

1.3.14 Estudio Geológico y Fisiográfico

Las principales áreas pobladas afectadas incluye la región costera desde las Zorras en el sur hasta Trujillo en el norte y el valle del río Santa.

Ericksen y otros (1970) describieron que la Cordillera Negra consiste grandemente de deslave volcánico terciario y rocas clásticas volcánicas, andesítica fraccionada, pero también riolítica en su composición. Las rocas granodioríticas y sedimentarias Mesozoicas están expuestas ampliamente en la parte norte de la Cordillera Negra. El valle del Santa está parcialmente lleno en forma profunda con material reseco y fluvio-glacial y aluvional, que en algunas localidades alcanza un espesor de varios cientos de metros. Una parte considerable del material aluvional y escombros se ha originado por el rebalse de los lagos glaciales y por avalanchas de hielo y piedra en la Cordillera Blanca. Pese a ésto, el material es suficientemente coherente para soportar cortes casi verticales y laderas altas; éste es relativamente inestable y el deslizamiento se origina cuando está saturado o sujeto a movimientos sísmicos. La Cordillera Blanca tiene un núcleo de granodiorita, rocas mesozoicas marinas sedimentarias que yacen en las laderas y en algunos lugares sobresale la granodiorita en el centro de la cordillera.

La mayor parte de las ciudades y pueblos en este valle han sido construidos sobre este tipo de material o en depósitos fluviales, fluvio-glaciales no cementados.

1.3.14.1 Cordillera Blanca

Ericksen y otros (1970) anotaron que los profundos valles glaciales en forma de U de la Cordillera Blanca desaguan hacia el oeste, en los afluentes del río Marañón. Muchos de estos valles contienen lagos morrénicos; antiguamente (quizás durante los últimos 10,000 años) probablemente todos contuvieron uno o más lagos. Algunos de los lagos más antiguos han sido gradualmente llenados con sedimentos y aparecen ahora como valles planos o áreas pantanosas. Algunos fueron cortados a través de su represa morrénica y de este modo fueron drenados. Otros lagos fueron drenados por la súbita destrucción de la represa morrénica, probablemente debido a su frecuente desborde por las olas generadas por la caída de bloques de hielo o rocas. El repentino drenaje de estos lagos puede terminar en un aluvión catastrófico.

Las pendientes superiores de la Cordillera Blanca están excesivamente inclinadas, alcanzan un talud comúnmente entre 45° y 90° y están en una condición extremadamente inestable. En algunas áreas como fue observado por Ericksen en 1941-49, pequeñas avalanchas de hielo ocurren varias veces al día. En otras localidades, mayores avalanchas de hielo son reportadas cada pocos meses o pocos años. Evidentemente, el pico Norte del Huascarán es actualmente de los más inestables en la Cordillera Blanca.

1.3.14.2 Cordillera Negra

De acuerdo a Ericksen y otros (1970), la Cordillera Negra en contraste con la Cordillera Blanca, tiene un topografía más generosa y relativamente ancha, con sus cimas suavemente onduladas; está cerca de 4500 m. de altura y carece de glaciares y campos de nieve.

Los valles en los flancos tienen forma de V, y están profundamente cortados en sus partes bajas, mostrando que han sido cortados por las corrientes más que por los glaciares. Pequeños círculos y morrenas laterales cerca de las cumbres de la cordillera confirman una antigua glaciación local. Las rocas volcánicas en los precipicios inclinados de la Cordillera Negra están profundamente desgastadas o fuertemente fracturadas, y en consecuencia están sujetas a deslizamientos durante la temporada de lluvias, o de lo contrario debido a movimientos sísmicos.

1.3.15 Cambios Geodéticos y Maremotos

Según Lomnitz (1970) no se anticiparon cambios geodéticos en gran escala, ya que la magnitud del sismo fue inferior a 8. Las observaciones en la zona costera de Chimbote y Casma fueron difíciles, debido a que los puntos de referencia se encontraban localizados en sedimentos que sufrieron importantes hundimientos por compactación o deslizamiento, a consecuencia del sismo.

No se han encontrado efectos geodéticos de solevantamiento o levantamiento costero. A unos 12 minutos después del comienzo del terremoto se registró en el mareógrafo de Chimbote una perturbación que consistió en una subida rápida de unos 30 cms. del nivel del agua, posiblemente a consecuencia del oleaje normal. Luego se produjo un registro típico de maremoto con un descenso inicial del nivel del mar de unos 30 cms. y con una amplitud total del orden de 1 m. No se produjo inundación ya que la elevación máxima del maremoto fue menor que el nivel de las mareas altas. Giesecke y Deza (1970) anotaron que no se observó la generación de un maremoto en dicha ciudad, pero en las localidades de Casma, Chimbote y en otras del Callejón de Huaylas se reportó variaciones del nivel de agua subterránea, siendo en la mayoría de los casos un aumento de nivel del orden de 0.50 m.

El maremoto fue registrado en el mareógrafo del Callao (La Punta), con una amplitud total del orden de 30 cms. La señal fue registrada una hora y media después del terremoto pero su comienzo fue ilegible debido al oleaje. No se observó el maremoto en las estaciones de Talara, San Juan y Matarani.

1.3.16 Daños Estructurales y Geológicos

1.3.16.1 Huaraz

Según Ericksen y otros (1970), Huaraz la ciudad más grande del valle del Santa, fue destruida en un 90%. Las condiciones de buena cimentación fueron convenientes para la reconstrucción en el presente lugar de la ciudad y otras localidades del valle.

Berg y Husid (1970) comentaron que las construcciones de adobe al sur del río fueron casi completamente destruidas. La Iglesia Catedral con estructura de ladrillo colapsó parcialmente y el municipio, que es una construcción de concreto reforzado de 2 pisos con muros de ladrillo y techo de tejas, sufrió agrietamientos.

