

# La extensa zona de deslizamientos de la escarpa oriental de la Pampa de Salamanca, Chubut, entre los 45°00'S y 45°45'S

Emilio F. GONZALEZ DIAZ

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pabellón II, Ciudad Universitaria, 1428, Buenos Aires;  
SEGEMAR, Dirección de Geología Ambiental y Aplicada, Diagonal Sur 651, 8° piso, 1322, Buenos Aires.  
E-mail: andresfolguera2@yahoo.com.ar

**RESUMEN.** Durante la ejecución del mapa geomorfológico de la provincia del Chubut, se identificó entre las latitudes de los 45°00'S y 45°45'S y a lo largo de unos 70-75 km, una extensa faja de deslizamientos adyacente y prácticamente paralela a la escarpa oriental de la Pampa de Salamanca. Los deslizamientos, con marcado predominio de deslizamientos rotacionales, perturban el tramo superior de la secuencia sedimentaria terciaria. En los niveles arcillosos de la Formación Chenque (= Formación Patagonia), se localizarían las superficies de despegue o corte (*shear*) para su ocurrencia. Diferencias entre sus rasgos morfológicos, tipológicos y el promotor sugerido permiten proponer cuatro zonas (I, II, III y IV) de deslizamientos. La tipología aquí propuesta es provisoria, siendo sólo una base de futuras elaboraciones. Cronológicamente se diferenciaron dos conjuntos de deslizamientos: unos antiguos, más extensos y de mayor volumen, con marcadas evidencias de erosión y aquellos modernos, más reducidos, que con excelente conservación de su morfología primaria, son producto de posteriores removilizaciones acontecidas en sectores de los antiguos, que se expresan esencialmente bajo la forma de flujos (corrientes de tierra o *earthflows*) y más ocasionalmente como deslizamientos rotacionales secundarios (*slumps*). Entre los de mayor edad, los de la zona I, son definidos como afines en general a un deslizamiento rotacional con una fase distal de flujo; ocasionalmente habrían superado los límites del actual acantilado marino. A pesar de esta primera apreciación, no se descarta su consideración como ejemplos de expansiones laterales (*lateral spreads*). Los de la zona II, son definidos como deslizamientos rotacionales múltiples retrogradantes. Aquellos de la zona III integran un conjunto de deslizamientos con un marcado control estructural (N50°E), en sus desprendimientos. La zona IV, compone una estrecha y continua faja adyacente a la Pampa de Salamanca; con una sucesión de reducidos deslizamientos rotacionales asociados a una corta fase distal afín a un flujo, con sobresaliente coalescencia lateral de sus muescas de desprendimiento. Para las zonas I, III y IV, se vincula una ocurrencia de los deslizamientos en tiempos más húmedos, con intensas precipitaciones, (Interglacial ?; Postglacial ?), las que tuvieron el rol de inductor. En zona II la desestabilización de las pendientes, es relacionada al socavamiento basal por la acción fluvial. Se descarta un promotor sismogénico, al igual que aquellas previas propuestas que relacionaban la perturbación local de los estratos con la tectónica. Adicionalmente se describen sintéticamente otras distintas unidades geomórficas distinguidas en la región.

**Palabras clave:** Chubut, Pampa de Salamanca, Deslizamientos rotacionales, Corrientes de tierra

**ABSTRACT.** *The extensive zone of slides on the eastern erosion scarp of Pampa de Salamanca, Chubut.* On the eastern erosion scarp of Pampa de Salamanca (extraandean Chubut) adjacent to Atlantic Coast, an extensive area of slides is identified. The description was done exclusively with the study of photograms and satellital images and lacking of field control. The area is located between 45°00'S and 45°45'S, and is approximately 70-75 km in length from north to south. Two types of slide movements were clearly distinguished: the ancient and the modern. The first are bigger and show degradation evidences. The second are smaller and are later local movements on sections of the ancients, such as earth flows and slumps. A provisional classification of ancients is: 1) great slumps with scarce initial morphological characteristics in the proximal side and an extensive flow distal phase; 2) multiple retrogressive slumps; and 3) coalescent slumps with small terminal earthflows. The author suppose that the argillaceous lower levels (plastic and expansive) of Chenque Formation, one section on the complex Tertiary sequence, are essential to these gravitational movements. In the ancient excessive precipitations at indetermined times (Interglacial ?, Postglacial ?), were the triggering factors. In the modern movements the basal fluvial erosion contributes with the instability of the slopes. The main scope of this paper is the description and the knowledge, not only their conspicuous morphology but also is proposed its genesis. occurred on a regional horizontal structural landscape. Other Geomorphic units are also synthetically described.

**Key words:** Chubut Province, Pampa de Salamanca, Rotational slides, Earth flows

## Introducción

Durante la ejecución del mapa geomorfológico de la provincia del Chubut (González Díaz 1997), una carta temática básica para aquella de Peligrosidad Geológica que lleva a cabo en forma sistemática la Dirección de Geología Ambiental y Aplicada (SEGEMAR), se identificó una extensa

área de deslizamientos. La información precedente sólo se limitaba a menciones de aislados ejemplos o de reducidos sectores de sus exposiciones.

Un aspecto de esta presentación y que a juicio del autor limita el concreto valor de algunas conclusiones, es la falta de un imprescindible control de campo. Pese a ello, se considera que los nuevos conocimientos incorpora-

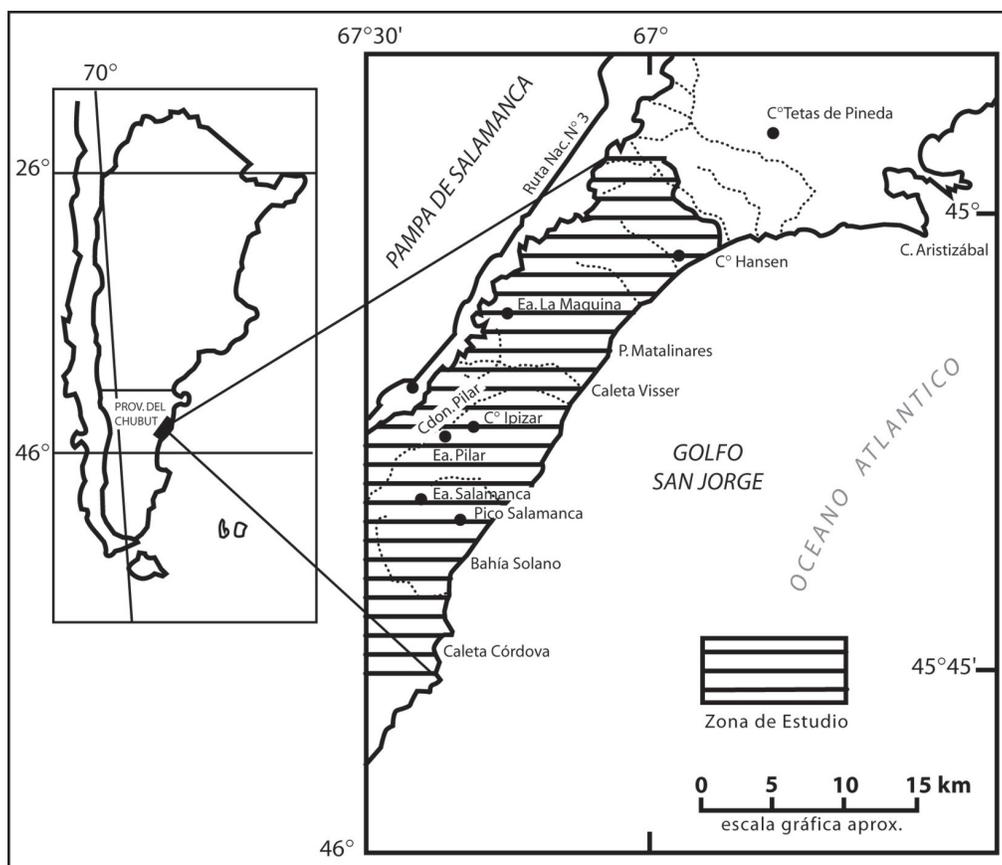


Figura 1: Ubicación del área de estudio.

dos, conforman una buena base para futuras investigaciones acerca de este tipo de riesgo geológico en la región.

Estos movimientos gravitacionales afectan particularmente a las Formaciones Chenque (=Formación Patagonia), Santa Cruz y los informales Rodados Patagónicos que componen el tramo superior de la secuencia sedimentaria terciaria, estructuralmente dispuesta en forma horizontal.

El objetivo principal del trabajo es la descripción y el carteo geomorfológico detallado de sus exposiciones, el análisis de la tipología dominante y una sugerencia respecto de los tiempos de la ocurrencia de los deslizamientos.

Se han incorporado a esta información para la mejor descripción de estas geofomas gravitacionales, varios estereopares armados que muestran aspectos parciales de sus principales deslizamientos o sectores de las zonas diferenciadas.

Aún adjudicando reducidos espesores al volumen de sus acumulaciones, la gran extensión superficial de algunos de los deslizamientos, no descarta su más que probable consideración como avalanchas de rocas.

### Situación del área de estudio

El área de estudio se extiende en sentido este-oeste entre la Pampa de Salamanca y la costa atlántica y en senti-

do norte-sur entre las latitudes de Caleta Córdova (Fig. 1) y la Ea. Las Violetas situada algo al este de la Ruta Nacional n° 3, aproximadamente desde los 45°00'S a los 45°45'S.

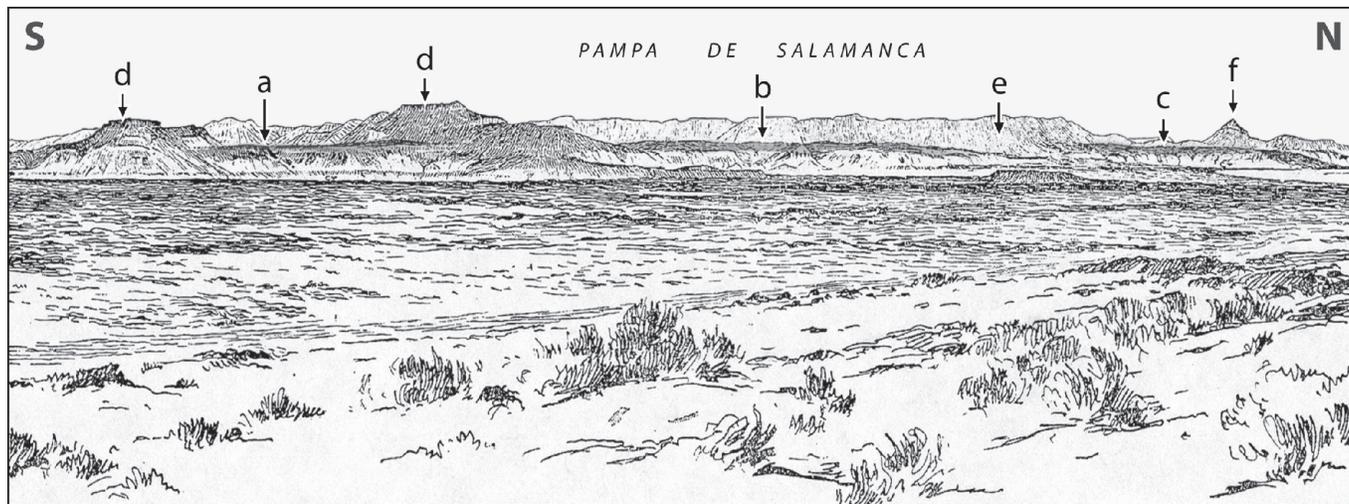
Se dispone irregularmente al pie de la abrupta escarpa de erosión de la Pampa de Salamanca, que define el límite oriental de esa planicie estructural, cuya persistencia en el paisaje se debe fundamentalmente a una resistente cubierta de rodados cementados por carbonato de calcio, genéricamente conocida como Rodados Patagónicos.

El acceso a la región de estudio en vehículo es relativamente simple desde la Ruta Nacional n° 3, a favor de los numerosos caminos o huellas que conducen a las estancias del área, a las caletas y pesqueros de la costa y a las áreas de explotación petrolera.

### Metodología

La base para la ejecución del estudio la constituyó una cobertura de fotogramas a escala 1:60000 e imágenes Landsat a escala 1:250000, facilitados por el Servicio Geológico y Minero Argentino (SEGEMAR).

Con la fotointerpretación de los primeros y el análisis de las últimas, se alcanzó la información presentada y se integró un mapa geomorfológico regional, en el que se han distinguido detalladamente las características de los movi-



**Figura 2:** Vista hacia el occidente desde la Bahía Solano. Dibujo de Windhausen (1925; Lámina I, Figura 2). Se observa el contraste morfológico existente entre las planicies estructurales (d) y las zonas de deslizamientos (a, b y c), que corresponden a los deslizamientos A, B y C. Al fondo la escarpa oriental de la Pampa de Salamanca (e) y a la derecha el Pico Salamanca (f).

mientos y con limitados pormenores otras unidades geomórficas presentes en el área. Esta tarea culminó con la representación gráfica de tres mosaicos no controlados, los que fueron reducidos a una escala adecuada para su publicación.

El carteo geomórfico adjunto (Figs. 4, 5 y 6), muestra dispar detalle. En las figuras 4 y 5 (situadas entre los  $45^{\circ}15'S$  y  $45^{\circ}45'S$ ), se logró una más minuciosa expresión de los rasgos geomorfológicos de los deslizamientos, al contar con una excelente cubierta de fotogramas.

