

CAPITULO 1

DESCRIPCION DE LOS FENOMENOS OCURRIDOS EN EL PERU

1.1 EL DESLIZAMIENTO DEL CERRO "CONDOR-SENCCA"

1.1.1 Ubicación

El deslizamiento se ubica en la margen derecha del río Mantaro, en un recodo de más de 90 Km. que ha existido desde la edad Terciaria y ha cortado de 1,300 a 2,600 m. a través de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. Ver la Fig.1.

1.1.2 Evidencias de Obstrucciones Anteriores

Garner (1959) sostiene que el registro sedimentario de la cuenca del Mantaro es la interpretación geomórfica de la región. Según Snow (1964) en la primera etapa glacial húmeda, unos 915 metros del cañón en forma de V fue carcomido, produciendo detritus de grano fino. En la etapa interglacial se muestra árido y subárido en todo el este de los ríos andinos. Se llevaron decenas de metros encima de los amplios depósitos aluviales y taludes, como producto del intemperismo mecánico. El presente cañón desenterrado data desde la última etapa glacial húmeda (Pleistoceno Superior, Cuaternario). Esta hipótesis es verificada en la región del Mantaro por la existencia de una gruesa capa coluvial de 900 a 1,600 metros por encima del nivel del río y lo remanente de la terraza aluvial como 180 metros de altura por encima de dicho nivel. La cronología de estos eventos serán usados para estimar la frecuencia de deslizamientos subsecuentes para el último período de erosión.

Existen depósitos alternados de grano fino y grueso a lo largo del río Mantaro que sugieren, por su corta periodicidad, las más trascendentes causas de obstrucciones del río que podrían ser atribuidas al clima o al tectonismo. En el interior del cañón, el nivel del relleno del valle atribuido al período interglacial (Pleistoceno Inferior y Medio,

Cuaternario), los depósitos de las terrazas son de 90 metros de espesor en la vecindad de Alcomachay. Alcomachay es una amplia área del valle en la confluencia de los ríos Mantaro y Huarpa, 6,400 metros aguas arriba del deslizamiento. Predomina grava gruesa, pero existen algunos estratos de arena limosa de unos 25 metros de espesor. Los cascajos están depositados en la inundación del río, mientras los intercalados limo y arena limosa fueron depositados en el lago embalsado por las obstrucciones. Cada depósito de grano fino fue sucedido por depósitos de grano grueso cuando el lago fue rellenado. La sedimentación desde el deslizamiento de 1945 siguió este modelo.

El depósito aluvial de aguas arriba de una obstrucción es distinguido de aquél depositado sobre el lado de aguas abajo. Un antiguo deslizamiento, capaz de represar el río, fue localizado aguas arriba del deslizamiento del año 1945, como es sugerido por la ensenada del lago y un antiguo detritus, como se muestra en la Fig 2.

Las primeras obstrucciones son indicadas por las terrazas más altas de diferente litología:

- a) A 3,200 metros aguas abajo existe una terraza de granodiorita descompuesta, cuyo nivel está sobre los 110 metros por encima del nivel del río.
- b) A 8,000 metros aguas abajo existe un pozo estratificado del tipo de la terraza aguas arriba, probablemente formada por una obstrucción.

Las capas y depósitos formados en 1945 fueron precedidos por varios ciclos iguales. La aparición alternante de arcilla fangosa y cascajo en las laderas del valle indican que hubo por lo menos 4 ciclos de obstrucción, y debajo de la parte plana pueden registrarse aún más. Los depósitos fluviales de grano grueso exceden en espesor a los depósitos lacustres de material fino. La causa más probable para la repetida agradación y degradación en esta zona es la obstrucción ocasionada por derrumbes.

1.1.3 Frecuencia de Obstrucciones

Si la edad de la terraza más antigua fuese conocida, la frecuencia de obstrucciones podría ser aproximada.

De acuerdo a Snow (1964), la determinación directa de la edad es imposible porque los depósitos son inorgánicos; por lo menos dos obstrucciones son conocidas, las cuales precedieron al deslizamiento de 1945. Muchas otras quizás hayan ocurrido, sin embargo sus huellas se han borrado. Una terraza baja asociada con una menor obstrucción sería ocultada por la sucesión de terrazas más altas. Terrazas disperejas que descienden de lo alto, formadas durante un solo periodo de degradación, pueden ser mal interpretadas como evidencias de obstrucciones separadas. Las terrazas de diferente altura pueden ser

atribuidas únicamente a eventos separados. El estado comparativo de descomposición diferencia las terrazas a los 110 y 140 metros hacia abajo del cerro Cóndor-Sencca.

