeneidad sedimentaria. Estas unidades pueden, a su vez, estar compuestas por una única facies o mostrar un arreglo interno con una variedad de las mismas, cuyo modelado se puede considerar como una etapa distinta según la plataforma de software utilizada (Dubrule, 1998). Posteriormente, se pueden poblar dichas facies con propiedades petrofísicas para su uso en simulaciones dinámicas. En este sentido, los resultados del trabajo a distintas escalas en la unidad de estudio aportan una variedad de datos cuantitativos concretos, que pueden colaborar en la reconstrucción geocelular de la heterogeneidad interna de sistemas eólicos, especialmente en sistemas de preservación excepcional.

7.4.1. Impacto del estudio regional y local en el modelado geocelular

El estudio regional del Sistema Eólico Troncoso, aunque de una escala muy distinta a la del modelado geocelular de un reservorio, fue necesario para fundar las bases de estudios de mayor detalle. En primer lugar, durante dicho estudio se identificaron y clasificaron los tipos de estratificación, facies y cuerpos sedimentarios que conforman el registro del Sistema Eólico Troncoso. Estos componentes permitieron ordenar la heterogeneidad observada en dicho sistema y definir los posibles elementos a modelar dentro de una grilla geocelular.

Por otro lado, la caracterización de la morfología preservada a escala local fue fundamental para el estudio de la heterogeneidad eólica de detalle y como resultado tiene un impacto importante en el modelado de esta última. Dicha morfología sirvió como un marco de referencia para caracterizar la ubicación de los distintos tipos de cuerpo de duna y superficies internas, ayudando a la identificación y caracterización de complejos sedimentarios. En este sentido, como se demostró anteriormente (capítulo 6), la ubicación es una variable clave en relación al tipo, la escala y la orientación, entre otros aspectos, de un cuerpo sedimentario o superficie (Fig. 7.5). Más aún, es probable que según la morfometría final que haya alcanzado una forma de lecho del sistema, se pueda predecir la abundancia o distribución de determinados complejos sedimentarios esperables en su registro. Para este tipo de predicciones, sin embargo, se requerirá de mayor volumen de estudio sobre la arquitectura interna de formas de lecho de distintas escalas preservadas excepcionalmente. Por lo tanto, el estudio y reconstrucción de la

morfología preservada es un aspecto clave para la modelización de las heterogeneidades internas en sistemas de este tipo.

7.4.2. Impacto del estudio de escala de detalle y microdetalle en el modelado geocelular

Como sería de esperar, el trabajo a escala de detalle y microdetalle tiene el mayor impacto sobre la modelización de heterogeneidades internas de sistemas eólicos. Las implicancias de dicho trabajo se pueden clasificar según su influencia en una variedad de procedimientos del modelado geocelular. En este sentido, se pueden diferenciar el impacto sobre la construcción de las grillas tridimensionales, el modelado de cuerpos sedimentarios y discontinuidades asociadas, e incluso sobre el poblado de propiedades petrofísicas.

7.4.2.1. Construcción de grillas geocelulares

En primera instancia, la caracterización detallada de la arquitectura sedimentaria a escala de detalle (capítulo 6) permitió la identificación de distintos complejos arquitecturales y, además, permitió detallar que la construcción de los mismos se desarrolló desde un núcleo en el registro del *draa* preservado hacia afuera, de una forma que se podría describir como concéntrica. Se sugiere que dicha historia de construcción, que es un control primario sobre la arquitectura sedimentaria, puede tener un impacto importante en la estrategia de construcción de la grilla geocelular al modelar la heterogeneidad sedimentaria de este tipo de sistemas. En este sentido, se sugiere que una grilla cuyas celdas se acomoden conformes, o subparalelas, al techo de la zona que contiene el registro de las formas de lecho de preservación excepcional (Fig. 7.6A), produciría una representación más realista de la heterogeneidad sedimentaria que una grilla conforme a la base de dicha zona (Fig. 7.6B). Esta estrategia, sin embargo, se aplicaría únicamente a la zona o zonas con registro de preservación excepcional.

A modo de ejemplo, se construyeron dos grillas en RMS® con espesor de celda constante, una con la estrategia sugerida en el párrafo anterior, y otra con las celdas conformes a la base. Estas grillas fueron pobladas con propiedades petrofísicas para comparar el efecto de esta estrategia sobre el modelo resultante (Fig. 7.7). El escenario se construyó como un caso hipotético de subsuelo para el registro del Sistema Eólico Troncoso, donde se modeló la forma de los *draa* lineales preservados y se ubicaron registros de pozo de la localidad Lomita Sur, en sectores homólogos (cresta de *draa*, *interduna*). De esta manera se obtuvo la referencia de los valores petrofísicos de porosidad a partir de los perfiles eléctricos de los registros de pozos, específicamente de Zona B del intervalo de estudio (capítulo 5). Aplicando una ley de permeabilidad/porosidad generada en base a datos publicados para las facies eólicas de la unidad de estudio (Argüello, 2011; Masarik, 2002; Valenzuela et al., 2011) se calcularon los valores de permeabilidad correspondientes a los valores de porosidad medidos. Finalmente, se

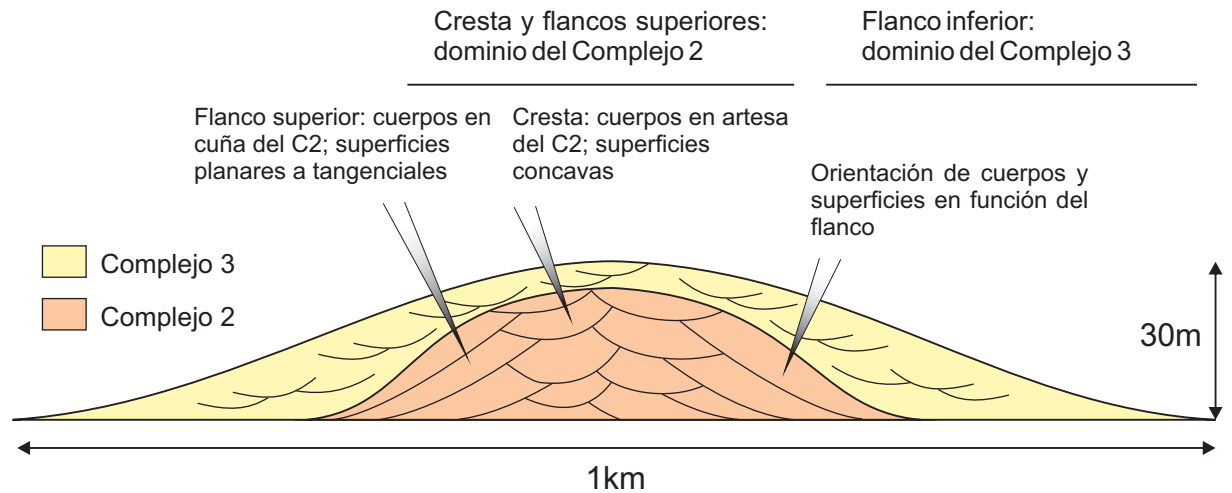


Figura 7.5. Esquema de las relaciones entre la morfología de un *draa* lineal preservado excepcionalmente y su arquitectura interna, a partir de los estudios de afloramiento en Loma La Torre (ver capítulo 6). Dichas relaciones proveen un marco de referencia para la modelización de las heterogeneidades sedimentarias en este tipo de sistema.

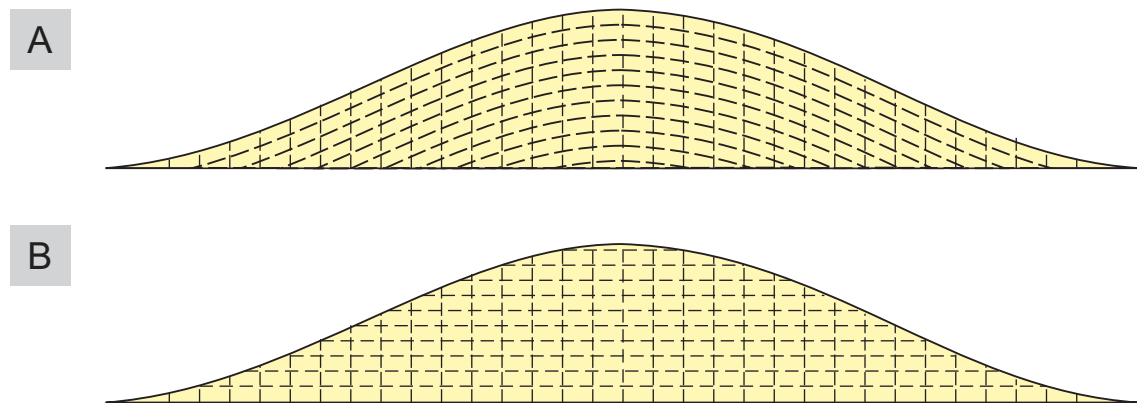


Figura 7.6. Estrategias de construcción de grilla tridimensional para representación del registro del Sistema Eólico Troncoso. A) Esquema 2D del método de construcción de grilla sugerido para representación de la heterogeneidad sedimentaria, con las celdas de espesor constante y conformes a la superficie en la que se preserva la morfología eólica. B) Esquema 2D del método de construcción de grilla utilizado para contrastar los resultados del método utilizado en A. En este caso se construyeron celdas de espesor constante pero paralelas a la base.

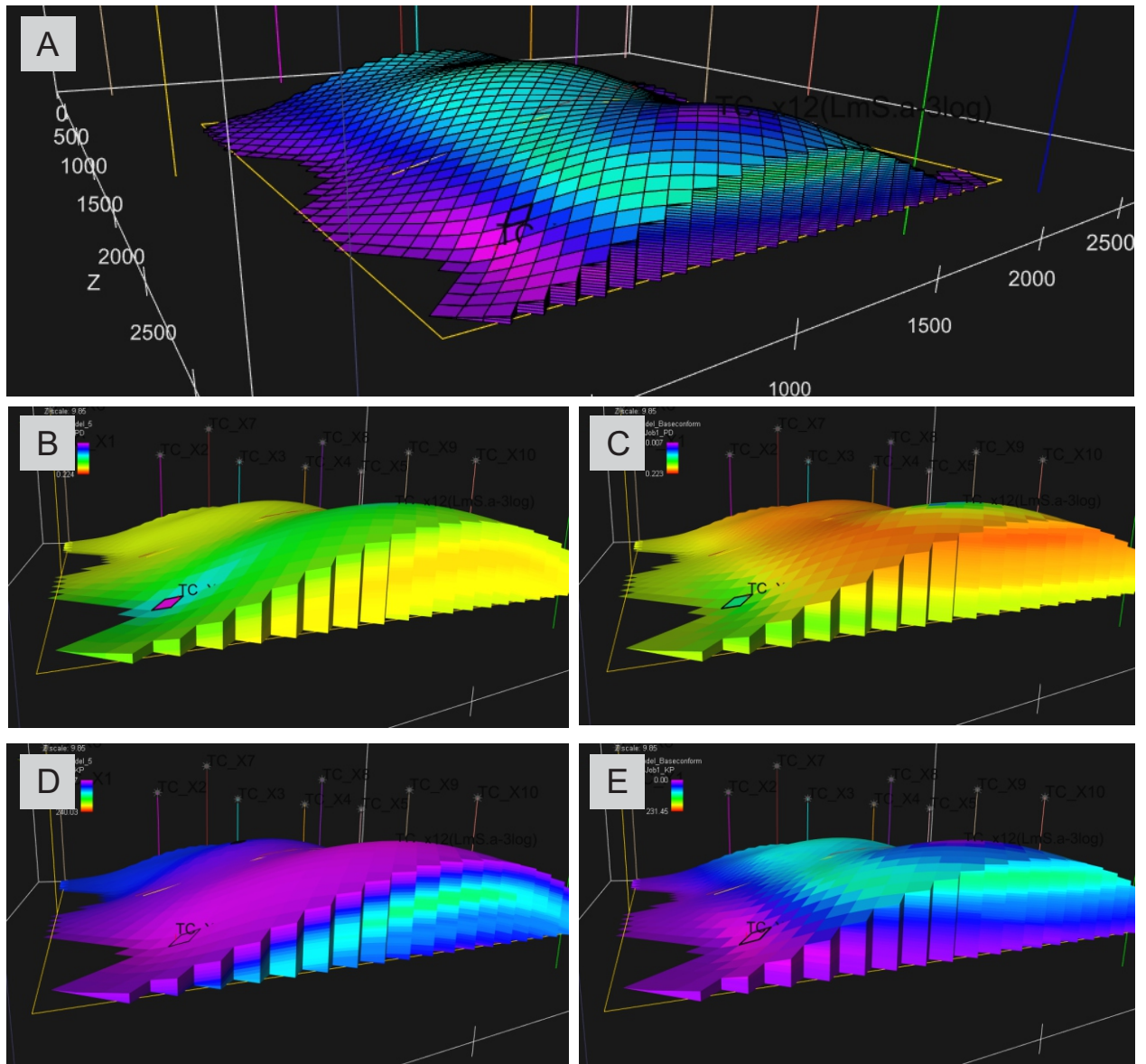


Figura 7.7. Impacto del estudio a escala de detalle en la construcción de la grilla tridimensional y como resultado en la propagación de propiedades en el modelo. A) Situación hipotética del registro del Sistema Eólico Troncoso, o algún otro sistema de preservación y morfometría similar, identificado en el subsuelo y modelado con RMS®. Se construyó una grilla con celdas conformes al techo y otra grilla con celdas conformes a la base y se propagaron valores petrofísicos a partir de los registros de dos pozos (uno en la zona de cresta y otro en la zona de interduna). B) Resultado de la propagación de valores de porosidad en la grilla con celdas conformes al techo. C) Resultado de la propagación de valores de porosidad en la grilla con celdas conformes a la base. D) Resultado de la propagación de valores de permeabilidad en la grilla con celdas conformes al techo. E) Resultado de la propagación de valores de permeabilidad en la grilla con celdas conformes a la base.

pobló el volumen de la grilla en base a una interpolación por krigado de porosidad (Figs. 7.7B, C) y permeabilidad (Figs. 7.7D, E) en cada modelo.

Si comparamos los resultados de ambas reconstrucciones (Figs. 7.7B-E), con los paneles arquitecturales del *draa* lineal estudiado en afloramiento (capítulo 6) y con el modelo conceptual construido a partir del estudio de dicho *draa*, se sugiere que los resultados de la reconstrucción conforme al techo representan la heterogeneidad sedimentaria determinada en el estudio de detalle y microdetalle de una manera mucho más realista. En este sentido, en el modelo conforme al techo, las direcciones de mayor y menor variabilidad en la heterogeneidad sedimentaria resultan similares a lo observado en afloramiento, tanto desde el punto de vista de la distribución de los complejos arquitecturales, como de los cuerpos sedimentarios y superficies internas que los conforman.

Por lo tanto, se siguió esta estrategia para construir un modelo de la heterogeneidad sedimentaria del afloramiento de Loma La Torre (Fig. 7.8), utilizando como base el modelo de escala local (capítulo 5), y donde el intervalo de preservación excepcional está dividido en 3 zonas (Fig. 7.8A). La construcción de grillas paralelas al tope en cada una de dichas zonas fue útil en la representación posterior de la heterogeneidad sedimentaria interna.

