

ESTRUCTURAS TECTONICAS EN EL BORDE ORIENTAL DE LA PENINSULA ANTARTICA
Y SU POSIBLE RELACION CON EL CINTURON DE COMPRESION
DEL ARCO VOLCANICO MESOZOICO (*)

Rodolfo A. del Valle y Héctor J. Nuñez

Instituto Antártico Argentino

Buenos Aires

RESUMEN

Se presentan los resultados de las observaciones estructurales realizadas en tres localidades, ubicadas en la zona de borde de una cuenca sedimentaria, en el extremo NE de la península Antártica. En esas localidades las deformaciones son compresivas; se disponen conformando una faja rocosa de 120 km de extensión y tienen el mismo estilo estructural. Ello se correlaciona con los corrimientos, fallas de empuje y plegamientos existentes en algunos sectores de la península y que también afectan el borde y el basamento de la cuenca.

Considerando que: a) el desarrollo de esta cuenca está vinculado con la evolución de un arco volcánico situado delante de la misma; b) las rocas que se hallan entre la cuenca y el arco fueron deformadas por compresión y c) las estructuras tectónicas analizadas responden a las características propias de este tipo de deformación, se concluye que dichas estructuras forman parte del "cinturón de compresión" que acompaña a una cuenca de pos arco.

ABSTRACT

The results of the structural observations carried out in three localities, situated in the border zone of a sedimentary basin, in the NE end of the Antarctic Peninsula are presented. In those localities the deformations are compressional; they are laid out conforming a rocky strip of 120 km in extent and they have the same structural style. They are correlated with the thrusts, thrust faults and foldings that exist in some sectors of the peninsula and that affect also the border and the basement of the basin.

Considering that: a) the development of this basin is linked to the evolution of a volcanic arc situated before the basin; b) the rocks that are between the basin and the arc were strained by compression and c) the tectonic structures analyzed respond to the characteristics that are typical of this kind of deformation, it is concluded that the said structures form part of the "compression belt" that accompanies a postarc basin.

RESUME

On présente ici les résultats des observations structurales réalisées dans trois localités situées dans la zone du bord d'un bassin sédimentaire, dans le extreme Nord-Est de la péninsule Antarctique. Dans ces localités les déformations sont compressives, elles forment une couche rocheuse de 120 km de surface et ont les mêmes caractéristiques dans sa structure. Cela se rapporte aux charriages, aux failles inverses et aux plissements qui existent dans quelques zo-

(*) Contribución científica del Instituto Antártico Argentino N° 321.

nes de la péninsule et qui affectent aussi le bord et le soubassement du bassin.

Si on considère que: a) les roches qui se trouvent entre le bassin et l'arc volcanique ont été déformées par compression; b) le développement de ce bassin est lié à l'évolution d'un arc volcanique situé devant lui, et c) les structures tectoniques analysées ont les caractéristiques propres de ce type de déformation, on peut établir finalement que ces structures-là font partie de la ceinture de compression qui accompagne à un bassin de postarc.

ZUSAMMENFASSUNG

Es werden die Ergebnisse vorgelegt, die aus den an drei Stellen der Randzone eines Ablagerungsbeckens an der nordöstlichen Spitze der antarktischen Halbinsel vorgenommenen Struktur-Beobachtungen hervorgehen. An diesen Stellen sind die Deformationen kompressiv und so angeordnet, dass sie einen 120 km langen Gesteinsstreifen gleichen Strukturstils bilden. Dieses steht in Zusammenhang mit den Verschiebungen, Schiebungsbrüchen und Faltungen, die in einigen Gebieten der Halbinsel vorhanden sind und die ebenfalls den Rand und das Grundgebirge des Beckens betreffen.

Unter Berücksichtigung, dass: a) die Entwicklung dieses Beckens mit der Evolution eines vulkanischen vor diesem Becken gelagerten Bogens verbunden ist; b) die sich zwischen Becken und Bogen befindlichen Gesteine durch Kompression deformiert wurden, und c) die analysierten tektonischen Strukturen die Eigenschaften dieser Art Deformation aufweisen wird daraus geschlossen, dass diese Strukturen den "Kompressionsgürtel", der ein Nach-Bogen-Becken begleitet, bilden.

1. INTRODUCCION

Sobre el flanco oriental de la península Antártica, entre los 64° y 65° de latitud Sur (fig. N°1), el reconocimiento de campo ha determinado la existencia de una faja de rocas deformadas por compresión. Dentro de esta zona se halla el borde de una cuenca sedimentaria pos-triásica y aflora una parte de su basamento metamórfico, el que posee una antigüedad paleozoica (?) a triásica.

El desarrollo de esta cuenca ha sido vinculado con la evolución de un arco volcánico, cuya actividad magmática habría tenido sede en la península Antártica desde el Jurásico hasta el Terciario bajo. El origen de esta actividad estaría relacionado con la migración hacia el noroeste de un antiguo arco volcánico paleozoico, el que habría estado ubicado en lo que es actualmente el mar de Weddell, y cuyos remanentes son visibles en las costas Wilckins (Fraser y Grimley, 1968) y Black, en el extremo austral de la península (Smellie, 1981). Las investigaciones aeromagnéticas que está realizando el Instituto Antártico Argentino (Paterlini et al., 1984) podrían demostrar la presencia de aquellos remanentes bajo el mar de Weddell, en el área de plataforma que se desarrolla hacia el extremo noreste de la península.

