

INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica N° 64



Neotectónica, Evolución del Relieve y Peligro Sísmico en la Región Arequipa

Lima, Perú 2017





INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica  $\mathrm{N}^{\mathrm{o}}$  64

# Neotectónica, Evolución del Relieve y Peligro Sísmico en la Región Arequipa

Dirección de Geología Ambiental

# Equipo de Investigación:

Carlos Benavente Escobar Gabino Delgado Madera Briant García Fernández Baca Enoch Aguirre Alegre Laurence Audin

Lima, Perú 2017 INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica N° 64

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2018-04171

Razón Social: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET) Domicilio: Av. Canadá N° 1470, San Borja, Lima, Perú Primera Edición, INGEMMET 2018 Se terminó de imprimir el 22 de marzo 2018 en los talleres de INGEMMET

Tiraje: 100

#### © INGEMMET

Derechos Reservados. Prohibida su reproducción

Presidente del Consejo Directivo: Oscar Bernuy Verand.

Secretaria General encargada: Yelena Alarcón Butrón.

Comité Editor: Lionel Fídel Smoll, Yorri Carrasco Pinares, Bilberto Zavala Carrión.

#### Dirección encargada del estudio

Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico: Bilberto Zavala Carrión.

#### Unidad encargada de edición

Unidad de Relaciones Institucionales: Yorri Carrasco Pinares.

Revisor Externo: René Marocco y Michel Sébrier.

Corrección gramatical y de estilo: María Obregón Rossi.

Diagramación: Sonia Bermúdez Lozano.

Fotografía de la carátula: Estructura sedimentaria de deformación asociada a un evento sísmico, en la secuencia lacustre cuaternaria (zona de Aguada Blanca).

#### Referencia bibliográfica

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, 370 p., 1 mapa.

Publicación disponible en libre acceso en la página web (www.ingemmet.gob.pe). 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 (GEOCATMIN - http://geocatmin.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

RESUMEN . ABSTRACT		1 3
CAPÍTULO		5
INTRODUC	CIÓN	5
1.1	UBICACIÓN	5
1.2	OBJETIVOS	7
1.3	ANTECEDENTES	7
1.4	METODOLOGÍA	8
1.5	OTRAS CARACTERÍSTICAS	8
1.6	AGRADECIMIENTOS	10
CAPÍTULO	Ι	11
2.1	ESTRATIGRAFÍA	11
2.2	ASPECTOS TECTÓNICOS	15
CAPÍTULO		19
NEOTECTO	NICA, TECTONICA ACTIVA Y PALEOSISMOLOGIA	
3.1		19
3.2	METODOLOGIA DE ESTUDIO	19
3.3	SISTEMAS DE FALLAS CUATERNARIAS Y ACTIVAS EN LA REGION AREQUIPA	25
CAPÍTULO	V	125
REGISTROS	DE SISMICIDAD EN LAS CUENCAS CUATERNARIAS DEL DEPARTAMENTO DE AREQUIPA	125
4.1	INTRODUCCIÓN	125
4.2	MARCO TEÓRICO	125
4.3	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DEL CUATERNARIO CON REGISTRO DE PALEOSISMICIDAD	135
CAPÍTULO	/	179
EVOLUCION	I GEOMORFOLOGICA DE LA VERTIENTE PACIFICA E INFLUENCIAS NEOTECTONICAS	179
5.1		179
5.2	MARCO TEORICO	179
5.3	METODOLOGIA	185
5.4	CARACTERISTICAS Y PARÁMETROS GEOMORFOLÓGICOS	187
5.5	EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA POR INFLUENCIA NEOTECTÓNICA, MAGMÁTICA Y PALEOCLIMÁTICA	199
5.6	DISCUSIÓN E INTERPRETACIONES	201

<b>CAPÍTULO VI</b>		205
PROCESOS G	EOLÓGICOS DETONADOS POR SISMOS	205
6.1	INTRODUCCIÓN	205
6.2	PROCESOS GEOLÓGICOS DETONADOS POR SISMOS INTERPLACA	205
6.3	PROCESOS GEOLÓGICOS DETONADOS POR SISMOS INTRAPLACA	210
6.4	MAPA DE AMENAZA SÍSMICA	215
CAPÍTULO V	Π	311
ESTUDIOS DI	E NEOTECTÓNICA Y SU IMPLICANCIA EN EL ORDENAMIENTO TERRITORIAL	311
7.1	INTRODUCCIÓN	311
7.2	ORDENAMIENTO TERRITORIAL Y GESTIÓN DEL RIESGO	311
7.3	MAPAS DE RIESGO POR SISMO PARA LA REGIÓN AREQUIPA	312
7.4	RIESGO POR MOVIMIENTOS EN MASA DETONADOS POR SISMO	319
7.5	RIESGO POR PROCESOS DE LICUEFACCIÓN Y/O ASENTAMIENTOS DETONADOS POR SISMO	336
BIBLIOGRAF	ÍA	353

# RESUMEN

Fuentes históricas demuestran que la región Arequipa fue altamente afectada por sismos de magnitudes elevadas, generados tanto en la zona de subducción como en fallas geológicas, que llevaron en muchos casos a la pérdida de vidas humanas y a dañar parte o la totalidad de viviendas. En consecuencia, la importancia de realizar estudios detallados de las deformaciones pliocuatemarias, fallas y pliegues considerados como estructuras sismogénicas, así como de los procesos geológicos inducidos por la sismicidad, se constituyen como vitales para la caracterización de la amenaza sísmica de la región y su posterior contribución como herramienta fundamental en los Planes de Ordenamiento Territorial (POT).

En tal sentido, con el presente trabajo ponemos en evidencia fallas activas y cuaternarias con potencial sismogénico que están relacionadas con la evolución neotectónica de la región Arequipa. La neotectónica es una ciencia que estudia las últimas deformaciones de la corteza terrestre con la finalidad de entender la evolución geodinámica reciente de cadenas montañosas y de determinar áreas con peligro sísmico a partir de la evaluación del potencial sismogénico de una falla.

En el contexto sismotectónico andino, se considera que las fallas con antecedentes sísmicos durante el Cuaternario (<2.5 millones de años) son las que concentran mayores posibilidades de generar movimientos sísmicos futuros. Por consiguiente, el conocimiento de estas es relevante para una correcta tipificación del potencial sísmico de una región.

En la región Arequipa afloran rocas metamórficas (basamento del Precámbrico) y rocas magmáticas mesozoicas de la Cordillera de la Costa que están expuestas. Al este de esta unidad afloran las rocas de la cuenca Moquegua interestratificadas con rocas volcánicas miocenas y pliocenas. En la zona de piedemonte afloran rocas ígneas y sedimentarias cretácicas y paleógenas que están en contacto fallado con los depósitos de la cuenca Moquegua, parte de estos depósitos están cubiertos por las ignimbritas miocenas Huaylillas, y se prolongan hasta la base del arco volcánico actual.

La margen occidental de los Andes centrales es conocida por registrar eventos sísmicos de magnitud elevada (Mw7). Morfológicamente, esta zona presenta pendiente elevada, desde profundidades de -8000 metros en la zona de subducción, y alcanza alturas máximas en los picos volcánicos cuaternarios y

activos de la Cordillera Occidental (6000 metros), esto en menos de 250 kilómetros de distancia. Alo largo de este sector identificamos nuevas fallas geológicas activas y cuatemarias, que son descritas de acuerdo a su ubicación en las unidades morfoestructurales como son la Cordillera de la Costa, Pampas Costeras, Zona de Piedemonte, Cordillera Occidental, Arco Volcánico Cuatemario y Altiplano.

Sobre la base de trabajos de campo y gabinete, se pone en evidencia un total de 81 fallas geológicas activas y cuatemarias. Entre las fallas más importantes tenemos: Morro Camaná, Calaveritas, Tambillo y Chorrillos ubicadas en zona de la Cordillera de la Costa; el sistema de fallas Iguipi, Pampa de Vaca, Toran, La Joya, Cerro Los Castillos, Corire y Aliso, ubicadas en las Pampas Costeras; el sistema de fallas Atiquipa-Caravelí-Sicera-Lluta-Vítor, ubicadas en la Zona de Piedemonte y que delimita el cambio topográfico entre las Pampas Costeras y la Cordillera Occidental; la zona de fallas Chuquibamba, Ayo-Lluta-Arequipa y Sondor-Paucaray, ubicadas en la Cordillera Occidental: la zona de fallas del Valle del Colca son las estructuras más representativas del Arco Volcánico Cuaternario y, finalmente, en el Altiplano se evidenciaron entre las más importantes las fallas Caylloma, Sibayo, Angostura-Condoroma y Chalhuanca. Estas estructuras presentan direcciones preferenciales NO-SE y E-O. Los escarpes de fallas son evidentes ya que afectan depósitos cuaternarios, generan desplazamientos verticales de hasta de 50 metros y sugieren la acumulación de eventos sísmicos mayores a 6 grados de magnitud; en algunos casos también están expresados en la acumulación de cuñas coluviales y en la estratigrafía cuaternaria, como por ejemplo en las cuencas lacustres Colca, Chiguata, Cotahuasi y Aguada Blanca donde identificamos y estudiamos estructuras sedimentarias deformadas asociadas a sismos, cuyas caracterizaciones sugieren relación de formación con sismos de magnitudes mayores a 6 (Mw), valor coherente con los determinados en las fallas geológicas activas ubicadas en zonas advacentes.

Con el presente trabajo mostramos evidencias tanto neotectónicas como geomorfológicas de alzamiento reciente (< 1 Ma) relacionado a actividad tectónica. Mientras que en la parte alta, en la zona de volcanes activos, se muestra actividad extensiva producto del incremento en el esfuerzo litosférico vertical que es compatible con la partición de esfuerzos generado por la subducción. Los periodos 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 muestran reactivaciones de tipo transpresivo. En consecuencia, el estudio que presentamos a continuación guarda correcta relación a los realizados recientemente en el norte de Chile, donde sugieren una vista emergente de la margen occidental.

Los análisis neotectónicos, morfotectónicos y paleosismológicos 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. Estos análisis se efectuaron para las fallas Trigal, Solarpampa, Madrigal, Maca, Caylloma, Condoroma, Aguada Blanca, Arequipa, Pampacolca, Chuquibamba, Morro Camaná y Sicera las que se distribuyeron en 6 áreas de trabajo, llegando a alcanzar diversos escenarios para cada una de estas áreas.

Para poder identificar las zonas que se encuentran en riesgo o que serían afectadas por la reactivación de una falla geológica activa, elaboramos mapas de riesgo para la región Arequipa tomando como base los mapas de peligrosidad detonados por sismo (Capítulo VI), 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.

# ABSTRACT

Historical sources show that the Arequipa region was greatly impacted by damaging earthquakes in the pasts (Mw>7), sourced both by the subduction megathrust and active faults in the upper plate. They induced large amount of fatalities and partially or totally damaged historic or present-day buildings. Consequently, detailed plio-quatemary deformations studies of faults and folds considered as seismogenic structures, as well as of the induced effects and indirect consequences of this seismicity, are a necessary step to characterize the threat and assess of the seismic hazard of the Arequipa region. Its subsequent contribution is also a fundamental tool for Territorial Planning Plans (POT).

With this work, we demostrate that several active and quaternary faults with seismogenic potential are traducing the neotectonic evolution of the Arequipa region. Neotectonics is a science that studies the latest deformations of the crust to understand the recent geodynamic evolution of mountain ranges and to determine areas with seismic hazard from the evaluation of the seismogenic potential of a fault.

Metamorphic (Precambrian basement) and Mesozoic magmatic rocks of the Cordillera de la Costa are exposed in the western part of the region of Arequipa. At east of this unit the rocks of the Moquegua basin are interspersed with Miocene and Pliocene volcanic rocks. In the foothill area, igneous and cretaceous and paleogene sedimentary rocks that are in faulty contact with the deposits of the Moquegua basin, part of these deposits was covered by the Huaylillas ignimbrites (Miocene), and extend to the base of the current volcanic arc.

The western margin of the central Andes is known due its highmagnitude seismic events (Mw7) record. Morphologically, this zone shows high slope, from depths of -8000 meters in subduction zone, and reaches maximum heights in the Quatemary and active volcanic peaks of the Western Cordillera (6000 meters), this in less than 250 kilometers distance. Throughout this sector we identify new active and quatemary geological faults, which are described according to their location in the morpho-structural units such as the Cordillera de la Costa, Coastal low lands, Piedemonte Zone, Western Cordillera, Quaternary Volcanic Arc and Altiplano. We evidence based on fieldwork and satellite images analysis a total of 81 active and guaternary crustal faults. Among them, the most important faults are: Morro Camaná, Calaveritas, Tambillo and Chorrillos located in the area of the Cordillera de la Costa: the faults system Iquipi, Pampa de Vaca, Toran, La Joya, Cerro Los Castillos, Corire and Aliso located in the Coastal Low Lands; the Atiquipa-Caravelí-Sicera-Lluta-Vítor faults system located in the Piedmont Zone, which delimits the topographic change between the Coastal low lands and the Western Cordillera; the Chuquibamba, Ayo-Lluta-Areguipa and Sondor-Paucaray fault zones, located in the Western Cordillera; the Colca Valley system fault are the most representative structures of the Quaternary Volcanic Arc and, finally, the Caylloma, Sibayo, Angostura-Condoroma and Chalhuanca faults in the Altiplano. These structures have preferential NO-SE and E-O directions. Fault scarps are evident since they affect quaternary deposits, generate vertical displacements of up to 50 meters and suggest the accumulation of seismic events greater than 6 degrees of magnitude; in some cases they are also expressed in the accumulation of colluvial wedges and in the guaternary stratigraphy, as for example in the lake basins Colca, Chiguata, Cotahuasi and Aguada Blanca where we identify and study deformed sedimentary structures associated with earthquakes, whose characterizations suggest a formation relationship with earthquakes of magnitudes greater than 6 (Mw), a value consistent with those determined in active geological faults located in adjacent zones.

We show in this work evidence of active tectonics in the Arequipa region. The faults located on the Pacific side of the Western Cordillera are of the reverse type in general and they are related to the recent Andean uplift (<1 Ma). The faults located in the high Andes (> 3000 masl) are characterized by being of normal type and are related to gravitational effects by topographic compensation. Finally, the faults that limit the Volcanic Arc with the Altiplano show transpressive reactivations. Consequently, the study presented below present similar results to those recently presented in northern Chile

In this sense, the neotectonic, morphotectonic and paleoseismological analyzes serve to characterize the seismogenic potential of the tectonic structures, which allows the elaboration of seismic acceleration maps (seismic hazard) deduced from the maximum possible magnitude that an active fault could generate (scaling laws). Likewise, the movements induced generate associated geological processes, such as mass movements, soil liquefaction processes, settlements damage and surface cracks in civil infrastructures and major regional industries.

For this purpose, we generate seismic hazard maps based on a combination of susceptibility maps and seismic acceleration maps for a given active fault. Hazard maps were obtained by the combination of mass movements and soil liquefaction hazard maps and / or settlements. These analyzes were carried out for the Trigal, Solarpampa, Madrigal, Maca, Caylloma, Condoroma, Aguada Blanca, Arequipa, Pampacolca, Chuquibamba, Morro

Camaná and Sicera faults, distributed into 6 work areas, and provided independant scenarios for each of these areas.

In order to identify the areas at risk or that would be affected by the reactivation of an active crustal fault, we built risk maps for the Arequipa region based the overlap of layers of seismic hazard maps previously calculated for each fault, of restricted areas and of infrastructures of the region (cities, population, hydroelectric dams, airports, dams, future large-scale works, etc.). Finally, we obtain a risk map where major cities or industries could be directly affected by the reactivation of the aforementioned faults. These maps are considered an important tool for Territorial Planning Plans and support decision making for Prevention Plans within the framework of disaster risk management.

# CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

El Ingemmet viene realizando estudios de neotectónica y paleosismología que tienen por finalidad contribuir al conocimiento de la evolución geodinámica reciente de la cadena andina, y así llegar a determinar áreas tectónicamente activas y su relación con el peligro sísmico.

El Perú está ubicado en el borde del margen continental activo, esto debido al proceso de la subducción, donde la placa oceánica se introduce por debajo de la placa continental (placa Sudamericana), dando lugar a la actividad tectónica y consecuente sismicidad. Se diferencian dos tipos de sismicidad: los sismos interplaca que se da en zonas de contacto de dos placas tectónicas, producto de la subducción entre la placa oceánica y la placa continental, lo cual genera sismo hasta de una magnitud de 9 (Lima 1746, Japón 2011); y los sismos intraplaca que se dan dentro de una misma placa tectónica, producto de la reactivación de fallas geológicas.

Dentro del contexto sismotectónico andino, se considera que las fallas geológicas con antecedentes sísmicos durante el Cuatemario (<2.5 millones de años) son las que concentran mayores posibilidades de generar movimientos sísmicos futuros. Este intervalo, sin duda, comprende varias veces los periodos de recurrencia de las estructuras con potencial sismogénico. Consecuentemente, el conocimiento de fallas es relevante 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 M>6.5 y profundidades menores de 30 kilómetros producen comúnmente deformaciones en la superficie topográfica (Slemmons, 1977; Wallace, 1981; Bonilla, 1988; McCalpin, 1996; Wells & Coppersmith, 1994; Yeats *et al.*, 1997). Estas deformaciones son evidencias que pueden preservarse en la morfología del terreno, también en el arreglo y composición de los materiales aledaños a la zona de deformación.

Del tal forma que el presente trabajo constituye un estudio integral donde se toman como base análisis geomorfológicos, estratigráficos y de geología estructural, además se utilizan diversos métodos como los geofísicos, que en conjunto sirven para proponer la evolución geodinámica reciente en la región; asimismo, se pone en evidencia la actividad tectónica cuatemaria y activa. Finalmente, se propone una metodología para la evaluación de la peligrosidad a los movimientos en masa y para los procesos de licuefacción de suelos detonados por sismos, a partir de las caracterizaciones estructurales de las fallas activas.

# 1.1 UBICACIÓN

La región Arequipa está ubicada en el suroeste del territorio peruano. Limita por el este con los departamentos de Puno y Moquegua; por el norte con Ica, Ayacucho, Apurímac y Cusco; por el sur y por el oeste con el océano Pacífico (Figura 1.1). Sus puntos extremos se encuentran entre las coordenadas geográficas 14°36'006" y 17°16'54" latitud sur, y 70°50'24" y 75°05'52" longitud oeste.

La extensión total de la región Arequipa es de 63 345.4 km<sup>2</sup>, lo que representa el 4.9 % del total de la extensión del país; la región cuenta con una población de 1 152 303 habitantes (Cuadro 1.1) y su densidad poblacional viene a ser de 19.2 hab./km<sup>2</sup> (Fuente: INEI, 2007); políticamente está conformada por 8 provincias: Arequipa, Camaná, Caravelí, Caylloma, Condesuyos, Islay y La Unión, que cuentan con 109 distritos. Las ciudades más importantes son Mollendo, Camaná, Colca, Chuquibamba y Cotahuasi.

**Cuadro 1.1** Población de la región Arequipa

Región	Pobla	Total			
Region	Hombres	Hombres Mujeres			
Arequipa	567 339	584 964	1 152 303		

Fuente: INEI-Censos Nacionales de Población y Vivienda 2007.

La altitud de la región Arequipa fluctúa entre los 0 hasta los 6266 msnm, con casi la mitad de su territorio por encima de los 3000 m. Integra dos regiones naturales: la costa, con la mayor extensión litoral del país (17.1 %), y la sierra, que presenta un variado aspecto físico determinado principalmente por la Cordillera Occidental (Cuadro 2.1).

Cuadro 1.2 Región Arequipa: superficie por región natural

Región	Superficie (km <sup>2</sup> )	Total (%)			
Costa	23 437.8	37			
Sierra	39 907.6	63			
Total	63 345.4	100			

Fuente: INEI-Compendio Estadístico de la región Arequipa 2009-2010.





Región	Superficie (km <sup>2</sup> )	Total (%)		
Costa	23 437.8	37		
Sierra	39 907.6	63		
Total	63 345.4	100		

Cuadro 1.2 Región Arequipa: superficie por región natural

Fuente: INEI-Compendio Estadístico de la región Arequipa 2009-2010.

## **1.2 OBJETIVOS**

Los objetivos principales del estudio son:

- a) Realizar estudios de neotectónica con la finalidad de identificar y estudiar evidencias de tectónica cuatemaria y activa, así como evidencias de paleosismicidad mediante técnicas multidisciplinarias, que incluyen geología estructural, geomorfología, estratigrafía y sedimentología, técnicas que constituyen parte del campo de la neotectónica, del estudio de la geología de terremotos y de la paleosismología. 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 a los movimientos en masa y a los procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos inducidos por sismos a escala regional; los principales objetivos son identificar áreas con fenómenos naturales potencialmente dañinos para la sociedad y 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 las deformaciones cuaternarias aporta datos sobre las deformaciones prehistóricas de fallas consideradas sismogénicas y de los efectos inducidos por la sismicidad, los cuales son vitales para la caracterización de la amenaza sísmica, lo que es importante para el ordenamiento territorial de una región.

### **1.3 ANTECEDENTES**

La evolución de los estudios neotectónicos en el Perú se remonta al año 1982 con los trabajos realizados por Sébrier y otros investigadores que contribuyeron en la elaboración del primer mapa neotectónico del Perú, a partir de esa fecha y hasta la actualidad el mapa neotectónico tuvo muchas modificaciones y mejoras de acuerdo al tipo de estudio y a la escala del trabajo. En este capítulo se hace una breve descripción de la evolución del mapa neotectónico del Perú.

En 1982, sobre la base del Mapa Geológico del Perú, 1:1 000 000 (Ingemmet, 1978), y el Mapa Tectónico del Perú a escala 1:2 000 000 (Ingemmet, 1981), 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) promovido por el Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS).

En 1991, Macharé & Leureyro trabajaron en la actualización del mapa de 1982, incluyendo información generada durante las investigaciones efectuadas para las tesis doctorales de Blanc (1984), Huamán (1985), Macharé (1987), Cabrera (1988) y Bonnot & Sébrier (1985). Adicionalmente, se integró la información de neotectónica costera con contribución de Ortlieb & Macharé (1990), e información de la Amazonía producida por Dumont (1988, 1989) y Dumont et al. (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 fue en ARC INFO en las oficinas del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

Entre los años 2006-2007, el Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (Ingemmet) estableció como una nueva actividad institucional el estudio de fallas activas. Los investigadores principales por el Ingemmet fueron el Dr. José Macharé y el Ing. Carlos Benavente, y por el Instituto Francés de Investigación para el Desarrollo en Cooperación (IRD) fue la Dra. Laurence Audin. Desde entonces, nuestro trabajo se viene plasmando en tesis, artículos geocientíficos e informes.

En el 2009 presentamos una nueva versión del Mapa Neotectónico del Perú a escala 1:2 000 000, con cartografía actualizada y precisa, las fallas que habían quedado con pobre localización se ubicaron en un Sistema de Información Geográfica (GIS). Asimismo, se compiló la información generada por terceros y se agregó nueva data 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 trabajamos en la actualización del mapa neotectónico del país planteando estudios por regiones, con la finalidad de tener un trabajo a mayor detalle y brindar una herramienta en la gestión del riesgo. Por ello, en el 2013, se presenta el Mapa Neotectónico de la Región Cusco a una escala 1:500 000.

En este trabajo presentamos el Mapa Neotectónico de la Región Arequipa a escala 1:400 000, donde el cartografiado de las estructuras cuatemarias fue realizado sobre bases topográficas a escala 1:25 000, 1:10 000, y las imágenes satelitales fueron obtenidas con resoluciones de 30, 10 y 5 metros.

# **1.4 METODOLOGÍA**

La metodología empleada para este estudio se desarrolló en tres etapas de trabajo, de la siguiente forma:

#### Gabinete I

Los trabajos de gabinete o preliminares consistieron en:

- Recopilación de información bibliográfica y su posterior evaluación.
- 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 fotointerpretación de estructuras por medio de fotografías aéreas e imágenes satelitales.
- Generación de mapas preliminares para su respectiva comprobación en campo.

#### Campo

Los trabajos de campo fueron efectuados en diferentes campañas; en dichas salidas se realizaron las siguientes actividades:

- Cartografiado geológico-estructural en mapas topográficos a escala 1:25 000 y 1:10 000 con énfasis en los depósitos cuaternarios, donde se llegaron a reconocer depósitos de flujos de detritos (aluviones o huaycos) con clastos de gran diámetro, conglomerados, depósitos fluviales de gran espesor, depósitos fluvioglaciares y glaciares.
- Identificación de fallas que afectan depósitos recientes. En estos puntos realizamos análisis morfoestructurales, con énfasis en la medición de estrías en planos de fallas.
- Realización de trincheras paleosismológicas transversales a las fallas con la finalidad de identificar paleosismos.
- Levantamiento de columnas estratigráficas en los alrededores de la cuenca cuatemaria lacustre del valle del Colca, el cañón de Cotahuasi, en el sector de Chiguata y Aguada Blanca, con la finalidad de identificar niveles deformados provocados o asociados a sismos.

- En la zona de estudio se analizó la relación de la tectónica reciente y su morfología (análisis morfotectónico). Para ello utilizamos imágenes ASTER (1:50 000 a 1:15 000), LANDSAT (1:50 000) y fotografías aéreas (1:25 000). Así como también se utilizó la carta geológica elaborada por el Ingemmet a escala 1:50 000.
- Empleo de métodos geofísicos (tomografía eléctrica) transversales a las fallas para observar la falla en profundidad.

### 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: 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**

#### Clima

El clima en la región Arequipa es muy variable. La temperatura promedio es de 21 °C. En la costa es templado, nuboso y con gran aridez, lo cual permite la existencia de desiertos que a veces se ven interrumpidos por valles formados por los ríos, cuyas aguas llegan desde la región interandina.

A mayor altitud el clima es frío y muy seco, con fuertes variaciones de temperatura entre el día y la noche, frecuencia de heladas, presencia de hielo y granizo, etc. También existe el clima frío de alta montaña cuyas características se acentúan notablemente debido a la sequedad de la atmósfera. Existen numerosas cumbres nevadas donde el hielo y la nieve persisten a lo largo de todo el año, esa es la zona de clima glaciar donde las temperaturas son constantemente negativas.

#### Relieve topográfico

Por la presencia de la Cordillera Occidental de los Andes, Arequipa presenta características especiales para la costa y la sierra. Su costa es alta y accidentada. El desierto costero es una franja estrecha entre los Andes y el mar cuyos rasgos característicos son las dunas y los médanos, las pampas, los valles profundos y las lomas, limitadas por cañones muy erosionados por donde descienden las aguas turbulentas de los ríos.

La sierra arequipeña es muy accidentada, conformada por suaves y empinadas laderas, elevaciones de diversa altura como nevados y volcanes que sobrepasan los 6000 msnm, cañones que llegan a más de 2000 metros de profundidad, valles y planicies aptas para la actividad agropecuaria.

#### Fenómenos geográficos:

- · Valles: Ocoña, Majes, Vítor, Camaná, Tambo, Arequipa.
- Pampas: San Francisco, Bella Unión, Pampa Blanca, Los Arrieros, Indio Viejo, La Yesera, Pedregosa, Camarones, La Joya, Majes.
- · Cañones: Colca, Cotahuasi.
- Puntas: Lomas de Lima, Lobos, Tinaja, Al Aire, Quebrada Honda, Islay, Playuelas.
- · Islas: Hornillas, Perica.
- Nevados: Solimana (6117 m), Mismi (5597 m).
- Volcanes: Ampato (6300 m), Chachani (6075 m), Misti (5823 m), Pichupichu (5600 m), Sabancaya (5340 m), Coropuna (6425 m).
- Pisos altitudinales: costa, yunga marítima, quechua, suni, puna, janca.

#### Hidrografía

Desde el punto de vista hidrográfico, los ríos que drenan su territorio pertenecen en su gran mayoría a la cuenca del Pacífico; algunos pertenecen al sistema hidrográfico del Amazonas.

#### Vertiente del Pacífico: principales cuencas

- Cuenca del río Acarí.
- Cuenca del río Yauca.
- Cuenca del río Chala.
- Cuenca del río Chaparra.
- Cuenca del río Atico.
- Cuenca del río Caravelí.

- Cuenca del río Cuspa-Cotahuasi-Chichas-Ocoña.
- Cuenca del río Colca-Camaná-Majes.
- Cuenca del río Quilca-Chili-Vítor.

Vertiente del Amazonas:

- Río Carhuasanta, da lugar al río Apurímac.

#### Biodiversidad

Arequipa cuenta con numerosas especies y ecosistemas. Para conservar su biodiversidad se han creado dos áreas naturales de gran importancia:

- La Reserva Nacional de Salinas y Aguada Blanca fue creada en 1971, con un área de 370 000 hectáreas, para proteger varias especies en peligro de extinción: guanacos, vicuñas y más de 70 variedades de aves.
- El Santuario Nacional Lagunas de Mejía alberga 141 especies de aves de las cuales 84 son residentes de la costa peruana y 57 son migratorias; de las especies visitantes, 17 llegan a Mejía de otras partes del Perú, 4 de otros países de Sudamérica y 34 desde América del Norte.

Los primeros inventarios de biodiversidad animal en la región Arequipa se remontan a 1929 con el Dr. E. Escomel, a partir de esa época las cifras se han incrementado y probablemente continúan aumentando. El número que se maneja actualmente es el siguiente:

- Mamíferos: 66 especies
- Aves: 329 especies
- Anfibios: 9 especies
- Reptiles: 19 especies
- Peces: 10 especies

Suman un total de 435 especies de fauna en la región.

#### Actividades económicas y productivas

Las principales actividades económicas desarrolladas en Arequipa son la agricultura, la ganadería, la pesca, la minería y la industria. La agricultura practicada en los valles de la costa, principalmente en el valle del río Chili, es desarrollada y tecnificada, lo que ha convertido a Arequipa en el primer productor de cebolla y kiwicha a nivel nacional. La ganadería intensiva es practicada en la costa de Arequipa, la que está destinada a la producción de vacas lecheras, mientras que en la sierra se desarrolla la ganadería extensiva, aprovechando los pastos naturales, la cual tiene como fin el poder abastecer los mercados locales. En las punas se crían alpacas, cuya lana se destina básicamente al mercado internacional.

La pesca es otra importante actividad económica cuyo objeto es la elaboración de aceite y harina de pescado. Esta actividad está ampliamente desarrollada en los puertos de Mollendo, Matarani, Chala y Quilca.

La minería está muy desarrollada en la región Arequipa. Sus riquezas han hecho posible colocar a esta ciudad en el segundo lugar de producción de oro y en el cuarto lugar de producción de cobre. Los principales centros mineros son Cerro Verde (cobre), Ocoña (oro), Acarí (hierro), Chapi (cobre) y otros como Orcopampa, Arcata, Caylloma y Laguna de Salinas. Arequipa también es el segundo centro más industrializado, sus principales rubros son alimentos, bebidas, curtiembres y textiles.

# **1.6 AGRADECIMIENTOS**

Nuestro agradecimiento a todas las personas que colaboraron en la realización de este trabajo. Al Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) de Francia por su participación.

A las Municipalidades locales y regionales por todas las facilidades. Agradecimiento especial para Luis Angel Albinez, por su apoyo en los dibujos e ilustraciones que acommpañan el texto y asi también para nuestros colegas René Marocco y Michel Sébrier, por sus comentarios y sugerencias al presente boletín.

# **CAPÍTULO II** MARCO GEOLÓGICO DE LA REGIÓN AREQUIPA

# 2.1 ESTRATIGRAFÍA

Las unidades litoestratigráficas en la región Arequipa varían entre unidades del Proterozoico al Cuaternario (Figura 2.1). Según la Carta Geológica Nacional del Ingemmet a escala 1:100 000, el departamento de Arequipa está compuesto de 34 cuadrángulos, de los cuales 8 fueron actualizados a escala 1:50 000 (Hojas de Pausa, Huambo, Arequipa, Characato, La Joya, Lagunillas, Puquina e Ichuña). A continuación, una síntesis:

#### PRECÁMBRICO

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

#### PALEOZOICO

Las unidades paleozoicas de la región Arequipa se observan entre el litoral y la planicie costera (Figura 2.1). Sus unidades litoestratigráficas están representadas por las formaciones Marcona (Cámbrico), Cabanillas (Devónico), Ambo y Tarma (Carbonífero). Dichas unidades están constituidas en su mayoría por calizas, conglomerados, areniscas.

#### **MESOZOICO**

El registro litológico del Mesozoico en la región Arequipa nos indica una importante sedimentación constante, de manera principal 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 en el actual Altiplano con la presencia de rocas volcanoclásticas de la Formación Mitu, con una edad de 240-216 Ma (Reitsma, 2012). Suprayaciendo a esta unidad se observa la disposición de las secuencias volcanosedimentarias de la paleocuenca Arequipa, representada por las secuencias volcanoclásticas del Grupo Chocolate de edad jurásica, las calizas de la Formación Socosani (Jurásico) y las secuencias sedimentarias del Grupo Yura (Jurásico-Cretácico inferior). De igual manera, las rocas cretácicas están representadas por las lutitas y areniscas de la Formación Murco (Cretácico inferior) y las calizas, limolitas, lutitas y evaporitas de las formaciones Arcurquina, Chilcane y Ashua (Cretácico superior).

#### CENOZOICO

A diferencia del Paleozoico y Mesozoico, la distribución de las unidades litoestratigráficas en la región Arequipa es más compleja debido a la formación del arco volcánico de los Andes y su importancia en la creación de cuencas de antearco, trasarco e intraarco.

Las unidades litológicas que se encuentran iniciando el Cenozoico están representadas por los conglomerados de la Formación Huanca, la cual se observa en el piedemonte de los Andes. Al mismo tiempo, se depositan en el trasarco las areniscas, las lutitas y los conglomerados del Grupo Puno, datado en 26 Ma (Klinck *et al.*, 1993).

El depósito de las secuencias sedimentarias, principalmente de origen marino, generaron la creación de las cuencas Camaná, Pisco y Moquegua, que, aunque lleven distintos nombres, se desarrollaron casi sincrónicamente en la costa peruana. Es así que el Cenozoico entre el litoral y la planicie costera está representado por las formaciones Camaná y Pisco, así como también las secuencias sedimentarias del Grupo Moquegua que se depositaron entre la Cordillera de la Costa y el arco volcánico desde el Oligoceno hasta el Mioceno tardío.

A partir del Eoceno se inician constantes eventos volcánicos, los cuales continúan hasta la actualidad. Estos fueron agrupados dependiendo de su ubicación y tipo de evento, de acuerdo a sus características físico-químicas producto del cambio del ángulo de subducción de la placa de Nazca. Entre los eventos de arcos magmáticos, se tiene a las unidades Tacaza (Paleógeno), Huaylillas (Mioceno inferior), Maure (Mioceno), Sillapaca (Mioceno) y Barroso (Mioceno-Pliocuaternario). Con el constante aporte volcánico en el sur del Perú, durante todo el Cenozoico se pudieron formar otras unidades de origen volcánico y sedimentario representadas por las formaciones Orcopampa, Aniso, Alpabamba y Arma (Mioceno) y las formaciones Senca, Capillune, Pusa, Pausa, Cuico, Chiguata y Andahua (Pliocuaternario).

### **DEPÓSITOS CUATERNARIOS**

#### Depósitos morrénicos

Se trata de acumulación de material inconsolidado, sin estratificación, con clastos y bloques de tamaño y forma heterogénea soportados en una matriz arenolimosa. Morfológicamente, estos se presentan formando lomadas alargadas en las laderas de los nevados o glaciares.

#### Depósitos fluvioglaciares

Los depósitos fluvioglaciares son los materiales redepositados de la erosión de las morrenas por acción fluvial, rellenando depresiones y altiplanicies, estos están compuestos por gravas y arenas de clastos y granos subredondeados en una matriz arenolimosa con lentes o barras de gravas o arenas.

#### **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.

Las principales propiedades están en relación con su alto contenido en materia orgánica, y son en general suelos muy blandos. También se pueden encontrar arcillas asociadas a estos suelos. En el área de estudio se reportan sedimentos cuatemarios de origen lacustre en los valles de Colca, Tambo y Cotahuasi, los cuales aún no han sido debidamente estudiados ni denominados. Por posiciones estratigráficas se han interpretado como niveles lacustres cuatemarios.

#### Depósitos marinos

A lo largo de la faja litoral afloran pequeños remanentes de terrazas marinas que reposan sobre la superficie de abrasión de las rocas del Complejo Basal, principalmente. Estas terrazas se describen como capas horizontales de gravas bien redondeadas en matriz arenoarcillosa, arenas conglomerádicas y bancos de conchas trituradas. El espesor de estos depósitos puede variar entre capas centimétricas a métricas.

#### Depósitos volcánicos

Estos materiales son producto de la erosión y el transporte de material volcánico emplazado a lo largo de la Cordillera Occidental. Ya que el material volcánico está compuesto por minerales, estos son altamente inestables y fácilmente alterables. Es así que estos se pueden presentar como materiales de variados colores cubriendo centros volcánicos preexistentes y llanuras aledañas.

#### Depósitos coluviales

Estos depósitos se encuentran al pie de los cerros y laderas formando en muchos casos abanicos compuestos de material inconsolidado de clastos y bloques heterométricos, angulosos y subangulosos en una matriz arenolimosa.

#### Depósitos aluviales

Corresponden a depósitos constituidos por gravas y bloques subangulosos a subredondeados en una matriz limoarenosa que forma terrazas aluviales a lo largo de valles y ríos.

#### 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.

#### Depósitos fluviales

Son depósitos evidenciados únicamente en los lechos de los ríos y bordes. Están constituidos por clastos de grava redondeados a subredondeados en una matriz arenosa con presencia también de limos y arcillas.

#### Depósitos eólicos

Se encuentran formando dunas las cuales forman acumulaciones de arena alargadas que siguen la dirección de los vientos.

#### Depósitos eluviales

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



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

#### **ROCAS ÍGNEAS**

#### **ROCAS INTRUSIVAS**

En la región Arequipa se puede observar una variedad de cuerpos intrusivos de distintas composiciones y edades (Figura 2.1). Entre los principales cuerpos intrusivos se tiene: el Batolito Atico-Camaná, emplazado a lo largo de la costa, que intruye el Complejo Basal de la Costa; consiste en un intrusivo de composición granítica y edad Ordovícica  $445 \pm 8$  Ma (Morales *et al.*, 1995). De igual manera, en el cuadrángulo de Acarí se observa el Batolito San Nicolás, que intruye al Complejo Basal de la Costa y a unidades premesozoicas; este intrusivo consiste en granodioritas datadas por Wilson (en Ries, 1976), con una edad de 400  $\pm$  22 Ma por el método Rb/Sr en roca total.

Entre los cuerpos intrusivos del Mesozoico se observan las superunidades Punta Coles (Jurásico inferior), Ilo (Cretácico inferior), Incahuasi (Cretácico superior), Tiabaya (Cretácico superior) y Yarabamba (Cretácico superior).

Finalmente, el Cenozoico registra la Superunidad Challaviento (Paleoceno) y la unidad o Complejo Cerro Verde de edad eocena  $(58.3 \pm 2.3 \text{ Ma})$ , de acuerdo a Estrada, F. (1978).

# 2.2 ASPECTOS TECTÓNICOS

Para evaluar la influencia de los aspectos estructurales durante el desarrollo, sedimentación y/o depositación de las distintas unidades litoestratigráficas aflorantes en el sur del Perú, particularmente en el departamento de Arequipa, es necesario hacer un reconocimiento de las estructuras de carácter regional y su evolución en el tiempo geológico. Por ello, a continuación, se analiza la evolución de

cada elemento morfoestructural regional o megaestructura y sus correspondientes etapas relacionadas a la sedimentación y la actividad tectónica.

# A) EVOLUCIÓN TECTONO-SEDIMENTARIA DE LA CORDILLERA DE LA COSTA

#### Acreción del Bloque Alóctono Arequipa o Cratón Arequipa-Antofalla

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

En el Cámbrico superior-Ordovícico, durante un régimen distensivo entre el Cratón Arequipa-Antofalla, se produjo magmatismo en las cuencas trasarco representadas por las Formaciones Ollantaytambo, Umachiri e llave, ubicadas actualmente en la Cordillera Oriental (Carlotto *et al.*, 2009).

En el Cámbrico se depositaron secuencias calcáreas de la Formación Marcona, en una cuenca de antearco, al oeste de la Cordillera de la Costa. Posteriormente, en el Ordovícico, se produjeron pulsos magmáticos que crearon así el Batolito San Nicolás ubicado en la actual Cordillera de la Costa. Este cuerpo intrusivo se ha emplazado en rocas metamórficas durante el Ordovícico superior-Silúrico, datado por Wilson (en Ries, 1976) en 400 ± 22 Ma por el método Rb/Sr en roca total.



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) y Ramos (2010).

#### Sedimentación Post-Acreción y Tectonismo Herciniano

La sedimentación de las secuencias del Grupo Cabanillas (Devónico) se depositaron principalmente en cuencas formadas entre el macizo de Arequipa y el cratón Amazónico durante el Devónico. Los depósitos provienen tanto de la erosión del cratón Amazónico como del macizo de Arequipa (Reimann *et al.*, 2008). Estas secuencias fueron afectadas por la orogenia Variscana seguida de un proceso de peneplanización (Newell, 1949), además de ser afectada posteriormente por la fase tectónica Herciniana, lo que se evidencia en direcciones de esquistosidad superpuestas en los esquistos.

Finalizando el ciclo Herciniano, la fase Tardiherciniana afectó las secuencias del Grupo Tarma (Pensilvaniano), atestiguada en la discordancia angular entre esta unidad y el Grupo Mitu.

#### Rift Continental Permico-Cretácico Inferior y Sedimentación sin-Rift

En el Pérmico ocurrió un evento de *rifting* de trasarco debido a un ambiente distensivo. Este adelgazamiento cortical fue reconocido desde el norte peruano hasta el norte argentino coincidiendo con la actual Cordillera Oriental. Este proceso, que se estima duró desde el Pérmico hasta el Jurásico-Cretácico inferior, originó inicialmente el depósito de molasas interdigitadas con secuencias volcánicas del Grupo Mitu (Triásico), en las depresiones de los grabens basculados en las márgenes del *rift*, lo cual explica así su variado espesor (Sempere *et al.*, 1999).

#### B) EVOLUCIÓN DE LA CUENCA AREQUIPA E INICIO DE LA TECTÓNICA ANDINA

#### Fase Tectónica Distensiva

Según Marocco & Delfaud (1986), aparentemente la cuenca Arequipa se originó por el proceso de *rifting* en el Liásico, el cual inicia con el depósito de lavas y depósitos continentales de la Formación Chocolate (Jurásico inferior) y la posterior depositación de las calizas de ambiente marino somero de la Formación Socosani del Toarciano-Bajociano. La relación y ocurrencia de las intercalaciones marinas en el Sinemuriano del tope de la Formación Chocolate sugieren un *rifting* desarrollado en esta zona después de que haya culminado el *rift* en la Cordillera Oriental en el Bajociano-Bathoniano, con una considerable subsidencia, lo cual creó así la protocuenca Arequipa (Vicente *et al.*, 1982).

Durante el régimen distensivo del Jurásico inferior a medio se desarrolló una cuenca principalmente clástica con periodos 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, y se extiende al sur. Su evolución sedimentaria está caracterizada por la deposición inicial de la serie volcanosedimentaria del Grupo Chocolate seguido por los sedimentos carbonatados de la Formación Socosani, el cual 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.

#### 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; Sempere, 1999). Dicho evento tectónico afectó las secuencias prejurásicas, así como las secuencias calcáreas de las formaciones Ferrobamba, Arcurquina, Chilcane y Ashua y los eventos volcánicos de las formaciones Huaracane del Grupo Toquepala y Pichu. Además, en esta época se ha generado actividad magmática representada por las superunidades Incahuasi, Ilo, Cerro Verde, Tiabaya, Yarabamba y Challaviento. Posterior a este evento tectónico y en discordancia angular se depositaron las formaciones Huanca, Puno y Moquegua, las cuales se formaron gracias a la erosión post fase tectónica Peruana y que de igual manera son afectadas por las fases tectónicas Inca, Inca 1 e Inca 2.

### C) 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 sinestral, 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 volcanosedimentario, en cuencas aledañas y cuencas de antearco y trasarco, que fueron afectadas por continuos esfuerzos. Los centros y complejos volcánicos han sido agrupados en etapas

denominados arcos volcánicos (Mamani *et al.*, 2010), es así que el Arco Tacaza de edad Oligoceno (30-24 Ma) fue afectado por la tectónica Quechua I. El posterior Arco Sillapaca y Arco Maure fueron afectados por las tectónicas Quechua II y III y, por último, el Arco Barroso de edad Mioceno-Plioceno fue afectado por la fase tectónica Quechua IV.

## D) EVOLUCIÓN DE LAS CUENCAS SINOROGÉNICAS CENOZOICAS

#### Sedimentación en las Cuencas de Antearco Cenozoicas

En el antearco, desde el Oligoceno al Plioceno, se depositó los sedimentos marinos y continentales de la Formación Camaná, que es relacionada a la transgresión marina del Oligoceno y afectada por movimientos verticales de emersión miocénica, lo cual generó pequeños flexuramientos y ondulaciones de dirección E-O y NO-SE (García, W., 1968).

También en el antearco del sur peruano se desarrolló la cuenca Moquegua entre la Cordillera Occidental y la Cordillera de la Costa que depositó, en su mayoría, secuencias continentales de origen fluvial además de secuencias volcanoclásticas (Sempere *et al.*, 2014). De igual forma, a partir del Oligoceno terminal, la cuenca estuvo progresivamente invadida por los productos volcánicos y explosivos (ignimbritas) de la Formación Huaylillas, testigo de la actividad del arco volcánico durante este periodo (Vega, 2002). Posteriormente, también en la Cordillera de la Costa y la planicie costera, se depositaron las secuencias clásticas de las formaciones Pisco y Millo como producto de la depositación marina y continental, respectivamente.

#### Sedimentación en las cuencas de Trasarco e Intraarco Cenozoicas

En la Cordillera Occidental y el Altiplano también se originaron cuencas compuestas básicamente por la acumulación de material volcánico transportado por los paleocanales del área y, en algunos casos, formándose cuencas por represamiento con origen volcánico y/o tectónico. Las cuencas fluviolacustres fueron afectadas también por la fase tectónica Quechua y por la actividad volcánica, tales como coladas de lavas y flujos piroclásticos.

# **CAPÍTULO III** NEOTECTÓNICA, TECTÓNICA ACTIVA Y PALEOSISMOLOGÍA

## 3.1 INTRODUCCIÓN

Durante las últimas décadas, los conceptos de **neotectónica** y **tectónica activa** han ido modificándose desde el punto de vista del periodo que comprende dichos procesos. Es así que inicialmente fueron utilizados con un sentido temporal de acotación. Obruchev, V. A. (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 Cuatemario». Posteriormente, Slemmons *et al.* (1991) modifican el espacio de tiempo 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 unos límites temporales, que en unos lugares pueden ser significativos, pero no en otros. Esta nueva visión tiene relación con la consideración del concepto de **régimen tectónico vigente** (*current tectonic regime*), definido por Müir Wood & 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 & Hancock, 1994).

A lo largo del presente trabajo se estudiarán los términos de tectónica activa y falla activa. Wallace (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, consideramos que una estructura o un proceso son activos cuando han actuado dentro del periodo histórico y se espera que actúen en el futuro sin que exista ningún dato que indique su futuro cese.

Al término **falla activa** se le han dado, a lo largo de los años, varias definiciones en función de la aplicación del concepto a trabajos de investigación, cálculos ingenieriles, etc. Stewart & Hancock (1994) definen una falla activa como «aquella falla que ha presentado movimientos dentro del periodo de tiempo abarcado por el régimen tectónico vigente» (Müir Wood & Mallard, 1992); mientras que la *U.S. 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 de falla activa viene definido por el término *falla capaz,* que la U.S Nuclear Regulatory Commission (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, fallas activas durante el Pleistoceno.

A lo largo de este estudio 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

En el presente estudio se emplearon diversas técnicas con la finalidad de determinar la actividad de las fallas y su capacidad sismogénica. A continuación, describimos brevemente cada una de ellas.

#### **MORFOLOGÍA DE ESCARPES DE FALLAS**

Los efectos más interesantes producidos en la superficie terrestre por los sismos corticales son los desplazamientos o desniveles en la superficie por efecto del desplazamiento de la falla, controlados de acuerdo a la cinemática o movimiento de la falla y a su geometría, que está estrechamente ligada a la orientación de los ejes de esfuerzos.

La reactivación de una falla geológica en un área determinada se puede acomodar en un solo plano de falla o, como en casos más comunes, en varios. No todos los segmentos de una falla se tienen que reactivar con el mismo evento sísmico, esto dependerá de varios factores. En el registro de medidas geomorfológicas y estratigráficas de escarpes de falla se debe tener en cuenta la posibilidad de una parte o la totalidad del desplazamiento, que pueden ser por continuos movimientos de *creep* (Scholz *et al.*, 1969; Evans *et al.*, 1981). El desplazamiento a lo largo de un plano de falla puede ser debido a la combinación de movimientos repentinos (sísmicos) o lentos (sin expresión sísmica).

Se ha observado, mediante relaciones geológicas, sismológicas, datos geodésicos y paleosismicidad, que a lo largo de numerosas zonas de falla se pueden identificar segmentos que muestran un comportamiento similar durante eventos sísmicos, pero en los que su comportamiento es diferente para zonas de fractura adyacentes (Cluff *et al.*, 1980; Schwartz & Coppersmith, 1984; Slemmons & Depolo, 1986). Existen diversos métodos y técnicas para la caracterización de escarpes de falla en materiales no consolidados y consolidados. Un limitante en este estudio fue el no contar con dataciones, teniendo que utilizar métodos geomorfológicos, cinemáticos y geométricos para la caracterización espacio-temporal de los escarpes de falla.

Por ejemplo, los métodos dedicados a la datación de los **escarpes** de falla en materiales no consolidados (Figura 3.1) se basan en la pendiente del escarpe. El perfil topográfico del escarpe es función del ángulo inicial de ruptura, la litología, el clima y de 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). Estas deben correlacionarse con una sucesión de eventos individuales ocurridos en el mismo escarpe. El ángulo de la pendiente es



Figura 3.1 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, ç: ángulo de pendiente (disminuye con la edad). Tomado de Rodríguez-Pascua (1998).

Por tanto, hay que ser precavido en la interpretación de datos paleosísmicos para diferentes segmentos dentro de una zona de falla. Para fallas de rumbo, pequeñas variaciones en la orientación o el buzamiento del plano de falla, podrían generarse zonas sometidas a transpresión o transtensión, dentro de un mismo componente de desplazamiento. 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 es 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. Trabajos a destacar que han utilizado esta técnica son los de Anderson (1979); Nash (1980, 1986); Colman & Watson (1983); Hanks & Wallace (1983). 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 3.2), entre los que se pueden destacar a Carver (1987) y Swan, F. H. (1987).

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 dar por movimientos asísmicos (deslizamientos). Hancock & 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.

#### ANÁLISIS DE IMÁGENES SATELITALES

Utilizamos imágenes ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection), fotografías aéreas e imágenes de Google Earth para identificar deformación activa, asociada a cambios abruptos en la topografía, variación del sistema de drenajes, evidencias de incisión anómala y valles colgados. Posteriormente, hicimos trabajos de campo realizando análisis estructurales,



Figura 3.2 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, 1984). Estos deben indicar desplazamientos bruscos o continuos, interrumpidos por periodos de inactividad de la falla, en los que se produce una erosión que hace retroceder el escarpe. También morfoestructurales y toma de datos de microtectónica, determinando la cinemática y continuidad de la falla.

#### GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y MICROTECTÓNICA

El análisis microtectónico es una técnica utilizada para la comprensión de los estilos estructurales, esta fue empleada mayormente en la meseta del Altiplano (Acocella *et al.*, 2011; Lavenu, 2006: Allmendinger *et al.*, 1989; Schoenbohm & Strecker, 2009). Sin embargo, en el área delimitada son escasos los estudios estructurales regionales enfocados en la reconstrucción de los últimos millones de años (Sébrier *et al.*, 1985 y 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 cuatemarios. 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, sinestral, dextral), deducidos de tectoglifos: como fracturas Riedel, grietas escalonadas, estructuras sigmoidales, etc. Carey & Brunier (1974) demostraron que, con los datos de fallas obtenidos de los afloramientos, es posible investigar los esfuerzos responsables de la reactivación de la falla v de la deformación observada. Entonces el estado esfuerzos es expresado con los tres ejes principales de esfuerzos 1, 2, y 3 y la relación diferencial de los esfuerzos principales = (2-3) / (1-3). Para la representación del análisis y presentación del programa utilizamos el programa Faultkin 7 (Allmendinger, 2012). Estos datos fueron 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 examinar atentamente la continuidad de las estructuras a profundidad.

## ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICOS DE CUENCAS CUATERNARIAS

Se levantaron columnas estratigráficas con la finalidad de determinar la evolución de cuencas lacustres y sus relaciones con la actividad tectónica cuaternaria. Esta parte será ampliada en el capítulo siguiente.

Dado que en el registro estratigráfico los ciclos y eventos son complementarios, su identificación requiere abordar problemas de dinámica estratigráfica (Seilacher, 1990). Este autor sintetiza el reconocimiento de estructuras de depositación y deformación tectónica, en varios pasos: eliminando las huellas secundarias; probando la secuencia para definir cambios periódicos (ciclos) o de eventos versus sedimentación lenta; identificando la naturaleza de los ciclos o eventos y definiendo qué tan completo es el registro a diferentes escalas.

Los rasgos típicos, identificables en el registro estratigráfico, desarrollados por deformación tectónica cosísmica y postsísmica, se resumen en la Tabla 3.1.

A continuación, algunas descripciones de los indicadores o parámetros (López, 2006):

Identificación de sismitas. Cuando Seilacher (1969) identificó deformaciones en capas de sedimentos finos en el Shale de Monterey, les atribuyó el nombre genético de sismitas. «El término se refiere a la deformación in situ de sedimentos, por una sacudida in situ más que por efectos sísmicos secundarios, como por ejemplo los tsunamis, deslizamientos y corrientes de turbidez que pierden el signo de su origen sísmico (o impacto) en su fase depositacional».

Este autor ilustró las estructuras típicas que se desarrollan en una sección de una *sismita* debido a la licuación de materiales finos, lodos y arenas inconsolidadas (Seilacher, 1990).

**Canales, depósitos de gravas y levantamiento sindepositacional.** El levantamiento sindepositacional produce efectos en los canales aluviales que se preservan en el registro estratigráfico. Este puede controlar la distribución de litofacies tal como lo hacen el curso de la corriente o el patrón del canal (Miall, 1996). Fuera de una cuenca depositacional, los levantamientos están sujetos a erosión y, a menudo, sirven como fuente primaria de sedimentos para el relleno de una cuenca.

Burbank *et al.* (1988) sostienen que el sincronismo entre progradación de gravas y cabalgamientos se presenta donde existen velocidades anómalamente altas de erosión y transporte desde el área origen. Así se llenan los espacios disponibles en las cuencas subsidentes forzando el desbordamiento de la cuenca y la progradación de conglomerados durante el cabalgamiento.

El levantamiento intracuenca se refiere a la generación de altos relativos dentro de una cuenca depositacional. Estos pueden representar áreas de levantamiento tectónico o simplemente áreas de baja subsidencia que producen altos topográficos relativos a los sistemas depositacionales de los alrededores. Y, aunque el levantamiento intracuenca puede resultar de intrusiones, la deformación se atribuye a mecanismos de esfuerzos tectónicos intracuenca generalmente débiles que reactivan estructuras preexistentes en lugar de generar nuevas rupturas corticales (Sykes, 1978). En la estratigrafía fluvial, estos levantamientos intracuenca se manifiestan por inconformidades angulares intraformacionales erosivas y adelgazamiento localizado de estratos fluviales sobre los levantamientos (Miall, 1978).

**Basculamiento**. En el registro estratigráfico del Cuaternario es importante evaluar el basculamiento y procesos de acreción lateral en superficies buzantes. Por ejemplo, distinguir cómo son las distintas facies y cómo varían debido a un basculamiento localizado generado por un anticlinal y cómo es la variación de los depósitos de canales de meandro con predominancia de superficies de acreción lateral que apuntan hacia el eje anticlinal y se alejan del sinclinal. Los cinturones de meandros se preservan arriba de la inclinación debido a la migración en la dirección del buzamiento de las corrientes de meandros sobre el limbo de un anticlinal buzante.

**Discontinuidades intraformacionales angulares**. Birot en 1937 (en Corrales *et al.*, 1977) cita por primera vez lo que se denomina la discordancia progresiva al estudiar los conglomerados de los Pirineos. Posteriormente, Riba (1973) desarrolló estudios e interpretación de la génesis de este tipo de depósitos y presentó numerosos ejemplos para la cuenca del Ebro. Según este autor, «una superficie de sedimentación que bascule, levantándose, por

Genesis	Primarias (Creadas por deformación tectónica)								
Localización	En la falla			Fuera de la falla					
Tiempo	Cosismicas			Postsismicas		Cosismicas		Postsismicas	
Expresión	1.		2.		3.		4.		
Geomorfológica	1	Escarpes de falla	1	Contribuciones	1	Superficies	1	Terrazas aluviales	
	1	Fisuras		después del		inclinadas		Tectónicas	
	1	Pliegues		deslizamiento	1	Lineas de costa	1	Contribuciones	
	1	Huellas de topo	1	Cubiertas coluviales		levantadas		después del	
	1	Colinas de presión			1	Lineas de costa sumergidas		deslizamiento	
Expresiones	5.		6.		7.	<i></i>	18.		
estratigráficas	1	Estratos	1	Cuñas coluviales	1	Depósitos de	1	Inconformidades	
		fallados	1	Rellenos de fisura		Tsunami.		erosivas y depósitos	
	1	Estratos plegados	1	Inconformidades				inducidos por	
				(horizontes fallados)				levantamiento,	

Tabla 3.1
Clasificación de rasgos paleosísmicos, expresiones geomorfológicas y estratigráficas
(tomada de McCalpin, 1996)

Abundancia de rasgos similares no sismicas		Pocas		Pocas		Algunas		Comunes
Génesis	10			Secundarias (Creadas por deformación tectónica)				
Localización		En la falla				Fuera de la falla		
Tiempo		Cosismicas	12.1	Postsismicas		Cosismicas		Postsismicas
Expresión	9.		10.		11.	<i>i</i>	12.	
Geomorfológica	1	Arenas Expulsadas	1	Deslizamientos retrogresivos	1	Expulsión de arenas	1	Deslizamientos retrogresivos
	1	Deslizamientos			1	Deslizamientos		
	1	Árboles			1	Fisuras		
		perturbados			1	Compactación		
						de sedimentos		
						por subsidencia		
Expresiones	13.		14.		15.		16.	
estratigráficas	1	Diques de arena	1	Sedimentos	1	Diques de	1	Sedimentos
				depositados		arena		depositados
				rápidamente	1	Cráteres		rápidamente
				estuarinos o		rellenos		estuarinos o
				lacustres	1	Deformación		lacustres
						de sedimentos		
						suaves		
Abundancia de rasgos similares no sismicas		Algunas		Muy comunes		Algunas		Muy comunes

subsidencia e inclinación un lado, hundiéndose o subsidiendo, por otro, sin que cese el depósito, puede originar un abanico de capas o una discordancia progresiva».

Progradación de sedimentos clásticos. En el registro estratigráfico también es importante evaluar la progradación de sedimentos clásticos gruesos en una cuenca, pues se ha demostrado que hay coincidencia con el levantamiento de un área origen, por lo cual se afirma que existe una relación directa entre la edad de estratos conglomeráticos y el tiempo de levantamiento del área origen. Sin embargo, algunos autores discrepan sobre el sincronismo entre este (levantamiento y esta progradación) debido a los efectos de subsidencia y al intervalo de tiempo de erosión en la generación de gravas y progradación.

Un factor importante en común en cada uno de estos estudios es que la progradación de gravas estaría fundamentalmente controlada por la habilidad de la cuenca para atrapar los sedimentos cerca de la margen de la cuenca, a través de la generación rápida de un espacio de acomodación por subsidencia (Blair y Bilodeau, 1988; Heller *et al.*, 1988; Paola, 1988; Flemings y Jordan, 1989; Gordon y Heller, 1993). La progradación de gravas en una cuenca subsidente tiende a ocurrir después de importantes episodios de subsidencia y levantamiento relativo del área origen. Corresponde a una etapa postorogénica.

#### DATACIONES-NUCLEIDOS COSMOGÉNICOS

Además de utilizar la base de datos de geocronología y termocronología, nosotros obtuvimos algunas edades de las pampas costeras que nos permitieron determinar la edad de la actividad de la falla.

El trabajo consistió en recolectar muestras de superficies bien conservadas, ricas en cuarzo y afectadas por fallas con la finalidad de obtener su edad de exposición utilizando nucleidos cosmogénicos 10Be. Asimismo, compilamos otros datos geocronológicos realizados por otros autores con la finalidad de determinar la actividad tectónica y el estilo de deformación del área de estudio.

#### GEOFÍSICA APLICADA: TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA

Los estudios estratigráficos, estructurales y geomorfológicos son los métodos habituales que se han empleado en el reconocimiento y la caracterización de fallas cuaternarias. La investigación de la actividad tectónica se realiza generalmente a partir de datos superficiales, con los cuales se puede interpretar la geometría y la cinemática de las estructuras tectónicas. Aunque la traza del plano de falla a veces es fácilmente reconocida en el campo, su configuración estructural en subsuelo es inferida; más aún cuando los escarpes suelen estar mal conservados o tienen una expresión incompleta. Finalmente, la información que se puede obtener a partir de las trincheras resulta limitada ya que, en muchos casos, esta no representa necesariamente la geometría de las fallas en profundidad.

Para ello, debemos recurrir a técnicas geofísicas, las cuales han demostrado tener éxito en la determinación de la geometría y en algunas características estructurales de la falla en las primeras decenas o cientos de metros por debajo de la superficie (Wang, 2002; Donne *et al.*, 2007).

Con este objetivo, hoy en día se aplica un método geofísico relativamente reciente. Se trata de la tomografía eléctrica (Fleta *et al.*, 2000; Giano *et al.*, 2000; Storz *et al.*, 2000; Suzuki *et al.*, 2000; Verbeeck *et al.*, 2000; Demanet *et al.*, 2001a, 2001b; Caputo *et al.*, 2003, 2007; Wise *et al.*, 2003; Colella *et al.*, 2004; Rizzo *et al.*, 2004; Nguyen *et al.*, 2005, 2007; Fazzito *et al.*, 2013). Mediante este método se puede obtener información de hasta 100 m de profundidad de la falla; esta técnica geofísica, junto con estudios de campo, donde se reconstruye la evolución de la estructura, puede ayudar en la consecución de una mejor definición de la actividad neotectónica de la zona.

Entonces, los objetivos específicos de la investigación geoeléctrica en zonas de fallas son: a) determinar la geometría de la falla; b) definir estructuras secundarias, como fallas ciegas y antitéticas y c) estimar el grado de inclinación de las estructuras.

En este trabajo presentamos resultados en 2D, obtenidos a través de la tomografía eléctrica de fallas ubicadas en la región Arequipa, consideradas con alto potencial sismogénico, a partir de los estudios estructurales realizados en superficie. El método geofísico nos permitió complementar los estudios anteriormente descritos, con lo cual estamos contribuyendo a una mejor comprensión sobre la amenaza sísmica de la región.

Los perfiles geoeléctricos se realizaron con un Syscal Pro Switch (Iris Company) que se puede conectar a una matriz lineal de 48 nodos de electrodos con 10 m de separación máxima.

El problema de encontrar un modelo 2D inverso a la distribución de la resistividad en un perfil se resuelve numéricamente en la forma de un modelo de cubeta rectangular sencilla, por medio del programa de software RES2DINV, Geotomo. Este programa permite estimar la resistividad de las celdas (los parámetros del modelo) que ajusta las cantidades medidas en la superficie, dentro de cierta discrepancia. Al principio, las cantidades derivadas de las mediciones de campo se presentan en forma de una pseudosección, diagrama de contorno en el que los valores de resistividad aparente se asignan a una ubicación predefinida de acuerdo con el tipo de matriz utilizada (Telford *et al.*, 1990). Durante la rutina de inversión, los parámetros del modelo iniciales son modificados y mejorados mediante la resolución de una ecuación de mínimos cuadrados (Lines y Treitel, 1984).

En consecuencia, la tomografía eléctrica es un método de resistividad multielectródico, basado en la modelización 2D de la resistividad del terreno, mediante el empleo de técnicas numéricas (elementos finitos o diferencias finitas). Con este método se calculan los valores de resistividad aparente medidos con los dispositivos geoeléctricos sobre la superficie del terreno, para generar imágenes del subsuelo llamadas pseudosecciones donde se representan los valores de la resistividad verdadera de las diferentes zonas. Para determinar la resistividad verdadera del subsuelo, a partir de los valores de la resistividad aparente, se aplica la técnica de «inversión» (Loke, 2001; Loke, 1996-2002).

El objetivo de la inversión geofísica eléctrica es encontrar un modelo de distribución de resistividades verdaderas en el subsuelo que genere una respuesta similar a los valores de resistividad aparente medidos. El método dispone de diferentes configuraciones y, para el presente estudio, aplicamos la configuración Wenner 2D y la configuración Dipolo-Dipolo. Con la configuración Wenner 2D se realizaron puntos de medidas cada 5 m, obteniendo una profundidad máxima de investigación de 20 m; mientras que con la configuración Dipolo-Dipolo se realizaron puntos de medidas cada 20 m, alcanzando profundidades de 72 m.

# 3.3 SISTEMAS DE FALLAS CUATERNARIAS Y ACTIVAS EN LA REGIÓN AREQUIPA

En la margen occidental del Altiplano, son conocidos los eventos sísmicos de magnitud elevada (Mw8) asociados con el proceso de subducción desarrollado a lo largo de toda la margen pacífica. El antearco de los Andes presenta una pendiente elevada, tiene una profundidad máxima de -8000 m en la zona de subducción y alcanza alturas máximas en los picos volcánicos cuatemarios de la Cordillera Occidental (Misti, altura: ~5800 m), esto en menos de 250 km de distancia. La mayoría de las cadenas de montañas altas alrededor del mundo, al menos parte del alzamiento o de su gradiente topográfica, están asociadas a tectónica activa y esfuerzos compresionales.

Hacia el este de la línea de costa y a lo largo del área de estudio, rocas metamórficas (basamento del Precámbrico) y rocas magmáticas mesozoicas de la Cordillera de la Costa son expuestas. Al este de esta unidad afloran las rocas de la cuenca Moquegua, interestratificadas con rocas volcánicas miocenas y pliocenas. En la zona de piedemonte afloran rocas ígneas y sedimentarias cretácicas y paleógenas que están en contacto fallado con los depósitos de la cuenca Moquegua, parte de estos depósitos están cubiertos por las ignimbritas miocenas Huaylillas, y se prolongan hasta la base del arco volcánico actual.

La aridez de las cuencas de antearco, por lo menos en los últimos 3 Ma (Hartley, 2003), ha permitido la conservación morfológica de su superficie y de la deformación tectónica. Los depósitos posteriores a los 3 Ma se desarrollan en relieves bajos, creando sistemas de terrazas a lo largo de los ríos (Steffen et al., 2010 y Hall et al., 2008) y en las superficies altas, erosionando conglomerados del Oligo-Mioceno de la Formación Moquegua en ambos casos. Los dos 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 en respuesta a cambios regionales o locales de la línea base (Mortimer, 1973; Tosdal et al., 1984; Sebrier et al., 1988), 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, determina una señal de levantamiento a lo largo de la Falla Sama-Calientes ubicada en el sur del Perú. A continuación, presentamos nuevos resultados que indican deformaciones cuaternarias a lo largo de la Cordillera Occidental del sur del Perú, estas serán descritas de acuerdo a su ubicación en las unidades morfoestructurales (Figura 3.3).

#### 3.3.1 CORDILLERA DE LA COSTA

Es una cadena montañosa originada durante las fases tectónicas del Precámbrico, plegada durante las orogenias Hercínica (Devóniano) y Andina (Cretáceo al Plioceno). Se presenta segmentada a lo largo de y próximo al litoral, en sentido NO-SE, con elevaciones comprendidas entre los 900 y 1200 msnm.

El segmento sur, formado por el Macizo de Arequipa, ubicado entre los 18° y 14° de latitud sur, desaparece bajo el mar en la parte central del país, entre los 14° y 6° sur, por efectos tectónicos (Ingemmet, 1995).

#### a) Falla Chorrillos

Se ubica a 2 km de la localidad de Chorrillos, al NO de Atico, en la línea de costa y adyacente a la carretera Panamericana sur. La Falla Chorrillos se extiende a lo largo de 10 km, y afecta depósitos aluviales que sobreyacen directamente al Complejo Basal de la Costa, constituido por gneises.

La falla tiene una dirección preferencial N 120° E y buzamiento hacia el noreste. Es posible diferenciar dos segmentos (Figura 3.4). El primer segmento de dirección N 120° está ubicado al norte y afecta depósitos aluviales y fluviales de la quebrada Choclón, lugar donde el escarpe de falla se encuentra más conservado y genera un desnivel de la superficie de 7 m. El segundo segmento de dirección N 155° se ubica hacia el sur, entre el cerro Loma Torre Chiquita y la quebrada Chorrillos, donde el escarpe se encuentra parcialmente erosionado, pero visible en los cortes de las quebradas y en algunas superficies costeras, con escarpes de hasta 10 m. El análisis morfológico utilizando imágenes satelitales muestra que el segmento sur de la falla modifica la red de drenajes debido a movimientos de rumbo tipo sinestral.



Figura 3.3 Unidades morfoestructurales del Perú (Bellido, 1979; Benavides, 1999). Se muestra la región Arequipa en polígono color amarillo.



Figura 3.4 Imagen satelital de alta resolución que muestra la Falla Chorrillos, ubicada cerca al poblado de Chorrillos y entre las quebradas de Choclón y Chorrillos, al norte y sur, respectivamente. La falla presenta dos segmentos. El segmento norte se caracteriza por exponer escarpes de fallas conservados, mientras que el segmento sur por modificar la red de drenajes debido a movimientos de rumbo sinestral. El rectángulo con borde blanco Aindica la ubicación de un acercamiento o imagen de detalle del segmento norte, expuesta en la Figura 3.5.

La Figura 3.5 muestra en detalle el segmento norte, con escarpes conservados que afectan depósitos aluviales recientes. Trabajos de campo en este sector nos permitieron observar deformación de depósitos cuaternarios y depósitos de lapilli de composición similar a las datadas por Martínez & Cervantes (2003) en el cerro Arena, ubicado al norte de la localidad de Pescadores, y que dieron una edad de 1.98 Ma. La deformación está asociada a movimientos de tipo inverso.

Entonces, el análisis morfológico, geológico y cinemático de la falla indica que los depósitos cuaternarios sobreyacen al Complejo Basal de la Costa, donde es posible observar al segmento norte caracterizado por movimientos de tipo inverso, lo que genera desniveles de hasta 7 m en la superficie y afecta depósitos de 1.98 Ma. El segmento sur muestra evidencias de actividad compresiva de la falla con componente de rumbo sinestral, esta última es responsable de la variación de la red de drenajes. El cambio de la cinemática responde a la variación geométrica de la falla, al cambio de la orientación o dirección, siendo en el segmento norte más ortogonal a la dirección de la convergencia y en el segmento sur más oblicuo. Para el cálculo de la tasa de desplazamiento o velocidad de la falla, los datos son limitados, pero para obtener una tasa relativa, utilizamos la altura del escarpe más alto con relación a la edad de la lapillita, esta relación da una tasa de desplazamiento de 0.0035 mm/año.