7.4.2.2. *Impacto de las superficies vs. heterogeneidad interna de cuerpos sedimentarios*

Las aproximaciones del modelado de la heterogeneidad sedimentaria en sucesiones eólicas dentro de grillas geocelulares son variadas. Mientras que algunos autores han investigado la aplicación del modelado de cuerpos y facies eólicas por objetos (Pyrzcz y Deutsch, 2014), otros han utilizado métodos de indicadores (*indicator methods*, es decir métodos estocásticos, no paramétricos, basados en variogramas, Dubrule, 1998) calibrados a partir del resultado de modelos determinísticos de Rubin (Cox et al., 1994; Rubin, 1987). Por otro lado, también se ha evaluado el modelado de superficies utilizando datos de sus jerarquías y espaciamientos (Ciftci et al., 2004). En relación a los ejemplos mencionados, se pueden separar dos enfoques respecto al origen de la heterogeneidad sedimentaria en sucesiones eólicas, más allá del método utilizado para representarla. Por un lado, algunos autores han resaltado la importancia de las discontinuidades entre cuerpos de duna de las sucesiones eólicas (Ciftci et al., 2004; Fischer et al., 2007), mientras que otros se han enfocado en el modelado de los cuerpos sedimentarios y sus heterogeneidades internas (Cox et al., 1994; Romain y Mountney, 2014), como la inclinación y orientación de los tipos de estratificación y superficies de reactivación (Mountney, 2006). En este sentido, se plantea que ambos componentes de heterogeneidad pueden tener una influencia considerable sobre la migración de fluidos en el caso de estudio del Sistema Eólico Troncoso. Tanto los límites de cuerpos de duna como sus heterogeneidades internas se han remarcado como componentes de heterogeneidad de importancia en la unidad de estudio (Naidés y Barrionuevo, 2002). Por otro lado, como parte del resultado de los estudios

a escala de detalle y microdetalle, se determinó que dichos componentes de heterogeneidad sedimentaria tienen un diseño particular. Como se verá más adelante, se sugiere que, en caso de producir un contraste petrofísico efectivo respecto a las propiedades de los fluidos de reservorio, los efectos individuales de dichos componentes sobre la migración de fluidos podrían ser contrastables. Por lo tanto, la influencia particular de estos componentes tiene un potencial de ser aislado en base a ensayos o historias de producción.

7.4.2.3. Modelado de cuerpos sedimentarios basado en objetos

El estudio a escala de detalle y microdetalle del Sistema Eólico Troncoso aporta datos concretos con implicancias directas sobre el modelado por objetos de cuerpos de duna en modelos geocelulares. El estudio provee una base de datos valiosa como punto de partida para modelar la geometría y la escala de dichos cuerpos, así como también de su distribución y abundancia en función de la ubicación respecto a la morfología eólica preservada. Como se definió desde el estudio de escala regional, los cuerpos de duna en el *draa* lineal analizado se pueden separar por su geometría en cuñas o artesas. La geometría tridimensional y la escala de estos cuerpos fue explorada en profundidad en el estudio de detalle en base a datos de afloramiento y utilizando modelos geométricos como referencia (Fig. 7.9). Dichas geometrías se pueden modelar en la mayoría de los software disponibles, y sus datos de morfometría asociados (capítulo 6), pueden servir como restricciones geológicas realistas para reconstrucciones estocásticas del subsuelo.

Para posteriormente comparar el impacto de un modelado por objetos respecto a reconstrucciones más simples, se realizó un modelado por objetos en RMS® en base a los datos del estudio a escala de detalle (capítulo 6). Se modelaron los cuerpos de gran escala en cuña del intervalo 2 en base a los datos de geometría, escala, y orientación obtenidos en el campo (Fig 7.9). Los resultados fueron contrastados una vez poblados por propiedades petrofísicas (ver 7.4.2.5.).

7.4.2.4. Modelado de superficies

Como se ha mencionado anteriormente, otro método para representar la heterogeneidad sedimentaria a escala de detalle de sucesiones eólicas en modelos geocelulares es en base a sus superficies de discontinuidad internas (Ciftci et al., 2004). En relación con este método, el estudio a escala de detalle permitió establecer la jerarquía, forma, orientación y continuidad de las superficies internas en el Sistema Eólico Troncoso. Como resultado, el estudio permitió identificar 3 arreglos de distribución de superficies internas dentro del registro de preservación excepcional de los *draa* lineales de dicho sistema (Fig. 7.5). En el caso de que estas superficies representen efectos retardadores para los fluidos de formación (como sugieren Naidis y Barrionuevo, 2002), los arreglos de superficies internas puede tener efectos específicos sobre el

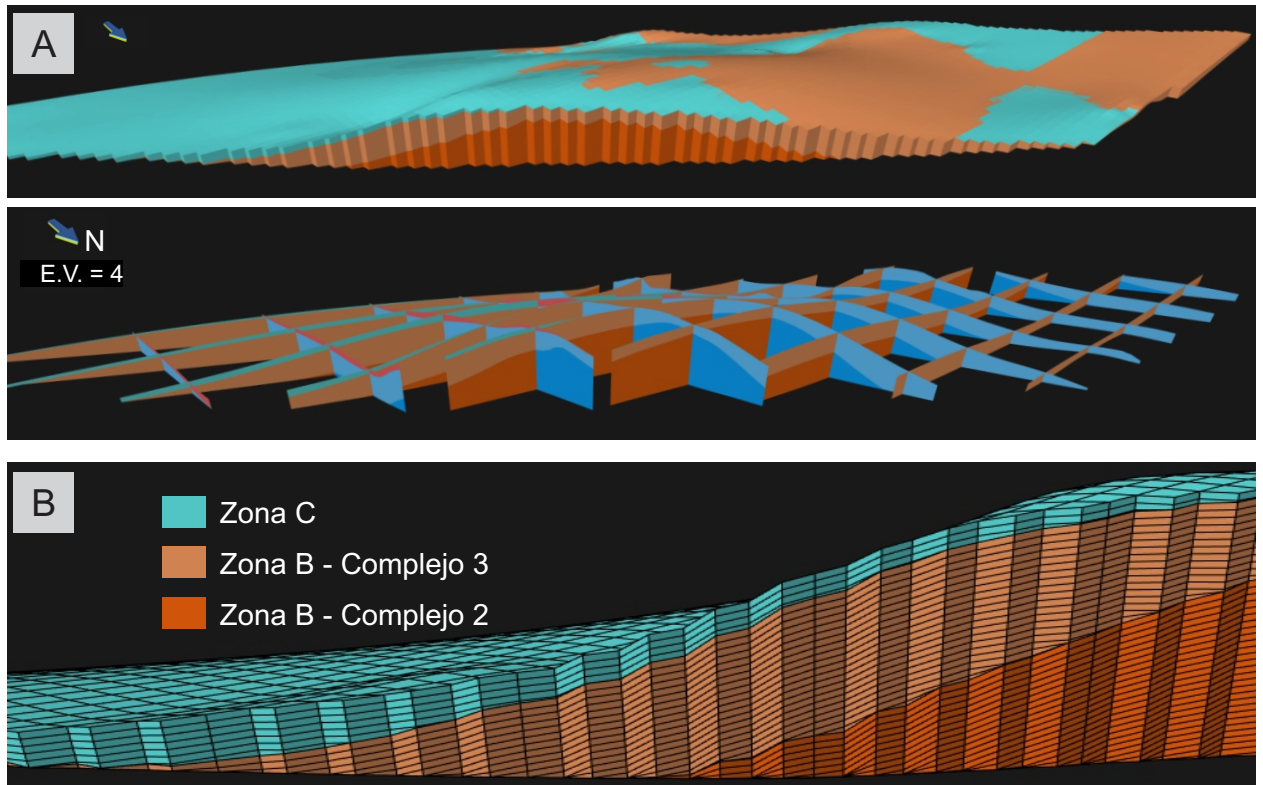


Figura 7.8. A) Representación utilizando RMS del registro del Sistema Eólico Troncoso en el afloramiento de Loma La Torre. exageración vertical 1:4. B) Detalle de la construcción de la grilla tridimensional del modelo. Se representan tres zonas, el Complejo 2, el Complejo 3 (ambas pertenecientes a la Zona B; capítulo 5) y la Zona C, de la asociación de facies de retrabajo marino. Todas estas zonas fueron modeladas siguiendo una estrategia conforme al techo.

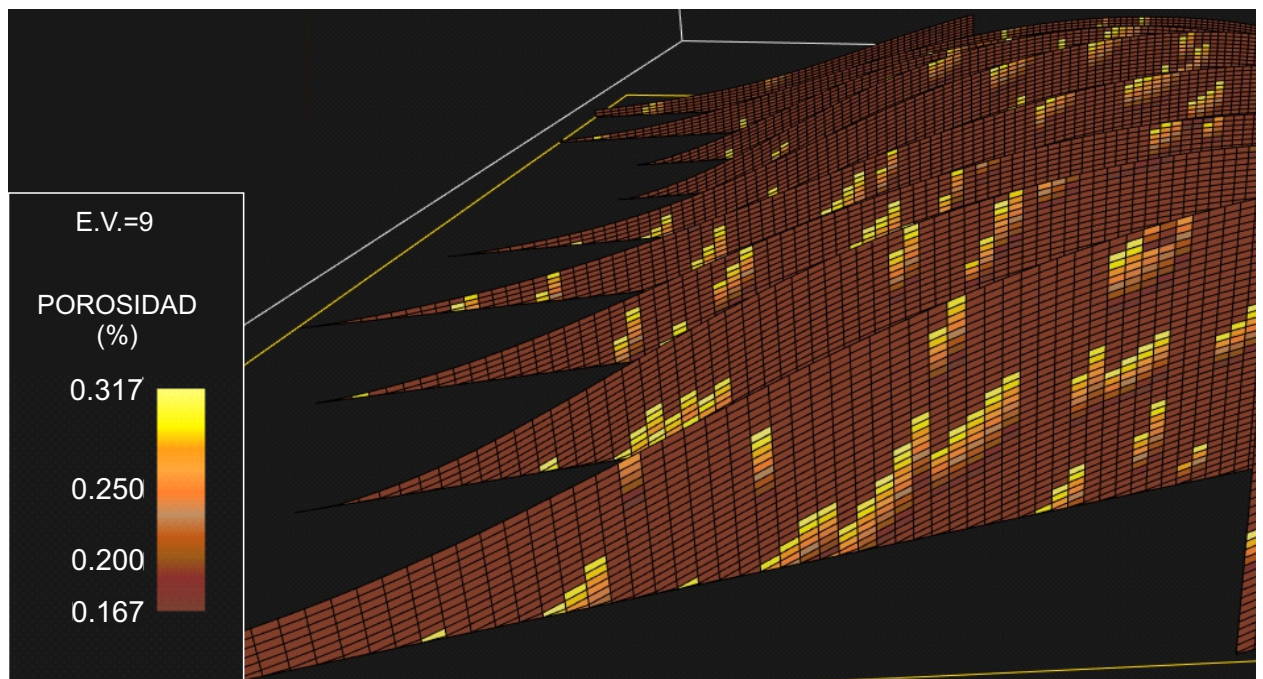


Figura 7.9. Modelo de escenario hipotético del registro del Sistema Eólico Troncoso, o un sistema similar, en el subsuelo. Modelado de cuerpos de duna en cuña, de gran escala, en base a los datos relevados en afloramiento, en RMS. Los cuerpos solo ocupan un pequeño porcentaje de la reconstrucción para que su forma sea apreciable fácilmente. El poblado petrofísico dentro de los cuerpos, se representó en base a tendencias controladas por funciones, en base a las observaciones de afloramiento. El rango de valores de porosidad se obtuvo de registro de pozos de la localidad Lomita Sur.

comportamiento del intervalo como reservorio. Por ejemplo, las superficies cóncavas del Complejo 2, que dominan el centro de la sección del registro del *draa*, pueden tener una complejidad difícil de predecir debido su diseño de superposición en forma de zigzag. En comparación, las superficies planares a tangenciales en los flancos del Complejo 2 tienen un diseño mucho más predecible, con una orientación bien establecida según el flanco en el que están ubicadas (Fig. 7.5). Por lo tanto, aunque este último grupo de superficies se asocian a cuerpos de duna de gran escala en cuña que en general estarían relacionados con condiciones petrofísicas menos favorables, el movimiento de fluidos en este sector podría ser más predecible en comparación al sector de cresta. Adicionalmente, el sector transicional entre los dos arreglos de superficies mencionados también es un sector de mucha complejidad, donde se interdigitan los dos tipos de superficie, cuerpos de gran escala en cuña y artesa, y cuerpos de muy pequeña escala. En caso que las superficies y/o tipos de estratificación tuvieran un efecto considerable en el movimiento de fluidos, el pronóstico de su comportamiento sería difícil de establecer en dicho sector transicional. Estos resultados sirven como un punto de partida para el modelado de superficies en este tipo de sistema, ya que proveen información cuantificada de la geometría, extensión, espaciamiento e inclinación de las mismas, entre otros aspectos.

7.4.2.5. Modelado de facies y/o propiedades petrofísicas

Por su parte, el estudio de escala de microdetalle puede aportar a la reconstrucción interna de cuerpos modelados como objetos, aplicado tanto en un procedimiento de modelado de facies o bien de modelado petrofísico. En base a los estudios de microdetalle llevados a cabo en el afloramiento y a los modelos geométricos determinísticos utilizados para asistir su interpretación (capítulo 6), se pueden determinar varios aspectos comunes a la mayoría de los cuerpos del registro *draa*, con potencial de influenciar la migración de fluidos dentro de los cuerpos de duna. Aunque gran parte de los datos obtenidos a la escala de microdetalle son cualitativos, se puede establecer una noción de la distribución de los tipos de estratificación, y su ángulo de inclinación y orientación para cada tipo de cuerpo (Fig. 7.8).

En cuanto a la distribución y abundancia de los tipos de estratificación, como se determinó anteriormente, la abundancia de la laminación trasluciente subcrítica aumenta hacia la base de los cuerpos, de forma abrupta en cuerpos en artesa y gradual en los cuerpos en cuña (donde tiene mayor abundancia), situación observada tanto dentro del Complejo 2 como del Complejo 3. Dicha distribución puede ser imitada en base a tendencias en la distribución de facies o de propiedades petrofísicas dentro de los cuerpos del modelo. A modo de ejemplificar dicho método de representación y para comparar los resultados respecto a modelos más simples, se reconstruyó en RMS® la influencia esperable de la distribución de tipos de estratificación sobre las propiedades petrofísicas de los cuerpos en forma de cuña, modelados previamente (Fig. 7.9). Las propiedades de los cuerpos de este modelo se poblaron con rangos de propiedades

petrofísicas en base a los valores de porosidad y permeabilidad de la Zona B (capítulo 5) provenientes de los registros de pozos de la localidad Lomita Sur, de modo similar al escenario donde se poblaron las propiedades petrofísicas directamente a lo largo de la grilla geocelular (7.4.2.2.). En base a estas restricciones, se modelaron las propiedades petrofísicas de los cuerpos utilizando tendencias generadas por funciones en RMS®, ubicando los valores más bajos observados de permeabilidad y porosidad en la base de los cuerpos y generando un aumento de los mismos hacia el tope (Fig. 7.9).