El frente de subducción, tanto el del arco paleozoico como el del arco mesozoico, habría estado ubicado en áreas próximas al borde noroeste de la península Antártica, en el actualmente denominado mar de Bellingshausen, y la cuenca sedimentaria del flanco oriental ocupó una posición de pos arco. Para esta cuenca se han obtenido espesores sedimentarios de hasta 6,4 km mediante métodos geofísicos (del Valle et al., 1993), corroborados por información geológica de superficie (del Valle et al., 1983; del Valle y Fourcade; en preparación).

En el borde de la cuenca, las formaciones sedimentarias y su basamento están afectados por plegamientos, fallas de empuje y corrimientos, cuyos ejes estructurales y planos de ruptura, respectivamente, son paralelos a la península Antártica (fig. N°2).

Para caracterizar a la faja de compresión se levantaron perfiles geológicos con rumbo noroeste, atravesando las estructuras tectónicas; estos perfiles se describen a continuación.

2. ESTRUCTURAS DEL MONTE WILD

El monte Wild, la más septentrional de las localidades estudiadas se halla situada en las cercanías de la boca sur del canal Príncipe Gustavo (fig. N°1). Está constituido por rocas metamórficas del basamento de la cuenca, las que pertenecen al Complejo Metamórfico Península Trinidad, y por filones de doleritas que tienen afinidades con las vulcanitas del arco, siendo éstas participes del Grupo Volcánico Península Antártica (Thomson, 1977). Las entidades rocosas mencionadas están afectadas por un sistema de fallas inversas, que posee rumbo general noroeste e inclina aproximadamente 45° hacia el sudeste. A través de estas fallas se produjo un corrimiento de sudeste a noroeste; el efecto resultante de los esfuerzos que produjeron esta estructura, fue el desplazamiento del techo de las fallas hacia el noroeste, configurando un sistema de fallas inversas o de empuje (fig. N°2).

Los esfuerzos compresivos, que habrían actuado según la dirección sudeste-noroeste, provocaron una gran deformación interna (tectonización) en las filitas del piso del sistema de fallas (fig. N°3).

El desplazamiento relativo de los bloques no pudo ser medido directamente porque no se hallaron elementos homólogos a ambos lados de la estructura; pero sobre la base de la gran extensión de las rocas tectonizadas, es posible inferir que los esfuerzos compresivos actuantes en el monte Wild fueron de gran magnitud.

3. ESTRUCTURAS DEL MONTE LOMBARD

El monte Lombard está ubicado en el extremo sur de la península Sobral, a unos 12 km del borde oriental de la península Antártica (fig. N°1). Está formado exclusivamente por sedimentitas del Cretácico inferior pertenecientes a la Formación Pedersen (del Valle y Medina, inédito), las que se hallan plegadas formando un amplio sinclinal (fig. N°4) cuyo eje estructural posee rumbo norte 45° este y buzamiento de 30° hacia el sudoeste; la charnela del plieque se sitúa en el extremo sudeste del monte y sus alas sobrepasan los 4,5 km de extensión horizontal (fig. N°4). El ala noroccidental del sinclinal está afectada por un corrimiento que tuvo su origen, en un sistema de fallas inversas de bajo ángulo: estas fallas disminuyen sistemáticamente sus inclinaciones de sudeste a noroeste, desde un valor máximo de 35° hacia el sur 45° oeste hasta un mínimo de 25° hacia el sur 40° oeste, adoptando una clara disposición en "abanico" (fig. N°5) y tendiendo además, a horizontalizarse hacia el sudeste para coincidir en una angosta zona de falla subhorizontal que es la que controla el corrimiento.

Los bloques delimitados por estas fallas pueden considerarse como "cuñas tectónicas" o escamas imbricadas, formadas por rocas sedimentarias tectonizadas en grado variable. La mayor tectonización se produjo en la escama del extremo sudeste (escama Ø en la fig. N°5), donde los conglomerados originales han sufrido metamorfismo dinámico y fueron transformados en tectonitas "S" en todo el ancho (60 m) de la escama; los clastos sedimentarios originales han sido completamente deformados desarrollando planos de deslizamiento y de microfracturación interna, paralelos a las fallas marginales de la escama; dichas microfracturas están rellenas por zeolitas. En las proximidades de las fallas es posible inferir la dirección del movimiento, a través de los deslizamientos internos observados en los clastos (fig. N°5).

En el techo del corrimiento y en contacto tectónico con la escama Ø, que es la que presenta mayor grado de metamorfismo dinámico, existe un paquete de lutitas negras (fig. N°5) de unos 15 m de espesor, el que ha sufrido arrastre a lo

largo del plano de corrimiento. Estas lutitas inclinan 15° hacia el sur en las adyacencias de la falla, pero en los sectores más alejados retoman la inclinación general (30° hacia el sudeste) del ala sinclinal; poseen clivaje interno y despegues intraestratales adquiridos como respuesta al desplazamiento ocurrido durante el corrimiento.