Giesecke y Deza (1970) anotaron que existieron marcados contrastes respecto a daños en edificios de concreto. Mientras que en la Unidad Escolar Toribio Luzuriaga colapsó parte de un pabellón, otros como el Colegio de los Padres Alemanes, a menos de 200 m. al oeste, no presentó ningún daño. Asimismo, el Hotel de Turistas sufrió daños en las estructuras del comedor y bar, mientras que en una casa de 200 m. al oeste construida totalmente de ladrillo no sufrió ni siquiera agrietamientos.

1.3.16.2 Caraz

Ericksen y otros (1971) comentaron que las construcciones fueron de adobe de 1 y 2 pisos con techo de teja y construidas sobre un antiguo abanico aluvial del río Llullan.

De acuerdo a Ericksen y otros (1970), la ciudad fue destruida en un 70% a 80% por un fuerte aluvión en la Boca de la quebrada Parón. Su basamento geológico es similar al de Huaraz. Potencialmente está en situación peligrosa con respecto a otras ciudades o pueblos del valle del Santa. La laguna de Parón, en la cabecera de la quebrada Parón, es el lago más grande de la Cordillera Blanca; está parcialmente represado por un glaciar y por un dique morrénico.

1.3.16.3 Carhuaz

De acuerdo a Ericksen y otros (1971), menos del 50% de las construcciones que son de bloques de adobe y techo de teja fueron severamente dañadas o destruidas; sin embargo, todas las construcciones de adobe sufrieron algún daño. El material de cimentación es relativamente estable, consistiendo de un abanico aluvial del río Chucchun

que está parcialmente cubierto con un material de avalancha de escombros en la parte sur del pueblo.

1.3.16.4 Chimbote

Berg y Husid (1970) comentaron que la ciudad de Chimbote fue menos destruida que Huarney o Casma.

Las estructuras más informativas fueron los colegios, que son similares en su diseño; son estructuras de concreto reforzado de 2 pisos y muros de ladrillo, con muros transversales de piso a techo alternados para formar los salones de clase, vigas longitudinales en los niveles de piso, paredes bajas, ventanas altas. Se observaron daños en la Gran Unidad Escolar San Pedro, en el Colegio Regional y en la Escuela Normal Las Américas.

El Convento de las Madres Dominicas de Ohio fue un edificio de concreto reforzado de 2 pisos con muros de ladrillos, que colapsó completamente. El Hospital Obrero, una combinación de construcciones de 1 y 2 pisos de concreto, fue demolido. El Politécnico Nacional del Santa es un grupo de aulas de ladrillo; el mortero, los ladrillos y la mano de obra fue de mejor calidad que los demás edificios en Chimbote, los techos soportados por pilostras, dinteles continuos de concreto reforzado sobre la ventana y puertas, algunas de las paredes se agrietaron horizontalmente a menos de 1 m. del piso. El Hotel Chimú, una construcción de 3 pisos en forma de U, con daños menores en el cobertizo, El Banco Nor-Perú en la Av. Bolognesi No.723 es un edificio de 4 pisos de concreto reforzado con columnas largas y mezanine; la falla ocurrió con los elementos más rígidos como muros y columnas por el mezanine a media altura. Algunos distritos fueron notablemente dañados como San Pedro que fue demolido; en Buenos Aires, las construcciones nuevas fallaron casi totalmente. También se presentó el fenómeno de licuación y los conos de arena.

Ericksen y otros (1970) estimaron que Chimbote fue destruida seriamente en un 70% a 80%. Varias partes de Chimbote han sido construidas en playas y depósitos deltáicos, depósitos fangosos y laderas de depósitos. En algunos lugares la napa de agua subterránea estaba en o cerca de la superficie antes del terremoto y en otros estaba a profundidades de varios metros. En diferentes lugares, la diferente compactación y el incipiente hundimiento y deslizamiento del material de base fueron las principales causas que determinaron los daños de Chimbote. Hubo asentamientos cerca al embarcadero de la Planta de Acero, hundimientos irregulares de las bases de las vías, de tal manera que las una vez rectas vías de ferrocarril fueron onduladas.

Debido a que la parte central de Chimbote está virtualmente al nivel del mar, la ciudad está en peligro de destrucción por tsunamis (maremotos) originados en cualquier lugar de la región del Pacífico. Una evaluación del peligro destructivo de un tsunami en Chimbote permite mostrar que la configuración de la bahía de Chimbote puede reducir grandemente el peligro de grandes inundaciones; sin embargo, el tsunami asociado con el

terremoto de Chile en 1960, produjo olas aún más altas que no pueden ser producidas por terremotos más cercanos o por terremotos en el Océano Pacífico oeste.

Giesecke y Deza (1970) indicaron que las fallas en los edificios de concreto y ladrillo se debieron a asentamientos del suelo y a la aparición de grietas en suelos arenos-arcillosos saturados de agua y aumento del nivel del agua subterránea. Las grietas afectaron solamente al paquete arcilloso arenoso y no así la roca de basamento. Estas grietas fueron paralelas a la línea de la costa.

El muelle de pescadores más próximo al Terminal Marítimo ha sufrido un asentamiento en su primer tramo original, probablemente por deslizamiento del bloque del suelo en que se asienta el muelle.

1.3.16.5 Huarmey

Berg y Husid (1970) observaron que las estructuras de adobe mayormente fueron destruidas más no las de quincha. Las columnas de concreto reforzado del mercado fueron seriamente dañadas. El hospital de concreto reforzado no fue dañado.

De acuerdo a Ericksen y otros (1970) la ciudad fue destruida en un 70% a 80%. El pueblo ha sido construido sobre sedimentos aluviales, que no ofrecen ningún peligro de reconstrucción en el mismo lugar.