#### b) Zona de Falla Cuesta Calaveras

Entre la localidad de Atico y Punta Oscuyo, norte y sur respectivamente, se reconocieron tres sistemas de fallas, con direcciones preferenciales NO-SE a E-O. A continuación, pasamos a describir cada uno de estos sistemas de fallas.

Falla Atico, ubicada a 700 m al norte de la ciudad del mismo nombre. Se pueden reconocer trazos de la falla, continuos, de 1 kilómetro de longitud, lo que afecta depósitos aluviales recientes que sobreyacen a rocas del Complejo Basal de la Costa (Figura 3.6).

La falla tiene una dirección E-O y buzamiento de 70 hacia el norte, el análisis cinemático muestra evidencias de deformación tipo inversa con componente de rumbo sinestral. El escarpe o desnivel máximo observado es de 20 m, sugiriendo una acumulación de eventos



Figura 3.5 Detalle del segmento norte de la Falla Chorrillos donde es posible observar el escarpe de falla y conservación morfológica. El escarpe de falla en este sector tiene un desnivel máximo de 7 m y mínimo de 2.5 m.



Figura 3.6 La imagen de Google Earth muestra la Falla Atico. Es posible observar el trazo rectilíneo con dirección E-O, lo que afecta depósitos cuaternarios con movimientos de tipo inverso que sobreyacen a rocas paleozoicas, estas afloran en el cerro Santa Rosa. El extremo oeste de la falla muestra escarpes más conservados que cortan superficies de la llanura costera. La flecha roja indica la dirección hacia el poblado de Atico.

sísmicos en este segmento de falla. La componente de rumbo sinestral generó variaciones en la red de drenajes, desviando cursos de ríos y encajonando o acentuando la incisión de los valles del bloque levantado o deformado.

No se tienen edades que nos permitan determinar el último movimiento de la falla, pero por características geomorfológicas de escarpe y la traza de falla podemos sugerir actividad pliocuatemaria.

**Falla Bodeguita**, ubicada en la parte central de la zona de fallas Cuesta Calaveras, al norte del poblado de La Bodeguita. Está constituida por segmentos subparalelos de dirección N 110° E y buzamiento hacia el noreste. Los escarpes de falla tienen longitudes que varían entre 7 y 2 km (Figura 3.7).

Las fallas cortan superficies subhorizontales cubiertas de pedimentos provenientes de la erosión de las rocas de la Cordillera de la Costa. Estos depósitos se encuentran en contacto directo con basamento precambriano y del Paleozoico. En la Figura 3.7, es posible ver dos zonas con mayor población de escarpes de fallas subparalelas y que afectan la superficie de pedimentos (ver rectángulos de contornos blancos, A y B). La primera está ubicada al norte, en la margen derecha del río La Lama; y la segunda zona está al sur, donde afecta depósitos aluviales de la quebrada Venados y quebradas adyacentes.

Una vista de detalle utilizando imágenes satelitales de alta resolución muestra en la primera zona, al norte del poblado de La Bodeguita (Figura 3.8), fallas subparalelas que afectan superficies cuatemarias. El desnivel de la superficie más alta generado por la actividad de la falla es de 4 m, pero también es posible observar escarpes de

fallas de 0.5 y 1 metro, estos están mejor conservados con relación a los primeros. En la Figura 3.8 se observa que el escarpe meridional muestra evidencia de actividad reciente, y llega a afectar depósitos de los cauces de ríos. De igual manera, otra vista de detalle, en la segunda zona al sur, muestra fallas con dirección E-O y que generaron escarpes de hasta 18 m, esto es visible en la quebrada Venados (Figura 3.9). La actividad de las fallas modifica la red de drenajes dejando ríos colgados, desplazados lateralmente y truncándolos en algunos casos.

Falla Lomas Guzmán, constituye la prolongación sur de la zona de fallas Cuesta Calaveras, ubicado al sur de Oscuyo. Se caracteriza por tener un escarpe de falla de 3 km. Geológicamente es similar al sector de la Falla Bodeguita, donde las fallas afectan depósitos pedemontanos cuaternarios que se encuentran sobreyaciendo a basamento precambriano y del Paleozoico.

En la Figura 3.10 se pueden ver escarpes de fallas de dirección NO-SE y una longitud de 2 km. Con trabajos de campo se pudo observar que el buzamiento del segmento principal es de 72° hacia el noreste; asimismo, hay deformación asociada a movimientos tipo inverso de la falla. El escarpe de falla ubicado hacia el noreste tiene mayor altura (30 m, aproximadamente), sugiriendo una historia amplia y compleja de reactivaciones. Mientras que los escarpes ubicados al suroeste muestran trazas conservadas que cortan superficies costeras constituidas por depósitos aluviales recientes, estos están en contacto con basamento de la Cordillera de la Costa.

Las flechas de diversos colores en las figuras 3.7, 3.8, 3.9 y 3.10 indican las familias de fallas o de escarpes de fallas.



Figura 3.7 La Falla Bodeguita está ubicada en la parte central de la zona de fallas Cuesta Calaveras. Las fallas cortan superficies subhorizontales cubiertas de pedimentos provenientes de la erosión de las rocas de la Cordillera de la Costa. En esta figura, es posible ver dos zonas con mayor población de escarpes de fallas subparalelas que afectan superficie de pedimentos (ver rectángulos de contornos blancos, A y B). Las flechas de diversos colores indican las familias de fallas o de escarpes de fallas.



Figura 3.8 La imagen satelital de detalle muestra escarpes de fallas en la zona norte de la Falla Bodeguita. Las flechas de diversos colores indican las familias de fallas o de escarpes de fallas. Las flechas de color rojo señalan el escarpe de falla más reciente.



Figura 3.9 La imagen satelital de detalle muestra escarpes de fallas en la zona sur de la Falla Bodeguita. Las flechas de diversos colores indican las familias de fallas o de escarpes de fallas




#### c) Falla Calaveritas

Está descrita por Huamán (1985) como una falla inversa de dirección ONO-ESE y buzamiento de 70° hacia el norte. Corresponde a un límite estructural entre dos bloques, el bloque Pescadores al sur y el bloque Calaveritas al norte, ambos bloques están constituidos por sustrato precámbrico y paleozoico, y se sitúan en el borde continental de un gran escarpe costero.

Al sur de esta falla, Huamán (1985) realizó medidas de microtectónica, tomando los datos en una zona de falla que afecta notablemente gneis precambrianos. Del mismo modo, las rocas pliocuaternarias de la Formación Planchada son también afectadas, con evidencias de estrías que indican movimientos de tipo inverso con componente de rumbo dextral.

Hacia el lado de la Planchada y Pescadores, es posible observar fallas normales con dirección NO-SE que afectan las rocas de la

Formación Planchada, que se encuentran en contacto directo con gneises precambrianos. Según Huamán (1985), en la Planchada es posible observar dos eventos tectónicos, un primer evento que corresponde a fallas sin-sedimentarias y un segundo evento correspondiente a tectónica postsedimentación. Existen fallas inversas también, pero no muy significantes ante la deformación extensiva.

Por consiguiente, según las descripciones de Huamán (1985), la Falla Calaveritas actuó durante el Plioceno con movimientos inversos y en el Cuaternario se invierten los esfuerzos dando lugar a extensión y formación y/o origen de fallas normales. No se tiene registro o evidencias de actividad reciente u holocena.

## d) Falla Cerro Alto La Playuela

En la costa sur peruana existen muchas fallas que cortan basamento precambriano. La pregunta es si estas estructuras

tuvieron actividad reciente. Esta interrogante es difícil de contestar, aún más, si los depósitos cuaternarios son restringidos. Por este motivo, debemos recurrir a dos aspectos importantes en la neotectónica: el análisis morfológico de la falla y el registro de la sismicidad instrumental.

La Falla Cerro Alto La Playuela se ubica al norte de la caleta Quilca, cortando las pampas Chilcas y el cerro Alto La Playuela, de ahí su nombre. El segmento mejor conservado tiene una extensión de 3 km y una dirección aproximadamente de N 100° E (Figura 3.11). El grado de conservación del escarpe y/o traza de falla sugieren reactivaciones recientes, rasgo importante para la caracterización sismogénica de la falla.

A lo largo de la traza de falla se observan modificaciones en los cursos de ríos de las quebradas La Sorda, Pedregasa y la Miel.

Existen datos de sismos corticales del proyecto internacional VOLUME. Estos datos indican sismos corticales adyacentes a la falla con hipocentros entre 9 y 15 km de profundidad.

## e) Falla El Tambillo

La Falla El Tambillo se divide en siete segmentos principales con dirección preferencial N 160°. Se extiende a lo largo de 38 km, desde la línea de costa (Punta Homillos) hasta las pampas costeras, llega a cruzar o cortar rocas de la Cordillera de la Costa. A continuación, describiremos los segmentos de la Falla El Tambillo que se ubican en la Cordillera de la Costa.

Los segmentos de Falla El Tambillo ubicados en la zona costera, entre 0 y 350 msnm, muestran características morfológicas similares a las descritas en la Falla Cerro Alto La Playuela, donde existen segmentos de fallas conservados que afectan superficies de abrasión precambriana y paleozoica y donde los depósitos cuaternarios se encuentran restringidos en los valles.

Pero la mayor expresión morfológica de la falla fue observada al sur de Carachayo Chico (margen derecha del río Quilca), a 1000 msnm, donde afloran rocas del Complejo Basal de la Costa y rocas sedimentarias compuestas por conglomerados de clastos subredondeados de composición mayormente granítica, areniscas de grano grueso a medio y niveles delgados de limoarcillitas (Figura 3.12). Estas rocas son asignadas a la Formación Millo de edad pliocena en el cuadrángulo 34-r (Mollendo). Asimismo, se pueden observar depósitos aluviales poco consolidados suprayaciendo la Formación Millo, asignándoles edad cuaternaria por posición estratigráfica.

Las fallas ubicadas al sur de Carachayo Chico se caracterizan por ser subparalelas y extenderse a lo largo de 9 km, estas afectan depósitos recientes con movimientos de tipo normal. Presentan trazos rectilíneos donde es posible observar facetas triangulares, escarpes de fallas de 15 m de altitud y ríos truncados por la componente de rumbo, como, por ejemplo, los ríos adyacentes a la Cuesta de Omo (Figura 3.12).

El análisis geomorfológico de la falla utilizando imágenes satelitales de alta resolución indica que el segmento de falla más oriental de la Falla El Tambillo presenta reactivaciones más recientes, llegando a preservarse los escarpes de fallas tanto en las llanuras aluviales como en el basamento rocoso.



Figura 3.11 Escarpe de falla rectilíneo y conservado de la Falla Cerro Alto La Playuela. La flecha roja indica la dirección hacia la zona de Las Higueritas

El registro sísmico instrumental es limitado habiéndose encontrado solo microsismicidad adyacente y alineada a la falla. La microsismicidad se ubica entre 4 y 30 km de profundidad. Es importante mencionar que esta información de microsismicidad es la obtenida durante el proyecto internacional VOLUME. La actividad sísmica registrada está directamente asociada a la actividad de la falla, dando indicios de su actividad en la actualidad. Por consiguiente, la Falla El Tambillo es una falla activa que necesita estudios detallados para caracterizar su potencial sísmico o capacidad sismogénica.



Figura 3.12 Las fallas ubicadas al sur de Carachayo Chico se caracterizan por ser subparalelas y extenderse a lo largo de 9 km, estas afectan depósitos recientes con movimientos de tipo normal. Presentan trazos rectilíneos donde es posible observar facetas triangulares, escarpes de fallas de 15 m de altitud y ríos truncados por la componente de rumbo, como, por ejemplo, los ríos adyacentes a la Cuesta de Omo.

## f) Falla Pampa Verde

Se ubica adyacente a la Falla El Tambillo. Tiene una dirección N 120° y 75° de buzamiento hacia el suroeste. Se extiende a lo largo de 8 km, en el flanco occidental del cerro Quebrada Verde.

La Falla Pampa Verde está a 400 msnm donde es posible reconocer la deformación en rocas del Complejo Basal de la Costa y rocas sedimentarias compuestas por conglomerados de clastos subredondeados de composición mayormente granítica, areniscas de grano grueso a medio y niveles delgados de limoarcillitas, estas pertenecen a la Formación Millo. Los depósitos cuaternarios, también afectados por la falla, están constituidos por conglomerados semiconsolidados provenientes de la erosión de la Cordillera de la Costa. Estos depósitos forman superficies o llanuras costeras, poco inclinadas hacia el oeste o hacia la línea de costa.

La característica morfológica más resaltante de la Falla Pampa Verde son las facetas triangulares de cerca de 50 m de altitud, visibles a lo largo de toda la traza de falla. Asimismo, se observan trazas de fallas cortando las pampas de Tutuy, Cigüeñas y la propia Pampa Verde (Figura 3.13).

Los análisis geológico, geomorfológico y estructural indican actividad cuatemaria con rupturas superficiales de tipo normal. De igual forma, hay evidencia de microsismicidad superficial (<10 km), según los datos del proyecto VOLUME, que demuestra que se trata de una falla activa.

### g) Falla Morro Camaná

Se ubica al sur de la Falla Pampa Verde, es una falla subparalela a ella. Está constituida por segmentos de aproximadamente 15 km que se emplazan a lo largo de 68 km.

Por contexto geológico es posible diferenciar dos zonas: 1) La primera, al sur, forma parte de la Cordillera de la Costa. 2) La segunda, al norte, forma parte de las fallas ubicadas en la planicie costera o pampas costeras. Cada uno de estos segmentos presentan particularidades tanto en aspectos morfológicos, neotectónicos como estructurales. A continuación, describimos ambos segmentos.

La primera zona, ubicada al sur, está compuesta por una falla rectilínea de dirección N 160° y buzamiento subvertical y fallas secundarias subparalelas y con buzamientos que varían entre 67° y 75° hacia el noreste. Ambas fallas son posibles de reconocer cortando rocas del Complejo Basal de la Costa y los depósitos cuaternarios, aunque estos últimos se encuentran restringidos en valles y algunas llanuras. La deformación sugiere movimientos de la falla de tipo inverso con componentes de rumbo sinestral. Los escarpes de fallas más recientes, por su conservación, son los ubicados al norte del cerro Negro (Figura 3.14), donde se observa una planicie con poca incisión, constituida por depósitos aluviales.

La segunda zona, ubicada al norte, se caracteriza por presentar una traza de falla que afecta las pampas costeras de Majes. La falla



Figura 3.13 Imagen oblicua de Google Earth, que muestra la Falla Pampa Verde en el flanco occidental del cerro Quebrada Verde. La figura permite observar las facetas triangulares y los escarpes de fallas bien conservados, que afectan los depósitos de las pampas de Tutuy, Cigüeñas y Verde. La flecha roja indica la dirección hacia El Carrizal.



Figura 3.14 Zona sur de la Falla Morro Camaná. Es posible observar las flechas de colores indicando distintas familias de fallas. Los escarpes de fallas más recientes, por su conservación, son los ubicados al norte del cerro Negro, donde se observa una planicie constituida por depósitos aluviales afectados por la falla.

generó un escarpe de falla de 20 m (Fotografía 3.1), lo que afectó rocas miocenas y cuaternarias con movimientos de tipo inverso.

La falla, en esta segunda zona, tiene una dirección N 130° E y buzamiento hacia el noreste. Trabajos de campo en la zona de Morro Camaná permitieron identificar actividad cuaternaria de la falla, con movimientos de tipo inverso con componente de rumbo sinestral. La actividad de la falla permitió poner en contacto rocas miocenas con depósitos cuaternarios (Figura 3.14). Asimismo, es posible observar los escarpes de fallas conservados a lo largo de la traza. En la zona de Morro Camaná, se pueden ver dos escarpes de fallas subparalelos y bien definidos, que modificaron el curso de los ríos por el movimiento sinestral, como por ejemplo el de la quebrada Vaca (Figura 3.15).

Los datos de sismicidad del proyecto VOLUME muestran sismicidad cortical (<15 km) adyacente y alineada a la falla, lo que nos indica la actividad de la falla. En algunos sectores, la falla ya no es visible debido a la antropización que existe en la zona, ya que las pampas de Majes-Siguas son utilizadas para actividad agrícola.

Por consiguiente, con la finalidad de conocer la geometría y proyección en el subsuelo de la falla, realizamos trabajos de geofísica en la zona de Morro Camaná. Estos estudios contribuyeron en el análisis de la capacidad sismogénica.

Se realizó una sección transversal a la Falla Sihuas Bajo utilizando la componente Dipolo-Dipolo (D-D). La longitud total de la sección fue de 1560 m separando los electrodos cada 40 m (Figura 3.16). El tiempo de inyección de corriente fue de 1 segundo y un mínimo de 3 mediciones repetidas en cada punto con el fin de obtener una desviación estándar <3 % para cada valor de resistividad aparente.



Fotografía 3.1 Escarpe de Falla Morro Camaná, zona norte

La tomografía da como resultado una profundidad máxima de penetración de modelado de 150 m. La Figura 3.17 muestra una variación lateral de la resistividad. A lo largo de los 1560 m, a una profundidad somera, se puede observar una cobertura de resistividades altas a moderadas con  $\rho a > 301$  Ohm.m, que es discontinuo en el punto 690 y termina en el punto 1160 donde empiezan las resistividades moderadas hacia el suroeste del perfil.

Las resistividades moderadas de pa < 301 Ohm.m, y que mayormente se concentran desde el sector central hacia el sector noroeste del perfil, están relacionadas con la cobertura pleistocénica cuaternaria aluvial y con contenido de sales. Las resistividades altas corresponden a material con acumulación mayor de fragmentos rocosos y/o bolonerías y su discontinuidad, determinada en el sector central, corresponde o están limitadas por una falla que perfectamente son correlacionadas con el escarpe de fallas visto en superficie (Figura 3.15), donde se observa el material de depósitos aluviales desplazados verticalmente. Se puede ver que la falla tiene una inclinación hacia el suroeste con un ángulo aproximado de 84°.

## h) Falla Mollendo

Se ubica cerca de la línea de costa, entre las localidades de Mollendo e Islay. Tiene una dirección de N 120° y buzamiento promedio de 65° hacia el noreste. Se divide en dos segmentos de 4.5 km de longitud.

La Falla Mollendo se encuentra a 250 msnm, donde es posible observar el trazo de falla que afectan rocas del Complejo Basal de la Costa y depósitos cuaternarios deformados por movimientos de tipo normal. Si bien es cierto que los depósitos cuaternarios están restringidos a las quebradas, podemos observar deformaciones recientes cerca del cerro Catarindo y la pampa Girasol (Figura 3.18). A lo largo de la traza de falla se ven facetas triangulares de 30 m de desnivel, escarpes de fallas bien conservados de un metro de altitud.

El análisis geológico, geomorfológico y estructural indica actividad cuatemaria con rupturas superficiales de tipo normal.

## i) Falla Salinas

Está ubicada entre las localidades de La Yesera y La Joya. Es una falla dividida en cuatro segmentos, con dirección NO-SE. Se extiende a lo largo de 12 km.

Los segmentos de falla tienen expresión morfológica similar, con trazas de fallas bien definidas sobre el relieve y alterando la red de drenajes con movimientos de tipo rumbo dextral. La falla generó un desnivel de 5 m en la superficie, lo cual afectó rocas de basamento y depósitos cuaternarios (Figura 3.19).

El registro sísmico instrumental es limitado, habiéndose encontrado solo microsismicidad adyacente y alineada a la falla. La microsismicidad se ubica entre 10 y 30 km de profundidad. Es importante mencionar que esta información de microsismicidad es la obtenida durante el proyecto internacional VOLUME.

#### j) Falla Punta de Bombón

Huamán (1985) menciona que la Falla Punta de Bombón se ubica cerca al poblado de Cocachacra, específicamente en la margen izquierda del río Tambo. Señala también que en este sector afloran depósitos de areniscas y arcillitas afectadas por fallas normales, los depósitos pueden ser correlacionados con la Formación La Planchada.



Las fallas normales con desplazamiento decimétrico son características de deformación sin-sedimentaria. Estas fallas son selladas posteriormente por depósitos finos, lo cual indica el fin de la deformación.

De acuerdo a las descripciones de Huamán (1985), podemos sugerir que la Falla Punta de Bombón tuvo posiblemente actividad pliocuatemaria. Pero es necesario realizar estudios detallados para determinar la edad de la última reactivación.

## k) Falla Puntas-Iñane

Se extiende a lo largo de 50 km entre las pampas Huagri y Colorada, pertenecientes a la provincia de Islay. Está constituida por segmentos continuos de dirección NO-SE y con longitudes que varían de 15 a 8 km de longitud.

Morfológicamente delimita el flanco oriental de la Cordillera de la Costa con las pampas costeras.

A lo largo de la traza de falla afloran rocas del Complejo Basal de la Costa, rocas jurásicas y cobertura cuaternaria constituida por depósitos aluviales y coluviales procedentes de la erosión del basamento rocoso. Estos depósitos cuaternarios forman superficies subhorizontales y poco incisadas, lo que genera pampas extensas con inclinación hacia el oeste.

Es posible ver el desarrollo de estas superficies subhorizontales en las partes más altas de las márgenes del río Tambo. La Falla Puntas-Iñane corta estas superficies generando relieves diversos y alterando la red de drenajes (Figura 3.20). El segmento de Falla Puntas-Iñane, que se ubica adyacente a pampa Colorada, muestra un escarpe bien conservado, donde la última reactivación generó un desnivel de 1.5 m. Los depósitos recientes muestran deformación asociada a movimientos de tipo normal.

Otro ejemplo de actividad tectónica a lo largo de la Falla Puntas-Iñane, en su extremo sur, es en pampa Repartición (Figura 3.21). En este sector, la falla tiene un buzamiento de 65° al suroeste. A lo largo de la traza, es posible observar facetas triangulares de hasta 10 m de altura, lo que da idea de la acumulación e historia de actividad de la falla. Asimismo, es posible observar que la red de drenajes es modificada por la actividad de la falla, dejando ríos colgados y cursos de ríos desplazados. Del mismo modo que en pampa Colorada, los depósitos recientes muestran deformación asociada a movimientos de tipo normal.

Por la expresión morfológica y geológica, la Falla Puntas-Iñane se considera como potencialmente activa.

## **3.3.2 PAMPAS COSTERAS**

del curso del río por efectos de la actividad de la falla.

Se encuentran ubicadas entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Occidental. Constituye una estrecha franja costanera con anchos



Figura 3.16 Ubicación del perfil geofísico respecto a la falla activa. La flecha roja indica la dirección hacia el poblado de Santa Rita de Siguas.



Figura 3.17 Falla Sihuas Bajo, configuración Dipolo-Dipolo. Arriba: Perfil de tomografía eléctrica donde se observan resistividades altas discontinuas o con aparente variación lateral y por debajo de los 40 m de profundidad. Abajo: Interpretación del perfil geofísico con la información geológica de superficie, podemos ver que las discontinuidades del material compacto (altas resistividades) están controladas por fallas que afectan cobertura cuaternaria.



Figura 3.18 La figura muestra una traza de falla bien conservada, con facetas triangulares de 30 m de altitud (flechas rojas) y escarpe conservado (flechas amarillas). La flecha roja indica la dirección hacia Mollendo.





Figura 3.19 Segmento de Falla Salinas, ubicado entre La Yesera y La Joya. Se observa la traza de falla bien definida y generando escarpes de hasta 5 m, del mismo modo se observa una variación de la red hidrográfica producto del movimiento transcurrente de la falla. Las flechas de color amarillo indican escarpes más antiguos, mientras que las flechas anaranjadas señalan la última reactivación de la Falla Salinas. La flecha roja indica la dirección hacia la Estación Cachendo.

de entre 20 y 100 km y elevaciones entre los 50 y 1500 m. Presenta relieves moderados y un clima desértico (Ingemmet, 1995).

Conforman una superficie llana y extensa, constituida por sedimentos subhorizontales de edad cenozoica; está disectada medianamente por quebradas anchas, de fondo plano y poco profundas. Sus altitudes varían de 1400 msnm cerca de la esquina suroeste, a poco más de 2000 msnm en las partes más elevadas, con una pendiente de 2.5 % inclinada hacia el suroeste en el sector del cuadrángulo de Arequipa (Vargas L., 1970).

Su formación está ligada al levantamiento de la Cordillera de los An-des durante el Cenozoico, encontrándose el área sumergida durante el Paleo-zoico, el Mesozoico, el Paleógeno-Neógeno y parte del Cuaternario. En su base se hallan rocas sedimentarias cretáceas depositadas en la cuenca mesozoica cubiertas por depósitos cuaternarios eólicos y aluviales.

El material eólico proviene del mar y el aluvial de los ríos que drenan la Cordillera Occidental y vierten sus aguas en el océano Pacífico (Ingemmet, 1995).



Figura 3.20 Segmento de Falla Puntas-Iñane, ubicada adyacente a pampa Colorada. Las flechas de color amarillo indican el escarpe más reciente.

# a) Falla Chala Viejo

Está representada por segmentos discontinuos y subparalelos que se emplazan a lo largo de 30 km de longitud entre los cerros Atajo y Cuevas, ubicados al norte y sur, respectivamente. Los segmentos principales tienen una dirección N 120° y buzamientos preferenciales hacia el noreste. La Falla Chala Viejo se ubica a 12 km con dirección norte del poblado de Chala.

En esta zona se observan depósitos cuaternarios en contacto directo con rocas volcánicas e intrusivas de edad jurásica y cretácica, respectivamente. Solo en el sector de Chala Viejo se observan rocas de la Formación Pisco. A partir del análisis de imágenes satelitales de alta resolución y trabajos de campo, ponemos en evidencia esta falla que tiene las siguientes características. Está compuesta por seis segmentos de falla, cada una con longitudes que varían entre los 7 y 10 km. El sector donde se evidencia de mejor forma la falla es en Chala Viejo, en el flanco sur del cerro

Consuelo (Figura 3.22). En este sector se observan facetas triangulares, escarpes de falla que varían entre 1 y 1.5 m, que afectan los depósitos aluviales de las quebradas de Checo y Carrizal. Los depósitos aluviales indican movimientos de tipo normal.

Asimismo, adyacente al poblado de Chala Viejo, se observó un escarpe de falla que afectan los pedimentos del cerro Chala Viejo (Figura 3.23). El escarpe tiene un rumbo N 160° que generó un desnivel de 3 m, modificando localmente la red de drenajes y deformando los depósitos cuaternarios con movimientos de tipo normal. De acuerdo al análisis morfológico de los escarpes de falla y a los depósitos que afectan, la Falla Chala Viejo es una estructura geológica con evidencias de reactivaciones durante el Pleistoceno superior, aunque es necesario realizar dataciones en las superficies aluviales afectadas por la falla para descartar movimientos más recientes.

#### b) Sistema De Fallas Iquipi

El sistema de Falla Iquipi fue descrito por Mamani *et al.*, 2008 y Mamani & Rivera (2011) como una falla profunda, una zona de transición de bloques corticales con dirección aproximadamente E-O. Alo largo de esta falla, se observa alineamiento de depósitos minerales, centros volcánicos y sismos profundos.

El sistema de Falla Iquipi es un rasgo estructural regional. Por su dirección, segmenta las cuencas de antearco, limitando la cuenca Moquegua hacia el norte. En tal sentido, la historia precuatemaria del sistema de Falla Iquipi se tiene registrada con estudios de geología, geoquímica y sismología. Nosotros nos centramos en analizar y determinar si esta estructura antigua y profunda muestra evidencias de reactivaciones cuaternarias. Este trabajo lo realizamos a lo largo de 150 km de la falla, llegando a determinar por primera vez ejemplos de actividad tectónica con rupturas de superficie recientes. A continuación, pasamos a detallar algunos de los principales ejemplos de actividad tectónica.

Falla Río Chaparra, es el segmento ubicado al noroeste del sistema de Falla Iquipi, cerca de la línea de costa. En este transecto, se observan escarpes de fallas que afectan pampa Redonda y pampa Huangurume, áreas correspondientes al distrito de Chaparra.

En la pampa Huangurume afloran rocas marinas cuaternarias cubiertas por depósitos aluviales y coluviales, ambos afectados por fallas rectilíneas. Los escarpes de fallas son subparalelos y presentan buena conservación morfológica, lo cual indica la reciente actividad tectónica (Figura 3.22). Las deformaciones de estas rocas son claras a lo largo del río Huaccllaco y de la quebrada Higuerón (Figura 3.24). No se tienen edades que nos permitan determinar el último movimiento de la falla, pero por características geomorfológicas de escarpe y la traza de falla podemos sugerir actividad pliocuatemaria.

Falla lquipi, presenta una traza rectilínea de aproximadamente 100 km. a lo largo de esta estructura se pueden observar diversas evidencias de actividad tectónica, como la ubicada entre el cerro lquipi y el cerro Mina de Huaca. En este sector, la falla tiene una dirección aproximada a E-O y buzamiento de 78° hacia el sur. En la zona afloran rocas jurásicas, cretácicas y cenozoicas (rocas de la cuenca Moquegua), suprayaciendo a estas se observan depósitos volcánicos (caída de cenizas) y depósitos no consolidados cuaternarios. Todas estas son rocas afectadas por la Falla Iquipi.

El análisis estructural indica que esta falla es subvertical, presenta movimientos de tipo inverso, con una tendencia hacia el norte. Pone en contacto rocas jurásicas y cretácicas, que afloran en el



Figura 3.21 Segmento de Falla Puntas-Iñane, ubicada adyacente a pampa Repartición. Las flechas de color amarillo indican el escarpe más reciente, así como las facetas triangulares.

cerro Mina de Huaca, sobre rocas miocenas y cuatemarias (Figura 3.25). Otro ejemplo de actividad reciente a lo largo de la Falla lquipi se observa en el sector de cerro Cuno Cuno (Figura 3.26), donde rocas miopliocenas y cuatemarias son afectadas por movimientos inversos, dejando colgados depósitos aluviales, como, por ejemplo, de la quebrada Cuchilla (Fotografía 3.2).

La información de la base de datos sísmica del Instituto Geofísico del Perú y del proyecto internacional VOLUME, en el área de estudio, indica la presencia de sismos corticales (<30 km) a lo largo del sistema de Falla Iquipi.

El sistema de Falla Iquipi cruza la cuenca Ocoña, donde una de sus características morfológicas es la presencia de una zona o ventana de erosión en la parte intermedia, traducida en un cambio de topografía abrupta de forma semicircular, ubicada entre las provincias de Condesuyos y Caravelí. En este sector, se observan diversos procesos de movimientos en masa que modelaron y modelan el relieve. Asimismo, es posible identificar la traza de la Falla Iquipi a lo largo de esta geoforma semicircular, donde su prolongación oriental se conecta a las fallas de la zona de Chuquibamba, lo cual genera un enjambre de fallas con evidencias de actividad reciente. Por tal motivo, la complejidad estructural de este sector, más las evidencias de sismicidad y microsismicidad, nos indican que hay un control tectónico para la formación de este cambio abrupto de la topografía.

Por consiguiente, sobre la base de datos de geología, geología estructural, geomorfología y de sismicidad, podemos concluir que la Falla lquipi es activa y capaz de modelar o generar cambios abruptos en el relieve.

### c) Falla Choclón

Fue descrita por primera vez por Bellido & Narvaez (1960) como una falla que pone en contacto rocas intrusivas paleozoicas con areniscas y conglomerados del Grupo Moquegua. Posteriormente, Huamán (1985) describe esta misma estructura con actividad tectónica durante el Mioceno. En el presente estudio ponemos en evidencia actividad tectónica reciente de la Falla Choclón, caracterizada por presentar dirección E-O, paralela a la Falla lquipi y buzamiento hacia el sur. Las deformaciones de los depósitos recientes están asociadas a movimientos de tipo inverso con componente de rumbo sinestral (Figura 3.27).

Uno de los mejores ejemplos de reactivación de esta falla se ubica en el flanco norte del cerro Pasaje Las Minas de Plata, donde se observa la traza de falla que afecta depósitos aluviales y modificando la red de drenajes. Asimismo, en la Figura 3.27, es posible observar dos morfologías: a) La primera al norte de la falla, donde se ven ríos bien desarrollados, con canales anchos y que discurren hacia el sur. b) La segunda, con una topografía abrupta, mayores elevaciones y ríos profundos o encañonados.



Figura 3.22 Flanco sur del cerro Consuelo. En este sector se observan evidencias de actividad tectónica, como facetas triangulares, escarpes de falla que varían entre 1 a 1.5 m que afectan depósitos aluviales de las quebradas Checo y Carrizal.



 Figura 3.23
 Escarpe de falla con dirección N 160° y desnivel de 3 m. Es posible observar la modificación local de la red de drenajes. La flecha roja indica la dirección hacia Chala Viejo.



592000

Figura 3.24 En la pampa Huangurume afloran rocas marinas cuaternarias cubiertas por depósitos aluviales y coluviales, ambos afectados por fallas rectilíneas. Los escarpes de fallas son subparalelos y presentan buena conservación morfológica, lo cual indica la reciente actividad tectónica. Las flechas de diferente coloración señalan los diferentes sistemas de escarpes.



Figura 3.25 Segmento de la Falla Iquipi, tramo ubicado entre el cerro Iquipi y el cerro Mina de Huaca. La falla es subvertical, presenta movimientos de tipo inverso, con una tendencia hacia el norte. Pone en contacto rocas jurásicas y cretácicas, que afloran en el cerro Mina de Huaca, sobre rocas miocenas y cuaternarias. Las flechas de color amarrillo indican la ubicación de la traza de falla. La flecha roja indica la dirección hacia lquipi.



Figura 3.26 Evidencia de tectónica activa en el sector de cerro Cuno Cuno, donde rocas miopliocenas y cuatemarias son afectadas por movimientos inversos, dejando colgados depósitos aluviales de la quebrada Cuchilla. Las flechas amarillas señalan la traza de falla.



Fotografía 3.2 Depósitos aluviales afectados por fallas de dirección E-O. Foto vista hacia el sur

Esta morfología o cambio del relieve obedece a la actividad compresiva de la falla, donde el bloque sur asciende respecto al bloque norte.

## d) Falla Cerro Los Castillos

Se ubica en el distrito de Atico, al norte de la localidad de Pescadores, exactamente en el cerro Los Castillos, de ahí su nombre, a 1250 msnm. Se trata de fallas subparalelas de longitudes que varían entre los 9 y 3 km. Las fallas deforman principalmente rocas del Plioceno y cuaternarias ubicadas entre la zona de piedemonte y la Cordillera de la Costa. Existe una familia de fallas o sistema de escarpes de fallas con diferentes morfologías que permiten proponer una cronología de reactivación (Figura 3.28). La mayor parte de la deformación está asociada a eventos compresivos.

## e) Falla Pampa De Vaca

Huamán (1985) puso en evidencia actividad tectónica compresiva miocena y pliocena en zonas adyacentes a la localidad de Caravelí, a partir de análisis estructurales y dataciones de depósitos volcánicos, dejando entrever que esta actividad podría prolongarse hasta el Cuaternario. Nuestros recientes trabajos muestran evidencias de actividad tectónica, traducida en escarpes de fallas con dirección preferencial NO-SE entre los ríos Atico y Ocoña a 1500 msnm (Figura 3.29). En la zona de Pampa de Vaca, la falla del mismo nombre ha sido cartografiada a lo largo de 30 km, donde afecta rocas sedimentarias y volcánicas datadas en 1.98 Ma y 1.93 Ma (Martínez & Cervantes, 2003; Huamán, 1985, respectivamente), estos depósitos volcánicos cuatemarios cubrieron el relieve generando una superficie subhorizontal.

Con el análisis de imágenes satelitales se pudo observar que el bloque noreste, respecto a la falla, presenta drenajes que representan mayor incisión en comparación con los drenajes del bloque noroeste, sugiriendo deformación compresiva, así como la alteración del sistema de drenaje producto del movimiento de rumbo. Estructuras secundarias con direcciones E-O que se conectan a la estructura principal.

La Falla Pampa de Vaca genera un desnivel de 4 m en la superficie, se han realizado tres cortes a lo largo de los valles y se observa el plano de falla subvertical que afectan depósitos aluviales y volcánicos (1.93 Ma) con movimiento de tipo inverso (Fotografía 3.3). Los afloramientos permitieron tomar datos de microtectónica, en especial los clastos de los conglomerados donde se conservaron de mejor forma las estrías y marcadores cinemáticos, el plano de falla principal buza hacia el este, conectándose a fallas secundarias con buzamientos opuestos formando una estructura tipo flor positiva (Fotografía 3.3). El resultado de análisis microtectónico indica un acortamiento NE-SO coherente con una deformación asociada a un régimen transpresivo.

#### f) Falla La Corvina-Corire

Se extiende a lo largo de 100 km, comprendiendo terrenos de las provincias de Caravelí, Condesuyos y Castilla. La Falla Corvina-



Figura 3.27 En la figura es posible observar dos morfologías: a) La primera al norte de la falla, donde se ven ríos bien desarrollados, con canales anchos y que discurren hacia el sur. b) La segunda, con una topografía abrupta, mayores elevaciones y ríos profundos o encañonados. Las flechas de color amarillo indican la traza de falla.



Figura 3.28 Imagen satelital que muestra los diferentes sistemas o familias de escarpes de fallas ubicadas en el cerro Los Castillos. Los escarpes muestran diferentes morfologías, lo cual permite interpretar una cronología de reactivación. La actividad tectónica modifica el relieve, generando ríos colgados (flechas anaranjadas), flexuras en la superficie (flechas amarillas) y modificación del sistema de drenaje.



Figura 3.29 La figura a muestra una imagen satelital donde se observa la traza de falla con dirección NO-SE. La figura b presenta la interpretación de la red de drenajes con la falla. La figura c es una fotografía que muestra niveles de cenizas estratificadas deformadas y sobre depósitos aluviales. Finalmente, en la figura d se aprecia el resultado del análisis microtectónico, una compresión de dirección NE-SO.



Fotografía 3.3 Muestra de escarpe de la Falla Pampa de Vaca, se puede observar el cambio de topografía producto de los movimientos de tipo inverso.

Corire afecta la superficie de la pampa costera, donde afloran rocas cenozoicas cubiertas por depósitos cuaternarios. Desde el punto de vista de la morfología de los escarpes, es posible establecer tres segmentos de fallas.

El segmento occidental, ubicado entre el cerro Bajo de Pacas y pampa Blanca, tiene una dirección E-O y buzamiento hacia el noreste cruzando el río Ocoña. Este segmento tiene una longitud aproximada de 28 km, donde es posible observar deformaciones asociadas a compresión. El escarpe de falla se encuentra preservado, lo que sugiere actividad tectónica reciente.

La Figura 3.30 muestra la traza de falla y la diferencia en el relieve tanto en el bloque norte como en el sur. En el bloque norte el relieve es mayor, producto del movimiento inverso de la falla con tendencia hacia el sur. Esta deformación, consecuentemente, genera profundización del bloque deformado (bloque norte) y modificación del drenaje localmente.

El segmento central se ubica entre pampa Blanca y pampa Colorada, esta última se encuentra cerca de la localidad de Corire. Tiene una extensión de 50 km, aproximadamente. A lo largo de este tramo, se observan escarpes de fallas poco conservados y trazas de fallas no bien definidas; esto permite interpretar que el segmento no tuvo reactivaciones con rupturas superficiales recientes. El segmento oriental, al igual que el segmento occidental, muestra evidencias de actividad tectónica reciente, donde es posible ver rupturas de superficie de hasta 10 m (Fotografía 3.4), sugiriendo acumulación de eventos sísmicos.

## g) Falla Las Pacas-Acoy-Aplao

Se extiende a lo largo de 150 km comprendiendo terrenos de las provincias de Caravelí, Condesuyos, Camaná y Castilla.

Es una estructura paralela a la Falla La Corvina-Corire, cruza las pampas costeras afectando depósitos cuaternarios. Se reconoce tanto deformación precuaternaria como cuaternaria. Un ejemplo de deformación precuaternaria asociada a esta estructura es la observada en Aplao (Fotografía 3.5), en la margen izquierda del río Majes, donde es posible observar secuencias de la Formación Moquegua (B, C y D) deformadas por la actividad compresiva de la falla.

En cuanto a la actividad reciente, desde el punto de vista de la conservación morfológica de los escarpes, es posible nombrar como ejemplos las zonas de pampa Esperanza (Figura 3.31, Fotografía 3.6) y en las alturas de Chiquiñoca (Figura 3.32) ubicados en las provincias de Caravelí y Condesuyos, respectivamente.



Figura 3.30 Segmento occidental de la Falla La Corvina-Corire. Las flechas de color amarillo indican la traza de falla.



Fotografía 3.4 Pampa costera en la zona de Majes, donde se aprecia el escarpe de falla, bien conservado, de Corvina-Corire (flechas de color rojo) que afectan las rocas de la Formación Moquegua y depósitos aluviales recientes encajados en ellas.



Figura 3.31 Escarpes de fallas en la zona de pampa Esperanza. Se observan superficies cuaternarias cortadas por fallas de dirección NO-SE.



Fotografía 3.5 Ejemplo de deformación precuaternaria asociada a la Falla Las Pacas-Acoy-Aplao, en la margen izquierda del río Majes.



Fotografía 3.6 Segmento de Falla inversa Las Pacas-Acoy-Aplao, donde se muestran depósitos recientes deformados. Vista hacia el norte.



Figura 3.32 Traza de falla bien conservada en la zona de Chiquiñoca, en la provincia de Condesuyos. Las flechas amarillas indican la traza de la falla.

## h) Falla Toran

Se extiende a lo largo de 10 km con dirección E-O en las pampas costeras ubicadas entre la localidad de Camaná y la zona de piedemonte de Aplao. La falla generó un desnivel en la superficie de 15 m afectando depósitos miocenos (Formación Moquegua), aluviales recientes Q-a1 y Q-a2 (Figura 3.33 y Figura 3.34). Las quebradas del bloque norte, respecto a la falla, presentan mayor grado de incisión y en muchos casos no tiene continuidad en el bloque sur, quedando colgadas (Figura 3.33).

Con el análisis de imágenes satelitales observamos segmentos de fallas discontinuos subparalelos a la principal que son menos notorios hacia el este, producto de la erosión. De tal modo, las observaciones morfoestructurales indican actividad tectónica compresiva con tendencias de la falla hacia el sur.

Entonces, se tomaron muestras de esta superficie deformada en ambos lados de la falla con la finalidad de hallar la edad de exposición de esta superficie, utilizando nucleidos cosmogénicos 10Be, y determinar una relación con la actividad de la falla. Las edades calculadas para el bloque colgante y yaciente son de  $0.98\pm0.11$  Ma y  $1.07\pm0.12$  Ma, respectivamente. En tal sentido, la actividad de la falla continuó durante el Cuaternario y existe deformación de 15 m post 1 Ma. En estos sectores, donde no fue posible identificar marcadores cinemáticos estructurales en el plano de falla, se realizaron perfiles geofísicos transversales a la estructura para observar la continuidad a profundidad. En la Falla Toran utilizamos el método de tomografía de resistividad eléctrica obteniendo un máximo de penetración de 200 m, es posible observar la falla en profundidad con una inclinación hacia el norte (Figura 3.34).

El cambio de coloración del perfil A-A' está directamente relacionado con la litología, siendo las coloraciones rojas (altas resistividades) relacionadas con depósitos aluviales y las coloraciones azules (bajas resistividades) relacionadas con areniscas y delgados niveles de limolitas. En el perfil es posible ver dos bloques discontinuos y desplazados verticalmente, producto del movimiento inverso de la falla.

Finalmente, en la prolongación noroeste de la falla, exactamente en el piso de valle de Majes, se puede observar que esta estructura tiene una historia larga ya que pone en contacto rocas metamórficas (basamento del Precámbrico) con rocas de la Formación Camaná (Oligoceno) por movimiento tipo inverso. Graficando la actividad tectónica compresiva a mayor tiempo geológico.

El análisis de sismicidad y microsismicidad indica un alineamiento de sismos corticales (<30 km) a lo largo de la Falla Toran.



Figura 3.33 Imagen satelital donde se observan los escarpes de la Falla Toran. Es posible ver que los drenajes del bloque norte son más profundos con respecto al bloque de la parte sur. Este cambio geomorfológico es controlado por la actividad tectónica compresiva. La flecha roja indica la dirección hacia Toran.

Se realizó una sección transversal a la Falla Toran (A-A') utilizando la componente Dipolo-Dipolo. La longitud total de la sección es de 1280 m, separando los electrodos cada 40 m. El tiempo de inyección de corriente fue de 1 segundo y un mínimo de 3 mediciones repetidas en cada punto con el fin de obtener una desviación estándar <3 % para cada valor de resistividad aparente.

La tomografía da como resultado una profundidad máxima de penetración de modelado de 130 m. La Figura 3.34 muestra una variación lateral de la resistividad. A lo largo de los 1280 m se puede observar una cobertura de resistividades altas de a > 1285 Ohm-m; a 50 m de profundidad las resistividades son moderadas a bajas y en forma discontinua en el sector central del perfil entre 600 a 640 m.

Las resistividades bajas a < 35 Ohm-m están relacionadas con acumulaciones de material con granulometría fina y/o al contenido de sales, mientras que las que van de 25 Ohm-m a 1285 Ohm-m están relacionadas con la acumulación de material poco conductivo de tipo aluvional cuaternaria con menor contenido de fragmentos rocosos. Las resistividades altas corresponden a material con mayor contenido de fragmentos rocosos consolidados en estado seco (Formación Moquegua superior) y su discontinuidad corresponde o están limitadas por fallas, que perfectamente son correlacionadas con el escarpe de falla observado en superficie. Se puede apreciar que las fallas tienen una inclinación hacia el suroeste con un ángulo aproximado de 70°.

# i) Falla Aliso

Se extiende a lo largo de 30 km en segmentos en la provincia de Camaná. Los segmentos tienen dirección preferencial NO-SE y constituyen un límite entre el flanco oriental del Batolito de la Costa y las pampas costeras.

Afecta basamento precambriano y los depósitos cuaternarios que cubren estas rocas. La Falla Aliso corta los depósitos de las pampas Los Gallinazos y del Miedo. El segmento mejor conservado tiene una extensión de 8 km y una dirección aproximadamente N 160° (Figura 3.35). El grado de conservación del escarpe y/o traza de falla sugieren reactivaciones recientes, rasgo importante para la caracterización sismogénica de la falla.

Existen datos de sismos corticales del proyecto internacional VOLUME, que indican sismos corticales adyacentes a la falla, con hipocentros entre 9 y 15 km de profundidad.



Figura 3.34 En la parte superior se observan imágenes de Google Earth interpretadas con la geología y señalando los escarpes de falla. Asimismo, las edades obtenidas a partir de dataciones por nucleidos cosmogénicos. La figura en la parte inferior muestra el perfil de geofísica con su respectiva interpretación, es posible observar a profundidad la continuidad de la falla geológica.



Figura 3.35 Segmento de la Falla Aliso, ubicada entre las pampas Los Gallinazos y del Miedo. La traza de falla está bien definida a lo largo de toda su longitud.

#### j) Falla Pampa Los Ceniceros

Se ubica a 5 km con dirección norte de la Falla Aliso, ambas son similares tanto en el contexto geomorfológico como geológico. Afecta basamento precambriano y depósitos cuaternarios que cubren estos. El grado de conservación del escarpe y/o traza de falla sugieren reactivaciones cuaternarias con ruptura superficial, pero los datos de sismos corticales del proyecto internacional VOLUME indican sismos corticales adyacentes a la falla, con hipocentros entre 10 y 20 km de profundidad.

#### k) Falla Pampa del Toro

Se ubica al suroeste de las fallas Toran y Morro Camaná. A diferencia de las estructuras mencionadas, esta tiene una dirección SO-NE. Tiene una continuidad de 8 km. Se traduce en una falla rectilínea antigua que muestra evidencias de actividad tectónica reciente (Figura 3.36).

La falla tiene un ancho de 20 m, donde es posible observar el contacto fallado entre las rocas intrusivas del cerro Sillar y los depósitos aluviales, permitiendo establecer la actividad reciente de esta estructura (Fotografía 3.7). En la zona de panizo de la falla fue posible identificar escarpes de fallas (4 m de altura), siendo buenos marcadores de actividad de indicadores cinemáticos (Fotografía 3.8). Estos indicadores pueden ser observados a lo largo del flanco sur del cerro Sillar que afectan depósitos aluviales recientes de la Pampa del Toro con movimiento de tipo normal.

La representación y cálculo de los esfuerzos principales se realizaron mediante el programa Faultkin 7 (Allmendinger, 2012), dando como resultado un esfuerzo principal extensional de dirección aproximadamente N-S. La cinemática de la Falla Sillar está asociada a la deformación transpresiva regional de dirección NE-SO, siendo esta una tensional, producto del esfuerzo principal del acortamiento

y relacionada directamente a las fallas Toran y Morro Camaná. Audin *et al.*, (2006) ponen en evidencia otras fallas de tipo normal de dirección NE-SO, a lo largo de la costa sur del Perú.

## I) Falla La Joya

Se ubica entre las pampas de Vítor y La Joya. Tiene una dirección NO-SE y se emplaza a lo largo de 17 km. Afecta los depósitos cuaternarios de las pampas costeras generando lomadas y acumulación de agua que drenan de la Cordillera alta. Si bien es cierto no es posible observar la cinemática debido a la cobertura eólica y aluvial, el análisis geomorfológico indica escarpes conservados, generando desniveles de 17 m en la superficie y alterando la superficie de la pampa costera en lomadas. En la Figura 3.37, es posible observar el cambio de la topografía debido a la propagación de la falla inversa, así como la variación lateral de los ríos por la componente transcurrente sinestral. Es necesario hacer trabajos más detallados en esta zona para analizar la capacidad sismogénica.

#### m) Falla Gramadal

Está ubicada en la provincia de Islay, en las partes altas de las localidades de La Pascana y El Toro. Se extiende a lo largo de 25 km con dirección NO-SE. Se divide en segmentos con expresión morfológica similar, con trazas de fallas bien definidas sobre el relieve y alterando la red de drenajes con movimientos de tipo de rumbo sinestral. La falla generó un desnivel de 10 m en la superficie afectando rocas de basamento y depósitos cuaternarios (Figura 3.38). El registro sísmico instrumental es limitado, habiéndose encontrado solo microsismicidad adyacente y alineada a la falla. La microsismicidad se ubica entre 5 y 20 km de profundidad. Es importante mencionar que esta información de microsismicidad es la obtenida durante el proyecto internacional VOLUME.



Figura 3.36 Trazo de la Falla Pampa del Toro. Consiste en trazos rectilíneos con evidencia de actividad reciente. La falla corta depósitos de la Pampa del Toro con movimiento de tipo normal.



Fotografía 3.7 Falla rectilínea antigua, tiene un ancho de 20 m, donde es posible observar el contacto fallado entre las rocas intrusivas del cerro Sillar.



Fotografía 3.8 En la zona de panizo de la falla fue posible identificar escarpes de fallas (4 m de altura), siendo buenos marcadores de actividad tectónica y de indicadores cinemáticos.



Figura 3.37 Imagen satelital que muestra los escarpes de la Falla La Joya y el relieve (topografía) que generó su actividad.



Figura 3.38 Segmento de falla bien definida sobre el relieve y alterando la red de drenajes con movimientos de tipo de rumbo sinestral. La falla generó un desnivel de 10 m en la superficie, afectando rocas de basamento y depósitos cuaternarios.

## n) Falla El Abra

Se ubica en el límite departamental entre Arequipa y Moquegua, donde afecta rocas del cerro El Abra, cerro Alto El Madero y los depósitos de pampa Colorada, tiene direcciones que varían entre N 50° E a N 160° E y buzamiento de 65° hacia el norte; asimismo, se pueden observar fallas secundarias con buzamiento contrario al segmento principal. Se pueden identificar segmentos a lo largo de la traza.

En el primero se observa una traza rectilínea (Figura 3.39), este segmento se ubica entre el cerro Machado Chico y la pampa Colorada. Se aprecian desplazamientos verticales de tipo normal de 0.90 m, todos ellos afectan las depósitos aluviales y rocas del Complejo Basal de la Costa. En el segundo segmento, ubicado en la parte central del área de estudio, donde afloran rocas intrusivas, la falla presenta segmentos discontinuos con direcciones NO-SE, N70°E y N50°E, prevaleciendo la última mencionada. Estos segmentos de falla, en muchos casos, presentan buzamientos opuestos, forman depresiones donde se depositan materiales cuaternarios Q-al1 y Qal2, que a su vez son deformados por la actividad tectónica de las fallas. El tercer sector es donde se observaron los mayores desplazamientos verticales de la falla sobre el basamento intrusivo y los depósitos cuaternarios (Figura 3.40). La traza de falla principal es lineal y corta tanto basamento rocoso como depósitos inconsolidados cuaternarios.

## 3.3.3 ZONA DE PIEDEMONTE

El término de piedemonte en zonas orogénicas activas se utiliza para caracterizar la zona de transición entre un frente montañoso (Cordillera Occidental) y una zona de relieve bajo, como por ejemplo una cuenca de antearco o la superficie de las pampas costeras. Desde un punto de vista estructural, un piedemonte está compuesto por pliegues y corrimientos. Estas estructuras se orientan, por lo general, en forma paralela a la dirección principal de la cadena montañosa.

Un ejemplo de este tipo de estructuras son las fallas que conforman el Sistema de Falla Atiquipa-Caravelí-Sicera-Lluta-Vítor, que se emplazan a lo largo de 400 km. Esta estructura regional y antigua, que controla el cambio abrupto de la topografía y que marca el inicio de la Cordillera Occidental, presenta evidencias de actividad reciente a lo largo de toda su traza. A continuación, presentamos los rasgos más importantes.

#### a) Sistema de Falla Atiquipa-Caravelí-Sicera-Lluta-Vítor

Tiene una longitud de 400 km aproximadamente y limita la Cordillera Occidental con las pampas costeras de la región Arequipa (Figura 3.41). Dividimos en tres partes esta estructura regional.

## Falla Atiquipa-San Juan de Churunga

Se extiende a lo largo de 150 km con dirección E-O, paralela a la Falla Iquipi. Comprende parte de las provincias de Caravelí, Camaná y Condesuyos.

Para el norte, pone en contacto mayormente las rocas del Complejo Basal de la Costa con rocas jurásicas sobre las cuales se observan depósitos cuaternarios restringidos a valles y quebradas. Es posible observar que la falla afecta a toda la secuencia litoestratigráfica, incluidos los cuaternarios con movimientos de tipo inverso.



Figura 3.39 Se observa una traza rectilínea, este segmento se ubica entre el cerro Machado Chico y la pampa Colorada. Se aprecian desplazamientos verticales de tipo normal de 0.90 m, todos ellos afectan los depósitos aluviales y las rocas del Complejo Basal de la Costa.

En la parte central, se observan a lo largo de 45 km escarpes de falla que afectan las pampas de Arrieros, del Toro, Las Conejeras, pertenecientes a la provincia de Caravelí. El escarpe de falla muestra elevaciones que varían entre 8 y 2 m de altitud. Uno de los mejores ejemplos se encuentra en el cerro Fierro, donde la falla atraviesa depósitos cuaternarios alterando las terrazas fluviales, como por ejemplo del río Chivatos (Figura 3.42).

La parte oriental de la falla, ubicada adyacente a la localidad de Caravelí, es descrita por Huamán (1985) como fallas con posible actividad tectónica pliocuatemaria. El uso de imágenes satelitales de alta resolución y trabajos de campo nos permitieron definir que estas estructuras también afectan depósitos cuatemarios.

El registro sísmico instrumental es limitado, pero encontramos sismicidad cortical adyacente alineada a la falla. La sismicidad se ubica entre 5 y 20 km de profundidad. Es importante mencionar que esta información de microsismicidad es la obtenida durante el proyecto internacional VOLUME.

#### Falla Caravelí-Calpa

Pecho (1983), en el cuadrángulo de Caravelí (32-p), menciona la Falla Caravelí como una estructura regional que afecta rocas intrusivas, rocas cretácicas, así como también las ignimbritas miocenas denominadas Huaylillas. Posteriormente, Huamán (1985)

propone actividad compresiva en este sector donde es posible observar rocas intrusivas mesozoicas sobre lodolitas y areniscas de la Formación Moquegua (Fotografía 3.9). Del mismo modo, menciona rocas pliocenas y cuaternarias deformadas por movimientos inversos de estas estructuras tectónicas.

No fue posible observar rupturas superficiales recientes, pero la sismicidad en este sector indica profundidades (hipocentros) entre 10 y 30 km, lo cual da una idea de la actividad tectónica actual y reciente. Es importante mencionar que esta información de microsismicidad es la obtenida durante el proyecto internacional VOLUME.

#### b) Sistema de Fallas Caravelí-Sicera-Lluta-Vítor

Se extiende a lo largo de 290 km con dirección NO-SE, limitando gran parte de la zona de piedemonte de la región Arequipa. El buzamiento preferencial de este sistema de falla es de 75° hacia el noreste. Constituye parte del Sistema Incapuquio-Cincha-Lluta, ubicado al sur del Perú, desde Arequipa hasta Tacna.

Se tienen pocos estudios acerca de esta falla en términos de su actividad neotectónica o actual. Unos de los trabajos que hablan de la actividad tectónica holocena son los realizados por Sébrier *et al.* (1985), donde proponen actividad compresiva miocena-pliocena y extensional durante el Holoceno.



Figura 3.40 Se observaron desplazamientos verticales de la falla, sobre el basamento intrusivo y los depósitos cuaternarios. La traza de falla principal es lineal, la traza corta tanto basamento rocoso como depósitos inconsolidados son cuaternarios.



Figura 3.41 Imagen satelital oblicua que muestra el cambio abrupto de la topografía entre las pampas costeras y la Cordillera Occidental, este cambio está controlado por fallas regionales (Sistema de Falla Atiquipa-Caravelí-Sicera-Lluta-Vítor) con evidencias de actividad cuatemaria y reciente.



Figura 3.42 Segmento de falla ubicado adyacente al cerro Fierro. La traza de falla es rectilínea y afecta rocas de substrato y cuaternarias.

Es así que una de las preguntas para estudiar este sistema fue: ¿cómo una falla de tipo normal puede generar un relieve tan abrupto y en una margen tectónicamente activa?

Para ello realizamos trabajos de geología estructural y estratigrafía, donde fue posible observar deformaciones recientes, que afectan depósitos de ríos, con cinemática tipo inversa. A continuación, describimos algunos ejemplos de la actividad tectónica de esta falla.

Cerca de la localidad de Antane, en la provincia de Condesuyos, observamos escarpes de fallas, que afectan depósitos aluviales y coluviales, de 10 m de altura. Los escarpes de fallas presentan una morfología preservada, sugiriendo actividad reciente. Los depósitos aluviales y recientes descansan sobre rocas intrusivas y sedimentarias de la Formación Labra. El análisis cinemático en la quebrada San José indica movimientos de tipo inverso con componente sinestral con tendencia hacia el suroeste (Figura 3.43).

Fotografía 3.9 Falla inversa que pone en contacto rocas intrusivas cretácicas con la Formación Moquegua. Esta falla tiene evidencias de actividad cuaternaria.





Figura 3.43 Escarpes de falla bien conservados en la zona de Antane, entre las provincias de Caravelí y Condesuyos. El escarpe de falla generó un desplazamiento de la superficie de 10 m. La flecha roja indica la dirección hacia el poblado Antane.



Figura 3.44 Escarpes de falla conservados, subparalelos, en la pampa Sicera, que afectan depósitos recientes con movimientos tipo inverso. Las flechas indican los diferentes escarpes de falla.

Del mismo modo, en la pampa Sicera, al norte de la pampa de Majes, se pueden observar escarpes de fallas subparalelos que afectan depósitos cuaternarios que sobreyacen las rocas de la Formación Moquegua (Figura 3.44). Los escarpes de fallas están preservados y el análisis cinemático indica movimientos tipo inverso contribuyendo a la generación de lomadas e incisión de los valles del bloque deformado o bloque levantado, las del bloque deformado son más profundos (Fotografía 3.10). La falla se divide en segmentos de fallas cuyas longitudes varían entre 7 y 3 km. El escarpe de falla es posible observarlo tanto en las terrazas más elevadas como en los *talweg* actuales de los ríos (Fotografía 3.11).

Es posible prolongar la deformación observada en la pampa Sicera hacia el sur hasta la pampa Alto Huacán y los cerros Mata Caballo y Alto Huacán, lugares donde afloran rocas de la Formación Moquegua y depósitos cuatemarios. Morfológicamente se observa: escarpe de falla que genera un desnivel de 30 m, facetas triangulares y la red de drenaje desplazada por movimientos de rumbo sinestral (Figura 3.45). Los ríos del bloque deformado (bloque norte) son más profundos, producto del levantamiento. Por consiguiente, en este sector se observan movimientos de tipo inverso con componente de rumbo sinestral, la tendencia de la falla es hacia el suroeste.



Fotografía 3.10 Fotografía panorámica del escarpe de falla en la pampa Sicera, terraza más elevada. Es posible observar un desnivel de 4 m de la superficie.



Fotografía 3.11 Escarpe de falla en las terrazas más recientes de la pampa Sicera. El escarpe en este sector tiene 1.5 m.



Figura 3.45 Escarpe de falla rectilínea en el tramo de pampa Alto Huacán, al sur de Sicera. En este sector, es posible observar deformación asociada a compresión con componente de rumbo sinestral.

En el sector de pampa Lubrinillas, al este de Sicera, reconocimos escarpes de fallas conservadas, que afectan abanicos aluviales cuaternarios con movimientos tipo inverso, generando desniveles en la superficie que varían entre 1 a 3 m (Figura 3.46). A lo largo de este sector también se observan fallas subparalelas formando estructuras tipo echelón o en cola de caballo. Estas últimas responden a la partición oblicua de esfuerzos. Por consiguiente, tenemos que este sector de la falla se reactiva con tendencia hacia el suroeste y con un componente de rumbo sinestral que permite modificar los cursos de ríos o la red de drenajes.

La evidencia de actividad tectónica más occidental del Sistema de Falla Caravelí-Sicera-Lluta-Vítor, se ubica en pampa Alto Huacán, al norte del poblado Pedregal. En este sector la falla deforma los depósitos cuaternarios, generando desniveles de 1.5 m con un componente transcurrente de tipo sinestral (Figura 3.47).

En conclusión, el Sistema de Falla Caravelí-Sicera-Lluta-Vítor muestra, a lo largo de su traza, evidencias de reactivaciones durante el cuaternario, generando desniveles que varían desde 1 metro hasta 30 m. Las morfologías de estos escarpes se muestran preservados, dando una idea de la acumulación de actividad sísmica con ruptura superficie (M>6.5).

El análisis cinemático de cada uno de los segmentos sugiere movimientos de tipo inverso con tendencia hacia el sur, cinemática que contribuye al alzamiento de la Cordillera Occidental. Finalmente, resultados de sismicidad cortical muestran deformación cortical entre 5 y 30 km, la que estaría controlada por la reactivación de estas estructuras tectónicas.

Finalmente, en la estratigrafía de los depósitos aluviales de las pampas costeras, como Majes, Pedregal, Sicera y Vítor, se encuentran diversas estructuras sedimentarias deformadas, asociadas a sismos (Fotografía 3.12).

### 3.3.4 CORDILLERA OCCIDENTAL

Es la unidad más elevada de la Cordillera de los Andes, se destaca por constituir una cadena montañosa de dirección NO-SE, con rumbos regio-nales 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 en-tre las cuencas hidrográficas del Pacífico y del Atlántico.

La Cordillera Occidental está constituida por un núcleo Paleozoico cu-bierto por rocas mesozoicas y cenozoicas, deformadas por intenso plegamiento, fallas inversas y grandes sobrescurrrimientos (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).


Figura 3.46 Escarpe de falla rectilínea en el tramo de pampa Alto Huacán, al sur de Sicera. En este sector se observa deformación asociada a compresión con componente de rumbo sinestral. Las flechas de colores indican los diferentes escarpes de fallas. El escarpe mejor conservado y más importante es el que corta los depósitos aluviales de la pampa Lubrinillas.



Figura 3.47 Escarpe de falla rectilínea en el tramo de pampa Alto Huacán, al norte de la localidad de Pedregal. En este sector, la falla deforma los depósitos cuaternarios, generando desniveles de 1.5 m con una componente transcurrente de tipo sinestral.



Fotografía 3.12 Estructura sedimentaria deformada asociada a sismo, ubicada en la pampa de Majes, adyacente a la Falla Sicera. Se trata de una estructura en flama.



Fotografía 3.13 Escarpe de falla en la zona de Parinacochas. Tiene dirección NE-SO y se extiende a lo largo de 6 km, cruza rocas cretácicas y llanuras o planicies compuestas por depósitos cuaternarios.

Neotectónica, Evolución del Relieve y Peligro Sísmico en la Región Arequipa



Figura 3.48 Trazas de fallas de dirección NE-SO que desplazan lateralmente la geometría de los pliegues. Las flechas amarillas indican la traza de falla y el desplazamiento transcurrente dextral.

# a) Zona de Falla Parinacochas

Se ubica entre los departamentos de Ayacucho y Arequipa, a 15 km, con dirección oeste de la laguna de Parinacochas.

La denominamos como zona de fallas debido a la presencia de segmentos de fallas subparalelas y de longitudes que varían entre los 2 y 6 km. Asimismo, su característica estructural principal es que tiene una dirección NE-SO, opuesta a la deformación de orientación andina (NO-SE). En esta zona afloran rocas sedimentarias cretácicas deformadas, que generan pliegues con ejes axiales de dirección NO-SE, producto del acortamiento andino durante la fase tectónica peruana. Los trabajos de campo y análisis de imágenes satelitales muestran trazas de fallas de dirección NE-SO que desplazan y afectan la geometría de los pliegues y depósitos cuaternarios con movimientos de tipo dextral (Figura 3.48).

Los escarpes de falla son posibles de delimitar en campo, afectan rocas cretácicas y en las zonas de llanura o de acumulación de depósitos cuaternarios. La traza mantiene su continuidad, aunque muestra desniveles de hasta 5 m (Fotografía 3.13).

## b) Zona de Fallas Sóndor-Paucaray

Se extiende a lo largo de 36 km con dirección NO-SE, comprendiendo la provincia de Caravelí.

Se pueden reconocer dos sectores de acuerdo a la litología y morfología. El sector norte presenta un relieve abrupto donde afloran rocas volcano-sedimentarias e intrusivas, jurásicas y cretácicas, respectivamente, cubiertas por material inconsolidado cuaternario. El sector sur se caracteriza por presentar una superficie tipo Huaylillas, que consiste en ladera cubierta de ignimbritas con pendiente hacia el oeste. Ambos sectores están afectados por la Falla Sóndor-Paucaray.

Por la cercanía a un poblado, el segmento de falla más importante desde el punto de vista sismogénico es el segmento Sóndor, que se ubica a 1 kilómetro de la traza de falla (Figura 3.49). La falla afecta depósitos aluviales y coluviales del cerro Potrero, con movimientos de tipo inverso. Los sectores donde se puede observar parte de esta historia de deformación son las quebradas Yacomian y Tucune (Figura 3.49).



Figura 3.49 Trazas de fallas de dirección NE-SO que desplazan lateralmente la geometría de los pliegues. Las flechas amarillas indican la traza de falla y el desplazamiento transcurrente dextral.

La parte sur de la falla, ubicada adyacente a la localidad de Caravelí, es descrita por Huamán (1985) como un sector de fallas con posible actividad tectónica pliocuatemaria. El registro sísmico instrumental es limitado, pero encontramos sismicidad cortical adyacente alineada. La sismicidad se ubica entre los 10 y 25 km de profundidad.

### c) Falla Yamachay-La Isla

Se ubica entre la zona de fallas Sóndor-Paucaray y Caravelí-Calpa. Se extiende a lo largo de 80 km con dirección NO-SE, cortando la superficie ignimbrítica miocena, lo cual genera desplazamientos verticales de 15 m y, a su vez, altera la red de drenajes producto de la componente lateral o transcurrente de la falla. Los ríos ubicados al norte de la Falla Pampa Macachihuasi son más encañonados respecto a los ríos ubicados adyacentes al cerro Buena Vista, debido al movimiento compresivo de la falla con tendencias hacia el suroeste. Es posible observar esta deformación en las quebradas Grande de Ocoruro y Honda (Figura 3.50).

El registro sísmico instrumental es limitado, pero encontramos sismicidad cortical alineada a la falla. La sismicidad se ubica entre los 15 y 20 km de profundidad; los datos provienen del proyecto VOLUME y del Instituto Geofísico del Perú.

### d) Falla Tasta-Sara Sara

Se extiende a lo largo de 45 km en la margen derecha del río Maran, afluente perteneciente a la cuenca Ocoña. Tiene una dirección N 155° y 75° de buzamiento hacia el suroeste. Afecta con movimientos de tipo normal depósitos recientes. La falla es rectilínea. Por tramos presenta facetas triangulares, tiene buena conservación morfológica que sugiere actividad reciente. Es posible observar la deformación de esta falla en los cerros Sacsamachay y Carrascuyocc (Figura 3.51). No se tienen edades que nos permitan determinar el último movimiento de la falla, pero por características geomorfológicas de escarpe y la traza de falla, podemos sugerir actividad pliocuatemaria. Finalmente, el registro sísmico instrumental es limitado, pero encontramos sismicidad cortical alineada a la falla.

# e) Zona de Fallas Chuquibamba

La zona de Falla Chuquibamba se caracteriza por presentar fallas con dirección NO-SE subparalelas y con extensiones que varían entre los 50 y 10 km. Estas estructuras tectónicas afectan una superficie ignimbrítica, superficie Huaylillas, que tiene una indinación hacia el oeste. El rasgo morfológico más interesante en el sector de Chuquibamba es el deslizamiento del mismo nombre, donde es posible observar fallas subparalelas y morfológicamente bien conservadas. El deslizamiento tiene una longitud de 25 km por 7 km de ancho y varía entre las altitudes de 850 a 3750 msnm. El contraste del relieve es claro ya que se desarrolla en parte de la superficie subhorizontal volcánica Huaylillas, conformada por ignimbritas miocenas (Fotografía 3.14). Los escarpes de fallas tienen una longitud mayor a 40 m, sugiriendo una acumulación sísmica importante con ruptura superficial.



Figura 3.50 Segmento de la Falla La Isla, donde es posible observar el escarpe de falla y el control estructural respecto a la forma de los valles o quebradas.



Fotografía 3.14 Deslizamiento y fallas activas de Chuquibamba. Es posible observar las fallas que cortan la superficie Huaylillas y se proyectan hacia la corona del deslizamiento. Vista hacia el este.



Figura 3.51 Escarpe de falla en la zona de cerro Sacsamachay, ubicado en la margen derecha del río Maran.

La Falla Chuquibamba es un segmento activo del Sistema de Falla Cincha-Lluta-Incapuquio, donde se observa una terminación tipo en cola de caballo (echelón). El Sistema de Falla Cincha-Lluta-Incapuquio se emplaza a lo largo de 400 km con dirección NO-SE a lo largo de la Cordillera Occidental del sur del Perú.

El segmento más occidental de la Falla Chuquibamba se ubica al norte del poblado Aplao (650 msnm), donde se pueden observar los depósitos de la Formación Moquegua (Eoceno-Mioceno), en contacto fallado con rocas cretácicas del Grupo Toquepala por movimiento inverso. Asimismo, es posible ver escarpes de fallas a lo largo de depósitos aluviales cuaternarios, que indican la continuidad de su actividad durante el Cuaternario. Hacia el este, en la parte alta, a más de 3500 msnm, se observan ignimbritas miocenas de 14.1 Ma y 16.1 Ma (Swanson, 1998 y Vilca *et al.*, 1993, respectivamente), afectadas por fallas de tipo normal con buzamientos opuestos, lo que permitió la generación de una depresión elongada de dirección NO-SE. En esta depresión topográfica, se depositaron ignimbritas de 2.5 Ma y 1.9 Ma (Vilca *et al.*, 1993 y Thouret *et al.*, 2007), también con evidencias de deformación tectónica tipo normal (Figura 3.52).

