

**INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica  
N° 84**



**Neotectónica de la región Tacna**

**Lima, Perú  
2021**



**INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica  
N° 84**

# **Neotectónica de la región Tacna**

**Dirección de Geología Ambiental y Riesgo  
Geológico**

## **Equipo de Investigación**

**Carlos Benavente Escóbar  
Lorena Rosell Guevara  
Briant García Fernández Baca  
Anderson Palomino Tacuri  
Enoch Aguirre Alegre  
Edu Taipe Maquerhua  
Xavier Robert**

**Lima, Perú  
2021**

INGEMMET, Boletín Serie C: Geología e Ingeniería Geológica  
N° 84

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2021 - 08018

Nombre del autor(es). "Esta es una obra colectiva"

Razón Social: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET)

Domicilio: Av. Canadá N° 1470, San Borja, Lima, Perú

Primera Edición, INGGEMMET 2021

Se terminó de imprimir el 23 de julio del año 2021 en los talleres de INGGEMMET

Tiraje: 25

## © INGGEMMET

Presidente Ejecutivo: Víctor Manuel Díaz Yosa.

Gerente General: Luis Panizo Uriarte.

Comité Editor: Lionel Fidel Smoll, Yorri Carrasco Pinares.

### **Dirección encargada del estudio**

Dirección de Geología Ambiental: Lionel Fidel Smoll.

### **Unidad encargada de edición**

Unidad de Relaciones Institucionales: Yorri Carrasco Pinares.

**Revisión Técnica:** Mirian Mamani Huisa, Hugo Gomez Velásquez

**Revisor Externo:** Iván Santos Paredes

Corrección gramatical y de estilo: Nelly Córdova Núñez.

Diagramación: Daniel Chiroque Linares

Fotografía de la carátula: Falla Incapuquio, falla inversa que pone en contacto rocas del Jurásico con depósitos del Cuaternario. De acuerdo a las últimas investigaciones, esta falla se reactivó alrededor del año de 1440, con un ruptura en la superficie mayor a 100 km y generando un sismo de Mw 7.2.

### **Referencia bibliográfica**

Benavente, C.; Rosell, L.; García, B.; Palomino, A.; Aguirre, E.; Taípe, E. & Robert, X. (2021) - Neotectónica de la región Tacna. *INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*, 84, 171 p, 1 mapa.

Publicación disponible en libre acceso en el Repositorio Institucional del INGGEMMET. La utilización, traducción y creación de obras derivadas de la presente publicación están autorizadas, a condición de que se cite la fuente original ya sea contenida en medio impreso o digital (<https://repositorio.ingemmet.gob.pe>).

Los términos empleados en esta publicación y la presentación de los datos que en ella aparecen son de exclusiva responsabilidad del equipo de investigación.

## Contenido

<b>RESUMEN.....</b>	<b>5</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>7</b>
<b>CAPÍTULO I.....</b>	<b>9</b>
INTRODUCCIÓN.....	9
1.1 UBICACIÓN.....	9
1.2 OBJETIVOS.....	10
1.3 ANTECEDENTES.....	11
1.4 METODOLOGÍA.....	11
1.4.1 Gabinete I.....	11
1.4.2 Campo.....	11
1.4.3 Gabinete II.....	12
1.5 OTRAS CARACTERÍSTICAS.....	12
1.5.1 Clima.....	12
1.5.2 Relieve topográfico.....	12
1.5.3 Hidrografía.....	12
1.5.4 Biodiversidad.....	13
1.5.5 Actividades económicas.....	13
<b>CAPÍTULO II.....</b>	<b>15</b>
MARCO GEOLOGICO DE LA REGIÓN TACNA.....	15
2.1 ESTRATIGRAFÍA.....	15
2.1.1 Precámbrico.....	15
2.1.2 Paleozoico.....	15
2.1.3 Mesozoico.....	15
2.1.4 Cenozoico.....	15
2.1.5 Depósitos cuaternarios.....	15
2.1.6 Rocas Ígneas.....	19
2.2 ASPECTOS TECTÓNICOS.....	19
2.2.1 Evolución tectono-sedimentaria de la Cordillera de la Costa.....	19
2.2.2 Evolución de la cuenca Arequipa e inicio de la tectónica andina.....	20
2.2.3 Evolución del arco magmático o Cordillera Occidental.....	20
2.2.4 Evolución de las cuencas sinorogénicas cenozoicas.....	21
<b>CAPÍTULO III.....</b>	<b>23</b>
<b>NEOTECTÓNICA, TECTÓNICA ACTIVA Y PALEOSISMOLOGÍA.....</b>	<b>23</b>
3.1 INTRODUCCIÓN.....	23
3.2 METODOLOGÍA DE ESTUDIO.....	23
3.2.1 Análisis de imágenes obtenidas por sensores remotos.....	23
3.2.2 Análisis morfológico de escarpes de fallas.....	24
3.2.3 Geología estructural y microtectónica.....	26

3.2.4	Paleosismología.....	27
3.2.5	Uso de modelos digitales de elevación (DEM) en la caracterización morfoestructural.....	27
3.2.6	Análisis morfoestructural del DEM.....	27
3.3	SISTEMA DE FALLAS CUATERNARIAS Y ACTIVAS EN LA REGIÓN TACNA.....	27
3.3.1	Cordillera de la Costa.....	28
3.3.2	Pampa costera.....	33
3.3.3	Piedemonte de la Cordillera Occidental.....	38
3.3.4	Cordillera Occidental.....	52
3.4	ANÁLISIS PALEOSISMOLÓGICO.....	65
3.4.1	Preparación y registro.....	65
3.4.2	Reconstrucción estratigráfica.....	65
<b>CAPÍTULO IV</b>	<b>.....</b>	<b>69</b>
SISMICIDAD EN CUENCAS CUATERNARIAS.....		69
4.1	INTRODUCCIÓN.....	69
4.1.1	Marco Teórico.....	69
4.2	DEPÓSITOS LACUSTRES CAQUILLUCO.....	77
4.3	ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA.....	77
4.4	DEPÓSITOS LACUSTRES SHINTARI ILABAYA.....	78
4.5	ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA.....	79
4.5.1	Columna estratigráfica Shintari.....	79
4.6	TERRAZAS FLUVIALES EN EL PIEDEMORTE COSTERO DE TACNA.....	79
4.6.1	Tipos de depósitos.....	81
4.6.2	Depósitos de laderas o vertientes.....	81
4.6.3	Depósitos de escombros.....	81
4.6.4	Depósitos de abanicos distales.....	81
4.6.5	Acumulaciones fluviales.....	83
4.7	ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DE LAS TERRAZAS FLUVIALES.....	83
4.7.1	Etapas de deformación de terrazas fluviales.....	83
4.8	ELEMENTOS ARQUITECTURALES E INTERPRETACIÓN DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS.....	84
4.8.1	Características de los Depósitos.....	85
4.9	ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO EN LAS TERRAZAS FLUVIALES DEL RIO CHERO.....	85
4.9.1	Terraza fluvial Tf1.....	85
4.9.2	Terraza fluvial Tf2.....	85
4.9.3	Terraza fluvial Tf3.....	88
4.10	ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DE LAS TERRAZAS FLUVIALES DEL RÍO CAPLINA.....	89
4.10.1	Terraza fluvial Tf1.....	89
4.10.2	Terraza fluvial Tf2.....	89
4.10.3	Terraza fluvial Tf3.....	91
4.10.4	Terraza fluvial Tf4.....	91
4.11	ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DE LAS TERRAZAS FLUVIALES DEL RÍO PALCA.....	93
4.11.1	Terraza fluvial Tf1.....	93
4.11.2	Terraza fluvial Tf2.....	96
4.11.3	Terraza fluvial Tf3.....	96
4.12	SINTESIS ESTRATIGRÁFICA.....	100
4.12.1	Correlación estratigráfica.....	100
4.13	CONSIDERACIONES FINALES.....	100
4.13.1	De los depósitos fluviales.....	100
4.13.2	De los depósitos lacustres.....	100

<b>CAPÍTULO V</b> .....	<b>103</b>
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA VERTIENTE PACÍFICA E INFLUENCIAS NEOTECTÓNICAS.....	103
5.1 INTRODUCCIÓN .....	103
5.2 MARCO TEÓRICO .....	103
5.2.1 Parámetros e índices geomorfológicos.....	107
5.3 METODOLOGÍA.....	108
5.4 CARACTERÍSTICAS Y PARÁMETROS GEOMORFOLÓGICOS .....	109
5.4.1 Cuenca Locumba.....	109
5.4.2 Cuenca Sama .....	112
5.4.3 Cuenca Caplina.....	115
5.4.4 Cuenca Hospicio .....	117
5.5 EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA POR INFLUENCIA NEOTECTÓNICA.....	120
<b>CAPÍTULO VI</b> .....	<b>123</b>
PELIGRO SÍSMICO Y ORDENAMIENTO TERRITORIAL.....	123
6.1 INTRODUCCIÓN .....	123
6.2 PELIGRO SÍSMICO Y PROCESOS ASOCIADOS .....	123
6.2.1 Peligro Sísmico por reactivación de Fallas Geológicas Activas.....	124
6.2.2 Fenómenos Geológicos detonados por la reactivación de Fallas Geológicas (Sismos Intraplaca).....	131
6.3 ORDENAMIENTO TERRITORIAL Y GESTIÓN DE RIESGO.....	144
6.3.1 Mapas de riesgo por sismo para la región Tacna.....	145
6.3.2 Riesgo por movimientos en masa detonados por sismo .....	146
6.3.3 Riesgo por Licuefacción de suelos y/o Asentamientos detonados por sismo.....	147
<b>CONCLUSIONES</b> .....	<b>149</b>
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>151</b>
<b>RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES</b> .....	<b>165</b>



# RESUMEN

El Perú se ubica en la margen activa del continente sudamericano, donde, debido al proceso de la subducción, la placa oceánica se introduce por debajo de la placa continental, proceso que da lugar a la actividad tectónica, reactivación de fallas geológicas y la consecuente sismicidad.

Fuentes históricas muestran que la región Tacna fue afectada por sismos de magnitudes elevadas y generalmente asociados a la subducción de la placa de Nazca por debajo de la Placa Sudamericana, pero no se conoce sobre sismos corticales, es decir sismos generados por fallas geológicas activas. Pero la evidencia geológica y geomorfología (e.g. escarpes de fallas bien preservadas) muestra los efectos de sismos  $M_w > 7$  generados por fallas activas ubicadas a lo largo de la región. En este sentido, la identificación y estudio en detalle de estas fallas geológicas activas constituye una contribución vital y herramienta fundamental en los Planes de Ordenamiento Territorial y en la Gestión de Riesgos de Desastres.

En el presente trabajo ponemos en evidencias fallas geológicas activas y cuaternarias, que se emplazan a lo largo de las pampas costeras, la Cordillera Occidental y el Altiplano. Para determinar esta relación de morfología y cinemática de fallas con la magnitud del sismo, utilizamos un conjunto de metodologías, que incluyen la geología estructural, estratigrafía, geomorfología, sensores remotos y la paleosismología. Todas estas metodologías, contribuyeron a realizar análisis e identificar fallas geológicas activas a la región de Tacna.

De acuerdo a la morfología y cinemática de las fallas Purgatorio-Mirave y Sama-Calientes, deducimos que estas fallas pueden generar sismos  $M > 7$ . Son fallas de tipo inversa y afectan rocas sedimentarias de la formación Moquegua, formación Huaylillas y vulcanoclásticas de la formación Toquepala.

Además, en este trabajo, ponemos en evidencia por primera vez, una ruptura superficial de ~100 km asociada al Sistema de Falla Incapuquio. Entonces, con base a estudios neotectónicos y paleosismológicos, ponemos en evidencia de que ~100 km de escarpes de fallas de 2-4 m de altura fueron formadas por un terremoto de cinemática transpresional a lo largo de 100 km del segmento sur de la Falla de Incapuquio a principios del siglo XV (~AD 1400-1440). Las relaciones de escala empíricas sugieren que la magnitud de este terremoto habría sido de  $M_w 7,4-7,7$  con al menos 2-3 m de deslizamiento neto. Eventos similares plantean un peligro significativo

para las poblaciones asentadas en la región del antearco peruano. La fecha de este terremoto coincide con el colapso de la población de la civilización Chiribaya entre los años 1360 y 1400 d.C., presentamos evidencia de edificios dañados y desviados.

Hacia los altos Andes, se ubican los volcanes activos de los Andes Centrales, adyacentes a ellos identificamos fallas de tipo normal, que generaron desplazamientos verticales de hasta ~20 m. Las fallas en el sector de Purupuruni, Paucarani, Vilacota, entre otros, son fallas que afectan morrenas glaciares y depósitos aluviales. De acuerdo a la longitud y desplazamiento vertical, sugerimos que estas fallas pueden generar sismos  $M > 6.0$ .

Los análisis neotectónicos y morfotectónicos sirven para caracterizar el potencial sismogénico de las estructuras tectónicas, lo que permite elaborar mapas de aceleración sísmica (peligro sísmico) deducido de la magnitud máxima posible que una falla activa podría generar. Asimismo, el movimiento del terreno por efectos del sismo genera procesos geológicos asociados, como por ejemplo movimientos en masa, procesos de licuación de suelos, asentamientos y grietas en el terreno, que afectan o podrían afectar ciudades, infraestructura y obras de gran envergadura.

Con esta finalidad, generamos mapas de amenaza sísmica a partir de la interacción entre los mapas de susceptibilidad y el mapa de aceleración sísmica, que una falla activa podría generar. Se obtuvieron mapas de peligrosidad por movimientos en masa y los mapas de peligrosidad por procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos para las fallas más importantes de la región Tacna, mostrándose que las fallas activas pueden generar aceleraciones locales altas y detonar procesos de movimientos en masa.

Para poder identificar las zonas que se encuentran en riesgo o que serían afectadas por la reactivación de las fallas geológicas activas, elaboramos mapas de riesgo, treinta y uno (31) escenarios, para la región Tacna tomando como base los mapas de peligrosidad detonados por sismo, donde se superponen las capas de áreas restringidas y la capa de infraestructuras de la región (ciudades, población, hidroeléctricas, aeropuertos, represas, futuras obras de gran envergadura, etc.) De esta forma, obtenemos un mapa de riesgo donde se pueden identificar las ciudades u obras de gran envergadura que se verán afectadas por la reactivación de las fallas antes mencionadas. Estos mapas se consideran una herramienta

importante para los Planes de Ordenamiento Territorial y son de gran ayuda para la toma de decisiones en planes de prevención en el marco de la gestión del riesgo de desastres.

Se recomienda realizar trabajos paleosismológicos detallados en las fallas Purgatorio, Incapuquio, Sama-Calientes, Paucarani, Vilacota

entre otros, con la finalidad de determinar la máxima magnitud posible y la recurrencia de estos eventos, debido a que adyacentes a estas zonas se ubican infraestructura privada y pública que podría ser afectada; en este sentido, esta información contribuirá a la Planificación del Territorio y crecimiento socio-económico del país.

## ABSTRACT

Peru is located on the active margin of the South American continent, where, due to the process of subduction, the oceanic plate is introduced below the continental plate. This is a process that gives rise to tectonic activity, reactivation of geological faults and the consequent seismicity.

Historical sources show Tacna was affected by earthquakes of high magnitude and generally associated with the subduction of the Nazca plate below the South American Plate. However, it is not known about cortical earthquakes, that is, earthquakes generated by active geological faults. But geological evidence and geomorphology (e.g. well-preserved fault scarps) show the effects of earthquakes  $M_w > 7$  generated by active faults located throughout the region. In this regard, the identification and detailed study of these active geological faults constitute a vital contribution and a fundamental tool in Land Use Planning and Disaster Risk Management.

In this research, we confirm active and quaternary geological faults, which are located along the coastal pampas, the Western Cordillera and the Altiplano. With the purpose to determine this relationship of fault morphology and kinematics with the magnitude of the earthquake, we used a set of methodologies. It includes structural geology, stratigraphy, geomorphology, remote sensing, and paleoseismology. Thus, all these methodologies contributed to the analysis and identification of active geological faults in the Tacna region.

According to the morphology and kinematics of the Purgatorio-Mirave and Sama-Calientes faults, we deduce that these ones can generate  $M > 7$  earthquakes. They are inverse type faults and affect sedimentary rocks of the Moquegua and Huaylillas formation and also, vulcanoclastic rocks of the Toquepala formation.

Furthermore, in this work, we reveal for the first time a surface rupture of ~ 100 km associated with the Incapuquio Fault System. Then, based on neotectonic and paleoseismological studies, we show that ~ 100 km of fault scarps 2-4 m high were formed by an earthquake with transpressional kinematics along 100 km of the southern segment of the Fault of Incapuquio at the beginning of the 15th century (~ AD 1400-1440). Thus, the

empirical scale relationships suggest that the magnitude of this earthquake would have been  $M_w 7.4-7.7$  with at least 2-3 m of net slip. Besides, similar events pose a significant danger to the populations settled in the Peruvian fore-arc region. The date of this earthquake coincides with the collapse of the population of the Chiribaya civilization between 1360 and 1400 CE, we present evidence of damaged and deviated buildings.

Towards the high Andes, the active volcanoes of the Central Andes are located. Thus, adjacent to them we identified normal type faults, which generated vertical displacements of up to ~ 20 m. The faults in the Purupuruni, Paucarani, Vilacota sectors, among others, are the ones that affect glacial moraines and alluvial deposits. According to the length and vertical displacement, we suggest that these faults can generate  $M > 6.0$  earthquakes.

Neotectonic and morphotectonic analyzes are used to characterize the seismogenic potential of tectonic structures. In that regard, it makes possible the development of maps of seismic acceleration (seismic hazard) deduced from the maximum possible magnitude that an active fault could generate. Likewise, the movement of the ground due to the effects of the earthquake generates associated geological processes, such as mass movements, soil liquefaction processes, settlements and cracks in the ground, which affect or could affect cities, infrastructure and large-scale works.

For this purpose, we generate seismic hazard maps from the interaction between the susceptibility maps and the seismic acceleration map, which an active fault could generate. Hazard maps were obtained due to mass movements and hazard maps due to soil liquefaction processes and / or settlements for the most important faults in Tacna. Thus, it shows that active faults can generate high local accelerations and detonate movement processes in mass.

With the aim to identify the areas that are at risk or that would be affected by the reactivation of active geological faults, we elaborated risk maps, thirty-one (31) scenarios, for Tacna based on the hazard maps detonated by earthquake. Here, the layers of restricted areas and the infrastructure layer of the region are

superimposed (cities, population, hydroelectric plants, airports, dams, future large-scale works, etc.) In this regard, we obtain a risk map where they can be identified cities or large-scale works that will be affected by the reactivation of the aforementioned faults. These maps are considered an important tool for Land Use Planning. Besides, they are of great help in making decisions about prevention plans within the framework of disaster risk management.

It is recommended to carry out detailed paleoseismological works in the Purgatorio, Incapuquio, Sama-Calientes, Paucarani, Vilacota faults, among others. It is held in order to determine the maximum possible magnitude and the recurrence of these events, since private infrastructure is located adjacent to these areas and public that could be affected; In this regard, this information will contribute to the Planning of the Territory and socio-economic growth of the country.

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

El Ingemmet, viene realizando estudios de neotectónica, los cuales tienen por finalidad contribuir al conocimiento de la evolución geodinámica reciente de la cadena andina, establecer áreas tectónicamente activas y su relación con el peligro sísmico.

El Perú está ubicado en el borde del margen continental activo; debido al proceso de la subducción, la placa oceánica (placa Nazca) se introduce por debajo de la placa continental (placa Sudamericana), dando lugar a la actividad tectónica y consecuente sismicidad.

Existen dos tipos de sismo:

- Los sismos interplaca se ubican en los límites entre placas tectónicas y pueden generar sismos de magnitud mayor a  $8 M_w$  (Lima 1746, Japón 2011).
- Los sismos intraplaca se producen dentro del continente y su ocurrencia se debe a la reactivación de fallas geológicas. Se producen cerca de la superficie (<30 km) y por esta razón el impacto es severo.

Dentro del contexto sismotectónico andino, se considera que las estructuras geológicas con antecedentes sísmicos durante el Cuaternario (<2.5 millones de años) son las que concentran mayores posibilidades de generar movimientos sísmicos futuros. Este intervalo, sin duda, comprende varias veces los períodos de recurrencia de las estructuras con potencial sismogénico. En consecuencia, el conocimiento de estas son relevantes para una correcta tipificación del potencial sísmico de una región.

Existe amplio consenso en la comunidad científica, sobre la base de datos empíricos, de que los terremotos de magnitud mayor a  $6.50 M_w$  e hipocentros de profundidad menor a 30 km producen comúnmente deformaciones en la superficie (Slemmons,

1977; Wallace, 1981; Bonilla, 1988; McCalpin, 1996; Wells y Coppersmith, 1994; Yeats *et al.*, 1997). Estas deformaciones resultan evidencias que pueden preservarse en la morfología del terreno, también en el arreglo y composición de los materiales aledaños a la zona de deformación.

De esta forma, el presente trabajo constituye un estudio integral, donde se toman como base los análisis geomorfológicos, estratigráficos y de geología estructural; además, se utilizan diversas herramientas como la geofísica e imágenes de alta resolución, que en conjunto sirven para proponer la evolución geodinámica reciente en la región y, a su vez, poner en evidencia la actividad tectónica cuaternaria ya activa; es decir, áreas donde hubo sismos con magnitud elevada (>6 Mw). Finalmente, se propone una metodología para la evaluación de la peligrosidad por movimientos en masa y por procesos de licuefacción de suelos detonados por sismos a partir de las caracterizaciones geológico-estructurales de las fallas activas.

### 1.1 UBICACIÓN

La región Tacna está ubicada en el sur del territorio peruano; limita por el este con la región de Puno y Bolivia, por el norte con Moquegua, por el sur con Chile, y por el oeste con el Océano Pacífico (figura 1.1). Sus puntos extremos se encuentran entre las coordenadas geográficas  $16^{\circ} 44' 0''$  y  $18^{\circ} 20' 52''$  latitud sur, y  $71^{\circ} 8' 16''$  y  $69^{\circ} 28' 0''$  longitud oeste.

La extensión total de la región Tacna es de 16076 km<sup>2</sup>; cuenta con una población de 329 332 habitantes (cuadro 1.1) y su densidad poblacional es de 20.5 hab/km<sup>2</sup> (Fuente: INEI, 2017). Está conformada por cuatro provincias: Tacna, Candarave, Jorge Basadre y Tarata, y cuenta con 28 distritos. Las ciudades más importantes son Tacna, Tarata, Candarave y Locumba.

**Cuadro 1.1**  
**Población Región Tacna**

Región	Población		Total
	Hombres	Mujeres	
Tacna	163 654	165 678	329 332

La altitud de la región Tacna fluctúa entre los 0 hasta los 5742 m s. n. m. Tacna está compuesta por dos regiones naturales: la costa tiene una importante extensión y la sierra está representada por la Cordillera Occidental. También, presenta diferentes paisajes naturales; entre ellos, tiene tres importantes valles: Tacna, Sama y Locumba. De igual forma, cuenta con otros sitios naturales prioritarios, por ejemplo, el valle de 85 géiseres en la cabecera de la cuenca del río Calientes, en la provincia de Candarave, las lomas de Tacahuay y el morro Sama.

## 1.2 OBJETIVOS

Los objetivos principales del estudio son los siguientes:

a) Realizar estudios de neotectónica con la finalidad de identificar y estudiar evidencias de tectónica cuaternaria y activa, así como evidencias de paleosismicidad mediante técnicas multidisciplinarias, incluyendo geología estructural, geomorfología, estratigrafía y sedimentología. Esta

información permite estimar con precisión la variable de recurrencia y tamaño de eventos prehistóricos y, por lo tanto, permite reconstruir el registro sísmico pasado.

b) Determinar la peligrosidad por movimientos en masa, procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos inducidos por sismos a escala regional con la finalidad de identificar áreas con fenómenos naturales potencialmente dañinos para la sociedad, así como tener una idea de la probabilidad de ocurrencia de dichos fenómenos frente a distintos escenarios.

c) Contribuir al conocimiento de la evolución geodinámica reciente de los Andes peruanos.

En consecuencia, el estudio de la neotectónica aporta datos sobre deformaciones prehistóricas, principalmente de fallas consideradas sismogénicas y de los efectos inducidos por la sismicidad, los cuales son vitales para la caracterización de la amenaza sísmica y para el ordenamiento territorial de una región.

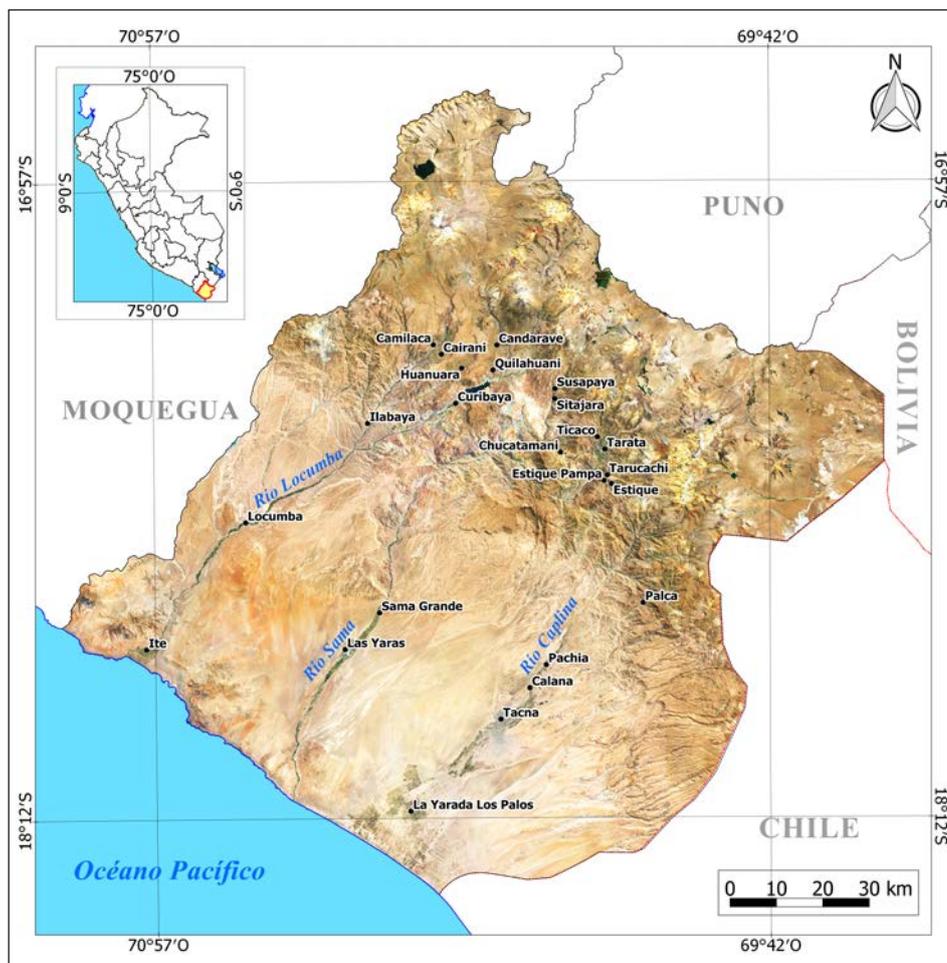


Figura 1.1 Mapa de ubicación del departamento de Tacna

### 1.3 ANTECEDENTES

La evolución de los estudios neotectónicos en el Perú se inicia con la publicación de Silgado (1978) en el Instituto de Geología y Minería, hoy Ingemmet; este estudio describe sismos históricos notables ocurridos en el Perú desde 1513. Posteriormente, y en base a este trabajo, existe el interés de la comunidad científica internacional; es así como, en el año 1982, Sébrier y otros investigadores proponen un primer mapa neotectónico del Perú; a partir de esa fecha y hasta la actualidad, el mapa neotectónico tuvo muchas modificaciones y mejoras de acuerdo con el tipo de estudio y la escala del trabajo; en esta parte se hace una breve descripción de la evolución del mapa neotectónico en el Perú.

En 1982, sobre la base del Mapa Geológico del Perú, 1:1 000 000 (Instituto de Geología y Minería, 1975), y el Mapa Tectónico del Perú, 1:2 000 000 (Ingemmet, 1995), se trazó el primer Mapa Neotectónico del Perú 1:2 000 000. Estos trabajos fueron realizados por Sébrier *et al.* (1982) en el marco del proyecto Sismicidad y Riesgos Sísmicos de la Región Andina (SISRA), siendo promovido por el Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS).

Leureyro *et al.* (1991) trabajaron en la actualización del mapa de 1982, incluyendo información generada durante las investigaciones efectuadas para las tesis doctorales de Blanc (1984); Huamán *et al.* (1993); Macharé (1987); Cabrera (1988); Bonnot y Sébrier (1985). Adicionalmente, se integró la información de neotectónica costera, contribución de Ortlieb y Macharé (1990), así como información de la Amazonía, producida por Dumont (1989) y Dumont *et al.* (1991). Asimismo, se integró la información sísmica obtenida a partir de la instalación de redes locales (Dorbath *et al.*, 1986, 1990, 1991).

En el 2003, como parte del proyecto "Major Active Faults of the World" del International Lithosphere Program, se tuvo como resultado un mapa con localización digital a escala de publicación 1:5 000 000, cuyo procesamiento de datos se realizó en ARC INFO en las oficinas del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

Entre los años 2006 y 2007, el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (Ingemmet) estableció el estudio de fallas activas como una nueva actividad institucional. Desde entonces nuestro trabajo se viene plasmando en tesis, artículos geocientíficos, boletines e informes.

En el 2009 se presentó una nueva versión del Mapa Neotectónico del Perú a escala 1:2 000 000, mapa con cartografía nueva y precisa, en el cual se ubicaron las fallas en un Sistema de Información Geográfica (GIS). Asimismo, se compiló la información generada por terceros y se agregó

nueva información generada durante los trabajos de campo y gabinete por los miembros del equipo. Este mapa forma parte de la contribución al Proyecto de Neotectónica del Proyecto Multinacional Andino-Geociencias para las Comunidades Andinas (PMA-GCA).

Desde el año 2010 se inició la actualización del Mapa neotectónico del Perú; se planteó trabajar por regiones para mejorar el detalle del trabajo. Se decidió iniciar por el sur del Perú, debido a que es la zona donde se registra mayor actividad sísmica superficial, es decir, sismicidad relacionada a la presencia de fallas geológicas. En el año 2013 se presentó el Mapa neotectónico de la región Cusco a una escala 1:500 000; posteriormente, en el año 2017, se publicó el Mapa neotectónico de la región Arequipa a escala 1:400 000; finalmente, en el año 2018 se publica el Mapa neotectónico de la región Moquegua a escala 1:225 000. En el siguiente trabajo, se presenta el Mapa neotectónico de la región Tacna a escala 1:350 000; el cartografiado de las estructuras cuaternarias se realizó en bases topográficas a escala 1:25 000, 1:10 000 y 1:2 000, utilizando imágenes satelitales y modelos de elevación digital de drones, con resoluciones de 15  $\frac{m}{px}$ , 3  $\frac{m}{px}$  y 0.50  $\frac{m}{px}$ .

### 1.4 METODOLOGÍA

La metodología empleada en el presente estudio consta de tres etapas de trabajo y se distribuyen de la siguiente forma:

#### 1.4.1 Gabinete I

Los trabajos de gabinete o preliminares consistieron en:

- recopilación y evaluación de información bibliográfica;
- recopilación de información cartográfica (mapas topográficos a escala 1:50 000, 1:25 000 y 1:10 000), fotografías aéreas e imágenes satelitales;
- generación de la cartografía básica, delimitando el área de estudio;
- análisis y fotografiado, interpretación de estructuras por medio de fotografías aéreas e imágenes satelitales;
- generación de mapas preliminares para su respectiva comprobación en campo.

#### 1.4.2 Campo

Los trabajos de campo se efectuaron en diferentes etapas; en dichas salidas se realizaron las siguientes actividades:

- Se realizó el cartografiado geológico-estructural en mapas topográficos a escala 1:25 000 y 1:10 000 con énfasis en los depósitos cuaternarios, llegando a reconocer depósitos de flujos de detritos (aluviones o huacos), depósitos fluviales, fluvioglaciares y glaciares.

- Se identificaron fallas que afectan depósitos recientes; en estos puntos se realizaron análisis morfoestructurales con énfasis en la medición de estrías en planos de fallas.
- Se realizó una trinchera paleosismológica transversal con la finalidad de identificar paleosismos.
- Se midieron columnas estratigráficas en depósitos sedimentarios deformados, principalmente en las terrazas fluviales en los ríos Caplina, Chero y Palca, así como en los sedimentos lacustres de las localidades de Mirave y Caquilluco.
- En la zona de estudio se analizó la relación de la tectónica reciente y su morfología (análisis morfotectónico). Para ello, se utilizaron imágenes ASTER (1:50 000 a 1:15 000), LANDSAT (1:50 000), PLEIADES (1:5000) y fotografías aéreas (1:25 000). Así como también se utilizó la carta geológica elaborada por el Ingemmet a escala 1:50 000.
- Se realizó levantamiento topográfico de alta resolución y precisión con drones GPSD.
- Se realizó la toma de muestras para estudios petrológicos y/o mineralógicos.
- De igual forma, se realizó la toma de muestras para dataciones radiométricas por C14 y cosmogénicos.

### 1.4.3 Gabinete II

Los trabajos en gabinete II, también llamados trabajos finales, consistieron en:

- procesamiento y análisis de datos obtenidos en campo;
- digitalización de columnas estratigráficas e interpretación de ellas;
- digitalización y composición de mapas temáticos finales de factores: estructural, litológico, geomorfológico, de pendientes, cobertura vegetal y uso de suelo;
- integración de mapas temáticos y análisis de susceptibilidad, elaboración de mapas de susceptibilidad por movimientos en masa y procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos;
- elaboración de mapas de peligrosidad, utilizando como factor detonante los sismos máximos posibles que las fallas pueden generar y tomando en cuenta la aceleración sísmica y su atenuación respecto a la distancia epicentral;
- elaboración de cuadros, figuras, selección de fotografías ilustrativas y redacción del informe final.

## 1.5 OTRAS CARACTERÍSTICAS

### 1.5.1 Clima

La región Tacna cuenta con dos regiones naturales, ambas con distintos climas. La costa tiene un clima árido, con variaciones de temperaturas de 6° a 30 °C, en verano entre 25° a 30 °C y de 6° a 13 °C en el invierno, su temperatura media anual es de 17 °C. La precipitación total anual está por debajo de los 100 mm con una humedad de 75 %. Por otro lado, la sierra tiene un clima frío – templado, con variaciones de temperaturas entre -2 y 13°C y rara vez baja a menos de -4 °C o sube a más de 20 °C.

### 1.5.2 Relieve topográfico

Por la presencia de la Cordillera Occidental de los Andes, Tacna presenta características especiales para la costa y la sierra. Su costa es extensa, el desierto costero es una franja amplia entre los andes y el mar, cuyos rasgos característicos son las dunas, los médanos, las pampas y las lomas limitadas por valles por los que descienden las aguas turbulentas de los principales ríos. La sierra de Tacna es muy accidentada, está conformada por suaves y empinadas laderas, elevaciones de diversa altura como nevados y volcanes que llegan a los 5000 m s. n. m., valles y planicies aptas para la actividad agropecuaria.

Fenómenos geográficos:

- Valles: Tacna, Sama, Locumba y Candarave
- Pampas: La Yarada, Ite, Pampas de Hospicio y Pampa del cerro Intiorko Puntas: Colorada y Picata
- Islotes: Ite
- Volcanes: Huancune (5 567 m), Yucamane (5 508 m) y Tutupaca (5 505 m) Nevados:
- Barroso (5 742 m), Achacollo (5 690 m), Huancune (5 567 m)
- Pisos altitudinales: Costa, Yunga marítima, Quechua, Suni, Puna, Janca

### 1.5.3 Hidrografía

Desde el punto de vista hidrográfico, los ríos que drenan su territorio pertenecen en su mayoría a la cuenca del Pacífico, con excepción de la cuenca del río Maure, que pertenece a la vertiente del lago Poopó. A continuación, se muestran las cuencas principales de la vertiente del Pacífico:

- Cuenca del río Caplina
- Cuenca del río Sama
- Cuenca del río Locumba
- Cuenca del río Uchusuma

### 1.5.4 Biodiversidad

En la región Tacna se han identificado numerosas especies y ecosistemas. Para conservar su biodiversidad se han creado dos áreas naturales de gran importancia.

- Lomas de Tacahuay - Ite. Fue creada en el 2004 para proteger especies en peligro de extinción, principalmente guanacos, suris (fauna) y árboles de tara (flora).
- Área de Conservación Regional Vilacota Maure. Tiene una extensión de 124 313 ha, alberga flora y fauna silvestre en riesgo en la zona altoandina de las provincias de Tarata y Candarave. Tiene como misión la protección de una de sus especies más importantes: el Suri (avestruz andino), así como proteger los suelos y la vegetación de esta zona.

### 1.5.5 Actividades económicas

Las principales actividades económicas desarrolladas en la región Tacna son la agricultura, ganadería, pesca, minería y comercio. La agricultura practicada en Tacna es desarrollada y

tecnificada, produciendo principalmente aceitunas, maíz, papa, trigo, orégano y uvas. En ganadería, destaca el ganado vacuno, ovino y caprino, así como su importante cantidad de camélidos para la explotación de carne y lana.

La actividad pesquera extractiva marina en Tacna es mayormente artesanal, está orientada para el consumo humano directo.

En la minería es importante la extracción de cobre en Toquepala, que utiliza la refinería de Ilo para su exportación. El 11.9 % de la producción de cobre en el país pertenece a esta región, ocupando el cuarto lugar a nivel nacional. Aunque el cobre es el mineral más explotado, en Toquepala se extraen otros minerales en menor cantidad.

Por último, Tacna tiene un importante flujo comercial, con ventajas de una zona franca y productos a bajo precio. Esta actividad atrae al sector turismo, que utiliza la ciudad como lugar de tránsito para su ingreso a territorio peruano, adquiriendo artesanías, ropa, calzados y joyas.



# CAPÍTULO II

## MARCO GEOLOGICO DE LA REGIÓN TACNA

### 2.1 ESTRATIGRAFÍA

Las unidades litoestratigráficas en la región Tacna están comprendidas entre el Proterozoico y el Cuaternario (figura 2.1). Según la Carta Geológica Nacional del Ingemmet a escala 1:100 000, el departamento de Tacna está cubierto por 10 cuadrángulos, de los cuales 5 fueron actualizados a escala 1:50 000 (Hojas de Pachía, Palca, Moquegua, Tarata y río Maure). A continuación, se desarrollará una síntesis estratigráfica:

#### 2.1.1 Precámbrico

El basamento proterozoico de la región Tacna está constituido por gneises, migmatitas, pegmatitas, esquistos y dioritas. Este conjunto de rocas fue denominado Complejo Basal de la Costa por Bellido y Narváez (1960), datado entre  $1861 \pm 32\text{Ma}$  y  $946\text{Ma}$  por Casquet *et al.* (2010).

#### 2.1.2 Paleozoico

En la región Tacna, el Paleozoico está representado por la Formación Cabanillas (Devónico). Dicha unidad está constituida en su mayoría por calizas, conglomerados, areniscas y lutitas. Estas unidades afloran entre el pie de monte y la planicie costeros.

#### 2.1.3 Mesozoico

El registro litológico del Mesozoico en la región Tacna indica una depositación carbonatada importante principalmente en lo que se considera la paleocuenca Arequipa, que en la actualidad tiene sus afloramientos desde la Cordillera de la costa hasta el altiplano. Esta secuencia de sedimentación muestra sus afloramientos desde el actual arco volcánico hasta el altiplano; está representada por rocas volcano sedimentarias de las unidades Machacani (Triásico), Pelado (Jurásico inferior), la Formación Chocolate (Jurásico) y las secuencias sedimentarias de la Formación Socosani (Jurásico medio), Grupo Yura (Jurásico Cretáceo inf.). De igual manera las rocas cretácicas están representadas por rocas volcánicas de la Unidad Hullacollo (Cretáceo superior) y el Grupo Toquepala (Cretáceo superior - Paleógeno).

#### 2.1.4 Cenozoico

A diferencia del Paleozoico y Mesozoico, la distribución de las unidades litoestratigráficas cenozoicas en la región Tacna es más amplia, esto debido a la migración del arco volcánico y su influencia en la formación de cuencas de antearco, trasarco e intra-arco.

Las secuencias volcánicas del Grupo Toquepala (Cretáceo superior - Paleógeno) se encuentran emplazadas principalmente en el antearco. Posteriormente, se depositaron las secuencias volcánicas de las formaciones Huaylillas y Maure (Paleógeno).

De forma coetánea, el depósito de las secuencias sedimentarias principalmente de origen lacustre, generaron la creación de la cuenca Moquegua, la cual se desarrolló en la planicie costera, entre el piedemonte y la Cordillera de la Costa, desde el Oligoceno hasta el Mioceno tardío.

En el Eoceno, se incrementa la actividad volcánica. Estos depósitos volcánicos son agrupados según la relación con el centro o complejo volcánico de origen, así como el tipo de actividad volcánica que representa. El arco volcánico del sur peruano migró de este a oeste durante el Cenozoico (Mamani *et al.*, 2010), debido al cambio de ángulo de subducción de la placa de Nazca. Esto explica la cobertura volcánica a lo largo de los Andes Centrales del sur del Perú. El arco volcánico Barroso (Mioceno - Cuaternario) se emplaza en un ancho de 70 km aproximadamente, generando una topografía abrupta debido a la actividad glacial.

#### 2.1.5 Depósitos cuaternarios

##### 2.1.5.1 Depósitos morrénicos

Estos depósitos cubren áreas extensas, ubicadas por lo general en los alrededores de glaciares actuales o antiguos. Es característico de estos materiales su falta de estratificación, la presencia de clastos y bloques de tamaño y forma heterogénea, envueltos en una matriz arenolimososa.

Morfológicamente estos se presentan formando lomadas alargadas en las laderas de los nevados o glaciares.

En la región Tacna es común encontrar estos depósitos en los alrededores de los nevados Barroso, Achacollo y Huancune.

#### 2.1.5.2 Depósitos fluvioglaciares

Son materiales procedentes de la fusión de los glaciares y la erosión de las morrenas. Estos materiales son redepositados a lo largo de las amplias quebradas y valles que inician en zonas glaciares, actuando de la misma forma que los depósitos fluviales o aluviales. Estos están compuestos por gravas y arenas, con clastos y granos subredondeados, envueltos en una matriz arenolimososa; además, presentan lentes de gravas y/o arenas.

En Tacna se identificó zonas donde estos depósitos se encuentran deformados, principalmente cerca de la localidad de Quesane. Estas deformaciones se relacionan a la actividad del Sistema de Fallas Barroso, que generó variaciones en el drenaje (capítulo III).

#### 2.1.5.3 Depósitos lacustres

Son sedimentos de grano fino, predominando los limos y las arcillas. El contenido de materia orgánica puede ser muy alto, sobre todo en zonas pantanosas. Por lo general, presentan estructuras laminadas en niveles muy finos. En condiciones de agua salada se forman precipitados de sales.

En las localidades de Ilabaya y Caquilluco se han registrado estos depósitos; ambos se formaron gracias a movimientos en masa desencadenados muy posiblemente por la ocurrencia de grandes sismos, que generaron posteriormente la formación de cuerpos de agua o lagunas.

Los depósitos lacustres en estas localidades tienen varios metros de espesor. Estas secuencias se caracterizan por presentar estructuras sedimentarias deformadas. Estas estructuras están claramente relacionadas a la licuación de suelos, lo cual está relacionado a sacudimientos del mismo. El nivel de sacudimiento u ondulado del terreno por sismos está controlado por la magnitud y/o por la profundidad del sismo (hipocentro). Debido a la presencia de fallas activas cercanas, se sugiere que el origen de estas estructuras son sismos superficiales, generados por el Sistema de Fallas Incahuico.

#### 2.1.5.4 Depósitos marinos

A lo largo de la faja litoral afloran terrazas marinas, las cuales reposan sobre la superficie de abrasión de las rocas del Complejo Basal, principalmente. Estas terrazas se describen como capas horizontales de gravas, con clastos bien redondeados en matriz areno-arcillosa, arenas conglomerádicas y bancos de conchas, en algunos casos fracturadas. El espesor de estos depósitos puede variar entre capas centimétricas a métricas.

En la localidad de Tacahuay se observan terrazas marinas, distribuidas de forma escalonada. Están compuestas en su mayoría por coquinas de conchas de medio lagoón evaporítico. Ortlieb *et al.* (1996) indican que estos depósitos son los mismos que los registrados en Pampa de Palo. De la misma manera, concluyen que la terraza de la Pampa de Palo está controlada por un bloque de falla que se movió independientemente del resto de la costa del Perú durante el Pleistoceno medio (~220 ka) a comienzos del Pleistoceno superior (~120 ka), dejando así estas terrazas aflorando en las costas del sur peruano.

#### 2.1.5.5 Depósitos volcánicos

Se refiere al material producido y/o relacionado a la actividad volcánica cuaternaria. El material volcánico está compuesto por minerales; son altamente inestables y fácilmente alterables. Es así como estos se pueden presentar como materiales de variados colores, cubriendo centros volcánicos preexistentes y llanuras aledañas.

En la región Tacna se tienen identificados los volcanes activos Yucamane y Tutupaca. Ambos centros volcánicos han tenido actividad reciente; esto se evidencia en depósitos volcánicos datados y registros históricos (Samaniego *et al.*, 2015; Rivera *et al.*, 2018; International Volcanological Association (1951-1975).

Benavente *et al.* (2010) observan en los alrededores de las lagunas Suches, Vilacota y Paucarani, que los depósitos de los volcanes Yucamane y Tutupaca están afectados por fallas geológicas, generando escarpes de varios metros de alto.

La actividad de estas fallas en los alrededores del Complejo volcánico Yucamane-Calientes influyó en la construcción del relieve actual, controlando en algunos casos la dirección de los drenajes y el emplazamiento de nuevas estructuras volcánicas (Rivera *et al.*, 2018; Vela, 2015).

De igual forma, al este de Tacna, en la zona de Alto Perú-Paucarani específicamente, Bromley *et al.* (2019) observan fallas N 175 que afectan el Complejo de domos Purupuruni de edad cuaternaria.

Del mismo modo, depósitos volcánicos más antiguos, básicamente los relacionados a los volcánicos Barroso (Pleistoceno) y Huaylillas (Mioceno-Plioceno), se muestran deformados por las fallas Cerro La Aurora, Chañal y los Cóndores Chambicollo (capítulo III). Esto último es una evidencia de la reciente actividad de las fallas mencionadas.

#### 2.1.5.6 Depósitos coluviales

Estos depósitos se encuentran al pie de los cerros y laderas, formando en muchos casos conos de deyección. Están

compuestos de material inconsolidado, con clastos y bloques heterométricos, angulosos y subangulosos, envueltos en una matriz arenolimososa o algunas veces sin ella.

El material de los deslizamientos o derrumbes son parte de los depósitos coluviales. Pueden ser desencadenados principalmente por factores climáticos; sin embargo, factores tectónicos como los sismos o terremotos también pueden ocasionar el colapso de estos.

En la región Tacna, se tiene dos claros ejemplos de estos movimientos en masa, los cuales se encuentran ubicados en Caquilluco y Aricota. En ambos casos, son fenómenos ocurridos durante el Pleistoceno. Según Delgado *et al.* (2020), el deslizamiento de Aricota fue desencadenado por un factor climático; sin embargo, la reactivación de fallas activas en la zona podría haber originado este movimiento en masa hace 17 ka. De la misma forma, Zerathe *et al.* (2017) asignan una edad de 35 ka al colapso de la avalancha de roca del cerro Caquilluco; el desencadenante sería igualmente el factor climático, pero con la posibilidad de ser tectónico. La falta de más estudios no permite confirmar esta hipótesis (capítulos III y IV).

#### 2.1.5.7 Depósitos aluviales

Corresponden a depósitos constituidos por gravas y bloques subangulosos a subredondeados en una matriz limo-arenosa. Por lo general, estos depósitos se forman por el transporte de material a través de las quebradas, depositándose en las márgenes de los ríos para posteriormente ser retransportados a zonas más distales.

En los trabajos de campo, se ha observado que las fallas activas Cerro Carnaval, Alto los Chilenos, El Abra y Cordilleras (capítulo III) han producido la deformación de estos depósitos en los últimos miles de años. Los cambios bruscos de la dirección de los drenajes son principales evidencias de estas deformaciones.

#### 2.1.5.8 Depósitos palustres

Estos depósitos se encuentran rellenando pequeñas o grandes depresiones y altiplanicies; muchos de ellos tienen su origen en lagunas o cursos fluviales abandonados. Están conformados por arenas y arcillas con abundante materia orgánica.

De la misma forma, el movimiento de las fallas genera pequeñas depresiones en el suelo deformado, en el *hanging wall*

principalmente; estas pequeñas cuencas por su poca profundidad son capaces únicamente de albergar material palustre (vegetación y agua proveniente de cursos de agua, precipitaciones o nieve) (Alden, 2017). Estas geoformas son denominadas como *sag ponds* o lagunas de falla por su traducción del inglés (Diederix *et al.*, 2006).

Los depósitos palustres emplazados en *sag ponds* se pueden observar en la localidad de Pollailla, donde la dinámica del Sistema de Fallas Barroso ha generado estas geoformas (capítulo III).

#### 2.1.5.9 Depósitos fluviales

Son depósitos evidenciados únicamente en los lechos y bordes de los ríos. Están constituidos por clastos de grava redondeados a subredondeados envueltos en una matriz arenosa en su lecho. Además, presentan limos y arcillas en sus bordes o llanuras de inundación.

Es muy común observar estos depósitos en los lechos de los ríos Caplina, Chero y Palca, así como otros drenajes de la región.

Sus depósitos, algunas veces, quedan encajonados en los valles, dispuestos a manera de terrazas. Estas terrazas se encuentran en uno o varios niveles y se presentan de esta forma debido a la incisión de los valles, causado por el levantamiento de la zona cordillerana o por la actividad de fallas corticales, como la Falla Incaquiquio (capítulo IV).

Por otro lado, la reactivación de las fallas Sama Calientes y Micalaco ha generado la deformación en los depósitos fluviales en las localidades de Sama Grande-Yarahua y Micalaco, respectivamente.

#### 2.1.5.10 Depósitos eólicos

Mayormente estos depósitos se encuentran formando dunas, las cuales forman acumulaciones de arena alargadas siguiendo la dirección de los vientos. De igual forma, estos depósitos están presentes en las zonas desérticas de la faja costera, entre el piedemonte y el litoral.

#### 2.1.5.11 Depósitos eluviales

Consisten en materiales erosionados producto de la meteorización *in situ* de las rocas, es decir, sin haber sufrido transporte alguno.

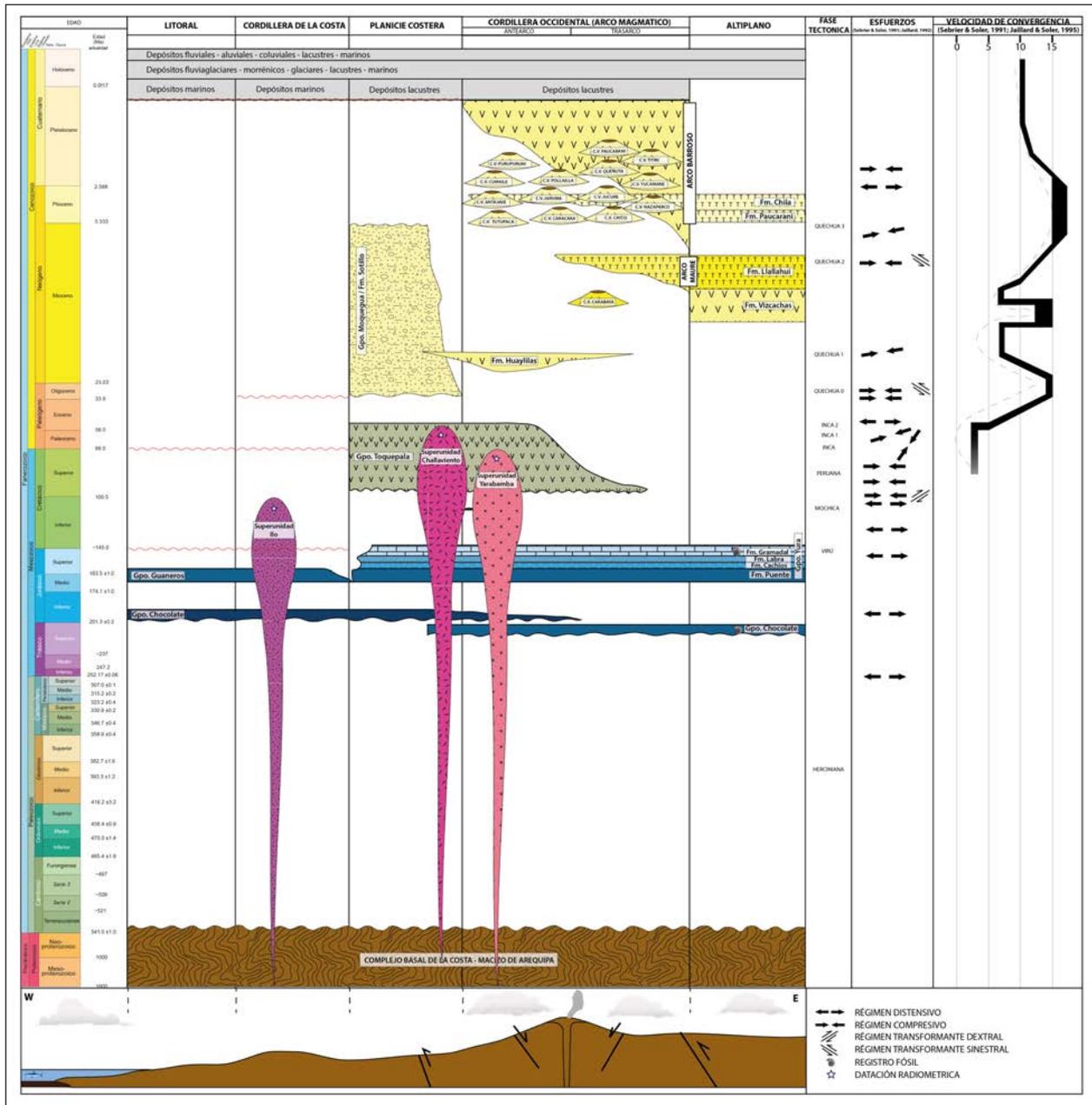


Figura 2.1 Cuadro estratigráfico resumen de las unidades litoestratigráficas en la región Tacna

## 2.1.6 Rocas Ígneas

### 2.1.6.1 Rocas intrusivas

En la región Tacna se puede observar una variedad de cuerpos intrusivos de distintas composiciones y edades (figura 2.1). Entre los cuerpos intrusivos se observan las superunidades Challaviento (Cretáceo superior), Ilo (Cretáceo inferior) y Yarabamba (Cretáceo superior).

## 2.2 ASPECTOS TECTÓNICOS

Para analizar la influencia de la tectónica en la deposición de las unidades lito estratigráficas que afloran en el sur del Perú, particularmente en el departamento de Tacna, es necesario hacer un reconocimiento de las estructuras de carácter regional y su evolución en el tiempo geológico. A continuación, se hace un resumen de la evolución para cada elemento morfoestructural

regional o mega estructura, además de sus correspondientes etapas de sedimentación y actividad tectónica.

### 2.2.1 Evolución tectono-sedimentaria de la Cordillera de la Costa

#### 2.2.1.1 Acreción del bloque alóctono Arequipa o cratón Arequipa-Antofalla

El basamento Proterozoico del área de estudio está representado por las unidades metamórficas del Complejo Basal de la Costa, constituido por gneises, migmatitas y esquistos afectados por la orogenia Grenvilliana (1250-980 Ma) (Ramos, 2010). Esta megaestructura, denominada Cratón Arequipa-Antofalla, fue acretada en el Mesoproterozoico con el Cratón Amazónico (Loewy *et al.*, 2004; Ramos, 2010) (figuras 2.2 y 2.3).

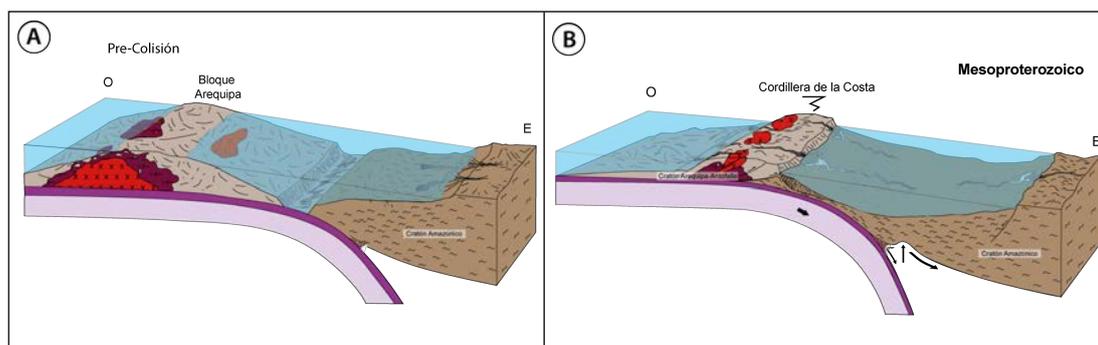


Figura 2.2 a) distribución del bloque alóctono Arequipa y el cratón Amazónico antes de la acreción; b) resultado de la acreción del bloque Arequipa con el cratón Amazónico en el Mesoproterozoico.

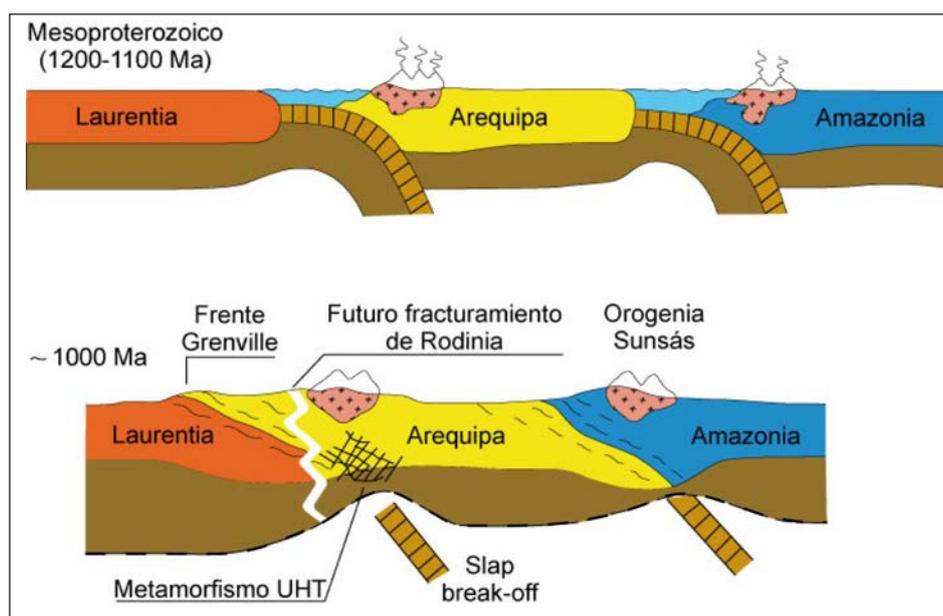


Figura 2.3 Modelo de la acreción del Macizo de Arequipa al continente Amazonia durante el Mesoproterozoico. Tomado de Loewy *et al.* (2004), Ramos (2008) y Carlotto *et al.* (2009)

## 2.2.2 Evolución de la cuenca Arequipa e inicio de la tectónica andina

### 2.2.2.1 Fase tectónica distensiva

Según Marocco *et al.* (1985), aparentemente la cuenca Arequipa se originó por el proceso de *rifting* en el Liásico, el cual se inicia con el depósito de lavas y depósitos continentales de la Formación Chocolate (Jurásico inf.). La relación y ocurrencia de las intercalaciones marinas en el Sinemuriano (del tope de la Formación Chocolate) sugieren un *rifting* desarrollado en esta zona, luego de que haya culminado el *rift* en la Cordillera Oriental en el Bajociano-Bathoniano con una considerable subsidencia, creándose así la protocuenca Arequipa (Vicente *et al.*, 1982).

Durante el régimen distensivo del Jurásico inferior a medio, se desarrolló una cuenca principalmente clástica con períodos de deposición calcárea, además de una sedimentación turbidítica (Vicente *et al.*, 1982). Esta cuenca se encuentra delimitada al norte por el Alto Totos-Paras, al este por el Alto Cusco - Puno y al oeste por la Cordillera de la Costa, extendiéndose hacia el sur. Su evolución sedimentaria está caracterizada por la deposición inicial de la serie volcano-sedimentaria de la Formación Chocolate, que presenta en su parte superior estructuras de distensión que evidencian subsidencia en la cuenca (Jacay, 2005). Posteriormente se da paso a la sedimentación del Grupo Yura.

### 2.2.2.2 Fase tectónica compresiva

La tectónica compresional en el Cretácico superior–Paleoceno (Fase tectónica Andina) generó una inversión tectónica en el área, aprovechando las mismas estructuras de cinemática normal formadas en el régimen de *rift* (Vicente, 1990; Sempéré *et al.*, 1999). Dicho evento tectónico afectó las secuencias prejurásicas, así como las secuencias volcánicas del Grupo Toquepala. Además, en esta época se ha generado actividad magmática representada por las superunidades Ilo y Yarabamba. El inicio del Cenozoico en los andes del sur peruano es marcado por una rápida convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana (>50 mm/a) (Pardo-Casas y Molnar, 1987) (Pardo-Casas y Molnar, 1987). Este incremento en la velocidad de convergencia coincide con la intensa actividad tectónica del Eoceno (Mégard, 1984). Por su parte, Noble *et al.* (1974) aseguran que hubo una intensa deformación entre el Paleoceno y Eoceno acompañado de eventos volcánicos, actividad que se repetiría al inicio del Mioceno, luego de un período de relativa calma en el Oligoceno.

Una evidencia geomorfológica de la intensa actividad tectónica en el sur del Perú es la formación del Oroclino Boliviano

(Carey, 1955, 1958), el cual está constituido por una serie de fallas y cabalgamientos (Sempere *et al.*, 1988), generando un acortamiento de 500-530 km en los últimos 70 Ma (McQuarrie, 2002). Esta importante geoforma implica importantes acortamientos originados por desplazamientos horizontales ocurridos durante el levantamiento andino (Sempere *et al.*, 1988). Su origen puede estar relacionado a la respuesta topográfica de la oblicuidad de la margen durante el Mioceno superior (Benavente *et al.*, 2012).

La actividad tectónica en el Mioceno se incrementa de manera sustancial. Observaciones geológicas de Noble *et al.* (1974), tales como la ocurrencia de conglomerados gruesos y discordancias, evidencian un levantamiento andino rápido; de igual forma, estimaciones de paleoelevaciones con diferentes métodos demuestran un levantamiento rápido de la superficie en el Mioceno temprano (Sundell *et al.*, 2019).

En esta misma época, la actividad volcánica también se incrementa, depositando sus productos volcánicos en las cuencas y valles de la zona.

Posterior a esta fase tectónica, y en discordancia angular, se depositaron las secuencias de la Formación Moquegua, las cuales se formaron gracias a la erosión post fase tectónica Peruana, que finalmente son afectadas por las fases tectónicas Inca, Inca 1 e Inca 2.

## 2.2.3 Evolución del arco magmático o Cordillera Occidental

Producto del levantamiento andino y como resultado de las continuas fases tectónicas compresivas Inca y Quechua, además de esfuerzos transformantes de tipo sinistral, se origina el arco volcánico en la Cordillera Occidental, que varía y migra gracias a los cambios del ángulo de subducción de la placa de Nazca con la placa Sudamericana. El registro volcánico en la Cordillera Occidental indica presencia de centros volcánicos desde el Eoceno hasta la actualidad. Estas estructuras generaron a la vez la acumulación de depósitos de origen volcánico y volcano-sedimentario, aprovechando cuencas aledañas, de antearco y trasarco para acumular sus depósitos, los cuales se vieron afectados por los continuos esfuerzos tectónicos posteriores. Los centros y complejos volcánicos han sido agrupados en distintas etapas denominados Arcos Volcánicos (Mamani *et al.*, 2010); es así que los depósitos volcánicos del Arco Barroso de edad Mioceno-Plioceno fueron afectados por la tectónica Quechua IV.

## **2.2.4 Evolución de las cuencas sinorogénicas cenozoicas**

### **2.2.4.1 Sedimentación en las cuencas de antearco cenozoicas**

El desarrollo de las cuencas antearco fue favorecido por la actividad tectónica (Mégard *et al.*, 1984) y el clima regional (Armijo *et al.*, 2015). En el antearco, desde el Oligoceno al Plioceno, se desarrolló la cuenca Moquegua entre la Cordillera Occidental y la Cordillera de la Costa, depositando sus secuencias de origen lacustrino y aluvial en cuencas endorreicas (Sempere *et al.*, 2014; Decou *et al.*, 2011). Decou *et al.* (2011) consideran que todos los depósitos continentales de la cuenca antearco en el sur del Perú entre los 50 y 4 Ma deberían ser agrupados en el Grupo Moquegua.

A partir del Oligoceno terminal, la cuenca estuvo progresivamente invadida por los productos volcánicos de la Formación Huaylillas, evidenciando la actividad del arco volcánico durante este

período (Vega, 2002). Posteriormente, también en la Cordillera de la Costa y la planicie costera, se depositaron las secuencias clásticas de la Formación Millo, siendo las secuencias de esta unidad productos de la depositación continental.

### **2.2.4.2 Sedimentación en las cuencas de trasarco e intra-arco cenozoicas**

En la Cordillera Occidental y el Altiplano también se originaron cuencas por la acumulación de material volcánico, originado por la misma actividad volcánica o por el transporte de material volcánico a través de canales. En algunos casos, los procesos volcánicos y tectónicos (paleo-terremotos) formaron paleo-cuencas, evidenciado en el represamiento de valles o quebradas. Todas estas cuencas, de origen fluvial o lacustre, fueron afectadas posteriormente por la fase tectónica Quechua desde el Neógeno, así como por la actividad volcánica local, lo que se refleja en los sedimentos deformados y la intercalación con depósitos volcánicos de las formaciones Chila y Paucarani (Plioceno).



## CAPÍTULO III

# NEOTECTÓNICA, TECTÓNICA ACTIVA Y PALEOSISMOLOGÍA

### 3.1 INTRODUCCIÓN

Durante las últimas décadas los términos de “neotectónica” y “tectónica activa” fueron modificándose desde el punto de vista del período que comprende estos procesos. Es así como, inicialmente, fueron utilizados con un sentido temporal de acotación.

Obruchev (1948) introdujo el término neotectónica para describir “El estudio de los movimientos tectónicos que han ocurrido desde finales del Terciario y durante la primera parte del Cuaternario”. Posteriormente, Slemmons *et al.* (1991) modifican el intervalo temporal y definen la neotectónica como el “Estudio de los eventos y procesos tectónicos ocurridos después del Mioceno”.

Durante los años noventa comenzó a considerarse el hecho de que la neotectónica no debía restringirse dentro de límites temporales, que si bien en algunos lugares pueden ser significativos, en otros no lo es. Esta nueva visión tiene relación con la consideración del concepto de régimen tectónico vigente (*current tectonic regime*), definido por Müir Wood y Mallard (1992) como “Régimen de esfuerzos que induce y controla la actividad actual de las fallas y que ha podido extenderse temporalmente en el pasado de modo distinto en distintas zonas”. Finalmente, Mörner (1990) propuso que el comienzo de la fase que se calificó como neotectónica comenzaría en diferentes momentos según la zona que se trate.

Como se observa, con el paso del tiempo se ha ido dando mayor importancia a la definición del concepto de neotectónica, que al propio mecanismo o proceso de deformación, con una duración que varía de unos lugares a otros, más que a la acotación temporal del proceso. En este sentido, la definición de neotectónica más aceptada en nuestros días es aquella que la describe como el “Estudio de procesos y estructuras que se han propagado o reactivado dentro del campo de esfuerzos-deformación que es aún activo en la actualidad” (Stewart y Hancock, 1994).

En este capítulo se estudiarán los términos: tectónica activa y falla activa. National Research Council (1986) define tectónica activa como “Movimientos tectónicos que se esperan que ocurran en un intervalo de tiempo que afecta a la sociedad”.

En este sentido, se considera que una estructura o un proceso son activos cuando han actuado dentro del período histórico y se espera que actúen en el futuro sin que exista ningún dato que indique su futuro cese.

Desde el punto de vista del peligro sísmico, el término “falla activa” tuvo varias definiciones en función de la aplicación del concepto a trabajos de investigación, cálculos ingenieriles, etc. Stewart y Hancock (1994) definen una falla activa como “aquella falla que ha presentado movimientos dentro del período de tiempo abarcado por el régimen tectónico vigente” (Müir Wood y Mallard, 1992), mientras que Environmental Protection Agency (1981) considera que las fallas activas son “aquellas fallas que han sufrido movimientos en los últimos 10 000 años (Holoceno)”. Por otra parte, un concepto estrechamente relacionado con el significado de falla activa viene definido por el término “falla capaz”, que Bonilla (1982) define como “aquella falla que ha experimentado al menos un movimiento en los últimos 35 000 años y, al menos, dos en los últimos 500 000 años”. Es decir, son fallas activas durante el Pleistoceno.

En la redacción de este capítulo se utilizará el término falla activa para referirse a fallas o escarpes de fallas que presentan suficientes indicios de haberse originado o reactivado durante el Cuaternario, ejerciendo un control en la evolución reciente del relieve, en la disposición y estructura de los depósitos cuaternarios o en la génesis de la sismicidad histórica e instrumental.

### 3.2 METODOLOGÍA DE ESTUDIO

Con la finalidad de identificar y caracterizar las fallas geológicas activas de la región Tacna como fuentes sismogénicas, se emplearon diversas metodologías de investigación. A continuación, se describe brevemente cada una de ellas.

#### 3.2.1 Análisis de imágenes obtenidas por sensores remotos

Hoy en día, el uso de sensores remotos permite obtener información georeferenciada de la superficie terrestre con la capacidad de abarcar grandes extensiones de área.

Se utilizaron fotografías aéreas e imágenes satelitales de Google Earth con la finalidad de identificar zonas con deformación

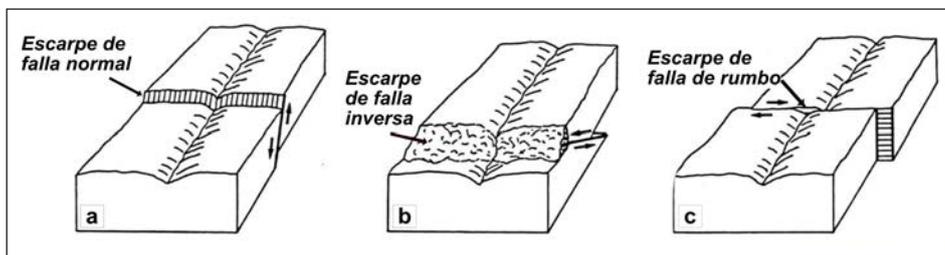
activa; es decir, rasgos morfológicos en el relieve asociados a la actividad reciente de fallas geológicas, tales como: escarpes de falla, variación en el sistema de drenajes, incisión anómala, valles colgados, formación de facetas triangulares, etc.

Todas las observaciones realizadas sobre las imágenes se corroboraron en campo.

### 3.2.2 Análisis morfológico de escarpes de fallas

Una de las evidencias más representativas de la actividad de las fallas geológicas activas son los escarpes de falla. Estos están referidos a discontinuidades en la corteza que ponen en contacto

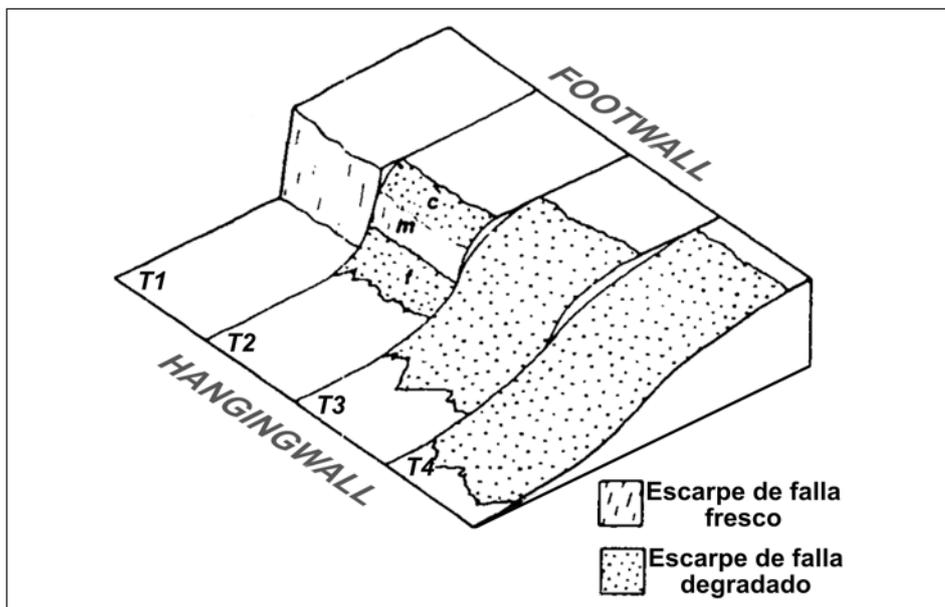
dos bloques; sobre esta discontinuidad, también llamada plano de falla, uno de los bloques se desplaza con respecto al otro y genera sismos corticales (<30 km). En superficie, los escarpes se muestran como desniveles en el relieve; estas geoformas tectónicas proporcionan información asociada a la actividad de una falla geológica activa; si analizamos su morfología seremos capaces de obtener información sobre el estilo y tiempo de actividad tectónica; esto se debe a que la morfología de un escarpe depende de la cinemática o el tipo de movimiento (figura 3.1) y de la geometría de la falla, así como de la edad o tiempo en que se formó.



**Figura 3.1** Ejemplos de escarpes simples relacionados a incrementos de desplazamiento en: a) falla normal, b) falla inversa y c) falla transcurrente o de rumbo. Modificada de Stewart y Hancock (1990, figura 1)

Dicho lo anterior, más adelante se denominará como escarpes conservados a aquellos escarpes que han mantenido su forma inicial o que han sufrido poca degradación a través del tiempo,

y escarpes degradados a aquellos escarpes que muestran una morfología suavizada por procesos geológicos que han degradado en alto grado al escarpe a través del tiempo (figura 3.2).



**Figura 3.2** Evolución del escarpe de falla frente a procesos de degradación a través del tiempo. Modificado de Stewart y Hancock (1988)

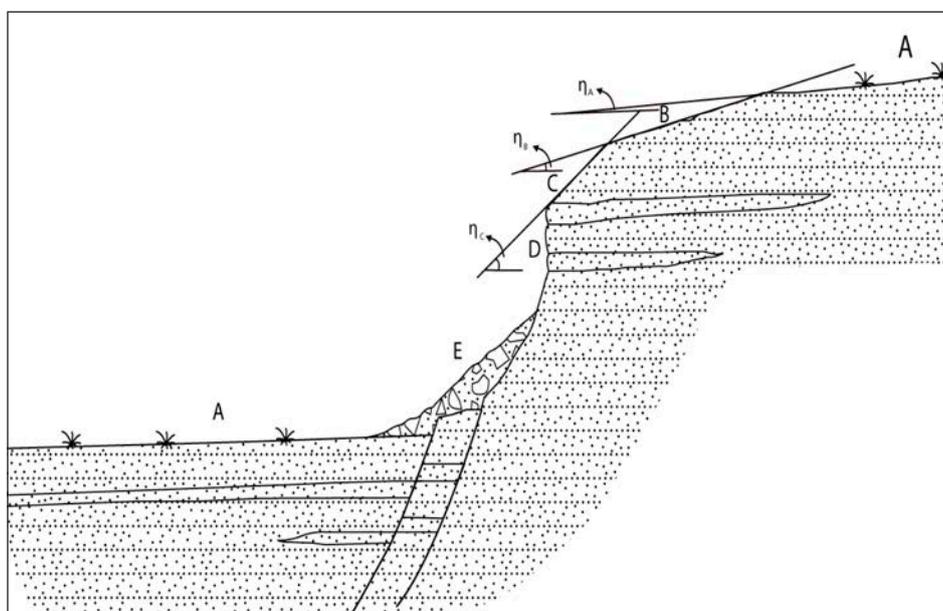
Una vez que se cualifican los escarpes según su morfología, se podrá cuantificar ciertos parámetros de estas geoformas; por ejemplo, la longitud, las alturas máxima y promedio de los escarpes son parámetros que están relacionados de manera directa con la magnitud del sismo que los generó (Slemmons, 1977); por lo tanto, permiten caracterizar el potencial sismogénico de las fallas geológicas activas y evaluar el peligro sísmico que estas representan para una región.

Sin embargo, durante el análisis morfológico de los escarpes se debe considerar que la reactivación de una falla geológica en un área determinada se puede acomodar en uno o varios planos de falla y que no todos los segmentos de una falla se tienen que reactivar con el mismo evento sísmico; esto dependerá de varios factores.

En la actualidad existen metodologías que permiten datar eventos de reactivación de fallas a partir de la caracterización de escarpes de falla en materiales consolidados y no consolidados.