Al noroeste del corrimiento, en el piso de dicha estructura, las capas sedimentarias inclinan entre los 70° y 80° hacia el noroeste y están afectadas por un sistema de fallas inversas (fig. N°5), como el que participó directamente en el corrimiento; estas fallas inclinan en el mismo sentido que esas capas, aumentan sistemáticamente su inclinación hacia el noroeste y constituyen un sistema imbricado antitético al que provocó el corrimiento.

4. ESTRUCTURAS TECTONICAS DEL NUNATAK PEDERSEN

El nunatak Pedersen se halla situado en el extremo austral de la zona estudiada, a 10 km al sudeste de la península Antártica, formando parte del grupo de los nunataks Foca (figs. N°1 y 2). Está compuesto por conglomerados con escasas intercalaciones de areniscas y pelitas pertenecientes a la Formación Pedersen (del Valle y Medina, inédito); estas rocas fueron deformadas plegándose según el llamado pliegue "similar", pues los espesores de los estratos son mayores en los ejes que en los lomos de los pliegues (fig. N°6). El plegamiento comprende dos amplios sinclinales contiguos, con sus ejes subparalelos y orientados de norte a sudoeste coincidiendo con la dirección general de la península Antártica (fig. N°2). Los dos pliegues son suavemente buzantes hacia el sudoeste y están separados por una falla inversa de alto ángulo, cuyo rumbo es norte 45° este e inclinación de 70° al sudeste (fig. N°6).

A partir de estas observaciones se infiere que plegamiento y fallamiento obedecieron a esfuerzos compresivos que actuaron según la dirección noroeste - sudeste.

5. CONCLUSIONES

Las deformaciones observadas en el nunatak Pedersen y en el monte Lombard tienen el mismo estilo estructural puesto que ambos presentan plegamientos sinclinales con longitudes de onda de magnitudes comparables; están orientados de manera semejante y están asociados con fallas de empuje que, inclinando hacia el sudeste, afectan sus alas occidentales. Una interpretación genética para estas estructuras permite suponer que se originaron en la misma deformación compresiva, que ésta tuvo magnitud regional y que su desarrollo fue paralelo al borde oriental de la península Antártica.

La ausencia de grandes plegamientos asociados al corrimiento estructural existente en el monte Wild se debería al comportamiento mecánico de las metamorfitas que lo componen. Pero, el hecho de que aquella estructura tenga origen en esfuerzos compresivos, que éstos hayan actuado según la dirección noroeste - sudeste y que el plano, a través del cual se produjo el movimiento posea rumbo subparalelo a la península Antártica, permite correlacionar estructuralmente esta localidad con las mencionadas más arriba. Por otra parte, en el canal Principe Gustavo se ha inferido la existencia de una zona de falla cuya actividad se habría manifestado a través de importantes movimientos, desde su formación, en varias direcciones (Bibby, 1966). El desarrollo de la extensa falla principal sería paralelo a la península Antártica y su traza controlaría la forma curva del canal (fig. N°1); esta falla afecta rocas del Complejo Metamórfico Península Trinidad (Paleozoico ? - Triásico; Adie, 1957), y a entidades cretácicas (Fm. Lagrellius y Fm. Kotick Point, en sus niveles inferiores; Bibby, 1966, y Grupo Marambio; Rinaldi et al., 1978) del borde de la cuenca mesozoica. Asociado con esta zona de falla existe un plegamiento de gran longitud de onda, cuyos ejes estructurales son subparalelos a la misma (Bibby, 1966). Además, Fraser y Grimley

(1968) señalan la presencia de una zona compresiva que se extiende al sur de los 68° 30' de latitud Sur, sobre el borde oriental de la península Antártica (fig. N°1), y cuyas evidencias se observan en el nunatak Key (bahía Mobiloil), en el monte Argus (al sur de la bahía Mobiloil) y en las cercanías de los cabos Walcott e Hinks, sobre la costa de Wilkins.

Finalmente, como consecuencia de todo lo expuesto, se reconoce una faja de deformación desarrollada a lo largo del borde oriental de la península Antártica, desde el canal Príncipe Gustavo hasta la costa de Wilkins, que se asocia con la existencia de la franja de compresión característica de las cuencas de retroarco.

En la figura 1 se señalan los elementos tectónicos que suelen presentarse en el desarrollo de un arco magmático (Dickinson, 1974). En este caso, el que tuvo lugar en la península Antártica presenta esos elementos, en particular, los corrimientos (estructuras que son la razón de este trabajo) y la cuenca sedimentaria que se extiende hacia el mar de Weddell. Los corrimientos pertenecen a la franja de compresión ubicada en el borde occidental de dicha cuenca; esta franja, que Dickinson llama "cinturón de compresión" ("thrust belt"), corresponde a la deformación provocada por el arco volcánico desarrollado durante parte del período Mesozoico (Jurásico - Cretácico) en la península Antártica.

Este trabajo pretende ser un aporte para completar parte del esquema geotectónico propuesto para la península Antártica durante el Mesozoico (Rowley y Williams, 1977; Suárez, 1976; del Valle y Fourcade, en preparación).

