



**FACULTAD DE INGENIERÍA GEOGRÁFICA, AMBIENTAL Y
ECOTURISMO**

**“EVOLUCIÓN DE LA COBERTURA GLACIAR Y SU INFLUENCIA EN LA
DISPONIBILIDAD HÍDRICA DE LA SUBCUENCA BLANCO – RÍO SANTA”**

TESIS PARA OPTAR

TÍTULO PROFESIONAL INGENIERO AMBIENTAL

AUTOR

INOUE VELARDE JOSÉ HITOSHI

ASESOR

DR. JHON WALTER GÓMEZ LORA

JURADO

DR. ZAMORA TALAVERANO NOÉ SABINO

DR. ALVA VELASQUEZ MIGUEL

MAG. GÓMEZ ESCRIBA BENIGNO PAULO

MAG. GUILLEN LEÓN ROGELIA

LIMA - PERÚ

2018

PENSAMIENTO

*El éxito se alcanza
esforzándose día tras día,
aprendiendo de los fracasos y
sobretudo siguiendo hacia
adelante cuando otros han
renunciado.*

DEDICATORIA

*A Dios por darme la fortaleza y
paciencia para terminar la tesis.*

*A mis padres, José Alcides Inoue
Salazar y Judith Katty Velarde
Chang por su amor, sacrificios y
apoyo incondicional hasta el día
de hoy.*

*A mi hermana Sumiko y mi
abuelita Amanda por su paciencia
y preocupación por mí.*

AGRADECIMIENTO

A mi asesor Dr. Jhon Walter Gómez Lora por haberme brindado su apoyo, orientación y tiempo para la continua revisión de esta tesis. La consideración que tuvo conmigo desde un comienzo fue clave para que no desistiera.

A toda mi familia que siempre me brindo su apoyo y palabras de aliento.

A mi amigo Dynnik Aranda Chavez y su padre el ingeniero Amadeo Aranda Ramirez, por su ayuda en mi visita a la ciudad de Huaraz y a mi zona de estudio.

Mi agradecimiento a la Autoridad Local del Agua - Huaraz por su apoyo con la información.

RESUMEN

La presente investigación tiene como objetivo general conocer la variación de la cobertura glaciar en la subcuenca del río Blanco con la finalidad de establecer su influencia en la disponibilidad hídrica. Para ello, como primer paso se evaluó la cobertura glaciar de la Subcuenca Blanco mediante técnicas de SIG y Teledetección con la finalidad de determinar los cambios ocurridos en el periodo 1987-2016. Como segundo paso se evaluó el comportamiento hídrico de la subcuenca Blanco con la finalidad de determinar el aporte por pérdida de área glaciar. Como último paso, se determinó la tendencia que presenta la cobertura glaciar con respecto a la reserva hídrica glaciar (volumen) y el aporte por deshielo con la finalidad de conocer sus escenarios futuros que involucran a la disponibilidad hídrica de la subcuenca del río Blanco.

Se aplicó el método de Sistemas de Información Geográfica (SIG), Procesamiento e Interpretación de imágenes satelitales adquiridas del sensor Landsat 5 Tm y Landsat 8 OLI-TIRS, para lo cual se utilizó el Índice de Diferencia Normalizada de Nieve (NDSI), el método de espesor dependiente – pendiente y técnicas hidrológicas como son los caudales adimensionales, la regionalización de variables hidrometeorológicas, los caudales mínimos anuales, el caudal de estiaje, la curva de duración, el balance hídrico y el modelo Lutz Scholz.

A partir de los resultados se encontró que la superficie glaciar ha retrocedido en un 23.5 % durante el periodo 1987-2016, lo que equivale a 8.87 km^2 y con una tasa de retroceso promedio de $-0.35 \text{ km}^2/\text{año}$. Asimismo, para el volumen glaciar (reserva hídrica) se encontró que se ha reducido en un 30.4 %, lo que equivale a $299.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ y con una tasa de retroceso promedio de $-13.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$. Por otro lado, se obtuvo que el aporte hídrico glaciar promedio de la zona de estudio es de $1.78 \text{ m}^3/\text{s}$, tomando en consideración para esto los meses de estiaje debido a que éstos presentan una significativa disminución de las precipitaciones, siendo el aporte glaciar la principal fuente de abastecimiento hídrico de los ríos durante esta época del año. Finalmente, con respecto a los escenarios futuros se encontró que para el año 2050, el área y volumen glaciar se reducirán en un 44.7% y un 57.0% respectivamente, en relación con los valores encontrados en 1987. Asimismo, se estima que para dicho año el caudal por deshielo tendrá un valor aproximado de $1.2 \text{ m}^3/\text{s}$.