Se comparó el modelo de propiedades petrofísicas poblado en base a objetos y teniendo en cuenta la distribución de tipos de estratificación (Fig. 7.9), respecto al modelo donde se pobló la grilla directamente por krigeado (Fig. 7.7). Aunque la reconstrucción por objetos en este estudio es apenas un ensayo, se puede observar que dicha aproximación tiene el potencial para generar modelos mucho más realistas geológicamente respecto a una propagación de facies y/o propiedades petrofísicas por krigeado.

Finalmente, la caracterización de la orientación y ángulo de inclinación de la estratificación puede tener un impacto importante para determinar la permeabilidad tridimensional del reservorio, de importante presentación en la transmisibilidad de fluidos entre las celdas de la grilla. A partir de los resultados del capítulo 6, podemos inferir cuales serían las direcciones esperables, desde el punto de vista sedimentológico, de mayor y menor permeabilidad dentro de los cuerpos (Fig. 7.10). Se sugiere que si aumentamos a la escala (upscaling) de estos esquemas hasta un tamaño cercano al de una celda de modelo geocelular (supongamos 5x5 m en la horizontal x0,5 m de altura) la dirección de mayor permeabilidad en la horizontal será paralela al rumbo de la estratificación. Como se determinó anteriormente, dicha dirección es oblicua tanto a la orientación de los cuerpos de duna como a la orientación de los *draa* lineales preservados que los contienen. Si comparamos esta orientación con el rumbo de las superficies que limitan cuerpos de duna, subparalelas a la orientación de los cuerpos de duna y de los *draa* lineales preservados, se puede inferir que, en caso de producir un contraste petrofísico efectivo respecto a las propiedades de los fluidos de reservorio, el efecto sobre la migración de fluidos provocado por los tipos de estratificación será diferenciable del efecto provocado por las superficies que limitan cuerpos de duna (Fig. 7.11).

7.5. PERSPECTIVAS

En general, los resultados obtenidos en los capítulos anteriores y las implicancias discutidas en este capítulo fueron satisfactorios en el sentido aportar a un mayor entendimiento de determinados aspectos del Sistema Eólico Troncoso, y, a su vez, abren un abanico de interrogantes sobre características particulares de sistemas eólicos de preservación excepcional tanto desde el punto de vista básico como aplicado. Los resultados del estudio a distintas escalas

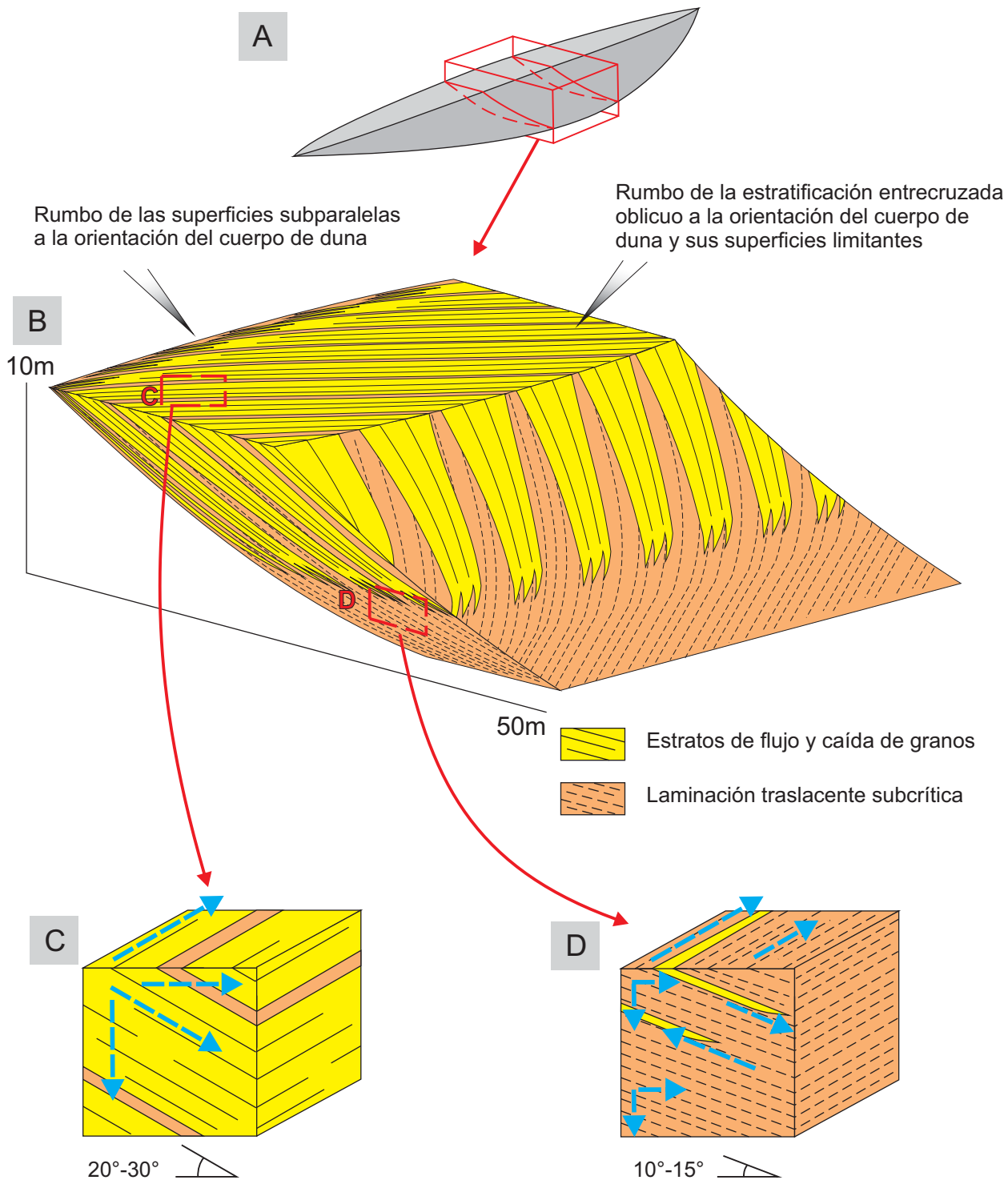


Figura 7.10. Modelo tridimensional esquemático de un cuerpo sedimentario de duna, en cuña y de gran escala, y su heterogeneidad sedimentaria interna. A) Forma externa del cuerpo basada en las observaciones de campo y en los modelos construidos en Bedforms (Figs. 6.17, 6.18, 6.19). B) Distribución de los tipos de estratificación eólica y su orientación dentro del cuerpo. C) Variación de las permeabilidades relativas esperadas en el sector superior del cuerpo de duna, teniendo como referencia el trabajo de Chandler et al. (1989). La cantidad de trazos de la flecha indica el valor relativo esperable de permeabilidad. D) Variación de las permeabilidades relativas esperadas en el sector inferior del cuerpo de duna.

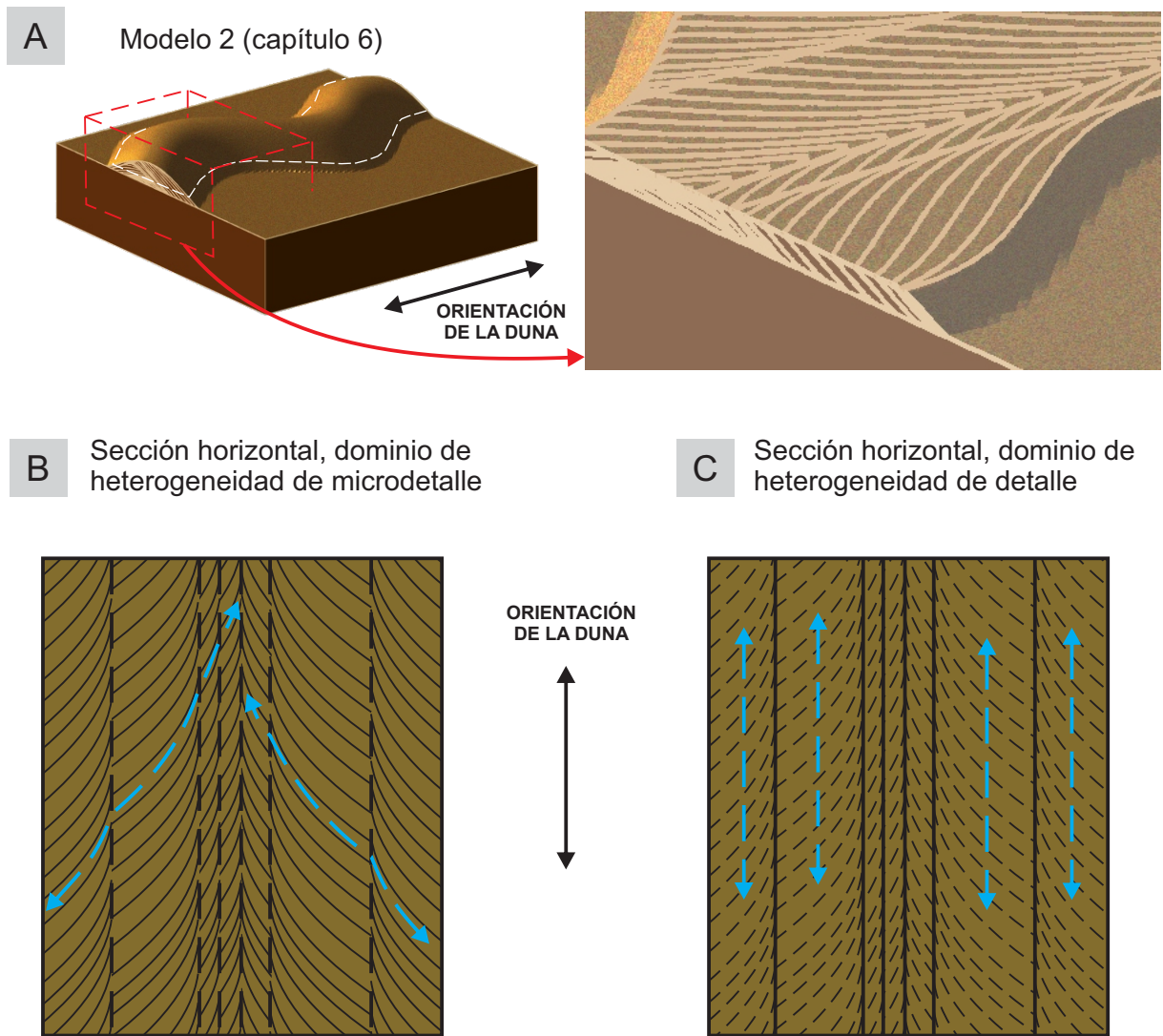


Figura 7.11. Esquema de los posibles efectos de la heterogeneidad sedimentaria de detalle y microdetalle sobre la orientación de mayor permeabilidad en una sección horizontal dentro del registro del Sistema Eólico Troncoso. A) Detalle del Modelo 2 (ver capítulo 6), el cual asistió la interpretación de la geometría tridimensional de los cuerpos de duna y sus superficies límite que componen el registro de los *draa* lineales del Sistema Eólico Troncoso. B) Esquema idealizado de una sección horizontal donde las superficies que separan cuerpos de duna (heterogeneidad de detalle ver capítulo 6) constituyen el tipo de heterogeneidad dominante sobre el movimiento de fluidos. C) Esquema idealizado de una sección horizontal donde la estratificación y superficies internas a los cuerpos de duna (heterogeneidad de microdetalle ver capítulo 6) son el tipo de heterogeneidad dominante sobre el movimiento de fluidos.

aportan una fuente de datos que puede servir como un punto de partida para trabajos de distinto tipo. El trabajo a escala regional espera poder dar un impulso inicial para que futuros estudios del Sistema Eólico Troncoso se puedan referenciar en un contexto regional más integrado, produciendo a su vez un aporte en este sentido, tanto desde el sector de subsuelo como de afloramientos. Esto permitirá esclarecer aún más los parámetros de control que actuaron sobre la construcción, acumulación y preservación de su registro. Por su parte, el estudio a escala local plantea la posibilidad de futuros trabajos en relación con el análisis de patrones de dunas en desiertos antiguos. El estudio a escala de detalle y microdetalle ofrece un modelo de la arquitectura interna para las formas de lecho lineales y longitudinales, que espera aportar a futuras discusiones que permitan una mejor comprensión la dinámica de dichas formas a largo plazo, y plantea interrogantes que motivan nuevos estudios donde se relacionen sistemas preservados en el registro con sistemas modernos. Desde el punto de vista aplicado, el abanico de aspectos de distinta escala investigados para el Sistema Eólico Troncoso se podrá retomar en base a intereses específicos de la industria para esta unidad de estudio o para otros sistemas eólicos preservados en el subsuelo. A lo largo del desarrollo de este capítulo, queda planteado no solo el impacto sobre la caracterización de reservorios de los resultados de este trabajo de tesis, sino también la perspectiva de futuras líneas de estudio. Como resulta evidente, aún resta un mayor volumen de trabajo para definir con precisión cómo la arquitectura interna de un registro eólico de preservación excepcional de este tipo influiría a la migración de fluidos a una escala interpozo. La discriminación del efecto esperable por el impacto de las superficies y de la estratificación interna de cuerpos de duna, será clave para determinar su influencia en casos particulares en el subsuelo. Dicha influencia podría ser probada en base a ensayos piloto o a historias de producción. En cuanto al modelado específico de la heterogeneidad sedimentaria de detalle y microdetalle, los resultados de este estudio permiten pasar directamente a módulos como S-BED® (Wen, 2005), específicamente diseñados para modelar heterogeneidad sedimentaria basándose en reconstrucciones geométricas de la morfodinámica de las formas de lecho. Estudios cuantificados de la distribución de tipos de estratificación, y estrategias para la representación de la permeabilidad en tres dimensiones en las celdas que componen los cuerpos de duna serán útiles a futuro, en combinación con los resultados de este estudio, para predecir con mayor claridad las trayectorias de flujo esperables en base a la distribución de facies dentro de los cuerpos y diferenciarlas claramente de los efectos que puedan provocar las heterogeneidades de mayor escala. De todas formas, el presente estudio alcanzó un mayor conocimiento sobre un amplio espectro de características particulares del registro del Sistema Eólico Troncoso, así como también marca un caso de estudio importante para la caracterización multiescala del registro de sistemas similares. De esta manera, se demuestra como la diferenciación e integración de distintas escalas de heterogeneidad resulta clave para lograr

reconstrucciones geológicas más realistas, que sean útiles para disminuir la incertidumbre en escenarios de subsuelo.

CONCLUSIONES

En primer lugar, el estudio a escala regional del Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín en el área de trabajo, fue efectivo en la identificación y delimitación del registro preservado del Sistema Eólico Troncoso, permitiendo su diferenciación de otros depósitos de origen eólico dentro de la misma unidad estratigráfica. En este sentido, el Sistema Eólico Troncoso quedó delimitado en su base por una superficie de extensión regional clasificada como de *sand drift*, con características de deflación desarrolladas sobre una variedad de depósitos de sistemas previos, mientras que su techo quedó delimitado por una superficie transgresiva marina, de escala de cuenca, ya identificada en estudios previos. Se pudo inferir que la construcción del Sistema Eólico Troncoso estuvo caracterizada al principio por una disponibilidad de arena limitada, situación que habría cambiado gradualmente a medida que se puso a disposición un suministro de arena atrasado. Por su parte, las condiciones de acumulación fueron variables regionalmente según el tipo de sistema. En el sector norte, el sistema fue seco y no hubo acumulación neta, posiblemente debido a condiciones aerodinámicas desfavorables. Hacia el sur se registran condiciones progresivamente más húmedas, ligadas a su vez con una acumulación neta ligada al movimiento relativo del nivel freático. Finalmente, la preservación del registro del Sistema Eólico Troncoso estuvo íntimamente ligada a la transgresión marina, ya que la extensa mayoría de dicho registro se encuentra por encima de la antigua superficie de acumulación, es decir dentro del registro de preservación excepcional.