BIBLIOGRAFIA

- Adie, R.J., 1957: The Petrology of Graham Land: III. Metamorphic Rocks of the Trinity Peninsula Series. Falkland Island Dependencies Survey, Sci. Rpt. 53, 1-26.
- Bibby, J.S., 1966: The stratigraphy of part of North-East Graham Land and the James Ross Island Group. British Antarctic Survey, Sci. Rpt. 53, 1-37.
- Del Valle, R.A., Fourcade, N.H. y Medina, F.A., 1983: Geología del flanco oriental de la península Antártica e islas adyacentes entre los 63°25' y los 65°15' de latitud Sur. Instituto Antártico Argentino, Contribución N°276.
- Del Valle, R.A., Demichelli, J., Febrer, J.M., Fournier, H.G., Casco, J.C., Irigoien, H., Keller, M.A. y Pomposiello, M.C., 1983: Résultats des premiers sondages magneto-telluriques (M-T) effectués au large de la bordure NE de la Péninsule Antarctique. Géologie Marine, C.R. Acad. Sc. Paris, t.296(25 de avril 1983). Série II-1189.
- Del Valle, R.A. y Medina, F.A.: La Formación Pedersen. Instituto Antártico Argentino. Informe (inédito).
- Del Valle, R.A. y Fourcade, N.H.: La cuenca sedimentaria pos-triásica del extremo nororiental de la península Antártica. Instituto Antártico Argentino; en preparación.
- Dickinson, W.R., 1974: Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs. In: R.H. Dott, Jr., & R.H. Shauer (eds.), Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp. Pub. 19, 230-239.
- Fraser, A.G. y Grimley, P.H., 1968: The geology of parts of the Bowman and Wilkins Coasts, Antarctic Peninsula. British Antarctic Survey, Sci. Rpt. 67, 1-59.
- Paterlini, C.M., Núñez, J.H. y Keller, M.A., 1984: Relevamiento aeromagnético regional en el mar de Weddell noroccidental, Antártida. Instituto Antártico Argentino, Contribución N°306.
- Rinaldi, C.A., Massabie, A., Morelli, J., Rossenman, H.L. y del Valle, R.A., 1978: Geología de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida. Instituto Antártico Argentino, Contribución N°217.
- Rowley, P.D. y Williams, P.L., 1977: Geology of the norther Lassiter Coast and southern Black Coast, Antarctic Peninsula. In: Antarctic Geosciences, C. Craddock (Ed.), Madison, U.S.A., 339-348.
- Smellie, J.L., 1981: A complete arc-trench system recognized in Gondwana sequences of the Antarctic Peninsula region. Geol. Mag., 118(2), 139-159.
- Suárez, M., 1976: Plate-tectonic model for southern Antarctic Peninsula and its relation to southern Andes. Geology, 4, 211-214.
- Thomson, M.R.A., 1977: Mesozoic paleogeography of west Antarctica. In: Antarctic Geoscience, C. Craddock (ed.), Madison, U.S.A., 331-337.