En regiones áridas o semiáridas, como es el caso de la región Moquegua, el material orgánico (como turba o carbón) es raro de encontrar; por ello, se emplean dataciones por núclidos cosmogénicos ( $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ) o termoluminiscencia (Avouac, 1993).

La datación morfológica es un método dedicado a la datación de escarpes de falla en materiales no consolidados (figura 3.3); se basa en lo siguiente: el perfil topográfico del escarpe es función del ángulo inicial de ruptura, la litología, el clima, la tasa de erosión y depositación. Muchos escarpes tienen diferenciales en sus perfiles topográficos que separan secciones con pendientes más o menos uniformes (Rodríguez-Pascua, 1998).



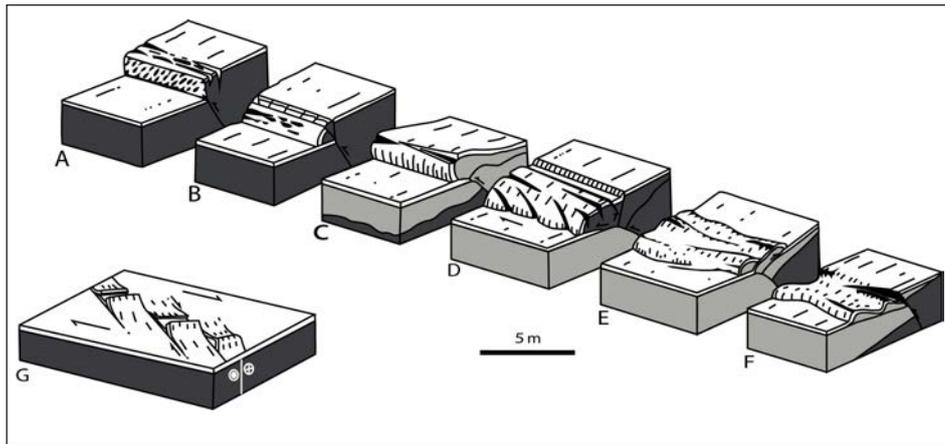
**Figura 3.3** Escarpe de falla en materiales detríticos no consolidados : a) superficie original desplazada; b y c) paleoescarpes con diferente grado de erosión, asociados a movimientos tempranos de la falla; d) escarpe de falla actual; e) cuña coluvial,  $\eta$ : ángulo de pendiente (disminuye con la edad). Tomado de Rodríguez-Pascua (1998)

Estas deben correlacionarse con una sucesión de eventos individuales ocurridos en el mismo escarpe. El ángulo de la pendiente es inversamente proporcional a la edad (Wallace, 1977; Zhang *et al.*, 1986). Los eventos de pequeña magnitud o los ocurridos en pequeños intervalos (movimientos de creep) no se diferencian con este método. En la práctica, se asume que la falla se reactiva al pie de cada escarpe previo; por tanto, el número de cambios de pendientes será equivalente al de sismos registrados en la zona (Vittori *et al.*, 1991).

Se han desarrollado varios métodos para determinar la edad de los escarpes de fallas normales, basados en la tasa de erosión del escarpe y en procesos de alteración. Esta relación está en función de la altura y la pendiente frente al tiempo transcurrido, mediante una ecuación de dispersión (Culling, 1960, 1965) o ajuste por comparación con escarpes de falla o terrazas lacustres de edad conocida.

Entre los trabajos destacables que han utilizado esta técnica están los de Anderson (1979), Nash (1980, 1986); Colman y Watson (1983); Hanks y Wallace (1985). La aplicabilidad de este método se restringe al Cuaternario superior, y a condiciones climáticas y sedimentarias bien conocidas. También tiene limitado su uso al tipo de falla, siendo solo aplicable para fallas de tipo normal (Slemmons, 1957; Wallace, 1977; Machette, 1986).

El estudio de fallas inversas presenta más problemas debido a que la complejidad de la deformación aumenta. De todos modos, se han obtenido resultados muy importantes en el estudio de este tipo de fallas (figura 3.4), entre los que se pueden destacar a Carver (1987) y Swan (1988).



**Figura 3.4** Tipos de escarpes de falla de cabalgamiento producidos a lo largo de la Falla Spitak durante el sismo de 1988, magnitud 6.9 Ms en Armenia: a) escarpe de cabalgamiento simple; b) escarpe de colapso de bloque colgante; c) colina de presión simple; d) colina de presión dextral; e) colina de presión de retrocabalgamiento; f) colina de presión de bajo ángulo; g) colinas de presión en escalón. Modificado de Philip *et al.* (1992)

Las fallas de rumbo o desgarres proporcionan una cantidad de información, especialmente con marcadores sedimentarios y geomorfológicos, como desplazamientos laterales de canales o cauces de ríos y terrazas.

De igual manera, existen diversos métodos para caracterizar escarpes de falla en materiales consolidados; las características de estos escarpes son diferentes a las formadas en los escarpes de falla en materiales no consolidados. En planos de falla normal se pueden observar zonas homogéneas con diferentes grados de alteración, como las facetas triangulares (Wallace *et al.*, 1984). Estos deben indicar desplazamientos bruscos o continuos, interrumpidos por períodos de inactividad de la falla, en los que se produce erosión que hace retroceder el escarpe. También, hay que tener en cuenta posibles desplazamientos gravitacionales o erosión de los planos de falla en función de condiciones climáticas específicas. La presencia de estrías en un plano de falla ha sido asociada a deslizamientos sísmicos. Es probable que muchas estrías también se puedan producir por movimientos asísmicos (deslizamientos). Hancock y Barka (1987) proponen que existe una relación entre el análisis

estadístico de las longitudes de las estrías y la magnitud de los deslizamientos simples. Las estrías se pueden tratar por métodos estadísticos de análisis poblacional de fallas, permitiendo calcular el tensor de esfuerzos que ha producido la fracturación.

### 3.2.3 Geología estructural y microtectónica

El análisis microtectónico es una técnica utilizada para la comprensión de los estilos estructurales; esta fue muy utilizada a lo largo del Altiplano (Acocella *et al.*, 2011; Lavenu, 2006; Allmendinger *et al.*, 1989; Schoenbohm y Strecker, 2009). Sin embargo, en el área de estudio son escasos los estudios estructurales regionales enfocados en la reconstrucción de los últimos millones de años (Sévrier *et al.*, 1985; Mercier *et al.*, 1991). Por esta razón, realizamos el análisis cinemático-estructural a lo largo del antearco sur peruano, con la finalidad de caracterizar la geometría y la cinemática de las fallas asociadas a movimientos cuaternarios. Un dato indicador de cinemática se compone de la orientación de la falla (azimut y ángulo de inclinación), la dirección de deslizamiento (estrías, *bearing* y

*plungue*) y el sentido de movimiento (normal, inversa, sinistral, dextral), deducidos de tectoglifos como fracturas Riedel, grietas escalonadas, estructuras sigmoidales, etc. Carey (1976) demostró con datos de fallas obtenidos de los afloramientos que es posible investigar los esfuerzos responsables de la reactivación de la falla y de la deformación observada. Entonces, el estado de esfuerzos es expresado con los tres ejes principales de esfuerzos  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ , y  $\sigma_3$  y la relación diferencial de los esfuerzos principales  $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ . Para la representación del análisis y presentación de los resultados utilizamos el programa Faultkin 8 Allmendinger (2006-2018). Estos datos han sido complementados con observaciones geomorfológicas como escarpes, variación del cauce y del nivel base de los ríos, y el empleo de métodos geofísicos con la finalidad de observar la continuidad de las estructuras a profundidad.

### 3.2.4 Paleosismología

La paleosismología como subdisciplina de la geología estudia las evidencias geológicas producto de la deformación tectónica, generadas durante o después de un evento sísmico. Un estudio paleosismológico permite identificar paleoterremotos, fecharlos y determinar los desplazamientos generados por la reactivación de fallas activas con el objeto de poder calcular el tiempo de recurrencia, tasas de desplazamiento y la magnitud máxima posible que puede generar una falla geológica activa (McCalpin, 2009).

### 3.2.5 Uso de modelos digitales de elevación (DEM) en la caracterización morfoestructural

En la última década, el uso de los DEMs constituye una herramienta básica para el reconocimiento y clasificación genética de las formas del relieve, modelado de procesos superficiales hasta la geomorfología tectónica (Chen *et al.*, 2015; Ruzkiczay-Rüdiger *et al.*, 2009; Pike *et al.*, 2009; Ganas *et al.*, 2005; Sánchez *et al.*, 1998).

Por consiguiente, la adquisición y elaboración de modelos digitales de elevación actualmente es una metodología básica para el análisis estructural (Pike *et al.*, 2009; Grohmann, 2004; Sánchez *et al.*, 1998), ya que estos guardan la información numérica del relieve y permiten cuantificar las características topográficas a través del análisis geoestadístico y morfométrico, herramientas con las que se puede realizar comparaciones objetivas de diferentes zonas de la superficie de la tierra. Para el propósito del análisis morfológico, contamos con DEMs de alta resolución (TanDEM-X de 12 m/px), el cual cubre el contexto regional del área de estudio. Posteriormente, utilizamos un paquete par estéreo de imágenes satelitales pléiades, el cual presenta las siguientes características:

- Área de cobertura: 184 km<sup>2</sup>, entre el cerro Cinto y el centro poblado de Mirave
- Fecha de captura: oct. 20, 2015
- Cobertura de nubes: 0 % Cobertura de nieve: 0 %
- Ángulo de incidencia: Par1 11.73°, Par2 9.27°

Ficheros raster: dos pancromáticos (de una banda en blanco y negro) con una resolución de 0.50m/px; y dos multispectrales (de cuatro bandas: azul, verde, rojo y cercano al infrarrojo) con una resolución de 0.76 m/px.

### 3.2.6 Análisis morfoestructural del DEM

La deformación de un área está asociada a una serie de estructuras geológicas que han influido mucho en las rocas de diversas edades geológicas; estas discontinuidades estructurales a menudo se asocian con características geomorfológicas como valles, crestas y taludes que son claramente perceptibles en la superficie terrestre (Jordan & Schott, 2005).

El cartografiado y análisis de estas geoformas son una parte importante de la neotectónica y estudios de geología estructural, ya que nos proporcionan pistas esenciales sobre la deformación tectónica cuaternaria (Gabrielsen *et al.*, 2002; Masoud & Koike, 2011; Panizza *et al.*, 1987; Ramli *et al.*, 2010; Shake & McHone, 1987). En la actualidad, las imágenes satelitales y los modelos de elevación digital se usan ampliamente para la identificación, extracción y cartografiado rápido de lineamientos estructurales.

En ese sentido, para la caracterización morfoestructural se tomó en cuenta los estudios de Boncio *et al.* (2017) y Yu y Gao (2001), quienes reconocen la evidencia de mayor deformación en el *hanging wall* frente a la hallada en el *footwall*, característica que se reproduce en ambientes de compresión y extensión. Entonces, la información de la deformación se encuentra registrada en el DEM, ya que este es una representación digital de la superficie, por lo que la deformación se verá reflejada, en mayor o menor grado, en cada uno de los raster de parámetros morfológicos generados a partir del DEM. Luego, es posible determinar cuál de estos parámetros es el más sensible a la deformación.

## 3.3 SISTEMA DE FALLAS CUATERNARIAS Y ACTIVAS EN LA REGIÓN TACNA

En la margen occidental de los Andes son conocidos eventos sísmicos de magnitud elevada ( $8 M_w$ ) asociados al proceso de subducción. El antearco andino presenta una pendiente elevada y se distribuye a lo largo de 250 km, desde la zona de subducción (~8000 m de profundidad) hasta los picos volcánicos cuaternarios de la Cordillera Occidental (Ubinas alt: ~5 700 m).

La mayoría de las cadenas de montañas altas alrededor del mundo, al menos parte del alzamiento o de su gradiente topográfico, están asociadas a tectónica activa, esfuerzos compresionales y magmatismo en la base de la corteza continental.

El antearco del sur del Perú está comprendido por tres zonas morfológicas diferentes; de oeste a este se tiene la Cordillera de la Costa, las pampas costeras y el piedemonte de la Cordillera Occidental.

A lo largo de la Cordillera de la Costa afloran rocas metamórficas (basamento Precámbrico) y rocas magmáticas mesozoicas (Formación Guaneros, Grupo Toquepala, superunidades Yarabamba e Ilo, entre otros); y al este de esta, es decir, en las pampas costeras, afloran rocas de la cuenca Moquegua interstratificadas con rocas volcánicas miocenas y pliocenas (Formación Huaylillas y Grupo Barroso); en la zona de piedemonte de la Cordillera Occidental afloran rocas ígneas y sedimentarias cretácicas y paleógenas, que se encuentran en contacto fallado con los depósitos de la cuenca Moquegua, depósitos que parcialmente están cubiertos por la Formación Huaylillas.

La aridez de las cuencas del antearco peruano, por lo menos en los últimos 3 Ma (Hartley, 2003), ha permitido la conservación morfológica de la superficie y de la deformación tectónica. Los depósitos posteriores a los 3 Ma se desarrollan en relieves bajos, desarrollando sistemas de terrazas a lo largo de los ríos (Steffen *et al.*, 2010; Hall *et al.*, 2008) y en las superficies altas erosionando conglomerados oligomiocenos de la Formación Moquegua en ambos casos. Estos tipos de depósitos bien conservados son resultado de tasas de erosión bajas (Kober *et al.*, 2007; Nishiizumi *et al.*, 2005; Hall *et al.*, 2008). La erosión e incisión de estas superficies son respuesta de cambios regionales o locales de la línea base (Mortimer, 1973; Tosdal *et al.*, 1984); el cambio del nivel base está asociado al alzamiento de la superficie o al cambio del nivel del mar. Hall *et al.* (2012), mediante el cálculo de tasas de incisión en el sur del Perú utilizando nucleidos cosmogénicos, determinan una señal de levantamiento a lo largo de la Falla Sama-Calientes ubicada en el sur del Perú (Tacna). En conclusión, el sur del Perú, específicamente la región de Tacna, debido a la aridez presenta condiciones preservadas para cuantificar la deformación reciente y reconstruir la evolución del relieve.

A continuación, presentamos nuevas evidencias de deformación cuaternaria a lo largo del ante-arco y la Cordillera Occidental del sur del Perú; estas serán descritas de acuerdo con su

ubicación respecto de las unidades morfoestructurales definidas en la figura 3.5.

### 3.3.1 Cordillera de la Costa

Es una cadena montañosa que tiene una dirección NO-SE, su elevación varía entre los 900 a 1200 m s. n. m. Se presenta segmentada a lo largo y próximo al litoral. En esta unidad morfoestructural afloran mayormente rocas del Macizo de Arequipa y rocas intrusivas del Cretáceo inferior. Además, se observan terrazas marinas cuaternarias, que son evidencias del levantamiento andino reciente.

#### 3.3.1.1 Falla Cerro Carnaval (TA-01)

Se ubica en la provincia Jorge Basadre, se extiende de manera discontinua desde la quebrada Icu (límite entre Moquegua y Tacna) hasta el flanco sureste del cerro Puite (figura 3.6); tiene una longitud de ~32 km, una dirección preferente de N35°E y un buzamiento al sureste.

Hacia el flanco sur del cerro Piedra Grande se observa la terminación sur de la falla; en este sector, la morfología del escarpe de falla está erosionada; sin embargo, se observa que la falla pone en contacto rocas intrusivas del batolito de la Costa con depósitos aluviales del Cuaternario.

Al sureste del cerro Carnaval, a una altitud de 1000 m s. n. m., esta falla se divide en dos segmentos subparalelos con dirección N35°E y buzamiento al sureste; hacia el sector noreste de la pampa El Abra se muestra un tercer segmento con buzamiento al noroeste opuesto a los dos anteriores; en este sector, las fallas afectan depósitos aluviales, rocas jurásicas de la Formación Chocolate e intrusivos del Batolito de la Costa; de las evidencias geomorfológicas, tales como la presencia de facetas triangulares, se define que los movimientos de esta falla fueron de tipo normal durante el Cuaternario.

Hacia el flanco sureste del cerro Puite, se observa la falla de manera continua; en este sector, la morfología del escarpe se muestra mucho más conservada que en su terminación sur; además, de manera paralela al escarpe principal, se muestra un tercer segmento que desplaza depósitos aluviales cuaternarios.

En la figura 3.6, se muestran los segmentos de la Falla Cerro Carnaval a lo largo del pie del cerro Puite; el segmento principal de la falla se extiende de manera continua. La actividad de la falla permitió la formación de facetas triangulares que alcanzan alturas de 200 m; más hacia el sur, se observa un segundo segmento, donde la morfología del escarpe es mucho más conservada.

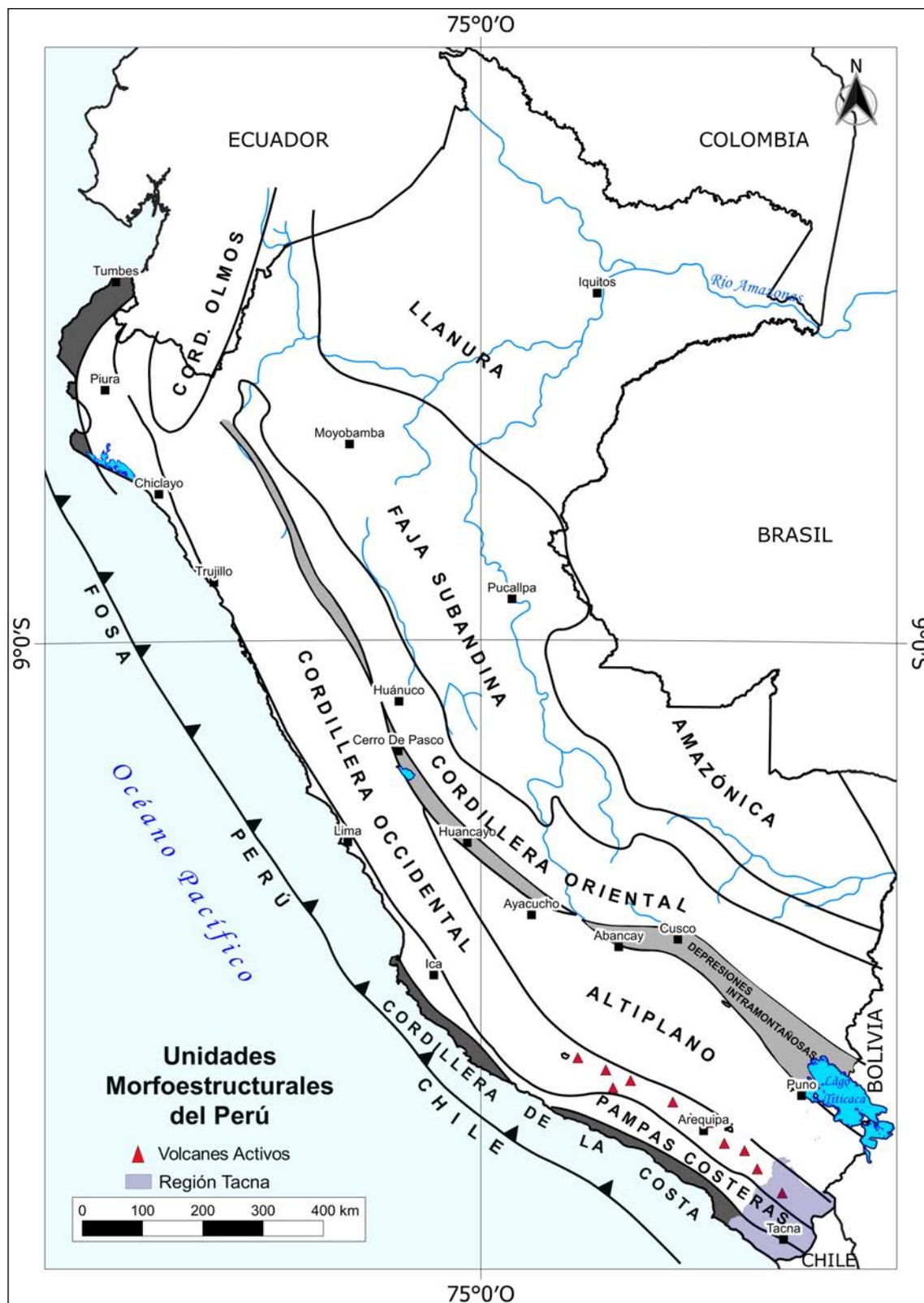


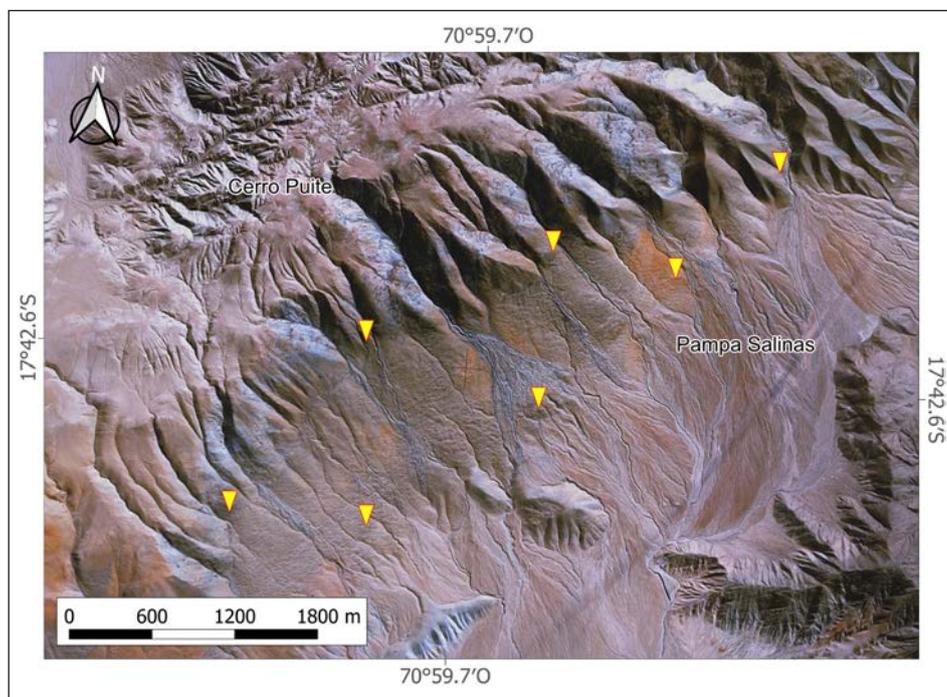
Figura 3.5 Unidades morfoestructurales del Perú. Modificado de Benavides (1999)

En este sector, la falla afecta conos aluviales cuaternarios depositados al pie del cerro Puite con movimientos de tipo normal.

Los depósitos aluviales y coluviales muestran superficies bien conservadas (figura 3.6) y podrían estar relacionadas con precipitaciones extraordinarias o asociadas a fenómenos de El Niño (Keefer y Moseley, 2004; Keefer *et al.*, 2003). Del mismo modo, se demostró en los Andes que este tipo de depósitos están asociados a glaciaciones (Ratnayaka *et al.*, 2019; Rutter *et al.*, 2012). En este sentido, por el grado de conservación

de los depósitos y posición estratigráfica, se sugiere que los últimos depósitos afectados por la Falla Cerro Carnaval son acumulaciones producto de variaciones climáticas relacionadas con las glaciaciones.

Si bien es cierto que las facetas triangulares tienen una altitud de 200 m, se observa un escarpe continuo y mejor preservado de 30 m, que está afectando depósitos aluviales y coluviales asociados a la glaciación de hace 60 000 años. En este sentido, se calcula una tasa de deslizamiento o slip rate de  $0.50 \frac{\text{mm}}{\text{año}}$ .



**Figura 3.6** Imagen satelital de detalle donde se observan los segmentos de la Falla Cerro Carnaval; en esta se observa que el escarpe de falla principal limita el cerro Puite de la pampa Salinas; al pie del cerro Puite se observan facetas triangulares que alcanzan alturas de hasta 200 m; además, otro escarpe de falla subparalelo más al sureste desplaza conos aluviales asociados posiblemente a precipitaciones extraordinarias o cambios climáticos (e. g. glaciaciones).

### 3.3.1.2 Falla Alto Los Chilenos (TA-02)

Se ubica en la provincia Jorge Basadre, se extiende de manera sinuosa y continua a lo largo de todo el flanco sureste del cerro Alto Los Chilenos, tiene una longitud de ~17 km, una dirección N27°E y un buzamiento de 60° al sureste. Se ubica a 10 km de la localidad de Ite.

La morfología del escarpe de falla a lo largo de todo el trazo se muestra erosionada, y en algunos sectores cubierta por depósitos eólicos y coluviales producto de la erosión del escarpe acumulado.

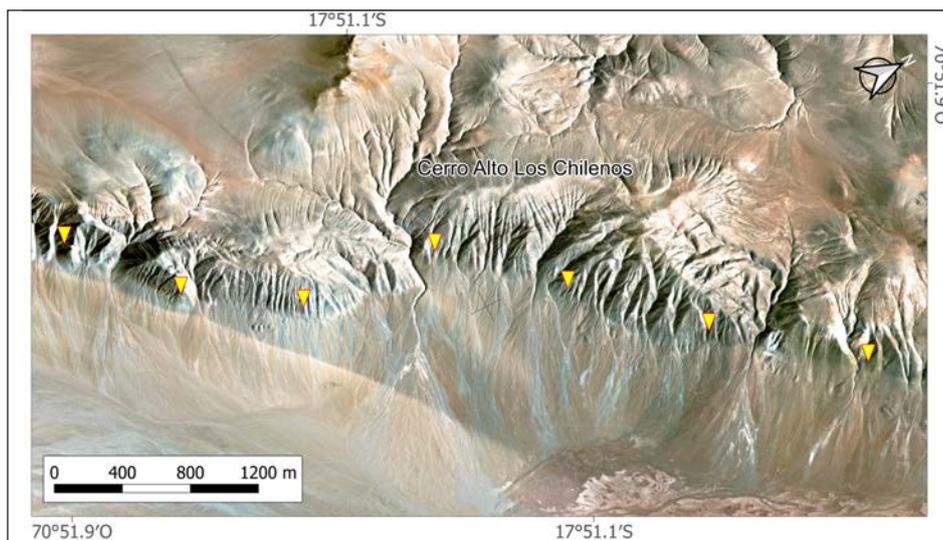
La característica más resaltante a lo largo del escarpe de falla son las facetas triangulares, que alcanzan alturas de hasta 250 m (figura 3.7); estas evidencian el desplazamiento generado por la reactivación de esta falla a largo plazo; los escarpes más recientes tienen alturas de hasta 4 m.

Esta falla afecta depósitos aluviales y rocas intrusivas del Batolito de la Costa, así como cenizas de la Formación Huaylillas con movimientos de tipo normal.

Los depósitos aluviales y coluviales muestran superficies poco preservadas en comparación con el sector donde aflora la Falla

Cerro Carnaval, pero de igual forma podrían estar relacionadas con precipitaciones extraordinarias o asociadas a fenómenos de El Niño (Keefer y Moseley, 2004; Keefer *et al.*, 2003). También, debemos tener en cuenta que los depósitos aluviales y coluviales en los Andes están asociados a glaciaciones (Ratnayaka *et al.*, 2019; Rutter *et al.*, 2012).

En este sentido, por el grado de conservación de los depósitos y por posición estratigráfica se sugiere que los últimos depósitos afectados por la Falla Alto Los Chilenos son acumulaciones asociadas con el último máximo glacial registrado hace 20 000 años. En este sentido, se calcula una tasa de deslizamiento o slip rate de  $0.20 \text{ mm/año}$ .



**Figura 3.7** Imagen satelital de detalle donde se observa el escarpe de Falla Alto Los Chilenos; a lo largo del escarpe se exhiben facetas triangulares; esta falla afecta depósitos aluviales cuaternarios.

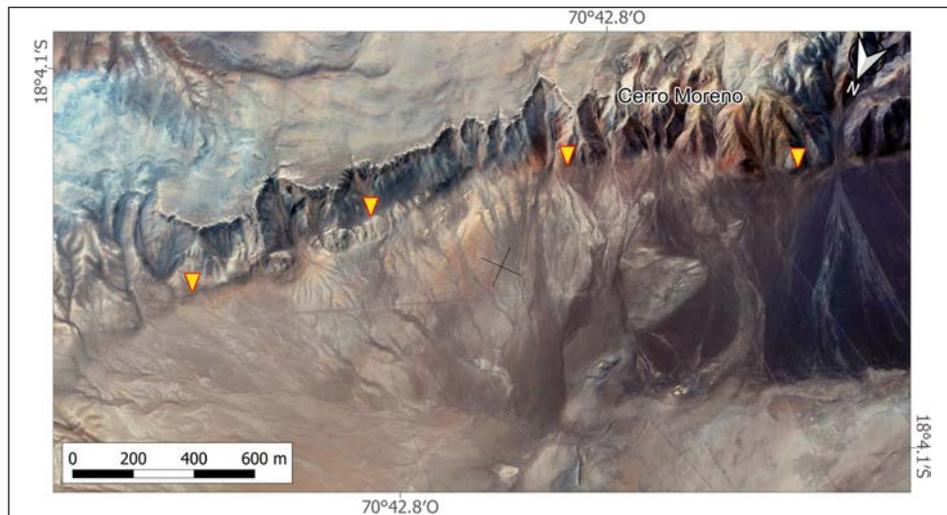
### 3.3.1.3 Falla Punta Colorada (TA-03)

Es una falla transversal a la línea de costa y paralela a las fallas Cerro Carnaval y Cerro Punta Colorada. Se ubica en la provincia de Tacna, se extiende de manera sinuosa y continua a lo largo del flanco noroeste del cerro Punta Colorada; tiene una longitud de ~5 km, una dirección S56°O y un buzamiento hacia el noroeste.

A lo largo del trazo de falla, se observa que la altura del escarpe acumulado es variable y alcanza una altura máxima de 200 m. Los escarpes más recientes tienen una altura promedio de 2.5 m. En cuanto a la morfología del escarpe, se encuentra degradada y en algunos sectores cubierta por depósitos aluviales provenientes de la erosión del escarpe acumulado y depósitos eólicos.

Esta falla afecta depósitos aluviales y rocas jurásicas de la Formación Guaneros con movimientos de tipo normal. Los depósitos aluviales muestran superficies poco preservadas al igual que en el sector donde aflora la Falla Alto Los Chilenos, que podrían estar relacionadas con precipitaciones extraordinarias o asociadas a fenómenos de El Niño (Keefer y Moseley, 2004; Keefer *et al.*, 2003) o asociadas a glaciaciones (Ratnayaka *et al.*, 2019; Rutter *et al.*, 2012).

En la figura 3.8, se muestra el trazo de falla señalado por las flechas en color amarillo; al pie del escarpe se observan facetas triangulares y depósitos aluviales producto de la erosión del escarpe.



**Figura 3.8** Imagen satelital de detalle, donde se muestra el escarpe de Falla Cerro Moreno. En su terminación suroeste se exhiben facetas triangulares; además, al pie de este se observan depósitos aluviales producto de la erosión del escarpe; hacia su terminación noreste se observa que la falla está desplazando depósitos eólicos cuaternarios.

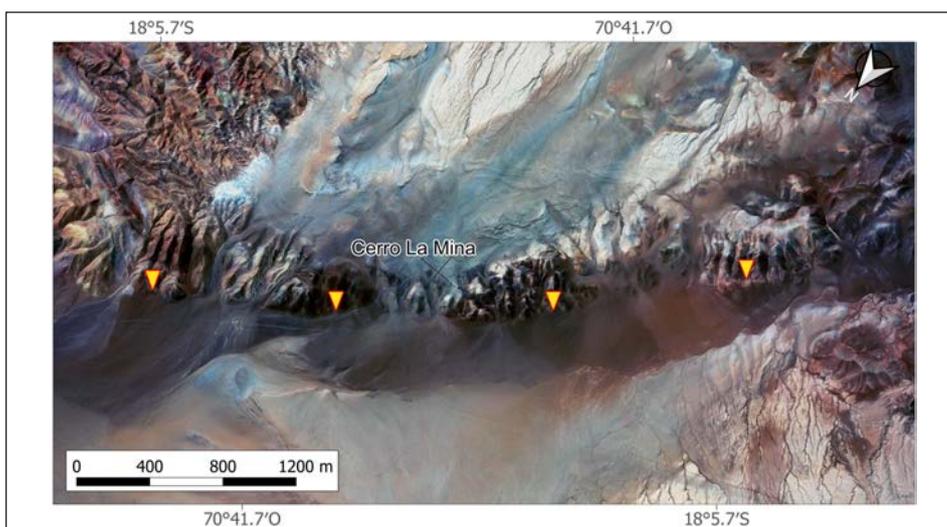
#### 3.3.1.4 Falla Cerro La Mina (TA-04)

Se ubica en la provincia Tacna, a lo largo del flanco noroeste del cerro La Mina, entre los poblados Vila Vila y Vituña; tiene una longitud de ~5 km, una dirección S50°O y un buzamiento hacia el noroeste. Es una falla transversal a la línea de costa.

En el relieve, el trazo de falla se observa dispuesto de manera sinuosa; la morfología del escarpe se encuentra degradada; sin embargo, hacia su terminación norte la morfología está preservada. La falla en este sector desplaza conos aluviales cuaternarios.

Esta falla se extiende de manera paralela a la Falla Cerro Punta Colorada; afecta depósitos aluviales cuaternarios y rocas jurásicas de la Formación Guaneros con movimientos de tipo normal.

En la figura 3.9, se muestra de manera curvilínea el trazo de falla, a lo largo del escarpe acumulado se observan facetas triangulares, y hacia la terminación norte de la falla se observa la formación de depósitos aluviales producto de la degradación del escarpe. La falla no muestra buenas condiciones morfológicas, geométricas y/o cinemáticas para cuantificar tasas de deslizamientos o *slip rates*.



**Figura 3.9** Imagen satelital de detalle donde se observa el escarpe de Falla Cerro La Mina señalada por los triángulos en color amarillo; se observa a lo largo del escarpe de falla facetas triangulares, en su terminación norte de conos aluviales cuaternarios afectados por la falla; al pie del escarpe de falla se observan depósitos aluviales producto de la degradación del escarpe de falla.

### 3.3.2 Pampa costera

Es una unidad geomorfológica que se encuentra ubicada entre la Cordillera de la Costa y el Piedemonte, presenta una dirección NO-SE, un ancho que varía entre los 20 a 100 km y elevaciones entre los 50 a 1500 m. Es una geoforma con relieves llanos a moderados, y climas áridos y desérticos. Su formación está ligada al levantamiento de la Cordillera de los Andes durante el Cenozoico, encontrándose el área sumergida durante el Paleozoico, el Mesozoico, el Terciario y parte del Cuaternario. En su base se encuentran rocas sedimentarias cretáceas cubiertas por depósitos cuaternarios eólicos y aluviales.

#### 3.3.2.1 Zona de fallas Camiara (TA-05)

Se ubica en la provincia de Jorge Basadre, a ~0.7 km al sur del poblado Alto Camiara, entre la quebrada Seca y el río Locumba; a lo largo de la parte sur de la pampa Sitana. Esta zona de falla cubre una extensión de 25 km<sup>2</sup>.

Se compone de segmentos de falla que se distribuyen de manera discontinua y paralela a lo largo de 5 km de extensión por 5 km de ancho de deformación.

En la zona norte de la zona de fallas, los segmentos de falla se disponen de manera subparalela con una dirección preferente S70°E y buzamientos al noreste; estos forman entre sí una geometría en dúplex contraccional. La morfología de los escarpes se muestra conservada y alcanzan alturas de hasta 1.5 m (fotografía 3.1). En este sector, las fallas afectan principalmente depósitos aluviales del Holoceno. El escarpe de falla muestra una pendiente suave, producto de la erosión.

En la figura 3.10a, se muestra una imagen satelital de detalle donde se observan los escarpes señalados por las flechas en

amarillo, ubicados al sur del poblado Alto Camiara (polígono en verde); en la figura 3.10b se muestra la fotointerpretación morfoestructural de las fallas, la línea en color negro representa la sección a-a'; en la figura 3.10c se muestra un *block* diagrama, representando un esquema 3D de la sección a-a', se muestra la geometría y cinemática de las fallas interpretadas en superficie y en profundidad, además se muestra cómo las fallas afectan los depósitos aluviales del Holoceno con movimientos de tipo normal con componente de rumbo dextral.

En la figura 3.11, se muestran los segmentos de falla ubicados al sur de la zona de falla, al margen izquierdo de la quebrada Honda; estos segmentos muestran la distribución de la deformación a lo largo de la pampa y una geomorfología conservada; en este sector, las fallas desplazan depósitos aluviales recientes con movimientos de tipo inverso.

Los depósitos aluviales muestran superficies bien preservadas que podrían estar relacionadas con precipitaciones extraordinarias o asociadas a fenómenos de El Niño (Keefer y Moseley, 2004; Keefer *et al.*, 2003). En este sentido, por el grado de conservación de los depósitos y por posición estratigráfica se sugiere que los últimos depósitos afectados por la Falla Camiara son acumulaciones asociadas a precipitaciones ocurridas en los últimos 10 000 años. En este sentido, se calcula una tasa de deslizamiento o *slip rate* de 0.20 mm/año.

Realizando la evaluación a lo largo de esta zona de falla, se identifican grietas al pie del escarpe de falla. Las grietas se distribuyen en un ancho de 1 a 2 metros y tienen aperturas de hasta 15 cm (fotografía 3.2). Por otro lado, cuando las grietas se restringen o no se distribuyen, tienen a formar pequeñas crestas o desniveles de hasta 30 cm (fotografía 3.3).



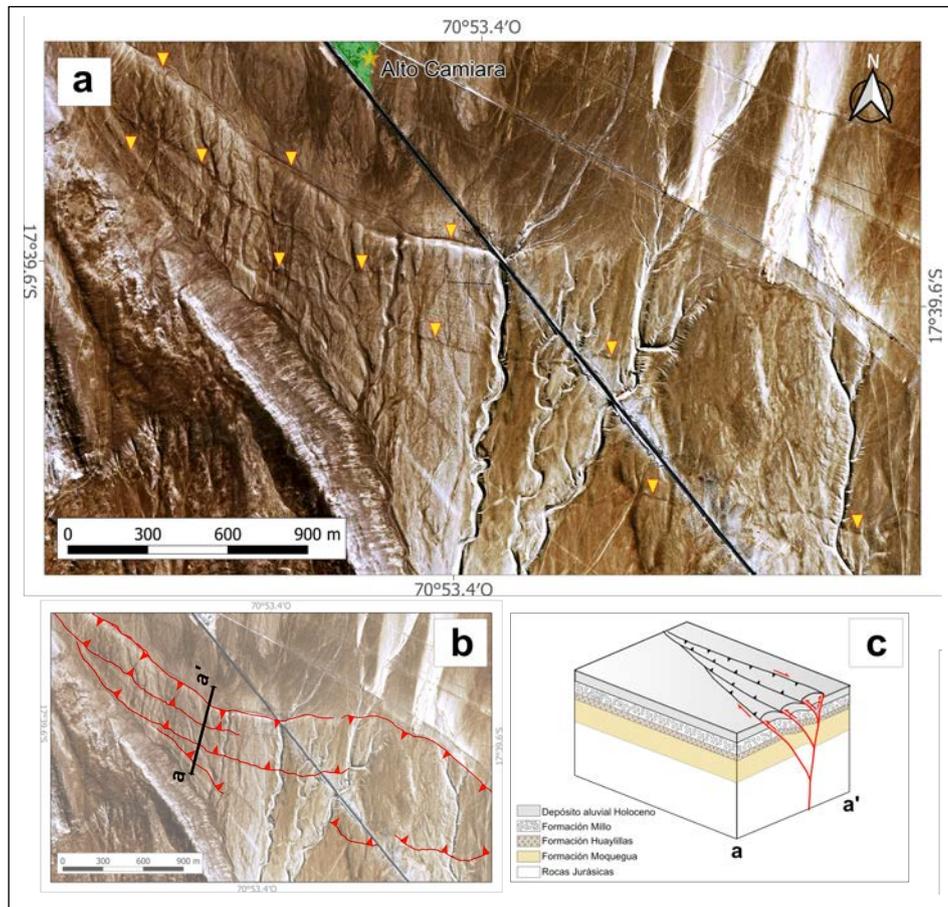
**Fotografía 3.1** Escarpe de falla en Camiara. Este tiene una altitud de 1.5 m y afecta depósitos aluviales del Holoceno.



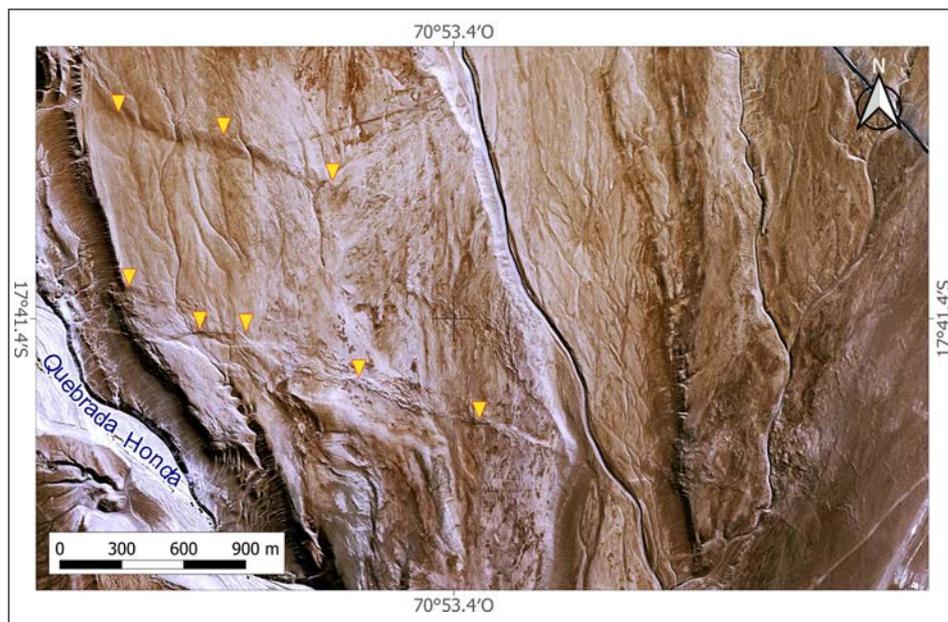
**Fotografía 3.2** Grietas a lo largo de la zona de Camiara. Se pueden observar en este sector que las grietas se distribuyen en un ancho de hasta 2 m. Las aperturas de las grietas son de hasta 15 cm. Las grietas afectan la superficie más reciente de Camiara.



**Fotografía 3.3** Grieta en la zona de Camiara. Se pueden observar en este sector que las grietas se ubican a lo largo del pie del escarpe de falla. En algunos sectores se evidencia crestas de presión, de hasta 30 cm, como los mostrados en la presente fotografía. Estas estructuras o crestas nos muestran o ponen en evidencia la componente lateral (sinistral) de la falla.



**Figura 3.10** Imagen satelital de detalle donde se observan que los segmentos de la Falla Camiara afectan depósitos aluviales cuaternarios y que forman entre sí una geometría en dúplex contraccional.



**Figura 3.11** Imagen satelital de detalle donde se observan que los segmentos de Falla Camiara en la zona sur afectan depósitos aluviales holocenos.

Por otro lado, en quebrada Honda, se observaron terrazas aluviales encajonadas (fotografía 3.4); estas estarían relacionadas al levantamiento de la zona de antearco producto

de los esfuerzos ejercidos de la zona de subducción y la deformación propia de la placa sudamericana, representada por fallas inversas como las descritas en Camiara.



**Fotografía 3.4** Terrazas aluviales en quebrada Honda. La fotografía muestra un total de cuatro terrazas aluviales, la más reciente tiene una altura de 3 m y estaría compuesta por depósitos de los últimos 10 000 años.

### 3.3.2.2 Falla Cerro La Aurora (TA-06)

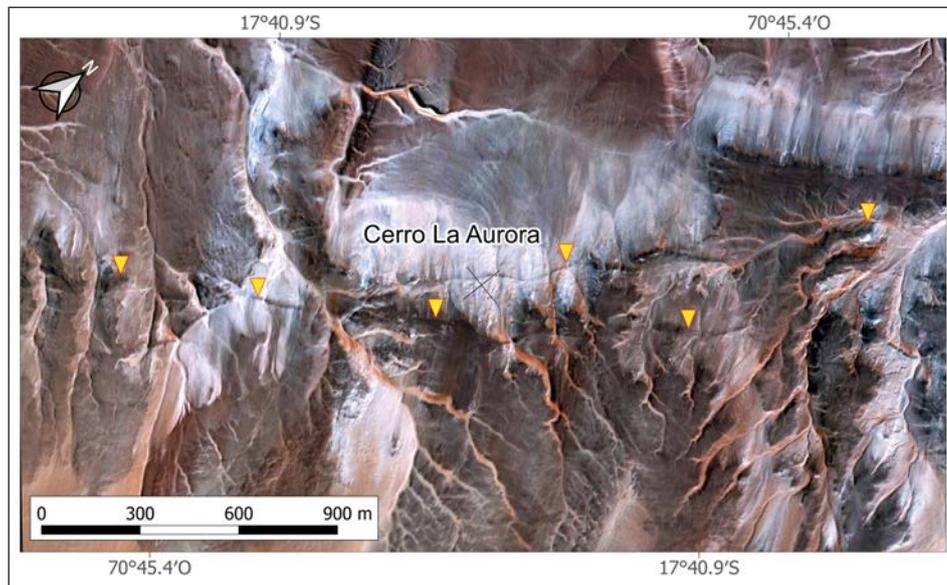
Se ubica en la provincia de Jorge Basadre, se extiende de manera discontinua a lo largo del cerro La Aurora; tiene una longitud de ~10 km, un rumbo S41°O y un buzamiento al noroeste.

En el relieve, esta falla se ve expresada en varios segmentos curvilíneos subparalelos, fallas sintéticas que afectan rocas volcánicas de la Formación Huaylillas y depósitos cuaternarios eluviales con movimientos de tipo normal.

La morfología de los escarpes de falla se observa conservada gracias al clima árido de la región Tacna; sin embargo, es posible

la formación de conos aluviales en algunos sectores al pie del escarpe debido a la ocurrencia de lluvias excepcionales, como la del fenómeno EL Niño. El escarpe acumulado máximo se observa en el parte suroeste de la falla y alcanza una altura de 35 m, mientras que los escarpes más recientes alcanzan una altura promedio de 4 m.

En la figura 3.12, se observa el sector suroeste de esta falla, donde los segmentos son señalados por los triángulos en amarillo; se observan los escarpes conservados, que desplazan rocas volcánicas de la Formación Huaylillas y depósitos aluviales del Holoceno.



**Figura 3.12** Imagen satelital de detalle donde se observa que los segmentos de la Falla Cerro La Aurora afectan depósitos aluviales del Holoceno.

### 3.3.3 Piedemonte de la Cordillera Occidental

Esta unidad geomorfológica de transición se encuentra entre las pampas costeras y la Cordillera Occidental. Es producto de la erosión de la Cordillera Occidental. Se halla disectada por drenajes que desembocan al Pacífico.

Su superficie está comprendida entre ~900 m y 2500 m de elevación. Presenta pendientes más altas que de las pampas costeras, ya que se hallan montañas que pueden llegar hasta los 200 m de altura respecto al drenaje.

#### 3.3.3.1 Sistema de Fallas Sama Calientes (TA-07)

El Sistema de Fallas Sama Calientes fue descrito por Macharé *et al.* (2009), Benavente y Audin (2009), Audin *et al.* (2008). Este sistema de fallas se ubica en la provincia de Tacna; se extiende desde el flanco sur del cerro Chapolla hasta la sierra Huaylillas en el límite fronterizo Perú-Chile. Tiene una longitud de ~120 km, presenta un cambio en la dirección de O-E a NO-SE y tiene un buzamiento al norte; presenta movimientos de tipo inverso y marca el límite entre la pampa costera y el piedemonte.

Para una mejor descripción, dividimos este sistema de falla en dos segmentos, de acuerdo con la dirección: 1) Falla Sama (O-E) y 2) Falla Calientes (NO-SE).

La Falla Sama se ubica al oeste del SFSC, se le asigna este nombre, porque pasa por el poblado de Sama; tiene una dirección N82°O y un buzamiento 65° al norte; el movimiento de la falla es de tipo inverso, afecta depósitos aluviales y conglomerados de la Formación Moquegua; en la pampa de Layagache, cerca de poblado de Sama, los depósitos aluviales del Holoceno se encuentran cortados por la falla (figura 3.13); además, se observa el curso de los ríos y quebradas modificadas, producto del movimiento inverso de la falla; estos rasgos morfológicos indican que la falla es activa. Otro lugar a lo largo de la Falla Sama, donde se aprecia actividad reciente, se encuentra en el flanco sur del cerro Chilingas, en la pampa del Pedregal (figura 3.14); se observan segmentos de la falla que afectan depósitos aluviales y el drenaje está controlado por esta.

El 20 de noviembre de 2006 se produjo un sismo de 5.4 Mw por la reactivación de la Falla Sama; el mecanismo focal obtenido a partir de datos de estaciones sísmicas indica que el movimiento fue de tipo inverso (Tavera *et al.*, 2007).



Figura 3.13 Los triángulos de color amarillo señalan los segmentos de la Falla Sama en la pampa de Layagache. Se observa depósitos aluviales afectados, así como el curso de los ríos.

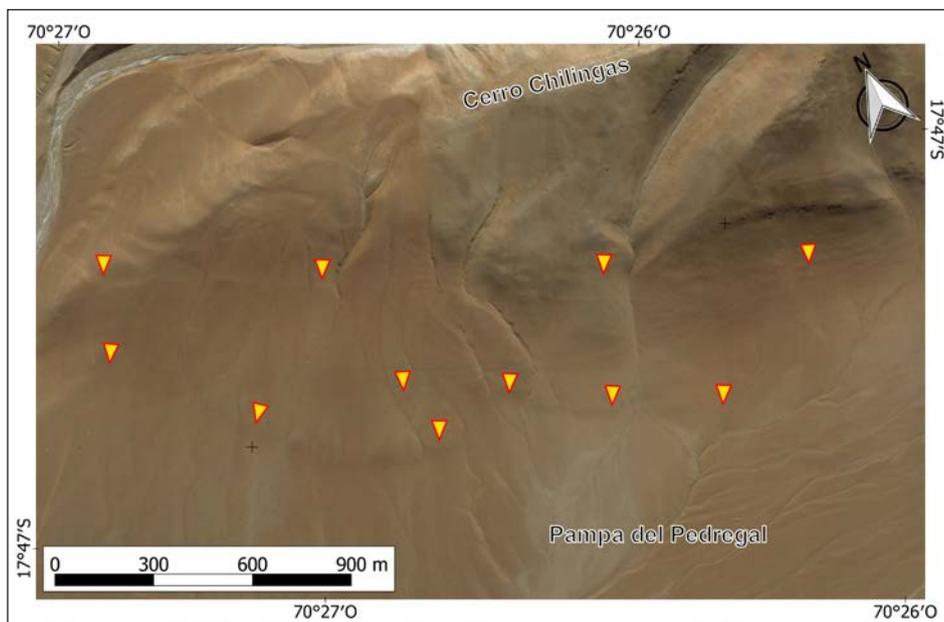
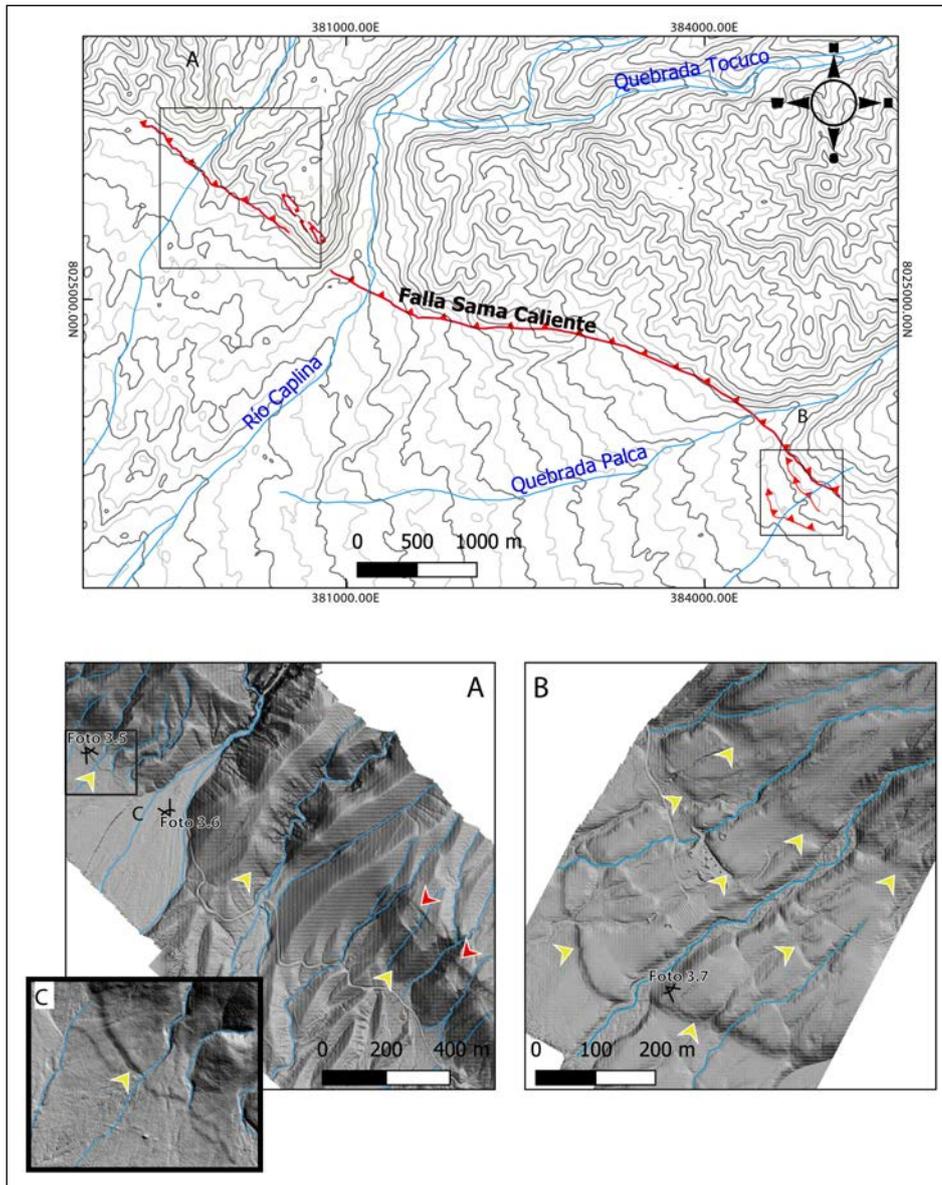


Figura 3.14 Los triángulos de color amarillo señalan los segmentos de la Falla Sama en la base del cerro Chilingas y la pampa del Pedregal. Esta falla afecta depósitos aluviales y el curso de los ríos.

La Falla Calientes se ubica al este del SFSC; se asigna el nombre a la falla porque pasa por el poblado Calientes; tiene una dirección N56°O y un buzamiento 65° al noreste. Afecta depósitos cuaternarios, las ignimbritas Huaylillas y los conglomerados de la Formación Moquegua.

La Falla Sama-Calientes tiene una longitud de 70 km aproximadamente. La figura 3.15 muestra 8 km del segmento Calientes. Este segmento se caracteriza por conservar las

mejores evidencias de tectónica activa. En el sector noroeste, se observa un cambio topográfico abrupto, donde las ignimbritas Pachía (2.3 Ma, comunicación personal con L. Audin) están desplazadas 120 m. Teniendo en cuenta estas observaciones, muestran una tasa de deslizamiento o *slip rate* de 0.06 mm/año. Pero se debe mencionar que para tener más precisión sobre este dato es necesario calcular la erosión de las superficies y la geometría de la falla en profundidad. De este modo, se puede tener una tasa de acortamiento más precisa.



**Figura 3.15** Sistema de Falla Sama-Calientes, segmento Calientes. La figura ubicada en la parte superior muestra la traza de falla y cómo limita la topografía entre las pampas costeras y la Cordillera Occidental: a) muestra en detalle un sector del extremo noroeste donde se observa el cambio de la topografía y los escarpes más recientes; b) muestra el extremo sureste donde la falla se distribuye formando escarpes subparalelos de hasta 50 m de altitud; c) muestra en detalle escarpes bien conservados que corresponden a las últimas reactivaciones. Estos escarpes afectan depósitos del Holoceno.

Para generar desnivel de 100 m es necesario deformar las rocas y sedimentos ubicados en el *hanging-wall*. Precisamente, en las quebradas principales (e. g. Caplina y Palca) se pueden observar fallas y pliegues que deforman desde conglomerados del Plioceno (fotografía 3.5), hasta gravas del Holoceno. La

fotografía 3.5 (figura 3.15a) muestra conglomerados en la parte inferior; suprayaciendo se muestra la ignimbrita Pachía de color blanquecina. Ambas unidades litoestratigráficas se encuentran deformadas producto de la actividad de la Falla Sama-Calientes.



**Fotografía 3.5** Deformación de conglomerados e ignimbrita Pachía del Plioceno. Pliegue asociado al Sistema de Falla de Sama-Calientes. Vista hacia el norte.

De igual manera se pueden apreciar terrazas aluviales recientes levantadas o colgadas (figura 3.15a y c). Estas terrazas levantadas se denominan colgadas, porque están desconectadas del sistema fluvial; este proceso pasa cuando hay actividad tectónica y consecuente levantamiento de la superficie e incisión de los valles. La fotografía 3.6 muestra el escarpe acumulado, las ignimbritas Pachía plegadas en la parte

alta, mientras que en el fondo del valle se observa el escarpe de falla, que genera un cambio en la superficie y consecuente levantamiento de la terraza aluvial más reciente. La terraza aluvial tiene un desnivel de 2 m; se propone que sus depósitos están relacionados a precipitaciones durante el Holoceno. En este sentido, la tasa de deslizamiento de la falla es de  $0.20 \text{ mm/año}$ .



**Fotografía 3.6** Terraza aluvial holocena deformada, levantada y colgada, debido a la(s) reactivación(es) del Sistema de Falla de Sama-Calientes.

Al sur de la quebrada Palca (figura 3.15), la deformación se distribuye en escapes subparalelos de 30 m de elevación (figura 3.15b y fotografía 3.7). Estos escarpes afectan depósitos aluviales ubicados a 1300 m s. n. m., que podrían ser los mismos

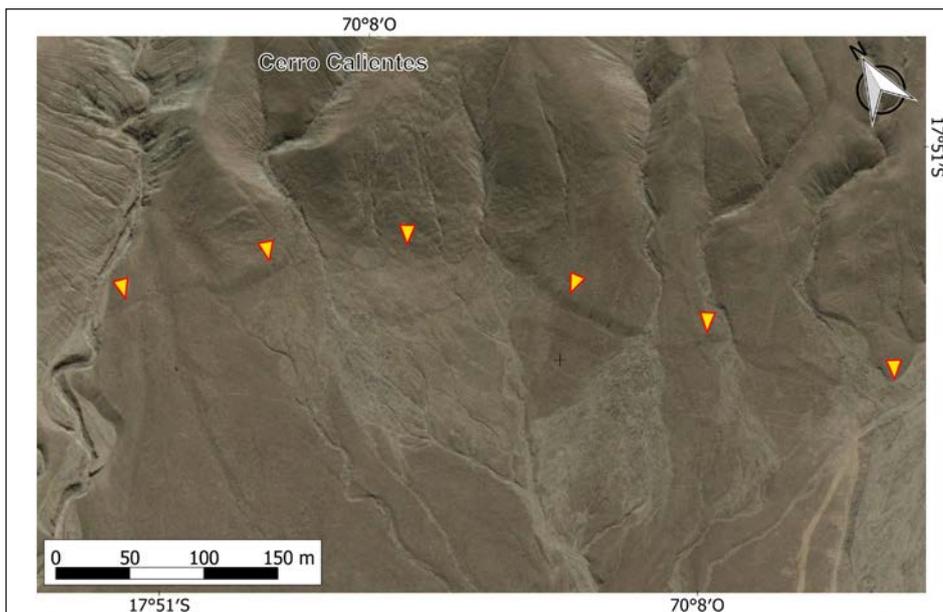
que se ubican al norte de la región Tacna, específicamente en Pampa Gallinazos, y que fueron datados entre 0.22 a 0.15 Ma (Hall *et al.*, 2012). En este sentido, la tasa de deslizamiento de la falla en este sector estaría entre  $0.13 \text{ mm/año}$  y  $0.20 \text{ mm/año}$ .



**Fotografía 3.7** Escarpe de falla ubicado al sur de la quebrada Palca. El escarpe tiene una altitud de 30 m y afecta depósitos del Pleistoceno. Su ubicación se puede observar en la figura 3.15a. El Sistema de Fallas Sama-Calientes es un límite que se ubica entre las pampas costeras y la Cordillera Occidental. La fotografía es tomada hacia el sur y se puede observar el cambio de relieve.

En el flanco suroeste del cerro Calientes (figura 3.16), la falla presenta un escarpe de ~5m, afecta depósitos aluviales y fluviales; además, el drenaje se encuentra controlado por la

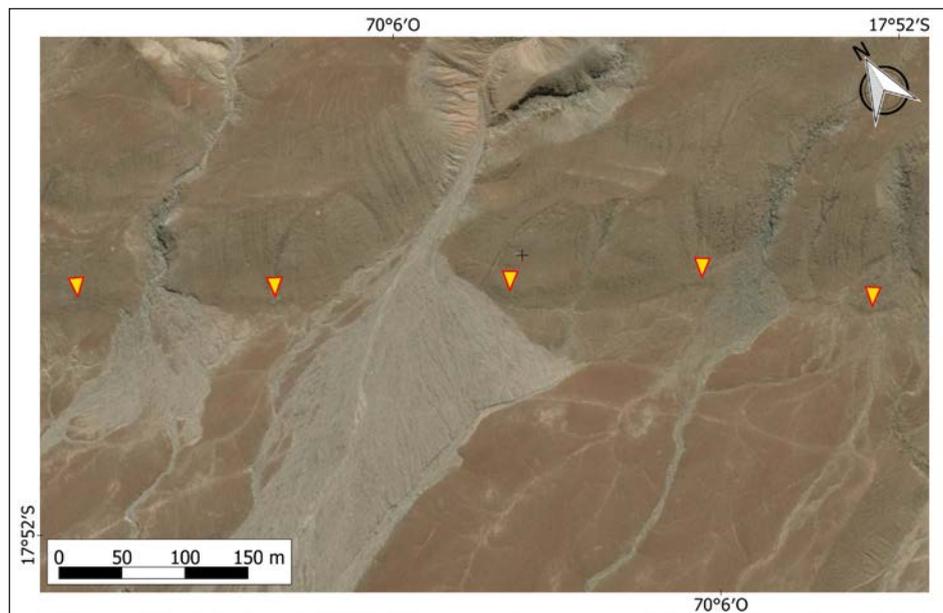
actividad de la falla; en el *hanging-wall* (bloque levantado), la incisión es más importante en comparación al *footwall* (bloque piso), efecto debido al movimiento inverso de la falla.



**Figura 3.16** Los triángulos de color amarillo señalan los segmentos de la Falla Sama en la base del cerro Chilingas y la pampa del Pedregal. Esta falla afecta depósitos aluviales y el curso de los ríos.

De igual forma, al este del poblado de Calientes (figura 3.17), se observa la continuación de la Falla Calientes; el escarpe

de la falla en este sector presenta una altura de ~1m y afecta depósitos aluviales y fluviales.



**Figura 3.17** Los triángulos de color amarillo señalan los segmentos de la Falla Sama en la base del cerro Chilingas y la pampa del Pedregal. Esta falla afecta depósitos aluviales y el curso de los ríos.

### 3.3.3.2 Falla Purgatorio - Mirave (TA-08)

Esta falla fue descrita por Sébrier *et al.* (1985), Audin *et al.* (2006), Benavente y Audin (2009). Se extiende en dirección E-O a lo largo del piedemonte del Sur de Perú, entre las regiones de Moquegua y Tacna, exactamente entre la pampa Purgatorio (Moquegua), poblado Mirave (Tacna) y la quebrada Caquilluco (Tacna).

En la región Tacna, abarca parte de las provincias Tarata, Tacna y Jorge Basadre, específicamente entre la quebrada Santallana en el límite departamental Moquegua-Tacna hasta la quebrada Caquilluco; tiene una longitud ~70 km, una dirección N80°O y un buzamiento al noreste.

Si bien es cierto que es una falla geológica activa, aún es necesario realizar trabajos de detalle que nos permitan cuantificar la tasa de deformación.

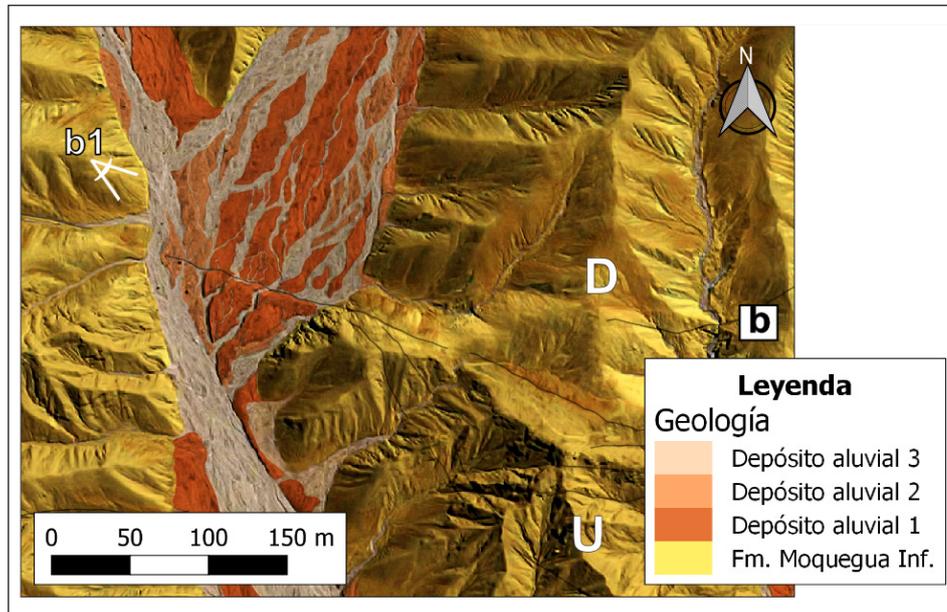
Esta falla se extiende de manera sinuosa y discontinua; todos los segmentos de falla muestran escarpes con una morfología bien conservada debido al clima árido-desértico de la zona. Esta falla presenta movimientos inversos con una componente de rumbo, desplaza principalmente las rocas de la Formación Moquegua y depósitos aluviales del Holoceno.

En el sector cerro Los Ángeles (figura 3.18), los depósitos aluviales y la red de drenaje actual se encuentran afectados por la actividad reciente de la falla, así como las rocas de la Formación Moquegua. En esta zona la falla tiene un buzamiento al suroeste.

La fotografía 3.8 muestra como los depósitos aluviales se encuentran deformados por la actividad de la falla. El escarpe de falla mejor conservado, es decir, la reactivación más reciente, tiene una altitud de 2 m.

Los depósitos aluviales podrían estar relacionadas a precipitaciones extraordinarias o asociadas a fenómenos de El Niño (Keefer y Moseley, 2004; Keefer *et al.*, 2003) capaces de transportar sedimentos. También, debemos tener en cuenta que los depósitos aluviales y coluviales en los Andes están asociados a glaciaciones (Ratnayaka *et al.*, 2019; Rutter *et al.*, 2012).

En este sentido, por el grado de conservación de los depósitos y por posición estratigráfica, se sugiere que los últimos depósitos afectados por la Falla Purgatorio-Mirave son acumulaciones asociadas a precipitaciones de los últimos 10 000 años. En este sentido, se calcula una tasa de deslizamiento o slip rate de  $0.20 \text{ mm/año}$ .



**Figura 3.18** Fotointerpretación morfoestructural realizada sobre un ortomosaico de detalle en el sector cerro Los Ángeles, donde se observan los depósitos aluviales en color anaranjado afectados por la reciente actividad de la falla con movimientos de tipo inverso; el bloque levantado está representado por la letra U y el bloque que no se desliza por la letra D; de igual manera las rocas de la Formación Moquegua (polígono amarillo) se hallan afectadas por la actividad de la falla.



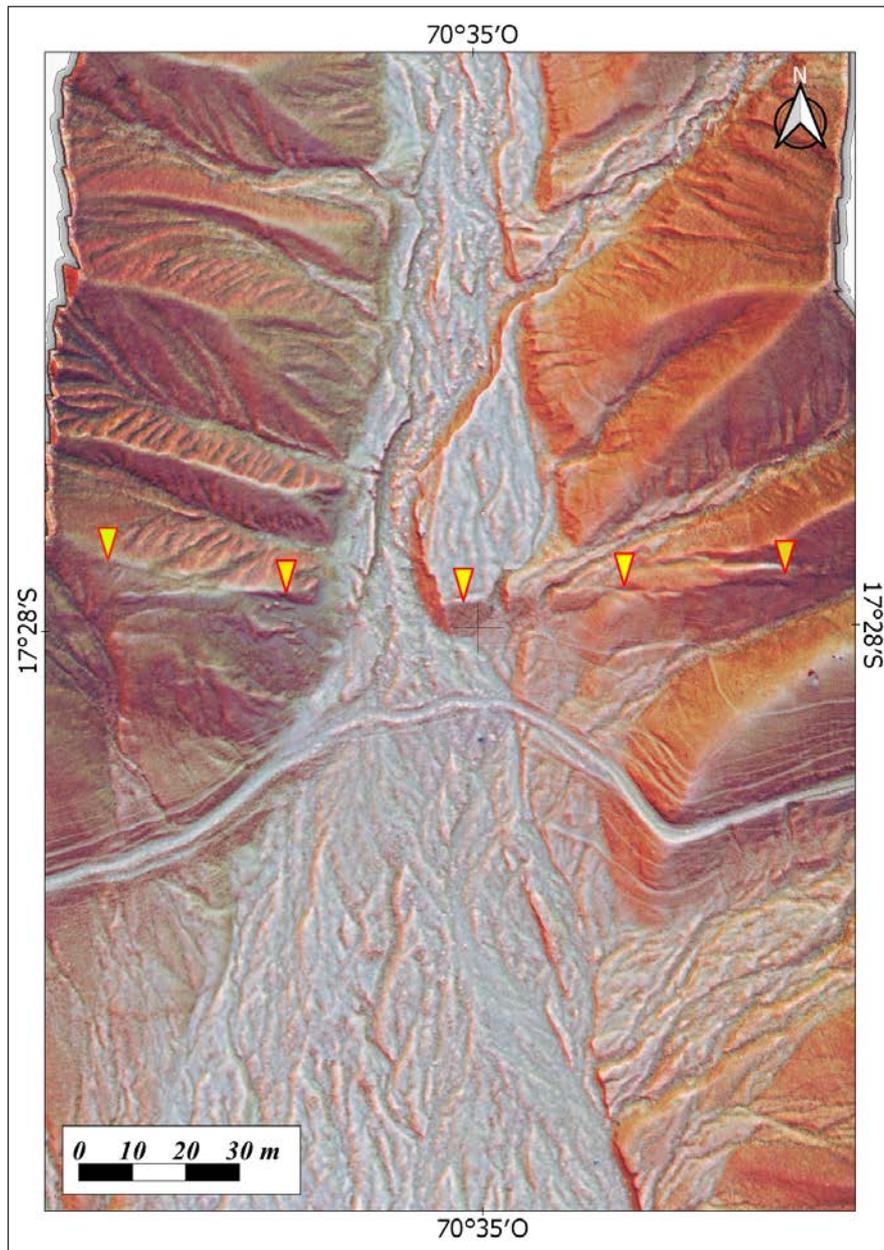
**Fotografía 3.8** Vista al suroeste. Falla Purgatorio-Mirave afecta los depósitos aluviales holocenos ubicados en el fondo del valle. La falla generó un desnivel de hasta 2 m, llegando a modificar el sistema de drenaje. Los depósitos aluviales están relacionados con precipitaciones excepcionales que permitieron transportar sedimentos hasta las partes bajas de la costa.

Hacia el este del cerro Los Ángeles, se realizó un levantamiento topográfico del cual se obtuvo un DEM y un ortomosaico de detalle; a partir de estos, se generó un ráster RRIM (figura 3.19); en este ráster se observa claramente el trazo de falla, y los depósitos aluviales levantados y deformados por la reciente

actividad de la Falla Purgatorio; en este sector, la falla tiene un buzamiento al norte. Los trabajos de campo permitieron identificar la falla principal; esta afecta gravas recientes con movimiento de tipo inverso (fotografía 3.9). Este movimiento es compatible con las observaciones realizadas en la figura 3.19.



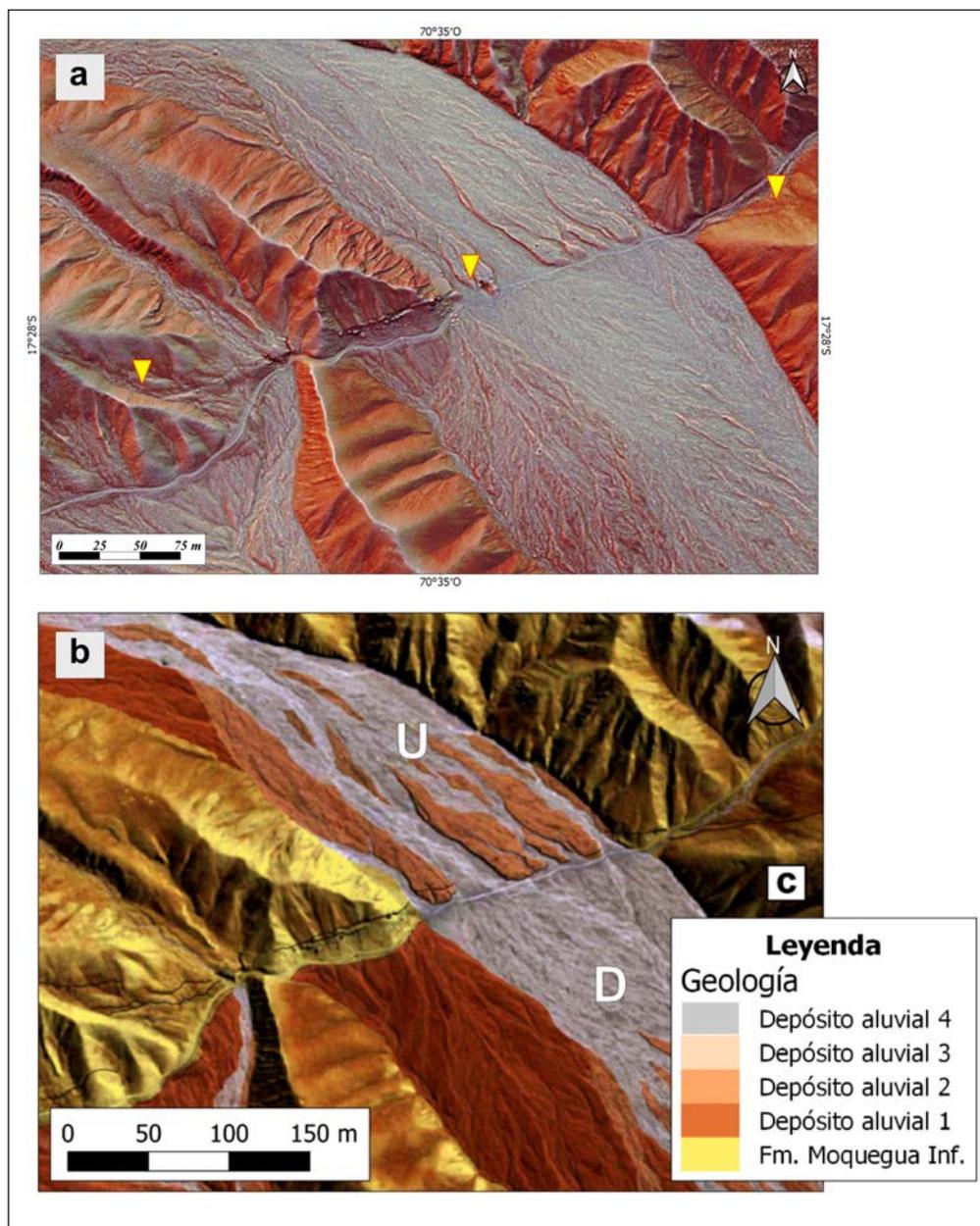
**Fotografía 3.9** Vista al suroeste. Falla Purgatorio-Mirave afecta los depósitos aluviales holocenos ubicados en el fondo del valle. La falla generó un desnivel de hasta 2 m, llegando a modificar el sistema de drenaje. Los depósitos aluviales están relacionados con precipitaciones excepcionales que permitieron transportar sedimentos hasta las partes bajas de la costa.



**Figura 3.19** Ráster RRIM (Red Relief Image Map), donde se observa el escarpe de falla señalado por las flechas en color amarillo; también, se observa claramente que los depósitos aluviales de la quebrada son afectados por la actividad de la falla.

En la quebrada Ahorcado, se observan depósitos aluviales del Holoceno afectados por la reciente actividad de la falla, así como los depósitos de los canales activos y rocas de la Formación Moquegua.

De las observaciones sobre imágenes satelitales e inspecciones en campo, se estima una tasa de desplazamiento de  $0.30 \text{ mm/año}$  a  $0.25 \text{ mm/año}$ .