Mientras que la terraza a 110 metros contiene arena densa coloreada, rocas de forma angular y puntiaguda, la terraza a 140 metros contiene arena feldespática amarilla, frágil y rocas blandas, angulares y de superficie amarillenta. Un período Post-glacial (Holoceno, Cuaternario) es representado por el intervalo entre las terrazas. A lo largo del intervalo, también se indicó el tiempo de deposición de la terraza a 110 m. considerando la topografía suavizada de la marca de antiguos deslizamientos, como se muestra en la Fig. 2.

1.1.4 Cronología del Derrumbe del Cerro Cóndor-Sencca

La cronología del evento según Snow (1959) es la siguiente:

16 de Agosto de 1945:

A las 9.00 a.m. los vecinos sintieron un ruido estruendoso y estremecimientos de la tierra. Se había roto una masa de granodiorita fracturada parcialmente descompuesta. No hubo testigos presenciales de los principales detalles debido a que ocurrió en una zona lejana y casi deshabitada.

22 de Agosto:

La filtración.- Filtró por debajo de la represa $0.2 \text{ m}^3/\text{seg.}$ de agua clara.

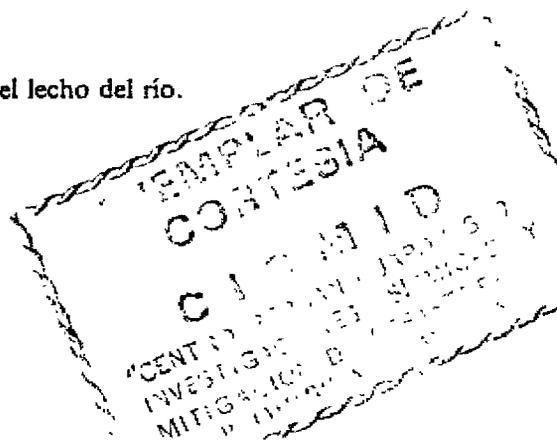
Acumulamiento.- El nivel de la laguna subió a una velocidad de 10 cm/hora; inundó la quebrada a lo largo de 7 kilómetros y se extendió sobre las pampas de Alcomachay. Después bajó la velocidad a 6 cm/hora, debido al ensanche del área de la laguna.

6 de Setiembre:

La filtración.- Apareció la primera filtración en la parte alta de la represa.

17 de Setiembre:

Acumulamiento.- La laguna alcanzó el nivel de 65 m. sobre el lecho del río.



21 de Setiembre:

La filtración.- Aumentó el promedio de la filtración.

Acumulamiento.- La laguna alcanzó un nivel de 81 m.

25 de Setiembre:

Acumulamiento.- Los ingenieros del Estado fueron autorizados para abrir un canal a través de la corona de la represa, a fin de aprovechar las tierras de sembrío aguas arriba. Después, 350 hombres comenzaron la excavación empleando dinamita y herramientas manuales.

14 de Octubre:

A las 8.00 a.m.

La filtración.- Comenzó una fuerte filtración de $100 \text{ m}^3/\text{seg.}$ acarreado gran cantidad de sedimentos. Se dañó el talud aguas abajo de la represa, retrocedió en 45 m. y se formó un acantilado de 27 m. de alto, ver la Fig.3.

Acumulamiento.- La laguna alcanzó un nivel de 92 m.

A las 11.00 a.m.

La filtración.- El flujo disminuyó a $30.40 \text{ m}^3/\text{seg.}$ de agua clara.

28 de Octubre:

A las 8.00 a.m.

La filtración.- Apareció un nuevo flujo a un nivel de 60 m. por debajo del corte. La laguna comenzó a desaguarse a través del canal a razón de $3.4 \text{ m}^3/\text{seg.}$ descendiendo 60 m. y socavando el talud, el que retrocedió más hacia aguas arriba.

Acumulamiento.- La laguna alcanzó el nivel de 95.80 m.

A las 6.00 p.m.

La filtración.- Esta vez se hizo más violenta. Un ingeniero que estaba en un bote cerca de la represa notó los disturbios en el nivel de la laguna (Ing. B. del Valle, 1958, información personal).