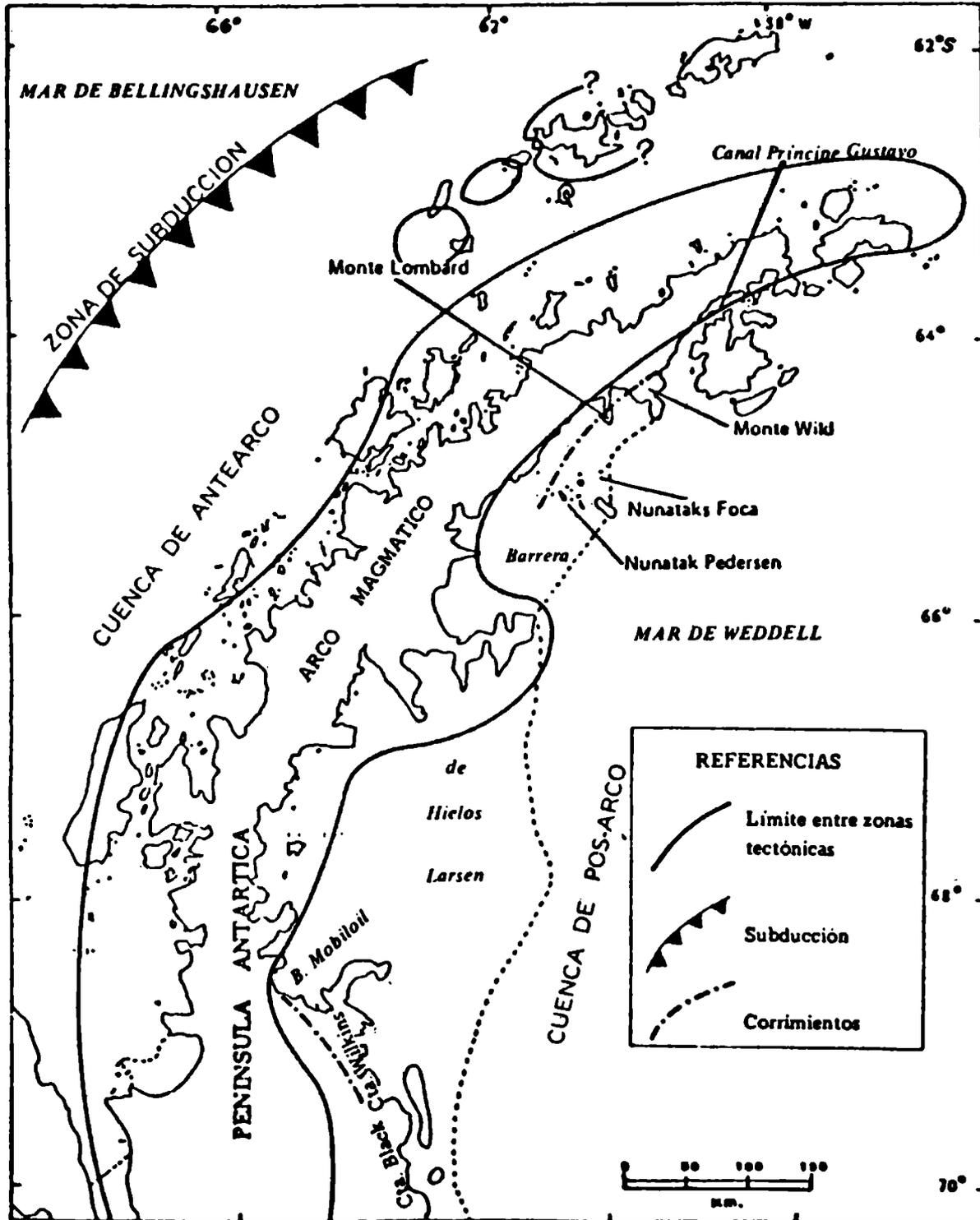


FIG. 1 GRAFICO DE UBICACION DEL AREA ESTUDIADA Y ESQUEMA DE LAS ZONAS TECTONICAS PARA EL MESOZOICO SUPERIOR.