### 3.3.3.3 Falla Cerro Rocosco (TA-09)

Se ubica entre las provincias de Jorge Basadre y Tacna; esta falla fue anteriormente descrita por Fenton *et al.* (1995) y Noller (1993). Tiene una longitud de ~ 35 km, una dirección preferente N20°O y un buzamiento de ~ 64 al noreste.

Esta falla se extiende de manera discontinua desde el cerro Alto Gallinazos, continúa a través de la pampa Chuchilas como línea de escarpas discontinuas en depósitos aluviales hasta el pie del cerro Los Caquillucos; afecta rocas de las formaciones

Matalaque, Moquegua y depósitos aluviales holocenos con movimientos de tipo inverso.

En la figura 3.21, se muestran los escarpes de la Falla Cerro Rocosco, ubicados en la margen derecha de la quebrada Gil; en este sector, esta falla afecta rocas de la Formación Moquegua y depósitos aluviales. La morfología de la falla se halla degradada debido a lluvias excepcionales dadas durante el fenómeno El Niño, que erosionan sobre todo los escarpes en depósitos aluviales.

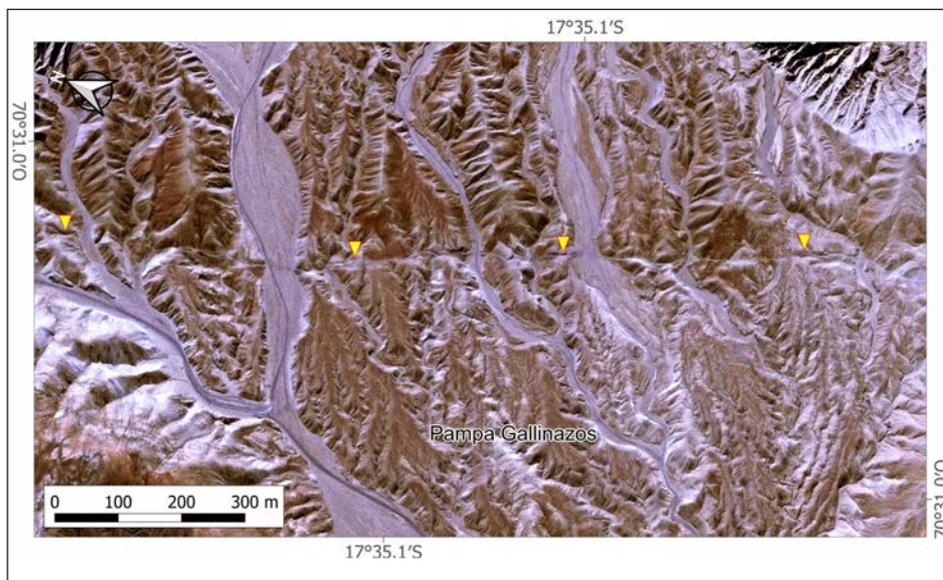


Figura 3.21 Imagen satelital de detalle de la Falla Cerro Rocosco, vista en el sector de la pampa Gallinazos donde se observa que el escarpe de falla afecta depósitos aluviales recientes.

Los escarpes tienen un salto vertical de 2 m de alto y en los depósitos aluviales son degradados levemente o enterrados parcialmente por las arenas eólicas recientes. En la quebrada Gil, los escarpes se muestran en roca como lineamientos topográficos prominentes agudos, mientras que en los depósitos aluviales la mayor parte de los escarpes han desaparecido por la erosión fluvial (Fenton *et al.*, 1995).

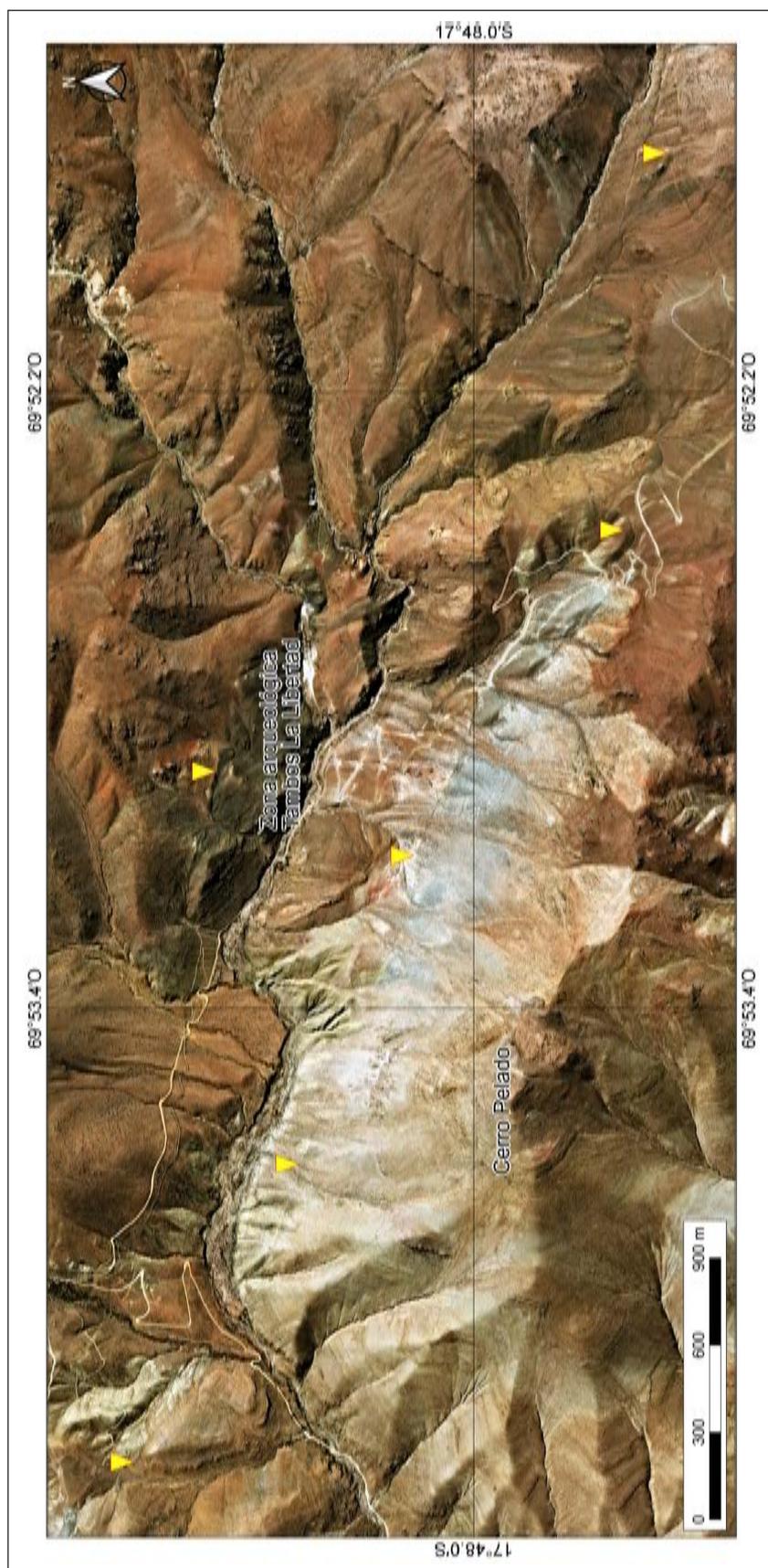
De las observaciones geológicas y geomorfológicas se estima para esta falla una tasa de desplazamiento de  $0.20 \text{ mm/año}$ .

### 3.3.3.4 Falla Chañal (TA-10)

Se ubica entre las provincias de Tarata y Tacna, entre los cerros Cohuahuacarto y el cerro Azangune; tiene una longitud de ~ 46 km, una dirección N65°O y un buzamiento de ~ 60° al noreste.

A lo largo del trazo de falla es posible observar un escarpe con una morfología degradada que afecta rocas de los grupos Ambo y Yura, de las formaciones Chocolate, Quellaveco, Moquegua, Huaylillas y depósitos aluviales holocenos; sin embargo, en su terminación sureste se observan escarpes de falla mucho más preservados. En este sector, esta falla afecta rocas volcánicas de la Formación Pelado así como depósitos aluviales del Holoceno con movimientos de tipo inverso.

En la figura 3.22, se observa el escarpe conservado de esta falla a lo largo del flanco noreste del cerro Pelado, donde desplaza rocas volcánicas de la Formación Pelado y depósitos aluviales del Holoceno. Los escarpes más recientes en este sector tienen una altura promedio de ~3m, mientras que el escarpe acumulado alcanza los 25 metros.



**Figura 3.22** Imagen satelital de detalle donde se observan escarpes de la Falla Chañal, a lo largo del flanco noreste del cerro Chañal se muestran escarpes recientes de la Falla Chañal que afectan rocas volcánicas de la Formación Pelado, así como depósitos coluviales recientes; de igual manera, se observa otro escarpe cruzando la zona arqueológica Tambos La Libertad.

### 3.3.3.5 Falla Caquilluco - Huacano (TA-11)

Se ubica entre las provincias de Tarata y Tacna, entre los cerros Cohuahuacarto y el cerro Azangune; tiene una longitud de ~46 km, una dirección N65°O y un buzamiento de ~60° al noreste.

La morfología del escarpe a lo largo de todo el trazo se muestra degradada; esta falla afecta rocas del Grupo Ambo, de las formaciones Socosani, Quellaveco, rocas intrusivas de la

Superunidad Challaviento, rocas de la Formación Huaylillas y depósitos coluviales recientes con movimientos de tipo inverso.

En la figura 3.23, se observa el trazo de falla señalada por los triángulos amarillos, la morfología del escarpe se encuentra degradada; además, esta falla se encuentra desplazando rocas de la Formación Huaylillas y depósitos coluviales ubicados en la cabecera del deslizamiento de Caquilluco.

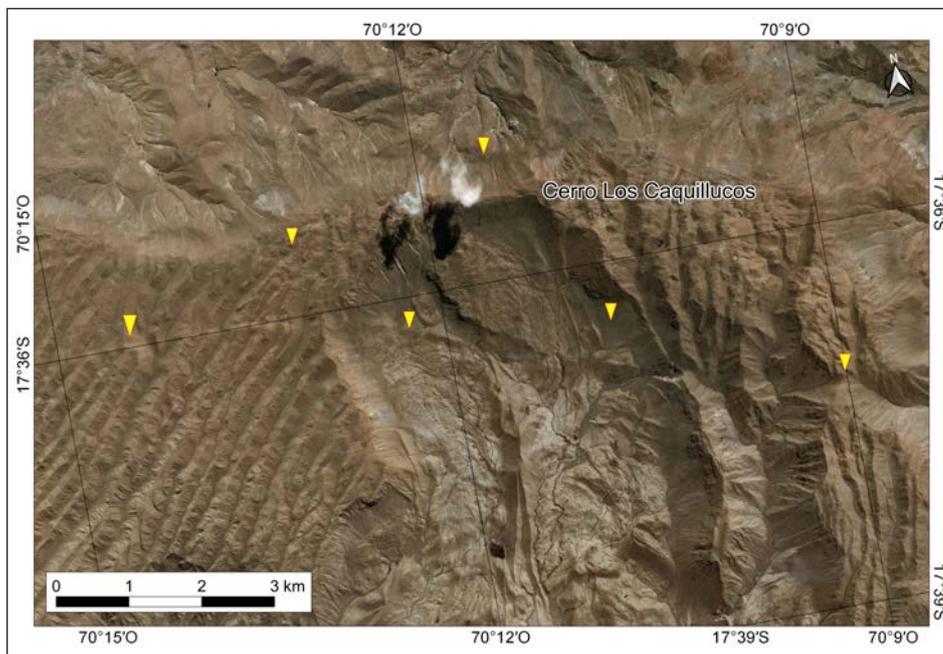


Figura 3.23 Imagen satelital de detalle donde se observa que la Falla Caquilluco afecta rocas de la Formación Huaylillas.

### 3.3.3.6 Zona de fallas Cóndores - Chambicollo (TA-12)

Esta zona de fallas se ubica al sureste de la ciudad de Tacna, en la provincia del mismo nombre. Tiene una longitud de ~32 km y un ancho de ~20 km; presenta una secuencia de fallas paralelas con dirección noroeste-sureste y buzamiento al noreste; todos los segmentos presentan movimientos de tipo inverso y afectan principalmente ignimbritas de la Formación Huaylillas.

En este sector se observa tres fallas:

La Falla Cerro Los Cóndores, se le asigna este nombre porque esta estructura pasa por el cerro Los Cóndores; tiene una

longitud de ~25 km; se extiende desde la quebrada Cauñani hasta la quebrada La Concordia, en el límite fronterizo Perú-Chile; tiene una dirección N14°O y un buzamiento al noreste; el movimiento de la falla es de tipo inverso y afecta ignimbritas de la Formación Huaylillas. En el tramo quebrada Espíritus - quebrada Escritos ( figura 3.24), la falla se encuentra afectando las ignimbritas de la Formación Huaylillas; morfológicamente se puede observar que la superficie del bloque levantado (*hanging-wall*) es más rugosa con respecto al bloque hundido (*footwall*), debido a que los ríos en el bloque levantado se encuentran incisados y encañonados.

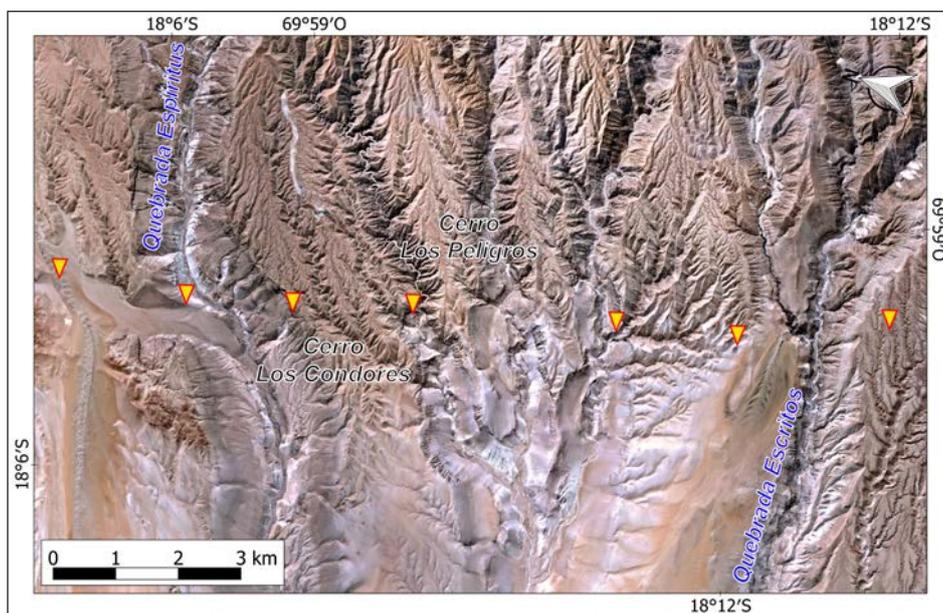


Figura 3.24 Falla Cerro Los Cóndores, tramo quebrada Espíritus - quebrada Escritos; los triángulos amarillos indican el trazo de la falla; además, el terreno en el bloque levantado se encuentra más rugoso y presenta valles más incisados, debido al movimiento inverso de la falla.

La Falla Cerro El Buitre es paralela a la Falla Cerro Los Cóndores; esta falla lleva este nombre porque cruza el cerro El Buitre; se extiende desde la quebrada Viñani hasta Alto El Buitre en la frontera Perú-Chile. Esta falla tiene una dirección N14°O y un buzamiento al noreste; el movimiento de la falla es de tipo inverso y afecta ignimbritas de la Formación Huaylillas. En el tramo entre la quebrada Espíritus y la quebrada del Olivar

(figura 3.25), se ve claramente que la falla afecta las ignimbritas de la Formación Huaylillas; además, la morfología del relieve en el bloque levantado es más rugosa que la del bloque hundido, debido a la incisión y encañonamiento de los valles en el bloque levantado; además, se puede observar que el curso de los ríos está afectado debido a la actividad de la falla.

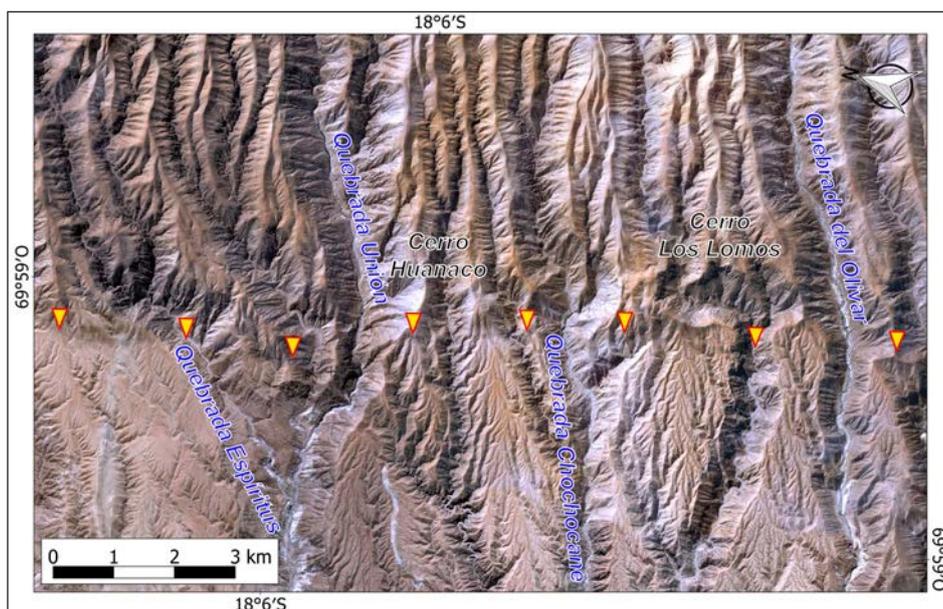
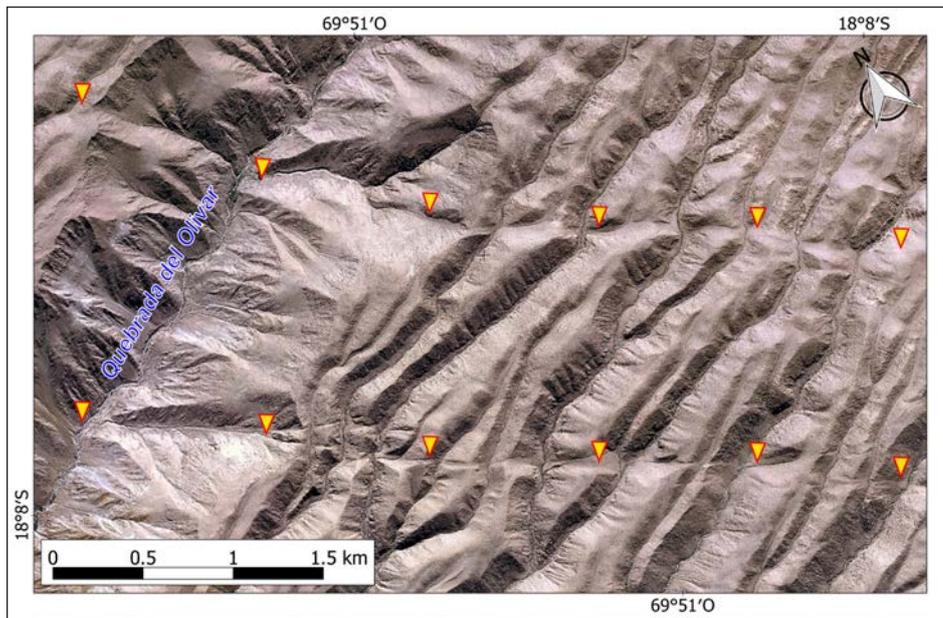


Figura 3.25 Falla Cerro El Buitre, tramo quebrada Espíritus - quebrada del Olivar, los triángulos de color amarillo indican el trazo de la falla; en el bloque levantado (*hanging wall*) la morfología del relieve es más rugosa que la del bloque hundido (*footwall*), además los ríos se encuentran incisados y encañonados debido al movimiento inverso de la falla.

Las Fallas Cerro Chambicollo, estas se encuentran en los alrededores del cerro Chambicollo; son fallas precuaternarias, no presentan indicios de actividad reciente. Estas estructuras tienen direcciones N30°O con buzamientos al noreste; se encuentran afectando las ignimbritas de la Formación Huaylillas. En la

quebrada del Olivar (figura 3.26), se observan dos estructuras paralelas con dirección N30°O; estas estructuras afectan las ignimbritas de la Formación Huaylillas, morfológicamente afectan el curso de los ríos.



**Figura 3.26** Fallas Cerro Chambicollo, sector quebrada del Olivar; se observan dos estructuras paralelas (triángulos amarillos) que afectan las ignimbritas de la Formación Huaylillas.

### 3.3.4 Cordillera Occidental

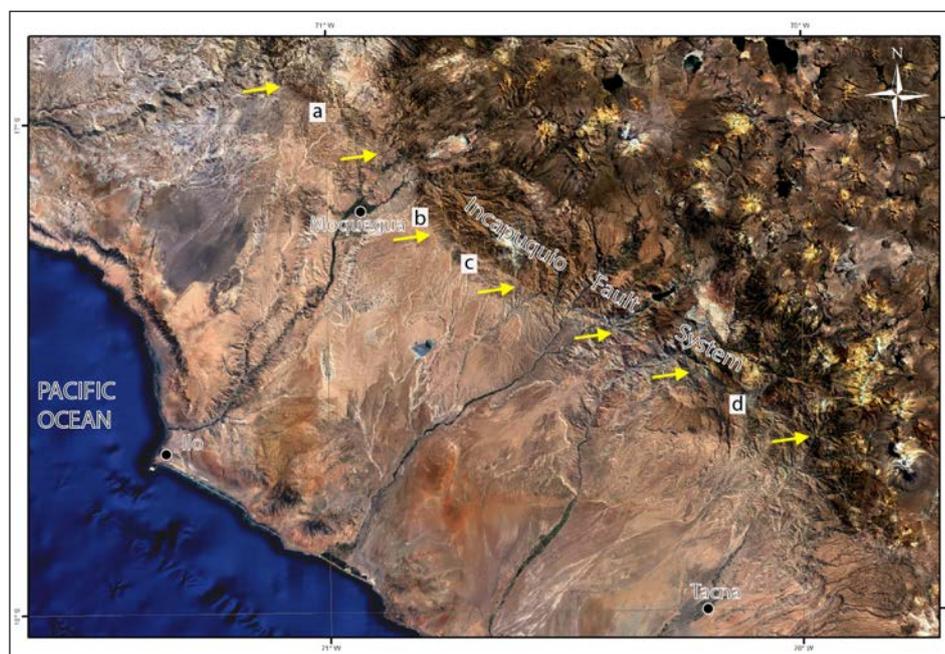
Es la unidad más elevada de la Cordillera de los Andes, destacándose por constituir una cadena montañosa de dirección NO-SE, con rumbos regionales que cambian hacia el oeste en las proximidades de las deflexiones de Abancay (latitud 13°S-14°S) y Huancabamba (latitud 5°30' S). La línea de cumbres de la Cordillera Occidental determina la divisoria continental entre las cuencas hidrográficas del Pacífico y del Atlántico.

La Cordillera Occidental está constituida por un núcleo Paleozoico cubierto por rocas mesozoicas y cenozoicas, deformadas por intenso plegamiento, fallas inversas y grandes sobrescurrimientos (e. g. Lluta).

Entre Ayacucho (latitud 15°30' S), y la frontera con Chile, la Cordillera Occidental alberga una notoria franja de conos volcánicos terciario-cuaternarios que siguen el alineamiento andino (Ingemmet, 1995).

#### 3.3.4.1 Sistema de Fallas Incaquiuo (TA-13)

El Sistema de Fallas Incaquiuo (SFI) corresponde al rasgo tectónico más extenso del sur del Perú; se ubica entre los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna. Esta falla se prolonga desde Chala (Arequipa) en el litoral costero hasta el cerro Colorado en el límite fronterizo con Chile (figura 3.27).



**Figura 3.27** Imagen satelital (Google Earth) que muestra la expresión morfológica del Sistema de Fallas Incapuquio (flechas amarillas).

La figura 3.27 muestra como el SFI coincide con el cambio de topografía de la Cordillera Occidental. A lo largo de los 350 km de longitud, el SFI afecta desde rocas paleozoicas hasta cuaternarias, pero las evidencias de actividad reciente se observan de mejor manera en la región de Tacna. La figura 3.28 muestra diferentes fotografías del SFI con su respectiva interpretación (fotografías en la figura 3.27); por ejemplo, en la figura 3.28a se observa el plano de falla, afectando conglomerados e ignimbritas del Mioceno. En la figura 3.28b se observan pliegues en conglomerados del Plioceno (Formación Millo). La figura 3.28c muestra una cara libre del SFI; la cara libre representa la última reactivación de este segmento y afecta gravas del Cuaternario. Se puede observar claramente el plano de falla con buzamiento hacia el norte. La figura 3.28d muestra el contacto de rocas paleozoicas de la Formación Ambo en contacto con depósitos cuaternarios. En la región Tacna se observan las mejores evidencias morfológicas y cinemáticas del SFI. Pero, en general, las evidencias de deformación compresiva son visibles a lo largo de toda la longitud de la falla.

En el departamento de Tacna, el SFI se ubica en las provincias Jorge Basadre, Tarata y Tacna, exactamente entre el cerro La Garita en el límite provincial Moquegua-Tacna hasta el cerro Colorado en el límite fronterizo Perú-Chile; tiene una longitud de ~110 km, una dirección N63°O y buzamiento al noreste. Esta estructura permitió el emplazamiento de rocas intrusivas durante el Cretáceo Superior - Paleoceno (Jacay *et al.*, 2002; Sempere *et al.*, 2004).

Geomorfológicamente, su expresión es muy marcada en la topografía indicando que ha sido una estructura muy activa, que ha experimentado movimientos de tipo inverso y movimientos laterales. Geológicamente, este sistema hace cabalgar rocas mesozoicas sobre cenozoicas.

Describiendo el SFI de oeste a este tenemos:

En el flanco noreste del cerro La Garita y el cerro Incapuquio (figura 3.29), se observa una estructura con una dirección N55°O y buzamiento al noreste; en este sector, la falla afecta depósitos aluviales, tobas de la Formación Huaracane, lavas de la Formación Quellaveco y rocas intrusivas cretáceas-paleógenas.

En el sector de Chintari (figura 3.30), esta estructura presenta un rumbo N55°O y buzamiento al noreste, afecta depósitos aluviales, lacustres, lavas de la Formación Matalaque, tobas de la Formación Paralaque y lavas andesíticas de la Formación Quellaveco.

En la fotografía 3.10, ubicada al oeste del poblado de Chintari, se observa la Falla Incapuquio, que tiene un rumbo N48°O y buzamiento de 48° al NE; esta estructura coloca lavas de la Formación Matalaque por encima de las lavas de la Formación Quellaveco, evidenciando así sus movimientos tipo inverso. De igual forma, los depósitos lacustres ubicados en el valle del río Locumba se encuentran afectados por el movimiento inverso de la falla (fotografía 3.11).



**Figura 3.28** Ejemplos de deformación asociada al SFI. De norte a sur de observa: a) conglomerados e ignimbritas deformadas; b) pliegues en conglomerados del Plioceno (Formación Millo); c) cara libre del SFI o *Free Face*, que corresponde a la última reactivación conservada del sistema de falla; d) contacto fallado de rocas paleozoicas de la Formación Ambo con depósitos cuaternarios. Todas estas evidencias muestran movimientos de tipo inverso con componente sinistral.

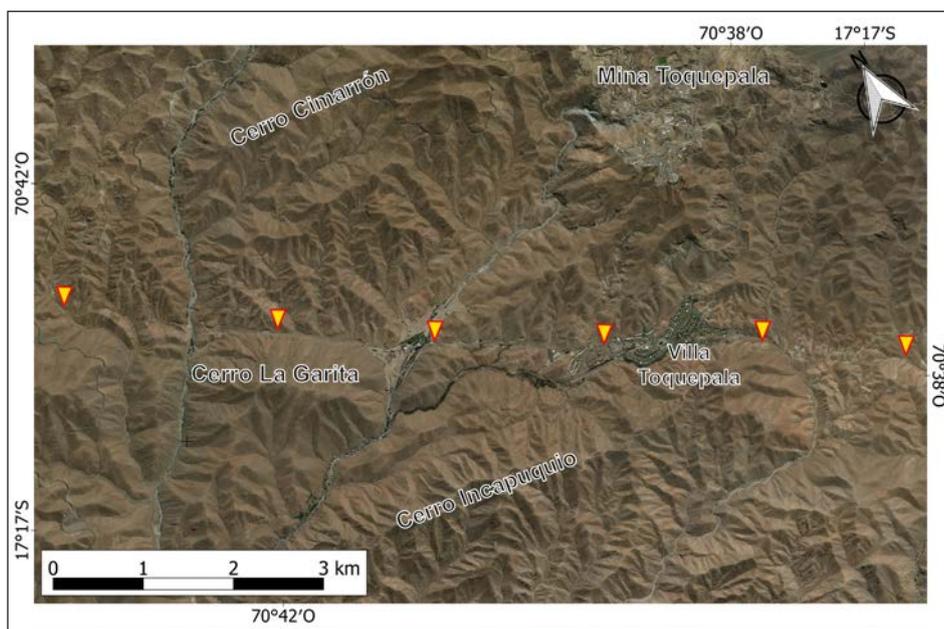


Figura 3.29 Tramo cerro La Garita. Los triángulos de color amarillo indican el trazo de la falla, afecta depósitos cuaternarios y rocas e intrusivos cretácicos.

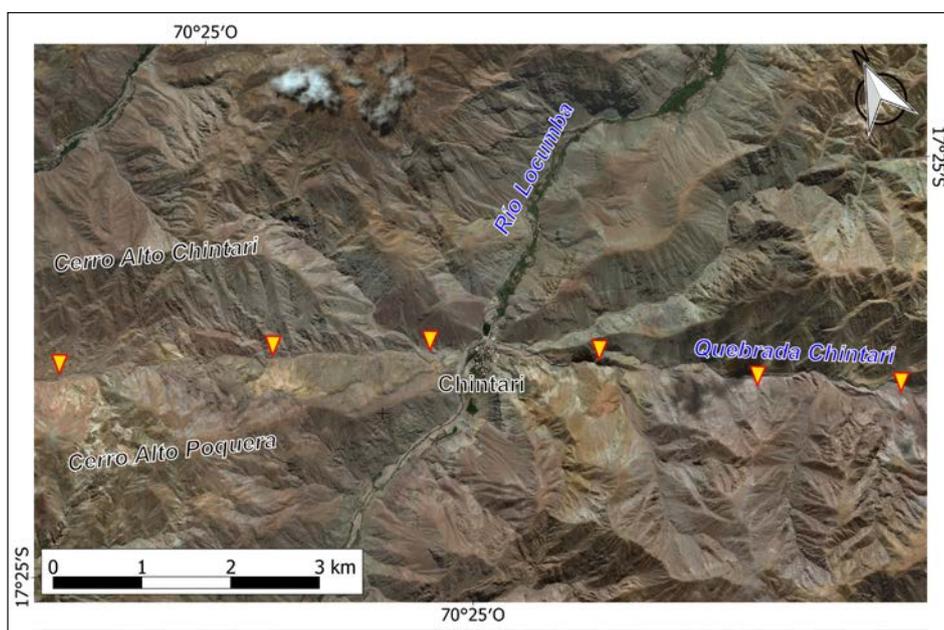


Figura 3.30 Sector Chintari. El trazo de la falla se muestra en triángulos de color amarillo, cruza el poblado de Chintari y se prolonga por la quebrada Chintari. Afecta depósitos cuaternarios y rocas cretácicas.



**Fotografía 3.10** Vista en perfil de la Falla Incapuquio en el sector Chintari, donde claramente coloca las lavas de la Formación Matalaque por encima de la Formación Quellaveco; el plano de falla (línea blanca entrecortada) en este sector tiene un rumbo  $N65^{\circ}O$  y buzamiento de  $48^{\circ}N$  y evidencia el movimiento de tipo inverso de la falla.



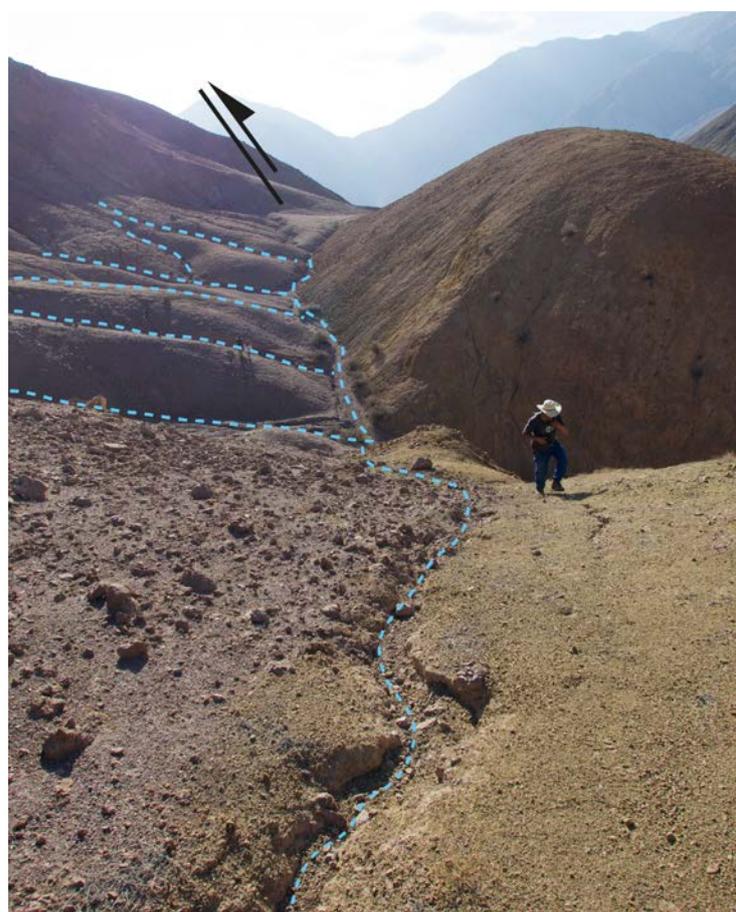
**Fotografía 3.11** Depósitos lacustres ubicados en el valle del río Locumba, afectados por el movimiento inverso de la Falla Incapuquio.

En el flanco izquierdo de la quebrada Chintari se observa un trazo continuo de la Falla Incapuquio (fotografía 3.12); esta afecta principalmente rocas volcánicas de la Formación Matalaque y depósitos cuaternarios; tiene una dirección  $N50^{\circ}O$  y buzamiento al noreste; presenta un escarpe acumulado de  $\sim 15$  m, el cual se encuentra erosionado.

Debido al movimiento inverso de la falla en contra de la pendiente, esta estructura corta y bloquea el drenaje existente, formando charcas (*sagponds*) que posteriormente se rellenaron con sedimentos coluviales y/o aluviales; en la fotografía 3.13, se observan estos depósitos coluviales y/o aluviales recientes cortados por la Falla Incapuquio, formando un escarpe de 0.7 m; esta sería la última reactivación de la falla en el sector Chintari.



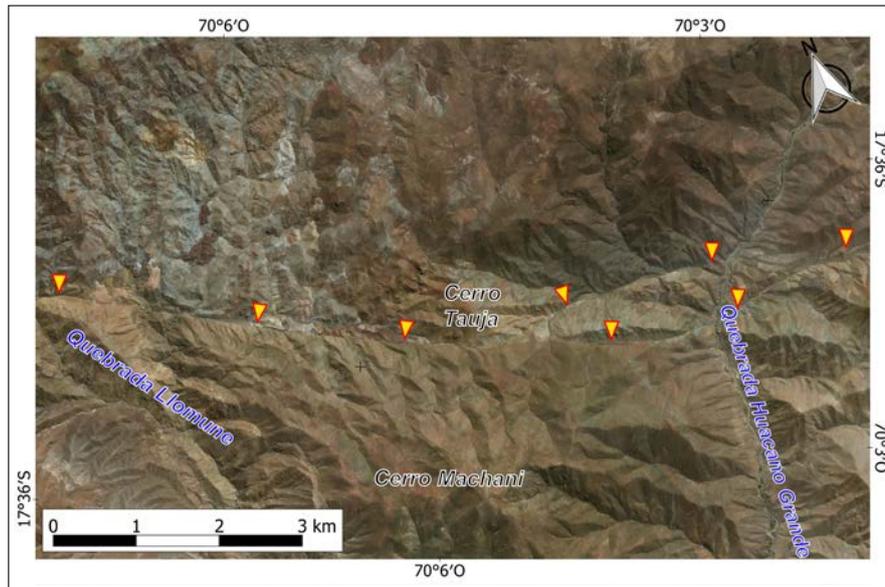
**Fotografía 3.12** Flanco izquierdo de la quebrada Chintari, la línea punteada indica el trazo de Falla Incapuquio y la flecha señala el movimiento de tipo inverso; se observa el drenaje cortado y bloqueado.



**Fotografía 3.13** Depósitos coluviales y aluviales relleno una charca (sagpond) formada por el movimiento inverso de la Falla Incapuquio; también, se observa la última reactivación de la falla (líneas rojas) que corta depósitos aluviales y forma un escarpe de 0.7 m.

En el sector entre la quebrada Llomune y la quebrada Huacano Grande (figura 3.31), se observa el trazo de la Falla Incapuquio con un cambio ligero en la dirección; al noroeste del cerro Tauja, la falla tiene una dirección N299° y buzamiento al noreste; en cambio, al sureste del cerro Tauja, la falla muestra una dirección

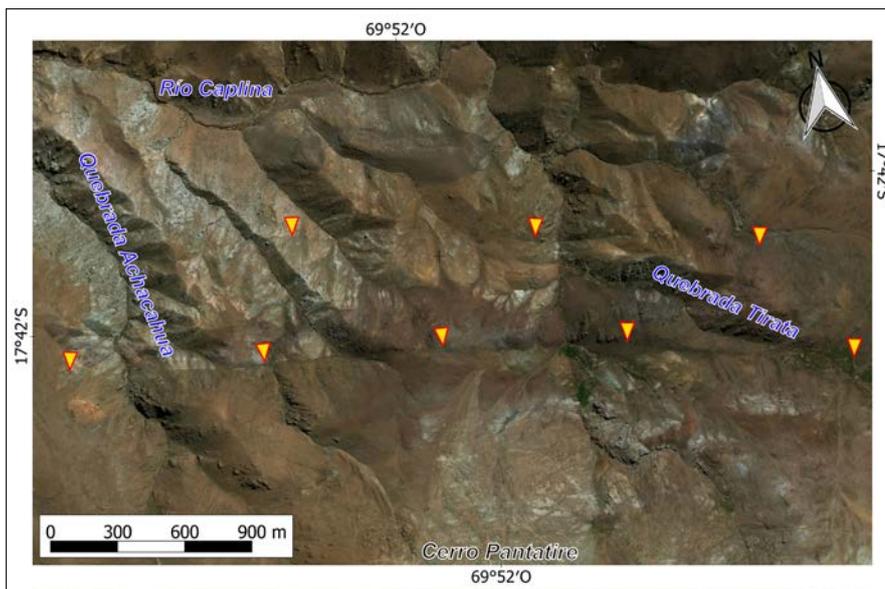
oeste-este y su buzamiento es al norte. A lo largo de la quebrada Tauja, se observa que la falla desplazó las crestas y los drenajes con movimientos de tipo inverso con una componente de rumbo dextral.



**Figura 3.31** Sector quebrada Llomune - quebrada Huacano Grande. Los triángulos amarillos indican el trazo de la falla; afecta depósitos aluviales, rocas paleógenas, cretácicas y jurásicas; también, se observan los ríos desplazados por el movimiento de rumbo de la falla.

En el sector de la quebrada Achacahua y la quebrada Tirata (figura 3.32), se observan dos estructuras paralelas con dirección N299° y buzamiento al noreste; ambas estructuras tienen un movimiento de tipo inverso y componente sinistral. En este

sector, las fallas presentan actividad reciente; los segmentos afectan depósitos cuaternarios, rocas neógenas de la formación Huilacollo y rocas intrusivas paleógenas.



**Figura 3.32** Sector quebrada Achacahua - quebrada Tirata, los triángulos de color amarillo indican el trazo de la falla; se observa el drenaje afectado por el movimiento lateral de la falla.

### 3.3.4.2 Falla Micalaco (TA-14)

Se ubica entre los departamentos de Moquegua y Tacna; esta falla se prolonga a lo largo de ~33 km desde la quebrada Cortadera (Moquegua) hasta el cerro Cotañane (Tacna) (Macharé *et al.*, 2009, 2003).

En el departamento de Tacna, esta falla se ubica en la provincia de Jorge Basadre; se extiende de oeste a este desde el límite departamental entre Moquegua y Tacna hasta el cerro Cotañane; tiene una longitud de ~20 km; una dirección N70°O y un buzamiento subvertical al noreste; su movimiento es de tipo inverso. Esta falla afecta rocas cretáceas intrusivas y volcánicas, y depósitos cuaternarios.

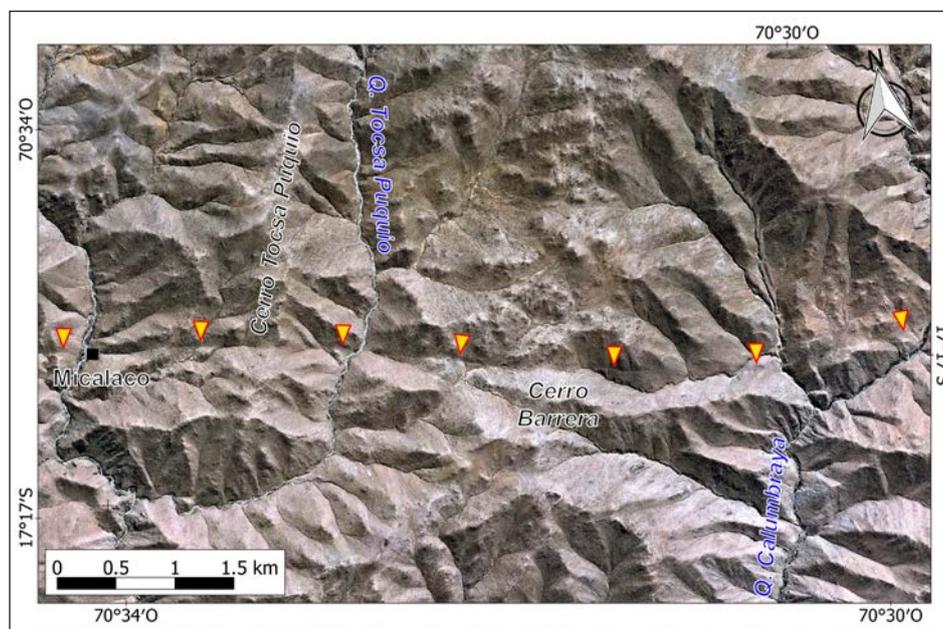
Las observaciones y fotointerpretación sobre imágenes satelitales e inspecciones en campo permiten afirmar que la Falla Micalaco es activa; se encuentra desplazando drenajes

y depósitos cuaternarios con movimientos de tipo inverso con una componente de rumbo dextral.

La tasa de desplazamiento para esta falla es  $0.02 \text{ mm/año}$ .

Según el catálogo sísmico de IRIS, esta falla presenta actividad sísmica; entre los años 1987-1993 se registró sismos de hasta  $3 M_w$ .

En el sector entre el poblado de Micalaco y la quebrada Calumbraya (figura 3.33), se observa una estructura continua que cruza por el poblado Micalaco; tiene una dirección N78°O y buzamiento al noreste, afecta rocas intrusivas cretáceas y depósitos cuaternarios holocenos; la expresión morfológica de la falla en este sector muestra indicios de actividad holocena reciente. Se observó depósitos fluviales afectados y el drenaje desplazado, producto del movimiento dextral de la falla.



**Figura 3.33** Tramo Micalaco-quebrada Calumbraya. Los triángulos de color amarillo indican el trazo continuo de la Falla Micalaco; esta estructura afecta depósitos fluviales y modifica el curso del drenaje debido al movimiento inverso y la componente dextral.

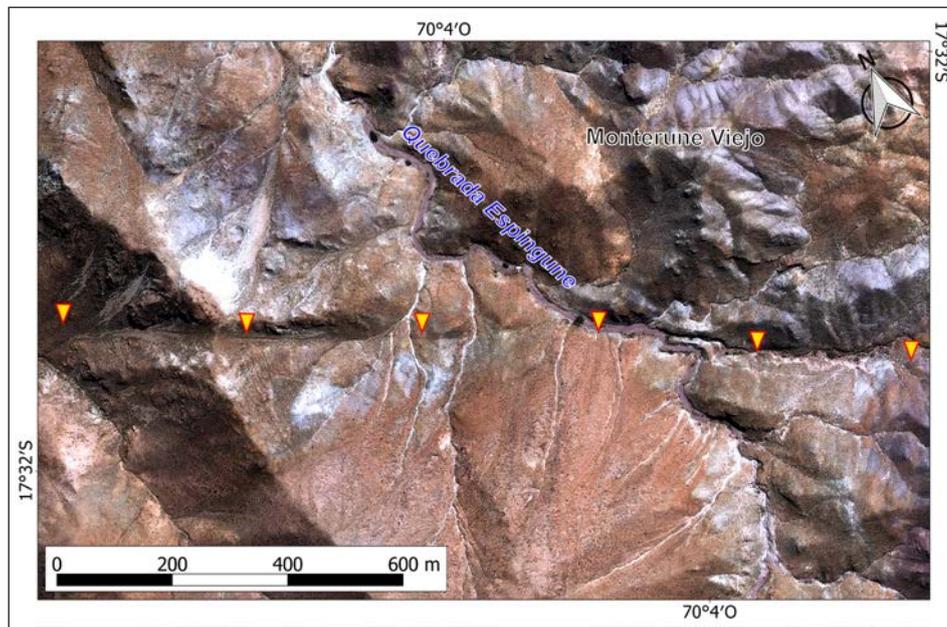
### 3.3.4.3 Falla Estique (TA-15)

Esta falla se ubica en la provincia de Tarata, se extiende desde la quebrada Monterume Viejo hasta el cerro Tacata al sur del poblado de Estique; tiene una longitud de ~9 km; una dirección N63°O y un buzamiento al noreste; su movimiento es de tipo inverso con una componente de rumbo dextral. Esta falla afecta rocas jurásicas del Grupo Yura, volcánicos cretácicos de las formaciones Matalaque y Quellaveco, piroclastos paleógenos de la Formación Tarata y depósitos cuaternarios holocenos.

Los trabajos de fotointerpretación sobre imágenes satelitales e inspecciones en campo permiten afirmar que la Falla Estique

es una falla activa, que se encuentra desplazando drenajes y depósitos cuaternarios con movimientos de tipo inverso con una componente de rumbo dextral.

En el sector Monterume Viejo (figura 3.34), se observa una estructura continua con una dirección N65°O y buzamiento al noreste, afecta rocas cretáceas de la Formación Quellaveco, rocas paleógenas de la Formación Tarata y depósitos cuaternarios fluviales; la expresión morfológica de la falla en este sector muestra indicios de actividad reciente, los depósitos fluviales se encuentran afectados y el drenaje está desplazado, producto del movimiento dextral de la falla, al igual que la cresta de los cerros.



**Figura 3.34** Falla Estique, sector Monterune Viejo. Los triángulos de color amarillo indican el trazo continuo de la falla; esta estructura afecta depósitos fluviales y modifica el curso del drenaje debido al movimiento inverso y la componente dextral.

#### 3.3.4.4 Zona de fallas del Barroso (Arco volcánico) (TA-16)

El arco volcánico cuaternario forma parte de la Cordillera Occidental; abarca los países de Perú, Bolivia y Chile. En el Perú, este gran sistema de fallas tiene una longitud ~360 km, abarca los departamentos de Arequipa, Moquegua, Puno y Tacna; se prolonga desde el volcán Coropuna (Arequipa), hasta el límite fronterizo con Bolivia y Chile. Benavente Escobar et al. (2017) describen fallas del arco volcánico en los departamentos de Arequipa y Moquegua, respectivamente.

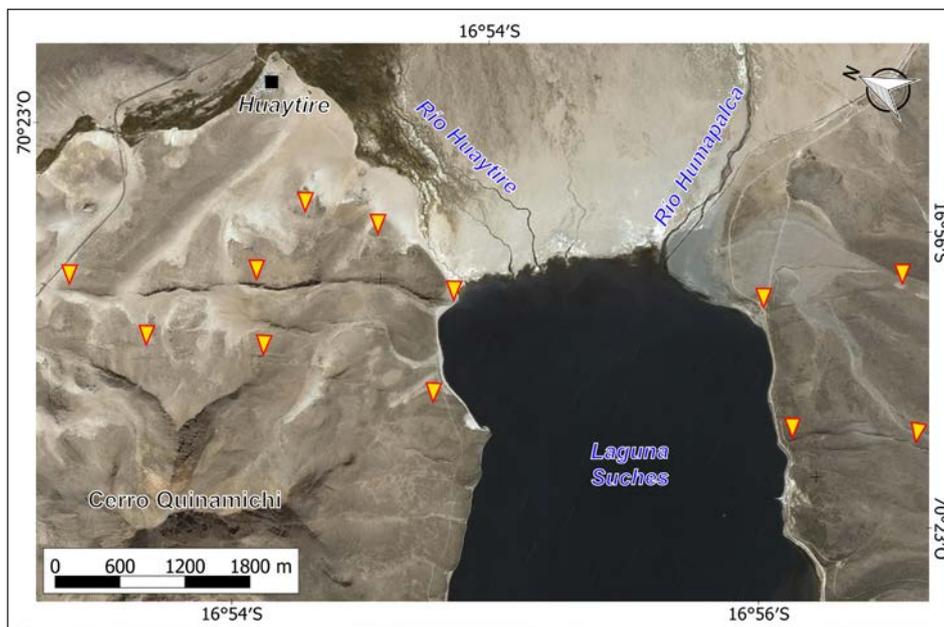
La zona de fallas del Barroso (ZFB) también forma parte del Arco volcánico cuaternario; se ubica en el departamento de Tacna, en las provincias de Candarave, Tarata y Tacna, exactamente entre la laguna Suches hasta la frontera con Bolivia y Chile; tiene una longitud de ~130 km y un ancho de deformación de ~30 km; presenta fallas normales con diferentes direcciones

N-S y NO-SE y buzamientos opuestos. Estas estructuras cortan depósitos volcánicos cuaternarios, glaciares y fluvioglaciares (Benavente *et al.*, 2010).

El Arco Volcánico Cuaternario registra sismos superficiales (<30 km) cuyos hipocentros corresponden con trazas de fallas cartografiadas a lo largo del sur del Perú (Sévrier *et al.*, 1985; Audin *et al.*, 2006; Benavente *et al.*, 2010).

Describiendo el SFB de oeste a este:

En el sector de la laguna Suches (figura 3.35), se observan estructuras paralelas en los flancos norte y sur de la laguna. Estas fallas presentan un rumbo de N155° y buzamientos contrarios al suroeste y noroeste; el movimiento de estas fallas es de tipo normal y principalmente afectan depósitos cuaternarios aluviales y morrenas, también andesitas del grupo Barroso.



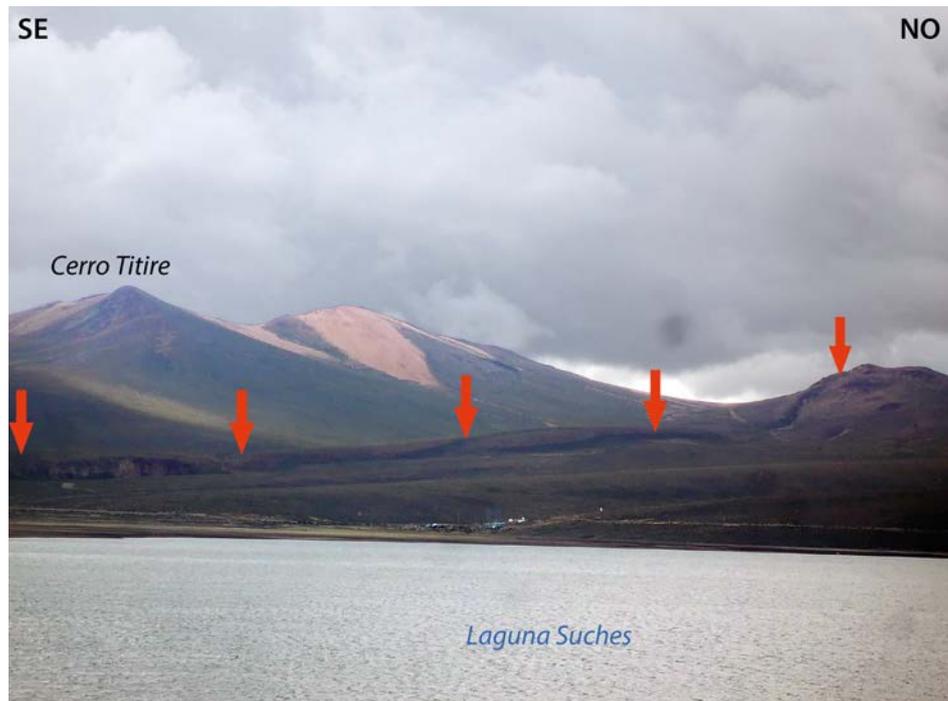
**Figura 3.35** Sector laguna Suches, los triángulos amarillos indican el trazo de las fallas; tienen dirección NO-SE, las fallas cruzan la laguna Suches, afectan morrenas y depósitos aluviales.

En el flanco noroeste de la laguna Suches (fotografía 3.14), se observan fallas normales con buzamientos contrarios, que forman un graben o colapso; estas estructuras presentan escarpes de hasta 6 m de altura, cortando las andesitas del Grupo Barroso.

En el flanco este del cerro Titire, al suroeste de la laguna Suches (fotografía 3.15), se observa una estructura con dirección N147° y buzamiento al noreste. Esta estructura muestra actividad reciente; afecta morrenas y depósitos fluvioglaciares; también se encuentra afectado el drenaje a causa de la actividad de la falla.



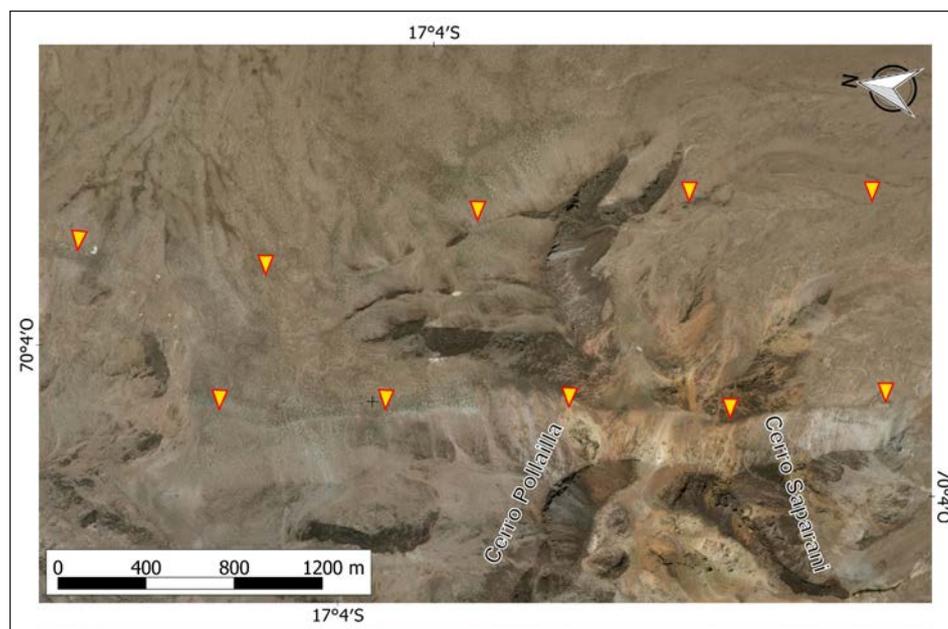
**Fotografía 3.14** Flanco noroeste de la laguna Suches, se observan fallas paralelas (flechas rojas) con buzamientos opuestos formando un graben o colapso.



**Fotografía 3.15** Flanco suroeste de la laguna Suches, se observa un escarpe de falla continuo (flechas rojas); esta estructura afecta morrenas y depósitos fluvio-glaciares.

En el sector del cerro Pollailla (figura 3.36), se observan dos estructuras paralelas importantes con dirección N-S y buzamiento al oeste. Estas estructuras afectan depósitos

aluviales y andesitas del Grupo barroso, forman sagponds a lo largo del trazo de falla.



**Figura 3.36** Sector cerro Pollailla, se observa dos fallas paralelas (triángulos de color amarillo); estas estructuras afectan depósitos aluviales y forman sagponds a lo largo de la falla.

En el sector de pampa Purupuni (figura 3.37), se observan estructuras paralelas con direcciones norte-sur, el buzamiento es al oeste; estas fallas son de tipo normal, afectan depósitos aluviales holocenos en la pampa Purupuni y dacitas del domo

Purupuni de edad  $0.1 \pm 0.03$  Ma, datado por el método K-Ar (Olade, 1980). Los escarpes se encuentran conservados y presentan desniveles de hasta 5 m (fotografía 3.16). Estas fallas controlan los domos Purupuni.



Fotografía 3.16 Escarpe de falla de dirección N-S. Estas fallas controlan los domos de Purupuni.

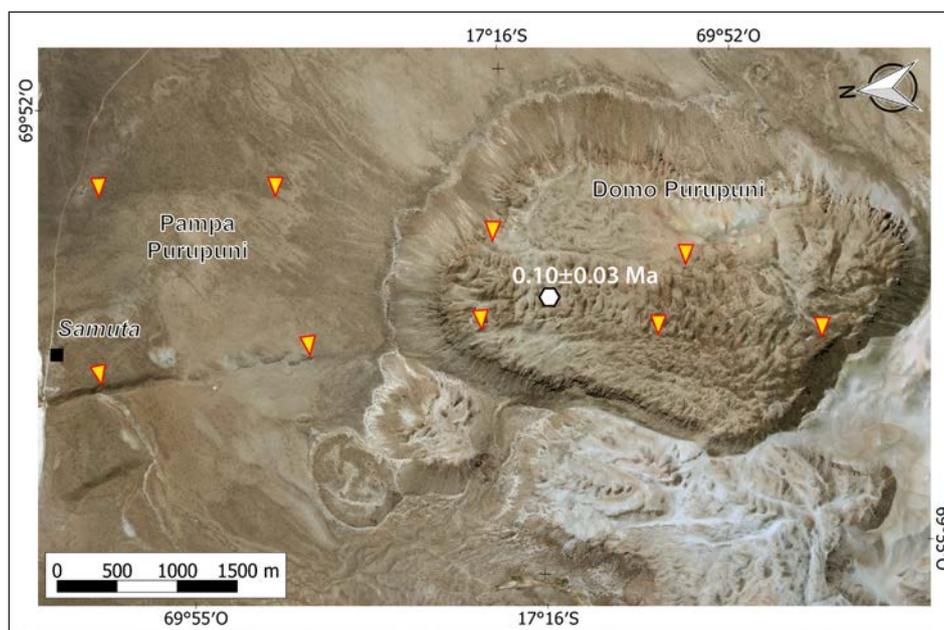
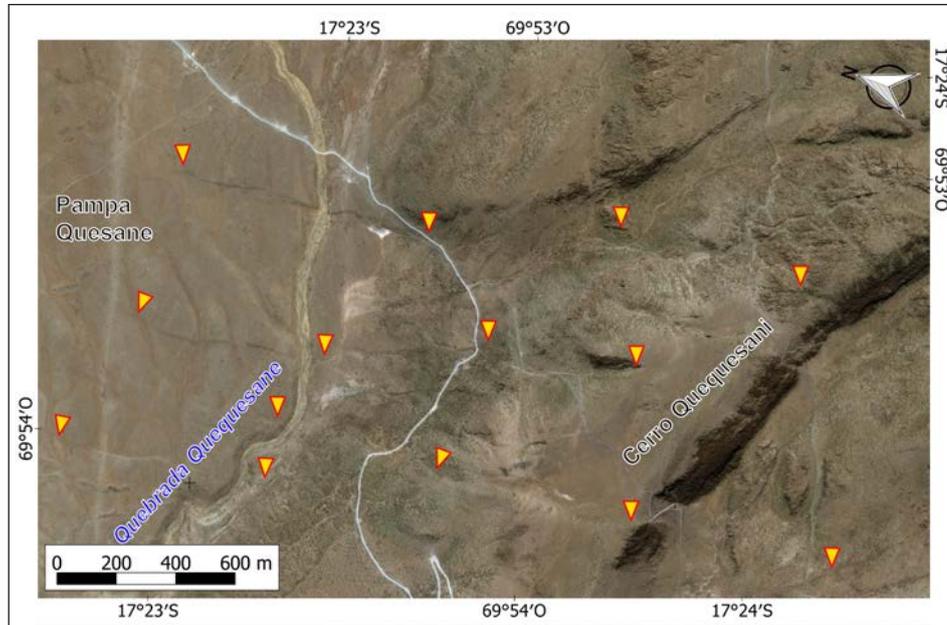


Figura 3.37 Sector pampa Purupuni, los triángulos rojos indican el trazo de las fallas; estas fallas afectan depósitos aluviales holocenos y dacitas del domo Purupuni de edad  $0.10 \pm 0.03$  Ma (Olade, 1980)

En el sector de la pampa Quesane (figura 3.38), se observan estructuras paralelas con dirección norte-sur; estas fallas

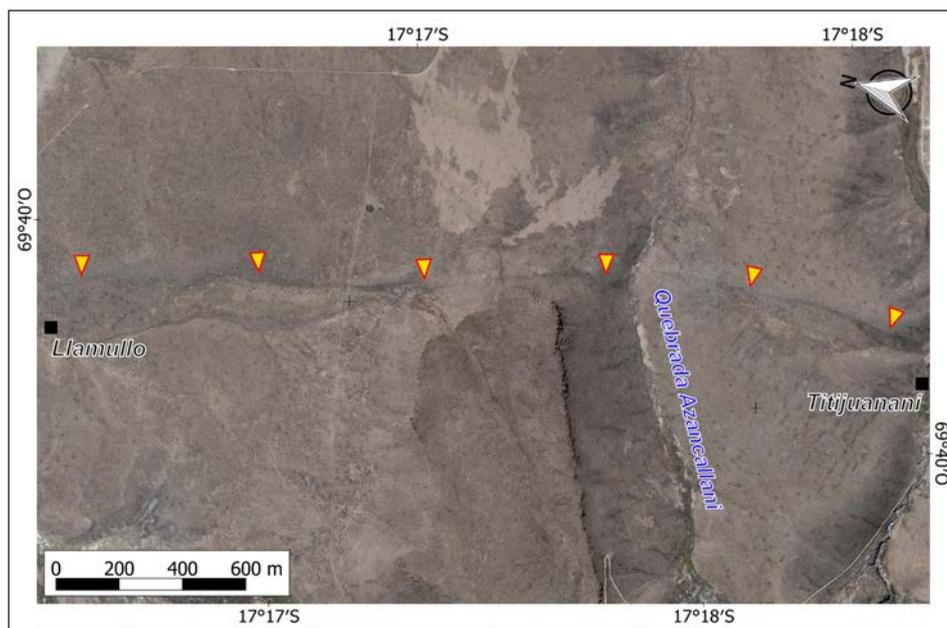
muestran actividad reciente, afectan depósitos fluvioglaciares y andesitas del Grupo Barroso.



**Figura 3.38** Sector pampa Quesane, se observan fallas paralelas (triángulos de color amarillo); estas fallas tienen dirección norte-sur, afectan depósitos fluvioglaciares y dacitas del Grupo barroso.

En el sector entre Llamullo y Titijuanani (figura 3.39) y en el flanco este del cerro Potoscoyo (figura 3.40), se observan fallas paralelas con similares direcciones norte sur; el buzamiento es

al oeste. El movimiento de estas estructuras es de tipo normal, afectan depósitos aluviales; también, el drenaje se encuentra alterado.



**Figura 3.39** Sector pampa Quesane, se observan fallas paralelas (triángulos de color amarillo); estas fallas tienen dirección norte-sur, afectan depósitos fluvioglaciares y dacitas del Grupo barroso.



**Fotografía 3.17** Tomada hacia el norte de la cara expuesta de la trinchera paleosismológica excavada.

### 3.4 ANÁLISIS PALEOSISMOLÓGICO

El análisis paleosismológico es una de las técnicas de investigación más recientes que estudia los terremotos del pasado, lo cual involucra el interfaz de la geología y la paleosismología (Meghraoui & Atakan, 2014). Esta técnica añade información a los datos de ruptura en zonas de fallamiento activo, que contribuye significativamente al estudio de la ocurrencia de terremotos relacionados a procesos tectónicos, así como el ciclo sísmico que implica un desplazamiento acumulativo (Meghraoui & Atakan, 2014).

#### 3.4.1 Preparación y registro

Para este trabajo se excavó una trinchera paleosismológica localizada al suroeste de la ciudad de Tarata ( $17^{\circ}29'53.77''\text{S}/70^{\circ}11'41.12''\text{O}$ ), transversal al Sistema de Fallas Incapuquio, exponiendo una pared de 9 m de largo y 3 m de profundidad (fotografía 3.17). Seguidamente, se realizó la limpieza de la pared lo que ayudó en el proceso de registro paleosismológico.

El registro paleosismológico brinda información clave relacionada con la estratigrafía y estructuras de deformación (Akyüz *et al.*, 2015), por lo cual se realizó el reconocimiento y

registro de facies estratigráficas, considerando aspectos como la deformación y correlación de niveles, entre los bloques desplazados. Posteriormente, se realizó el registro fotográfico de la trinchera para la construcción de un ortomosaico, lo que ayudó en la descripción estratigráfica digital y la cuantificación de niveles deformados.

Para determinar la cronología de la formación del escarpe, se recolectaron muestras de carbón, sedimentos y raíces de las capas correlacionables, y cuñas coluviales para la datación por radiocarbono. Cada muestra se colocó en sobres de papel aluminio, cumpliendo con todos los protocolos de limpieza y etiquetado.

#### 3.4.2 Reconstrucción estratigráfica

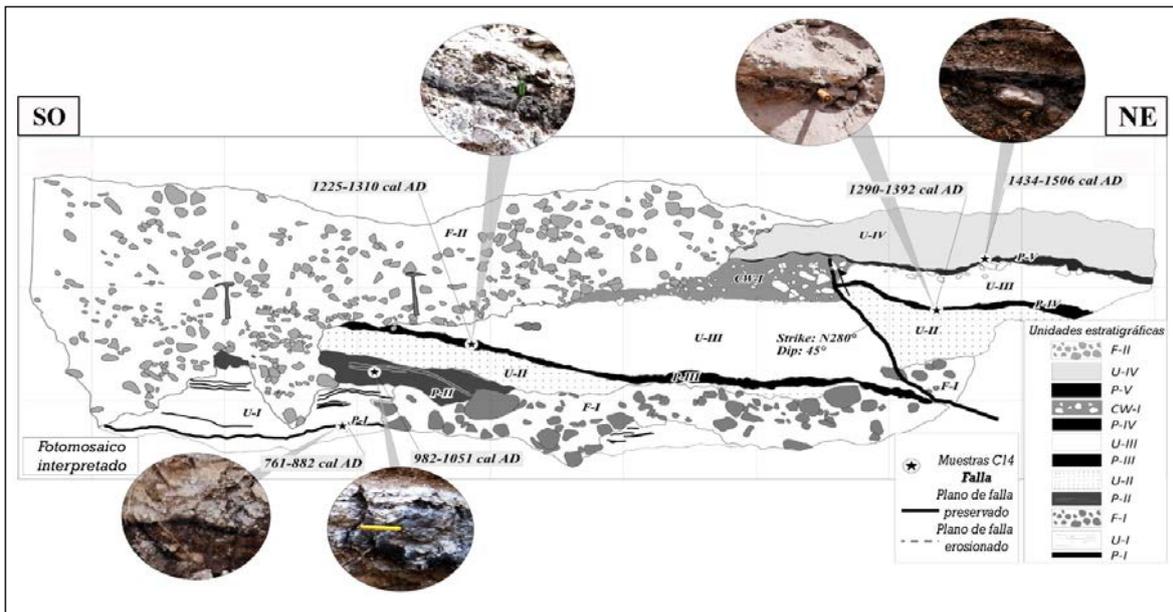
La estratigrafía expuesta por el escarpe de falla comprende sedimentos fluviales, correspondientes al río Sama. Los depósitos fluviales contienen al menos 5 unidades de turba entre 1 y 10 centímetros de espesor, algunas de las cuales se encuentran claramente cortadas por el plano de falla. Las capas de turba ricas en materia orgánica permitieron una datación precisa de la estratigrafía.

Se realizaron 5 dataciones por radiocarbono (tabla 3.1): 3 del bloque fijo (*footwall*) y 2 de bloque que se mueve (*hangingwall*), lo que pone en evidencia una clara cronología de la estratigrafía y el fallamiento en la trinchera (figura 3.41).

Las muestras de turba P-I y P-II de los niveles estratigráficos más bajos en el *footwall* presentan edades AD 761-882 (GA50-19-45-T) y AD 982-1051 (GA50-19-33-T). Estas edades correlacionan con dos grandes eventos de flujos en la región que datan alrededor de ~AD 700 (Magilligan & Goldstein, 2001) y ~AD 1000 (Ortlieb & Macharé, 1993). Los niveles P-III y P-IV pertenecen a los niveles estratigráficos superiores y ambos se pueden ver adyacentes al plano de falla. Estas dos capas tienen características estratigráficas similares, pero no equivalentes, con edades de AD 1225-1310 (GA50-19-34-T) y AD 1290-1392 (GA50-19-36-T), lo que requiere que la falla se haya formado tiempo después de AD 1290-1392. Si los niveles de turba P-III y P-IV representan el mismo nivel estratigráfico, el *offset* vertical se traduciría a 0.9 m. Teniendo en cuenta el ángulo *pitch* 29° de los marcadores cinemáticos (*Slickenlines*) del plano de falla

N280/45°E, el desplazamiento neto requerido para generar ese desplazamiento vertical es de 2.85 m, similar al desplazamiento neto requerido para ~2-4 metros de altura de escarpe que se observan a lo largo del trazo de falla. El último nivel de turba (P-V) que sella la falla (por tanto, posterior al fallamiento) presenta una edad de AD 1434-1506 (GA50-19-37-T) (figura 3.41).

La cronología estratigráfica soportada por los niveles de turba en la trinchera indica que un evento ocurrió en este sistema de fallas después de ~AD 1290-1390, pero antes de ~AD 1434-1506. Utilizando la metodología propuesta por Lienkaemper y Ramsey, (2009) construimos un modelo estratigráfico OxCal (Bronk, 2009) para obtener la edad más probable de este evento sísmico basado en las funciones de densidad probabilística de la datación por radiocarbono. Las escarpas en superficie fueron formadas probablemente entre los años AD1400 y AD 1440 por ruptura sísmica. El tiempo en que se produjo este terremoto es anterior al que se encuentra registrado en la región de AD 1500 tras la conquista española en el Perú (Silgado, 1978).



**Figura 3.40** Descripción estratigráfica de la trinchera paleosismológica, la digitalización del cartografiado de facies estratigráficas se realizó sobre un ortomosaico con polígonos coloreados en escala de grises. F-II representa un nivel de flujo aluvial clasto soportado; U-IV representa un nivel fluvial matriz soportado; P-I, P-II, P-III, P-IV, P-V representan los niveles datados de turba con alto contenido orgánico, utilizados en la reconstrucción de eventos; CW-I corresponde a una cuña coluvial clasto soportado compuesto de arena y grabas subangulares a subredondeadas; U-III representa un nivel fluvial-lacustre matriz soportado con gradación estratigráfica normal; U-II representa un nivel fluvial-lacustre matriz soportado con gradación estratigráfica inversa; F-I representa un nivel fluvial aluvial clasto soportado con imbricación de clastos que indican un dirección de flujo E-O; U-I representa un nivel fluvial aluvial matriz soportado con laminación ondulada.

**Tabla 3.1**  
**Dataciones por radiocarbono**

N°	Código de muestra	Código de texto	Material	Zona	Edad convencional*	Edad Calibrada (Calendric, 2σ)**
1	GA50-19-37-T	P-V	Sedimento orgánico	Segmento Tarata	450 +/- 30 BP	1434 - 1506 cal AD -82.5 %
						1587 - 1618 cal AD -12.9 %
2	GA50-19-36-T	P-IV	Sedimento orgánico	Segmento Tarata	690 +/- 30 BP	1290 - 1392 cal AD -95.4 %
3	GA50-19-35-T	P-I	Sedimento orgánico	Segmento Tarata	1280 +/- 30 BP	761 - 882 cal AD -72.7 %
						684 - 740 cal AD -22.7 %
4	GA50-19-34-T	P-III	Sedimento orgánico	Segmento Tarata	770 +/- 30 BP	1225 - 1310 cal AD -88.1 %
						1360 - 1379 cal AD -7.3 %
5	GA50-19-33-T	P-II	Sedimento orgánico	Segmento Tarata	1060 +/- 30 BP	982 - 1051 cal AD -76.3 %
						1080 - 1144 cal AD

\*Dataciones AMS realizadas por Beta Analytic.

\*\*Edades que fueron calibradas utilizando OxCal v4.3.2 (Bronk, 2017) y la curva de calibración SHCal13 (Hogg *et al.*, 2013)



# CAPÍTULO IV

## SISMICIDAD EN CUENCAS CUATERNARIAS

### 4.1 INTRODUCCIÓN

Durante la elaboración del mapa neotectónico de la región Tacna, hemos reconocido depósitos fluviales y lacustres con claras evidencias de deformaciones recientes (Cuaternario).

El presente capítulo desarrolla la estratigrafía de estas secuencias, su origen y evolución, así como su importancia en el estudio de cuencas pliocuaternarias en un contexto tectónico activo. Dentro de los depósitos cuaternarios en estudio, se tienen los siguientes:

- a) depósitos lacustres de Caquilluco
- b) depósitos lacustres de Shintari Ilabaya
- c) terrazas fluviales en el piedemonte costero de Tacna

#### 4.1.1 Marco Teórico

##### 4.1.1.1 Estructuras sedimentarias de deformación en suelos blandos y su relación con los sismos

Considerando que las estructuras sedimentarias son características observables al igual que la litología, estas se forman *in situ* y son el reflejo del comportamiento en la superficie y alrededores, por lo cual son producto de los procesos geológicos que ocurren en el medio donde se forman.

Las estructuras sedimentarias de deformación en suelos blandos son denominadas como SSDS por sus siglas en inglés *Soft-sediment deformation structures*. Son estructuras producto de procesos físicos, tales como la fuerza de la gravedad, el transporte, la meteorización mecánica, la licuefacción de suelos, etc., relacionadas a factores de fluidez, altura del estrato, espesor de estrato, dureza, viscosidad, densidad, entre otros.

Las SSDS se encuentran dentro de las estructuras sinsedimentarias y postsedimentarias; su análisis dependerá del tipo de estructura, el medio sedimentario y los procesos físicos relacionados.

Las SSDS también representan estructuras relacionadas a la licuefacción de suelos, que es un fenómeno físico inducido por un evento sísmico; son estructuras paleosísmicas por excelencia

y son también conocidas como "sismitas" (Rodríguez-Pascua, 1998). Actualmente, son las más estudiadas y utilizadas para la determinación de sismos en el pasado (Rodríguez-Pascua, 1998).

El tipo de material más susceptible a la licuefacción son arenas de grano fino a medio, bien seleccionadas. Basándose en observaciones realizadas en materiales afectados por el terremoto de Charleston en 1886, Amick *et al.* (1990) señalan que los sedimentos más favorables para la génesis de estructuras de deformación por licuefacción son las formadas en ambientes de playa, barreras arenosas y sistemas fluviales. También, los ambientes lacustres y fluviolacustres tienen sedimentos susceptibles de licuefacción. Sims (1975) define como licuefacciones a pequeña escala en sedimentos lacustres y *slumps* asociados a estas licuefacciones.

Los estudios experimentales (Owen, 1996) utilizan capas guía de carborundo, intercaladas entre arenas, que actúan como pequeñas discontinuidades confinantes. Después de la licuefacción, el agua se acumula bajo niveles generando pequeñas antiformas angulares; este proceso puede llegar a extruir o emerger de forma brusca cuando se supera la resistencia de la capa confinante.

El fundamento teórico de la licuefacción se basa en que los sedimentos arenosos sin cohesión y los depósitos de limos suelen tener una resistencia alta al corte, soportando grandes cargas sin producirse alteraciones en su estructura interna. Sin embargo, se puede producir la pérdida de resistencia de estos materiales cambiando su estado para pasar a comportarse como líquidos viscosos. El mecanismo que afecta este cambio de estado de sólido a líquido es la licuación, que genera sedimentos licuefactados (Allen, 1977). Esta pérdida de cohesión puede producir desplazamientos a favor de pendientes o inyecciones de materiales licuefactados en respuesta a gradientes de presión.

La licuación consta de dos mecanismos: la licuefacción y la fluidización (Allen, 1982). Para que se pueda dar la fluidización, debe existir una fase fluida con un movimiento de ascenso relativo con respecto del sedimento, aunque esta no es una condición necesaria para licuefacción. En cambio, la licuefacción es un fenómeno físico, donde los suelos granulados, con

contenido de agua, pasan de un estado sólido a un estado de líquido pesado; para que este fenómeno ocurra deben ocurrir sacudimientos bruscos como, por ejemplo, un sismo.