La figura 6, que comprende el norte del carteo (entre  $45^{\circ}15'S$  y  $45^{\circ}00'S$ ), expone un menor detalle debido a su parcial cobertura por fotogramas. Este inconveniente fue superado mediante un complementario análisis e interpretación geomórfica a escala 1:250.000 de imágenes satelitales (090 - 227 y 091 - 227 Landsat) que cubrían ese sector, cuyos resultados gráficos fueron adaptados a la escala requerida.

Los escasos parámetros geomorfológicos incorporados sobre los deslizamientos, han sido estimados a partir del mapa a escala 1.100.000 de la Hoja Topográfica Pampa de Salamanca (Servicio Geológico Nacional 1983) y de las imágenes satelitales.

En adelante los nombres de las siguientes y principales unidades geomorfológicas serán abreviados como: Planicie Estructural de la Pampa de Salamanca (PEPS), Paisaje Estructural Degradado de la Pampa de Salamanca (PEDPS).

### Antecedentes

En los numerosos estudios previos (de dominante índole paleontológica y/o estratigráfica), hay escasas y ambiguas menciones respecto de estos movimientos. La mayoría de los informes se refieren a la zona del Pico Salamanca. La excepción la constituye las limitadas mencio-

nes que Tejedo *et al.* (1999) han hecho acerca de la existencia de deslizamientos en esta parte de la provincia del Chubut y su localización en dos reducidos sectores.

A pesar de sus conspicuos rasgos morfológicos, su extensión y magnitud de las acumulaciones de estos fenómenos del proceso de remoción en masa, se carecía de su adecuado carteo geomorfológico y descripción de los mismos.

Vale destacar entre los antecedentes aquel de Windhausen (1925, pág. 259), quien hace referencia de la presencia local de deslizamientos en el área del Pico Salamanca. Los distingue como una consecuencia de un proceso que atribuye a fenómenos atectónicos, a los que considera un resultado de la dilatación vertical de sedimentos. También hace mención de deslizamientos en las barrancas de la costa y desmoronamientos en extensos tramos al sur de Comodoro Rivadavia y Punta Márquez.

Estima como ejemplo muy instructivo, lo observado cuando las Tobas mamíferas del Eoceno y el Patagónico se tocan en una línea completamente vertical. Esta disposición puede ser erróneamente interpretada como una dislocación tectónica, de no tomarse en cuenta la ocurrencia de deslizamientos locales, los rasgos y situación de la acumulación resultante y la disposición regional horizontal de los estratos circundantes.

El excelente dibujo de Windhausen (1925; Lámina I), corresponde a una panorámica tomada desde la bahía Solano hacia la Pampa de Salamanca y sus vecindades (Fig. 2). Si bien no identifica en ella los distintos deslizamientos aquí descritos, el cotejo morfológico del dibujo con el examen fotogramétrico del lugar, permite diferenciar claramente los sectores de las acumulaciones de los deslizamientos que bordean las planicies estructurales.

Tapia (1928) analiza un tramo de la cuenca media del Cañadón Pilar, integrado por sus Areniscas Araucanas, el Patagónico y Estratos con Dinosaurios, regionalmente dispuestos en forma horizontal. Interpreta allí deformacio-

nes tectónicas (apretados anticlinales fracturados), muy probablemente influenciado por la falla del cañadón Pilar por él interpretada y que responde a un reflejo (lineamiento) de la subyacente estructura del jurásico Complejo Marifil.

Andreis *et al.* (1975), destacan los frecuentes fenómenos de desmoronamiento en el Pico Salamanca y la posibilidad de erróneas apreciaciones sobre espesores y contactos entre las unidades locales, destacando que afectan más comúnmente a sedimentos patagónicos y más parcialmente a los riochiquenses.

Por su parte Méndez (1966), en su estudio regional del área no los individualiza. Feruglio (1946) al describir el paisaje de la Pampa de Castillo y la meseta de Montemayor, no hace referencia alguna acerca de su desarrollo regional, con la local excepción de las adyacencias del Pico Salamanca. La ausencia de su reconocimiento también se observa en su mapa geológico de la Patagonia (1949).

En el mapa geológico de la provincia del Chubut (Dirección Nacional del Servicio Geológico 1995), el área abarcada por los movimientos gravitacionales aquí analizados, aparece como integrada por Depósitos aluviales y coluviales.

Se han examinado diversos informes inéditos de la ex-YPF (Ramaccioni 1928; Feruglio 1928; Nikulin 1929; Stessin 1929; Brandmayr 1930; 1932). En ellos sólo se hacen puntuales menciones de la existencia de fenómenos de derrumbamientos y hundimientos tectónicos, en los alrededores del Pico Salamanca. Por su parte Russo (1953), se refiere la presencia de aluviones en el borde este de la Pampa de Salamanca, a la latitud de la estancia La Máquina.

Codignotto *et al.* (1990) diferencian en el extremo norte de los cordones litorales de la bahía Solano, acumulaciones de un pequeño deslizamiento y el desarrollo del acantilado marino sobre geoformas de deslizamientos.

Sciutto *et al.* (2000) en el área de los deslizamientos aquí descritos, sólo han distinguido una unidad compuesta por Depósitos aluviales y coluviales no diferenciados. En el capítulo Geomorfología mencionan deslizamientos que bordean algunos sectores de las mesetas de gravas y que son del tipo rotacional.

### Marco geológico de la región de los deslizamientos

El análisis de un perfil regional a la latitud del Pico Salamanca, con datos extraídos de Sciutto *et al.* (2000), facilitará un esquema de la secuencia sedimentaria terciaria de la región.

En la costa aparece la Formación Salamanca (marina), compuesta por una sección inferior carbonática de coquinas tabulares y otra superior epiclástica, con alternancia de areniscas y pelitas; éstas son arcillas bentónicas de comportamiento plástico. La primera desaparece hacia el sur (no es detectada en sondeos petroleros en Comodoro Rivadavia), en tanto que la segunda que se

hundió en la misma dirección; se aparece allí a 300 m de profundidad (Sciutto *et al.* 2000).

La sucesión continúa con la Formación Río Chico (continental), integrada por areniscas, arcillitas varicolores, piroclastitas y escasos conglomerados. En la Formación Sarmiento que suprayace a la anterior, predominan tobas, chonitas primarias y retransportadas, con escasos conglomerados y paleosuelos; su espesor es de 20 metros.

En el Pico Salamanca le sucede un conglomerado basal de la Formación Chenque (marina), seguido de areniscas que alternan con tobas (con yeso en grietas), areniscas y arcillitas tobáceas, rematando con arcillitas calcáreas que gradan a unas areniscas.

Por encima se halla la F. Santa Cruz (areniscas poco consolidadas, fangolitas tobáceas, tobas cineríticas, algunos conglomerados y paleosuelos).

Culmina la sucesión con los Rodados Patagónicos, integrados por gravas arenosas, cementadas por calcáreo de aspecto terroso; también se halla como cemento yeso cavernoso intersticial y en rosetas. Sciutto *et al.* (2000), asignan un origen glacifluvial (*outwash*), a estos depósitos, vinculándolos con la primera gran glaciación andina de fines del Terciario.

Estos autores destacan la relativa estabilidad tectónica de estas unidades, junto a su regional disposición subhorizontal con ligera pendiente al este y sur. Cubren un basamento del Jurásico (Complejo Marifil), aflorante en el noreste del estudio (Fig. 6), en forma de un monte isla (cerro Las Tetras de Pineda).

Schiller (1925), también destaca la falta de dislocaciones fuertes y menciona que en el subsuelo de Comodoro Rivadavia, las Capas de *Pyrotherium* descansan sobre las Areniscas con Dinosaurios, sin rastros de dislocación.

### Generalizaciones previas a la descripción de los deslizamientos

Generalizando desde un punto de vista geográfico, el área de los deslizamientos ocupa una posición intermedia entre el margen oriental de la Pampa de Salamanca, próximo a la curva de nivel de los 600 m.s.n.m. y la costa atlántica. En detalle, esto es particularmente válido entre las latitudes de la bahía Solano y el Pico Salamanca o el puesto Manavek (Fig. 4).

Desde estos últimos parajes y hacia el norte, su borde se aleja progresivamente de la costa, retrocediendo hacia el oeste. Alcanza la curva de los 100 m.s.n.m. a la latitud de la caleta Visser (Fig. 5) o la de 250 m.s.n.m. más al norte (Fig. 6).

Se propone una distinción provisoria y una temporalidad relativa de los deslizamientos, de acuerdo al grado de conservación de sus rasgos primarios en antiguos y modernos.

Los primeros tienen evidencias generales de degradación, variadamente expresada por mostrar: 1) una elemental red fluvial; 2) la suavización de las previas irregularidades de sus acumulaciones; 3) la roma configuración de sus crestas de presión (terraplenes transversales) princi-

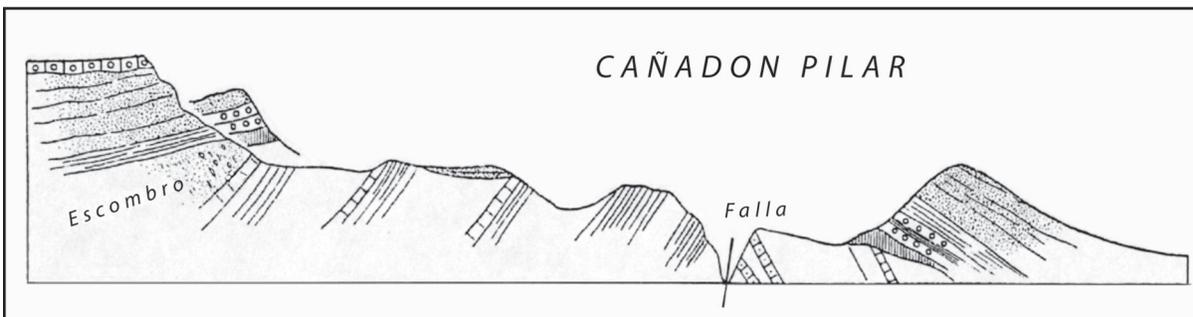


Figura 3: La estructura anticlinal del cañadón Pilar, sugerida por Tapia (1928). Comparar con figuras 5 y 8.

palmente por reptaje; 4) el deterioro de sus muescas y escarpas de desprendimiento; 5) la pérdida por distintos procesos de erosión de sus límites originales; 6) el relleno parcial (a veces total) de las irregulares depresiones primarias de sus acumulaciones; 7) la común presencia de taludes (coluvio) al pie de sus escarpas y 8) el marcado deterioro por carcavamiento de sus márgenes distales y su reemplazo por morfologías de huayquerías (*bad-lands*) o pedimentos litorales.

También se destacan por sus mayores volúmenes y la extensión de sus acumulaciones, los mayores trayectos de sus recorridos (*tracks*) pendiente abajo, sus elevadas escarpas de desprendimiento y la particularidad de mostrar removilizaciones ulteriores en tramos de sus depósitos, cuyo inicio está expresado por escarpas internas en sus acumulaciones. Algunas de ellas están graficadas en las figuras 4 y 5 (en los deslizamientos A y B y en C, E y G, respectivamente).

Se estima que los antiguos comprenden el 80% del volumen de los depósitos generados por los deslizamientos cronológicamente diferenciados en la zona de estudio. Son definidos como ejemplos de movimientos del tipo rotacional (*slump*). En zonas cercanas situadas más al sur (González *et al.* 2002) y para movimientos muy similares, han propuesto su desarrollo como formas de expansión lateral (*lateral spreads*). En esta circunstancia, la falta de un control de campo limita la discusión sobre el tema.

Los modernos carecen de los anteriores atributos, ya que exponen escarpas de desprendimientos con clásica morfología primaria, con sus acumulaciones caracterizadas por transversales y elongadas crestas de presión de cumbreras agudas asociadas a paralelas depresiones. Son de menor extensión superficial y de volumen y se caracterizan por una limitada o nula degradación. Son definidos como ejemplos de corrientes de tierra (*earth-flows*). Sus localizaciones coinciden con posteriores removilizaciones de sectores de los antiguos, las que coadyuvaban a su degradación.

También han sido incluidos en el carteo y en la misma consideración temporal a los efectos de su individualización, algunos de los principales movimientos secundarios recientes del tipo rotacional.

Para un mejor entendimiento de las características de los deslizamientos antiguos, se describirán individualmente aquellos que han sido considerados por el autor como

sus variedades morfológicas o modelos más conspicuos, los que aparecen distinguidas en las distintas ilustraciones como A, B, C, D, E, F, G, H e I.

Tienen mayoritaria extensión en la región y se propone su subdivisión, basada en 1) diferencias de sus probables inductores o disparadores; 2) el tipo de movimiento interpretado y 3) las edades relativas de su ocurrencia.

La aceptación previa de las cualidades sugeridas, ha permitido la agrupación de los deslizamientos en determinadas áreas, aquí definidas como zonas (I, II, III y IV).

La zona I (figs. 4, 5 y 7) incluye aquellos antiguos de mayor superficie y volumen. Supuestamente habrían ocurrido en tiempos en que la posición de la línea de costa atlántica se hallaba más al naciente que en la actualidad. Esta zona alberga los deslizamientos A, B y C.