El estudio a escala local, por su parte, permitió representar satisfactoriamente la morfología de preservación excepcional del Sistema Eólico Troncoso, tanto en una localidad de afloramiento como en una de subsuelo. Dicha representación reveló la topografía eólica del sistema con anterioridad a la inundación marina. Las formas de lecho mayores del sistema tuvieron una escala de *draa*, de sección simétrica, con alturas preservadas entre los 20 y 30 m, un ancho cercano al kilómetro y espaciamientos de alrededor de 1,5 km. Asociadas a los *draa* se detectaron formas de escala de duna tanto en el sector de interduna como sobreimpuestas a los *draa*. En base a este análisis se clasificó a las formas mayores como *draa* lineales compuestos. Por otro lado, las relaciones entre los parámetros geométricos medidos en estas formas de lecho proveen una primera aproximación de este tipo en sistemas antiguos.

Finalmente, en base a analogías con sistemas de morfometría similar, se discutieron los factores que pudieron controlar la configuración de formas de lecho en el norte del Sistema Eólico Troncoso. En particular, se destaca que los *draa* en el sector estudiado estaban sujetos a un régimen de vientos bimodal estacional, que controlaba el balance de arena de este sector y producía un transporte de arena dominante hacia el cuadrante este.

El estudio a escala de detalle y microdetalle del registro preservado de un *draa* del Sistema Eólico Troncoso en de la localidad de Loma La Torre, permitió identificar distintos complejos con una arquitectura sedimentaria particular. El flujo de trabajo permitió interpretar que dichos complejos arquitecturales representan el registro de etapas particulares en la evolución de las formas de lecho en este sector que llevaron a la construcción de las formas de escala de *draa* preservadas durante la inundación marina. En una primera etapa, la localidad se caracterizó por la migración de dunas en domo o *zibars*, junto a pequeñas dunas lineales o *seifs* de dinámica longitudinal. En la segunda etapa, las dunas lineales aumentaron notablemente su escala, desarrollando flancos estables y disminuyendo gradualmente su velocidad de migración lateral. En este sentido, se interpreta que dentro del registro del *draa* estudiado se preserva el desarrollo de una única duna lineal de dinámica longitudinal en constante crecimiento. Finalmente, en la tercera etapa se habría alcanzado una forma de *draa*, en base al desarrollo de dunas sobreimpuestas en ambas caras de la forma de lecho hospedante. La disposición de dichos complejos dentro del registro de una manera que podríamos denominar concéntrica, permitió deducir la relación evolutiva entre las formas de lecho que depositaron los distintos complejos, confirmando la transición entre formas lineales de distintas escalas y documentando la escala a la cual pueden ocurrir dichas transiciones. Asimismo, el registro revela que durante la etapa de construcción de formas de lecho de escala de *draa*, el componente de crecimiento puede sobrepasar la tasa de migración lateral, siendo el principal control sobre la arquitectura sedimentaria resultante.

Finalmente, se discutió el impacto de los resultados del estudio multiescala respecto a distintas tareas relacionadas a la caracterización de los reservorios eólicos del Miembro Troncoso Inferior y de otros reservorios de hidrocarburos de origen eólico. Se consideró la relevancia del estudio de escala regional en el conocimiento sobre la conectividad del reservorio en dirección paralela y perpendicular a la orientación de las formas de lecho mayores a escala de campo. Se evaluó también el potencial del estudio de las relaciones entre parámetros geométricos a escala local para la predicción de volúmenes de reservorio en estudios de exploración en sistemas eólicos de preservación excepcional. En relación con la tarea de zonación de reservorios, la identificación de distintos intervalos de la unidad de estudio en el trabajo a escala regional puede ser fundamental para delimitar zonas según las características de su estilo de heterogeneidad sedimentológica. Asimismo, la separación precisa de los intervalos de preservación normal y excepcional en este tipo de sistemas, permiten discriminar

zonas con una arquitectura sedimentaria, e inclusive historias diagenéticas tempranas, particulares. Por su parte, en casos donde se determine que las heterogeneidades sedimentarias del registro eólico tienen un impacto importante sobre el comportamiento del reservorio, la distribución de los complejos sedimentarios identificados a escala de detalle y microdetalle podría ser un criterio valioso para delimitar zonas en estos sistemas. Por último, en relación a tareas relacionadas al modelado geocelular de sistemas eólicos, el estudio a escala regional y local permitió identificar los elementos que controlan el estilo de la heterogeneidad sedimentaria, como, por ejemplo, los tipos de cuerpos sedimentarios presentes. Por otro lado, la morfología preservada en este tipo de sistemas provee un punto de referencia útil para determinar la ubicación y orientación de dichos elementos de heterogeneidad, como cuerpos sedimentarios o superficies dentro de la zona de interés. Por su parte, se determinó que el estudio de escala de detalle y microdetalle en afloramiento tiene claramente el mayor impacto sobre el modelado geocelular, debido a su similitud de escala y a que las heterogeneidades de estas dimensiones son las de más difícil observación en el subsuelo. En este sentido, se sugirió que una grilla con celdas de tamaño uniforme y conformes al techo serán más adecuadas para la representación de la heterogeneidad en el registro eólico preservado excepcionalmente. Por otro lado, se obtuvieron modelos conceptuales y datos cuantitativos que pueden ser útiles como restricciones geológicas realistas para distintas estrategias de modelado de heterogeneidades de escala de detalle y microdetalle. Finalmente, se caracterizó el posible impacto relativo sobre el comportamiento como reservorio de las heterogeneidades de escala de detalle y de microdetalle. Se espera de esta manera poder colaborar en alguna medida a la identificación del efecto de determinados elementos de heterogeneidad sedimentaria sobre el movimiento de fluidos, proveyendo herramientas que ayuden a determinar su influencia en base a historias de producción o ensayos del reservorio.

En conclusión, el flujo de trabajo multiescala fue satisfactorio para analizar el origen, evolución y variabilidad espacial del registro del Sistema Eólico Troncoso del Miembro Troncoso Inferior, mientras que los resultados de dicho flujo de trabajo permitieron discutir una variedad de aspectos relacionados al modelado como reservorio de la unidad de estudio, así como también de otros depósitos eólicos, particularmente de sistemas de preservación excepcional.

BIBLIOGRAFIA

- Adams, J., Patton, J., 1979. Sebkha-dune deposition in the Lyons Formation (Permian), northern Front Range, Colorado. *The Mountain Geologist* 16, 47-57.
- Ahlbrandt, T.S., Fryberger, S.G., 1981. Sedimentary features and significance of interdune deposits, en: Ethridge, F.G., Flores, R.M. (Eds.), *Recent and Ancient Non-Marine Depositional Environments: Models for Exploration. Special Publication 31. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, pp. 293-314.
- Ahmed Benan, C.A., Kocurek, G., 2000. Catastrophic flooding of an aeolian dune field: Jurassic Entrada and Todilto formations, Ghost Ranch, New Mexico, USA. *Sedimentology* 47, 1069-1080.
- Al-Masrahy, M.A., Mountney, N.P., 2013. Remote sensing of spatial variability in aeolian dune and interdune morphology in the Rub' Al-Khali, Saudi Arabia. *Aeolian Research* 11, 155-170.
- Alonso-Zarza, A.M., 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews* 60, 261-298.
- Andreotti, B., Fourrière, A., Ould-Kaddour, F., Murray, B., Claudin, P., 2009. Giant aeolian dune size determined by the average depth of the atmospheric boundary layer. *Nature* 457, 1120-1123.
- Argüello, J., 2011. Yacimiento Puesto Hernández, en: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, Neuquén*, pp. 663-667.
- Bagnold, R.A., 1941. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Chapman and Hall, London.
- Barrionuevo, M., 2002. Yacimiento Puesto Hernández. Los reservorios del miembro Troncoso Inferior de la formación Huitrín, en: *Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*. pp. 486-491.
- Barrionuevo, M., Grosso, S.A., Berdini, O., Palazzesi, L., Diaz Peralta, D., 1999. Nuevo modelo geológico en el yacimiento Puesto Hernández (Neuquén y Mendoza, Argentina). Su influencia en la distribución y recuperación de hidrocarburos, en: *III Seminario Internacional «Exploración y Explotación de Petróleo y Gas»*.
- Barrionuevo, M., Naidés, C., 2003. Paleowind Directions and Type of Dunes in the Lower Troncoso Member, in the Northern Area of the Neuquén Basin Embayment, Argentina, en: *3rd Latin-American Congress of Sedimentology. Asociación Argentina de Sedimentología, Belém-Pará, Brasil*.
- Basilici, G., Dal' Bó, P.F.F., 2014. Influence of subaqueous processes on the construction and accumulation of an aeolian sand sheet. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, 1014-1029.
- Bishop, S.R., Momiji, H., Carretero-Gonzalez, R., Warren, A., 2002. Modelling desert dune fields based on discrete dynamics. *Discrete Dynamics in Nature and Society* 7, 7-17.

-
- Bridge, J.S., 2006. Fluvial Facies Models: Recent Developments, en: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited*. Special Publication 84. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, pp. 85-170.
- Bridge, J.S., 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Blackwell Science, Oxford.
- Bridge, J.S., 1993. Description and interpretation of fluvial desposits: a critical perspective. *Sedimentology* 40, 801-810.
- Bristow, C., Bailey, S., Lancaster, N., 2000. The sedimentary structure of linear sand dunes. *Nature* 406, 56-59.
- Bristow, C.S., Duller, G.A.T., Lancaster, N., 2007. Age and dynamics of linear dunes in the Namib Desert. *Geology* 35, 555-558.
- Bristow, C.S., Lancaster, N., 2004. Movement of a small slipfaceless dome dune in the Namib Sand Sea, Namibia. *Geomorphology* 59, 189-196.
- Bristow, C.S., Lancaster, N., Duller, G.A.T., 2005. Combining ground penetrating radar surveys and optical dating to determine dune migration in Namibia. *Journal of the Geological Society* 162, 315-321.
- Brookfield, M.E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology* 24, 303-332.
- Bullard, J.E., Thomas, D.S.G., Livingstone, I., Wiggs, G.F.S., 1995. Analysis of linear sand dune morphological variability, southwestern Kalahari Desert. *Geomorphology* 11, 189-203.
- Bullard, J.E., White, K., Livingstone, I., 2011. Morphometric analysis of aeolian bedforms in the Namib Sand Sea using ASTER data. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 1534-1549.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam.
- Cevallos, M., 2005. Análisis estratigráfico de alta frecuencia del límite kimmeridgiano-tithoniano en el subsuelo de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina. *Petrotecnica* 34-55.
- Chandler, M.A., Kocurek, G., Goggin, D.J., Lake, L.W., 1989. Effects of stratigraphic heterogeneity on permeability in eolian sandstone sequence, Page Sandstone, northern Arizona. *AAPG Bulletin* v. 73, 658-668.
- Ciftci, N.B., Aviantara, A.A., Hurley, N.F., Kerr, D.R., 2004. Outcrop-based Three-dimensional Modeling of the Tensleep Sandstone at Alkali Creek, Bighorn Basin, Wyoming, en: *Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modelling*. pp. 235-259.
- Clemmensen, L.B., 1989. Preservation of interdune and plinth deposits by the lateral migration of large linear dunes (Lower Permian Yellow Sands, northeast England). *Sedimentary Geology* 65, 139-151.
- Clemmensen, L.B., Tirsgaard, H., 1990. Sand-drift surfaces: a neglected type of bounding surface. *Geology* 18, 1142-1145.
- Collinson, J.D., 1996. Alluvial sediments, en: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, pp. 37-82.
- Collinson, J.D., Mountney, N.P., Thompson, D.B., 2006. *Sedimentary Structures*, 3.ª ed. Terra, Harpenden.
- Comeron, R.E., 1990. Trampas estratigráficas en sedimentos de origen eólico (un estudio particularizado del Mb. Troncoso Inferior en el área de Chihuido de la Sierra Negra, Provincia de Neuquén). *Boletín de Informaciones Petroleras* 2-7.

- Cox, D.L., Lindquist, S.J., Bargas, C.L., Havholm, K.G., Srivastava, R.M., 1994. Integrated Modeling for Optimum Management of a Giant Gas Condensate Reservoir, Jurassic Eolian Nugget Sandstone, Anschutz Ranch East Field, Utah Overthrust (U.S.A.), en: Yarus, J.M., Chambers, R.L. (Eds.), Stochastic Modeling and Geostatistics: Principles, Methods, and Case Studies. AAPG Computer Applications in Geology, No. 3. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, pp. 287-321.
- Dajczgewand, D., Nocioni, A., Fantin, M., Minniti, S., Calegari, R., Gavarrino, A., 2006. Lower Troncoso Eolian Bodies Identification in the Neuquen Basin, Argentina: A Different Approach and some Geological Implications. 9th Simposio Bolivariano -Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas.
- Dubrule, O., 1998. Geostatistics In Petroleum Geology. AAPG Continuing Education Course Notes Series 38, 216.
- Elliott, T.E., 1986. Siliciclastic shorelines, en: Reading, H.G. (Ed.), Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Science, Oxford, pp. 155-188.
- Eschner, T.B., Kocurek, G., 1986. Marine Destruction of Eolian Sand Seas: Origin of Mass Flows. *Journal of Sedimentary Research* 56, 401-411.
- Ewing, R.C., Kocurek, G., Lake, L.W., 2006. Pattern analysis of dune-field parameters. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, 1176-1191.
- Fielding, C.R., 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: Extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology* 190, 227-240.
- Fischer, C., Gaupp, R., Dimke, M., Sill, O., 2007. A 3D high resolution model of bounding surfaces in aeolian-fluvial deposits: An outcrop analogue study from the Permian Rotliegend, Northern Germany. *Journal of Petroleum Geology* 30, 257-273.
- Fisher, J.A., Nichols, G.J., Waltham, D.A., 2007. Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: Examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sedimentary Geology* 195, 55-73.
- Franzese, J., Spalletti, L., Pérez, I.G., Macdonald, D., 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°-54°S). *Journal of South American Earth Sciences* 16, 81-90.
- Franzese, J.R., Spalletti, L.A., 2001. Late triassic-early jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 257-270.
- Friend, P.F., Slater, M.J., Williams, R.C., 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Journal of the Geological Society* 136, 39-46.
- Fryberger, S.G., 1993. A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA, en: North, C.P., Prosser, D.J. (Eds.), Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs. Special Publication 73. Geological Society of London, London, pp. 167-197.
- Fryberger, S.G., 1979. Dune forms and wind regimes, en: McKee, E.D. (Ed.), A Study of Global Sand Seas. United States Geological Survey, Washington, pp. 137-140.
- Fryberger, S.G., Hesp, P., Hastings, K., 1992. Aeolian granule ripple deposits, Namibia. *Sedimentology* 39, 319-331.