Moretti *et al.* (2014) indica que existen diferentes orígenes para formar las SSDS, entre ellos los movimientos sísmicos. Se consideran como SSDS desencadenadas por sismos aquellas estructuras sedimentarias formadas en respuesta a un movimiento sísmico. Para el reconocimiento de una SSDS desencadenada por sismo se deben considerar algunos aspectos principales tales como:

#### Continuidad lateral

Las SSDS desencadenadas por sismos aparecen de manera general y no local. Estas estructuras deformadas deben aparecer en los sedimentos inconsolidados y coetáneos de la cuenca en estudio, por lo que se consideran las cuencas lacustres como los medios más seguros para poder identificar estas estructuras, pues su forma de sedimentación es continua y de cierta manera igual en la mayoría de la extensión de la cuenca.

#### Análisis vertical de los estratos

La influencia de un movimiento sísmico en sedimentos inconsolidados y/o con contenido de agua afecta tanto las capas superficiales como las inferiores, pues dependiendo de la densidad entre ambos estratos y su interacción estos pueden deformar o deformarse. Es así como los sedimentos no consolidados por carga diferencial o un efecto tixotrópico son causados por sacudidas bruscas; este efecto se conoce como licuefacción.

#### Medio sedimentario

Como anteriormente se indicó, un medio sedimentario lacustre era muy importante para asegurar la identificación de SSDS desencadenadas por sismos; esto se debe a su forma de sedimentación, la cual se da en una cuenca cerrada y de energía baja a moderada, además de la facilidad de poder realizar correlaciones estratigráficas de este medio. Sin embargo, las SSDS desencadenadas por sismos también pueden presentarse en otros medios sedimentarios, pero con menor certeza de ser interpretados correctamente. Por ejemplo, en el análisis de estructuras de deformación de un medio fluvial habría que considerar aspectos importantes, tales como la fluidez, turbidez, carga de sedimentos y eventos extraordinarios de flujo, aspectos que se representan por estructuras sedimentarias de carga (*load casts*), estructuras en flama (*flamme structures*), laminaciones convolutas, estructuras de bola y cojín (*ball &*

*pillow structures*), colapsos (*slumps*) y brechas de clastos de lodo.

#### Tipo de material

El tipo de material o litología involucrada es importante al momento de analizar las SSDS. Estas estructuras se presentan únicamente en sedimentos o rocas sedimentarias.

#### Fuente sísmica

Conociendo el entorno de depositación de los sedimentos y el contexto tectónico de la cuenca sedimentaria, con aparente cercanía a fallas se puede sugerir una posible deformación por reactivación de estas.

Shanmugam (2017) presenta un léxico de 120 SSDS, desencadenados por procesos tectónicos y/o sedimentarios. Dentro de los tipos de SSDS desencadenadas por sismos más comunes se tiene:

- Laminaciones convolutas.
- Colapsos (*slumps*) volcánicos de arena y/o lodo
- Estructuras de bola y cojín (*ball & pillow structures*).
- Diques clásticos y neptúnicos (*clastic and neptunian dykes*).
- Estructuras en flama.
- Brechas de clastos de lodo.
- Estructuras en platos y pilares.

#### 4.1.1.2 Laminaciones convolutas

Es una estructura donde los estratos o láminas se ven intensamente plegados, pero manteniendo una laminación continua. Existen muchas explicaciones para este proceso, pero de todas la más simple es la que postula que se produce por licuefacción diferencial de sedimentos embebidos en agua (sedimentos hidroplásticos), con la acción de fuerzas locales y diferenciales (cambio de presión por efecto de un sismo o cualquier otro tipo de *shock*) (figura 4.1). La licuefacción del material hace que se produzca el flujo intraestratal que da lugar a las contorsiones o pliegues de las láminas, formando así una especie de arrugas (Barredo, 2004). La estratificación dentro de los sedimentos puede ser interrumpida durante o después de la deposición y en pequeña escala por licuefacción del material (Nichols, 2009). Generalmente, se forma mejor en los sedimentos de grano fino o limo-arenosos, por licuefacción o por sobrecarga diferencial.

Trabajos de Kuenen (1958), Ten Haaf (1956) y Nagtegaal (1963) recogidos en la síntesis de Allen (1982) coinciden en diferenciar tres tipos de laminación convoluta (figura 4.2).

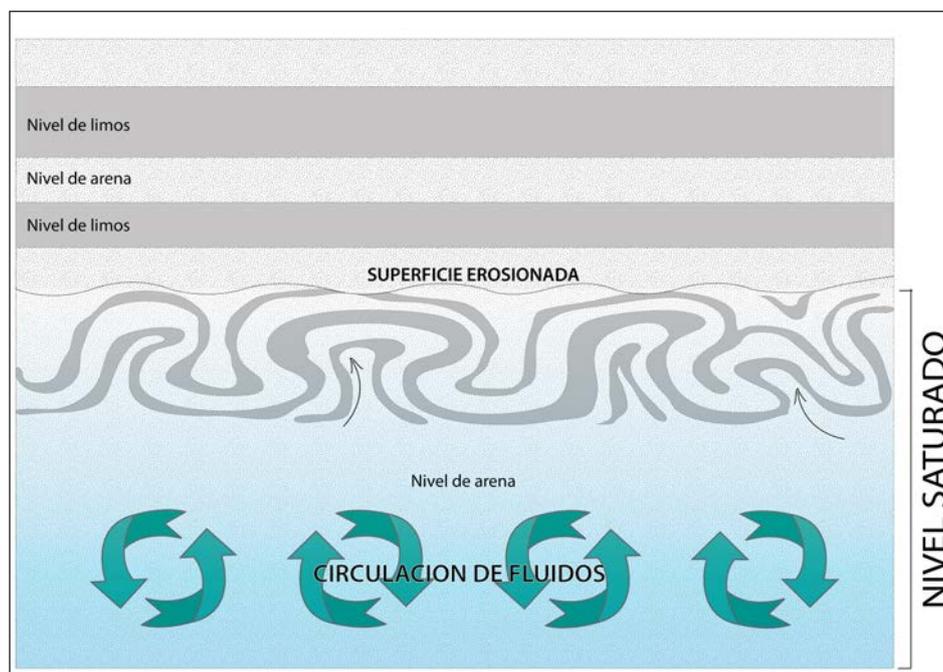


Figura 4.1 Modelo esquemático de la formación de una laminación convoluta

**Laminación convoluta posdeposicional**

Se produce después de haber empezado el enterramiento. Los sinclinales son de longitud de onda mayor que los anticlinales. Además, la deformación va desapareciendo paulatinamente tanto en el piso como en el techo.

**Laminación convoluta metadeposicional**

Se desarrolla justo antes o inmediatamente después de que termine la sedimentación. Los pliegues se truncan al techo

donde pueden aparecer volcanes de arena en la terminación de los anticlinales.

**Laminación convoluta sindeposicional**

Se produce de manera constante durante la sedimentación del estrato. La característica principal de este tipo de deformación es el adelgazamiento erosional de grupos de láminas de sinclinales hacia anticlinales, truncando en muchos casos las crestas de los anticlinales.

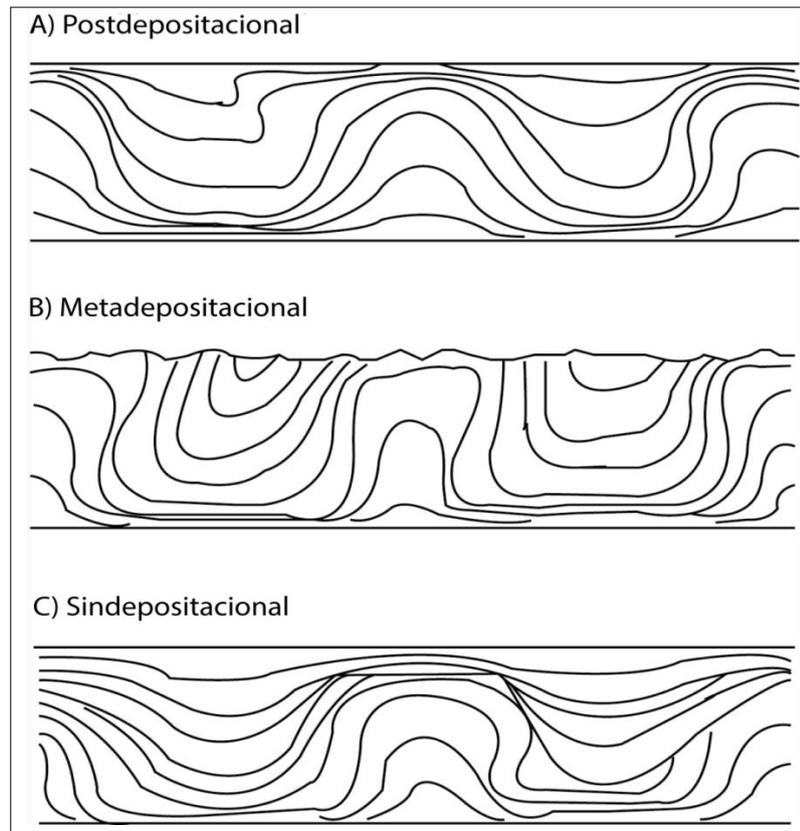


Figura 4.2 Perfil longitudinal de una cuenca hidrográfica con sus partes (Allen, 1982)

#### 4.1.1.3 Colapsos o *slumps*

Las estructuras de colapsos, mayormente conocidas como *slumps*, son deformaciones penecontemporáneas a la sedimentación, formadas por deslizamiento de una masa de estratos previamente depositados, ya sea sobre o cerca de una pendiente. Los *slumps* se ponen especialmente de manifiesto en series estratigráficas con alternancia de materiales competentes e incompetentes (areniscas-arcillas, calizas-margas, etc.). La estructura resultante es un conjunto de materiales plegados y en muchos casos fracturados (figura 4.3), intercalados entre estratos paralelos que cortan las partes superiores de los materiales afectados, pudiendo llegar a tener hasta kilómetros de potencia.

La masa deslizada presenta en su estructura interna una intensa deformación producida durante el tiempo del colapso.

Estas estructuras no son indicativas de ningún ambiente deposicional en particular; pueden encontrarse tanto en medios continentales como en medios marinos.

Los *slumps* pueden ser causados por movimientos sísmicos o flujos inusuales de sedimentos, produciendo de esta forma sobrecarga y desestabilización en las pendientes, y creando en algunos casos corrientes de turbidez. Según una recopilación realizada por (Allen, 1982), el espesor de la lámina de sedimentos deslizada depende del ambiente deposicional en que se da el proceso. En ambientes glaciares raramente superan los 50 centímetros, con desplazamientos muy cortos (pocas decenas de metros). En sedimentos lacustres y marinos poco profundos, el espesor puede oscilar entre 1 y 10 metros. En depósitos marinos de aguas profundas, el espesor es similar a la de los sedimentos de aguas poco profundas, pudiendo alcanzar los 100 metros. La extensión lateral de los *slumps* es muy variable, pudiendo oscilar entre los 200 metros y varios kilómetros.

Helwig (1970) describe las características composicionales de los sedimentos y la geometría inicial del deslizamiento. Considera a grandes rasgos dos tipos principales de sedimentos, combinados en láminas finas alternantes.

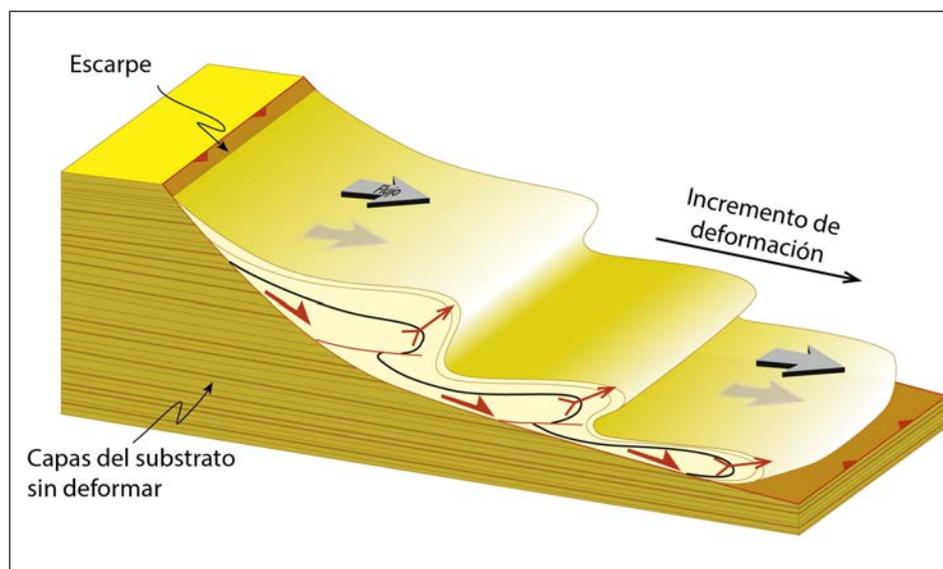


Figura 4.3 Modelo de un *slump*. Modificado de Alsop y Marco (2012)

Los principales esfuerzos desarrollados en *slumps* son de cizalla inducidos gravitacionalmente. Las estructuras de plegamiento y cabalgamiento vistas en el deslizamiento responden básicamente a dos hechos: desviaciones en el sentido de movimiento del *slump* o parada brusca del mismo.

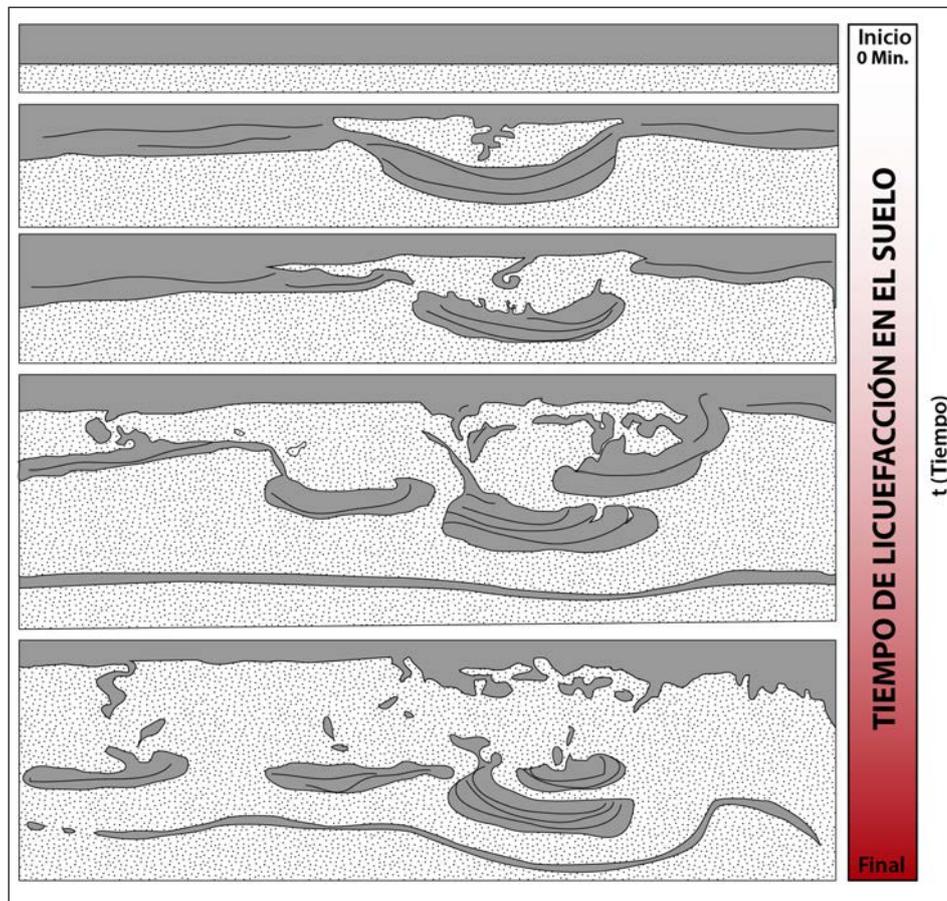
Si un cuerpo de material de densidad relativamente baja está cubierto por una masa de mayor densidad, el resultado es una situación inestable. Si las dos capas tienen relativamente la misma humedad, la densidad de masa inferior estará bajo presión y tratará de moverse hacia arriba aprovechando las zonas débiles en la unidad suprayacente, forzando que se deforme (Nichols, 2009). Mientras la arena es forzada a bajar y el barro sube, las bolas de arena y lodo pueden llegar a ser completamente aisladas dentro del lecho fangoso. Estas características del reparto son denominadas “estructuras de bola y cojin” (Owen, 2003).

Smith (1916) postula que las estructuras almohadilladas tienen una forma similar a pseudonódulos, aunque son mucho más grandes y en general la laminación interna está completamente involucrada (figura 4.4). Comúnmente son de arco elipsoidal y se destacan en la intemperie. Además, estas estructuras se forman probablemente por el deslizamiento lateral de las capas superiores (Ksiazkiewicz, 1958). Estas estructuras son comunes

en turbiditas de secuencias arenosas y otras situaciones donde la arena se deposita sobre lodos mojados (Nichols, 2009). Se forman en sedimentos arenosos saturados de agua por el efecto de un descenso vertical (provocado por efecto de sobrecarga) en el seno de un fango lutítico hidroplástico Howard & Lohrengel (1969).

La deformación se produce en estratos arenosos que descansan sobre lodos no consolidados. Se produce una disgregación total del estrato arenoso, reduciéndose a series de masas aisladas, incluidas, de manera más o menos continua, en el lodo infrayacente de menor densidad. Puede afectar a un único estrato de arenas o a varios. La diferenciación y clasificación de este tipo de estructuras no está muy clara; esta se realiza en función al tamaño de las estructuras y el modo de agregación (Allen, 1982).

Hempton y Dewey (1983) estudiaron las sismitas en el lago Hazar, emplazado en una cuenca *pull-apart* del este de la Falla de Anatolia. Se definen pseudonódulos cuando estas estructuras aparecen independizadas. El tamaño medio de los pseudonódulos es de 50 centímetros de ancho y 45 centímetros de alto, compuestos por limos que “flotan” en el interior de arenas de grano fino. También, observan intrusiones de limos con forma de “champignón”.



**Figura 4.4** Formación de las estructuras de bola y cojín (*ball and pillow*). Modificada de Howard & Lohrengel (1969)

#### 4.1.1.4 Diques clásticos y neptúnicos (*clastic and neptunian dykes*)

La fluidización o licuefacción de los sedimentos del subsuelo pueden resultar en la filtración de sedimentos, formando de esta manera diques centimétricos a métricos. Estos cuerpos verticales son típicamente compuestos por arena cortando diferentes estratos (figura 4.5). Se forman cuando ocurren fracturas debido a la presión de las capas suprayacentes, haciendo ingresar los sedimentos arenosos inducidos por la presencia de agua y la porosidad de los sedimentos en las grietas. Los sedimentos arenosos pueden formar algunas capas paralelas en los muros del dique.

Existe una diferencia entre los diques que son inyectados desde capas inferiores y los rellenos de fisuras o grietas por material posterior. En muchos casos, el relleno de fisuras tiene su origen en la ocurrencia de movimientos sísmicos; también, ocurre que

algunas soluciones abren grietas por procesos kársticos y que también son rellenos por otros sedimentos; este tipo de diques se distinguen de los diques clásticos, porque están formados y compuestos por sedimentos con distintos tipos de tamaño de grano, comúnmente llamado "brecha"; estas estructuras de relleno de grietas son conocidas como diques neptúnicos *Neptunian Dykes* (Ricci Lucchi, 1995) (figura 4.6).

Obermeier (1994) considera que los diques clásticos como inyecciones de arena en filón se generan cerca de la superficie y son indicadores muy fiables de paleosismicidad. Los principales factores que controlan el desarrollo y densidad de diques son la potencia y estado de compactación del nivel, además del espesor de la capa confinante. En la mayor parte de los casos, las inyecciones intruyen a favor de fracturas en la capa confinante; sin embargo, estos procesos pueden estar asociados a desplazamientos laterales o fracturación en superficie por el efecto prolongado de un sismo.

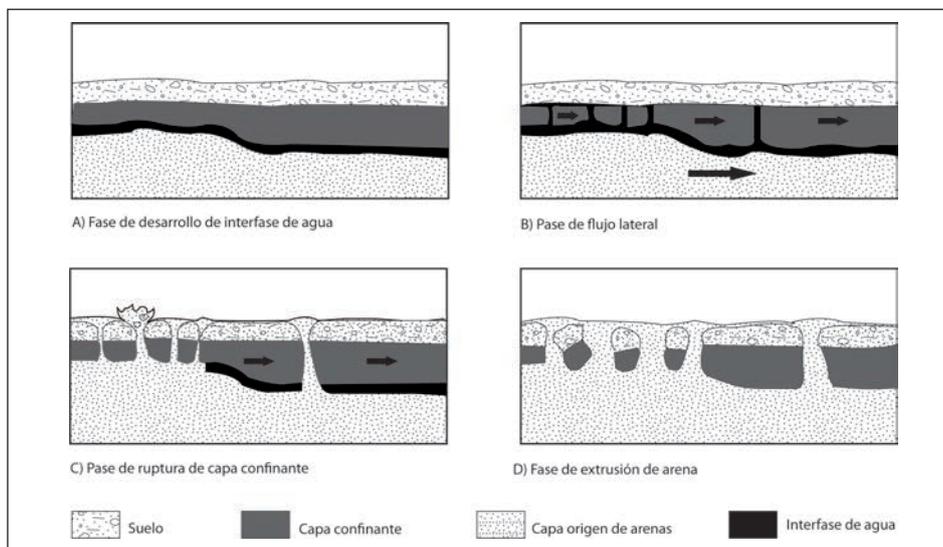


Figura 4.5 Representación esquemática de las fases de desarrollo de las inyecciones en filón o diques. Modificado de Amick *et al.* (1990)

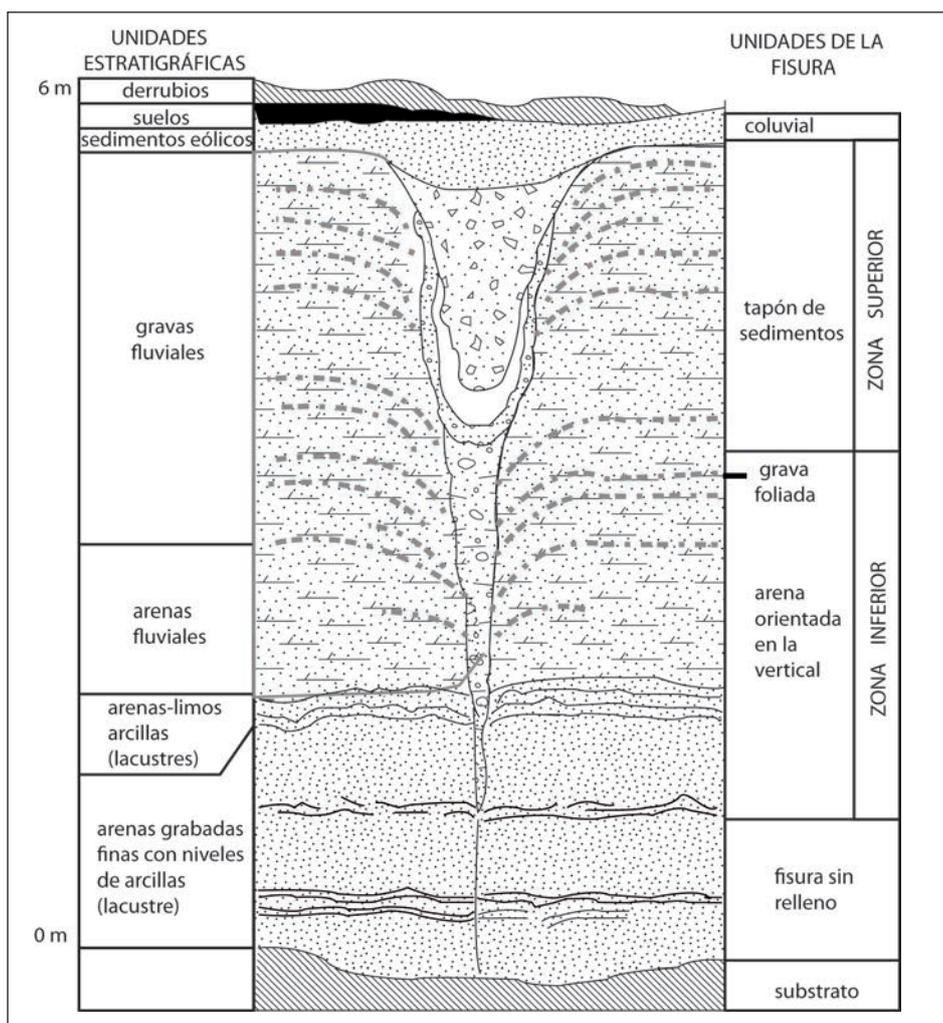


Figura 4.6 Sección esquemática de una fisura de origen sísmico en materiales lacustres cuaternarios al noreste de Estados Unidos. Tomada de Thorson *et al.* (1986)

#### 4.1.1.5 Estructuras en flama

Son estructuras de carga que, generalmente, no tienen elongación ni orientación preferencial (Tucker, 2003). Se forman donde la arena de mayor densidad se hunde parcialmente en el lodo o limo en el que sobreyace. Este mismo lodo es empujado hacia arriba inyectándose en el lecho de la arena suprayacente, definiendo así la estructura en flama (Nichols, 2009).

La superficie específica elevada de las partículas pequeñas del lodo tiene la propiedad de cohesión, que aumenta con la compactación y la densidad. Esto implica que la aplicación de esfuerzos puede deformar el material fino, haciendo que fluyan únicamente cuando un valor crítico, o límite sea alcanzado.

La cohesión se puede perder instantáneamente si el lodo tiene otra propiedad: tixotropía cuando existe movimiento, o si su estructura en gel se destruye y se transforma en fluido. En otros términos, este se licuefacta. Cuando la deformación cesa, el fluido espontáneamente se gelifica y se vuelve rígido. La cohesión y la tixotropía están relacionadas con el estado coloidal en que las fuerzas electroquímicas son más importantes que la gravedad.

La perturbación mecánica que excede la resistencia cohesiva o cohesión generados por terremotos forman estructuras de carga consecuentemente llamados también "sismitas" o SSDS desencadenadas por sismos (figura 4.7).

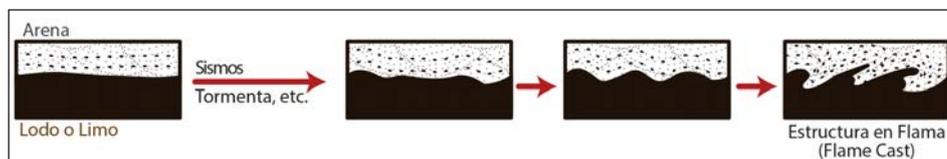


Figura 4.7 Etapas de formación de las estructuras en flama

#### 4.1.1.6 Brechas de clastos de lodo

Este tipo de estructuras generalmente se originan por el colapso de una parte de terraza fluvial o aluvial. El material colapsado ingresa a un canal con constante circulación de agua y este es transportado pocos metros hasta ser redepositado; los depósitos mayormente se realizan en zonas poco profundas y con baja energía hidráulica (figura 4.8).

La distribución de los clastos de material fino es caótica dentro de una matriz generalmente arenosa; los clastos blandos son angulosos a subangulosos y algunas veces se observan pequeños canales en el espesor de la capa con clastos.

Aunque estas estructuras no son consideradas como estructuras de deformación, son el resultado de colapsos o slumps ocurridos aguas arriba de la deposición, caídas que probablemente estén relacionadas a movimientos sísmicos o socavamiento del pie de la pared del canal o de la terraza fluvial.

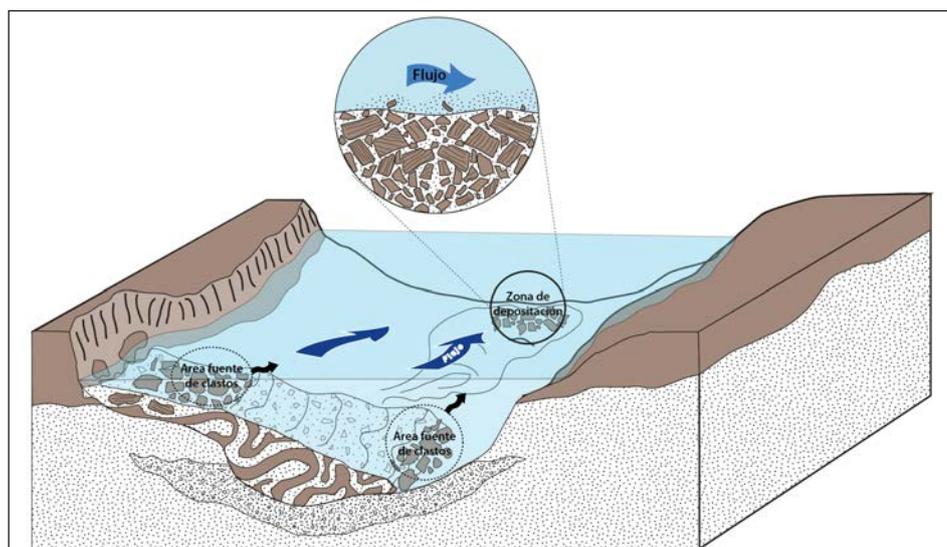


Figura 4.8 Block diagrama explicando la formación de las brechas con clastos de lodo.

## 4.2 DEPÓSITOS LACUSTRES CAQUILLUCO

Durante los trabajos de campo realizados a lo largo de la falla activa Incapuquio, se identificaron depósitos lacustres en la zona de Caquilluco; estos depósitos corresponden a pequeñas cuencas originadas por el colapso de la avalancha de roca proveniente del cerro Caquilluco (figura 4.9).

Un evento tectónico producido hace 35 ka (Zerathe *et al.*, 2017), habría generado este importante movimiento en masa. En los sedimentos lacustres registrados se identificaron de igual forma estructuras sedimentarias de deformación, las que podrían estar relacionadas a otro evento tectónico de igual o mayor magnitud.

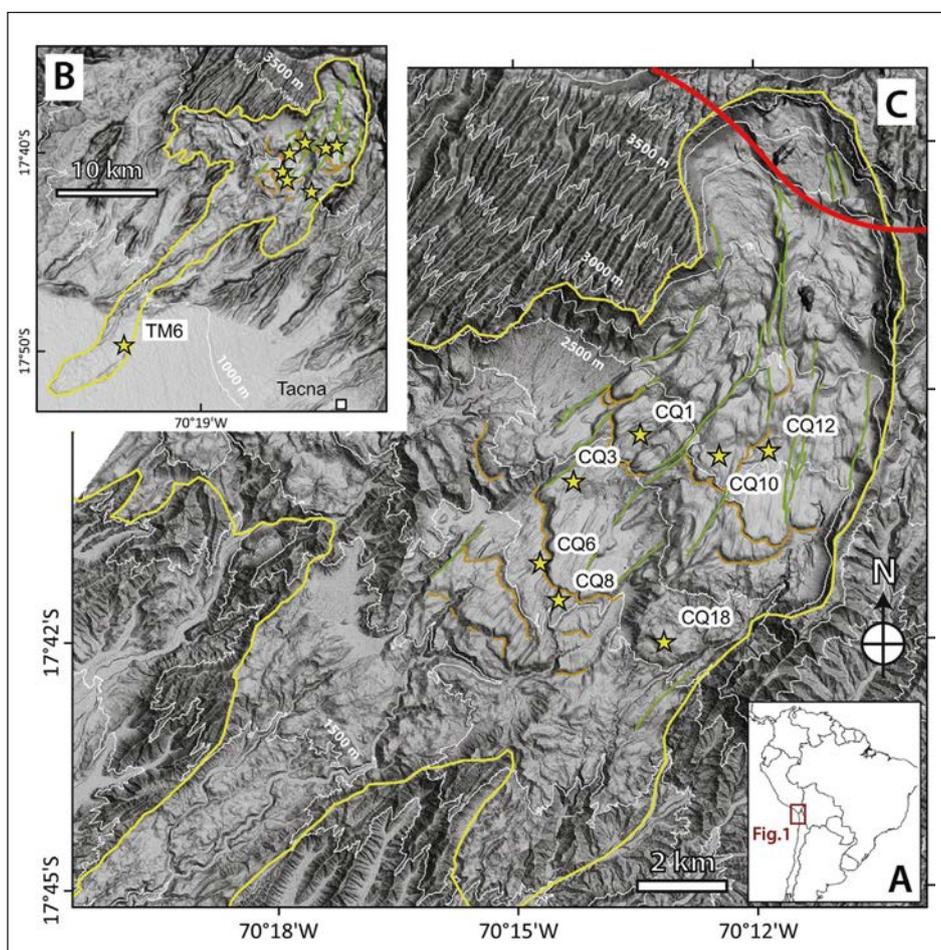
A continuación, pasaremos a describir lo registrado en Caquilluco.

## 4.3 ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA

Para realizar el estudio estratigráfico y su posterior análisis sedimentológico se levantó 01 columna estratigráfica, identificándose secuencias de depósitos lacustres.

### 4.3.1 Columna estratigráfica Caquilluco

Esta columna estratigráfica de aproximadamente 30 metros fue levantada en el cerro Caquilluco (figura 4.10), en las coordenadas UTM (365306 E, 8047173 N).



**Figura 4.9** Mapa de ubicación del deslizamiento de Caquilluco. Las estrellas amarillas son los lugares de donde se extrajeron las muestras para obtener las dataciones por cosmogénicos. La línea roja representa la Falla Incapuquio. La línea roja indica el lugar donde se identificaron los sedimentos lacustres (tomado de Zerathe *et al.*, 2017).

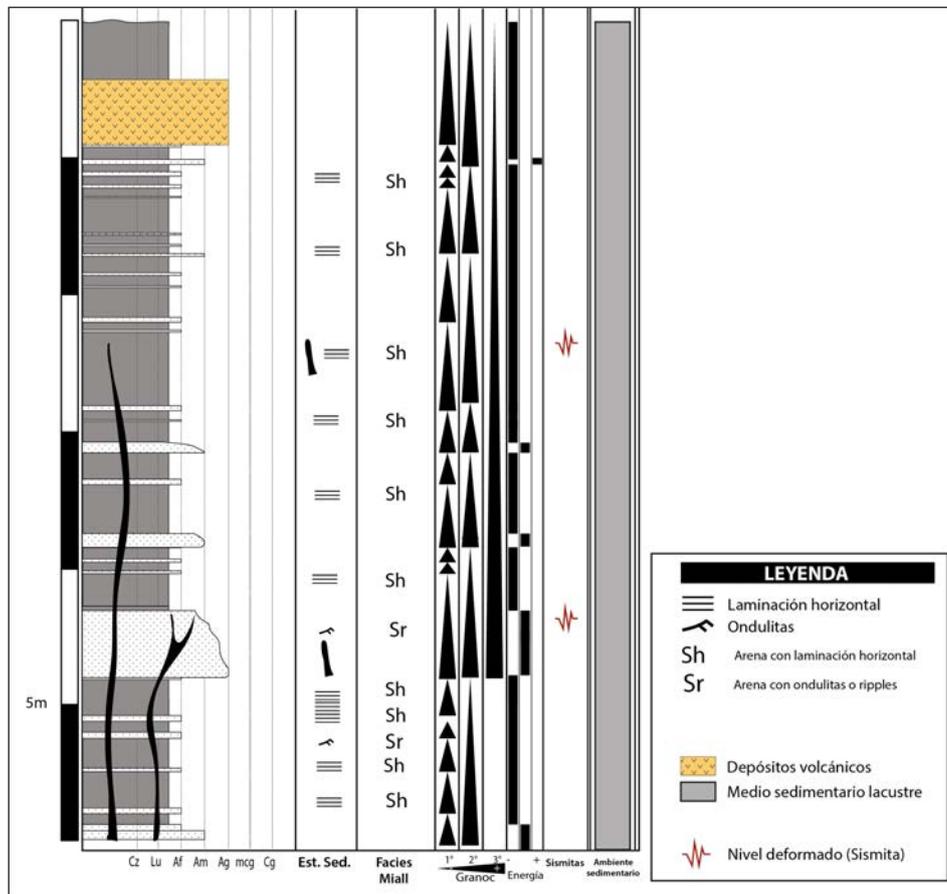


Figura 4.10 Columna estratigráfica de Caquilluco

La primera parte de esta columna está conformada por una intercalación de sedimentos finos con arenas de grano fino a medio; presenta laminaciones horizontales (Sh) y ondulitas de escalonamiento o *climbing ripples* (Sr). Luego de esta sedimentación fina se observa un paquete de 2 m de arenas. Sobreyaciendo estas arenas se observa nuevamente una intercalación de limos con algunos delgados niveles de arenas. Hacia el techo se observa una importante capa de cenizas. Este último nivel muestra laminaciones horizontales (Sh).

#### 4.3.1.1 Análisis e interpretación

Todas las facies anteriormente descritas han sido interpretadas como depositadas en un medio lacustre con poca influencia fluvial.

Esta columna presenta niveles deformados (figura 4.15). Las capas deformadas presentan principalmente diques clásicos cortándolos. El núcleo de estos diques está compuesto por arenas de grano fino. En cuanto al origen de estas estructuras sedimentarias de deformación (SSDS), tuvieron que haberse formado necesariamente en un medio subacuoso,

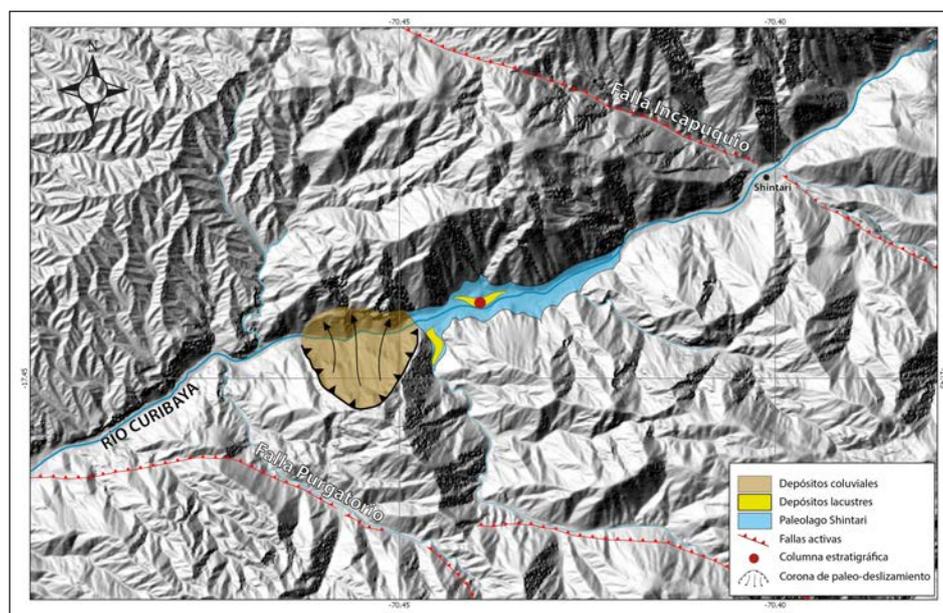
desencadenadas por licuefacción de suelos. Como se mencionó anteriormente, la licuefacción de suelos se relaciona directamente a sismos, movimientos bruscos con intensidades superiores a XI.

#### 4.4 DEPÓSITOS LACUSTRES SHINTARI ILABAYA

Durante los trabajos de campo realizados a lo largo de las fallas Incapuquio y Purgatorio, se identificaron depósitos lacustres en la zona de Shintari en el distrito de Ilabaya; estos depósitos son el resultado del represamiento del río Curibaya, que originaron a su vez la formación de un paleolago: Shintari (figura 4.11).

Un evento tectónico o climático del Cuaternario habría generado este importante movimiento en masa. En los sedimentos lacustres registrados se identificaron de igual forma estructuras sedimentarias de deformación, las que podrían estar relacionadas a otro evento tectónico de igual o mayor magnitud.

A continuación, pasaremos a describir lo registrado en Shintari.



**Figura 4.11** Mapa de ubicación del paleolago de Shintari. El círculo rojo representa la ubicación de la columna estratigráfica. El polígono marrón representa la masa del paleodeslizamiento que represó el río Curibaya.

## 4.5 ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA

Para realizar el estudio estratigráfico y su posterior análisis sedimentológico se levantó 01 columna estratigráfica, identificándose secuencias de depósitos lacustres (figura 4.11).

### 4.5.1 Columna estratigráfica Shintari

Esta columna estratigráfica de aproximadamente 23 m fue levantada en la quebrada Curibaya (figura 4.12), en las coordenadas UTM (351313 E, 8072987 N).

La primera parte de esta columna está conformada por una intercalación de arenas de grano medio con algunos limos masivos (Fm); las arenas presentan laminaciones horizontales (Sh) y algunos niveles son masivos (Sm).

La secuencia suprayacente a la primera parte de la columna consiste en un nivel de casi 20 m de limos con delgados niveles de arenas. En esta secuencia se observan laminaciones horizontales (Sh) y ondulitas (Sr). De igual forma, se observan laminaciones convolutas, *slumps*, estructuras de bola y cojín, y estructuras en flama.

#### 4.5.1.1 Análisis e interpretación

Las facies descritas han sido interpretadas como depositadas en un medio lacustre con influencia fluvial.

Esta columna presenta niveles deformados (figura 4.15). Las capas deformadas presentan principalmente estructuras bola y cojín, laminaciones convolutas, diques clásticos y *slumps*. Su origen de estas estructuras sedimentarias de deformación

(SSDS) tuvieron que haberse formado necesariamente en un medio subacuoso, desencadenadas por licuefacción de suelos. Como se mencionó anteriormente, la licuefacción de suelos está relacionada directamente a sismos, movimientos bruscos con intensidades altas.

## 4.6 TERRAZAS FLUVIALES EN EL PIEDEMONTES COSTERO DE TACNA

En la zona del piedemonte, entre la cordillera y el litoral costero, hemos identificado depósitos detríticos, compuestos principalmente por secuencias de gravas y arenas, los cuales están dispuestos en terrazas fluviales. Estos depósitos se han cartografiado principalmente en los valles Caplina, Chero y Palca.

Estas geoformas fueron inicialmente identificadas por Wilson y García (1962); describen la presencia de tres niveles de terrazas en el valle de Caplina y una terraza, tanto para el valle Chero como para el valle Palca. Posteriormente, Sèbrier *et al.* (1982) observan una flexura con dirección N120 en la terraza más antigua del valle de Caplina.

En el contenido de ambos estudios solo se permite observar un análisis estratigráfico relativo, sin llegar a conclusiones evidentes. Además, cronológicamente estas unidades cuaternarias no cuentan con una edad aproximada que nos permita conocer la evolución tectono-sedimentaria de estas zonas. Por ello, este estudio tiene como finalidad hacer una conexión entre los procesos sedimentarios y tectónicos, analizando el origen y evolución del relieve en esta zona.

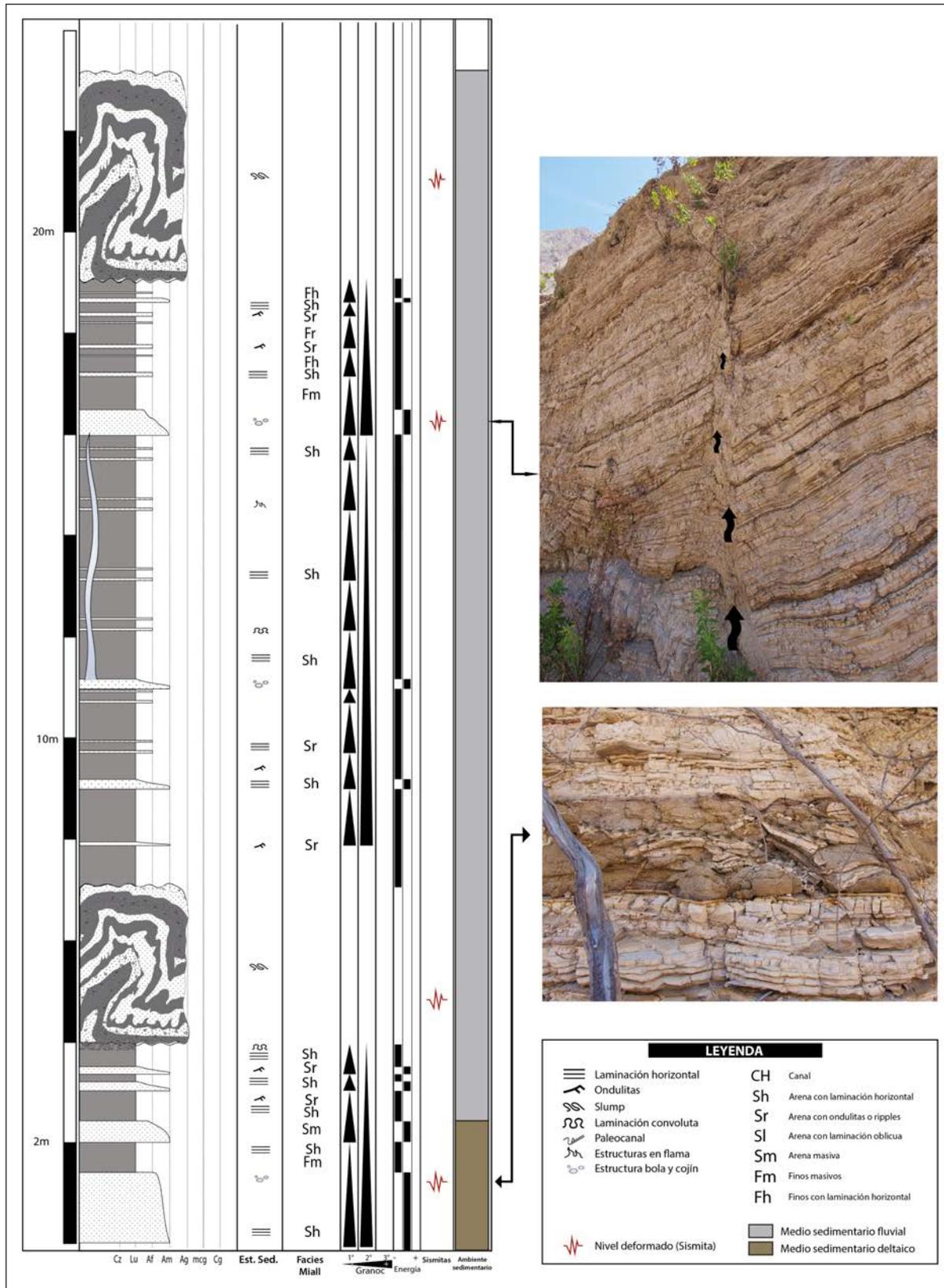


Figura 4.12 Columna estratigráfica de Shintari

En el Plioceno inferior se inició el proceso de levantamiento de la región ubicada al noreste de la zona de estudio (Laharie, 1975; Sebrier *et al.*, 1982), lo que generó un aumento en la pendiente del piedemonte pacífico. Este factor y la regresión del mar en esta misma época generó severas incisiones en los valles costeros, llegando casi al nivel actual (Laharie, 1975).

El escenario climático tuvo que ser lo suficientemente favorable como para permitir estas incisiones, que actualmente forman parte del valle de Tacna y sus tributarios. De la misma manera, Harley y Chong (2002) determinan en el norte de Chile una fase importante de incisión entre 6 Ma y 3 Ma, relacionada a un ciclo climático húmedo que dio lugar a la gran acumulación detrítica que caracteriza el piedemonte.

En el desarrollo de este capítulo, se presentarán los tipos de depósitos cuaternarios más importantes de la zona; luego, se presentará el ambiente sedimentario, considerando las secuencias de terrazas fluviales y otros depósitos contemporáneos, clasificados en función de sus relaciones estratigráficas.

#### 4.6.1 Tipos de depósitos

Los depósitos emplazados en el área de estudio son de origen detrítico, clasificados en función del tipo y la magnitud del agente de transporte.

Se consideran dos grandes conjuntos de depósitos: los depósitos desarrollados sobre las laderas o vertientes, caracterizados por presentar poco transporte y mala selección del material; y las terrazas fluviales depositadas en los valles, caracterizadas a partir de un transporte más o menos importante, así como una buena clasificación de los elementos que las conforman (Macharé, 1981).

#### 4.6.2 Depósitos de laderas o vertientes

La naturaleza de la cobertura en las vertientes está condicionada por los tipos de rocas sobre las cuales se desarrollan. Las laderas o vertientes en el piedemonte del sur del Perú están constituidas por rocas sedimentarias, volcánicas e intrusivas.

Las vertientes que se desarrollan sobre rocas sedimentarias son planas; además, están cubiertas hasta sus cimas por sus propios fragmentos, que constituyen una capa de desagregación; de igual manera, las laderas desarrolladas sobre rocas volcánicas muestran una fragmentación en bloques, guiada por fracturas y diaclasas. La pendiente general es rectilínea con 22° a 30° de inclinación.

La permanencia de los bloques, tanto en laderas como en los *talwegs* (punto más bajo del valle), depende de la pendiente suave y la rugosidad de la superficie; las rocas granodioríticas

desarrollan también laderas planas; los *talwegs* están ocupados por flujos de bloques, los cuales son menos angulosos que las dioritas; también, se halla una desagregación en arenas y en pequeñas hojuelas de descamación.

#### 4.6.3 Depósitos de escombros

Son depósitos cuyo agente formador es la gravedad. Se ubican siempre al pie de acantilados inestables. Los materiales que los constituyen (llamados escombros) pueden ser cantos, grava o arena. El tamaño de estas acumulaciones es variable y se pueden presentar en dos formas.

- a) Cono de escombros. Es el depósito elemental, su forma es semicónica con el ápice apuntando hacia un *talweg* sencillo. La generatriz hace un ángulo de 30° a 38° con la horizontal, dependiendo del tipo de material; este es el ángulo de reposo de los materiales secos y sueltos.
- b) Talud de escombros. Se forma cuando los *talwegs* de alimentación se hallan cercanos. Es decir, el crecimiento de muchos conos adyacentes produce su unión en la base y el desarrollo de un talud, donde la estratificación es subhorizontal (30° a 38°) a horizontal.

Las escombreras son generadas por caídas sucesivas de bloques, cantos y arenas, desde acantilados inestables. Estos elementos caen de uno en uno, en trayectoria libre bajo el empuje de la gravedad y se depositan en la base. A este nivel se efectúa una cierta selección, siendo los más grandes y pesados los más distales del depósito.

Las acumulaciones de escombros pueden ser observadas en muchos lugares de nuestra zona de trabajo; aquí algunos ejemplos:

- a) En Chañal (quebrada del río Caplina), se observa un talud de escombros producto de la unión en la base de muchos conos adyacentes.
- b) En Tres Cruces (quebrada Palca) y en Huanara (quebrada Chero), de igual manera, se observan conos actuales alimentados por acantilados de rocas granodioríticas y conglomeráticos, respectivamente.

#### 4.6.4 Depósitos de abanicos distales

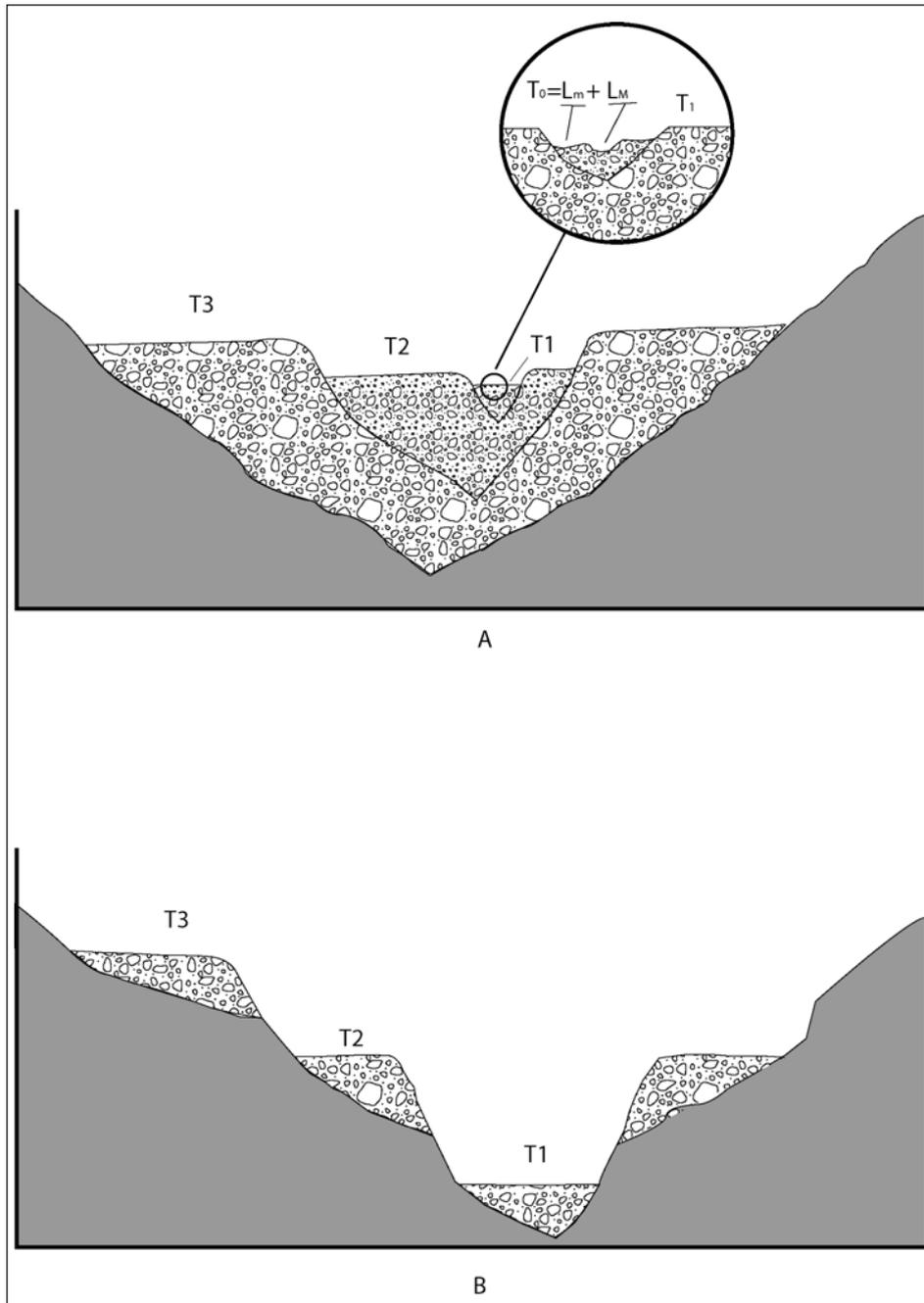
Se considera depósitos de abanicos distales a toda la gama de transiciones entre un cono desértico y un río; sus características morfológicas y sedimentológicas se hallan entre estos dos extremos.

Las acumulaciones de estos depósitos rellenan las quebradas que los contienen, dejando un fondo plano. La pendiente varía de 15° a 6° y depende de las nacientes, de la longitud de la quebrada, del volumen y tipo de material transportado.

Los abanicos, así como las acumulaciones del valle, son en algunos casos bastante potentes y no corresponden a la magnitud del escurrimiento actual; por lo tanto, se deduce que son formas heredadas, depositadas en períodos lluviosos. Las acumulaciones más antiguas no son cubiertas por las más recientes, quedan preservadas por el proceso

de encajonamiento (figura 4.13), creando una morfología de terrazas escalonadas.

Estos depósitos están conformados por sedimentos detríticos de granulometría variada, desde bloques y grava hasta arcilla; estos elementos no alcanzan la redondez de los detritos. La litología depende de las rocas que afloran a lo largo de su recorrido.



**Figura 4.13** Sistemas de terrazas aluviales: a) encajonado; b) escalonado. LM: Lecho mayor; Lm: Lecho menor. Tomado de Macharé (1981)

#### 4.6.5 Acumulaciones fluviales

Los ríos cordilleranos son los principales agentes de transporte (arrastre) de grandes cantidades de materiales; estos se van depositando en el transcurso de su recorrido hasta su salida del encajonamiento en la vertiente cordillerana, formando terrazas fluviales y amplios abanicos de piedemonte.

El depósito de sedimentos se produce cuando el río pierde su capacidad de transporte. Este es un proceso dominante durante las épocas de altas precipitaciones pluviales. La sedimentación se efectúa mediante canales fluviales, existiendo una sobrecarga sedimentaria; al poco tiempo que se forma un canal se colmata con sus propios detritos. Estos detritos se acumulan en barras al centro del canal, alrededor de los cuales se dividen en dos nuevos canales.

La distribución de los sedimentos finos hacia los bordes indica las zonas de menor energía. La alta velocidad de la corriente en las partes centrales está evidenciada por la imbricación de los cantos, presentando facies y estructuras sedimentarias. Algunos bancos de limos arcillosos son interpretados como el tope de canales abandonados.

En el área de estudio, los ríos actuales discurren sobre abanicos; sin embargo, su caudal y capacidad de transporte son muy pequeños. Las grandes acumulaciones no corresponden a estos

pequeños canales actuales; estas son formas heredadas de períodos en los cuales la precipitación fue muy intensa.

La presencia de terrazas encajonadas indica que hubo varios períodos de depósito. El estudio de las terrazas en una de las bases principales para la estratigrafía del Cuaternario (fotografía 4.1).

#### 4.7 ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DE LAS TERRAZAS FLUVIALES

A continuación, analizaremos la evolución estratigráfica de los niveles de conjuntos de terrazas, así como los depósitos contemporáneos desarrollados en el área de trabajo. Las terrazas son representadas por los siguientes códigos, de lo más reciente a lo más antiguo: Tf1, Tf2, Tf3, Tf4.

En la figura 4.4 se puede apreciar la secuencia morfogenética o sucesión de eventos que generan la formación de terrazas encajonadas. Las observaciones presentadas son tomadas en su mayor parte de Macharé (1981).

##### 4.7.1 Etapas de deformación de terrazas fluviales

###### 4.7.1.1 Etapa de incisión inicial

La erosión de las aguas corrientes tiende a modificar los relieves rocosos, surcándolos por profundas quebradas. El transporte de materiales es efectivo.



**Fotografía 4.1** Terrazas fluviales ubicadas en la margen derecha del río Caplina. Vista tomada hacia el noroeste.

#### 4.7.1.2 Primera etapa de relleno

Al perder su capacidad de transporte, el río deposita su carga en los abanicos aluviales pedemontanos mediante una serie de cauces que divergen de la corriente principal.

#### 4.7.1.3 Segunda etapa de incisión

El aumento de energía del río aumenta el poder erosivo, provocando su entalle en sus propias acumulaciones. Este cambio de dinámica en el agente puede tener tres orígenes principales.

- Climático. Cuando ocurren precipitaciones más fuertes en las cabeceras, la corriente tiene más velocidad y, por lo tanto, mayor poder de transporte y de erosión.
- Eustático. El descenso del nivel de mar varía el perfil alcanzado por el río. Para alcanzar el nuevo perfil, este se profundizará.
- Tectónico. El levantamiento de una porción de la corteza tiene un efecto similar al caso anterior, este se ve reflejado en la incisión. Cuando el levantamiento es significativo la erosión profundiza tanto que frecuentemente corta el

substrato; en este caso, estamos frente a un sistema de terrazas escalonadas (figura 4.14).

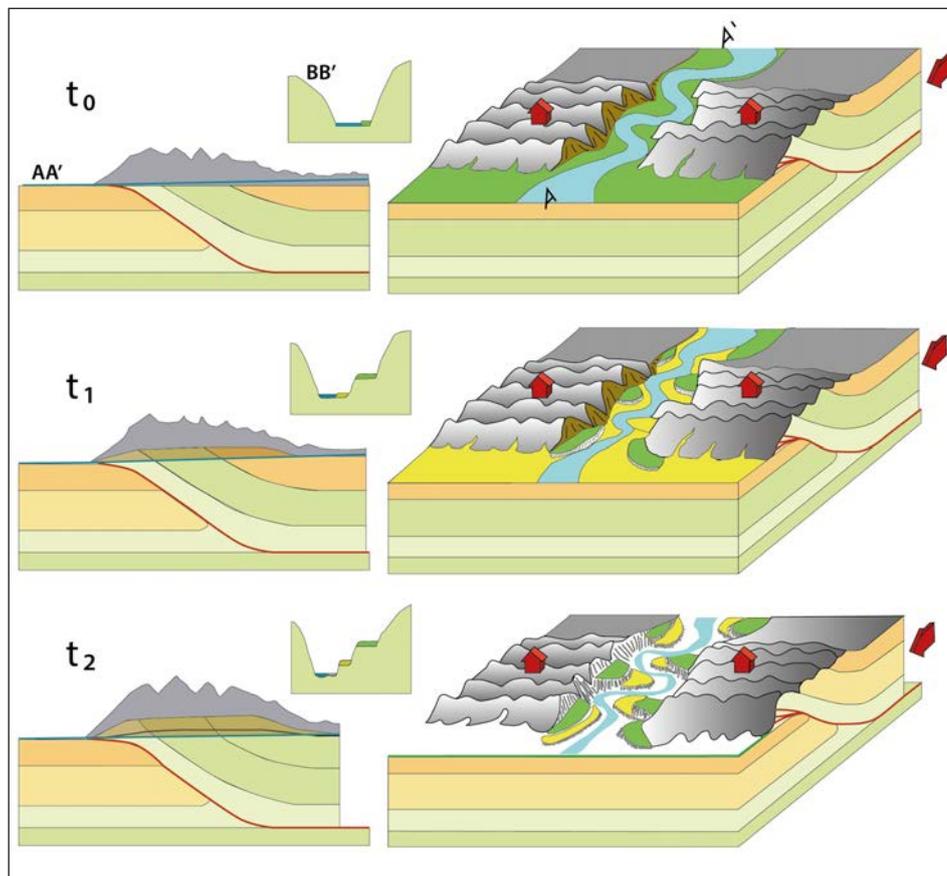
#### 4.7.1.4 Segunda etapa de relleno

Se produce según los procesos ya vistos. Cuando este depósito queda a un nivel inferior que la anterior acumulación se obtiene la morfología de terrazas de acumulación. Esta disposición encajonada es característica en las quebradas de la zona estudiada.

### 4.8 ELEMENTOS ARQUITECTURALES E INTERPRETACIÓN DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS

Un elemento arquitectural está formado por una asociación de litofacies. Está caracterizado por tener una geometría (externa e interna). Los elementos arquitecturales se presentan normalmente entre superficies limitantes o discontinuidades. Además, nos permiten mejorar la caracterización de los sistemas depositacionales.

El uso de estos elementos en sistemas fluviales nos ayuda a reconocer el tipo de sistema fluvial en estudio.



**Figura 4.14** Incisión fluvial y formación de terrazas en un ambiente tectónico activo. Implicancias de la deformación de la superficie por la acción de una falla inversa (caso Falla Incapuquio). Tomado de Avouac *et al.* (1993).

Elementos arquitecturales	Símbolo	Asociación de facies	Interpretación
Canales	CH	Todas las facies	Base erosiva cóncava hacia el tope, tope plano o erosionado, forma y talla muy variable, compuesta entre superficies de erosión de 3º orden, cóncavo hacia arriba.
Barras de gravas	GB	Gm, Gp, Gt	Lenticular o tabular, <u>interestratificados con elementos SB</u>
Barras arenosas	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lenticular, tabular o prismático, elementos de relleno de canal de abanicos de desembalse
Barras de acreción lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Se, Ss (Gm), Gt, Gp	Prismático, sigmoidal, contiene superficies de acreción cóncavo-convexo de 3º orden.
Lóbulos gravitacionales	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Lóbulos, base cóncava hacia el tope, clásicamente asociado a los elementos GB.
Cuerpos sedimentarios finos	FF	Fm, Fl	Niveles delgados a gruesos, comúnmente <u>interestratificados con SB</u> ; pueden llenar canales abandonados.

Figura 4.15 Elementos arquitecturales y asociaciones de facies identificadas en las terrazas fluviales en estudio.

A continuación, presentamos una tabla con los elementos arquitecturales utilizados en base a la propuesta de Miall (1996).

#### 4.8.1 Características de los Depósitos

Las terrazas fluviales en estudio se encuentran a altitudes de hasta 120 m con respecto al piso de valle. Las terrazas aparecen conformadas por facies aluviales, lacustres y fluviales. Las gravas que conforman las facies fluviales están constituidas por cantos bien redondeados de granodioritas mayormente, así como de andesitas, areniscas, calizas e ignimbritas. La estratificación oblicua, imbricación de clastos, paleocanales y laminaciones son las estructuras sedimentarias más frecuentes.

La alimentación de estos depósitos fue condicionada por un transporte longitudinal de los ríos Chero, Caplina y Palca.

Las terrazas están dispuestas de la siguiente manera:

- terrazas fluviales del río Chero
- terrazas fluviales del río Caplina
- terrazas fluviales del río Palca

Las terrazas son numeradas de la más reciente a la más antigua: Tf1, Tf2, Tf3 y Tf4 para la quebrada Caplina; y Tf1, Tf2 y Tf3 para las quebradas Chero y Palca. Esto debido a que no hay evidencia de la terraza Tf4, que vendría a ser la más actual.

#### 4.9 ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO EN LAS TERRAZAS FLUVIALES DEL RIO CHERO

El río Chero es uno de los cursos de agua con menor caudal de la zona en la actualidad; nace en el cerro Vilacollo a 3300 m en el flanco occidental de la Cordillera Occidental.

El desarrollo del río Chero dejó como productos tres niveles de terrazas encajonadas, teniendo preservadas sus secuencias de mejor manera en la zona de piedemonte, exactamente donde desemboca el río Chero en la planicie costera, lo que ha generado los conocidos abanicos aluviales.

Es en esta zona que se realizó el levantamiento de columnas estratigráficas a detalle; para el análisis de estas secuencias se utilizó la metodología del análisis de facies sedimentarias de Miall (1996); esta consiste en la jerarquización de superficies limitantes o discontinuidades, codificación de facies y elementos arquitecturales. A continuación, se presenta su descripción.

##### 4.9.1 Terraza fluvial Tf1

Aflora en ambos márgenes del río, está situada a 1 m por sobre el lecho actual del río (llamado Tf0). En esta terraza se observan gravas con cantos bien redondeados con un diámetro máximo de 20 cm; en la parte intermedia presenta una intercalación de arenas de grano medio a fino con limos de color marrón oscuro; en la parte superior se tiene un nivel de 20 cm de lutitas de color marrón oscuro.

De acuerdo con los depósitos descritos anteriormente se puede indicar que estos depósitos representan típicas facies fluviales.

##### 4.9.2 Terraza fluvial Tf2

Aflora mayormente en el margen izquierda del río, está situada a 20 m por sobre el lecho actual del río (Tf0).

A lo largo del sector noroeste del cerro Pacollo, se levantó una columna estratigráfica de la terraza fluvial Tf2 que se describe a continuación (figura 4.16).

#### Descripción de facies y medio de depósito

a) Canales (CH). Son las facies más frecuentes y se ubican en la base de cada secuencia, con discontinuidades de base bien marcadas (figura 4.16); presentan grano clasificación vertical decreciente; las gravas pueden presentar o no laminación oblicua curva. Se presentan en forma de lentes, con base cóncava y erosional, escala y forma altamente variable; son comunes las superficies de erosión. Estas facies presentan las características de un medio fluvial de canales entrelazados.

Cuerpos y barras de gravas (GB). Son relativamente frecuentes, particularmente sobreyaciendo a facies tipo CH, que se encuentran en la base de cada secuencia de

primer orden (figura 4.3). Se trata de niveles de gravas en forma de lentes o intercalados con arenas; generalmente presentan estratificación oblicua en artesa. Estas facies son interpretadas como flujos de detritos matriz soportado, rellenando pequeños canales; por consiguiente, pertenecen a depósitos aluviales.

b) Flujos de sedimentos por gravedad (SG). Son secuencias de gravas con estratificación oblicua de bajo ángulo, débilmente gradados e interestratificados con barras tipo GB y en formas de lóbulos. El conjunto de estas facies es interpretado como depósitos aluviales.

c) Depósitos de cenizas. Se trata de la "Toba Pachía" que se encuentra interestratificada y rellenando canales; estos niveles presentan clastos subredondeados en una matriz de arenas de grano fino. Entonces, se trata de un nivel retransportado posiblemente por la crecida del río.



**Fotografía 4.2** Base erosiva de la secuencia III, de la terraza fluvial Tf2. Margen izquierda del río Chero-cerro Acirume.

#### Evolución vertical

La terraza Tf2 se divide en tres secuencias de tercer orden; son grano y estratos decrecientes. Las gravas son matriz soportados y llegan a tener un espesor hasta de 2 m, mientras que las gravas clastos soportados tienen un espesor de hasta 1 m; las gravas

de canal presentan base erosiva (fotografía 4.2), y se encuentran interestratificados con arenas y depósitos de cenizas; tiene un espesor promedio de 1 m. La evolución vertical nos indica una alternancia de depósitos aluviales y fluviales con pequeños niveles de llanura de inundación.

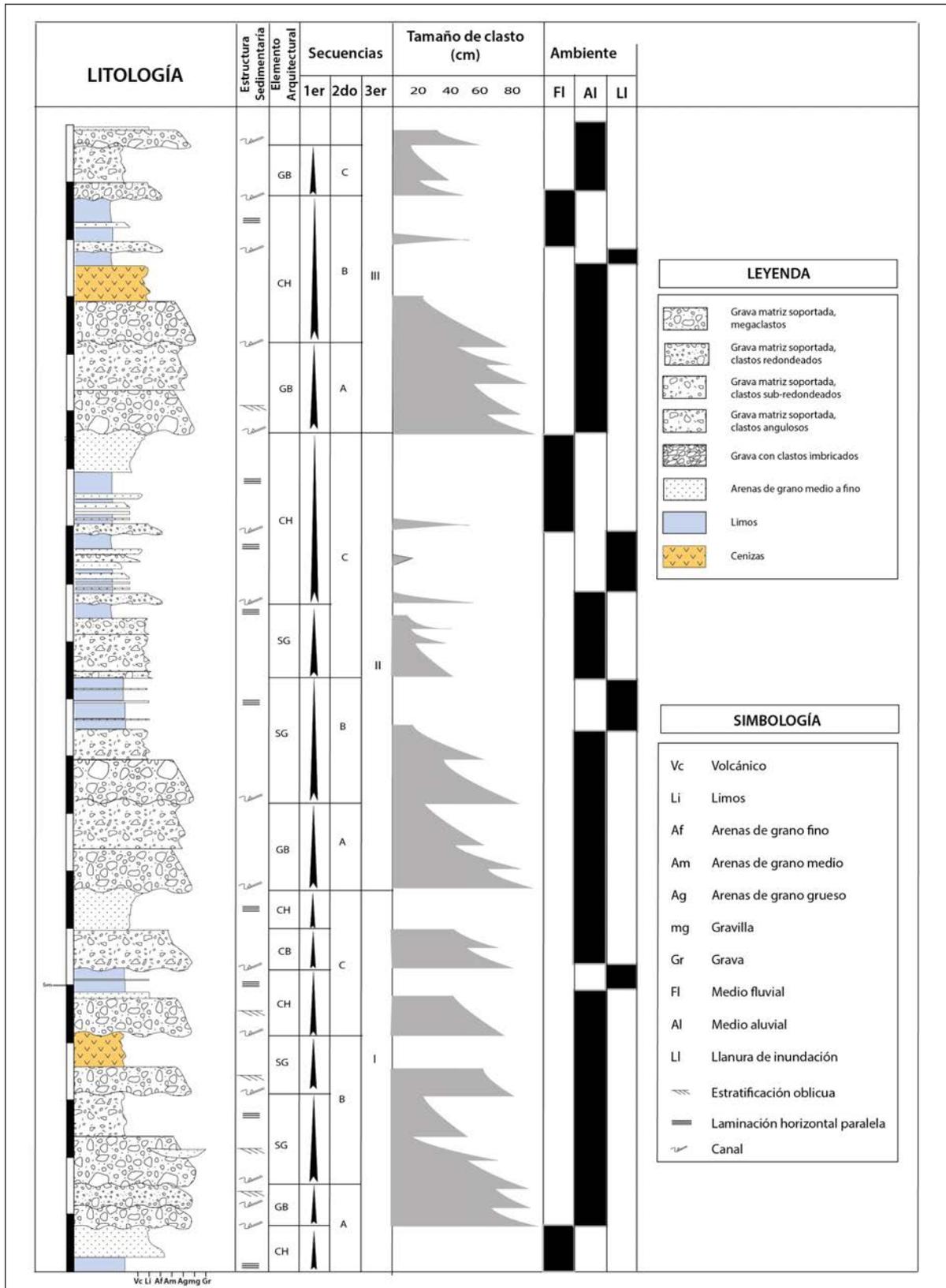


Figura 4.16 Columna estratigráfica de la terraza Tf2 del río Chero



**Fotografía 4.3** Intercalación de gravas subredondeados con clastos imbricados y conglomerados matriz soportados. Margen derecha del río Chero - cerro Huanara.

### 4.9.3 Terraza fluvial Tf3

Aflora mayormente en la margen derecha del río; está situada a 62 m por sobre el lecho actual del río (Tf0).

A lo largo del sector sureste del cerro Norte Chero, se levantó una columna estratigráfica de la terraza fluvial Tf3 que se describe a continuación (figura 4.17).

#### Descripción de facies y medio de depósito

- a) Cuerpos y barras de gravas (GB). Son facies más frecuentes, generalmente en la base de cada secuencia de primer orden; son niveles de gravas en forma de cuerpos tabulares y con estratificación oblicua en artesa, interestratificados con niveles delgados de arenas de grano medio a grueso con laminación horizontal paralela. Los conjuntos de estas están asociados a depósitos de ambiente aluvial.
- b) Flujos de sedimentos por gravedad (SG). Son facies caracterizadas por tener una débil gradación, están compuestas por gravas matriz soportado intercalados con barras menores o en forma de lentes de gravas de tipo GB, con laminación horizontal paralela. Estas facies son interpretadas como depósitos aluviales distales.
- c) Cuerpos arenosos (SB). Son facies caracterizadas por una gradación normal, las arenas presentan poco cuarzo y mucha matriz, mientras que hacia el techo presentan poca matriz y mayor contenido de cuarzo; estas facies se encuentran encima de superficies erosivas (canales). La amalgamación de estas facies produce la formación de barras arenosas, más o menos continuas. Estas facies presentan las características del paso de un medio aluvial a un medio fluvial de canales entrelazados.
- d) Canales (CH). Son facies poco frecuentes, se ubican en el techo de las secuencias de primer orden con discontinuidades de base bien marcadas; presentan grano clasificación vertical decreciente; ocasionalmente presentan estratificación oblicua curva e imbricaciones, varían en escala y forma. Esta facies es típica de medios fluviales.
- e) Acreción lateral (LA). Son poco frecuentes y están compuestas por gravas con gradación decreciente, intercaladas con arenas de grano fino con estratificación paralela, así como también ondulitas. Estas presentan las características de un medio aluvial.
- f) Finos de desbordamiento de canal (OF). Comúnmente están estratificados con facies de tipo SB; esta facies está compuesta principalmente por limos con laminación horizontal paralela (figura 4.17), arenas de grano fino con laminación oblicua y niveles delgados de gravas con clastos redondeados. Esta secuencia es típica de un medio de llanura de inundación.

- g) Depósitos de cenizas. Se trata de la “Toba Pachía” que se encuentra interestratificada y rellenando canales; estos niveles presentan clastos subredondeados en una matriz de arenas de grano fino. Se trata de un nivel retransportado posiblemente por la crecida del río.

#### **Evolución vertical**

La terraza Tf3 se divide en tres secuencias de tercer orden; la evolución vertical de estas es grano estrato decreciente mayormente. Las gravas son matriz soportados que llegan a tener un espesor de hasta 3 m, mientras que las gravas clasto soportados presentan un espesor promedio de 1.5 m. Los conglomerados de canal presentan base erosiva, interestratificados con arenas con evidencias de acreción lateral y depósitos de caída de cenizas. La evolución vertical nos indica una alternancia de depósitos aluviales, fluviales y de llanura de inundación.

### **4.10 ANALISIS SEDIMENTOLÓGICO DE LAS TERRAZAS FLUVIALES DEL RÍO CAPLINA**

El río Caplina es el curso de agua más importante de la zona de estudio; nace en la Cadena Volcánica del Barroso a 5000 m en los Andes.

La acción hidromecánica del río Caplina generó la formación de cuatro terrazas encajonadas, preservándose de mejor manera sus depósitos a la altura del cerro Challata al noreste de la localidad de Pachía, así como también en la desembocadura del río Caplina, entre el piedemonte y la planicie costera.

En esta zona se levantó columnas estratigráficas detalladas de las terrazas fluviales antes mencionadas, las que se describen a continuación.

#### **4.10.1 Terraza fluvial Tf1**

Aflora en ambas márgenes del río, está situada a 2.5 m por sobre el lecho actual del río (llamado Tf0). Esta terraza está formada de la siguiente manera: en la base se observa gravas con cantos bien redondeados con un diámetro máximo de 70 cm; en la parte intermedia presenta una intercalación de gravilla, arenas de grano medio a fino con limos de color marrón oscuro; en la parte superior se tiene un nivel de 40 cm de limos de color marrón oscuro.

De acuerdo con los depósitos descritos anteriormente se puede indicar que estos depósitos representan facies típicas de ambiente fluvial.

#### **4.10.2 Terraza fluvial Tf2**

Aflora mayormente en la margen izquierda del río, está situada a 28 m por sobre el lecho actual del río (Tf0).