Por la distribución subparalela de los segmentos, la cinemática y ubicación respecto a la altitud, el estilo de deformación en la zona de fallas Chuquibamba está relacionada a una deformación elástica tipo momento de flexión, donde el movimiento principal de la falla es inverso y está acompañado por la flexión de la corteza, que genera a lo largo de la cresta grábenes paralelos o subparalelos a la falla principal. Grange *et al.* (1984) mediante una red local identifica sismicidad cortical (<30 km). Parte de la sismicidad registrada se ubica adyacente a la estructura principal, es la solución de los mecanismos focales inversos.Las fallas se extienden por toda la superficie Huaylillas hasta llegar al volcán Solimana (Figura 3.53), coincidiendo también con un deslizamiento de grandes dimensiones ubicado en el flanco sur del volcán. Es posible observar la deformación a lo largo del ríoArma, entre las localidades de Chichas y Salamanca.

## f) Falla Ayo-Lluta-Arequipa

Se extiende a lo largo de 150 km con dirección NO-SE desde el Coropuna hasta el Pichu Pichu, cruzando el flanco pacífico de la Cordillera Occidental.

El 2014 iniciamos trabajos a lo largo de esta estructura regional, y observamos que los segmentos con evidencias de actividad tectónica reciente se ubican en el flanco suroeste de los volcanes Chachani, Misti y Pichu Pichu; afirmación determinada a partir de estudios geológicos, morfológicos, estructurales y geofísicos.



Figura 3.52 Fallas secundarias muestran desplazamientos de tipo normal con componente de rumbo sinestral. Las flechas indican los diferentes escarpes de falla con morfologías diversas. La flecha roja indica la dirección hacia el poblado de Chuquibamba.



Figura 3.53 Escarpes de falla ubicados adyacentes al cerro Humajiaco, se observa la superficie subhorizontal Huaylillas desplazada hacia el sur. Las flechas indican los diferentes escarpes de falla con morfologías distintas.

Trabajos de geología superficial en la zona de Yura y al sur de esta (Ispampa) han permitido distinguir cambios abruptos en una superficie volcánica posteriores a 2.9 Ma (según datación de Vatín-Perignon *et al.*, 1996), los que fueron corroborados al realizar perfiles topográficos utilizando GPS cinemático. Es posible determinar dos escarpes de fallas subparalelos en esta zona, sector donde las rocas y depósitos recientes se encuentran fragmentados, plegados y fracturados (Fotografía 3.15). El estilo de deformación sugiere movimientos inversos y normales.

Finalmente, la compilación y análisis de información sismológica (Instituto Geofísico del Perú) muestra una concentración de sismos en el área de Yura, lo que sugiere que esta actividad estaría vinculada a la Falla Arequipa; por consiguiente, la Falla Arequipa es activa.

Realizamos trabajos de campo al sur de este sector con la finalidad de determinar la prolongación hacia el sur de la estructura. Es así que en el flanco sur del volcán Chachani, en las quebradas Las Pascanas, Nivera, Honda y Corralón, identificamos depósitos de avalanchas afectados por fallas inversas con buzamiento hacia el noreste. Al realizar el corte entre Chiguata y Yumina se identificó una estructura paralela a la quebrada del río Andamayo, con dirección N 40° y buzamiento hacia el SE, que presenta un desplazamiento de 10 m (Fotografía 3.16).

Parte de estos depósitos son cubiertos por depósitos de caída volcánicos, donde las dataciones tanto por Ar-Ar o por radiocarbono 14 señalan edades entre el Pleistoceno superior a Holoceno (Thouret *et al.*, 2001). En general, estos depósitos volcánicos provienen del volcán Misti y rellenan paleovalles.

Un ejemplo de esta interestratificación es la ubicada en el sector de Chiguata, donde ignimbritas de 43 000 años (Thouret *et al.*, 2001) represan el río Chiguata, lo cual genera una laguna. Evidencia de esto son los depósitos finos-lacustres de 100 m de espesor, aproximadamente.

Estos depósitos son buenos marcadores sobre la actividad de la falla debido a que se encuentran deformados con desplazamientos de tipo normal (Fotografía 3.17). En la última reactivación, la falla se desplazó 1.8 m afectando el tope de la secuencia constituida por diatomitas (Fotografía 3.18). Asimismo, a lo largo de toda la secuencia lacustre, identificamos sismitas, correlacionables a lo largo de toda la cuenca, lo que indica la actividad sísmica elevada del sector.



Fotografía 3.15 Depósitos cuaternarios deformados producto de la actividad tectónica. Vista hacia el noreste.



Fotografía 3.16 Depósitos de avalancha proveniente del complejo volcánico Pichu Pichu-quebrada Andamayo, donde es posible observar fallas inversas deformándolos. Vista hacia el norte.



Fotografía 3.17 La fotografía panorámica muestra las fallas normales en la secuencia lacustre, en el sector de Chiguata. Vista hacia el sur.



Fotografía 3.18 Falla normal que afecta las diatomitas del paleolago en el sector cerro Alto de Jesús-La Calera, ubicado al norte de Chiguata. Vista hacia el sur.



Figura 3.54 Se puede observar la Falla Chiguata en líneas rojas. La línea verde indica el lugar donde se realizó el perfil de tomografía eléctrica. La estrella amarilla indica la ubicación de la Fotografía 16.

Con la finalidad de reforzar los trabajos en este sector, en este segmento de falla empleamos GPS diferencial y geofísica con tomografía eléctrica, debido a que es el segmento más cercano a la ciudad de Arequipa y con mayores probabilidades de generar daños a la capital de la región. La Figura 3.54 muestra la ubicación del perfil sísmico y en color rojo el trazo de falla.

Se realizó una sección transversal a la Falla Chiguata de rumbo NE-SO, utilizando la componente Dipolo-Dipolo (D-D). La longitud total de la sección de 1520 m se cubrió separando los electrodos cada 40 m (Figura 3.55). El tiempo de inyección de corriente fue de 1 segundo y un mínimo de 3 mediciones repetidas en cada punto con el fin de obtener una desviación estándar <3 % para cada valor de resistividad aparente.

La tomografía da como resultado una profundidad máxima de penetración de modelado de 120 m. La Figura 3.53 muestra una variación lateral de la resistividad. A lo largo de los 1080 m se puede observar una cobertura de resistividades bajas a moderadas a excepción del tramo comprendido entre los 620 a 720 m, y entre

los 40 m a 80 m de profundidad las resistividades son bajas y elevadas. La resistividad más elevada con  $\rho a > 620$  Ohmio-m se encuentra casi a lo largo de todo el perfil con profundidades diferentes, y corresponden a un material de flujos de barro compactos con mayor contenido de fragmentos rocosos.

Las resistividades moderadas de entre  $\rho a < 178$  Ohmio-m  $\rho a < =620$ Ohmio-m están relacionadas al material de flujos de barro inconsolidado, mientras aquellas que tienen valores de resistividad bajas con  $\rho a < 178$  Ohmio-m están relacionadas al material permeable en estado húmedo y/o a la presencia de elementos conductivos de carácter volcánico. Las resistividades altas corresponden a material compacto de flujos de barro y su discontinuidad corresponde o están limitadas por fallas, que perfectamente son correlacionadas con los escarpes de fallas observados en superficie (Figura 3.56), donde se aprecian depósitos inconsolidados, flujos de barro desplazados casi verticalmente. Se puede observar que las fallas tienen una inclinación hacia el noreste y con un ángulo aproximado de 70°.



Figura 3.55 Ubicación del perfil geofísico.





Figura 3.56 Muestra una variación lateral de la resistividad. A lo largo de los 1080 m se puede observar una cobertura de resistividades bajas a moderadas a excepción del tramo comprendido entre los 620 a 720 m, y entre los 40 m a 80 m de profundidad las resistividades son bajas y elevadas. La parte inferior muestra la interpretación geológica-estructural.

# Perfil 1: Yura

Se realizó una sección transversal a la Falla Pascana-Yura de rumbo NE-SO, utilizando la componente Dipolo-Dipolo (D-D). La longitud total de la sección de 1520 m se cubrió separando los electrodos cada 20 m (Figura 3.57). El tiempo de inyección de corriente fue de 1 segundo y un mínimo de 3 mediciones repetidas en cada punto con el fin de obtener una desviación estándar <3 % para cada valor de resistividad aparente.

La tomografía da como resultado una profundidad máxima de penetración de modelado de 120 m. La Figura 3.58 muestra una variación lateral de la resistividad. A lo largo de los 1520 m se puede observar una cobertura de resistividades bajas a moderadas, y entre los 40 m a 60 m de profundidad las resistividades son elevadas y en forma discontinua. La resistividad más elevada se encuentra entre los sectores de 450 m a 520 m y entre 540 m a 690 m. Las resistividades bajas a moderadas pa <=832 Ohmio-m están relacionadas al material con inclusión de elementos conductivos y/o a cierto grado de humedad, mientras aquellas que van entre  $\rho a = 832$  a  $\rho a = 3035$  Ohm-m están

relacionadas con la cobertura inconsolidada volcánica. Las resistividades altas  $\rho a > 3035$  Ohm-m corresponden a rocas pliocénicas tobáceas en estado seco y su discontinuidad corresponde o está limitado por fallas, que son correlacionadas con los escarpes de fallas observados en superficie (Figura 3.58), donde se aprecian depósitos inconsolidados volcánicos desplazados casi verticalmente. Se puede observar que las fallas tienen una inclinación hacia el suroeste y hacia el noreste con un ángulo aproximado de 70° y 80°, respectivamente.

## g) Falla Ayahuay-Abra Cala

Se ubica en el flanco sur de los volcanes Sabancaya y Ampato. Se extiende a lo largo de 40 km con dirección NO-SE. Es difícil encontrar la traza exacta por la erosión y por la cantidad de rocas volcánicas que modificaron el relieve, pero el afloramiento de lavas cuatemarias por intermedio de fisuras nos da la idea de la actividad de la falla, en especial en la zona de Llajuapampa. El registro sísmico instrumental es limitado, pero encontramos sismicidad cortical alineada a la falla. La sismicidad se ubica entre los 11 y 20 km de profundidad; los datos provienen del proyecto VOLUME y del Instituto Geofísico del Perú.



Figura 3.57 Ubicación del perfil geofísico. La flecha roja indica la dirección hacia Arequipa.

# 3.3.5 ARCO VOLCÁNICO CUATERNARIO Y ACTUAL

Mendívil (1965) describe a esta unidad como una cadena de montañas agrestes de origen volcánico que siguen un alineamiento claramente circular con su concavidad hacia el Pacífico.

El Arco Volcánico Actual del sur del Perú forma parte de la Cordillera Occidental, cuya elevación máxima es de 6000 m. Este arco se ubica aproximadamente a 280 km de la fosa oceánica y se localiza a 115 km sobre el plano de Benioff-Wadati (Barazangi & Isacks, 1976). Esta cadena de volcanes está representada por estratovolcanes con un cráter central y domos además de pequeños conos conogenéticos de escorias de lavas asociados con flujos <5 000 B.P (De Silva & Francis, 1991).

## a) Falla Tastani

Comprende un solo segmento de 7 km de longitud con dirección preferencial N 140°. Se emplaza a lo largo de Pampa Puico Pampa y cerro Tastapi, a 4950 m sobre el nivel del mar. El sector se caracteriza morfológicamente por estar constituido de grandes superficies subparalelas constituidas de rocas volcánicas pliocuaternarias y depósitos fluvioglaciares, todos estos afectados por la falla con movimiento de tipo normal (Figura 3.59).

El análisis geomorfológico de la falla utilizando imágenes satelitales de alta resolución indica que la Falla Tastani presenta reactivaciones más recientes, llegan a preservarse los escarpes de fallas tanto en las llanuras aluviales como en el basamento rocoso.

### b) Falla Pampacolca-Quichuaña

Se extiende a lo largo de 45 km con dirección NO-SE. Se ubica al norte de la zona de Falla Chuquibamba.

Es un segmento que se extiende desde Andamayo, margen derecha del río Colca, hasta el flanco sur del volcán Coropuna. Es una falla rectilínea que afecta rocas antiguas, como rocas intrusivas, jurásicas, cretácicas, cenozoicas y también depósitos aluviales, como los ubicados en el sector de Pampacolca. Todas estas rocas son afectadas por movimientos de tipo normal (Figura 3.60).

Por la cercanía al poblado de Pampacolca, constituye una falla importante para realizar trabajos detallados sobre la capacidad sismogénica (Fotografía 3.19).

La morfología de la falla, desde el punto de vista de su conservación, sugiere reactivaciones con ruptura superficial con desplazamiento promedio de 1 metro.



Figura 3.58 Falla Yura, configuración Dipolo-Dipolo. Arriba: Perfil de tomografía eléctrica donde se observan resistividades altas discontinuas o con aparente variación lateral y por debajo de los 60 m de profundidad. Abajo: Interpretación del perfil geofísico con la información geológica de superficie, podemos ver que las discontinuidades de la toba volcánica compacta (altas resistividades) están controladas por fallas que afectan cobertura reciente.



Fotografía 3.19 Falla activa Pampacolca, al pie del escarpe se ubica la localidad del mismo nombre. Vista hacia el sur.

80



Figura 3.59 La imagen satelital muestra la traza de falla con dirección NO-SE. Las flechas amarillas indican la ubicación de la falla.





### c) Falla Palljaruta-Sique

Se extiende a lo largo de 30 km. La parte sur, ubicada al sur del Coropuna, tiene una dirección NO-SE, luego hace una inflexión cambiando su dirección a N-S.

La falla afecta rocas volcánicas cuaternarias y depósitos fluvioglaciares con movimiento de tipo normal, como los que afloran en pampa de Jaije (Figura 3.61). Es necesario realizar trabajos detallados para determinar o explicar el cambio de dirección de esta estructura y su relación con el volcán Coropuna. El análisis de sismicidad y microsismicidad indica un alineamiento de sismos corticales (<30 km) a lo largo de la Falla Toran.

## d) Falla Viraco-San Antonio

Es una estructura paralela a la Falla Pampacolca-Quichuaña que se extiende a lo largo de 45 km cruzando las localidades de Viraco y el volcán Coropuna.

La traza de falla es rectilínea, forma por sectores facetas triangulares en rocas de basamento y fluvioglaciares producto de los movimientos de tipo normal. En el sector del Coropuna, la interacción entre procesos volcánicos y climáticos borró parte de las evidencias de actividad tectónica. Por tal motivo, se deben realizar trabajos complementarios para determinar la relación con el volcán Coropuna.

### e) Zona de Falla Mauca-Llacta

Está ubicada al norte del volcán Coropuna con una dirección E-O. Afecta depósitos fluvioglaciares cuaternarios, con movimientos de tipo normal, a lo largo de 15 km de extensión. La altura de escarpe promedio es de 2 m (Figura 3.62).

# f) Falla Alca

Se extiende a lo largo de 35 km con dirección NO-SE. Cruza el valle de Cotahuasi, desde Visca Visca pampa hasta la laguna Llamajille. Pertenece a las provincias de La Unión y Condesuyos.

Se divide en cuatro segmentos de 8 km, aproximadamente, que afectan rocas volcánicas cenozoicas, depósitos aluviales y fluvioglaciares, con movimientos de tipo normal. El escarpe de falla no presenta buena conservación, por lo que sugiere actividad tectónica pliocuatemaria.



Figura 3.61 Escarpe de la Falla Palljaruta-Sique-segmento norte. Las flechas amarillas indican la traza de falla.



Figura 3.62 Escarpe de la Falla Mauca-Llacta. Las flechas amarillas indican la traza de falla.

#### g) Zona de Falla Firula

Tiene una dirección N 30°. Se ubica al norte del nevado Firula, en la provincia de Condesuyos. Se caracteriza por presentar tres escarpes de 12 km de longitud de forma subparalela. Afecta rocas volcánicas cenozoicas y cuatemarias, así como también depósitos cuatemarios fluvioglaciares y aluviales. En esta zona, el relieve es abrupto por las interacciones entre procesos volcánicos, tectónicos y climáticos.

El registro sísmico instrumental es limitado, pero encontramos sismicidad cortical alineada a la falla. La sismicidad se ubica entre 15 y 30 km de profundidad.

## h) Falla Pallca-Tunupacha-Toro

Se extiende a lo largo de 75 km con dirección NO-SE, desde el río Colca hasta el río Cotahuasi, cruza la meseta volcánica por el flanco noreste del volcán Coropuna. Toda esta zona comprende las provincias de Condesuyos y la Unión.

Gran parte del área es topografía abrupta por la actividad volcánica, por consiguiente, es difícil identificar la traza de falla, aunque en lugares donde se puede observar interestratificación de depósitos volcánicos, aluviales y fluvioglaciares, la traza de falla es visible (Figura 3.63). El escarpe de falla tiene una morfología conservada y afecta depósitos cuatemarios con movimientos de tipo normal, como los que afloran en Anchapalla Pampa.

Finalmente, la compilación y análisis de información sismológica proviene del proyecto VOLUME.

### i) Zona de Falla Andagua

Terminada la actividad volcánica, una serie de aparatos volcánicos ubicados en los sectores de Huambo, Orcopampa y Andagua tienen un mayor desarrollo, principalmente en el valle de Andagua, de donde proviene el nombre, razón por la cual Caldas (1993) denomino así al Grupo Andagua.

Los centros volcánicos se formaron en dos fases: una efusiva que fluyó en varias pulsaciones y otra explosiva que formó conos de escoria (Dávila, 1998).

Una muestra del volcán Antaymarca dio como edad 0.06 + 0.23 Ma (Kaneoka & Guevara, 1984). Además, el Grupo Andagua cubre a los depósitos pleistocénicos recientes y no ha sido afectado por la glaciación. Por estas consideraciones y por su perfecto estado de conservación morfológica, nos permite ubicarlo en el Cuaternario reciente.

Delacour *et al.* (2007) mencionan que estos centros volcánicos pequeños, ubicados en los Andes centrales, son indicadores de procesos magmáticos que conducen a la formación de un volcán compuesto. En Andagua-Orcopampa y Huambo se encuentran en un único ambiente tectónico. Asimismo, mencionan que el análisis estructural sobre la base de imágenes tipo SPOT indica cuatro grupos principales de fallas. Estas pueden haber controlado el ascenso del magma y la distribución de la mayoría de los centros de este profundo valle en forma de echelón o cola de caballo.

En el presente trabajo complementamos el estudio estructural con la determinación de fallas con dirección NO-SE, E-O, rectilíneas,



Figura 3.63 Traza de Falla Pallca, ubicada al noreste del volcán Coropuna, y que afecta depósitos ubicados entre los cerros Escalera Apacheta y Anchapalla Pampa.

que cortan o afectan los depósitos cuaternarios de los complejos volcánicos con movimientos de tipo normal y componente sinestral (Figura 3.64). Esta zona de fallas continúa hacia el sector Cotahuasi (ver fallas Alca y Firula).

El registro sísmico instrumental es limitado, pero encontramos sismicidad cortical alineada a la falla. La sismicidad se ubica entre los 15 y 30 km de profundidad. Esta información de sismicidad fue obtenida por el proyecto internacional VOLUME. Asimismo, utilizamos la base de datos del Instituto Geofísico del Perú-Servicio Sismológico.

### j) Zona de Falla Valle del Colca

El valle del Colca se ubica dentro de la zona volcánica de los Andes centrales. Esta zona se encuentra constituida por estratovolcanes con un cráter central, domos y conos monogenéticos de escorias de lavas asociados a flujos <10 000 B.P (Delacour *et al.*, 2007; De Silva & Francis, 1991). Los depósitos volcánicos cuaternarios muestran evidencias de haber sido erosionados y retrabajados por la actividad glacial, es así que observamos morrenas y depósitos fluvioglaciares cubriendo dichos depósitos. En la actualidad, la actividad sísmica en el área es elevada, Benavente et al. (2010, 2012) describen un control estructural NO-SE en el arco volcánico Cuaternario a lo largo de aproximadamente 300 km, corredor estructural conformado por fallas normales, principalmente con buzamientos opuestos que cortan depósitos volcánicos cuaternarios, depósitos fluvioglaciares y aluviales. Asimismo, Sébrier et al. (1985) estudian las fallas de Trigal y Solarpampa ubicadas en las alturas del Cañón del Colca, entre las localidades de Huambo y Cabanaconde; fallas con orientaciones E-O, constituidas por segmentos que se extienden a lo largo de 30 km y que cortan depósitos volcánicos cuaternarios y fluvioglaciares. David (2007) y Antayhua et al. (2002) analizaron la actividad sísmica de esta área, identificaron su distribución tanto en superficie como en profundidad y hallaron mecanismos focales con soluciones de tipo normal, lo que fue compatible con lo observado en el terreno.

En el presente trabajo, presentamos una actualización de mapa neotectónico de este sector, ponemos en evidencia, con registros geológicos, 14 nuevas fallas activas (Figura 3.65). A continuación, una breve descripción de las principales estructuras.



Figura 3.64 Mapa geológico del valle de Andagua.





#### Falla Solarpampa-Puye Puye-Pillo

Tiene una longitud de 100 km y es la proyección sur de la Falla Pallca-Tunupacha-Toto. Se emplaza en la meseta volcánica de la margen derecha del río Colca a 4800 msnm, desde Chingane hasta Cabanaconde. El segmento más estudiado es el ubicado en pampa Solarpampa. Nosotros proponemos en este trabajo que la Falla Solarpampa no se restringe solo en el distrito de Cabanaconde (12 km; Huamán, 1985), sino que se prolonga a lo largo de más de 100 km en segmentos. A continuación, describiremos los segmentos más importantes.

La Falla Solarpampa presenta un escarpe de falla con una longitud aproximada de 12 km, este afecta el vulcanismo cuaternario (Holoceno) así como también depósitos aluviales recientes. Los escarpes tienen una altura que varía entre los 20 y 40 m (Figura 3.66, Fotografía 3.20), lo que originó una perturbación en el drenaje con consecuente formación de lagunas de colapso a lo largo de la traza de la falla (Fotografía 3.21).

A fin de realizar una interpretación de los procesos de deformación presentes en esta región, Huamán *et al.* (1993), Mering *et al.* (1996) y Sébrier *et al.* (1985) realizaron diferentes estudios de microtectónica sobre la Falla Solarpampa y sugieren que estos sistemas corresponden a fallas normales originadas por procesos netamente extensivos y cuyos ejes de tensión se orientarían en dirección N-S y buzamiento en dirección sur.

El poblado de Cabanaconde fue afectado en 1998 por dos sismos superficiales (5 km) de 5.5 Mb de magnitud. Sus mecanismos focales dieron como resultado fallas de tipo normal, con planos

nodales orientados en dirección este-oeste buzando ambos con ángulos de aproximadamente 45° y eje de tensión norte-sur (Antayhua *et al.*, 2002).

Otro ejemplo de actividad tectónica de la Falla Solarpampa-Patapampa-Pillo es en pampa Arenal, donde se puede observar un escarpe con 2 m de altitud que afecta depósitos volcánicos y aluviales, asimismo se observa la formación de lagunas de colapso (Fotografía 3.22). También identificamos que los depósitos lacustres se encuentran deformados por la actividad de la falla, lo que nos indica una historia de reactivaciones. Desde el punto de vista del peligro sísmico esta estructura afectaría a las localidades de Maca, Achoma y Cabanaconde, ya que el bloque con mayor deformación subyace a estas localidades.

# Falla Trigal

Cruza la pampa del mismo nombre con rumbo E-O y buzamiento medio de 65° S, con longitudes de 12 y 10 km, respectivamente, mientras que las fallas normales hacia el SO de Cabanaconde presentan longitudes que varían entre 1 a 5 km.

La Falla Trigal presenta un escarpe de falla con una longitud aproximada de 20 km y un desnivel mayor de 50 m (Fotografía 3.23). Afecta al vulcanismo cuaternario más reciente (Holoceno) y parece haberse movido durante su emplazamiento. El escarpe de falla afecta la topografía actual, esto más la perturbación del drenaje con formación de charcas de colapso por falla (*sagpond*), específicamente en los alrededores de la intersección de la Falla Trigal con el cerro Tocoasi y de saltos holocenos de aproximadamente 5 m en la quebrada Trigal (Figura 3.67).



Figura 3.66 Escarpe de falla ubicado entre la localidad de Cabanaconde y el volcán Sabancaya. Se puede observar el escarpe bien conservado con dirección E-O. La flecha roja indica la dirección hacia el poblado de Cabanaconde.



Fotografía 3.20 Falla activa Solarpampa, genera un desnivel de 50 m de altura, lo que perturba el drenaje y forma lagunas de colapso a lo largo de la traza. Vista al norte.



Fotografía 3.21 Escarpe de la Falla Solarpampa con una altura de 25 m. El desplazamiento en contra de la pendiente facilitó (hacia el sur) el represamiento de las aguas que provienen de los volcanes Sabancaya y Hualca Hualca. Vista hacia el sur.



Fotografía 3.22 Escarpe de falla en pampa Arenal, ubicada en la meseta volcánica denominada Patapampa, altura de las localidades de Maca y Achoma.

Los análisis estructurales realizados en la quebrada Trigal por Sébrier *et al.* (1985) demuestran que los movimientos son muy recientes y de tipo normal, con una tectónica en extensión cercana a N-S.

Según estos autores, ambas fallas afectan el vulcanismo cuatemario más reciente (Holoceno) y parecen haberse movido durante su emplazamiento.

La presencia de escarpes recientes, así como cortes en la topografía actual, más la perturbación del drenaje con formación de lagunas de colapso al sur de las escarpas mayores, especialmente en los alrededores de la intersección de la Falla Trigal con el cerro Tocoasi, sugieren que estas fallas son muy activas y podrían causar graves daños en caso de una reactivación durante un sismo de magnitud >6 (Fotografía 3.24).



Fotografía 3.23 Las flechas rojas marcan la Falla Trigal, presenta un escarpe de 30 m, se observan los represamientos o sagponds.



Figura 3.67 Mapa geológico de la Falla Trigal.



Fotografía 3.24 Falla activa cuya reactivación generó el represamiento de un río. Las flechas rojas señalan los escarpes de falla.



Figura 3.68 Trinchera transversal a la Falla Solarpampa realizada en el sector de Castro Pampa-Cabanaconde.



Fotografia 3.25 Se observan los sedimentos finos (lacustres), producto del represamiento del río.



Figura 3.69 Estructuras sedimentarias de deformación identificadas en la trinchera.

Con la finalidad de determinar la magnitud máxima posible que la Falla Trigal puede generar, iniciamos trabajos de paleosismología donde excavamos una trinchera de 39 m de longitud transversal a la Falla Trigal, se pudo determinar un historial de reactivaciones de la falla con ruptura superficial; los desplazamientos observados llegan a medir hasta 40 cm en los primeros 10 m de la trinchera.

Las rocas volcánicas de tipo andesitas se encuentran cortadas por fallas verticales a subverticales de tipo sinestral. Cinemáticamente, en la trinchera se puede observar una historia amplia de la falla, tiene movimientos inversos, normales y de rumbo (Figura 65). Aparentemente, las últimas reactivaciones de la falla tuvieron movimiento sinestral, llegan a identificarse hasta tres cuñas coluviales que son marcadores de reactivaciones de la falla (Figura 3.68). La actividad de la falla generó depresiones y a su vez represamientos de río que formaron lagunas o *sagponds*.

En las depresiones se sedimentaron depósitos finos en los cuales se observan estructuras sedimentarias de deformación, tales como *slumps*, sismitas y laminaciones convolutas, volcanes de lodo, colapsos y diques, que son resultado de la actividad sísmica de la falla (Fotografía 3.25 y Figura 3.69).

#### Falla Chachas-Cabanaconde-Patapampa

Tiene una longitud de 80 km y es la proyección sur de las fallas de Andagua. Cruza el valle del Colca y es visible en la meseta volcánica tanto de la margen derecha e izquierda del río Colca entre 4000 a 4800 msnm, desde Patapampa hasta Cabanaconde.

La falla se presenta en segmentos paralelos y con dirección NO-SE en la margen izquierda del valle del Colca. Asimismo, se pudo observar los depósitos de avalancha del flanco norte del Hualca Hualca desplazados con movimientos de tipo normal, el escarpe principal tiene 8 m de desnivel.

Esta estructura también estaría relacionada con el geiser de Pinchollo (Figuras 3.70 y 3.71). Este sector se reactivó en el año 2013 generando sismos mayores de 5 grados de magnitud. Con trabajos de campo postsismo identificamos grietas cosísmicas y ruptura superficial de 15 cm en la zona de Pinchollo (Fotografía 3.26).



Figura 3.70 Mapa geológico del flanco norte de volcán Hualca Hualca.



Figura 3.71 Imagen satelital de detalle donde se observan depósitos de la avalancha del Hualca Hualca afectados por la falla, que generan desniveles en la superficie. La flecha roja indica la dirección hacia el poblado de Pinchollo.



Fotografía 3.26 Ruptura superficial producto de la reactivación de la falla en el 2013, sector de Pinchollo. Ver martillo de geólogo como escala.

## Falla Colihuire-Huatajcucho

Se extiende a lo largo de 27 km con dirección NO-SE. Afecta los depósitos del volcán Sabancaya y depósitos fluvioglaciares con movimientos de tipo normal. El escarpe de falla tiene una altura de 5 m (Fotografía 3.27).

## Falla Mojopampa

Se ubica al norte de la laguna Mucurca. Consiste en dos segmentos de fallas paralelas y con extensiones de 12 km.

Las fallas afectan rocas volcánicas cuatemarias, depósitos aluviales y fluvioglaciares con movimientos de tipo normal. Asimismo, es posible observar variación local de la red de drenaje, lo que sugiere componente de tipo sinestral (Figura 3.72).

Este sector se reactivó en el año 2013, generando sismos mayores de 5 grados de magnitud. Con trabajos de campo postsismo identificamos grietas cosísmicas con direcciones preferenciales E-O.

## Falla Madrigal

Se ubica en la margen izquierda del río Colca, en las alturas de la localidad de Madrigal, de ahí su nombre. Presenta una longitud de 8 km. El escarpe bien conservado de 15 m de altura (Fotografía 3.28) afecta depósitos de avalancha y volcánicos recientes (Fotografía 3.29).

Es una falla de tipo normal con dirección N165° y buzamiento hacia el sur. Se puede observar que en este sector los depósitos lacustres presentan mayor deformación, esto probablemente debido a la actividad de la falla.

Por comunicación con los pobladores sabemos que este sector sufre de continuos sismos, estos posiblemente estén relacionados con la Falla Madrigal. Por tal motivo, es necesario iniciar el monitoreo, ya que las localidades de Madrigal, Lari, e incluso Maca, están en peligro.

## k) Falla Mucurca-Ampato-Casablanca

Se extiende a lo largo de 60 km con dirección NO-SE desde pampa Esperanza hasta el río Colca, cruza la meseta volcánica y, en especial, el flanco sur del volcán Ampato.

La topografía es abrupta por la actividad volcánica y tectónica. Es difícil de identificar la traza de falla, aunque en lugares donde se puede observar interestratificación de depósitos volcánicos, aluviales y fluvioglaciares, la traza de falla es visible; en estos lugares se pudieron determinar movimientos de tipo inverso. Un ejemplo de ello se ubica en Huallayoc, donde se observan fallas inversas que afectan depósitos fluvioglaciares deformados (Fotografía 3.30).

Parte de la sismicidad registrada por el Instituto Geofísico del Perú coincide con la traza de falla, sugiriendo la actividad de esta estructura.



Fotografía 3.27 Escarpe de falla que afecta rocas volcánicas del Sabancaya y depósitos fluvioglaciares.



Figura 3.72 Mapa geológico del sector de Mojopampa, segmento norte y sur.



Fotografía 3.28 Escarpe de Falla Madrigal. Se pueden observar las facetas triangulares en la parte alta de la localidad de Madrigal. Vista hacia el norte.



Fotografía 3.29 Escarpe de Falla Madrigal. Vista hacia el noroeste.



Fotografía 3.30 Depósitos fluvioglaciares y rocas volcánicas afectados por fallas inversas en el sector de Huallayoc, flanco sur del volcán Ampato. Vista hacia el norte.

#### I) Falla Aguada Blanca

El cartografiado geológico-estructural en el sector pampa Llapallapa, pampa Matacaballo, ubicadas en el sector noreste de los volcanes Chachani y Misti, más el análisis morfotectónico, nos permitió determinar la actividad tectónica reciente.

En este sector se pueden observar segmentos de falla con dirección N135° con buzamientos opuestos que varían entre 65° a 75°, formando depresiones tipo graben.

Las fallas con movimiento de tipo normal afectan rocas volcánicas (andesitas) provenientes de los volcanes Misti y Chachani (Figura 3.73), depósitos aluviales y fluvioglaciares.

Tiene una longitud de 35 km en donde es posible observar escarpes de fallas de hasta 4 m de altitud. La falla cruza la represa de Aguada Blanca, lugar donde precisamente es visible el perfil de falla y el movimiento de tipo normal que afecta depósitos lacustres (Fotografía 3.31).

Los depósitos lacustres del sector de Aguada Blanca están afectados por fallas normales, con desplazamientos de hasta 7 m. En la secuencia lacustre es posible observar estructuras sedimentarias de deformación, tales como *slumps*, sismitas y laminaciones convolutas, con posible relación con la actividad tectónica y/o volcánica reciente.

En conclusión, los trabajos realizados en la Falla Aguada Blanca

permiten poner en evidencia una falla de tipo normal con direccion NO-SE y buzamiento hacia el sur. Esta estructura afecta depósitos aluviales (avalancha); suprayaciendo a estos, se tienen depósitos lacustres de aproximadamente 20 m de espesor, lo que sugiere un tiempo de represamiento de este río posiblemente asociado a la reactivación de la falla.

La realización de perfiles GPS y dos perfiles de resistividad de tomografía eléctrica, como complemento de los estudios geológicos de superficie, muestran buenos resultados y correlación a profundidad de las estructuras, lo que servirá para la evaluación del peligro sísmico.

En los sectores donde la falla no es visible en superficie, empleamos el método geofísico de resistividad de tomografía eléctrica con la finalidad de determinar la continuidad tanto lateral como a profundidad. Los resultados muestran una clara variación de resistividades en la prolongación de la falla (Figura 3.74).

Realizamos una sección transversal a la Falla Aguada Blanca utilizando la componente Dipolo-Dipolo (D-D). La longitud total de la sección fue de 1680 m, separando los electrodos cada 40 m (Figura 3.75).

El tiempo de inyección de corriente fue de 1 segundo y un mínimo de 3 mediciones repetidas en cada punto con el fin de obtener una desviación estándar <3 % para cada valor de resistividad aparente.



Fotografía 3.31 Movimiento de tipo normal asociado a la reactivación de la Falla Aguada Blanca.



Figura 3.73 Mapa geológico de la zona de Falla Aguada Blanca.



Figura 3.74 Ubicación de perfil geofísico. La flecha roja indica la dirección hacia Arequipa.



Figura 3.75 Falla Chachani, configuración Dipolo-Dipolo. Arriba: Perfil de tomografía eléctrica donde se observan resistividades altas discontinuas o con aparente variación lateral y por debajo de los 40 m de profundidad. Abajo: Interpretación del perfil geofísico con la información geológica de superficie, podemos ver que las discontinuidades del basamento (altas resistividades) están controladas por fallas que afectan cobertura cuaternaria.

### Perfil 2: Aguada Blanca

La tomografía da como resultado una profundidad máxima de penetración de modelado de 150 m. La Figura 3.77 muestra una variación lateral de la resistividad. A lo largo de los 1280 m se puede observar una cobertura de resistividades bajas a moderadas

a < 2515 Ohm-m y a 40 m de profundidad las resistividades son elevadas, a excepción del punto 920 hacia el sector NE. Las resistividades más elevadas se encuentran entre los 160 y los 900 m (Figura 3.76).

Las resistividades bajas a < 661 Ohm-m están relacionadas con acumulaciones de material fino y/o con contenido de elementos conductivos, mientras que las resistividades moderadas que van entre a = 661 Ohm-m a a = 2515 Ohm-m están relacionados con la cobertura fluvioglaciar cuaternaria. Las resistividades altas corresponden a rocas volcánicas y su discontinuidad corresponde o están limitadas por fallas que son correlacionadas con los escarpes de fallas observados en superficie (Figura 3.77), donde se ve material de depósitos aluviales cuaternarios desplazados verticalmente. Se puede observar que las fallas tienen una inclinación hacia el suroeste con un ángulo aproximado de 84°.

### m) Falla El Frayle

Adyacente a la represa El Frayle, se observaron en Rinramayo y Cañahuas estructuras con dirección N 165° y una extensión de 50 km. Estas estructuras con movimientos de rumbo e inversas afectan planicies cuaternarias, pero sin observarse evidencias de ruptura superficial.

Es necesario realizar trabajos detallados en la zona para determinar su actividad reciente y capacidad sismogénica. Estos trabajos serían importantes por la cercanía de la falla a la represa El Frayle.

Información del proyecto internacional VOLUME pone en evidencia microsimicidad superficial en el área señalada.

### n) Falla Rinramayo-Cañahuas

Son estructuras de dirección N 10° y con longitudes que varían entre los 15 y 18 km. Los escarpes de fallas están conservados y afectan las pampas de la meseta volcánica (Figura 3.78) con movimientos de tipo normal y componente sinestral, este último alterando la red de drenajes.

De igual forma, es necesario realizar trabajos más detallados en este sector para determinar la capacidad sismogénica.

#### ñ) Falla Chili

Thouret *et al.* (2011) interpretan una falla de dirección N 130° que afecta el volcán Misti y relaciona la cicatriz del flanco noreste (hacia el río Chili) con la presencia de esta estructura tectónica.

Trabajos de campo en este sector han permitido observar deformaciones en depósitos cuaternarios. Específicamente en el río Chili, se pueden observar depósitos de avalancha afectados



Figura 3.76 Ubicación de perfil geofísico. La flecha roja indica la dirección hacia Arequipa.


Figura 3.77 Falla Aguada Blanca, configuración Dipolo-Dipolo. Arriba: Perfil de tomografía eléctrica donde se observan resistividades altas discontinuas o con aparente variación lateral y por debajo de los 60 m de profundidad. Abajo: Interpretación del perfil geofísico con la información geológica de superficie, podemos ver que las discontinuidades de los depósitos compactos (altas resistividades) están controladas por una falla que afecta la cobertura piroclástica reciente (punto 1010 m).

por fallas subverticales y con desplazamientos de tipo normal (Fotografía 3.32).

Sobreyaciendo a los depósitos de avalanchas afloran sedimentos lacustres, lo cual indica el represamiento del río Chili por actividad de movimientos en masa, y posiblemente detonados por actividad sísmica y/o volcánica.

Los trabajos continuaron hacia el lado del volcán Chachani donde se pudieron observar fracturas preferenciales NO-SE, E-O y NE-SO sin desplazamiento visible; a excepción del flanco oeste del volcán Chachani en Ayrampal, donde identificamos una falla de tipo normal que afecta depósitos recientes con desplazamiento de 2 m (Fotografía 3.33).

El Instituto Geofísico del Perú registra sismos tectónicos en este sector sugiriendo actividad de esta falla.

#### 3.3.6 ALTIPLANO

Es la altiplanicie ubicada entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental. Constituye una meseta de relieve moderado. Durante el Cenozoico fue lugar de una cuenca intramontañosa receptora de la depositación continental, principalmente en el extremo este, actual Cordillera Oriental (Benavides V., 1999). Presenta áreas más o menos planas, con ligeras ondulaciones y de contornos irregulares, separadas por quebradas profundas que cortan capas volcánicas subhorizontales.

#### a) Falla Alhuayo-Challahuire

Se ubica en las cabeceras de las cuencas Ocoña y Colca a 4700 msnm, se emplaza a lo largo de 40 km con dirección NO-SE. Los escarpes de fallas tienen longitudes que varían entre los 5 y 15 km.

El relieve en este sector es abrupto, producto de la interrelación de procesos climáticos (glaciales), volcánicos y tectónicos. Esta relación generó altas tasas de erosión, lo que hace difícil la identificación de fallas activas.

En el sector afloran rocas mayormente volcánicas, que quedaron expuestas durante la migración del arco magmático hacia el este. Dichas rocas tienen edades que varían desde el Eoceno hasta el Mioceno superior.

El uso de imágenes satelitales de alta resolución y trabajos de campo nos permitieron poner en evidencia actividad tectónica a lo largo de esta estructura, donde se observan escarpes de fallas que afectan depósitos fluvioglaciares y en algunos casos rocas volcánicas.



Figura 3.78 Imagen satelital del sector Cañahuas, se puede observar la traza de falla con dirección NE-SO que corta superficie de la meseta volcánica.



Fotografía 3.32 Fallas subverticales que afectan depósitos de avalanchas en el río Chili. Vista al norte.



Fotografía 3.33 Falla normal en el flanco oeste del volcán Chachani. Se observa el desplazamiento de 2 m. Vista al sur.

La Falla Alhuayo-Challahuire se caracteriza por presentarse en segmentos con dirección principal NO-SE, aunque también identificamos como parte del sistema fallas estructuras con direcciones E-O y NE-SO. En las principales estructuras con evidencia tectónica tenemos los siguientes segmentos.

#### Falla Ranracocha

Se denomina así por ubicarse adyacente a la laguna Ranracocha. La falla corta depósitos fluvioglaciares con movimientos de tipo normal. El extremo oriental de la falla hace una inflexión y se conecta a la Falla Alhuayo (NO-SE).

El escarpe de falla tiene una altitud promedio de 1.5 m. A pesar del clima húmedo presenta buena conservación, lo que da una idea de la actividad reciente (Figura 3.79).

#### Falla Huañacota

Se ubica al sur de la laguna Huarhuarco, tiene una dirección de NO-SE y corta depósitos aluviales y palustres con movimientos de tipo normal. Asimismo, es posible observar modificación en la red de drenajes producto del movimiento transcurrente (Figura 3.80).

#### Falla Hualhuayo

Se ubica entre la laguna Huampuro y la localidad de Pampuyo y Antacarca. El escarpe de falla tiene dirección NE-SO, afecta rocas volcánicas en el cerro Posuco, depósitos aluviales y fluvioglaciares cuaternarios (Figura 3.81). Presenta un trazo rectilíneo y buzamiento hacia el noreste.

Los datos sísmicos son limitados en este sector, pero las observaciones geomorfológicas y geológicas realizadas indican actividad tectónica reciente mayor a 6 grados de magnitud. Por tal motivo, es necesario efectuar trabajos a mayor detalle para determinar la capacidad sismogénica de cada uno de los segmentos.

#### b) Falla Cayarani

Se ubica en la provincia de Condesuyos, adyacente a la localidad de Cayarani. Se extiende a lo largo de 15 km con una dirección NO-SE. Presenta escarpes de fallas bien conservados con altitudes que varían entre los 10 a 3 km.

La Falla Cayarani se ubica en una zona que con pendientes bajas, llanuras extensas y subhorizontales y morfología glaciar, característica de la zona del Altiplano.

En el sector afloran rocas mayormente volcánicas que quedaron expuestas durante la migración del arco magmático hacia el este, dichas rocas volcánicas son del Mioceno.

Con el uso de imágenes satelitales de alta resolución y trabajos de campo identificamos actividad tectónica a lo largo de esta estructura, observamos escarpes de fallas que afectan depósitos fluvioglaciares y, en algunos casos, rocas volcánicas con movimientos de tipo normal (Figura 3.82).



Figura 3.79 Escarpe de falla rectilínea de orientación E-O. La falla afecta depósitos fluvioglaciares y lacustres.



Figura 3.80 Escarpe de falla que se emplaza al norte del cerro Atarana. Es posible observar los escarpes de fallas conservados y la modificación de la red de drenaje.

#### c) Falla-Angostura Condoroma-San Antonio De Chuca

Se extiende a lo largo de 150 km, mayormente a lo largo de la provincia de Caylloma. Tiene una dirección y buzamiento preferencial NO-SE y 75° hacia el noreste, aunque también se pudieron observar fallas con buzamientos opuestos asociados a deformación transcurrente.

Trabajos de campo realizados desde Caylloma-Angostura, represa de Condoroma, hasta San Antonio de Chuca, nos permitieron poner en evidencia actividad tectónica reciente con ruptura superficial. A lo largo de este sector, afloran rocas cenozoicas deformadas y cubiertas con depósitos aluviales y fluvioglaciares cuaternarios. A continuación, una breve descripción de sectores con ejemplo de actividad tectónica reciente. En el cartografiado estructural entre las localidades de Caylloma y Angostura, identificamos un sistema de fallas de dirección NO-SE que se emplazan a lo largo de 30 km. Las fallas cortan superficies de depósitos fluvioglaciares, lo que genera escarpes que modifican o controlan sus escorrentías (Fotografía 3.34). En los cortes de ríos y excavando zanjas observamos de mejor manera la cinemática de estas estructuras, los movimientos principales son de tipo inverso con componente transcurrente sinestral.

Asimismo, entre Caylloma y Angostura existe una depresión cuaternaria, rellena de depósitos lacustres (80 m de espesor). Estos depósitos se encuentran subhorizontales, a excepción de las zonas adyacentes a la falla donde se observan fallas inversas que afectan toda la secuencia lacustre (Fotografía 3.35).



Figura 3.81 Escarpe de falla de dirección NE-SO, que afecta rocas volcánicas y depósitos fluvioglaciares en el cerro Posuco y el río Ajama. La flecha roja indica la dirección hacia Percata.

180000



8369000

Figura 3.82 Falla Cayarani, en el sector de Chaccuallunecapilla, en la provincia de Condesuyos. El escarpe muestra una morfología conservada y rectilínea, genera un desnivel de 4 m en la superficie.



Fotografía 3.34 Falla Angostura - Cailloma, donde se muestra un escarpe de falla que afecta superficies cuaternarias compuestas por depósitos fluvioglaciares. Se puede observar a lo largo de la traza acumulación de agua producto del bloqueo de la escorrentía. Vista hacia el sur.



Fotografía 3.35 Falla Angostura-Caylloma, afecta depósitos lacustres. Vista hacia el sur.



Figura 3.83 Imagen satelital que permite ver la traza de falla, con escarpe rectilíneo y a lo largo de este, entre los cerros Sumac Cala y Tomina, variación del sistema de drenaje.

Las imágenes satelitales permitieron seguir o proyectar estas estructuras tanto hacia el norte como al sur llegando a establecer que este segmento de falla tiene una longitud de 35 km. En la Figura 3.83 es posible ver la traza de falla con escarpe rectilíneo y a lo largo de este, entre los cerros Sumac Cala y Tomina, variación del sistema de drenaje.

Los datos sísmicos son limitados en este sector, pero las observaciones geomorfológicas y geológicas realizadas indican actividad tectónica reciente mayor a 6 grados de magnitud, por tal motivo es necesario realizar trabajos a mayor detalle para determinar la capacidad sismogénica de cada uno de los segmentos, ya que en estas áreas se encuentran proyectadas grandes obras de ingeniería como la represa de Angostura.

Finalmente, otro ejemplo de actividad tectónica se ubica al norte de la represa de Condoroma, cerca de los poblados de Japo y Caira, donde es posible ver la falla que corta llanuras aluviales y depósitos coluviales procedentes de los cerros Ccaranacce (Figura 3.84). Las llanuras aluviales forman especie de lomas producto de la actividad de tipo inversa de la falla (Fotografía 3.36).

#### d) Falla Caylloma

Se extiende a lo largo de 150 km, mayormente a lo largo de la provincia de Caylloma. Tiene una dirección y buzamiento preferencial E-O y 65° hacia el noreste. Los segmentos orientales de esta estructura se conectan con la Falla Angostura-Condoroma-

San Antonio de Chuca. En el cerro Llapahuasi, al este de la localidad de Angostura, es posible observar una falla de orientación E-O que afecta rocas volcánicas y depósitos aluviales y coluviales (Figura 3.85). Trabajos en el sector este de esta estructura, hacia el río Hornillos, permiten ver la traza de falla asociada a la deformación de los depósitos de terrazas fluviales y al basculamiento de la terraza (Fotografía 3.37).

#### e) Falla Yarinota-Llacto

Se extiende a lo largo de 35 km con dirección NO-SE. Es una falla paralela a la Falla Angostura-Condoroma-San Antonio de Chuca.

Geológicamente, este sector se caracteriza por presentar evidencias de actividad glaciar que permitió la formación de llanuras o superficies subhorizontales. A la vez, la alta actividad glacial o procesos climáticos también son determinantes para la conservación de estructuras o evidencias de actividad tectónica. El uso de imágenes satelitales y trabajos de campo complementarios permitieron delimitar zonas con evidencias de tectónica activa plasmadas en escarpes, en rocas volcánicas miocenas y pliocenas, así como en depósitos aluviales (Figura 3.86).

El registro sísmico instrumental es limitado, pero encontramos sismicidad cortical adyacente alineada a la falla. La sismicidad se ubica entre 10 y 30 km de profundidad. Es importante mencionar que esta información de microsismicidad es la obtenida durante el proyecto internacional VOLUME.

Figura 3.84 Imagen satelital que permite ver la traza de falla, con escarpe rectilíneo que afecta llanuras aluviales como la de Loma Jatisinca.



Fotografía 3.36 Escarpe de falla que genera un desnivel de 1.5 m en la zona de Loma Jatisinca. Vista al sur.



Figura 3.85 Imagen satelital que permite ver la traza de falla, con escarpe rectilíneo hacia el río Hornillos.



Fotografía 3.37 Terraza fluvial reciente deformada debido a la actividad de tipo inversa de la Falla Caylloma. Vista al norte.



Figura 3.86 Segmento de la Falla Yarinota-Llacto, es posible ver la traza de falla a lo largo de rocas volcánicas cenozoicas y depósitos aluviales.

#### f) Falla Finaya-Frontera

Se ubica al sur de la represa de Condoroma, entre las localidades de Finaya y Frontera, pertenecientes a la provincia de Caylloma.

Se trata de fallas con dirección NE-SO que se encuentran limitadas por las fallas Angostura-Condoroma-San Antonio de Chuca y Yaricota-Llacto. Esta estructura es secundaria al movimiento principal de tipo transpresivo. Alo largo de la traza, en las quebradas Palca, Triguarata y Pachachaca (Figura 3.87) es posible observar depósitos cuaternarios asociados a movimientos de tipo normal.

El registro sísmico instrumental es limitado, pero encontramos sismicidad cortical adyacente alineada a la falla. La sismicidad se ubica entre los 10 y 30 km de profundidad. Esta información de microsismicidad fue obtenida durante el proyecto internacional VOLUME.

#### g) Falla Churaña

Se ubica al norte de la represa de Condoroma, entre las localidades de Acopiñata y Huatoruyo, pertenecientes a la provincia de Caylloma.

Al igual que la Falla Finaya-Frontera, se trata de una falla con dirección NE-SO que se encuentra limitada por las fallas Angostura-Condoroma-San Antonio de Chuca y Yaricota-Llacto. Esta estructura es secundaria al movimiento principal de tipo transpresivo. A lo largo de la traza, es posible observar depósitos cuaternarios asociados a movimientos de tipo normal (Figura 3.88).

El registro sísmico instrumental es limitado, pero encontramos sismicidad cortical adyacente alineada a la falla. La sismicidad se ubica entre los 10 y 30 km de profundidad.



Figura 3.87 Segmentos de la Falla Finaya Frontera. Es posible ver los dos trazos de falla paralelos con movimientos de tipo normal asociados a depósitos cuaternarios.

114



Figura 3.88 Segmento de la Falla Churaña, que afecta depósitos aluviales y fluviales de la quebrada Quillcana.

#### h) Sistema de Falla Tisco-Huayllane

Se extiende a lo largo de 60 km con dirección preferencial NO-SE. La parte central de la falla es subparalela a la Falla Angostura-Condoroma-San Antonio de Chuca mientras que los segmentos occidentales y orientales realizan una inflexión uniéndose a la Falla Angostura-Condoroma-San Antonio de Chuca, de este modo forman una figura sigmoidal.

El Sistema de Falla Tisco-Huayllane se ubica en la cabecera de las cuencas Colca y Arequipa, a 4600 msnm. Afecta morfologías típicas del Altiplano, lugar donde afloran rocas volcánicas, depósitos aluviales y fluvioglaciares en su mayor parte.

La mayor expresión morfológica de la falla se ubica al norte de la localidad de Puma Huasi y Puñarachane. La falla generó un

desnivel de 30 m producto de la deformación de tipo normal. Las fallas normales principales buzan hacia el suroeste, en los sectores donde se observan fallas con buzamiento opuesto, dando origen a depresiones tipo grabens. De igual forma, a lo largo del escarpe de falla se observaron charcas o lagunas de colapso (Fotografía 3.38).

Del mismo modo, adyacente a la localidad de Huaylluma, al pie del flanco sur del cerro Hichocollo, se observa un ejemplo de la Falla Tisco-Huayllane que afecta morfología glacial y aluvial posible de observar en la quebrada Huaylluma.

El escarpe en este sector varía entre 50 y 3 m, se puede distinguir la deformación más reciente en la quebrada Huaylluma (Figura 3.89).



Fotografía 3.38 Escarpe de falla ubicado al norte de la laguna Samacocha. El desnivel que generó la falla es de aproximadamente 30 m, afecta depósitos recientes con movimientos de tipo normal. Vista hacia el norte.



Figura 3.89 Imagen satelital de alta resolución en la zona de Huaylluma, donde es posible observar el escarpe de falla más importante en el cerro Hichocollo y la reactivación más reciente en la quebrada Huayllana, está cortando depósitos aluviales y fluvioglaciares con movimientos de tipo normal.

El registro sísmico instrumental es limitado, pero encontramos sismicidad cortical adyacente alineada a la falla. La sismicidad se ubica entre los 15 y 25 km de profundidad. La microsismicidad fue obtenida durante el proyecto internacional VOLUME.

#### i) Falla Llacmapampa-Sibayo-San Antonio de Chuca

Se extiende a lo largo de 129 km con dirección NO-SE. Es una estructura regional subparalela a la Falla Angostura-Condoroma-San Antonio de Chuca. Estas dos estructuras forman un bloque con geomorfología y geología similar limitado por fallas activas.

Podemos mencionar algunos ejemplos de actividad tectónica reciente en los sectores de Llamacpampa y Sibayo.

Llamacpampa, exactamente en Parihuanapampa, se caracteriza por ser una superficie subhorizontal constituida de depósitos aluviales, modificada por una red de ríos entrelazados. Esta superficie es afectada por fallas de orientación NO-SE, controlando la escorrentía de los ríos y desplazando lateralmente sus cursos (Figura 3.90). Asimismo, en los escarpes de actividad más reciente, se muestra un alineamiento de charcas de colapso, típica de zonas tectónicamente activas.

El segmento de falla se extiende a lo largo de 30 km con dirección NO-SE en la zona de Sibayo.

En la parte central, el escarpe de falla muestra elevaciones que varían entre 4 y 2 m de altitud. Uno de los mejores ejemplos se encuentra frente a Callalli, en la margen izquierda del río Llapa, camino a Condoroma; sector donde se evidencia el cambio entre la Cordillera Occidental y el Altiplano.

En este sector la falla es rectilínea y afecta depósitos aluviales y fluvioglaciares con movimientos de tipo inverso (Fotografía 3.39). Asimismo, en Anccasuyo, poblado que se ubica camino a Condoroma, se observa la falla de tipo inversa en un corte natural, deformando depósitos fluvioglaciares sobre limoarcillitas masivas de color marrón (Fotografía 3.40).

En consecuencia, la Falla Llacmapampa en el sector de Sibayo, es un límite tectónico activo entre la Cordillera Occidental y el Altiplano.

El registro sísmico instrumental es limitado, pero encontramos sismicidad cortical adyacente alineada a la falla. La sismicidad se ubica entre 10 y 35 km de profundidad.

Esta información de sismicidad fue obtenida por el proyecto internacional VOLUME, asimismo utilizamos la base de datos del Instituto Geofísico del Perú-Servicio Sismológico.



Figura 3.90 En el sector de Parihuanapampa, se observan fallas subparalelas (triángulos de colores) que alteran la red de drenajes y a la vez generan el alineamiento de charcas de colapso.



Fotografía 3.39 Escarpe de falla en el sector de Sibayo. Vista hacia el sur.



Fotografía 3.40 Falla Sibayo, se observa en un corte natural la falla de tipo inversa, cabalgando depósitos fluvioglaciares sobre limoarcillitas masivas de color marrón.

#### j) Falla Chalhuanca

Se extiende a lo largo de 90 km en segmentos y con dirección NO-SE. A lo largo de la falla se reconocen movimientos y deformaciones recientes en la superficie, tipificados con movimiento Holoceno, mientras los escarpes o trazas menos conservadas están tipificadas con movimiento durante el Cuaternario.

Es una falla subparalela a las fallas Llacmapampa-Sibayo-San Antonio de Chuca y la Falla Angostura-Condoroma-San Antonio de Chuca, constituyéndose también como parte del límite de la zona de transición entre la Cordillera Occidental y el Altiplano. Los segmentos de fallas tienen longitudes que varían entre los 10 y 30 km, que afectan rocas volcánicas cenozoicas y una sucesión de depósitos aluviales expuestos en las pampas Chingane y Exapalca (Figuras 3.91 y 3.92).

La Falla Chalhuanca presenta reactivaciones con diversas cinemáticas durante los últimos 5 millones de años, acompañado de reactivaciones con imbricaciones hacia el interior de la Cordillera. Un ejemplo donde se observa la historia de reactivaciones, o gran parte, es al norte de la localidad de Chalhuanca.

Una descripción de suroeste a noreste respecto a la falla permite identificar en primer lugar una falla inversa de bajo ángulo con actividad Pliocuatemaria (Figura 3.91); esta falla posiblemente marca un pequeño frente de deformación, cubierto por depósitos cuatemarios. Posteriormente, se observa un escarpe de falla bien conservado que pone en contacto rocas volcánicas sobre aluviales con movimiento de tipo inverso (Fotografía 3.41).

La falla tiene buzamiento hacia el suroeste, constituye un retrocabalgamiento en respuesta a la propagación del frente de deformación con tendencia hacia al suroeste. El escarpe de falla es de 7 m y es posible observar la inclinación del plano de falla y el contacto fallado (Fotografía 3.42).

Continuando con la transecta se pudieron observar, en la parte oriental, fallas normales con buzamientos opuestos que generan depresiones en forma de grabens.

Este sector muestra evidencias de reactivaciones recientes, con escarpes continuos bien conservados (Fotografía 3.43) donde es posible ver desplazamiento de tipo normal (Fotografía 3.43) y estrías conservadas (Fotografía 3.44). Las observaciones de campo permiten determinar que la última reactivación de la falla fue con un desplazamiento de 0.85 m (Fotografía 3.44).

El registro sísmico instrumental es limitado, pero encontramos sismicidad cortical alineada a la falla. La sismicidad se ubica entre 10 y 30 km de profundidad. Esta información de sismicidad fue obtenida por el proyecto internacional VOLUME, asimismo utilizamos la base de datos del Instituto Geofísico del Perú-Servicio Sismológico.



Fotografía 3.41 Se observa un escarpe de falla bien conservado, que pone en contacto rocas volcánicas sobre aluviales con movimiento de tipo inverso. Vista al norte.



Figura 3.91 Mapa geológico local de la zona de Chalhuanca



Figura 3.92 La imagen satelital muestra parte de los escarpes de falla ubicados al norte del poblado de Chalhuanca.



Fotografía 3.42 El escarpe de falla es de 7 m y es posible observar el buzamiento de la falla y el contacto fallado.Vista al norte.



Fotografía 3.43 Escarpe de falla con evidencias de movimiento de tipo normal. Vista al norte.



Fotografía 3.44 Plano de falla que evidencia el movimiento de tipo normal.



Fotografía 3.45 Cara libre estriada de escarpe de falla reciente, donde se puede deducir el movimiento de tipo normal. Vista al norte.

#### k) Falla Río Cotahuasi-Ichupampa-San Juan de Tarucani

Se extiende a lo largo de 240 km con dirección NO-SE, desde la cabecera de cuenca Ocoña hasta la cuenca Tambo, específicamente hasta el flanco norte del volcán Ubinas.

Esta falla limita la zona del arco volcánico cuatemario y activo con las planicies altoandinas del Altiplano. Se trata de una falla regional compuesta por segmentos caracterizados por presentar morfologías de fallas diferentes, pudiendo establecer una cronología de reactivaciones.

Uno de los segmentos con mayores evidencias de actividad tectónica es el ubicado entre la represa El Frayle y el volcán Ubinas, donde es posible reconocer trazas de fallas que afectan depósitos lacustres y aluviales. Los escarpes bordean la represa El Frayle y se prolongan hacia el sur hasta el flanco norte del volcán Ubinas.

En la parte central de esta falla, en el sector de Toccra y la Capilla, en el corte de las quebradas y terrazas aluviales, se observó deformación asociada a compresión, generando pliegues y fallas con buzamiento hacia el noreste en depósitos recientes (Fotografía 3.46). Asimismo, el análisis de la red de drenaje muestra alteración o está modificada por la actividad de la falla.

Al norte de Toccra, la falla se extiende en forma continua hasta cruzar el valle del Colca y extenderse con dirección NO-SE por el lado de Coporaque.

En este sector de falla la denominamos como Falla Yanque, ubicada a 4800 msnm en la pampa Arenal. Ahí se puede observar el escarpe con 2 m de altitud que afecta depósitos volcánicos y aluviales, asimismo, se observa la formación de charcas de colapso.

En la margen izquierda se observan facetas triangulares asociadas a la falla, estas con altitudes de hasta 50 m; igualmente, identificamos que los depósitos lacustres se encuentran deformados por la actividad de la falla. Lo que indica una historia de reactivaciones (Fotografía 3.47).

Desde el punto de vista del peligro sísmico, esta estructura afectaría a la localidad de Maca, ya que en el bloque de mayor deformación se ubica la localidad de Maca.

Finalmente, el segmento norte de la falla, que comprende la cuenca Ocoña, tiene un relieve abrupto producto de la interacción magmática y climática, lo que genera superficie de erosión extensa y modificación del paisaje; borra gran parte de las evidencias tectónicas recientes.

Por este motivo marcamos esta zona con una línea rectilínea, con dirección NO-SE, siguiendo un sistema de monogenéticos alineados y a su vez sismicidad superficial también alineada.

Es necesario realizar trabajos detallados en esta zona con la finalidad de determinar la fuente del sistema de monogenéticos y de la sismicidad superficial.



Fotografía 3.46 Falla de tipo inversa ubicada en la zona de Toccra. Vista hacia el norte.



Fotografía 3.47 Escarpe de la Falla Yanque, ubicado en pampa Arenal. El escarpe tiene 2 m y a lo largo de esta, charcas de colapso alineadas. Vista hacia el noroeste.

# **CAPÍTULO IV**

### REGISTROS DE SISMICIDAD EN LAS CUENCAS CUATERNARIAS DEL DEPARTAMENTO DE AREQUIPA

### 4.1 INTRODUCCIÓN

Durante la elaboración del Mapa Neotectónico de la Región Arequipa hemos identificado diferentes cuencas cuatemarias, principalmente cuencas intramontañosas de origen lacustre, las cuales presentan registros de estructuras de deformación producidas por sismos.

El presente capítulo desarrolla la estratigrafía de cada una de estas cuencas, su origen y evolución, así como su importancia en el estudio de ampliar la ventana de observación paleosismológica. Dentro de las unidades cuaternarias se tienen las siguientes:

- Grupo Colca.
- Formación Chiguata.
- Depósitos lacustres Aguada Blanca.
- Depósitos lacustres Cotahuasi.

### 4.2 MARCO TEÓRICO

# A) Estructuras sedimentarias de deformación 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 son entonces producto de procesos físicos tales como la fuerza de la gravedad, el transporte, la meteorización mecánica, la licuefacción de suelos, etc.; están relacionadas a factores de fluidez, altura del estrato, espesor de estrato, dureza, viscosidad, densidad, etc.

Las estructuras sedimentarias de deformación se encuentran dentro de las estructuras sin-sedimentarias y post-sedimentarias, dependiendo del tipo de estructura, el análisis del medio y los procesos físicos relacionados.

Las estructuras debido a licuefacción, provocadas por un evento sísmico, son estructuras paleosísmicas por excelencia, las más estudiadas actualmente en el mundo y las más 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 las observaciones realizadas en los 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. Así, Sims (1975) define 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 que pueden 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. Pero, se puede producir la pérdida de resistencia de estos materiales cambiando su estado para pasar a comportarse como líquidos viscosos. El mecanismo que afecta a 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 es condición necesaria que exista una fase fluida con un movimiento de ascenso relativo con respecto del sedimento, aunque esta no es una condición necesaria para licuefacción.

Se consideran como estructuras de deformación relacionadas a sismos o sismitas a aquellas estructuras postsedimentarias formadas inmediatamente después y en respuesta de un movimiento sísmico. Para el reconocimiento de una sismita se deben considerar algunos aspectos principales, tales como:

- Continuidad lateral.- Las sismitas son estructuras de deformación que 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 considera a las cuencas lacustres como los medios más seguros para poder identificar estas estructuras ya que su forma de sedimentación es continua y de cierto modo 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, ya que dependiendo de la densidad entre ambos estratos y su interacción estos pueden deformar o deformarse. Es así que los sedimentos no consolidados por carga diferencial o un efecto tixotrópico son causados por sacudidas bruscas, a este efecto se le conoce como licuefacción.
- Medio sedimentario.- Como anteriormente se indicó, un medio sedimentario lacustre era muy importante para asegurar la identificación de sismitas por su forma de sedimentación, lo 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 sismitas también pueden presentarse en el análisis de 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 representados por estructuras sedimentarias de carga (*load casts*), estructuras en flama (*flamme structures*), laminaciones convolutas, colapsos (*slumps*) y brechas de clastos de lodo.
- Tipo de material.- El tipo de material o litología involucrada es importante ya que estas estructuras se presentan únicamente en sedimentos y sedimentos ligeramente metamorfizados y no en rocas ígneas o rocas metamórficas de origen ígneo.
- Fuente sísmica.- Conociendo el entorno de depositación de los sedimentos y su historia sísmica, incluso la cercanía a fallas se puede sugerir una posible deformación por reactivación de estas.

Dentro de los tipos de estructuras sedimentarias de deformación generadas por movimientos sísmicos se tiene:

- Laminaciones convolutas
- Slumps
- Volcanes 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

#### LAMINACIONES CONVOLUTAS

Es una estructura donde los estratos o láminas se ven intensamente plegados, pero igual la laminación es 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) por 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 y se ven como arrugas (Barredo, 2008).

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 limoarenosos, por licuefacción o por sobrecarga diferencial.

Trabajos de Kuenen (1953), Ten Haaf (1946) y Nagtegaal (1963) recogidos en la síntesis de Allen (1982) coinciden en diferenciar tres tipos de laminación en convoluta (Figura 4.2).

- a) Laminación convoluta postdepositacional. Se produce después de haber empezado el enterramiento. Los sinclinales son de longitud de onda mayor que los anticlinales y la deformación va desapareciendo paulatinamente tanto en el piso como en el techo.
- b) Laminación convoluta metadepositacional. 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.
- c) Laminación convoluta sindepositacional. 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.

#### SLUMPS

Las estructuras *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.



Figura 4.1 Modelo esquemático de la formación de una laminación convoluta.

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, que pueden 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 un indicativo de ningún ambiente deposicional en particular ya que pueden ser encontradas tanto en medios continentales como en medios marinos.

Los *slumps* pueden ser causados por movimientos sísmicos o flujos inusuales de sedimentos produciendo sobrecarga y desestabilización en las pendientes 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

depositacional en que se da el proceso. En ambientes glaciares raramente superan los 50 cm, con desplazamientos muy cortos (pocas decenas de metros). En sedimentos lacustres y marinos poco profundos, el espesor puede oscilar entre 1 y 10 m.

En depósitos marinos de aguas profundas, el espesor es similar a la de los sedimentos poco profundos, pero excepcionalmente pueden alcanzar los 100 m. La extensión lateral de los *slumps* es muy variable, pudiendo oscilar entre los 200 m y varios kilómetros.

Helwing (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.

Los principales esfuerzos desarrollados en *slumps* son de cizalla inducidos gravitacionalmente. Las estructuras de plegamiento y cabalgamiento que se generan durante el deslizamiento de la lámina sedimentaria se producen por desviaciones en el sentido de movimiento del *slump* o parada brusca del mismo.

#### Volcanes de Arena

Las estructuras de deformación de sedimentos blandos formadas por proceso de fluidización son a menudo llamadas estructuras de escape de fluidos y son el resultado de la expulsión de agua

#### A) Postdepositacional



#### B) Metadepositacional



C) Sindepositacional



Figura 4.2 Tipos de laminación convoluta según el momento en el que se forman. Modificada de Allen (1982).

intersticial sobre una capa y/o superficie. Para que se forme un volcán de arena, el sedimento licuado es llevado a la superficie mediante tubos aislados que emergen para formar volcanes de arena de unas pocas decenas de centímetros de diámetro. Estos volcanes se pueden preservar solamente si condiciones de baja energía impiden que la arena sea retrabajada por otras corrientes. La arena llevada al exterior a través de estos diques clásticos también puede diseminarse sobre la superficie, usualmente como una lámina extruida de sedimento arenoso (Nichols, 2009).

La sacudida de terremotos hace que las capas superficiales del suelo se hundan sobre capas subyacentes que se encuentren saturadas en agua. Ya que el agua no se puede comprimir, este fluido busca una salida dondequiera que se forme una fractura por encima de ella. Los sedimentos muy finos no tienen suficiente agua y no permiten que el fluido salga con la rapidez necesaria para formar los volcanes (Figura 4.4).

#### Estructuras de Bola y Almohadilla (Ball & Pillow Structures)

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 mediante la explotación de las debilidades 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 almohada» (Owen, 2003).



Figura 4.3 Modelo de un slump. Modificado de Alsop & Marco, 2012.



Figura 4.4 Etapas en la formación de un volcán de arena. Modificada de Rodríguez-Pascua et al. (1982).

En el año 1916, Smith postula que las estructuras almohadilladas tienen una forma similar a pseudonódulos, aunque son mucho más grandes y, en general, la laminación interna está completamente involucionada (Figura 4.5). 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 las bases de estratificaciones de turbiditas arenosas y otras situaciones donde la arena se deposita directamente 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 (Agueda, 2004).

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 y se realiza en función al: 1) tamaño de las estructuras y 2) modo de agregación (Allen, 1982).

Hempton & Dewey (1983) estudiaron las sismitas en el lago Hazar, emplazado en una cuenca Pull-apart del este de la Falla de Anatolia. Definen pseudonódulos cuando estas estructuras aparecen independizadas. El tamaño medio de los pseudonódulos es de 50 cm de ancho y 45 cm de alto, compuestos por limos que «flotan» en el interior de arenas de grano fino. También observan intrusiones de limos con forma de champigñón.

# 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 diques centimétricos a métricos. Estos cuerpos verticales son típicamente compuestos por arena cortando diferentes estratos (Figura 4.6). 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 las capas de abajo y los rellenos de fisuras que ocurren del aporte de las capas suprayacentes, las cuales son formadas en su mayoría por la ocurrencia de movimientos sísmicos que posteriormente son rellenados por otro material. También ocurre que algunas soluciones abren grietas por procesos kársticos y que también son rellenados 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*), de acuerdo a Ricci Lucchi, 1995 (Figura 4.7).

Obermeier (1994) considera que los diques clásticos son como inyecciones de arena en filón que 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 licuefactado y el espesor de la capa confinante. En la mayor parte de los casos, las inyecciones intruyen a favor de fracturas en la capa confinante, pero también se pueden asociar a desplazamientos laterales o fracturación en superficie por el efecto prolongado de un sismo.



Figura 4.5 Formación de las estructuras de bola y cojín (ball and pillow). Modificada de Agueda, 2004.



Figura 4.6 Representación esquemática de las fases de desarrollo de las inyecciones en filón o diques. Modificado de Amick *et al.*, 1990.



Figura 4.7 Sección esquemática de una fisura de origen sísmico en materiales lacustres cuaternarios al noreste de Estados Unidos. Tomada de Thorson *et al.* (1986).