- Fryberger, S.G., Knight, R., Hern, C., Moscariello, A., 2011. Rotliegend facies, sedimentary provinces and stratigraphy, southern Permian Basin UK and The Netherlands: a review with new observations, en: Gaupp, J., Reinhard, G. (Eds.), *The Permian Rotliegend of The Netherlands*. Special Publication 98. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, pp. 51-88.
- Fryberger, S.G., Schenk, C.J., 1988. Pin stripe lamination – A distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. *Sedimentary Geology* 55, 1-15.
- Fryberger, S.G., Schenk, C.J., Krystinik, L.F., 1988. Stokes surfaces and the effects of near-surface groundwater-table on aeolian deposition. *Sedimentology* 35, 21-41.
- Gabriele, N.A., 2016. Evapofacies del Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina, Argentina): paleoambientes, evolución y controles. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 23, 35-69.
- Goggin, D., Chandler, M., 1988. Patterns of Permeability in Eolian Deposits: Page Sandstone (Jurassic), Northeastern Arizona. *SPE Formation Evaluation* 3, 297-306.
- Goodall, T.M., North, C.P., Glennie, K.W., 2000. Surface and subsurface sedimentary structures produced by salt crusts. *Sedimentology* 47, 99-118.
- Gressly, A., 1838. Observations géologiques sur le Jura Soleurois. *Nouveaux mémoires de la Société Helvetique des Sciences Naturelles*, Neuchâtel 2, 1-112.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70° 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1, 177-208.
- Hall, M., 2011. The integration gap [WWW Document]. Agile Scientific. URL <https://agilescientific.com/blog/2011/1/5/the-integration-gap.html> (accedido 7.1.17).
- Havholm, K., Kocurek, G., 1994. Factors controlling aeolian sequence stratigraphy: clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone. *Sedimentology* 41, 913-934.
- Holmberg, E., 1976. Descripción geológica de la hoja 32c, Buta Ranquil, Provincia del Neuquén. Carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1 : 200.000.
- Howell, J., 2015. Reservoir Analogues in the 21st Century: Laser Scanners, UAVs and Virtual Outcrops, en: *Finding Petroleum: Transforming subsurface interpretation*. University of Aberdeen, Aberdeen.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A., Veiga, G.D., 2005. The Neuquén Basin: an overview, en: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Special Publication 252. Geological Society of London, London, pp. 1-14.
- Howell, J.A., Vassel, Å., Aune, T., 2008. Modelling of dipping clinoform barriers within deltaic outcrop analogues from the Cretaceous Western Interior Basin, USA, en: Griffiths, J.H., Robinson, A., Price, S. (Eds.), *The Future of Geological Modelling in Hydrocarbon Development*. Special Publication 309. Geological Society of London, London, pp. 99-121.
- Hubert, J.F., Hyde, M.G., 1982. Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St Mary's Bay, Nova Scotia. *Sedimentology* 29, 457-474.
- Hummel, G., Kocurek, G., 1984. Interdune areas of the back-island dune field, North Padre Island, Texas. *Sedimentary Geology* 39, 1-26.

- Hunter, R.E., 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24, 361-387.
- Hunter, R.E., Rubin, D.M., 1983. Interpreting Cyclic Crossbedding, with an Example from the Navajo Sandstone, en: Brookfield, M.E., Ahlbrandt, T.S. (Eds.), *Developments in Sedimentology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 429-454.
- Huntoon, J.E., Chan, M.A., 1987. Marine origin of paleotopographic relief on eolian White Rim Sandstone (Permian), Elaterite Basin, Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 71, 1035-1045.
- Kelly, S.B., Olsen, H., 1993. Terminal fans-a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology* 85, 339-374.
- Kendall, A.C., 1984. Continental and supratidal (sabkha) evaporites, en: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Models*. Geoscience Canada Reprint Series 1. Geological Association of Canada, Toronto, pp. 66-78.
- Kocurek, G., 1999. The aeolian rock record (Yes, Virginia, it exists, but it really is rather special to create one), en: Goudie, A.S., Livingstone, I., Stokes, S. (Eds.), *Aeolian Environments Sediments and Landforms*. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 239-259.
- Kocurek, G., 1996. Desert aeolian systems, en: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, pp. 125-153.
- Kocurek, G., 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology* 28, 753-780.
- Kocurek, G., Dott, R.H., 1981. Distinctions and Uses of Stratification Types in the Interpretation of Eolian Sand. *SEPM Journal of Sedimentary Research* 51, 579-595.
- Kocurek, G., Ewing, R.C., 2005. Aeolian dune field self-organization - Implications for the formation of simple versus complex dune-field patterns. *Geomorphology* 72, 94-105.
- Kocurek, G., Havholm, K.G., 1993. Eolian sequence stratigraphy— a conceptual framework, en: Weimer, P., Posamentier, H.W. (Eds.), *Siciliclastic Sequence Stratigraphy*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 58, pp. 393-409.
- Kocurek, G., Lancaster, N., 1999. Aeolian system sediment state: Theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology* 46, 505-515.
- Kocurek, G., Nielson, J., 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology* 785-816.
- Krittian, A., Naidés, C., 2006. Caracterización petrofísica del miembro Troncoso Inferior en el yacimiento Puesto Hernández, Neuquén Argentina. *Petrotecnia* 90-105.
- Lancaster, N., 1995. *Geomorphology of Desert Dunes*. Routledge, London.
- Lancaster, N., 1994. Dune morphology and dynamics, en: Abrahams, A.D., Parsons, A.J. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall, pp. 474-505.
- Lancaster, N., 1989. *The Namib Sand Sea: dune forms, processes and sediments*, The Namib Sand Sea: dune forms, processes and sediments. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Langford, R.P., Chan, M.A., 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology* 36, 1037-1051.
- Lazo, D.G., Damborenea, S.E., 2011. Barremian bivalves from the Huitrín Formation, west-central Argentina: taxonomy and paleoecology of a restricted marine association. *Journal of Paleontology* 85,

- 719-743.
- Leanza, H.A., 2003. Las sedimentitas huirinianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas 2 1-31.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., Repol, D., 2001. Hoja geologica 3969-I, Zapala, Provincia del Neuquén. Boletín 275. Buenos Aires.
- Legarreta, L., 2002. Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: depósitos continentales y distribución de hidrocarburos, en: Vº Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Instituto Argentino del Petróleo y Gas, Mar del Plata, Argentina.
- Legarreta, L., 1986. Litogénesis de las secuencias depositacionales de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior), Provincia de Mendoza, en: Spalletti, L.A. (Ed.), Resúmenes Expandidos. Primera Reunión Argentina de Sedimentología. La Plata, pp. 173-176.
- Legarreta, L., 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico inferior) Provincia de Mendoza. Universidad de Buenos Aires.
- Legarreta, L., Gulisano, C.A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior-Terciario Inferior), en: Chebli, G., Spalletti, L.A. (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica. San Miguel de Tucumán, pp. 221-243.
- Limarino, C.O., Spalletti, L.A., Colombo Piñol, F., 2015. Microfábricas de areniscas eólicas de la Formación de la Cuesta (Pérmico), Sierra de Narváez, Provincia de Catamarca, República Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 22, 83-108.
- Livingstone, I., 2013. Aeolian geomorphology of the Namib Sand Sea. *Journal of Arid Environments* 93, 30-39.
- Livingstone, I., 2003. A twenty-one-year record of surface change on a Namib linear dune. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 1025-1031.
- Livingstone, I., Thomas, D.S.G., 1993. Modes of linear dune activity and their palaeoenvironmental significance: an evaluation with reference to southern African examples, en: Pye, K. (Ed.), *The dynamics and environmental context of aeolian sedimentary systems. Special Publication 72. The Geological Society of London, London*, pp. 91-101.
- Livingstone, I., Warren, A., 1996. *Aeolian Geomorphology: an Introduction*, Applied Geography. Longman, Essex.
- Lowe, D.R., 1976. Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology* 23, 285-308.
- Lowe, D.R., 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 22, 157-204.
- Masarik, M.A., 2002. Los reservorios del Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín, en: Schiuma, M., Hinterwimmer, G., Vergani, G.D. (Eds.), *Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*. pp. 465-491.
- McKee, E.D., 1979. *A Study of Global Sand Seas*. U.S. Geological Survey, Washington.
- McKee, E.D., Tibbitts, G.C., 1964. Primary Structures of a Seif Dune and Associated Deposits in Libya. *Journal of Sedimentary Petrology* 34, 5-17.
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum*

- Geology. Springer-Verlag, Berlin.
- Morettini, E., Thompson, A.R., Ancheta, D., Dufour, S., Lopez Gibson, A., Ruyu, B., Valenzuela, M., Delshad, M., 2013. Reducing the Risk of EOR in Early Cretaceous Eolian Sandstone Reservoirs: The Impact of Geological Heterogeneity (Huitrin Formation, Chihuido de la Sierra Negra Field, Neuquen Basin, Argentina), en: AAPG Annual Convention and Exhibition. Pittsburgh, Pennsylvania.
- Mountney, N.P., 2006. Eolian Facies Models, en: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited*. Special Publication 84. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, pp. 19-83.
- Mountney, N.P., Jagger, A., 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: The Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology* 51, 713-743.
- Naidés, C., Barrionuevo, M., 2002. Analisis de facies del Miembro Troncoso en la Zona de Rincón De Los Sauces, Neuquén, Argentina, en: Vº Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Instituto Argentino del Petróleo y Gas, Mar del Plata, Argentina, p. 16.
- Nielson, J., Kocurek, G., 1986. Climbing zibars of the algodones. *Sedimentary Geology* 48, 1-15.
- North, C.P., Prosser, D.J., 1993. Characterization of fluvial and aeolian reservoirs: problems and approaches, en: North, C.P., Prosser, D.J. (Eds.), *Characterization of fluvial and aeolian reservoirs*. Special Publication 73. Geological Society of London, London, pp. 1-6.
- North, C.P., Taylor, K.S., 1996. Ephemeral-fluvial deposits: Integrated outcrop and simulation studies reveal complexity. *AAPG Bulletin* 80, 811-830.
- Parteli, E.J.R., Durán, O., Tsoar, H., Schwämmle, V., Herrmann, H.J., 2009. Dune formation under bimodal winds. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 106, 22085-22089.
- Pye, K., Tsoar, H., 2009. *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Springer, Berlin.
- Pyrzcz, M.J., Deutsch, C. V., 2014. *Geostatistical Reservoir Modeling*, 2.^a ed. Oxford, New York.
- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., De Boer, P.L., Soria, A.R., 2010. The action of wind and water in a mid-Cretaceous subtropical erg-margin system close to the Variscan Iberian Massif, Spain. *Sedimentology* 57, 1315-1356.
- Romain, H.G., Mountney, N.P., 2014. Reconstruction of three-dimensional eolian dune architecture from one-dimensional core data through adoption of analog data from outcrop. *AAPG Bulletin* 98, 1-22.
- Rubin, D.M., 1987. Cross-Bedding, Bedforms, and Paleocurrents, *Concepts in Sedimentology and Paleontology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa.
- Rubin, D.M., 1984. Factors determining dune type (discussion). *Nature* 310, 91-92.
- Rubin, D.M., Carter, C.L., 2005. *Bedforms 4.0: MATLAB code for simulating bedforms and cross-bedding* (No. U.S. Geological Survey Open File Report 2005–1272.).
- Rubin, D.M., Hesp, P.A., 2009. Multiple origins of linear dunes on Earth and Titan. *Nature Geoscience* 2, 653-658.
- Rubin, D.M., Hunter, R.E., 1987. Bedform alignment in directionally varying flows. *Science* 237, 276-278.
- Rubin, D.M., Hunter, R.E., 1985. Why deposits of longitudinal dunes are rarely recognized in the geologic record. *Sedimentology* 32, 147-157.
- Rubin, D.M., Hunter, R.E., 1982. Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology* 29, 121-138.
- Rubin, D.M., Ikeda, H., 1990. Flume experiments on the alignment of transverse, oblique, and longitudinal

- dunes in directionally varying flows. *Sedimentology* 37, 673-684.
- Rubin, D.M., Tsoar, H., Blumberg, D.G., 2008. A second look at western Sinai seif dunes and their lateral migration. *Geomorphology* 93, 335-342.
- Sadler, S.P., Kelly, S.B., 1993. Fluvial processes and cyclicity in terminal fan deposits: an example from the Late Devonian of southwest Ireland. *Sedimentary Geology* 85, 375-386.
- Spalletti, L.A., Franzese, J.R., Matheos, S.D., Schwarz, E., 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian-Early Berriasian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 157, 433-446.
- Spalletti, L.A., Limarino, C.O., Colombo Piñol, F., 2010. Internal anatomy of an erg sequence from the aeolian-fluvial system of the De La Cuesta Formation (Paganzo Basin, northwestern Argentina). *Geologica Acta* 8, 431-447.
- Spalletti, L.A., Poiré, D.G., Schwarz, E., Veiga, G.D., 2001. Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate-siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 609-624.
- Stromback, A., Howell, J.A., 2002. Predicting distribution of remobilized aeolian facies using sub-surface data: the Weisshelgand of the UK Southern North Sea. *Petroleum Geoscience* 8, 237-249.
- Strömbäck, A., Howell, J.A., Veiga, G.D., 2005. The transgression of an erg - sedimentation and reworking/soft-sediment deformation of aeolian facies: the Cretaceous Troncoso Member, Neuquén Basin, Argentina, en: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Special Publication 252. The Geological Society of London, London, pp. 163-183.
- Tripaldi, A., Limarino, C.O., 2008. Ambientes de interacción eólica-fluvial en valles intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15, 43-66.
- Tsoar, H., 1989. Linear dunes - forms and formation. *Progress in Physical Geography* 13, 507-528.
- Tsoar, H., 1986. The Advance Mechanism of Longitudinal Dunes, en: El-Baz, F., Mohammed, H. (Eds.), *Physics of desertification*. Martinus Nijhoff, Dordrecht, pp. 241-250.
- Tsoar, H., 1983. Dynamic processes acting on a longitudinal (seif) sand dune. *Sedimentology* 30, 567-578.
- Tsoar, H., 1982. Internal structure and surface geometry of longitudinal (seif) dunes. *Journal of Sedimentary Research* 52, 823-831.
- Tsoar, H., Blumberg, D.G., Stoler, Y., 2004. Elongation and migration of sand dunes. *Geomorphology* 57, 293-302.
- Tsoar, H., Moller, J.T., 1986. The role of vegetation in the formation of linear sand dunes., en: Nickling, W.G. (Ed.), *Aeolian Geomorphology*. Allen and Unwin, Boston, pp. 75-95.
- Tunbridge, I.P., 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology* 31, 697-715.
- Uliana, M.A., Legarreta, L., 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous subandean setting: Neuquén Basin Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16, 397-420.
- Valenzuela, M.E., Cómeron, R., Masarik, M.C., Vallejo, M.D., 2011. Yacimientos Chihuido de la Sierra Negra - Lomita - Lomita Norte y El Trapial, en: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*. Asociación Geológica