A la altura del cerro Challata, se levantó una columna estratigráfica de la terraza fluvial Tf2 que se describe a continuación (figura 4.18).

#### **Descripción de facies y medio de depósito**

- a) Canales (CH). Son las facies más frecuentes y se ubican en la base de cada secuencia con discontinuidades de base bien marcadas, presentan grano clasificación vertical decreciente; las gravas presentan laminación oblicua curva. Se presentan en forma de lentes, base cóncava y erosional; son comunes las superficies de erosión. Estas facies presentan las características de un medio fluvial.
- b) Acreción lateral (LA). Son las segundas más frecuentes; están compuestas por gravas con gradación decreciente intercalada con arenas y limos con laminación horizontal paralela; internamente se observa una acreción hacia las márgenes del cauce del río. Presentan características de un medio aluvial.
- c) Flujos de sedimentos por gravedad (SG). Estas facies se caracterizan por tener una débil gradación; están compuestas por gravas, matriz soportadas e intercaladas con gravas de clastos redondeados (fotografía 4.5), así como gravas de tipo GB en forma de lentes con laminación horizontal paralela y rellenando canales. Estas facies son interpretadas como depósitos aluviales distales.
- d) Finos de desbordamiento de canal (OF). Se componen principalmente por limos con laminación horizontal paralela, arenas de grano fino con laminación oblicua y niveles delgados de gravas con clastos redondeados. Esta secuencia es típica de un medio de llanura de inundación.
- e) Cuerpos y barras de gravas (GB). Son poco frecuentes; se ubican en la base de algunas secuencias. Son niveles gravosos en forma de cuerpos tabulares y con estratificación oblicua en artesa, intercalados con niveles delgados de arenas de grano medio a grueso con laminación horizontal paralela. El conjunto de estas facies se asocia a depósitos de ambiente aluvial.
- f) Depósitos de cenizas. Se trata de la “Toba Pachía” que se encuentra interestratificada y rellenando canales; estos niveles presentan clastos subredondeados en una matriz de arenas de grano fino. Por lo tanto, se trata de un nivel retransportado posiblemente por la crecida del río.

#### **Evolución vertical**

La terraza Tf2 se divide en tres secuencias de tercer orden: las dos primeras secuencias presentan espesores similares, mientras que la tercera secuencia está constituida solo por una secuencia de segundo orden (3.5 m).

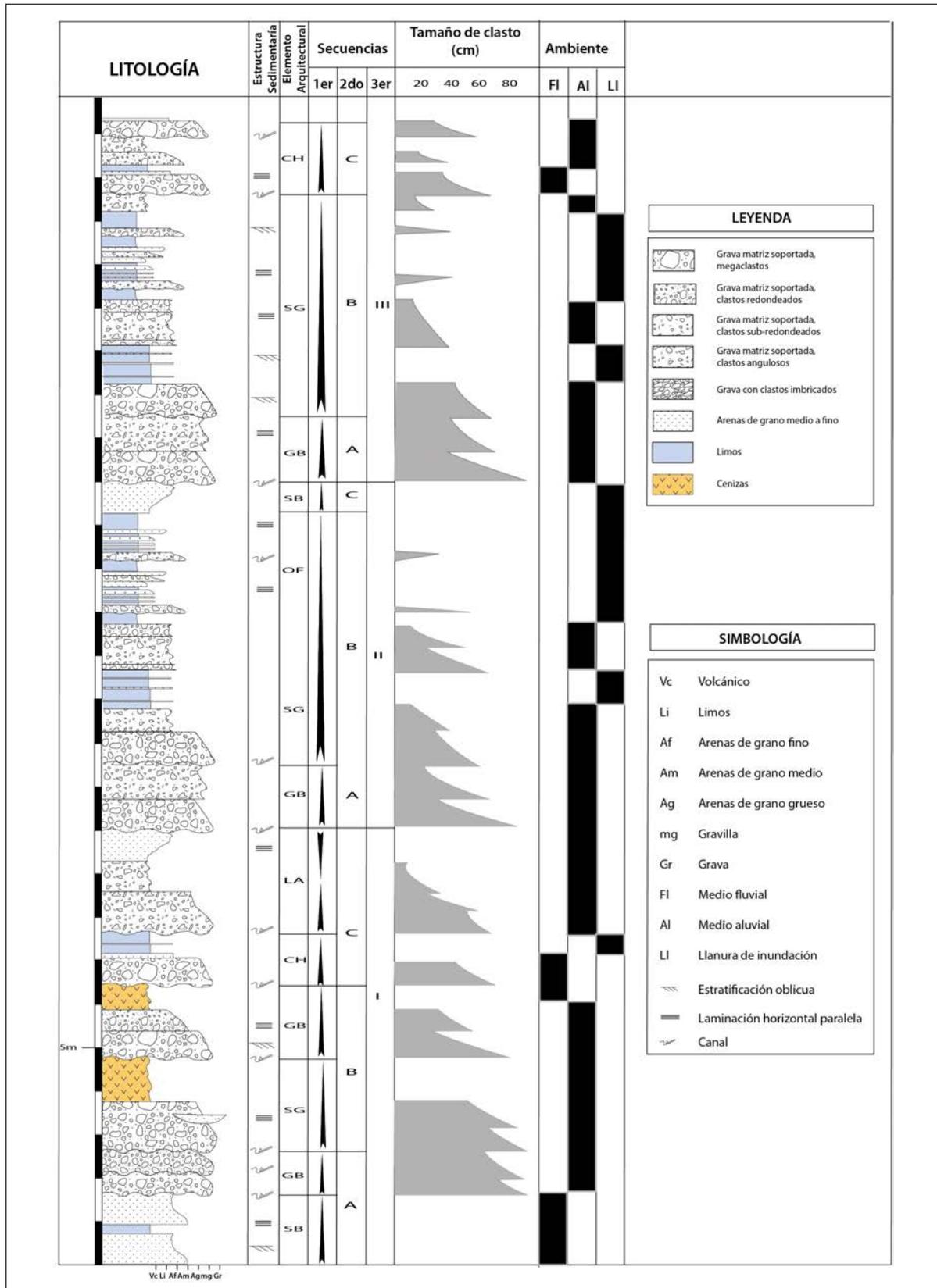


Figura 4.17 Columna estratigráfica de la terraza Tf2 del río Chero

Hacia la base presenta gravas, matriz soportadas con megaclastos de hasta 80 cm; luego, se observa una intercalación de gravas con gradación granodecreciente con arenas de grano medio a fino, presentando estratificación oblicua y con depósitos de caída de cenizas; hacia el techo se repite la secuencia con mayor espesor de gravas y arenas. A lo largo de toda la columna se puede observar una alternancia de depósitos de ambientes fluviales y aluviales con pequeñas secuencias de llanuras de inundación.

#### 4.10.3 Terraza fluvial Tf3

Aflora mayormente en la margen derecha del río, está situada a 63 m por sobre el lecho actual del río (Tf0). Se levantó una columna estratigráfica al sureste del cerro Challata, la que dividimos de la siguiente manera (figura 4.19).

Descripción de facies y medio de depósito

- a) Canales (CH). Son facies frecuentes y se ubican en la base de cada secuencia, con discontinuidades de base bien marcadas; presentan grano clasificación vertical decreciente con estratificación oblicua curva (fotografía 4.4). Se presentan con base cóncava y erosional; son comunes las superficies de erosión; estas secuencias varían entre 1 a 5 m de espesor. Estas facies presentan las características de un medio fluvial.
- b) Flujos de sedimentos por gravedad (SG). Estas facies presentan una débil gradación; están compuestas por gravas matriz soportado intercaladas con gravas de clastos redondeados y gravas tipo GB en forma de lentes, con niveles de arenas de grano fino a medio con estratificación oblicua, rellenando canales. Estas facies son interpretadas como depósitos aluviales distales.
- c) Cuerpos y barras de gravas (GB). Son poco frecuentes; se ubican en la base de las secuencias. Son niveles gravosos en forma de cuerpos tabulares y con estratificación oblicua en artesa, interestratificados con niveles delgados de arenas de grano medio a grueso con estratificación paralela; se encuentran hacia la base de la columna. El conjunto de estas facies está asociado a depósitos de ambiente aluvial.
- d) Depósitos de cenizas. Se trata de la "Toba Pachía" que se encuentra interestratificada y rellenando canales. Estos niveles presentan clastos subredondeados en una matriz de arenas de grano fino. Entonces, se trata de un nivel retransportado posiblemente por la crecida del río.

#### Evolución vertical

La terraza Tf3 se divide en tres secuencias de tercer orden que muestran espesores similares. La evolución vertical de las secuencias es grano estrato decreciente. Hacia la base, la columna muestra depósitos finos infrayaciendo gravas con

estratificación oblicua, con espesores que varían entre 0.5 m a 3 m; esta intercalación se presenta en toda la secuencia I, mientras que para la secuencia II y III esta intercalación tiene espesores menores. Hacia el tope de la columna, el espesor de las gravas llega a 0.4 m.

#### 4.10.4 Terraza fluvial Tf4

Aflora mayormente en la margen derecha del río; está situada a 120 m por sobre el lecho actual del río (Tf0).

La columna estratigráfica se levantó en el cerro Pallanca al este de la localidad de Pachía. Se describe a continuación (figura 4.20).

#### Descripción de facies y medio de depósito

- a) Canales (CH). Son las facies más frecuentes junto a la facies GB. Se ubican en la base de la secuencia I y III, con discontinuidades bien marcadas, además de base cóncava y erosional; es común las superficies de erosión. Estas facies presentan las características de un medio fluvial.
- b) Cuerpos y barras de gravas (GB). Son frecuentes al igual que las facies CH y se ubican suprayaciendo a estas. Consisten en gravas en forma de cuerpos tabulares y con estratificación oblicua en artesa, interestratificados con niveles delgados de arenas de grano medio a grueso con laminación horizontal paralela; su espesor varía de 1 a 4 m. El conjunto de estas facies está asociado a depósitos de ambiente aluvial.
- c) Flujos de sedimentos por gravedad (SG). Estas facies presentan una débil gradación; están compuestas por gravas matriz soportado, intercaladas con gravas de clastos redondeados y gravas tipo GB en forma de lentes, con niveles de arenas de grano fino a medio con estratificación oblicua, rellenando canales. Estas facies son interpretadas como depósitos aluviales distales.
- d) Depósitos de cenizas. Se trata de la "Toba Pachía" que se encuentra interestratificada y rellenando canales; estos niveles presentan clastos subredondeados en una matriz de arenas de grano fino. Se trata de un nivel retransportado posiblemente por la crecida del río.

#### Evolución vertical

La terraza Tf4 se divide en tres secuencias de tercer orden, la secuencia I presenta un espesor mayor a los siguientes (28 m). Consiste en la intercalación de gravas con un ordenamiento interno con clastos redondeados, gravas matriz soportados y arenas de grano medio a grueso (fotografía 4.5); la secuencia II tiene un espesor de 14 m y está compuesta por gravas íntegramente de origen aluvial; la secuencia III está compuesta por una intercalación de gravas y arenas de grano fino a grueso con espesores que varían de 0.2 m a 1 m.

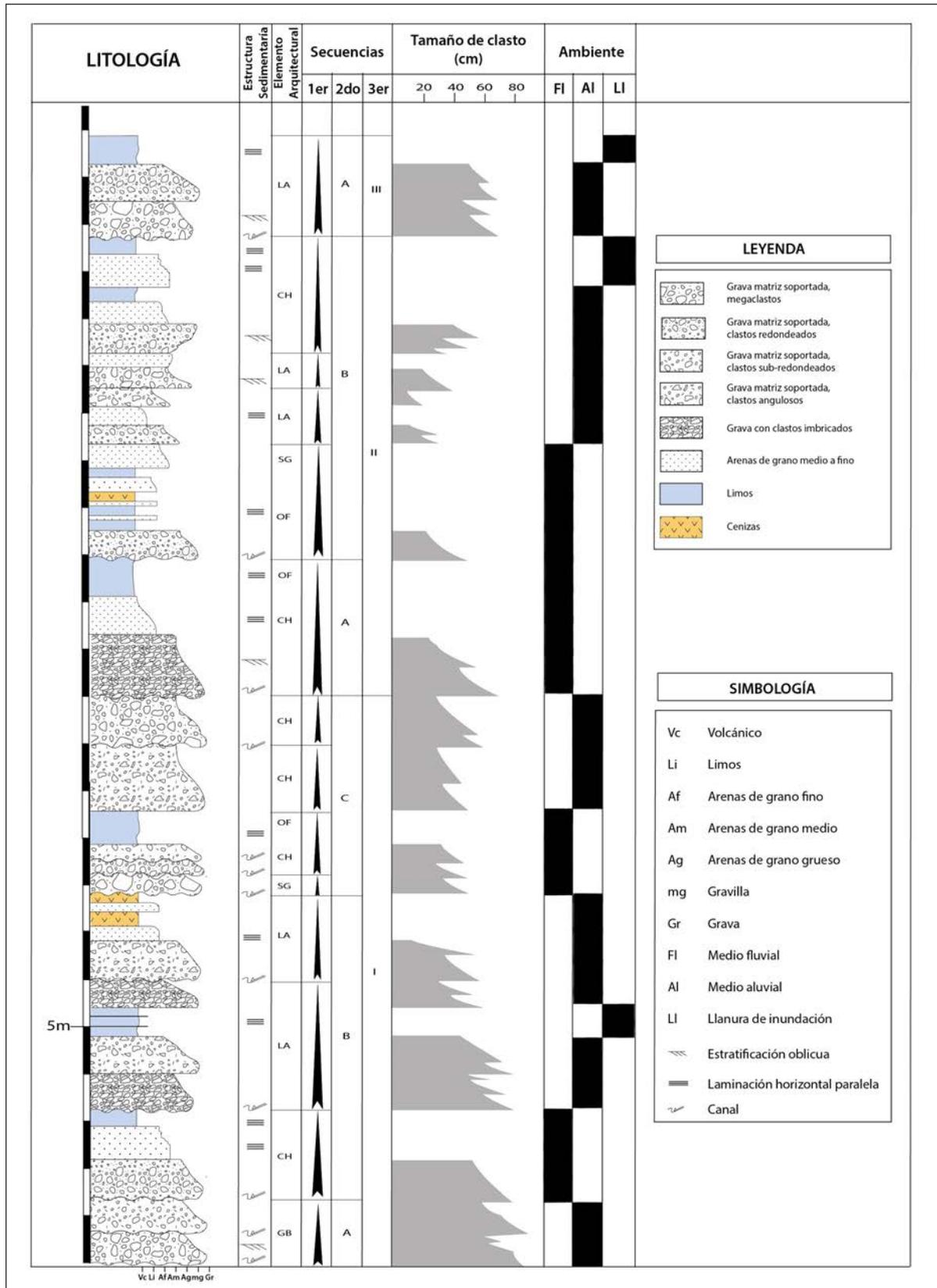


Figura 4.18 Columna estratigráfica de la terraza Tf2 del río Caplina



**Fotografía 4.4** Arenas de grano medio con estratificación oblicua. Margen izquierda del río Caplina frente de la localidad de Tocuco.

#### 4.11 ANALISIS SEDIMENTOLÓGICO DE LAS TERRAZAS FLUVIALES DEL RÍO PALCA

El río Palca nace en el Cerro Chulluncane a 4580 m s. n. m., en la ladera occidental de los Andes. Actualmente este río no tiene un caudal importante.

La incisión que generó este río dio como resultado tres terrazas encajonadas, las que se pudieron reconocer en 30 km de la quebrada Palca; la mejor zona donde se preservan estas terrazas es el piedemonte, ya que su desembocadura en la planicie costera forma abanicos y terrazas fluviales.

##### 4.11.1 Terraza fluvial Tf1

Aflora en la margen derecha del río, está situada a 12 m por sobre el lecho actual del río (llamado Tf0).

Al noroeste del cerro Tocuco se levantó una columna estratigráfica de esta terraza, la que se describe a continuación (figura 4.21).

##### Descripción de facies y medio de depósito

a) Canales (CH). Son las facies más frecuentes y se ubican en la base de cada secuencia, con discontinuidades de base bien marcadas; presentan grano clasificación vertical

decreciente con estratificación oblicua curva; tienen base cóncava y erosional, son comunes las superficies de erosión. Estas secuencias varían de 1 m a 3 m de espesor; las arenas y limos tienen estratificación paralela. Estas facies presentan las características de un medio fluvial.

b) Cuerpos y barras de gravas (GB). Se ubican suprayaciendo la facies CH; consisten en gravas en forma de cuerpos tabulares y tienen estratificación oblicua en artesa, interestratificados con niveles delgados de arenas de grano medio a grueso y estratificación paralela; su espesor varía de 0.5 m a 1 m. El conjunto de estas facies está asociado a depósitos de ambiente aluvial.

##### Evolución vertical

La terraza Tf1 se divide en tres secuencias de tercer orden: La primera secuencia presenta un espesor de 5 m, está constituida por intercalaciones de gravas con clastos redondeados e imbricados, con areniscas de grano fino a medio con estratificación paralela (fotografía 4.6). La secuencia II tiene un espesor de 3 m y está constituida hacia la base por gravas de clastos redondeados, limos y arenas de grano fino a grueso con estratificación paralela. La secuencia III tiene un espesor de 3 m; es una secuencia gravosa grano decreciente.

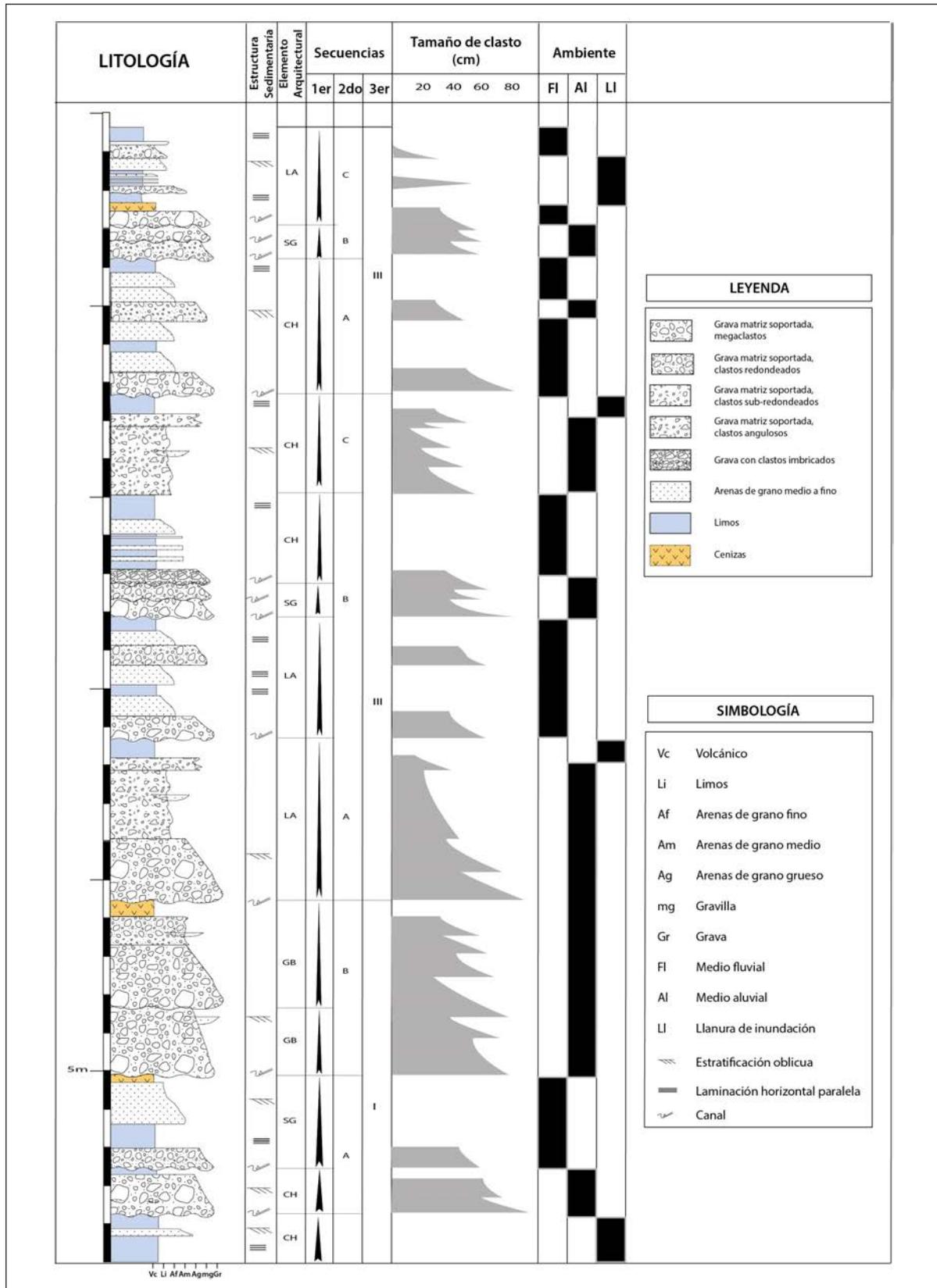


Figura 4.19 Columna estratigráfica de la terraza Tf3 del río Caplina

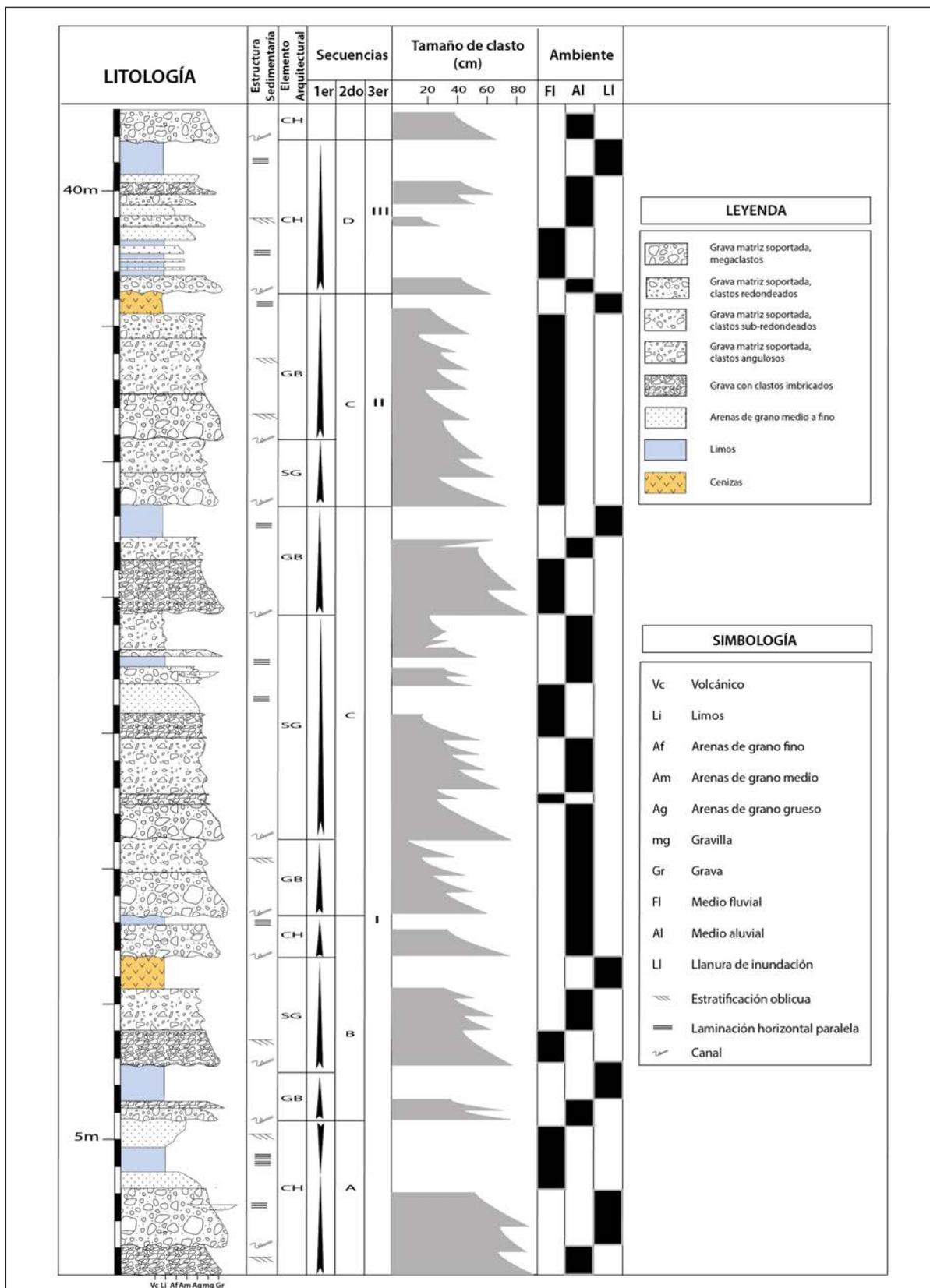


Figura 4.20 Columna estratigráfica de la terraza Tf4 del río Caplina



**Fotografía 4.5** Intercalación de gravas con clastos redondeados imbricados con estratificación paralela y gravas matriz soportados. Margen izquierda del río Caplina frente al cerro Chañal.

#### 4.11.2 Terraza fluvial Tf2

Aflora mayormente en la margen izquierda del río, está situada a 38 m por sobre el lecho actual del río (Tf0).

En el sector noroeste del cerro Tres Cruces se levantó una columna estratigráfica de la terraza fluvial Tf2, que a continuación se describe (figura 4.22).

##### Descripción de facies y medio de depósito

a) Canales (CH). Son facies poco frecuentes y se ubican en el techo de las secuencias de primer orden, con discontinuidades de base bien marcadas; presentan grano clasificación vertical decreciente.

Presentan ocasionalmente estratificación oblicua curva e imbricaciones, varían de escala y forma. Estas facies son típicas de medios fluviales.

b) Cuerpos y barras de gravas (GB). Son relativamente frecuentes, particularmente sobreyaciendo facies tipo CH, que se encuentran en la base de cada secuencia de primer orden. Se trata de niveles gravosos en forma de lentes o interestratificados con arenas (figura 4.22); generalmente presentan estratificación oblicua en artesa. Estas facies son interpretadas como flujos de detritos matriz soportado, rellenando pequeños canales; por consiguiente, pertenecen a depósitos aluviales y fluviales.

c) Flujos de sedimentos por gravedad (SG). Estas facies se caracterizan por tener una débil gradación; están compuestas por gravas matriz soportado, intercaladas con barras menores o en forma de lentes de gravas tipo GB, presentando laminación horizontal paralela. Estas facies son interpretadas como depósitos aluviales distales.

d) Depósitos de cenizas. Se trata de la "Toba Pachía" que se encuentra interestratificada y rellenando canales; estos niveles presentan clastos subredondeados en una matriz de arenas de grano fino. Entonces se trata de un nivel retransportado posiblemente por la crecida del río.

##### Evolución vertical

La terraza Tf2 se divide en tres secuencias de tercer orden; en su mayor parte están constituidas mayormente por gravas clasto soportados y matriz soportados, intercalados con niveles delgados de arenas de grano medio a grueso y limos con laminación horizontal paralela. La evolución vertical nos indica una alternancia entre depósitos de ambientes aluviales, fluviales y de llanura de inundación.

#### 4.11.3 Terraza fluvial Tf3

Aflora mayormente en la margen derecha del río, está situada a 70 m por sobre el lecho actual del río (Tf0). En el cerro Tocuto al este de la localidad de Pachía, se levantó una columna estratigráfica que se describe a continuación (figura 4.23).

**Descripción de facies y medio de depósito**

- a) Cuerpos y barras de gravas (GB). Es frecuente al igual que las facies CH y se ubican suprayaciendo estas; consisten en gravas en forma de cuerpos tabulares, con estratificación oblicua en artesa, interestratificados con niveles delgados de arenas de grano medio a grueso con laminación horizontal paralela; su espesor varía de 2 a 4 m. El conjunto de estas facies está asociado a depósitos de ambiente aluvial.
- b) Flujos de sedimentos por gravedad (SG). Facies presentan una débil gradación; están compuestas por gravas matriz soportado intercalados con gravas de clastos redondeados y gravas tipo GB en forma de lentes, con niveles de arenas de grano fino a medio con estratificación oblicua, rellenando canales. Estas facies son interpretadas como depósitos aluviales distales.
- c) Canales (CH). Se ubican en la base de las secuencias I y II, con discontinuidades bien marcadas; además de base cóncava y erosional son comunes las superficies de

erosión. Estas facies presentan las características de un medio fluvial.

- d) Acreción lateral (LA). Están compuestas por gravas con gradación decreciente intercaladas con arenas y limos, con presencia de laminaciones horizontales paralelas; internamente se observa una acreción hacia las márgenes del cauce del río. Las gravas tienen un espesor que varía de 4 a 6 m y presentan características de un medio aluvial.

**Evolución vertical**

La terraza Tf3 se divide en tres secuencias de tercer orden; en su mayor parte están constituidas por gravas clasto soportados y matriz soportados, intercalados con niveles delgados de arenas de grano medio a grueso y limos con estratificación paralela; estos depósitos se hacen más delgados hacia el techo. La evolución vertical nos indica una alternancia entre depósitos de ambientes aluviales, fluviales y de llanura de inundación.



**Fotografía 4.6** Secuencia de gravas, granodecreciente, margen izquierda del río Palca.

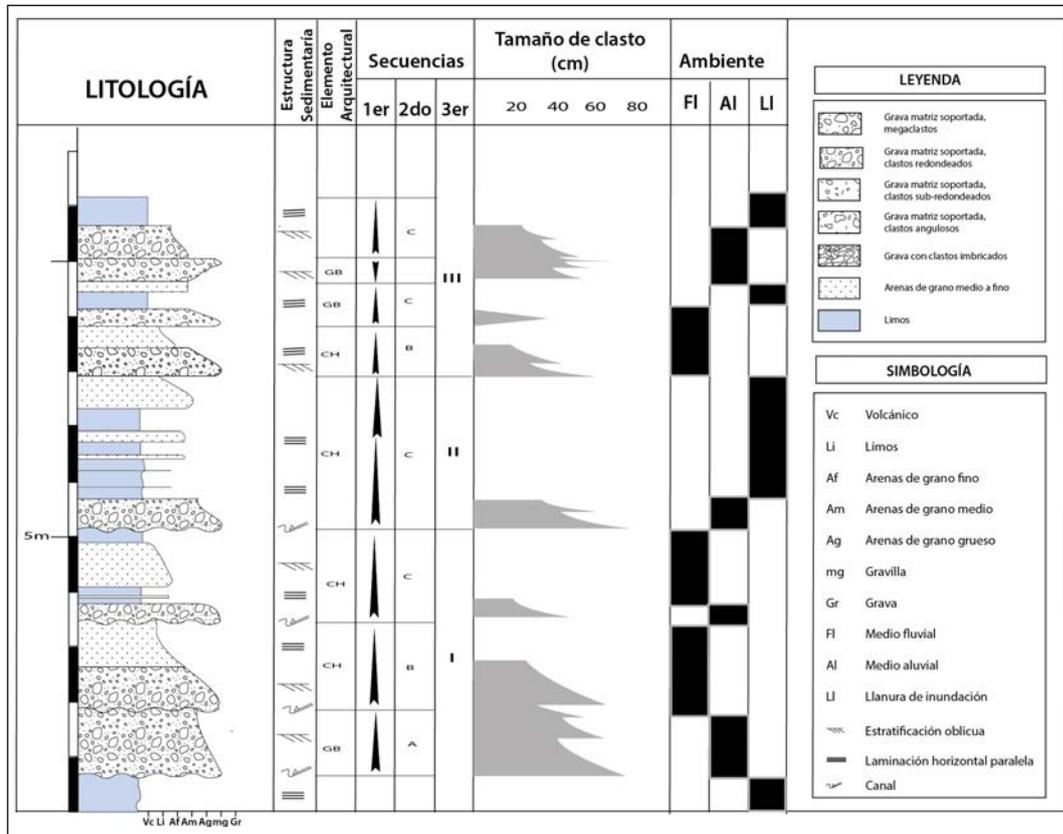


Figura 4.21 Columna estratigráfica de la terraza Tf1 del río Palca.



## 4.12 SINTESIS ESTRATIGRÁFICA

Después de haber presentado las relaciones estratigráficas, características sedimentológicas y ensambles de los depósitos recientes, se propone una tabla en la que se ubican relativamente las posiciones cronoestratigráficas de las unidades desarrolladas en la zona.

### 4.12.1 Correlación estratigráfica

Las columnas estratigráficas levantadas en el área de estudio han sido correlacionadas de acuerdo con el análisis secuencial. En la figura 4.23, proponemos una correlación estratigráfica, teniendo como nivel guía la toba Pachía (2.7 Ma) y que además se adjunta las glaciaciones tanto en Europa como en Norteamérica, debido a que se mantiene la idea de que cada ciclo de precipitación alta depende de la glaciación y desglaciación. Dollfus y Megard (1968) proponen un cuadro con tres glaciaciones (Mantaro, Riss y Würm). Dollfus y Megard (1968) proponen hipotéticamente un esquema con cuatro glaciaciones, en donde la primera gran glaciación llamada Mantaro involucraría a dos glaciaciones.

## 4.13 CONSIDERACIONES FINALES

### 4.13.1 De los depósitos fluviales

Lo descrito en este capítulo muestra cómo la tectónica activa influyó en la construcción del paisaje actual. Los procesos geológicos como la incisión de las quebradas están directamente relacionadas al levantamiento de los Andes; sin embargo, las terrazas originadas por esta incisión muestran también flexuras, tal como lo señala Sebrier *et al.*(1982); estas deformaciones ocurrieron en el Cuaternario.

Según el análisis estratigráfico principalmente de las terrazas fluviales, se deduce lo siguiente:

En el área de estudio se reconocieron hasta cuatro terrazas fluviales encajonadas: Tf1, Tf2, Tf3 y Tf4. Estas terrazas se pueden observar a lo largo de las quebradas Chero, Caplina y Palca.

La terraza Tf4 se generó con el levantamiento del continente entre 5 y 6 Ma.

Las terrazas Tf2 y Tf3 se generaron durante el Pleistoceno reciente y Pleistoceno medio, respectivamente.

La terraza más reciente Tf1 solo se observa en la quebrada Caplina; esto se debe a que esta tiene sus nacientes en la Cordillera Occidental, por lo que presenta hasta hoy afluencia de agua que generó junto con un cambio brusco en el clima el encajonamiento de esta.

La sedimentología de los depósitos permite puntualizar lo siguiente:

En base a estudios espacio temporales, se han conocido la existencia de cuatro períodos de precipitaciones altas. Estos se reflejan en la formación de igual número de niveles aluviales. Estos períodos por medio de la estratigrafía relativa han sido asignados al Plio-Cuaternario, Cuaternario medio, Cuaternario superior y Holoceno, respectivamente.

Estos períodos deben estar ligados con cambios climáticos importantes en el desierto.

Estas crisis gracias a la disposición entre los depósitos muestran tener relación directa con las variaciones del clima a escala regional y probablemente global. Existen trabajos en el norte de Chile los cuales podemos correlacionar; en estos se determinan períodos de precipitaciones altas y crisis pluviales.

Según el estudio de estructuras tectónicas que afectan los depósitos cuaternarios y análisis tectónico, en el área de trabajo, se llega a las siguientes conclusiones.

La zona de Piedemonte de Tacna se encuentra limitada por una falla inversa; esta falla de orientación N120° tiene su expresión en escarpes afectando depósitos del Cuaternario.

En base al análisis tectónico, proponemos la siguiente evolución geodinámica para el área de estudio.

La tectónica de compresión en el Pliocuatnario se evidencia en la deformación de los depósitos de la terraza fluvial Tf4; este proceso generó incisión en las quebradas para posteriormente ser rellenadas. La segunda etapa de compresión ocurrió en el Pleistoceno, la cual afecta los depósitos de la terraza Tf3; al igual que la primera etapa, también ocurrió incisión, pero en menor intensidad. Finalmente, el tercer evento de tectónica compresiva ocurrió en el Holoceno, afectando los depósitos de la terraza Tf2. Actualmente esta zona es escenario de una fuerte actividad sísmica con epicentros a profundidades menores a 30 km.

### 4.13.2 De los depósitos lacustres

De la misma manera, el megadeslizamiento de Caquilluco ocurrido hace 35 ka aprox. podría estar relacionado a la reactivación de la Falla Incapuquio (Zerathe *et al.*, 2017). El comentario anterior evidencia que la Falla Incapuquio muestra su trazo en la corona del cerro Caquilluco, lugar donde inició el movimiento en masa. La geomorfología del cuerpo colapsado generó la formación de pequeñas cuencas lacustres. Estas paleocuecas albergaron pequeñas lagunas, dejando como evidencia secuencias de sedimentos finos. Dentro de estas secuencias se identificaron estructuras sedimentarias relacionadas a sismos con intensidades altas. Este registro sedimentario nos indica nuevamente un evento tectónico durante el Cuaternario.

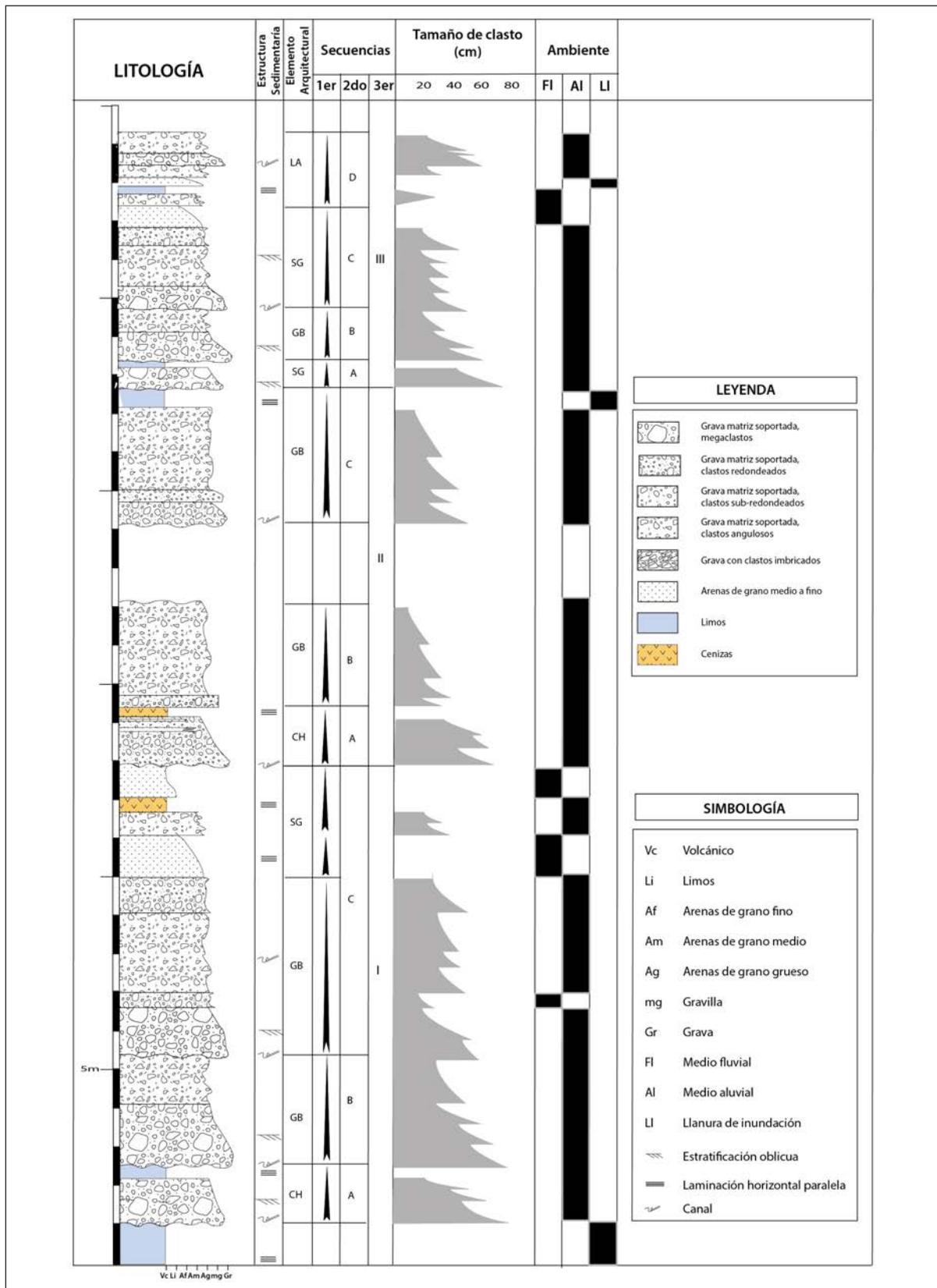


Figura 4.23 Columna estratigráfica de la terraza Tf3 del río Palca

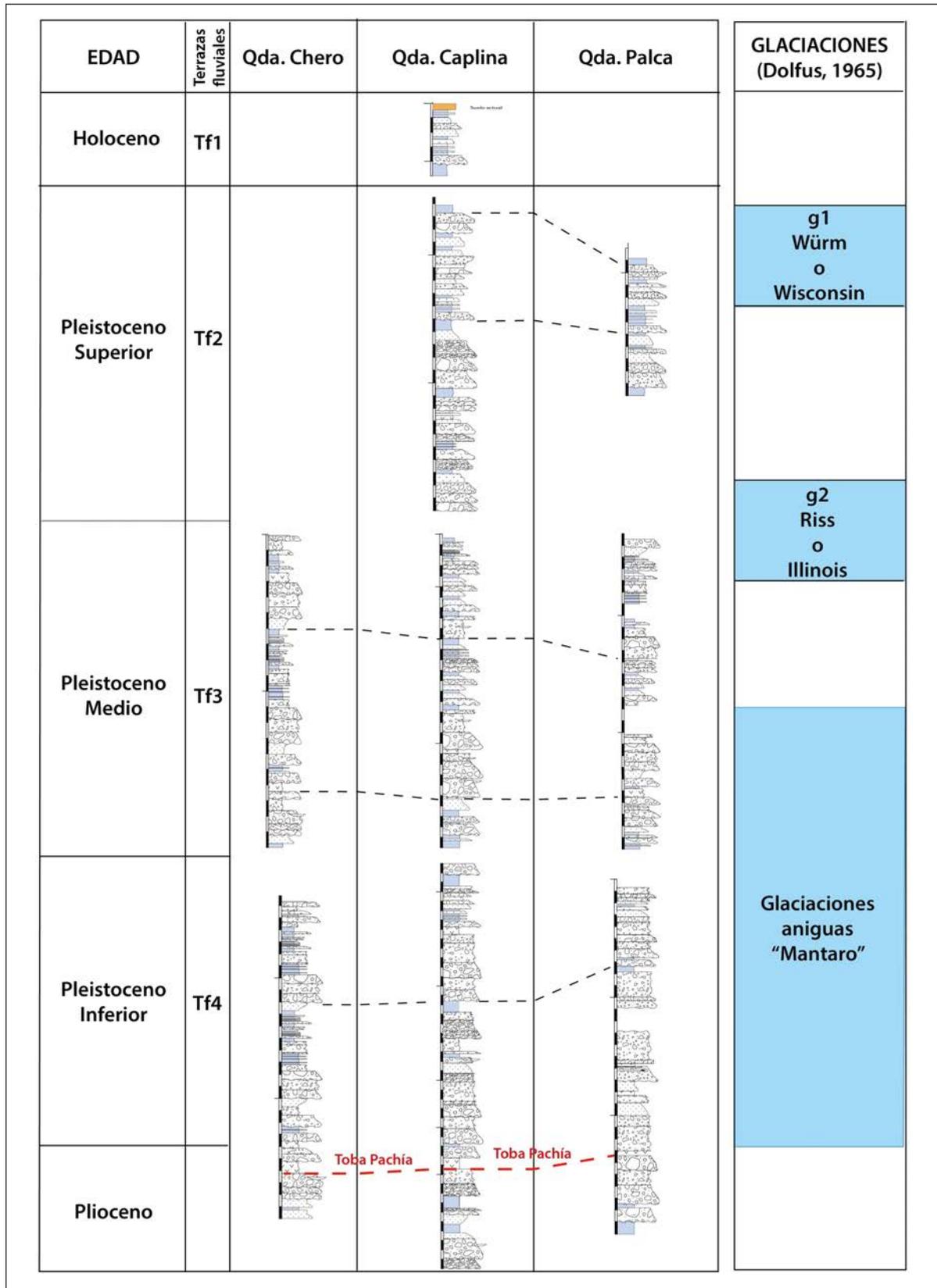


Figura 4.24 Correlación estratigráfica de las terrazas fluviales del área de estudio. A la derecha la cronología de las últimas glaciaciones.

# CAPÍTULO V

## EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA VERTIENTE PACÍFICA E INFLUENCIAS NEOTECTÓNICAS

### 5.1 INTRODUCCIÓN

Uno de los objetivos principales de la geomorfología tectónica es entender la manera y grado en que el relieve o la topografía de un orógeno activo refleja la deformación de la superficie de la tierra. Para ello, uno de los procesos geomorfológicos importantes a analizar es la incisión del sistema de drenaje de una cuenca, ya que el levantamiento diferencial del relieve activa el proceso de incisión, y este último a su vez activa los procesos de erosión de laderas (Larsen y Montgomery, 2012) y erosión por difusión (Fernandes y Dietrich, 1997), cuya eficiencia está modulada por el clima (Kirby y Whipple, 2012).

La vertiente pacífica de los Andes centrales es un frente montañoso activo, un laboratorio natural que permite entender los procesos involucrados en la formación de montañas, dado que concentra la mayor parte de la actividad sismotectónica y morfogenética (Avouac, 2003). Su evolución está controlada por las interacciones entre procesos de deformación cortical (fallas, pliegues, subsidencia flexural, rebote isostático), procesos superficiales (erosión-sedimentación) y el clima (precipitaciones, ciclos glaciales-interglaciales) (Burbank y Anderson, 2001). Dichas interacciones ocurren a diferentes escalas de tiempo y espacio, lo cual produce numerosos ciclos de retroalimentación entre los procesos actuantes (*feedbacks*). Por ejemplo, la actividad tectónica produce el relieve que controla los procesos superficiales al influenciar los patrones de erosión, el desarrollo de las redes de drenaje, el crecimiento de cuencas sedimentarias y el clima local (Koons, 1989; van der Beek *et al.*, 2002). Por otro lado, los procesos de erosión, transporte y sedimentación promueven la transferencia de gran cantidad de material a través de la cadena montañosa, lo que modifica el equilibrio dinámico de las cuñas orogénicas e induce *feedbacks* mecánicos (fallas fuera de secuencia, formación de dúplexes, curvatura de los corrimientos) (Willett *et al.*, 1993; Mugnier *et al.*, 1997; Hilley *et al.*, 2004; Persson *et al.*, 2004; García Jiménez, 2007).

Estudiar este tipo de interacciones en el campo supone realizar un análisis geométrico, hacer la datación de marcadores estructurales y geomorfológicos tales como fallas, pliegues, terrazas, abanicos aluviales (Burbank y Anderson, 2001; Lavé y Avouac, 2000), estudios paleoambientales y el análisis de la sedimentación sintectónica (Puigdefàbregas y Souquet, 1986; Suppe *et al.*, 1992; Vergés *et al.*, 2002). Esos datos pueden documentar las fases principales del crecimiento de las montañas y su historia climática, aunque con frecuencia son escasos para constreñir la dinámica de los procesos que controlan su evolución morfológica. Para entender mejor la relación entre tasas tectónicas y de denudación es crucial comprender cómo los marcadores geomorfológicos se forman, evolucionan y registran la deformación.

Varios modelos numéricos y análogos han sido empleados para estudiar los mecanismos de interacción que vinculan tectónica y erosión con morfología. Por ejemplo, trabajos previos muestran cómo la precipitación orográfica modifica el estilo estructural de las cadenas montañosas (Koons, 1989; Willett *et al.*, 1993) y cómo los procesos tectónicos controlan el desarrollo de las redes de drenaje (van der Beek *et al.*, 2002). Otros modelos remarcan el impacto de la erosión y sedimentación sobre la estructura y evolución de las cuñas orogénicas (Mugnier *et al.*, 1997) o el rol de la tectónica y el clima sobre la máxima elevación de la topografía (Bonnet y Crave, 2003; Lague *et al.*, 2003).

### 5.2 MARCO TEÓRICO

El análisis geomorfológico se centró en hallar y calcular los parámetros e índices geomorfológicos  $M_x$  y  $B_x$ , las integrales hipsométricas de las cuencas, encontrar y analizar las perturbaciones tectónicas que están relacionadas a las propiedades geométricas intrínsecas de la superficie, el sistema fluvial de una cuenca y la actividad tectónica; cabe señalar que este análisis comprende desde la cabecera hasta el aforo de cada cuenca (figura 5.1).

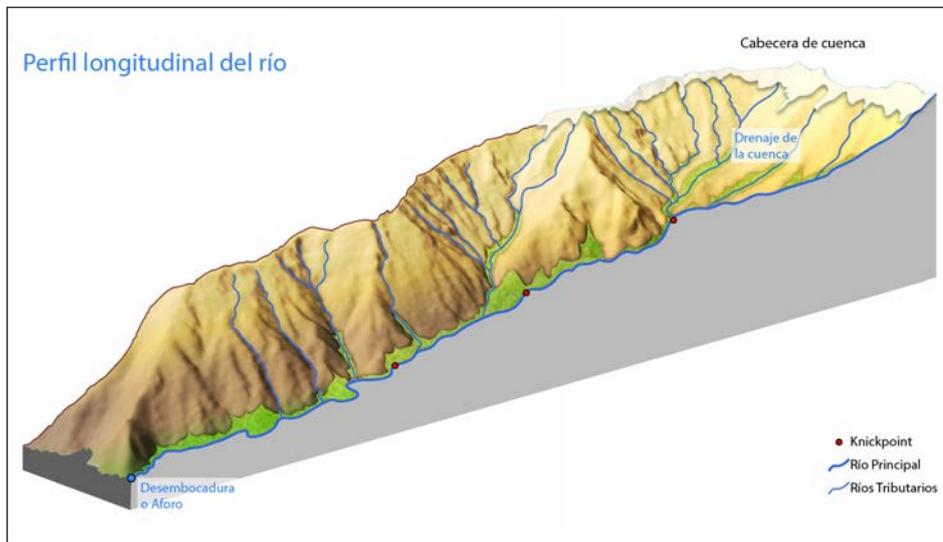


Figura 5.1 Perfil longitudinal de una cuenca hidrográfica con sus partes

A continuación, presentamos la introducción teórica de algunos conceptos que serán utilizados

a lo largo del presente capítulo. Cabe mencionar que parte del texto descrito proviene de la síntesis realizada por García (2010), Pastor Castilla (2013) y Castillo y Lugo-Hubp (2011).

### Sismotectónica

Se aplica este término para describir la ocurrencia y las características de los terremotos, y su relación con la actividad de estructuras tectónicas (Udías y Buforn, 1994). En nuestro contexto, se observa que los datos de sismicidad, instrumental e histórica demuestran que la vertiente pacífica de los Andes concentra gran parte de las deformaciones asociadas a terremotos. A su vez, estos terremotos están asociados a estructuras tectónicas activas (fallas, pliegues), las cuales acomodan gran parte del acortamiento en la cadena andina y contribuyen a la formación de nuevos relieves (Costa *et al.*, 2006).

### Erosión

Es el proceso de remoción y transporte de material de suelo y rocas de la superficie, que se produce por diferentes agentes como el agua en escorrentía superficial, vientos, glaciares, deslizamientos, etc. Los ríos de la cuenca del Océano Pacífico atraviesan de este a oeste el Altiplano, volcanes activos cuaternarios, el flanco pacífico de la Cordillera Occidental, zona de piedemonte, pampas costeras y en algunos casos el Batolito de la Costa. En paralelo, en ciertos sectores, la actividad tectónica y/o magmática eleva el fondo de los valles y obliga a los ríos a acentuar la erosión,

que se traduce en la incisión o profundización de su lecho arrancando material de este. Por otro lado, este proceso está modulado por las fluctuaciones climáticas, que pueden variar los aportes de caudal provenientes de cadenas montañosas, y afectar la capacidad de erosión y transporte de los ríos.

### Sedimentación

A lo largo de toda la cuenca se deposita una porción importante de los productos de erosión de la cadena montañosa. Los ríos que drenan los relieves descargan el peso aluvial que transportan en las cuencas sedimentarias. La naturaleza de los sedimentos (facies, composición) y la disposición geométrica de los estratos (estratonomía) registran en conjunto los datos de la historia tectónica y/o climática de los relieves. Por otro lado, los análisis de procedencia de las rocas sedimentarias en altas cordilleras y pampas costeras aportan datos sobre la dinámica de exposición de las fuentes litológicas, información con la que se puede reconstruir la historia de exhumación de las rocas en las cuencas de drenaje.

### Procesos de deformación

Los esfuerzos tectónicos desplazan las rocas hacia arriba o abajo con respecto al geoide. Estos desplazamientos modifican la elevación y la pendiente local de la superficie terrestre, afectan las tasas de erosión, el desarrollo de las redes de drenaje, el crecimiento de cuencas sedimentarias y el clima local (Koons, 1989; Burbank y Anderson, 2001; van der Beek *et al.*, 2002). De acuerdo con la escala, los procesos pueden ser: en primer orden de magnitud están los que deforman la superficie de la corteza superior,

deformación que se traduce en la formación de pliegues y fallas; en segundo orden de magnitud, a la escala de una cadena montañosa, se incluyen los mecanismos de subsidencia por flexura cortical y levantamiento por rebote isostático, entre otros. En este trabajo se estudian los efectos de los procesos de primer orden por ser los de mayor importancia en la generación de relieves, cordilleras montañosas activas en la escala de tiempo considerada por la neotectónica.

### Procesos de erosión y sedimentación en el piedemonte

Los procesos de erosión, transporte y sedimentación promueven la transferencia de grandes cantidades de material a través de la cadena montañosa, modifican el equilibrio dinámico de las cuñas orogénicas y provocan respuestas (*feedbacks*) mecánicas (fallas fuera de secuencia, formación de dúplex, curvaturas de los corrimientos, etc.) de acuerdo con lo señalado por Willett *et al.* (1993), Mugnier *et al.* (1997), Hilley *et al.* (2004), Persson *et al.* (2004), Simpson (2004), García (2010) y Simpson (2006).

Los procesos superficiales controlan las etapas sucesivas de erosión-transporte-sedimentación del ciclo de las rocas, en los que los clastos de roca son arrancados de los relieves (erosión), transferidos mediante una red de drenaje (transporte) y depositados en las cuencas sedimentarias (sedimentación).

Analizar la dinámica de los procesos elementales de erosión-transporte-sedimentación es esencial para comprender cómo los paisajes de un orógeno responden a las perturbaciones externas (clima - tectónica) y cómo la sedimentación registra esa historia.

Caracterizar las leyes físicas involucradas y comprender cómo reaccionan a las variaciones externas es el objeto de estudio actual de la geomorfología cuantitativa. Entre los avances más destacados en esta disciplina se pueden citar el análisis de datos cada vez más preciso (topografía digital, tasas de erosión, tasas de incisión, tasas de denudación, tasas de precipitación, tasas de sedimentación, etc.), la producción de modelos analíticos (leyes de erosión-transporte) y el desarrollo de modelos numéricos y experimentales que permiten poner a prueba diversas hipótesis de evolución topográfica (Graveleau, 2008).

### Drenaje de la cuenca

El estudio de los procesos superficiales se basa en el análisis de una unidad morfológica de base, el drenaje de la cuenca. Esta se define como una región en la cual el conjunto de las aguas caídas en su superficie converge hacia un único río

colector. Se delimita de sus cuencas vecinas por una línea divisoria de aguas y se pueden distinguir tres sectores de erosión-transporte diferentes: los ríos, los interfluvios y las cumbres que pueden estar con glaciares o no.

La importancia relativa de cada uno de esos dominios depende en gran parte del clima y de la posición latitudinal de la cadena montañosa. Las cumbres con glaciares y los ríos ocupan pequeños porcentajes (5 - 10 %) del área drenada; sin embargo, su rol es muy significativo en la dinámica de los relieves. En efecto, la erosión glacial puede representar un mecanismo de destrucción de los relieves importantes según la naturaleza de los glaciares (Hallet *et al.*, 1996).

Por otra parte, los ríos cumplen un papel principal en la dinámica de los relieves, ya que sus perfiles longitudinales fijan el nivel de base de los canales tributarios; esto trae como consecuencia las condiciones límite a los procesos de remoción en masa de los interfluvios (Burbank *et al.*, 1996). Implícitamente, el río principal de una cuenca constituye el mecanismo principal de transmisión de una perturbación externa (climática, tectónica, nivel de base regional) a todo el drenaje de la cuenca (Howard, 1994, 1998; Tucker y Slingerland, 1997; Sklar y Dietrich, 1998; Whipple y Tucker, 2002).

A continuación, algunos de los parámetros importantes para el drenaje de la cuenca:

- El gradiente del relieve (*relief ratio o stream gradient*). Es la relación entre el desnivel total de la cuenca y su longitud. Indica la pendiente media de la cuenca de drenaje. El relieve local (*local relief*) es el equivalente medido sobre un área más limitada de la cuenca.
- La relación de forma (*basin axial ratio*). Cuantifica la elongación planar de una cuenca de drenaje (Hurtrez *et al.*, 1999; Delcaillau *et al.*, 2006).

### Procesos fluviales

Los ríos se organizan en forma de una red hidrográfica jerarquizada cuya función principal es el transporte de agua, producto de las precipitaciones, desde las zonas receptoras hacia los océanos. Este transporte se efectúa generalmente sobre largas distancias, desde varias decenas, centenas hasta incluso miles de kilómetros.

En función del poder de la corriente de agua que atraviesa los valles, los ríos pueden transportar los sedimentos resultantes de la erosión de las vertientes, erosionar su lecho o depositar su carga. En las regiones orogénicas, existen principalmente dos categorías extremas de ríos que se diferencian por las características del lecho activo y la carga de fondo (Howard, 1980, 1987; Howard *et al.*, 1994; Howard, 1998; Knighton, 1987).

**Transporte**

El transporte de los clastos o partículas en un curso fluvial se efectúa según tres grandes mecanismos: 1) como carga de fondo; 2) en suspensión; 3) como carga disuelta (Yalin y Karahan, 1979).

**Incisión**

Es la excavación que experimenta el lecho rocoso por la acción mecánica de la cobertura fluida en movimiento sobre la superficie (agua + carga sólida). La velocidad de esta excavación o profundización (la tasa de incisión) es una respuesta compleja del río a distintos factores. Cuando no hay ninguna perturbación de origen tectónico (levantamiento, variación del nivel de base) o climática, se observa que el perfil longitudinal de un río tiende hacia el equilibrio. Este perfil de equilibrio posee una forma levemente cóncava, contexto en el que la velocidad de incisión depende de la litología del sustrato (erodabilidad) y del flujo de agua que circula en la red de drenaje. En el caso de modificaciones externas (tectónica, clima), el río adapta su perfil incidiendo o depositando localmente su carga de manera más o menos intensa. Esta respuesta no es uniforme, ya que el río posee distintos parámetros para reaccionar a las modificaciones externas. Puede ser el mecanismo de erosión o transporte, la pendiente del lecho, el ancho del lecho, la sinuosidad, etc.

**Marcadores morfotectónicos**

En geomorfología tectónica es común estudiar diferentes marcadores capaces de registrar en su geometría la evolución del relieve. Estos marcadores están representados esencialmente por las terrazas fluviales, los abanicos

aluviales y los marcadores de la red de drenaje (puntos de quiebre del perfil longitudinal de un río o *knickpoints*).

**Knickpoint**

Se utiliza comúnmente en geomorfología para denominar una zona de cambio abrupto de la pendiente del canal de un río. Se utiliza el término *knickzone* cuando estos cambios (o variaciones abruptas) abarcan un tramo importante del perfil longitudinal. Los *knickpoints* o *knickzones* evidencian el desequilibrio en un sistema fluvial y pueden estar presentes tanto en ríos aluviales como en ríos en lecho rocoso. Los *knickpoints* resultan de distintos procesos tectónicos, climáticos y geomorfológicos. La presencia de los *knickpoints* se relaciona de forma directa con:

- Zonas activas de levantamiento superficial (Lavé y Avouac, 2001; Wobus et al., 2006) o en un tramo de un río afectado por una estructura tectónica activa (Burbank et al., 1996).
- Descenso del nivel de base en todo un sistema fluvial (Begin et al., 1981; Snyder et al., 2002; Bishop et al., 2005; Crosby y Whipple, 2006) o causado por la captura de un cauce en concreto (García Jiménez, 2007).
- Erosión diferencial asociada a contactos litológicos (Goldrick y Bishop, 2007).

Otros mecanismos resultan de procesos heredados en el relieve, como la erosión glacial o los desprendimientos de rocas sobre el canal activo (Lancaster y Grant, 2006). Castillo y Lugo-Hubp (2011) identificaron una serie de procesos que explican la presencia de *knickpoints* en el lecho fluvial (figura 5.2).

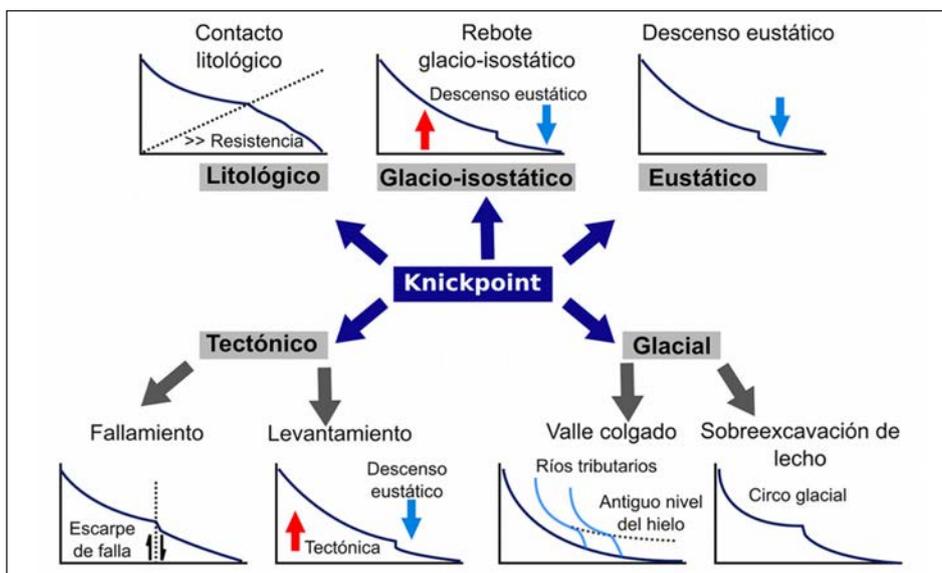


Figura 5.2 Clasificación de *knickpoints*

## 5.2.1 Parámetros e índices geomorfológicos

La actividad tectónica, a lo largo de fallas activas, ejerce un impacto importante sobre las propiedades geomorfológicas del relieve.

### 5.2.1.1 Integrales hipsométricas

Entre los diferentes índices geomorfológicos se tiene la integral hipsométrica, que es la proporción de superficie y drenaje que la cuenca llega a alcanzar a una altitud dada (Hurtrez *et al.*, 1999; Delcaillau *et al.*, 2006); este índice se define como el área debajo de las curvas hipsométricas de área de drenaje (Hb), la red de drenaje (Hn) y el río principal (Hr); estas curvas expresan el alcance y evolución de la erosión en la cuenca, que de acuerdo con su valor muestran el grado de madurez de la cuenca (Strahler, 1957; Mahmood y Gloaguen, 2012; Demoulin, 2012). Entonces, si es elevada la cuenca es inmadura; al contrario, si es baja la cuenca es muy evolucionada. Sin embargo, las integrales hipsométricas también expresan la respuesta geomorfológica de

la cuenca a los procesos de erosión y de levantamiento tectónico (Delcaillau *et al.*, 1998).

### 5.2.1.2 Parámetros Mx y Bx

Estos parámetros se obtienen a partir del análisis del perfil longitudinal del río principal de una cuenca, el cual dentro de un paisaje en estado de equilibrio, teóricamente, debería mostrar una forma cóncava (figura 5.3).

Entonces, si la tasa de levantamiento se incrementa, el paisaje dejará de estar en equilibrio dando lugar a que en el perfil se formen superficies discontinuas en forma de escalera (figura 5.3), lo que devendrá en un incremento de la tasa de erosión, ya que el río siempre trata de regresar al estado de equilibrio. A los ríos les toma muchos años encontrar el equilibrio, por lo que las perturbaciones quedarán registradas en el perfil durante mucho tiempo (miles de años), antes de que este regrese a su estado de equilibrio (Mudd *et al.*, 2014).



**Figura 5.3** Perfil longitudinal de un río. En línea azul se muestra el perfil de un río en estado de equilibrio; en línea roja se muestra el perfil de un río inestable.

Para establecer un modelo de respuesta fluvial a las perturbaciones, nos basamos en las leyes que gobiernan el proceso, siendo así que al modelar la incisión de un río sobre el basamento rocoso, se define que la tasa de incisión es proporcional a la energía de flujo de la corriente de un río (Sklar y Dietrich, 1998), que es la medida de las principales fuerzas que actúan sobre el canal y que determinan la capacidad de

transportar sedimentos y realizar un trabajo geomorfológico, fuerzas que son moduladas por la energía potencial gravitacional que actúa sobre un sistema fluvial (Bizzi y Lerner, 2015).

Entonces, apoyándonos en la ley de poder de erosión de la corriente (Whipple y Tucker, 1999; Howard y Kerby, 1983), que define la ecuación 5.1a:

$$E = KA^m S^n, \quad (5.1a)$$

$$E = U, \quad (5.1b)$$

$$U = KA^m S^n, \quad (5.1c)$$

$$S = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} A^{-\frac{m}{n}}, \quad (5.1d)$$

$$\left|\frac{\partial z}{\partial x}\right| = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} A(x)^{-\frac{m}{n}}, \quad (5.1e)$$

$$z(x) = z(x_b) + \left(\frac{U}{K} A_0^m\right)^{\frac{1}{n}} \chi \quad (5.1f)$$

$$\text{con: } \chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)}\right)^{\frac{m}{n}} dx \quad (5.1g)$$

Donde:

$E$ : Tasa de erosión ( $m^2/ka$ )

$U$ : coeficiente de difusión ( $m^2/ka$ )

$K$ : coeficiente de Erosionabilidad del canal

$A$ : Área de Drenaje local

$S$ : pendiente local del canal

$m$  y  $n$ : constantes

Bajo el hecho de que a los ríos les toma un tiempo considerable volver a su perfil de equilibrio, se tiene en cuenta que en un corto período (tiempo actual) la tasa de erosión será igual al levantamiento (ecuación 5.1b), dejando la ecuación 5.1c. Hack (1957) determinó que en general los perfiles de los ríos están representados por una función de Ley Potencial que establece la relación entre la pendiente local y el área de drenaje aguas arriba; con esta observación despejamos la pendiente (ecuación 5.1d).

Teniendo en cuenta que tanto la pendiente como el área de drenaje están en función de la distancia obtenemos la ecuación 5.1e, la cual al integrar (ecuación 5.1f) definirá una función lineal cuya pendiente, parámetro al que denominaremos con  $Mx$ , es la proporción de la tasa de erosión entre la erosionabilidad del canal elevada a la potencia  $1/n$ , que plasmado en un mapa mostrará los lugares donde la tasa de erosión o erosionabilidad tiene más probabilidades de estar cambiando (Mudd *et al.*, 2014; Perron y Royden, 2013).

### 5.3 METODOLOGÍA

Este capítulo muestra un estudio morfológico exhaustivo de la red de drenaje de las cuencas más importantes que comprenden la región Tacna: Locumba, Sama, Caplina y Hospicio. Para ello, se utilizó como base el modelo de elevación digital SRTM de 30 m/px, a partir del cual se extrajo la red de drenaje y se definió los límites de cada cuenca. Cabe mencionar que se utilizó los siguientes paquetes informáticos:

- Qgis 3.4 (Sistema de Información Geográfico)
- GDAL (Biblioteca de abstracción de Datos Geoespaciales)
- LSDTopotools - Chi Analysis (Compilación de scripts C++ para el análisis topográfico y geomorfológico)
- Anaconda Python - Spyder (Entorno de desarrollo científico en lenguaje Python)

Una vez obtenido el DEM, hicimos el recorte de este según la zona a analizar; en este caso, el área que comprende a toda la región Tacna. Este procedimiento se realizó en Qgis y la herramienta "Clipper". El raster resultante fue convertido

al formato "ENVI" con extensión ".bil" para ser procesado en "LSDtopotool - Chi analysis"; este proceso de conversión se realizó mediante GDAL, con las herramientas "gdalinfo" y "gdal-translate". Finalmente, el análisis se realizó mediante los siguientes programas del paquete LSDTopotool, en el orden de listado:

- chi1\_write\_junctions.exe
- chi2\_write\_channel\_file.exe
- chi\_m\_over\_n\_analysis.exe
- chi\_get\_profiles.exe

Del primer programa "chi1\_write\_junctions.exe" se obtuvo los siguientes archivos raster necesarios para el cálculo de  $\chi$  y  $m/n$ :

- Un mapa de sombras, archivo con el sufijo HS
- Un mapa con el orden de los drenajes, archivo con el sufijo SO
- Un mapa con todas las juntas, de los drenajes, codificadas, archivo con el sufijo JI.

Con el programa "chi2\_write\_channel\_file.exe", a partir de los archivos raster anteriormente obtenidos, se generó una base de datos de puntos de la red de drenaje, base de datos que es el dato de entrada para programa "chi\_m\_over\_n\_analysis.exe" que nos ayudarán a estimar el mejor ajuste de  $m/n$  (figura 5.4) y, por ende, el mejor perfil  $\chi$  para calcular los valores de  $M_x$  y  $B_x$ . A continuación, se muestra la evaluación del mejor ajuste de  $m/n$  para zona de estudio:

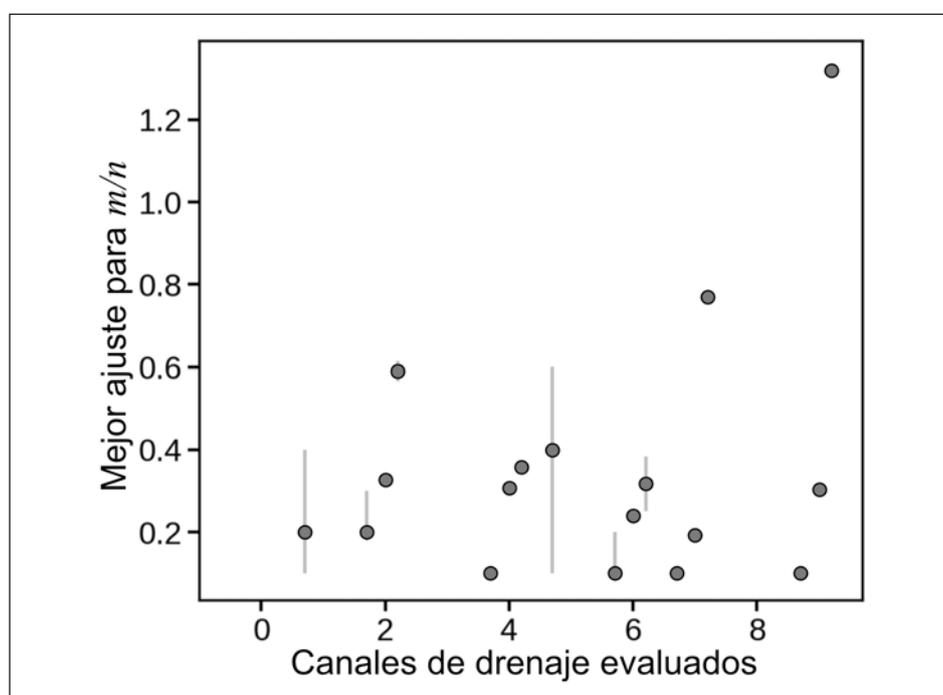


Figura 5.4 Evaluación del mejor valor para  $m/n$

Después de observar detenidamente el gráfico anterior determinamos el valor medio de  $m/n = 0.38$ . Conseguido el mejor ajuste de  $m/n$  procedimos a extraer los perfiles longitudinales y mapas de las cuencas en estudio para visualizar la ubicación de los  $M_x$  anómalos.

## 5.4 CARACTERÍSTICAS Y PARÁMETROS GEOMORFOLÓGICOS

Para el análisis geomorfológico se utilizó el DEM SRTM de 30 m/px de resolución; de este DEM se extrajeron las cuatro cuencas hidrográficas de mayor área que cubren la región de Tacna; además, para el análisis de la red de drenaje se tomaron en

cuenta los tributarios con un área de drenaje mayor a 1000 m<sup>2</sup>. A continuación se describen de norte a sur las siguientes cuencas:

### 5.4.1 Cuenca Locumba

La cuenca Locumba se ubica en la zona noroeste de la región Tacna, comprende las regiones de Moquegua y Tacna; tiene forma elongada e irregular y su rango de altura se encuentra de 0 a 5745 m s. n. m.

El río principal tiene 243 km de longitud y pasa por tres unidades morfoestructurales: la Llanura Costanera, la Cordillera Occidental y el Altiplano, drenando un área de 5745 km<sup>2</sup> (figura 5.5).

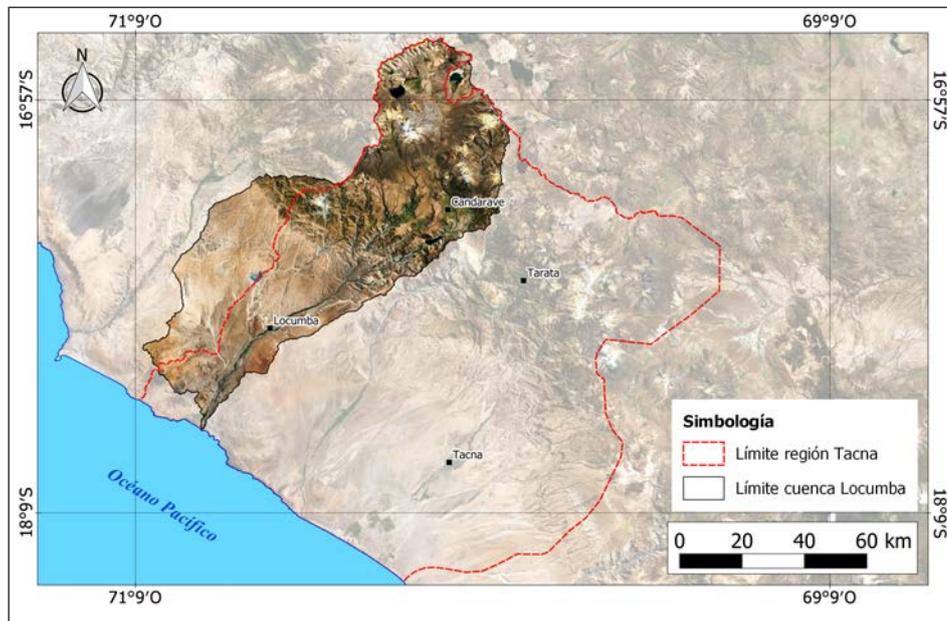


Figura 5.5 Ubicación y extensión de la cuenca Locumba respecto a la región Tacna

Considerando el valor de  $m/n = 0.38$ , el rango de la pendiente en el espacio  $x$  se ha considerado de 0 a 100 para resaltar las anomalías a lo largo del río principal, como se puede observar en la figura 5.6, donde la variación de color de azul a rojo define zonas de alta y baja erosión, respectivamente.

Tomando las distancias a partir del aforo de la cuenca, tanto en planta como en el perfil longitudinal de la cuenca (figuras 5.6 y 5.7), se observa baja erosión en los primeros 100 km; entre los 100 a 170 los valores de erosión incrementan; desde los 170 km hasta la cabecera de la cuenca o Altiplano, los valores son bajos y están controlados por la pendiente baja.

El análisis longitudinal del río principal nos permitió delimitar dos zonas de *knickpoint*, entre los 100 a 170 km de distancia al aforo de la cuenca, donde se ubica también el sector de mayor erosión, descrito líneas arriba.

En los primeros 20 km, tomando como referencia el aforo de la cuenca, aflora un cuerpo intrusivo, el cual se encuentra cubierto en algunos sectores por depósitos cuaternarios. Entre los 20 y 95 km se observan secuencias sedimentarias del paleógeno-neógeno con cobertura cuaternaria; entre los 95 y 115 km se hallan secuencias volcánicas del cretácico; sobre estas, entre los 115 y 150 km aguas arriba, se halla un depósito cuaternario coluvial sobre el que se encuentra la laguna Aricota. De los 150 a 250 km se halla una cobertura de rocas volcánicas (figura 5.8).

La principal zona de *knickpoint* está relacionada al represamiento de la laguna Aricota, debido a un deslizamiento antiguo. Sin embargo, otra zona de *knickpoint*, entre los 100 y 115 km, se encuentra relacionada a presencia de fallas regionales; esta

zona limita y genera cambios en el perfil longitudinal del río y consecuente inestabilidad de los tributarios.

Entre los 140 y 190 km de distancia con respecto al punto de aforo y a una altitud de 3900 m, se observan inflexiones en los tributarios, las que están relacionadas con una paleosuperficie constituida de rocas del arco volcánico, Huayllillas (25 Ma) y Barroso (10 Ma).

Según los perfiles hipsométricos de la cuenca (figura 5.9), se observa que el río principal presenta una forma convexa, lo que corresponde a un río joven-maduro, con valores de  $R1 = 0.168$ .