Para la determinación de la zona II, influyó esencialmente las características del tipo de deslizamiento y las del promotor (socavamiento fluvial) que desequilibró las pendientes, además del control que sugiere un dominante lineamiento regional N50°E, para la localización de sus desprendimientos y la disposición del importante valle del cañadón del Pilar. Involucra los deslizamientos D, E, F y G (figs. 5 y 8), considerados ejemplos de deslizamientos rotacionales múltiples y retrogradantes (*multiple retrogressive slumps*; Fairbridge 1968).

En la zona III también se comprobó una similar y más marcada incidencia del citado lineamiento. La complejidad de su paisaje (deslizamiento H), derivada de la irregular distribución altimétrica de las múltiples escarpas de los no menos múltiples desprendimientos interpretados, se tomó como un aspecto distintivo relacionado con ese rasgo estructural (figs. 5 y 6).

La zona IV se caracteriza por constituir una homogénea secuencia de movimientos, cuyas cicatrices de desprendimiento se disponen en una forma tal que coalescen lateralmente a todo lo largo de la parte norte de la escarpa oriental de la Planicie Estructural de la Pampa de Salamanca (figs. 6 y 9). Componen una delgada faja de deslizamientos rotacionales coalescentes con una corta fase distal de flujo. Han sido reconocidos más al norte (imagen Landsat 090 - 227), en las cercanías del tramo superior y cabeceras del cañadón de Malaspina, aunque sin continuidad, muy degradados y de tamaño más reducido.

En la zona I, si bien A, B y C (figs. 4 y 5) tienen ciertos rasgos comunes (analogía de sus desprendimientos con

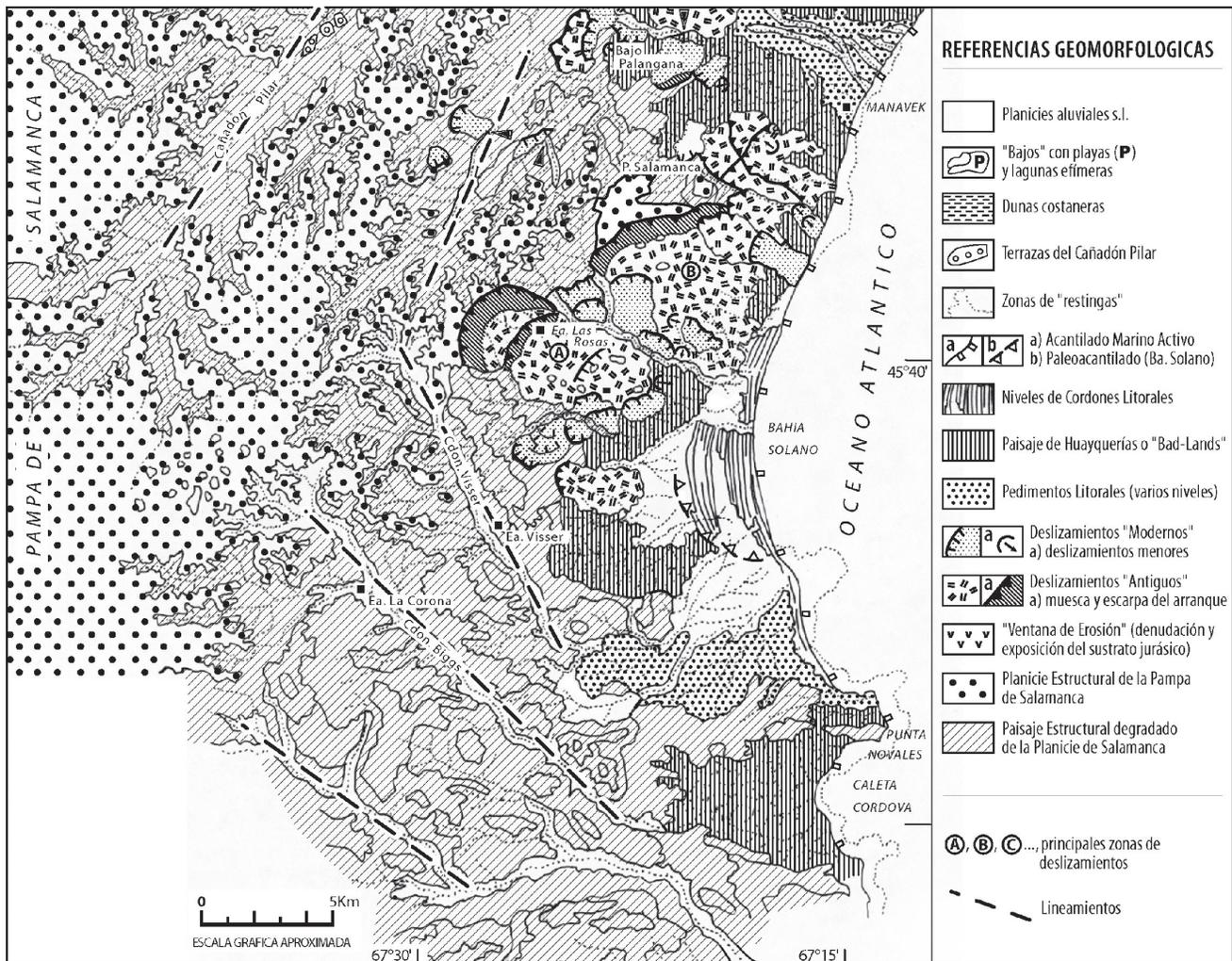


Figura 4: Carta geomorfológica del sector sur del área de estudio.

una gran concavidad, importantes depósitos distales y la similitud del disparador propuesto), exponen al mismo tiempo algunas diferencias que dificultan un cuadro homogéneo para ellos.

Tal sería por ejemplo el caso de la presencia sólo en A de una zona de depleción, o aquella de un sector proximal caracterizado por varios bloques secundarios de deslizamientos rotacionales en C.

Provisoriamente y tomando en cuenta el modelo de A, son definidos como grandes deslizamientos rotacionales, que se resolvieron distalmente con una fase de flujo, tipo corriente de tierra. Aquellas disparidades morfológicas observadas entre A y B respecto de C, supuestamente derivarían de condiciones internas del movimiento (litología dominante, grado de fluidez y consiguiente comportamiento físico y mecánico, grado de saturación por agua, velocidad, etc. También se podría abogar por la correspondencia de C con un *slump - earth flow*, en el sentido de Sharpe (1938).

En su mayoría, los definidos como modernos corresponden al tipo de corrientes de tierra (*earthflows*), en el sen-

tido de Keeffer y Johnson (1983). A este grupo han sido incorporados otros muy modernos deslizamientos rotacionales secundarios o menores, que participaron o participan en la degradación de los iniciales rasgos marginales de las acumulaciones distales de ciertos deslizamientos, particularmente de aquellos antiguos de la zona I.

El análisis ha permitido interpretar que en algunos de los deslizamientos antiguos, hay sectores que aparentemente han vuelto a ser removilizados, luego de una breve detención de su movimiento o una merma de su velocidad. Esta particular alternativa hace que el autor considere ese hecho como contemporáneo y por lo tanto considerada su inclusión como propio del grupo de los antiguos.

### Características diferenciables observadas en los deslizamientos antiguos.

La descripción geomorfológica de la región analizada se hará de sur a norte, debido a la particular concentración de los principales movimientos en los tramos austral e in-



Figura 5: Carta geomorfológica del sector intermedio del área de estudio.

termedio (Figs. 4 y 5). El tramo norte (Fig. 6), si bien se caracteriza por albergar la totalidad de los deslizamientos de la zona IV, muestra el predominio areal de geformas genéticamente relacionadas con otros procesos geomórficos.

Con base en la generalización tipológica y temporal propuesta, se describirán algunos casos considerados como los más representativos, comenzando con los grandes deslizamientos rotacionales de la zona I.

#### Los principales movimientos de la zona I.

Una interpretación de los integrantes de la zona I como corrientes de tierra (*earth flows*) ha sido descartada, ya que en esas formas de movimientos (flujos), los materiales involucrados normalmente son inconsolidados o tan escasamente cementados, que generalmente son determinados como suelos o tierra (Keefer y Johnson 1983).

Si bien no se excluye en ellos la probable participación de componentes inicialmente sueltos o desagregados, en los deslizamientos antiguos se movilizó sustancialmente, un mayor volumen de estratos rocosos resistentes que en principio integraban la sucesión sedimentaria terciaria.

La figura 2 (copia de la figura 2 de la Lámina I de Windhausen 1925), muestra una vista desde la bahía Solano hacia el oeste y abarca la mayor parte de la zona I, de los grandes deslizamientos antiguos.

La excelencia del dibujo permite distinguir en ella, los contrastantes rasgos del paisaje de las acumulaciones de los deslizamientos, de aquel de las circundantes planicies estructurales. Este sobresale en el relieve en forma de mesas o mesillas de planas superficies y abruptas márgenes y marcado control estructural, en tanto que el más suave de los deslizamientos está implantado entre ellas a niveles topográficos inferiores y muestra frentes distales disectados, que suponen una activa degradación.

La comparación de las características del relieve de la figura con el análisis fotogramétrico, permitió determinar claramente en aquella, la situación de los deslizamientos A, B y C de la zona I (Figs. 4 y 5).

*Deslizamiento A* (Figs. 4 y 7): Si bien su corona se halla a nivel de los Rodados Patagónicos (600 m.s.n.m.), la muesca de su desprendimiento afecta el tramo superior de la sucesión sedimentaria terciaria. Además ha provocado la decapitación de las cabeceras de varios tributarios de una amplia cuenca de drenaje, cuyo desagüe general tiene orientación hacia el norte.

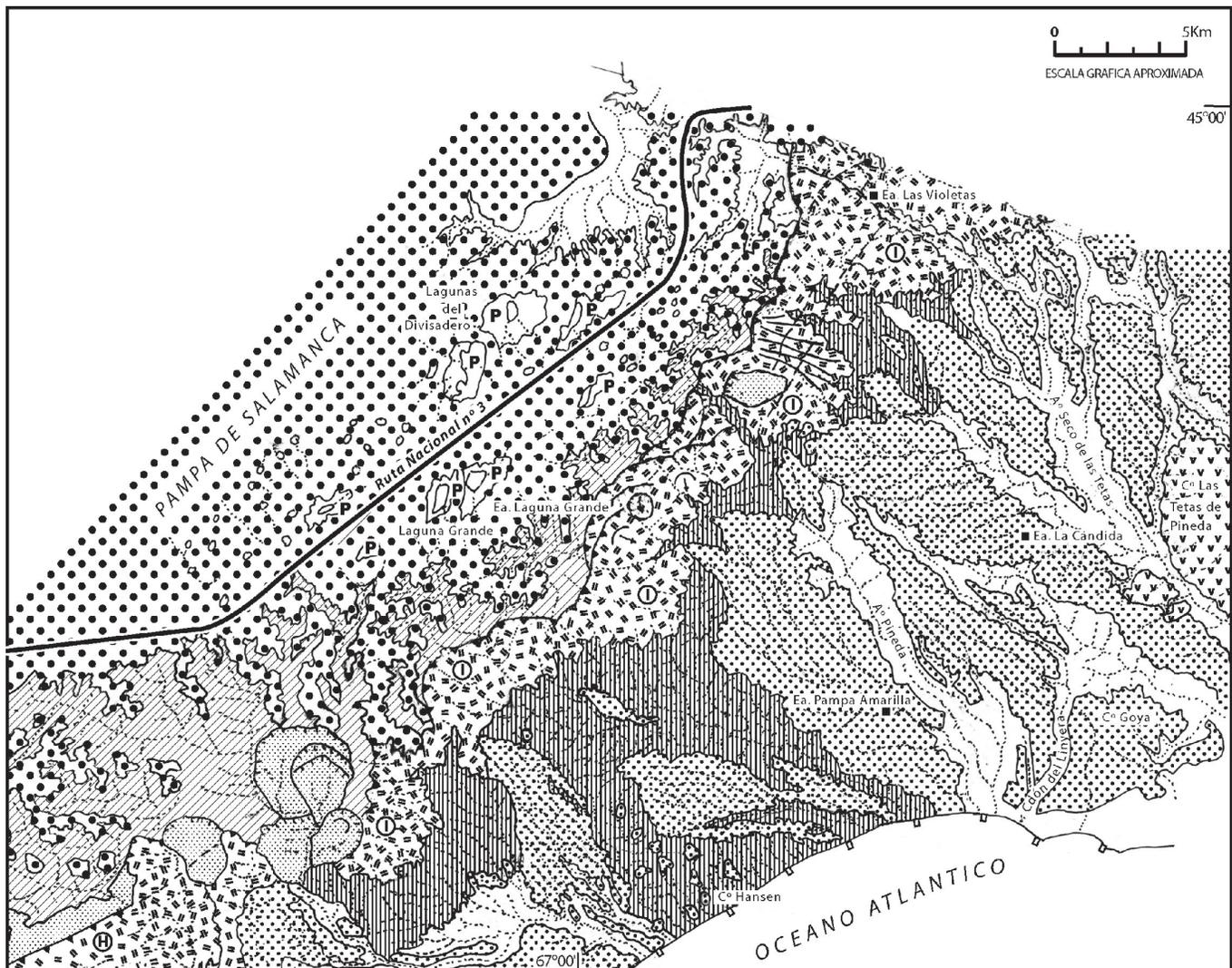


Figura 6: Carta geomorfológica del sector norte del área de estudio.