- Argentina, Neuquén, pp. 677-687.
- Veiga, G.D., 2012. Acumulación y preservación como mecanismos clave en la generación del registro sedimentario de sistemas eólicos: más allá de los procesos de depositación, en: XIII Reunión Argentina de Sedimentología. Salta.
- Veiga, G.D., Howell, J.A., Stromback, A., 2005. Anatomy of a mixed marine-non-marine lowstand wedge in a ramp setting. The Record of a Barremian-Aptian complex relative sea-level fall in the central Neuquen Basin, Argentina, en: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Special Publication 252. The Geological Society of London, London, pp. 139-162.
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Flint, S.S., 2002. Aeolian/fluviol interactions and high-resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology* 49, 1001-1019.
- Veiga, G.D., Vergani, G.D., 2011. El Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano), en: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, Neuquén, pp. 181-188.
- Veiga, R., Rossi, G., 1992. Análisis sedimentológico del Miembro Troncoso Inferior (Formación Huitrín) en el ámbito de la Sierra de Reyes. Dpto. Malargüe, provincia de Mendoza, en: IV Reunión Argentina de Sedimentología. La Plata, pp. 71-78.
- Vergani, G., Barrionuevo, M., Sosa, H., Pedrazzini, M., 2001. Análisis estratigráfico secuencial de alta resolución en las Formaciones Agrio y Huitrín del yacimiento Puesto Hernández, Cuenca Neuquina, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 67, 76-87.
- Vergani, G., Selva, G., Boggetti, D., 2002. Estratigrafía y modelo de facies del Miembro Troncoso Inferior, Formación Huitrín (Aptiano), en el noroeste de la Cuenca Neuquina, Argentina, en: XV Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, El Calafate, p. 5.
- Vergani, G.D., Barrionuevo, M., Sosa, H., 1999. Nuevo modelo sedimentario y estratigráfico para las Formaciones Agrio y Huitrín en el Yacimiento Puesto Hernández, Provincias de Mendoza y Neuquén, en: IV Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos. Instituto Argentino del Petróleo y Gas.
- Vincelette, R.R., Chittum, W.E., 1981. Exploration for oil accumulations in Entrada Sandstone, San Juan Basin, New Mexico. *AAPG Bulletin* 65, 2546-2570.
- Walker, R.G., 2006. Facies Models Revisited, Special Publication 84. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa.
- Warren, A., 2013. Dunes: Dynamics, Morphology, History. Wiley-Blackwell, Chichester.
- Wasson, R. J., Hyde, R., 1983. Factors determining dune type. *Nature* 304, 337-339.
- Weaver, C.E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina.
- Weber, K.J., 1987. Computation of initial well productivities in aeolian sandstone on the basis of a geological model, Leman Gas Field, UK, en: Tillman, R.W., Weber, K.J. (Eds.), Reservoir sedimentology. Special Publication 40. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, pp. 333-354.
- Wen, R., 2005. 3D geologic modelling of channellized facies reservoirs: applications in seismic attribute facies classification. *First Break* 23, 71-78.
- Werner, B.T., Kocurek, G., 1997. Bed-form dynamics: Does the tail wag the dog? *Geology* 25, 771-774.

Williams, G.E., 1971. Flood Deposits of the Sand-bed Ephemeral Streams of Central Australia. *Sedimentology* 17, 1-40.

Wilson, I.G., 1972. Aeolian bedforms-their development and origins. *Sedimentology* 19, 173-210.

Yrigoyen, M.R., 1991. Hydrocarbon resources from Argentina, en: World Petroleum Congress. *Petrotecnia*, 13, Special Issue. Buenos Aires, pp. 38-54.

ANEXOS

10.1. ANEXO A: FLUJO DE TRABAJO PARA MODELIZACIÓN FOTOGRAMÉTRICA

En esta tesis se puso a punto un flujo de trabajo para la construcción de modelos digitales de afloramiento basado en fotogrametría compuesto por tres etapas en base a las plataformas de software utilizadas: (i) reconstrucción tridimensional de estructura por movimiento (ii) procesamiento y referenciación de nube de puntos e (iii) interpretación y medición geológica.

En la primera etapa las fotografías del objeto a modelar, el afloramiento, se importan en el software de reconstrucción tridimensional por estructura en movimiento. En este caso particular se utilizó Visual SFM para esta tarea, debido a que es un programa de uso y código libre. Una vez importadas las fotografías, se lleva a cabo el proceso de correlación de puntos entre fotos (*point match*) que busca coincidencias entre todas las fotos importadas. El resultado permite pasar al proceso de reconstrucción dispersa (*sparse reconstruction*) que calcula las posiciones relativas en tres dimensiones los puntos correlacionados entre fotos, teniendo como resultado una nube de puntos dispersa (*sparse cloud*) que representa una aproximación de la superficie del objeto y su color en cada ubicación. Posteriormente se aumenta la densidad de puntos de dicha nube con un segundo proceso dando como resultado una nube densa, que otorga una representación mucho más completa de la superficie del afloramiento (*dense point cloud*). Esta nube se puede entonces exportar a otras plataformas de software, en este caso como formato .ply (Stanford Triangle Format).

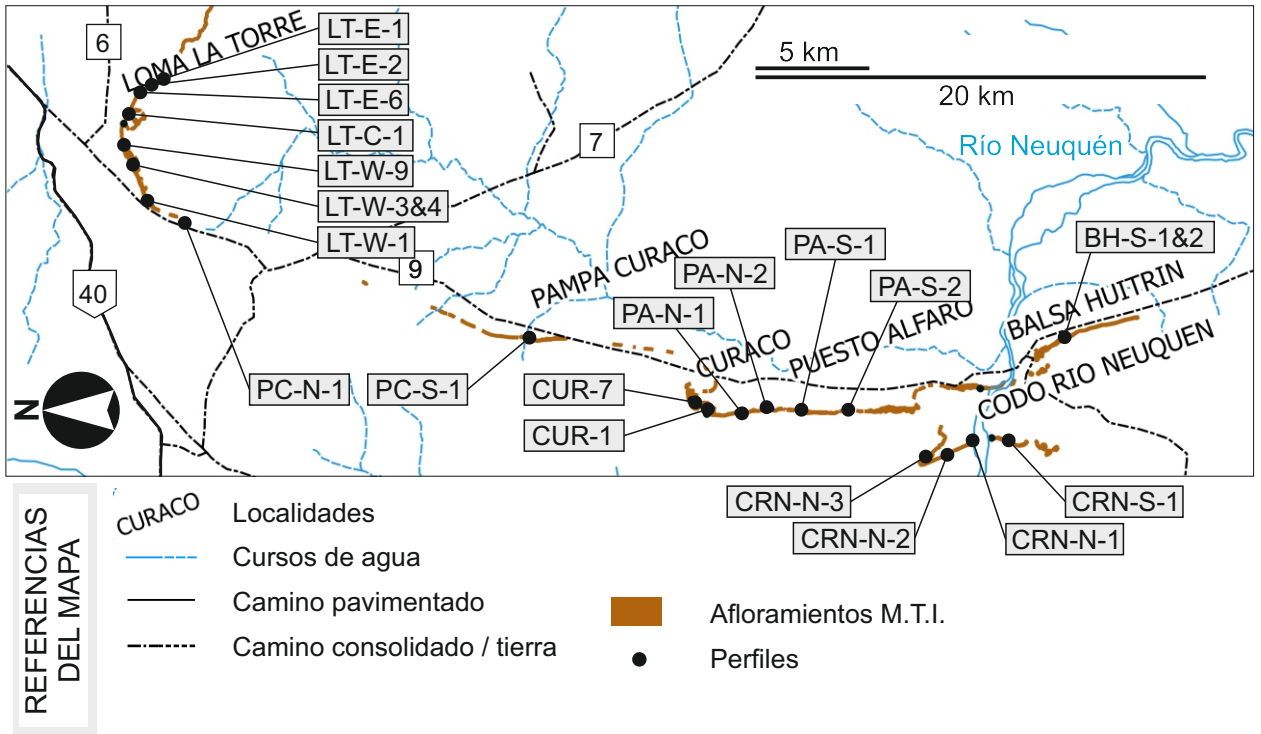
En la segunda etapa los archivos .ply generados previamente, o directamente los proyectos de visual SFM, se importan a un programa de procesamiento de nubes de puntos. Para esta etapa se utilizó principalmente el software Mesh Lab, aunque también se utilizó Cloud Compare para tareas específicas, ambos de acceso libre. Utilizando estas aplicaciones se generó una superficie compuesta por planos triangulares o mallas (*triangular mesh*) que se aproximan a la posición de los puntos utilizando un proceso de reconstrucción basado en la ecuación de Poisson. Posteriormente se dio textura a esta superficie, es decir, se proyectaron los datos de color provenientes de la foto o de las nubes de puntos sobre la misma. Otra tarea

muy importante llevada a cabo en estas aplicaciones fue la georeferenciación y escalado del modelo. Para ello se tomaron datos de coordenadas UTM de puntos medidos en el afloramiento e identificables en el modelo, y se utilizaron como puntos de referencia para transformar la nube y los elementos derivados de la misma, pasando el modelo a coordenadas reales en metros.

En la tercera etapa, se utilizó la aplicación de interpretación geológica VRGS (Virtual Reality Geological Studio) para extraer información de los modelos, resultado útil a múltiples escalas. Para el trabajo a escala local, se mapearon superficies estratigráficas sobre el modelo virtual como puntos. Para el trabajo a escala de detalle, se midieron espesor máximo y ancho aparente de los cuerpos sedimentarios, utilizando las herramientas de medición de distancias en la horizontal y en la vertical, así como se complementaron los datos de dirección e inclinación de buzamiento de superficies mayores, utilizando la herramienta de determinación de un plano a partir de tres puntos. Esta última herramienta, se utilizó también para observar la variabilidad de ángulo y dirección de inclinación de estratos entrecruzados a escala de microdetalle. Como tal, esta metodología resultó muy eficiente y tuvo un fuerte impacto en el volumen de información geométrica que se puede obtener de un afloramiento.

10.2. ANEXO B: PERFILES SEDIMENTARIOS - ESCALA REGIONAL

UBICACIÓN DE LOS PERFILES



REFERENCIAS DE LOS PERFILES

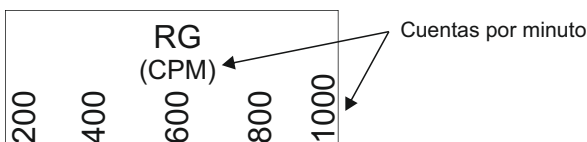
LITOLOGÍA

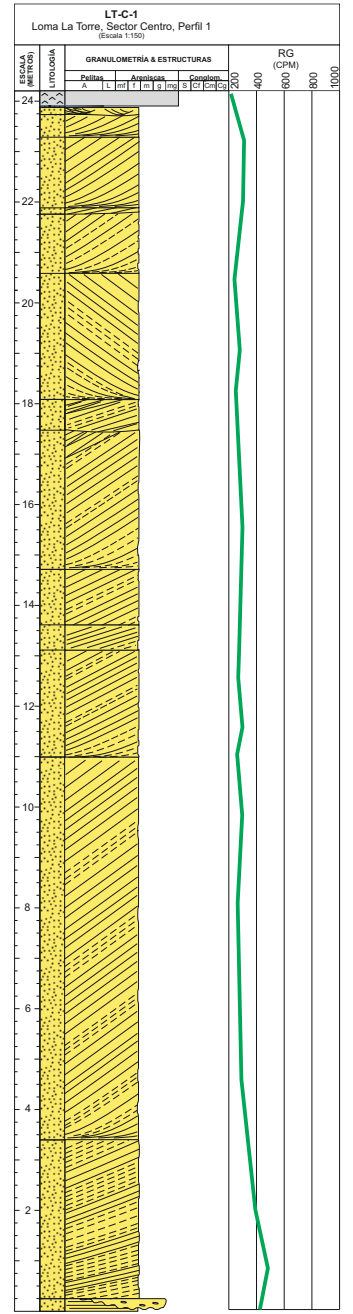
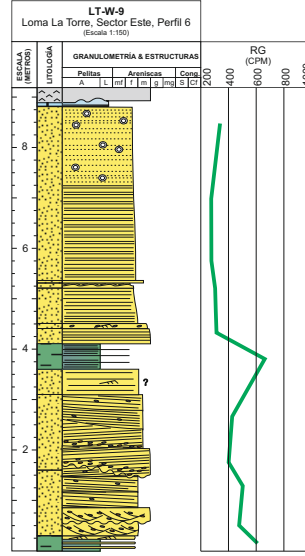
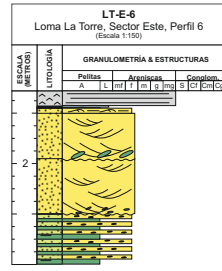
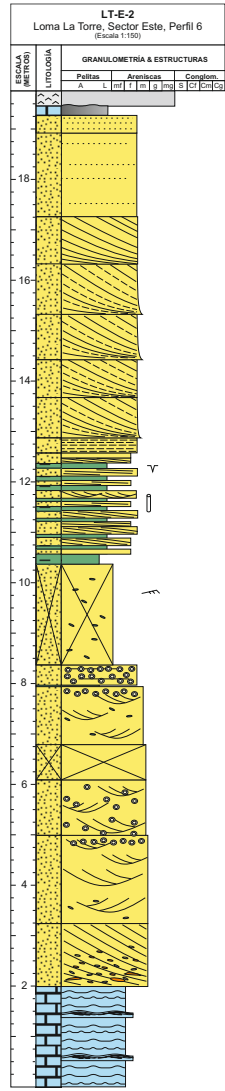
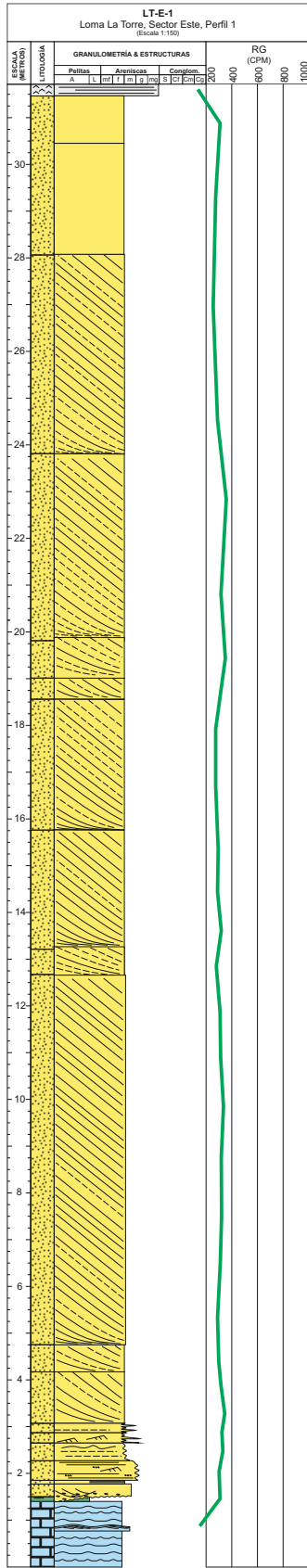
	Evaporita
	Arenita
	Vaque
	Heterolítica (arenisca/pelita)
	Pelita
	Conglomerado intraformacional
	Conglomerado
	Carbonatos
	Pobremente expuesto
	Sin exposición