#### 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 y hacer 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, 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 (Figura 4.8). Por las razones ya discutidas, sin embargo, este término se debe evitar hasta confirmar su continuidad lateral y relación con otras estructuras sísmicamente relacionadas.

#### Brechas de Clastos de Lodo

Este tipo de estructuras generalmente están relacionadas a zonas de depositación de canales o flujos constantes de agua. Se generan como resultado del colapso de un bloque o pared de arcilla o lodo de un canal o terraza fluvial. Luego del colapso de la pared, los flujos y la corriente transportan los fragmentos del bloque caído y los depositan en zonas con menor energía y profundas (Figura 4.9).

La distribución de los clastos de material fino es caótica dentro de una matriz generalmente arenosa, los clastos 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 depositación, 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 Etapas de formación de las estructuras en flama.



Figura 4.9 Block diagrama explicando la formación de las brechas con clastos de lodo.

#### Estructuras en Platos y Pilares

Son estructuras de deformación ligadas genéticamente, que reflejan una concentración diferencial de arcillas o materia orgánica, en sedimentos arenosos (Lowe & LoPiccolo, 1974; Lowe, 1975). Las estructuras en plato son superficies subhorizontales con laminaciones cóncavas hacia arriba. Se producen como consecuencia de escapes de agua hacia niveles superiores y por flujos horizontales.

Cheel & Rust (1986) describen estructuras en platos y pilares en sedimentos glaciares del Cuaternario superior, como producto de licuefacciones. El proceso se inicia con una fluidización por el estrato (poco permeable), que produce laminación en convoluta en esta zona. Los anticlinales de la laminación en convoluta aparecen rotos por el escape de fluidos hacia la superficie, en forma de diapiros o flamas. En el sedimento inmediatamente superior, menos denso y poco afectado por la licuefacción, el escape de la masa fluidificada genera estructuras almohadilladas y bolas (*ball and pillow*). Hacia el tope, la presión confinante se ha reducido lo suficiente como para que el sedimento fluidificado pase a tener un comportamiento completamente líquido. En estos últimos estadios, del escape del fluido en el sedimento licuefactado, se producen estructuras en platos y pilares hacia el tope de la secuencia (Figura 4.10).

# B) Distribución espacial de la intensidad de la Deformación en Sismitas

La deformación se puede desarrollar en uno de los niveles licuefactables, en dos o en todos a la vez, por este motivo proponemos una gradación de la intensidad de la deformación (Figura 4.11):

- Grado I: solo limos licuefactados.
- Grado II: limos y arenas licuefactados.
- Grado III: limos, arenas y/o gravas licuefactados.

Si tenemos en cuenta los límites empíricos de la licuefacción (Atkinson, et al, 1984; Thorson *et al.*, 1986; Scott y Price, 1988; Audemard y De Santis, 1991; Papadopoulos y Lefkopoulos, 1993; Obermeier, 1996), el grado I correspondería a una magnitud superior a 5, mientras que el III sería superior a 7.5. El grado II sería una magnitud intermedia, pero la falta de estudios empíricos de licuefacción en estos materiales no permite interpretar la magnitud exacta asociada a este evento.

Atendiendo a esta gradación de la deformación, y representando espacialmente los diferentes afloramientos correlacionados para el evento 4 en toda la cuenca, podemos trazar un mapa de zonas de igual intensidad de la deformación en sismitas o «paleoisosistas» en las cuencas cuatemarias de la región Arequipa.

#### C) Elementos arquitecturales en el Análisis Estratigráfico

El análisis sedimentológico de detalle, mediante la descripción de litofacies y elementos arquitecturales para los depósitos de las cuencas cuaternarias de la región Arequipa, permitió establecer los paleoambientes y la evolución estratigráfica para los afloramientos de las secuencias cuaternarias en estudio.

La asociación de litofacies otorgó los criterios para la identificación de elementos arquitecturales lacustres y fluviales. La distribución espacial de estos elementos y el análisis de las superficies de discontinuidad permitieron interpretar las distintas facies sedimentarias, principalmente las fluviales y lacustres (Cuadro 4.1).



Figura 4.10 Modelo evolutivo del desarrollo de la estratificación en convoluta, estructuras almohadilladas y estructuras en plato, a causa de un movimiento sísmico. Modificada de Cheel & Rust (1986).



Figura 4.11 Esquema explicativo de la gradación de intensidades de la deformación para gravas (3), arenas (2) y limos (1). Rodríguez-Pascua, M. *et al.* (2004).

### Cuadro 4.1

# Facies de Miall presentes en la estratigrafía de las cuencas cuaternarias de la región Arequipa y sus respectivos procesos para desarrollar su análisis sedimentológico

Litofacies	Descripción	Geometría	Procesos
СН	Gravas con clastos bien sorteados	Bancos tabulares masivos ó con estratificaciones muy toscas con base erosiva	Canal / Paleocanal
Gmm	Gravas con clastos bien sorteados. Matriz soportados de matriz arenosa gruesa, clastos redondeados a bien redondeados.	Bancos tabulares masivos ó con estratificaciones muy toscas, espesor: mediano a potente (0.5 a 5 m), base erosiva con concentración de clastos.	Colada de debris ó colada de Iodo muy viscosa.
Gcm	Conglomerados con gravas y dastos de gran tamaño, clasto soportados, en algunos casos presenta clastos imbricados, los clastos pueden ser de cuarzo, carbonosos y lutitas.	Bancos lenticulares ó tabulares, capas muy espesas a medias (hasta 7.5 m), superficie basal erosiva con imbricaciones de clas tos frecuentes. Así como amalgamamiento frecuente.	Colada de debris con carga de fondo importante.
Sm	Arenas sin presencia de estructuras sedimentarias.	Bancos de espesor medio (0.6 a 1 m), de base erosiva. Masivos de color oscuro. Figuras de escape de agua son frecuentes.	Interacciones granulares y/ó fluidificación.
St	Arenas medias a finas	Bancos lenticulares de espesor mediano (1m). Estratificaciones cruzadas en arteza.	Migración de barrera
Sh	Are nas finas a gruesas con laminaciones horizontales paralelas	Bancos subtabulares espesos a poco espesos (0.05 a 2 m), base erosiva a neta. Estratificación plana horizontal. Paso progresivo hacia los finos.	Corrientes laminares de alto o mediano régimen.
SI	Arenas con laminaciones oblicuas de canal	Bancos tabulares potentes a medios (0.2 a 1m), base neta principalmente estratificación oblicua.	Régimen mixto en canal
Sv	Arenas finas a gruesas	Bancos lenticulares y tabulares con presencia de deformación, base erosiva a neta.	Licuefacción de suelos (sismitas)
Fm	Finos (limos o arcillas)	Espesor variable (hasta 01 m)	Decantación en medio de energía baja

### 4.3 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DEL CUATERNARIO CON REGISTRO DE PALEOSISMICIDAD

#### **GRUPO COLCA (CUATERNARIO)**

Las secuencias lacustres del Grupo Colca se registran en la parte central de la cuenca del río Colca entre las localidades de Tuti y Cabanaconde, poblados que forman parte de la provincia de Caylloma, departamento de Arequipa.

El río Colca presenta variaciones en su dirección de recorrido, siendo de NE a SO en la cabecera de la cuenca, luego cambia a E-O (parte central) y finalmente desemboca hacia la costa pacífica con una dirección aproximadamente N-S. La parte central es donde el valle del río Colca se hace más amplio, generando una cuenca en forma elongada, la cual fue modelada por una dinámica activa asociada a glaciaciones, desglaciaciones, actividad volcánica y sísmica relacionada a reactivaciones de fallas. Estos procesos acondicionaron el valle para la formación de dos lagos que dejaron su registro en la estratigrafía del valle del Colca, la que describiremos a continuación.

El Grupo Colca fue definido así por Palacios & Klinck (1991). Consideran a esta unidad como un agrupamiento de sedimentos fluviales y lacustrinos con un espesor estimado de 350 m; dichos autores mencionan el reconocimiento de tres facies las cuales se han denominado: aluvial-fluvial, lacustrina marginal y lacustres. Palacios & Klinck consideran que el origen de la depositación de los niveles lacustres es debido al represamiento del río Colca producido por flujos de lava provenientes del centro Ampato y Ahuashune, datado por el método Ar-Ar en 1.06 Ma (Thouret et al., 2007). Asimismo, Palacios & Klinck mencionan el emplazamiento de un flujo de edad  $0.9 \pm 0.2$  Ma originado en el flanco norte del complejo volcánico Hualca Hualca. Posteriormente, Gómez et al. (2004) identifican la existencia de dos paleolagos (Colca y Canocota) en las secuencias del Grupo Colca. Por último, Benavente et al. (2010), en su estudio estratigráfico, identifican la formación de tres paleolagos en el valle del Colca (Yanque-Pinchollo, Chivay-La Calera y Canocota-Tuti).

#### ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DEL GRUPO COLCA

Para realizar el estudio estratigráfico y su posterior análisis sedimentológico, se levantaron 20 columnas estratigráficas a lo largo de todo el valle del río Colca, desde la localidad de Tuti hasta las localidades de Madrigal-Pinchollo. Se identificaron tres secuencias de depósitos lacustres con distintos orígenes que corresponderían a los tres paleolagos desarrollados en el valle del Colca (Figura 4.12), se genera de esta manera una correlación estratigráfica de las columnas levantadas.

En la estratigrafía del Grupo Colca se puede observar una intercalación de arenas y limos, principalmente con la presencia de paleocanales y delgados niveles de calizas en la parte inferior. Para un mejor estudio sedimentológico se presenta a continuación una descripción y el posterior análisis de cada columna elaborada en la zona de estudio.

#### SECTOR YANQUE-MADRIGAL

En este sector se han levantado ocho columnas estratigráficas (Figura 4.13) que se detallan a continuación:

#### (A) Columna Estratigráfica Madrigal

Esta columna estratigráfica de aproximadamente 30 m fue levantada en los alrededores del distrito de Madrigal, en las coordenadas UTM (196585 E, 8273287 N).

Esta columna fue levantada en una ubicación cercana a la zona de represamiento del paleolago Colca. La primera parte de esta columna está conformada por una intercalación de sedimentos finos con arenas de grano fino a medio con laminaciones horizontales (Sh), ondulitas de escalonamiento o *climbing ripples* (Sr) y laminaciones convolutas (Sv). Luego de esta sedimentación fina se observa la presencia de facies de arenas intercaladas con limos, con estructuras sedimentarias, tales como laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr), laminaciones oblicuas (SI), laminaciones convolutas (Sv) además de paleocanales (CH) al techo.

Las facies finas de la primera parte (base) han sido interpretadas como depositadas en un medio lacustre con influencia fluvial para luego pasar progresivamente a un medio fluvial de energía moderada, por último, el análisis sedimentario indica recientes eventos fluvioaluviales de energía alta (Figura 4.14).

Esta columna también presenta una cantidad importante de niveles deformados (Figura 4.15), veintidós en total, ocho en las facies lacustres y catorce en las facies fluviales. En la mayoría de los casos existe la certeza de que los niveles deformados, en especial en el medio lacustre, se traten de sismitas. Sin embargo, las estructuras de deformación en las facies fluviales pueden considerarse como producto de la sedimentación algo turbulenta de los canales fluviales, aunque existe un nivel que muestra estructuras de bola y almohada (*ball & pillow*) y diques sin sedimentarios que indican un evento de licuefacción de suelos.









Figura 4.14 Columna estratigráfica Madrigal I (coordenadas UTM: 195925 E, 8273710 N).


Figura 4.15 Ejemplos de estructuras de deformación registradas en la columna Madrigal (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) Bloque de limo dentro de una capa de arena fina. B) Ejemplo de la estructura *ball & pillow*, se observan pequeños bloques de limos separados de su capa, afectados por la licuefacción del material arenoso inferior.

### (B) Columna Estratigráfica Madrigal

La presente columna ha sido levantada al oeste del distrito de Madrigal, en las coordenadas UTM (196974 E, 8273798), consta de una columna de 35 m, aproximadamente.

Litológicamente esta columna es dividida en dos partes, las primeras facies están compuestas por una intercalación de sedimentos finos con arenas de grano fino a medio presentando laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr) y laminaciones convolutas, además presentan algunos paleocanales (CH).

Hacia el techo se observa un cambio de facies, ya que están formados en su mayoría por arenas de grano medio a grueso (Figura 4.16) con una serie de paleocanales de grava (CH).

Las facies finas de la primera parte de la columna se interpretan como sedimentos depositados en un medio lacustre y las facies de

gravas y arenas posteriores representan un ambiente fluvial. La columna estratigráfica Madrigal se ubica en un lugar muy próximo a la zona de represamiento del paleolago del Colca; además, aparentemente tuvo influencia fluvial durante su etapa lacustre por la presencia de los paleocanales.

Se han reconocido 27 niveles deformados a lo largo de toda la columna, 24 de ellos en la etapa lacustre y 3 de ellos en las facies fluviales. La importancia de la cantidad de niveles deformados que fueron encontrados pueden responder a aspectos tectónicos y sedimentarios, además de su ubicación en la cuenca, ya que las posibles sismitas reconocidas (Figura 4.17) corresponden en su mayoría a estructuras de bola y cojín (*ball & pillow*) además de registrar un nivel licuefactado con volcanes de arena, colapsos (*slumps*) y brechas de clastos de lodo generados por el retransporte de fragmentos de un bloque de arcilla colapsado en una de las márgenes del río que desembocaba en la cuenca.



Figura 4.16 Columna estratigráfica Madrigal II (coordenadas UTM: 196935 E, 8273863 N).



Figura 4.17 Ejemplos de estructuras de deformación registradas en la columna Socaro (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) Ejemplo de una brecha de clastos de lodo. B) Representación de una inyección de material arenoso afectando una capa de limos, debido a licuefacción. C) Estructura en flama generada a partir de la carga de sedimentos arenosos sobre la capa de limos y arcilla de la base.

### (C) Columna Estratigráfica Pinchollo

Esta columna estratigráfica fue levantada en los alrededores del distrito de Pinchollo, en las coordenadas UTM: 197128 E, 8269948 N, tiene una longitud de 20 m, aproximadamente.

En esta columna estratigráfica se pueden distinguir dos secuencias, la primera está compuesta por sedimentos finos masivos (Fm) e intercalados con niveles de arena de grano fino a medio con laminaciones horizontales (Sh), laminaciones convolutas (Sv), ondulitas (Sr) y laminaciones oblicuas (SI); además, se registran algunos paleocanales, colapsos (*slumps*) y fallas sin-sedimentarias, así como un nivel delgado de ceniza. Las medidas de paleocorrientes de los paleocanales indican una dirección 30°NE y por su composición litológica y análisis sedimentario, se asigna a esta facie como de origen lacustre con influencia fluvial (Figura 4.18). La secuencia sobreyacente consiste en estratos de grava en discordancia erosiva por la presencia de paleocanales, (CH) lo que indica el cambio a un medio fluvial que se conserva hasta la actualidad en dicho sector. Por último, se observa un nivel con clastos angulares y heterogéneos típicos de depósitos coluviales.

Se han identificado tres niveles deformados en esta columna, todos en la base de la columna que pertenecen a las facies lacustres. Dos de los niveles deformados se observan en materiales finos y se evidencian en laminaciones convolutas o sismitas de hasta 20 cm de alto (Figura 4.19). El otro nivel deformado consiste en un colapso o *slump* de unos 30 cm de alto que al parecer es afectado por el ingreso de material de carga del paleocanal adyacente.



Figura 4.18 Columna estratigráfica de Pinchollo (coordenadas UTM: 197104 E, 8269946 N).



Figura 4.19 Ejemplos de estructuras de deformación registradas en la columna Pinchollo (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) Ejemplo de una brecha de clastos de lodo. B) Representación de una inyección de material arenoso afectando una capa de limos, debido a licuefacción. C) Estructura en flama generada a partir de la carga de sedimentos arenosos sobre la capa de limos y arcilla de la base.

#### (D) Columna Estratigráfica Río Colca (Socaro)

Esta columna ha sido levantada en la margen izquierda del río Colca en la localidad de Socaro, en las coordenadas UTM: 207083 E, 8268225 N, tiene aproximadamente 76 m.

En esta columna se pueden apreciar de mejor manera las secuencias sedimentarias componentes del Grupo Colca va que el lugar donde se levantó se encuentra mejor conservado. Litológicamente esta columna esta compuesta por limos y arenas; en su primera parte por gravas, arenas y algunos niveles de limos hacia el techo. Aunque la primera parte de la columna esta básicamente compuesta por sedimentos finos, se observan algunos niveles de grava (CH) y arena a la base con laminaciones horizontales (Sh), laminaciones oblicuas (SI) ondulitas (Sr) y laminaciones convolutas (Sv); luego se observa la presencia de nódulos en los niveles de limos supravacentes. Del medio de esta primera secuencia hasta el techo se registra una sedimentación rítmica de sedimentos finos (limos) intercalados con delgados y finos niveles de arenas de grano fino y arena de grano medio en menor cantidad, se presentan de forma continua laminaciones horizontales (Sh), ondulitas de escalonamiento o climbing ripples (Sr), arenas masivas (Sm) y un nivel con laminaciones convolutas o sismita (Sv) además de sedimentos finos masivos (Fm). El registro de las paleocorrientes tomadas en los canales y en las ondulitas nos indica una sedimentación con direcciones ~N90° y ~N150°, respectivamente, lo cual difiere con la dirección de sedimentación actual en la zona que es ~N5°. La segunda parte de la columna empieza a los 52 m, está conformada por facies de gravas y arenas. La base de esta secuencia empieza con un nivel conglomerádico con clastos angulosos a subangulosos soportado en clastos (Gcm) en la base y soportado en matriz al techo (Gmm) seguido de un paleocanal (CH) con clastos subredondeados a

subangulosos, soporte en clastos (Gcm), luego se observan niveles de arenas intercalados con limos, las arenas presentan laminaciones horizontales (Sh) y un nivel deformado (Sv); el techo de esta segunda parte y de la columna está representado por niveles de grava con soporte en clastos a la base y soporte en matriz al techo en su mayoria redondeados a subredondeados, además se registran unos niveles de arenas con laminaciones horizontales y limos. Las medidas de paleocorrientes indican una dirección polimodal en la base con tendencia ~N120° y una dirección unimodal ~N10° en los canales del techo (Figura 4.20).

El análisis sedimentológico de esta columna estratigráfica nos permite interpretar un ambiente lacustre con cierta influencia fluvial en la primera parte de la columna y un posterior ambiente fluvioaluvial. Las direcciones de las paleocorrientes permiten interpretar que los paleocanales tenían direcciones al sur-sureste y no al norte como en la actualidad, lo que indica la ubicación de un posible depocentro de la cuenca entre los actuales distritos de Achoma y Yangue.

De igual manera, se han identificado seis niveles deformados, cinco de ellos en las facies lacustres y uno en las facies fluviales. Las estructuras de deformación registradas consisten en laminaciones convolutas, estructuras de bola y almohada (*ball & pillow*), colapsos (*slumps*) y fallas sin-sedimentarias (Figura 4.21). Estas estructuras se pueden relacionar a eventos sísmicos formados en la mayoría de los casos por licuefacción del material, sin embargo estos niveles deformados en sedimentos gruesos como gravas o infrayaciendo a niveles de gravas o arenas podrían haberse generado por la carga de estos sedimentos formados en ambientes de energía moderada a alta como se puede observar en la base de la columna donde se aprecia sedimentos deformados antes del colapso (*slump*) o en paleocanales.



	LE	YENDA	
$\equiv$	Laminación horizontal	CH	Canal
~	Ondulitas	Sh	Arena con laminación horizontal
200	Slump Laminación convoluta	St	Arena con laminación cruzada
2	Paleocanal	Sr	Arena con ondulitas o ripples
$\sim$	Laminación lenticular	Sv	Arena con laminación convoluta
$\approx$	Laminación ondulada	SI	Arena con laminación oblicua
70	Laminación oblicua	Sm	Arena masiva
		Fm	Finos masivos
-11-	Nivel deformado (Sismita)	Gcm	Grava con clastos soportados
		Gmm	Grava matriz soportada

Figura 4.20 Columna estratigráfica de Socaro (coordenadas UTM: 207064 E, 8268230 N).



Figura 4.21 Ejemplos de estructuras de deformación registradas en la columna Socaro (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) En esta imagen se observan estructuras en flama producto de la carga de sedimentos con la dirección indicada por las flechas negras; además, se observan inyecciones en filón o diques delimitado por las flechas verdes. B) En esta imagen se observa un *slump* con su típico plegamiento sin sedimentario.

# (E) Columna Estratigráfica Achoma

La siguiente columna estratigráfica fue levantada en la localidad de Achoma, en las coordenadas UTM: 209767 E, 8267148 N, consta de 12 metros.

Esta columna estratigráfica registra tres secuencias, dos secuencias sedimentarias y una secuencia volcánica. La primera secuencia sedimentaria ubicada a la base de la columna está conformada por niveles finos de limos intercalados con capas delgadas de arenas de grano fino con laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr) y laminaciones convolutas (Sv). Entre el cambio de secuencias sedimentarias se observa una capa de material piroclástico. La siguiente secuencia está compuesta por arenas de grano fino a grueso con laminaciones cruzadas (St), laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr) y laminaciones convolutas (Sv). Finalmente, una gruesa secuencia volcánica se encuentra en el techo de esta columna, los niveles volcánicos registran piroclástos a la base con cristales de obsidiana seguidos de lavas en disyunción columnar (Figura 4.22).

Se interpreta a esta columna como la presencia de depósitos lacustres en la base que fueron afectados por un pequeño evento

volcánico antes de cambiar a un sistema con influencia fluvial que, por último, sería cortado por un evento volcánico datado en  $0.61 \pm 0.01$  Ma (Delacour *et al.*, 2007).

Se han identificado cinco niveles deformados, uno en las facies lacustres y cuatro en las facies fluviales. Como se observa en la columna, el nivel deformado de la secuencia lacustre está en contacto directo con un nivel piroclástico de origen volcánico lo cual podría interpretarse como si la estructura hubiera sido afectada por un sismo pre-evento volcánico o también como producto del ingreso del flujo en la cuenca lacustre; sin embargo, en caso de haber ocurrido la segunda hipotesis, debería de observarse una discordancia erosiva. En cuanto a los cuatro niveles deformados restantes, estos se encuentran dentro de la facie fluvial. Cabe mencionar que el último evento volcánico de la columna está en discordancia neta con un nivel deformado evidenciado por laminaciones convolutas. Finalmente, en esta columna se observa la interacción de los eventos volcánicos con los ambientes sedimentarios del Grupo Colca, las deformaciones generadas por paleosismos y los niveles deformados por eventos sísmicos antecesores al emplazamiento volcánico y/o contemporáneos a este.



Figura 4.22 Columna estratigráfica de Achoma (izquierda) y estructuras de deformación registradas en los niveles lacustres y su respectiva interpretación (derecha), donde se observa la generación de laminaciones convolutas a partir del ingreso violento de material piroclástico en la paleocuenca lacustre (coordenadas UTM: 209767 E, 8267148 N).

#### (F) Columna Estratigráfica Ichupampa

La columna estratigráfica Ichupampa fue levantada en los alrededores del distrito de Ichupampa, en las coordenadas UTM: 211514 E, 8268341 N. Tiene una longitud de 40 m, aproximadamente.

Litológicamente esta columna está compuesta en su mayoría por gravas en la primera parte y niveles finos intercalado con arenas en las facies superiores. La parte inferior de la columna está compuesta por paleocanales de gravas (CH), niveles de arenas con laminaciones horizontales (Sh), laminaciones oblicuas (SI) y limos. Las facies sobreyacentes a los niveles gruesos (Figura 4.23) están compuestos en su mayoría por limos intercalados con arenas de grano fino masivas (Sm) y laminaciones horizontales (Sh).

Esta columna se interpreta como una sedimentación fluvial en su primera parte y una sedimentación de ambientre lacustrino hacia el tope. Cabe mencionar que se observan algunos niveles de sedimentos volcanoclásticos retrabajados que indican la erosión intensa en la parte proximal de la cuenca donde se registran rocas volcánicas.

En esta columna solo se ha registrado un nivel con deformación en un paleocanal. Sin embargo, los canales muestran en su estado normal una sedimentación de energía alta a moderada lo cual podría generar deformación en sus sedimentos sin dejar de lado la posibilidad de un nivel deformado por eventos sísmicos.

#### (G) Columna Estratigráfica Puente Yanque

Esta columna estratigráfica fue levantada en las inmediaciones del puente que une los distritos de Yanque e Ichupampa, exactamente a la salida del distrito de Yanque, en las coordenadas UTM: 213548 E, 8267341 N, tiene una longitud de 65 m, aproximadamente.

Los sedimentos de esta columna estratigráfica sobreyacen a lavas del Mioceno relacionadas a los centros volcánicos locales. Litologicamente, la secuencia sedimentaria se divide en dos partes, la primera parte compuesta principalmente por limos y arcillas y la segunda parte conformada por arenas, gravas y algunos niveles de limos intercalados. En la base de la primera parte de la columna, se observan gruesos niveles de sedimentos finos intercalados con delgados niveles de arenas de grano fino a medio con laminaciones horizontales (Sh), laminaciones con ondulitas escalonadas o *climbing ripples* (Sr), además se observan algunos niveles de sedimentos calcáreos o calizas. Al tope de esta primera facie se observan algunos colapsos o *slumps* acompañados de paleocanales (CH). Continuando con la segunda parte de esta columna estratigráfica se observan niveles de arenas de grano

fino a grueso con una serie de paleocanales; los niveles arenosos presentan laminaciones convolutas (Sv), laminaciones horizontales paralelas (Sh), laminaciones oblicuas (Sl) y laminaciones cruzadas (St); en esta secuencia se observan algunas estructuras de deformación *ball & pillow* hacia el techo (Figura 4.24).

La primera parte de esta columna se interpreta como una facie lacustre por su litología y las estructuras sedimentarias típicas de este ambiente, la segunda parte se considera como un medio con importante influencia fluvial por la cantidad de canales registrados.

En toda esta columna se han registrado 12 niveles que presentan estructuras de deformación representadas por colapsos (slumps), laminaciones convolutas (Sv) y estructuras de bolas y almohadillas (Figura 4.25). Tres estructuras de deformación se registran en las facies lacustres, sin embargo dos de ellas son colapsos o slumps en el techo de la secuencia dejando a discusión su origen gravitatorio o sísmico. De igual manera, en las facies fluviales de la columna se registran 9 niveles deformados, en su mayoria estas estructuras se registran en arenas y unas cuantas en las gravas de paleocanales. El análisis sedimentológico y paleosismológico en este caso es un poco más complejo por ser un sistema fluvial de energía moderada a alta con posibilidades de carga de sedimentos v turbidez que deformen los sedimentos presentes; sin embargo, cabe la posibilidad de que las estructuras de origen sísmico se presenten deformadas en la mayoría de estos puntos ya que se registran en sedimentos finos sin aparente influencia fluvial en los sedimentos suprayacentes.

### (H) Columna Estratigráfica Yanque

La siguiente columna estratigráfica fue levantada en la localidad de Yanque, en las coordenadas UTM: 214669 E, 8268895 N. Consta de 44 m, aproximadamente.

Litológicamente esta columna está compuesta principalmente de sedimentos finos, tales como arcillas y limos, intercalados con niveles de arena fina. La intercalación de los sedimentos finos con las arenas es rítmico, generando entre sí estructuras de ondulitas de escalonamiento o *climbing ripples* (Sr); se observan además arenas con laminaciones horizontales paralelas (Sh) y estructuras de deformación como colapsos (*slumps*), fallas sin-sedimentarias y un nivel con laminaciones convolutas y volcanes de arena al techo de la columna (Figura 4.26).

Estas secuencias se interpretan como el resultado de la depositación en un ambiente lacustre somero-profundo afectado por algunos eventos posiblemente gravitatorios evidenciados en los *slumps* observados, o eventos de origen sísmico representados en estos *slumps* y el nivel licuefactado casi al tope de la columna con registro de laminaciones convolutas y volcanes de arena.



Figura 4.23 Columna estratigráfica de la columna Ichupampa, véase en la imagen de la derecha las secuencias fluviales representadas por las gravas en contacto de una secuencia lacustre posterior (coordenadas UTM: 211514 E, 8268341 N).



Figura 4.24 Columna estratigráfica de la columna Puente Yanque (coordenadas UTM: 213548 E, 8267341 N).



Figura 4.25 Ejemplos de estructuras de deformación registradas en la columna Puente Yanque (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) Ejemplo de estructuras en flama deformando material fino por la carga de flujos de arena. B) Estructuras de bola y almohadilla, debido a licuefacción. C) Discordancias progresivas que indican subsidencia en la paleocuenca lacustre con la presencia de un *slump*.



Figura 4.26 Columna estratigráfica de la columna Yanque (izquierda) y un *slump* de 40 cm de ancho (derecha). Coordenadas UTM: 214669 E, 8268895 N.

# Sector La Calera

En este sector se ha levantado una única columna (I), Figura 4.27.

### (I) Columna Estratigráfica La Calera

La siguiente columna fue levantada al oeste del distrito de Chivay, camino a los baños termales La Calera, en las coordenadas UTM: 221972 E, 8271781 N. Tiene casi 10 metros.

Litológicamente se observan dos facies distintas. Hacia la base se observan facies de sedimentos finos (arcillas, limos) intercalados con arenas finas con laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr) y laminaciones oblicuas (Sv).

Del medio de la columna hacia el techo se observan arenas de grano fino en capas delgadas a la base y capas más gruesas hacia el techo, estas arenas con laminaciones horizontales (Sh) y laminaciones oblicuas (SI) están intercaladas con niveles delgados de calizas.

Se interpreta a esta secuencia como una depositación de sedimentos finos en un ambiente lacustre al inicio y una posterior sedimentación fluvial de energía baja a moderada (Figura 4.28).

Únicamente presenta un nivel deformado representado por una laminación convoluta, posiblemente relacionada a un movimiento sísmico ya que no se observa sedimentos más gruesos de carga que deformen este nivel que se creó en un ambiente lacustre de energía baja.

# Sector Canocota-Tuti

En este sector se han levantado cinco columnas estratigráficas (I), Figura 4.29.

### (J) Columna Estratigráfica Canocota I

Esta columna fue levantada en la margen izquierda del río Colca en la localidad de Canocota, en las coordenadas UTM: 226178 E, 8280546 N. Tiene 22 m, aproximadamente.

En esta columna se han identificado dos partes. La primera consta de facies finas con limos intercalados con arenas de grano fino con laminaciones horizontales (Sh), laminaciones cruzadas (St) y ondulitas (Sr). Hacia el techo (Figura 4.30) se observa un nivel conformado por arenas de grano fino intercalados con delgados niveles de limos con presencia de ondulitas (Sr).

Las facies finas se interpretan como producto de la sedimentación en un ambiente lacustre que posteriormente pasan a facies fluviales por la presencia de las barras arenosas identificadas (Figura 4.30). Esta columna registra únicamente un nivel deformado a la base de toda la secuencia, esta sismita consiste en una laminación convoluta en un nivel fino y delgado.

### (K) Columna Estratigráfica Canocota li

La siguiente columna estratigráfica fue levantada en las inmediaciones del distrito de Canocota, en las coordenadas UTM: 226178 E, 8280546 N. Consta de 57 m, aproximadamente.



Figura 4.27 Mapa de ubicación de las columnas estratigráficas levantadas en las secuencias cuaternarias de la cuenca del Grupo Colca, en la localidad denominada La Calera.

Esta columna ha sido dividida en tres partes de acuerdo a la litología que presenta. Hacia la base se observan limos intercalados con arenas de grano fino con laminaciones horizontales (Sh), laminaciones oblicuas (SI) y laminaciones convolutas (Sv); posteriormente, se observan facies compuestas de arenas de grano fino a grueso con laminaciones horizontales (Sh), laminaciones oblicuas (SI), ondulitas (Sr) y laminaciones convolutas (Sv), este nivel tiene aproximadamente 14 m; finalmente, la columna la completan niveles finos de limos y arenas finas intercalados con arenas de grano medio a grueso y calizas, las arenas presentan laminaciones horizontales (Sh), laminaciones oblicuas (SI), ondulitas (Sr) y laminaciones convolutas (SI), ondulitas (Sr) y laminaciones convolutas (SI), ondulitas (Sr) y laminaciones oblicuas (SI), ondulitas (Sr) y laminaciones convolutas (SI), ondulitas (Sr) y laminaciones convolutas (SI), ondulitas (Sr) y laminaciones convolutas (Figura 4.31).

Las facies sedimentarias agrupadas en tres partes se interpretan como la depositación de sedimentos en un ambiente lacustre al inicio para posteriormente pasar a un medio fluvial de energía moderada y, finalmente, desarrollarse otro ambiente lacustre con cierta influencia fluvial.

Se han registrado 11 niveles deformados representados por laminaciones convolutas, fallas sin-sedimentarias y volcanes de arena, cinco niveles deformados pertenecen a las primeras facies lacustres, uno a las segundas facies lacustres y las cinco restantes pertenecen a las facies fluviales.

Los niveles con registro de laminaciones convolutas acompañados de volcanes de arena necesariamente indican suelos licueactados muy posiblemente originados por sismos, sin embargo existen algunos niveles deformados que presentan estructuras en flama producto de flujos de turbidez (Figura 4.32).



Figura 4.28 Columna estratigráfica de la columna La Calera (izquierda) y un pequeño *slump* en la base de la columna con su respectiva interpretación (derecha). Coordenadas UTM: 221972 E, 8271781 N.



Figura 4.29 Mapa de los depósitos lacustres entre las localidades de Canocota y Tuti.



Figura 4.30 Columna estratigráfica de la columna Canocota I (izquierda) y un *slump* en la base de la columna con su respectiva interpretación (derecha). Coordenadas UTM: 226178 E, 8280546 N.



Figura 4.31 Columna estratigráfica de la columna Canocota II (coordenadas UTM: 226178 E, 8280546 N.



Figura 4.32 Ejemplos de estructuras de deformación registradas en la columna Canocota II (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) Ejemplo de estructuras en flama deformando material fino por la carga de flujos de arena. B) Laminación convoluta afectada por licuefacción de suelos.

En el mismo sector también se ha levantado otra columna de menor tamaño (18 m) compuesta de arenas de grano fino en capas delgadas intercaladas con algunos niveles de limos con pequeños canales arenosos. Esta columna se correlaciona con la segunda secuencia sedimentaria de la columna anteriormente descrita (Figura 4.33). La columna se interpreta como la depositación de un cono de rebalse (*crevasse splay*) en un medio fluvial con una secuencia rítmica de sedimentos arenosos en capas delgadas y pequeños canales interpos.

### Columna Estratigráfica Tuti I

Esta columna fue levantada en la margen derecha del río Colca, en la localidad de Tuti, en las coordenadas UTM: 227685 E, 8281024 N. Consta de 7 m, aproximadamente.

Consiste en una columna conformada de sedimentos finos (arcillas, limos y calizas) intercalados con algunos niveles delgados de arenas de grano fino con laminaciones horizontales (Sh) y laminaciones convolutas (Figura 4.34).

Estas facies se interpretan como resultado de una sedimentación en un medio lacustre somero.

En esta columna se han identificado diez niveles deformados representados por sismitas (Figura 4.35), estas sismitas consisten

principalmente en laminaciones convolutas y volcanes de arena, los cuales indican una licuefacción de los sedimentos en el momento del movimiento sísmico.

### Columna Estratigráfica Tuti II

Esta columna fue levantada en la margen izquierda del río Colca, en la localidad de Tuti, en las coordenadas UTM: 227741 E, 8280934 N, consta de 11 m, aproximadamente.

Litológicamente consiste en una columna conformada de arcillas y limos intercalados con algunos niveles de arenas de grano fino con laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr) y laminaciones convolutas; además se observa un delgado nivel de grava al medio de la columna (Figura 4.36).

Estas facies se interpretan como resultado de una sedimentación en un medio lacustre somero con influencia fluvial.

Se han identificado en esta columna 12 niveles deformados representados en laminaciones convolutas principalmente (Figura 4.37). Estas estructuras de deformación indican una licuefacción de los sedimentos en el momento del movimiento sísmico; también se observa un colapso (*slump*) hacia el tope que, de igual manera, podría estar relacionado a un movimiento sísmico o simplemente a un efecto gravitatorio.



Figura 4.33 Columna estratigráfica de la columna Canocota II (b). Coordenadas UTM: 226178 E, 8280546 N.



Figura 4.34 Columna estratigráfica de la columna Tuti I (coordenadas UTM: 227685 E, 8281024 N).



Figura 4.35 Ejemplos de estructuras de deformación registradas en la columna Tuti I (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) Ejemplo de estructuras de bola y almohadilla. B) Pequeño slump (5 cm de ancho).



Figura 4.36 Columna estratigráfica de la columna Tuti II (coordenadas UTM: 227741 E, 8280934 N).



Figura 4.37 Ejemplos de estructuras de deformación registradas en la columna Tuti II (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) *Slump* de 15 cm. de ancho aproximadamente. B) Pequeño *slump* (8 cm de ancho).

#### Análisis de Paleolagos en el Grupo Colca

El análisis de la distribución de los depósitos lacustres ubicados a lo largo del valle del río Colca nos indica la preexistencia de tres paleolagos originados por distintos eventos de geodinámica ocurridos durante el Pleistoceno-Holoceno. A continuación, se detallan cada uno de los paleolagos registrados desde el más antiguo al más moderno.

#### Paleolago Yanque-Madrigal

Los depósitos lacustres registrados entre las localidades de Yanque y Madrigal tienen una potencia de 350 m, aproximadamente, considerándose el sector de Madrigal la parte de sedimentación inicial donde se reconocieron los sedimentos lacustres más antiguos de este paleolago; estos niveles están evidenciados en las columnas estratigráficas de Madrigal I y II, anteriormente descritas. Entre el sector de Lari-Socaro se observan en algunos lugares restos de secuencias lacustres mal conservadas con evidencias de colapso y fallamiento normal, por lo cual no se pudo encontrar un lugar para poder levantar una columna estratigráfica. Entre la localidad de Socaro-Yangue se registran depósitos lacustres de mayor grosor y mejor conservados que los sectores anteriormente mencionados, estos niveles se observan en las columnas de Socaro, Yangue y Puente Yangue; a esta secuencia lacustre se le considera como parte de la secuencia media del Grupo Colca. Por último, se observa en las columnas estratigráficas de Pinchollo, Achoma e Ichupampa una secuencia sedimentaria de origen fluvial y lacustre lo cual nos indica la parte superior de la columna estratigráfica del Grupo Colca.

El origen de este paleolago se debe al evento geodinámico ocurido en el flanco norte del volcán Hualca Hualca (Figura 4.40). El volcán Hualca Hualca, de edad Plioceno superior-Pleistoceno, ha tenido distintas reactivaciones durante su evolución, sin embargo, una avalancha de escombros durante el Pleistoceno inferior datado en 2.6 - 0.8 Ma (Kaneoka & Guevara, 1984) se desprendió del flanco norte del volcán, represando de esta manera el paleovalle del río Colca. La edad exacta de este evento no ha sido registrada hasta la actualidad, pero se considera que es inferior a 0.8 Ma debido a que se hallan unas lavas andesíticas sobreyaciendo a los depósitos de la avalancha (Figura 4.40) que fueron datadas en  $0.8 \pm 0.04$  por el método Ar-Ar por Gerbe & Thouret (2003).

El inicio del represamiento generó pequeñas cuencas represadas en los alrededores del distrito de Madrigal, ya que se observan quebradas en la margen derecha del río Colca que en la actualidad aún ocasionan aportes de sedimentos al cauce principal. El paleorrelieve irregular generado por la avalancha ocasionó que al inicio de este paleolago existan pequeños lagos que, posteriormente, ante el ingreso de más agua al área, formarían un lago principal y más grande. Luego del análisis e interpretación de la correlación de las columnas estratigráficas levantadas se elaboró un modelo esquemático del perfil de la cuenca (Figura 4.38). En este perfil se puede observar la distribución de las columnas estratigráficas y los hiatos de sedimentación donde no se registran las secuencias sedimentarias relacionadas a los eventos geodinámicos y de intensa erosión ubicados entre las localidades de Lari y Socaro; de igual manera, se observa la influencia fluvial evidenciada en los extremos de la cuenca, así como algunos canales producto de las quebradas aportantes de las márgenes de la cuenca.

Por lo tanto, las secuencias sedimentarias del Grupo Colca se dividen en tres. Existen secuencias lacustres con influencia fluvial moderada, secuencias lacustres y secuencias fluviales. El registro de las tres secuencias se observa más claramente en los tramos I y III (Figura 4.38), donde se hallan aportes importantes durante toda la evolución del paleolago. Sin embargo, en el tramo II (Figura 4.38) se observan principalmente las secuencias lacustre y fluvial, en la mayoría de los casos con contactos definidos ya que este tramo se ubica en la parte media de la cuenca y cerca de la zona del depocentro. Dependiendo del tramo se pueden observar distintas secuencias sedimentarias de tercer orden.

En el tramo I, ubicado en la cercanía del área de represamiento, se observa la secuencia inferior de la columna estratigráfica del Grupo Colca representado por facies lacustres, facies fluviolacustres y facies fluviales al techo; consiste en una secuencia de 36 m, aproximadamente. Sus aportes provienen principalmente de las quebradas ubicadas en los alrededores de Madrigal y las deformaciones pueden estar relacionadas a colapsos de las paredes de la avalancha de escombros responsable. En cuanto a su registro paleosísmico se observan nueve niveles correlacionables deformados con presencia de sismitas (Figura 4.38), lo que nos indica una cantidad importante de eventos sísmicos al inicio de la sedimentación en este paleolago, considerándose también la posibilidad de que existen algunos niveles deformados que no son correlacionables en las columnas levantadas siendo de origen local o por movimientos o eventos geodinámicos muy locales o puntuales.

El tramo II es considerado desde la localidad de Pinchollo (margen izquierda) o Lari (margen derecha) hasta el distrito de Achoma. Las secuencias registradas en este tramo son claramente marcadas, las facies lacustres son potentes y conservan sus estructuras internas. Dentro de la columna estratigráfica se observa que la columna levantada en Socaro es la evidencia de las facies lacustres de la parte media de la paleocuenca, sin embargo, las columnas de Pinchollo y Achoma representan básicamente las secuencias fluviales y fluviolacustres. En este tramo no se registran sedimentos lacustres entre los 3150 y 3280 msnm en una extensión de aproximadamente 8 km, lo que significa un hiato en la sedimentación, ya que los depósitos fueron más intensamente erosionados en esta área.

El tramo III representa en sus columnas de Ichupampa, Yanque y Puente Yanque la sedimentación lacustre relativamente profunda en algún momento, pero también representa la sedimentación fluvial ya que este tramo se encuentra en la zona de transición entre el medio lacustre y el medio fluvial. Las secuencias hacia el techo registran las facies fluviales representadas por grandes capas de gravas de canales de quebradas aledañas y del cauce principal del río del valle (Figura 4.38). Para analizar el registro paleosísmico de los tramos II y III, se hizo una correlación entre las columnas de Socaro, Puente Yanque y Yanque, además de las columnas Ichupampa y Achoma que representan la parte superior de la columna del Grupo Colca (Figura 4.38). La correlación (Socaro-Puente Yanque-Yanque) para la parte media de la columna indica un registro de tres niveles deformados o con la presencia de sismitas. Este registro paleosismológico es importante ya que se registran en facies de un ambiente lacustre sin la presencia de sedimentos de carga que deformen estos niveles, lo que asegura su relación con eventos sísmicos. De igual manera para la correlación (Achoma-Ichupampa) que representa la parte alta o techo de la columna del Grupo Colca se interpreta el registro de solo un nivel deformado que se evidencia únicamente en la columna de Achoma, sin embargo existen dos niveles deformados con la



Figura 4.38 Diagrama que explica la correlación y distribución de las columnas estratigráficas en los depósitos lacustres del Grupo Colca. Se observa las columnas A y B ubicadas en la base del tramo I donde se registran nueve niveles de sismitas (C1), además en el cuadro (C2) se observa la correlación de las columnas D, G y H que representan las secuencias de la parte media de la cuenca y registran tres niveles de sismitas; por último, las columnas E, F y C ubicadas en los tramos I y III que pertenecen al techo de la secuencia sedimentaria presentan un solo nivel de sismitas (C3).

presencia de sismitas inmediatamente debajo de dos secuencias piroclásticas, lo cual podría significar la formación de sismitas por un movimiento sísmico que antecede a un evento volcánico o netamente por el ingreso del cuerpo piroclástico en la cuenca, incluso podrían ser por ambos eventos casi coetáneos.

#### Paleolago La Calera

A los depósitos lacustres ubicados entre Chivay y La Calera no se les ha podido correlacionar con las secuencias lacustres del paleolago Yanque-Madrigal. Este paleolago pudo haber sido originado por el emplazamiento de un flujo lávico cuatemario datado en  $0.23 \pm 0.05$  Ma (Kaneoka & Guevara, 1984) por el método K-Ar, el cual represó el río Colca generando la formación de este paleolago. En nuestro análisis estas secuencias lacustres están representadas por la columna La Calera la cual muestra dos facies sedimentarias, una lacustre y otra fluvial. El análisis e interpretación indica sedimentación en un ambiente lacustre somero con un solo nivel deformado como registro de la paleosismicidad.

# Paleolago Canocota-Tuti

Entre Canocota y Tuti se registran depósitos lacustres que se encuentran en discordancia angular sobre lavas andesíticas del Pleistoceno, datadas por Thouret, J. *et al.* (2007) por el método Ar-Ar indicando una edad de  $0.147 \pm 0.0087$  Ma (Figura 4.12), siendo su origen producto del emplazamiento de este cuerpo lávico. En las columnas estratigráficas de Canocota (I, II y III) y Tuti (I y II) los depósitos registran tres secuencias. La primera es granocreciente de un espesor de 25 m y compuesta de limoarcillitas, areniscas de grano medio con laminaciones en *ripples* y clastos blandos. Identificamos 20 niveles entre *slumps*, volcanes de arena, ball and pillow y diques de arenas; la estructura más representativa es un slumps de 4.5 m de espesor ubicado en el tope de la secuencia; estos depósitos corresponden a un medio lacustre. La segunda secuencia tiene un espesor de 15 m y está compuesta por arenas con estratificación paralela intercaladas con niveles centimétricos de limoarcillitas y canales de conglomerados. Se pudo observar fallas sin-sedimentarias y 10 niveles de sismitas. La litología nos sugiere un ambiente de sedimentación tipo fluvial. La tercera secuencia tiene un espesor aproximado de 30 m y está compuesto por limoarcillitas con laminaciones paralelas e intercaladas con arenas de grano medio, asimismo se observaron niveles centimétricos de calizas de tipo packstone y sismitas de tipo flama. El medio de sedimentación es de tipo lacustre (Figura 4.39). El análisis paleosismológico nos indica entre dos y tres niveles deformados por movimientos sísmicos, los cuales están evidenciados en las correlaciones de los niveles con presencia de sismitas (Figura 4.39).

#### **Discusiones finales**

Por lo expuesto anteriormente se llegó a identificar hasta 13 niveles correlacionables con la presencia de sismitas en las distintas etapas de formación de las cuencas lacustres en el valle del Colca, dichas estructuras están mejor conservadas en las secuencias lacustres más no así en las facies fluviales. La identificación de las sismitas nos permite interpretar un registro paleosísmico en la zona de estudio, considerando su relación con el contexto tectónico activo presente, principalmente en la margen izquierda del valle, entre las localidades de Yangue y Cabanaconde.



Figura 4.39 Diagrama que explica la correlación y distribución de las columnas estratigráficas en los depósitos lacustres del Grupo Colca en el sector de Canocota-Tuti. Se observan las columnas J, K y M que representan las facies fluviales y lacustres del paleolago Canocota-Tuti. En esta correlación se observan hasta tres niveles de sismitas.





Figura 4.40 Diagrama resumen de la evolución y formación de los depósitos lacustres del Grupo Colca, además se puede observar la evolución de la geomorfología del valle.



continuación:

Figura 4.40 Diagrama resumen de la evolución y formación de los depósitos lacustres del Grupo Colca, además se puede observar la evolución de la geomorfología del valle.

# Formación Chiguata

Es así definido por Guevara, C. (1969), quien menciona a la localidad del mismo nombre como la localidad tipo (Figura 4.41). Esta unidad ha sido identificada en el flanco oeste del volcán Misti donde describe depósitos de areniscas conglomerádicas con niveles de diatomitas y arcillas, además de algunos lentes de fragmentos de piedra pómez. Se estima un grosor aproximado de 100 metros.

La Formación Chiguata sobreyace a flujos de lodo en ciertos sectores, además se encuentran en discordancia con flujos piroclásticos del Grupo Barroso, de igual manera se correlaciona con los depósitos «Acequia alta» (Mendivil, 1969). Su origen se debe al represamiento del río Chiguata por el emplazamiento de un flujo piroclástico al sur de la localidad del mismo nombre, este evento volcánico está datado en 0.043  $\pm$  0.0011 Ma. (Thouret, *et al.* 2001).

Las secuencias sedimentarias de la Formación Chiguata presentan una gran cantidad de fallas normales y de rumbo, lo cual nos indica un ambiente tectónico distensivo inmediatamente después de estos sedimentos deformados, en discordancia angular y erosiva se observa depositos volcanicos, datados en 13.6 ka (Thouret *et al.*, 2001) lo que nos indicaria que esta secuencia lacustre se formó entre 43.0 y 13.6 ka (Pleistoceno superior).

La Formación Chiguata está conformada por secuencias fluviales y lacustres con niveles que evidencian actividad volcánica y tectónica (Figura 4.42). En la primera parte de la unidad se observan secuencias finas compuestas de arcillas y limos intercalados con delgados niveles de arenas de grano fino a medio con laminaciones horizontales (Sh) y laminaciones oblicuas (Sl), también se observan niveles deformados evidenciados en laminaciones convolutas (Sv), *slumps* y estructuras bolas y almohadilla; hacia el medio de esta secuencia se observan algunos niveles de arenas de grano grueso y gravas, además se observan algunas fallas sin-sedimentarias y estructuras en flama. Esta secuencia de sedimentos finos con niveles delgados de arenas se interpreta como un medio lacustre. La segunda parte de la columna está conformada por la depositación de sedimentos gruesos con pocos niveles de sedimentos finos intercalados, presentan una variedad de canales (CH) volcanoclásticos con abundante lapilli. De igual manera se tienen también niveles deformados con laminaciones convolutas (Sv), laminaciones paralelas (Sh) y laminaciones oblicuas (SI), en la base de esta secuencia se observa un nivel de diatomita y hacia el techo se pueden observar algunos diques y fallas sin-sedimentarias. Esta última secuencia se interpreta en la base como un nivel de cierre del lago por la presencia de la diatomita y luego una posterior sedimentación fluvial retransportando en sus canales los clastos de origen volcánico.

En esta columna se han identificado 18 niveles deformados representados por las laminaciones convolutas (Sv), estructuras de bolas y almohadilla, fallas sin-sedimentarias, diques sedimentarios y slumps. Once de estos niveles deformados se encuentran registrados en la primera secuencia de esta formación lo que indica un registro paleosismológico en un ambiente lacustre con baja energía durante la depositación, por lo tanto, estos niveles indicarían con mayor certeza actividad sísmica. Los niveles deformados en la secuencia superior no se pueden considerar como niveles afectados por sismos ya que estos sedimentos se han depositado en secuencias de energía media a alta las cuales algunas veces generan turbidez y deformación por carga de sedimentos; sin embargo, el último nivel deformado presenta digues sin-sedimentarios y fallas sin-sedimentarias lo que indica licuefacción de sedimentos y deformación, considerando por este motivo a este nivel como un probable nivel deformado por sismo.





Figura 4.42 Columna estratigráfica de la Formación Chiguata.

### Depósitos Lacustres Aguada Blanca

Estos depósitos fueron considerados por Guevara, C. (1969) como secuencias de la Formación Chiguata debido a que consideró a ambas secuencias como contemporáneas, sin embargo, la cuenca donde se depositaron los sedimentos de la Formación Chiguata fue represada por un flujo piroclástico datado en  $0.043 \pm 0.0011$ Ma, y los sedimentos lacustres en la localidad de Aguada Blanca fueron depositados en un ambiente lacustre altiplánico, a 18 km al noreste de la cuenca Chiguata (Figura 4.44).

Para el estudio sedimentológico de estos depósitos cuaternarios se han levantado dos columnas estratigráficas en la parte bajamedia de la cuenca y otra en la parte alta denominados Columna Aguada Blanca (Parte Baja - A) y Columna Aguada Blanca (Parte Alta - B), respectivamente (Figura 4.44). En las secuencias sedimentarias se observan dos tipos de facies, una facie lacustre y otra fluvial. La facie de la base de la columna levantada presenta niveles finos representados por arenas de grano fino con laminaciones horizontales (Sh) y ondulitas (Sr) en la parte proximal de la cuenca (Columna Aguada Blanca-Parte Alta) y limos intercalados con arenas con laminaciones oblicuas (SI), laminaciones horizontales (Sh) y ondulitas (Sv) en la parte distal (Columna Aguada Blanca-Parte Baja). Esta secuencia fina presenta además colapsos o slumps principalmente en la columna de la parte alta. Esta primera secuencia se interpreta como una facie lacustre por el contenido de sedimentos finos acompañados de estructuras sedimentarias típicas de este ambiente sedimentario. En la segunda parte de la columna se registran sedimentos más gruesos como gravas y arenas de grano medio a grueso, las gravas se presentan en forma lenticular lo que indica la presencia de paleocanales (CH) de un ambiente fluvial (Figura 4.43).



Figura 4.43 Correlación de las columnas estratigráficas de las columnas levantadas en los depósitos lacustres de Aguada Blanca.



En la secuencia sedimentaria lacustre se registran dos niveles deformados importantes identificados por la presencia de arenas y limos con laminaciones convolutas (Sv), fallas sin-sedimentarias, estructuras en flama y *slumps*. Este registro sedimentario indica niveles deformados por sismos importantes por el tamaño de las estructuras y el material involucrado (Figura 4.45).

### Depósitos Lacustres Cotahuasi

Durante las campañas de campo desarrolladas en el departamento de Arequipa, se han identificado secuencias lacustres en la localidad de Cotahuasi, por ello se han levantado dos columnas estratigráficas para realizar su análisis sedimentario respectivo (Figura 4.46).



Figura 4.45 Ejemplos de estructuras sedimentarias de deformación de las columnas de Aguada Blanca (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) Estructuras de bola y almohadilla. B) Estructuras en flama causadas por el ingreso de un flujo fluvial.



Figura 4.46 Mapa de ubicación de los depósitos lacustres de Cotahuasi (Mungui y Toro).

# (A) Columna Estratigráfica Mungui

Esta columna se ha levantado en la localidad de Mungui (Figura 4.47) al norte del distrito de Cotahuasi, en las coordenadas UTM: 726306 E, 8320737 N, consta de 16 metros.

Esta columna presenta dos tipos de facies sedimentarias. Se observan facies de gravas y brechas en estratos de entre 1 a 4 m, las facies están ubicadas en la base y en el techo de la columna y se presentan a manera de canales (CH) y depósitos de avalancha. Posteriormente, se registra una facie con sedimentos finos de limos y arenas con laminaciones horizontales (Sh) y ondulitas (Sr) con algunos pequeños canales, *slumps* y laminaciones convolutas (Figura 4.49).

Se interpretan estas facies como sedimentación fluvial en la base y el techo, y una sedimentación en un ambiente lacustre formado

como producto del emplazamiento de una avalancha de escombros volcánica proveniente del centro volcánico extinto Condor Sayana de edad Holocena, ubicado al sur de Cotahuasi (Figura 4.48).

Se han identificado dos niveles deformados en las facies lacustres, con laminaciones convolutas y colapsos (*slumps*). De estos dos niveles el registrado en los limos ha sido posiblemente afectado por un evento sísmico, ya que no presenta otros sedimentos suprayacentes, deformando este nivel como se observa en el colapso (*slump*) de posible origen gravitatorio previo a la sedimentación fluvial.

# (B) Columna Estratigráfica Toro

Esta columna se ha levantado en la localidad de Toro, al suroeste del distrito de Cotahuasi, en las coordenadas UTM: 720855 E, 8315514N (Figura 4.50). Consta de 52 m (Figura 51).



Figura 4.47 Ubicación de los sedimentos lacustres (en círculo blanco) del paleolago Mungui en la provincia de Cotahuasi, con las dataciones de los flujos de origen volcánico identificados por Thouret et al., 2007.
La siguiente columna presenta tres partes definidas por sus tipos de facies. Hacia la base se observan gruesas secuencias de gravas y brechas con arenas de grano grueso a fino con laminaciones oblicuas (SI), laminaciones convolutas (Sv) y con algunos colapsos o *slumps*. Posteriormente se observan los depósitos de materiales finos como arcillas y limos intercalados con niveles delgados de arenas finas a medias con laminaciones horizontales (Sh) y laminaciones convolutas (Sv), además de registrar colapsos o *slumps* con grosores entre 40 cm a 3 m. La tercera y última parte de esta columna está representada por gravas de canales (CH) con secuencias de clastos heterogéneos y mal clasificados (Figura 4.51). Se interpreta esta columna como la depositación de sedimentos

finos en un ambiente lacustre represado por un flujo de detritos proveniente de la Quebrada Toro que se encuentra con dirección sur a norte; estos niveles finos sufrieron además un posterior evento fluvioaluvial que se observa en la interpretación del techo de la columna estratigráfica.

Se han identificado siete niveles deformados a lo largo de la columna estratigráfica levantada, de los cuales seis niveles se registran en las facies lacustres, con laminaciones convolutas, fallas sinsedimentarias y colapsos (*slumps*) que nos indican la influencia de eventos sísmicos en la cuenca considerando siempre la posible deformación por carga fluvial o el colapso de secuencias por aspectos gravitatorios.



Figura 4.48 Sedimentos lacustres del paleolago Mungui con el nivel volcánico del tope datado en 1.56 Ma (Thouret *et al.*, 2007) representado por la estrella verde (foto de la izquierda) y las secuencias volcánicas sobre las que se encuentran emplazadas (esquina inferior derecha) datadas por Thouret *et al.*, 2007 en 3.76 Ma.





Figura 4.49 Columna estratigráfica Mungui (izquierda) y las secuencias sedimentarias lacustres aflorantes en la localidad.



Figura 4.50 Ubicación de los sedimentos lacustres (en color amarillo dentro del círculo blanco) del paleolago Toro en la provincia de Cotahuasi, con las dataciones de los flujos de origen volcánico identificados por Thouret *et al.*, 2007.



Figura 4.51 Columna estratigráfica Toro (izquierda) y un slump en la parte media de la columna (derecha).

## **CAPÍTULO V**

## EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA VERTIENTE PACÍFICA E INFLUENCIAS NEOTECTÓNICAS

#### 5.1 INTRODUCCIÓN

Teniendo en cuenta que uno de los principales objetivos de la geomorfología tectónica es entender la manera y grado en el que la topografía de una cordillera puede reflejar la deformación de la superficie de la Tierra, nos valemos del análisis de la incisión del sistema de drenaje de una cuenca, que juega un rol importante a la hora de establecer una relación entre el relieve topográfico, la tasa de levantamiento diferencial de las rocas y la eficiencia de la erosión, esta última, modulada por el clima (Kirby & Whipple, 2012).

La vertiente pacífica de los Andes centrales es un frente montañoso activo y es considerado como un laboratorio natural para 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 fuertes interacciones entre procesos de deformación cortical (fallas, pliegues, subsidencia flexural, rebote isostático), procesos superficiales (erosión-sedimentación) y clima (precipitaciones, ciclos glaciales-interglaciales), según lo señalado por Burbank & Anderson (2000). Dichas interacciones ocurren a diferentes escalas de tiempo y espacio y producen numerosos ciclos de retroalimentación entre los procesos actuantes (feedbacks). Por ejemplo, la actividad tectónica produce el relieve que controla los procesos superficiales influenciando 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 grandes cantidades de material a través de la cadena montañosa que modifica el equilibrio dinámico de las cuñas orogénicas induciendo retroalimentaciones mecánicas (fallas fuera de secuencia, formación de dúplex, curvaturas de los corrimientos), de acuerdo a lo referido por Willett et al. (1993), Mugnier et al. (1997), Hilley et al. (2004), Persson et al. (2004) y García (2010).

Estudiar este tipo de interacciones en el campo supone el análisis geométrico y datación de marcadores estructurales y geomórficos, tales como fallas, pliegues, terrazas, abanicos aluviales (Burbank & Anderson, 2000; Lavé & Avouac, 2000), estudios paleoambientales, y el análisis de la sedimentación sintectónica (Puigdefàbregas & 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 geomórfológicos se forman, evolucionan y registran 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 & Crave, 2003; Lague *et al.*, 2003).

#### 5.2 MARCO TEÓRICO

El análisis geomorfológico se centrará en hallar y calcular los parámetros Mx y Bx e índices geomorfológicos  $R_1 y S_r$ , los cuales se enfocan en el entendimiento de las propiedades geométricas intrínsecas de la superficie y el sistema fluvial de una cuenca, que van desde la cabecera hasta el aforo de la misma (Figura 5.1), y su relación con las perturbaciones tectónicas.

A continuación, presentamos una introducción teórica sobre algunos conceptos que serán utilizados a lo largo del presente capítulo. Vale la pena mencionar que parte del texto descrito proviene de síntesis realizadas por García (2010), Pastor (2013) y Castillo y Hubp (2011).



Figura 5.1 Se muestra el perfil longitudinal de una cuenca hidrográfica con sus partes.

**Sismotectónica**, los datos de sismicidad instrumental e histórica demuestran que la vertiente pacífica de la cadena andina concentra buena parte de las deformaciones asociadas a terremotos. Estos terremotos están asociados a estructuras tectónicas activas (fallas, pliegues) que contribuyen a la formación de nuevos relieves y que acomodan una gran parte del acortamiento en la cadena andina (véase Costa *et al.*, 2006 para una síntesis).

**Erosión**, los ríos de las cadenas montañosas discurren sus aguas hacia el océano Pacífico, atravesando 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.

La actividad tectónica y/o magmática en estos sectores eleva el fondo de los valles y obliga a los ríos a acentuar la incisión de su lecho. De la misma forma, las fluctuaciones climáticas a la escala de cadenas montañosas pueden variar los aportes de caudal, la carga sedimentaria de los ríos y modificar su capacidad de transporte, de incisión y de erosión lateral.

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 (estratonomia) 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, permitiendo 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 & Anderson, 2000; Van der Beek *et al.*, 2002).

De acuerdo a la escala, los procesos pueden ser de primer orden de magnitud por los cuales la superficie de la corteza superior se deforma, esta deformación se traduce en pliegues y fallas; en segundo orden de magnitud, a escala de una cadena montañosa, se deben incluir los mecanismos de subsidencia por flexura cortical y levantamiento por rebote isostático, entre otros. En este trabajo se estudia el efecto de los primeros, por ser los de mayor importancia en la generación de relieves cordilleras montañosas activas y a escala de tiempo 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 y modifican el equilibrio dinámico de las cuñas orogénicas provocando respuestas (*feedbacks*) mecánicas (fallas fuera de secuencia, formación de dúplex, curvaturas de los corrimientos, etc.), de acuerdo a lo señalado por Willett *et al.*, 1993; Mugnier *et al.*, 1997; Hilley *et al.*, 2004; Persson *et al.*, 2004; Simpson, 2004c; García, 2010; Simpson, 2006.

Los procesos superficiales controlan las etapas sucesivas de erosión-transporte-sedimentación del ciclo de las rocas, en el cual 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 erosióntransporte-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 convergen 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 y, en consecuencia, las condiciones límite a los procesos de remoción en masa de los interfluvios (Burbank *et al.*, 1996a). Implícitamente, ellos constituyen 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 & Slingerland, 1997; Sklar & Dietrich, 1998; Whipple & Tucker, 2002).

Alguno de los parámetros importantes para el drenaje de la cuenca son:

 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, 2006).
- La hipsometría (hypsometry): es la proporción de la superficie de la cuenca situada bajo una altitud dada (Hurtrez et al., 1999; Delcaillau, 2006). Esta puede ser expresada tanto en 2D por una curva hipsométrica o en 1D por la integral hipsométrica. Según Strahler (1957), la integral hipsométrica expresa el grado de madurez de las cuencas. Si es elevada, la cuenca es inmadura. Si es baja, la cuenca es, al contrario, muy evolucionada. La integral hipsométrica puede también interpretarse en términos de proceso de erosión sobre las vertientes y de levantamiento tectónico (Delcaillau et al., 1998).

Estos distintos descriptores morfológicos son muy útiles para caracterizar cuantitativamente la morfología de los paisajes ya que son fácilmente calculables y comparables de un relieve a otro. Suministran relaciones interesantes entre las características topográficas de las cuencas de drenaje y pueden ponerse en perspectiva con otros parámetros morfológicos como las tasas de erosión, de exhumación, de levantamiento, etc. (Hurtrez *et al.*, 1999).

Procesos fluviales, los ríos se organizan en forma de una red hidrográfica jerarquizada cuya función principal es la transferencia del agua producto de las precipitaciones desde las zonas receptoras hacia los océanos. Este transporte se efectúa generalmente sobre largas distancias equivalentes a varias decenas, centenas o 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, incidir 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, 1998; Howard *et al.*, 1994; Knighton, 1987).

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

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 un río tiende hacia un perfil longitudinal en equilibrio. Este perfil de equilibrio posee una forma levemente cóncava en la 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 un incremento abrupto en la pendiente de un río que se traduce en una convexidad en un tramo de su perfil longitudinal. Se utiliza el termino *knickzone* cuando la convexidad abarca un tramo importante del perfil longitudinal. Los *knickpoints* o *knickzone*s caracterizan 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 (p. e. Lavé y Avouac, 2001; Wobus *et al.*, 2006), o en un tramo de un río afectado por una estructura tectónica activa (p. e., Burbank *et al.*, 1996).
- 2) Descenso del nivel de base en todo un sistema fluvial (p. e., 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 (p. e., García, 2006).
- Erosión diferencial asociada a contactos litológicos (p. e., Goldrick & Bishop, 2007).

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

La propuesta de clasificación se presenta en la Tabla 5.1. Se propone aquí el uso del término *knickpoint* para detonar una expresión del desequilibrio del lecho fluvial.



Figura 5.2 Clasificación de knickpoints por su origen.

Subtipo	Proceso
(1) Por excavación	(1) Pulimento glacial
(2) De valle colgado	(2) Erosión diferencial sobre
	el sistema de valles
	(1) Contactos litológicos,
(1) Diferencial	diferencia de dureza entre
	materiales
(2) Estructural	(2) Control local ejercido por
	la estructura
(1) De falla	1) Desplazamiento normal e
	inverso de fallas
(2) De levantamiento	(2) Incremento en la tasa de
	levantamiento, caída en el
	nivel de base
	(1) Descenso en el nivel de
	base
	(2) Descenso en el nivel de
	base por rebote isostático
	Subtipo (1) Por excavación (2) De valle colgado (1) Diferencial (2) Estructural (1) De falla (2) De levantamiento

Tabla 5.1 Clasificación de knickpoints por el proceso de origen, Castillo y Hubp (2011)

#### Parámetros e índices geomorfológicos

Parámetros Mx y Bx, son hallados a partir de un sencillo 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).



Figura 5.3 Se ve la diferencia entre un perfil longitudinal ideal o teórico de un río en equilibrio y un río inestable, Castillo y Hubp (2011).

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 a modo de escaleras (Figura 3) lo que devendrá en un incremento de la tasa de erosión para tratar de regresar al estado de equilibrio. Ya que a los ríos les toma muchos años encontrar el equilibrio, las perturbaciones quedarán registradas en el perfil durante mucho tiempo (miles de años), antes de que este regrese a su estado de equilibrio (Valters & Mudd, 2014).

Ahora, para poder establecer un modelo de respuesta fluvial a las perturbaciones, debemos basarnos en las leyes que gobiernan, bajo bases cuantitativas, 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 & 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 & Lemer, 2015).

Es así que apoyándonos en la ley de poder de erosión de la corriente (Whipple & Tucker, 1999; Howard & Kerby, 1983), que define la ecuación 1.

$$\mathbf{E} = \mathbf{K}\mathbf{A}^m\mathbf{S}^n \ (1)$$

$$\mathbf{E} = \mathbf{U} (2)$$

 $\mathbf{U} = \mathbf{K}\mathbf{A}^m\mathbf{S}^n \quad (3)$ 

$$S = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} A^{-\frac{m}{n}} (4)$$

$$\left|\frac{dz}{dx}\right| = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} A(x)^{-\frac{m}{n}}$$
(5)

# $z(x) = z(x_b) + \left(\frac{U}{K}A_0^m\right)^{\frac{1}{n}}\chi$ (6) con: $\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)}\right)^{\frac{m}{n}} dx$

#### Donde:

- E Tasa de erosión.
- U Tasa de levantamiento.
- 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 en volver a su perfil de equilibrio, se tiene en cuenta que en un corto periodo (tiempo actual) la tasa de erosión será igual al levantamiento (ecuación 2), dejando la ecuación 3, en donde, gracias a la observación de 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 (Hack, 1957), despejaremos la pendiente (ecuación 4).

Teniendo en cuenta que tanto la pendiente como el área de drenaje están en función de la distancia, obtenemos la ecuación 5, la cual al integrar (ecuación 6) 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 & Royden, 2013).

Asimismo, el intercepto de dicha función lineal al que denominaremos **Bx**, nos ayudará a identificar dos tipos de *knickpoints*, donde en un cambio en **Bx** en una zona con valores de **Mx** constante, encontraremos un *knickpoint* vertical, en cambio si ambos valores presentan modificación se definirá un *knickpoint* por ruptura de pendiente (Mudd *et al.*, 2014).

#### Índices R₁ y Sᇊ

El cálculo de estos índices parte de considerar el área de la cuenca, la longitud del río principal y la longitud acumulada de los tributarios como un todo, bajo la hipótesis de que la evolución de todas las propiedades geomorfológicas responde a una ley estadística que describe la respuesta a estas perturbaciones, de las que podemos estimar una edad relativa. El índice R<sub>1</sub> se define como la proporción entre las diferencias de las tres integrales (ecuación 1); la clásica curva hipsométrica de la cuenca, el perfil longitudinal normalizado del río principal de la cuenca, y en un nivel intermedio, la curva hipsométrica de la red de drenaje, respectivamente (Figura 5.4). Como este se expresa como una proporción, los efectos de la litología sobre este índice son minimizados, permitiéndole así reflejar la manera en que la onda erosiva se propaga desde el aforo de una cuenca hasta su cabecera. En primera instancia, este índice no tiene una relación directa con procesos de levantamiento, pero al haber una relación de este con el área de la cuenca, se define una relación lineal (ecuación 2), cuya pendiente definirá el índice S<sub>1</sub>, que sí es un indicador de levantamiento relativo (Demoulin, 2011)



Figura 5.4 Donde Hb es la clásica curva hipsométrica de la cuenca, Hn es la curva hipsométrica de la red de drenaje y Hr es el perfil normalizado del río principal.

$$R_1 = \frac{I_r}{I_b} = \frac{\int H_n - \int H_r}{\int H_b - \int H_n} (1)$$
$$R_1 = S_r \ln(A) - b (2)$$

Los valores de I<sub>r</sub> e I<sub>b</sub> se encuentran entre 0 y 1, donde  $I_b$  es un indicador de cuánto el sistema fluvial ha causado insición en la cuenca, e  $I_r$  cuán lejos la erosión regresiva ha invadido toda la red de drenaje, los altos valores de corresponden a un muy reciente cambio del nivel base.