Su sector proximal muestra conservación de sus rasgos primarios, en tanto que el distal expone importantes modificaciones, generadas por su posterior erosión (fluvial principalmente) y de fenómenos locales (modernos y recientes) de remoción en masa.

La cicatriz tiene la forma de una gigantesca dentellada cóncava en la unidad geomórfica aquí definida como Planicie Estructural de la Pampa de Salamanca (PEPS). Pese a sus sobresalientes rasgos morfológicos, Sciutto *et al.* (2000) no identifican la escarpa de este gran deslizamiento.

Abrupta y elevada, forma un amplio anfiteatro que se destaca significativamente en el paisaje. Sobre las márgenes de su extensa corona, no se observan las comunes grietas semilunares. Chatos, empinados y bien definidos espolones (*buttresses*) rocosos, determinan lateralmente los límites del sector movilizado movimiento y aquel adyacente, carente de toda perturbación.

En la base de la escarpa, se distingue una zona de vaciamiento o de depleción (*depletion zone*) y un plano con

superficie más o menos regular marginado aguas abajo por un resalto. Aparentemente constituiría una superficie de corte basal (*basal shear surface*), correspondiente a momentos iniciales del deslizamiento. Representa el único caso con posibilidades de ser considerada como tal entre los antiguos deslizamientos analizados.

Cortos y paralelos cursos efímeros que disectan la escarpa, culminan en su base con diminutos abanicos aluviales que cubren parcialmente la citada superficie. Aguas abajo se halla una nueva escarpa, secundaria y más externa. Entre los tramos proximal y distal se observa una depresión transversal (aloja la Ea. Las Flores), en la que se destaca una reducida y estrecha planicie de probable origen fluvial.

Sus depósitos distales -de aspecto lengüiforme en planta- exponen la pérdida parcial de sus rasgos primarios. La degradación de sus previos límites se debe a la activa erosión retrocedente fluvial (carcavamiento) y a deslizamientos rotacionales secundarios, los que suelen culminar como breves flujos. Actualmente, la erosión flu-

vial es el principal promotor de la presente inestabilidad de pendientes en este tramo.

El diseño de su red fluvial aun no bien organizada es multicuenal, debido a las numerosas depresiones existentes, un rasgo primario típico en este tipo de depósitos.

Marcadas irregularidades caracterizan el relieve de estas acumulaciones. A partir de la depresión de la Ea. Las Flores, se observa una sucesión de irregulares y gruesos terraplenes transversales (crestas de presión; *pressure ridges*) de cumbres romas, con alturas que se incrementan progresivamente aguas abajo.

Este paisaje termina abruptamente en un nuevo resalto (escarpa de desprendimiento de una removilización antigua?), el que da inicio de un sector de dispares características al ya citado y cuya superficie se caracteriza por bajos terraplenes transversales.

El origen de las escarpas de desprendimiento internas estaría vinculado a una breve y rápida extensión de la masa durante su lento desplazamiento, probablemente causada por un episódico incremento de su velocidad o reinicio del movimiento luego de una transitoria detención (incremento de los porcentajes de agua o superación de un obstáculo?). No se descarta la alternativa de la consideración de esta fase como propia de un deslizamiento de barro (*mud slide*).

El irregular paisaje de las acumulaciones del deslizamiento A culmina en un frente de activa erosión, que eliminó gran parte de los rasgos del pie (*toe*) original. Es probable que distalmente se haya extendido más al este de la actual posición del litoral atlántico, de modo similar al comprobado en el deslizamiento B.

Más al este y a niveles altimétricos inferiores, se observa el progresivo pasaje de su relieve al ambiente de huayquerías o *bad-lands*, de particular y preferente desarrollo en la más inferior y cercana Formación Sarmiento.

Profundas y extensas cárcavas marginan lateralmente al deslizamiento A. Se localizan a lo largo de la discontinuidad física representada por el límite entre los detritos del deslizamiento y el circundante ambiente rocoso no perturbado.

La superficie cubierta por las acumulaciones de este deslizamiento ha sido estimada en 19,1 km<sup>2</sup>. Sus máximos en longitud y ancho son del orden de los 5,5 km y 3,8 km, respectivamente.

*Deslizamiento B* (figs. 4 y 7): Se halla inmediatamente al noreste de A. A diferencia de éste, carece de rasgos análogos en su tramo proximal y una zona de depleción. La corona y la cicatriz de su desprendimiento son básicamente rectas (unos 4500 m), con cortos extremos curvados hacia afuera y culminan en el ámbito de los Rodados Patagónicos y de la PEPS. Su degradada corona es roma. A lo largo de su escarpa se observan algunas terrazuelas como aislados colgajos, compuestos por pequeños bloques proximales deslizados rotacionalmente, situados a diferentes alturas.

La rectitud y disposición de la escarpa, también estarían determinadas por el control que ejerciera el aludido sistema regional de megafracturas (lineamiento) del sustrato jurásico, de general orientación N 50° E, interpretado en

ocasiones como correspondiendo a una falla (Tapia 1928; Feruglio 1949)

El relieve de sus depósitos próximos a la escarpa principal es muy irregular (*hummocky topography*). Lo integra un desorganizado conjunto de bajas elevaciones y depresiones y de escarpas internas, de distribución transversal al movimiento y de similar origen al propuesto en A.

A nivel inferior separando los sectores proximal y el distal de acumulación, se diferenció una zona intermedia también transversal aunque más deprimida, con características similares a un pequeño graben. Si bien su origen no ha sido analizado, González *et al.* (2002) han interpretado rasgos similares como una evidencia y característica propia del fenómeno de expansión lateral (*lateral spread*), que individualizarán en el área de Comodoro Rivadavia.

También las márgenes de sus acumulaciones distales se hallan singularmente disectadas por la activa y profunda erosión (carcavamiento) en las cabeceras de cursos efímeros. La fase depositacional de estos últimos, enmascara o cubre parcialmente los rasgos del extremo norte de los cordones litorales de la bahía Solano (Fig. 4).

Sobre los flancos norte y sur de sus acumulaciones, se destacan internamente dos importantes movimientos modernos, interpretados como removilizaciones locales de los depósitos del antiguo movimiento principal.

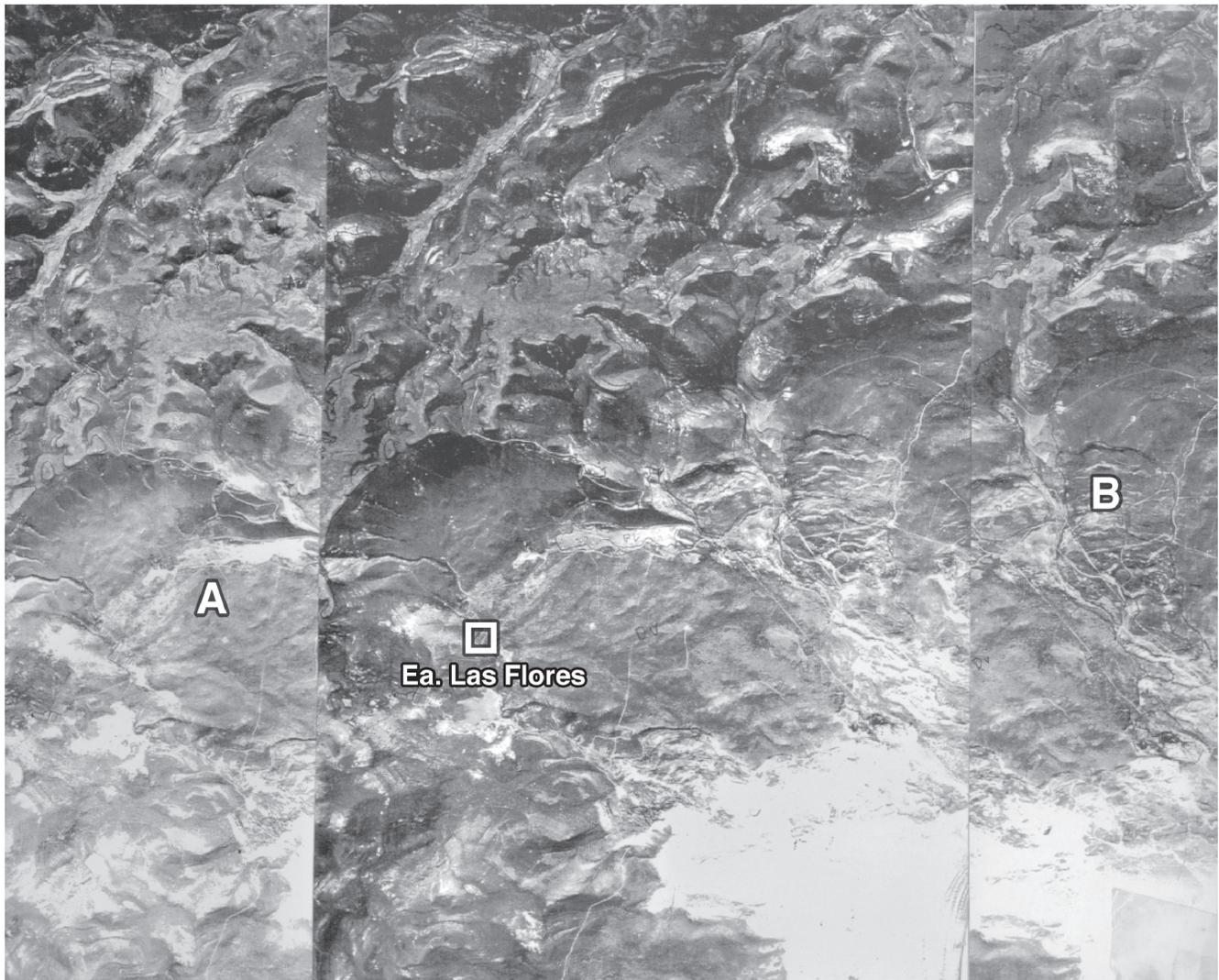
El austral aparece marginado por una extensa y baja escarpa de desprendimiento (*breakaway*), que adopta en planta la forma de una amplia herradura. Esta se prolonga en otra lateral (superficie de *shear*?), la que determina su límite norte.

Superficialmente exhibe un relieve áspero, con numerosas y alargadas grietas internas que se asocian a agudos terraplenes transversales. Carece de albardones marginales y apilamiento terminal. Distalmente sus acumulaciones han desplazado (y tal vez obstruido efímeramente), el curso que margina por el sur al deslizamiento B. El septentrional movimiento moderno que se halla ubicado al este del Pico Salamanca, muestra rasgos similares al anterior.

Inmediatamente al norte de la bahía Solano, se observa que un tramo del acantilado marino está labrado en acumulaciones que son interpretadas como correspondientes a una removilización del deslizamiento B (Fig. 4), lo que permite sugerir su probable extensión mayor hacia el naciente, sobrepasando la posición actual del acantilado costero. Esta alternativa es considerada por Codignotto *et al.* (1999). La removilización habría sido inducida por la erosión marina. Otro ejemplo menor de esta situación se interpretó más al norte, al sur del puesto Manevek (Fig. 4).

Resulta significativa la ausencia de acumulaciones del deslizamiento B en su extremo sureste adyacente a la costa y su abrupto reemplazo por geofomas de los cordones litorales. No se descarta la posibilidad del posterior desarrollo de estos últimos, sobre un área que previamente estuvo compuesta por depósitos gravitacionales.

Al norte del Pico Salamanca, una intrincada y compleja manifestación de otros movimientos antiguos menores, se disponen con sus muescas de arranque orientadas este-oeste, y con sus concavidades mirando hacia el norte. Aparentemente estarían influenciadas por un sistema



**Figura 7:** Estereopar de los deslizamientos A y B, sector sur (zona I).

de fracturas con aquel rumbo (Fig. 4). Sus depósitos alcanzan las proximidades de la costa atlántica, donde profundas cárcavas disectan sus términos. Se distinguen algunos deslizamientos secundarios recientes.

Al igual que en A, se observa hacia el norte, que el paisaje de esta unidad geomórfica es progresivamente reemplazado por aquel de las huayquerías, resultante de la degradación de los pedimentos litorales.

La extensión aproximada del deslizamiento B es de unos 45 km<sup>2</sup>. La longitud estimada del movimiento es de 7,5 km, con un ancho máximo de 5,8 km.

*Deslizamiento C* (fig. 5): Su escarpa de desprendimiento no es continua. Muestra dos inflexiones o concavidades, separadas por una estrecha proyección rocosa. Hay evidencias de su disección fluvial, expresadas por una corta y profunda cárcava en la concavidad izquierda.

Su corona y muesca del desprendimiento afectan partes del ambiente de la PEPS y del Paisaje Estructural Degradado de la Pampa de Salamanca (PEDPS). Ha eliminado

tramos de las irregulares proyecciones (digitaciones) orientales de la PEPS.

Alejados de la escarpa principal se hallan dos resaltos sucesivos que alcanzan los extremos de las citadas inflexiones y limitan un sector compuesto por un conjunto de pequeños deslizamientos rotacionales múltiples.