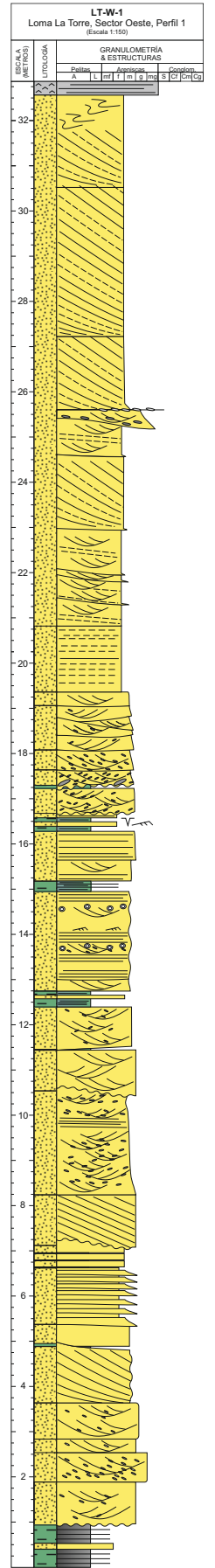
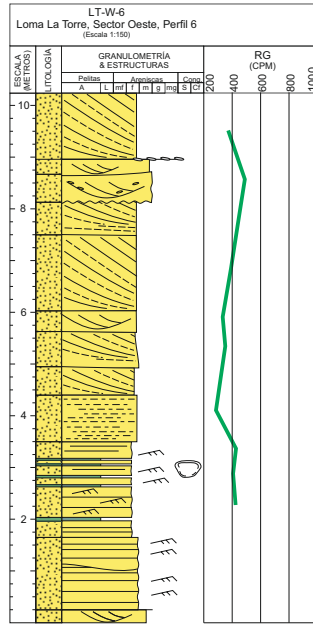
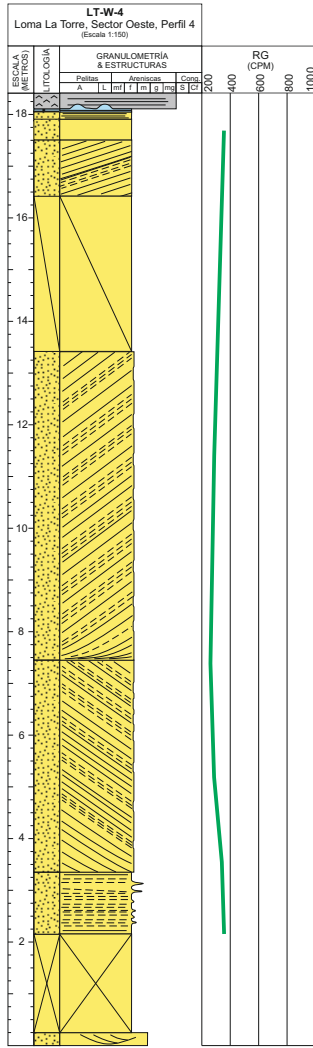
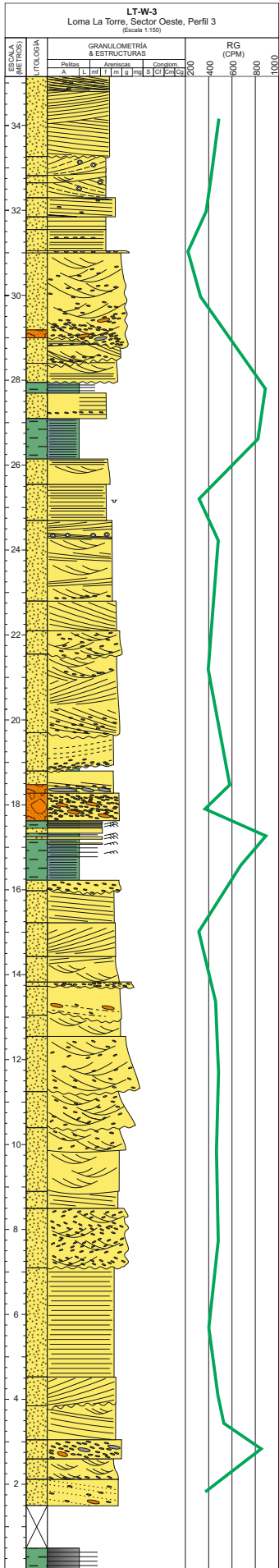
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y OTROS RASGOS

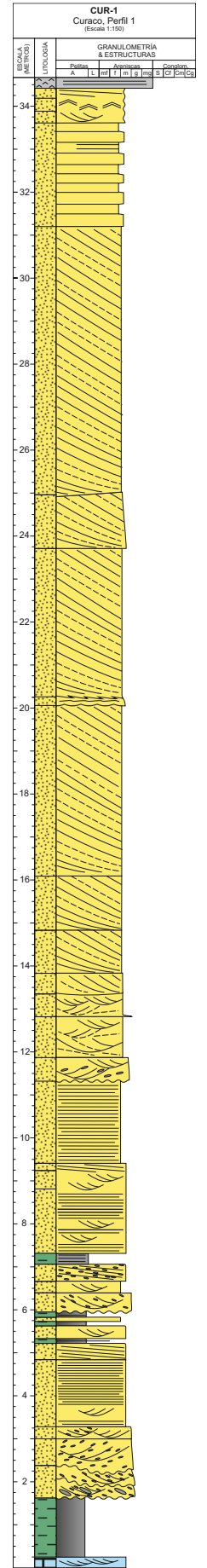
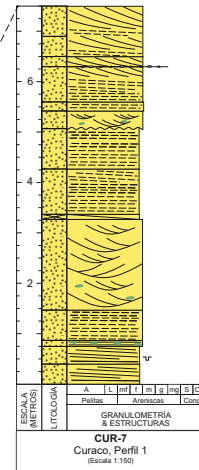
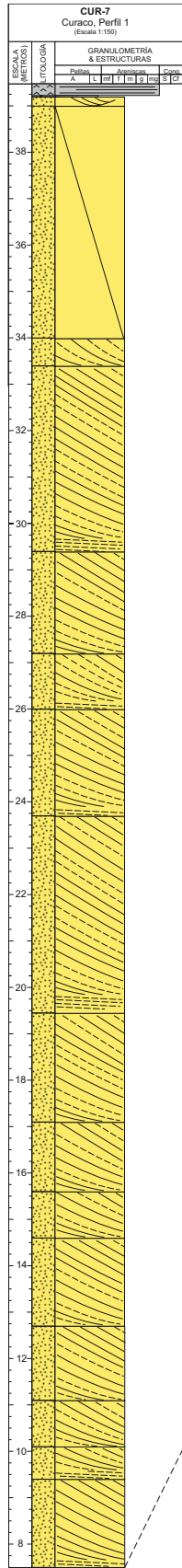
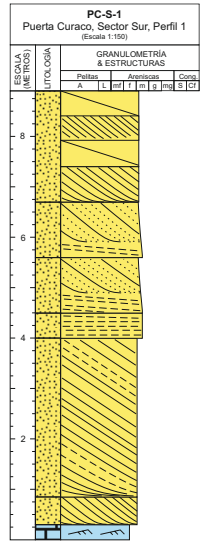
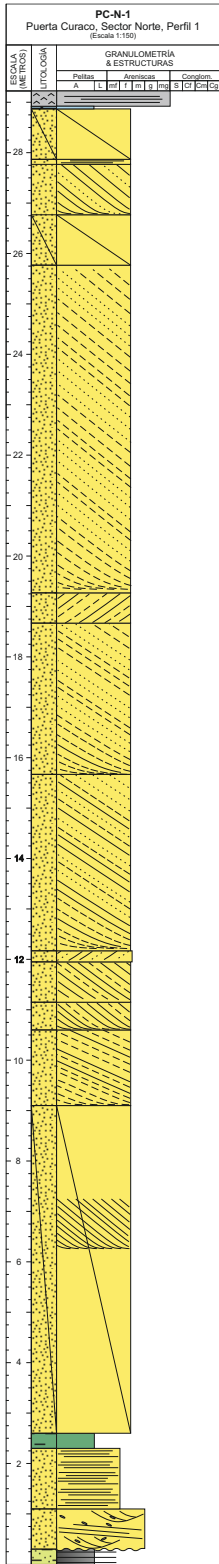
	Masiva		Estratificación entrecruzada de gran escala
	Óndulas de corriente		Estratificación entrecruzada de pequeña escala
	Óndulas de olas		Laminación delgada con gradación inversa de intralámina
	Laminación Irregular o Arrugada		Lineación de partición
	Laminación/Estratificación Horizontal		Grietas de desecación
	Laminación/Estratificación de bajo ángulo		Deformación sinsedimentaria
	Laminación débil		Biotubación
	Clastos sábulo / grava extraformacionales		Tubos verticales
	Intraclastos pelíticos / carbonáticos		Nódulos
			Pisada

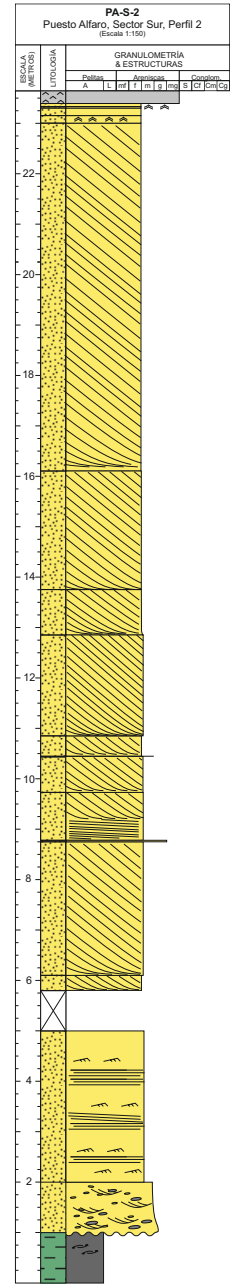
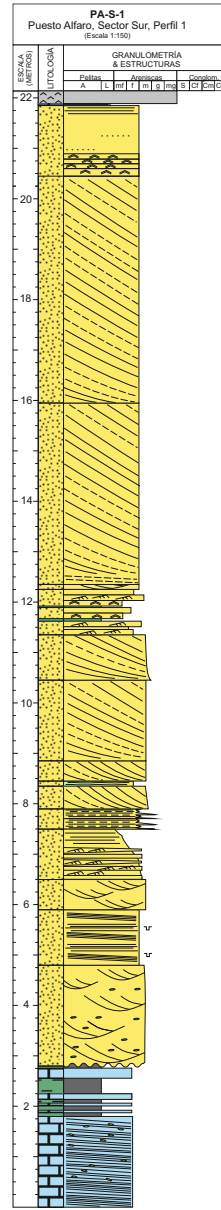
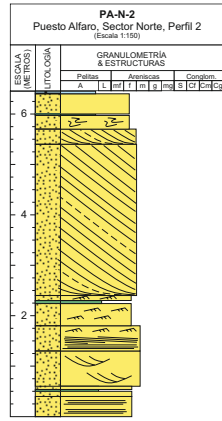
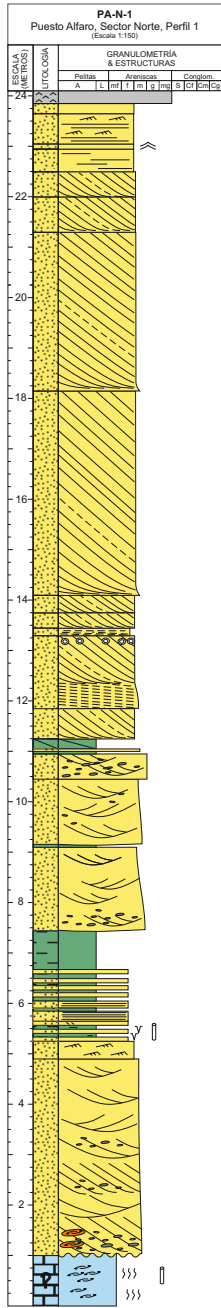
PERFILAJES DE EMISIÓN DE RAYOS GAMMA

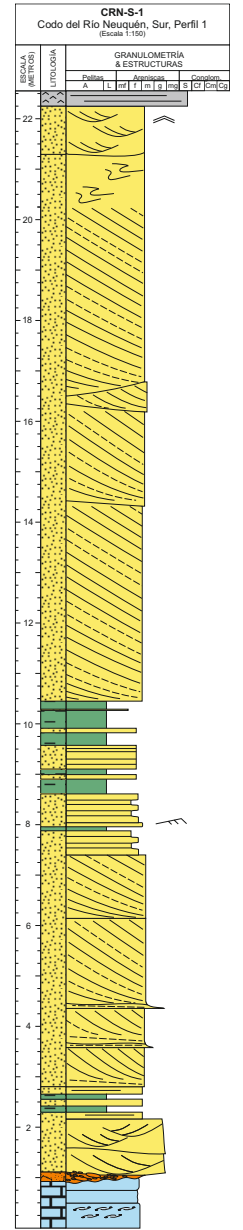
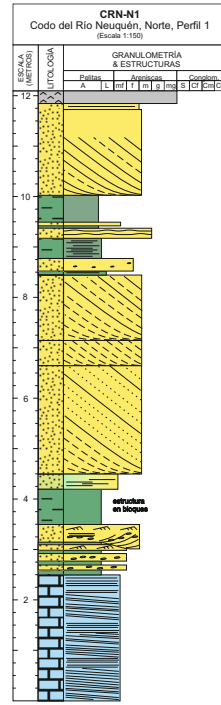
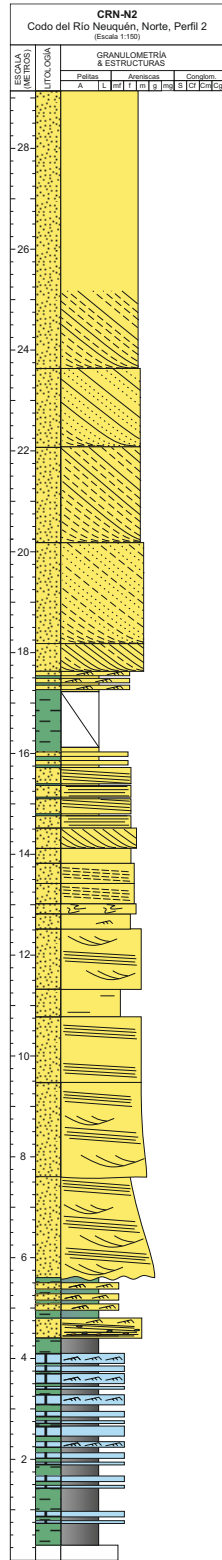
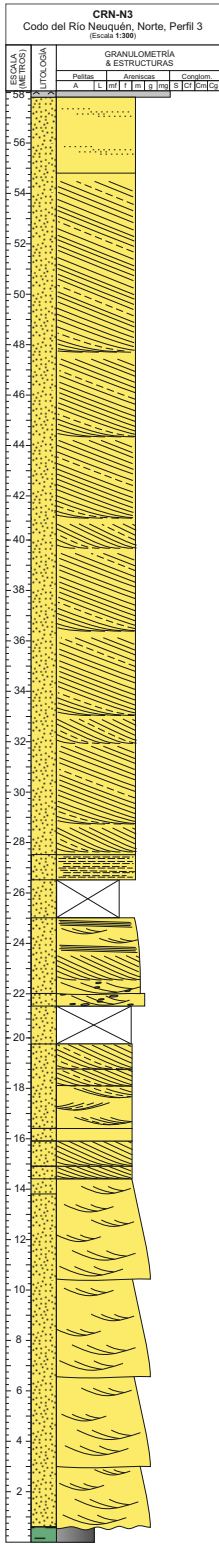