Por último, se tiene una relación cuantitativa entre el índice S, y la edad del último alzamiento en millones de años, siendo esta la ecuación 3 (Demoulin, 2012).

$$t = 0.009 \times S_r^{-4}(3)$$

### 5.3 METODOLOGÍA

Este capítulo muestra un estudio exhaustivo de la red de drenaje de las cuencas Acarí, Yauca, Ocoña, Colca, Arequipa y Tambo, realizado a partir del modelo de elevación digital SRTM\_30. El análisis de los perfiles longitudinales revela la presencia sistemática de *knickpoints* de dimensiones destacables en los cauces principales.

Para la extracción y análisis de los perfiles de las cuencas, se obtuvo primero el modelo de elevación digital (DEM) de la zona del proyecto.

El DEM que se obtuvo es un DEM SRTM a una resolución de 30 m por pixel. En cuanto al software utilizado para el análisis, se hizo uso de los siguientes paquetes informáticos:

- · ArcMap 10.1 (Sistema de Información Geográfico).
- GDAL (Biblioteca de abstracción de Datos Geoespaciales).
- LSDTopotoolBox Chi Analysis (Compilación de scripts C++ para el análisis topográfico y geomorfológico).
- Cygwin (Entorno Unix para Windows, donde se compilarán y ejecutarán las librerías GDAL y LSDTopotoolBox).
- WinPython (Entorno de desarrollo científico en leguaje Python).

Una vez obtenido el DEM, se procede a hacer el recorte del mismo según la zona a analizar, todo esto mediante ArcMap y la herramienta «Clip» del Arctoolbox.

Luego del recorte, el raster resultante debe ser convertido a un formato que «LSDtopotoolbox - Chi analysis» pueda entender, para ello haremos uso de GDAL, con las herramientas «gdalinfo» y «gdal-translate».

Una vez obtenido el raster en el formato correcto, se procede a hacer el análisis mediante LSDtopotoolbox. Utilizando la consola de Cygwin se hará el uso de los siguientes programas de los scripts de LSDTopotoolBox en el orden presentado:

- · chi1\_write\_junctions.exe
- · chi2\_write\_cha|nnel\_file.exe
- · chi\_m\_over\_n\_analysis.exe
- · chi\_get\_profiles.exe

Del primer programa «chi1\_write\_junctions.exe» se obtendrán los siguientes archivos raster necesarios para el cálculo de ÷ 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.

El programa «chi2\_write\_channel\_file.exe» generará una base de datos de puntos a partir de los archivos raster anteriormente generados, la que será dato de entrada para el siguiente programa «chi\_m\_over\_n\_analysis.exe» de donde con ayuda del Winpython obtendremos los perfiles que nos ayudarán a estimar el mejor



Figura 5.5 Perfil con m/n = 0.14



Figura 5.6 Perfil con m/n = 0.20

ajuste de m/n y, por ende, el mejor perfil para calcular los valores de Mx y Bx.

A continuación, se muestran 10 de todos los perfiles obtenidos de la cuenca Arequipa para estimar el mejor ajuste de m/n.



Figura 5.7 Perfil con m/n = 0.22



Figura 5.8 Perfil con m/n = 0.24



Figura 5.9 Perfil con m/n = 0.26





Figura 5.11 Perfil con m/n = 0.65



Figura 5.10 Perfil con m/n = 0.32

Figura 5.12 Perfil con m/n = 0.75

Después de observar detenidamente las anteriores Figuras 5.5, 5.6, 5.7, 5.8, 5.9, 5.10, 5.11 y 5.12, se puede ver que la Figura 5.7, con m/n = 0.22, es la que muestra un mejor ajuste, debido a que la mayoría de los perfiles de los tributarios se encuentran cercanos al perfil del río principal (de color negro), y hay una buena segmentación de los canales.

Nótese que las dimensiones de longitud y elevación son las transformadas al espacio .

Por último, una vez conseguido el mejor ajuste m/n se procede a plasmar los resultados en un perfil real y un mapa donde puedan visualizarse los lugares que presenten un Mx anómalo.

## 5.4 CARACTERÍSTICAS Y PARÁMETROS GEOMORFOLÓGICOS

Para el análisis geomorfológico de la región Arequipa seleccionamos seis cuencas hidrográficas de mayor área, en las que se tomaron en cuenta, los tributarios con un área de drenaje mayor a 1000 m<sup>2</sup> y una longitud mayor a 1/10 de la longitud del río principal, siendo de norte a sur las siguientes:

#### 5.4.1 Cuenca Acarí

La cuenca Acarí se ubica al noroeste de la región Arequipa, abarca territorio de las regiones de Ayacucho y Arequipa.

Tiene forma elongada, su rango de altura se encuentra entre 0 a 4795 msnm. El río principal tiene 250 km de longitud y pasa por tres dominios morfoestructurales: la Llanura Costanera, la Cordillera Occidental y el Altiplano. La cuenca Acarí tiene un área de 4520.48 km<sup>2</sup> (Figura 5.13).

Determinamos que la cuenca obedece a un m/n (concavidad) de 0.35. El rango de la pendiente en el espacio varía de 0 a 9 como se puede observar en la Figura 5.15, donde la variación de color de azul a rojo define zonas de alta y baja erosión, respectivamente.

Analizando los valores de erosión de la cuenca, tanto en planta como en perfil (Figuras 5.14 y 5.15), definimos en el río principal baja erosión en los primeros 100 km (teniendo como referencia la zona de aforo de la cuenca); entre los 100 y 190 km el perfil muestra erosión elevada; siendo el valor más alto el ubicado a los 170 km, aproximadamente; desde los 190 km hasta la cabecera de la cuenca (Altiplano) se observan valores bajos de erosión. Asimismo, determinamos dos zonas de *knickpoint*, ubicados entre los 115 a 130 km y entre los 145 a 180 km, respecto al aforo de la cuenca.

En cuanto a los tributarios, se observa que hacia su desembocadura en el río principal presentan alta erosión, resaltando los tributarios que desembocan entre los 90 a 110 km y los 150 a 175 km de distancia del aforo del río principal; los tributarios de la parte alta (Altiplano) presentan valores bajos de erosión, a excepción de las zonas de San Pedro, Puquio y San

Cristóbal, donde la pendiente se incrementa por un cambio topográfico abrupto.

De otro modo, cuando los tributarios tienen pendientes subhorizontales y luego cambian abruptamente, y estos pueden ser correlacionados con tributarios adyacentes, podemos sugerir que se tratan de paleosuperficies, que en algún momento estuvieron ubicados a la altura del nivel base de la cuenca y luego quedaron expuestos por el descenso del nivel base.

En la cuenca Acarí, se pueden definir dos paleosuperficies claramente, la primera a 2000 msnm y la segunda a 3500 msnm. La primera paleosuperficie (P1), ubicada adyacente a la línea de costa, corresponde a una morfología desarrollada en rocas intrusivas cretácicas, donde estas sufrieron procesos de peneplanización por efectos de mecanismos de erosión; esta paleosuperficie se encuentra a 2000 m por encima del nivel base actual del río Acari.

La segunda paleosuperficie (P2) corresponde a las ignimbritas del Grupo Nazca (23-19 Ma, Noble, *et al.*, 1979 y Thouret *et al.*, 2007), ubicada a 2100 m por encima del nivel base actual del río.

Con finalidad de interpretar el origen de los *knickpoint*, zonas de *knickpoint*, variaciones de valores de erosión, tanto en el río principal como en los tributarios, así como las paleosuperficies definidas, añadimos la geología que aflora a lo largo del río principal (Figura 5.16).



Figura 5.13 En colores se muestra la ubicación de la cuenca Acarí.



Neotectónica, Evolución del Relieve y Peligro Sísmico en la Región Arequipa

Entre los 30 y 100 km, tomando como referencia el aforo de la cuenca, aflora un cuerpo o blogue de rocas intrusivas a lo largo del perfil longitudinal del río principal, estas rocas se pueden observar también en los tributarios ubicados entre los 1000 y 2000 msnm, formando una paleosuperficie (P1) inclinada hacia el oeste, dando una idea del alzamiento de la superficie y consecuente descenso del nivel base del río hasta encontrar su equilibrio, son por ello los valores bajos de erosión. Entre los 100 y 115 km, el río principal muestra un pequeño incremento en los valores de erosión, mientras que los tributarios de la margen derecha muestran altos valores, esto debido a que en esta margen aflora los depósitos del Grupo Nazca, incrementándose de esta forma el relieve y generando pendientes altas de hasta 1300 m con referencia al piso de valle o nivel base del río actual; además, aproximadamente a 120 km se ubica una falla de tipo inversa que contribuyó al alzamiento del relieve, generando cambios en el nivel base del río y que ahora los tributarios incisan con la finalidad de encontrar el nivel de equilibrio.

Entre los 150 y 165 km, afloran a lo largo del río principal rocas volcánicas neógenas afectadas por fallas. En este intervalo de longitud, los tributarios muestran valores altos de erosión, podemos interpretar que se encuentran en búsqueda de su equilibrio con respecto al río principal. Asimismo, en este sector, entre las localidades de Puquio, San Pedro y San Cristóbal, se observa una ventana de erosión, de forma circular, con pendientes altas y procesos de movimientos en masa asociados.

Finalmente, la parte alta, muestra valores bajos de erosión, producto de la poca pendiente, esta área comprende la zona del Altiplano. Según los perfiles hipsométricos de la cuenca (Figura 5.17), se observa que el río principal presenta una forma cóncava a casi plana, que corresponde a un río maduro, con valores de R<sub>1</sub> = 2.78.

#### 5.4.2 Cuenca Yauca

La cuenca Yauca se ubica al sur de la cuenca Acarí, comprende las regiones de Ayacucho y Arequipa. Tiene forma elongada, su rango de altura se encuentra de 0 a 5138 msnm.

El río principal tiene 220 km de longitud y pasa por tres dominios morfoestructurales: la Llanera Costanera, la Cordillera Occidental y el Altiplano; drenando así un área de 4343.79 km² (Figura 5.18).

Definimos que la cuenca obedece a un m/n (concavidad) de 0.4. El rango de la pendiente en el espacio varía de 0 a 32 como se puede observar en la Figura 5.20, 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, se observan diferentes valores de erosión, tanto en planta como en el perfil longitudinal de la cuenca (Figuras 5.19 y 5.20). Definimos baja erosión en los primeros 140 km; entre los 150 y 175 km la erosión incrementa mostrando valores altos; y desde los 175 km hasta la cabecera de la cuenca (Altiplano) los valores son bajos. Por último, el análisis longitudinal del río principal nos permitió delimitar una



Figura 5.18 Ubicación de la cuenca Yauca.

zona de *knickpoint* entre los 145 y 175 km de distancia al aforo de la cuenca, donde se ubica también el sector de mayor erosión, descrita líneas arriba. En cuanto a lo tributarios, presentan baja erosión, a excepción de los que desembocan entre los 60 a 90 km y los 140 a 160 km de distancia al aforo del río principal, que presentan tramos de alta erosión, en especial en el río Paralmayoc.

En la cuenca Yauca, se pueden definir claramente dos paleosuperficies, la primera a 2800 msnm y la segunda a 3500 msnm. La primera paleosuperficie (P1) corresponde a los rocas volcánicas del Grupo Tacaza (30-24 Ma), que modelaron una superficie característica de un arco volcánico y luego ha soportado incisión por los valles adyacentes, estos depósitos se ubican a 1000 m por encima del nivel base actual del río Yauca. La segunda paleosuperficie (P2) corresponde a las ignimbritas de la Formación Huaylillas (15-13 Ma), que cubrió gran parte del flanco pacífico de la Cordillera Occidental, estos depósitos se ubican a 1900 m por encima del nivel base actual del río Yauca en el sector de Jaboncillo y Descanso, margen derecha del río Yauca.

Con finalidad de interpretar el origen de los knickpoint, zonas de knickpoint, variaciones de valores de erosión, tanto en el río principal como en los tributarios, así como las paleosuperficies definidas, añadimos la geología que aflora a lo largo del río principal (Figura 5.21). Entre 0 y 50 km, tomando como referencia el aforo de la cuenca, aflora cobertura cuaternaria, depositada en pendiente suave y valores de erosión bajas. Entre los 50 y 100 km afloran rocas intrusivas, mientras que los tributarios de la margen derecha muestran valores de erosión altos, hasta llegar la paleosuperficie P2, que corresponde a las ignimbritas de la Formación Huaylillas (15-13 Ma), estos tributarios están buscando el equilibrio. Entre los 100 y 140 km, el río principal mantiene la misma tendencia, pendiente suave y valores de erosión bajas. Entre los 140 y 175 km los valores de erosión se incrementan, y coinciden con una zona de knickpoint, donde tanto el río principal como los tributarios aumentan su pendiente, llegando a disminuir cuando llegan a la paleosuperficie P1, constituida por rocas del Grupo Tacaza (30-24 Ma); los valores altos de erosión estarían relacionados con un sistema de fallas de dirección NO-SE, adyacentes a Coracora y Chaviña. De los 175 km a la zona de cabecera de cuenca (Altiplano), la erosión disminuye.

Según los perfiles hipsométricos de la cuenca (Figura 5.22), se observa que el río principal presenta una forma cóncava con zonas convexas, que corresponde a un río maduro a anciano con señales de levantamiento en el área de Coracora y Chaviña. El valor  $R_1$  obtenido es de 2.94.

#### 5.4.3 Cuenca Ocoña

La cuenca Ocoña se ubica al sur de la cuenca Yauca, comprende en su mayor parte la región Arequipa. Tiene forma regular, ancha en la cabecera y angosta hacia su aforo, su rango de altura se encuentra de 0 a 6404 msnm.

El rio principal tiene 355.85 km de longitud y pasa por cuatro unidades morfoestructurales: la Cordillera de la Costa, la Llanura Costanera, la Cordillera Occidental y el Altiplano; drenando así un área de 16 006 km<sup>2</sup> (Figura 5.23). Se encontró que la cuenca obedece a un m/n (concavidad) de 0.425. El rango de la pendiente en el espacio varía de 0 a 36 como se puede observar en la Figura 5.25, 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, se observan diferentes valores de erosión, tanto en planta como en el perfil longitudinal de la cuenca (Figuras 5.24 y 5.25). Definimos baja erosión en los primeros 170 km del río principal, pero en los tributarios, en los ríos Chichas y Arma, los valores incrementan coincidiendo con depósitos de avalanchas provenientes del Solimana y por actividad tectónica; a lo largo de este tramo afloran rocas del Complejo Basal de la Costa intruida por rocas cretácicas.

Entre los 180 a 250 km, a partir del análisis longitudinal del río principal, nos permite delimitar una zona de knickpoint, con valores de erosión altos tanto en el río principal como en los tributarios, estos últimos debido al intento de encontrar el equilibrio producto del descenso del nivel base del río principal. En este sector se evidencian fallas que generan knickpoints verticales y con ruptura de superficie. En la parte final de este sector, a partir del análisis de las pendientes de los tributarios, delimitamos una paleosuperficie P, que corresponde a los volcánicos Alpabamba (18 Ma), que se ubica a 1500 m con referencia al piso de valle o nivel base del río actual. Los tributarios en esta zona de inestabilidad incrementan sustancialmente los valores de erosión, producto de la variación del nivel base del río principal. En este sector afloran rocas del Complejo Basal de la Costa, en los primeros 20 km, y rocas cretácicas cubiertas por depósitos cuaternarios en el resto del tramo (Figura 5.26). Estas rocas que afloran a lo largo del río Ocoña, aparentemente, no condicionan la formación de knickpoints (por cambio litológico), lo que sugiere un control directamente tectónico a lo largo de este sector.

La zona de *knickpoint* es una de la más prolongadas o extensas de las cuencas pacíficas, conjuntamente con la cuenca Camaná, lugar donde se ubican los cañones más profundos de los Andes centrales.

Desde los 250 km hasta la cabecera o el Altiplano, los valores de erosión descienden, producto de la poca pendiente. Según los perfiles hipsométricos de la cuenca (Figura 5.27), se observa que el río principal presenta una forma cóncava a casi plana, que corresponde a un río maduro-anciano, sugiriendo zona de levantamiento entre los 200 y 230 km. El valor R<sub>1</sub> es de 6.04, mayor a las dos cuencas anteriores.



#### 5.4.4 Cuenca Camaná

La cuenca Camaná se ubica al sur de la cuenca Cotahuasi, comprende íntegramente la región Arequipa. Tiene forma elongada e irregular, su rango de altura se encuentra de 0 a 6404 msnm.

El rio principal tiene 487.47 km de longitud y pasa por cuatro unidades morfoestructurales: la Llanura Costanera, la Cordillera Occidental y el Altiplano; drenando así un área de 17 068 km<sup>2</sup> (Figura 5.28). Definimos que la cuenca obedece a un m/n (concavidad) de 0.45. El rango de la pendiente en el espacio varía de 0 a 100 como se puede observar en la Figura 5.30, 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, se observan diferentes valores de erosión, tanto en planta como en el perfil longitudinal de la cuenca (Figuras 5.29 y 5.30), definimos valores de baja erosión en los primeros 140 km, al igual que en los tributarios, sector donde afloran rocas del Complejo Basal de la Costa, cubierta por sectores con depósitos cuatemarios. Entre los 150 y 300 km los valores de erosión se incrementan tanto en el río principal como en los tributarios, estos últimos tratando de encontrar el equilibrio respecto al río principal. Litológicamente, este sector está compuesto por rocas sedimentarias jurásicas y cretácicas,

intrusivos y cobertura volcánica cenozoica, además de dos fallas regionales importantes a los 150 y 195 km de distancia con referencia al aforo de la cuenca (Figuras 5.31). Tanto controles estructurales como litológicos dirigen esta extensa zona de *knickpoint*.

A partir de los 300 km hasta la cabecera de la cuenca, los valores descienden por las pendientes suaves o bajas.

Asimismo, existen tres paleosuperficies, de oeste a este: la primera (P2) ubicada a 700 m con respecto al nivel base del río principal y que corresponden a depósitos pliocenos de la Formación Millo. La segunda y tercera paleosuperficie ubicadas dentro de la zona de *kinickpoint*, donde P1 corresponde a la superficie Huaylillas (15-13 Ma) y P3 que corresponde a rocas del Arco Volcánico Cuaternario (>2 Ma), ubicadas a 2700 y 500 m sobre el nivel base del río, respectivamente.

Respecto a los tributarios, se ve que en general presentan baja erosión, a excepción de los que desembocan a partir de los 195 a 220 km de distancia al aforo de la cuenca, que muestran alta erosión hacia sus desembocaduras.

Según los perfiles hipsométricos de la cuenca (Figura 5.32), se observa que el río principal presenta una forma plana hacia la cabecera y cóncava hacia su aforo, que corresponde a un río joven-maduro, con valores de  $R_1 = 2.98$ .



Figura 5.23 Ubicación de la cuenca Ocoña.





Figura 5.28 Ubicación de la cuenca Camaná.

#### 5.4.5 Cuenca Arequipa

La cuenca Arequipa se ubica al sur de la cuenca Camaná, comprende la parte central de la región Arequipa, tiene forma regular poco elongada, su rango de altura se encuentra de 0 a 6284 msnm

El río principal tiene 368.42 km de longitud y pasa por cuatro unidades morfoestructurales: la Llanura Costanera, la Cordillera Occidental y el Altiplano; drenando así un área de 13 555.3 km<sup>2</sup> (Figura 5.33).

Definimos que la cuenca obedece a un m/n (concavidad) de 0.22. El rango de la pendiente en el espacio varía de 0 a 2.25 como se puede observar en la Figura 5.34, donde la variación de color de azul a rojo define zonas de alta y baja erosión, respectivamente.

Tomando distancias a partir del aforo de la cuenca, en el río principal se observa que presenta dos tramos de alta erosión, entre los 25 a 70 km y los 170 a 210 km; tanto hacia el medio como hacia la cabecera de cuenca se ve baja erosión. Además, definimos tres zonas de *knickpoint*, entre los 25 a 70 km, los 115 a 155 km y los 175 a 200 km, con relación a la zona o punto del aforo de la cuenca (Figura 5.35). En cuanto a los tributarios, los que desembocan antes de los primeros 50 km de distancia al aforo de la cuenca, presentan alta erosión hacia la desembocadura al río principal; los que desembocan entre los 125 a 170 km de distancia

presentan alta erosión al medio de sus tramos. Estos cambios de valores indican desequilibrio con la finalidad de encontrar el nivel base del río principal.

Del análisis geológico estructural, determinamos que en la primera zona de *knickpoint* a lo largo del perfil longitudinal del río afloran rocas del Complejo Basal de la Costa, cubiertas con depósitos aluviales cuatemarios. Los tributarios en este sector evidencian una ruptura de pendiente, mostrando una paleosuperficie P, que corresponde a las superficies pliocenas de las pampas costeras y donde están constituidas por depósitos de la Formación Millo (Figura 5.36). Esta paleosuperficie se ubica a 800 m por encima del nivel base del río principal. Además es posible observar en este sector fallas con evidencias de actividad cuatemaria, sugiriendo que esta zona de *knickpoint* tiene origen tectónico. En la segunda zona de *knickpoint* afloran rocas del Complejo Basal de la Costa e intrusivos cretácicos. Sugiere que esta zona de *knickpoint* tiene relación con un control litológico. A excepción de las últimas inflexiones donde es visible una falla de tipo inversa.

Finalmente, en la tercera zona de *knickpoint*, afloran rocas volcánicas cenozoicas, cubiertas por sectores con depósitos cuaternarios. En este sector la litología es uniforme, pero se observaron fallas de dirección NO-SE con evidencias de actividad, lo que sugiere que esta zona de inestabilidad estaría relacionada con actividad tectónica.





Figura 5.33 Ubicación de la cuenca Arequipa.

Según los perfiles hipsométricos de la cuenca (Figura 5.37), se observa que el río principal presenta una forma convexa con aparente concavidad al medio, esto corresponde a un río joven, con valores de  $R_1 = 1.58$  (Demoulin, 2011).

#### 5.4.6 Cuenca Tambo

La cuenca Tambo se ubica al sur de la región Arequipa, comprende las regiones de Arequipa y Moquegua, tiene forma elongada e irregular, su rango de altura se encuentra de 0 a 5617 msnm.

El rio principal tiene 389 km de longitud y pasa por cuatro unidades morfoestructurales: la Llanura Costanera, la Cordillera Occidental y el Altiplano, drenando así un área de 13 100.6 km<sup>2</sup> (Figura 5.38).

Definimos que la cuenca obedece a un m/n (concavidad) de 0.376. El rango de la pendiente en el espacio varía de 0 a 27 como se puede observar en la Figura 5.40, 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, se observan diferentes valores de erosión, tanto en planta como en el perfil longitudinal de la cuenca (Figuras 5.39 y 5.40). Definimos baja erosión en los primeros 190 km; entre los 190 a 215 y los 235 a 265 km, los valores de erosión incrementan; desde los 270 km

hasta la cabecera de la cuenca o Altiplano, los valores son bajos, estos están controlados por la pendiente baja.

El análisis longitudinal del río principal nos permitió delimitar dos zonas de *knickpoint* entre los 190 a 210 km y los 235 a 265 km de distancia al aforo de la cuenca, donde se ubica también el sector de mayor erosión, descrito líneas arriba. En los primeros 110 km, tomando como referencia el aforo de la cuenca, aflora un cuerpo intrusivo cubierto por sectores de depósitos cuaternarios.

Entre los 110 a 240 km se observan rocas cretácicas con cobertura cuatemaria; y de los 240 a 390 km se halla una cobertura de rocas volcánicas (Figura 5.41).

Las dos zonas de *knickpoint* están relacionadas con fallas regionales, estas limitan ambas zonas generando cambios en el perfil longitudinal del río y consecuente inestabilidad de los tributarios. Entre los 170 y 190 km de distancia con respecto al punto de aforo, y a una altitud de 2500 m, se observan inflexiones en los tributarios relacionados con una paleosuperficie constituida de rocas del arco volcánico Tacaza (25 Ma).

Según los perfiles hipsométricos de la cuenca (Figura 5.42), se observa que el río principal presenta una forma convexa, que corresponde a un río joven-maduro, con valores de  $R_1 = 3.75$ .



## 5.5 EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA POR INFLUENCIA NEOTECTÓNICA, MAGMÁTICA Y PALEOCLIMÁTICA

La vertiente pacífica de la Cordillera Occidental del sur del Perú presenta un relieve abrupto y pendiente elevada, tiene una profundidad de -8000 m en la zona de subducción y alcanza alturas máximas de 6000 m en la zona del arco volcánico cuaternario, todo esto en menos de 250 km de distancia.

En el capítulo anterior se deja en evidencia de un récord de estructuras tectónicas cuatemarias y activas en la región Arequipa, 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 que en el sector de la Cordillera de la Costa, pampas costeras, zona de piedemonte y parte de la ladera oeste de la

cordillera se caracteriza 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. Hacia el Altiplano, existen sistemas de fallas inversas, normales y transcurrentes, asociados a esfuerzos transpresivos.

Para relacionar la actividad de las fallas en función de los valores de erosión regionalmente, zonas inestables, definimos primero un m/n (concavidad) de 0.37, hallado a partir del promedio de las concavidades de las seis cuencas descritas anteriormente (Figura 5.43).

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. Acarí, Camaná, Arequipa y Tambo), estos relacionados directamente con fallas activas, como por ejemplo, las fallas Tambillo, Aliso y Pampa Los Ceniceros.

En la zona de piedemonte, tanto las cuencas Ocoña, Camaná y Arequipa muestran valores altos de erosión, relacionados directamente con el sistema de falla Caraveli-Sicera-Lluta-Vitor.



Figura 5.38 Ubicación de la cuenca Tambo.



En la parte alta de la cordillera, se pueden observar los valores máximos de erosión (e. g. Ocoña, Camaná, Arequipa y Tambo) asociado a procesos magmáticos y tectónicos.

Por ejemplo, en la cuenca Camaná, a lo largo del valle del Colca, se observan valores altos que coinciden tanto con volcanes activos, por fallas, asimismo cómo delimita la zona de inicio de erosión del Colca. Estos valores son similares al obtenido en los valles adyacentes a los volcanes Chachani, Misti y Pichu Pichu, donde es evidente la actividad magmática y tectónica. En la cuenca Tambo, adyacentes a lo volcanes Huaynaputina y Ubinas se tienen valores altos. Se debe tener en cuenta que estos volcanes activos cuaternarios se encuentran controlados por fallas activas (Benavente *et al.*, 2010).

Posteriormente, determinamos el  $R_1$  de 6 cuencas principales y 281 subcuencas (Figura 5.44), con la finalidad de analizar su estabilidad.

La Figura 5.45 muestra que la cuenca Ocoña tiene mayor pendiente, que se traduce en mayor inestabilidad debido a una reciente perturbación en su evolución morfológica que puede estar controlada por actividad tectónica según los datos obtenidos. Paralelamente, los datos hallados en las cuencas Arequipa y Camaná 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; mientras que en la zona de la Cordillera de la Costa y pampas costeras, los valores elevados están relacionados directamente con actividad tectónica.

Según la relación existente entre la pendiente de  $R_1$  ( $S_r$ ) y el tiempo, calculamos la edad del ultimo alzamiento, donde se observa que la cuenca Ocoña tuvo la perturbación morfológica más reciente, seguida por Tambo, Acarí, Arequipa, Camaná y Yauca (Figura 5.46).

#### 5.6 DISCUSIÓN E INTERPRETACIONES

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 & 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 & Hoke, 1997; Wörner & Seyfried, 2001; Muñoz & Charrier, 1996; Victor *et al.*, 2004).

Trabajos en el norte de Chile proponen la actividad de sistemas de fallas inversas con tendencia hacia el oeste entre 30 y 6 Ma (Muñoz & Charrier, 1996; Víctor *et al.*, 2004 y Farías *et al.*, 2005). Asimismo, otros estudios reportan deformación reciente (Pliocuaternaria) interpretándose el levantamiento del antearco con variados modelos (Armijo & 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 a 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 & Audin, 2009; Hall *et al.*, 2012) y tectónica extensiva perpendicular (Audin *et al.*, 2008) y paralela (Sébrier *et al.*, 1985) a ella.

En conclusión, determinamos que la zona de antearco del sur del Perú muestra evidencias tanto neotectónicas como geormorfológicas de alzamiento reciente (< 1 Ma), relacionado a actividad tectónica. Mientras que la parte alta, zona de volcanes activos (Figura 43), muestra actividad extensiva, producto del incremento en el esfuerzo litosférico vertical, que es compatible con la partición de esfuerzos generado por la subducción. Los periodos 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 5.44 Mapa de ubicación de las cuencas (borde rojo) y las subcuencas (borde negro) que se utilizaron para el análisis de los índices R<sub>1</sub> y S<sub>r.</sub>



Figura 5.45 Dispersión del logaritmo natural del área versus el índice R<sub>1</sub>



**Figura 5.46** Dispersión entre la pendiente de  $R_1(S_r)$  versus el tiempo.

## **CAPÍTULO VI** PROCESOS GEOLÓGICOS DETONADOS POR SISMOS

#### 6.1 INTRODUCCIÓN

Los sismos, también conocidos como terremotos, son fenómenos que provocan sacudidas bruscas y pasajeras en la corteza terrestre, que pueden durar desde segundos hasta varios minutos dependiendo de su magnitud. Estos fenómenos se producen por la reactivación de fallas geológicas, cuya ruptura en profundidad (foco o hipocentro) libera la energía acumulada, la cual se propaga en forma de ondas sísmicas que dan lugar a grandes deformaciones y roturas del terreno; también viene a ser un detonante para producir fenómenos cosísmicos o postsísmicos como movimientos en masa, licuefacción de suelos, actividad volcánica y tsunamis, que en la mayoría de casos generan pérdidas humanas y económicas, así como cambios en el paisaje.

El Perú por su ubicación presenta dos tipos de fuentes sismogénicas (Figura 6.1):

- Sismos interplaca, son los que están asociados directamente al contacto de dos placas, y el Perú se ubica en una zona de margen continental activo (subducción) donde la Placa Oceánica se introduce por debajo de la Placa Continental. Este proceso se comporta como una megafalla activa que llega a generar sismos con magnitudes superiores a 8° (Chile 1960, M9.5°; Indonesia 2004, M9.3°); los efectos cosísmicos vienen a ser los tsunamis (Ej. Camaná-Arequipa, 2001), fenómenos de remoción en masa (Ej. Yungay-Áncash, 1970) y licuefacción de suelos (Ej. Pisco-Ica-Chincha, 2007).
- Sismos intraplaca o corticales, a diferencia de los sismos interplaca, estos se dan dentro de una placa tectónica (Placa Sudamericana) debido a la reactivación de fallas geológicas, pueden provocar hasta sismos de 7.5°. El área de influencia no es extensa como los sismos interplaca, esta depende de la magnitud, la litología y la distancia al epicentro, pero al ser en su mayoría sismos superficiales generan grandes daños, deformaciones y roturas del terreno, al igual que movimientos en masa (Ej. Quiches, Áncash, 1947) y licuefacción de suelos o asentamientos y actividad volcánica.

### 6.2 PROCESOS GEOLÓGICOS DETONADOS POR SISMOS INTERPLACA

Nuestro país, por encontrarse en el cinturón de fuego del Pacífico, presenta una intensa actividad sísmica, debido principalmente a la subducción (Figura 6.1).

Los sismos de grandes magnitudes con epicentros frente a las costas peruanas generan como efecto secundario principal olas de tsunamis; también producen procesos de remoción en masa y licuefacción y/o asentamiento de suelos.

#### Tsunami

Se trata de una serie de olas que se forman al ser empujadas con violencia por una fuerza con desplazamiento vertical, se generan por un sismo de gran magnitud (mayor a 7 Mw con epicentro en el mar e hipocentro menor a 60 km) o una violenta alteración en la superficie oceánica, lo que provoca el movimiento de una gran masa de agua que se propaga en todas las direcciones; esta masa de agua puede llegar a la costa con gran altura y provocar efectos destructivos como pérdida de vidas y daños materiales (Figura 6.2).

La nutrida historia de tsunamis que han azotado las costas del Perú nos recuerda que estos eventos son fiel reflejo de procesos tectónicos (Figura 6.3); desde la existencia de la costa peruana han existido los tsunamis y aplicando la misma teoría es posible asegurar que seguirán ocurriendo por millones de años más (Atwater *et al.*, 1999). Es así que inundaciones producidas en nuestro país han alcanzado alturas de hasta 20 metros sobre el nivel del mar y generado la destrucción de extensas áreas y la pérdida de vidas humanas (Kulikov *et al.*, 2005; Okal *et al.*, 1999, 2006). Esta constante amenaza se traduce en un riesgo permanente para los asentamientos humanos localizados en el borde costero en el Perú y el mundo.



Figura 6.1 Tipos de sismos en un margen continental activo (zona de subducción). 1) Se observa el mapa del Perú y la zona de subducción. Al sur del Perú se hicieron dos secciones: AB y CD, que explican la generación de los sismos interplaca e intraplaca, respectivamente. 2) La sección AB corta perpendicularmente la subducción y la Cordillera de los Andes. El block diagrama explica la generación de los sismos interplaca debido al proceso de subducción donde la Placa Oceánica se introduce por debajo de la Placa Sudamericana. Los sismos, de acuerdo a su profundidad (hipocentro), pueden ser sismos superficiales, intermedios y profundos. 3) El block diagrama explica la generación de los sismos son superficiales con respecto a la profundidad.



Figura 6.2 Etapas de un tsunami generado por causas tectónicas. La etapa de generación de un maremoto inicia con la deformación del fondo oceánico, sismo en la zona de subducción. Luego en la etapa de propagación se da la formación de ondas gravitacionales que se propagan en todas las direcciones, se observa que a mayor profundidad mayor es la velocidad de la ola; al acercarse a la costa la velocidad desciende, pero las olas aumentan ya que la profundidad disminuye llegando a medir hasta varios metros de altura que inundan grandes extensiones de costas dependiendo de su morfología.



Figura 6.3 Ubicación de epicentros que generaron tsunamis (puntos rojos) y tsunamis históricos (puntos amarillos) entre los años 1513-2001 (tomado de Benavente *et al.*, 2015).

Las estadísticas indican que el Perú y Chile son los países que sufren más terremotos y erupciones volcánicas por kilómetro cuadrado en todo el planeta. De acuerdo a Lockridge (1985), solo si se considera el siglo XX, uno de cada tres tsunamis en el océano Pacífico se origina en la costa peruana.

Uno de los recientes tsunamis que azotaron las costas peruanas, producto de un sismo con epicentro en el mar peruano, fue el tsunami de Camaná.

#### Tsunami en Camaná: 23 de Junio de 2001

El 23 de junio de 2001, a las 15:33 hora local, ocurrió un sismo de magnitud 8.2 Mw, con epicentro en 16.15° S, 74.4° W, 82 km al noroeste del distrito de Ocoña, departamento de Arequipa (Figura 6.4).

El sismo generó un tsunami que golpeó el sur del Perú, las localidades afectadas fueron desde el norte de Chala hasta el sur de Moquegua. La ola de tsunami llegó a medir hasta 6 metros de altura y produjo inundaciones de un kilómetro en Camaná (Figura 6.5), dejando un resultado de 60 pérdidas

humanas, 30 personas desaparecidas, importantes modificaciones morfológicas en la costa y millones de dólares en pérdidas materiales (cultivos e infraestructura). Los informes de la Dirección de Hidrografía y Navegación indicaron que en otros puntos del mundo se observaron olas de diferentes alturas producidas por el sismo de Camaná: 2.57 m en Arica (Chile), 0.7 m en Hilo (Hawái), 0.24 m en Sandpoint (Alaska), 0.55 m en Nueva Zelanda y 0.5 m en Hanasaki (Japón).



Figura 6.4 Sismo del 23-06-2001, se muestra el área de influencia y las líneas de intensidad del movimiento sísmico (tomado de Benavente *et al.*, 2015).



Figura 6.5 Se observa en color celeste el área de inundación del último tsunami (23 de junio de 2001), donde la ola presentó una altura de 6 m y alcanzó una máxima línea de inundación de un kilómetro. El área de color amarillo muestra la zona de máxima inundación por tsunamis anteriores (modificado de Proyecto INDECI-PENUD, 2003).



Fotografía 6.1 Vista de vivienda de material noble destruida por el tsunami, al sur de Camaná.

La Dirección de Hidrografía y Navegación indicó que tanto al norte de Ocoña como al sur de Matarani la altura del tsunami no sobrepasó el nivel de pleamar. Cabe mencionar que el tsunami impactó la costa en el momento en que la marea alcanzaba su nivel más bajo. La propagación transoceánica del tsunami se registró en los mareogramas de Hawái, Japón, Australia, Nueva Zelanda y Chile, con alturas entre 5 y 20 cm. En el mareograma del Callao, la ola de tsunami registró una altura de 40 cm.

#### **Observaciones post-tsunami**

La evaluación post-tsunami concluyó que el movimiento sísmico y las gigantescas olas dañaron más de 2000 edificaciones, la mayoría de estas quedaron prácticamente destruidas por la fuerza del agua (Fotografía 6.1 y Fotografía 6.2). Además, quedaron afectadas 2000 ha de tierras de cultivo existentes en el valle de Camaná.

Los testimonios de pobladores que vivieron directamente el fenómeno coinciden en indicar que después del terremoto tres oleajes avanzaron en una secuencia de acometidas y retiradas (flujo y reflujo), el tercero fue el que ocasionó mayores daños.

Asimismo, la llegada de la primera oleada estuvo precedida por un «retroceso» previo del mar, que ocurrió entre 15 a 20 minutos después del terremoto, la altura de la ola bordeó los 6 metros. La fuerza de llegada de las olas vino en forma cruzada u oblicua en dirección a la costa del sur y norte.

La playa sur de Camaná, que comprende los sectores de El Chorro, Chira, La Punta y Cerrillos, fue el sector más afectado en cuanto a



Fotografía 6.2 Zanja en donde se encontró material de construcción (yeso) a 0.40 m de profundidad con relación a la superficie. El material de construcción fue transportado varios cientos de metros de su origen (tomado de Benavente *et al.*, 2015).

daños materiales y vidas humanas (Fotografía 6.3), debido a que el poder destructivo de la ola de tsunami estuvo favorecido por las condiciones topográficas y de fricción del suelo en su avance a tierra, es decir, son de pendiente suave y no presentan accidentes, lo que facilitó la acción de las olas. Aquí la inundación del primer y tercer oleaje alcanzó la misma altura tierra adentro y tuvo como límite la carretera Panamericana. El segundo oleaje avanzó en cotas inferiores a las anteriores.

En la playa central, en el sector La Calderona, el oleaje desarrolló una franja de inundación que alcanzó los dos kilómetros tierra adentro, coincidente con terrenos bajos, de cota negativa, que facilitaron un avance considerable de las aguas marinas a proximidades cercanas a la población urbana del Cercado Bajo de Camaná. Si bien los efectos destructivos fueron de menor intensidad, la llegada de los oleajes primero y tercero fueron similares, ya que inundó tierra adentro en mayor proporción, mientras que, en el segundo oleaje, la inundación fue comparativamente menor.

En la playa norte desde Jaguay, Santa Elizabeth, Santa Mónica y Saranda, los daños se encuentran referidos a inundaciones sobre terrenos de cultivo, debido a que gran parte de la franja próxima a la línea de playa presenta una topografía ondulada con promontorios de arena y otros accidentes menores que se extienden a lo largo de ella, así como canales de riego, los que atenuaron la energía de los oleajes. El avance de los oleajes contrasta con los anteriores, ya que el primero alcanzó a inundar en el orden de los 100 m de la línea de playa y desapareció en las inmediaciones de la desembocadura del río. Luego, el segundo inundó entre 500 y 700 m tierra adentro y, finalmente, el tercero alcanzó a inundar terrenos entre 900 y 1200 m tierra adentro.

Jaffe et al. (2003) observaron depósitos sedimentarios del tsunami. En la mayoría de los lugares donde se produjo la inundación significativa, la identificación de depósitos fue bastante simple cuando recubrían una superficie preexistente conocida de textura distinta, como suelos agrícolas (La Quinta, Playa Jahuay) y fue difícil cuando el material subyacente era arena de la playa similar tanto en textura como en visualización.

La identificación de los depósitos de tsunami se basa en varios criterios que incluye las diferencias de tamaño de grano y color. En estos depósitos el tamaño de grano generalmente es decreciente y presenta *rip-up* (piezas de material de sedimento subyacente arrastrado por el tsunami). La base del depósito erosiona las estructuras subyacentes y una capa de mineral pesado puede estar presente en la base.

El depósito de tsunami en La Quinta recubrió un suelo agrícola. Una fina capa de barro divide el depósito en dos capas distintas. Una tapa de barro también cubre la superficie del depósito. La clasificación normal es claramente visible en la capa inferior (Fotografía 6.4).



Fotografía 6.3 La línea de inundación en playa la Chira está marcada por una línea de escombros y un cambio de color en la ladera por encima de la playa. El más alto nivel medido (8.2 m) fue a lo largo de este tramo de playa (fotografía tomada de Jaffe *et al.*, 2003).



Fotografía 6.4 Depósito de tsunami, cubre una capa de barro en Pampa Grande (tomada de Jaffe et al., 2003).

### 6.3 PROCESOS GEOLÓGICOS DETONADOS POR SISMOS INTRAPLACA

Los sismos intraplaca se dan en continente, son conocidos como sismos corticales, los efectos cosísmicos más comunes producidos por estos movimientos son los fenómenos de remoción en masa y de licuefacción y/o asentamiento de suelos.

#### 6.3.1 Fenómenos de Remoción en Masa

Los eventos sísmicos, dependiendo de la magnitud, generan variados tipos de procesos de remoción en masa entre los que destacan los deslizamientos, los desprendimientos de roca y suelo (derrumbes), las extensiones o desplazamientos laterales de suelos por falta de confinamiento lateral, etc.

Keefer (1984) señala, con relación a la magnitud del sismo, que las caídas y los deslizamientos de rocas son detonados con magnitudes locales de 4.0 MI y las avalanchas con magnitudes locales de 6.0 MI. En función de la intensidad sísmica, otros autores concluyen que la intensidad mínima para generar caídas es VI; para deslizamientos, desplazamientos laterales y flujos es VII; la intensidad más baja para cualquier movimiento en masa es una intensidad de IV. Por tanto, la *magnitud e intensidad* son los parámetros más usados en estas relaciones.

González de Vallejo *et al.* (2002) indican que una de las causas más frecuentes de daños asociados a terremotos son los movimientos en masa, aunque se requiere que la intensidad sea alta para que estos tengan lugar. Según datos empíricos, por debajo

de la intensidad VIII no se han apreciado deslizamientos importantes. Algunos de los factores a considerar en la estimación de la susceptibilidad frente a los movimientos en masa por terremotos son los siguientes:

- Laderas inestables o en condiciones precarias de estabilidad previas al terremoto.
- Pendientes elevadas.
- Suelos de baja resistencia o de estructura metaestable (suelos expansibles, suelos colapsables, etc.).
- Escarpes rocosos con riesgo de desprendimientos.

Pero un terremoto de gran magnitud no solo provoca derrumbes graves, también influye en la intensidad de los deslizamientos inducidos por lluvias posteriores debido al debilitamiento cosísmico del material de sustrato (Dadson *et al.*, 2004; Lin *et al.*, 2004 y Lin *et al.*, 2006). Muchos estudios se han centrado en la identificación y descripción de los deslizamientos de tierra cosísmicos (Keefer, 1984, 1999 y 2000; Harp *et al.*, 1991; Jibson *et al.*, 1994; Harp & Jibson, 1996; Khazai & Sitar, 2004; Sato *et al.*, 2007 y Parker *et al.*, 2011), y su intensidad se sabe que se correlaciona bien con la magnitud del sismo y la distancia al epicentro (Keefer, 1994 y 2002; Rodríguez *et al.*, 1999 y Meunier *et al.*, 2007). Sin embargo, el tiempo de un terremoto puede afectar a los deslizamientos inducidos por lluvia subsiguientes.

Liu et al. (2013) indican que investigar el impacto de un terremoto en los deslizamientos de tierra inducidos por lluvias posteriores
requiere una serie de inventarios de deslizamientos cerca de la zona de epicentro, así como los correspondientes registros de precipitaciones de largo periodo de duración. Pero algunos estudios iniciales (Inoue, 1995; Parise & Wasowski, 1999; Lin *et al.*, 2006 y Koi *et al.*, 2008) trataron de realizar un seguimiento de la intensidad de los deslizamientos de tierra en una escala regional, después de un terremoto, para ver sus efectos temporales, pero la relación cuantitativa es incierta (Lin *et al.*, 2008 y Hovius *et al.*, 2011).

En conclusión, el efecto de los terremotos en la generación de deslizamientos posteriores se da influenciado por lluvia, pero existe una incertidumbre en la proporción, ya que es difícil separar el impacto de un terremoto y la precipitación pues actúan al mismo tiempo y posterior al evento, también se debe tener en cuenta el tipo de litología, el nivel freático, el grado de fracturamiento y tener la aceleración máxima de la roca y/o suelo (PGA) y así el impacto del terremoto puede variar con el tiempo.

# Inducidos por sismicidad

Arequipa presenta deslizamientos activos de gran importancia y con potencialidad de peligro, los cuales fueron inducidos por sismicidad además de las características intrínsecas, como son los deslizamientos de Maca, Lari y Madrigal en el valle del Colca (Fotografía 6.5); también podrían estar relacionados los deslizamientos o avalanchas de rocas antiguas, no históricas, de Chuquibamba y Cotahuasi, a actividad sismovolcánica.

Zavala *et al.* (2009) indican que el deslizamiento de Maca tiene un avance progresivo desde 1990, luego de ocurrir un sismo. De igual manera, los deslizamientos de Lari y Madrigal ocurrieron por eventos sísmicos. García, W. (1966) señala que en marzo de 1963 ocurrió un deslizamiento en el cerro Quehuisa, al norte de Madrigal,

y un derrumbe en el mismo Madrigal que fueron detonados por un sismo.

Estos importantes deslizamientos a lo largo del valle del Colca tuvieron como detonante principal a los sismos, pero también se suman otros factores que influyen a la inestabilidad, como son la incompetencia del material (depósitos lacustres), la influencia de aguas subterráneas y la infiltración de las precipitaciones pluviales, lo que origina una saturación del terreno, la acción erosiva o el socavamiento del río Colca y la actividad antrópica (alteración de taludes por construcciones de carreteras y canales).

#### 6.3.2 Procesos de Licuefacción

La licuefacción de suelos es un proceso observado en situaciones donde la presión de poros es tan elevada y las partículas que lo componen pierden la resistencia al corte, el terreno también pierde su capacidad soportante. Debido a la gran cantidad de agua intersticial que presentan estos suelos, las presiones intersticiales son tan elevadas que un sismo, una carga dinámica o la elevación del nivel freático, pueden aumentarlas, llegando a anular las tensiones efectivas. Esto motiva que las tensiones tangenciales se anulen, comportándose el terreno como un **pseudolíquido**.

González de Vallejo *et al.* (2002) definen este término como la posibilidad de que una zona quede afectada por un determinado proceso, expresada en diversos grados cualitativos y relativos. Depende de factores que controlan o condicionan la ocurrencia del proceso, que pueden ser intrínsecos a los propios materiales geológicos o externos. También define **suelos licuables**, como aquellos «Suelos con contenido arenolimoso, en estado saturado, al experimentar esfuerzos cortantes anómalos y rápidos, permiten un aumento de las presiones intersticiales (por falta de drenaje),



Fotografía 6.5 Deslizamiento de Madrigal (valle del Colca), este deslizamiento fue inducido por sismicidad. A este detonante se suman otros factores que contribuyen a la inestabilidad de la zona, como son el tipo de litología (depósitos inconsolidados - lacustres) y la presencia de agua (nivel freático superficial).

en que la resistencia al corte desaparece y el material se comporta como líquido, dando lugar a movimientos verticales y horizontales de su masa, que se traducen en deslizamientos, o en grandes asientos». De acuerdo con González de Vallejo et al. (2002), el fenómeno de la licuefacción, como también es conocido, provoca el fallo en las cimentaciones, rotura de taludes y deslizamientos. Los suelos susceptibles a perder parte de su resistencia ante acciones dinámicas son las arenas finas y poco o nada consolidadas, las arenas y limos mal graduados. Otra de las condiciones necesarias para que tenga lugar la licuefacción es que el nivel freático esté alto, cerca de superficie, y que el grado de compactación sea bajo, equivalente a valores N de SPT inferior a 20 golpes.

De acuerdo con la observación de zonas afectadas por licuefacción, esta tiene lugar en las siguientes circunstancias:

 Sismos con magnitud igual o superior a 5.5° con aceleraciones superiores o iguales a 0.2 g.

- Por debajo de 15 m de profundidad no se han dado licuefacciones.

 En la mayoría de los casos donde se han observado licuefacciones, el nivel freático estaba a poca profundidad, inferior a 3 m; por debajo de 5 m la susceptibilidad de licuefacción es muy baja.

Franz Sauter (1989) opina que el estado de licuefacción se presenta únicamente en suelos saturados y poco densos, como arenas y las arenas limosas sin consolidar. En su libro *Fundamento de Ingeniería Sísmica* (1989), define la licuefacción del suelo como la «Transformación de suelos granulares saturados y poco consolidados, por ejemplo, arena, en una masa con propiedades de un líquido o fluido debido a la vibración del terreno causada por un sismo».

De igual manera, Rico & Del Castillo (1988) manifiestan que el fenómeno de licuación de suelo consiste en la pérdida rápida de resistencia al esfuerzo cortante, temporal o definitivo. Tal pérdida conduce al colapso a cualquier estructura civil edificada sobre o hecha de un material que entre en licuación.

## Descripción de la licuefacción

La licuefacción es un fenómeno en el cual la estructura del sedimento queda desorganizada durante un espacio muy corto de tiempo (unos segundos) perdiéndose el contacto entre clastos, como consecuencia de la llegada de las ondas sísmicas de cizalla cíclicas a la superficie (Figura 6.6). Estos serían los procesos de licuefacción sísmicamente inducidos «SIL» (Amick *et al.*, 1990). Como consecuencia, el estrato deja de comportarse como un sólido y toma un estado viscoso, con comportamiento líquido. A este mecanismo se le llama liquidización (*liquidization*) y su producto se denomina sedimento liquidizado (*liquidized sediments*, Allen, 1982). Rodríguez-Pascua (2005) indica que es necesario un sedimento detrítico (H<sub>2</sub>), como la arena, que no esté consolidado, que esté saturado en agua y que esté sellado por una capa suprayacente impermeable o no licuefactable (H<sub>1</sub>) «como una arcilla». Sin estas características no es posible la licuefacción, y esta se genera siempre con magnitudes mayores a 5° (Atkinson et al., 1984; Thorson et al., 1986; Scott y Price, 1988; Audemard y De Santis, 1991; Papadopoulos y Lefkopoulos, 1993; Obermeier, 1996). Durante el momento sísmico (a) se desarrolla el esfuerzo de cizalla (t) en H<sub>a</sub>. Como resultante de esta formación de cizalla (t), los clastos dejan de estar en contacto entre sí durante un breve espacio de tiempo, generándose la licuefacción. Al resedimentarse estos clastos, se reduce la porosidad en H<sub>2</sub> y, por tanto, se produce un aumento de presión intersticial y pérdida de agua. El agua desplazada forma una interface de agua entre H, y H, Asu vez, la licuefacción se ve favorecida ante un aumento previo de la presión hidrostática, que anula el esfuerzo de confinamiento efectivo, estas condiciones determinan que la ruptura de la capa impermeable superior sea inevitable (Allen, 1982). Superada la presión confinante debido a la presión intersticial, se produce la extrusión brusca del agua que asciende hacia niveles superiores donde la presión es menor. El ascenso del agua arrastra las partículas de arena generándose la fluidización del sedimento. La morfología de las estructuras resultantes de los procesos de licuefacción y fluidización pueden variar significativamente de unas a otras. Esto es debido a que en su génesis entran en juego factores como la estratigrafía local, presentando múltiples morfologías, como los famosos volcanes de arena (Figura 6.6 y Fotografía 6.6).

En la licuefacción, el volumen se mantiene constante y no hay un ingreso de fluidos externos al sistema. Por el contrario, en la fluidización 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 si sola, alcanza para provocar el colapso de la estructura y ascenso del material fluidizado (Schmitt, 1991).

Los suelos más susceptibles a procesos de licuefacción son aquellos depósitos jóvenes inconsolidados (producidos durante el <u>Holoceno</u>, en los últimos 10 000 años) de arenas y sedimentos de tamaño de partículas similares, que se encuentran en capas de más de un



Figura 6.6 Esquema sintético evolutivo de la génesis de los fenómenos de licuefacción y fluidización, responsables de la formación de sismitas. Modificado de Allen (1982), Owen (1987), Amick et al. (1990), Obermeier (1994) y Rodríguez-Pascua (2005).



Fotografía 6.6 Formación de volcán de arena, en el sector de Cabeza de Toro y Chongos (margen derecha del valle de Pisco) donde se observan las huellas dejadas por los fluidos. Sismo de Pisco 2007.

metro de espesor, y con un alto contenido de agua (saturadas). Estos depósitos, por lo general, se presentan en los lechos de ríos, playas o zonas litorales, dunas, y áreas donde se han acumulado arenas y sedimentos arrastrados por el viento o cursos de agua.

Los suelos susceptibles a procesos de licuefacción o fluidización los podemos dividir de acuerdo a ciertos criterios:

Según el criterio geológico los suelos susceptibles a procesos de licuefacción son:

- Depósitos fluviales, aluviales, lacustres, coluviales y eólicos.
- Abanicos aluviales y de playas (depósitos marinos).
- Depósitos recientes.
- Los rellenos.
- Suelos saturados.

Según el criterio de composición del suelo, los suelos susceptibles a licuefacción son:

- Suelos granulares.
- Limos y arenas finas.
- -Arcillas.
- Suelos mal gradados.
- Suelos con partículas redondeadas.

Según el criterio del estado del material, los suelos susceptibles a licuefacción son:

- Suelos poco densos.
- Suelos muy porosos.
- Suelos muy sueltos.
- Suelos poco resistentes.

Tomando los criterios antes mencionados, en la región Arequipa los lugares más susceptibles a procesos de licuefacción se identifican en sectores con diferentes depósitos recientes e inconsolidados.

Algunos de estos lugares son los que se encuentran a lo largo del litoral peruano (Ocoña, Camaná, Mollendo, Punta de Bombón) que presentaron evidencias de fluidización (volcanes de arena) luego del sismo de Pisco (2007); también son susceptibles a licuefacción de suelos y/o asentamientos los sectores de Majes, Sihuas, Vítor, La Joya, Chalhuanca, el valle del Colca, Caylloma, Angostura, el valle inferior del río Tambo, las zonas con nivel freático superficial en la ciudad de Arequipa, etc.

Aparte de los procesos de licuefacción se observan agrietamientos en el terreno, hundimientos o asentamientos, los *lateral spreading* y las estructuras *roll-over* (Fotografía 6.7).

Los depósitos que se formaron por represamientos de diferente origen, en este caso los lacustres, son los que guardan un registro importante de eventos sísmicos que ocurrieron en el pasado, donde



Fotografía 6.7 Estructuras tipo roll-over producto de la licuefacción de suelos (Zavala et al., 2009).

se observan los fenómenos de licuefacción y fluidización denominados también estructuras sedimentarias, como estructuras *ball and pillow, sismitas, slump,* etc.

Lugares que conservan estos registros son los depósitos lacustres; en la región Arequipa se observan particularmente en el valle del Colca (Grupo Colca), Aguada Blanca (depósitos lacustres Aguada Blanca), Chiguata (Formación Chiguata) y en el cañón de Cotahuasi (depósitos lacustres Cotahuasi).

Otros procesos asociados a licuación de suelos por el movimiento vibratorio característico de las ondas sísmicas son las fracturas y grietas en el terreno.

Estos rastros de deformación ocurren en modo simultáneo al evento sísmico, son el producto de la liberación de energía y la respuesta de las ondas sísmicas a los materiales (suelo o roca) de origen natural o antrópico (rellenos o terraplenes mal compactados); por lo general, se ubican en áreas muy cercanas a la falla geológica que produjo el sismo (Fotografía 6.8).

# 6.4 MAPA DE AMENAZA SÍSMICA

El 25 de abril de 2015 sucedió un sismo (terremoto) de 7.8° que sacudió a Nepal, Bangladesh, India y otros países, dejando un balance de 1400 muertos; este evento queda en la historia por sus efectos devastadores. Sin embargo, la historia señala que Nepal fue afectado por sismos mucho peores como el ocurrido en enero de 1934, con una magnitud de 8.1° que causó la muerte de 10 700 personas.

Al igual que el sismo de Nepal, muchos terremotos en el mundo tuvieron un efecto considerable (implicancia), generando caos y destrucción; los sismos a nivel mundial son considerados como los principales fenómenos naturales generadores de grandes pérdidas de vidas humanas y económicas (Cuadro 6.1 y Figura 6.7).

Por estas razones, el principal objetivo es evaluar la amenaza o peligrosidad sísmica debido a la reactivación de una falla geológica, y con ello predecir o pronosticar el comportamiento de los fenómenos potencialmente dañinos o, en su defecto, tener una idea de la probabilidad de ocurrencia de dichos fenómenos para diferentes magnitudes (Máxima Magnitud Probable) en diferentes escenarios.



Fotografía 6.8 Fracturas y grietas en el terreno inducidos por sismicidad. a) Se observa una grieta que atraviesa un terreno de cultivo en el sector de Cusibamba Bajo (Paruro), generado en el sismo de Paruro-Cusco, en setiembre 2014 (Delgado *et al.*, 2014). b) Se evidencian agrietamientos en terreno por efectos de sismo de Cabanaconde-Areguipa, en julio 2013.

	Mayor terremoto del año				Evento del año con mayor número de víctimas				
Año	Fecha Dd/Mm	Magnitud	Víctimas	Lugar	Fecha Dd/Mm	Magnitud	Víctimas	Lugar	
1990	16/07	7.7°	1 621	Isla Luzón, Filipinas	20/06	7.4°	50 000	Irán	
1991	22/04	7.6°	75	Costa Rica	19/10	6.8º	2 000	Norto do India	
1551	22/12	7.6°	0	Islas Kuriles	13/10	0.0	2 000	Nonce de India	
1992	12/12	7.8°	2 519	Región Flores, Indonesia	12/12	7.8°	2 519	Región Flores, Indonesia	
1993	08/08	7.8°	0	Sur Islas Marianas	29/09	6.2°	9 748	India	
1994	04/10	8.3°	11	Islas Kuriles	20/06	6.8°	795	Colombia	
1005	30/07	8.0°	3	CA Antofagasta, Chile	16/01	6.00	5530	Kohe Janán	
1335	09/10	8.0°	49	Costas Jalisco, México	10/01	0.9	5550	Коре, зароп	
1996	17/02	8.2°	166	Región Irian Java, Indonesia	03/02	6.6°	322	Región Yunnan, China	
1007	14/10	7.8°	0	Sur Islas Fiji	10/05 7.3°	7 30	1 572	Norte de Irán	
1331	05/12	7.8°	0	Costa E Kamchatka		1072	Nonte de li dif		
1998	25/03	8.1°	0	Región Islas Ballenas	30/05	6.6°	4 000	Fr Afganistán-Tajikistán	
1999	20/09	7.7°	2 297	Taiwán	17/08	7.6°	17 118	Turquía	
2000	16/11	8.0°	2	Región Nueva Irlanda, PNG	04/06	7.9°	103	Sur de Sumatra, Indonesia	
2001	23/06	8.4°	138	CA Sur Perú	26/01	7.7°	20 023	India	
2002	03/11	7.9°	0	Región Alaska Central	25/03	6.1°	1 000	Afganistán-Hindu Kush	
2003	25/09	8.3°	0	Región Hokkaido, Japón	26/12	6.6°	31 000	Sureste de Irán	
2004	26/12 0.10	26/12	26/12 0.19	227 808	W CA Norte de Sumatra,	26/12	0 10	227 808	W CA Norte de Sumatra,
2004	20/12	5.1	227 030	Indonesia	20/12	5.1	227 000	Indonesia	
2005	28/03	8.6°	1 313	Norte de Sumatra, Indonesia	08/10	7.6°	80 361	Cachemira, N Pakistán	
2006	15/11	8.3°	0	Islas Kuriles, Rusia	26/05	6.3°	5 749	Java, Indonesia	
2007	12/09	8.5°	25	Sur de Sumatra, Indonesia	15/08	8.0°	514	Cerca Costa Central de Perú	
2008	12/05	7.9°	87 587	Eastern Sichuan, China	12/05	7.9°	87 587	Este de Sichuan, China	
2009	29/09	8.1°	192	Región Islas Samoa	30/09	7.5°	1 117	Sur de Sumatra, Indonesia	
2010	27/02	8.8°	547	CA Región del Maule, Chile	12/01	7.0°	316 000	Región central Haití	
2011	11/03	9.0°	20 352	Costa Este de Honshu, Japón	11/03	9.0°	20 352	Costa este de Honshu, Japón	
2012	11/04	8.6°	0	Oeste Costa Norte Sumatra	06/02	6.7°	113	Región Negros-Cebu, Filipinas	

Cuadro 6.1 Estadísticas de sismos y víctimas (1990-2012)

Fuente: http://www.sismo24.cl/500sismos/720sisnumeros2011-0000.html



Figura 6.7 Desastres que generan pérdidas económicas. Se muestra que los terremotos son los desastres que generan mayores pérdidas económicas a nivel mundial. Fuente: Banco Mundial, 2012.

De este modo, se logra una apreciación del riesgo en zonas de influencia de amenazas, si se destinan estas para usos que implican niveles de vulnerabilidad alta (uso habitacional o grandes obras como aeropuertos, presas e hidroeléctricas).

Existen trabajos en todo el mundo donde se proponen metodologías para la elaboración de mapas de amenaza o peligrosidad, como por ejemplo en China (Xu Ch. *et al.*, 2012; Liu J.G. *et al.*, 2012); Turquía (Alparslan E. *et al.*, 2008 ; Yilmaz I., 2009); Pakistán (Kamp U. *et al.*, 2008), entre otros.

Benavente *et al.* (2013) plantean una metodología aplicada a nuestro territorio, cuyo resultado es generar mapas de amenaza o mapas de peligrosidad, donde se tengan identificadas las fuentes sismogénicas (fallas activas) cuya reactivación sea representada en un mapa de aceleración sísmica (peligro sísmico), que viene a ser el factor importante para generar este tipo de mapas.

La caracterización de las fallas geológicas nos permite conocer qué fallas geológicas son potencialmente activas y qué magnitud tendría el sismo de producirse una reactivación de estas. En la región Arequipa se identificaron 16 fallas y se las distribuyó en seis áreas de trabajo (Figura 6.8), debido a su influencia para generar escenarios de peligrosidad y a la importancia por encontrarse rodeadas de ciudades y centros poblados. La metodología usada para cada escenario parte de realizar la caracterización de la falla, calcular la máxima magnitud posible del sismo que generaría la reactivación de esta y elaborar el mapa de aceleración sísmica. Luego generamos el análisis de la susceptibilidad (susceptibilidad a movimientos en masa y susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos tomando en cuenta su respuesta ante sismos). Posterior a ello, utilizando un sistema de información geográfica (SIG), superponemos ambos mapas, obteniendo así el mapa de peligrosidad (peligrosidad a movimientos en masa y peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos) detonados por la reactivación de una falla.

#### Caracterización de Fallas Activas y la Aceleración Sísmica

La sismicidad y los procesos inducidos son una gran amenaza en todo el sector andino, ya que ocasionan daños económicos notables en infraestructura y pérdidas en vidas humanas. La caracterización y evaluación de la amenaza sísmica en una región se basa en el conocimiento espacio-temporal de la sismicidad que registran los instrumentos o de la información histórica y de las estructuras consideradas fuentes sismogénicas. Ello requiere información sobre la localización, recurrencia y magnitud de los terremotos registrados en la historia sísmica de una región y en el pasado prehistórico. Las redes sismológicas y los registros históricos proveen



Figura 6.8 Se observa la distribución de las 16 fallas en seis áreas de trabajo, donde se realizará el análisis de la peligrosidad (mapa de peligrosidad a movimientos en masa y mapa de peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos; ambos detonados por sismos).

información acerca de la ubicación y magnitud de los terremotos, sobre los cuales existen testimonios orales o escritos de diversa índole. Sin embargo, la evaluación de la amenaza sísmica de una región también debe tomar en cuenta y tratar de responder las siguientes interrogantes:

- a) ¿La capacidad sismogeneradora de una región o estructura, se encuentra adecuadamente representada por el intervalo temporal cubierto por los catálogos de sismicidad histórica e instrumental, o pudieron haber ocurrido en épocas prehistóricas con crisis sísmicas mayores?
- b) ¿La ausencia actual de sismicidad o la sismicidad moderada de una región o sector, implican necesariamente una amenaza sísmica poco significativa?
- c) ¿Se puede estimar con un aceptable margen de seguridad el potencial sísmico de una región, utilizando solamente el catálogo sísmico?

Para una mejor aproximación a las implicancias de estas preguntas, debe considerarse que las fallas están sometidas a un «ciclo sísmico». El mismo define un orden de magnitud temporal durante el cual una estructura o sistema acumula energía de deformación elástica, que en casi todos los casos se libera de modo repentino y origina un terremoto. Dicho ciclo presenta una amplia variabilidad temporal, ya que en ambientes de bordes de placa o en fallas con importante tasa de movimiento (>10 mm/año), este periodo puede abarcar 50 a 500 años; mientras que en regiones de intraplaca o en estructuras con tasas de movimiento bajas (<0,1 mm/año), el mismo es generalmente mayor de 1000 años. Este aspecto destaca que la ventana temporal provista por la sismicidad histórica e instrumental (no mayor de 500 años en América), es insuficiente para estimar el real potencial sismogénico y la amenaza asociada de la gran mayoría de las fuentes sismogénicas andinas.

Por lo tanto, es necesario estudiar las evidencias de crisis sísmicas que pudieron haber ocurrido en épocas anteriores al registro histórico, provistas por las huellas que los terremotos han dejado en el registro geológico. Es por esta necesidad que para la evaluación de los parámetros sismogénicos de fallas activas por una escasa disponibilidad de información sísmica instrumental e histórica, se recurre al registro geológico, cuyo análisis se basa en investigaciones neotectónicas y paleosismológicas.

El enfoque geológico tiene la ventaja de permitir la evaluación de las deformaciones tectónicas acumuladas durante un periodo definido; en el contexto sismotectónico andino, se considera que las estructuras con antecedentes sísmicos durante el Cuatemario (<2.5 millones de años), son las que concentran mayores posibilidades de generar movimientos sísmicos futuros. Este intervalo, sin duda, comprende varias veces los periodos de recurrencia de las estructuras con potencial sismogénico. Consecuentemente, el conocimiento de las mismas es relevante para una correcta tipificación del potencial sísmico en una región.

Existe amplio consenso en la comunidad científica, sobre la base de datos empíricos, de que los terremotos de magnitud M>6.5 y profundidades menores de 30 km producen comúnmente deformaciones en la superficie topográfica (Slemmons, 1977; Wallace, 1981; Bonilla, 1988; McCalpin, 1996; Wells & Coppersmith, 1994; Yeats *et al.*, 1997 y otros). De estas deformaciones resultan evidencias que pueden preservarse en la morfología del terreno y también en el arreglo y composición de los materiales aledaños a la zona de deformación.

El análisis de dichas evidencias mediante técnicas multidisciplinarias, incluyendo geología estructural, geomorfología, sedimentología y métodos de datación, constituyen el campo de estudio de la neotectónica y de la paleosismología (Wallace, 1981, 1986; Yeats & Schwartz, 1990; Yeats & Prentice, 1996; McCalpin, 1996; Yeats *et al.*, 1997; Meghraoui & Crone, 2001 y otros). Esta información permite estimar la variable de recurrencia y magnitud de eventos prehistóricos (paleomagnitud sísmica) y, por lo tanto, posibilita reconstruir el registro sísmico prehistórico.

#### Caracterización de las fallas activas en la región Arequipa

El conocimiento a nivel mundial demuestra que las fallas generadoras de actividad sísmica se rompen solamente a lo largo de ciertos tramos de su extensión total durante un evento sísmico importante; a estos tramos se les denomina segmentos de falla; los cuales podrían tener su propia historia sísmica y podrían estar definidos por barreras de tiempo fijos.

La caracterización de una falla geológica se basa principalmente en investigaciones neotectónicas y paleosismológicas; donde lo primero a analizar es la geometría y cinemática de la falla, y su influencia en el modelado del relieve. Después de realizar una evaluación neotectónica es necesario realizar trincheras para hacer un análisis paleosismológico, que mediante dataciones ayuda a determinar la duración de los ciclos sísmicos de las fallas o segmentos de falla, el desplazamiento cosísmico, la velocidad de desplazamiento promedio, la segmentación de fallas, la magnitud y recurrencia de sismos históricos y prehistóricos. Todo este procedimiento se complementa con métodos geofísicos, tales como la tomografía eléctrica y MT (magnetotelúrico).

Esta caracterización realizada a las fallas es vital para la caracterización de la amenaza sísmica. Ello complementa la información sismológica (instrumental e histórica) que tiene una ventana de tiempo muy corta que llega a cubrir algunos centenares de años, y en muchos casos, permite obtener mejores aproximaciones en el conocimiento del potencial sísmico regional. Puede evitar, asimismo, subestimaciones de la capacidad sismogeneradora derivadas del uso de información con corta penetración temporal.

La compilación cartográfica y el inventario de las deformaciones cuaternarias y activas realizadas en la región Arequipa es una tarea ineludible para cualquier acción referente al ordenamiento territorial, estudios de microzonificación sísmica o cualquier iniciativa de conocimiento y mitigación de la amenaza sísmica.

De las fallas geológicas descritas en el capítulo III «Neotectónica, tectónica activa y Paleosismología», se eligieron 16 fallas catalogadas potencialmente activas (Cuadro 6.2) para generar 16 escenarios de peligro sísmico. Estas fallas se eligieron tomando en cuenta la cercanía a ciudades y centros poblados, los cuales se verían afectados.

#### Cálculo de magnitudes máximas posibles

Realizada la caracterización de una falla geológica por investigaciones neotectónicas y paleosismológicas, podremos determinar los segmentos con actividad reciente a través de evidencias de rupturas en superficie que se encuentran conservadas o con ayuda de trincheras que nos indican la actividad de la falla, o dicho de otra forma, muestran el historial sísmico. Estas rupturas están relacionadas con la magnitud de paleosismos.

Wells & Coppersmith (1994), sobre la base de parámetros publicados de un gran número de terremotos conocidos en el mundo, incluyendo sismos ocurridos en Perú, determinan un método para calcular la magnitud máxima posible del sismo producido por una falla, a través de ecuaciones empíricas que relacionan la ruptura máxima (MD) o la ruptura promedio (AD) y la magnitud del sismo.

Área	Falla	Тіро	Dirección	Longitud (km)	Buzamiento	Ruptura promedio (m)
	Falla Trigal	Normal	O-E	16.539	75 S	0.45
	Falla Solarpampa	Normal	O-E	21.884	75 S	0.45
	Falla Madrigal	Normal	NO-SE	9.884	70 S	0.5
1	Falla Maca (segmento oeste)	Normal	O-E	9.234	75 S	0.8
	Falla Maca (segmento este)	Normal	NO-SE	8.086	75 S	0.5
	Falla Maca (segmentos este- oeste)	Normal	0-E	17.319	75 S	0.75
2	Falla Aguada Blanca	Normal	NO-SE	31.852	70 SO	0.5
2	Falla Arequipa (segmento este)	Normal	NO-SE	26.785	43 NE	1
3	Falla Caylloma	Inversa	NO-SE	16.267	68 NE	1
Ū	Falla Condoroma	Inversa	NO-SE	17.797	68 NE	0.5
	Falla Pampacolca	Normal	NO-SE	37.076	75 SO	0.5
	Falla Chuquibamba (segmento oeste)	Normal	NO-SE	28.418	70 SO	1
4	Falla Chuquibamba (segmento este)	Normal	NO-SE	25.805	70 SO	0.5
	Falla Chuquibamba (segmentos este-oeste)	Normal	NO-SE	54.222	70 SO	0.75
5	Falla Morro Camaná	Inversa	NO-SE	22.826	50 NE	1
6	Falla Sicera	Inversa	NO-SE	37.547	64 NE	1

Cuadro 6.2 Características de las fallas utilizadas para generar escenarios de peligro sísmico

Magnitud momento en función de la longitud de ruptura máxima:

Magnitud momento en función de la longitud promedio de ruptura:

	M = a + b x log(MD)(1)		M = a + b x log(AD)(2)
Fallas normales:	M = 6.61 + 0.71 x log(MD)	Fallas normales:	M = 6.78 + 0.65 x log(AD)
Fallas inversas:	M = 6.52 + 0.44 x log(MD)	Fallas inversas:	M = 6.64 + 0.13 x log(AD)
Fallas de rumbo:	M = 6.81 + 0.78 x log(MD)	Fallas de rumbo	M = 7.04 + 0.89 x log(AD)

En el presente estudio utilizamos la segunda relación para calcular la máxima magnitud posible que generaría la falla, de producirse una reactivación (Figura 6.9).