Acumulamiento.- Profundidad del agua en el corte; 10 cm.

A las 6.45 p.m.

Hora en que comenzó el rompimiento de la represa, después de una vida de 73 días y 9 3/4 horas.

29 de Octubre de 1945:

Faltando 1/2 hora para la 1.00 a.m. el flujo llegó a Luicho a 90 km. de distancia y alcanzó el nivel de 26 m. sobre el normal, en un cauce de 90 m. de ancho. El ruido y vibración producidos aterrorizaron a los vecinos (S. Talavera, 1958, información personal).

A la 1.00 a.m.

El ingeniero llegó a la cima de una colina que permite una buena vista hacia el Cerro "Cóndor-Sencca" y observó neblina generada por la caída de las aguas.

A las 7.00 a.m.

El ingeniero llegó al lugar de la represa y encontró que había desaparecido.

El sedimento que era acarreado aumentó notablemente con numerosos deslizamientos más pequeños que tuvieron lugar a lo largo de la quebrada, a medida que la corriente carcomía las orillas. Es posible hacer el cómputo del acumulamiento y descarga mediante las aforos de la corriente, los estimados de las contribuciones entre el lugar de aforos y el derrumbe, y los estimados de la filtración a través de la represa. El volumen de agua acumulado durante los 73 días de vida de la laguna fue algo así como $300'000,000 \text{ m}^3$. Si el drenaje de la laguna duró 7 horas, el promedio de descarga fue de $12,000 \text{ m}^3/\text{seg}$, o sea 50 veces la descarga máxima del año.

1.1.5 Características del Derrumbe

La rotura es una zanja de 900 m. de largo con una inclinación de 37 grados, que llegó hasta el nivel del río, a una altura de 2,125 m.s.n.m. La trayectoria del movimiento fue casi hacia el norte, donde el río dobla bruscamente de ESE a NNE. La profundidad de la zanja, medida al plano normal del derrumbe, tiene una variación de más o menos 25 m. cerca a la base, a 200 m. en la cúspide. Estas dimensiones dieron un volumen aproximado de $5'600,000 \text{ m}^3$ Snow (1959), el que se puede relacionar con el volumen calculado de la represa de $3'500,000 \text{ m}^3$ Gruter (1945). El resto del material se depositó en la zanja, sin llegar a la base. En el lado este quedó una masa colgante en forma inestable, entre 450 y 560 metros sobre el río.

La roca visible en las paredes superiores y en el talud es una granodiorita-biotítica, uniforme, de grano medio, fresca, de color blanco a rosado. Harrison (1945) notó que el

cuerpo de la represa contenía trozos de granodiorita friable, mezclados con arena manchada. En la pared este de la zanja se encuentra roca intemperizada amarilla, desde el nivel del río hasta la mitad. El material intemperizado de la represa debe de haber venido desde la parte baja de la ladera y cuya causa contribuyente puede haber sido su debilidad in-situ.

La extensión y orientación de las juntas influenciaron en la forma de la ruptura. El grupo de juntas más notables tiene un rumbo N30°E y buzamiento de 57°NO, o sea hacia aguas arriba diagonal al declive. Los contrafuertes y los desfiladeros del Cerro Cóndor-Seneca son expresiones de estas juntas, y en la antigüedad hubo por lo menos un derrumbe que siguió la misma trayectoria. La intemperización ha progresado más de 100 metros, siguiendo estas juntas. Aún se puede observar en la superficie de una junta, al lado nor-oeste de la masa colgante cerca de la cima del derrumbe, un producto intemperizado arcilloso de color amarillo ocre. Existen otros dos sistemas de juntas con una trayectoria normal a la dirección del deslizamiento, o sea N80°O; uno de los cuales buza 80°N, y el otro 30°N. El sistema que buza hacia el norte define la cara del lado este de la masa colgante. Un cuarto grupo de juntas tiene un rumbo aproximado de N10°O y buza 70°E. Este último grupo determinó la pared oeste de la zanja y su intersección con el grupo principal (N 30°E buzando 57°NO) y determinó la forma recortada de la cumbre, Snow (1959).

1.1.5.1 La Represa y La Laguna

El derrumbe llenó un cañón de 110 metros de profundidad, formando una represa ancha e irregular de bloques angulares de granodiorita y de arena, con una laguna de 20 km. de largo por 96 m. de profundidad.