1.3.16.6 Trujillo

De acuerdo a Berg y Husid (1970), la ciudad sufrió menos daño que Chimbote, pero muchas construcciones de adobe colapsaron parcialmente o completamente y algunas de ladrillo y concreto armado fueron dañadas. El Seminario Regional sufrió daños en las columnas de sus unidades en el primer y tercer piso. El Colegio Claretiano y la Fidería Nicolini sufrieron daños en las ventanas altas y bajas, así como en los muros.

1.3.16.7 Salaverry

Según Berg y Husid (1970), las construcciones en este pueblo mayormente son de madera. Ninguno de los almacenes o dique de carga del Terminal Marítimo sufrieron daño estructural.

Ericksen y otros (1970), agregaron que pequeñas iglesias y pocas construcciones de adobe sufrieron daños. Un área en el puerto se hundió provocando rajaduras en una plataforma de cemento cerca a un depósito del puerto.

De acuerdo a Giesecke y Deza (1970), el muelle Gildemeister no tuvo daños estructurales y sólo se observó un ligero hundimiento en las losas en un área restringida cerca a la bodega de azúcar.

1.3.16.8 Huallanca

Berg y Husid (1970) reportaron que esta ciudad fue completamente aislada por las caídas de rocas en la carretera y en la línea férrea. La parte principal del pueblo no fue dañada por el flujo de barro. Las construcciones de adobe fueron afectadas pero mucho menos que en otros pueblos del sur.

Después de 1 1/2 horas de haber ocurrido el sismo, llegó el flujo de barro. En este intervalo las puertas de entrada a los túneles fueron cerradas, por lo que el flujo no entró a los túneles ni a la casa de fuerza.

1.3.16.9 Casma

Berg y Husid (1970) comentaron que esta ciudad fue casi completamente destruida; las construcciones de adobe colapsaron. En un edificio de un Banco de concreto reforzado con muros de ladrillo, el parapeto se deslizó y el resto quedó intacto. El nuevo hospital, una construcción de concreto reforzado de 1 piso tuvo varias columnas fracturadas. Colegios de 1 y 2 pisos con muros de ladrillo y un tanque elevado, ambos de concreto reforzado, colapsaron. La calidad de concreto fue pobre, así como los ladrillos y el mortero usado en su construcción. El pilar y los estribos de un puente reticulado de acero de varias luces sufrieron desplazamientos. Las estructuras de quinchas no sufrieron daños.

1.3.16.10 Paramonga

Según Berg y Husid (1970), el edificio de administración del Complejo Industrial Paramonga, que es de concreto reforzado de 2 pisos con muros de ladrillos, sufrió daños por los sismos del 17 de Octubre de 1966 y 31 de Mayo de 1970, siendo en este último más severos. No hubo asentamiento en las cimentaciones.

1.4 DESLIZAMIENTO ROTACIONAL DE RECUAY

A consecuencia del sismo del 31 de Mayo de 1970 que asoló gran parte del norte medio, se produjeron fenómenos de destrucción de poblados. Numerosas viviendas fueron fuertemente agrietadas y algunas colapsaron y ocurrieron fenómenos de tipo geológico, como el deslizamiento de una masa inestable que se localiza en la loma de Huancapampa y el subsiguiente embalse de las aguas del río Santa, inundaciones y agrietamientos.

1.4.1 Ubicación

Recuay, capital de la provincia del mismo nombre en el departamento de Ancash, es una ciudad de aproximadamente 4000 habitantes (1970).

1.4.2 Condiciones Geológicas de la Zona

Véliz (1971) describió la geología de la zona de la siguiente forma:

1.4.2.1 Estratigrafía

Las rocas más antiguas están dadas por derrames piroclásticos correspondientes al volcánico Calipuy, de edad Cretáceo-Terciaria. Suprayacente a esta discordancia erosional se encuentran una serie de rocas de aproximadamente 600 m. de espesor, compuestas por areniscas, lutitas y conglomerados a las que se ha denominado Formación Aco. Su edad se estima como Terciario Superior-Cuaternario. Finalmente, hacia el tope de la columna se encuentran los depósitos Cuaternarios (Pleistoceno a Reciente) identificados como depósitos fluvio-glaciares, travertinos, depósitos fluviales que constituyen terrazas y depósitos gravitacionales.

1.4.2.2 Formaciones Rocosas Locales

a) Rocas Volcánicas

Afloran en el lado oeste y sur-oeste de la ciudad de Recuay y en las laderas de la Cordillera Negra. Se identificó alteraciones que tienden a la caolinización y limonización, están diaclasadas, siendo su rumbo de diaclasamiento predominante N10°W. En algunos afloramientos estas rocas se presentan macizas; se ha podido identificar en su constitución epidotas (silicato de fierro, calcio y aluminio color verde) y abundante cuarzo. Aparentemente esta unidad rocosa formaría el basamento y se identificó como perteneciente al grupo Calipuy.

b) Rocas Sedimentarias

En el lecho del río se observó afloramientos pequeños de lutitas, areniscas y conglomerados violáceos, rojizos, en capas bien definidas y con buzamiento promedio de 70°E. Estos afloramientos se ubicaron en ambas márgenes del río, donde hace un rápido en el meandro, hacia el este de la calle Burgos y la comisaría de Recuay. Las mismas capas afloran en mayor proporción en el lado norte del área estudiada.