Figura 6.9 Magnitudes (Mw) máximas posibles halladas a partir de la ecuación empírica propuesta por Wells & Coppersmith (1994), para generar los escenarios de peligro sísmico en 16 fallas propuestas. En el eje X, se muestra la magnitud máxima posible. En el eje Y, el listado de fallas distribuido por áreas de trabajo. Las etiquetas en negrita indican la ruptura promedio para cada falla.

# Aceleración sísmica (Mapa de peligro sísmico – Hazard map)

Como parte fundamental para realizar el análisis de peligrosidad, es importante calcular la aceleración sísmica generada por la reactivación de una falla geológica con evidencia en superficie (ruptura superficial). Esta sección presenta los fundamentos teóricos de la metodología y los resultados preliminares del estudio de amenaza sísmica en las regiones próximas a las fallas propuestas en el Cuadro 6.2, ubicadas en la región Arequipa.

Para calcular los mapas de aceleración sísmica se han empleado las curvas de atenuación, que están expresadas en ecuaciones matemáticas, las cuales fueron ampliamente desarrolladas por diferentes autores en el mundo, con la finalidad de estudiar los efectos de los terremotos en zonas sísmicamente activas a partir de catálogos locales y mundiales. En tal sentido, las curvas de atenuación representan la relación entre los efectos de un terremoto en un sitio con respecto a la magnitud del sismo y la distancia epicentral (García, 2006).

Los efectos del terremoto son cuantificados por medio de los parámetros del movimiento del terreno. Estas relaciones se desarrollan mediante análisis estadísticos, realizados a un gran número de registros, obtenidos en regiones con diferentes características geológicas.

Se empleó el modelo empírico desarrollado por Abrahamson & Silva, 2007; que se muestra en el proyecto *Next Generation Attenuation* (NGA) *Models* del grupo *Pacific Earthquake Engineering Research Center* (PEER)<sup>1</sup>.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> 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).

# Modelo de atenuación Abrahamson & Silva, 2007 (NGA)

Es un modelo empírico del movimiento del terreno en la componente horizontal de los sismos superficiales, producidos por fallas corticales (Abrahamson & Silva, 1997).

Es aplicable para sismos con magnitudes (Mw) entre 5 y 8.5 que ocurran a una distancia epicentral menor a 200 km y periodos espectrales de entre 0 y 10 segundos (Abrahamson & Silva, 2008). En la ecuación intervienen diferentes parámetros como el tipo de suelo representado por el valor de la  $V_{\rm S30}$  y por 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, además de factores como el tipo de falla y la geometría de la falla. Acontinuación, se presenta la ecuación general para el cálculo del movimiento medio del suelo desarrollado por Abrahamson & Silva (2008):

- Modelo base (f<sub>1</sub>): Es la ecuación base del modelo, y es la misma desarrollada por los autores en 1997 (Abrahamson & Silva, 1997); se calcula a partir de los parámetros de la magnitud y la distancia epicentral.
- Modelo para hanging wall (f<sub>4</sub>): Representa la influencia de la ubicación del punto estudiado respecto del lado de la línea de proyección de la falla, se considera un efecto mayor cuando se encuentra del lado de la pared colgante de la falla y un efecto menor cuando se encuentra del otro lado.
- Modelo para respuesta del sitio (*f<sub>s</sub>*): Esta función es importante porque representa los valores de 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<sub>S30</sub>, V<sub>LIN</sub>, las cuales se definen como las velocidades de la onda de corte en las capas superficiales del suelo.

 $\ln Sa(g) = f_1(M, R_{rup}) + a_{12}F_{RV} + a_{13}F_N + a_{15}F_{AS} + f_5(PGA_{1100}, V_{530})$  $+ F_{HW}f_4(R_{jb}, R_{rup}, R_x, W, dip, Z_{top}, M) + F_{RV}f_6(Z_{top})$  $+ (1 - F_{FR})f_7(Z_{top}) + f_8(R_{rup}) + f_{10}(Z_{10}, V_{530})$ 

En donde los valores indican:

- M : magnitud momento (Mw).
- R<sub>rup</sub> : distancia de ruptura (km).
- R<sub>ib</sub> : distancia Joyner-Boore (km).
- R<sub>x</sub> : distancia horizontal en km desde el frente de la proyección del plano de ruptura.
- Z<sub>top</sub> : profundidad al tope del plano de ruptura (km).
- F<sub>RV</sub> : indicador para una falla inversa.
- $F_{N}$  : indicador de falla normal.
- $F_{AS}$  : indicador para sismo de tipo réplica.
- F<sub>HW</sub> : indicador para sitio ubicado en *hanging wall* de la falla.
- dip : ángulo de buzamiento de la falla.
- V<sub>S30</sub> : velocidad de la onda de corte sobre los 30 metros de profundidad (m/s).
- Z<sub>10</sub> : profundidad en metros de Vs=1 km/s en el sitio de cálculo.

PGA<sub>1100</sub>: promedio de la aceleración pico (g) para V<sub>S30</sub> = 1100m/s.

W : longitud del ancho de ruptura (km).

Para las funciones representadas por  $f_1$ ,  $f_4$ ,  $f_5$ ,  $f_6$ ,  $f_7$ ,  $f_8$ ,  $f_{10}$  y  $R_{rup}$ ,  $R_{ib}$ ,  $R_x$  se definen de la siguiente forma:

- Modelo para la profundidad del tope del plano de ruptura (f<sub>6</sub> y f<sub>7</sub>): Se incluye este elemento porque estudios como el de Somerville & Pitarka (2006) demuestran que hay una diferencia sustancial en el movimiento del suelo por efecto de la profundidad del tope del plano de falla. Es así que mientras mayor es la magnitud del sismo el tope del plano de ruptura es muy superficial, y cuando las magnitudes son menores entonces el tipo de plano de ruptura en más profundo.
- Modelo para las distancias largas (*f<sub>g</sub>*): Se incluye una variable que modela el efecto del movimiento del suelo para distancias largas (>100 km) donde los catálogos sísmicos están incompletos, sobre todo para registros de sismos de magnitudes bajas (M=4-5). La variable a partir de la cual se realiza el modelamiento es *R<sub>rup</sub>* que se define como la distancia al plano de ruptura.
- Modelo para la profundidad del suelo ( $f_{10}$ ): Para modelar el efecto que producen los diferentes espesores de cada suelo se incluye la variable  $Z_{1,0}$  que significa la profundidad a la cual se encuentra un suelo más consistente con una velocidad de las ondas de corte de 1.0 km/s.
- Parámetros de recorrido de la onda sísmica (R<sub>rup</sub>, R<sub>jb</sub>, R<sub>x</sub>): Para el modelo empleado se requiere calcular parámetros que representen la propagación de la energía sísmica en función de la distancia recorrida por las ondas sísmicas desde la fuente del sismo hasta el sitio de interés. Es así que se emplean diferentes variables que dibujan la geometría de la falla y las distancias

fundamentales respecto del punto de interés (Figura 6.10). Se definen estas variables como:  $R_{rup}$ , distancia más corta desde el plano de ruptura al punto de interés;  $R_{jp}$ , 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. Todas estas distancias varían sustancialmente en función de la ubicación del punto de interés por lo que es necesario emplear diferentes ecuaciones para calcularlas.

#### Parámetros iniciales

Realizamos el cálculo de los mapas de aceleración sísmica en la región Arequipa para sismos producidos por 16 fallas (Cuadro 6.2). En tal sentido, se ha tratado de acopiar toda la información disponible para realizar los modelos correspondientes.

A continuación, se presentan los parámetros más importantes usados en el modelamiento sísmico para calcular las aceleraciones sísmicas en la región Arequipa:

# -Catálogo sísmico

Este elemento viene a ser quizás el más crítico en los cálculos, ya que no se tiene un catálogo completo que describa de manera real la sismicidad en la zona de estudio; el principal problema radica en que los sismos son de carácter local y, al no haber una red sísmica con una buena cobertura azimutal, las localizaciones y magnitudes no son precisas.

Sin embargo, se ha tomado el catálogo histórico instrumental del IGP, además de ello se tienen evidencias, de acuerdo a estudios paleosismológicos que se hicieron a las fallas estudiadas. Como ejemplo del trabajo que se realiza para cada falla en función al catálogo sísmico, se tiene el realizado a la falla Trigal.

Con esos datos se graficó el histograma de la sismicidad en el tiempo (Figura 6.11), donde se muestra la magnitud de los eventos en función del tiempo; si bien es cierto, la sismicidad que se describe en el gráfico no es homogénea, esta podría definir una sismicidad periódica.

-Características de las fallas estudiadas

En el Cuadro 6.3 se exponen las características para las 16 fallas en estudio.



Figura 6.10 Representación gráfica de la geometría de la falla y las distancias que se emplean para calcular la dispersión de la energía en función del recorrido de las ondas sísmicas (modificado de Kaklamanos, 2010).



Figura 6.11 Histograma con la ocurrencia de los sismos vs. la magnitud para la falla Trigal-Cabanaconde.

4			Dirección	Longitud	Buzamiento	Ruptura	
Area	Falla	Тіро		(km)		promedio	Magnitud
						(m)	
	Falla Trigal	Normal	O-E	16.539	75 S	0.45	6.55
	Falla Solarpampa	Normal	O-E	21.884	75 S	0.45	6.55
	Falla Madrigal	Normal	NO-SE	9.884	70 S	0.5	6.58
1	Falla Maca (segmento oeste)	Normal	O-E	9.234	75 S	0.8	6.71
	Falla Maca (segmento este)	Normal	NO-SE	8.086	75 S	0.5	6.58
	Falla Maca (segmentos este- oeste)	Normal	0-E	17.319	75 S	0.75	6.69
2	Falla Aguada Blanca	Normal	NO-SE	31.852	70 SO	0.5	6.58
2	Falla Arequipa (segmento este)	Normal	NO-SE	26.785	43 NE	1	6.78
3	Falla Caylloma	Inversa	NO-SE	16.267	68 NE	1	6.64
5	Falla Condoroma	Inversa	NO-SE	17.797	68 NE	0.5	6.6
	Falla Pampacolca	Normal	NO-SE	37.076	75 SO	0.5	6.58
	Falla Chuquibamba (segmento	Normal	NO-SF	28.418	70 SO	1	6.78
	oeste)			201110			
4	Falla Chuquibamba (segmento	Normal	NO-SE	25 805	70 SO	0.5	6.58
	este)	Nonnai	NO OL	20.000	1000	0.0	0.00
	Falla Chuquibamba (segmentos	Normal	NO-SE	54 222	70 SO	0.75	6 69
	este-oeste)			• ··		0.10	0.00
5	Falla Morro Camaná	Inversa	NO-SE	22.826	50 NE	1	6.64
6	Falla Sicera	Inversa	NO-SE	37.547	64 NE	1	6.64

Cuadro 6.3 Características de las fallas geológicas estudiadas en el presente capitulo

#### -Modelo de sismicidad

Con el catálogo sísmico, se evaluó el modelo de la sismicidad de las 16 fallas para la región Arequipa. Se generó un gráfico con la distribución del número de eventos versus la magnitud en escala logarítmica, tomaremos de ejemplo la Falla Trigal (Figura 6.12). En términos generales, la aproximación lineal de los datos mostrados en el gráfico debería satisfacer la ecuación:

$$Log N = a - bM$$

En tal caso, la sismicidad estaría descrita por el modelo Gutenberg-Richter (Gutenberg & Richter, 1944); sin embargo, para nuestro catálogo existen evidencias de grandes eventos con periodos de recurrencia mayores que modifican la tendencia al final de la recta (Figura 6.12), es así que la discusión respecto a la aproximación de la recta se centra en los últimos puntos del gráfico. Un argumento que explica esta tendencia es que el tiempo entre grandes terremotos es generalmente inactivo, excepto el tiempo en el que se dan los sismos precursores, réplicas y sismicidad de baja energía. Este concepto se refiere comúnmente al modelo de sismicidad característico (Wesnousky, 1994).

### -Distribución de tipo de suelos

Los suelos no se distribuyen homogéneamente en la superficie

debido a irregularidades topográficas y a espesores variables de los sedimentos, que en un mismo emplazamiento pueden llegar a ser muy distintos, unos de otros, yendo desde los poco cohesivos hasta los extremadamente plásticos, algunos muy porosos saturados de agua y otros fuertemente alterados, que pueden condicionar la ocurrencia de fenómenos de amplificación, resonancia e incluso la licuefacción en un emplazamiento; por esto se deben tener en cuenta las condiciones locales de geología y ubicación espacial respecto a la falla.

Según lo anterior, pese a los considerables avances realizados en las últimas décadas, en la simulación y modelado teórico de la respuesta del sitio, la forma empírica para enfrentar la inclusión de dicho efecto en las ecuaciones de movimiento fuerte sigue en desarrollo.

La razón principal es la falta de información geológica y geotécnica sobre la respuesta de un emplazamiento frente a un evento sísmico, así como la dificultad para incluir la diversidad de efectos posibles.

Debido a esto, se elaboró una clasificación de las litologías presentes (Cuadro 6.4), con base en los estudios realizados por Thompson & Silva (2013), Wills & Clahan (2006), Narciso *et al.* (2012) y Luzi *et al.* (2011), de manera cuantitativa en función de la velocidad de las ondas de corte (parámetro Vs30).



Figura 6.12 Falla Trigal. Distribución del número de eventos (círculos rojos) versus la magnitud. El área sombreada representa el terremoto característico que se espera de esta falla. El círculo azul es la magnitud calculada en este estudio.

# Cuadro 6.4

Clasificación de acuerdo a las condiciones litológicas de sitio según la velocidad de las ondas de corte (Vs30). Tomado y modificado de Thompson & Silva (2013), Wills & Clahan (2006), Narciso *et al.* (2012) y Luzi *et al.* (2011)

Vs30	Descripción
180.00	Depósitos de suelos medianamente sueltos a no cohesivos (con o sin algunas capas cohesivas suaves) o
100.00	suelo ligeramente cohesivo.
209.00	Depósitos aluviales del Cuaternario (Holoceno). Considerando aluvión mayor de 30 m.
236.00	Aluviones en zonas de finos del Cuaternario (Holoceno).
244.50	Aluviones, lodo, arenas, arcilla, limo y las dunas de arena (Holoceno).
302.00	Depósitos de arena del Cuaternario (Pleistoceno).
	Sedimentos eólicos.
	Sedimentos calcáreos biológicos.
	Sedimentos en zonas costeras de grano fino a medio.
300.00	Sedimentos eólicos, en su mayoría de loess.
309.00	Material orgánico rico en lodo y turba.
	Materiales residuales desarrolladas en aluvial.
	Sedimentos de playa.
	Sedimentos lacustres.
387.00	Depósitos aluviales del Cuaternario (Pleistoceno).
390.00	Unidades de lutitas y limolitas de Neógeno (Mioceno y Plioceno).
455.00	Depósitos aluviales del Neógeno al Cuaternario (Plioceno-Pleistoceno).
	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.
E1E 00	Sedimentos coluviales y el material residual.
515.00	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
566.00	Areniscas del Cretáceo.
609.00	Unidades volcánicas del Paleógeno y Neógeno.
748.00	Rocas ígneas del Cretáceo.
782.00	Pizarras, rocas volcánicas y areniscas ligeramente metamorfizadas.
812.50	Rocas ígneas y metamórficas.
1425.00	Calizas, calizas margosas, dolomitas, conglomerados y areniscas del Mesozoico y Paleógeno.
2000.00	Rocas volcánicas basálticas y andesíticas.
2000.00	Rocas volcánicas riolíticas.

Para identificar el tipo de suelo o roca en función de la unidad geológica de cada sitio y realizar un mapa litológico (Cuadro 6.4) se empleó la carta geológica 1/100 000, comparando con los cuadros propuestos por Thompson & Silva (2013), Wills & Clahan (2006), Narciso *et al.* (2012) y Luzi *et al.* (2011) se pudo obtener un cuadro de velocidad de ondas de corte (Vs30) para el presente trabajo.

# Resultados

Para el procesamiento de datos se usaron *scripts*<sup>1</sup>, desarrollados en el lenguaje de programación Python, con las librerías de código abierto SciPy, implementando el cálculo y evaluación de los parámetros de entrada, los que en primera instancia son procesados a partir de la caracterización geológica-estructural de la falla y del área de interés, así como las ecuaciones del modelo de atenuación anteriormente descrito.

Para dicho proceso se debe crear primeramente una grilla de puntos entre 100 y 500 m de distancia entre puntos, dependiendo de la escala y el tamaño del área a analizar. En el caso de la región Arequipa, según las áreas de estudio anteriormente seleccionadas, se creó una grilla de puntos de 120 m de distancia entre estos, dichos puntos deben contener información litológica y ubicación espacial (coordenadas x, y). En el caso de los trazos de falla, la grilla deberá ser entre 30 y 90 m de distancia entre puntos, los mismos que solo guardarán información espacial.

Posteriormente, mediante los *scripts* anteriores, se procede a realizar el cálculo de los parámetros de distancias y las aceleraciones para periodos entre 0.1 y 10 segundos.

Los resultados representan la aceleración máxima horizontal del suelo (PGA) en el punto estudiado, para un evento de magnitud M, que es la máxima encontrada o reportada para cada falla. Entonces, en función a los parámetros considerados en el cálculo, los valores de los resultados están sujetos a la ubicación espacial de los puntos respecto de la falla y al tipo de litología local. Los resultados calculados muestran un interesante comportamiento de los valores de máxima aceleración en las zonas circundantes a las fallas. Tomando en cuenta los rangos de aceleración sísmica de la *Zonificación Sísmica del Perú (2014)* y la *Norma E.030 de diseño sismorresistente de edificios del Perú (2014)*, se reclasificaron en cinco rangos de aceleración (Cuadro 6.5) para los 16 mapas de aceleración sísmica (Figuras 6.13 al 6.28); la morfología en cada uno de los escenarios delimita las zonas de mayor aceleración sísmica, próximas a las fallas y en zonas donde la litología representa un factor amplificador del movimiento del suelo.

Acele	Grado			
<0.1		Muy baja		
0.1-0.25		Baja		
0.25-0.35		Media		
0.35-0.45		Alta		
>0.45		Muy alta		

Cuadro 6.5 Grados de aceleración sísmica

En cada escenario se observan aceleraciones altas que pasan por ciudades y centros poblados, lo que indica que estos serían afectados.

Por otro lado, cabe resaltar que los cálculos hechos para cada una de las fallas geológicas son un ensayo teórico de la aceleración media del suelo en la región Arequipa frente a un evento sísmico de máxima magnitud, de manera que se toman estos resultados como referencia, pudiéndose optimizar o ajustar las variables de entrada con estudios específicos (microzonificación) como el tipo de suelos.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> El script es un documento que contiene instrucciones, escritas en códigos de un lenguaje de programación, que ejecuta diversas funciones en el interior de un programa de computador.











**ÁREA 1: FALLA MADRIGAL** 



Figura 6.15 Aceleración sísmica para 6.58 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Madrigal. Área de trabajo 1.





231

Figura 6.16 Aceleración sísmica para 6.71 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Maca segmento oeste. Área de trabajo 1.





Figura 6.17 Aceleración sísmica para 6.58 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Maca segmento este. Área de trabajo 1.





5.91

Figura 6.18 Aceleración sísmica para 6.69 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Maca segmento oeste-este. Área de trabajo 1.

























Figura 6.24 Aceleración sísmica para 6.78 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Chuquibamba segmento oeste. Área de trabajo 4.





Figura 6.25 Aceleración sísmica para 6.58 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Chuquibamba segmento este. Área de trabajo



**ÅREA 4: FALLA CHUQUIBAMBA SEGMENTO OESTE-ESTE** 

Figura 6.26 Aceleración sísmica para 6.69 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Chuquibamba segmento oeste-este. Área de trabajo 4.













Realizado el mapa de aceleración sísmica para las diferentes fallas, se observa que las aceleraciones fuertes y muy fuertes pasan por ciudades y centros poblados; recordemos que en nuestro territorio la mayoría de estos lugares se encuentran rodeados por cerros, o se encuentran emplazados sobre materiales poco consolidados (depósitos aluviales); la litología de las rocas o depósitos inconsolidados responde de diferente forma al paso de las ondas sísmicas, los cuales generarían fenómenos de remoción en masa (deslizamientos, derrumbes, caída de rocas, etc.) y procesos de licuación de suelos, asentamientos, hundimientos y grietas en el terreno<sup>1</sup>.

## Análisis de la Susceptibilidad

# Generalidades

La susceptibilidad es la probabilidad de que una zona sea afectada por un determinado proceso geológico (movimientos en masa o movimientos de ladera y procesos de licuefacción). Los factores que controlan o condicionan la ocurrencia de los procesos geodinámicos pueden ser intrínsecos o externos.

Ayala *et al.* (2002) indican que los mapas de susceptibilidad constituyen herramientas valiosas y necesarias para la prevención y mitigación de desastres naturales y la planificación territorial.

Si bien los mapas de susceptibilidad identifican áreas potenciales donde se pueden generar peligros naturales, en estos no figura la totalidad de zonas que serán afectadas, ni predicen cuándo ocurrirán los procesos. Además, se debe considerar que los límites de susceptibilidad señalados son referenciales y no valores absolutos (Fidel *et al.*, 2006).

Para este estudio, se realizaron dos análisis de susceptibilidad: el primero relacionado con la *susceptibilidad a los movimientos en masa* y el segundo a la *susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos*, dado que los depósitos cuaternarios (fluviales, aluviales, lacustres, coluviales, etc.) son aún depósitos inconsolidados.

# Susceptibilidad a los Movimientos en Masa

Para el análisis de la susceptibilidad a los movimientos en masa se tiene que contar con los siguientes mapas factores: pendiente de terreno, geomorfología, litología y cobertura vegetal y uso de suelo. El método usado es un modelo heurístico de combinación de factores (Carrara *et al.*, 1995), donde se realiza la superposición de los

mismos, para de esta manera establecer el grado de susceptibilidad en función de los pesos asignados para cada uno de los factores; los mapas son superpuestos con la ayuda de un Sistema de Información Geográfica (SIG), que permite el análisis automático de los datos y el establecimiento de base de datos asociada.

# a) Mapas factores (variables)

De acuerdo a lo observado en campo, a cada mapa factor se le asigna un peso (porcentaje %), este valor representa cuánto influye la unidad en la generación de los movimientos en masa tomando también en cuenta que los movimientos en masa sean inducidos por sismicidad. Los pesos asignados para cada mapa factor se muestran en el Cuadro 6.6.

Variable	Símbolo	Pesos %	Pesos
Pendiente del terreno	Р	40	0.4
Geomorfología	G	30	0.3
Litología	L	20	0.2
Cobertura vegetal y uso de suelo	CV	10	0.1
To	tal	100%	1

Cuadro 6.6 Ponderación de variables temáticas

Cada mapa factor y sus unidades se analizan de manera independiente de acuerdo al grado de susceptibilidad a la ocurrencia de movimientos en masa. El rango de los valores usados en las ponderaciones va de 1 a 5 para identificar con facilidad el grado de susceptibilidad, el valor 1 significa una susceptibilidad «muy baja» y 5 una susceptibilidad «muy alta». A continuación, se presenta el análisis de cada mapa factor:

#### -Pendiente

La variable de pendiente de terreno es considerada un parámetro importante en la evaluación de todo tipo de procesos de movimientos en masa, por ello diversos autores consideran a esta variable como fundamental (Aguilar & Mendoza, 2002; Restrepo & Velásquez, 1997; Mora & Vahrson, 1994; Van Westen & Terlien, 1996). La calificación de los intervalos de pendiente para las seis áreas de trabajo se ha realizado de acuerdo a la disposición frente

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Es por eso que se realizan los mapas de peligrosidad. Primero se hace el análisis de la susceptibilidad, así obtendremos los mapas de susceptibilidad a movimientos en masa y los mapas de susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos, luego se les superpone el detonante que viene a ser el sismo, expresado como mapa de aceleración sísmica, y ayudándonos con un Sistema de Información Geográfica (SIG) obtenemos los mapas de peligrosidad por movimientos en masa y peligrosidad por procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos, ambos detonados por sismo. Nota del autor.

a los movimientos en masa y la probabilidad de la ocurrencia de estos inducidos por sismicidad. De esta forma, las áreas con menor pendiente son poco susceptibles a los movimientos en masa, pero pueden ser afectados por eventos producidos en zonas adyacentes de mayor pendiente. Tomando el criterio de clasificación para la pendiente de terreno, los valores asignados se muestran en el Cuadro 6.7.

# Cuadro 6.7 Valoración de clases de pendiente de terreno con relación al análisis de susceptibilidad a movimientos en masa

Rango de pendientes	Clase	Comentario	Valor
< 5°	Muy baja	Donde es muy poco probable que se generen peligros de remoción en masa.	1
5° - 15°	Baja	Áreas poco susceptibles a movimientos en masa.	2
15° - 35°	Media	Conforman relieves moderados, inclinados, sus laderas son susceptibles a presentar movimientos en masa.	3
35° - 45°	Alta	Conforman relieves muy susceptibles a 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,	5

# -Geomorfología

Goudie *et al.* (1981) consideran que las unidades geomorfológicas son resultado de la acción de los diferentes procesos geológicos. Para esto se ha tomado en cuenta los aspectos de altura relativa de los terrenos, la litología y las estructuras asociadas, geoformas de acumulación de diferente origen con incidencia directa en la estabilidad de vertientes o laderas (pendiente de terreno). Todas las unidades identificadas se han valorado según su susceptibilidad a generar movimientos en masa por precipitaciones pluviales y/o inducidos por sismicidad. En el Cuadro 6.8 se presenta dicha calificación.

# Cuadro 6.8

Valoración de las unidades geomorfológicas con relación al análisis de susceptibilidad a los movimientos en masa

Тіро	Unidad geomorfológica	Valor		
	Altiplanicie aluvial	2		
Altinlaniaios	Altiplanicie sedimentaria	2		
Anipianicies	Meseta ignimbrítica	2		
	Meseta volcánica lávica	2		
	Montaña con cobertura glaciar (montaña glaciar)	5		
	Montaña en roca intrusiva	4		
	Montaña en roca metamórfica	4		
	Montaña en roca sedimentaria			
	Montaña en roca volcánica			
	Montaña en roca volcánico-sedimentaria	3		
Montañas	Montaña estructural en roca sedimentaria	4		
	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 volcánico-sedimentaria	3		
	Montañas y colinas estructurales en roca sedimentaria	4		
	Complejo volcánico	2		
	Caldera v olcánica	4		
	Cono de escoria monogenético	2		
Volcánicos	Domo volcánico			
VOICALIICOS	Estratovolcán	4		
	Superficie con flujo piroclástico	3		
	Superficie con flujo piroclástico disectado	3		
	Coladas o campo de lavas basalto-andesíticas	3		
Glasieros	Morrenas	4		
Glaciales	Valle glaciar	2		
	Colina en roca metamórfica	2		
	Colina en roca sedimentaria	2		
	Colina en roca volcánica	2		
	Colina en roca volcánico-sedimentaria	2		
	Colina estructural en roca sedimentaria	3		
Colinas y	Colina estructural en roca volcánico-sedimentaria	2		
lomadas	Colina o lomada piroclásticas	2		
	Colina y lomada disectada en roca intrusiva	3		
	Colina y lomada disectada en roca sedimentaria	2		
	Colina y lomada disectada en roca volcano-	2		
	sedimentaria			
	Colina y lomada en roca intrusiva	2		

# ... continuaciòn

#### Cuadro 6.8

Valoración de las unidades geomorfológicas con relación al análisis de susceptibilidad a los movimientos en masa

Тіро	Unidad geomorfológica	Valor
	Colina y lomada en roca metamórfica	2
	Colina y lomada en roca sedimentaria	2
	Colina y lomada en roca volcánica	2
Colinas v	Colina y lomada en roca volcano-sedimentaria	2
lomadas	Colina y lomada estructural en roca sedimentaria	2
1011101000	Colina y lomada ignimbrítica	2
	Colina y lomada volcanoclástica asociada a una	2
	avalancha volcánica (Hummocks)	2
	Lomada en roca volcánica-sedimentaria	2
	Ladera de montaña en roca intrusiv a	3
	Ladera de montaña en roca metamórfica	4
Laderas	Ladera de montaña en roca sedimentaria	3
	Ladera de montaña en roca volcánica	3
	Ladera de montaña en roca volcánica-sedimentaria	3
	Vertiente coluvial de detritos	4
	Vertiente con depósito de deslizamiento	5
	Vertiente glacial o de gelifracción	4
	Vertiente glaciofluvial	4
	Vertiente o piedemonte aluvial	
Vertientes	Vertiente o piedemonte aluvio-lacustre	2
	Vertiente o piedemonte aluvio-torrencial (proluvial)	2
	Vertiente o piedemonte coluvio-deluvial	4
	Vertiente o piedemonte volcanoclástica	2
	Vertientes de detritos poligénica (Vertiente de detritos	4
	indiferenciadas)	4
	Terraza alta aluvial	2
	Terraza aluvial	2
Terrazas	Terraza fluvial	2
	Terraza indiferenciada	2
	Terraza marina	2
	Llanura o planicie costera	2
	Llanura o planicie inundable (terraza aluvial inundable)	2
	Abanico de piedemonte	2
Llanuras	Faja litoral	1
	Campo de dunas	1
	Mantos de arena	1
	Bofedales	2
Lagunas	Laguna y cuerpos de agua	0

# -Litología

Es considerada como factor condicionante debido a su influencia en la generación de movimientos en masa. Para ponderar las unidades litológicas se analizaron las propiedades geológicas y geotécnicas como el tipo y composición de la roca, el tipo de fracturamiento, grado de meteorización y calidad de roca. En el Cuadro 6.9 se muestra la relación de las unidades litológicas y los valores asignados de acuerdo al grado de susceptibilidad que presenta cada unidad a generar movimientos en masa.

#### - Cobertura vegetal y uso de suelo

Las unidades de cobertura vegetal y uso de suelo se han valorado de acuerdo al comportamiento de cada unidad frente a la ocurrencia de movimientos en masa o a la respuesta ante indicios de sismicidad. El Cuadro 6.10 presenta los valores asignados a cada una de las unidades identificadas para las seis áreas de trabajo.

## b) Mapa de susceptibilidad a movimientos en masa

El mapa de susceptibilidad se obtiene en grados de susceptibilidad, los que se calculan a partir del análisis de los valores obtenidos de las interacciones entre los mapas factores (pendiente, geomorfología, litología y cobertura vegetal y uso de suelo), con ayuda de un Sistema de Información Geográfica (ArcGIS 10.1), empleando la siguiente ecuación:

$$SMM = \frac{n S_{P}(PVP) + n S_{G}(PVG) + n S_{L}(PVL) + n S_{C}(PVC)}{n N_{P}}$$

En donde los valores indican:

- SMM : Susceptibilidad a los movimientos en masa.
- $US_{p}$  : Sumatoria de susceptibilidad de la variable Pendiente.
- $\mathbf{\hat{U}} \mathbf{S}_{\mathbf{G}}$  : Sumatoria de susceptibilidad de la variable Geomorfología.
- $\bigcup_{i=1}^{n} S_{L}$  : Sumatoria de susceptibilidad de la variable Litología.
- PVP : Peso de la variable Pendiente.
- PVG : Peso de la variable Geomorfología.
- PVL : Peso de la variable Litología.
- PVC : Peso de la variable Cobertura Vegetal.
- ${\stackrel{\,\,{}_{\scriptstyle U}}{U}}N_{_{P}}$  : Número de parámetros.

Este análisis se realizó para las seis áreas de trabajo tomando en cuenta los cuatro mapas factores: pendiente, geomorfología, litología y cobertura vegetal y uso de suelo (Figuras 6.29 a 6.34). Obteniendo así los mapas de susceptibilidad a movimientos en masa (Figuras 6.35 a 6.40), con los siguientes grados de susceptibilidad.
المزماميا	Códi	Códi Denominación con ítico		
Unidad	go	Denominación genetica	Valor	
	I-1	Depósitos residuales		
	I-2	Depósitos fluviales	1	
	I-3	Depósitos proluviales	1	
	1-4	Depósitos coluviales	4	
	I-5	Depósitos lacustrinos	1	
DEPOSITOS	I-6	Depósito glaciar	1	
INCONSOLID	I-7	Depósitos volcánicos   B Depósitos biogénicos		
ADOS	I-8			
	I-9	Depósitos químicos	2	
	I-10	Depósitos eólicos	1	
	I-11	Depósitos marinos	1	
	I-12	Depósitos antropógenos	1	
	I-13	Depósitos aluviales	1	
	11-1	Granitos, monzogranitos	3	
ROCAS	11-2	Adamelitas, granodiorítas	3	
	11.3	Dioritas, tonalitas, meiodioritas,		
IN INUSIVAS	11-5	gabrodiorita, gabro	5	
	11-4	Pórfidos, hipabisales	3	
ROCAS	-1	Tobas y piroclastos ácidos	2	
VOLCÁNICAS	111-2	-2 Secuencia lávica básica		
	IV-1	Tobas y lavas dacíticas y		
50040		traquiandesíticas intercaladas con	3	
RUCAS		areniscas, lutitas conglomerados		
VOLCANO-	IV-2	Tobas y brechas basálticas, lavas y		
SEDIMENIARI		tobas andesítica intercaladas con	3	
AS		areniscas, limolitas, lutitas v		
		condomerados		
		Calizas lutitas carbonosas limoarcillitas		
	V-1		3	
		y maigas		
	V-2	Arenisca y lutita	4	
	V-3	Lodolita, limolita y limoarcillita	3	
ROCAS	V-4	Lutitas	3	
SEDIMENTARI	V-5	Conglomerados, areniscas, lodolitas,	5	
AS		límoarcillitas y lutitas	Ľ	
	V-6	Cuarcitas y areniscas	3	
		Lutitas, margas y calizas en menor		
	V-7	proporción	3	
	V 0		<u> </u>	
ROCAS	V-Ö	Call2as macizas	3	
			3	
	VI-Z		4	
AS	vi-3		3	
AGUA	U	Agua-Lagos-Lagunas	0	

Cuadro 6.9 Valoración de las unidades litológicas con relación al análisis de susceptibilidad a los movimientos en masa

## Cuadro 6.10

Valoración de las unidades de cobertura vegetal y uso de suelo con relación al análisis de susceptibilidad a movimientos de masa

Unidad	Código	Valor
Bosque relicto	Bral	3
Matorral arbustivo	Ма	2
Pajonal altoandino	Pj	2
Agricultura costera y	Agri	2
Plantación forestal	PF	1
Bofedal	Во	3
Glaciar	GI	2
Periglaciar	Ар	2
Lomada	Lo	2
Desierto costero	D	1
Minería	Mi	3
Ciudad	Ciu	1
Lago y laguna	Lag	0

## Grados de susceptibilidad

Los grados de susceptibilidad a movimientos en masa van de zonas con muy baja susceptibilidad hasta zonas con muy alta susceptibilidad a generar fenómenos de remoción en masa; la descripción de cada grado de susceptibilidad se realizó analizando las seis áreas de trabajo en global:

 Muy baja susceptibilidad. Corresponde 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 más; incluye peligro de inundaciones.

En el mapa de susceptibilidad a movimientos en masa se muestran las zonas de muy baja susceptibilidad en color verde claro.

 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. 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 (huaycos, avalanchas de rocas, avalanchas de detritos), o movimientos complejos (deslizamientos-flujos, derrumbe-flujos).

En el mapa de susceptibilidad a movimientos en masa se muestran las zonas de baja susceptibilidad en color verde oscuro.

 Media susceptibilidad. Presenta algunas condiciones favorables para producir movimientos en masa. Incluye geoformas de relieve montañosas o colinadas. Las pendientes de los terrenos son moderadas.

En el mapa de susceptibilidad a movimientos en masa se muestran las zonas de media susceptibilidad en color amarillo.

 Alta susceptibilidad. Estas áreas comprenden topografías con pendientes de terreno de media a fuerte; presentan condiciones favorables del terreno a generar movimientos en masa. La mayoría de los eventos se dan donde ocurrieron antiguos deslizamientos, presentando reactivaciones en la base de estos ya sea por deslizamientos o derrumbes.

En el mapa de susceptibilidad a movimientos en masa se muestran las zonas de alta susceptibilidad en color anaranjado.

Muy alta susceptibilidad. Estas áreas presentan pendientes fuertes a muy fuertes y las laderas se encuentran deforestadas con escasa cobertura vegetal, por ende, las condiciones del terreno son favorables para generar movimientos en masa. El substrato rocoso es de mala calidad, se encuentra diaclasado, fracturado y alterado; estas son rocas intrusivas, volcánicas, metamórficas, sedimentarias, depósitos coluviales, etc. Cuando se modifique la topografía original de estas zonas, es muy probable que se presenten derrumbes, caída de rocas y deslizamientos.

En el mapa de susceptibilidad a movimientos en masa se muestran las zonas de muy alta susceptibilidad en color rojo.



c)

d)

Figura 6.29 Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a movimientos en masa, área de trabajo 1: a) factor pendiente (Cuadro 7), b) factor geomorfología (Cuadro 8), c) factor litología (Cuadro 9), d) factor cobertura vegetal y uso de suelo (Cuadro 10).





Figura 6.30 Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a movimientos en masa, área de trabajo 2: a) factor pendiente (Cuadro 7), b) factor geomorfología (Cuadro 8), c) factor litología (Cuadro 9), d) factor cobertura vegetal y uso de suelo (Cuadro 10).



Figura 6.31 Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a movimientos en masa, área de trabajo 3: a) factor pendiente (Cuadro 7), b) factor geomorfología (Cuadro 8), c) factor litología (Cuadro 9), d) factor cobertura vegetal y uso de suelo (Cuadro 10).





b)

a)



Figura 6.32 Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a movimientos en masa, área de trabajo 4: a) factor pendiente (Cuadro 7), b) factor geomorfología (Cuadro 8), c) factor litología (Cuadro 9), d) factor cobertura vegetal y uso de suelo (Cuadro 10).





b)

d)

a)

c)

CAMANA



Figura 6.33 Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a movimientos en masa, área de trabajo 5: a) factor pendiente (Cuadro 7), b) factor geomorfología (Cuadro 8), c) factor litología (Cuadro 9), d) factor cobertura vegetal y uso de suelo (Cuadro 10).



a)

b)



c)



d)

Figura 6.34 Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a movimientos en masa, área de trabajo 6: a) factor pendiente (Cuadro 7), b) factor geomorfología (Cuadro 8), c) factor litología (Cuadro 9), d) factor cobertura vegetal y uso de suelo (Cuadro 10).

























# Susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos

Los procesos de licuefacción de suelos, asentamientos o hundimientos del terreno y las zonas donde se podrían evidenciar algunos efectos cosísmicos, como son los agrietamientos del terreno, se sitúan sobre depósitos inconsolidados, es por esto que los mapas factores a usar son: Litología e Hidrogeología. También se usó el modelo heurístico de combinación de factores (Carrara *et al.*, 1995).

### a) Mapas factores (variables)

Para el análisis de la susceptibilidad se utilizaron los mapas de unidades litológicas y de unidades hidrogeológicas, a los cuales se les asigna un peso (porcentaje %) que representa cuánto influye dicha unidad en la generación de estos procesos (Cuadro 6.11).

Cuadro 6.11 Ponderación de variables temáticas

Variable	Símbolo	Pesos %	Pesos
Litología	L	60	0.5
Hidrogeología	Н	40	0.4
Total		100%	1

Cada mapa factor y sus unidades se analizan de manera independiente de acuerdo al grado de susceptibilidad a la ocurrencia de procesos de licuación de suelos, asentamientos o hundimientos y los agrietamientos del terreno. El rango de valores usados en las ponderaciones va de 1 a 5 para identificar con facilidad el grado de susceptibilidad de estos. A continuación, se presenta el análisis de cada factor condicionante:

#### -Litología

Es considerada como factor condicionante debido a su influencia directa en la generación de procesos de licuefacción de suelos. Para ponderar las unidades litológicas se analizaron las propiedades geológicas y geotécnicas de depósitos cuaternarios que en su mayoría son depósitos no consolidados. En el Cuadro 6.12 se muestra la relación de las unidades litológicas y los valores asignados de acuerdo al grado de susceptibilidad que presenta cada unidad a generar procesos de licuefacción de suelos.

#### -Hidrogeología

Se toma como referencia la caracterización hidrogeológica, principalmente de los depósitos no consolidados que se encuentran en la región Arequipa (Cuadro 6.13); a partir de este cuadro se ponderan, tomando como referencia su relación con la susceptibilidad a generar procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos. En el Cuadro 6.14 se presenta dicha calificación.

#### Cuadro 6.12

Valoración de las unidades litológicas con relación al análisis de susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos

Unidad	Código	Denominación	Valor	
onidad	courgo	Genética		
	I-1	Depósitos residuales	3	
	I-2	Depósitos fluviales	4	
	I-3	Depósitos proluviales	3	
	1-4	-4 Depósitos coluviales		
Depósitos	I-5	Depósitos lacustrinos	4	
	I-6	Depósito glaciar	1	
Inconsolidados	I-7	Depósitos volcánicos	0	
	I-8	Depósitos biogénicos	4	
	1-9	Depósitos químicos	0	
	I-10	Depósitos eólicos	4	
	I-11	Depósitos marinos	4	
	I-12	Depósitos antropógenos	4	
	I-13	Depósitos aluviales	3	
Agua	0	Agua-Lagos-Lagunas	0	

#### Cuadro 6.13

Caracterización hidrogeológica de los depósitos no consolidados

Unidad	Subunidad	Caracterización	
Unidad	Subullidad	hidrogeológica	
	Depósitos residuales	Acuitardo	
	Depósitos fluviales	Acuífero poroso	
	Depósitos proluviales	Acuífero detrítico	
	Depósitos coluviales	Acuífero detrítico	
	Depósitos lacustrinos	Acuitardo	
Depósitos inconsolidados	Deposito glaciar	Acuífero poroso	
	Deposito glaciai	no consolidado	
	Depósitos volcánicos	Acuitardo	
	Depósitos biogénicos	Acuífero poroso	
	Depósitos químicos	Acuitardo	
	Depósitos eólicos	Acuífero poroso	
	Depósitos marinos	Acuífero poroso	
	Depósitos antropógenos	Acuífero poroso	
	Depósitos aluviales	Acuitardo	

#### Cuadro 6.14

Valoración de las unidades hidrogeológicas con relación al análisis de susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos

Unidad	Clasificación	Valor
Acuífero	Poroso no consolidado	3
	Detrítico	3
Acuitardo	Sedimentario	4
	Volcánico	4

# b) <u>Mapa de susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos</u> <u>y/o asentamientos</u>

El mapa de susceptibilidad se obtiene en grados de susceptibilidad, los que se calculan a partir del análisis de los valores obtenidos de las interacciones entre los mapas factores de litología e hidrogeología, con ayuda de un Sistema de Información Geográfica (ArcGIS 10.1), empleando la siguiente ecuación:

$$SMM = \frac{n S_{L}(PVL) + n S_{H}(PVH)}{n N_{P}}$$

En donde los valores indican:

- SMM : susceptibilidad a los movimientos en masa.
- ÚS, : sumatoria de susceptibilidad de la variable Litología.
- $\mathbf{U}S_{H}$  : sumatoria de susceptibilidad de la variable Hidrogeología.
- PVL : peso de la variable Litología.
- PVH : peso de la variable Hidrogeología.
- $UN_{P}$  : número de parámetros.

Este análisis se realizó para las seis áreas de trabajo tomando en cuenta los dos mapas factores: litología e hidrogeología (Figuras 6.41 al 6.46). Se obtuvieron así los mapas de susceptibilidad a licuefacción de suelos y/o asentamientos (Figuras 6.47 al 6.52), con los siguientes grados de susceptibilidad.

#### Grados de susceptibilidad

Los grados de susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos se dividen en cinco grados de susceptibilidad, pero al ser estos materiales no consolidados, la probabilidad de que los depósitos tengan muy baja a baja susceptibilidad es nula. La descripción de los grados de susceptibilidad se realizó analizando las seis áreas de trabajo en global:

 Muy baja susceptibilidad. No se aprecian zonas con presencia de depósitos no consolidados, que no sea posible provocar fenómenos de licuación de suelos, asentamientos o hundimientos y agrietamientos en el terreno. En el mapa de susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos se muestran las zonas de muy baja susceptibilidad en color verde claro.

 Baja susceptibilidad. No se aprecian zonas con presencia de depósitos no consolidados, que no sea posible provocar fenómenos de licuación de suelos, asentamientos o hundimientos y agrietamientos en el terreno.

En el mapa de susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos se muestran las zonas de baja susceptibilidad en color verde oscuro.

Media susceptibilidad. Estas áreas presentan algunas condiciones favorables para generar fenómenos de licuación de suelos, asentamientos o hundimientos y agrietamientos en el terreno. Corresponde a depósitos coluvio-deluviales (deslizamientos) y depósitos glaciares (morrenas).

En el mapa de susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos se muestran las zonas de media susceptibilidad en color amarillo.

Alta susceptibilidad. Son áreas que presentan condiciones favorables a generar fenómenos de licuación de suelos, asentamientos o hundimientos y agrietamientos en el terreno. Estas áreas corresponden a depósitos fluvioglaciares.

En el mapa de susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos se muestran las zonas de alta susceptibilidad en color anaranjado.

\_

Muy alta susceptibilidad. Condiciones del terreno muy favorables para generar fenómenos de licuación de suelos, asentamientos o hundimientos y agrietamientos en el terreno. Estas áreas corresponden a depósitos aluviales, depósitos lacustres y los depósitos antropógenos. La morfología dominante viene a ser los fondos de valles, planicies inundables, llanuras, piedemontes y zonas con pendientes que presentan depósitos aluviales. Los procesos que se dan en estos sectores se deben principalmente a la existencia de materiales no consolidados y al nivel freático de la zona.

En el mapa de susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos se muestran las zonas de muy alta susceptibilidad en color rojo.



Mapa Factores Área 1





b)

Figura 6.41 Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos, área de trabajo 1: a) factor litología (Cuadro 6.12), b) factor hidrogeología (Cuadro 6.14).



Figura 6.42 Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos, área de trabajo 2: a) factor litología (Cuadro 6.12), b) factor hidrogeología (Cuadro 6.14).



# Mapa Factores Área 3

a)



b)

Figura 6.43 Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos, área de trabajo 3: a) factor litología (Cuadro 6.12), b) factor hidrogeología (Cuadro 6.14).

Mapa Factores Área 4



Figura 6.44 Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos, área de trabajo 4: a) factor litología (Cuadro 6.12), b) factor hidrogeología (Cuadro 6.14).



Mapa Factores Área 5





Figura 6.45 Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos, área de trabajo 5: a) factor litología (Cuadro 6.12), b) factor hidrogeología (Cuadro 6.14).

Mapa Factores Área 6



b)

Figura 6.46 Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos, área de trabajo 6: a) factor litología (Cuadro 6.12), b) factor hidrogeología (Cuadro 6.14).



























ÁREA 6

## Peligrosidad

La evaluación de la peligrosidad es el proceso que permite determinar la probabilidad de ocurrencia y severidad de un evento en un tiempo dado y en un área determinada. Representa la ocurrencia estimada y ubicación geográfica de eventos probables, diferenciando las zonas de peligrosidad alta hasta muy baja (Zavala & Rosado, 2011).

## Peligrosidad por movimientos en masa

Para el análisis de la peligrosidad por movimientos en masa, se considera como factor detonante a los sismos. Los parámetros más usados son magnitud e intensidad de un sismo. Sin embargo, también es usada la aceleración sísmica. Para este último parámetro, tomamos los rangos de aceleración sísmica de la *Zonificación Sísmica del Perú (2014)* y la *Norma E.030 de diseño sismorresistente de edificios del Perú (2014)*, donde dividen los valores de aceleraciones en categorías de amenaza: menor a 0.1g (muy baja); 0.10 a 0.25 (baja); 0.25 a 0.35 (media); 0.35 a 0.45 (alta) y mayor a 0.45 (muy alta). Para el análisis de peligrosidad

en los 16 escenarios propuestos, se emplearon las aceleraciones sísmicas para una ventana de tiempo de 50 años, y un periodo de recurrencia de 475 años.

a) Mapa de peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo

El mapa de peligrosidad se obtiene en grados de peligrosidad, que son calculados a partir de los valores obtenidos de las interacciones entre el mapa de susceptibilidad a movimientos en masa y el mapa de isoaceleraciones sísmicas (peligro sísmico). Este cálculo se realizó con ayuda de un Sistema de Información Geográfica (ArgGIS 10.1), empleando la siguiente ecuación:

#### PELIGROSIDAD (p) = SMM \* PSIS

En donde los valores indican:

- SMM : Susceptibilidad a movimientos en masa
- PSIS : Peligro sísmico (detonante sismicidad)

En el Cuadro 6.15 se detalla el proceso seguido para los 16

Área de	Factor Susceptibilidad		Factor Detonante		Mapa De Amenaza
Trabajo	Mapa de susceptibilidad a movimientos en masa (MSMM)		Mapa de peligro sísmico (MPS)		Mapa de peligrosidad a movimientos en masa
					detonados por sismo (MPMM)
		x	MPS Falla Trigal		MPMM Falla Trigal (Figura 6.53)
			(Figura 6.13)		
	Mapa de susceptibilidad a		MPS Falla Solarpampa (Figura 6. 14)	-	
Área 1	movimientos en masa – Área		MPS Falla Madrigal (Figura 6.15)	=	MPMM Falla Madrigal (Figura 6.55)
	1 (Figura 6.35)		MPS Falla Maca, segmento oeste (Figura 6.16)	1	MPMM Falla Maca, segmento oeste (Figura 6.56)
	( 3 )		MPS Falla Maca, segmento este (Figura 6.17)		MPMM Falla Maca, segmento este (Figura 6.57)
			MPS Falla Maca, segmento oeste-este (Figura 6.18)		MPMM Falla Maca, segmento oeste-este (Figura 6.58)
	Mapa de susceptibilidad a	х	MPS Falla Aguada Blanca (Figura 6.19)		MPMM Falla Aguada Blanca (Figura 6.59)
Área 2	movimientos en masa – Área 2 (Figura 6.36)		MPS Falla Arequipa, segmento este (Figura 6.20)	=	MPMM Falla Arequipa, segmento este (Figura 6.60)
	Mapa de susceptibilidad a	n X	MPS Falla Caylloma		MPMM Falla Caylloma (Figura 6.61)
Área 3	movimientos en masa – Área		(Figura 6.21)	=	
	3 (Figura 6.37)		MPS Falla Condoroma (Figura 6.22)		MPMM Falla Condoroma (Figura 6.62)
	Mapa de susceptibilidad a	ı X	MPS Falla Pampacolca (Figura 6.23)		MPMM Falla Pampacolca (Figura 6.63)
			MPS Falla Chuquibamba, segmento oeste		MPMM Falla Chuquibamba, segmento oeste (Figura
			(Figura 6.24)		6.64)
Área 4	movimientos en masa – Área		MPS Falla Chuquibamba, segmento este (Figura	=	MDNM Falls Obumitante ante (Einer C.C.)
	4 (Figura 6.38)		6.25)		MPMM Falla Chuquidamba, segmento este (Figura 6.65)
			MPS Falla Chuquibamba, segmento oeste-este	ĺ.	MPMM Falla Chuquibamba, segmento oeste-este (Figura
			(Figura 6.26)		6.66)
	Mapa de susceptibilidad a	X			
Área 5	movimientos en masa – Área		MPS Falla Morro Camaná (Figura 6.27)	=	MPMM Falla Morro Camaná (Figura 6.67)
	5 (Figura 6 39)				
	Mapa de susceptibilidad a				MPMM Falla Sicera (Figura 6.68)
Área 6	movimientos en masa – Área	Х	MPS Falla Sicera (Figura 6.28)	=	
	6 (Figura 6.40)				

#### Cuadro 6.15

Proceso de obtención de mapas de peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo

escenarios distribuidos en seis áreas de trabajo, tomando en cuenta el mapa de susceptibilidad a movimientos en masa y el mapa de peligro sísmico como detonante. Se obtuvo como resultado el mapa de peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo.

### b) Grado de peligrosidad

Los grados de peligrosidad a generar procesos de remoción en masa detonados por sismos (terremotos) se dividen en: muy baja, baja, moderada, alta y muy alta peligrosidad; claramente se ubican las zonas con baja posibilidad y las que tienen alta posibilidad de peligro de reactivarse una falla geológica. Para demarcar estas áreas influye la distancia a la zona del epicentro del sismo y el tipo de litología que existe en el área de estudio. La descripción de los grados de peligrosidad se realizó en forma global, analizando el mapa resultante de los escenarios señalados para las 16 fallas geológicas:

Muy baja peligrosidad. Las áreas identificadas indican las zonas donde no se producen fenómenos de remoción en masa, debido a que son áreas muy alejadas del epicentro y lugares con baja pendiente de terreno. Analizando los 16 mapas resultantes del análisis de peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismicidad, las áreas demarcadas en los mapas corresponden a terrenos muy llanos o zonas ligeramente inclinadas, con una topografía plano-ondulada con pendientes bajas, los cuales no generan ningún tipo de movimientos en masa, coincide con terrazas, algunas zonas de abanicos de piedemonte y valles fluviales; también corresponde a sectores alejados que se encuentran fuera de la zona de influencia de las ondas sísmicas, donde la aceleración sísmica es baja por el tipo de litología que presenta el terreno.

En el mapa de peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismicidad, se muestran las zonas de muy baja peligrosidad en color verde claro.

- Baja peligrosidad. Indica que en estos sectores no se producen fenómenos de remoción en masa por la reactivación de la falla geológica que se está analizando en cada escenario, debido a que influyen factores como: la distancia a la zona del epicentro, la litología y también la pendiente del terreno. Al igual que las zonas de muy baja peligrosidad, las áreas demarcadas en los mapas corresponden a terrenos llanos o con ligera pendiente, los cuales no generan ningún tipo de movimientos en masa, coincide con terrazas altas, valles fluviales; también corresponde a sectores alejados que se encuentran fuera de la zona de influencia de las ondas sísmicas, donde la aceleración sísmica es baja. En el mapa de peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismicidad, se muestran las zonas de baja peligrosidad en color verde oscuro.
- Media o moderada peligrosidad. Indica que en estos sectores se producirán algunos fenómenos de remoción en

masa por la reactivación de la falla geológica que se está analizando en cada escenario.

El factor importante viene a ser la cercanía media de estas áreas a la zona del epicentro, también otros factores como la litología (grado de fracturamiento de la roca, composición) y la pendiente del terreno influyen para que en estas zonas se generen algunos movimientos en masa. Las ciudades, los centros poblados y las obras de gran envergadura ubicados o que pasen por estas zonas, se verán *medianamente afectados* por diferentes procesos de remoción en masa.

En el mapa de peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismicidad, se muestran las zonas de moderada peligrosidad en color amarillo.

Alta peligrosidad. Estas áreas demarcan los lugares donde se producen fenómenos de remoción en masa, los factores para que se den estos fenómenos son la pendiente del terreno (pendiente fuerte) y la litología, el tipo de roca, el grado de fracturación, diaclasamiento, meteorización y alteración. Analizando los mapas producidos, las áreas demarcadas en ellos corresponden a zonas cercanas al epicentro con una topografía escarpada y con pendientes fuertes, los cuales ayudan a generar todo tipo de movimientos en masa. Las ciudades, los centros poblados y las obras de gran envergadura ubicados o que pasen por estas zonas, se verán *afectados* por diferentes procesos de remoción en masa.

En el mapa de peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismicidad, se muestran las zonas de alta peligrosidad en color anaranjado.

Muy alta peligrosidad. Estas zonas son lugares que producen fenómenos de remoción en masa, principalmente por encontrarse cerca de la zona del epicentro del sismo, se suman otros factores importantes para que se den estos fenómenos, como son la pendiente del terreno (pendiente fuerte a muy fuerte) y la litología, el tipo de roca, el grado de fracturación, diaclasamiento, meteorización y alteración. Analizando los 16 mapas de peligrosidad, las áreas demarcadas en ellos corresponden a zonas muy cercanas al epicentro donde la aceleración sísmica es muy alta, con una topografía escarpada y con pendientes fuertes a muy fuertes, que ayudan a generar todo tipo de movimientos en masa (derrumbes, deslizamientos, caída de rocas, etc.). Las ciudades, los centros poblados y las obras de gran envergadura ubicados o que pasen por estas zonas, se verán muy afectados por diferentes procesos de remoción en masa. En el mapa de peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismicidad, se muestran las zonas de muy alta peligrosidad en color rojo.

Nota: Para poder visualizar en los mapas las zonas que presentan mayor peligrosidad, se consideró colocar los grados de peligrosidad a partir de moderada a muy alta peligrosidad.





ÁREA 1: FALLA TRIGAL

ÁREA 1: FALLA SOLARPAMPA



Figura 6.54 Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo (6.55 Mw), Falla Solarpampa. Área de trabajo 1.





ÁREA 1: FALLA MADRIGAL

**ÁREA 1: FALLA MACA SEGMENTO OESTE** 



Figura 6.56 Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo (6.71 Mw), Falla Maca, segmento oeste. Área de trabajo 1.





**ÁREA 1: FALLA MACA SEGMENTO ESTE** 



Figura 6.58 Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo (6.69 Mw), Falla Maca, segmento oeste-este. Área de trabajo 1.


















<sup>5.02.91</sup> 

Figura 6.62 Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo (6.6 Mw), Falla Condoroma. Área de trabajo 3.









Figura 6.64 Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo (6.78 Mw), Falla Chuquibamba, segmento oestérea de trabajo 4.

**ÁREA 4: FALLA CHUQUIBAMBA SEGMENTO ESTE** 



Figura 6.65 Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo (6.58 Mw), Falla Chuquibamba, segmento estárea de trabajo 4.

**ÁREA 4: FALLA CHUQUIBAMBA SEGMENTO OESTE-ESTE** 





ÁREA 5: FALLA MORRO CAMANÁ









Figura 6.68 Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo (6.64 Mw), Falla Sicera. Área de trabajo 6.

## Peligrosidad por procesos de licuefacción de suelo y/o asentamientos

Para el análisis de la peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos, se consideró a los sismos como factor detonante.

Sobre la relación entre los procesos de licuación de suelos, asentamientos o hundimientos del terreno, también los agrietamientos y la magnitud de un sismo, señalan que estos se dan con magnitudes iguales o superiores a 5.5 MI; si hablamos en función de la aceleración sísmica, estos se dan con aceleraciones superiores o iguales a 0.2 g, tomando en cuenta el nivel freático que se encuentra a poca profundidad con respecto a la superficie del terreno (González de Vallejo *et al.*, 2002)

Se emplearon, en cada escenario, las aceleraciones sísmicas para una ventana de tiempo de 50 años, y un periodo de recurrencia de 475 años, al igual que se hizo para el análisis de peligrosidad por movimientos en masa.

#### a) Mapa de peligrosidad a procesos de licuefacción de suelo y/o asentamientos detonados por sismo

El mapa de peligrosidad se muestra en grados de peligrosidad, que se calculan a partir de valores obtenidos de las interacciones entre el mapa de susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos y el mapa de isoaceleraciones sísmicas (peligro sísmico). Este cálculo se realizó con ayuda de un Sistema de Información Geográfica (ArgGIS 10.1), empleando la siguiente ecuación:

#### PELIGROSIDAD (p) = SLS \* PSIS

En donde los valores indican:

- SLS : Susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos
- PSIS : Peligro sísmico (detonante sismicidad)

En el Cuadro 6.16 se detalla el proceso que se realizó para los 16 escenarios distribuidos en seis áreas de trabajo, tomando en cuenta el mapa de susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/ o asentamientos y el mapa de peligro sísmico como detonante. Se obtiene como resultado el mapa de peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo.

	Factor Susceptibilidad		Factor Detonante		Mapa de Amenaza	
Área de	Mapa de Susceptibilidad a		Mapa de Peligro Sísmico		Mapa de Peligrosidad a Procesos de Licuefacción	
Trabajo	Licuefacción de Suelos		(MPS)		de Suelos y/o Asentamientos Detonados por	
	(MSLS)				Sismo (MPLS)	
			MPS Falla Trigal		MPLS Falla Trigal (Figura 6 69)	
			(Figura 6.13)			
	Mapa de susceptibilidad a		MPS Falla Solarpampa (Figura 6.14)		MPLS Falla Solarpampa (Figura 6.70)	
Área 1	licuefacción de suelos – Área	Х	MPS Falla Madrigal (Figura 6.15)	=	MPLS Falla Madrigal (Figura 6.71)	
	1 (Figura 6.47)		MPS Falla Maca, segmento oeste (Figura 6.16)		MPLS Falla Maca, segmento oeste (Figura 6.72)	
			MPS Falla Maca, segmento este (Figura 6.17)		MPLS Falla Maca, segmento este (Figura 6.73)	
			MPS Falla Maca, segmento oeste-este (Figura 6.18)		MPLS Falla Maca, segmento oeste-este (Figura 6.74)	
	Mapa de susceptibilidad a		MPS Falla Aguada Blanca (Figura 6.19)		MPLS Falla Aguada Blanca (Figura 6.75)	
Área 2	licuefacción de suelos – Área	Х	MPS Falla Arequipa, segmento este (Figura 6.20)		MPLS Falls Arequires, segments acts (Figure 6.76)	
	2 (Figura 6.48)				MELS Faila Alequipa, segmenio este (Figura 0.70)	
	Mapa de susceptibilidad a		MPS Falla Caylloma (Figura 6.21)		MPLS Falla Caylloma (Figura 6.77)	
Área 3	licuefacción de suelos – Área	Х	MPS Falla Condoroma (Figura 6.22)	=	MPLS Falla Condoroma (Figura 6.78)	
	3 (Figura 6.49)					
	Mapa de susceptibilidad a		MPS Falla Pampacolca (Figura 6.23)		MPLS Falla Pampacolca (Figura 6.79)	
Área 4	licuefacción de suelos – Área	x	MPS Falla Chuquibamba, segmento oeste (Figura	=	MPLS Falla Chuquibamba, segmento oeste (Figura	
	4 (Figura 6 50)		MPS Falla Chuquibamba, segmento este (Figura6.		MPLS Falla Chuquibamba, segmento este (Figura	
	4 (Figura 0.30)		MPS Falla Chuquibamba, segmento oeste-este		MPLS Falla Chuquibamba, segmento oeste-este	
	Mapa de susceptibilidad a					
Área 5	licuefacción de suelos – Área	Х	MPS Falla Morro Camaná (Figura 6.27)	=	MPLS Falla Morro Camaná (Figura 6.83)	
	5 (Figura 6.51)					
,	Mapa de susceptibilidad a					
Area 6	licuefacción de suelos – Área	Х	MPS Falla Sicera (Figura 6.28)	=	MPLS Falla Sicera (Figura 6.84)	
	6 (Figura 6.52)					

#### Cuadro 6.16

Proceso de obtención de mapas de peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo

Los grados de peligrosidad a generar procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos que sean detonados por sismos (terremotos) se dividen en muy baja, baja, moderada, alta y muy alta peligrosidad, que claramente ubica las zonas con baja y alta posibilidad a generar fenómenos como licuación de suelos, asentamientos o hundimientos del terreno, también las zonas donde se podrían evidenciar algunos efectos cosísmicos, como son los agrietamientos del terreno de reactivarse una falla geológica. Para demarcar estas áreas influye mucho la distancia a la zona del epicentro ya que el tipo de litología corresponde a depósitos inconsolidados, donde la amplificación de la onda es fuerte (máxima). La descripción de los grados de peligrosidad se realizó en forma global, analizando el mapa resultante de los escenarios señalados para las 16 fallas geológicas:

- Muy baja peligrosidad. Indica que en estos sectores no se producen procesos de licuación de suelos, asentamientos o hundimientos del terreno, por la reactivación de la falla geológica que se está analizando en cada escenario, debido a que influyen factores como: la distancia a la zona del epicentro y el tipo de litología (roca solida). Analizando los 16 mapas resultantes del análisis de peligrosidad a licuefacción y/o asentamientos detonados por sismicidad, las áreas demarcadas en los mapas corresponden a lugares con presencia de roca consolidada, donde no se dan procesos de licuefacción de suelos. En el mapa de peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismicidad, se muestran las zonas de baja peligrosidad en color verde claro.
- Baja peligrosidad. Indica que en estos sectores tampoco se producen procesos de licuación de suelos, asentamientos o hundimientos del terreno, por la reactivación de la falla geológica, influyen factores como: la distancia a la zona del epicentro y el tipo de litología (roca solida). Analizando los 16 mapas resultantes del análisis de peligrosidad a licuefacción y/ o asentamientos detonados por sismicidad, las áreas demarcadas en los mapas corresponden a lugares con presencia de roca consolidada, con una topografía escarpada y con pendientes fuerte a muy fuertes, los cuales ayudan a generar todo tipo de movimientos en masa y no procesos de licuefacción de suelos. En el mapa de peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos en masa detonados por sismicidad, se muestran las zonas de baja peligrosidad en color verde oscuro.
- Moderada peligrosidad. Indica que en estos sectores se producirán algunos fenómenos como licuación de suelos, asentamientos o hundimientos del terreno, por la reactivación de la falla geológica que se está analizando en cada escenario.

El factor importante viene a ser la cercanía media de estas áreas a la zona del epicentro, también otros factores como la litología que principalmente son materiales inconsolidados. En el mapa de peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismicidad, se muestran las zonas de moderada peligrosidad en color amarillo.

- Alta peligrosidad. Estas áreas producen fenómenos de licuación de suelos, asentamientos o hundimientos del terreno, también las zonas donde se podrían evidenciar algunos efectos cosísmicos como son los agrietamientos del terreno por encontrarse cerca de la zona del epicentro del sismo, otros factores importantes para que se den estos fenómenos son la litología y la pendiente del terreno (pendiente baja). Analizando los 16 mapas de peligrosidad, las áreas demarcadas en ellos corresponden a zonas cercanas al epicentro donde la aceleración sísmica es muy alta, y los depósitos no consolidados presentan una fuerte amplificación de la onda sísmica, lo cual ayuda a generar diferentes procesos de licuación de suelos, asentamientos o hundimientos del terreno, también las zonas donde se podrían evidenciar algunos agrietamientos. Las ciudades, los centros poblados y las obras de gran envergadura ubicados en estas zonas, se verán afectados por los procesos antes mencionados. En el mapa de peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismicidad, se muestran las zonas de alta peligrosidad en color anaranjado.
- Muy alta peligrosidad. Estas zonas son lugares que producen fenómenos de licuación de suelos, asentamientos o hundimientos del terreno, también las zonas donde se evidencian efectos cosísmicos como son los agrietamientos del terreno por encontrarse en la zona del epicentro del sismo o en zonas muy cercanas a este. Los factores importantes para que se den estos fenómenos son la litología y la cercanía al epicentro. Analizando los mapas producto, las áreas demarcadas en los mapas corresponden a zonas ubicadas en el epicentro o muy cercanas a este lugar donde la aceleración sísmica es muy alta, y los depósitos no consolidados presentan una muy fuerte amplificación de la onda sísmica, lo cual ayuda a generar diferentes procesos de licuación de suelos, asentamientos o hundimientos del terreno, también se evidencian agrietamientos. Las ciudades, los centros poblados y las obras de gran envergadura ubicados en estas zonas, se verán muy afectados por los procesos antes mencionados. En el mapa de peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismicidad, se muestran las zonas de muy alta peligrosidad en color rojo.

Nota: Para poder visualizar en los mapas las zonas que presentan mayor peligrosidad, se consideró colocar los grados de peligrosidad a partir de moderada a muy alta peligrosidad.

GRADO DE PELIGROSIDAD





72°W



5,91

Figura 6.69 Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo (6.55 Mw), Falla Trigal. Área de trabajo 1















**ÁREA 1: FALLA MACA SEGMENTO OESTE** 



Figura 6.72 Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo (6.71 Mw), Falla Maca, segmento oeste. Área de trabajo 1.

**ÅREA 1: FALLA MACA SEGMENTO ESTE** 













301











**ÁREA 3: FALLA CONDOROMA** 



Figura 6.78 Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo (6.6 Mw), Falla Condororátea de trabajo 3.

**ÁREA 4: FALLA PAMPACOLCA** 















307















Figura 6.84 Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo (6.64 Mw), Falla Sicerárea de trabajo 6.

# CAPÍTULO VII

### ESTUDIOS DE NEOTECTÓNICA Y SU IMPLICANCIA EN EL ORDENAMIENTO TERRITORIAL

#### 7.1 INTRODUCCIÓN

Arequipa presenta un crecimiento a nivel regional; es considerada la segunda región con mayor movimiento económico del país, tiene ciudades importantes y obras de gran envergadura. Debe su pujante crecimiento a grandes inversiones económicas, industriales, obras de infraestructura (aeropuertos, carreteras, presas, canales, centrales hidroeléctricas), minería, turismo, etc.

Pero también, a nivel regional, su condición geológica y climática origina que su territorio se vea afectado por diferentes tipos de peligros que amenazan ciudades y centros poblados, que generan destrucción (p. e., de terrenos de cultivo) o los deja incomunicados ante la devastación de sus carreteras.

Uno de los objetivos del ordenamiento territorial consiste en prevenir y corregir la localización de los asentamientos poblacionales, infraestructura económica y social, actividades productivas y servicios básicos en zonas adecuadas que minimicen el efecto de los riesgos (identificando las condiciones de peligrosidad y vulnerabilidad).

En este capítulo, se muestra la aplicación de los mapas de amenaza o peligrosidad sísmica (Capítulo VI) en temas de ordenamiento territorial. Además, cómo podemos utilizar estos mapas en planes de prevención, entendiendo que los sismos (terremotos) son considerados los fenómenos naturales que generan mayores pérdidas de vidas humanas y perdidas económicas a nivel mundial.

#### 7.2 ORDENAMIENTO TERRITORIAL Y GESTIÓN DEL RIESGO

Los Planes de Ordenamiento Territorial (POT) son considerados

una herramienta técnica para las autoridades locales, distritales y gobiernos regionales, en cuanto al ámbito del urbanismo y el correcto desarrollo en infraestructura, para planificar y ordenar su territorio. Su objetivo es integrar la planificación física y socioeconómica, respetando el medio ambiente, e incluyendo estudios sobre temas como la población, las etnias, el nivel educativo, así como los lugares donde se presentan fenómenos meteorológicos y tectónicos como lluvias, sequías, derrumbes y sismos.

La gestión del riesgo forma parte del concepto de desastre, que es el resultado de los efectos de un fenómeno natural extremo sobre las personas e infraestructura vulnerables; que ocasiona pérdidas humanas, daños materiales y ambientales.

Un fuerte terremoto (Mw>7°) en una región no poblada no provoca un desastre. En cambio, un terremoto leve en una ciudad cuyas construcciones no son antisísmicas o que se encuentra rodeada de montañas inestables o sobre depósitos inconsolidados causa destrozos fatales. De manera que los fenómenos naturales extremos solo se convierten en desastres cuando afectan a personas vulnerables por imprudencia e infraestructura de gran envergadura realizada sin los estudios completos.