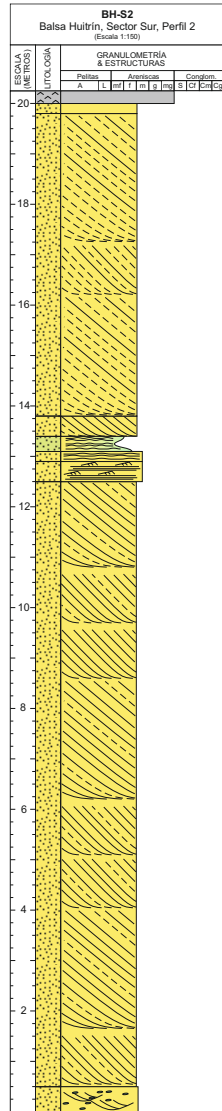
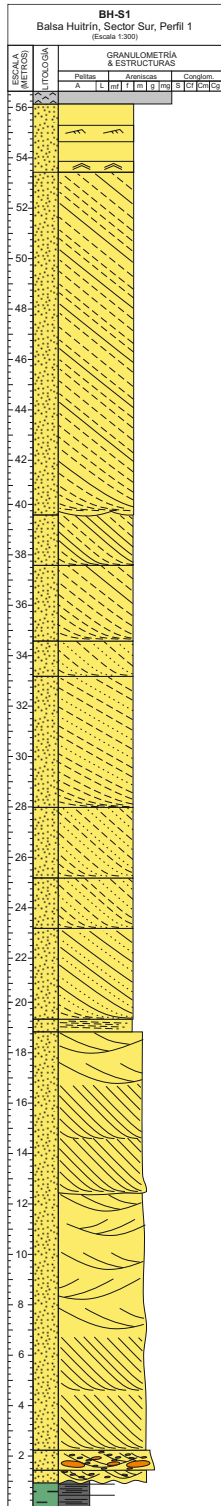












10.3. ANEXO C: NORMALIDAD DE DATOS DE ESPESOR MÁXIMO Y ANCHO DE CUERPOS DE DUNA

ANCHO APARENTE					
Tipo de cuerpo	C1	C2g	C2p	C3	
N	5	22	10	15	
D'Agostino & Pearson					
K2	N muy bajo	2,61	15,75	13,24	
P		0,27	0,00	0,00	
¿Distribución normal ($\alpha=0,05$)?		Si	No	No	
Shapiro-Wilk					
W	N muy bajo	0,91	0,78	0,85	
P		0,05	0,01	0,02	
¿Distribución normal ($\alpha=0,05$)?		No	No	No	
KS					
KS distancia		0,36	0,13	0,24	0,21
P		0,04	0,20	0,12	0,07
¿Distribución normal ($\alpha=0,05$)?		No	Si	Si	Si

ESPESOR MÁXIMO					
Tipo de cuerpo	C1	C2g-c	C2g-a	C2p	C3
N	5	18	13	13	19
D'Agostino & Pearson					
K2	N muy bajo	9,5	0,43	3,01	2,58
P		0,01	0,81	0,22	0,27
¿Distribución normal ($\alpha=0,05$)?		No	Si	Si	Si
Shapiro-Wilk					
W	N muy bajo	0,88	0,96	0,88	0,92
P		0,02	0,74	0,06	0,12
¿Distribución normal ($\alpha=0,05$)?		No	Si	Si	Si
KS					
KS distancia		0,23	0,18	0,19	0,17
P		0,20	0,13	0,20	0,18
¿Distribución normal ($\alpha=0,05$)?		Si	Si	Si	Si

Referencias: C1: Complejo 1; C2g-c: Complejo 2, gran escala, cuñas; C2g-a: Complejo 2, gran escala, artesas; C2p: Complejo 2, pequeña escala; C3: Complejo 3.

10.4. ANEXO D: NORMALIDAD DE VALORES DE S DE ESTRATOS ENTRECruzADOS

S DE ESTRATOS ENTRECruzADOS			
Tipo de cuerpo	C2g-a	C2g-c	C3-a
N	8	10	8
D'Agostino & Pearson			
K2	2,29	4,22	N muy bajo
P	0,3176	0,1209	
¿Distribución normal ($\alpha=0,05$)?	Si	Si	
Shapiro-Wilk			
W	0,88	0,85	0,92
P	0,19	0,06	0,46
¿Distribución normal ($\alpha=0,05$)?	Si	Si	Si
KS			
KS distancia	0,21	0,21	0,23
P	0,2	0,2	0,2
¿Distribución normal ($\alpha=0,05$)?	Si	Si	Si

Referencias: C2g-c: Complejo 2, gran escala, cuñas; C2g-a: Complejo 2, gran escala, artesas; C3-a: Complejo 3, artesas.

10.5. ANEXO E: VARIABLES DE MODELOS EN BEDFORMS 4.0

MODELO 1

- (1) File Number= 'Isd01s'
- (2) Caption (CHARACTER VARIABLE)= 'longitudinal seif dunes'
- (3) WAVELENGTH OF BEDFORMS IN FIRST SET= 50.0
- (4) Bedform phase (controls placement within block diagram)= 70.0
- (5) Mean asymmetry= 0.1
- (6) Amplitude of asymmetry cycle= 0.3
- (7) Period of asymmetry cycle= 4.0
- (8) Phase of asymmetry cycle= 90.0
- (9) Mean steepness= 1.5
- (10) Amplitude of steepness cycle= 0.0
- (11) Period of steepness cycle= 1.0
- (12) Phase of steepness cycle= 0.0
- (13) Wavelength (along-crest) of first set of plan-form sinuosities= 70.0
- (14) Amplitude (measured in plan-form) of first set of sinuosities= 10.0
- (15) Phase of first set of sinuosities= 90.0
- (16) Migration speed (along-crest) of first set of sinuosities= -3.0
- (17) Wavelength (along-crest) of second set of plan-form sinuosities= 0.0
- (18) Amplitude (measured in plan-form) of second set of sinuosities= 0.0
- (19) Phase of second set of sinuosities= 0.0
- (20) Migration speed (along-crest) of second set of sinuosities= 0.0
- (21) Migration direction of bedform= 90.0
- (22) Mean migration speed of bedform= 0.0
- (23) Amplitude of speed cycle= 0.0
- (24) Period of speed cycle= 0.0
- (25) Phase of speed cycle= 90.0
- (26) WAVELENGTH OF BEDFORMS IN SECOND SET= 70.0
- (27) Bedform phase (controls placement within block diagram)= 90.0
- (28) Mean asymmetry= 0.0
- (29) Amplitude of asymmetry cycle= 0.0
- (30) Period of asymmetry cycle= 1.0
- (31) Phase of asymmetry cycle= 0.0
- (32) Mean steepness= 0.7
- (33) Amplitude of steepness cycle= 0.0
- (34) Period of steepness cycle= 1.0
- (35) Phase of steepness cycle= 0.0
- (36) Wavelength (along-crest) of first set of plan-form sinuosities= 0.0
- (37) Amplitude (measured in plan-form) of first set of sinuosities= 0.0
- (38) Phase of first set of sinuosities= 0.0
- (39) Migration speed (along-crest) of first set of sinuosities= 0.0
- (40) Wavelength (along-crest) of second set of plan-form sinuosities= 0.0
- (41) Amplitude (measured in plan-form) of second set of sinuosities= 0.0
- (42) Phase of second set of sinuosities= 0.0
- (43) Migration speed (along-crest) of second set of sinuosities= 0.0
- (44) Migration direction of bedform= 0.0
- (45) Mean migration speed of bedform= 3.0
- (46) Amplitude of speed cycle= 0.0
- (47) Period of speed cycle= 1.0
- (48) Phase of speed cycle= 0.0
- (49) WAVELENGTH OF BEDFORMS IN THIRD SET= 0.0
- (50) Bedform phase (controls placement within block diagram)= 0.0
- (51) Mean asymmetry= 0.0
- (52) Amplitude of asymmetry cycle= 0.0
- (53) Period of asymmetry cycle= 1.0
- (54) Phase of asymmetry cycle= 0.0
- (55) Mean steepness= 0.0
- (56) Amplitude of steepness cycle= 0.0
- (57) Period of steepness cycle= 1.0
- (58) Phase of steepness cycle= 0.0
- (59) Wavelength (along-crest) of first set of plan-form sinuosities= 0.0
- (60) Amplitude (measured in plan-form) of first set of sinuosities= 0.0
- (61) Phase of first set of sinuosities= 0.0
- (62) Migration speed (along-crest) of first set of sinuosities= 0.0

- (63) Wavelength (along-crest) of second set of plan-form sinuosities= 0.0
- (64) Amplitude (measured in plan-form) of second set of sinuosities= 0.0
- (65) Phase of second set of sinuosities= 0.0
- (66) Migration speed (along-crest) of second set of sinuosities= 0.0
- (67) Migration direction of bedform= 0.0
- (68) Mean migration speed of bedform= 0.0
- (69) Amplitude of speed cycle= 0.0
- (70) Period of speed cycle= 1.0
- (71) Phase of speed cycle= 0.0
- (72) Type of superpositioning (INTEGER)= 4.0
- (73) Rotation option (INTEGER)= 0.0
- (74) Elevation of interdune flats= -0.2
- (75) Rate of deposition= 0.0
- (76) Amplitude of cycle in rate of deposition= 0.0
- (77) Period of cycle in rate of deposition= 1.0
- (78) Phase of cycle in rate of deposition= 0.0
- (79) Time from t= 0 to beginning of depositional episode (INTEGER)= 50.0
- (80) Interval between drawing of crossbeds (INTEGER)= 1.0
- (81) Time from t= 0 to end of depositional episode (INTEGER)= 50.0
- (82) Print caption? (LOGICAL VARIABLE)= 'true'
- (83) Print name of input file? (LOGICAL VARIABLE)= 'true'
- (84) Print time at end of depositional episode? (LOGICAL VARIABLE)= 'true'
- (85) Precision? (low number) or speed? (high number) (1, 2, 4, 5, or 10)= 1.0
- (86) Elevation of horizontal section= 1.0

MODELO 2

- (1) File Number= lsd05m_full
- (2) Caption (CHARACTER VARIABLE)= growing longitudinal linear dunes, medium
- (3) WAVELENGTH OF BEDFORMS IN FIRST SET=400.0
- (4) Bedform phase (controls placement within block diagram)=10.0
- (5) Mean asymmetry=0.0
- (6) Amplitude of asymmetry cycle=0.0
- (7) Period of asymmetry cycle=0.0
- (8) Phase of asymmetry cycle=0.0
- (9) Mean steepness=0.1
- (10) Amplitude of steepness cycle=0.0
- (11) Period of steepness cycle=0.0
- (12) Phase of steepness cycle=0.0
- (13) Wavelength (along-crest) of first set of plan-form sinuosities=0.0
- (14) Amplitude (measured in plan-form) of first set of sinuosities=0.0
- (15) Phase of first set of sinuosities=0.0
- (16) Migration speed (along-crest) of first set of sinuosities=0.0
- (17) Wavelength (along-crest) of second set of plan-form sinuosities=0.0
- (18) Amplitude (measured in plan-form) of second set of sinuosities=0.0
- (19) Phase of second set of sinuosities=0.0
- (20) Migration speed (along-crest) of second set of sinuosities=0.0
- (21) Migration direction of bedform=0.0
- (22) Mean migration speed of bedform=3.0
- (23) Amplitude of speed cycle=0.0
- (24) Period of speed cycle=0.0
- (25) Phase of speed cycle=0.0
- (26) WAVELENGTH OF BEDFORMS IN SECOND SET=75.0
- (27) Bedform phase (controls placement within block diagram)=0.0
- (28) Mean asymmetry=0.0
- (29) Amplitude of asymmetry cycle=0.0
- (30) Period of asymmetry cycle=0.0
- (31) Phase of asymmetry cycle=0.0
- (32) Mean steepness=1.5
- (33) Amplitude of steepness cycle=0.0
- (34) Period of steepness cycle=0.0
- (35) Phase of steepness cycle=0.0
- (36) Wavelength (along-crest) of first set of plan-form sinuosities=52.0
- (37) Amplitude (measured in plan-form) of first set of sinuosities=10.0
- (38) Phase of first set of sinuosities=90.0

-
- (39) Migration speed (along-crest) of first set of sinuosities=-4.0
- (40) Wavelength (along-crest) of second set of plan-form sinuosities=0.0
- (41) Amplitude (measured in plan-form) of second set of sinuosities=0.0
- (42) Phase of second set of sinuosities=0.0
- (43) Migration speed (along-crest) of second set of sinuosities=0.0
- (44) Migration direction of bedform=90.0
- (45) Mean migration speed of bedform=0.01
- (46) Amplitude of speed cycle=0.0
- (47) Period of speed cycle=1.0
- (48) Phase of speed cycle=0.0
- (49) WAVELENGTH OF BEDFORMS IN THIRD SET=52.0
- (50) Bedform phase (controls placement within block diagram)=0.0
- (51) Mean asymmetry=0.0
- (52) Amplitude of asymmetry cycle=0.0
- (53) Period of asymmetry cycle=0.0
- (54) Phase of asymmetry cycle=0.0
- (55) Mean steepness=1.0
- (56) Amplitude of steepness cycle=0.0
- (57) Period of steepness cycle=0.0
- (58) Phase of steepness cycle=0.0
- (59) Wavelength (along-crest) of first set of plan-form sinuosities=0.0
- (60) Amplitude (measured in plan-form) of first set of sinuosities=0.0
- (61) Phase of first set of sinuosities=180.0
- (62) Migration speed (along-crest) of first set of sinuosities=-1.0
- (63) Wavelength (along-crest) of second set of plan-form sinuosities=0.0
- (64) Amplitude (measured in plan-form) of second set of sinuosities=0.0
- (65) Phase of second set of sinuosities=0.0
- (66) Migration speed (along-crest) of second set of sinuosities=0.0
- (67) Migration direction of bedform=90.0
- (68) Mean migration speed of bedform=0.01
- (69) Amplitude of speed cycle=0.0
- (70) Period of speed cycle=1.0
- (71) Phase of speed cycle=0.0
- (72) Type of superpositioning (INTEGER)= 4.0
- (73) Rotation option (INTEGER)=0.0
- (74) Elevation of interdune flats=0.05
- (75) Rate of deposition=0.0
- (76) Amplitude of cycle in rate of deposition= 0.0
- (77) Period of cycle in rate of deposition=1.0
- (78) Phase of cycle in rate of deposition=0.0
- (79) Time from t=70.0
- (80) Interval between drawing of crossbeds (INTEGER)=1.0
- (81) Time from t=1.0
- (82) Print caption? (LOGICAL VARIABLE)= 'true'
- (83) Print name of input file? (LOGICAL VARIABLE)= 'true'
- (84) Print time at end of depositional episode? (LOGICAL VARIABLE)='true'
- (85) Precision? (low number) or speed? (high number) (1, 2, 4, 5, or 10)=1.0
- (86) Elevation of horizontal section=1.0