1.4.3 Depósitos Cuaternarios Recientes

1.4.3.1 Fluvio-Glaciares (Q_{fg})

En la margen derecha del río Anta, hacia el lado oriental de la población de Recuay, se observó sedimentos de material fluvio-glacial constituidos por clastos de diferente naturaleza y tamaño con cantidad de clastos de cuarcita, granitos, granodioritas, pizarras y algunos restos de carbón en menor proporción; en general son subangulosos. Los clastos están en una matriz arcillo-arenosa. En la margen derecha del río Atoc-Huancaca (afluente del río Santa) se observó alternancia de clastos conglomerádicos con arena y arcilla con buzamiento 23° NO.

1.4.3.2 Horizontes de Conglomerados

Hacia el sur-oeste de la Plaza de Armas de Recuay, entre el afloramiento de rocas volcánicas y un corte de la carretera que va de Recuay a Aija, se localizó un conglomerado conformado por clastos volcánicos con cemento arcilloso-calcáreo. Este depósito sugiere ser un remanente erosional.

1.4.3.3. Suelo de Corrimientos Antiguos (Sca)

Se identificó hacia el este de Recuay, entre el río Atoc-Huacanca y el río Pueblo Viejo, suelos de corrimientos antiguos conformados litológicamente por los mismos componentes del fluvio-glacial ya descrito. Estos suelos de corrimientos son escalonados, siendo su límite el oeste del río Santa.

1.4.3.4 Sedimentos Lacustres (Ql)

En las terrazas fluviales se distinguió depósitos sedimentarios y más al sur de dichos afloramientos, sedimentos cuaternarios recientes, que dan la idea de ser depósitos de ambiente lacustre o de embalse, concordantes con los depósitos de terrazas fluviales. En los lugares observados, estos sedimentos son casi horizontales o con suaves inclinaciones de hasta 5 grados NO y están constituidos por estratos alternados de arena, conglomerados y arcillas. En el lugar afloran con un espesor de 27.40 m.

1.4.3.5 Travertinos (Qt)

Los depósitos sedimentarios muy recientes están manifestados por la fusión de aguas carbonatadas formando travertinos que al precipitarse lentamente han formado estratos muy finos casi horizontales o siguiendo la dirección de la pendiente. Estos travertinos están a una altura uniforme en el lado occidental de la ciudad y forman parte de una serie de carbonatitas que se observó tanto al norte del área estudiada como al sur (hacia Ticapampa) fuera del mapa, donde estas manifestaciones son mayores. Por otra parte, también se apreció cavernas de estalactitas y estalagmitas bien definidas.

Su potencia es variable entre 1.00 a 40.00 m., tal es el caso del travertino que aflora en el lugar de Cachipata, el más extenso del área. Hacia el Nor-Oeste de la población se observó un afloramiento de travertino recristalizado con apariencia de chert.

1.4.3.6 Terrazas Fluviales (T-1, T-2)

La acción erosiva del río Santa en el proceso de formación del Callejón de Huaylas, a través de su diferentes etapas, ha dejado sus remanentes en las terrazas fluviales que se encuentran en ambas márgenes del río en el área de Recuay.

Estas terrazas escalonadas están formadas por rodados bien retrabajados de diferentes tamaños (grandes, medianos y pequeños), en mayor cantidad cuarcitas sobre otros elementos (granitos, granodioritas, andesitas, pizarras). Todos ellos se hallan englobados por una matriz arenosa, formada por la desintegración de los mismos elementos, con un grado de consolidación, ya sea por las presiones de la masa que soporta o por la cementación proporcionada por la efusión de carbonatos de los travertinos. En estos casos el grado de consolidación es pequeño en la terraza más reciente, por donde discurre el actual cauce del río Santa.

Morfológicamente se apreció terrazas en ambos lados del río Santa, pudiéndose diferenciar hasta 2 de ellas, la terraza T-1 donde está ubicada la actual población, la Terraza T-2 ubicada marginando el río Santa en los niveles más bajos. Finalmente la Terraza T-3 en proceso de formación que comprende el área de influencia del actual cauce del río.

1.4.3.7 Depósitos Fluvio-Gravitativos (Qg)

Como consecuencia de la desintegración intensa de la roca base (volcánica), por acción de agentes externos en el área, es posible mapear depósitos aluvio-gravitativos constituidos por materiales arcillosos o arcilloso-arenosos impuros, de espesor variable, que están en función de la inclinación topográfica; así, en la parte superior donde naturalmente la pendiente es más fuerte (30° - 35°), el espesor varía entre 0.10 - 0.30 m., a medida que la pendiente disminuye (5° - 10°) el espesor aumenta en 1.50 m. Este material suelto en su mayor parte constituye áreas de cultivo en el lado Oeste y suprayace discordantemente a las rocas volcánicas (Tv) en su parte superior o a los materiales conglomerádicos, sean éstos fluvio-glaciares o fluviales en su parte media e inferior. Es de naturaleza arcillosa o areno-arcillosa impura, de un color rojizo amarillento genérico, con elementos ferromagnesianos. Estos elementos son más pequeños hacia la superficie y aumentan en diámetro a medida que se profundiza, en donde se observó clastos angulosos de tamaño medio.

1.4.4 Efectos Sísmicos

Después del sismo ocurrido el 31 de Mayo de 1970, la Unesco envió especialistas para el estudio y evaluación de daños, observándose en distintos lugares viviendas afectadas, así como deslizamientos antiguos y recientes.

1.4.4.1 Deslizamiento Antiguo

Según Lliboutry y otros (1970), existe un deslizamiento antiguo originado durante la formación del valle. El lecho del río se encontraba entonces a más de 200 m. al este del actual. Luego las vertientes del valle han sido erosionadas por el río. Es difícil averiguar hasta qué grado la tectónica cuaternaria contribuyó al desarrollo del deslizamiento. El pie de este deslizamiento antiguo ha sido escondido por unos fenómenos más recientes; no obstante, hay todavía un farallón frontal que forma una vertiente escarpada de casi 50 m. de alto en la base del cual se formó un pantano lleno de agua con cerca de 200 m. de ancho. El deslizamiento se produjo a raíz del desplazamiento del lecho del río hasta su situación actual. Considerando la topografía actual se puede evaluar la cantidad de roca maciza objeto del deslizamiento, en unos 50 millones de metros cúbicos.