Es importante el análisis de riesgo, donde el peligro y la vulnerabilidad son factores fundamentales; la amenaza como la probabilidad de ocurrencia de un fenómeno natural peligroso y la vulnerabilidad como la propensión a sufrir daños en el momento de producirse el evento. El producto de estos dos elementos es el riesgo, que expresa la probabilidad de ocurrencia y la magnitud de los posibles daños o pérdidas. De ocurrir estos sucesos terminaría en un desastre natural (Figura 7.1).



Figura 7.1 Se observa que el peligro viene a ser la falla geológica, la vulnerabilidad son los poblados afectados, el producto de estos viene a ser el riesgo. De originarse la reactivación de la falla, provocaría un sismo con una magnitud X, que a su vez provocaría la destrucción de viviendas o desencadenaría movimientos en masa o de ladera (deslizamientos, derrumbes, etc.) que afectarían las ciudades, carreteras y obras de infraestructura, en general, con las consecuentes pérdidas humanas.

## 7.3 MAPAS DE RIESGO POR SISMO PARA LA REGIÓN AREQUIPA

Los estudios de neotectónica contribuyen con la identificación y caracterización de fallas activas, además de determinar el potencial sísmico de un lugar. Estos trabajos aportan en la generación de mapas aplicativos como los de riesgo sísmico y peligrosidad (Capítulo VI).

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, por cual se le considera una herramienta para los Planes de Ordenamiento Territorial y, a través de esta información, poder concientizar a la población del aspecto tectónico y el riesgo sísmico del lugar que habita.

Mostraremos los mapas de riesgo para la región Arequipa en todos los escenarios generados a partir de 16 fallas caracterizadas y modeladas (Capítulo VI); en ellos se identificarán las zonas que se encuentran en riesgo o que serían afectadas (ciudades, infraestructura, represas, centrales hidroeléctricas, aeropuertos, etc.), de reactivarse las fallas con las magnitudes calculadas (Capítulo VI). Tomando 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. Así podremos identificar qué obras de gran envergadura o ciudades se verán afectadas por la reactivación de las fallas para cada escenario generado. Estos mapas ayudaran a la toma de decisiones para planes de prevención, ya sea en la mejora de construcciones, mejora de los rangos de aceleración sísmica de la *Zonificación Sísmica del Perú (2014)* y la *Norma E.030 de diseño sismorresistente de edificios del Perú (2014)*, y en trabajos de prevención para fenómenos de remoción en masa que serían detonados en un evento sísmico.

La región Arequipa cuenta con una población de 1 152 303 habitantes (Cuadro 7.1); políticamente está conformada por 8 provincias y 109 distritos.

Cuadro 7.1 Población de la región Arequipa

Región	Pobla	Total			
Region	Hombres	Mujeres	Total		
Arequipa	567 339	584 964	1 152 303		

Las principales actividades económicas desarrolladas en Arequipa son la agricultura, la ganadería, la pesca, la minería, la industria y el turismo. La región cuenta con obras de gran infraestructura, megaproyectos por ejecutar y presenta grandes extensiones de terreno consideradas como reservas o áreas naturales protegidas (Figura 7.2).





#### 7.3.1 Transporte

El medio de transporte más común en la región Areguipa es el terrestre, seguido del aéreo y el marítimo. Existen carreteras asfaltadas, afirmadas y trochas que sirven para la movilización de autos y camiones, algunos kilómetros se encuentran en construcción y otros están en proyectos de mejora o en la apertura de nuevas carreteras. Los aeropuertos y terrapuertos sirven para el transporte masivo, por estar ubicados en localidades estratégicas (Figura 7.2).

#### - Red vial

#### Redes principales

Entre las vías principales están la carretera Panamericana Sur, la carretera binacional (tramo Arequipa-Puno). Existen otras carreteras asfaltadas que unen los puntos interiores de cada ciudad.

#### Redes secundarias

Las carreteras secundarias parten de las principales localidades hasta el interior de la región. Estas son carreteras afirmadas y trochas carrozables, en esta categoría están incluidos los caminos de herradura.

#### - Red aérea

Puerto de Mollendo

La región Arequipa cuenta con infraestructura aeroportuaria útil para satisfacer las necesidades civiles de sus diferentes localidades. El aeropuerto Alfredo Rodríguez Ballón concentra el tráfico aéreo de la región y es el principal terminal aéreo de Arequipa. El Cuadro 7.2 muestra las características de los puertos aéreos más representativos.

#### Cuadro 7.2 Características de aeropuertos, aeródromos y helipuertos más importantes de la región Arequipa

Nombro	Tino	Ubi	cación	Tipo de	Coordenadas		
NUMBE	Tipo	Provincia Distrito		superficie	Latitud	Longitud	
Alfredo							
Rodríguez	Aeropuerto	Arequipa	Caima	Asfalto	16°20'34.30" S	71°34'20.06" O	
Ballón							
Mollendo	Aeródromo	Islay	Yauca	Arena	17°02'38.82" S	71° 59' 4.47" O	
				Suelo			
Chivay	Aeródromo	Caylloma	Coporaque	granular	15°38'12.70" S	71°36'52.27" O	
				compactado			
				Suelo			
Orcopampa	Aeródromo	Castilla	Chilcay marca	mejorado	15° 18'52.51" S	72°21'6.66"O	
				con grav a			
Atico	Aeródromo	Caravelí	Afro	Arena-	16º 13' 57 7" S	73º 36' 21.8" ()	
/1000	/ loi oui oi no		/100	Arcilla	10 10 01.1 0	10 00 21.0 0	
Savla	Halinuarta	lalInión	Savla	Suelo con	15º 10' 22" S	73º 1/! 25 ()	
Jayla	Traipuerto		Jayla	grass	10 10 22 0	10 14 200	

Fuente: Ministerio de Transporte y Comunicaciones-MTC www.mtc.gob.pe

#### - Red marítima

La región Arequipa cuenta con varios puertos y caletas cuyas características son descritas en el Cuadro 7.3.

-72.02 Puerto pesquero utilizado para la pesca local y el abastecimiento de parte de

la región; su uso también está enfocado a fines turísticos debido a su

importancia antes y durante la guerra del Pacífico.

				•	•	,	0 11		
Nombre	Tipo	Catego	Ubica	ación	Coord	enadas	Observaciones		
		ría	Prov.	Distrito	Lat.	Long.			
Puerto de Atico	Puerto	Menor	Caravelí	Atico	-16.23	-73.69	Puerto pesquero utilizado para la extracción artesanal de mariscos y otros productos pesqueros en menor proporción.		
Puerto La Planchada	Puerto	Menor	Camaná	Ocoña	-16.4	-73.22	U tilizado para la pesca artesanal.		
Caleta de Quilca	Caleta	Menor	Camaná	Quilca	-16.71	-72.43	Utilizado para la pesca artesanal.		
Puerto de Matarani	Puerto	Mayor	Islay	Islay	-16.99	-72.1	Constituye uno de los tres puertos peruanos por donde sale la carretera Interoceánica hacia el sur del Perú. Es punto de arribo de cruceros provenientes de diferentes partes del mundo. Además de alimentar la pesca local, es utilizado para la movilización del comercio de minerales, harina de pescado, aceite, lanas y orégano.		

Mollendo

-17.03

Cuadro 7.3 Principales puertos y caletas de la región Areguipa

Fuente: Tomado de Mapa de Puentes MTC www.mtc.gob.pe

Puerto Mayor

Islay

#### 7.3.2 Red Hídrica-Energética

La región Arequipa distribuye sus recursos hídricos mediante una red de infraestructura hidráulica (Figura 7.2) la cual se encuentra

articulada por un sistema de canales, represas e hidroeléctricas que administran el potencial hídrico de acuerdo a las necesidades regionales. En los Cuadros 7.4 y 7.5 se resumen las características de las hidroeléctricas y represas más importantes.

Nombre	Ubicación	Distrito	Coord	anadae	Observaciones		
NOTIDIE	Obicación	Distrito	COOLU		Observaciones		
	Provincia		Lat.	Long.			
Hidroeléctrica Lluclla	Lluta	Caylloma	-16.02	-72.03	180 MW de capacidad de generación. Está ubicada en el río		
					Siguas. Área de influencia: Arequipa, Moquegua, Puno y Tacna.		
Hidroeléctrica Huaitiapilla	Aplao	Castilla	-15.98	-72.46			
Hidroeléctrica Pitay	Lluta	Caylloma	-16.19	-72.05			
Hidroeléctrica Charcani I	Cayma	Arequipa	-16.32	-71.52	Consta de dos turbinas Francis de eje horizontal, su caudal de		
					diseño es de 7,6 m3/s, con una potencia instalada de 1,47 MW.		
Hidroeléctrica Charcani II	Cayma	Arequipa	-16.32	-71.52	Esta central data de 1912, posee tres grupos de turbinas marca		
					J.M. VOITH, tipo Francis de eje horizontal, de doble descarga		
					cada una, su caudal de diseño total es de 6 m3/s con una potencia		
					instalada de 0,79 MW.		
Hidroeléctrica Charcani III	Cayma	Arequipa	-16.32	-71.51	Esta central hidroeléctrica data de 1938. Consta de dos turbinas		
					Francis doble, de eje horizontal, una de marca J.M. VOITH y la		
					segunda de marca ESCHER WYSS. El caudal de diseño total es		
					de 10 m3/s con una potencia instalada de 4,56 MW.		
Hidroeléctrica Charcani IV	Cayma	Arequipa	-16.29	-71.47	Central hidroeléctrica puesta en servicio entre 1959 y 1970. Consta		
					de tres grupos de turbinas Francis de eje horizontal, fabricadas por		
					CHARMILLES, y tiene una potencia instalada de 14 400 kW, con		
					un caudal nominal de 15 m3/s.		
Hidroeléctrica Charcani V	Cayma	Arequipa	-16.26	-71.44	Central hidroeléctrica puesta en servicio desde 1989, es una de las		
					más modernas del Sistema Hidráulico de EGASA, consta de tres		
					grupos de turbinas Pelton de eje vertical y tiene una potencia		
					instalada de 51 290 kW por cada grupo.		
Hidroeléctrica Charcani VI	Cayma	Arequipa	-16.3	-71.49	Central hidroeléctrica puesta en servicio desde 1976. Consta de		
					una turbina Francis de eje horizontal, su caudal de diseño es de 15		
					m3/s, con una potencia instalada de 8,96 MW. La caída neta de		
					esta central es de 69 m.		

Cuadro 7.4 Hidroeléctricas importantes en la región Arequipa

Fuente: EGASA (www.egasa.com) y Ministerio de Energía y Minas del Perú, Anuario Estadístico de Electricidad 2008.

Cuadro 7.5 Represas importantes de la región Arequipa

Nombre	Ubicad	Coorde	enadas	Observaciones		
	Provincia	Distrito	Lat.	Long.		
Represa de	Callalli	Caylloma	-15.39	-71.28	Situada entre Arequipa y Cusco, es la quinta más grande del país. Posee un	
Condoroma					muro de contención de 100 metros de altura, que le permite tener una	
					capacidad de almacenamiento de 285 millones de metros cúbicos. Es una	
					Presa de Tierra con Núcleo de arcilla, con pantalla de roca. Abastece de agua	
					para la irrigación del Proyecto Majes, Primera Etapa, para uso agrícola de los	
					terrenos de la margen izquierda del valle del Colca y para otros usos.	
Bocatoma Tuti	Tuti	Caylloma	-15.53	-71.54	Ubicada en las inmediaciones del distrito de Tuti, en la provincia de Caylloma.	
					Fue construida en la década de 1980, y forma parte de la primera etapa del	
					Proyecto Majes-Siguas. Tiene una capacidad de captación de 34 metros	
					cúbicos por segundo. Capta y regula las aguas del río Colca provenientes de	
					la represa de Condoroma.	
Bocatoma Pitay	Lluta	Caylloma	-16.19	-72.05	Es parte del sistema de riego de las pampas de Majes y de Siguas. A partir	
					de la bocatoma Pitay, se construyeron sistemas de conducción en ambas	
					márgenes del río Siguas, que incluye centenares de kilómetros de canales	
					madre, laterales y de riego, totalmente revestidos con concreto.	
Represa El Pañe			-15.42	-71.07	Es una presa de embalse y derivación ubicado entre Puno y Arequipa con	
					una capacidad de embalse de 100 millones de m3, cuenta con un dique de	
					580 m de longitud. Es una presa de tierra homogénea y con colchón filtrante.	
					Esta presa dota de agua al río Colca.	
Dique Los	San Antonio	Caylloma	-15.75	-71.05	Dique que logra regular 11 MMC de filtraciones que se producen aguas abajo	
Españoles	de Chuca				de la Laguna del Indio y parcialmente los recursos hídricos del río Colca que	
					no son captados en la bocatoma Jancolacaya. Controla las filtraciones que se	
					producen en la pampa de Imata.	
Represa Pillones	San Antonio	Caylloma	-15.81	-71.22	Es una presa ubicada en la localidad de Imata. Los recursos hídricos que	
	de Chuca				almacena son los del río Pillones (de pequeña magnitud) y los que se pueden	
					traer del rio Sumbay (de gran magnitud), captados mediante una bocatoma y	
					un túnel de conducción. Tiene una capacidad de almacenamiento de 80 MMC	
					de agua, permite dotar al río Chili de 3 a 3,5 m3/s de agua adicionales en	
	0 1 1	. ·	40.45	74.40	tiempos de estiaje.	
Represa El	San Juan de	Arequipa	-16.15	-71.19	La represa El Frayle fue construida entre los anos 1956 y 1958. En el	
Frayle	Tarucani				movimiento telurico de 1960 se produjo una rajadura en el contratuente	
					izquierdo, para evitar la filtracion fue reparado con bloques de cemento,	
					ademas na soportado el terremoto del 2001. Su intraestructura comprende una	
					presa de arco, un dique de bioques y las obras de estabilización en la	
					1049 km <sup>-</sup> . El embalse tiene una capacidad útil original de diseño de 200	
			10.01	74.05	MMC, limitado a 135 MMC y un volumen muerto de 8 MMC.	
Represa Aguada	San Juan de	Arequipa	-16.24	-/1.35	Esta situada a 40 km al este de la ciudad de Arequipa, a 3670 msnm. Regula	
Blanca	larucani				los recursos hídricos no regulados del rio Blanco más los recursos hídricos	
					propios del río Sumbay, además de controlar las descargas producidas por el	
					resto del sistema. Fue construida en la década de 1960. Tiene una capacidad	
					de 42 MMC. Posee un muro de contención de enrocado, de 46 metros de	
				1	altura y una longitud de corona de 80 metros.	

Fuente: Compilado de www.autodema.gob.pe, www.ana.gob.pe, http://www.minagri.gob.pe/portal/, http://www.agroarequipa.gob.pe/.

#### 7.3.3 Minería

La región Arequipa concentra unidades mineras en desarrollo y proyectos en fases previas a la explotación (Figura 7.2).

El Cuadro 7.6 menciona algunas de las minas más importantes de la región e incluye los proyectos en exploración.

Nombre	Fase	Ubicación		Coorde	enadas	Observaciones
		Provincia	Distrito	Lat.	Long.	
Antonieta	Exploración	Condesuyos	Yanaquihua	-15.66	-72.94	Proyecto de exploración minera que se emplaza en la cuenca del río Ocoña, subcuencas
						de río Chichas y quebrada U chucoyoj.
Arcata	Explotación	Castilla	Orcopampa	-15.03	-72.17	Unidad minera, se desarrolla en un área de 47 000 hectáreas. Es una operación
						subterránea con producción de concentrado polimetálico desde 1964.
Ares	Explotación	Caylloma	Caylloma	-15.21	-71.86	Mina de propiedad de Hochschild, ubicada a 4900 msnm en la Cordillera de los Andes, a
						275 km de la ciudad de Arequipa. Las labores se desarrollan en mina subterránea.
Barreno	Explotación	Condesuyos	Yanaquihua	-15.78	-72.92	Mina perteneciente a Compañía MINARSA que realiza operaciones de extracción del
						mineral aurífero de labores subterráneas. El proyecto se desarrolla en 999 hectáreas.
Capitana	Explotación	Carav elí	Huanuhuanu	-15.61	-74.08	-
Caravelí	Explotación	Carav elí	Huanuhuanu	-15.64	-74.08	Mina subterránea en vetas auríferas perteneciente a Compañía Minera Caravelí. Las
						concesiones mineras totalizan un área de 11 000 hectáreas
Chaquelle	-	Caylloma	Тарау	-15.47	-71.91	-
El Diablo	Exploración	Caylloma	Caylloma	-15.17	-71.83	Proyecto de exploración que plantea la ejecución de dos métodos de exploración minera;
						plataformas de exploración por diamantina y laboreo subterráneo.
Orcopampa	-	Castilla	Orcopampa	-15.27	-72.33	-
Poracota	Exploración	Condesuyos	C ay arani	-15.23	-72.5	Proyecto de exploración que está ubicado en los parajes de Porosota, Quellococha y
						Persev erancia.
San José	Exploración	Arequipa	Polobaya	-16.69	-71.44	Proyecto minero en etapa de exploración y desarrollo dentro de las concesiones mineras
						Cimarrón y Cimarrón I, Cimarrón 2 y Cimarrón 3.
San Juan	Exploración	Condesuyos	Río Grande	-15.88	-73.04	Proyecto de explotación subterránea del yacimiento de oro. Se encuentra en etapa de
Pampa						ex ploración y desarrollo.
Zafranal	Exploración	Castilla	Huancarqui	-16.06	-72.3	El Proyecto Zafranal se encuentra ubicado en la franja de pórfidos de cobre del sur del
						Perú. La propiedad tiene un área aproximada de 32 000 hectáreas conformada por varios
						depósitos de pórfidos de cobre conocidos, actualmente se encuentra en etapa de
						ex ploración.
Cerro	Explotación	Arequipa	Yarabamba	-16.52	-71.59	Propiedad de la minera peruana Sociedad Minera Cerro Verde S.A.A. Es un complejo
Verde						minero de molibdeno y cobre a cielo abierto ubicado a 30 km de la ciudad de Arequipa.
						Esta mina es una de las principales productoras de cobre del país.

#### Cuadro 7.6 Centros y proyectos mineros importantes en la región Arequipa

#### 7.3.4 Proyectos

El crecimiento en la región Arequipa hace importante el planteamiento de nuevas opciones de desarrollo para sus distintas provincias. Algunas de estas propuestas se reflejan en proyectos de alcance regional que nacen a partir de diferentes necesidades sociales y económicas.

Los más importantes futuros proyectos (Cuadro 7.7) que impulsarán un mayor crecimiento económico de la región son:

Cuadro 7.7
Futuros proyectos de la región Arequipa

Nombre	Categoría	Тіро		Coordenadas		
			Provincia	Distrito	Lat.	Long.
Aeropuerto de La Joya	Infraestructura aeroportuaria	Aeropuerto	Islay	Mollendo	-16.78	-71.89
Corio Base Hinterland, Puerto de las Américas	Infraestructura portuaria	Hub	Islay	Dean Valdivia	-17.15	-71.82
Presa de Huairondo	Infraestructura hidroenergética y de irrigación	Represa	Islay	Cocachacra	-16.98	-71.6
Hidroeléctrica Charchani VII	Infraestructura hidroenergética	Hidroeléctrica	Arequipa	Alto Selva Alegre	-16.32	-71.52
Hidroeléctrica Lluta y Lluclla	Infraestructura hidroenergética	Hidroeléctrica	Caylloma	Lluta	-16.18	-72.04
Mina de hierro Pampa del Pongo	Infraestructura de extracción de recursos minerales	Mina	C arav elí	Bella Unión	-15.37	-74.77
Proyecto minero Tia María	Infraestructura de extracción de recursos minerales	Mina	Islay	Cocachacra	-17.03	-71.77
Carretera Arequipa La Joya	Infraestructura vial terrestre	Carretera	Arequipa	Cerro Colorado, Yura, Uchumayo, La Joya	-16.4	-71.68
Carretera Huambo-Ayo, que une el Colca con el valle de los volcanes	Infraestructura vial terrestre	Carretera	Caylloma, Castilla	Huambo, Ayo	-15.7	-72.21

En cuanto a los actuales proyectos importantes se tiene:

#### Proyecto Majes-Siguas etapa II

Uno de los proyectos de gran repercusión es Majes-Siguas II. Este proyecto tiene como objetivo principal abastecer y regular el agua para uso agrícola y urbano y generar energía eléctrica mediante un sistema hidráulico que permitirá el transvase de las aguas provenientes de las altas cordilleras, por medio de túneles y canales, desde los ríos Apurímac y Colca hacia las pampas de Majes y Siguas.

#### Hidroeléctrica Charcani VII

Involucra el abastecimiento energético de Arequipa. Se encuentra ubicado en la provincia de Arequipa y es parte del sistema hidroenergético Charcani. Se le estima una capacidad de 18 a 20 megavatios. Estudios preliminares la ubican en la margen izquierda del río Chili, en el distrito de Alto Selva Alegre y cerca de la actual Central Charcani I.

#### Aeropuerto La Joya

El nuevo aeropuerto es otra obra para ser construida en los

próximos años. Estará ubicado en terrenos de la base aérea de La Joya, a una hora y media de la ciudad de Arequipa. Será el primer terminal aéreo cívico-militar del Perú, similar al que existe en lquique-Chile. El proyecto del MTC considera la construcción de un aeropuerto con una inversión de S/247 millones, diseñado para un área de 30 000 m<sup>2</sup> con capacidad para soportar una demanda de 5 millones de pasajeros al año.

El objetivo del nuevo aeropuerto es aliviar las limitaciones por las que atraviesa el actual terminal aéreo Alfredo Rodríguez Ballón.

#### Corio Base Hinterland - Puerto de las Américas

Gran proyecto regional planteado para su construcción en la provincia de Islay. Se perfila a ser puente comercial y vial entre el Asia y América del Sur. Sus dimensiones y ubicación lo convertirían en el puerto más grande e importante de la costa oeste de Sudamérica y del Perú. Su valoración estimada es de 500 millones
de dólares. El proyecto portuario multimodal está calculado para operar con grandes buques de importante tonelaje (100 millones de toneladas de carga al año) y ser puerta de salida de la carretera Interoceánica al océano Pacífico.

#### Hidroeléctrica Lluta y Lluclla

Proyecto hidroenergético estimado en 700 millones de dólares, propone generar 525 megavatios de energía en las centrales hidroeléctricas de Lluta y Lluclla, con aguas del río Colca-Caylloma. Las plantas tomarán el agua en la zona de Querque y se requerirán 30 m<sup>3</sup> de agua de la represa de Angostura y 14 m<sup>3</sup> de la presa de Condoroma.

#### Proyecto minero Tía María

Proyecto de propiedad de Southern Peru Copper Corporation. Está ubicado en el distrito de Cocachacra, provincia de Islay, aproximadamente 127 km al suroeste de la ciudad de Arequipa. Contemplaba la construcción de dos tajos, Tía María y La Tapada.

### Proyecto minero Pampa del Pongo

Proyecto de la minera china Jinzhao Mining para explotar hierro en el sur del país. El proyecto Pampa del Pongo podría convertirse en la mayor mina de hierro en el Perú, con una producción estimada de 22,5 millones de toneladas al año. El método de minado será a tajo abierto. La vida útil de la mina es estimada en unos 33 años.

## 7.3.5 Áreas Restringidas

Marcan los límites de áreas destinadas para usos establecidos por los distintos proyectos pertenecientes a los ministerios del Estado, así como también a los proyectos de desarrollo regional. La influencia de estas áreas se limita por características de conservación natural, patrimonio cultural (restos arqueológicos), uso urbano, uso militar e infraestructura civil estratégica (Figura 7.2).

La finalidad de este trabajo es calcular el riesgo en la región Arequipa, se ha visto por conveniente realizar dos tipos de análisis de riesgo: el primero, relacionado con el análisis de *riesgo por movimientos en masa detonados por sismo;* y viendo que la mayoría de ciudades se emplazaron sobre los depósitos inconsolidados cuaternarios (fluviales, aluviales, lacustres, coluviales, etc.), se realizó un análisis de *riesgo por procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo*.

## 7.4 RIESGO POR MOVIMIENTOS EN MASA DETONADOS POR SISMO

Para el análisis de riesgo en la región Arequipa, superponemos las capas de áreas restringidas y la capa de infraestructuras importantes en los mapas de peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo (Capítulo VI), así podremos ver qué obras de gran envergadura y zonas urbanas se verían afectadas en caso de la reactivación de cualquiera de las fallas en los 16 escenarios propuestos (Figuras 7.3 al 7.18).



320

















ÁREA 1







Figura 7.10 Mapa de amenaza por movimientos en masa detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Arequipa, segmento este. Área de trabajo 2.

































# 7.5 RIESGO POR PROCESOS DE LICUEFACCIÓN 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 áreas restringidas y la capa de infraestructuras importantes en los mapas de peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo (Capítulo VI), de esta manera podremos ver qué obras de gran envergadura y zonas urbanas se verían afectadas en caso de la reactivación de cualquiera de las fallas de los 16 escenarios propuestos (Figuras 7.19 al 7.34).







Figura 7.20 Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Solarpampa. Área de trabajo 1.







Figura 7.22 Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Maca, segmento oeste. Área de trabajo 1.

















Figura 7.27 Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Caylloma. Área de trabajo 3.





























# **BIBLIOGRAFÍA**

- Abrahamson, N.A. & Silva, W.J. (1997) Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes. *Seismological Research Letters*, 68(1): 94-127.
- Abrahamson, N.A. & Silva, W.J. (2007) Abrahamson & Silva NGA ground motion relations for the geometric mean horizontal component of peak and spectral ground motion parameters. Berkeley, CA: Pacific Earthquake Engineering Research Center, 378 p., PEER Report 200.
- Abrahamson, N.A. & Silva, W.J. (2008) Summary of the Abrahamson & Silva NGA ground-motion relations. *Earthquake Spectra*, 24(1): 67-97.
- Acocella, V.; Gioncada, A.; Omarini, R.; 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.
- Agueda, J.A. (2004) Estructuras sedimentarias originadas por erosión (en línea). 7 p. (consulta: 16 julio 2015). Disponible en: <http://gaia.geologia.uson.mx/ academicos/monreal/CursoEstratLic/EstrucSed.pdf>
- Aguilar, V. & Mendoza, D. (2002) Aproximación a un modelo de susceptibilidad a movimientos de masa en el eje cafetero, Colombia. Tesis Ingeniero Civil, Universidad del Valle, Facultad de Ingeniería, Cali, 214 p.
- Allen, J.R.L. (1977) The posible mechanics of convolute lamination in graded sand beds. *Journal of the Geological Society*, 134(1): 19-31.
- 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.
- Allmendinger, R.W. (2012) Faultkin 7 for Windows (en línea). (consulta: agosto 2015). Disponible en <http://

www.geo.comell.edu/geology/faculty/RWA/programs/ faultkin.html>

- Alparslan, E.; Ince, F.; Erkan, B.; Aydöner, C.; Özen, H., et al. (2008) - A GIS model for settlement suitability regarding disaster mitigation, a case study in Bolu Turkey. *Engineering Geology*, 96(3-4): 126-140.
- 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.
- Amick, D.; Gelinas, R.; Maurath, G.; Cannon, R.; Moore, D., et al. (1990) - Paleoliquefaction features along the Atlantic seaboard. Washington, DC: US 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.
- Antayhua, Y.; Tavera, H.; Bernal, I.; Palza, H. & Aguilar, V. (2002) - Localización hipocentral y características de las fuentes de los sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998), región del volcán Sabancaya (Arequipa). *Boletín Sociedad Geológica del Perú* (93): 63-71.
- Aquater (1980) Resultados dataciones absolutas (K-Ar). Proyecto de investigación geotérmica de la República del Perú: estudio de reconocimiento, informe inédito. [s.l.] Aquater, OLADE, 7 p. (Archivo Ingemmet A4959).
- 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.
- Armijo, R.; Rauld, R.; Thiele, R.; Vargas, G.; Campos, J., et al. (2010) - The West Andean thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29(2): 34 p., TC2007, doi: 10.1029/2008TC002427.
- 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.

- Atwater, B.F.; Cisternas, M.; Bourgeois, J.; Dudley, W.C.; Hendley, J.W. & Stauffer, P.H. (1999) - Surviving a tsunami lessons from Chile, Hawaii, and Japan. U.S. Geological Survey Circular 1187, 18 p.
- 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.
- Audin, L.; David, C.; Hall, S.R.; Farber, D. & Hérail, G. (2006) -Geomorphic evidences of recent tectonic activity in the forearc, southern Peru. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 61(4): 545-554.
- 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.
- Avouac, J.P. (2003) Mountain building, erosion and the seismic cycle in the Nepal Himalaya. *Advances in Geophysics*, 46: 1-80.
- Ayala, F.J.; Balakirev, E.S. & Sáez, A.G. (2002) Genetic polymorphism at two linked loci, Sod and Est-6, in Drosophila melanogaster. Gene, 300(1-2): 19-29.
- Baby, P.; Rochat, P.; Mascle, G.H. & Hérail, G. (1997) Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, 25(10): 883-886.
- Barazangi, M. & Isacks, B.L. (1976) Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4(11): 686-692.
- 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.
- Bellido, E. & Narváez, S. (1960) Geología del cuadrángulo de Atico. *Comisión Carta Geológica Nacional*, 2, 59 p.
- Bellido, E. & Guevara, C. (1963) Geología de los cuadrángulos de Punta de Bombón y Clemesí. Comisión Carta Geológica Nacional, 5, 92 p.

- Bellido, E. (1979) Geología del cuadrángulo de Moquegua. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 15, 78 p.
- Benavente, C.; Audin, L.; Macharé, J. & Cerpa, L. (2008) Estado de esfuerzo compresivo en el Pleistoceno superior, zona pedemontana el sur del Perú-Tacna (CD-ROM). En: Congreso Peruano de Geología, 14 & Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, 2008. *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 5 p.
- 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.; Fidel, L. & Delgado, F. (2010) Evolución estratigráfica y tectónica de la cuenca pleistocena Colca, Cordillera Occidental-sur del Perú. Perú (CD-ROM).
  En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco, 2010. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 758-761.
- 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 (cd-rom). 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.
- Benavente, C.; Spiske, M.; Delgado, F. & Bahlburg, H. (2016) -Depósitos de paleotsunamis en la costa central y sur del Perú. INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 62, 173 p.
- Benavides, V. (1962) Estratigrafía Pre-terciaria de la región de Arequipa. En: Congreso Nacional de Geología, 2, Lima, 1960. Boletín Sociedad Geológica del Perú, (38):5-63.
- 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.

- Birot, P. (1937) Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles. Thèse Docteur, Université de Paris, Faculté des lettres, Paris, 326 p.
- 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.
- 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.
- Blair, T.C. & Bilodeau, W.L. (1988) Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, 16(6): 517–520.
- Blanc J.L. (1984) Néotectonique et sismotectonique des Andes du Pérou Central dans la région de Huancayo. Thése Docteur, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, Paris, 162 p.
- Bonhomme, M.G. & Carlier, G. (1990) Relation entre magmatisme et minéralisations dans le batholite d'Andahuaylas-Yauri (Sud Pérou): données géochronologiques. En: Symposium International «Géodynamique Andine». Grenoble, 1990. *Résumés des communications*. Paris: ORSTOM, p. 329-331.
- Bonilla, M.G. (1988) Minimum earthquake magnitude associated with coseismic surface faulting. *Bulletin of the Association* of Engineering Geologists, 25(1): 17-29.
- 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.
- 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.
- Boudesseul, N.; Fornari, M.; Sempere, T.; Carlier, G.; Mamani, M., et al. (2000) - Un importante evento volcánico de

edad Mioceno inferior en la zona de Descanso-Ayaviri-Condoroma-Santa Lucía (Dptos. de Cusco, Puno y Arequipa). En: Congreso Peruano de Geología, 10, Lima, 2000. *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 48-57.

- Burbank, D.W.; Beck, R.A.; Raynolds, R.G.H.; Hobbs, R. & Tahirkheli, R.A.K. (1988) - Thrusting and gravel progradation in foreland basins: A test of post-thrusting gravel dispersal. *Geology*, 16(12): 1143-1146.
- Burbank, D.W.; Leland, J.; Fielding, E.; Anderson, R.S., Brozovic, N., et al. (1996) - Bedrock incision, rock uplift, and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature*, 379(6565): 505-510.
- Burbank, D.W. & Anderson, R.S. (2001) *Tectonic geomorphology*. Oxford: Blackwell Science, 274 p.
- Cabrera, A. & Petersen, G. (1936) Reconocimiento geológico de los yacimientos petrolíferos del departamento de Puno. *Boletín Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú*, (115): 1-102.
- Cabrera, J. (1988) Néotectonique et sismotectonique dans la Cordillère Andine au niveau du changement de géometrie de la subduction: la région de Cusco, Pérou. Thése Docteur 3éme cycle, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, Paris, 275 p.
- Caldas, J. (1978) Geología de los cuadrángulos de San Juan, Acarí y Yauca. *Instituto de Geología y Minería, Boletín* 30, 78 p.
- Caldas, J. (1993) Geología de los cuadrángulos de Huambo y Orcopampa. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 46, 62 p.
- Caputo, R.; Piscitelli, S.; Oliveto, A.: Rizzo, E. & Lapenna, V. (2003) - The use of electrical resistivity tomographies in active tectonics: examples from the Tyrnavos Basin, Greece. *Journal of Geodynamics*, 36(1-2): 19–35.
- Caputo, R.; Salviulo, L.; Piscitelli, S. & Loperte, A. (2007) Late Quaternary activity along the Scorciabuoi fault (southern Italy) as inferred from electrical resistivity tomographies. *Annals of Geophysics*, 50(2): 213-223.
- Carey, E. & Brunier, B. (1974) Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D - Sciences Naturelles, 279(11): 891–894.

- Carlotto V.; Quispe, J.; Acosta, H.; Rodríguez, R.; Romero, D., et al. (2009) - Dominios geotectónicos y metalogénesis del Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (103): 1-89.
- Carrara, A.; Cardinali, M.; Guzzetti, F. & Reichenbach, P. (1995) -GIS technology in mapping landslide hazard. En: Carrara, A. & Guzzetti, F., eds. *Geographical information systems in assessing natural hazards*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, p. 135-175.
- Carver, G.A. (1987) Late Cenozoic tectonics of the Eel River basin region, coastal northem California. En: Schymiczek, H. & Suchsland, R., eds. *Tectonics, sedimentation, and evolution of the Eel River and associated coastal basins of northem 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.
- 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.
- Cheel, R.J. & Rust, B.R. (1986) A sequence of soft-sediment deformation (dewatering) structures in Late Quaternary subaqueous outwash near Ottawa, Canada. *Sedimentary Geology*, 47(1-2): 77-93.
- Cluff, L.S.; Patwardhan, A.S. & Coppersmith, K.J. (1980) Estimating the probability of occurrences of surface faulting earthquakes on the Wasatch fault zone, Utah. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(5): 1463-1478.
- Cobbing, E.J. & Pitcher, W.S. (1972) Plate tectonics and the Peruvian Andes. *Nature, Physical Science (London)*, 240(99): 51-53.
- Colella, A.; Lapenna, V. & Rizzo, E. (2004) High-resolution imaging of the High Agri Valley Basin (Southern Italy) with electrical resistivity tomography. *Tectonophysics*, 386(1-2): 29-40.
- Colman, S.M. & Watson, K. (1983)-Ages estimated from a diffusion equation model for scarp degradation. *Science*, 221(4607): 263-265.

- Corrales, I.; Rosell, J.; Sánchez, L.; Vera, J. & Vilas, L. (1977) -Estratigrafía. Madrid: Ediciones Rueda, 718 p.
- Cossío, A. (1964) Geología de los cuadrángulos de Santiago de Chuco y Santa Rosa. *Comisión Carta Geológica Nacional, Boletín* 8, 69 p.
- Costa, C.; Audemard, F.A.; Bezerra, F.H.R.; Lavenu, 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.
- Cruz, M.; Romero, D.; Ticona, P. & Sánchez, A. (2002) Análisis de la Cuenca Huanca (Eoceno-Oligoceno Inferior): evolución sedimentaria y paleogeográfica, departamento de Arequipa, sur del Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 11, Lima, 2002. *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 12.
- Culling, W.E.H. (1960) Analytical theory of erosion. *Journal of Geology*, 68(3): 336-344.
- Culling, W.E.H. (1965) Theory of erosion on soil-covered slopes. Journal of Geology, 73(2): 230-254.
- Dadson, S.J.; Hovius, N.; Chen, H.; Dade, W.B.; Lin, J.C., et al. (2004) - Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt. *Geology*, 32(8): 733-736.
- David, C. (2007). Comportamiento actual del ante-arco y del arco del Codo de Arica en la orogénesis de los Andes Centrales. Tesis Doctoral, Universidad de Chile, Santiago de Chile, 290 p.
- Dávila, D. (1988) Geología del cuadrángulo de Cailloma. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 40, 93 p.
- Dávila, D. (1989) Estratigrafía cenozoica del valle del río Grande, cuenca de Pisco, Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (80): 65-76.
- Dávila, J. (1998) Volcán Huaynaputina (sur del Perú): estudio estratigráfico, sedimentológico de las tefras y efectos de la erupción de 1600 D.C. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 180 p.

- De Silva, S.L., Francis, P.W. (1991) Volcanoes of the Central Andes. Berlin: Springer-Verlag, 216 p.
- Delacour, A.; Gerbe, M.-C.; Thouret, J.-C.; Wörner, G. & Paquereau, P. (2007) - Magma evolution of Quaternary minor volcanic centres in southem Peru, Central Andes. *Bulletin of Volcanology*, 69(6): 581-608.
- Delcaillau, B.; Deffontaines, B.; Floissac, L.; Angelier, J.; Deramond, J., et al. (1998) - Morphotectonic Evidence from Lateral Propagation of an Active Frontal Fold; Pakuashan Anticline, Foothills of Taiwan. *Geomorphology*, 24 (4): 263–290.
- 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.
- Delgado, F.; Fidel, L. & Concha, R. (2014) Reactivación del segmento activo Misca-Cusibamba, Falla Paruro-Cusco, Sismo 27/09/2014, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 65 p. (Archivo Ingemmet A6671).
- Demanet, D.; Pirard, E.; Renardy, F. & Jongmans, D. (2001a) -Application and processing of geophysical images for mapping faults. *Computers & Geosciences*, 27(9): 1031–1037.
- Demanet, D.; Renardy, F.; Vanneste, K.; Jongmans, D.; Camelbeeck, T. & Meghraoui, M. (2001b) - The use of geophysical prospecting for imaging active faults in the Roer Graben, Belgium. *Geophysics*, 66 (1): 78–89.
- Demoulin, A. (2011) Basin and river profile morphometry: A new index with a high potential for relative dating of tectonic uplift. *Geomorphology*, 126(1-2): 97–107. Doi:10.1016/ j.geomorph.2010.10.033
- Demoulin, A. (2012) Morphometric dating of the fluvial landscape response to a tectonic perturbation. *Geophysical Research Letters*, 39, L15402, 5 p. Doi: 10.1029/ 2012GL052201.
- Donne, D.D.; Piccardi, L.; Odum, J.K.; Stephenson, W.J. & Williams, R.A. (2007) - High resolution shallow reflection seismic image and surface evidence of the Upper Tiber Basin active faults (Northern Apennines, Italy). *Bollettino della Societá Geologica Italiana*, 126(2): 323-331.
- Dumont, J.-F. (1988) Neotectonique du piémont amazonien des Andes centrales du Pérou (San Ramón): *Géodynamique*, 3(1-2): 39-44.

- Dumont, J.-F. (1989) Neotectónica y dinámica fluvial de la Baja Amazonía peruana. Boletín Sociedad Geológica del Perú, (80): 51-64.
- 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.
- Dunbar, C.O. & Newell, N.D. (1946) Marine early Permian of the Central Andes and its fusuiline faunas. *American Journal* of Science, 244(6): 377-402, Part II, 244(7): 457-491.
- Estrada, F. (1978) Estudio de correlación de los pórfidos de cobre del sur del Perú: edades radiométricas de los principales eventos geológicos de los pórfidos del sur del Perú, informe inédito. Lima: INCITEMI, 18 p. (Archivo Ingemmet A4436)
- Evans, K.F.; Burford, R.O. & King, G.C.P. (1981) Propagating episodic creep and aseismic behavior of the Calaveras fault north of Hollister, California. *Journal of Geophysical Research*, 86(B5): 3721-3735.
- Farías, M.; Charrier, R.; Fock, A.; Campbell, D.; Martinod, J. & Comte, D. (2005) - Rapid late Cenozoic surface uplift of the central Chile Andes (33°-35°S). En: International Symposium on Andean Geodynamics, 6, Barcelona, 2005. *Extended abstracts*. Paris: IRD Editions, p. 261-265.
- Fazzito, S.; Rapalini, A.; Cortés, J. & Terrizzano, C. (2009) -Characterization of Quaternary faults by electric resistivity tomography in the Andean Precordillera of Western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 28(3): 217–228.
- Fidel, L.; Zavala, B; Núñez, S. & Valenzuela, G. (2006) Estudio de riesgos geológicos del Perú, Franja No. 4. INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 29, 383 p.
- Flemings, P.B., & Jordan, T.E. (1989) A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *Journal of Geophysical Research*, 94(B4): 3851-3866.
- Fleta, J.; Santanach, P.; Goula, X.; Martínez, P.; Grellet, B. & Masana, E. (2001) - Geologic, geomorphologic and geophysic approaches for the paleoseismological analysis of the Amer fault (NE Spain). Proceedings of the Workshop Evaluation of the Potential for Large Earthquakes in Regions of Present Day Low Seismic Activity in Europe. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de* Séismologie, 18: 63–66.

- García, D. (2006) 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. (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.
- García, W. (1966) Deslizamiento en el cerro Quehuisa en los distritos de Lari y Madrigal (Provincia de Caylloma, Departamento de Arequipa). Comisión Carta Geológica Nacional, Boletín, 13, p. 87-93.
- García, W. (1968) Geología de los cuadrángulos de Mollendo y La Joya. Servicio de Geología y Minería, Boletín 19, 99 p.
- Gerbe, M.-C. & Thouret, J.-C. (2004) Role of magma mixing in the petrogenesis of lavas erupted during the 1990-98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southem Peru. *Bulletin of Volcanology*, 66(6): 541-561.
- Giano, S.I.; Lapenna, V.; Piscitelli, S. & Schiattarella, M. (2000) -Electrical imaging and self-potential surveys to study the geological setting of the Quatemary, slope deposits in the Agri high valley (Southern Italy). *Annali di Geofisica* 43(2): 409-419.
- 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.
- Gómez, J.; Macías, J.; Siebe, C. & Ocola, L. (2004) Delimitación y análisis sedimentológico de la avalancha de escombros del volcán Hualca Hualca, valle del Colca, Arequipa – Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 12, Lima, 2004. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 575-577.
- González de Vallejo, L.I.; Ferrer, M.; Ortuño, L. & Oteo, C., eds. (2002) - *Ingeniería geológica*. Madrid: Pearson Educación, 732 p.
- Gordon, I. & Heller, P.L. (1993) Evaluating major controls on basinal stratigraphy, Pine Valley, Nevada: Implications for syntectonic deposition. *Geological Society of America Bulletin*, 105(1): 47-55.

- Goudie, A.; Anderson, M.; Burt, T.; Lewin, J.; Richards, K., et al., eds. (1981) - *Geomorphological techniques*. London: George Allen and Unwin, 411 p.
- Grange, F. (1983) Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au sud Pérou. Thèse Docteur 3ème cycle, Université Sicentifique et Medicale de Grenoble, Grenoble, 184 p.
- Grange, F.; Hatzfeld, D.; Cunningham, P.; Molnar, P.; Roecker, S.W., et al. (1984) - Tectonic implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in southern Peru. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7): 6139-6152.
- Graveleau, F. (2008) Interactions tectonique, erosion, sedimentation dans les avant-pays de chaines: Modelisation analogique et etude des piemonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale). Thèse Docteur, Université Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 487 p.
- Graveleau, F. & Dominguez, S. (2008) Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts. *Comptes Rendus Geosciences*, 340(5): 324–333.
- Guevara, C. (1969) Geología del cuadrángulo de Characato (hoja 33t). Servicio de Geología y Minería, Boletín 23, 53 p.
- Guevara, C. (1980) El Grupo Casma del Perú Central entre Trujillo y Mala. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (67): 73-83.
- Guevara, C. & Dávila, D. (1983) Estratigrafía y tectónica terciaria del área de Cora Cora - Pacapausa. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (71): 281-289.
- Gutenberg, B. & Richter, C.F. (1944) Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4): 185-188.
- 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. & Mériaux, A.-S. (2008) - Geochronology of pediment surfaces in southem Peru: implications for Quaternary deformation of the Andean forearc. *Tectonophysics*, 459(1-4): 186– 205. http://dx.doi.org/ 10.1016/j.tecto.2007.11.073.

- Hall, S.R.; Farber, D.L.; Audin, L. & Finkel, R.C. (2012) Recently active contractile deformation in the forearc of southerm Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 337– 338: 85–92.
- 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.
- 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.
- Hanks, T.C. & Wallace, R.E. (1983) 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.
- Harp, E.L. & Jibson, R.W. (1996) Landslides triggered by the 1994 Northridge, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1B): 319–332.
- Harp, E.L.; Schmidt, K.; Wilson, R.C.; Keefer, D.K. & Jibson, R.W. (1991) - Effects of landslides and coseismic fractures triggered by the 17 October 1989 Loma Prieta, California, earthquake. *Landslide News*, 5: 18-22.
- Hartley, A.J. (2003) Andean uplift and climate change. Journal of the Geological Society London, 160(1): 7-10.
- Heller, P.L.; Angevine, C.L.; Winslow, N.S.; & Paola, C. (1988) -Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, 16(6): 501-504.
- Helwing, J. (1970) Slumps folds and early structures, northeastern Newfoundland Appalachians. *Journal of Geology*, 78(2): 172-187.
- 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.
- 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, B01410, doi: 10.1029/ 2002JB002282.
- Hovius, N.; Meunier, P.; Lin, C.W.; Chen, H.; Chen, Y.G., et al. (2011) - Prolonged seismically induced erosion and the mass balance of a large earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 304(3-4): 347–355.

- 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. & Kerby, G. (1983) Channel changes in badlands. Geological Society of America Bulletin, 94(6): 739-752.
- 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.
- Howard, A.D. (1998) Long profile development of. bedrock channels: Interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. En: K. 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.
- Huamán, D. (1985) Evolution tectonique cénozoique et néotectonique du piemont Pacifique dans la région d'Arequipa (Andes du Sud du Pérou). Thése Docteur 3éme cycle, Université de Paris Sud, Centre d'Orsay, 225 p.
- Huamán, D.; Chorowicz, J.; Deffontaines, B.; Guillande, R. & Rudant, J.P. (1993) - Cadre structural et risques géologiques étudiés á 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*, 104(B6): 12779-12796.
- Inoue, K. (1995) Great Kanto earthquake and landslides. *Erosion* and Flood Control, 104: 14–20 (in Japanese).
- Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (1995) Geología del Perú. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 55, 177 p.
- Isacks, B.L. (1988) Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93(B4): 3211-3231.

- Jacay, J.; Flores, A.; Sempere, T. & Fornari, M. (2004) Características depositacionales del volcánico Huaylillas. En: Congreso Peruano de Geología, 12, Lima, 2004, *Resúmenes extendidos*, Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 463-465.
- Jacay, J. (2005) Análisis de los depósitos de corrientes de alta densidad de la Formación Puente (cuenca de Arequipa), Sur del Perú. *Revista del Instituto de Investigación FIGMMG*, 8(16): 51-56.
- Jaffe, B.E.; Gelfenbaum, G.; Rubin, D.M.; Peters, R.; Anima, R., et al. (2003) - Identification and interpretation of tsunami deposits from the June 23, 2001 Perú tsunami (en línea). En: Davis, R.A. Coastal Sediments 2003: crossing disciplinary boundaries – Proceedings of the International Conference. Corpus Christi, TX: World Scientific Publishing Corp., 13 p. (consulta: enero 2013). Disponible en: <https://walrus.wr.usgs.gov/tsunami/ srilanka05/CS03\_PeruTsuDep.pdf>
- Jenks, W.F. (1948) Geología de la hoja de Arequipa al 200,000. Geology of the Arequipa Quadrangle of the Carta Nacional del Peru. *Instituto Geológico del Perú, Boletín* 9, 204 p.
- Jibson, R.W.; Prentice, C.S.; Borissoff, B.A.; Rogozhin, E.A. & Langer, C.J. (1994) - Some observations of landslides triggered by the 29 April 1991 Racha earthquake, Republic of Georgia. *Bulletin of the Seismological Society* of America, 84(4): 963-973.
- Kaklamanos, J. (2010) Model validations, comparisons, and issues of the Next Generation Attenuation (NGA) relations for predicting earthquake ground motions. Master Thesis, Tufts University, Medford, 190 p.
- Kamp, U.; Growley, B.J.; Khattak, G.A. & Owen, L.A. (2008) GISbased landslide susceptibility mapping for the 2005 Kashmir earthquake region. *Geomorphology*, 101(4): 631-642.
- Kaneoka, I. & Guevara, C. (1984) K-Ar age determinations of late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, southern Peru. *Geochemical Journal*, 18(5): 233-239.
- Keefer D.K. (1984) Landslides caused by earthquakes. Geological Society of America Bulletin, 95(4): 406-421.
- Keefer, D.K. (1994) The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions. *Geomorphology*, 10(1-4): 265–284.

- Keefer, D.K. (1999) Earthquake-induced landslides and their effects on alluvial fans. *Journal of Sedimentary Research*, 69(1): 84-104.
- Keefer, D.K. (2000) Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution - the 1989 Loma Prieta, California event. *Engineering Geology*, 58(3-4): 231–249.
- Keefer, D.K. (2002) Investigating landslides caused by earthquakes: a historical review. Surveys in Geophysics, 23(6): 473–510.
- Khazai, B. & Sitar, N. (2004) Evaluation of factors controlling earthquake-induced landslides caused by the Chi-Chi earthquake and comparison with the Northridge and Loma Prieta events. *Engineering Geology*, 71(1-2): 79–95.
- Kirby, E. & Whipple, K.X. (2012) Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44: 54–75.
- Klinck, B.A.; Ellison, R.A. & Hawkins, M.P. (1986) The geology of the Cordillera Occidental and Altiplano west of Lake Titicaca Southern Peru. Lima: British Geological Survey & Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 353 p.
- 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 topographydriven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. *Geomorphology*, 83(1-2): 97-120.
- Koi, T.; Hotta, N.; Ishigaki, I.; Matuzaki, N.; Uchiyama, Y. & Suzuki, M. (2008) - Prolonged impact of earthquake-induced landslides on sediment yield in a mountain watershed: the Tanzawa region, Japan. *Geomorphology*, 101(4): 692–702.
- 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.
- Ksiazkiewicz, M. (1958) Submarine slumping in the Carpathian flysch. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 28(2): 123-150.
- Kuenen, P.H. (1958) Experiments in geology. *Transactions of* the Geological Society of Glasgow, 23: 1-27.

- Kulikov, E.A.; Rabinovich, A.B. & Thomson, R.E. (2005) Estimation of tsunami risk for the coasts of Peru and Northern Chile. *Natural Hazards*, 35(2): 185-209.
- Lague, D.; Crave, A. & Davy, P. (2003). Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B1): ETG 3–1– ETG 3–20.
- Lague, D. & Davy, P. (2003) Constraints on the long-term colluvial erosion law by analyzing slope-area relationships at various tectonic uplift rates in the Siwaliks Hills (Nepal). *Journal of Geophysical Research*, 108 (B2), 2129, doi: 10.1029/2002JB001893.
- Lamb, S.H. & Hoke, L. (1997) Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America. *Tectonics*, 16(4): 623-649.
- Lancaster, S.T. & Grant, G.E. (2006) Debris dams and the relief of headwater streams. *Geomorphology*, 82(1-2): 84-97.
- Lavé, J. & Avouac, J.P. (2000) Active folding of fluvial terraces across the Siwalik Hills (Himalaya of central Nepal). *Journal of Geophysical Research*, 105 (B3): 5735-5770.
- Lavé, J. & Avouac, J.P. (2001) Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of Central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 106(B11): 26561-26592.
- 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.
- Lin, C.W.; Liu, S.H.; Lee, S.Y. & Liu, C.C. (2006) Impacts of the Chi-Chi earthquake on subsequent rainfall-induced landslides in central Taiwan. *Engineering Geology*, 86(2-3): 87–101.
- Lin, C.W.; Shieh, C.L.; Yuan, B.D.; Shieh, Y.C.; Liu, S.H. & Lee, S.Y. (2004) - Impact of Chi-Chi earthquake on the occurrence of landslides and debris flows: example from the Chenyulan River watershed, Nantou, Taiwan. *Engineering Geology*, 71(1-2): 49–61.
- Lin, G.W.; Chen, H.; Hovius, N.; Horng, M.J.; Dadson, S., et al. (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.
- Lines, L.R. & Treitel, S. (1984) Areview of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32(2): 159-186.

- Liu, J.G.; Mason, P.J.; Yu, E.; Wu, M.C.; Tang, C., et al. (2012) -GIS modelling of earthquake damage zones using satellite remote sensing and DEM data. *Geomorphology*, 139-140: 518-535.
- Liu, S.H.; Lin, C.W. & Tseng, C.M. (2013) A statistical model for the impact of the 1999 Chi-Chi earthquake on the subsequent rainfall-induced landslides. *Engineering Geology*, 156: 11-19.
- Lockridge, P.A. (1985) *Tsunamis in Perú–Chile*. Boulder, CO: World Data Center A for Solid Earth Geophysics, 97 p. Report SE-39.
- 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.
- Loke, M.H., (2016). Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Penang (Malaysia): Geotomosoft Solutions, 207 p. Tambien disponible en: <a href="http://www.geotomosoft.com/coursenotes.zip">http://www.geotomosoft.com/coursenotes.zip</a>.
- Loke, M.H. (1999) Rapid 2-D resistivity and IP inversion using the least-squares method: Geoelectrical Imaging 2-D and 3-D. San Jose, CA: Geometrics, 43 p. También disponible en: <ftp://geom.geometrics.com/pub/ GeoElectric/Manuals/Res2dinv.pdf>
- Lowe, D.R. (1975) Water escape structures in coarse-grained sediments. Sedimentology, 22(2): 157–204.
- Lowe, D.R. & LoPiccolo, R.D. (1974) The characteristics and origins of dish and pillar structures. *Journal of Sedimentary Research*, 44(2): 484-501
- 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. doi: 10.1007/s10518-011-9274-2.
- Macharé, J. (1987) La marge continentale du Pérou: régimes tectoniques et sédimentaires cénozoiques de l'avantarc des Andes Centrales. Thése Docteur, Université de Paris XI-Orsay, Paris, 391 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.
- Mamani, M.; Tassara, A. & Wörner, G. (2008) Composition and structural control of crustal domains in the Central Andes.

*Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3): 13 p. Doi: 10.1029/2007GC001925.

- Mamani, M.; Wörner, G. & Sempere, T. (2010) Geochemical variation in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society* of America Bulletin, 122(1-2): 162-182.
- Mamani, M.; Navarro, J.; Carlotto, V.; Acosta, H.; Rodríguez, J., et al (2010) - Arcos magmáticos meso-cenozoicos del Perú y su relación con ocurrencias metálicas (CD-ROM). En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco 2010. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 563-566.
- Mamani, M. & Rivera, F. (2011) Sistema de fallas Iquipi-Clavelinas: Zona de transición cortical e implicancias para el emplazamiento de depósitos minerales. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (105): 37-50.
- Marocco, R. & Del Pino, M. (1966) Geología del cuadrángulo de Ichuña. Comisión Carta Geológica Nacional, Boletín 14, 57 p.
- Marocco, R. (1984) Dynamique du remplissage d'un bassin intramontagneux cénozoique andin; le bassin Moquegua (sud du Pérou). *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 14(2): 117-140.
- 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.
- Marocco, R. & Delfaud, J. (1986) L'évolution du secteur de Cuzco-Arequipa (Pérou) expliquée à la lumière du modèle de rift intracontinental. En: Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, 11., Clermont-Ferrand, 1986. Paris: Société Géologique de France, p. 121.
- Martínez, W. & Cervantes, J. (2003) Rocas ígneas en el sur del Perú: Nuevos datos geocronométricos, geoquímicos y estructurales entre los paralelos 16° y 18°30' Latitud Sur. INGEMMET, Boletín, Serie D: Estudios Regionales, 26, 140 p.
- McCalpin, J.P., ed. (1996) *Paleoseismology*. 2a. ed. San Diego, CA: Academic Press, 588 p. International Geophysics Series.

- McLaughlin, D.H. (1924) Geology and physiography of the Peruvian Cordillera. Departments of Junin and Lima. *Geological Society of America Bulletin*, 35(3): 591-632.
- McQuarrie, N. (2002) Initial plate geometry, shortening variations, and evolution of the Bolivian orocline. *Geology*, 30(10): 867–870.
- Meghraoui, M. & Crone, A.J. (2001) Earthquakes and their preservation in the geological record. *Journal of Seismology*, 5(3): 281-285.
- Mendívil, S. (1965) Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave (hojas 35-x, 35-y). *Comisión Carta Geológica Nacional*, 10, 99 p.
- Mendivil, S. (1970) Estratigrafía terciaria de la faja costanera del sur del Perú, informe inédito presentado al I Congreso Latinoamericano de Geología, Lima, 1970.
- Mercier, J.L.; Carey-Gailhardis, E.; Sébrier, M.; Stein, S.; Mercier, P., et al. (1991) - Palaeostress determinations from fault kinematics: Application to the neotectonics of the Himalayas-Tibet and the Central Andes [and Discussion]. *Philosophical Transactions: Physical Sciences and Engineering*, 337(1645): 41–52.
- Mercier, J.L.; Sébrier, M.; Lavenu, A.; Cabrera J.; Bellier, O., et al. (1992) - Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: The Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene. *Journal of Geophysical Research*, 97(B8): 11945-11982.
- Mering, C.; Huamán, D.; Chorowicz, J.; Deffontaines, B. & Guillande, R. (1996) - New data on the geodynamics of southem Perú from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images. *Tectonophysics*, 259(1-3): 153-169.
- Meunier, P.; Hovius, N. & Haines, A.J. (2007) Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion. *Geophysical Research Letters*, 34(20): L20408. doi: 10.1029/2007GL031337.
- Miall, A.D. (1978) Tectonic setting and syndepositational deformation of molasse and other nonmarine-paralic sedimentary basins. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15(19: 1613-1632.
- Miall, A. D., (1996) *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology.* Berlin: Springer Verlag, 582 p.

- Mora, S. & Vahrson, W.G. (1994) Macrozonation methodology for landslide hazard determination. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 31(1): 49-58.
- Morales, L. (1997) Nuevos datos geocronológicos y bioestratigráficos del macizo antiguo de Arequipa. En: Congreso Peruano de Geología, 9, Lima, 1997, *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 365-369.
- Mömer, N.A. (1990) Neotectonics and structural geology, general introduction. Bulletin International Quaternary Association Neotectonic Commission, 13, p. 87.
- Mortimer, C. (1973) The Cenozoic history of the southern Atacama desert, Chile. *Journal of the Geological Society London*, 129(5): 505-526.
- 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. doi: 10.1002/2013JF002981.
- Mugnier, J.L.; Baby, P.; Colleta, B.; Vinour, P.; Bale, P. & Leturmy, P. (1997) - Thust geometry controlled by erosion and sedimentation: a view from analogue models. *Geology*, 25(5): 427-430.
- Müir Wood, R. & Mallard, D.L. (1992) When is a fault extinct?. Journal of the Geological Society London, 149(2): 251-254
- Muizon, C. & DeVries, T.J. (1985) Geology and paleontology of late Cenozoic marine deposits in the Sacaco area (Peru). *Geologische Rundschau*, 74(3): 547-563.
- 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.
- Nagtegaal, P.J.C. (1963) Convolute lamination, metadepositional ruptures and slumping in an exposure near Pobla de Segur (Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 42: 363-374.
- Narciso, J.; Vilanova, S.; Lopes, I.; Oliveira, C.; Carvalho, J., et al. (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.

- Nash, D.B. (1986) Morphologic dating and modeling degrada-tion of fault scarps. En: Wallace, R.E., ed. Active tectonics. Washington, DC: National Academy Press, Studies in Geophysics, p. 181-194.
- Newell, N.D. (1945) Investigaciones geológicas en las zonas circunvecinas al lago Titicaca. Boletín Sociedad Geológica del Perú, (18): 44-68.
- Newell, N.D. (1949) Geology of the Lake Titicaca region, Perú and Bolivia. New York: Geological Society of America, 111 p. Memoir 36.
- Nguyen, F.; Garambois, S.; Jongmans, D.; Pirard, E. & Loke, M.H. (2005) - Image processing of 2D resistivity data for imaging faults. *Journal of Applied Geophysics*, 57(4): 260-277.
- Nguyen, F.; Kemna, A.; Antonsson, A.; Engesgaard, P.; Kuras, O. & Ogilvy, R. (2007) - Characterization of saltwater intrusion using electrical imaging: numerical simulation and field study. En: *American Geophysical Union Joint Assembly*, Acapulco, Mexico, May 2007. *Abstract H42B*-02. También disponible en: <a href="http://abstractsearch.agu.org/meetings/2007/SM/H42B-02.html">http://abstractsearch.agu.org/meetings/2007/SM/H42B-02.html</a>
- 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.
- Noble, D.C. (1972) Reconnaissance of the stratigraphy and structure of Cenozoic volcanic rocks of the Orcopampa district, north Andagua Valley, and their relation to silver mineralization, informe privado. Lima: Compañía de Minas Buenaventura, 16 p.
- 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.
- Noble, D.C.; McKee, E.H. & Mégard, F. (1979) Early Tertiary «Incaic» tectonism, uplift, and volcanic activity, Andes of Central Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 90(10): 903-907.
- Noble, D.C.; Navarro, P.; Mckee, E.H. & Quispesivana, L. (2002) - Eruptive history of the Pliocene Cailloma caldera, high

plateau province of southern Peru. En: Congreso Peruano de Geología, 11, Lima, 2002. *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 202.

- 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.
- 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.
- Obruchev, V.A. (1948) Osnovnyje certy kinetiki i plastiki neotektoniki. *Izvestiya Akademii Nauk UzSSR Sertiya. Geologicheskaya*, 5: 13-24.
- Okal, E.A.; Borrero, J.C. & Synolakis, C.E. (2006) Evaluation of tsunami risk from regional earthquakes at Pisco, Peru. Bulletin of the Seismological Society of America, 96(5): 1634-1648.
- Okal, E.A.; Piatanesi, A. & Heinrich, P. (1999) Tsunami detection by satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 104(B1): 599–615.
- Olchauski, E. & Dávila, D. (1994) Geología de los cuadrángulos de Chuquibamba y Cotahuasi. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 50, 52 p.
- Ortlieb, L. & Macharé, J. (1990) Quatemary 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.
- Owen, G. (1987) Deformation processes in unconsolidated sands. En: Jones, M.E. & Preston, R.M.F., eds. *Deformation* of sediments and sedimentary rocks. London: Geological Society, Special Publications, 29, p. 11–24.
- Owen, G. (1996) Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, 43(2): 279-293.
- 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.

- Palacios, O.; De La Cruz, J.; De La Cruz, N.; Klinck, B.A.; Allison, R.A. & Hawkins, M.P. (1993) - Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca – Sur del Perú (Proyecto Integrado del Sur). INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 42, 257 p.
- Paola, C. (1988) Subsidence and gravel transport in alluvial basins. En: Kleinspehn, K.L. & Paola, C., eds. New perspectives in basin analysis. New York: Springer-Verlag, Frontiers in Sedimentary Geology, p. 231-243.
- 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.
- Paquereau, P.; Thouret, J.-C.; Wörner, G. & Fornari, M. (2006) -Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, southern Peru: stratigraphical and petrological correlations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154(3-4): 251-275.
- Parise, M. & Wasowski, J. (1999) Landslide activity maps for landslide hazard evaluation: three case studies from southern Italy. *Natural Hazards*, 20(2): 159-183.
- Parker, R.N.; Densmore, A.L.; Rosser, N.J.; de Michele, M.; Li, Y., et al. (2011) – Mass wasting triggered by the 2008 Wenchuan earthquake is greater than orogenic growth. *Nature Geoscience*, 4(7): 449-452.
- Pastor, A. (2013) Evolución tectónica y geormofología recinte de las cuencas de antepaís suratlásicas: Cuencas de Missour y Ouarzazate. Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, Barcelona, 208 p.
- Pecho, V. (1981) Geología de los cuadrángulos de Chalhuanca, Antabamba y Santo Tomás (hojas 29-p, 29-q y 29-r). INGEMMET. Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 35, 88 p.
- Pecho, V. (1983) Geología de los cuadrángulos de Pausa y Caravelí. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 37, 125 p.
- Pérez, D.J. (2001) Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32°30'S), San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(7): 693-705.

- Perron, J.T. & Royden, L. (2013) An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(6): 570–576.
- 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*, 109(B1), B01409, doi: 10.1029/ 2002JB002274.
- Petersen, G. (1954) Informe preliminar sobre la Geología de la faja costanera del departamento de Ica. *Boletín Técnico Empresa Petrolera Fiscal*, (1): 33-77.
- Philip, H.; Rogozhin, E.; Cistemas, 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.
- 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.
- Quezada, J.; Cerda, J. & Jensen, A. (2010) Efectos de la tectónica y el clima en la configuración morfológica del relieve costero del norte de Chile. *Andean Geology*, 37(1): 78-109.
- Ramos, V. (2008) The basement of the Central Andes: The Arequipa and related terranes. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 36: 289-324.
- Ramos, V. (2010) The Grenville-age basement of the Andes. Journal of South American Earth Sciences, 29(1): 77-91.
- Reimann, C.; Bahlburg, H.; Koijmann, E.; Berndt, J. & Carlotto, V. (2008) - Geochemical and geochronological data on the provenance of the Devonian Cabanillas Group in the Western and Coastal Cordilleras of Southern Peru. Congreso Peruano de Geología, 14, Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, PE, 20 setiembre - 3 octubre 2008, Resúmenes. Lima: Sociedad Geológica del Perú 2008, 4 p.
- Reitsma, M. (2012) Reconstructing the Late Paleozoic: Early Mesozoic plutonic and sedimentary record of southeast Peru: Orphaned back-arcs along the western margin of Gondwana. Thèse Docteur, Université de Genève, Genève, 246 p.

- Restrepo, C. & Velásquez, A. (1997) Resiliencia de los ecosistemas tropicales de montaña frente al cambio: biodiversidad, procesos y deslizamientos de tierra. Cali: OSSO, 62 p. Propuesta presentada por OSSO para COLCIENCIAS.
- Riba, O. (1973) Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán), ensayo de interpretación evolutiva. Acta Geológica Hispánica, 8(3): 90-99.
- Ricci Lucci, F. (1995) Sedimentographica: photographic atlas of sedimentary structures. 2a. ed. New York: Columbia University Press, 255 p.
- Rico, A. & Del Castillo, H. (1988) La ingeniería de suelos en las vías terrestres: carreteras, ferrocarriles y aeropistas, vol. 1. México: LIMUSA, 459 p.
- Ries, A.C. (1976) Rb-Sr. ages from the Arequipa Massif, Southern Perú. Annual Repport, Research Institute of African Geology, University of Leeds, 20, p. 74-77
- Rivera, M.; Samaniego, P.; Delgado, R.; Mariño, J.; Liorzou, C. & Nauret, F. (2012) - Evolución petrológica y geoquímica del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (Arequipa) (CD-ROM). En: Congreso Peruano de Geología, 16, Lima, 2012. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 5 p.
- Rizzo, E.; Colella, A.; Lapenna, V. & Piscitelli, S. (2004) Highresolution images of the fault-controlled High Agri valley basin (Southern Italy) with deep and shallow electrical resistivity tomographies. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29(4-9): 321-327.
- Rodríguez, C.E.; Bommer, J.J. & Chandler, R.J. (1999) -Earthquake-induced landslides: 1980-1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18(5): 325-346.
- 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.
- Rodríguez-Pascua, M.; Garduño, V. & Israde, I. (2004) -Zonaciones de intensidad de deformación sísmica en sedimentos lacustres pleistocenos de la cuenca de Acambay, Mexico. En: Congreso Geológico de España, 6, Zaragoza, 2004. *Geo-Temas 6*. Salamanca: Sociedad Geológica de España.
- Rodríguez-Pascua, M. (2005) La paleosismología lacustre: gran fuente de datos sísmicos. *Tierra y Tecnología*, (27): 15-26.

- Rodríguez-Pascua, M.; Silva, P.; Peréz, R.; Giner, J.; Martín, F. & Del Moral, B. (2015) - Polygenetic sand volcanoes: On the features of liquefaction processes generated by a single event (2012 Emilia Romagna 5.9 Mw earthquake, Italy). *Quaternary International*, 357: 329-335.
- Roperch, P.; Sempere, T.; Macedo, O.; Arriagada, C.; Fornari, M., et al. (2006) - Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the Central Andes. *Tectonics*, 25(3): 1-29.
- Sato, H.P.; Hasegawa, H.; Fujiwara, S.; Tobita, M.; Koarai, M., et al. (2007) - Interpretation of landslide distribution triggered by the 2005 Northern Pakistan earthquake using SPOT 5 imagery. *Landslides*, 4(2): 113–122.
- Sauter, F. (1989) Fundamentos de ingeniería sísmica I: Introducción a la sismología. Cártago: Editorial Tecnológica de Costa Rica, 271 p.
- Schmitt, K.R. (1991) Sandstone intrusions in the Andean foldthrust 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, doi: 10.1029/ 2008TC002341.
- Scholz, C.H.; Wyss, M. & Smith, S.W. (1969) Seismic and aseismic slip on the San Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research*, 74(8): 2049-2069.
- Schwartz, D.P.; Coppersmith, K.J. & Swan, F.H. (1984) Methods for estimating maximum earthquake magnitudes. En: World Conference on Earthquake Engineering, 8, San Francisco, California, 1984. *Proceedings*. Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, vol. 1, p. 279-285.
- Scott, B. & Price, S. (1988) Earthquake induced structures in young sediments: *Tectonophysics*, 147(1.2): 165-170.
- 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 state of stress in the Central Andes of South Perú. *Tectonics*, 4(7): 739-780.

- Sébrier, M.; Lavenu, A.; Fornari, M. & Soulas, J.P. (1988) Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, 3(1-2): 85-106.
- Seilacher, A. (1969) Fault graded beds interpreted as seismites. Sedimentology, 13(1-2): 155-159.
- Seilacher, A. (1991) Events and their signatures an overview. En: Einsele, G.; Ricken, W. & Seilacher, A.,eds. *Cycles and events in stratigraphy*. Berlin: Springer-Verlag, p. 222-226.
- Sempere, T.; Carlier, G.; Carlotto, V; Jacay, J.; Jiménez, N., et al. (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.
- Sempere, T.; Fornari, M.; Acosta, J.; Flores, A.; Jacay, J., et al. (2004) - Estratigrafía, geocronología, paleogeografía y paleotectónica de los depósitos de antearco del sur del Perú. Congreso Peruano de Geología, 12, Lima, 2004. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 533-536.
- Sempere, T.; Noury, M.; García, F. & Bernet, M. (2014) Elementos para una actualización de la estratigrafía del Grupo Moquegua, sur del Perú. (CD-ROM). En: Congreso Peruano de Geología, 17, Lima, 2014. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 4 p.
- 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, doi: 10.1029/2003JF000078.
- Simpson, G.D.H. (2006) Modelling interactions between foldthrust belt deformation, foreland flexure and surface mass transport. *Basin Research*, 18(2): 125-143.
- Sims, J.D. (1975) Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29(1-4): 141-152.
- 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, 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 Status: Report 6, faults and earthquake magnitude. Reno, Nevada: U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station Miscellaneous Paper S-73-1, 129 p.
- Slemmons, D.B. & Depolo, C.M. (1986) Evaluation of active faulting and related hazards. . En: Wallace, R.E., ed. *Active tectonics*. Washington, DC: National Academy Press, Studies in Geophysics, p. 45-62.
- 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.
- 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.
- Snyder, N.P.; Whipple, K.X.; Tucker, G.E. & Merritts, D.J. (2003) -Channel response to tectonic forcing: field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geomorphology*, 53(1-2): 97-127.
- 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.
- 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.
- Stewart, I.S. & Hancock, P.L. (1994) Neotectonics. En: Hancock, P.L., ed. *Continental deformation*, New York: Pergamon Press, p. 370-409.
- Storz, H.; Storz, W. & Jacobs, F. (2000) Electrical resistivity tomography to investigate geological structures of the earth's upper crust. *Geophysical Prospecting*, 48(3): 455-471.