Aguas abajo se distinguen otros resaltos morfológicos que separan elongados sectores transversales, compuestos por varios bloques menores de deslizamientos rotacionales, alejados por correspondientes depresiones. Mayoritariamente sus escarpas secundarias miran hacia abajo, con la superficie del bloque involucrado rotado hacia atrás. También las hay mirando hacia arriba, debido a interferencias u obstrucciones devenidas de la dilatación o expansión de la masa fragmentada, durante la fase inicial del movimiento. Esta última disposición plantea la alternativa de su posible relación genética con el proceso de expansión lateral, una interpretación que no considerada aquí por la falta del necesario control de campo.

Distalmente, en su degradada zona de acumulación se

reiteran varias escarpas internas y crestas de presión transversales, también vinculadas a esfuerzos ocasionados por demoras o circunstanciales detenimientos acaecidos durante su desplazamiento. En su margen norte aparecen las acumulaciones de un movimiento moderno (fig. 5).

El deslizamiento C es el mayor de los tres descriptos; abarca un área del orden de los 66 km<sup>2</sup>. Su longitud y ancho son estimados en 10 km y 6,6 km, respectivamente.

Al norte de C y separados de éste (fig. 5), otros deslizamientos antiguos se localizan a ambos lados de una baja divisoria, compuesta por una delgada proyección del ambiente de la PEDPS.

En la vertiente norte de esta última, una continua y elevada escarpa señala el desprendimiento de una larga y estrecha área de deslizamientos, cuyas acumulaciones se desplazaron hacia el norte. Sus rasgos morfológicos permiten su incorporación al grupo de los antiguos.

En su faldeo sur y este se ubica un complejo deslizamiento rotacional en el que se destacan dos escarpas individuales. Se movilizó hacia el este y presenta varios escalones morfológicos, adjudicados provisoriamente a nuevas extensiones (se descarta su relación con bancos resistentes) y una breve removilización moderna austral, más distal.

Hasta ahora la determinación concreta del inductor de los deslizamientos A, B y C, expone marcadas limitaciones ante la ausencia de un control de campo, pese a ello su desarrollo es provisoriamente relacionado con precipitaciones bajo condiciones climáticas más húmedas, probablemente acaecidas durante indeterminados tiempos de la glaciación cuaternaria (hasta postglaciales?).

Se infiere que el sector del perfil de la secuencia terciaria que facilitó estos movimientos, se ubicaría entre los límites de las Formaciones Sarmiento y Chenque, aproximadamente en la curva de nivel de los 250 m.s.n.m.

#### *Los principales movimientos de la zona II (Figs. 5 y 8)*

Se concentran al norte de la zona I, en el ámbito de la unidad geomórfica aquí definida como PEDPS, un paisaje que muestra una llamativa irregularidad topográfica cumbrial, caracterizada por limitadas planicies estructurales que forman las divisorias del drenaje y que rematan en forma de mesillas y mesas. Dispuestas a diversas alturas constituyen el característico rasgo de su relieve.

Se han distinguido cuatro áreas de movimientos principales (D, E, F y G), los que en general muestran varios rasgos comunes. Las descripciones de D y F serán más detalladas por entenderse que son modelos para esta zona. En ellos no se observan mayores movilizaciones modernas.

La zona II se extiende en ambos laterales del cañadón Pilar, quien la divide en dos sectores, oriental y occidental. El primero se extiende a lo largo de las pendientes de una continua, plana y baja divisoria, la que con general disposición N70°O tiene como principales culminaciones el austral cerrito Ipizar (558 m.s.n.m.) y al norte el Tetás de

Pilar. Se prolonga hacia el este con elevaciones menores y discontinuas, estando el paisaje general caracterizado por mesillas de variada extensión, con cimas dispuestas a diversas alturas. A lo largo de la pendiente oriental de la citada divisoria se hallan las áreas de los deslizamientos D y E (figs. 5 y 8).

En el otro sector que se halla en el flanco oeste del citado cañadón, se extienden los deslizamientos F y G (fig. 5). Este último muestra su mayor desarrollo hacia el norte.

Los deslizamientos D y F han perturbado un amplio sector del faldeo del tramo medio del cañadón Pilar. La escarpa que determina el límite superior del desprendimiento del deslizamiento D, al igual que en los casos de E, F y G es recta, con marcado control o coincidencia con el rumbo del lineamiento regional N50°E, un supuesto condicionante de la situación espacial del curso superior y medio del cañadón Pilar.

Una gran disparidad con aquellos de la zona I, la constituye lo reducido de los recorridos de sus acumulaciones (2-3 km) y una distribución muy alargada en sentido norte-sur.

El deslizamiento D es interpretado como un ejemplo del tipo rotacional múltiple retrogradante (*multiple retrogressive slump*). Su sector proximal se caracteriza por una gran cantidad de bloques secundarios largos y estrechos, dispuestos escalonadamente. Con evidencias de rotación, se disponen transversalmente a la dirección del movimiento general y alternan con depresiones paralelas también elongadas. La superficie de D alcanza los 24,8 km<sup>2</sup>.

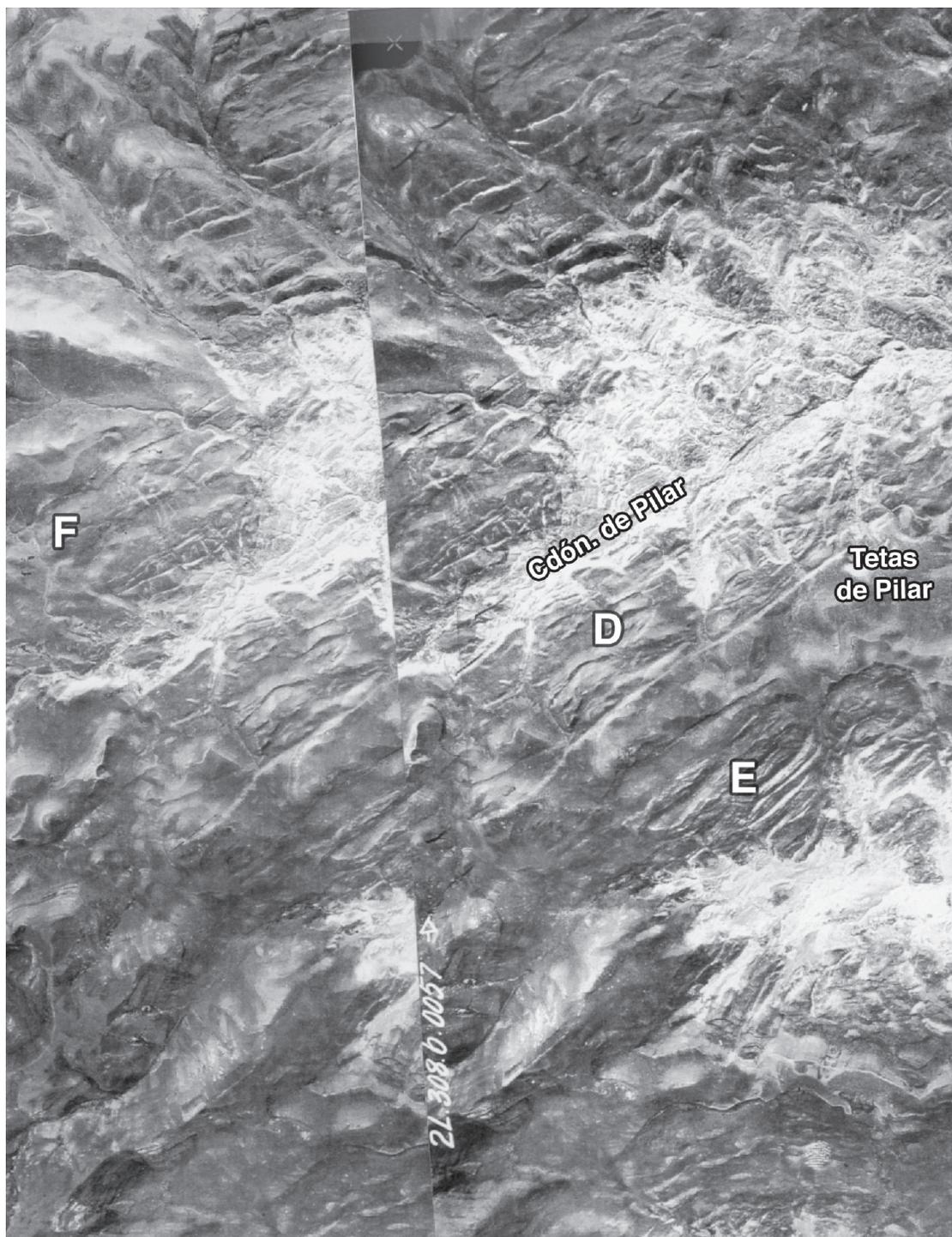
Por erosión hacia niveles inferiores, este áspero e irregular paisaje se pierde progresivamente, siendo reemplazado por aquel de huayquerías o *bad-lands*, cuyo desarrollo se ha visto facilitado por las peculiares características físico-sedimentarias de los depósitos terciarios (granometría muy fina, friabilidad e impermeabilidad) y una rala cobertura vegetal, asociadas a un esporádico régimen de lluvias (chaparrones).

En la margen opuesta (occidental) al cañadón Pilar, es algo menor el área cubierta por el deslizamiento F, (15,2 km<sup>2</sup>). Un extenso tramo de su área inferior y adyacente al cañadón, ha sido sustituido por un paisaje de huayquerías.

Se propone como principal causal o inductor de los movimientos D y F, al socavamiento basal de las pendientes producido por la acción erosiva de las aguas del cañadón Pilar. Los tiempos de su ocurrencia no han sido determinados.

Sobre la pendiente oriental de la mencionada baja y plana divisoria, se exponen los rasgos del deslizamiento E de similar tipología y características a los anteriores (figs. 5 y 8). El área de sus depósitos es más amplia (45,1 km<sup>2</sup>). Muestra la participación de movimientos modernos menores. Sus depósitos están muy degradados y hacia la costa atlántica su paisaje aparece sustituido por el de huayquerías.

El sector del deslizamiento antiguo G es más complejo, debido a las numerosas removilizaciones de los modernos. Su principal escarpa de arranque afecta tanto al ambiente de la PEPS como al del PEDPS. En una parte de su



**Figura 8:** Estereopar de los deslizamientos D, E, y F, sector intermedio (zona II).

tramo desaparece la divisoria y su escarpa invierte su orientación mirando hacia el oeste, dirección en la que se han movilizad discretas acumulaciones.

Se han diferenciado dos principales resaltos internos en sus depósitos (fig. 5), los que dispuestos en forma escalonada, ganan altura hacia el noroeste. En ellos y en otros menores resaltos, se hace evidente el control ejercido por el lineamiento N50°E

Su paisaje muestra similares rasgos a los observados en F. Los diferentes bloques secundarios rotados, se disponen en su mayoría de acuerdo a un característico múltiple deslizamiento rotacional, con diversa disposición de sus escarpas.

Su extensa área (58,6 km<sup>2</sup>), ha soportado una amplia y compleja removilización moderna, que abarcan extensos sectores en sus extremos sureste y norte (Fig. 5).

Al igual que en los deslizamientos D y E (fig. 5), en F y G, se comprueba fehacientemente el marcado control que en la localización del arranque de los movimientos, ejerce el mencionado lineamiento estructural noreste-sudoeste. La disposición de la incipiente red de drenaje de las áreas deslizadas, con cortos y sobresalientes tramos rectos, aparenta estar condicionada por el paralelismo de los bloques movilizadas.

En la porción sur del estudio (Fig. 4), se distinguió otro sistema de lineamiento estructural de rumbo general al nornoroeste. Aparentemente controlaría la localización de los cañadones Visser y Biggs. Estos en la figura 4, aparecen con cierta convergencia hacia el sur, pero ello es debido a deficiencias durante la construcción del mosaico no controlado mediante fotogramas. A lo largo de sus valles no se han observado fenómenos de remoción en masa de similar importancia a los descriptos.

Un tercer sistema dispuesto este-oeste, controlaría el tramo inferior del cañadón Pilar.

El conjunto de este complejo y regional sistema estructural, ha determinado un dominante diseño rectangular-angular en la red del drenaje de la Pampa de Salamanca y sus vecindades. Su expresión se hace particularmente dominante, en las adyacencias de su escarpa oriental en el ambiente de la PEDPS (zona de las estancias La Máquina, El Federal, La Elvirita, etc). En general, la disposición fluvial al pie de la escarpa oriental de la Pampa de Salamanca, constituye un buen ejemplo de ello.

#### *Principales movimientos de la zona III (Figs. 5 y 6)*

La misma está integrada por el área de un gran deslizamiento H. Si bien muestra características afines a la zona II en la tipología dominante de los deslizamientos y analogías en un destacable control estructural de sus desprendimientos y resaltos inferiores, ha sido diferenciada por hallarse alejada del cañadón Pilar (lo que exime su influencia como promotor) y mostrar una gran concentración de movimientos complejos modernos en su extremo norte, que la separan de la más septentrional zona IV.

En el deslizamiento H se reitera el citado control respecto de la ubicación de la cicatriz, la escarpa del desprendimiento y también para la definición una serie de resaltos morfológicos inferiores (en este caso tres), paralelos a la muesca del arranque. Los resaltos se destacan interrumpiendo e imponiendo irregulares, pero señalados límites al paisaje de sus acumulaciones.