1.4.4.2 Deslizamientos Recientes

De acuerdo a Véliz (1971), el deslizamiento de la loma de Huancapampa fue una reactivación de los anteriores habidos en dicha área y presenta las características siguientes:

- a) Se movió una masa de aproximadamente $10'000,000$ de m^3 , siguiendo la pendiente de esta loma hacia el río Santa y terminó en una escarpa que se formó en la margen izquierda del río.
- b) El deslizamiento se tipificó como rotacional con un salto máximo de arranque de 10 m. en la coronación.
- c) Entre el límite superior del deslizamiento y el frente del levantamiento en la margen derecha del río Santa, se ha podido graficar una serie de grietas de tensión con rumbos y desplazamientos diferentes dentro de esta serie; es notable un cierre de grietas en la culminación del arco de deslizamiento.
- d) Como movimiento masivo se determinó en la terraza (T-2) en la margen izquierda del río Santa y evidentemente ha recorrido sobre una superficie de lutitas en un proceso de desplazamiento o levantamiento del lecho del río Santa hasta una altura media de 4.00 m., produciéndose el embalse.

Lliboutry y otros (1970) observaron que la parte del pie siguió probablemente la superficie de fracturación del deslizamiento posterior, pues el movimiento reciente estuvo ubicado cerca del borde sur de este antiguo deslizamiento. La masa de los depósitos fluviales y los materiales volcánicos fue comprimida y se levantó hasta una altura de 15 m. por encima de la planicie aluvial. Se debe relacionar la aparición de este deslizamiento durante el movimiento sísmico con la existencia del antiguo derrumbe. En forma general, los extensos desprendimientos de terreno raramente demuestran una superficie de fracturación rotacional. Este es casi vertical en el tope, cerca del tope se formó un declive abrupto hacia abajo con una inflexión aguda y luego es casi horizontal.

Plafker y otros (1971) comentaron que el deslizamiento involucró un bloque de sedimento fluvio-glacial de 1,100 m. de longitud y un ancho de 550 m. que aumentó bruscamente 100 m. el nivel del río Santa. Este enorme bloque contiene al menos 8 millones de m^3 , y probablemente 20 millones de m^3 , dependiendo de la profundidad de la superficie de falla.

Cluff (1971) estudió el aspecto más interesante de este deslizamiento. Su plano de falla se extendió bien por debajo del lecho del valle del Santa, sugiriendo que el plano de deslizamiento fue formado probablemente durante las primeras etapas de desarrollo del valle y fue reactivado por el sismo del 31 de Mayo de 1970, ver la Fig.22.

Según Ericksen y otros (1971), la mayoría sino todos los deslizamientos en esta categoría, parecen ocurrir en depósitos fluvio-glaciales no consolidados, rocas volcánicas piroclásticas pobremente consolidadas, estratos delgados y rocas sedimentarias pizarrosas.

1.5 EL ALUVION EN CHAVIN DE HUANTAR

1.5.1 Origen

De acuerdo a Indacocha e Iberico (1947), el 17 de Enero de 1945, más o menos a las 7.00 a.m., 2 pastores de ovejas del lugar vieron "venir una avalancha de nieve y barro" del nevado de Huantsán o Ayhuñaraju que cayó sobre la laguna Ayhuñaraju, la que rompió su presa y su contenido se vació en la laguna Carhuacocha. Otros pastores aseguraron que muchas veces vieron descender grandes bloques de hielo a la laguna superior Ayhuñaraju produciendo un ruido seco en la quebrada, ver la Fig 23.

1.5.2 El Aluvión

Según Indacocha e Iberico (1947), las lagunas Ayhuñaraju y Carhuacocha, como casi todas las de la Cordillera Blanca, son de origen glaciar y están formadas por una presa de escombros morrénicos del antiguo valle glacial. La presa morrénica está constituida por piedras y arcillas, de modo que es poco resistente; cualquier irregularidad en el deshielo como la brusca alza de presión ocasionada por el aumento del caudal de agua, como en este caso, hizo que la presa cediera y permitió el desague catastrófico de la laguna.

La rotura de las cubetas de Ayhuñaraju y Carhuacocha produjeron el aluvionamiento de la cuenca inferior del valle de Huachecsa y el pueblo de Chavín de Huantar. La consistencia del material fue de lodo o barro de color negro, cuyo elemento sólido ha sido derivado de las pizarras y areniscas negras que afloran en la parte alta y oriental de la Cordillera Blanca; y bajó por la quebrada de Huachecsa. Por múltiples informaciones sobre el paso del aluvión por la quebrada se supone una velocidad de 32 Km/hora.

El tiempo que duró la descarga en Chavín de Huantar fue de 30 minutos; pero en este período se sucedieron 3 avenidas a intervalos aproximados de 12 a 13 minutos; lo que bajo concepto de compensación, el movimiento considerado como continuo y uniforme no ha tenido una duración mayor de 2 minutos. El volumen de material descargado fue aproximadamente de $900,000 \text{ m}^3$.

1.5.3 Area Afectada

Indacocha e Iberico (1947) anotaron que el aluvión afectó un área de $370,000 \text{ m}^2$ en la ciudad de Chavín de Huantar, en algunas calles dejó un sedimento de 0.50 m. de espesor como el Jr. Bolívar, 1.50 m. en el Jr. Raymondi, más al sur del mismo Jirón 0.50 m.; 0.80 m. en la Plaza Centenario, al lado de las ruinas del castillo y en la carretera el sedimento llegó a tener 2.50 m. También afectó a los poblados de Racuacancha,

Huantsampampa, Colapapampa, Chichucancha y Lanchan; arrasando seres humanos, reses y ganado lanar, ver la Fig.24.