La proporción más grande estaba formada por enormes bloques de hasta 15 metros de diámetro, Harrison (1945), pero una buena porción de roca fresca y descompuesta fue triturada al tamaño de granos de arena, haciendo que la represa sea solo moderadamente permeable. El ancho de la represa fue de 580 m. en la base y de 70 m. en la corona, el largo medido transversalmente al canal fue de 60 a 70 m. en la base y de 250 m. en la corona.

El Dr. Santiago Antúnez de Mayolo (1945) anota que de acuerdo al informe del Ministerio de Fomento y Obras Públicas, la altura media es de 133 m. cerca a la orilla izquierda y de 101 m. en una depresión cerca a la orilla derecha, al pie del derrumbe. La inclinación aguas arriba 2.8:1; la de aguas abajo 1.4:1. En cuanto al volumen, se estimó en 3'500,000 m³, Antúnez de Mayolo (1945), aunque en 16'000,000 m³, Harrison (1945), así como en 5'600,000 m³, Snow (1959).

El contrafuerte de la derecha fue un acantilado de granito descompuesto; el de la izquierda, una terraza antigua de 110 m. de alto y suficientemente descompuesta para ser impermeable.

1.1.5.2 Causas Geológicas del Derrumbe

Al derrumbe del cerro "Cóndor-Sencca" no se le puede atribuir una sola causa sino que fue ocasionado por una serie de factores, según Snow (1959):

- a) La margen del río tuvo una entrante en el pie del talud, y la roca sólida se encontraba hacia afuera del actual lecho. La formación de una ladera suficientemente empinada debido a la erosión del río y los derrumbes locales de la roca intemperizada de la parte baja de la ladera, se consideran como causas imprescindibles del derrumbe. Sin embargo, un proceso de esta naturaleza requiere de muchos años y no se pudo determinar el día en que ocurrió el derrumbe, ya que agosto es un mes de sequía en la sierra, época en que las partes exteriores de los recodos de un río deben estar protegidas por un relleno de cascajo.
- b) Un kilómetro al este del derrumbe se encuentran evidencias de movimientos de roca o reptación (creep) en una pequeña planicie situada en la cresta del cerro Cóndor-Sencca, cuya superficie está cerrada por escarpas de más o menos un metro de altura. Se presume que estas escarpas determinan la aparición de superficies deslizables. Un movimiento acelerado, asociado a una deformación lenta producida por gravedad, es una manifestación de una pérdida progresiva de resistencia.
- c) Los registros de precipitación que hizo la Cerro de Pasco Corporation anotaron que la estación del año 1945 empezó un mes antes de lo común y que las lluvias tuvieron una precipitación irregularmente baja (4 centímetros más o menos, de Mayo a Octubre). Fuchs (1945) expresó la opinión de que la desecación de la arcilla en las juntas era la causa principal de este derrumbe. Este es el factor más probable que lo ha podido determinar en tal época del año.
- d) No pueden invocarse causas sísmicas, pues el sismógrafo Benioff del Instituto Geofísico de Huancayo, ubicado a 141 km., no registró movimientos terráqueos locales cercanos a esta zona en el periodo comprendido entre el 10 y 16 de Agosto.

1.2 EL DESLIZAMIENTO DE MAYUNMARCA

1.2.1 Geografía y Geología

El área de estudio se encuentra en la margen derecha del río Mantaro, en el km. 56 de la carretera La Mejorada-Ayacucho, entre la represa de Tablachaca y Anco, dentro de la jurisdicción del distrito de Andabamba, provincia de Acobamba, departamento de Huancavelica, ver la Fig. 4. En la vecindad del deslizamiento, la superficie plana está cerca de los 4000 a 4500 m.s.n.m., mientras que el piso del valle está en los 2500 m.s.n.m.

Como se muestra en la Fig.5 y en los símbolos descritos en la Tabla 1, se notó que en la abertura de estas 2 quebradas estuvieron 2 grandes haciendas H3 y H4, por lo cual el deslizamiento comprometió a hogares de muchas familias.

Tabla 1

Nombre de Lugares Correspondientes a la Fig. 5

Cerros:

C1	Conuisayhua	Elev.	4,400 m.s.n.m.
C2	Cussuro	Elev.	4,300 m.s.n.m.
C3	Potrero	Elev.	4,300 m.s.n.m.
C4	Vicuñayoc	Elev.	4,300 m.s.n.m.
C5	Yanaorca	Elev.	4,400 m.s.n.m.