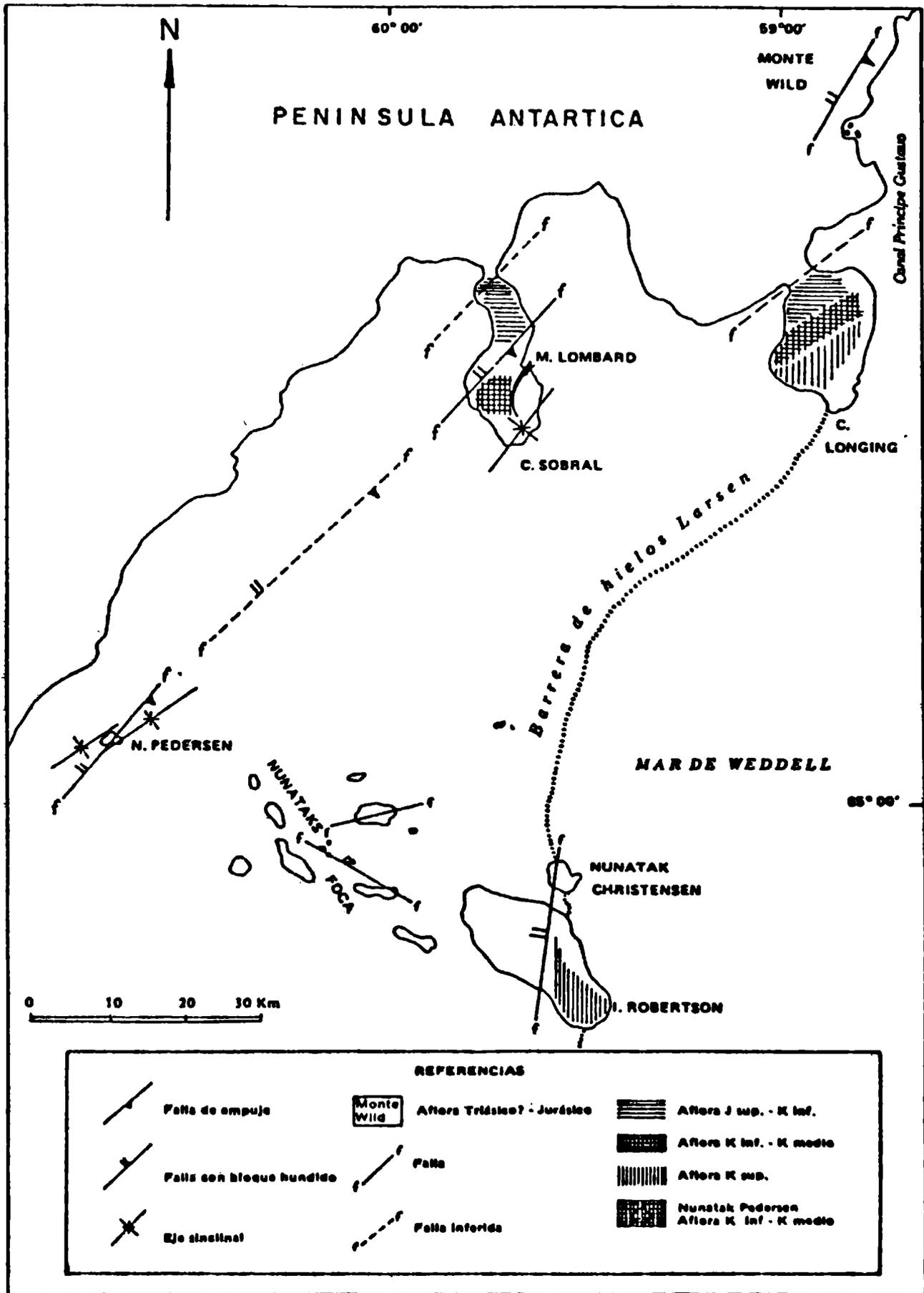


FIG. 2. BOSQUEJO ESTRUCTURAL DEL AREA OBSERVADA

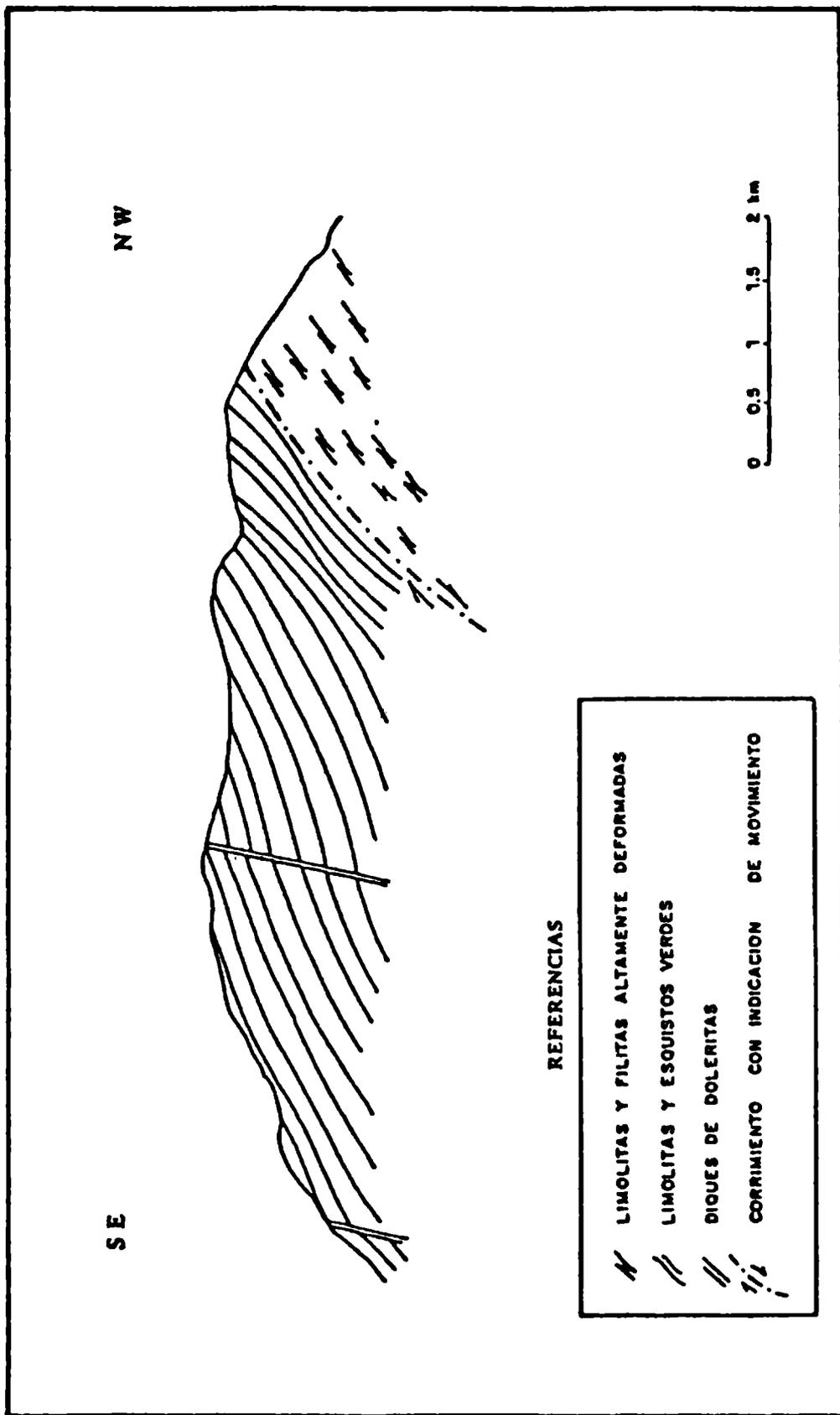


FIG. 3 ESQUEMA DEL CORRIMIENTO DEL MONTE WILD.