1.5.4 Geología

1.5.4.1 De la Cabecera

Spann (1947), describió la geología de la cabecera de dicha quebrada de la siguiente forma:

a) Estratigrafía.

Saliendo de Huantsampampa valle arriba y atendiendo el carácter estratigráfico, se nota las siguientes formaciones: una caliza compacta oscura de 400 m. de espesor; sobre una arenisca roja de no más de 50 m. de potencia, la cual yace sobre una capa de pizarras negras andalusíticas de 300 m. La roca intrusiva, que constituye el mismo cerro Huantsán, es una andesita piritizada que ha resistido mejor la erosión que las rocas sedimentarias circundantes.

b) Tectónica.

Los buzamientos que se observan en todo el trayecto de la quebrada de Huachecsa son en la cabecera muy pronunciados llegando la arenisca roja y la pizarra metamórfica a ser verticales. Los ejes de sus pliegues llevan una orientación de N 20°E poco más o menos, que cortan normalmente el río en algunos sitios.

c) Fisiografía.

El río Huachecsa afluente izquierdo del río Mosna o Puccha, tiene su origen en la cabecera de la quebrada Huanstsán, en los riachuelos provenientes del agua de fusión de varios glaciares que ocupan las faldas de los cerros circundantes. El más alto de estos cerros es el Huantsán o Ayhuiñaraju en la parte oeste de la cabecera. El macizo del Huantsán situado entre los nevados de San Juan al norte y Rurec al sur, pertenece a los contrafuertes meridionales de la Cordillera Blanca y alcanza 6,395 m.s.n.m. En la falda este del macizo se descubre una enorme morrena cuneiforme con dirección N-S y muy regular que se eleva a unos 100 ó 150 m. verticales sobre el fondo de la quebrada de Huachecsa y se compone principalmente de detritos andesíticos mezclados con arcilla y arena. Su inclinación valle abajo es de 7° y su ancho varía entre 150 y 500 m.

1.5.4.2 De la Quebrada

Según Indacocha e Iberico (1947) en la quebrada afloran areniscas, pizarras y calizas en paquetes potentes y bastantes plegados. Los ejes de los plegamientos llevan una orientación N 310° y el río en algunos puntos corta normalmente estos ejes.

Atendiendo al carácter tectónico, se distinguen las siguientes formaciones: una inferior integrada por areniscas y pizarras, destacándose entre ellas una capa compuesta por interestratificaciones de ambas; en Asua afloran unas areniscas negras poco compactas y superyacentes a otras rojas de más de 100 m. de espesor. Encima de este paquete existe otro formado por tres capas: dos de calizas de color gris oscuro y una de pizarras aún más oscuras; el espesor de este paquete es de unos 300 m. y se le ve aflorar entre Lanchan y Racri, llevando más o menos la misma orientación mencionada anteriormente, con un buzamiento de 50° a 60° hacia el eje de un sinclinal.

1.5.5 Causas del Aluvión

-Indacocha e Iberico (1947), comentaron sobre el origen de la avalancha de hielo y escombros que fueron fenómenos ligados a la desglaciación andina y agregaron que llama la atención que este fenómeno como los anteriores se hayan producido en momentos próximos a la aparición del sol en el horizonte, es decir a la hora en que la temperatura llega diariamente a un mínimo.

-Spann (1947), opinó que el deslizamiento repentino se ha debido seguramente a la desintegración mecánica de la roca por las heladas.

-La ruptura de las lagunas Ayhuñaraju y Carhuacocha como causa del aluvión.

1.6 EL "ALUD-ALUVION" DE RANRAHIRCA

1.6.1 El Medio Geográfico

Según Dollfus y Peñaherrera (1962) se trata de un complejo batolito granítico que penetra dentro de series sedimentarias plegadas y más o menos metamórficas del Secundario y dentro de capas volcánicas de la misma era o posteriores, que ha sido exhumado en "Horst" por movimientos tectónicos o posteriores. Su borde occidental rectilíneo, por lo menos a la altura de Yungay, está constituido por un espléndido escarpamiento de falla muy reciente, que parece corresponder en una gran extensión a las superficies de las diaclasas de techo, pero donde una observación más precisa facilitada notablemente por la limpieza que en su base ha realizado la lava torrencial, muestra espejos de falla muy recientes. Esta región

está situada en los Andes tropicales del Perú y bajo los 9° latitud Sur, es una zona donde los contrastes topográficos y climáticos son grandes; en Yungay a 2,585 m. las temperaturas anuales y la no existencia de heladas permite el crecimiento normal de palmeras y cítricos; sin embargo, a 9 Km. de esta ciudad, a partir de 4,800 m. las heladas se producen todas las noches del año.

1.6.2 Morfología y Topografía del Valle Aluviónico

Dollfus y Peñaherrera (1962) anotaron que la cornisa de hielo que pudo tener más de 100 m. de espesor, domina una pared rocosa de aproximadamente 800 m. de largo y con una pendiente media de 60° a 62°. Es decir, un plano inclinado entallado en rocas metamórficas y en granodioritas cubiertas de placas de nieve y hielo, de donde bajaron los bloques rocosos por encima de un vasto glaciar de más de 2 Km. de largo y con una pendiente de aproximadamente 30°, ver la Fig.25.