Haciendas:

H1	Huanupata	
H2	Yanac	
H3	Huaccoto	Destruída por el deslizamiento
H4	Cochacay	Destruída por el deslizamiento
H5	Ropac	
H6	Palnero	
H7	Sillero	
H8	Piedra Labrada	

sido algo inestable por un considerable espacio de tiempo previo al estudio geológico hecho por Galdos Bustamante (1973). Como se muestra en la Fig. 6, la escarpa mayor de 10 m. circunda la parte superior del valle cerca de la ubicación del contacto entre la cubierta de detritus y los estratos subyacentes de areniscas y arcillas lutáceas. Otras escarpas y grietas de menor dimensión, no obstante los mayores rasgos topográficos, ocurrieron por toda el área.

Galdos Bustamante (1973) predijo que no únicamente la presente tendencia de continuos movimientos de suelos localizados, sino que el área total sería afectada por un deslizamiento o un sistema de deslizamientos que vienen de los alrededores y recomendó que los habitantes de Mayunmarca deberían ser reubicados en un suelo más estable fuera del área activa (Lomas Cocumpampas) y que ciertas medidas de filtración y drenaje deberían instalarse para estabilizar el suelo. Desafortunadamente, estas medidas no fueron acatadas antes que ocurra el gran deslizamiento.

Martínez Vargas (1974) también estudió las condiciones geológicas en el perfil del eje mayor del deslizamiento (Dirección EO) y distinguió las siguientes formaciones:

- a) En la base y formando el lecho y riberas inmediatas al río Mantaro existen rocas metamórficas constituidas por esquistos y otras rocas complejas, de foliación muy acentuada con fracturas en la superficie y fuertemente tectonizadas.
- b) En la parte media, especialmente en la depresión erosional de Mayunmarca, se encontraban potentes masas elásticas de todos los tipos de suelos existentes en la zona.
- c) En las partes altas constituyendo la zona de desgarre o parte inicial del deslizamiento se encuentran formaciones de roca sedimentaria constituidas por areniscas con intercalaciones de limolitas y lutitas.

Uno de los aspectos de orden estructural de mayor influencia para el desarrollo del fenómeno descrito, es que las formaciones sedimentarias se encuentran formando el flanco de un anticlinal erosionado, donde las capas que lo forman tienen un rumbo NS y un buzamiento de 45° a 50° en dirección hacia el cañón del río Mantaro y paralelo a la inclinación de las laderas. Por otro lado, las observaciones que se pueden hacer en los escasos afloramientos rocosos de la serie metamórfica indican una roca muy fracturada y disturbada por el tectonismo.

Las propiedades geomecánicas de cada una de las formaciones descritas ha jugado un papel preponderante, así se tiene que las rocas metamórficas se deshacen produciendo material fino que facilita los deslizamientos por su naturaleza algo lubricante (esquistos sericíticos arcillosos, etc.), además existen zonas donde estas rocas están formadas de material suelto (milonitas descompuestas), que al contacto con el agua originan alteraciones de la estabilidad de las masas rocosas y el consiguiente desprendimiento o asentamiento.

Los depósitos detríticos a pesar de un alto contenido de bloques y fragmentos angulosos se presentan como material intersticial (matriz), la arcilla cuyo comportamiento está en función del contenido de agua en saturación, pierde su consistencia y son susceptibles a fluir. Los horizontes definidos de las lutitas y limolitas dentro de la formación sedimentaria de la zona de desgarré ofrecen gran susceptibilidad a la descomposición, originando zonas arcillosas que al contacto con el agua funcionan como lubricantes y planos definidos de deslizamiento.

1.2.2 Condiciones Hidrogeológicas que Determinan el Deslizamiento en Mayunmarca.

Para las condiciones hidrogeológicas, Martínez Vargas (1974) resume que la presencia de zonas pantanosas, convergencia de las quebradas hacia la zona de mayor acumulación detrítica y la presencia de pequeñas lagunas en la parte superior del área cuya percolación ha saturado tanto a las rocas como a los suelos, crea condiciones inestables.