Uno de esas prominencias o resaltos se prolonga más al norte de la estancia de La Máquina, proyectándose hacia el área de deslizamientos antiguos de la zona IV.

A excepción de un reducido tramo del arranque situado al sur de la Ea. La Máquina, donde su muesca afecta parte de los alargados e irregulares espolones de la PEPS, en el restante tramo de la muesca principal se emplaza en el ambiente de la PIEDPS, situada a niveles topográficos más inferiores.

Un complejo sector de múltiples movimientos modernos, del tipo *slump* y cortas facies de corriente de tierra

con disposición anidada o superpuestos entre sí (fig. 6) y de magnitudes menores a medida que se desciende altimétricamente, constituye un área intermedia con removilizaciones internas, que separa al deslizamiento H, del extremo sur de la zona IV.

Al oeste de H, separando los espolones orientales de la Pampa de Salamanca se halla el cañadón de La Máquina, el que al igual que otros innominados, se dispone allí paralelamente al dominante lineamiento regional N50°E, como prueba de su carácter subsecuente.

Del mismo modo que en la zona II, el área cubierta por los deslizamientos de la zona III, tiene una configuración en planta más ancha que larga. Su longitud norte-sur es de unos 12 km, su trayectoria transversal alcanza como máximo unos 5 km. Su superficie es estimada en unos 85 km<sup>2</sup>.

#### *Los principales movimientos de la zona IV (Figs. 6 y 9)*

Al norte del citado sector de múltiples movimientos modernos de la zona III, se extiende el área de deslizamientos de la zona IV. Constituye una extensa y continua orla de deslizamientos, prácticamente adosada a la empinada escarpa de erosión oriental de la PEPS. Un área muy reducida de activa erosión fluvial, se dispone en situación intermedia entre ambos sectores.

La figura 6, que expone muy esquemáticamente su distribución y características al norte del paralelo 45°15'S, es el resultado de la interpretación de algunos fotogramas y el análisis de imagen satelital.

En estos movimientos también interpretados como antiguos, se comprobaron escasas removilizaciones modernas y la profunda disección de sus acumulaciones por numerosos cursos, con cabeceras activas ubicadas en el frente de la escarpa oriental.

Sus correspondientes cicatrices se disponen en forma de una zona irregular y continua de desprendimientos muy extensa, que se destaca en planta por la coalescencia de numerosas y sucesivas concavidades, cuyo elevado número corresponde a adyacentes escarpas del inicio de deslizamientos (figs. 6 y 9)

Sus acumulaciones constituyen una estrecha faja extendida en sentido norte-sur, entre la citada escarpa y aquel más oriental paisaje de pedimentos litorales (González Díaz y Malagnino 1984) y más ocasionalmente el de *huayquerías* (fig. 6).

En general, estos deslizamientos pueden ser definidos como del tipo rotacional (*slump*), con la clásica concavidad proximal. Presentan un reducido sector proximal de bloques rotados (con evidente degradación), asociado a otro inferior compuesto por una corta fase distal de flujo, que suele exponer peculiares rasgos estructurales.

Uno de ellos (fig. 6), se observa entre las cabeceras del arroyo Pineda y las de un innominado arroyo tributario del arroyo Seco de las Tetras, al que afluye en las cercanías de la Ea. La Cándida. La laguna del Divisadero se halla inmediatamente al oeste del citado sector (fig. 6).

Allí la superficie de sus acumulaciones aparece segmentada por un conjunto de grietas o fracturas este-oeste, las que distalmente muestran una leve tendencia a curvarse hacia las márgenes de sus depósitos. Su aspecto en planta remeda al común fracturamiento (*crevasses*), que suele observarse por expansión lateral distal en la superficie del término de un glaciar.

Si bien no se ha logrado concretar argumentalmente, su presencia respondería a un proceso similar previo al cese de su movimiento. También podrían tener relación con un fenómeno de contracción de la masa, compuesta por un alto porcentaje de materiales arcillosos y una progresiva pérdida de su humedad inicial.

Otro llamativo rasgo en el mismo sector, es la serie de fracturas transversales que cortan a las anteriores. Coinciden con sucesivos escalones o resaltos de configuración muy diferente a las crestas de presión, que pierden altura hacia la parte distal. Su origen no ha sido analizado (fig. 9).

No se descarta que representen sucesivas zonas de arranques secundarios de movimientos menores (retró grados, con desplazamiento hacia la zona del desprendimiento), en la masa del principal. El sistema más inferior muestra cortas proyecciones al sur y al norte del sector analizado.

Mediante la interpretación de imágenes, se pudo comprobar que los deslizamientos de la zona IV sobrepasan los límites del paralelo de 45°00'S. Se los observa con menor porte y muy degradados hasta las cabeceras del cercano cañadón Malaspina, situado al norte del cerro Las Tetas de Pineda.

## Resultados y discusión

Los resultados de este estudio constituyen un novedoso aporte para la geología regional, del Cuaternario y la geomorfología de la región. Facilita una mejor apreciación de los riesgos geológicos de la región, sobre los que esencialmente representados por deslizamientos (del tipo rotacional) y corrientes de tierra, se presenta interesante información sobre su distribución, tipología y real extensión.

Se descartan aquellas menciones previas y restringidos carteos locales, que han propuesto una causal tectónica para explicar disposiciones perturbadas de la horizontal secuencia terciaria de la región de estudio. Se avala aquí su relación con los citados fenómenos gravitacionales. El análisis fotogramétrico morfoestructural de la región no determinó perturbaciones tectónicas semejantes. La sucesión sedimentaria terciaria muestra una constante y homogénea disposición estructural horizontal.

Ramaciotti (1928), Nikulin (1929) y Stessin (1929), adjudican los derrumbamientos y hundimientos del terreno en la zona del Pico Salamanca, a movimientos tectónicos. En sus informes mencionan fallas de hasta 50 metros de rechazo. Es probable que para esta interpretación se tomara en cuenta el desnivel o resalto morfológico de la escarpa del desprendimiento.

Tapia (1928) analiza el tramo medio del cañadón Pilar integrado por sus Areniscas Araucanas, el Patagónico y los Estratos con *Notostylops*. Pese a su regional disposición horizontal y a la previa advertencia de Windhausen (1925), interpreta en esa zona deformaciones tectónicas. Su lámina XIX, ilustra estratos de la margen derecha del cañadón dispuestos homoclinamente (Fig. 3). Esta actitud de los depósitos responde a un conjunto de deslizamientos rotacionales (D y F en figs. 5 y 8), desprendidos de la delgada divisoria que contienen a los cerritos Ipizar y Tetas de Pilar. En las llamadas Lomas Blancas que integran parte del tramo distal del deslizamiento D, describió estructuras de anticlinales vinculados a una supuesta falla del Pilar. El cañadón del Pilar es una valle subsecuente controlado por un lineamiento de la estructura del subyacente sustrato jurásico (Formación Marifil).

En Méndez (1966), al norte del Bajo Palangana, se comprueba una sobresaliente coincidencia entre los afloramientos del Patagoniense y las acumulaciones de dos deslizamientos ubicados aproximadamente a la latitud de Punta Peligro - Ea. El Pilar (Fig. 4), entre las curvas de nivel de 400 y 250 m.s.n.m.

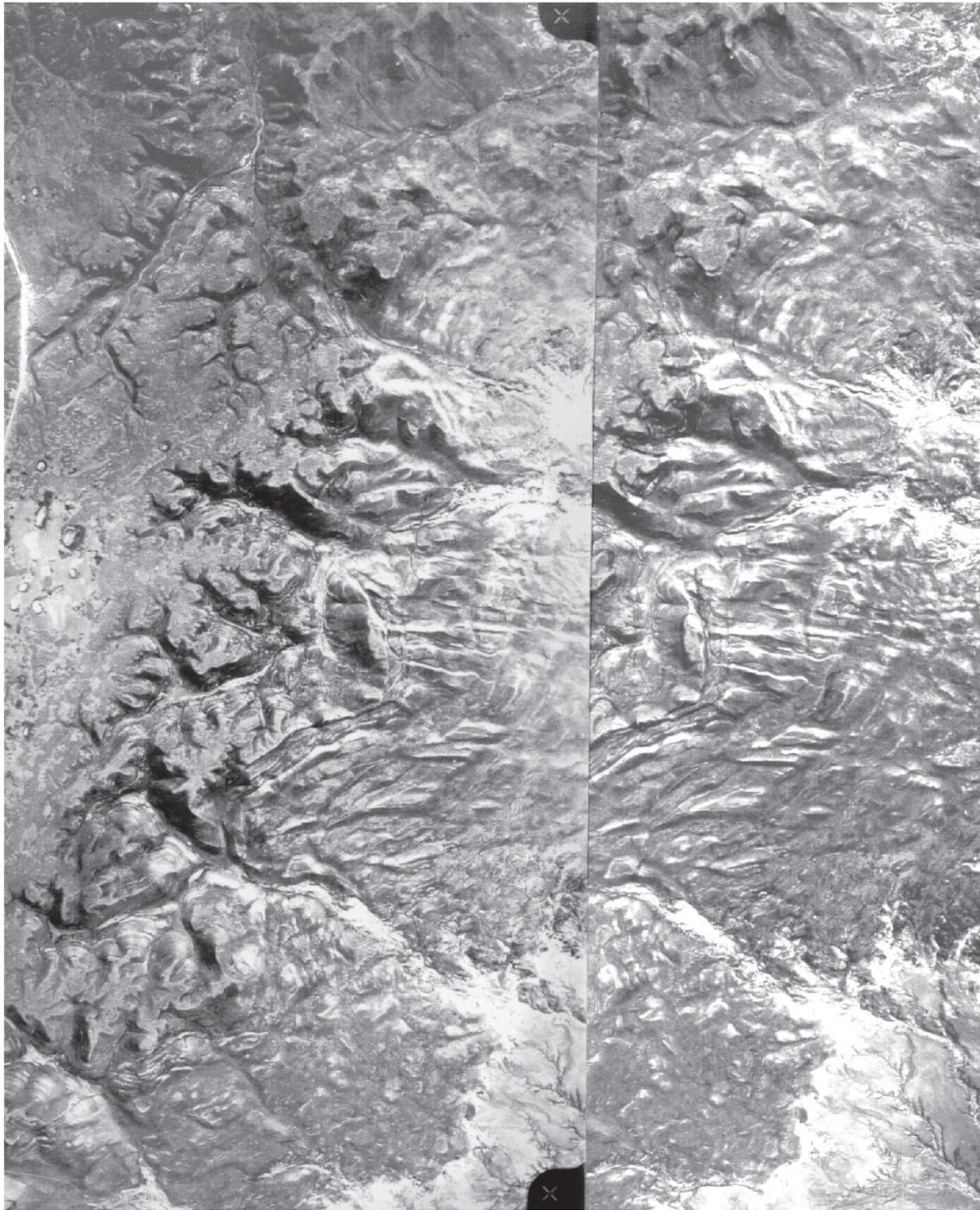
Los más acertados de esos antiguos antecedentes son sin duda los de Windhausen (1929) y de Feruglio (1946). El primero advierte sobre la existencia de unos fenómenos atectónicos, cuya general consideración se ajusta al concepto de deslizamientos. El segundo también descarta aquella general consideración tectónica, al establecer que en esa zona el Eoceno encorvado y el Pehuenche fracturado y dislocado, es un resultado de la erosión de las aguas que excavan el banco de arenisca hasta provocar su hundimiento.

Con posterioridad, Tejedo *et al.* (1999) en su análisis del proceso de la remoción en masa, mencionan en la Carta de Peligrosidad Geológica, la presencia de deslizamientos (tipo *slump*) al noroeste de la Caleta Cordoba y la zona central de la Hoja. Esta limitada distribución, que comprende el gran deslizamiento A de la zona I y un reducido tramo de la zona II, sólo cubre el 25% de la real extensión de estos movimientos.

En cuanto al promotor de estos movimientos gravitacionales, se propugna el descarte de una posible fuente sismogénica.

Brandmayr (1930; 1932) señala en tal sentido la sencillez de la tectónica del área. Para Sciutto *et al.* (2000), la región abarcada por las distintas zonas aquí descritas, señala la relativa estabilidad tectónica de la secuencia terciaria. Esta proposición es avalada en el Cuadro de Zonación Sísmica Regional del INPRES (1977), al incluir a la región en la clase muy reducida.

El autor adjudica el carácter de promotor general de los deslizamientos, a intensas o excesivas precipitaciones que acaecieron en tiempos aún no determinados (tal vez durante un Interglacial o el Postglacial ?), durante un período de ameliorización de las severas condiciones climáticas del englazamiento cuaternario. Dataciones específicas de los depósitos permitirían acotar el tema de los tiempos de estos eventos.



**Figura 9:** Estereopar de un sector de I (zona IV).

Fluctuaciones contemporáneas en los niveles del agua subterránea, asociadas a un consecuente incremento del grado de saturación y de la presión del agua de los poros (*pore-water pressure*), en las rocas involucradas, debieron jugar un importante rol para la ocurrencia de los deslizamientos.