El torrente de Acraranco, que evacuaba las aguas de fusión descendió en forma recta y siguiendo el pie del gran relieve de falla de la Cordillera Blanca por un relleno de escombros rocosos y materiales de morrenas más o menos de 3 Km. de largo y 20° de pendiente, antes de inclinarse hacia el NW. Su valle con un ancho de 200 m. se encajona entre la vertiente granítica con una inclinación de 40° a 45° por su margen derecha y una vertiente de alrededor de 200 a 300 m. de alto y pendiente de 50° a 55°. Está cubierta por antiguas morrenas y depósitos de lavas anteriores, por su margen izquierda, luego una gran morrena, heredada de una lengua de hielo que descendió por el auge de Llanganuco, modifica por segunda vez el trazo del valle que hace un ángulo recto, cambiando también de nombre para tomar el de Armapampa. Hasta recibir por su margen izquierda la quebrada de Chaquirure donde nuevamente cambia de dirección formando un ángulo bastante abierto para dirigirse hacia la quebrada de Pumahuain que bordea un trecho de la antigua terraza y confluye finalmente con Llanganuco, para formar el río Shacsha con un ángulo débil de más o menos 30°

Después de la confluencia con Llanganuco el valle se ensancha, pero siempre encajonado atraviesa gruesos bancos de cuarcita enderezados y a menudo fracturados, para desembocar finalmente sobre el amplio cono extendido de Ranrahirca, donde la generatriz hasta el Santa tiene poco más de 3 Km. de largo con una pendiente promedio ligeramente cóncava y de más o menos 3°, que está cubierto de bloques transportados por lavas anteriores.

1.6.3 El Aluvión y sus Características

De acuerdo a Dollfus y Peñaherrera (1962), ocurrió el 10 de Enero de 1962 a las 6.00 p.m.; se originó por el desprendimiento brusco de una sección de la alta cornisa SW del pico Norte del nevado Huascarán a 6,655 m.s.n.m., que pudo tener más de 100 m. de espesor, domina una pared rocosa de aproximadamente 800 m. de largo con una pendiente

media de 60° a 62°. Es decir un plano muy inclinado entallado en rocas metamórficas y en granodioritas cubiertas de placas de hielo y nieve, de donde bajaron los bloques rocosos por encima de un vasto glaciar de más de 2 Km. de largo y con una pendiente de 30°. Bajó por la pared rocosa arrancando bloques de granito y esquisto metamórfico y limpiando "seracs" enteros antes de saltar sobre el glaciar, en un potente alud de hielo y rocas que removió. Bajo el efecto del choque, la parte inferior del glaciar y la lengua cuya superficie puede ser estimada en más o menos 20 Ha., se despegaron de la pared rocosa iniciando un deslizamiento de gran potencia. Se estimó que unos 5 ó 6 millones de metros cúbicos de hielo, piedras y agua rodaron y rebotaron sobre la pendiente del glaciar, a más de 100 Km/hora.

Al llegar al codo 1, la avalancha subió 200 m. sobre la vertiente que encontró, haciendo saltar por encima de la cresta algunos bloques y un poco de lava, ver las Figs. 26 y 27. Se puede estimar que la velocidad de descenso en este sector fue de 80 Km/hora y considerando la disminución progresiva de la velocidad, que fue de 30 Km/hora en el momento que llegó al río Santa, se puede estimar que la lava demoró 15 minutos en recorrer los 16 Km. que separan la cornisa del Huascarán desde donde cayó el alud y su desembocadura en el Santa. El aluvión, según la terminología peruana, atacó perpendicularmente el codo 2 de la morrena lateral de Llanganuco, erosionando profundamente el pie de la vertiente y desbordando sobre una pequeña planicie.

En el canal 2, con una pendiente media de 8°, el aluvión describió una serie de ondas más próximas entre sí que el canal 1. Depositó sus arenas, barro y bloques en el fondo y en las vertientes hasta alturas de 50 m. en un equilibrio muy inestable, lo que originó un constante desprendimiento aún 14 días después.

Al confluir con Llanganuco, la lava obstruyó momentáneamente su valle, que dió origen a un pequeño lago de 1 Ha. de superficie que no constituyó mayor peligro debido a que el débil ángulo de confluencia no favoreció la formación de un potente dique. La lava que llegó al valle de Llanganuco se precipitó violentamente, subiendo alrededor de 100 m. sobre la vertiente de la margen derecha, para destruir a su paso el poblado de Yanamachico a 2,850 m.s.n.m. y luego llegó a la parte superior del cono de deyección a 2,600 m.s.n.m. con un muro de 10 a 15 m. de alto, desplegando en forma de abanico y a una velocidad superior a 50 Km/hora, que descendió hasta 30 Km/hora al desviarse hasta la parte sur del cono. La lava barrió el pueblo de Shacsha y la mitad de Huacrachucho, ambas a la salida del cono y a 2,600 m.s.n.m. para borrar del mapa casi en su totalidad al pueblo de Ranrahirca a 2,500 m.s.n.m. Al arribar al río Santa tuvo un ancho de casi 1.5 Km, atravesó el río y fue a chocar contra un eslopón de la ribera izquierda donde subió 15 m. Sin embargo, no parece que las lavas originaron un dique que obstruyera completamente al río Santa, debido a que arribó con poca velocidad y a la constitución de materiales más arenosos que arcillosos, lo cual facilitó la erosión y filtración. Si la matriz fina hubiera tenido mayor porcentaje de arcilla, con seguridad se hubiera producido una gran represa.

Se encontró considerables masas de hielo que llegaron y siguieron el curso del río Santa. La presencia de estos bloques se fundieron por las fricciones continuas y originó una cantidad de agua que alimentó la lava del "alud-aluvión". Sobre el cono la lava está

ligeramente inclinada hacia el sur con un ángulo de 30° y tuvo la fuerza suficiente para hacer rodar grandes bloques, como el que mide $20 \times 15 \times 12$ m.