De acuerdo con el análisis hipsométrico se observa que en la cuenca Locumba la curva hipsométrica del área de drenaje (línea roja en figura 5.9) se presenta de forma convexa de la zona media a la cabecera de la cuenca, lo que indica un rejuvenecimiento en este sector. En cuanto a la curva hipsométrica de longitud del sistema de drenaje (línea verde en figura 5.9), se observa que esta presenta una forma similar y corresponde al área de drenaje. Sin embargo, la curva hipsométrica de longitud del río principal (línea azul en figura 5.9) no corresponde a las anteriores, ya que su distribución en cuanto a la elevación se encuentra por encima de la longitud del sistema de drenaje y el área de drenaje, lo cual indica que el curso normal del canal del río principal ha sido alterado por procesos locales. De acuerdo con la ubicación de estas anomalías, además de la zona convexa de las curvas de área de drenaje y longitud del sistema de drenaje, se puede interpretar que están influenciadas por la actividad de la Falla Purgatorio-Mirave y el Sistema de Fallas Incapuquio; en cuanto a la zona media del río principal, se debe al represamiento de la laguna Aricota producido por un deslizamiento.

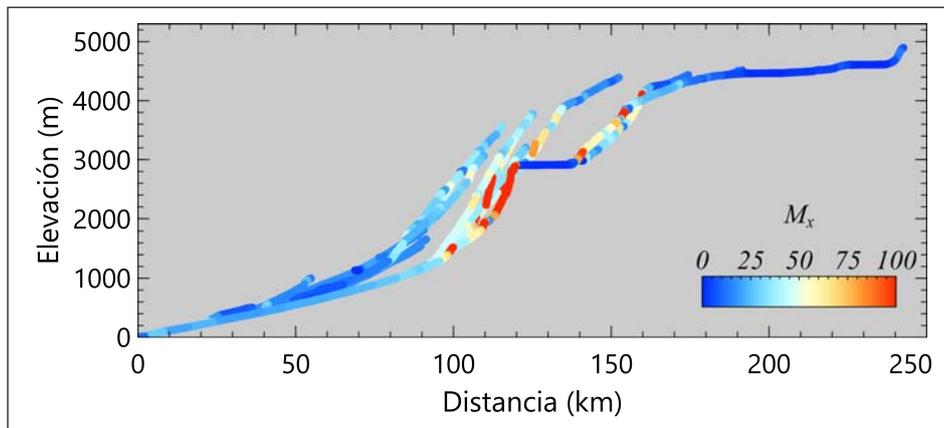


Figura 5.6 Perfil Chi de la cuenca Locumba

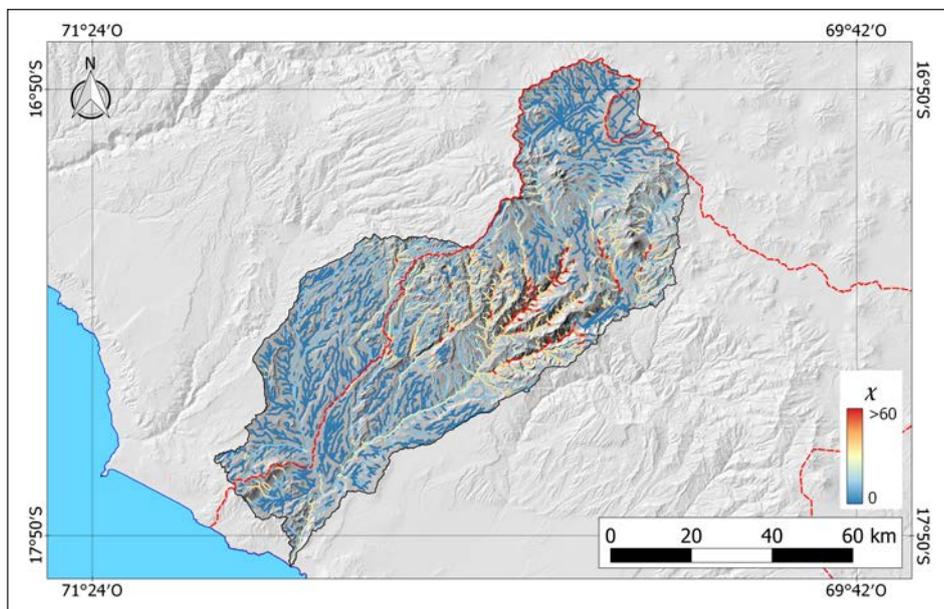


Figura 5.7 Mapa de valores  $M_x$  del drenaje de la cuenca Locumba

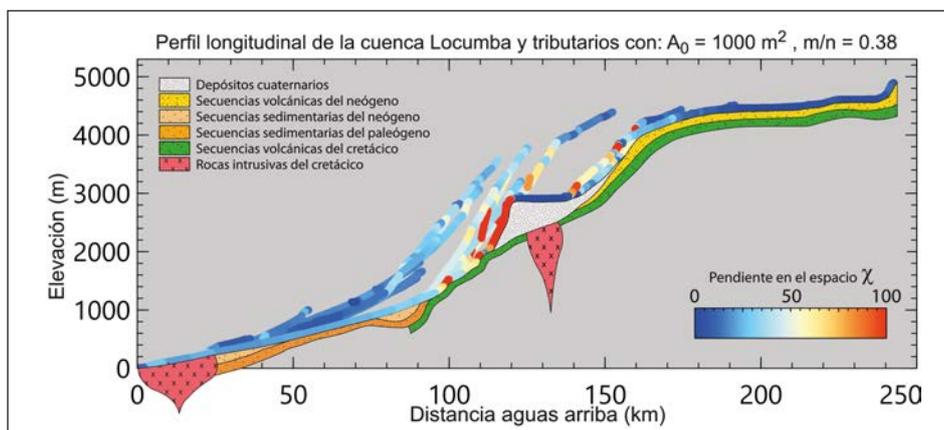
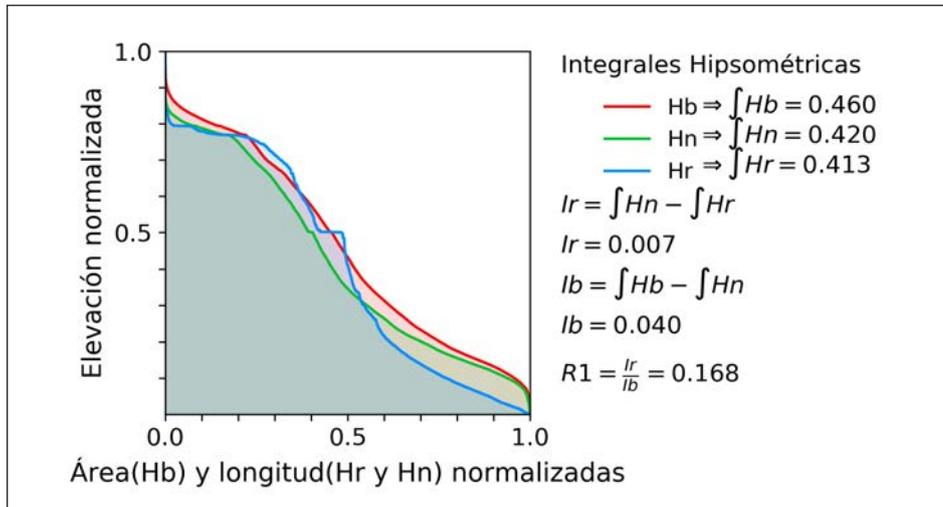


Figura 5.8 Perfil litológico de la cuenca Locumba

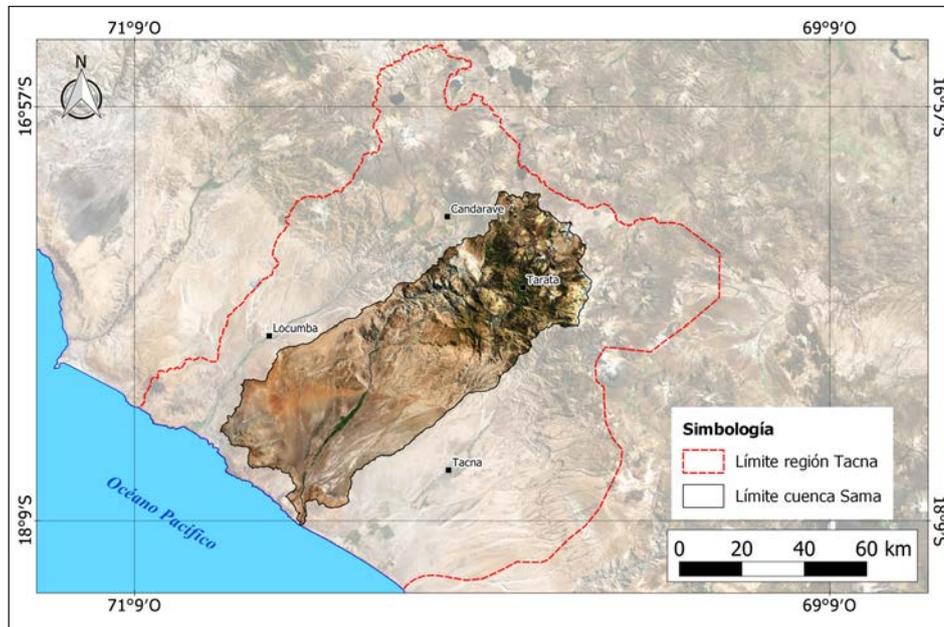


**Figura 5.9** Curvas hipsométricas de la cuenca Locumba, donde la línea azul corresponde a la curva hipsométrica de longitud del río principal, la línea verde a la longitud del sistema de drenaje y la línea roja al área de drenaje de la cuenca.

### 5.4.2 Cuenca Sama

La cuenca Sama se ubica en la zona central de la región Tacna; tiene forma elongada e irregular, su rango de altura se encuentra de 0 a 5675 m s. n. m.

El río principal tiene 195 km de longitud y pasa por tres unidades morfoestructurales: la Llanura Costanera, la Cordillera Occidental y el Altiplano, drenando un área de 4910 km<sup>2</sup> (figura 5.10).



**Figura 5.10** Ubicación y extensión de la cuenca Sama respecto a la región Tacna

Considerando el valor de  $m/n = 0,38$ , el rango de la pendiente en el espacio  $\chi$  se ha considerado de 0 a 100 para resaltar las anomalías a lo largo del río principal, como se puede observar en la figura 5.11, donde la variación de color de azul a rojo define zonas de alta y baja erosión, respectivamente.

Tomando las distancias a partir del aforo de la cuenca, tanto en planta como en el perfil longitudinal de la cuenca (figuras 5.11 y 5.12), se observa baja erosión en los primeros 100 km, entre los 100 a 170 los valores de erosión incrementan; desde los 170 km hasta la cabecera de la cuenca o Altiplano, los valores son bajos y están controlados por la pendiente baja.

El análisis longitudinal del río principal nos permitió delimitar tres zonas de *knickpoint*, entre los 60 km y 80 km, los 100 km y 130 km, y de los 145 km a 175 km de distancia al aforo de la cuenca, donde se ubica también el sector de mayor erosión, descrito líneas arriba.

En los primeros 10 km, tomando como referencia el aforo de la cuenca, afloran secuencias volcánicas del Jurásico; luego, entre los 10 y 65 km, se observan secuencias sedimentarias del Paleógeno-Neógeno, las cuales se encuentran cubiertas en algunos sectores por depósitos cuaternarios. Entre los 65 km a 150 km se observan rocas del Cretácico y Jurásico con cobertura cuaternaria; a los 130 km y entre los 150 km y 160 km se observan afloramientos de rocas intrusivas del Paleógeno; finalmente, de los 160 a 195 km se halla una cobertura de rocas volcánicas del Neógeno (figura 5.13).

Dos zonas de *knickpoint* están relacionadas con fallas regionales, las que se encuentran entre los 60 km y 130 km; estas limitan ambas zonas y generan cambios en el perfil longitudinal del río

y consecuente inestabilidad de los tributarios. La tercera zona de *knickpoint* está relacionada a los afloramientos de rocas intrusivas.

Entre los 165 km y 180 km de distancia con respecto al punto de aforo y a una altitud de 4700 m, se observan inflexiones en los tributarios, las que están relacionadas con una paleosuperficie constituida de rocas del arco volcánico Barroso (10 Ma).

Según los perfiles hipsométricos de la cuenca (figura 5.14), se observa que el río principal presenta una forma convexa, la cual corresponde a un río joven-maduro, con valores de  $R1 = 0.303$ .

De acuerdo con el análisis hipsométrico se observa que en la cuenca Sama la curva hipsométrica del área de drenaje (línea roja en figura 5.14) se presenta de forma convexa de la zona media a la cabecera de la cuenca, lo que indica un rejuvenecimiento en este sector. En cuanto a la curva hipsométrica de longitud del sistema de drenaje (línea verde en figura 5.14), se observa que esta presenta una forma similar y corresponde al área de drenaje. Sin embargo, la curva hipsométrica de longitud del río principal (línea azul en figura 5.14) no corresponde a las anteriores, ya que su distribución en cuanto a la elevación se encuentra por encima de la longitud del sistema de drenaje y el área de drenaje, lo cual indica que el curso normal del canal del río principal ha sido alterado por procesos locales. De acuerdo con la ubicación de estas anomalías, además de la zona convexa de las curvas de área de drenaje y longitud del sistema de drenaje, se puede interpretar que están influenciadas por la actividad de la Falla Sama-Calientes y el Sistema de Fallas Incaquiquio.

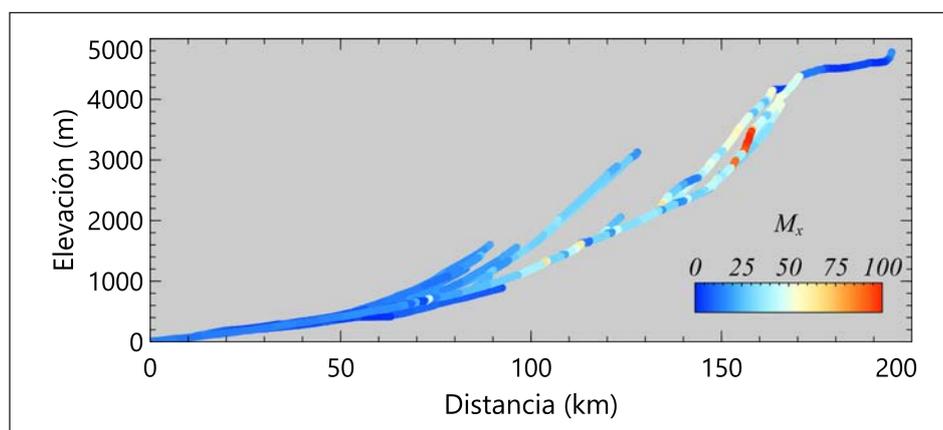


Figura 5.11 Perfil Chi de la cuenca Sama

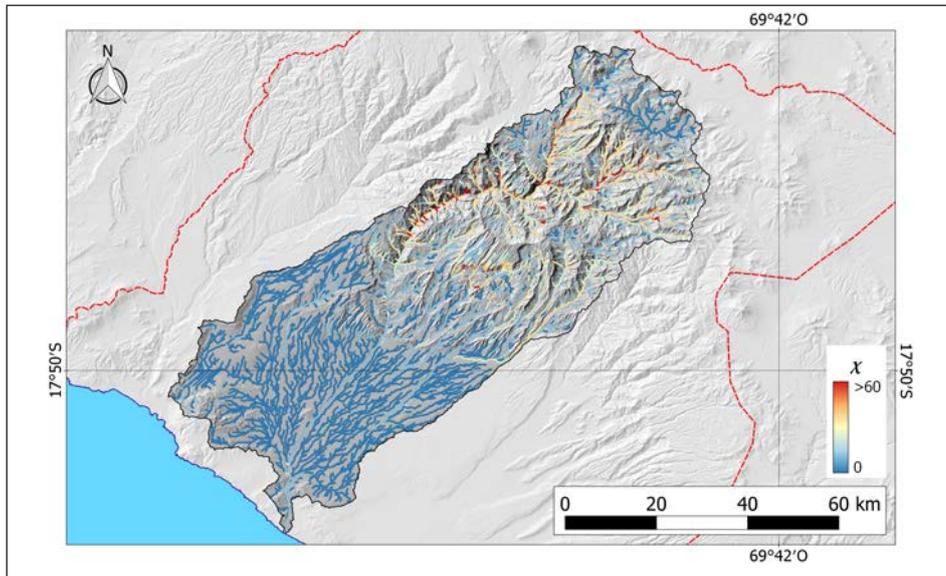


Figura 5.12 Mapa de valores  $M_x$  del drenaje de la cuenca Sama

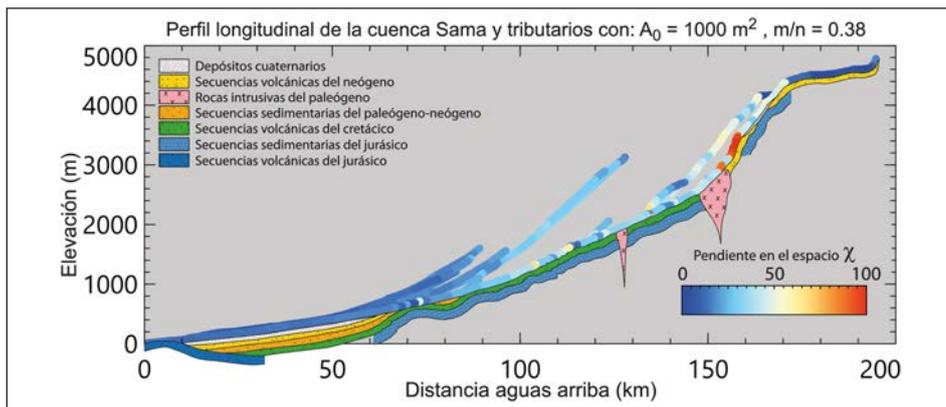


Figura 5.13 Perfil Chi de la cuenca Sama

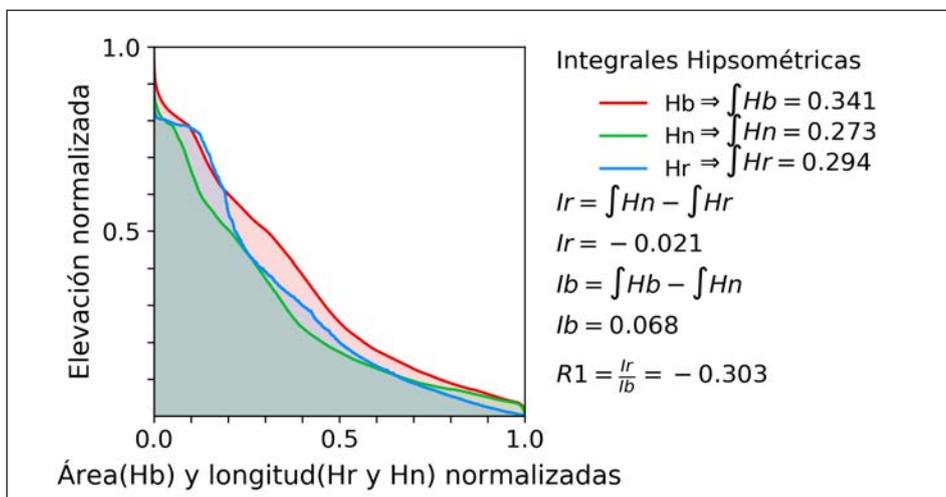


Figura 5.14 Curvas hipsométricas de la cuenca Sama, donde la línea azul corresponde a la curva hipsométrica de longitud del río principal, la línea verde a la longitud del sistema de drenaje y la línea roja al área de drenaje de la cuenca.

### 5.4.3 Cuenca Caplina

La cuenca Caplina se ubica en la zona central sureste de la región Tacna; tiene forma elongada e irregular y su rango de altura se encuentra de 0 a 5745 m s. n. m.

El río principal tiene 145 km de longitud y pasa por dos unidades morfoestructurales: la Llanura Costanera y la Cordillera Occidental, drenando un área de 1150 km<sup>2</sup> (figura 5.15).

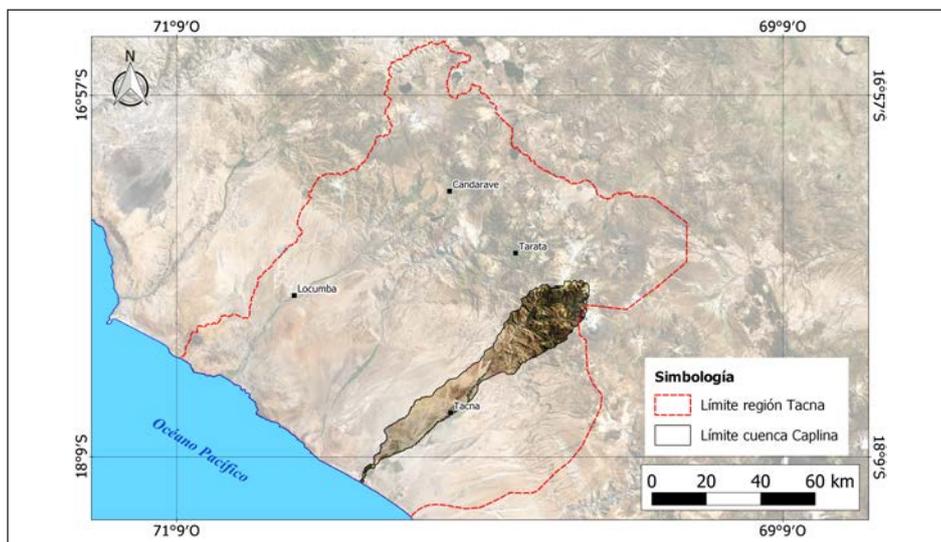


Figura 5.15 Ubicación y extensión de la cuenca Caplina respecto a la región Tacna

Considerando el valor de  $m/n = 0.38$ , el rango de la pendiente en el espacio  $\chi$  se ha considerado de 0 a 100, para resaltar las anomalías a lo largo del río principal, como se puede observar en la figura 5.16, donde la variación de color de azul a rojo define zonas de alta y baja erosión, respectivamente.

Tomando las distancias a partir del aforo de la cuenca, tanto en planta como en el perfil longitudinal de la cuenca (figuras 5.16 y 5.17), se observa baja erosión en los primeros 90 km; entre los 90 a 130 los valores de erosión se incrementan; desde los 130 km hasta la cabecera de la cuenca, los valores son bajos y están controlados por la pendiente baja.

El análisis longitudinal del río principal permitió delimitar dos zonas de *knickpoint*, entre los 100 a 125 km de distancia al aforo de la cuenca, donde se ubica también el sector de mayor erosión, descrito líneas arriba.

En los primeros 25 km, tomando como referencia el aforo de la cuenca, se observan depósitos cuaternarios aluviales; entre los 25 a 95 km se observan secuencias volcánicas del Neógeno con cobertura cuaternaria; entre los 95 y 100 km afloran rocas intrusivas del Cretácico, desde los 100 hasta los 110 km afloran rocas volcánicas del Cretácico, cubiertas por secuencias sedimentarias del Paleógeno-Neógeno; entre los 110 y 120 km afloran rocas sedimentarias del Devónico, cubiertas por secuencias volcánicas del Jurásico; de los 120 a los 125 km afloran rocas intrusivas del Paleógeno y de los 125 a 145 km se halla una cobertura de rocas volcánicas (figura 5.18).

Las dos zonas de *knickpoint* están relacionadas con fallas regionales; estas limitan ambas zonas, generando cambios en el perfil longitudinal del río y la consecuente inestabilidad de los tributarios.

Según los perfiles hipsométricos de la cuenca (figura 5.19), se observa que el río principal presenta una forma convexa, lo cual corresponde a un río joven-maduro, con valores de  $R1 = 0.532$ .

De acuerdo con el análisis hipsométrico se observa que en la cuenca Caplina la curva hipsométrica del área de drenaje (línea roja en figura 5.19) se presentan formas convexas que van desde la zona de aforo a la cabecera de la cuenca, lo que indica un rejuvenecimiento en este sector. En cuanto a la curva hipsométrica de longitud del sistema de drenaje (línea verde en figura 5.19), se observa que esta presenta una forma similar y corresponde al área de drenaje. Sin embargo, la curva hipsométrica de longitud del río principal (línea azul en figura 5.19) no corresponde a las anteriores, ya que su distribución en cuanto a la elevación, hacia la cabecera de la cuenca, se encuentra por encima de la longitud del sistema de drenaje y el área de drenaje, lo cual indica que el curso normal del canal del río principal ha sido alterado por procesos locales. De acuerdo con la ubicación de estas anomalías, además de las zonas convexas de las curvas de área de drenaje y longitud del sistema de drenaje, se puede interpretar que están influenciadas por la actividad de la Falla Sama-Calientes, la Falla Chañal y el Sistema de Fallas Incaquiquio.

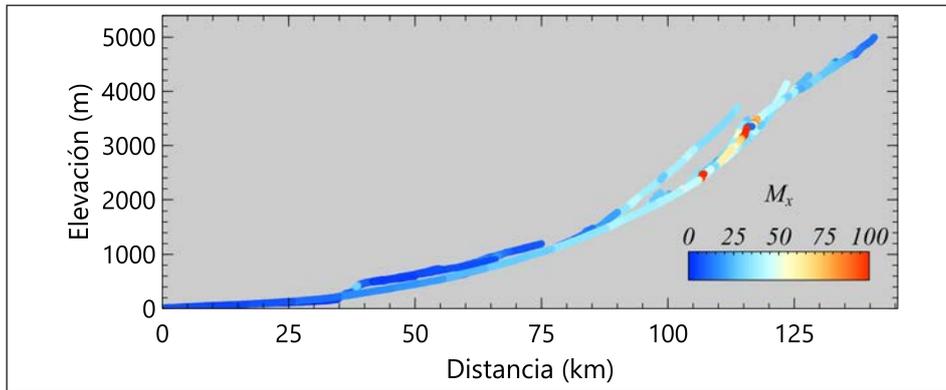


Figura 5.16 Perfil Chi de la cuenca Caplina

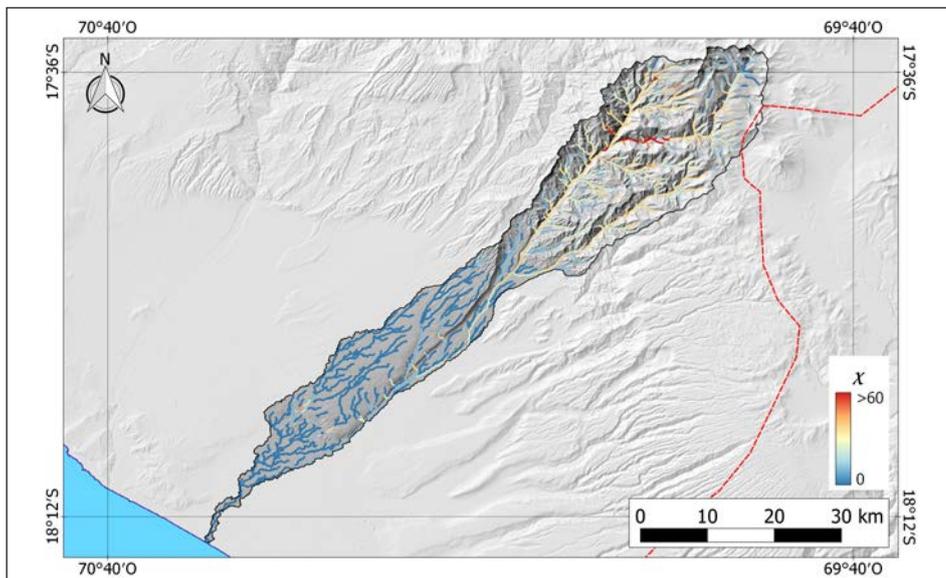


Figura 5.17 Mapa de valores  $M_x$  del drenaje de la cuenca Caplina

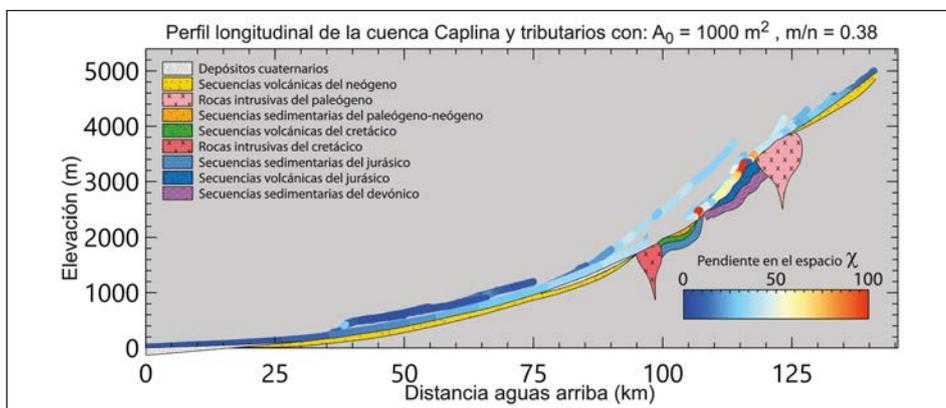


Figura 5.18 Perfil Chi de la cuenca Caplina

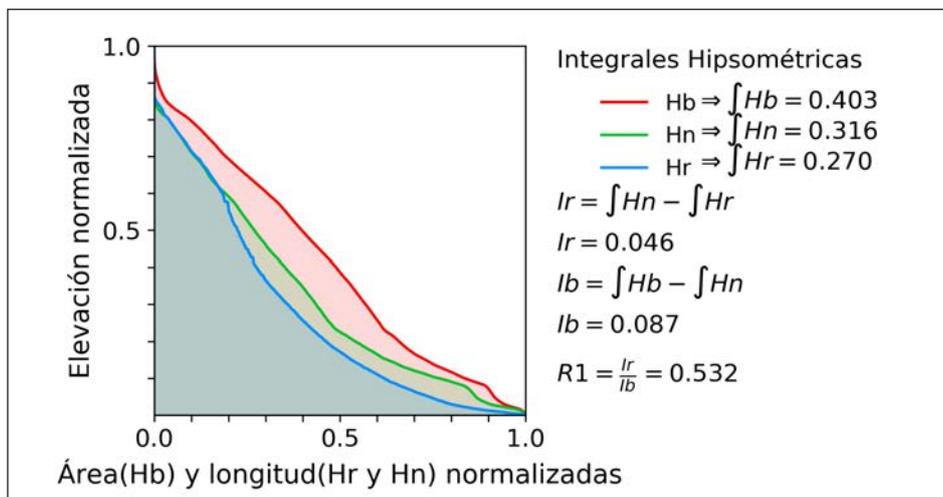


Figura 5.19 Curvas hipsométricas de la cuenca Caplina, donde la línea azul corresponde a la curva hipsométrica de longitud del río principal, la línea verde a la longitud del sistema de drenaje y la línea roja al área de drenaje de la cuenca.

### 5.4.4 Cuenca Hospicio

La cuenca Hospicio se ubica al sur de la región Tacna, tiene forma elongada e irregular y su rango de altura se encuentra de 0 a 4940 m s. n. m.

El río principal tiene 120 km de longitud y pasa por dos unidades morfoestructurales: la Llanura Costanera y la Cordillera Occidental, drenando un área de 1917 km<sup>2</sup> (figura 5.20).

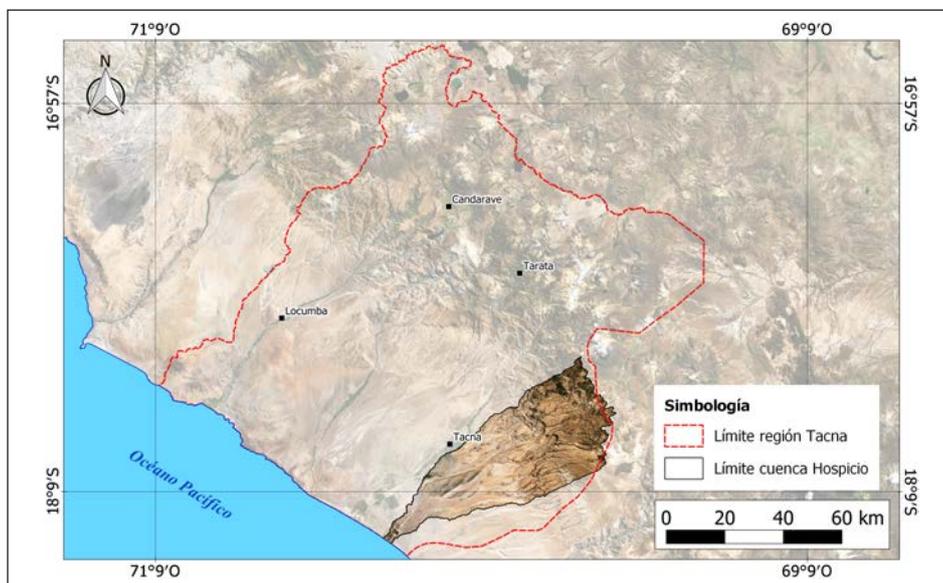


Figura 5.20 Ubicación y extensión de la cuenca Hospicio respecto a la región Tacna

Considerando el valor de  $m/n = 0.38$ , el rango de la pendiente en el espacio  $\chi$  se ha considerado de 0 a 100, para resaltar las anomalías a lo largo del río principal, como se puede observar en la figura 5.21, donde la variación de color de azul a rojo define zonas de alta y baja erosión, respectivamente.

Tomando las distancias a partir del aforo de la cuenca, tanto en planta como en el perfil longitudinal de la cuenca (figuras 5.21 y 5.22), se observa baja erosión en los primeros 80 km, entre los 80 km a 105 km los valores de erosión incrementan; desde los 105 km hasta la cabecera de la cuenca, los valores son bajos y están controlados por la pendiente baja.

El análisis longitudinal del río principal nos permitió delimitar una zona de *knickpoint*, entre los 80 km a 105 km de distancia al aforo de la cuenca, donde se ubica también el sector de mayor erosión, descrito líneas arriba.

Los primeros 40 km, tomando como referencia el aforo de la cuenca, están cubiertos por depósitos cuaternarios aluviales. Entre los 40 km y 90 km, afloran secuencias sedimentarias del Paleógeno- Neógeno, las cuales se encuentran cubiertas por secuencias volcánicas del Neógeno. Entre los 90 km a 120 km se observan rocas sedimentarias del Jurásico, que en algunos sectores se encuentran cubiertas por secuencias sedimentarias del Paleógeno-Neógeno, y secuencias volcánicas del Cretácico y del Neógeno (figura 5.23).

La zona de knickpoint está relacionadas con fallas regionales, que limitan la zona y generan cambios en el perfil longitudinal del río y consecuente inestabilidad de los tributarios.

Entre los 85 km y 90 km de distancia con respecto al punto de aforo y a una altitud de 2800 m, se observan inflexiones en los tributarios, las que están relacionadas con una paleosuperficie constituida de rocas del arco volcánico Huaylillas (25 Ma).

Según los perfiles hipsométricos de la cuenca (figura 5.24), se observa que el río principal presenta una forma convexa, lo cual corresponde a un río joven-maduro, con valores de  $R1 = 1.653$ .

De acuerdo con el análisis hipsométrico se observa que en la cuenca Hospicio la curva hipsométrica del área de drenaje (línea roja en figura 5.24) presenta formas convexas desde la zona de aforo hasta la cabecera de la cuenca, lo que indica un rejuvenecimiento en este sector. En cuanto a la curva hipsométrica de longitud del sistema de drenaje (línea verde en figura 5.24), se observa que esta presenta una forma similar y corresponde al área de drenaje. Sin embargo, la curva hipsométrica de longitud del río principal (línea azul en figura 5.24) no corresponde a las anteriores, ya que su distribución en cuanto a la elevación, hacia la cabecera de la cuenca, se encuentra por encima de la longitud del sistema de drenaje y el área de drenaje, lo cual indica que el curso normal del canal del río principal ha sido alterado por procesos locales en ese sector. De acuerdo con la ubicación de estas anomalías, además de la zona convexa de las curvas de área de drenaje y longitud del sistema de drenaje, se puede interpretar que están influenciadas por la actividad de la Falla Sama-Calientes y la Falla Chañal.

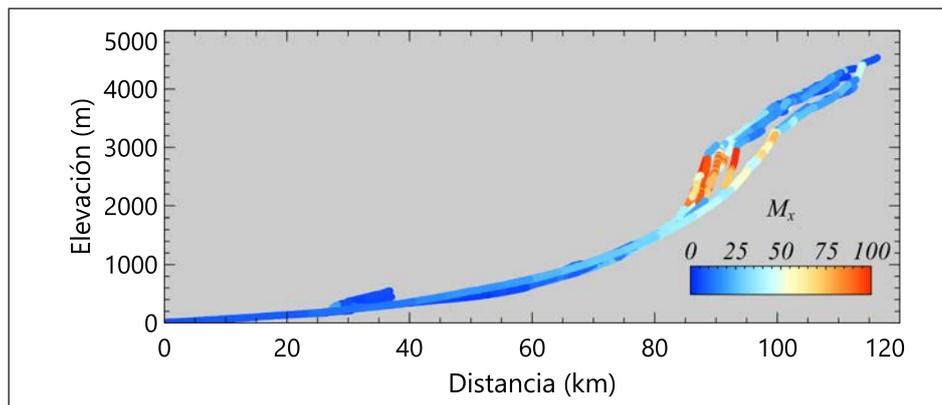


Figura 5.21 Perfil Chi de la cuenca Hospicio

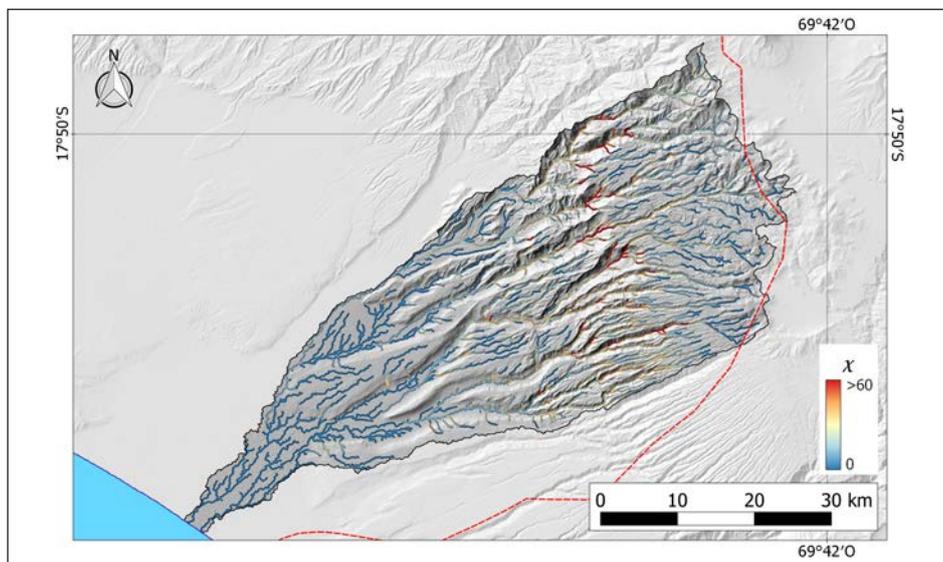


Figura 5.22 Mapa de valores  $M\chi$  del drenaje de la cuenca Hospicio

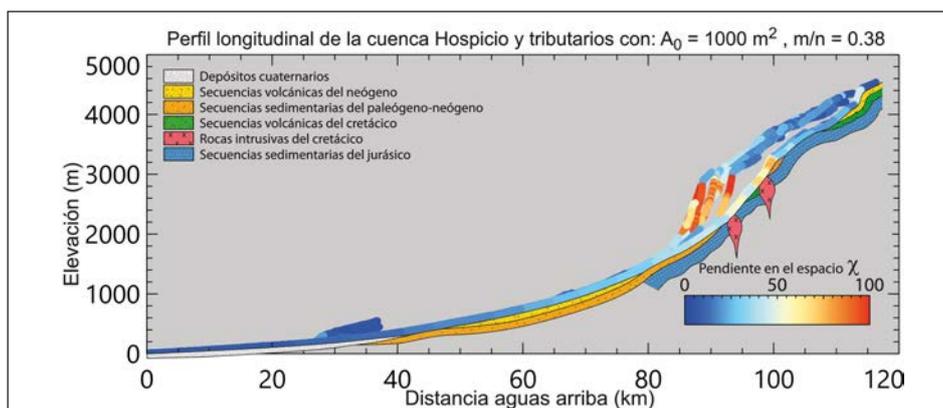


Figura 5.23 Perfil litológico de la cuenca Hospicio

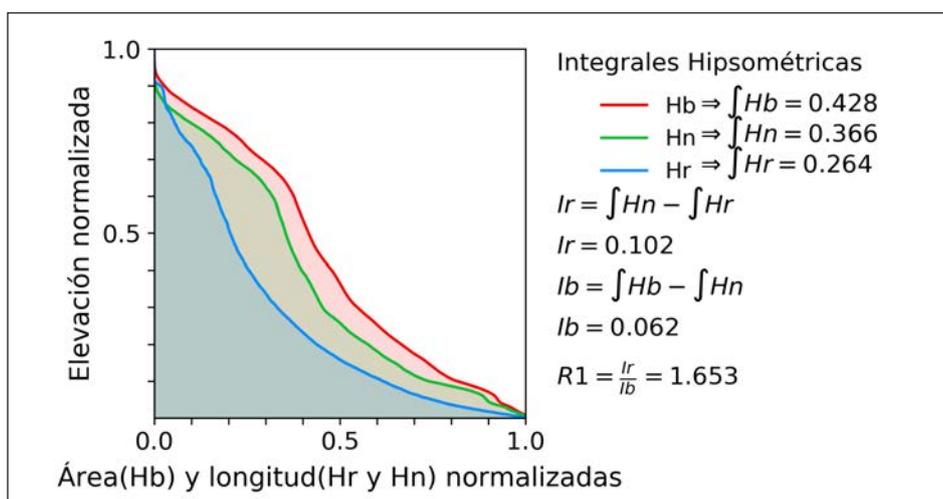


Figura 5.24 Curvas hipsométricas de la cuenca Hospicio, donde la línea azul corresponde a la curva hipsométrica de longitud del río principal, la línea verde a la longitud del sistema de drenaje y la línea roja al área de drenaje de la cuenca.

## 5.5 EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA POR INFLUENCIA NEOTECTÓNICA

La vertiente pacífica de la Cordillera Occidental del sur del Perú presenta un relieve variado, el cual en menos de 250 km de distancia puede presentar cambios abruptos en la elevación, que va desde una profundidad de -8000 m en la zona de subducción hasta los 6000 m en la zona del arco volcánico cuaternario, lo que implica a su vez una gran variabilidad de la pendiente, desde llanos y suaves hasta elevados y accidentados. En el capítulo anterior se deja en evidencia de un récord de estructuras tectónicas cuaternarias y activas en la región Tacna, donde la mayor parte de la deformación es asociada a esfuerzos compresivos y extensionales en la parte alta de la cordillera; estilos de deformación coherentes con la mayoría de las cadenas de montañas altas alrededor del mundo, donde al menos parte del alzamiento o de su gradiente topográfica está asociado a tectónica activa y esfuerzos compresionales.

Es así como los sectores de la Cordillera de la Costa, pampas costeras, zona de piedemonte y parte de la ladera oeste de la cordillera se caracterizan por presentar deformación cuaternaria y activa asociada a esfuerzos compresivos en general; mientras que, en las partes altas del arco volcánico actual, la deformación sugiere esfuerzos extensivos.

Para relacionar la actividad de las fallas en función de los valores de erosión regionalmente, zonas inestables, definimos primero un m/n (concavidad) de 0.38, hallado a partir del promedio de las concavidades de las cuatro cuencas y canales tributarios descritos anteriormente (figura 5.4).

Con ello podemos observar que en zonas de las pampas costeras y de pendientes bajas aparecen valores de erosión anómalos, entre medianos a altos (e. g. Sama); estos están relacionados directamente con fallas activas (figura 5.25).

En la zona de piedemonte, las cuencas Locumba, Sama y Caplina muestran valores altos de erosión, los que están relacionados directamente con el Sistema de Fallas Incapuquio (figura 5.25).

En la parte alta de la cordillera, se pueden observar los valores máximos de erosión (e. g. Locumba) asociado a procesos magmáticos y tectónicos; por ejemplo, en el sector superior de la cuenca Locumba, se observan valores altos que coinciden tanto con volcanes y fallas activas (figura 5.25). Se debe tener en cuenta que estos volcanes activos cuaternarios se encuentran controlados por fallas activas (Benavente *et al.*, 2010).

Paralelamente, los datos hallados en las cuencas Locumba, Sama y Caplina sugieren que estas se encuentran en proceso de encontrar su equilibrio, lo que se traduce en valores de erosión

elevados en la zona del arco volcánico activo y en la zona de actividad del Sistema de Fallas Incapuquio.

La Cordillera de los Andes es un ejemplo de una cadena montañosa formada durante la subducción de una placa oceánica bajo una placa continental. Trabajos recientes muestran que el volumen cortical, mayormente relacionado con la meseta del Altiplano, se debe principalmente al acortamiento cortical concentrado en el extremo oriental del orógeno durante el Neógeno (Lamb y Hoke, 1997; Baby *et al.*, 1997; McQuarrie, 2002).

Sin embargo, en la zona de antearco, donde las placas de Nazca y Sudamericana vienen interactuando, existen ideas contradictorias sobre la importancia tectónica de estructuras compresivas, fallas inversas, en la corteza superior con respecto a una corteza inferior dúctil ubicada por debajo del antearco (Isacks, 1988; Lamb y Hoke, 1997; Wörner y Seyfried, 2001; Muñoz y Charrier, 1996; Victor *et al.*, 2004).

Trabajos realizados en el norte de Chile proponen la actividad de sistemas de fallas inversas con tendencia hacia el oeste entre 30 Ma y 6 Ma (Muñoz y Charrier, 1996; Victor *et al.*, 2004 y Farías *et al.*, 2005). Asimismo, otros estudios reportan deformación reciente (Pliocuaternaria) interpretándose el levantamiento del antearco con variados modelos (Armijo y Thiele, 1990; Audin *et al.*, 2008 y Armijo *et al.*, 2010). Estas evidencias de actividad tectónica se contraponen al modelo que la vertiente occidental del Altiplano es un monoclinal pasivo que no produce ninguna deformación significativa (Isacks, 1998).

En consecuencia, el estudio que presentamos a continuación guarda correcta relación con los realizados recientemente en el norte de Chile, donde sugieren una vista emergente de la margen occidental. Asimismo, en la margen occidental del sur del Perú, trabajos recientes ponen en evidencia tectónica activa compresiva paralela a la subducción (Audin *et al.*, 2006; Benavente *et al.*, 2008; Benavente y Audin, 2009; Hall *et al.*, 2012) y tectónica extensiva perpendicular (Audin *et al.*, 2008) y paralela (Sébrier *et al.*, 1985) a esta.

En conclusión, determinamos que la zona de antearco del sur del Perú muestra evidencias tanto neotectónicas como geomorfológicas de alzamiento reciente (<1 Ma), relacionado a actividad tectónica; mientras que la parte alta, zona de volcanes activos, muestra actividad extensiva, producto del incremento en el esfuerzo litosférico vertical, que es compatible con la partición de esfuerzos generado por la subducción. Los períodos de extensión son entonces una compensación o acomodamiento de la corteza superior en repuesta a la compresión regional. Finalmente, las fallas que limitan el arco volcánico con el Altiplano exponen reactivaciones de tipo transpresiva.

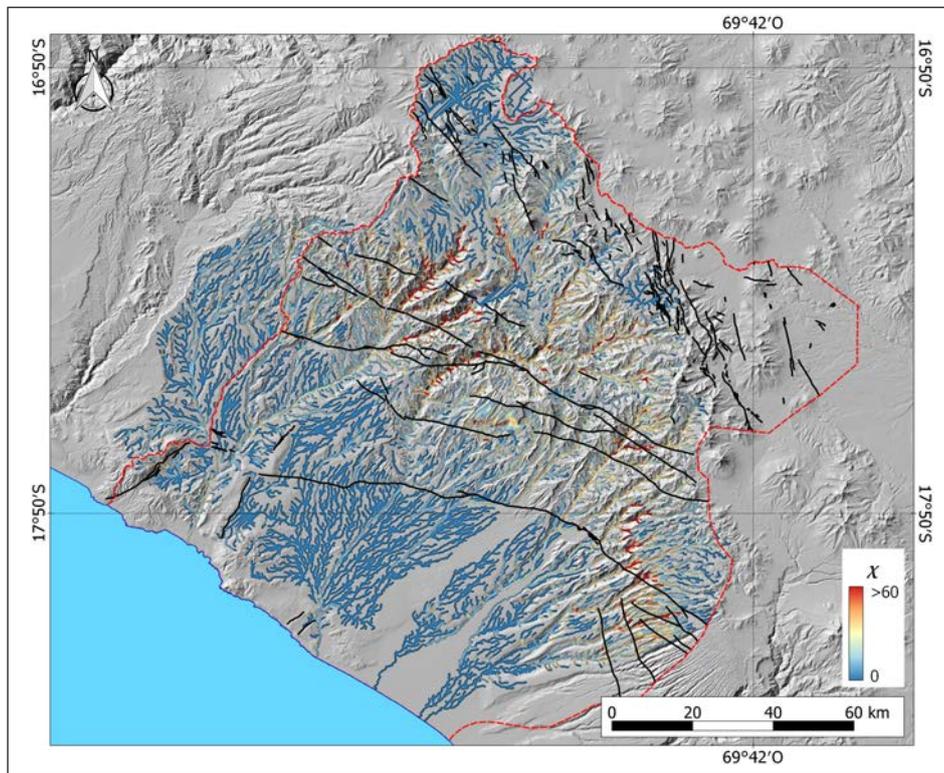


Figura 5.25 Mapa de valores  $M_x$  de las cuatro cuencas seleccionadas



## CAPÍTULO VI

# PELIGRO SÍSMICO Y ORDENAMIENTO TERRITORIAL

### 6.1 INTRODUCCIÓN

La región Tacna tiene como principales pilares de su economía la minería cuprífera y la agricultura; esta última se basa en la producción de aceitunas, uvas y orégano. Además, en Tacna existe un alto movimiento comercial, debido a que es una puerta de entrada al país, donde el turismo nacional y extranjero interactúa constantemente. Por tal motivo, con la finalidad de albergar a todos los visitantes, se ha priorizado la construcción de zonas comerciales en extensas áreas, lugares que están implementados con fluido eléctrico, agua, desagüe, fibra óptica, pistas, veredas, estacionamientos y entidades bancarias.

Según el Instituto Peruano de Economía (IPE), la región Tacna es la tercera región más competitiva del país en el 2019. Este resultado se debe a su desarrollo económico, educativo, en infraestructura, laboral, salud e institucional. Ocupa el primer lugar en inversión pública, segundo en infraestructura y tercero en salud. Esta estadística muestra el desarrollo de la región en los últimos años, convirtiéndose así en una de las regiones más importantes del país.

Sin embargo, todo este gran crecimiento corre el riesgo de paralizarse cada vez que ocurre un fenómeno natural. En el mes de marzo, por ejemplo, intensas precipitaciones pluviales generaron huaicos que afectaron las ciudades de Tacna y Mirave. El Gobierno a causa de ello decretó el estado de emergencia y el turismo se redujo en un 30 %. Estos fenómenos naturales dejaron millonarias pérdidas económicas, infraestructura vial colapsada y deteriorada, puestos de salud en mal estado, etc.

La última vez que Tacna fue afectada por un gran terremoto ocurrió en el año 2001; este movimiento sísmico tuvo 8.4 de magnitud y su epicentro se registró al frente, en la región Arequipa. La historia menciona que en esta región han ocurrido grandes terremotos, en su mayoría relacionados a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana; el más antiguo registrado ocurrió en el año 1868, generando incluso un tsunami, cuyas olas llegaron a Japón y Australia. Estos sismos por su relación con la zona de subducción tienen profundidades hipocentrales mayores a los 30 km. En cuanto a los sismos superficiales, generados en su mayoría por fallas activas, se tiene un registro de casi 400 sismos en los últimos

30 años, de los cuales cuatro de ellos tuvieron más de 5 grados de magnitud, generando pequeños daños, principalmente en viviendas rústicas de la sierra tacneña.

Si bien no se tienen registros históricos de grandes terremotos desencadenados por la reactivación de fallas activas, en el registro geológico sí se observan evidencias de la ocurrencia de estos eventos en los últimos miles de años; algunos de ellos fueron el inicio del colapso de civilizaciones antiguas, como la de los Chiribayas. Los eventos sísmicos de grandes magnitudes tienen una recurrencia muy amplia cuando tienen un origen en fallas activas, es decir, los grandes terremotos desencadenados por estas estructuras pueden ocurrir cada 2, 4, 5 o más miles de años; pero sus efectos son catastróficos, dado que sus epicentros son superficiales.

Teniendo en cuenta estas consideraciones, en este capítulo se desarrolla la aplicación de los mapas de amenaza o peligrosidad sísmica en temas de ordenamiento territorial. La región Tacna se verá afectada por un gran terremoto, tal y como ocurrió en el pasado; con más de 320 mil habitantes y una infraestructura importante, esta región debe tener en cuenta el peligro al cual es vulnerable. Se deben desarrollar planes de prevención que tengan en cuenta la información técnico-científica para con ello reducir las pérdidas humanas y económicas.

### 6.2 PELIGRO SÍSMICO Y PROCESOS ASOCIADOS

Un sismo o terremoto es un fenómeno que resulta de la liberación de energía acumulada en la corteza terrestre, lo cual se produce debido a la actividad tectónica. Sin embargo, los sismos también pueden estar asociados a actividad volcánica, deslizamientos o incluso la actividad humana. Desde el punto de vista del peligro, los sismos producidos por actividad tectónica son de lejos los peligros naturales más destructivos.

Los sismos producidos por actividad tectónica se generan por la reactivación de fallas geológicas activas, las cuales debido a un proceso de acoplamiento acumulan energía, que luego liberan de manera violenta al momento de deslizarse en profundidad; este proceso genera ondas sísmicas, las cuales de acuerdo a su magnitud al propagarse pueden sacudir de manera violenta

la superficie de la corteza terrestre por un tiempo determinado; además, este proceso puede detonar otros fenómenos tales como movimientos en masa, licuefacción de suelos, actividad volcánica y tsunamis. De ahí la importancia del estudio y la evaluación del peligro sísmico al que está expuesto el territorio peruano.

Los sismos también pueden ser diferenciados por la ubicación de la fuente sísmica; en el Perú, debido a que se ubica en una zona de margen continental activo, se presentan dos tipos:

- **Sismos interplaca.** Son los que están asociados directamente al contacto de dos placas, que en el contexto del Perú es un contacto por subducción, donde la placa oceánica (Nazca) se introduce por debajo de la placa continental (Sudamérica). Este contacto tiene el comportamiento de una falla activa que puede generar sismos de magnitud superior a 8 Mw (Chile 1960, M9.5°; Indonesia 2004, M9.3°) y sus efectos pueden sentirse a varios kilómetros del epicentro.
- **Sismos intraplaca o corticales.** Son los que a diferencia de los sismos interplaca, se producen dentro de una placa tectónica; en el caso del Perú, dentro de la placa Sudamericana. Se generan debido a la reactivación de fallas geológicas y pueden provocar sismos de hasta 7.50 Mw. Si bien su influencia no es tan extensa como en el caso anterior (además de la magnitud esta depende de la litología y la distancia al epicentro), en su mayoría generan sismos superficiales, pero que a pesar de su aparente menor magnitud pueden llegar a ser igual o más destructivos que los sismos interplaca.

### 6.2.1 Peligro Sísmico por reactivación de Fallas Geológicas Activas

De acuerdo con el contexto de nuestro territorio, Benavente *et al.* (2013) plantean que la evaluación del peligro sísmico parte en la identificación y caracterización de las fuentes sismogénicas (fallas geológicas activas). Se considera que los terremotos en el futuro se producirán de forma similar a como lo hicieron el en pasado, por lo cual se analiza el peor escenario frente a la reactivación de una falla activa (máxima magnitud posible), pero se resta importancia al cuándo y con qué probabilidad pueda ocurrir (Green y Hall, 1994). Esto se debe a que la información de los catálogos sísmicos es insuficiente con respecto al tiempo de registro para hacer un cálculo certero o por lo menos aceptable (Mulargia *et al.*, 2017).

Una vez realizada la caracterización se deben establecer las condiciones de sitio de la zona a evaluar; esto se logra mediante la elaboración del mapa de velocidades de onda de corte (mapa Vs30) (Borcherdt, 2012), mediante métodos instrumentales o por correlación geológica.

Con esta información y la caracterización de las fuentes sismogénicas es posible estimar el movimiento del suelo, movimiento que es la respuesta del suelo a la acción sísmica de la reactivación de la falla geológica (fuente sismogénica), el cual se registra y cuantifica como la aceleración pico del suelo (PGA - *peak ground acceleration*). Para calcular este parámetro se debe tener en cuenta una ley de atenuación adecuada al contexto regional, que está en función de la magnitud del evento sísmico y la distancia de un punto local a la fuente sísmica (Irwansyah *et al.*, 2013); en este caso, la falla geológica activa.

Para determinar el peligro sísmico por reactivación de fallas geológicas de un punto, zona o emplazamiento evaluado, se debe considerar el máximo valor del PGA (Benito y Cabañas, 1999). Finalmente, estos valores se plasman en un mapa de peligro sísmico por reactivación de fallas geológicas, que es además un factor a considerar en la elaboración de los mapas de peligrosidad por fenómenos asociados a la reactivación de fallas geológicas activas (Benavente *et al.*, 2013).

#### 6.2.1.1 Caracterización de fallas activas de la región Tacna

La caracterización de una falla geológica activa se realiza en base al análisis neotectónico, cuyo campo de estudio comprende el uso de métodos y técnicas multidisciplinarias, como la geología estructural, la geomorfología, la sedimentología, la paleosismología y los múltiples métodos de datación. En base a este análisis se determina la geometría y cinemática de la falla; se realiza un análisis de la influencia de la estructura en la evolución del relieve que deforma, y mediante estudios más específicos y detallados es posible construir un registro sísmico prehistórico para estimar la variable de recurrencia.

Esta caracterización es vital para la evaluación de la amenaza sísmica, ya que complementa la información sismológica (instrumental e histórica), cuya ventana de observación cubre un tiempo muy corto y permite obtener una mejor aproximación del potencial sísmico regional. A través de esta es posible identificar segmentos de falla con evidencias de ruptura superficial conservada; cabe señalar que solo los sismos con una magnitud superior a 6  $M_w$  e hipocentros menos a 30 km pueden producir ruptura superficial o escarpe de falla. En este sentido, estas rupturas están relacionadas a paleosismos con magnitudes mayores a 6  $M_w$ .

Wells y Coppersmith (1994), a partir de una base de datos de parámetros de un gran número de terremotos conocidos en el mundo (incluidos sismos históricos ocurridos en Perú), plantearon que la magnitud máxima de un sismo producido por la reactivación de una falla geológica activa está en función de un parámetro geométrico de la falla. Wells y Coppersmith (1994)

trabajaron con los siguientes parámetros: la ruptura máxima (MD), la ruptura promedio, longitud de ruptura superficial, el ancho de ruptura y el área de ruptura. En base a rectas de regresión plantearon ecuaciones empíricas por cada parámetros y tipo de falla.

En el presente trabajo, de acuerdo con la caracterización, se tomó en cuenta las ecuaciones que consideran como parámetro la ruptura máxima (Ecuación 6.1a), para los tipos de falla normal (Ecuación 6.1b), inversa (Ecuación 6.1c) y de rumbo (Ecuación 6.1d).

$$M = a + b \log (MD), \quad (6.1a)$$

Para:

$$\text{Fallas normales: } M = 6,61 + 0,71 \log (MD) \quad (6.1b)$$

$$\text{Fallas inversas: } M = 6,52 + 0,44 \log (MD) \quad (6.1c)$$

$$\text{Fallas de rumbo: } M = 6,81 + 0,75 \log (MD) \quad (6.1d)$$

Donde:

$M$ : Magnitud momento ( $M_w$ )

$MD$ : Máxima ruptura en metros ( $m$ )

$a$  y  $b$ : Constantes

Finalmente, en base a la descripción realizada en el capítulo III "Neotectónica, tectónica activa" y la aplicación de las ecuaciones anteriores, se generaron 26 escenarios de peligro sísmico, cuyos parámetros en cuanto a la fuente sísmica se detallan en el cuadro 6.1.

#### 6.2.1.2 Caracterización de los efectos de sitio mediante la elaboración del mapa $V_{s30}$

Además de los parámetros de caracterización geométrica y espacial de las fallas activas es vital considerar las condiciones

de sitio, ya que los suelos no se distribuyen homogéneamente en la superficie. Esta variabilidad se debe a las irregularidades topográficas y espesores variables de los sedimentos y es tal que en un mismo emplazamiento se pueden encontrar suelos muy distintos unos de otros, yendo desde los poco cohesivos hasta los muy plásticos, algunos muy porosos, saturados en agua, fuertemente alterados, etc., características que tienen un impacto en su respuesta frente a las ondas sísmicas.

**Cuadro 6.1**

**Parámetros de las fallas activas considerados para el cálculo de los escenarios de peligro sísmico**

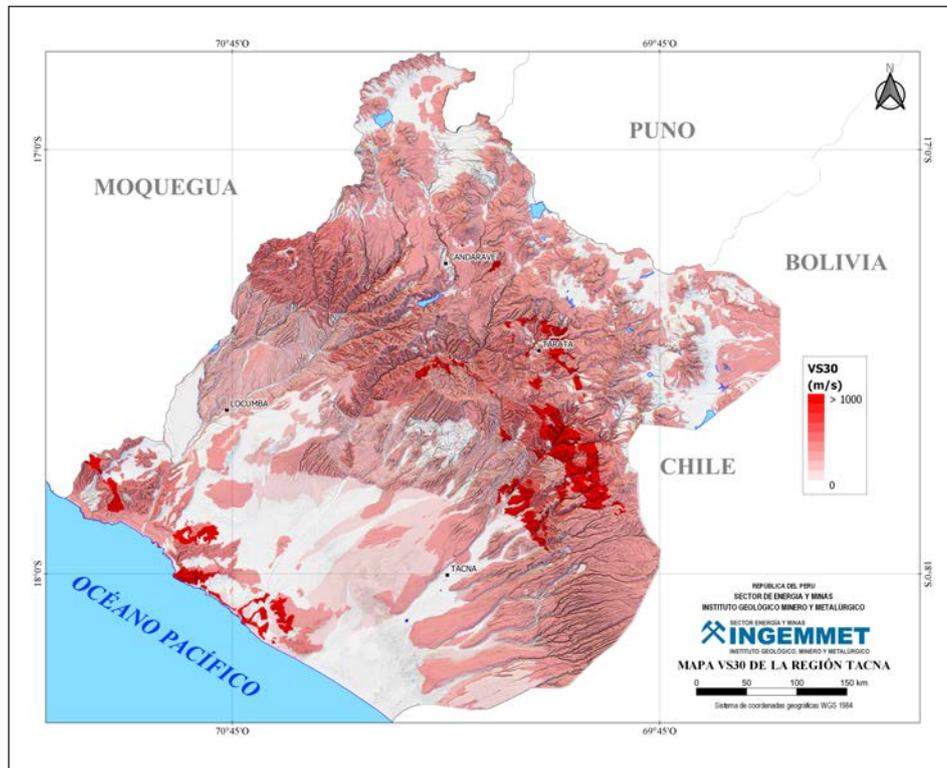
N° de escenarios	Estructura	Tipo	Longitud (km)	Bz (°)	MD (m)	Magnitud ( $M_w$ )
17	Fallas del Barroso	Normal	216	62 SO	1.5	6.6
2	Falla Micalaco	Inversa	19	60 NE	2.5	6.7
1	Falla Estique	Inversa	4.7	70 NE	2.4	6.6
5	Falla Incapuquio	Inversa	172	73 NE	3.5	7.1
2	Falla Purgatorio-Mirave	Inversa	70	75 NE	3.5	7
1	Falla Caquilluco - Huacano	Inversa	35	68 NE	1.5	6.7
1	Fallas Cerro Rocoso	Inversa	32.7	64 NE	1.6	6.85
1	Fallas Chañal	Inversa	45.4	60 NE	1.6	6.8
1	Fallas Cerro La Aurora	Normal	6.9	60 NO	0.7	6.1
1	Fallas Sama - Calientes	Inversa	117	60 NO	3	7

Frente a este problema, Borchardt (1994) propone el uso del parámetro  $V_{s30}$ , y lo define como la velocidad promedio de la onda cortante desde la superficie hasta la profundidad de 30 m, ya que el suelo dentro de esta profundidad es el que afecta en mayor medida al comportamiento de las estructuras que se edifiquen sobre el mismo (Schmidt Díaz, 2013). La importancia de este parámetro está en que determina la capacidad de amplificación de la fuerza de movimiento de los suelos en un terremoto (Borchardt y Glassmoyer, 1992; Borchardt, 1994, 2012).

Uno de los métodos para la adquisición de este parámetro es el uso de la refracción sísmica, que es un método directo muy bien desarrollado y confiable; sin embargo, su alto costo en tiempo y recursos muchas veces lo hace inviable. Por otro lado, un método muy difundido es el de correlación geológica, geográfica y litológica (Narciso *et al.*, 2012), cuya principal ventaja es su simplicidad y la

gran área de muestreo que puede abarcar este método; además, implica un costo muy reducido en cuanto a tiempo y recursos; no obstante, es necesario mencionar que el detalle de los resultados depende de la escala y calidad del cartografiado geológico. En el presente estudio se utilizó este último método debido al área que abarca la zona de estudio.

Entonces, se elaboró el cuadro 6.2, que asigna valores del parámetro  $V_{s30}$  a cada unidad litológica respectivamente; para esto se utilizaron los estudios y aportes realizados por Wills y Clahan (2006); Pitilakis *et al.* (2006); Luzi *et al.* (2011) y Narciso *et al.* (2012). Luego, tomando como base la carta geológica a escala 1:100 000, se asignó un valor de  $V_{s30}$  a cada unidad geológica en base a su litología y su correspondiente en el cuadro 6.2. El resultado de este trabajo es el mapa  $V_{s30}$  de la región Tacna (figura 6.1).



**Figura 6.1** Mapa  $V_{s30}$  de la región Tacna, construido a partir de los aportes de Wills y Clahan (2006); Pitilakis *et al.* (2006); Luzi *et al.* (2011) y Narciso *et al.* (2012)

**Cuadro 6.2**  
**Clasificación litológica asociada a la velocidad de ondas de corte (parámetro Vs30)**

<b>Vs30</b>	<b>Descripción litológica</b>
180	Depósitos de suelos medianamente sueltos a no cohesivos (con o sin algunas capas cohesivas suaves) o suelo ligeramente cohesivo.
209	Depósitos aluviales del Cuaternario (Holoceno). Considerando aluvión mayor de 30 m.
236	Aluviones en zonas de finos del Cuaternario (Holoceno)
244.5	Aluviones, lodo, arenas, arcilla, limo y las dunas de arena (Holoceno).
302	Depósitos de arena del Cuaternario (Pleistoceno)
309	Sedimentos eólicos Sedimentos calcáreos biológicos Sedimentos en zonas costeras de grano fino a medio Sedimentos eólicos, en su mayoría de loess. Material orgánico rico en lodo y turba. Materiales residuales desarrolladas en aluvial. Sedimentos de playa. Sedimentos lacustres
387	Depósitos aluviales del Cuaternario (Pleistoceno)
390	Unidades de lutitas y limolitas del Neógeno (Mioceno y Plioceno)
455	Depósitos aluviales del Neógeno al Cuaternario (Plioceno-Pleistoceno)
515	Materiales residuales desarrollados en rocas ígneas y metamórficas. Materiales residuales desarrollados en rocas sedimentarias, estratificación discontinua. Materiales residuales desarrollados en rocas sedimentarias de grano fino Sedimentos coluviales, sedimentos coluviales discontinuos, potencia delgada. Sedimentos coluviales y aluviales, sedimentos coluviales y loess. Sedimentos coluviales y el material residual Materiales residuales desarrollados en rocas sedimentarias, potencia delgada. Materiales residuales desarrollados en rocas carbonatadas, estratificación discontinua. Materiales residuales desarrollados en lecho de roca, con sedimentos aluviales, estratificación discontinua. Materiales residuales desarrollados en lecho de roca, con sedimentos aluviales, potencia delgada. Unidades de arenisca del Paleógeno y Neógeno (Eoceno, Oligoceno y Mioceno).
524.44	Areniscas, gravas, arenas y arcillas del Plioceno.
545.46	Arena, areniscas, arcillas y conglomerados del Mioceno.
566	Areniscas del Cretáceo
609	Unidades volcánicas del Paleógeno y Neógeno
748	Rocas ígneas del Cretáceo
782	Pizarras, rocas volcánicas y areniscas ligeramente metamorfizadas.
812.5	Rocas ígneas y metamórficas
1425	Calizas, calizas margosas, dolomitas, conglomerados y areniscas del Mesozoico y Paleógeno.
2000	Rocas volcánicas basálticas y andesíticas Rocas volcánicas riolíticas

Fuente: Modificado de Narciso *et al.* (2012), Luzi *et al.* (2011) y Wills y Clahan (2006)

### 6.2.1.3 Cálculo de la aceleración pico del suelo y elaboración del mapa de peligro sísmico

Para la elaboración del mapa de peligro sísmico por reactivación de una falla geológica, se considera como parámetro indicativo la aceleración pico del suelo (PGA - *Peak Ground Acceleration*); este parámetro se calcula mediante una ley de atenuación adecuada al contexto regional del terreno, la cual describe la correlación entre la intensidad del movimiento local del terreno, la magnitud del evento sísmico y la distancia a la fuente sísmogénica (falla geológica activa) (Irwansyah *et al.*, 2013); entonces, el PGA representa la intensidad del movimiento del terreno en respuesta a los efectos de un terremoto.

Debido a que el Perú se ubica en una zona de margen continental activo, se empleó el modelo empírico desarrollado por Abrahamson y Silva (2008), que se desarrolló dentro del proyecto *Next Generation Attenuation* (NGA) Modelo del grupo *Pacific Earthquake Engineering Research Center* (PEER). Cabe

señalar que el grupo PEER es un centro de investigaciones de la Universidad de California, que fue fundado en 1997 a partir del programa de reducción de riesgo sísmico NEHRP (*National Earthquake Hazard Research Program*).

Este modelo evalúa la componente horizontal del movimiento del terreno como respuesta a sismos superficiales, producidos por fallas corticales (Abrahamson y Silva, 2008).

Su aplicación se restringe a sismos con magnitudes entre 5 y 8.5 Mw, a una distancia de la fuente sísmica menor a 200 km y períodos espectrales ente 0 y 10 segundos (Abrahamson y Silva, 2008). En la ecuación intervienen diferentes parámetros como el  $V_{s_{30}}$  y la profundidad a la cual se encuentre la velocidad de onda de corte mayor a 1000 m/s, que en términos de ingeniería representa la profundidad del basamento rocoso, también considera factores como el tipo de falla y su geometría.

Este modelo se resume en la siguiente ecuación:

$$\begin{aligned} \ln(Sa) = & f_1(M, R_{rup}) + a_{12}F_{RV} + a_{13}F_{NM} + a_{15}F_{AS} + f_5(PGA_{1100}, V_{s_{30}}) \\ & + F_{HW} f_4(R_{jb}, R_{rup}, R_x, W, dip, Z_{top}, M) + f_6(Z_{top}) \\ & + f_8(R_{rup}, M) + f_{10}(Z_{1,0}, V_{s_{30}}) \end{aligned} \quad (6.2)$$

Donde:

- $M$ : Magnitud Momento (Mw)
- $R_{rup}$ : distancia de ruptura en (km)
- $R_{jb}$ : distancia de Joyner-Boore (km)
- $R_x$ : distancia horizontal (km), desde el frente de la proyección del plano de ruptura, perpendicular al rumbo de la falla
- $Z_{top}$ : profundidad al tope del plano de ruptura (km)
- $F_{RV}$ : indicador de falla inversa
- $F_{NM}$ : indicador de falla normal
- $F_{AS}$ : indicador para sismo de tipo réplica
- $F_{HW}$ : indicador para punto ubicado en el hanging wall de la falla
- $dip$ : ángulo de buzamiento de la falla
- $V_{s_{30}}$ : velocidad de la onda de corte sobre los 30m de profundidad (m/s)
- $Z_{1,0}$ : profundidad en metros de  $V_s = 1\text{km/s}$  en el punto calculado
- $PGA_{1100}$ : promedio de la aceleración pico (g) para  $V_{s_{30}} = 1100\text{m/s}$
- $W$ : longitud del ancho de ruptura (km)

Las funciones  $f_1, f_4, f_5, f_6, f_7, f_8, f_{10}$  y  $R_{rup}, R_{jb}, R_x$  se describen a continuación:

#### $f_1$ (Modelo base)

Es la ecuación base del modelo, propuesta por Abrahamson y Silva (1997); se calcula a partir de los parámetros de la magnitud y la distancia epicentral.

#### $f_4$ (Modelo del hanging wall)

Evalúa la influencia de la ubicación del punto estudiado con respecto a la línea de proyección de la falla. Se considera un efecto mayor cuando el punto se encuentra del lado del *hanging wall* de la falla y un efecto menor cuando se encuentra del otro lado.

#### $f_5$ (Modelo de la respuesta del sitio)

Modela la atenuación en función del tipo de suelo o roca, es decir, cómo se comporta el suelo frente a un evento sísmico. Este comportamiento está representado por las variables  $V_{s30}, V_{L/N}$ , las cuales se definen como las velocidades de la onda de corte en las capas superficiales del suelo.

#### $f_6$ y $f_7$ (Modelo de la profundidad del límite superior del plano de ruptura)

Según Somerville y Pitarka (2006), hay una diferencia sustancial en el movimiento del suelo por efecto de la profundidad del límite superior del plano de falla. Entonces, mientras mayor es la magnitud del sismo, el límite superior del plano de ruptura es más superficial; si la magnitud es menor, el límite superior del plano de ruptura es más profundo.

#### $f_8$ (Modelo para las distancias largas)

Modela el efecto del movimiento del suelo para distancias superiores a 100 km, donde los catálogos sísmicos están incompletos, sobre todo para registros de sismos de magnitudes bajas ( $4 M_w - 5 M_w$ ). La variable a partir de la cual se realiza el modelamiento es  $R_{rup}$  que se define como la distancia al plano de ruptura.

#### $f_{10}$ (Modelo para la profundidad del suelo)

Modela el efecto que producen los diferentes espesores de cada suelo, se evalúa sobre la variable  $Z_{1,0}$  que es la profundidad a la cual se encuentra un suelo más consistente y con velocidad de las ondas de corte de  $1.00 \text{ km/seg}$ .

#### $R_{rup}, R_{jb}, R_x$ (Parámetros de recorrido de la onda sísmica)

Son parámetros empleados para modelar la propagación de la energía sísmica en función de la distancia recorrida por las ondas sísmicas, desde la fuente sísmica hasta el punto de interés a medir, donde:

- $R_{rup}$ , distancia más corta desde el plano de ruptura al punto de interés;
- $R_{jb}$ , distancia Joyner-Boore que es la distancia horizontal más corta desde los bordes de la proyección en superficie del plano de falla hasta el punto de interés; cuando este punto se encuentra dentro de la proyección del plano de falla esta distancia es cero;
- $R_x$ , distancia más corta desde la proyección de la línea de falla hasta el punto; se consideran distancias positivas si se encuentran en el lado de la pared colgante de la falla y se consideran distancias negativas para los puntos que se encuentran en el lado estable de la falla.

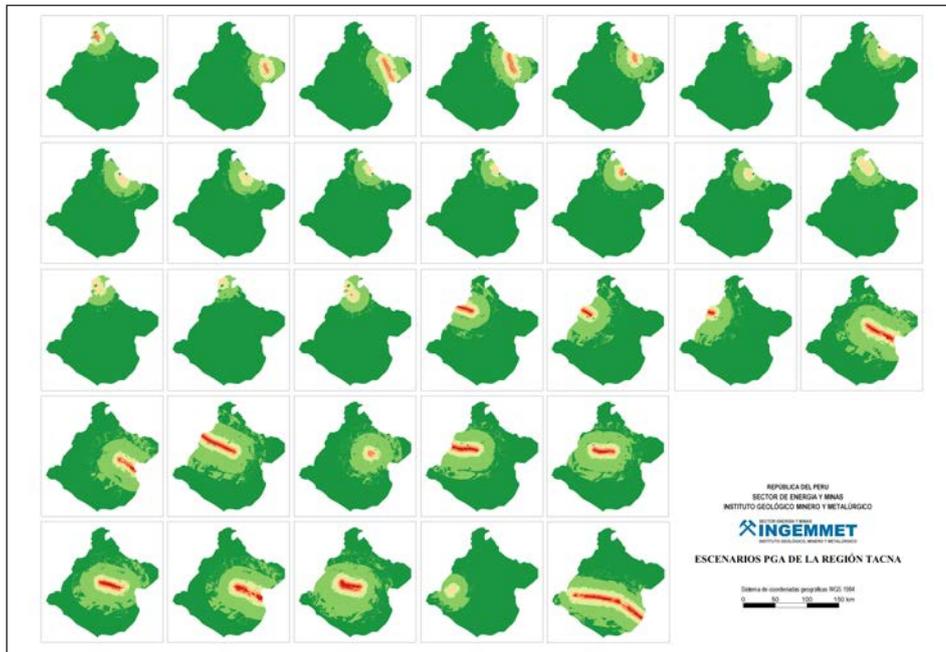
Los datos del cuadro 6.1 son los parámetros de entrada para la aplicación del modelo de Abrahamson y Silva (2008), para el cual se implementó un script programado en lenguaje Python, cuyo resultado es un archivo raster con valores de PGA a  $180 \text{ m/px}$  de resolución.