- Strahler, A.N. (1957) Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6): 913-920.
- 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*. London: Chapman & Hall, p. 105-121.
- Suzuki, K.; Toda, S.; Kusunoki, K.; Fujimitsu, Y.; Mogi, T. & Jomori, A. (2000) - Case studies of electrical and electromagnetic methods applied to mapping active faults beneath the thick Quaternary. *Engineering Geology*, 56(1-2): 29-45.
- Swan, F.H. (1987) Temporal clustering of paleoseismic events on the Oued Fodda Fault, Algeria. En: Crone, A.J. & Omdahl, E.M., eds. Proceedings of Conference XXXIX, directions in Paleoseismology. US Geological Survey, Open File Report 87-673, p. 239-248.
- Swanson, K.E. (1998) Geology of the Orcopampa 30 minute quadrangle, southern Peru with special focus on the evolution of the Chinchon and Huayta calderas. Ph.D. Thesis, University of Nevada, Reno, 320 p.
- Swanson, K.E.; Noble, D.C.; Connors, K.A.; Mayta, O.; McKee, E.H., et al. (2004) - Mapa geológico del cuadrángulo de Orcopampa (sur del Perú), escala 1: 100 000. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 137, 39 p.
- Sykes, L.R. (1978) Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Reviews* of *Geophysics*, 16(4): 621-688.
- Telford, W.M.; Geldart, L.P. & Sheriff, R.E. (1990) Applied geophysics. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 760 p.
- Ten Haaf, E. (1956) Significance of convolute lamination. *Geologie* en Mijnbouw, 18(6): 188-194.
- Teves, N.; Reyes, L & Dávila, J. (2001) *Léxico estratigráfico del Perú*, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 61 p. (Archivo Ingemmet A6197)
- Thompson, E. & Silva, W.J. (2013) Empirical assessment of site amplification and development of NEHRP factors for CEUS: collaborative research with Pacific Engineering and Tufts University, Final Technical Report (en línea). USGS, Earthquake Hazards Programs, 35 p. (consulta: 10 agosto 2015). Disponible en: <a href="http://">http://</a>

earthquake.usgs.gov/research/external/reports/ G12AP20003.pdf>

- 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.
- Thouret, J.C.; Finizola, A.; Fornari, M.; Legeley-Padovani, A.; Suni, J. & Frechen, M. (2001) - Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 113(12): 1593-1610.
- Thouret, J.C.; Wömer, G.; Gunnell, Y.; Singer, B.S., Zhang, X., & Souriot, T. (2007) - Geochronologic and stratigraphic constraints on canyon incision and Miocene uplift of the Central Andes in Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 263(3-4): 151-166.
- Tosdal, R.M.; Farrar, E. & Clark, A.H. (1981) K-Ar geochronology of the late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Journal of Volcanology* and Geothermal research, 10(1-3): 157-173.
- Tosdal, R.S.; Clark A.H. & Farrar, E. (1984) Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southermost Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 95(11): 1318-1332.
- Tucker, G.E. & Slingerland, R.L. (1997) Drainage basin response to climate change. Water Resources Research, 33(8): 2031–2047.
- Tucker, M.E. (2003) Sedimentary rocks in the field. Oxford: Wiley-Blackwell, 244 p.
- Valters, D.A. (2014) Extracting tectonic information using the integral method of river profile analysis: applications along the Wasatch fault, Utah. *Geophysical Research Abstracts*, 16, EGU2014-16074-1.
- 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.
- Van Westen, C.J. & Terlien, M.T.J. (1996) An approach towards deterministic landslide hazard analysis in GIS. A case study from Manizales (Colombia). Earth Surface Processes and Landforms, 21(9): 853-868.
- Vatin-Perignon, N.; Rivano, S.; Vergara, M. & Keller, F. (1996) -Rare-earth and trace element abundances of the Neogene volcanism of the Farellones Formation and the WE Montenegro-Cerro Manquehue Lineament (Central Chile). En: International Symposium of Andean

Geodynamics, 3, Saint Malo, 1996, *Extended abstracts*. Paris: ORSTOM, p. 649-652.

- 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 Universidad Nacional San Antonio Abad, Cusco, 185 p.
- Verbeeck, K.; Béatse, H.; Vanneste, K.; Renardy, F.: Van Der Meer, H., et al. (2000) - Geomorphic and geophysical reconnaissance of the Reppel and Bocholt faults, NE Belgium. Proceedings of the Workshop Evaluation of the Potential for Large Earthquakes in Regions of Present Day Low Seismic Activity in Europe. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 18: 167–170.
- Vergés, J.; Marzo, M. & Muñoz, J. (2002) Growth strata in foreland settings. Sedimentary Geology, 146(1-2): 1–9.
- 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.
- 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.
- 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, doi: 10.1029/2003TC001519.
- Vilca, C.; Tejada, R.; Quispesivana, L. & Chacón, N. (1993) -Reconocimiento geológico e investigaciones de depósitos de minerales en el ambiente volcánico neógeno y cuaternario del departamento de Arequipa, sur del Perú. En: Bolivia. Servicio Geologico. *Investigaciones de metales preciosos en el complejo volcánico neógenocuatemario de los Andes Centrales*. La Paz: Servicio Geológico de Bolivia, Sernageomin e Ingemmet, p. 169-195.
- Vittori, E.; Labini, S.S. & Serva, L. (1991) Palaeoseismology: Review of the state-of-the-art. *Tectonophysics*, 193(1-3): 9-32.

- Wallace, R.E. (1977) Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. Geological Society of America Bulletin, 88(9): 1267-1281.
- Wallace, R.E. (1981) Active faults, paleoseismology, and earthquake hazards in the western United States. En: Simpson, D.W. & Richards, T.G., ed. *Earthquake Prediction: An International Review*. Washington, DC: American Geophysical Union, p. 209-216.
- Wallace, R.E. (1984) Faulting related to the 1915 earthquakes in Pleasant Valley, Nevada. US Geological Survey, Professional Paper, 1274-A, p. 1-33.
- Wallace, R.E. (1986) Active Tectonics. Washington, DC: National Academy Press, 266 p. Studies in Geophysics
- Wang, C.Y. (2002) Detection of a recent earthquake fault by the shallow reflection seismic method. Geophysics, 67(5): 1465-1473.
- Weibel, M.; Fragipane, M. & Fejér, Z. (1978) Rezenter vulkanismus im Tal von Anduagua (Dept. Arequipa, Süd-Peru). Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 58(1-2): 157-161.
- Wells, D.L. & Coppersmith, K.J. (1994) Empirical relationships among magnitude, rupture length, ruptura width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4): 974-1002.
- Wesnousky, S.G. (1994) The Gutenberg-Richter or characteristic earthquake distribution, which is it? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(6): 1940-1959.
- Whipple, K.X. & Tucker, G.E. (1999) Dynamics of the streampower river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research*, 104(B8), p. 17661-17674.
- Whipple, K.X. & Tucker, G.E., (2002) Implications of sedimentflux-dependent river incision models for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research*, 107(B2): ETG1-20, doi: 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.
- 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.

- Wilson, J.J. & García, W. (1962) Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca. *Comisión Carta Geológica Nacional, Boletín* 4, 81 p.
- Wise, D.J.; Cassidy, J. & Locke, C.A. (2003) Geophysical imaging of the Quaternary Wairoa North Fault, New Zealand: a case study. *Journal of Applied Geophysics*, 53(1): 1-16.
- Wobus, C.W.; Heimsath, A.M.; Whipple, K.X. & Hodges, K.V. (2005) - Active out-of-sequence thrust faulting in the central Nepalese Himalaya. *Nature*, 434(7036): 1008-1011.
- 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 (F02017).
- Wörner, G. & Seyfried, H. (2001) Reply to the comment by M. García and G. Hérail on on 'Geochronology (Ar-Ar, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northem Chile (18-22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes' by Wörner et al. (2000). *Revista geológica de Chile (en línea)*, 28(1): 131-137. (consulta: 15 Julio 2015). Disponible en <http:/ /www.scielo.cl/scielo.php?pid=S0716-02082001000 100009&script=sci\_arttext>
- Xu, C.; Dai, F.; Xu, X. & Lee, Y.H. (2012) GIS-based support vector machine modeling of earthquake-triggered landslide susceptibility in the Jianjiang River watershed, China. *Geomorphology*, 145-146: 70-80.
- Yalin, M.S. & Karahan, M.E. (1979) Inception of sediment Transport. *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, 105(11): 1433-1443.
- Yeats, R.S. & Schwartz, D.P. (1990) Paleoseismicity: extending the record of earthquakes into prehistoric time. *Episodes*, 13(1): 9-12.
- Yeats, R.S. & Prentice, C.S. (1996) Introduction to special section: Paleoseismology. *Journal of Geophysical Research*, 101(B3): 5847-5853.
- Yeats, R.S.; Sieh, K. & Allen, C.R. (1997) The geology of earthquakes. New York: Oxford University Press, 576 p.
- Yilmaz, I. (2009) Landslide susceptibility mapping using frequency ratio, logistic regression, artificial neural networks and their comparison: Acase study from Kat landslides (Tokat— Turkey). Computers & Geosciences, 35(6): 1125-1138.
- Zavala, B., Hermanns, R.L.; Valderrama, P.; Costa, C. & Rosado, M. (2009) - Procesos geológicos e intensidad

macrosísmica INQUA del sismo de Pisco del 15/08/2007,

Perú. Revista Asociación Geológica Argentina, 65(4): 760-779.

- Zavala, B. & Rosado, M. (2011) Riesgo geológico en la Región Cajamarca. *INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica,* 44, 404 p.
- 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.

### Páginas Web

http://www.sismo24.cl/500sismos/720sisnumeros2011-0000.html, último ingreso 10/09/2015.

# **RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES**

Mapas escala 1:400 000:	
Мара	Mapa Neotectónico de la Región Arequipa 2015
<u>Figuras</u>	
Figura 1.1	Mapa de ubicación de la región Arequipa.
Figura 2.1	Cuadro estratigráfico resumen de las unidades litoestratigráficas en la región Arequipa.
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 <i>et al.</i> (2004), Ramos (2010) y Carlotto <i>et al.</i> (2009).
Figura 3.1	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, ç: ángulo de pendiente (disminuye con la edad). Tomado de Rodríguez-Pascua (1998).
Figura 3.2	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 <i>et al.</i> (1992).
Figura 3.3	Unidades morfoestructurales del Perú (Bellido, 1979; Benavides, 1999).
Figura 3.4	Imagen satelital de alta resolución que muestra la Falla Chorrillos, ubicada cerca al poblado de Chorrillos y entre las quebradas de Choclón y Chorrillos, al norte y sur, respectivamente. La falla presenta dos segmentos. El segmento norte se caracteriza por exponer escarpes de fallas conservados, mientras que el segmento sur por modificar la red de drenajes debido a movimientos de rumbo sinestral. El rectángulo con borde blanco A indica la ubicación de un acercamiento o imagen de detalle del segmento norte, expuesta en la Figura 5.
Figura 3.5	Detalle del segmento norte de la Falla Chorrillos donde es posible observar el escarpe de falla y conservación morfológica. El escarpe de falla en este sector tiene un desnivel máximo de 7 m y mínimo de 2.5 m.
Figura 3.6	La imagen de Google Earth muestra la Falla Atico. Es posible observar el trazo rectilíneo con dirección E-O y afectando depósitos cuaternarios con movimientos de tipo inverso que sobreyacen a rocas paleozoicas, estas afloran en el cerro Santa Rosa. El extremo oeste de la falla muestra escarpes más conservados que cortan superficies de la llanura costera. La flecha roja indica la dirección hacia el poblado de Atico.
Figura 3.7	La Falla Bodeguita está ubicada en la parte central de la zona de fallas Cuesta Calaveras. Las fallas cortan superficies subhorizontales cubiertas de pedimentos provenientes de la erosión de las rocas de la Cordillera de la Costa. En esta figura, es posible ver dos zonas con mayor población de escarpes de fallas subparalelas que afectan superficie de pedimentos (ver rectángulos de contornos blancos, A y B). Las flechas de diversos colores indican las familias de fallas o de escarpes de fallas.
Figura 3.8	La imagen satelital de detalle muestra escarpes de fallas en la zona norte de la Falla Bodeguita. Las flechas de diversos colores indican las familias de fallas o de escarpes de fallas. Las flechas de color rojo señalan el escarpe de falla más reciente.
Figura 3.9	La imagen satelital de detalle muestra escarpes de fallas en la zona sur de la Falla Bodeguita. Las flechas de diversos colores indican las familias de fallas o de escarpes de fallas.
Figura 3.10	Falla Lomas Guzmán, prolongación sur de la zona de fallas Cuesta Calaveras. La imagen satelital muestra escarpes de fallas de dirección NO-SE. El escarpe de falla ubicado hacia el noreste tiene mayor altura (30 m, aproximadamente),

sugiere una historia amplia y compleja de reactivaciones. Mientras que los escarpes ubicados al suroeste muestran trazas conservadas que cortan superficies costeras con movimientos de tipo inverso.

- Figura 3.11 Escarpe de falla rectilíneo y conservado de la Falla Cerro Alto La Playuela.
- Figura 3.12 Las fallas ubicadas al sur de Carachayo Chico se caracterizan por ser subparalelas y extenderse a lo largo de 9 km, estas afectan depósitos recientes con movimientos de tipo normal. Presentan trazos rectilíneos donde es posible observar facetas triangulares, escarpes de fallas de 15 m de altitud y ríos truncados por la componente de rumbo, como, por ejemplo, los ríos adyacentes a la Cuesta de Omo.
- Figura 3.13 Imagen oblicua de Google Earth, que muestra la Falla Pampa Verde en el flanco occidental del cerro Quebrada Verde. La figura permite observar las facetas triangulares y los escarpes de fallas bien conservados, que afectan los depósitos de las pampas de Tutuy, Cigüeñas y Verde.
- Figura 3.14 Zona sur de la Falla Morro Camaná. Es posible observar las flechas de colores indicando distintas familias de fallas. Los escarpes de fallas más recientes, por su conservación, son los ubicados al norte del cerro Negro, donde se observa una planicie constituida por depósitos aluviales afectados por la falla.
- Figura 3.15 Escarpe de Falla Morro Camaná. Vemos una imagen que muestra los escarpes de fallas de tipo inverso. A la derecha, vista de detalle e interpretada, donde se puede observar la variación del curso del río por efectos de la actividad de la falla.
- Figura 3.16 Ubicación del perfil geofísico respecto a la falla activa.
- Figura 3.17 Falla Sihuas Bajo, configuración Dipolo-Dipolo. Arriba: Perfil de tomografía eléctrica donde se observan resistividades altas discontinuas o con aparente variación lateral y por debajo de los 40 m de profundidad. Abajo: Interpretación del perfil geofísico con la información geológica de superficie, podemos ver que las discontinuidades del material compacto (altas resistividades), están controladas por fallas que afectan cobertura cuatemaria.
- Figura 3.18 La figura muestra una traza de falla bien conservada, con facetas triangulares de 30 m de altitud (flechas rojas) y escarpe conservado (flechas amarillas).
- Figura 3.19 Segmento de Falla Salinas, ubicado entre La Yesera y La Joya. Se observa la traza de falla bien definida y generando escarpes de hasta 5 m, del mismo modo de observa una variación de la red hidrográfica producto del movimiento transcurrente de la falla. Las flechas de color amarillo indican escarpes más antiguos, mientras que las flechas anaranjadas señalan la última reactivación de la Falla Salinas.
- Figura 3.20 Segmento de Falla Puntas-Iñane, ubicada adyacente a pampa Colorada. Las flechas de color amarillo indican el escarpe más reciente.
- Figura 3.21 Segmento de Falla Puntas-Iñane, ubicada adyacente a pampa Repartición. Las flechas de color amarillo indican el escarpe más reciente, así como las facetas triangulares.
- Figura 3.22 Flanco sur del cerro Consuelo. En este sector se observan evidencias de actividad tectónica, como facetas triangulares, escarpes de falla que varían entre 1 y 1.5 m que afectan depósitos aluviales.
- Figura 3.23 Escarpe de falla con dirección N 160° y desnivel de 3 m. Es posible observar la modificación local de la red de drenajes.
- Figura 3.24 En la pampa Huangurume afloran rocas marinas cuaternarias cubiertas por depósitos aluviales y coluviales, ambos afectados por fallas rectilíneas. Los escarpes de fallas son subparalelos y presentan buena conservación morfológica, lo cual indica la reciente actividad tectónica.
- Figura 3.25 Segmento de la Falla Iquipi, tramo ubicado entre el cerro Iquipi y el cerro Mina de Huaca. La falla es subvertical, presenta movimientos de tipo inverso, con una tendencia hacia el norte. Pone en contacto rocas jurásicas y cretácicas, que afloran en el cerro Mina de Huaca, sobre rocas miocenas y cuaternarias.
- Figura 3.26 Evidencia de tectónica activa en el sector de cerro Cuno Cuno, donde rocas miopliocenas y cuaternarias son afectadas por movimientos inversos, dejando colgados depósitos aluviales de la quebrada Cuchilla. Las flechas amarillas señalan la traza de falla.

Figura 3.27	En la figura es posible observar dos morfologías: a) La primera al norte de la falla, donde se ven ríos bien desarrollados,
	con canales anchos y que discurren hacia el sur. b) La segunda, con una topografía abrupta, mayores elevaciones
	y ríos profundos o encañonados. Las flechas de color amarillo indican la traza de falla.

- Figura 3.28 Imagen satelital que muestra los diferentes sistemas o familias de escarpes de fallas ubicadas en el cerro Los Castillos. Los escarpes muestran diferentes morfologías, lo cual permite interpretar una cronología de reactivación. La actividad tectónica modifica el relieve, generando ríos colgados (flechas anaranjadas), flexuras en la superficie (flechas amarillas) y modificación del sistema de drenaje.
- Figura 3.29 La figura a muestra una imagen satelital donde se observa la traza de falla con dirección NO-SE. La figura b presenta la interpretación de la red de drenajes con la falla. La figura c es una fotografía que muestra niveles de cenizas estratificadas deformadas y cabalgando a depósitos aluviales. Finalmente, en la figura d se aprecia el resultado del análisis microtectónico, una compresión de dirección NE-SO.
- Figura 3.30 Segmento occidental de la Falla La Corvina-Corire. Las flechas de color amarillo indican la traza de falla.
- Figura 3.31 Escarpes de fallas en la zona de pampa Esperanza. Se observan superficies cuaternarias cortadas por fallas de dirección NO-SE.
- Figura 3.32 Traza de falla bien conservada en la zona de Chiquiñoca, en la provincia de Condesuyos. Las flechas amarillas indican la traza de la falla.
- Figura 3.33 Imagen satelital donde se observan los escarpes de la Falla Toran. Es posible ver que los drenajes del bloque norte son más profundos con respecto al bloque de la parte sur. Este cambio geomorfológico es controlado por la actividad tectónica compresiva.
- Figura 3.34 En la parte superior se observan imágenes de Google Earth interpretadas con la geología y señalando los escarpes de falla. Asimismo, las edades obtenidas a partir de dataciones por nucleidos cosmogénicos. La figura en la parte inferior muestra el perfil de geofísica con su respectiva interpretación, es posible observan a profundidad la continuidad de la falla geológica.
- Figura 3.35 Segmento de la Falla Aliso, ubicada entre las pampas Los Gallinazos y del Miedo. La traza de falla está bien definida a lo largo de toda su longitud.
- Figura 3.36 Trazo de la Falla Pampa del Toro. Consiste en trazos rectilíneos con evidencia de actividad reciente. La falla corta depósitos de la Pampa del Toro con movimiento de tipo normal.
- Figura 3.37 Imagen satelital que muestra los escarpes de la Falla La Joya y el relieve (topografía) que generó su actividad.
- Figura 3.38 Segmento de falla bien definida sobre el relieve y alterando la red de drenajes con movimientos de tipo de rumbo sinestral. La falla generó un desnivel de 10 m en la superficie, afectando rocas de basamento y depósitos cuaternarios.
- Figura 3.39 Se observa una traza rectilínea, este segmento se ubica entre el cerro Machado Chico y la pampa Colorada. Se aprecian desplazamientos verticales de tipo normal de 0.90 m, todos ellos afectando los depósitos aluviales y las rocas del Complejo Basal de la Costa.
- Figura 3.40 Se observaron desplazamientos verticales de la falla, sobre el basamento intrusivo y los depósitos cuaternarios. La traza de falla principal es lineal, la traza corta tanto basamento rocoso como depósitos inconsolidados son cuaternarios.
- Figura 3.41 Imagen satelital oblicua que muestra el cambio abrupto de la topografía entre las pampas costeras y la Cordillera Occidental, este cambio está controlado por fallas regionales (Sistema de Falla Atiquipa-Caravelí-Sicera-Lluta-Vítor) con evidencias de actividad cuaternaria y reciente.
- Figura 3.42 Segmento de falla ubicado adyacente al cerro Fierro. La traza de falla es rectilínea y afecta rocas de substrato y cuatemarias.
- Figura 3.43 Escarpes de falla bien conservados en la zona de Antane, entre las provincias de Caravelí y Condesuyos. El escarpe de falla generó un desplazamiento de la superficie de 10 m.
- Figura 3.44 Escarpes de falla conservados, subparalelos, en la pampa Sicera afectando depósitos recientes con movimientos tipo inverso. Las flechas indican los diferentes escarpes de falla.

Figura 3.45	Escarpe de falla rectilínea en el tramo de pampa Alto Huacán, al sur de Sicera. En este sector, es posible observar deformación asociada a compresión con componente de rumbo sinestral.
Figura 3.46	Escarpe de falla rectilínea en el tramo de pampa Alto Huacán, al sur de Sicera. En este sector se observa deformación asociada a compresión con componente de rumbo sinestral. Las flechas de colores indican los diferentes escarpes de fallas. El escarpe mejor conservado y más importante es el que corta los depósitos aluviales de la pampa Lubrinillas.
Figura 3.47	Escarpe de falla rectilínea en el tramo de pampa Alto Huacán, al norte de la localidad de Pedregal. En este sector, la falla deforma los depósitos cuatemarios, generando desniveles de 1.5 m con una componente transcurrente de tipo sinestral.
Figura 3.48	Trazas de fallas de dirección NE-SO que desplazan lateralmente la geometría de los pliegues. Las flechas amarillas indican la traza de falla y el desplazamiento transcurrente dextral.
Figura 3.49	Trazas de fallas de dirección NE-SO que desplazan lateralmente la geometría de los pliegues. Las flechas amarillas indican la traza de falla y el desplazamiento transcurrente dextral.
Figura 3.50	Segmento de la Falla La Isla, donde es posible observar el escarpe de falla y el control estructural respecto a la forma de los valles o quebradas.
Figura 3.51	Escarpe de falla en la zona de cerro Sacsamachay, ubicado en la margen derecha del río Maran.
Figura 3.52	Fallas secundarias muestran desplazamientos de tipo normal con componente de rumbo sinestral. Las flechas indican los diferentes escarpes de falla con morfologías diversas.
Figura 3.53	Escarpes de falla ubicados adyacentes al cerro Humajiaco, se observa la superficie subhorizontal Huaylillas desplazada hacia el sur. Las flechas indican los diferentes escarpes de falla con morfologías distintas.
Figura 3.54	Se puede observar la Falla Chiguata en líneas rojas. La línea verde indica el lugar donde se realizó el perfil de tomografía eléctrica. La estrella amarilla indica la ubicación de la Fotografía 16.
Figura 3.55	Ubicación del perfil geofísico.
Figura 3.56	Muestra una variación lateral de la resistividad. A lo largo de los 1080 m se puede observar una cobertura de resistividades bajas a moderadas a excepción del tramo comprendido entre los 620 a 720 m, y entre los 40 m a 80 m de profundidad las resistividades son bajas y elevadas. La parte inferior muestra la interpretación geológica-estructural.
Figura 3.57	Ubicación del perfil geofísico.
Figura 3.58	Falla Yura, configuración Dipolo-Dipolo. Arriba: Perfil de tomografía eléctrica donde se observan resistividades altas discontinuas o con aparente variación lateral y por debajo de los 60 m de profundidad. Abajo: Interpretación del perfil geofísico con la información geológica de superficie, podemos ver que las discontinuidades de la toba volcánica compacta (altas resistividades) están controladas por fallas que afectan cobertura reciente.
Figura 3.59	La imagen satelital muestra la traza de falla con dirección NO-SE. Las flechas amarillas indican la ubicación de la falla.
Figura 3.60	Mapa geológico de detalle en el área de Pampacolca.
Figura 3.61	Escarpe de la Falla Palljaruta-Sique-segmento norte. Las flechas amarillas indican la traza de falla.
Figura 3.62	Escarpe de la Falla Palljaruta-Sique-segmento norte. Las flechas amarillas indican la traza de falla.
Figura 3.63	Traza de Falla Pallca, ubicada al noreste del volcán Coropuna, y que afecta depósitos ubicados entre los cerros Escalera Apacheta y Anchapalla Pampa.
Figura 3.64	Mapa geológico del valle de Andagua.
Figura 3.65	Mapa neotectónico del valle del Colca, las líneas rojas indican las fallas activas de las zonas, estudiadas e identificadas en campo. La recopilación de eventos sísmicos registrados desde el año 1991 hasta la fecha (IGP) demuestra la alta actividad sísmica de la zona.
Figura 3.66	Escarpe de falla ubicado entre la localidad de Cabanaconde y el volcán Sabancaya. Se puede observar el escarpe bien conservado con dirección E-O.

Figura 3.67Mapa geológico de la Falla Trigal.

- Figura 3.68 Trinchera transversal a la Falla Solarpampa realizada en el sector de Castro Pampa-Cabanaconde
- Figura 3.69 Estructuras sedimentarias de deformación identificadas en la trinchera.
- Figura 3.70 Mapa geológico del flanco norte de volcán Hualca Hualca.
- Figura 3.71 Imagen satelital de detalle donde se observan depósitos de la avalancha del Hualca Hualca afectados por la falla, que generan desniveles en la superficie.
- Figura 3.72 Mapa geológico del sector de Mojopampa, segmento norte y sur.
- Figura 3.73 Mapa geológico de la zona de Falla Aguada Blanca.
- Figura 3.74 Ubicación de perfil geofísico.
- Figura 3.75 Falla Chachani, configuración Dipolo-Dipolo. Arriba: Perfil de tomografía eléctrica donde se observan resistividades altas discontinuas o con aparente variación lateral y por debajo de los 40 m de profundidad. Abajo: Interpretación del perfil geofísico con la información geológica de superficie, podemos ver que las discontinuidades del basamento (altas resistividades), están controladas por fallas que afectan cobertura cuatemaria.
- Figura 3.76 Ubicación de perfil geofísico.
- Figura 3.77 Falla Aguada Blanca, configuración Dipolo-Dipolo. Arriba: Perfil de tomografía eléctrica donde se observan resistividades altas discontinuas o con aparente variación lateral y por debajo de los 60 m de profundidad. Abajo: Interpretación del perfil geofísico con la información geológica de superficie, podemos ver que las discontinuidades de los depósitos compactos (altas resistividades) están controladas por una falla que afecta la cobertura piroclástica reciente (punto 1010 m).
- Figura 3.78 Imagen satelital del sector Cañahuas, se puede observar la traza de falla con dirección NE-SO que corta superficie de la meseta volcánica.
- Figura 3.79 Escarpe de falla rectilínea de orientación E-O. La falla afecta depósitos fluvioglaciares y lacustres.
- Figura 3.80 Escarpe de falla que se emplaza al norte del cerro Atarana. Es posible observar los escarpes de fallas conservados y la modificación de la red de drenaje.
- Figura 3.81 Escarpe de falla de dirección NE-SO, que afecta rocas volcánicas y depósitos fluvioglaciares en el cerro Posuco y el río Ajama.
- Figura 3.82 Falla Cayarani, en el sector de Chaccuallunecapilla, en la provincia de Condesuyos. El escarpe muestra una morfología conservada y rectilínea, genera un desnivel en la superficie de 4 m.
- Figura 3.83 Imagen satelital que permite ver la traza de falla, con escarpe rectilíneo y a lo largo de este, entre los cerros Sumac Cala y Tomina, variación del sistema de drenaje.
- Figura 3.84 Imagen satelital que permite ver la traza de falla, con escarpe rectilíneo que afecta llanuras aluviales como la de Loma Jatisinca.
- Figura 3.85 Imagen satelital que permite ver la traza de falla, con escarpe rectilíneo hacia el río Hornillos, se pueden observar la terraza aluvial más reciente basculada o deformada por la actividad reciente.
- Figura 3.86 Segmento de la Falla Yarinota-Llacto, es posible ver la traza de falla a lo largo de rocas volcánicas cenozoicas y depósitos aluviales.
- Figura 3.87 Segmentos de la Falla Finaya Frontera. Es posible ver los dos trazos de falla paralelos con movimientos de tipo normal asociados a depósitos cuatemarios.
- Figura 3.88 Segmento de la Falla Churaña, que afecta depósitos aluviales de fluviales de la quebrada Quillcana.
- Figura 3.89 Imagen satelital de alta resolución en la zona de Huaylluma, donde es posible observar el escarpe de falla más importante en el cerro Hichocollo y la reactivación más reciente en la quebrada Huayllana, está cortando depósitos aluviales y fluvioglaciares con movimientos de tipo normal.
- Figura 3.90 En el sector de Parihuanapampa, se observan fallas subparalelas (triángulos de colores) que alteran la red de drenajes y a la vez generan el alineamiento de sagponds.

Figura 3.91	Mapa geológico local de la zona de Chalhuanca.	
Figura 3.92	La imagen satelital muestra parte de los escarpes de falla ubicados al norte del poblado de Chalhuanca.	
Figura 4.1	Modelo esquemático de la formación de una laminación convoluta.	
Figura 4.2	Tipos de laminación convoluta según el momento en el que se forman. Modificada de Allen (1982).	
Figura 4.3	Modelo de un <i>slump</i> . Modificado de Alsop & Marco, 2012.	
Figura 4.4	Etapas en la formación de un volcán de arena. Modificada de Rodríguez-Pascua et al. (1982).	
Figura 4.5	Formación de las estructuras de bola y cojín (ball and pillow). Modificada de Agueda, 2004.	
Figura 4.6	Representación esquemática de las fases de desarrollo de las inyecciones en filón o diques. Modificado de Amick <i>et al.</i> , 1990.	
Figura 4.7	Sección esquemática de una fisura de origen sísmico en materiales lacustres cuaternarios al noreste de Estados Unidos. Tomada de Thorson <i>et al.</i> (1986).	
Figura 4.8	Etapas de formación de las estructuras en flama.	
Figura 4.9	Block diagrama explicando la formación de las brechas con clastos de lodo.	
Figura 4.10	Modelo evolutivo del desarrollo de la estratificación en convoluta, estructuras almohadilladas y estructuras en plato, a causa de un movimiento sísmico. Modificada de Cheel & Rust (1986).	
Figura 4.11	Esquema explicativo de la gradación de intensidades de la deformación para gravas, arenas y limos. Rodríguez-Pascua, M. <i>et al.</i> (2004).	
Figura 4.12	Mapa con los principales componentes geológicos en la formación de los paleolagos cuatemarios en el valle del río Colca.	
Figura 4.13	Mapa de ubicación de las columnas estratigráficas levantadas en las secuencias cuatemarias de la cuenca cuatemaria del Grupo Colca entre Madrigal y Yanque.	
Figura 4.14	Columna estratigráfica Madrigal I (coordenadas UTM: 195925 E, 8273710 N).	
Figura 4.15	Ejemplos de estructuras de deformación registradas en la columna Madrigal I (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) Bloque de limo dentro de una capa de arena fina. B) Ejemplo de la estructura <i>ball &amp; pillow</i> , se observan pequeños bloques de limos separados de su capa, afectados por la licuefacción del material arenoso inferior.	
Figura 4.16	Columna estratigráfica Madrigal II (coordenadas UTM: 196935 E, 8273863 N).	
Figura 4.17	Ejemplos de estructuras de deformación registradas en la columna Socaro (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) Ejemplo de una brecha de clastos de lodo. B) Representación de una inyección de material arenoso afectando una capa de limos, debido a licuefacción. C) Estructura en flama generada a partir de la carga de sedimentos arenosos sobre la capa de limos y arcilla de la base.	
Figura 4.18	Columna estratigráfica de Pinchollo (coordenadas UTM: 197104 E, 8269946 N).	
Figura 4.19	Ejemplos de estructuras de deformación registradas en la columna Pinchollo (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) Ejemplo de una brecha de clastos de lodo. B) Representación de una inyección de material arenoso afectando una capa de limos, debido a licuefacción. C) Estructura en flama generada a partir de la carga de sedimentos arenosos sobre la capa de limos y arcilla de la base.	
Figura 4.20	Columna estratigráfica de Socaro (coordenadas UTM: 207064 E, 8268230 N).	
Figura 4.21	Ejemplos de estructuras de deformación registradas en la columna Socaro (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) En esta imagen se observan estructuras en flama producto de la carga de sedimentos con la dirección indicada por las flechas negras; además, se observan inyecciones en filón o diques delimitado por las flechas verdes. B) En esta imagen se observa un <i>slump</i> con su típico plegamiento sin sedimentario.	

Figura 4.22	Columna estratigráfica de Achoma (izquierda) y estructuras de deformación registradas en los niveles lacustres y su respectiva interpretación (derecha), donde se observa la generación de laminaciones convolutas a partir del ingreso violento de material piroclástico en la paleocuenca lacustre (coordenadas UTM: 209767 E, 8267148 N).
Figura 4.23	Columna estratigráfica de la columna Ichupampa, véase en la imagen de la derecha las secuencias fluviales representadas por las gravas en contacto de una secuencia lacustre posterior (coordenadas UTM: 211514 E, 8268341 N).
Figura 4.24	Columna estratigráfica de la columna Puente Yanque (coordenadas UTM: 213548 E, 8267341 N).
Figura 4.25	Ejemplos de estructuras de deformación registradas en la columna Puente Yanque (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) Ejemplo de estructuras en flama deformando material fino por la carga de flujos de arena. B) Estructuras de bola y almohadilla, debido a licuefacción. C) Discordancias progresivas que indican subsidencia en la paleocuenca lacustre con la presencia de un <i>slump</i> .
Figura 4.26	Columna estratigráfica de la columna Yanque (izquierda) y un <i>slump</i> de 40 cm de ancho (derecha). Coordenadas UTM: 214669 E, 8268895 N.
Figura 4.27	Mapa de ubicación de las columnas estratigráficas levantadas en las secuencias cuatemarias de la cuenca del Grupo Colca, en la localidad denominada La Calera.
Figura 4.28	Columna estratigráfica de la columna La Calera (izquierda) y un pequeño <i>slump</i> en la base de la columna con su respectiva interpretación (derecha). Coordenadas UTM: 221972 E, 8271781 N.
Figura 4.29	Mapa de los depósitos lacustres entre las localidades de Canocota y Tuti.
Figura 4.30	Columna estratigráfica de la columna Canocota I (izquierda) y un <i>slump</i> en la base de la columna con su respectiva interpretación (derecha). Coordenadas UTM: 226178 E, 8280546 N.
Figura 4.31	Columna estratigráfica de la columna Canocota II (coordenadas UTM: 226178 E, 8280546 N).
Figura 4.32	Ejemplos de estructuras de deformación registradas en la columna Canocota II (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) Ejemplo de estructuras en flama deformando material fino por la carga de flujos de arena. B) Laminación convoluta afectada por licuefacción de suelos.
Figura 4.33	Columna estratigráfica de la columna Canocota II (b). Coordenadas UTM: 226178 E, 8280546 N.
Figura 4.34	Columna estratigráfica de la columna Tuti I (coordenadas UTM: 227685 E, 8281024 N).
Figura 4.35	Ejemplos de estructuras de deformación registradas en la columna Tuti I (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) Ejemplo de estructuras de bola y almohadilla. B) Pequeño <i>slump</i> (5 cm de ancho).
Figura 4.36	Columna estratigráfica de la columna Tuti II (coordenadas UTM: 227741 E, 8280934 N).
Figura 4.37	Ejemplos de estructuras de deformación registradas en la columna Tuti II (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) <i>Slump</i> de 15 cm. de ancho aproximadamente. B) Pequeño <i>slump</i> (8 cm de ancho).
Figura 4.38	Diagrama que explica la correlación y distribución de las columnas estratigráficas en los depósitos lacustres del Grupo Colca. Se observan las columnas A y B ubicadas en la base del tramo I donde se registran nueve niveles de sismitas <b>(C1)</b> , además en el cuadro <b>(C2)</b> se observa la correlación de las columnas D, G y H que representan las secuencias de la parte media de la cuenca y registran tres niveles de sismitas; por último, las columnas E, F y C ubicadas en los tramos I y III que pertenecen al techo de la secuencia sedimentaria presentan un solo nivel de sismitas <b>(C3)</b> .
Figura 4.39	Diagrama que explica la correlación y distribución de las columnas estratigráficas en los depósitos lacustres del Grupo Colca en el sector de Canocota-Tuti. Se observan las columnas J, K y M que representan las facies fluviales y lacustres del paleolago Canocota-Tuti. En esta correlación se observan hasta tres niveles de sismitas.
Figura 4.40	Diagrama resumen de la evolución y formación de los depósitos lacustres del Grupo Colca, además se puede observar la evolución de la geomorfología del valle.
Figura 4.41	Mapa de ubicación de los depósitos cuaternarios de la Formación Chiguata.
Figura 4.42	Columna estratigráfica de la Formación Chiguata.

Figura 4.43	Correlación de las columnas estratigráficas de las columnas levantadas	en los depósitos lacustres de Aguada Blanca.
-------------	--	--

- Figura 4.44 Mapa de ubicación de los depósitos lacustres Aguada Blanca.
- Figura 4.45 Ejemplos de estructuras sedimentarias de deformación de las columnas de Aguada Blanca (izquierda) y sus respectivas interpretaciones (derecha). A) Estructuras de bola y almohadilla. B) Estructuras en flama causadas por el ingreso de un flujo fluvial.
- Figura 4.46 Mapa de ubicación de los depósitos lacustres de Cotahuasi (Mungui y Toro).
- Figura 4.47 Ubicación de los sedimentos lacustres (en círculo blanco) del paleolago Mungui en la provincia de Cotahuasi, con las dataciones de los flujos de origen volcánico identificados por Thouret *et al.*, 2007.
- Figura 4.48 Sedimentos lacustres del paleolago Mungui con el nivel volcánico del tope datado en 1.56 Ma (Thouret *et al.*, 2007) representado por la estrella verde (foto de la izquierda) y las secuencias volcánicas sobre las que se encuentran emplazadas (esquina inferior derecha) datadas por Thouret *et al.*, 2007 en 3.76 Ma.
- Figura 4.49 Columna estratigráfica Mungui (izquierda) y las secuencias sedimentarias lacustres aflorantes en la localidad.
- Figura 4.50 Ubicación de los sedimentos lacustres (en color amarillo dentro del círculo blanco) del paleolago Toro en la provincia de Cotahuasi, con las dataciones de los flujos de origen volcánico identificados por Thouret *et al.*, 2007.
- Figura 4.51 Columna estratigráfica Toro (izquierda) y un slump en la parte media de la columna (derecha).
- Figura 5.1 Se muestra el perfil longitudinal de una cuenca hidrográfica con sus partes.
- Figura 5.2 Clasificación de *knickpoints* por su origen.
- Figura 5.3 Se ve la diferencia entre un perfil longitudinal ideal o teórico de un río en equilibrio y un río inestable, Castillo y Hubp (2011).
- Figura 5.4 Donde Hb es la clásica curva hipsométrica de la cuenca, Hn es la curva hipsométrica de la red de drenaje y Hr es el perfil normalizado del río principal.
- Figura 5.5 Perfil con m/n = 0.14
- **Figura 5.6** Perfil con m/n = 0.20
- **Figura 5.7** Perfil con m/n = 0.22
- **Figura 5.8** Perfil con m/n = 0.24
- Figura 5.9Perfil con m/n = 0.26
- **Figura 5.10** Perfil con m/n = 0.32
- **Figura 5.11** Perfil con m/n = 0.65
- **Figura 5.12** Perfil con m/n = 0.75
- Figura 5.13 En colores se muestra la ubicación de la cuenca Acarí.
- Figura 5.14 Mapa de la cuenca Acarí sobreponiendo los valores de Mx y Bx.
- Figura 5.15 Perfil longitudinal de la cuenca Acarí que muestra los valores de máxima erosión en rojo y los de mínima erosión en azul.
- Figura 5.16 Perfil longitudinal de la cuenca Acarí sobrepuesto a la geología que aflora en el canal del río principal.
- Figura 5.17 Curvas e integrales hipsométricos de la cuenca Acarí.
- Figura 5.18 Ubicación de la cuenca Yauca.
- Figura 5.19 Mapa de la cuenca Yauca sobreponiendo los valores de Mx y Bx.
- Figura 5.20 Perfil longitudinal de la cuenca Yauca que muestra los valores de máxima erosión en rojo y los de mínima erosión en azul.
- Figura 5.21 Perfil longitudinal de la cuenca Yauca sobrepuesto a la geología que aflora en el canal del río principal.

Figura 5.22	Curvas e integrales hipsométricos de la cuenca Yauca.
Figura 5.23	Ubicación de la cuenca Ocoña.
Figura 5.24	Mapa de la cuenca Ocoña sobreponiendo los valores de Mx y Bx.
Figura 5.25	Perfil longitudinal de la cuenca Ocoña que muestra los valores de máxima erosión en rojo y los de mínima erosión en azul.
Figura 5.26	Perfil longitudinal de la cuenca Ocoña sobrepuesto a la geología que aflora en el canal del río principal.
Figura 5.27	Curvas e integrales hipsométricos de la cuenca Ocoña.
Figura 5.28	Ubicación de la cuenca Camaná.
Figura 5.29	Mapa de la cuenca Camaná sobreponiendo los valores de Mx y Bx.
Figura 5.30	Perfil longitudinal de la cuenca Camaná que muestra los valores de máxima erosión en rojo y los de mínima erosión en azul.
Figura 5.31	Perfil longitudinal de la cuenca Camaná sobrepuesto a la geología que aflora en el canal del río principal.
Figura 5.32	Curvas e integrales hipsométricos de la cuenca Camaná.
Figura 5.33	Ubicación de la cuenca Arequipa.
Figura 5.34	Mapa de la cuenca Arequipa sobreponiendo los valores de Mx y Bx.
Figura 5.35	Perfil longitudinal de la cuenca Arequipa que muestra los valores de máxima erosión en rojo y los de mínima erosión en azul.
Figura 5.36	Perfil longitudinal de la cuenca Arequipa sobrepuesto a la geología que aflora en el canal del río principal.
Figura 5.37	Curvas e integrales hipsométricos de la cuenca Arequipa.
Figura 5.38	Ubicación de la cuenca Tambo.
Figura 5.39	Mapa de la cuenca Tambo sobreponiendo los valores de Mx y Bx.
Figura 5.40	Perfil longitudinal de la cuenca Tambo que muestra los valores de máxima erosión en rojo y los de mínima erosión en azul.
Figura 5.41	Perfil longitudinal de la cuenca Tambo sobrepuesto a la geología que aflora en el canal del río principal.
Figura 5.42	Curvas e integrales hipsométricos de la cuenca Tambo.
Figura 5.43	Mapa que muestra los valores de Mx en la concavidad promedio de todas las cuencas que es 0.37.
Figura 5.44	Mapa de ubicación de las cuencas (borde rojo) y las subcuencas (borde negro) que se utilizaron para el análisis de los índices R <sub>1</sub> y S <sub>r</sub> .
Figura 5.45	Dispersión del logaritmo natural del área versus el índice R <sub>1</sub> .
Figura 5.46	Dispersión entre la pendiente de R <sub>1</sub> (S <sub>r</sub> ) versus el tiempo.
Figura 6.1	Tipos de sismos en un margen continental activo (zona de subducción). 1) Se observa el mapa del Perú y la zona de subducción. Al sur del Perú se hicieron dos secciones: AB y CD, que explican la generación de los sismos interplaca e intraplaca, respectivamente. 2) La sección AB corta perpendicularmente la subducción y la Cordillera de los Andes. El block diagrama explica la generación de los sismos interplaca debido al proceso de subducción donde la Placa Oceánica se introduce por debajo de la Placa Sudamericana. Los sismos, de acuerdo a su profundidad (hipocentro), pueden ser sismos superficiales, intermedios y profundos. 3) El block diagrama explica la generación de los sismos de intraplaca que solo se dan en continente producto de la reactivación de fallas geológicas. Generalmente los sismos son superficiales con respecto a la profundidad.
Figura 6.2	Etapas de un tsunami generado por causas tectónicas. La etapa de generación de un maremoto se inicia con la deformación del fondo oceánico, sismo en la zona de subducción, luego en la etapa de propagación se da la formación de ondas gravitacionales que se propagan en todas las direcciones, se observa que a mayor profundidad mayor es

	la velocidad de la ola; al acercarse a la costa la velocidad desciende, pero las olas aumentan ya que la profundidad disminuye, llegan a medir hasta varios metros que inundan grandes extensiones de terreno dependiendo de su morfología.
Figura 6.3	Ubicación de epicentros que generaron tsunamis (puntos rojos) y tsunamis históricos (puntos amarillos) entre los años 1513-2001 (tomado de Benavente <i>et al.</i> , 2015).
Figura 6.4	Sismo del 23-06-2001, se muestra el área de influencia y las líneas de intensidad del movimiento sísmico (tomado de Benavente <i>et al</i> ., 2015)
Figura 6.5	Se observa en color celeste el área de inundación del último tsunami (23 de junio de 2001), donde la ola presentó una altura de 6 m y alcanzó una máxima línea de inundación de 1 km. El área de color amarillo muestra la zona de máxima inundación por tsunamis anteriores (modificado de Proyecto INDECI-PENUD, 2003).
Figura 6.6	Esquema sintético evolutivo de la génesis de los fenómenos de licuefacción y fluidización, responsables de la génesis de sismitas. Modificado de Allen (1982), Owen (1987), Amick et al. (1990), Obermeier (1994) y Rodríguez-Pascua (2005).
Figura 6.7	Desastres naturales que generan pérdidas económicas. Se muestra que los terremotos son los desastres naturales que generan mayores pérdidas económicas a nivel mundial. Fuente: Banco Mundial.
Figura 6.8	Se observa la distribución de las 16 fallas en seis áreas de trabajo, donde se realizará el análisis de la peligrosidad (mapa de peligrosidad a movimientos en masa y mapa de peligrosidad a licuefacción de suelos y/o asentamientos; ambos detonados por sismos).
Figura 6.9	Magnitudes (Mw) máximas posibles halladas a partir de la ecuación empírica propuesta por Wells & Coppersmith (1994), para generar los escenarios de peligro sísmico en 16 fallas propuestas. En el eje X, se muestra la magnitud máxima posible. En el eje Y, se muestra el listado de fallas distribuido por áreas de trabajo. Las etiquetas en negrita indican la ruptura promedio para cada falla.
Figura 6.10	Representación gráfica de la geometría de la falla y las distancias que se emplean para calcular la dispersión de la energía en función del recorrido de las ondas sísmicas (modificado de Kaklamanos, 2010).
Figura 6.11	Histograma con la ocurrencia de los sismos vs. la magnitud para la falla Trigal-Cabanaconde.
Figura 6.12	Falla Trigal. Distribución del número de eventos (círculos rojos) versus la magnitud. El área sombreada representa el terremoto característico que se espera de esta falla. El círculo azul es la magnitud calculada en este estudio.
Figura 6.13	Aceleración sísmica para 6.55 Mw, que es la máxima magnitud estimada para Falla Trigal. Área de trabajo 1.
Figura 6.14	Aceleración sísmica para 6.55 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Solarpampa. Área de trabajo 1.
Figura 6.15	Aceleración sísmica para 6.58 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Madrigal. Área de trabajo 1.
Figura 6.16	Aceleración sísmica para 6.71 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Maca, segmento oeste. Área de trabajo 1.
Figura 6.17	Aceleración sísmica para 6.58 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Maca, segmento este. Área de trabajo 1.
Figura 6.18	Aceleración sísmica para 6.69 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Maca, segmento oeste-este. Área de trabajo 1.
Figura 6.19	Aceleración sísmica para 6.58 Mw,que es la máxima magnitud estimada para la Falla Aguada Blanca. Área de trabajo2
Figura 6.20	Aceleración sísmica para 6.78 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Arequipa, segmento este. Área de trabajo 2.
Figura 6.21	Aceleración sísmica para 6.64 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Caylloma. Área de trabajo 3.
Figura 6.22	Aceleración sísmica para 6.6 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Condoroma. Área de trabajo 3.

Figura 6.23 Aceleración sísmica para 6.58 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Pampacolca. Área de trabajo 4.

Figura 6.24	Aceleración sísmica para 6.78 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Chuquibamba, segmento oeste. Área de trabajo 4.
Figura 6.25	Aceleración sísmica para 6.58 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Chuquibamba, segmento este. Área de trabajo 4.
Figura 6.26	Aceleración sísmica para 6.69 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Chuquibamba, segmento oeste- este. Área de trabajo 4.
Figura 6.27	Aceleración sísmica para 6.64 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Morro Camaná. Área de trabajo5
Figura 6.28	Aceleración sísmica para 6.64 Mw, que es la máxima magnitud estimada para la Falla Sicera. Área de trabajo 6.
Figura 6.29	Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a movimientos en masa, área de trabajo 1: a) factor pendiente (Cuadro 7), b) factor geomorfología (Cuadro 8), c) factor litología (Cuadro 9), d) factor cobertura vegetal y uso de suelo (Cuadro 10).
Figura 6.30	Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a movimientos en masa, área de trabajo 2: a) factor pendiente (Cuadro 7), b) factor geomorfología (Cuadro 8), c) factor litología (Cuadro 9), d) factor cobertura vegetal y uso de suelo (Cuadro 10).
Figura 6.31	Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a movimientos en masa, área de trabajo 3: a) factor pendiente (Cuadro 7), b) factor geomorfología (Cuadro 8), c) factor litología (Cuadro 9), d) factor cobertura vegetal y uso de suelo (Cuadro 10).
Figura 6.32	Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a movimientos en masa, área de trabajo 4: a) factor pendiente (Cuadro 7), b) factor geomorfología (Cuadro 8), c) factor litología (Cuadro 9), d) factor cobertura vegetal y uso de suelo (Cuadro 10).
Figura 6.33	Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a movimientos en masa, área de trabajo 5: a) factor pendiente (Cuadro 7), b) factor geomorfología (Cuadro 8), c) factor litología (Cuadro 9), d) factor cobertura vegetal y uso de suelo (Cuadro 10).
Figura 6.34	Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a movimientos en masa, área de trabajo 6: a) factor pendiente (Cuadro 7), b) factor geomorfología (Cuadro 8), c) factor litología (Cuadro 9), d) factor cobertura vegetal y uso de suelo (Cuadro 10).
Figura 6.35	Susceptibilidad a movimientos en masa. Área de trabajo 1.
Figura 6.36	Susceptibilidad a movimientos en masa. Área de trabajo 2.
Figura 6.37	Susceptibilidad a movimientos en masa. Área de trabajo 3.
Figura 6.38	Susceptibilidad a movimientos en masa. Área de trabajo 4.
Figura 6.39	Susceptibilidad a movimientos en masa. Área de trabajo 5.
Figura 6.40	Susceptibilidad a movimientos en masa. Área de trabajo 6.
Figura 6.41	Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos, área de trabajo 1: a) factor litología (Cuadro 12), b) factor hidrogeología (Cuadro 14).
Figura 6.42	Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos, área de trabajo 2: a) factor litología (Cuadro 12), b) factor hidrogeología (Cuadro 14).
Figura 6.43	Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos, área de trabajo 3: a) factor litología (Cuadro 12), b) factor hidrogeología (Cuadro 14).
Figura 6.44	Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos, área de trabajo 4: a) factor litología (Cuadro 12), b) factor hidrogeología (Cuadro 14).
Figura 6.45	Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos, área de trabajo 5: a) factor litología (Cuadro 12), b) factor hidrogeología (Cuadro 14).

Figura 6.46	Mapas factores (Raster) para el análisis de la susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos, área de trabajo 6: a) factor litología (Cuadro 12), b) factor hidrogeología (Cuadro 14).
Figura 6.47	Susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos. Área de trabajo 1.
Figura 6.48	Susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos. Área de trabajo 2.
Figura 6.49	Susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos. Área de trabajo 3.
Figura 6.50	Susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos. Área de trabajo 4.
Figura 6.51	Susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos. Área de trabajo 5.
Figura 6.52	Susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos. Área de trabajo 6.
Figura 6.53	Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo, Falla Trigal. Área de trabajo 1.
Figura 6.54	Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo, Falla Solarpampa. Área de trabajo 1.
Figura 6.55	Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo, Falla Madrigal. Área de trabajo 1.
Figura 6.56	Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo, Falla Maca, segmento oeste. Área de trabajo 1.
Figura 6.57	Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo, Falla Maca, segmento este. Área de trabajo 1.
Figura 6.58	Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo, Falla Maca, segmento oeste-este. Área de trabajo 1.
Figura 6.59	Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo, Falla Aguada Blanca. Área de trabajo 2.
Figura 6.60	Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo, Falla Arequipa, segmento este. Área de trabajo 2.
Figura 6.61	Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo, Falla Caylloma. Área de trabajo 3.
Figura 6.62	Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo, Falla Condoroma. Área de trabajo 3.
Figura 6.63	Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo, Falla Pampacolca. Área de trabajo 4.
Figura 6.64	Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo, Falla Chuquibamba, segmento oeste. Área de trabajo 4.
Figura 6.65	Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo, Falla Chuquibamba, segmento este. Área de trabajo 4.
Figura 6.66	Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo, Falla Chuquibamba, segmento oeste-este. Área de trabajo4.
Figura 6.67	Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo, Falla Morro Camaná. Área de trabajo 5.
Figura 6.68	Peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo, Falla Sicera. Área de trabajo 6.
Figura 6.69	Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, Falla Trigal. Área de trabajo 1.
Figura 6.70	Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, Falla Solarpampa. Área de trabajo 1.
Figura 6.71	Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, Falla Madrigal. Área de trabajo 1.
Figura 6.72	Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, Falla Maca, segmento oeste. Área de trabajo 1.
Figura 6.73	Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, Falla Maca, segmento este. Área de trabajo 1.
Figura 6.74	Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, Falla Maca, segmento oeste-este. Área de trabajo 1.
Figura 6.75	Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, Falla Aguada Blanca. Área de trabajo 2.
Figura 6.76	Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, Falla Arequipa, segmento este. Área de trabajo 2.

Figura 6.77	Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, Falla Caylloma. Área de trabajo 3.
Figura 6.78	Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, Falla Condoroma. Área de trabajo 3.
Figura 6.79	Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, Falla Pampacolca. Área de trabajo 4.
Figura 6.80	Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, Falla Chuquibamba, segmento oeste. Área de trabajo 4.
Figura 6.81	Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, Falla Chuquibamba, segmento este. Área de trabajo 4.
Figura 6.82	Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, Falla Chuquibamba, segmento oeste-este. Área de trabajo 4.
Figura 6.83	Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, Falla Morro Camaná. Área de trabajo 5.
Figura 6.84	Peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, Falla Sicera. Área de trabajo 6.
Figura 7.1	Se observa que el peligro viene a ser la falla geológica, la vulnerabilidad son los poblados afectados, el producto de estos viene a ser el riesgo. De originarse la reactivación de la falla, provocaría un sismo con una magnitud X, que a su vez provocaría la destrucción de viviendas o desencadenaría movimientos en masa o de ladera (deslizamientos, derrumbes, etc.) que afectarían las ciudades, carreteras, y obras de infraestructura, en general, con las consecuentes pérdidas humanas.
Figura 7.2	Distribución de ciudades, áreas restringidas y obras de infraestructura principales. Región Arequipa.
Figura 7.3	Mapa de amenaza por movimientos en masa detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Trigal. Área de trabajo 1.
Figura 7.4	Mapa de amenaza por movimientos en masa detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Solarpampa. Área de trabajo 1.
Figura 7.5	Mapa de amenaza por movimientos en masa detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Madrigal. Área de trabajo 1.
Figura 7.6	Mapa de amenaza por movimientos en masa detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Maca, segmento oeste. Área de trabajo 1.
Figura 7.7	Mapa de amenaza por movimientos en masa detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Maca, segmento este. Área de trabajo 1.
Figura 7.8	Mapa de amenaza por movimientos en masa detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Maca, segmento oeste-este. Área de trabajo 1.
Figura 7.9	Mapa de amenaza por movimientos en masa detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Aguada Blanca. Área de trabajo 2.
Figura 7.10	Mapa de amenaza por movimientos en masa detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Arequipa, segmento este. Área de trabajo 2.
Figura 7.11	Mapa de amenaza por movimientos en masa detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Caylloma. Área de trabajo 3.
Figura 7.12	Mapa de amenaza por movimientos en masa detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Condoroma. Área de trabajo 3.
Figura 7.13	Mapa de amenaza por movimientos en masa detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Pampacolca. Área de trabajo 4.

Figura 7.14	Mapa de amenaza por movimientos en masa detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Chuquibamba, segmento oeste. Área de trabajo 4.
Figura 7.15	Mapa de amenaza por movimientos en masa detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Chuquibamba, segmento este. Área de trabajo 4.
Figura 7.16	Mapa de amenaza por movimientos en masa detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Chuquibamba, segmento oeste-este. Área de trabajo 4.
Figura 7.17	Mapa de amenaza por movimientos en masa detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Morro Camaná. Área de trabajo 5.
Figura 7.18	Mapa de amenaza por movimientos en masa detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Sicera. Área de trabajo 6.
Figura 7.19	Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Trigal. Área de trabajo 1.
Figura 7.20	Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Solarpampa. Área de trabajo 1.
Figura 7.21	Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Madrigal. Área de trabajo 1.
Figura 7.22	Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Maca, segmento oeste. Área de trabajo 1.
Figura 7.23	Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Maca, segmento este. Área de trabajo 1.
Figura 7.24	Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Maca, segmento oeste-este. Área de trabajo 1.
Figura 7.25	Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Aguada Blanca. Área de trabajo 2.
Figura 7.26	Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Arequipa. Área de trabajo 2.
Figura 7.27	Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Caylloma. Área de trabajo 3.
Figura 7.28	Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Condoroma. Área de trabajo 3.
Figura 7.29	Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Pampacolca. Área de trabajo 4.
Figura 7.30	Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Chuquibamba, segmento oeste. Área de trabajo 4.
Figura 7.31	Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Chuquibamba, segmento este. Área de trabajo 4.
Figura 7.32	Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Chuquibamba, segmento oeste-este. Área de trabajo 4.
Figura 7.33	Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Morro Camaná. Área de trabajo 5.
Figura 7.34	Mapa de amenaza por licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, e infraestructura expuesta. Falla Sicera. Área de trabajo 6.

### Fotografías

- Fotografía 3.1 Escarpe de Falla Morro Camaná, zona norte.
- Fotografía 3.2 Depósitos aluviales afectados por fallas de dirección E-O. Foto vista hacia el sur.
- **Fotografía 3.3** Muestra de escarpe de la Falla Pampa de Vaca, se puede observar el cambio de topografía producto de los movimientos de tipo inverso.
- Fotografía 3.4 Pampa costera en la zona de Majes, donde se aprecia el escarpe de falla, bien conservado, de Corvina-Corire (flechas de color rojo) que afectan las rocas del Formación Moquegua y depósitos aluviales recientes encajados en ellas.
- Fotografía 3.5 Ejemplo de deformación precuaternaria asociada a la Falla Las Pacas-Acoy-Aplao, en la margen izquierda del río Majes.
- Fotografía 3.6 Segmento de Falla inversa Las Pacas-Acoy-Aplao, donde se muestra depósitos recientes deformados. Vista hacia el norte.
- **Fotografía 3.7** Falla rectilínea antigua, tiene un ancho de 20 m, donde es posible observar el contacto fallado entre las rocas intrusivas del cerro Sillar.
- Fotografía 3.8 En la zona de panizo de la falla fue posible identificar escarpes de fallas (4 m de altura), siendo buenos marcadores de actividad tectónica y de indicadores cinemáticos.
- Fotografía 3.9 Falla inversa que pone en contacto rocas intrusivas cretácicas con la Formación Moquegua. Esta falla tiene evidencias de actividad cuaternaria.
- Fotografía 3.10 Fotografía panorámica del escarpe de falla en la pampa Sicera, terraza más elevada. Es posible observar un desnivel de 4 m de la superficie.
- Fotografía 3.11 Escarpe de falla en las terrazas más recientes de la pampa Sicera. El escarpe en este sector tiene 1.5 m.
- Fotografía 3.12 Estructura sedimentaria deformada asociada a sismo, ubicada en la pampa de Majes, adyacente a la Falla Sicera. Se trata de una estructura en flama.
- Fotografía 3.13 Escarpe de falla en la zona de Parinacochas. Tiene dirección NE-SO y se extiende a lo largo de 6 km, cruza rocas cretácicas y llanuras o planicies compuestas por depósitos cuatemarios.
- Fotografía 3.14 Deslizamiento y fallas activas de Chuquibamba. Es posible observar las fallas que cortan la superficie Huaylillas y se proyectan hacia la corona del deslizamiento. Vista hacia el este.
- Fotografía 3.15 Depósitos cuaternarios deformados producto de la actividad tectónica. Vista hacia el noreste.
- Fotografía 3.16 Depósitos de avalancha proveniente del complejo volcánico Pichu Pichu-quebrada Andamayo, donde es posible observar fallas inversas deformándolos. Vista hacia el norte.
- Fotografía 3.17 La fotografía panorámica muestra las fallas normales en la secuencia lacustre, en el sector de Chiguata. Vista hacia el sur.
- Fotografía 3.18 Falla normal que afecta las diatomitas del paleolago en el sector cerro Alto de Jesús-La Calera, ubicado al norte de Chiguata. Vista hacia el sur.
- Fotografía 3.19 Falla activa Pampacolca, al pie del escarpe se ubica la localidad del mismo nombre. Vista hacia el sur.
- Fotografía 3.20 Falla activa Solarpampa, genera un desnivel de 50 m de altura, lo que perturba el drenaje y forma *sadpond* a lo largo de la traza. Vista al norte.
- Fotografía 3.21 Escarpe de la Falla Solarpampa con una altura de 25 m. El desplazamiento en contra de la pendiente facilitó (hacia el sur) el represamiento de las aguas que provienen de los volcanes Sabancaya y Hualca Hualca. Vista hacia el sur.
- Fotografía 3.22 Escarpe de falla en pampa Arenal, ubicada en la meseta volcánica denominada Patapampa, altura de las localidades de Maca y Achoma.
- Fotografía 3.23 Las flechas rojas marcan la Falla Trigal, presenta un escarpe de 30 m, se observan los represamientos o sagponds.

Fotografía 3.24 Falla activa cuya reactivación generó el represamiento de un río. Las flechas rojas señalan los escarpes de falla.

- Fotografía 3.25 Se observan los sedimentos finos (lacustres), producto del represamiento del río.
- Fotografía 3.26 Ruptura superficial producto de la reactivación de la falla en el 2013, sector de Pinchollo. Ver martillo de geólogo como escala.
- Fotografía 3.27 Escarpe de falla que afecta rocas volcánicas del Sabancaya y depósitos fluvioglaciares.
- Fotografía 3.28 Escarpe de Falla Madrigal, se pueden observar las facetas triangulares en la parte alta de la localidad de Madrigal. Vista hacia el norte.
- Fotografía 3.29 Escarpe de Falla Madrigal. Vista hacia el noroeste.
- Fotografía 3.30 Depósitos fluvioglaciares y rocas volcánicas afectados por fallas inversas en el sector de Huallayoc, flanco sur del volcán Ampato. Vista hacia el norte.
- Fotografía 3.31 Movimiento de tipo normal asociado a la reactivación de la Falla Aguada Blanca.
- Fotografía 3.32 Fallas subverticales que afectan depósitos de avalanchas en el río Chili. Vista al norte.
- Fotografía 3.33 Falla normal en el flanco oeste del volcán Chachani. Se observa el desplazamiento de 2 m. Vista al sur.
- Fotografía 3.34 Falla Angostura-Cailloma, donde se muestra un escarpe de falla que afecta superficies cuatemarias compuestas por depósitos fluvioglaciares. Se puede observar a lo largo de la traza acumulación de agua producto del bloqueo de la escorrentía. Vista hacia el sur.
- Fotografía 3.35 Falla Angostura-Caylloma, afecta depósitos lacustres. Vista hacia el sur.
- Fotografía 3.36 Escarpe de falla que genera un desnivel de 1.5 m en la zona de Loma Jatisinca. Vista al sur.
- Fotografía 3.37 Terraza fluvial reciente deformada debido a la actividad de tipo inversa de la falla Caylloma. Vista al norte.
- Fotografía 3.38 Escarpe de falla ubicado al norte de la laguna Samacocha. El desnivel que generó la falla es de aproximadamente 30 m, afecta depósitos recientes con movimientos de tipo normal. Vista hacia el norte.
- Fotografía 3.39 Escarpe de falla en el sector de Sibayo. Vista hacia el sur.
- Fotografía 3.40 Falla Sibayo, se observa en un corte natural la falla de tipo inversa, cabalgando depósitos fluvioglaciares sobre limoarcillitas masivas de color marrón.
- Fotografía 3.41 Se observa un escarpe de falla bien conservado, que pone en contacto rocas volcánicas sobre aluviales con movimiento de tipo inverso. Vista al norte.
- Fotografía 3.42 El escarpe de falla es de 7 m y es posible observar el buzamiento de la falla y el contacto fallado. Vista al norte.
- Fotografía 3.43 Escarpe de falla con evidencias de movimiento de tipo normal. Vista al norte.
- Fotografía 3.44 Plano de falla que evidencia el movimiento de tipo normal.
- Fotografía 3.45 Cara libre estriada de escarpe de falla reciente, donde se puede deducir el movimiento de tipo normal. Vista al norte.
- Fotografía 3.46 Falla de tipo inversa ubicada en la zona de Toccra. Vista hacia el norte.
- **Fotografía 3.47** Escarpe de la Falla Yanque, ubicado en pampa Arenal. El escarpe tiene 2 m y a lo largo de esta, *sagponds* alineados. Vista hacia el noroeste.
- Fotografía 6.1 Vista de vivienda de material noble destruida por el tsunami, al sur de Camaná.
- **Fotografía 6.2** Zanja en donde se encontró material de construcción (yeso) a 0.40 m de profundidad con relación a la superficie. El material de construcción fue transportado varios cientos de metros de su origen (tomado de Benavente *et al.*, 2015).
- Fotografía 6.3 La línea de inundación en playa la Chira está marcada por una línea de escombros y un cambio de color en la ladera por encima de la playa. El más alto nivel medido por la encuesta (8.2 m) fue a lo largo de este tramo de playa (fotografía tomada de Jaffe *et al.*, 2003).
- Fotografía 6.4 Depósito de tsunami, cubre una capa de barro en Pampa Grande (tomada de Jaffe et al., 2003).

Fotografía 6.5	Se observa el deslizamiento de Madrigal (valle del Colca), inducido por sismicidad. A este detonante se suman otros
	factores que contribuyen a la inestabilidad de la zona, como son el tipo de litología (depósitos inconsolidados -
	lacustres) y la presencia de agua (nivel freático superficial).

- Fotografía 6.6 Formación de volcán de arena, en el sector de Cabeza de Toros y Chongos (margen derecha del valle de Pisco) donde se pueden observar las huellas de los fluidos. Sismo de Pisco 2007.
- Fotografía 6.7 Estructuras tipo roll-over producto de la licuefacción de suelos (sismo de Pisco 2007).
- **Fotografía 6.8** Ejemplos de fracturas y grietas en el terreno inducidos por sismicidad. En a) se observa una grieta que atraviesa un terreno de cultivo en el sector de Cusibamba Bajo (Paruro), generado en el sismo de Paruro-Cusco, setiembre 2014 (Delgado *et al.*, 2014). En b) se evidencian agrietamientos en terreno por efectos de sismo de Cabanaconde-Arequipa, julio 2013.

#### **Cuadros**

Cuadro 1.1	Población de la región Arequipa
Cuadro 1.2	Región Arequipa: superficie por región natural
Cuadro 4.1	Facies de Miall presentes en la estratigrafía de las cuencas cuaternarias de la región Arequipa y sus respectivos procesos para desarrollar su análisis sedimentológico
Cuadro 6.1	Estadísticas de sismos y víctimas (1990-2012)
Cuadro 6.2	Características de las fallas utilizadas para generar escenarios de peligro sísmico
Cuadro 6.3	Características de las fallas geológicas estudiadas en el presente capítulo
Cuadro 6.4	Clasificación de acuerdo a las condiciones litológicas de sitio según la velocidad de las ondas de corte (Vs30). Tomado y modificado de Thompson & Silva (2013), Wills & Clahan (2006), Narciso <i>et al.</i> (2012) y Luzi <i>et al.</i> (2011).
Cuadro 6.5	Grados de aceleración sísmica
Cuadro 6.6	Ponderación de variables temáticas
Cuadro 6.7	Valoración de clases de pendiente de terreno con relación al análisis de susceptibilidad a movimientos en masa
Cuadro 6.8	Valoración de las unidades geomorfológicas con relación al análisis de susceptibilidad a los movimientos en masa
Cuadro 6.9	Valoración de las unidades litológicas con relación al análisis de susceptibilidad a los movimientos en masa
Cuadro 6.10	Valoración de las unidades de cobertura vegetal y uso de suelo con relación al análisis de susceptibilidad a movimientos de masa
Cuadro 6.11	Ponderación de variables temáticas
Cuadro 6.12	Valoración de las unidades litológicas con relación al análisis de susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos
Cuadro 6.13	Caracterización hidrogeológica de los depósitos inconsolidados
Cuadro 6.14	Valoración de las unidades geomorfológicas con relación al análisis de susceptibilidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos
Cuadro 6.15	Proceso de obtención de mapas de peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo
Cuadro 6.16	Proceso de obtención de mapas de peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo
Cuadro 7.1	Población de la región Arequipa
Cuadro 7.2	Características de aeropuertos, aeródromos y helipuertos más importantes de la región Arequipa
Cuadro 7.3	Principales puertos y caletas de la región Arequipa
Cuadro 7.4	Hidroeléctricas importantes de la región Arequipa

- Cuadro 7.5 Represas importantes de la región Arequipa
- Cuadro 7.6 Centros y proyectos mineros importantes en la región Arequipa
- Cuadro 7.7 Futuros proyectos de la región Arequipa

## <u>Tablas</u>

- Tabla 3.1
   Clasificación de rasgos paleosísmicos, expresiones geomorfológicas y estratigráficas (tomada de McCalpin, 1996)
- Tabla 5.1
   Clasificación de knickpoints por el proceso de origen, Castillo y Hubp (2011)



Av. Canadá 1470 - San Borja, Lima 41, Perú Teléfono: 051 - 1- 618 9800 Fax: 051-1-225-3063 | 051-1-225-4540 www.ingemmet.gob.pe comunicacion@ingemmet.gob.pe