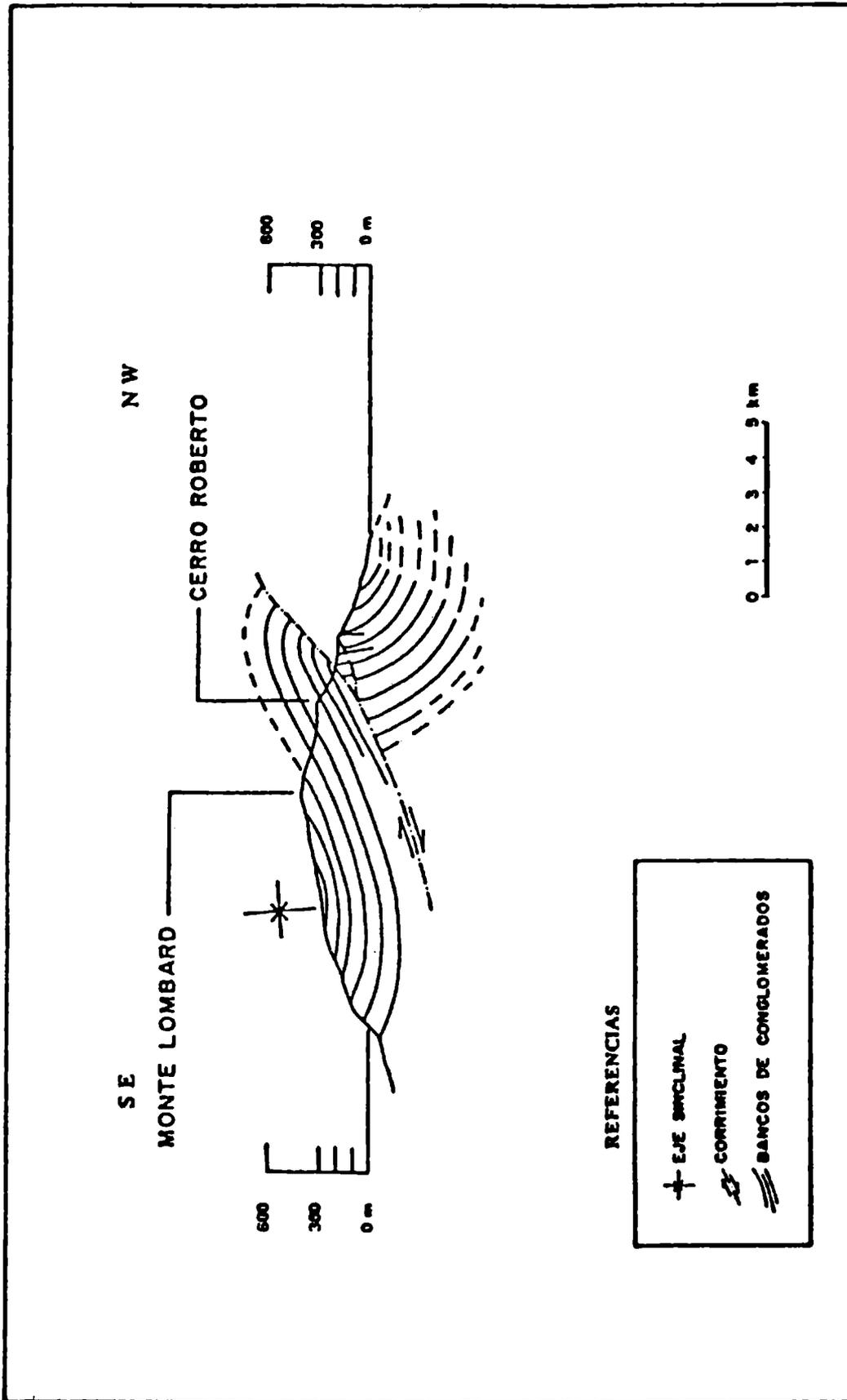


FIG 4. PERFIL GEOLOGICO ESQUEMATICO DEL MONTE LOMBARD.