Los valores de los resultados están sujetos a la ubicación espacial de los puntos respecto de la falla y a las condiciones de sitio, según lo explicado en las secciones anteriores. Para su representación en un mapa, se tomó en cuenta el cuadro de factores de zona del capítulo 2 de la Norma E.030 Diseño sismorresistente de edificios del Perú (2014), por lo que se reclasificó los valores del raster resultado en cinco rangos de aceleración (cuadro 6.3) para todos los escenarios. Sin embargo, es necesario resaltar que, en la región de Tacna, según los escenarios planteados se pueden esperar aceleraciones de hasta 0.7g.

**Cuadro 6.3**  
**Grados de aceleración sísmica**

Aceleración (g)	Grado
< 0.1	Muy baja
0.1 – 0.25	Baja
0.25 – 0.35	Media
0.35 – 0.45	Alta
> 0.45	Muy alta

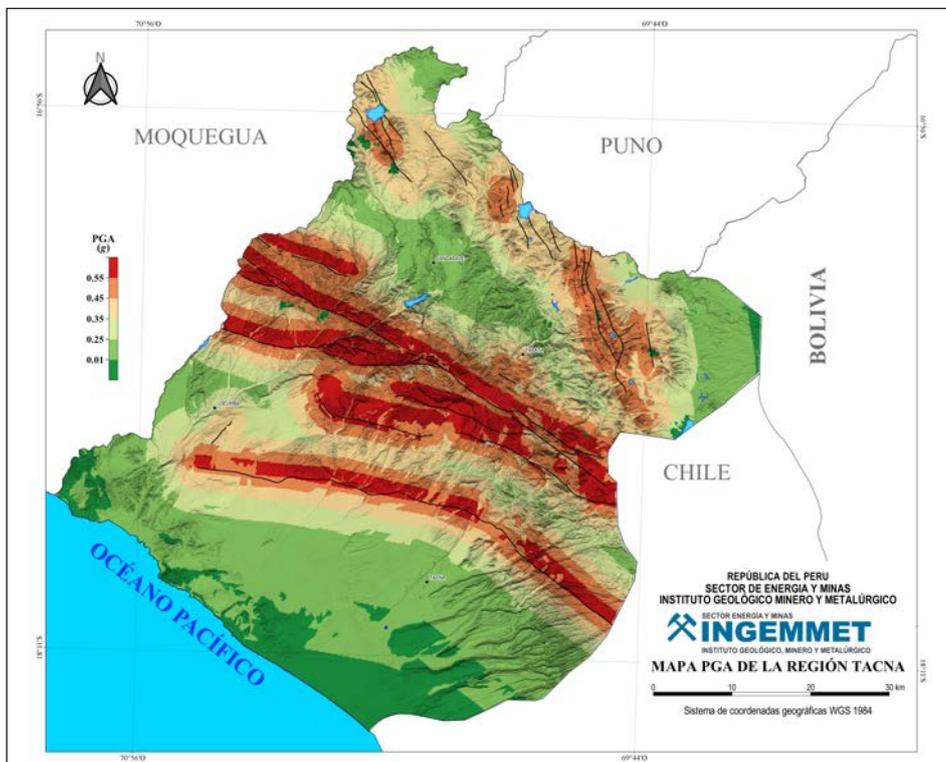
Fuente: Modificado de Norma E.030 Diseño sismorresistente edificios del Perú (2014)



**Figura 6.2** Se muestran los 31 escenarios de aceleración máxima del suelo (PGA) procesados para la región Tacna

En base a los 31 escenarios de peligro sísmico, se elaboró el mapa PGA de la región Tacna, considerando que para este mapa se debe utilizar el máximo valor de la aceleración del suelo, que

resulta del sismo por la reactivación de una falla geológica activa. Este procedimiento se llevó a cabo mediante el software SAGA-GIS, cuyo resultado se muestra en la figura 6.3.



**Figura 6.3** Mapa PGA regional procesado a partir de los 31 escenarios generados para la región Tacna

## 6.2.2 Fenómenos Geológicos detonados por la reactivación de Fallas Geológicas (Sismos Intraplaca)

El primer peligro asociado a los terremotos es el sacudimiento violento de la superficie que es causado por el paso de las ondas sísmicas. Estas vibraciones además pueden gatillar otros procesos como los movimientos en masa, la licuefacción de suelos y asentamientos, los cuales pueden incrementar de manera considerable el impacto humano, social y económico de un terremoto.

### 6.2.2.1 Fenómenos de movimientos en masa

De acuerdo con Tiwari y Ajmera (2017), los sismos son una de las causas más frecuentes de movimientos en masa en el mundo. González de Vallejo *et al.* (2002) indican que los movimientos en masa son los fenómenos asociados a terremotos que generan más daños; por ejemplo, el terremoto del 31 de mayo de 1971, en Ancash, detonó un deslizamiento que enterró las ciudades de Yungay y Ranrahirca en el valle del río Santa, cuya consecuencia más lamentable fue la pérdida de 54 000 vidas humanas.

Según los estudios de Keefer (1984) y Rodríguez *et al.* (1999), los fenómenos de movimientos en masa son detonados por sismos con magnitudes locales de por lo menos 4.0 MI; en función de la intensidad sísmica señalan que como mínimo es necesario un sismo de intensidad IV. Sin embargo, Tiwari y Ajmera (2017) señalan que la magnitud y la intensidad no son suficientes para caracterizar a los terremotos como detonantes de

movimientos en masa, debido a que el PGA es el mejor indicador de la intensidad de sacudimiento de la superficie. Tiwari y Ajmera (2017) encuentran una fuerte relación entre PGAmáx, el número total de movimientos en masa inducidos por terremotos y su área total. Esto se debe a que el PGA tiene un impacto directo en la estabilidad de las laderas, taludes, etc., frente a una carga dinámica (Duncan *et al.*, 2014).

Además, es necesario resaltar que los terremotos también influyen en la dinámica de los deslizamientos detonados por precipitaciones posteriores, lo cual se debe al debilitamiento cosísmico del material del sustrato; no obstante, hay una incertidumbre en la proporción (Lin *et al.* (2008) y Hovius *et al.* (2011)), puesto que las precipitaciones pueden actuar al mismo tiempo y posterior a un evento sísmico.

Finalmente, el impacto de un terremoto como detonante de fenómenos de movimientos en masa dependerá de parámetros como la litología, el nivel freático, el grado de fracturamiento y la aceleración máxima de la roca y/o suelo (PGA) (Tiwari y Ajmera, 2017).

### 6.2.2.2 Mapa de peligrosidad a movimientos en masa detonados por la reactivación de fallas geológicas activas

Para la elaboración del mapa de peligrosidad a movimientos en masa se debe considerar dos mapas factores: un mapa de susceptibilidad a movimientos en masa y un mapa de peligro sísmico por la reactivación de una falla geológica. Estos se combinan aplicando la ecuación 6.3.

$$PMM = SMM * PGA \quad (6.3)$$

Donde:

*PMM* : peligro a movimientos sísmicos

*SMM* : susceptibilidad a movimientos en masa

*PGA* : aceleración pico del suelo

Según Cruden (1991), el término de movimientos en masa incluye todos los movimientos ladera abajo de una masa de roca, detritos, tierras o hielo por efectos de la gravedad. Para generar un mapa de susceptibilidad a movimientos en masa es necesario contar con mapas de parámetros que condicionan la ocurrencia

de los movimientos en masa. Estos parámetros son la litología, geomorfología, las pendientes de terreno, la cobertura vegetal y uso de suelos; cada uno de estos factores debe ser ponderado en función a la influencia de cada uno como condicionante a la ocurrencia de movimientos en masa (cuadro 6.4).

**Cuadro 6.4**  
**Ponderación de los factores temáticos para la generación del**  
**mapa de susceptibilidad a movimientos en masa**

Factor condicionante	Símbolo	Pesos (%)	Pesos
Litología	L	40	0.4
Geomorfología	G	30	0.3
Pendiente del terreno	P	20	0.2
Cobertura vegetal y uso de suelo	CV	10	0.1
Total		100%	1

Fuente: Modificado de Benavente et al. (2013)

Los mapas factores reflejan la ponderación de cada factor analizado de manera independiente; esta ponderación se asigna de acuerdo con el grado de susceptibilidad que representan para la ocurrencia de movimientos en masa; el rango de los valores va de 1 a 5 para identificar con facilidad el grado de susceptibilidad; entonces, el valor 1 está referido a zonas con susceptibilidad baja y 5 a zonas con susceptibilidad alta.

- **Mapa de pendiente del terreno (figura 6.4a).** La ponderación de este factor está en función del valor de la pendiente del terreno en grados (cuadro 6.5), considerando que la susceptibilidad a la ocurrencia de movimientos en masa es mayor en las zonas con mayor pendiente. Este mapa se generó a partir de un DEM SRTM de 30 <sup>m</sup>/<sub>px</sub> de resolución mediante el software SAGA-GIS.
- **Mapa geomorfológico (figura 6.4b).** La ponderación de esta variable (cuadro 6.6) está en función a la altura relativa de los terrenos, las geoformas de acumulación de diferente origen e

incidencia directa con la estabilidad de las vertientes o laderas y la litología; para su generación se utilizó la base de datos geomorfológica a escala 1:100 000 de la región Tacna.

- **Mapa litológico (figura 6.4c).** La litología es considerada uno de los factores más importantes, debido a su influencia directa para la generación de movimientos en masa. Este mapa es el resultado de ponderar las unidades litológicas de acuerdo con sus características geológicas como el tipo, composición de la roca y grado de meteorización (cuadro 6.7); para su generación se utilizó la carta geológica a escala 1:100 000 de la región Tacna.
- **Mapa de cobertura vegetal y uso de suelos (figura 6.4d).** La ponderación de las unidades de cobertura vegetal y uso de suelo están en función a su relación con la generación de movimientos en masa (cuadro 6.8); este mapa se generó a partir de la base de datos elaborada por el IMA.

**Cuadro 6.5**  
**Ponderación de las clases de pendiente del terreno en relación con el análisis**  
**de susceptibilidad a los movimientos en masa**

Rango de Pendientes	Clase	Comentario	Valor
<5°	Muy baja	Es muy poco probable que se generen peligros de remoción de masa.	1
5°-15°	Baja	Áreas poco susceptibles a movimientos en masa.	2
15°-35°	Media	Conforman relieves moderados, inclinados, sus laderas son muy susceptibles a presentar movimientos en masa.	3
35°-45°	Alta	Conforman relieves susceptibles a presentar movimientos en masa.	4
>45°	Muy alta	Corresponde a zonas de muy alta pendiente, altamente susceptibles a la generación de movimientos en masa de tipo desprendimiento, principalmente.	5

Fuente: Benavente et al. (2013)

Cuadro 6.6

## Ponderación de las unidades geomorfológicas en relación con el análisis de susceptibilidad a los movimientos en masa

Paisaje	Descripción	Valor
Altiplanicies	Altiplanicie aluvial	2
	Altiplanicie sedimentaria	2
	Meseta ignimbrítica	2
	Meseta volcánica	2
Montañas	Montaña con cobertura glaciar	5
	Montaña en roca intrusiva	4
	Montaña en roca metamórfica	4
	Montaña en roca sedimentaria	4
	Montaña en roca volcánica	3
	Montaña en roca volcano-sedimentaria	3
	Montañas y colinas en roca intrusiva	4
	Montañas y colinas en roca metamórfica	4
	Montañas y colinas en roca sedimentaria	4
	Montañas y colinas en roca volcánica	3
Montañas y colinas en roca volcano-sedimentaria	3	
Volcánicos	Campo de cenizas volcánicas o Manto de piroclásticos	3
	Coladas o campo de lavas basalto-andesíticas	3
	Complejo volcánico	2
	Domo volcánico	3
	Estratovolcán	4
	Superficie de flujo piroclástico	3
	Superficie de flujo piroclástico disectado o erosionado	3
Glaciares	Morrenas	4
	Valle glaciar	2
Colinas	Colina o lomada piroclástica	2
	Colina y lomada disectada en roca sedimentaria	2
	Colina y lomada disectada en roca volcánica	2
	Colina y lomada disectada en roca volcano-sedimentaria	2
	Colina y lomada en roca intrusiva	2
	Colina y lomada en roca metamórfica	2
	Colina y lomada en roca sedimentaria	2
	Colina y lomada en roca volcánica	2
	Colina y lomada en roca volcano-sedimentaria	2
Colina y lomada ignimbrítica	2	
Laderas	Ladera de montaña en roca intrusiva	2
	Ladera de montaña en roca sedimentaria	3
Vertientes	Vertiente con depósito de deslizamiento	5
	Vertiente glacial o de gelifracción	4
	Vertiente glacio-fluvial	4
	Vertiente o piedemonte aluvial	2
	Vertiente o piedemonte aluvio-torrencial	2
	Vertiente o piedemonte coluvio-deluvial	4
	Vertiente o piedemonte volcanoclástica	2

**Cuadro 6.6**  
**Ponderación de las unidades geomorfológicas en relación con el análisis**  
**de susceptibilidad a los movimientos en masa (continuación)**

Terrazas	Terraza aluvial	2
	Terraza aluvial media y baja indiferenciada	2
	Terraza baja aluvial	2
	Terraza fluvial	2
	Terraza indiferenciada	2
	Terraza marina	2
Llanuras	Abanico de piedemonte	2
	Bofedales	2
	Mantos de arena	1

Fuente: Benavente *et al.* (2013)

**Cuadro 6.7**  
**Ponderación de las unidades litológicas en relación con el análisis de susceptibilidad a los movimientos en masa**

Unidad	Subunidad		Valor
Depósitos inconsolidados	I-1	Aluviales	1
	I-2	Fluviales	1
	I-3	Lacustres	1
	I-4	Bofedales	1
	I-5	Fluvioglaciares	2
	I-6	Morrenas	3
	I-7	Coluviales, eluviales	5
	I-8	Travertinos	3
Rocas intrusivas	II-1	Dioritas y gabros	3
	II-2	Granodioritas y granitos Monzonitas	4
	II-3	Monzonitas	3
	II-4	Tonalitas	3
Rocas volcánicas	III-1	Lavas andesitas, dacitas y riolitas Lavas	3
	III-2	andesítico-basálticas y escorias Lavas,	2
	III-3	piroclastos y brechas	3
	III-4	Tobas soldadas, ignimbritas	3
Rocas volcano- sedimentarias	IV-1	Areniscas, conglomerados y volcánicos interestratificados y brechas	3
Rocas sedimentarias	V-1	Calizas y margas Areniscas y lutitas	3
	V-2	Areniscas y lutitas	5
	V-3	Lutitas, limolitas y areniscas	3
	V-4	Areniscas, lutitas y conglomerados	5
Rocas metamórficas	VI-1	Pizarras, filitas y esquistos	3
	VI-2	Gneis, granulitas y cuarcitas	4

Fuente: Benavente *et al.* (2013)

**Cuadro 6.8**  
**Ponderación de las unidades de cobertura vegetal y uso de suelo en relación con el análisis de susceptibilidad a los movimientos en masa**

Unidad	Valor
Bosque relictos alto andino	3
Matorral arbustivo	2
Pajonal alto andino	2
Agricultura costera y andina	2
Plantación forestal	1
Bofedal	3
Glaciar	2
Periglaciar	2
Lomada	2
Desierto costero	1
Minería	3
Ciudad	1

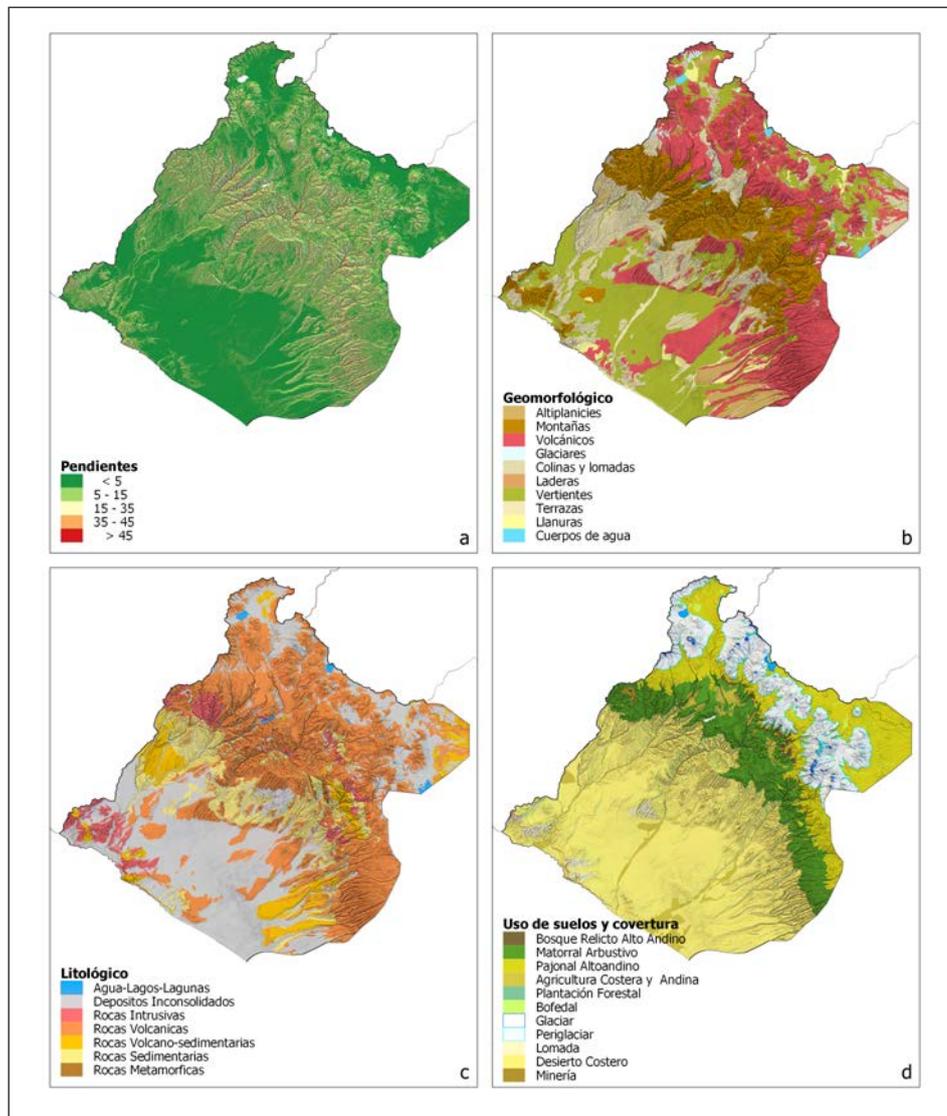
Fuente: Benavente *et al.* (2013)

Realizada la ponderación de todos los factores condicionantes, se combinan los mapas generados mediante la ecuación 6.4; finalmente, se obtiene un raster que contiene los valores referidos al grado de susceptibilidad a movimientos en masa para toda la región Tacna.

$$SMM = \frac{\sum S_L(PVL) + \sum S_G(PVG) + \sum S_P(PVP) + \sum S_C(PVC)}{\sum N_p} \quad (6.4)$$

Donde:

- $SMM$ : susceptibilidad a los movimientos en masa
- $\sum S_L$ : sumatoria de susceptibilidad de la variable Litología
- $\sum S_G$ : sumatoria de susceptibilidad de la variable Geomorfología
- $\sum S_P$ : sumatoria de susceptibilidad de la variable Pendiente
- $\sum S_C$ : sumatoria de susceptibilidad de la variable Cobertura vegetal
- $PVL$ : peso de la variable Litología
- $PVG$ : peso de la variable Geomorfología
- $PVP$ : peso de la variable Pendiente
- $PVC$ : peso de la variable Cobertura vegetal
- $\sum N_p$ : número de parámetros



**Figura 6.4** Mapas factores que intervienen en la evaluación de la susceptibilidad a movimientos en masa: a) mapa factor de pendientes; b) mapa factor geomorfológico; c) mapa factor litológico y d) mapa factor de uso de suelos y cobertura vegetal.

En la figura 6.5 se puede apreciar lo siguiente:

- **Las áreas de muy baja susceptibilidad.** Corresponden a terrenos muy llanos con pendientes menores a 5 grados; se relaciona a zonas de acumulaciones eólicas, llanura aluvial o cauce inundable principalmente. Desde su litología, corresponde a terrenos permeables, depósitos fluviales y aluviales, algunos fluvioglaciares. Podrían ser afectados por procesos que ocurren en sus franjas marginales, como obstrucciones o cierres de valle originados por flujos, deslizamientos u otro movimiento en masa; incluye peligro de inundaciones (Benavente *et al.*, 2013).

En el mapa de susceptibilidad a movimientos en masa se muestran las zonas de muy baja susceptibilidad en color verde oscuro.

- **Las áreas de baja susceptibilidad.** En estos sectores las condiciones intrínsecas del terreno no son propensas a generar movimientos en masa. Coincide con zonas ligeramente inclinadas, con una topografía plano-ondulada con pendientes bajas. Incluyen geoformas de terrazas altas, algunas zonas de abanicos de piedemonte y valles fluviales. Litológicamente corresponden a depósitos fluviales, aluviales y eólicos, rocas intrusivas con poca meteorización. Podrían

verse afectados por procesos que ocurren en sus franjas marginales como el caso de flujos (huaicos, avalanchas de rocas, avalanchas de detritos) o movimientos complejos (deslizamientos-flujos, derrumbe-flujos) (Benavente *et al.*, 2013).

En el mapa de susceptibilidad a movimientos en masa se muestran las zonas de baja susceptibilidad en color verde claro.

- **Las áreas de susceptibilidad media.** Son aquellas que presentan algunas condiciones favorables para producir movimientos en masa. Incluye geoformas de relieve montañosas o colinas. Las pendientes de los terrenos son moderadas (Benavente *et al.*, 2013).

En el mapa de susceptibilidad a movimientos en masa se muestran las zonas de susceptibilidad media en color amarillo.

- **Las áreas de alta susceptibilidad.** Presentan condiciones favorables del terreno a generar movimientos en masa; el substrato rocoso está compuesto en su mayoría de rocas sedimentarias. La pendiente de las laderas varía entre moderada a fuerte. Estos eventos se dan donde ocurrieron antiguos deslizamientos, presentando reactivaciones en

la base de estos, ya sea por deslizamientos o derrumbes (Benavente *et al.*, 2013).

En el mapa de susceptibilidad a movimientos en masa se muestran las zonas de alta susceptibilidad en color anaranjado.

- **Las áreas de muy alta susceptibilidad.** Condiciones del terreno favorables para generar movimientos en masa. El substrato rocoso es de mala calidad, se encuentran diaclasadas, fracturadas y alteradas; estas son rocas intrusivas, metamórficas, sedimentarias, depósitos coluviales, etc. La morfología dominante es el relieve montañoso, donde las pendientes de laderas van de fuerte a muy fuerte; también, incluye zonas de depósitos de antiguos deslizamientos. Las laderas se encuentran deforestadas con escasa cobertura vegetal. Estos eventos se concentran principalmente donde ocurrieron deslizamientos en el pasado o recientes reactivaciones de los antiguos al modificar sus taludes, ya sea como deslizamientos, derrumbes o movimientos complejos (Benavente *et al.*, 2013)

En el mapa de susceptibilidad a movimientos en masa se muestran las zonas de muy alta susceptibilidad en color rojo.

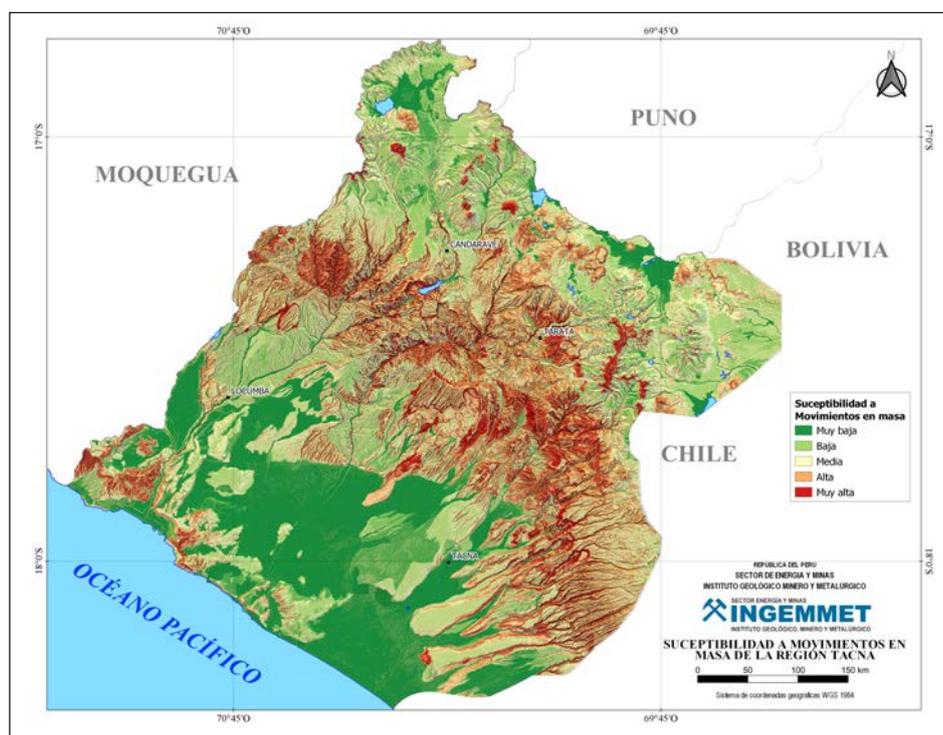


Figura 6.5 Mapa de susceptibilidad a movimientos en masa de la región Tacna

Finalmente, el mapa de peligrosidad a movimientos en masa detonados por la reactivación de fallas activa se genera al

combinar el mapa de susceptibilidad con el de peligro sísmico por reactivación de fallas geológicas (figura 6.6).

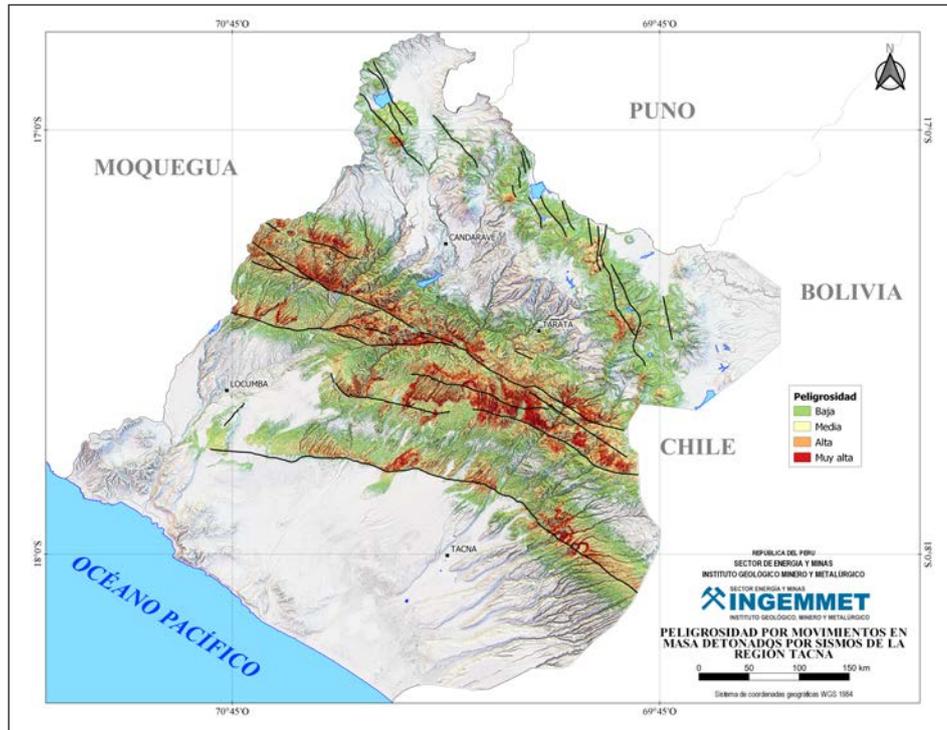


Figura 6.6 Mapa de peligrosidad por movimientos en masa, ante la ocurrencia de sismos en la región Tacna

### 6.2.2.3 Fenómenos de licuefacción

Según Allen (1982) es un proceso mediante el cual un suelo pasa de estado sólido a pseudolíquido o líquido pesado; es un fenómeno que se produce en sedimentos o depósitos granulares no consolidados que están saturados. Este proceso se produce a partir de las vibraciones del depósito debido al paso de las ondas sísmicas por un determinado tiempo y a partir de una determinada magnitud; en este proceso ocurre un incremento en la presión de poros, por parte del agua, que ocasiona la pérdida de fricción interna del depósito, la resistencia al esfuerzo cortante y su capacidad portante.

Rodríguez-Pascua (2005) indica que para que ocurra la licuefacción es necesario un sedimento detrítico (p. ej. arena) no consolidado y saturado en agua (H1), el cual debe estar sellado por una capa suprayacente impermeable o no licuefactable (p. ej. arcilla) (H2). En cuanto al terremoto detonante, este debe tener una magnitud mayor a 5 de magnitud (Atkinson *et al.*, 1984; Thorson *et al.*, 1986; Scott y Price, 1988; Audemard y Santis, 1991; Papadopoulos y Lefkopoulos, 1993; Obermeier, 1996).

Entonces, durante el momento sísmico (a) se desarrolla un esfuerzo de cizalla ( $\tau$ ) en H2, el cual resulta en la separación de los clastos durante un breve espacio de tiempo y en consecuencia se produce la licuefacción. Luego de la licuefacción, los clastos resedimentan y se reduce la porosidad de H2, aumenta la presión intersticial y el agua migra a una interfase entre H1 y H2; en consecuencia, se da un incremento de la presión hidrostática, se anula el esfuerzo de confinamiento efectivo y se cumplen las condiciones para una ruptura inevitable de la capa impermeable superior (Allen, 1982). Una vez superada la presión confinante, debido a la presión intersticial, se produce la extrusión del agua hacia niveles superiores donde la presión es menor; este ascenso del agua arrastra a las partículas de arena y genera finalmente la fluidización del sedimento.

La morfología de las estructuras resultantes de los procesos de licuefacción y fluidización (figura 6.7) puede variar significativamente de unas a otras y se debe a las condiciones de la estratigrafía local, presentando múltiples morfologías como los famosos volcanes de arena (fotografía 6.1).

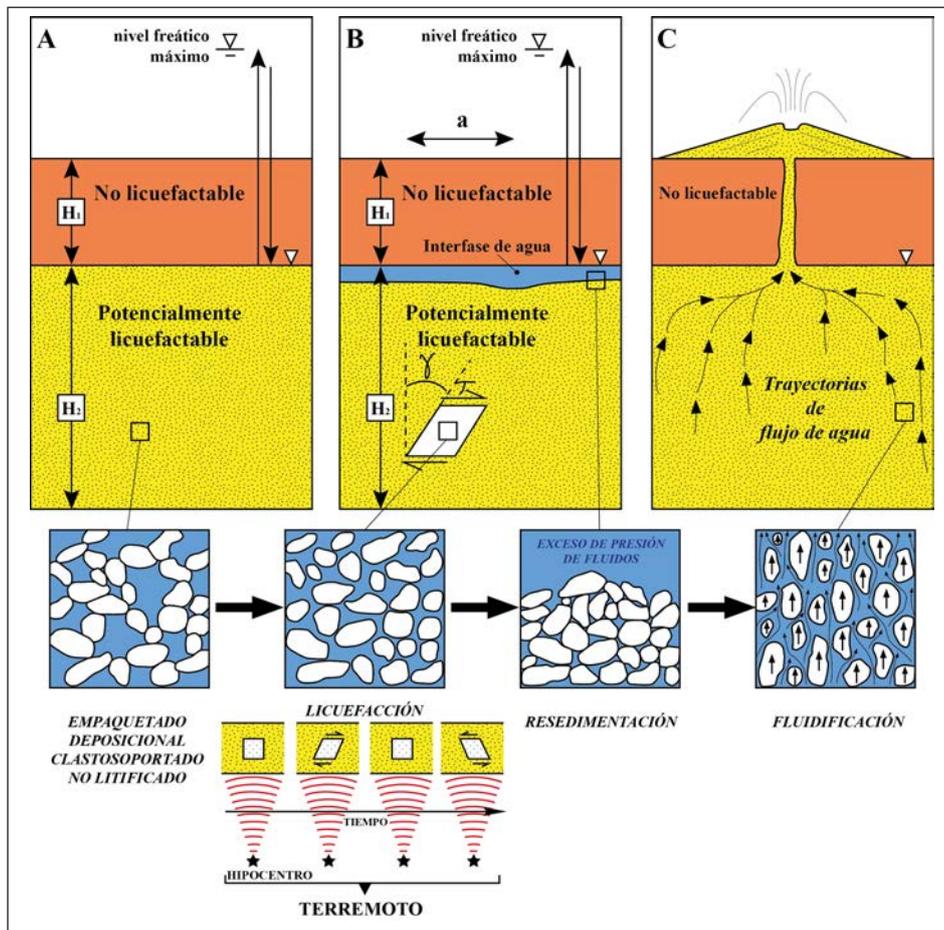
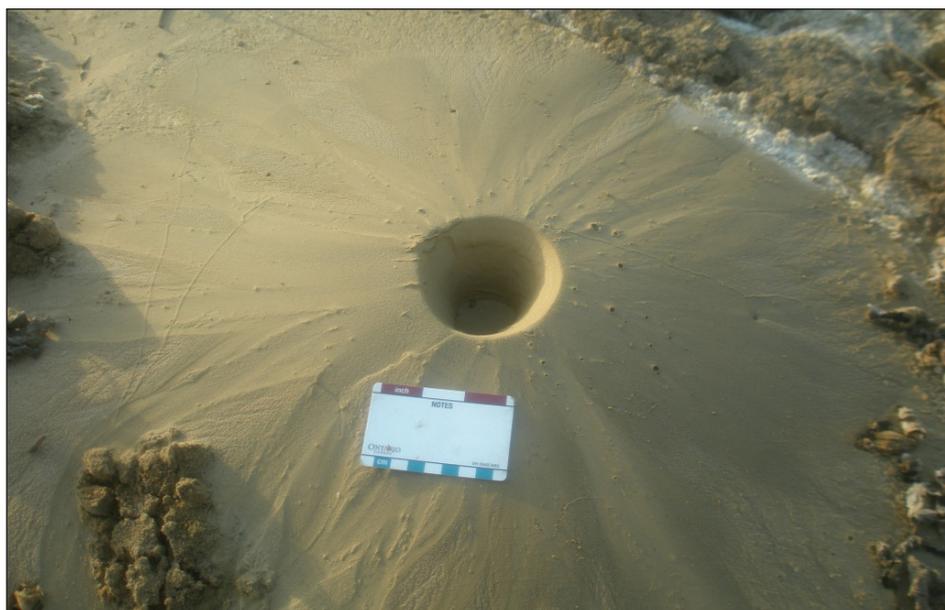


Figura 6.7 Esquema sintético del proceso de licuefacción



Fotografía 6.1 Volcán de arena en la margen derecha del valle de Pisco, en el sector de Cabeza de Toro, debido al sismo de Pisco en 2007.

En la licuefacción, el volumen se mantiene constante y no hay un ingreso de fluidos externos al sistema. En la fluidización, por el contrario, es esencial el ingreso externo de fluidos que ascienden o se expanden a través del arreglo granulométrico (Allen, 1982). La fluidización requiere el ingreso de fluido externo dentro del depósito para expandir su volumen y causar la ruptura. Otras causas de dilatación son los procesos de descompresión, que provocan la expansión de gases entrampados en los poros. Los granos pierden contacto y resistencia a los esfuerzos de cizalla como consecuencia de la dilatación y, en conjunto, se comportan como líquido. Una secuencia sedimentaria puede sufrir fluidización a pesar de encontrarse cementada con una estructura cerrada, incluso después de perder fluidos de los poros. Esto se debe a que la fuerza de expansión gaseosa, por sí sola, alcanza para provocar el colapso de la estructura y ascenso del material fluidizado (Schmitt, 1991).

Los depósitos o suelos susceptibles a procesos de licuefacción o fluidización reúnen las siguientes características:

- Depósitos fluviales, aluviales, lacustres, marinos, de playa, eólicos, coluviales y los rellenos.
- Depósitos recientes (del Holoceno o menores a los 10 000 años) no consolidados, poco densos, muy porosos y sueltos.
- Depósitos saturados en agua
- Depósitos granulares, como arenas y limos, con partículas y/o granos redondeados y mal gradados.

#### 6.2.2.4 Mapa de peligrosidad a licuefacción de suelos y asentamientos detonados por la reactivación de fallas activas

Los factores que condicionan la ocurrencia de estos procesos son la litología y la hidrogeología; por lo tanto, para la elaboración del mapa de susceptibilidad a licuefacción de suelos se ha asignado una ponderación en función a la influencia de cada uno para la generación de estos procesos (cuadro 6.9). El rango de los valores ponderados va de 1 a 5.

**Cuadro 6.9**  
**Ponderación de los factores temáticos para la generación del mapa de susceptibilidad a licuefacción de suelos y/o asentamientos**

Factor condicionante	Símbolo	Pesos %	Pesos
Litología	L	55	0.55
Hidrogeología	H	45	0.45
<b>Total</b>		<b>100%</b>	<b>1</b>

Fuente: Modificado de Benavente *et al.* (2013)

Mapa litológico. La litología está referida al material que compone el terreno; para ponderar las unidades litológicas se analizaron las características geológicas de los depósitos cuaternarios que en su mayoría son depósitos no consolidados (cuadro 6.10). La valoración de las unidades litológicas va de 1 a 4 de acuerdo con el grado de susceptibilidad que estas presentan para generar los procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos.

Mapa hidrogeológico. Para la elaboración de este mapa factor se realiza una caracterización hidrogeológica (cuadro 6.11) de los depósitos no consolidados en base al mapa litológico; una vez hecha la caracterización las unidades son ponderadas con valores de 3 o 4 de acuerdo con el grado de susceptibilidad (cuadro 6.12) que representan para la ocurrencia de licuefacción de suelos.

**Cuadro 6.10**  
**Ponderación de las unidades litológicas en relación con el análisis de susceptibilidad**  
**a la licuefacción de suelos y/o asentamientos**

Unidad	Subunidad		Valor
Depósitos inconsolidados	I-1	Aluviales	3
	I-2	Fluviales	2
	I-3	Lacustres	4
	I-4	Bofedales	4
	I-5	Fluvioglaciares	2
	I-6	Morrenas	1
	I-7	Coluviales, eluviales	0
	I-8	Travertinos	0
Rocas intrusivas	II-1	Dioritas y gabros	0
	II-2	Granodioritas y granitos	0
	II-3	Monzonitas	0
	II-4	Tonalitas	0
Rocas volcánicas	III-1	Lavas andesitas, dacitas y riolitas Lavas	0
	III-2	andesítico-basálticas y escorias Lavas	0
	III-3	piroclastos y brechas	0
	III-4	Tobas soldadas, ignimbritas	0
Rocas volcano- sedimentarias	IV-1	Areniscas, conglomerados y volcánicos interstratificados y brechas	0
Rocas sedimentarias	V-1	Calizas y margas	0
	V-2	Areniscas y lutitas	0
	V-3	Lutitas, limolitas y areniscas	0
	V-4	Areniscas, lutitas y conglomerados	0
Rocas metamórficas	VI-1	Pizarras, filitas y esquistos Gneis, granulitas y	0
	VI-2	cuarcitas	0

Fuente: Benavente *et al.* (2013)

**Cuadro 6.11**  
**Caracterización hidrogeológica de los depósitos inconsolidados**

Unidad	Subunidad	Caracterización hidrogeológica
Depósitos inconsolidados	Aluviales	Acuitardo poroso no consolidado
	Fluviales	Acuífero poroso no consolidado
	Lacustres	Acuitardo poroso no consolidado
	Bofedales	Acuífero poroso no consolidado
	Fluvioglaciares	Acuífero poroso no consolidado
	Morrenas	Acuífero poroso no consolidado

Fuente: Benavente *et al.* (2013)

**Cuadro 6.12**  
**Ponderación de las unidades hidrogeológicas en relación con el análisis de susceptibilidad a la licuefacción de suelos y/o asentamientos**

Unidad	Litología	Valor
Acuífero poroso no consolidado	Depósitos fluviales, bofedales, fluvio-glaciares, morrenas.	3
Acuitardo poroso no consolidado	Depósitos aluviales y lacustres	4

Fuente: Benavente *et al.* (2013)

Una vez realizada la ponderación de todos los factores condicionantes, se combinan los mapas generados para obtener el mapa final de susceptibilidad a licuefacción de suelos y/o

asentamientos, que contiene los valores referidos al grado de susceptibilidad a licuefacción de suelos y/o asentamientos para toda la región Tacna

$$SLA = \frac{\sum S_L(PVL) + \sum S_H(PVH)}{\sum N_p} \quad (6.5)$$

Donde:

$SLA$  : susceptibilidad a licuefacción de suelos y/o movimientos en masa

$\sum S_L$  : sumatoria de susceptibilidad de la variable Litología

$\sum S_H$  : sumatoria de susceptibilidad de la variable Hidrogeología

$PVL$  : peso de la variable Litología

$PVH$  : peso de la variable Hidrogeología

$\sum N_p$  : número de parámetros

En la figura 6.8 se puede apreciar lo siguiente:

- **Las áreas de baja susceptibilidad.** Corresponde a terrenos con pendientes moderadas a muy fuertes; la morfología dominante está relacionada a zonas de montañas, quebradas, colinas, etc.; litológicamente corresponde a rocas intrusivas, metamórficas, sedimentarias, etc. Ocupan gran parte de los escenarios a evaluar.

En el mapa de susceptibilidad a licuefacción de suelos y/o asentamientos se muestran las zonas de baja susceptibilidad en color amarillo claro.

- **Las áreas de susceptibilidad media.** Presenta algunas condiciones favorables para generar procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos. Litológicamente corresponde a depósitos glaciares (morrenas y depósitos fluvio-glaciares) (Benavente *et al.*, 2013).

En el mapa de susceptibilidad a licuefacción de suelos y/o asentamientos se muestran las zonas de susceptibilidad media en color anaranjado.

- **Las áreas de alta susceptibilidad.** Presenta condiciones del terreno muy favorables para generar procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos. Litológicamente está compuesto en su mayoría de rocas sedimentarias y depósitos lacustres. La morfología dominante viene a ser los fondos de valles y las planicies que no presentan pendientes. Estos eventos se concentran principalmente donde existen materiales inconsolidados y el nivel freático es casi superficial (Benavente *et al.*, 2013).

En el mapa de susceptibilidad a licuefacción de suelos y/o asentamientos se muestran las zonas de alta susceptibilidad en color rojo.

Finalmente, el mapa de peligrosidad a licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por la reactivación de fallas activa se genera al combinar el mapa de susceptibilidad con el de peligro sísmico por reactivación de fallas geológicas (figura 6.9).

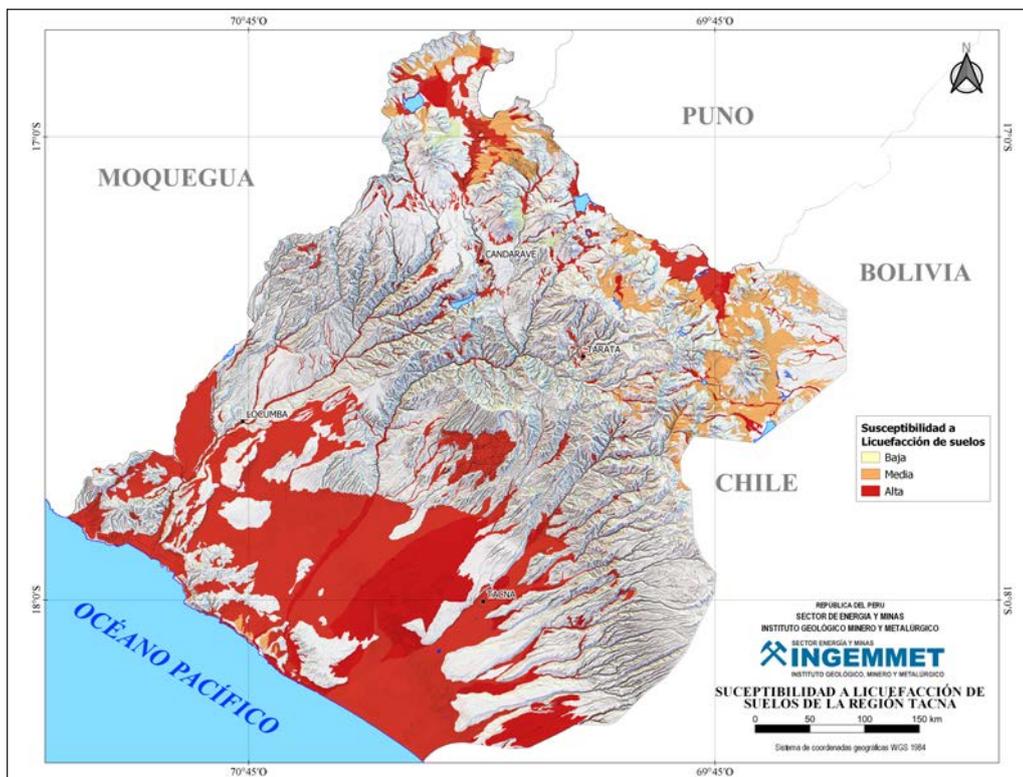


Figura 6.8 Mapa de susceptibilidad a licuefacción de suelos y/o asentamientos de la región Tacna

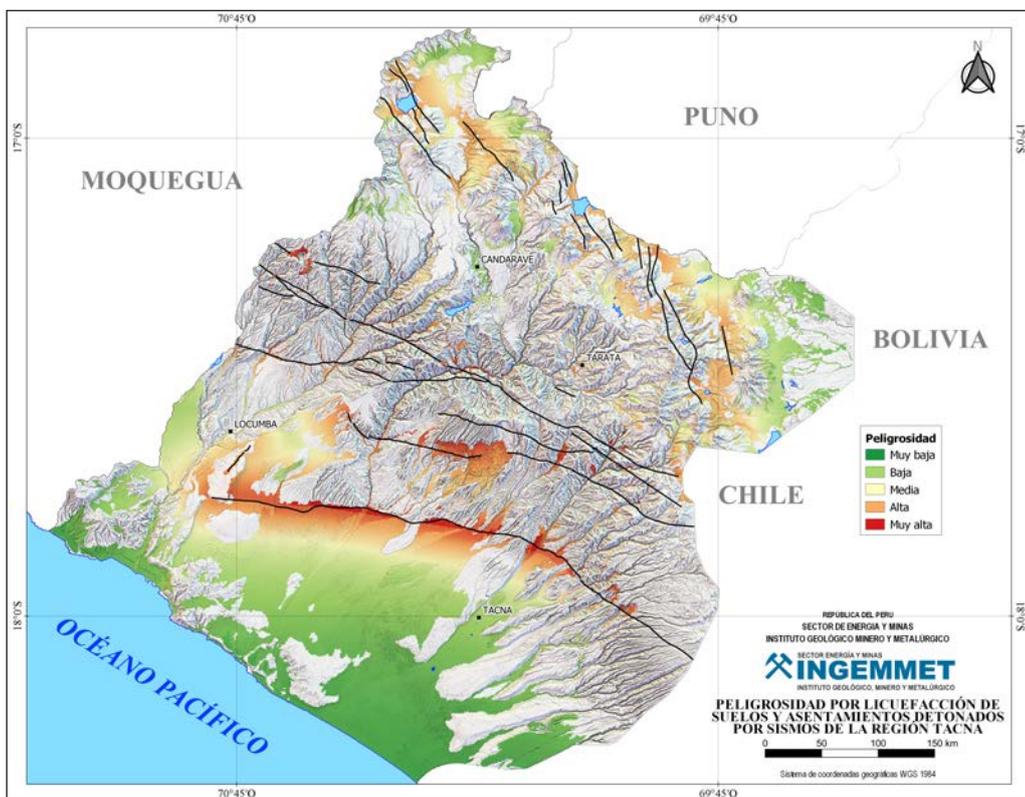


Figura 6.9 Mapa de peligrosidad por licuefacción de suelos, ante la ocurrencia de sismos en la región Tacna

### 6.3 ORDENAMIENTO TERRITORIAL Y GESTIÓN DE RIESGO

El Ordenamiento Territorial (OT) es un proceso técnico, administrativo y político de toma de decisiones concertadas con los actores sociales, económicos, políticos y técnicos, para la ocupación ordenada y uso sostenible del territorio (MINAM, 2015).

Los Planes de Ordenamiento Territorial (POT) se elaboran con el propósito de intervenir deliberadamente en los procesos de uso y ocupación del territorio, ya sea para acelerarlos, controlarlos, revertirlos y orientarlos en función de una visión de futuro sostenible. Los POT nos permiten conocer la presión actual y futura sobre el territorio, los recursos, las potencialidades y las restricciones en el uso y la ocupación, entre estas, el riesgo de desastres.

La Gestión de Riesgo de Desastres es un proceso social complejo a través del cual la sociedad logra reducir los niveles

de riesgo de desastres existentes, prevé y controla la aparición de nuevos factores que incrementan la vulnerabilidad.

Es así como la gestión de riesgo parte del concepto de desastre, que es el resultado de los efectos de un fenómeno natural extremo sobre las personas e infraestructura vulnerables, que ocasionan pérdidas humanas, daños materiales y ambientales.

Un fuerte terremoto ( $M_w > 7$ ) en una región no poblada no provoca un desastre. En cambio, un terremoto leve en una ciudad cuyas construcciones no son sismorresistentes o que se encuentra rodeada de montañas inestables o sobre depósitos inconsolidados tiene consecuencias fatales. De manera que los fenómenos naturales extremos solo se convierten en desastres cuando afectan a personas vulnerables.

A nivel mundial, las catástrofes acontecidas entre los años 1980 y 2015 han tenido costos millonarios para las compañías aseguradoras (tabla 6.13).

**Tabla 6.13**  
**Daño causado por las 10 catástrofes más grandes en los últimos 35 años**

Fecha (mes-año)	Evento	Región	Daño Total MM US\$	Monto Asegurado MM US\$	Fatalidades
Mar-11	Terremoto y Tsunami	Japón (Tohoku)	\$ 210 000	\$ 40 000	15 880
Aug-05	Huracán Katrina	sureste Estados Unidos	\$ 125 000	\$ 62 200	1322
Jan-95	Terremoto	Japón (kobe)	\$ 100 000	\$ 3 000	6430
May-08	Terremoto	China (Sichuan)	\$ 85 000	\$ 300	84 000
Oct-12	Huracán Sandy	Caribe y sureste Estados Unidos	\$ 68 500	\$ 29 500	210
Jan-94	Terremoto	Estados Unidos (Los Ángeles)	\$ 44 000	\$ 15 300	61
Nov-11	Inundación	Tailandia	\$ 43 000	\$ 16 000	813
sep-08	Huracán Ike	Caribe y sureste Estados Unidos	\$ 38 000	\$ 18 500	170
Feb-10	Terremoto y Tsunami	Chile (Maule)	\$ 30 000	\$ 8 000	520
Oct-04	Terremoto	Japón (Honshu)	\$ 30 000	\$ 760	46

Fuente: NatCatSERVICE (2016)

### 6.3.1 Mapas de riesgo por sismo para la región Tacna

Los estudios de neotectónica contribuyen con la identificación y caracterización de fallas activas, además de identificar el potencial sísmico de un lugar. Estos trabajos son necesarios para generar mapas temáticos aplicativos como los de riesgo sísmico y peligrosidad.

Por tanto, el estudio detallado de las fallas activas a través de la neotectónica y paleosismología es importante en la caracterización de la amenaza sísmica de una región, considerándose así una herramienta para los Planes de Ordenamiento Territorial, y a través de esta información concientizar e informar a la población acerca del aspecto tectónico y el riesgo sísmico del lugar que habita.

Mostraremos los mapas de riesgo para la región Tacna en todos los escenarios generados a partir de las fallas caracterizadas y modeladas; en ellos se identificarán las zonas que se encuentran en riesgo o que serían afectadas (ciudades, infraestructura, represas, centrales hidroeléctricas, aeropuertos, etc.) en el caso de reactivarse las fallas con las magnitudes calculadas.

Teniendo como base los mapas resultados del análisis de la peligrosidad a movimientos en masa o a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos, detonados por sismo, superponemos las capas de áreas restringidas y la capa de infraestructuras de la región. De esta manera, podremos identificar cuáles obras de gran envergadura o ciudades se verían afectadas por la reactivación de las fallas para cada escenario generado.

Estos mapas ayudarán en la toma de decisiones para los planes de prevención locales o regionales, ya sea en la mejora de las construcciones apoyadas en las normas de los rangos de aceleración sísmica de la Zonificación Sísmica del Perú vigente (2014) y la Norma E.030 de diseño sismorresistente de edificios del Perú (2014), o en los trabajos de prevención para fenómenos de movimientos en masa que serían detonados en un evento sísmico.

La región Tacna cuenta con una población de 329 332 habitantes y políticamente está conformada por 3 provincias y 20 distritos.

Las principales actividades económicas desarrolladas en Tacna son la agricultura, la pesca, la minería, el comercio y la ganadería. Cuenta con obras de gran infraestructura, megaproyectos por ejecutar y presenta grandes extensiones de terreno consideradas como reservas o áreas naturales protegidas

El principal medio de transporte en la región Tacna es el terrestre, seguido del aéreo y el marítimo.

Existen carreteras asfaltadas, afirmadas y trochas por las cuales es posible el tránsito de camiones y autos, lo que hace posible el desarrollo del comercio y la industria; algunos kilómetros se encuentran en construcción y otros están en proyecto de mejora o apertura de nuevas carreteras. Los aeropuertos y terrapuertos sirven para el transporte masivo por estar en localidades estratégicas.

#### 6.3.1.1 Red vial

##### Redes principales

En la actualidad, Tacna cuenta con cinco vías principales: las carreteras Tacna-Moquegua o Panamericana Sur, Costanera y Tacna-Tarata-Puno conectan la ciudad principal con las regiones vecinas de Moquegua y Puno; las vías Panamericana Sur y Tacna-Tripartito-La Paz conectan con los vecinos países de Chile y Bolivia.

##### Redes secundarias

Las carreteras secundarias parten de las principales localidades hasta el interior de la región. Estas son carreteras afirmadas y trochas carrozables; se incluyen en esta categoría los caminos de herradura.

#### 6.3.1.2 Red aérea

La región Tacna cuenta con una infraestructura aeroportuaria y un aeródromo; se trata del aeropuerto internacional coronel FAP Carlos Cipriani Santa Rosa y el aeródromo de Toquepala ubicado en la zona residencial de la mina Toquepala.

#### 6.3.1.3 Red marítima

La región Tacna cuenta con el puerto Grau, lugar donde se concentran las embarcaciones de pesca local. Este puerto actualmente está pronto a convertirse en un megapuerto que estaría conectado con el país de Bolivia por una vía férrea. Además, cuenta con otros dos puertos menores en las localidades de Ite y Playa Meca.

#### 6.3.1.4 Red energética

En la región se cuenta con dos centrales de energía (hidroeléctrica y solar); en el rubro de central hidroeléctrica se tiene la Central Hidroeléctrica Aricota, ubicada en el distrito de Curibaya, provincia de Candarave. Por otro lado, en el rubro de energías renovables, Tacna cuenta con la Central Tacna Solar, que inició operaciones en el 2012.

#### 6.3.1.5 Minería

La región Tacna concentra unidades mineras en desarrollo y proyectos en fases previas a la explotación. En la tabla 6.14 se mencionan algunas de las minas más importantes de la región.

**Tabla 6.14**  
**Unidades mineras de la región Tacna**

Proyecto	Provincia	Etap	Mineral predominante
Toquepala	Jorge Basadre	Ampliación	Cu
Pucamarca	Tacna	Proyecto en construcción	Au
Hierro morritos	Tacna	Mina en operación	Fe
Andamarca	Tacna	Proyecto de Exploración I	Au
Ataspaca	Tacna	Proyecto de Exploración I	Cu, Mo
Baños del indio	Tarata	Proyecto en exploración	Au
Giacomo	Tarata	Proyecto de Exploración I	Ti, Si
La Mancha	Tacna	Proyecto de Exploración I	Cu, Mo
Palca	Tacna	Proyecto de Exploración I	Cu, Mo

Fuente: Ingemmet

**6.3.2 Riesgo por movimientos en masa detonados por sismo**

Para el análisis del riesgo en la región Tacna, superponemos las capas de infraestructuras importantes en los mapas de

peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo; así podremos ver cuáles son las obras de gran envergadura y zonas urbanas que se verían afectadas en caso de la reactivación de cualquiera de las fallas activas caracterizadas con los escenarios expuestos.

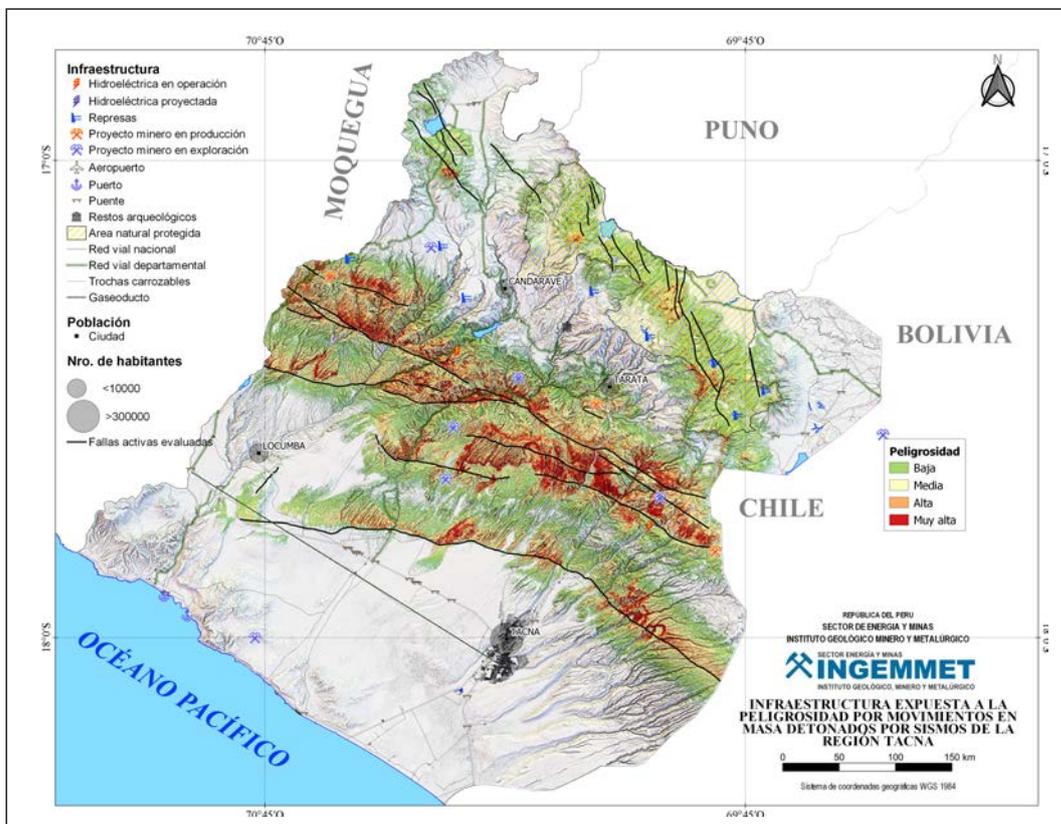


Figura 6.9 Mapa de riesgo por movimientos en masa detonados por sismo

### 6.3.3 Riesgo por Licuefacción de suelos y/o Asentamientos detonados por sismo

Siguiendo lo antes realizado para el análisis de riesgo por movimientos en masa detonados por sismo, superponemos las capas de infraestructuras importantes en los mapas

de peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo; de esta manera, podremos ver cuáles son las obras de gran envergadura y zonas urbanas que se verían afectadas en caso de la reactivación de cualquiera de las fallas caracterizadas.

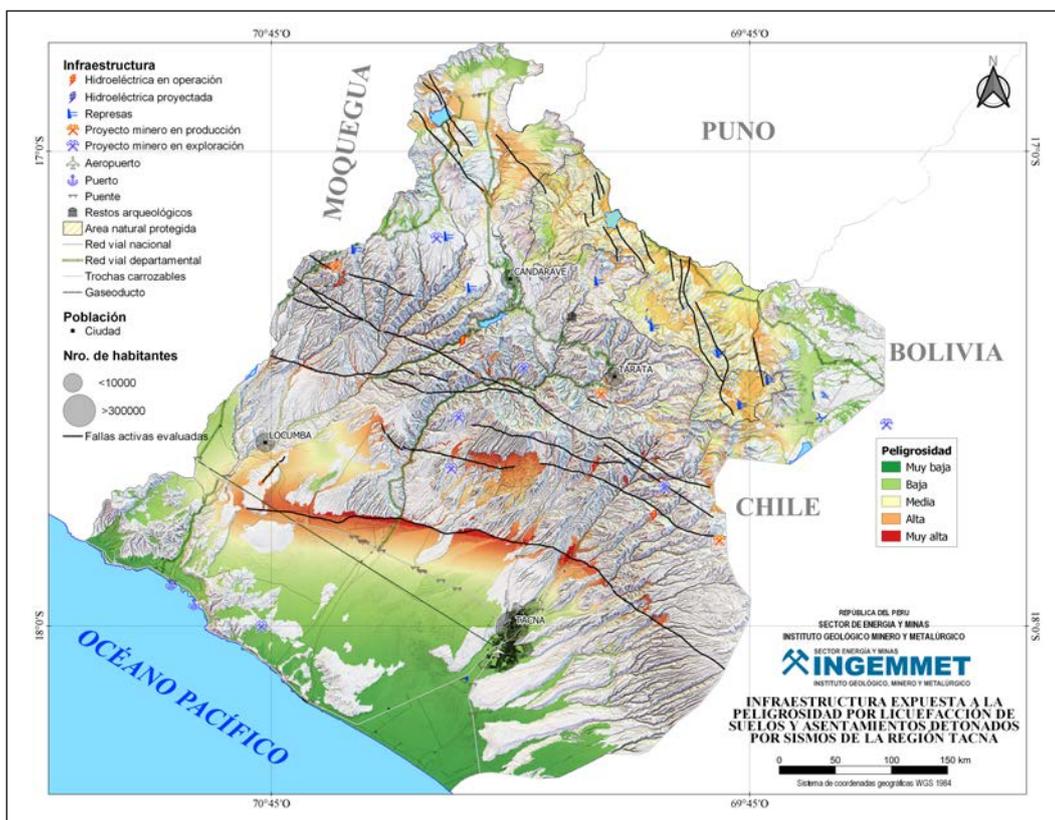


Figura 6.11 Mapa de riesgo a licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo.



## CONCLUSIONES

1. En el sur del Perú se registraron sismos interplaca y sismos intraplaca, es decir, sismos que se generan en la interfaz de la subducción y sismos generados por fallas geológicas activas, respectivamente. Los sismos de subducción son conocidos por generar sismos con grandes magnitudes ( $M_w > 7.5$ ) y que tienen períodos de recurrencia de ~180 años; mientras que los sismos asociados a fallas geológicas activas son poco conocidos y, hasta antes de este estudio, se pensaba que las fallas geológicas podían generar sismos con magnitudes moderadas ( $< 5.5$ ).
2. Si bien es cierto que el registro instrumental de sismos asociados a fallas geológicas es escaso, debido a que el tiempo de registro es limitado (50 años), la información geológica y geomorfológica muestra evidencias de rupturas superficiales, escarpes de fallas, que indican o sugieren sismos  $M_w > 7$ .
3. Para determinar esta relación de morfología y cinemática de las fallas con la magnitud, desarrollamos un conjunto de metodologías, que incluyen geología estructural, estratigrafía, geomorfología, sensores remotos y paleosismología. Todas estas metodologías contribuyeron a realizar análisis e identificar fallas geológicas activas a la región de Tacna.
4. En la zona de antearco se observan mayormente fallas de tipo inverso, con escarpes de hasta ~12 m de altitud; entre las principales tenemos la Falla Sama Calientes y Falla Purgatorio. Estas fallas afectan rocas sedimentarias de la Formación Moquegua, la Formación Huaylillas y depósitos cuaternarios expuestos en las pampas costeras y en los valles principales de la región Tacna.
5. Entre las pampas costeras y la Cordillera Occidental ponemos en evidencia ~100 km de ruptura superficial con movimiento inverso; esta ruptura está asociada al Sistema de Fallas Incapuquio. Esta ruptura de acuerdo con las escalas de magnitudes o relaciones de longitud de las fallas versus magnitud sugiere que estas fallas pueden generar sismos  $M_w > 7.5$ .
6. Entonces, con base a estudios neotectónicos y paleosismológicos, ponemos en evidencia que ~100 km de escarpes de fallas de 2-4 m de altura fueron formados por un terremoto de cinemática transpresional a lo largo de 100 km del segmento sur de la Falla de Incapuquio a principios del siglo XV (~AD 1400-1440). Las relaciones de escala empíricas sugieren que la magnitud de este terremoto habría sido de  $M_w 7.4-7.7$  con al menos 2-3 m de deslizamiento neto. Eventos similares plantean un peligro significativo para las poblaciones asentadas en la región del antearco peruano. La fecha de este terremoto coincide con el colapso de la población de la civilización Chiribaya entre los años 1360 y 1400 d. C.; presentamos evidencia de edificios dañados y desviados a lo largo del trazo de falla que pueden ser de la edad de Chiribaya.
7. En los altos Andes se ubican los volcanes activos de los Andes Centrales, adyacentes a ellos identificamos fallas de tipo normal que generaron desplazamientos verticales de hasta ~20 m. Las fallas en el sector de Purupuruni, Paucarani, Vilacota, entre otros, son fallas que afectan morrenas glaciares y depósitos aluviales. De acuerdo con la longitud y desplazamiento vertical, sugerimos que estas fallas pueden generar sismos  $M > 6.0$ .
8. Los análisis neotectónicos y morfotectónicos sirven para caracterizar el potencial sismogénico de las estructuras tectónicas, lo que permite elaborar mapas de aceleración sísmica (peligro sísmico) deducido de la magnitud máxima posible que una falla activa podría generar. Asimismo, el movimiento del terreno por efectos del sismo genera procesos geológicos asociados como, por ejemplo, movimientos en masa, procesos de licuación de suelos, asentamientos y grietas en el terreno, que afectan o podrían afectar ciudades, infraestructura y obras de gran envergadura.
9. Con esta finalidad, generamos mapas de amenaza sísmica a partir de la interacción entre los mapas de susceptibilidad y el mapa de aceleración sísmica, que una falla activa podría generar. Se obtuvieron mapas de peligrosidad por movimientos en masa y los mapas de peligrosidad por procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos para las fallas más importantes de la región Tacna, mostrándose que las fallas activas pueden generar aceleraciones locales altas y detonar procesos de movimientos en masa.
10. Para poder identificar las zonas que se encuentran en riesgo o que serían afectadas por la reactivación de las fallas geológicas activas, elaboramos mapas de riesgo,

treinta y uno (31) escenarios, para la región Tacna, tomando como base los mapas de peligrosidad detonados por sismo, donde se superponen las capas de áreas restringidas y la capa de infraestructuras de la región (ciudades, población, hidroeléctricas, aeropuertos, represas, futuras obras de gran envergadura, etc.). De esta forma, obtenemos un mapa de riesgo donde se pueden identificar las ciudades u obras de

gran envergadura que se verían afectadas por la reactivación de las fallas antes mencionadas. Estos mapas se consideran una herramienta importante para los Planes de Ordenamiento Territorial y son de gran ayuda para la toma de decisiones en planes de prevención en el marco de la gestión del riesgo de desastres.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrahamson, N.A. & Silva, W.J. (1997) - Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes. *Seismological Research Letters*, 68(1): 94-127. <https://doi.org/10.1785/gssrl.68.1.94>
- Abrahamson, N.A. & Silva, W.J. (2008) - Summary of the Abrahamson & Silva NGA ground-motion relations. *Earthquake Spectra*, 24(1): 67-97. <https://doi.org/10.1193/1.2924360>
- Acocella, V.; Gioncada, A.; Omarini, R.H.; Riller, U.; Mazzuoli, R. & Vezzoli, L. (2011) - Tectonomagmatic characteristics of the back-arc portion of the Calama-Olacapato-El Toro Fault Zone, Central Andes. *Tectonics*, 30(3): TC3005. <https://doi.org/10.1029/2010TC002854>
- Howard, J.D., & Lohrengel, C.F. (1969) - Large non-tectonic deformational structures from upper cretaceous rocks of Utah. *Journal of Sedimentary Research*, 39(3): 1032-1039. <https://doi.org/10.1306/74D71D89-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Akyüz, H.S.; Karabacak, V. & Zabcı, C. (2015) - Paleoseismic Trenching. En: Beer, M.; Kougioumtzoglou, I.A.; Patelli, E. & Au, I.S.-K., eds. *Encyclopedia of Earthquake Engineering*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 1779–1792. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-35344-4\\_107](https://doi.org/10.1007/978-3-642-35344-4_107)
- Alden, A. (2017) - *Tectonic Landforms: Escarpments, Ridges, Valleys, Basins, Offsets*. ThoughtCo. <https://www.thoughtco.com/tectonic-landforms-4123173>. Consultado 9 mayo 2017.
- Allen, J.R.L. (1977) - The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds. *Journal of the Geological Society*, 134(1): 19-31. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.1.0019>
- Allen, J.R.L., ed. (1982) - *Sedimentary structures, their character and physical basis*. Amsterdam: Elsevier Science, 2 vols. *Developments in Sedimentology* 30.
- Allmendinger, R.W.; Strecker, M.R.; Eremchuk, J.E. & Francis, P.W. (1989) - Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 2(2): 111-130. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(89\)90040-0](https://doi.org/10.1016/0895-9811(89)90040-0)
- Allmendinger, R.W. (2006-2018) - *FaultKin 8*. Rick Allmendinger's Stuff, links to my professional life... (Consulta: 15 mayo 2018). <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/faultkin.html>
- Alsop, G.I. & Marco, S. (2012) - A large-scale radial pattern of seismogenic slumping towards the Dead Sea Basin. *Journal of the Geological Society*, 169(1): 99-110. <https://doi.org/10.1144/0016-76492011-032>
- Amick, D.; Gelinas, R.; Maurath, G.; Cannon, R.; Moore, D.; Billington, E. & Kempainen, H. (1990) - *Paleoliquefaction features along the Atlantic seaboard*. Washington, DC: U.S. Nuclear Regulatory Commission, 146 p. Technical Report NUREG/CR-5613.
- Anderson, J.E. (1979) - A Theoretical Foundation for the Gravity Equation. *American Economic Review*, 69(1): 106-116. <http://www.jstor.org/stable/1802501>
- Armijo, R.; Lacassin, R.; Coudurier-Curveur, A. & Carrizo, D. (2015) - Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews*, 143:1–35. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.01.005>
- Armijo, R.; Rauld, R.; Thiele, R.; Vargas, G.; Campos, J.; Lacassin, R. & Kausel, E. (2010) - The West Andean thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29(2): 34 p., TC2007. <https://doi.org/10.1029/2008TC002427>
- Armijo, R. & Thiele, R. (1990) - Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters*, 98(1): 40-61. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90087-E](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90087-E)
- Atkinson, G.M.; Finn, W.D.L. & Charlwood, R.G. (1984) - Simple computation of liquefaction probability for seismic hazard applications. *Earthquake Spectra*, 1(1): 107-123. <https://doi.org/10.1193/1.1585259>

- Audemard, F.A. & De Santis, F. (1991) - Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 44(1): 5-16. <https://doi.org/10.1007/BF02602705>
- Audin, L.; Lacan, P.; Tavera, H. & Bondoux, F. (2008) - Upper plate deformation and seismic barrier in front of Nazca subduction zone: The Chololo Fault System and active tectonics along the Coastal Cordillera, southern Peru. *Tectonophysics*, 459(1-4): 174-185. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.070>
- Audin, L.; Lacan, P.; Tavera, H. & Carretier, S. (2006) - The Chololo fault system and geomorphic evidences of recent tectonic activity in the Coastal Cordillera, southern Peru. En: Congreso Geológico Chileno, 11, Antofagasta, 2006. *Actas, vol. 2: Geodinámica Andina*. Antofagasta: Universidad Católica del Norte, 4 p.
- Avouac, J.P. (1993) - Analysis of scarp profiles: Evaluation of errors in morphologic dating. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B4): 6745-6754. <https://doi.org/10.1029/92JB01962>
- Avouac, J.P. (2003) - Mountain building, erosion and the seismic cycle in the Nepal Himalaya. *Advances in Geophysics*, 46(C): 1-80. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(03\)46001-9](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(03)46001-9)
- Barredo, S. (2004) - *Análisis estructural y tectosedimentario de la subcuenca de Rincón Blanco, Precordillera Occidental, provincia de San Juan*. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 326 p.
- Begin, Z.B.; Meyer, D.F. & Schumm, S.A. (1981) - Development of longitudinal profiles of alluvial channels in response to base-level lowering. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6(1): 49-68. <https://doi.org/10.1002/esp.3290060106>
- Bellido, E. & Narváez, S. (1960) - Geología del cuadrángulo de Atico, Hoja 33-o. *Comisión Carta Geológica Nacional*, 2, 59 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/32>
- Benavente, C. & Audin, L. (2009) - Geometría, morfología y peligro sísmico de la falla Purgatorio Mirave - antearco del sur del Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (103): 185-196.
- Benavente, C.; Carlotto, V. & Del Castillo, B. (2010) - Extensión en el arco volcánico actual del sur del Perú (CD-ROM). En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco, 2010. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 766-769.
- Benavente, C.; Delgado, F. & Audin, L. (2012) - Estratigrafía de las cuencas lacustres Colca y Omate: ejemplos de paleosismicidad y tectónica activa del arco volcánico cuaternario y actual de los Andes centrales del sur del Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 16, Lima, 2012. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 6 p.
- Benavente, C.; Delgado, F.; Taipe, E.; Audin, L. & Pari, W. (2013) - Neotectónica y peligro sísmico en la región Cusco. *INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*, 55, 261 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/296>
- Benavente, C.; Delgado, G.; García, B.; Aguirre, E. & Audin, L. (2017) - Neotectónica, evolución del relieve y peligro sísmico en la región Arequipa. *Ingemmet. Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*, 64, 390 p., 1 mapa. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/1223>
- Benavides, V. (1999) - Orogenic evolution of the Peruvian Andes: the andean cycle. En: Skinner, B.J., ed. *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 7, p. 61-107. <https://doi.org/10.5382/SP.07.03>
- Benito, B. & Cabañas, L. (1999) - Caracterización del movimiento del suelo en ingeniería sísmica. *Física de la Tierra*, 11: 49-79. <https://revistas.ucm.es/index.php/FITE/article/view/FITE9999110049A>
- Bishop, P.; Hoey, T.B.; Jansen, J.D. & Artza, I.L. (2005) - Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(6): 767-778. <https://doi.org/10.1002/esp.1191>
- Bizzi, S. & Lerner, D.N. (2015) - The use of stream power as an indicator of channel sensitivity to erosion and deposition processes. *River Research and Applications*, 31(1):16-27. <https://doi.org/10.1002/rra.2717>
- Blanc, J.L. (1984) - *Néotectonique et sismotectonique des Andes du Pérou Central dans la région de Huancayo*. Thèse Docteur, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, Paris, 162 p.
- Boncio, P.; Liberi, F.; Caldarella, M. & Nurminen, F.C. (2018) - Width of surface rupture zone for thrust earthquakes: implications for earthquake fault zoning. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(1): 241-256. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-241-2018>

- Bonilla, M.G. (1982) - Evaluation of potential surface faulting and other tectonic deformation. *U.S. Geological Survey, Open File Report 82-732*, 58 p.
- Bonilla, M.G. (1988) - Minimum earthquake magnitude associated with coseismic surface faulting. *Environmental and Engineering Geoscience*, 25(1): 17-29. <https://doi.org/10.2113/gseegeosci.xxv.1.17>
- Bonnet, S. & Crave, A. (2003) - Landscape response to climate change: insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology*, 31(2): 123-136. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0123:LRTCCI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0123:LRTCCI>2.0.CO;2)
- Bonnot, D. & Sébrier, M. (1985) - Análisis cinemático y sismogénico de un sistema de fallas normales activas-Ejemplo de la Cordillera Blanca, Perú. En: Congreso Geológico Venezolano, 6, Caracas, 1985. *Memoria*. Caracas: Sociedad Venezolana de Geólogos, vol. 6, p. 2378-2396.
- Borcherdt, R.D. (1994) - Estimates of Site-Dependent Response Spectra for Design (Methodology and Justification). *Earthquake Spectra*, 10(4): 617-653. <https://doi.org/10.1193/1.1585791>
- Borcherdt, R.D. (2012) - *VS30- A site-characterization parameter for use in building Codes, simplified earthquake resistant design, GMPEs, and ShakeMaps* [documento de conferencia]. The 15th World Conference on Earthquake Engineering, September 24-28, 2012, Lisboa, Portugal, 10 p.
- Borcherdt, R.D. & Glassmoyer, G. (1992) - On the characteristics of local geology and their influence on ground motions generated by the Loma Prieta earthquake in the San Francisco Bay region, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2): 603-641.
- Bromley, G.R.M.; Thouret, J.C.; Schimmelpfennig, I.; Mariño, J.; Valdivia, D.; Rademaker, K.; Vivanco, S.; ASTER Team; Aumaître, G.; Bourlès, D. & Keddadouche, K. (2019) - In situ cosmogenic  $^3\text{He}$  and  $^{36}\text{Cl}$  and radiocarbon dating of volcanic deposits refine the Pleistocene and Holocene eruption chronology of SW Peru. *Bulletin of Volcanology*, 81(11): 64. <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1325-6>
- Burbank, D.W. & Anderson, R.S. (2001) - *Tectonic geomorphology*. Oxford: Blackwell Science, 274 p.
- Burbank, D.W.; Leland, J.; Fielding, E.; Anderson, R.S.; Brozovic, N.; Reid, M.R. & Duncan, C. (1996) - Bedrock incision, rock uplift, and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature*, 379(6565): 505-510. <https://doi.org/10.1038/379505a0>
- Cabrera, J. (1988) - *Néotectonique et sismotectonique dans la Cordillère andine au niveau du changement de géométrie de la subduction: la région de Cusco (Pérou)*. Thèse Docteur 3ème cycle, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, Paris, 275 p.
- Carey, E. (1976) - *Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement*. Thèse Docteur 3ème cycle, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, Paris, 137 p.
- Carey, S.W. (1955) - The orocline concept in geotectonics- Part I. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 89: 255-288. <https://eprints.utas.edu.au/13965/>
- Carey, S.W. (1958) - A tectonic approach to continental drift. En: Carey, S.W., ed. *Continental drift: a symposium: being a symposium on the present status of the continental drift hypothesis*. Hobart [Tasmania]: University of Tasmania, Geology Department, p. 177-355.
- Carlotto V.; Quispe, J.; Acosta, H.; Rodríguez, R.; Romero, D.; Cerpa, L.; Mamani, M.; Enrique, D.; Navarro, P.; Jaimes, F.; Velarde, K.; Lu, S. & Cueva, E. (2009) - Dominios geotectónicos y metalogénesis del Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (103): 1-89.
- Carver, G.A. (1987) - Late Cenozoic tectonics of the Eel River basin region, coastal northern California. En: Schymiczek, H. & Suchsland, R., eds. *Tectonics, sedimentation, and evolution of the Eel River and associated coastal basins of northern California*. Bakersfield, California: San Joaquin Geological Society, Miscellaneous Publication, 37B, p. 61-71.
- Carver, G.A. (1987) - Late Cenozoic tectonics of the Eel River basin region, coastal northern California. En: Schymiczek, H. & Suchsland, R., eds. *Tectonics, sedimentation, and evolution of the Eel River and associated coastal basins of northern California*. Bakersfield, California: San Joaquin Geological Society, Miscellaneous Publication, 37B, p. 61-71.
- Casquet, C.; Fanning, C.M.; Galindo, M.; Pankhurst, R.J.; Rapela, C. & Torres, P. (2010) - The Arequipa Massif of Peru: New SHRIMP and isotope constraints on a Paleoproterozoic inlier in the Grenvillian orogen.