Hutchinson y Kojan (1975) anotaron que el promedio de lluvias anuales en el área es de 736 mm. y el clima es algo temperado, en invierno la temperatura raramente baja a 0°C. Martínez Vargas (1974) comentó que la zona es de considerable precipitación, pudiendo determinarse que ésta llega al orden del 600 a 1200 mm. anuales. Hutchinson y Kojan (1975) proporcionaron ideas acerca de la distribución de la precipitación descrita en la Tabla 2.

Tabla 2

Precipitación mensual en milímetros, de la Estación Meteorológica de Huayao, cerca de Huancayo.

	1973	1974
Enero	152.8	154.9
Febrero	153.7	176.8
Marzo	137.1	67.9
Abril	97.4	56.6
Mayo	12.9	0.5

Junio	3.6
Julio	23.9
Agosto	21.3
Setiembre	48.1
Octubre	94.1
Noviembre	39.8
Diciembre	87.9
TOTAL	872.6

De los años 1922-1973 inclusive, se dan datos como:

Precipitación Promedio Anual 736.5 mm.

Precipitación Promedio Mínima (en 1947) 545.7 mm.

Precipitación Promedio Máxima (en 1923) 936.5 mm.

1.2.3 Rasgos

1.2.3.1 Rasgos Fisiográficos

Según Taype (1976), el área de estudio presenta una superficie accidentada; la quebrada de Ccochacay, subsidiaria del río Mantaro, presenta flancos con pendientes de 35° a 40°; antes del deslizamiento correspondía a una terraza aluvial suavemente inclinada hacia el río Mantaro. La quebrada nace de las faldas del cerro Cussuro a 4,300 m.s.n.m. y Vicuñayoc a 4,200 m.s.n.m.

El río Mantaro nace en la laguna de Junín a los 4,090 m.s.n.m. y corre en una dirección SE con una longitud de 300 km. hasta el poblado de Mayoc donde forma la primera curva del río Mantaro, conociéndose con el nombre de la Península de Tayacaja; luego se dirige al NO por unos 90 Km. y forma la segunda curva, conociéndose con la nominación de la Península de Guitarra, para luego desembocar en el río Apurímac.

El río Mantaro en este tramo correspondiente a su curso medio presenta un cauce estrecho y profundo, en su trayecto experimenta frecuentes cambios de curso debido al control estructural efectuado por el rumbo y buzamiento de las capas y la existencia de fallas transversales y longitudinales del valle.

El valle presenta varios niveles de terrazas fluviales de espesores variables, limitadas por flancos de fuerte pendiente que oscilan de 50° a 60°.

En la cima de la cuenca de recepción de la quebrada Ccochacay existen tres lagunas denominadas Yanacocha, Minascocha, Aljacochoa y el río Pumaránra; estas lagunas disminuyeron su volumen a raíz del deslizamiento en la quebrada de Ccochacay, unas se secaron por completo, mientras que otras se hallaban con poca cantidad de agua, lo que indica que hubo un flujo importante de agua que accionó sobre la estabilidad del manto mueble de la quebrada Ccochacay, originando la sobresaturación de los materiales rocosos.

Galdos Bustamante (1975), describió los rasgos fisiográficos principales:

- El altiplano

- Valle del Mantaro: Vertiente occidental y oriental.

a) El Altiplano. Esta región se localiza sobre los 4,100 m.s.n.m. y corresponde a las partes más altas de la zona, presenta un relleno ondulado pero en algunos sectores se torna escarpado y agreste, dando así origen a un conjunto de colinas y cimas truncadas en las que la erosión diferencial ha dejado en relieve los afloramientos calcáreos de la formación Pucará y si bien ya no se observan glaciares o nieves persistentes, es de suponer que gran parte de estas crestas delimitaron antiguos circos glaciares.

b) Valle del Mantaro. Las laderas del valle presentan caracteres morfológicos producidos por una acción erosiva diferencial en la que los movimientos de derrubios de la vertiente oriental han seguido procesos diferentes a los de la vertiente occidental.

En el sector inmediato inferior a estas escarpas se localizan numerosas cuencas de recepción con caracteres morfológicos diversos, pero en su mayoría presentan un sistema de drenaje detrítico que se proyecta desde las partes altas hasta aproximadamente los 3,300 m.s.n.m. Se observan numerosas terrazas de origen fluvio-aluvial que son utilizadas como tierra de cultivo y cuyo origen podría relacionarse con una de las etapas primarias de la evolución del río Mantaro.