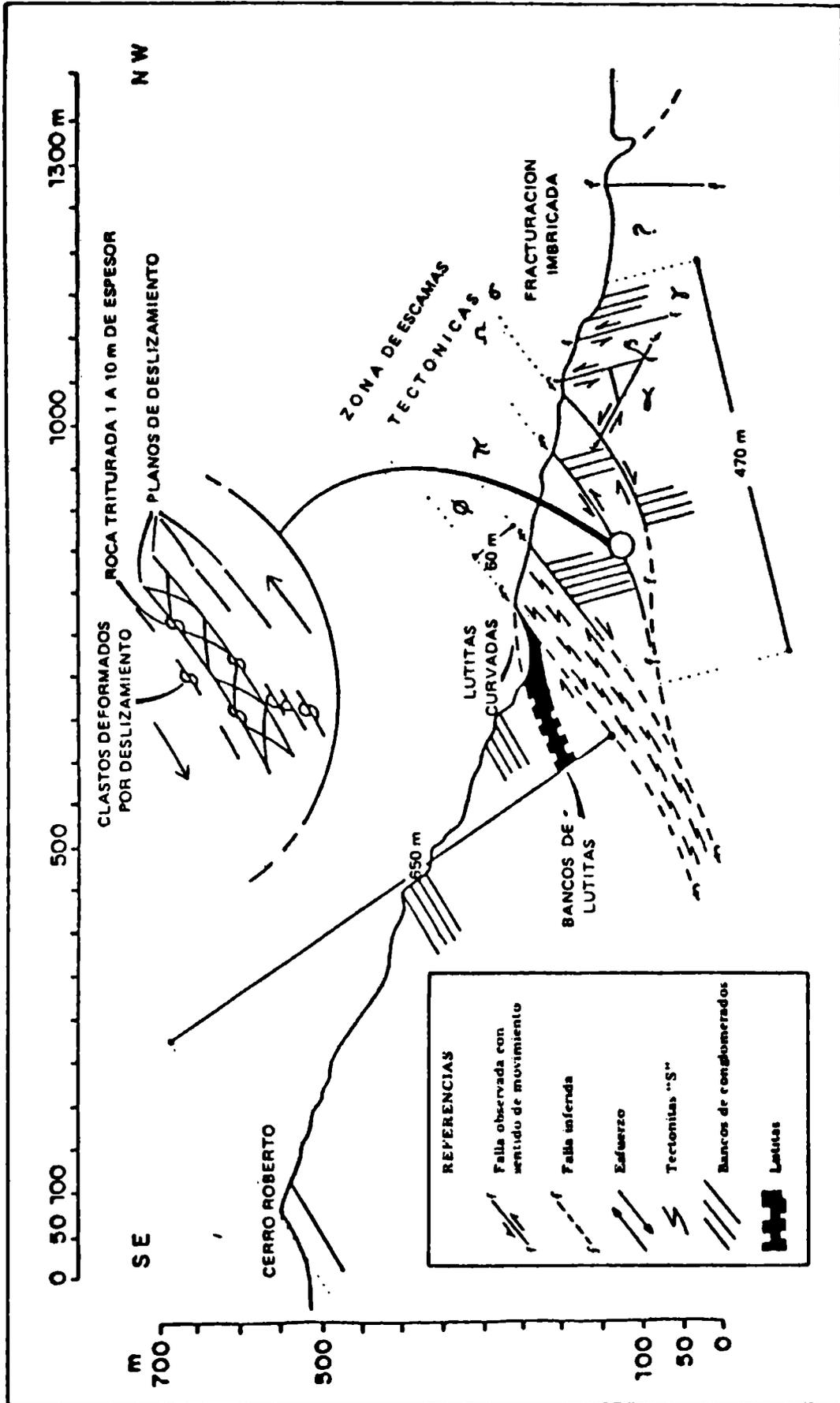


FIG. 5. ESQUEMA TECTONICO DEL MONTE LOMBARD.

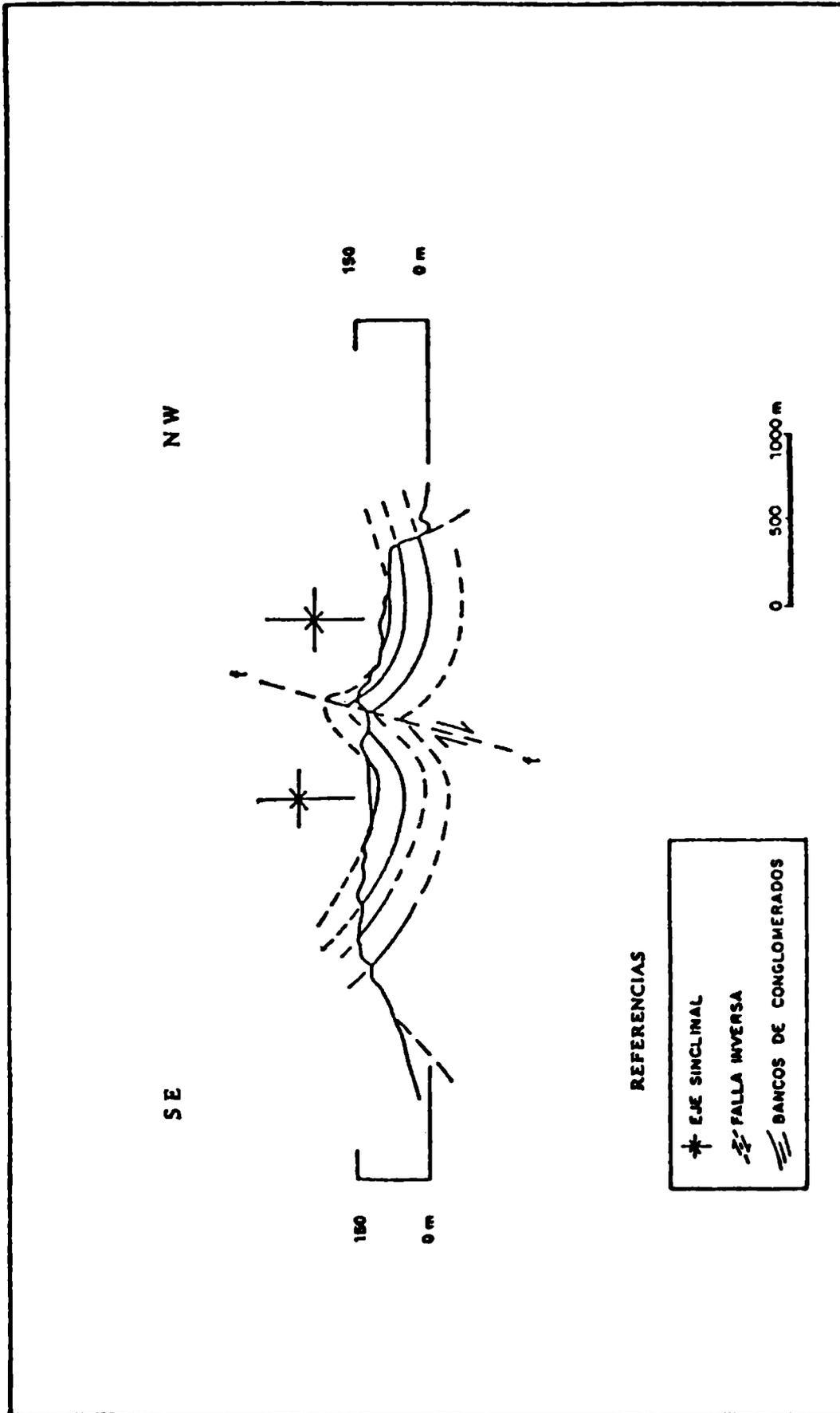


FIG 6 PERFIL GEOLOGICO ESQUEMATICO DEL NUNATAK PEDERSEN