- Journal of South American Earth Sciences*, 29(1): 128-142. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.08.009>
- Castillo, M. & Lugo-Hubp, J. (2011) - Estado actual del conocimiento, clasificación y propuesta de inclusión del término knickpoint en el léxico geológico-geomorfológico del español. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2): 353-364.
- Chen R-F.; Lin, C-W.; Chen, Y-H.; He, T-C. & Fei, L-Y. (2015) - Detecting and Characterizing Active Thrust Fault and Deep-Seated Landslides in Dense Forest Areas of Southern Taiwan Using Airborne LiDAR DEM. *Remote Sensing*, 7(11): 15443-15466. <https://doi.org/10.3390/rs71115443>
- Colman, S.M. & Watson, K. (1983) - Ages estimated from a diffusion equation model for scarp degradation. *Science*, 221(4607): 263-265. <https://doi.org/10.1126/science.221.4607.263>
- Costa, C.; Audemard, F.A.; Bezerra, F.H.R.; Lavenue, A.; Machette, M.N. & Paris, G. (2006) - An overview of the main Quaternary deformation of South America. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 61(4): 461-479.
- Crosby, B.T. & Whipple, K.X. (2006) - Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 82(1-2): 16-38. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.08.023>
- Cruden, D.M. (1991) - A simple definition of a landslide. *Bulletin International Association for Engineering Geology*, 43: 27-29. <https://doi.org/10.1007/BF02590167>
- Culling, W.E.H. (1960) - Analytical theory of erosion. *The Journal of Geology*, 68(3): 336-344. <https://doi.org/10.1086/626663>
- Culling, W.E.H. (1965) - Theory of erosion on soil-covered slopes. *The Journal of Geology*, 73(2): 230-254. <https://doi.org/10.1086/627060>
- Decou, A.; Eynatten, H.; Mamani, M.; Sempere, T. & Wörner, G. (2011) - Cenozoic forearc basin sediments in Southern Peru (15–18°S): Stratigraphic and heavy mineral constraints for Eocene to Miocene evolution of the Central Andes. *Sedimentary Geology*, 237(1-2): 55-72. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.02.004>
- Delcaillau, B.; Carozza, J.-M., & Laville, E. (2006) - Recent fold growth and drainage development: The Janauri and Chandigarh anticlines in the Siwalik foothills, northwest India. *Geomorphology*, 76(3-4):241-256. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.11.005>
- Delcaillau, B.; Deffontaines, B.; Floissac, L.; Angelier, J.; Deramond, J.; Souquet, P.; Chu, H. & Lee, J. (1998) - Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold; Pakuashan anticline, foothills of Taiwan. *Geomorphology*, 24(4): 263-290. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00020-8](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00020-8)
- Delgado, F.; Zerathe, S.; Audin, L.; Schwartz, S.; Benavente, C.; Carcaillet, J.; Bourlès, D.L. & Aster Team (2020) - Giant landslide triggerings and paleoprecipitations in the Central Western Andes: The aricota rockslide dam (South Peru). *Geomorphology*, 350:106932. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106932>
- Demoulin, A. (2012) - Morphometric dating of the fluvial landscape response to a tectonic perturbation. *Geophysical Research Letters*, 39(15): L15402. <http://doi.org/10.1029/2012GL052201>
- Diederix, H.; Audemard, F.; Osorio, J.; Montes, N.; Velandia, F. & Romero, J. (2006) - Modelado morfotectónico de la falla transcurrente de Ibagué, Colombia. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 61(4): 492-503.
- Dollfus, O. & Mégard, F. (1968) - Les formations quaternaires du bassin de Huancayo et leur neotectonique (Andes centrales peruvienne). *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 10(5): 429-440. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/2498>
- Dorbath, C.; Dorbath, L.; Cisternas, A.; Déverchère, J.; Diamant, M.; Ocola, L. & Morales, M. (1986) - On crustal seismicity of the Amazonian foothill of the Central Peruvian Andes. *Geophysical Research Letters*, 13(10): 1023-1026. <https://doi.org/10.1029/GL013i010p01023>
- Dorbath, L.; Cisternas, A. & Dorbath, C. (1990) - Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(3): 551-576.
- Dorbath, L.; Dorbath, C.; Jiménez, E. & Rivera, L. (1991) - Seismicity and tectonic deformation in the Eastern Cordillera and the sub-Andean zone of central Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(1-2): 13-24. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(91\)90015-D](https://doi.org/10.1016/0895-9811(91)90015-D)
- Dumont, J.-F.; Deza, E. & García, F. (1991) - Morphostructural provinces and neotectonics in the Amazonian

- lowlands of Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(4): 373-381. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(91\)90008-9](https://doi.org/10.1016/0895-9811(91)90008-9)
- Dumont, J.F. (1989) - Neotectónica y dinámica fluvial de la Baja Amazonía peruana. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (80): 51-64.
- Duncan, J.M.; Wright, S.G. & Brandon, T.L. (2014) - *Soil strength and slope stability*, 2a. ed. John Wiley & Sons, 336 p.
- Environmental Protection Agency (1981) - Standards Applicable to Owners and Operators of Hazardous Waste Treatment, Storage, and Disposal Facilities; Consolidated Permit Regulations. *EPA, Federal Register*, 46(7): 2802-2892. <https://www.epa.gov/sites/production/files/2016-03/documents/46fr2802.pdf>
- Farías, M.; Charrier, R.; Comte, D.; Martinod, J. & Hérail, G. (2005) - Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19° 30' S). *Tectonics*, 24(4): TC4001. <https://doi.org/10.1029/2004TC001667>
- Fenton, C.H., Wong, I.G. & Bott, J.D.J. (1995) - *Seismic and volcanic hazard evaluation, Quebrada Honda Tailing Impoundment-Appendix 5A*, informe inédito. Oakland, CA: Woodward-Clyde Consultants, 51 p. Informe preparado para Southern Peru Copper Corporation.
- Fernandes, N.F. & Dietrich, W.E. (1997) - Hillslope evolution by diffusive processes: The timescale for equilibrium adjustments. *Water Resources Research*, 33(6):1307-1318. <https://doi.org/10.1029/97WR00534>
- Ganas, A.; Pavlides, S. & Karastathis, V. (2005) - DEM-based morphometry of range-front escarpments in Attica, central Greece, and its relation to fault slip rates. *Geomorphology*, 65(3-4), 301-319. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.09.006>
- García, D. (2007) - *Estimación de parámetros del movimiento fuerte del suelo para terremotos interplaca e intraslab en México Central*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 172 p.
- García, V.H. (2010) - *Modelado de las interacciones entre procesos de erosión y sedimentación fluvial y el crecimiento de estructuras neotectónicas*. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 218 p.
- Goldrick, G. & Bishop, P. (2007) - Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(5): 649-671. <https://doi.org/10.1002/esp.1413>
- González, L.I.; Ferrer, M.; Ortuño, L. & Oteo, C. (2002) - *Ingeniería geológica*. Madrid: Pearson Educación, 715 p.
- Graveleau, F. (2008) - *Interactions tectonique, érosion, sédimentation dans les avant-pays de chaînes: Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale)*. Thèse de Docteur, Université Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 487 p.
- Green, R.A., & Hall, W.J. (1994) - *An overview of selected seismic hazard analysis methodologies*. Urbana-Champaign: University Of Illinois, 95 p. Civil Engineering Studies, Structural Research Series 592. <https://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.204.7966&rep=rep1&type=pdf>
- Grohmann, C. H. (2004). Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences*, 30(9-10): 1055-1067. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2004.08.002>
- Hack, J.T. (1957) - Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. U.S. *Geological Survey Professional Paper* 294-B, p. 45-97.
- Hall, S.R.; Farber, D.L.; Audin, L. & Finkel, R.C. (2012) - Recently active contractile deformation in the forearc of southern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 337-338: 85-92. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.04.007>
- Hall, S.R.; Farber, D.L.; Audin, L.; Finkel, R.C. & Mériaux, A.-S. (2008) - Geochronology of pediment surfaces in southern Peru: implications for Quaternary deformation of the Andean forearc. *Tectonophysics*, 459(1-4): 186-205. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.073>
- Hallet, B.; Hunter, L. & Bogen, J. (1996) - Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, 12(1): 213-235. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(95\)00021-6](https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00021-6)
- Hancock, P.L. & Barka, A.A. (1987) - Kinematic indicators on active normal faults in Western Turkey. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6): 573-584. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90142-8](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90142-8)

- Hanks, T.C. & Wallace, R.E. (1985) - Morphological analysis of the Lake Lahontan shoreline and beachfront fault scarps, Pershing County, Nevada. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(3): 835-846.
- Hartley, A.J. (2003) - Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society*, 160(1): 7-10. <https://doi.org/10.1144/0016-764902-083>
- Hartley, A.J., & Chong, G. (2002) - A late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of Western South America. *Geology*, 30(1): 43-46. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0043:LP AFTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0043:LP AFTA>2.0.CO;2)
- Helwig, J. (1970) - Slump folds and early structures, northeastern Newfoundland Appalachians. *The Journal of Geology*, 78(2): 172-187. <https://doi.org/10.1086/627499>
- Hempton, M.R. & Dewey, J.F. (1983) - Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. *Tectonophysics*, 98(3-4): 7-14. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90294-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90294-9)
- Hilley, G.E.; Strecker, M.R. & Ramos, V. (2004) - Growth and erosion of fold-and-thrust belts with an application to the Aconcagua fold-and-thrust belt, Argentina. *Journal of Geophysical Research*, 109(B1): B01410. <https://doi.org/10.1029/2002JB002284>
- Hogg, A.G.; Hua, Q.; Blackwell, P.G.; Niu, M.; Buck, C.E.; Guilderson, T.P.; Heaton, T.J.; Palmer, J.G.; Reimer, P.J.; Reimer, R.W.; Turney, C.S.M. & Zimmerman, S.R.H. (2013) - SHCal13 Southern Hemisphere Calibration, 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4): 1889-1903. [https://doi.org/10.2458/azu\\_rc.55.16783](https://doi.org/10.2458/azu_rc.55.16783)
- Hovius, N.; Meunier, P.; Lin, C.W.; Chen, H.; Chen, Y.G.; Dadson, S.; Horng, M.J. & Lines, M. (2011) - Prolonged seismically induced erosion and the mass balance of a large earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 304(3-4): 347–355. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.02.005>
- Howard, A.D. (1980) - Thresholds in river regime. En: Coates, D.R. & Vitek, J.D., eds. *Thresholds in geomorphology*. London: Allen and Unwin, Binghamton, Symposium, 9, p. 227-258.
- Howard, A.D. (1987) - Modelling fluvial systems: rock, gravel and sand-bed channels. En: Richards, K., ed. *River channels: environment and process*. Oxford: Basil Blackwell, p. 69-94.
- Howard, A.D. (1994) - A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resources Research*, 30(7): 2261-2285. <https://doi.org/10.1029/94WR00757>
- Howard, A.D. (1998) - Long profile development of bedrock channels: Interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. En: Tinkler, K.J. & Wohl, E.E., eds. *River over rocks: Fluvial processes in bedrock channels*. Washington: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 107, p. 297-319.
- Howard, A.D.; Dietrich, W.E. & Seidl, M.A. (1994) - Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7): 13971-13986. <https://doi.org/10.1029/94JB00744>
- Howard, A.D. & Kerby, G. (1983) - Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin*, 94(6): 739-752. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<739:CCIB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<739:CCIB>2.0.CO;2)
- Huamán, D.; Chorowicz, J.; Deffontaines, B.; Guillaude, R. & Rudant, J.P. (1993) - Cadre structural et risques géologiques étudiés à l'aide de l'imagerie spatiale: la région du Colca (Andes du Sud Pérou). *Bulletin Société Géologique de France*, 164(6): 807-818.
- Hurtrez, J.E.; Lucazeau, F.; Lavé, J. & Avouac, J.-P. (1999) - Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Siwalik Hills, Central Nepal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B6): 12779-12796. <https://doi.org/10.1029/1998JB900098>
- Instituto de Geología y Minería (1975) – *Mapa geológico del Perú, Escala 1:1'000,000*. Lima: Instituto de Geología y Minería. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/146>
- Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (1995) - *Mapa tectónico generalizado del Perú, Escala 1:4'000,000*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/176>.
- International Volcanological Association (1951-1975) - *Catalogue of the active volcanoes of the world, including solfatara fields*. Napoli: International Volcanological Association, 22 vol.
- Irwansyah, E.; Winarko, E.; Rasjid, Z.E. & Bektı, R.D. (2013) - Earthquake hazard zonation using peak ground acceleration (PGA) approach. *Journal of Physics: Conference Series*, 423: 012067.

- Isacks, B.L. (1988) - Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B4): 3211-3231. <https://doi.org/10.1029/JB093iB04p03211>
- Jacay, J. (2005) - Análisis de la sedimentación del sistema Cretáceo de los Andes del Perú Central. *Revista del Instituto de Investigación FIGMMG*, 8(15): 49-59.
- Jacay, J.; Sempere, T.; Husson, L. & Pino, A. (2002) - Structural characteristics of the Incapuquio fault system, southern Peru. En: International Symposium on Andean Geodynamics, 5, Toulouse, 2002. *Géodynamique andine: résumés étendus*. Paris: IRD, p. 319-321.
- Jordan, G., & Schott, B. (2005) - Application of wavelet analysis to the study of spatial pattern of morphotectonic lineaments in digital terrain models. A case study. *Remote Sensing of Environment*, 94(1): 31-38. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.08.013>
- Keefer D.K. (1984) - Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(4): 406-421.
- Keefer, D.K. & Moseley, M.E. (2004) - Southern Peru desert shattered by the great 2001 earthquake: Implications for paleoseismic and paleo-El Niño–Southern Oscillation records. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 101(30): 10878-10883. <https://doi.org/10.1073/pnas.0404320101>
- Keefer, D.K.; Moseley, M.E. & deFrance, S. D. (2003) - A 38 000-year record of floods and debris flows in the Ilo region of southern Peru and its relation to El Niño events and great earthquakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194(1-3): 41-77. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00271-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00271-2)
- Kirby, E. & Whipple, K.X. (2012) - Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44: 54-75. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009>
- Knighton, A.D. (1987) - River channel adjustment: The downstream dimension. En: Richards, K., ed. *River channels: environment and process*. Oxford: Basil Blackwell, p. 95-128.
- Kober, F.; Ivy-Ochs, S.; Schlunegger, F.; Baur, H.; Kubik, P.W. & Wieler, R. (2007) - Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. *Geomorphology*, 83(1-2): 97-120. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.029>
- Koons, P.O. (1989) - The topographic evolution of collisional mountain belts: a numerical look at the Southern Alps, New Zealand. *American Journal of Science*, 289(9): 1041-1069. <https://doi.org/10.2475/ajs.289.9.1041>
- Ksiazkiewicz, M. (1958) - Submarine slumping in the Carpathian flysch. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 28(2): 123-150. <https://geojournals.pgi.gov.pl/asgp/article/view/10935>
- Kuenen, P.H. (1958) - Experiments in geology. *Transactions of the Geological Society of Glasgow*, 23: 1-28. <https://doi.org/10.1144/transglas.23.centenary.1>
- Lague, D.; Crave, A. & Davy, P. (2003). - Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1): ETG 3-1 – ETG 3-20, <https://doi.org/10.1029/2002JB001785>
- Laharie, R. (1975) - Tectogenesis, orogenesis y volcanismo en los Andes del Sur del Perú. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 4(3-4): 173-198. <http://www.ifea.org.pe/libreria/bulletin/1975/pdf/173.pdf>
- Lamb, S.H. & Hoke, L. (1997) - Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America. *Tectonics*, 16(4): 623-649. <https://doi.org/10.1029/97TC00495>
- Lancaster, S.T. & Grant, G.E. (2006) - Debris dams and the relief of headwater streams. *Geomorphology*, 82(1-2): 84-97. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.08.020>
- Larsen, I.J. & Montgomery, D.R. (2012) - Landslide erosion coupled to tectonics and river incision. *Nature Geoscience*, 5(7): 468-473. <https://doi.org/10.1038/ngeo1479>
- Lavé, J. & Avouac, J.P. (2000) - Active folding of fluvial terraces across the Siwalik Hills (Himalaya of central Nepal). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B3): 5735-5770. <https://doi.org/10.1029/1999JB900292>
- Lavé, J. & Avouac, J.P. (2001) - Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of Central Nepal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B11): 26561-26591. <https://doi.org/10.1029/2001JB000359>
- Lavenu, A. (2006) - Neotectónica de los Andes entre 1°N y 47°S (Ecuador, Bolivia y Chile): una revisión. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 61(4): 504-524.
- Leureyro, J.; Macharé, J. & Sebrier, M. (1991) - Actualización del mapa neotectónico del Perú a escala 1:2'000,000. En: Congreso Peruano de Geología, 7, Lima, 1991,

*Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, t. 1, p. 23-28.

- Lienkaemper, J.J. & Ramsey, C.B. (2009) - OxCal: Versatile tool for developing paleoearthquake chronologies—A primer. *Seismological Research Letters*, 80(3): 431-434. <https://doi.org/10.1785/gssrl.80.3.431>
- Lin, G.W.; Chen, H.; Hovius, N.; Horng, M.J.; Dadson, S.; Meunier, P. & Lines, M. (2008) - Effects of earthquake and cyclone sequencing on landsliding and fluvial sediment transfer in a mountain catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(9): 1354-1373. <https://doi.org/10.1002/esp.1716>
- Loewy, S.L.; Connelly, J.N. & Dalziel, I.W.D. (2004) - An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla basement of the Central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin*, 116(1-2): 171-187. <https://doi.org/10.1130/B25226.1>
- Luzi, L.; Puglia, R.; Pacor, F.; Gallipoli, M.R.; Bindi, D. & Mucciarelli, M. (2011) - Proposal for a soil classification based on parameters alternative or complementary to Vs,30. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 9(6): 1877-1898. <https://doi.org/10.1007/s10518-011-9274-2>
- Macharé, J. (1981) - *Geología del Cuaternario en la costa del Perú central (entre los valles de Pativilca y Pisco)*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, 240 p.
- Macharé, J. (1987) - *La marge continentale du Pérou: régimes tectoniques et sédimentaires cénozoïques de l'avant-arc des Andes Centrales*. Thèse Docteur, Université de Paris XI-Orsay, 391 p.
- Macharé, J.; Benavente, C. & Audin, L. (2009) - Síntesis descriptiva del Mapa Neotectónico 2008. INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 40, 103 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/245>
- Macharé, J.; Fenton, C.H.; Machette, M.N.; Lavenu, A.; Costa, C. & Dart, R.L. (2003) - Database and map of Quaternary faults and folds in Peru and its offshore region. *U.S. Geological Survey, Open-File Report 2003-451*, 54 p.
- Machette, M.N. (1986) - History of Quaternary offset and paleoseismicity along the La Jencia Fault, central Rio Grande rift, New Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(1): 259-272.
- Magilligan, F.J., & Goldstein, P.S. (2001) - El Niño floods and culture change: A late Holocene flood history for the Rio Moquegua, southern Peru. *Geology*, 29(5): 431-434. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0431:ENOFAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0431:ENOFAC>2.0.CO;2)
- Mahmood, S.A. & Gloaguen, R. (2012) - Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. *Geoscience Frontiers*, 3(4): 407-428. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.12.002>
- Mamani, M.; Navarro, J.; Carlotto, V.; Acosta, H.; Rodríguez, J.; Jaimes, F.; Rodríguez, R. & Chavez, L. (2010) - Arcos magmáticos meso-cenozoicos del Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco 2010. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 563-566.
- Marocco, R.; Delfaud, J. & Lavenu, A. (1985) - Ambiente deposicional de una cuenca continental intramontaña andina: el Grupo Moquegua (Sur del Perú): primeros resultados. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*. (75): 73-90.
- Masoud, A.A., & Koike, K. (2011) - Auto-detection and integration of tectonically significant lineaments from SRTM DEM and remotely-sensed geophysical data. *ISPRS journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 66(6), 818-832. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2011.08.003>
- McCalpin, J.P., ed. (1996) - *Paleoseismology*. San Diego, CA: Academic Press, 588 p. International Geophysics Series, 62.
- McCalpin, J.P., ed. (2009) - *Paleoseismology*. 2a. ed. London: Academic Press, 613 p. International Geophysics Series, 95.
- McQuarrie, N. (2002) - The kinematic history of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia: Implications for building a high plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 114(8): 950-963. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2002\)114<0950:TKHOTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114<0950:TKHOTC>2.0.CO;2)
- Meghraoui, M. & Atakan, K. (2014) - The Contribution of Paleoseismology to Earthquake Hazard Evaluations. En: Wyss, M., ed. *Earthquake Hazard, Risk and Disasters*. Amsterdam: Elsevier, p. 237-271. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-394848-9.00010-9>
- Mercier, J.L.; Carey-Gailhardis, E. & Sébrier, M. (1991) - Palaeostress determinations from fault kinematics: Application to the neotectonics of the Himalayas-Tibet and the Central Andes. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Physical and Engineering Sciences*, 337(1645): 41-52. <https://doi.org/10.1098/rsta.1991.0105>

- Miall, A. D., (1996) - *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Berlin: Springer Verlag, 582 p.
- Moretti, M.; Van Loon, A.J.; Liu, M. & Wang, Y. (2014) - Restrictions to the application of 'diagnostic' criteria for recognizing ancient seismites. *Journal of Palaeogeography*, 3(2):162-173. <https://doi.org/10.3724/SP.J.1261.2014.00050>
- Mortimer, C. (1973) - The Cenozoic history of the southern Atacama desert, Chile. *Journal of the Geological Society*, 129(5): 505-526. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.129.5.0505>
- Mudd, S.M.; Attal, M.; Milodowski, D.T.; Grieve, S.W.D. & Valters, D.A. (2014) - A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(2): 138-152. <https://doi.org/10.1002/2013JF002981>
- Mugnier, J.L.; Baby, P.; Colleta, B.; Vinour, P.; Bale, P. & Leturmy, P. (1997) - Thrust geometry controlled by erosion and sedimentation: a view from analogue models. *Geology*, 25(5): 427-430. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0427:TGCBEA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0427:TGCBEA>2.3.CO;2)
- Mulgaria, F.; Stark, P.B. & Geller, R.J. (2017) - Why is Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA) still used? *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 264: 63-75. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.12.002>
- Muñoz, N. & Charrier, R. (1996) - Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(3-4): 171-181. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(96\)00004-1](https://doi.org/10.1016/0895-9811(96)00004-1)
- Mégard, F. (1984) - The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society*, 141(5): 893-900. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0893>
- Mörner, N.A. (1990) - Neotectonics and structural geology, general introduction. *Bulletin International Quaternary Association Neotectonic Commission*, 13: 87.
- Muir Wood, R. & Mallard, D.J. (1992) - When is a fault 'extinct'? *Journal of the Geological Society*, 149(2): 251-254. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.2.0251>
- Nagtegaal, P.J.C. (1963) - Convolute lamination, metadepositional ruptures and slumping in an exposure near Pobra de Segur (Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 42: 363-374.
- Narciso, J.; Vilanova, S.; Lopes, I.; Oliveira, C.S.; Carvalho, J.; Pinto, C.; Borges, J. & Nemser, E. (2012) - Developing a site-conditions map for seismic hazard assessment in Portugal. En: World Conference on Earthquake Engineering, 15, Lisbon, Portugal, 2012. *Proceedings*, 7 p.
- Nash, D.B. (1980) - Morphological dating of degraded normal fault scarps. *Journal of Geology*, 88(3): 353-360. <https://doi.org/10.1086/628513>
- Nash, D.B. (1986) - Morphologic dating and modeling degradation of fault scarps. En: National Research Council. *Active tectonics*. Washington, DC: The National Academy Press, Studies in Geophysics, p. 181-194.
- NatCatSERVICE (2016) - *Geophysical loss events worldwide 1980-2015*. Munich: Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, 19 p. <https://reliefweb.int/report/world/natcatservice-loss-events-worldwide-1980-2015>
- National Research Council (1986) - *Active tectonics*. Washington, DC: The National Academy Press, 266 p. Studies in Geophysics. <https://doi.org/10.17226/624>
- Nichols, G.J. (2009) - *Sedimentology and stratigraphy*. 2a. ed. Oxford: Blackwell Science, 435 p.
- Nishiizumi, K.; Caffee, M.W.; Finkel, R.C.; Brimhall, G. & Mote, T. (2005) - Remnants of a fossil alluvial fan landscape of Miocene age in the Atacama Desert of northern Chile using cosmogenic nuclide exposure age dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(3-4): 499-507. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.05.032>
- Noble, D.C.; McKee, E.H.; Farrar, E. & Petersen, U. (1974) - Episodic Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 21(2): 213-220. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(74\)90057-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90057-0)
- Noller, J.S. (1993) - *Late Cenozoic stratigraphy and soil geomorphology of the Peruvian desert 3°-18° S.: a long-term record of hyperaridity and El Niño*. Ph.D. Thesis, University of Colorado, Boulder, CO, 279 p.
- Obermeier, S.F. (1994) - Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. En: Obermeier, S.F. & Jibson, R.W., eds. Using ground-failure features for paleoseismic analysis, Chapter A. *U.S. Geological Survey Open File Report 94-663*, p. 1-98. <https://pubs.usgs.gov/of/1994/0663/report.pdf>

- Obermeier, S.F. (1996) - Use of liquefaction-induced features for seismic analysis - An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes: *Engineering Geology*, 44(1-4): 1-76. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(96\)00040-3](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(96)00040-3)
- Obruchev, V.A. (1948) - Osnovnyje certy kinetiki i plastiki neotektoniki. *Izvestiya Akademii Nauk UzSSR Sertiya. Geologicheskaya*, 5: 13-24.
- Organización Latinoamericana de Energía (1980) - *Proyecto de investigación geotérmica de la República del Ecuador: Estudio de reconocimiento, reporte geo-volcanológico*. Quito: OLADE, 51 p.
- Ortlieb, L. & Macharé, J. (1990) - Quaternary marine terraces on the Peruvian coast and recent vertical motions. En: Symposium International "Géodynamique Andine", Grenoble, 1990, *Résumés des communications*. Paris: ORSTOM, p. 95-98. <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:30999>
- Ortlieb, L.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C. & Macharé, J. (1996) - Pampa del Palo: an anomalous composite marine terrace on the uprising coast of southern Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(5-6): 367-379. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(96\)00020-X](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(96)00020-X)
- Owen, G. (1996) - Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, 43(2): 279-293. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1996.d01-5.x>
- Owen, G. (2003) - Ball-and-pillow (pillow) structure. En: Middleton, G.V.; Church, M.A.; Coniglio, M.; Hardie, L.A. & Longstaffe, F.J., eds. *Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks*. Dordrecht: Springer, p. 39-40.
- Panizza, M.; Castaldini, D.; Bollettinari, G.; Carton, A. & Mantovani, F. (1987) - Neotectonic research in applied geomorphological studies. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 63: 173-211. <http://www.neotectonica.ufpr.br/neotectonica/estudos.pdf>
- Papadopoulos, G.A., & Lefkopoulos, G. (1993) - Magnitude-distance relations for liquefaction in soil from earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(3): 925-938.
- Pardo-Casas, F. & Molnar, P. (1987) - Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3): 233-248. <https://doi.org/10.1029/TC006i003p00233>
- Pastor, A. (2013) - *Evolución tectónica y geomorfología reciente de las cuencas de antepaís suratlásicas: Cuencas de Missouri y Ouarzazate*. Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, Barcelona, 208 p.
- Perron, J.T. & Royden, L. (2013) - An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(6): 570-576. <https://doi.org/10.1002/esp.3302>
- Persson, K.S.; García, D. & Sokoutis, D. (2004) - River transport effects on compressional belts: First results from an integrated analogue-numerical model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B1): B01409, 11 p. <https://doi.org/10.1029/2002JB002274>
- Philip, H.; Rogozhin, E.; Cisternas, A.; Bousquet, J.C.; Borisov, B & Karakhanian, A. (1992) - The Armenian earthquake of 1988 December 7: faulting and folding, neotectonics and paleoseismicity. *Geophysical Journal International*, 110(1): 141-158. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00718.x>
- Pike, R.J.; Evans, I.S. & Hengl, T. (2009) - Chapter 1 Geomorphometry: A Brief Guide. En: Hengl, T. & Reuter, H.I., eds. *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Elsevier, Developments in Soil Science vol. 33, p. 3-30. [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(08\)00001-9](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00001-9)
- Pitilakis, K.; Gazepis, C. & Anastasiadis, A. (2006) - Design response spectra and soil classification for seismic code provisions. En: Bouckovalas, G., ed. *General report: Proceedings of the Athens Workshop Jan. 20 & 21, 2006, ETC-12 Geotechnical Evaluation and Application of the Seismic Eurocode EC 8 2003-2006*. National Technical University of Athens, p. 37-52. [https://www.iitk.ac.in/nicee/wcee/article/13\\_2904.pdf](https://www.iitk.ac.in/nicee/wcee/article/13_2904.pdf)
- Puigdefàbregas, C. & Souquet, P. (1986) - Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129(1-4): 173-203. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90251-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90251-9)
- Ramli, M.F.; Yusof, N.; Yusoff, M.K.; Juahir, H. & Shafri, H.Z.M. (2010) - Lineament mapping and its application in landslide hazard assessment: a review. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 69(2): 215-233. <https://doi.org/10.1007/s10064-009-0255-5>

- Ramos, V. (2008) - The basement of the Central Andes: The Arequipa and related terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36: 289-324. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124304>
- Ramos, V. (2010) - The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1): 77-91. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.09.004>
- Ramsey, C.B. (2009) - Dealing with Outliers and Offsets in Radiocarbon Dating. *Radiocarbon*, 51(3): 1023-1045. <https://doi.org/10.1017/S0033822200034093>
- Ramsey, C.B. (2017) - Methods for Summarizing Radiocarbon Datasets. *Radiocarbon*, 59(6): 1809-1833. <https://doi.org/10.1017/RDC.2017.108>
- Ratnayaka, K.; Hetzel, R.; Hornung, J.; Hampel, A.; Hinderer, M. & Frechen, M. (2019) - Postglacial alluvial fan dynamics in the Cordillera Oriental, Peru, and palaeoclimatic implications. *Quaternary Research*, 91(1): 431-449. <https://doi.org/10.1017/qua.2018.106>
- Ricci Lucchi, F. (1995) - Sedimentological indicators of paleoseismicity. En: Serva, L. & Slemmons, D.B., eds. *Perspectives in paleoseismology*. London: Association of Engineering Geologists, Special Publication, 6, p. 7-18.
- Rivera, M.; Samaniego, P.; Vela, J. & Le Pennec, J.L. (2018) - Geología y evaluación de peligros del complejo volcánico Yucamane-Calientes (Candarave-Tacna). *INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*, 65, 128 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/1879>
- Rodríguez, C.E.; Bommer, J.J. & Chandler, R.J. (1999) - Earthquake-induced landslides: 1980-1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18(5): 325-346. [https://doi.org/10.1016/S0267-7261\(99\)00012-3](https://doi.org/10.1016/S0267-7261(99)00012-3)
- Rodríguez-Pascua, M. (1998) - *Paleosismicidad y sismotectónica de las cuencas lacustres neógenas del Prebético de Albacete*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 188 p.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Z.; Fodor, L.; Horváth, E. & Telbisz, T. (2009) - Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. *Geomorphology*, 104(3-4): 203-217. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.014>
- Rutter, N.; Coronato, A.; Helmens, K.; Rabassa, J. & Zárata, M. (2012) - *Glaciations in North and South America from the Miocene to the Last Glacial maximum: comparisons, linkages and uncertainties*. Springer Science & Business Media, 67 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-4399-1>
- Samaniego, P.; Valderrama, P.; Mariño J.; Van Wyk de Vries, B.; Roche, O.; Manrique, N.; Chédeville, C.; Liorzou, C.; Fidel, L. & Malnati, J. (2015) - The historical (218±14 aBP) explosive eruption of Tutupaca volcano (Southern Peru). *Bulletin of Volcanology*, 77(6): 51. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0937-8>
- Sánchez, F.; Tejero, R. & Bergamín de la Viña, J.F. (1998). Análisis de la variabilidad del relieve a partir de modelos digitales del terreno. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11(1-2), 139-149. <https://eprints.ucm.es/id/eprint/28972/>
- Schmidt, V. (2012) - Determinación del parámetro vs30 usando los métodos FK y SPAC en la bahía de Cádiz (sur de España). *Revista Ingeniería*, 22(1): 39-54. <https://doi.org/10.15517/iring.v22i1.8389>
- Schmitt, K.R. (1991) - Sandstone intrusions in the Andean fold-thrust belt (51°-54°S): implications for the paleohydrogeologic evolution of the southernmost Andes. Ph.D. Thesis, Columbia University, New York, 263 p.
- Schoenbohm, L.M. & Strecker, M.R. (2009) - Normal faulting along the southern margin of the Puna Plateau, northwest Argentina. *Tectonics*, 28(5): TC5008, 21 p. <https://doi.org/10.1029/2008TC002341>
- Scott, B. & Price, S. (1988) - Earthquake-induced structures in young sediments. *Tectonophysics*, 147(1,2): 165-170. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90154-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90154-0)
- Sébrier, M.; Huamán, D.; Blanc, J.L.; Macharé, J. Bonnot, D. & Cabrera, J. (1982) - *Observaciones acerca de la neotectónica del Perú*. Lima: Instituto Geofísico del Perú, 107 p. (Proyecto SISRA – Grupo Peruano de Neotectónica).
- Sébrier, M.; Mercier, J.L.; Mégard, F.; Laubacher, G. & Carey-Gailhardis, E. (1985) - Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Andes of South Perú. *Tectonics*, 4(7): 739-780. <https://doi.org/10.1029/TC004i007p00739>
- Sempere, T.; Gérard, H. & Oller J. (1988) - Los aspectos estructurales y sedimentarios del orocliño boliviano. En: *Quinto Congreso Geológico Chileno*, 1988/08/08-12. Santiago: Universidad de Chile, A127-A142. <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:43395>

- Sempere, T.; Jacay, J.; Carlotto, V.; Martínez W.; Bedoya, C.; Fornari, M.; Roperch, P.; Acosta, H.; Acosta, J.; Cerpa, L.; Flores, A.; Ibarra, I.; Latorre, O.; Mamani, M.; Meza, P.; Odone, F.; Oros, Y.; Pino, A. & Rodriguez, R. (2004) - Sistemas transcurrentes de escala litosférica en el sur del Perú. En: Jacay, J. & Sempere, T., eds. *Nuevas contribuciones del IRD y sus contrapartes al conocimiento geológico del sur del Perú*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial, 5, p. 105-110.
- Sempere, T.; Noury, M.; García, F. & Bernet, M. (2014) - Elementos para una actualización de la estratigrafía del Grupo Moquegua, sur del Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 17, Lima, 2014. *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 4 p.
- Sempere, T.; Carlier, G.; Carlotto, V.; Jacay, J.; Jiménez, N.; Rosas, S.; Soler, P.; Cardenas, J. & Boudesseul, N. (1999) - Late Permian-Early Mesozoic rifts in Peru and Bolivia and their bearing on Andean-age tectonics. En: International Symposium on Andean Geodynamics, 4, Göttingen, 1999, *Extended abstracts*. Paris: IRD, p. 680-685.
- Shake, S.N., & McHone, J.G. (1987) - Topographic lineaments and their geologic significance in central New England and adjacent New York. *Northeastern Geology*, 9(3), 120-128.
- Shanmugam, G. (2017) - Global case studies of soft-sediment deformation structures (SSDS): Definitions, classifications, advances, origins, and problems. *Journal of Palaeogeography*, 6(4): 251-320. <https://doi.org/10.1016/j.jop.2017.06.004>
- Silgado, E. (1978) - Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974). *Instituto de Geología y Minería, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*, 3, 130 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/251>
- Simpson, G.D.H. (2004) - A dynamic model to investigate coupling between erosion, deposition, and three-dimensional (thin-plate) deformation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 109(F2), F02006. <https://doi.org/10.1029/2003JF000078>
- Simpson, G.D.H. (2006) - Modelling interactions between fold-thrust belt deformation, foreland flexure and surface mass transport. *Basin Research*, 18(2): 125-143. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2006.00287.x>
- Sims, J.D. (1975) - Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29(1-4): 141-152. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(75\)90139-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90139-0)
- Sklar, L. & Dietrich, W.E., (1998) - River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply. En: Tinkler, K.J. & Wohl, E.E., eds. *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*. Washington, DC: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 107, p. 237-260.
- Slemmons, D.B. (1957) - Geological effects of the Dixie Valley-Fairview Peak, Nevada, earthquakes of December 16, 1954. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 47(4): 353-375.
- Slemmons, D.B. (1977) - *State-of-the-art for assessing earthquake hazard in the United States: Report 6, faults and earthquake magnitude*. Reno, Nevada: McKay School of Mines, University of Nevada; Vicksburg, Miss: U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Miscellaneous Paper S-73-1, 129 p. <https://usace.contentdm.oclc.org/digital/collection/p266001coll1/id/5482/>
- Slemmons, D.B.; Engdahl, E.R.; Zoback, M.D. & Blackwell, D.D., eds. (1991) - *Neotectonics of North America*. Boulder, CO: Geological Society of America, 498 p.
- Smith, B. (1916) - Ball or pillow-form structures in sandstones. *Geological Magazine*, 3(4): 146-156. <https://doi.org/10.1017/S0016756800199637>
- Snyder, N.P.; Whipple, K.X.; Tucker, G.E. & Merritts, D.J. (2002) - Interactions between onshore bedrock-channel incision and nearshore wave-base erosion forced by eustasy and tectonics. *Basin Research*, 14(2): 105-127. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2002.00169.x>
- Somerville, P. & Pitarka, A. (2006) - Differences in earthquake source and ground motion characteristics between surface and buried crustal earthquakes. *Bulletin Earthquake Research Institute*, University of Tokyo, 81(3-4): 259-266. <https://www.eri.u-tokyo.ac.jp/BERI/pdf/IHO81309.pdf>
- Steffen, D.; Schlunegger, F. & Preusser, F. (2010) - Late Pleistocene fans and terraces in the Majes Valley, southern Peru, and their relation to climatic variations. *International Journal of Earth Sciences*, 99(8): 1975-1989. <https://doi.org/10.1007/s00531-009-0489-2>

- Stewart, I.S. & Hancock, P.L. (1990) - What is a fault scarp? *Episodes*, 13 (4): 256-263. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1990/v13i4/005>
- Stewart, I.S. & Hancock, P.L. (1994) - Neotectonics. En: Hancock, P.L., ed. *Continental deformation*, New York: Pergamon Press, p. 370-409.
- Stewart, I.S., & Hancock, P.L. (1988) - Normal fault zone evolution and fault scarp degradation in the Aegean region. *Basin Research*, 1(3): 139-153. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1988.tb00011.x>
- Strahler, A.N. (1957) - Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6): 913-920. <https://doi.org/10.1029/TR038i006p00913>
- Sundell, K.E.; Saylor, J.E.; Lapen, T.J. & Horton, B.K. (2019) - Implications of variable late Cenozoic surface uplift across the Peruvian central Andes. *Scientific Reports*, 9(1): 4877. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-41257-3>
- Suppe, J.; Chou, G.T. & Hook, S.C. (1992) - Rates of folding and faulting determined from growth strata. En: McClay, K.R., ed. *Thrust tectonics*. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 105-121. [https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0\\_9](https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_9)
- Swan, F.H. (1988) - Temporal clustering of paleoseismic events on the Oued Fodda fault, Algeria. *Geology*, 16(12): 1092-1095. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<1092:TCOPEO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<1092:TCOPEO>2.3.CO;2)
- Tavera, H.; Audin, L. & Bernal, I. (2007) - Parámetros de la fuente del sismo de sama (Tacna), 20 de noviembre de 2006 (5.4Mw). *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (102):109-115.
- Ten Haaf, E. (1956) - Significance of convolute lamination. *Geologie en Mijnbouw*, 18(6): 188-194.
- Thorson, R.M.; Clayton, W.S. & Seeber, L. (1986) - Geologic evidence for a large prehistoric earthquake in eastern of Connecticut. *Geology*, 14(6): 463-467. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<463:GEFALP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<463:GEFALP>2.0.CO;2)
- Tiwari B. & Ajmera B. (2017) - Landslides Triggered by Earthquakes from 1920 to 2015. En: Mikos M.; Tiwari B.; Yin Y. & Sassa K., eds. *Advancing Culture of Living with Landslides: Volume 2 Advances in Landslide Science*. Cham: Springer, p. 5-15. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-53498-5\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-319-53498-5_2)
- Tosdal, R.S.; Clark A.H. & Farrar, E. (1984) - Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 95(11): 1318-1332. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1984\)95<1318:CPLATE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<1318:CPLATE>2.0.CO;2)
- Tucker, G.E. & Slingerland, R.L. (1997) - Drainage basin response to climate change. *Water Resources Research*, 33(8): 2031-2047. <https://doi.org/10.1029/97WR00409>
- Tucker, M.E. (2003) - *Sedimentary rocks in the field*. 3a. ed. Chichester: Wiley, 244 p. The Geological Field Guide Series.
- Udías, A. & Buforn, E. (1994) - Seismotectonics of the Mediterranean region. En: Dmowska, R. & Saltzman, B., eds. *Advances in Geophysics*. Elsevier, vol. 36, p. 121-209. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60538-5](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60538-5)
- Van der Beek, P.A.; Champel, B. & Mugnier, J.L. (2002) - Control of detachment dip on drainage development in regions of active fault propagation folding. *Geology*, 30(5): 471-474. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0471:CODDOD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0471:CODDOD>2.0.CO;2)
- Vega, M. (2002) - *La cuenca de antearco del sur del Perú: dinámica de la sedimentación y contexto geodinámico de la Formación Camaná y sus equivalentes off-shore*. Tesis de grado, Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco, Cusco, 185 p.
- Vela, J. (2015) - *Estudio tefro-estratigráfico de los depósitos asociados con las erupciones recientes del volcán Yucamane (Tacna)*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, Arequipa, 114 p.
- Vergés, J.; Marzo, M. & Muñoz, J. (2002) - Growth strata in foreland settings. *Sedimentary Geology*, 146(1-2): 1-9. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00162-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00162-2)
- Vicente, J.C. (1990) - Early Late Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of southern Peru. En: Ericksen, G.E.; Cañas-Pinochet, M.T. & Reinemund, J.A., eds. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Houston, TX: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 11, p. 91-117.
- Vicente, J.C.; Beaudoin, B.; Chávez, A. & León, I. (1982) - La cuenca de Arequipa (Sur Perú) durante el Jurásico-Cretácico inferior. En: Congreso Latinoamericano de

- Geología, 5, Buenos Aires, 1982. *Actas. Buenos Aires: Servicio Geológico Nacional*, t. 1, p. 121-153.
- Victor, P.; Oncken, O. & Glodny, J. (2004) - Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics*, 23(4): TC4004. <https://doi.org/10.1029/2003TC001519>
- Vittori, E.; Sylos Labini, S. & Serva, L. (1991) - Palaeoseismology: Review of the state-of-the-art. *Tectonophysics*, 193(1-3): 9-32. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90185-U](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90185-U)
- Wallace, R.E. (1977) - Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 88(9): 1267-1281. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1267:PAAOYF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1267:PAAOYF>2.0.CO;2)
- Wallace, R.E.; Bonilla, M.G. & Villalobos, H.A. (1984) - Faulting related to the 1915 earthquakes in Pleasant Valley, Nevada. *US Geological Survey, Professional Paper*, 1274-A-B, 57 p. <https://doi.org/10.3133/pp1274AB>
- Wallace, R.E. (1981) - Active faults, paleoseismology, and earthquake hazards in the western United States. En: Simpson, D.W. & Richards, P.G., eds. *Earthquake Prediction: An International Review*. Washington, DC: American Geophysical Union, Maurice Ewing Series, vol. 4, p. 209-216. <https://doi.org/10.1029/ME004p0209>
- Wells, D.L. & Coppersmith, K.J. (1994) - New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4): 974-1002.
- Whipple, K.X. & Tucker, G.E. (1999) - Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B8): 17661-17674. <https://doi.org/10.1029/1999JB900120>
- Whipple, K.X. & Tucker, G.E., (2002) - Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 107(B2): ETG3-1-20. <https://doi.org/10.1029/2000JB000044>
- Willett, S.D.; Beaumont, C. & Fullsack, P. (1993) - Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21(4): 371-374. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0371:MMFTTO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0371:MMFTTO>2.3.CO;2)
- Wills, C.J. & Clahan, K.B. (2006) - Developing a map of geologically defined site-condition categories for California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(4A): 1483-1501. <https://doi.org/10.1785/0120050179>
- Wilson, J.J. & García, W. (1962) - Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca (Hojas 36-V y 36-x). *Comisión Carta Geológica Nacional, Boletín* 4, 81 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/114>
- Wobus, C.W.; Crosby, B.T. & Whipple, K.X. (2006) - Hanging valleys in fluvial systems: Controls on occurrence and implications for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 111 (F2): F02017, 14 p. <https://doi.org/10.1029/2005JF000406>
- Wörner, G. & Seyfried, H. (2001) - Reply to the comment by M. García and G. Hérail on 'Geochronology (Ar-Ar, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18-22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes' by Wörner et al. (2000). *Revista geológica de Chile*, 28(1): 131-137. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082001000100009>
- Yalin, M.S. & Karahan, M.E. (1979) - Inception of sediment Transport. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, 105(11): 1433-1443.
- Yeats, R.S.; Sieh, K. & Allen, C.R. (1997) - *The geology of earthquakes*. New York: Oxford University Press, 576 p.
- Yu, Y.X., & Gao, M.T. (2001) - Effects of the hanging wall and footwall on peak acceleration during the Jiji (Chi-Chi), Taiwan Province, earthquake. *Acta Seismologica Sinica*, 14(6): 654-659. <https://doi.org/10.1007/BF02718076>
- Zerathe, S.; Blard, P.H.; Braucher, R.; Bourles, D.; Audin, L.; Carcaillet, J.; Delgado, F.; Benavente, C.; Aumaitre, G. & Keddadouche, K. (2017) - Toward the feldspar alternative for cosmogenic <sup>10</sup>Be applications. *Quaternary Geochronology*, 41: 83-96. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.06.004>
- Zhang, B.; Liao, Y.; Guo, S.; Wallace, R.E.; Bucknam, R.C. & Hanks, T.C. (1986) - Fault scarps related to 1739 earthquake and seismicity of the Yinchuan graben, Ningxia Huizu Zizhiqu, China. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(5): 1253-1287.

# RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES

## Mapa

**Mapa 1** Mapa Neotectónico región Tacna 2018

## Cuadros

**Cuadro 1.1** Población Región Tacna

**Cuadro 6.1** Parámetros de las fallas activas considerados para el cálculo de los escenarios de peligro sísmico

**Cuadro 6.2** Clasificación litológica asociada a la velocidad de ondas de corte (parámetro Vs30)

**Cuadro 6.3** Grados de aceleración sísmica

**Cuadro 6.4** Ponderación de los factores temáticos para la generación del mapa de susceptibilidad a movimientos en masa

**Cuadro 6.5** Ponderación de las clases de pendiente del terreno en relación con el análisis de susceptibilidad a los movimientos en masa

**Cuadro 6.6** Ponderación de las unidades geomorfológicas en relación con el análisis de susceptibilidad a los movimientos en masa

**Cuadro 6.7** Ponderación de las unidades litológicas en relación con el análisis de susceptibilidad a los movimientos en masa

**Cuadro 6.8** Ponderación de las unidades de cobertura vegetal y uso de suelo en relación con el análisis de susceptibilidad a los movimientos en masa

**Cuadro 6.9** Ponderación de los factores temáticos para la generación del mapa de susceptibilidad a licuefacción de suelos y/o asentamientos

**Cuadro 6.10** Ponderación de las unidades litológicas en relación con el análisis de susceptibilidad a la licuefacción de suelos y/o asentamientos

**Cuadro 6.11** Caracterización hidrogeológica de los depósitos inconsolidados

**Cuadro 6.12** Ponderación de las unidades hidrogeológicas en relación con el análisis de susceptibilidad a la licuefacción de suelos y/o asentamientos

**Cuadro 6.13** Daño causado por las 10 catástrofes más grandes en los últimos 35 años

**Cuadro 6.14** Unidades mineras de la región Tacna

## Tabla

**Tabla 3.1** Dataciones por radiocarbono

## Figuras

**Figura 1.1** Mapa de ubicación del departamento de Tacna

**Figura 2.1** Cuadro estratigráfico resumen de las unidades litoestratigráficas en la región Tacna

**Figura 2.2** a) distribución del bloque alóctono Arequipa y el cratón Amazónico antes de la acreción; b) resultado de la acreción del bloque Arequipa con el cratón Amazónico en el Mesoproterozoico.

- Figura 2.3** Modelo de la acreción del Macizo de Arequipa al continente Amazonia durante el Mesoproterozoico. Tomado de Loewy *et al.* (2004), Ramos (2008) y Carlotto *et al.* (2009)
- Figura 3.1** Ejemplos de escarpes simples relacionados a incrementos de desplazamiento en: a) falla normal, b) falla inversa y c) falla transcurrente o de rumbo. Modificada de Stewart y Hancock (1990, figura 1)
- Figura 3.2** Evolución del escarpe de falla frente a procesos de degradación a través del tiempo. Modificado de Stewart y Hancock (2007)
- Figura 3.3** Escarpe de falla en materiales detríticos no consolidados: a) superficie original desplazada; b y c) paleoescarpes con diferente grado de erosión, asociados a movimientos tempranos de la falla; d) escarpe de falla actual; e) cuña coluvial,  $\eta$ ; ángulo de pendiente (disminuye con la edad). Tomado de Rodríguez-Pascua (1998)
- Figura 3.4** Tipos de escarpes de falla de cabalgamiento producidos a lo largo de la Falla Spitzak durante el sismo de 1988, magnitud 6.9 Ms en Armenia: a) escarpe de cabalgamiento simple; b) escarpe de colapso de bloque colgante; c) colina de presión simple; d) colina de presión dextral; e) colina de presión de retrocabalgamiento; f) colina de presión de bajo ángulo; g) colinas de presión en escalón. Modificado de Philip *et al.* (1992)
- Figura 3.5** Unidades morfoestructurales del Perú. Modificado de Benavides (1999)
- Figura 3.6** Imagen satelital de detalle donde se observan los segmentos de la Falla Cerro Carnaval; en esta se observa que el escarpe de falla principal limita el cerro Puite de la pampa Salinas; al pie del cerro Puite se observan facetas triangulares que alcanzan alturas de hasta 200 m; además, otro escarpe de falla subparalelo más al sureste desplaza conos aluviales asociados posiblemente a precipitaciones extraordinarias o cambios climáticos (e. g. glaciaciones).
- Figura 3.7** Imagen satelital de detalle donde se observa el escarpe de Falla Alto Los Chilenos; a lo largo del escarpe se exhiben facetas triangulares; esta falla afecta depósitos aluviales cuaternarios.
- Figura 3.8** Imagen satelital de detalle, donde se muestra el escarpe de Falla Cerro Moreno. En su terminación suroeste se exhiben facetas triangulares; además, al pie de este se observan depósitos aluviales producto de la erosión del escarpe; hacia su terminación noreste se observa que la falla está desplazando depósitos eólicos cuaternarios.
- Figura 3.9** Imagen satelital de detalle donde se observa el escarpe de Falla Cerro La Mina señalada por los triángulos en color amarillo; se observa a lo largo del escarpe de falla facetas triangulares, en su terminación norte de conos aluviales cuaternarios afectados por la falla; al pie del escarpe de falla se observan depósitos aluviales producto de la degradación del escarpe de falla.
- Figura 3.10** Imagen satelital de detalle donde se observan que los segmentos de la Falla Camiara afectan depósitos aluviales cuaternarios y que forman entre sí una geometría en dúplex contraccional.
- Figura 3.11** Imagen satelital de detalle donde se observan que los segmentos de Falla Camiara en la zona sur afectan depósitos aluviales holocenos.
- Figura 3.12** Imagen satelital de detalle donde se observa que los segmentos de la Falla Cerro La Aurora afectan depósitos aluviales del Holoceno.
- Figura 3.13** Los triángulos de color amarillo señalan los segmentos de la Falla Sama en la pampa de Layagache. Se observa depósitos aluviales afectados, así como el curso de los ríos.
- Figura 3.14** Los triángulos de color amarillo señalan los segmentos de la Falla Sama en la base del cerro Chilingas y la pampa del Pedregal. Esta falla afecta depósitos aluviales y el curso de los ríos.
- Figura 3.15** Sistema de Falla Sama-Calientes, segmento Calientes. La figura ubicada en la parte superior muestra la traza de falla y cómo limita la topografía entre las pampas costeras y la Cordillera Occidental: a) muestra en detalle un sector del extremo noroeste donde se observa el cambio de la topografía y los escarpes más recientes; b) muestra el extremo sureste, donde la falla se distribuye formando escarpes subparalelos de hasta 50 m de altitud; c) muestra en detalle escarpes bien conservados que corresponden a las últimas reactivaciones. Estos escarpes afectan depósitos del Holoceno.
- Figura 3.16** Los triángulos de color amarillo señalan los segmentos de la Falla Sama en la base del cerro Chilingas y la pampa del Pedregal. Esta falla afecta depósitos aluviales y el curso de los ríos.

- Figura 3.17** Los triángulos de color amarillo señalan los segmentos de la Falla Sama en la base del cerro Chilingas y la pampa del Pedregal. Esta falla afecta depósitos aluviales y el curso de los ríos.
- Figura 3.18** Fotointerpretación morfoestructural realizada sobre un ortomosaico de detalle en el sector cerro Los Ángeles, donde se observan los depósitos aluviales en color anaranjado afectados por la reciente actividad de la falla con movimientos de tipo inverso; el bloque levantado está representado por la letra U y el bloque que no se desplaza por la letra D; de igual manera las rocas de la Formación Moquegua (polígono amarillo) se hallan afectadas por la actividad de la falla.
- Figura 3.19** Ráster RRIM (Red Relief Image Map), donde se observa el escarpe de falla señalado por las flechas en color amarillo; también, se observa claramente que los depósitos aluviales de la quebrada son afectados por la actividad de la falla.
- Figura 3.20** Fotointerpretación morfoestructural realizada sobre un ortomosaico de detalle en el sector cerro Los Ángeles, donde se observa los depósitos aluviales en color anaranjado afectados por la reciente actividad de la falla con movimientos de tipo inverso; el bloque levantado está representado por la letra U y el bloque que no se desplaza por la letra D; de igual manera, las rocas de la Formación Moquegua (polígono amarillo) se hallan afectadas por la actividad de la falla.
- Figura 3.21** Imagen satelital de detalle de la Falla Cerro Rocos, vista en el sector de la pampa Gallinazos donde se observa que el escarpe de falla afecta depósitos aluviales recientes.
- Figura 3.22** Imagen satelital de detalle donde se observan escarpes de la Falla Chañal, a lo largo del flanco noreste del cerro Chañal se muestran escarpes recientes de la Falla Chañal que afectan rocas volcánicas de la Formación Pelado, así como depósitos coluviales recientes; de igual manera, se observa otro escarpe cruzando la zona arqueológica Tambos La Libertad.
- Figura 3.23** Imagen satelital de detalle donde se observa que la Falla Caquilluco afecta rocas de la Formación Huaylillas.
- Figura 3.24** Falla Cerro Los Cóndores, tramo quebrada Espíritus - quebrada Escritos; los triángulos amarillos indican el trazo de la falla; además, el terreno en el bloque levantado se encuentra más rugoso y presenta valles más incisados, debido al movimiento inverso de la falla.
- Figura 3.25** Falla Cerro El Buitre, tramo quebrada Espíritus - quebrada del Olivar, los triángulos de color amarillo indican el trazo de la falla; en el bloque levantado (*hanging wall*) la morfología del relieve es más rugosa que la del bloque hundido (*footwall*), además los ríos se encuentran incisados y encañonados debido al movimiento inverso de la falla.
- Figura 3.26** Fallas Cerro Chambicollo, sector quebrada del Olivar; se observan dos estructuras paralelas (triángulos amarillos) que afectan las ignimbritas de la Formación Huaylillas.
- Figura 3.27** Imagen satelital (Google Earth) que muestra la expresión morfológica del Sistema de Fallas Incapuquio (flechas amarillas).
- Figura 3.28** Ejemplos de deformación asociada al SFI. De norte a sur se observa: a) conglomerados e ignimbritas deformadas; b) pliegues en conglomerados del Plioceno (Formación Millo); c) cara libre del SFI o *Free Face*, que corresponde a la última reactivación conservada del sistema de falla; d) contacto fallado de rocas paleozoicas de la Formación Ambo con depósitos cuaternarios. Todas estas evidencias muestran movimientos de tipo inverso con componente sinistral.
- Figura 3.29** Tramo cerro La Garita. Los triángulos de color amarillo indican el trazo de la falla, afecta depósitos cuaternarios y rocas e intrusivos cretácicos.
- Figura 3.30** Sector Chintari. El trazo de la falla se muestra en triángulos de color amarillo, cruza el poblado de Chintari y se prolonga por la quebrada Chintari. Afecta depósitos cuaternarios y rocas cretácicas.
- Figura 3.31** Sector quebrada Llomune - quebrada Huacano Grande. Los triángulos amarillos indican el trazo de la falla; afecta depósitos aluviales, rocas paleógenas, cretácicas y jurásicas; también, se observan los ríos desplazados por el movimiento de rumbo de la falla.
- Figura 3.32** Sector quebrada Achacahua - quebrada Tirata, los triángulos de color amarillo indican el trazo de la falla; se observa el drenaje afectado por el movimiento lateral de la falla.
- Figura 3.33** Tramo Micalaco - quebrada Calumbraya. Los triángulos de color amarillo indican el trazo continuo de la Falla Micalaco; esta estructura afecta depósitos fluviales y modifica el curso del drenaje debido al movimiento inverso y la componente dextral.

- Figura 3.34** Falla Estique, sector Monterune Viejo. Los triángulos de color amarillo indican el trazo continuo de la falla; esta estructura afecta depósitos fluviales y modifica el curso del drenaje debido al movimiento inverso y la componente dextral.
- Figura 3.35** Sector laguna Suches, los triángulos amarillos indican el trazo de las fallas; tienen dirección NO-SE, las fallas cruzan la laguna Suches, afectan morrenas y depósitos aluviales.
- Figura 3.36** Sector cerro Pollailla, se observa dos fallas paralelas (triángulos de color amarillo); estas estructuras afectan depósitos aluviales y forman sagponds a lo largo de la falla.
- Figura 3.37** Sector pampa Purupuni, los triángulos rojos indican el trazo de las fallas; estas fallas afectan depósitos aluviales holocenos y dacitas del domo Purupuruni de edad  $0.10 \pm 0.03$  Ma (Olade, 1980)
- Figura 3.38** Sector pampa Quesane, se observan fallas paralelas (triángulos de color amarillo); estas fallas tienen dirección norte-sur, afectan depósitos fluvio-glaciares y dacitas del Grupo barroso.
- Figura 3.39** Sector pampa Quesane, se observan fallas paralelas (triángulos de color amarillo); estas fallas tienen dirección norte-sur, afectan depósitos fluvio-glaciares y dacitas del Grupo barroso.
- Figura 3.40** Descripción estratigráfica de la trinchera paleo-sismológica, la digitalización del cartografiado de facies estratigráficas se realizó sobre un ortomozaico con polígonos coloreados en escala de grises. F-II representa un nivel de flujo aluvial clasto soportado; U-IV representa un nivel fluvial matriz soportado; P-I, P-II, P-III, P-IV, P-V representan los niveles datados de turba con alto contenido orgánico, utilizados en la reconstrucción de eventos; CW-I corresponde a una cuña coluvial clasto soportado compuesto de arena y grabas subangulares a subredondeadas; U-III representa un nivel fluvial-lacustre matriz soportado con gradación estratigráfica normal; U-II representa un nivel fluvial-lacustre matriz soportado con gradación estratigráfica inversa; F-1 representa un nivel fluvial aluvial clasto soportado con imbricación de clastos que indican un dirección de flujo E-O; U-I representa un nivel fluvial aluvial matriz soportado con laminación ondulada.
- Figura 4.1** Modelo esquemático de la formación de una laminación convoluta
- Figura 4.2** Perfil longitudinal de una cuenca hidrográfica con sus partes (Allen, 1982)
- Figura 4.3** Modelo de un *slump*. Modificado de Alsop y Marco (2012)
- Figura 4.4** Formación de las estructuras de bola y cojín (*ball and pillow*). Modificada de Howard & Lohrengel (1969)
- Figura 4.5** Representación esquemática de las fases de desarrollo de las inyecciones en filón o diques. Modificado de Amick *et al.* (1990)
- Figura 4.6** Sección esquemática de una fisura de origen sísmico en materiales lacustres cuaternarios al noreste de Estados Unidos. Tomada de Thorson *et al.* (1986)
- Figura 4.7** Etapas de formación de las estructuras en flama
- Figura 4.8** Block diagrama explicando la formación de las brechas con clastos de lodo.
- Figura 4.9** Mapa de ubicación del deslizamiento de Caquilluco. Las estrellas amarillas son los lugares de donde se extrajeron las muestras para obtener las dataciones por cosmogénicos. La línea roja representa la Falla Incapuquio. La línea roja indica el lugar donde se identificaron los sedimentos lacustres (tomado de Zerathe *et al.*, 2017).
- Figura 4.10** Columna estratigráfica de Caquilluco
- Figura 4.11** Mapa de ubicación del paleolago de Shintari. El círculo rojo representa la ubicación de la columna estratigráfica. El polígono marrón representa la masa del paleodeslizamiento que represó el río Curibaya.
- Figura 4.12** Columna estratigráfica de Shintari
- Figura 4.13** Sistemas de terrazas aluviales: a) encajonado; b) escalonado. LM: Lecho mayor; Lm: Lecho menor. Tomado de Macharé (1981)
- Figura 4.14** Incisión fluvial y formación de terrazas en un ambiente tectónico activo. Implicancias de la deformación de la superficie por la acción de una falla inversa (caso Falla Incapuquio). Tomado de Avouac *et al.* (1993).

- Figura 4.15** Elementos arquitecturales y asociaciones de facies identificadas en las terrazas fluviales en estudio.
- Figura 4.16** Columna estratigráfica de la terraza Tf2 del río Chero
- Figura 4.17** Columna estratigráfica de la terraza Tf2 del río Chero
- Figura 4.18** Columna estratigráfica de la terraza Tf2 del río Caplina
- Figura 4.19** Columna estratigráfica de la terraza Tf3 del río Caplina
- Figura 4.20** Columna estratigráfica de la terraza Tf4 del río Caplina
- Figura 4.21** Columna estratigráfica de la terraza Tf1 del río Palca.
- Figura 4.22** Columna estratigráfica de la terraza Tf2 del río Palca
- Figura 4.23** Columna estratigráfica de la terraza Tf3 del río Palca
- Figura 4.24** Correlación estratigráfica de las terrazas fluviales del área de estudio. A la derecha la cronología de las últimas glaciaciones.
- Figura 5.1** Perfil longitudinal de una cuenca hidrográfica con sus partes
- Figura 5.2** Clasificación de *knickpoints*
- Figura 5.3** Perfil longitudinal de un río. En línea azul se muestra el perfil de un río en estado de equilibrio; en línea roja se muestra el perfil de un río inestable.
- Figura 5.4** Evaluación del mejor valor para  $m/n$
- Figura 5.5** Ubicación y extensión de la cuenca Locumba respecto a la región Tacna
- Figura 5.6** Perfil Chi de la cuenca Locumba
- Figura 5.7** Mapa de valores  $M\chi$  del drenaje de la cuenca Locumba
- Figura 5.8** Perfil litológico de la cuenca Locumba
- Figura 5.9** Curvas hipsométricas de la cuenca Locumba, donde la línea azul corresponde a la curva hipsométrica de longitud del río principal, la línea verde a la longitud del sistema de drenaje y la línea roja al área de drenaje de la cuenca.
- Figura 5.10** Ubicación y extensión de la cuenca Sama respecto a la región Tacna
- Figura 5.11** Perfil Chi de la cuenca Sama
- Figura 5.12** Mapa de valores  $M\chi$  del drenaje de la cuenca Sama
- Figura 5.13** Perfil Chi de la cuenca Sama
- Figura 5.14** Curvas hipsométricas de la cuenca Sama, donde la línea azul corresponde a la curva hipsométrica de longitud del río principal, la línea verde a la longitud del sistema de drenaje y la línea roja al área de drenaje de la cuenca.
- Figura 5.15** Ubicación y extensión de la cuenca Caplina respecto a la región Tacna
- Figura 5.16** Perfil Chi de la cuenca Caplina
- Figura 5.17** Mapa de valores  $M\chi$  del drenaje de la cuenca Caplina
- Figura 5.18** Perfil Chi de la cuenca Caplina
- Figura 5.19** Curvas hipsométricas de la cuenca Caplina, donde la línea azul corresponde a la curva hipsométrica de longitud del río principal, la línea verde a la longitud del sistema de drenaje y la línea roja al área de drenaje de la cuenca.
- Figura 5.20** Ubicación y extensión de la cuenca Hospicio respecto a la región Tacna
- Figura 5.21** Perfil Chi de la cuenca Hospicio
- Figura 5.22** Mapa de valores  $M\chi$  del drenaje de la cuenca Hospicio
- Figura 5.23** Perfil litológico de la cuenca Hospicio
- Figura 5.24** Curvas hipsométricas de la cuenca Hospicio, donde la línea azul corresponde a la curva hipsométrica de longitud del río principal, la línea verde a la longitud del sistema de drenaje y la línea roja al área de drenaje de la cuenca.

- Figura 5.25** Mapa de valores  $M_x$  de las cuatro cuencas seleccionadas
- Figura 6.1** Mapa VS30 de la región Tacna, construido a partir de los aportes de Wills y Clahan (2006); Pitilakis *et al.* (2006); Luzi *et al.* (2011) y Narciso *et al.* (2012)
- Figura 6.2** Se muestran los 31 escenarios de aceleración máxima del suelo (PGA) procesados para la región Tacna
- Figura 6.3** Mapa PGA regional procesado a partir de los 31 escenarios generados para la región Tacna
- Figura 6.4** Mapas factores que intervienen en la evaluación de la susceptibilidad a movimientos en masa: a) mapa factor de pendientes; b) mapa factor geomorfológico; c) mapa factor litológico y d) mapa factor de uso de suelos y cobertura vegetal.
- Figura 6.5** Mapa de susceptibilidad a movimientos en masa de la región Tacna
- Figura 6.6** Mapa de peligrosidad por movimientos en masa, ante la ocurrencia de sismos en la región Tacna
- Figura 6.7** Esquema sintético del proceso de licuefacción
- Figura 6.8** Mapa de susceptibilidad a licuefacción de suelos y o asentamientos de la región Tacna
- Figura 6.9** Mapa de peligrosidad por licuefacción de suelos, ante la ocurrencia de sismos en la región Tacna
- Figura 6.10** Mapa de riesgo por movimientos en masa detonados por sismo
- Figura 6.11** Mapa de riesgo a licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo.

### **Fotografías**

- Fotografía 3.1** Escarpe de falla en Camiara. Este tiene una altitud de 1.5 m y afecta depósitos aluviales del Holoceno.
- Fotografía 3.2** Grietas a lo largo de la zona de Camiara. Se pueden observar en este sector que las grietas se distribuyen en un ancho de hasta 2 m. Las aperturas de las grietas son de hasta 15 cm. Las grietas afectan la superficie más reciente de Camiara.
- Fotografía 3.3** Grieta en la zona de Camiara. Se pueden observar en este sector que las grietas se ubican a lo largo del pie del escarpe de falla. En algunos sectores se evidencia crestas de presión, de hasta 30 cm, como los mostrados en la presente fotografía. Estas estructuras o crestas nos muestran o ponen en evidencia la componente lateral (sinistral) de la falla.
- Fotografía 3.4** Terrazas aluviales en quebrada Honda. La fotografía muestra un total de cuatro terrazas aluviales, la más reciente tiene una altura de 3 m y estaría compuesta por depósitos de los últimos 10 000 años.
- Fotografía 3.5** Deformación de conglomerados e ignimbrita Pachía del Plioceno Pliegue asociado al Sistema de Falla de Sama-Calientes. Vista hacia el norte.
- Fotografía 3.6** Terraza aluvial holocena deformada, levantada y colgada, debido a la(s) reactivación(es) del Sistema de Falla de Sama-Calientes.
- Fotografía 3.7** Escarpe de falla ubicado al sur de la quebrada Palca. El escarpe tiene una altitud de 30 m y afecta depósitos del Pleistoceno. Su ubicación se puede observar en la figura 3.15a. El Sistema de Fallas Sama-Calientes es un límite que se ubica entre las pampas costeras y la Cordillera Occidental. La fotografía es tomada hacia el sur y se puede observar el cambio de relieve.
- Fotografía 3.8** Vista al suroeste. Falla Purgatorio-Mirave afecta los depósitos aluviales holocenos ubicados en el fondo del valle. La falla generó un desnivel de hasta 2 m, llegando a modificar el sistema de drenaje. Los depósitos aluviales están relacionados con precipitaciones excepcionales que permitieron transportar sedimentos hasta las partes bajas de la costa.
- Fotografía 3.9** Vista al suroeste. Falla Purgatorio-Mirave afecta los depósitos aluviales holocenos ubicados en el fondo del valle. La falla generó un desnivel de hasta 2 m, llegando a modificar el sistema de drenaje. Los depósitos aluviales están relacionados con precipitaciones excepcionales que permitieron transportar sedimentos hasta las partes bajas de la costa.
- Fotografía 3.10** Vista en perfil de la Falla Incapuquio en el sector Chintari, donde claramente coloca las lavas de la Formación Matalaque por encima de la Formación Quellaveco; el plano de falla (línea blanca entrecortada) en este sector tiene un rumbo N65°O y buzamiento de 48°N y evidencia el movimiento de tipo inverso de la falla

- Fotografía 3.11** Depósitos lacustres ubicados en el valle del río Locumba, afectados por el movimiento inverso de la Falla Incapuquio.
- Fotografía 3.12** Flanco izquierdo de la quebrada Chintari, la línea punteada indica el trazo de Falla Incapuquio y la flecha señala el movimiento de tipo inverso; se observa el drenaje cortado y bloqueado.
- Fotografía 3.13** Depósitos coluviales y aluviales relleno de una charca (sagpond) formada por el movimiento inverso de la Falla Incapuquio; también, se observa la última reactivación de la falla (líneas rojas) que corta depósitos aluviales y forma un escarpe de 0.7 m.
- Fotografía 3.14** Flanco noroeste de la laguna Suches, se observan fallas paralelas (flechas rojas) con buzamientos opuestos formando un graben o colapso.
- Fotografía 3.15** Flanco suroeste de la laguna Suches, se observa un escarpe de falla continuo (flechas rojas); esta estructura afecta morrenas y depósitos fluvioglaciares.
- Fotografía 3.16** Escarpe de falla de dirección N-S. Estas fallas controlan los domos de Purupuruni.
- Fotografía 3.17** Tomada hacia el norte de la cara expuesta de la trinchera paleosismológica excavada.
- Fotografía 4.1** Terrazas fluviales ubicadas en la margen derecha del río Caplina. Vista tomada hacia el noroeste.
- Fotografía 4.2** Base erosiva de la secuencia III, de la terraza fluvial Tf2. Margen izquierda del río Chero-cerro Acirume.
- Fotografía 4.3** Intercalación de gravas subredondeadas con clastos imbricados y conglomerados matriz soportados. Margen derecha del río Chero - cerro Huanara.
- Fotografía 4.4** Arenas de grano medio con estratificación oblicua. Margen izquierda del río Caplina frente de la localidad de Tocuco.
- Fotografía 4.5** Intercalación de gravas con clastos redondeados imbricados con estratificación paralela y gravas matriz soportados. Margen izquierda del río Caplina frente al cerro Chañal.
- Fotografía 4.6** Secuencia de gravas, granodecreciente, margen izquierda del río Palca.
- Fotografía 6.1** Volcán de arena en la margen derecha del valle de Pisco, en el sector de Cabeza de Toro, debido al sismo de Pisco en 2007.



Av. Canadá 1470 - San Borja, Lima 41, Perú

Teléfono: 051 - 1 - 618 9800

Fax: 051-1-225-3063 | 051-1-225-4540

[www.gob.pe/ingemmet](http://www.gob.pe/ingemmet)

[comunicación@ingemmet.gob.pe](mailto:comunicación@ingemmet.gob.pe)



RELACIÓN DE FALLAS ACTIVAS Y CUATERNARIAS

NRO	CODIGO	NOMBRE
1	TA-01	Falla Cerro Carnaval
2	TA-02	Falla Alto Los Chilenos
3	TA-03	Falla Cerro Moreno
4	TA-04	Falla Cerro La Mina
5	TA-05	Zona de falla Camiara
6	TA-06	Falla Cerro La Aurora
7	TA-07	Sistema de fallas Sama-Calientes
8	TA-08	Falla Purgatorio
9	TA-09	Fallas Cerro Rocoso
10	TA-10	Falla Chañal
11	TA-11	Falla Caquilluco-Huacano
12	TA-12	Zona de fallas Los Condores - Chambicollo
13	TA-13	Sistema de fallas Incaquiquio
14	TA-14	Falla Micalaco
15	TA-15	Falla Estique
16	TA-16	Zona de fallas del Barroso



MOQUEGUA

PUNO

BOLIVIA

CHILE

OCEANO PACÍFICO

- Población**
- Ciudad
  - Nro. de habitantes
  - <10000
  - >300000
- Infraestructura**
- ⚡ Central eléctrica
  - ⚡ Central eléctrica en proyecto
  - ⚡ Mina
  - ⚡ Proyecto minero
  - ✈ Aeropuerto y/o aeródromo
  - ⌒ Puentes
  - ⌒ Centro arqueológico
  - Red vial nacional
  - Red vial departamental
  - Trocha Carroable

REPÚBLICA DEL PERU  
SECTOR DE ENERGÍA Y MINAS  
INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO  
SECTOR ENERGÍA Y MINAS  
**INGEMMET**  
INSTITUTO GEOLÓGICO, MINERO Y METALÚRGICO  
**MAPA NEOTECTÓNICO REGIÓN TACNA 2018**  
Benavente, C.<sup>1</sup>; García, B.<sup>1</sup>; Aguirre, E.<sup>1</sup>; Delgado, F.<sup>1</sup> & Rosell, L.<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>Instituto Geológico Minero y Metalúrgico - INGENMET  
0 10 20 30 km  
1:230000  
Sistema de coordenadas geográficas WGS 1984