En una región como la analizada caracterizada por un paisaje de planicies estructurales con abruptas y escalonadas pendientes, compuestas por espesas y relativamen-

te homogéneas secuencias de arcilitas, limolitas o tobas alteradas, la circunstancia de los deslizamientos pudo verse favorecida por la asociación de las condiciones citadas, con la necesaria energía para desintegrar y deformar (*remoulding*) tramos de las pendientes y la consiguiente pérdida de la estructura original y movilización gravitacional.

En las iniciales etapas del movimiento nuevas infiltraciones de agua a través de grietas y fisuras (múltiples

*slumps*) condujeron a la probable superación de su límite líquido y al consecuente desarrollo de una fase de flujo distal, con llamativa capacidad para desplazarse por cizallamiento sobre pendientes de muy bajo declive.

Se infiere que el sector que facilitó la ocasión de los deslizamientos, debe hallarse entre las Formaciones Sarmiento y Chenque, aproximadamente en la curva de nivel de los 250 m.s.n.m. y se adjudica gran importancia para su desarrollo a la presencia de arcillitas en la sección más inferior de la Formación Chenque.

Este supuesto aparece avalado por recientes estudios realizados en la región de Comodoro. Rivadavia por González *et al.* (2002), quienes comprobaron la presencia corriente de bancos compuestos por arcillas del tipo expansivo en la zona de pasaje entre las Formaciones Sarmiento y Patagonia (= Formación Chenque). Consideran que esta circunstancia ha sido decisiva para la ocurrencia de los deslizamientos observados, que se hallan en un área muy cercana a la zona I.

Los estratos arcillosos de la base de la Formación Chenque en contacto con la Formación Sarmiento, debieron determinar una condición previa muy favorable para la ocurrencia de los movimientos como zona potencial de deslizamiento y de la localización la muesca de sus desprendimientos en un determinado tramo de la secuencia terciaria.

Windhausen (1925), ya había expresado una análoga opinión. Manifestó que sus fenómenos atectónicos se pueden observar en el límite entre las Tobas Eógenas y el Patagónico y en particular en la parte inferior del Patagónico (= Formación Chenque), la que cuando se humedece se presta muy bien para ello.

Como inductor de los deslizamientos que integran la zona I se propone la incidencia de intensas precipitaciones y saturación de los terrenos por agua, que reduce la resistencia y estabilidad de las pendientes.

Para la zona IV, dispuesta según una larga faja paralela al borde este de la Pampa de Salamanca, se sugiere un similar inductor.

Al respecto vale incorporar algunas observaciones de Sttappenbeck (1909), quien destaca la ausencia de manantiales en el flanco oeste y noroeste de la Pampa del Castillo (en su estudio comprende la Salamanca). La leve inclinación de la pampa hacia el noreste y norte explicaría esta situación. A ello adjudica que en los cañadones del flanco oriental de esta última, el agua brota exclusivamente de las vertientes norte de los mismos, un aporte extra de agua que pudo contribuir a la ocurrencia de los deslizamientos en la zona IV y probablemente en la III.

Las causales serían diferentes en la zona II. Por su localización y tipología (deslizamientos rotacionales retrógrados múltiples, se sugiere como factor desencadenante de la desestabilización de las pendientes al socavamiento basal (*undercutting*), causado por la acción erosiva del curso del cañadón Pilar, en su base. Un proceso similar por crecientes episódicas ha sido esbozado por Feruglio (1946), para las vecindades del Pico Salamanca. Lo consideró como aún activo.

Un factor inductor de este tipo es aceptable para aque-

llos deslizamientos interpretados sobre ambos flancos del tramo medio del cañadón Pilar (D, F y G) y posiblemente aplicables en aquellos ubicados entre C y E.

En la región de estudio, Sciutto *et al.* (2000) sólo comentan que bordean tramos de las mesetas con gravas, sin identificarlos cartográficamente. Los vinculan con épocas de mayores precipitaciones probablemente relacionadas con las glaciaciones de la cordillera.

En cuanto a las removilizaciones modernas de sectores de las zonas de acumulación de los antiguos, se adjudica el carácter de promotor a intensas precipitaciones posteriores, ocurridas en tiempos tampoco determinados.

### Propuesta temporal de los movimientos

Por simples razones de situación altimétrica (600 m.s.n.m.), estas geoformas gravitacionales y sus acumulaciones son posteriores a los rodados, gravas y arenas que más al sur coronan la Pampa del Castillo (800 m.s.n.m.). Sciutto *et al.* (2000) adjudican la mayor importancia para el desarrollo de los distintos niveles de estos rodados, al movimiento ascendente continuo de la Patagonia durante el Plioceno-Pleistoceno, descartando sucesivos ciclos o fases degradacionales, relacionadas con cambios en el nivel de base regional controlante, resultantes de oscilaciones del nivel del mar atlántico.

La general asignación temporal de la unidad más joven de la secuencia sedimentaria afectada por los deslizamientos, integrada por los distintos niveles de Rodados Patagónicos al lapso Terciario superior- Pleistoceno y en particular aquella para la zona de estudio al Pleistoceno inferior (quizás Plioceno superior) por Sciutto *et al.* (2000), establecen grandes dificultades para la determinación de los tiempos de ocurrencia de los movimientos.

Sólo en el caso particular del deslizamiento B, se puede especular con posibilidades ante la alternativa de establecer alguna relativa relación temporal, con los cordones litorales de la bahía Solano (Fig. 1).

La sección norte de esos sistemas de cordones, está desarrollada sobre un área que se supone estuvo cubierta por las acumulaciones distales de B (fig. 4) y que éstas se expandieron más al este de la costa actual. Una prueba de ello es su presencia como parte integrante del acantilado marino. Ya Codignotto *et al.* (1990; fig. 3), han planteado y graficado esquemáticamente esta situación.

Estos autores adjudican al sistema de cordones más antiguo y alejado de la costa una edad general de 6500 años ( $C^{14}$ ). Esta asignación temporal permite sugerirla como *edad mínima* para el movimiento B.

Es probable que su mayor extensión hacia el este, haya modificado no sólo la configuración costera originando una gran concavidad (paleobahía) con una playa interna, cuya disposición influyó en la dinámica costera local. El antiguo confin interno de esa paleobahía, aparece determinado hacia el sur por remanentes de una escarpa de erosión de un paleoacantilado, el que según Codignotto *et al.* (1990), marcaría el límite de la ingresión marina durante el máximo transgresivo Holoceno.

Salvo este caso con sus propias limitaciones, la temporalidad de los deslizamientos es un problema a resolver.

Con algunos argumentos geomorfológicos y topográficos, se intentará sentar comparaciones temporales relativas entre las zonas de deslizamientos..

La reconocida localización de ciertos rasgos menores de los sectores de desprendimiento (muescas, cicatrices, escarpas, coronas), en unidades que desde el punto de vista geomorfológico tienen edades dispares, permite teorizar una distinción en sentido temporal. Se los halla tanto en la PEPS como en la PEDPS, resultante esta última de la degradación de la primera y situada a un nivel topográfico inferior.

Con el análisis de los fotogramas se comprobó que en los deslizamientos A, B y C, (zona I), esos rasgos están implantados en el ambiente de la unidad geomórfica definida como PEPS (con alturas aproximadas entre 600-650 m.s.n.m.). Sus escarpas y concavidades determinan claramente su posición de arranque.

Por su parte, aquellos de los movimientos D, E y F (zona II), se ubican en el ámbito de la PEDPS y a menores alturas topográficas (450-550 m.s.n.m.). El conjunto de los deslizamientos G y H comparten en mayor o menor grado ambos ámbitos, lo que origina incertidumbre para la aplicación de esta propuesta. Tales apreciaciones permiten proponer que D, E y F tienen menor edad que A, B y C.

Sin embargo, pese a hallarse en distintas unidades geomórficas consideradas *a priori* como no coetáneas, no se descarta que ellos ocurridos contemporáneamente, bajo un común disparador, en tiempos en que el paisaje no mostraba grandes diferencias con el actual.

En cuanto a las modernas removilizaciones, también se adjudica el carácter de promotor a las precipitaciones.

### Síntesis de otras geoformas distinguidas en la región de estudio

Durante el análisis de los fotogramas e imágenes satelitales, se diferenciaron otras y diversas unidades geomórficas, de las cuales sólo se hará una breve descripción por no constituir el tema central del estudio. Para su distribución regional véase las figuras 4, 5 y 6.

#### *Planicie estructural de la Pampa de Salamanca*

Constituye un amplio tramo de las distintas pampas que escalonadamente y meridionalmente se extienden aproximadamente entre los paralelos 44° 00' S y 46° 00' S, entre la costa atlántica y el valle del río Chico. Es un excelente ejemplo de la influencia de la estructura geológica en el desarrollo de los rasgos de un paisaje, asociada al fenómeno de la erosión diferencial. Se localiza aproximadamente a lo largo de la cota de 600-650 m.s.n.m.

Tapia (1928), la ha considerado como parte de una más extensa peneplanicie elevada (Pampa del Castillo), cubierta por acumulaciones glaciales (Rodados Patagónicos). Windhausen describía su paisaje como corres-

pondiendo a una gigantesca peneplanicie o semillanura. Estas descripciones sólo han tenido en cuenta la regularidad de su superficie y la concordancia topográfica de sus cumbres o divisorias, dejando de lado conceptos fundamentales para su definición o interpretación, como aquel del biselamiento por esta superficie de erosión de estructuras y litologías diversas.

Por su parte Sciutto *et al.* (2000), la definen como Antiguas planicies glaciales terrazadas, tomando únicamente en cuenta la limitada cobertura sedimentaria (Rodados Patagónicos), de un regional paisaje, cuyo rasgo sobresaliente fisiográfico es su configuración mesetiforme. La propuesta interpretación de esta geoforma como planicie estructural se vincula al control estructural ejercido por un manto superior resistente, el que no sólo tuvo notoria influencia en la evolución del paisaje local, sino también en la persistencia de un sector del mismo a través del tiempo, al proteger de una rápida degradación, a la sumamente friable secuencia terciaria subyacente.

La capa de rodados es algo friable en el techo, pero su tramo basal es muy resistente por cementación por CO<sub>3</sub>Ca, que suele ser de aspecto terroso y verse acompañado por yeso cavernoso.

Marginalmente a esta unidad, una activa erosión fluvial secundada por un regional proceso de remoción en masa (principalmente deslizamientos), ha generado una abrupta y extensa escarpa de erosión, cuyo retroceso ha reducido localmente y en forma notoria su inicial extensión en sentido este-oeste. A la latitud del Destacamento Pico Salamanca (Ruta Nacional n° 3), su ancho no supera los 3000 metros. La escarpa suele tener una configuración muy irregular en planta, con complejas y delgadas proyecciones distales, en forma de digitaciones.

Por el contrario, su parte norte (fig. 6) muestra una menor degradación. En los fotogramas e imágenes es posible reconocer en la planicie la disposición de inactivos y previos canales (glaciales?), de típico hábito anastomosado, responsables de la acumulación de los superficiales Rodados Patagónicos.

Superficialmente se observan numerosas depresiones, de variado tamaño y de poca profundidad. Su origen se atribuye a la deflación eólica. Componen playas secas (*dry pans*) que se distribuyen irregularmente en el área de la pampa de Salamanca. Ocasionalmente aloja cuerpos de agua (las más de las veces efímeras), destacándose por su tamaño la laguna Grande y la del Divisadero (Fig. 6).

#### *Planicie estructural degradada de la Pampa de Salamanca*

Constituye un irregular paisaje escalonado, que se encaja en aquel de la PEPS. Se extiende inmediatamente al este de la unidad anterior y también al oeste, fuera de la zona de estudio hacia el valle del río Chico. Muestra total correspondencia con el Relieve estructural disectado de Sciutto *et al.* (2000).

Al este de la escarpa de erosión de la Pampa de Salamanca, limita la planicie estructural homónima a menores alturas. Es el resultado de la degradación de amplios tra-

mos de la previa extensión de la PEPS, por un proceso de dominante acción fluvial. Sus rasgos morfológicos se relacionan con una sucesión sedimentaria de disposición horizontal y un marcado control estructural, ejercido por resistentes estratos organógenos (Formación Chenque), dispuestos a diferentes niveles.

Su evolución geomórfica está concretada en un paisaje de abruptas pendientes escalonadas (resaltos o caras libres), con cumbres planas y de muy irregular extensión, que constituyen mesas, mesillas, *tepees*, (hasta monumentos o pedestales, *buttes*).

Se destacan profundos y estrechos cañadones, con cursos de régimen efímero a intermitente y activas cabecezas ubicadas en la escarpa de erosión de la Pampa de Salamanca. Evidencian espacialmente un riguroso control estructural, que se traduce en un diseño rectangular angular, notoriamente influenciado por el lineamiento regional N 50° E.

Una particularidad reconocida fotogramétricamente en algunos cañadones, es la presencia de amplias planicies agradacionales en la zona de sus cabeceras, un rasgo que contrasta con el carácter maduro de este paisaje.

Dicha anomalía se relacionaría con el transitorio bloqueo del valle, por pequeños deslizamientos provenientes de sus laterales. Este accionar dio lugar al establecimiento de un nuevo nivel de base local, con la consecuente influencia en la dinámica fluvial y transporte de sedimentos, generando una activa sedimentación aluvial aguas arriba de la momentánea obstrucción.