- b-2) **Vertiente oriental.** En esta vertiente predominan las rocas metamórficas cuyo afloramiento se proyecta desde más allá de Tablachaca hasta el caserío de Angayacu, lo que ha determinado condiciones uniformes en los rasgos fisiográficos de estas laderas, que pueden generalizarse como sigue: el sector comprendido entre el altiplano y la curva de los 3,500 m.s.n.m. presenta pendientes moderadas atravesadas por vertientes rectilíneas poco profundas, característica que habrá de mantenerse a través de una extensa superficie, para más abajo de los 3,200 m.s.n.m. irse acentuando la pendiente hasta determinar laderas muy empinadas terminadas en paredes casi verticales hacia el lecho del río Mantaro. Los cauces en un principio poco profundos observados sobre los 3,500 m.s.n.m. van tornándose en quebradas profundas y estrechas en actual etapa de erosión regresiva intensa. Entre las laderas anteriormente descritas y conformando caprichosas curvas cruza el tormentoso río Mantaro disectando en algunos sectores terrazas y restos de remociones antiguas y recientes.

1.2.3.2 Rasgos Geológicos

En la zona donde ocurrió el deslizamiento y sus alrededores se han identificado rocas cuyas edades van desde el Paleozoico Inferior hasta el Cuaternario Reciente (Taype, 1976).

a) Paleozoico Inferior:

Grupo Excelsior.- Está constituido por rocas metamórficas consistentes de filitas y esquistos. Las filitas son de color gris verdoso de grano fino, compactas, con foliación bien marcada y muy débilmente ondulada. Estas rocas al intemperizarse originan fragmentos de brillo satinado. Los esquistos cloritosos se destacan por su coloración verdosa y exfoliación pronunciada; al romperse forman fragmentos astillosos. Estas rocas afloran mayormente en la margen izquierda del río Mantaro, subyacentes y en forma discordante al grupo Mitu.

Grupo Mitu.- Está constituido por rocas sedimentarias de tipo continental, de edad Permiana. Consiste de una secuencia de areniscas rojizas bien estratificadas con intercalaciones de conglomerados arenosos, lutitas y rocas volcánicas andesíticas. Estos afloramientos rocosos se identifican en su mayor parte en la margen del río Mantaro.

b)Cuaternario Reciente:

Cubierta Regolítica.- Está constituida por la acumulación de sedimentos finos, gravas angulosas, arenas, y limos depositados al pie o falda de las laderas. Dichas masas detríticas se han originado in situ o por la desintegración mecánica de los esquistos, filitas, areniscas y lutitas, cuyos elementos por la acción de la gravedad han caído a las partes bajas de los cerros y hondanadas, donde se han acumulado con ángulos de reposo que oscilan entre 30° a 40°. El espesor de la cubierta regolítica se calcula entre los 10 a 25 m., llegando en algunos casos a espesores muy superiores.

Depósitos Fluviales.- Este tipo de material se halla cubriendo gran parte del fondo del valle del río Mantaro, formando terrazas de los episodios. Están constituidos por rodados heterogéneos de dimensiones variables, a veces con selección granulométrica de gravas, arenas y limos; alcanzan espesores de 20 m.

c)Rasgos Estructurales:

Taype (1976) comentó que en la zona del Mantaro, en la península de Tayacaja, los esfuerzos orogénicos que han accionado aproximadamente en dirección NE-SO han comprometido a las rocas metamórficas y sedimentarias, plegándolas y fracturándolas, ocasionando pliegues y fallas principales en sentido longitudinal y transversal al curso del río Mantaro.

Localmente la zona tratada presenta pliegues anticlinales, sinclinales y fallas, siendo de mencionar el anticlinal cuyo eje pasa por las nacientes de la quebrada Ccochacay en el cerro Cussuro y la falla que sigue el curso de la quebrada Ccochacay-Tinte y que parece ser la prolongación al NE de la falla regional identificada desde las cercanías de la Mina Sulcani y que pone en contacto tectónico al Mitu frente a Pucará. Los depósitos recientes se encuentran afectados por agrietamientos de orientación general paralela al curso del río Mantaro.

Galdos Bustamante (1975) agregó que el rasgo estructural de mayor importancia en la zona lo constituye un anticlinal asimétrico cuyo eje sigue la dirección NO-SE y en cuyo flanco nor-oriental estuvo ubicado el pueblo de Mayunmarca.