Aproximadamente a las 3.00 a.m. del día siguiente al alud-aluvión, un gran volumen de agua proveniente quizás del vaciado de otros bolsones sub-glaciares que se incrementaron con las aguas almacenadas dentro de la lava depositada el día anterior, desencadenó un segundo aluvión con una lava más líquida y de un volumen mucho menor que barrió nuevamente el valle. Esta segunda lava no sobrepasó los 10 m. de altura en el canal 2 y se desplazó igualmente con un movimiento ondulante; no tuvo la competencia suficiente para desplazar los bloques traídos más grandes y abandonados por la lava precedente; se limitó a menudo a lavar sus partes bajas o voltearlos ligeramente.

Este aluvión dió muerte a más de 5,000 personas.

1.6.3.1 Volumen

El área cubierta en la zona del valle es aproximadamente 220 a 240 Ha, y se estimó un espesor promedio de 3 m. y el volumen entre $6'600,000$ a $7'200,000$ m³. Por el cono de deyección donde la superficie barrida por las lavas ocupó unas 200 Ha. con un espesor promedio de 2 m., el volumen ascendió a $4'000,000$ m³. Sin contar con el material arrastrado por el río Santa y que no es despreciable, ni los que se encuentran sobre las vertientes, la evaluación sería más o menos de 10 a 12 millones de metros cúbicos.

1.7 EL ALUVION DE HUARAZ

1.7.1 El Aluvión

Oppenheim (1946) comentó que la ruptura del dique de la laguna Cojup sucedió el 13 de Diciembre de 1941 y originó el aluvión. Fue un fenómeno común en el desarrollo de un lago glacial formado por morrenas frontales, porque el material de morrenas en lagos de este tipo es limitado así como la altura de la base de morrenas; sin embargo, la fuente de agua es ilimitada, en consecuencia estos lagos están siempre sujetos a desbordamientos y rupturas eventuales.

Al producirse el desastre, las aguas de la laguna Cojup (4,550 m.s.n.m) llegaron con gran velocidad hacia la laguna Jircacocha situada a 4,120 m.s.n.m., la débil presa de esta última laguna no resistió el fuerte empuje del agua y piedras que bajaban de Cojup en una masa. Al romper la presa de Jircacocha, el total de la masa de agua con barro y grandes bloques de piedra puede haber alcanzado un volumen de 8 a 10 millones de m³, causando la

destrucción parcial de la ciudad de Huaraz, que en parte estaba construida en el lecho antiguo del río Huaraz.

La ruptura del dique fue por avalancha de grandes masas de hielo del glaciar, que desplazando considerables volúmenes de agua y formando una ola subsecuente produjo la ruptura de la presa morrénica.

1.7.2. Fisiografía y Geología Regional

De acuerdo a Oppenheim (1946), el río Huaraz, tributario del río Santa, se forma en la confluencia de los ríos Paria y Auqui, los principales valles de éstos son las quebradas de Cojup y de Quilcayhuanca. La quebrada Cojup nace en la laguna del mismo nombre a 4,550 m.s.n.m. y desemboca al río Huaraz a 3,550 m.s.n.m.; en la parte superior de su curso recibe un gran número de cascadas provenientes de distintos lagos glaciales. Desde la altura aproximada de 3,800 m.s.n.m., la quebrada Cojup corre en un cañón de paredes verticales que se extiende hasta el circo glacial al pie del cual está el lago del mismo nombre. El valle de Quilcay es paralelo al de Cojup y tiene el mismo aspecto, aunque es considerablemente más amplio y abierto y es unos 10 Kms. más largo. En sus cabeceras recibe el caudal de agua mucho más grande que el Cojup, tanto de los nevados más amplios, así como del lago Tullpa-Raju y de la quebrada Cayash, ver la Fig. 28.

La laguna de Cojup está a 4,550 m.s.n.m., la de Cuchillacocha a 4,650 m.s.n.m. y la de Tullpa-Raju a 4,306 m.s.n.m. Las lagunas que alimentan los valles colgantes en la parte superior de las quebradas, se encuentran en general a niveles superiores a 4,600 m.s.n.m., estando la laguna de Perol Grande a 5,000 m.s.n.m.

La geología regional está representada por grandes masas de granodiorita en el macizo de Cojup y de granodiorita con cuarcitas esquistosas y pizarras metamórficas en el macizo de Cuchilla. Los dos forman parte de gran batolito granodiorítico que probablemente es de edad mesozoica.

1.7.3 Geología Glacial

Según Oppenheim (1946), la geología física de la región está afectada por fenómenos de intensa glaciación pleistocénica. Las formas típicas de fisiografía glacial se encuentran en 5 niveles de glaciación y son:

El primer nivel: Se encuentra de 2,700 m.s.n.m. o sea unos 300 m. más abajo de la posición de Huaraz. Estos indican un nivel inferior al cual llegaron los hielos pleistocénicos en la región.

El segundo nivel: Se destaca claramente de 3,100 a 3,200 m.s.n.m. en forma de una serie de elevadas y antiguas morrenas glaciales que alcanzan una altura de 200 m.

El tercer nivel: Se evidencia de 3,800 m.s.n.m. en forma de largas cadenas de morrenas laterales que flanquean las entradas en los profundos cañones o valles en forma de U de las quebradas Llaca, Cojup, Quilcay y Shallap.

El cuarto nivel: Se distingue a 4,100 m.s.n.m. y se le puede relacionar con la antigua laguna de Jircacocha.

El quinto nivel: Corresponde a las morrenas frontales actuales que forman los hielos retrocedentes de la Cordillera Blanca.

Estos cinco niveles corresponden indudablemente a cinco épocas durante las cuales los hielos pleistocénicos quedaron estacionados durante largo tiempo antes de emprender su retroceso, el cual tiene lugar también en la actualidad en forma perceptible.