Su posterior superación y reestablecimiento del previo nivel de base, determinó una fase de rejuvenecimiento, que se ve expresada en la disección de esas planicies y en niveles de terrazas, un rasgo claramente reconocible en el tramo superior del cañadón Pilar (fig. 4). Se entiende que estas modificaciones no tienen relación alguna con las variación del nivel de las aguas del Atlántico.

#### *Pedimentos litorales (González Díaz y Malagnino 1984)*

Estos autores propusieron oportunamente una subdivisión de los *flanking pediments* de Frye y Leonard (1952) o pedimentos de flanco de Fidalgo y Riggi (1970), al tomar en cuenta el carácter y la situación de los distintos niveles de base que controlan su desarrollo. Así mantuvieron esa denominación de flanco para los hallados al pie de los laterales de un valle, como convergentes a los localizados marginando interiormente bajos o depresiones endorreicas y definieron como litorales, a los que el rol de nivel de base corresponde al nivel del mar.

Estas geofomas muestran localmente un extenso desarrollo, particularmente en áreas donde aflora la secuencia inferior terciaria. Una posterior e intensa erosión fluvial, dio lugar a su reemplazo por paisajes de huayquerías (Polanski 1963).

En la interpretación de fotogramas se alcanzó a diferenciar tres principales niveles de este tipo de pedimentación. Por razones de escala, en las figuras 4, 5 y 6 aparecen integrando una única unidad.

El desarrollo de estas superficies de erosión se reconocen normalmente en sectores de las Formaciones Sarmiento, Río Chico, Salamanca y también en depósitos de los deslizamientos. Muestran su mejor extensión al norte de la caleta Visser. Pertenecen al tipo cubierto (*concealed*), proponiéndose que han sido generados por el retroceso de una escarpa de erosión (*back-wearing*), bajo condiciones de clima desértico-semidesértico.

La cubierta detrítica (actualmente un inactivo material en tránsito) que cubre estos planos de erosión y de transporte, es distinguida por Sciutto *et al.* (2000) como una informal unidad geológica, a la que denomina Redepósitos sobre pedimentos, una consideración que se aparta de su verdadero origen.

Según estos autores, esos materiales psefíticos corresponderían a gravas removidas de la planicie glacifluvial de la Pampa de Salamanca, las que fueron posteriormente depositadas sobre las superficies de erosión. En realidad, esa cubierta detrítica, corresponde al material en tránsito que coetáneamente se movilizaba sobre su superficie, durante el desarrollo del pedimento. Este no es sólo una superficie de erosión, sino también de transporte entre la zona de erosión (serranías) y la más inferior de acumulación.

Llamativamente adjudican el origen de los pedimentos a tiempos de gran circulación de agua (épocas pluviales en relación con las glaciaciones?), apartándose así del clásico requerimiento de condiciones climáticas desérticas a semidesérticas para este tipo de pedimentos, cuya génesis involucra el retroceso de la escarpa (*back-wearing*).

Tapia (1928), distinguió en la región cinco niveles de terrazas marinas. Tres de ellos (los superiores), coinciden posicionalmente con los tres niveles de pedimentación que fueran diferenciados durante el análisis fotogramétrico.

Al oeste de la Pampa de Salamanca y a niveles inferiores de su escarpa occidental se observan remanentes de la degradación de otros niveles de pedimentos del tipo de flanco. (González Díaz 1997). Los mismos tuvieron como nivel de base al río Chico.

#### *Paisaje de Huayquerías*

Su distribución está preferentemente limitada a zonas distales de los frentes en retroceso del ambiente de las Formaciones Sarmiento, Río Chico o de las acumulaciones de los deslizamientos. Se hallan en un ámbito que reúne las condiciones generales requeridas para ello: climáticas apropiadas (desértico a semidesértico), litología con predominio de materiales arcillo-limoso de baja permeabilidad (facilita el rápido y dominante escurrimiento superficial) y una rala cubierta vegetal.

Su paisaje se destaca por la elevada densidad de su fino drenaje dendrítico, corrientemente integrado por cursos de régimen efímero, separados por ásperos y delgados interfluvios con cortas y pronunciadas pendientes. En el paisaje se distinguen formas de *bad-lands* asimilables al tipo *haystack* (o redondeado) propios de am-

bientes arcillosos y de *knife-ridge* (afilados), en limos y tobas-tufitas.

#### *Cordones litorales, paleoacantilado y acantilado activo*

Los dos primeros tienen excelente manifestación en el área de la bahía Solano. Sus principales rasgos y asignación temporal han sido establecidos por Codignotto *et al.* (1990). El activo acantilado marino abarca prácticamente toda la línea costera. Su retroceso se ve facilitado por las comunes caídas de rocas (*rock-falls*). Se han distinguido amplios sectores de plataformas de abrasión marina, de buen desarrollo al sur entre la caleta Córdova y la bahía Solano. Más al norte se las observa entre el puesto Manavek y la caleta Visser (Figs. 4 y 5).

#### *Dunas*

Sus principales acumulaciones han sido individualizadas en los alrededores de la caleta Visser y en la costa a la latitud de las Tetas de Pilar. Muestran un sentido de avance de este a oeste, hacia el interior. Predomina el tipo parabólico o en horquilla.

#### *Bajos o cuencas endorreicas*

Se instalan exclusivamente en el área de la Pampa de Salamanca. El más importante lo ocupa la laguna Grande, siguiéndole en orden de importancia, aquel de la laguna del Divisadero (Fig. 6). Su origen es relacionado con la deflación eólica y constituye una geoforma común en la Patagonia Extrandina.

Otras depresiones, de reducidos tamaños se localizan en el ambiente depositacional de los deslizamientos principales. Su presencia se vincula con las irregularidades propias y primarias de las acumulaciones de esos movimientos gravitacionales.

### **Conclusiones**

Se describe una extensa área de deslizamientos que se extiende entre los  $45^{\circ}00'S$  y los  $45^{\circ}45'S$ , ubicada al este de la abrupta escarpa de erosión de la Pampa de Salamanca, en el Chubut oriental. Su reconocimiento se debe a un regional análisis fotogramétrico de esa provincia, para la ejecución del Mapa Geomorfológico de la misma (González Díaz 1997).

Se diferenciaron cuatro zonas durante el análisis de los deslizamientos, al tener en cuenta su tipología, sus probables inductores y una relativa temporalidad.

De acuerdo a sus rasgos morfológicos (degradación, grado de conservación de rasgos primarios, etc), han sido divididos en antiguos y modernos. La tipología general de los antiguos responde a deslizamientos rotacionales con una fase distal de flujo.

Otros corresponden a deslizamientos rotacionales múltiples retrógrados.

Aquellos definidos como modernos han provocado la removilización de reducidos sectores de los primeros, también bajo la forma de corrientes de tierra.

En cuanto a sus inductores, se descarta la participación de sismos vistas las características sísmogenéticas de la región. Se adjudica primordial importancia a la incidencia de intensas y excesivas precipitaciones (ocurridas en tiempos cuaternarios no determinados) y al socavamiento basal fluvial en otros casos. La primera propuesta también sería válida para los modernos.

Se describen accesoriamente, de forma muy sintética, otras unidades geomorfológicas que fueran distinguidas durante la interpretación de fotogramas e imágenes satelitales.

En cuanto a los tiempos de sus ocurrencias sólo se ha aproximado en el caso del deslizamiento C. La participación de sus materiales en un sector del acantilado atlántico y las edad asignada a un sistema de cordones litorales, permite estimar una edad mínima para este deslizamiento de 6500 años. Para el resto sólo se sugieren edades relativas, tomando en consideración la localización de sus desprendimientos en dos unidades morfológicas (PEPS y PEDPS), las que fueron diferenciadas temporalmente al tomar en cuenta la evolución geomorfológica de la región.

### **Agradecimientos**

El autor expresa su agradecimiento a las autoridades del SEGEMAR (Dirección de Geología Ambiental y Aplicada), por haberle facilitado el acceso a fotogramas y e imágenes satelitales de la región de estudio, y también a la Dra. Silvia C. Marcomini y al Lic. Luis Fauque, la lectura crítica de este documento. Igualmente al Sr. Santiago Vila por la digitalización de las cartas geomórficas y otras ilustraciones del presente trabajo.

### **TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO**

- Andreis, R.R., Mazzoni, M.M. y Spalletti, L.A., 1975. Estudio estratigráfico y paleoambiental de los sedimentos terciarios entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, Provincia de Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (1): 83-103, Buenos Aires.
- Brandmayr, J., 1930. Informe sobre la región norte del Pico Salamanca. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe Inédito 0199.
- Brandmayr, J., 1932. Informe sobre la región del Bajo Palangana (Pico Salamanca). Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito n° 0202.
- Codignotto, J., Cesari, O. y Beros, C.A., 1990. Morfocronología secuencial evolutiva holocena en Bahía Solano, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4): 205-212, Buenos Aires.
- Dirección Nacional Del Servicio Geológico, 1995. Mapa Geológico de la Provincia del Chubut, escala 1:750000, Buenos Aires.
- Fairbridge, R. W., 1968. *The Encyclopedia of Geomorphology*. Reinold Book Corporation, 1295 pp., N.Y.

- Feruglio, E., 1928. Descripción de algunos perfiles en la región costanera entre Bahía Solano y Bahía Bustamante, en el valle del Río Chico y la barranca sur del Coli Huapi. YPF, informe inédito 0808.
- Feruglio, E., 1946. Geografía de la República Argentina. Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA), 4: 1-116, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 2: 1- 349, Buenos Aires.
- Fidalgo, F. y Riggi, J.C., 1970. Consideraciones geomorfológicas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25 (4): 430-443, Buenos Aires.
- Frye, J.C. y Leonard, A.B., 1952. Pleistocene Geology of Kansas. Kansas Geological Survey Bulletin, 99: 1-223.
- Gonzalez, M.A., Fauque, L. y Roverano, D., 2002. Estudio de peligrosidad geológica en el Barrio Sismográfica, Comodoro Rivadavia, Chubut. Serie de Contribuciones Técnicas 4, Peligrosidad Geológica, SEGEMAR, 63 pp., Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., 1997. Mapa Geomorfológico de la Provincia del Chubut (parcial), a escala 1:250000, SEGEMAR, Dirección de Geología Ambiental y Aplicada, inédito.
- González Díaz, E.F. y Malagnino, E., 1984. Geomorfología de la Provincia de Río Negro. 11° Congreso Geológico Argentino (S.C. Bariloche), (con mapa a escala 1:1000000), 159 pp., Buenos Aires.
- Inpres, 1977. Publicación Técnica n° 5. Instituto Nacional de Prevención Sísmica, 38 pp., San Juan.
- Keefer, D.K. y Johnson, A.M., 1983. Earth Flows: Morphology, Mobilization and Movement. Geological Survey Professional Paper 1264, 56 pp.
- Mendez, I., 1966. Foraminíferos, edad y correlación estratigráfica del Salamanquense en Punta Peligro (45°30'S; 67°11'W), Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 21 (2): 127-157, Buenos Aires.
- Nikulín, Th., 1929. Breves apuntes sobre la constitución geológica de la región del Pico Salamanca. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito 1446, Buenos Aires.
- Polanski, J., 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno Pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 17 (3-4): 197-349, Buenos Aires.
- Ramaccioni, D., 1928. Breves apuntes sobre la geotectónica de la región alrededor del Pico Salamanca. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito 1863, Buenos Aires.
- Russo, A., 1953. Levantamiento geológico al N del Pico Salamanca, entre el mar y la Pampa de Castillo, Salamanca y Malaspina, escala 1:100000. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito 1839, Buenos Aires.
- Servicio Geológico Nacional, 1983. Servicio Geológico Nacional. Hoja Topográfica 48e Pampa de Salamanca, Provincia del Chubut, escala 1:100000, inédito, Buenos Aires.
- Sharpe, C.F.S., 1938. Landslides and related phenomena, 137 páginas. Pageant Books, Inc., N. Jersey.
- Sciutto, J.C., Cesari, O., Escribano, V. y Pezzutti, H., (2000). Hoja Geológica 4566 - III, Comodoro Rivadavia. SEGEMAR, Boletín 244, 53 pp., escala 1:250.000.
- Schiller, W., 1925. Estratigrafía, Tectónica y Petróleo de Comodoro Rivadavia (Chubut). Anales del Museo de La Plata, Tomo 2, Entrega 1ra. La Plata
- Stessin, A., 1929. Breve informe sobre exploraciones geológicas en la región de Bahía Solano y los alrededores del Pico Salamanca, hacia el norte. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito 1966.
- Sttappenbeck, R., 1909. Informe preliminar relativo a la parte sudeste del Territorio del Chubut. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 4 (1): 5-42, Buenos Aires.
- Tapia, A., 1928. Algunas observaciones sobre las relaciones estratigráficas de los estratos con Dinosaurios y los depósitos eocenos. Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA), 3 (2): 489-504, Buenos Aires.
- Tejedo, A., Pereyra, F., Anielli, C. y Jones, M., 1999. Hoja de Peligrosidad Geológica 4566-III, Comodoro Rivadavia, Boletín n° 305. Dirección de Geología Ambiental y Aplicada, SEGEMAR, Buenos Aires.
- Windhausen, A., 1925. Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al este del Golfo de San Jorge. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 27: 167-320, Córdoba.

**Recibido:** 2 de abril, 2004

**Aceptado:** 10 de octubre, 2004