Palabras clave: Cobertura glaciar, Imágenes Satelitales, Reserva Hídrica Glaciar, Aporte Hídrico Glaciar, Disponibilidad Hídrica, Subcuenca del río Blanco

ABSTRACT

The present investigation has as main objective to know the variation of the glacier coverage in the sub-basin of the White river with the purpose of establishing its influence in the hydric availability. To do this, the first step was to evaluate the glacier coverage of the White Sub-basin using GIS and Remote Sensing techniques in order to determine the changes that occurred in the 1987-2016 period. As a second step, the water behavior of the Blanco sub-basin was evaluated in order to determine the contribution due to the loss of the glacier area. As a last step, the tendency of the glacier cover with respect to the glacial water reserve (volume) and the melting contribution was determined in order to know their future scenarios that involve the water availability of the Blanco River sub-basin.

The method of Geographic Information Systems (GIS), Processing and Interpretation of satellite images acquired from the Landsat 5 Tm and Landsat 8 OLI-TIRS sensor was applied, for which the Normalized Difference Snow Index (NDSI) was used, the method of dependent thickness – slope and hydrological techniques such as dimensionless flows, regionalization of hydrometeorological variables, minimum annual flows, low water flow, duration curve, water balance and the Lutz Scholz model.

From the results it was found that the glacier surface has regressed by 23.5% during the 1987-2016 period, equivalent to 8.87 km^2 and with an average retreat rate of $-0.35 \text{ km}^2 / \text{year}$. Likewise, for glacial volume (water reserve) it was found that it has been reduced by 30.4%, which is equivalent to $299.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ and with an average recoil rate of $-13.1 \times 10^6 \text{ m}^3 / \text{year}$. On the other hand, it was obtained that the average glacial water contribution of the study area is $1.78 \text{ m}^3/\text{s}$, taking into account for this the months of low water due to the fact that they present a significant decrease in rainfall, the glacial contribution being main source of water supply to the rivers during this time of year. Finally, with respect to future scenarios, it was found that by 2050, the glacial area and volume will be reduced by 44.7% and 57.0% respectively, in relation to the values found in 1987. Likewise, it is estimated that for said year the discharge by defrosting will have an approximate value of $1.2 \text{ m}^3/\text{s}$.

Key words: Glacier coverage, Satellite Images, Glacier Water Reserve, Glaciar Water Contribution, Water Availability, Subbasin of the Blanco River

INDICE GENERAL

RESUMEN.....	5
ABSTRACT	6
INTRODUCCION	19
CAPITULO I : ASPECTOS METODOLÓGICOS	20
1. ANTECEDENTES.....	20
2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	23
2.1. DESCRIPCION DEL PROBLEMA	23
2.2. FORMULACION DEL PROBLEMA	24
2.3. OBJETIVOS.....	25
2.4. HIPOTESIS	25
2.5. VARIABLES DEL ESTUDIO.....	26
2.6. JUSTIFICACION.....	26
2.7. IMPORTANCIA	27
CAPITULO II : MARCO TEÓRICO	28
CAPITULO III : MATERIALES Y MÉTODOS.....	73
1. MATERIALES Y EQUIPOS.....	73
1.1. MATERIALES.....	73
1.2. EQUIPOS	74
2. METODOS.....	74
2.1. DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN.....	74
2.2. NIVEL DE LA INVESTIGACIÓN	74
2.3. TIPO DE INVESTIGACIÓN.....	74
2.4. POBLACIÓN Y MUESTRA	74
2.5. PROCEDIMIENTOS	75
2.5.1. SELECCIÓN DE IMÁGENES SATELITALES	75
2.5.2. PROCESAMIENTO DE IMÁGENES SATELITALES	75
2.5.3. DETERMINACIÓN DE LOS CAMBIOS DE LA COBERTURA GLACIAR	77
2.5.4. DETERMINACIÓN DE LOS CAMBIOS DE LA SUPERFICIE DE LAGUNAS	78
2.5.5. CÁLCULO DE LA RESERVA HÍDRICA GLACIAR	78
2.5.6. ESTIMACIÓN DEL APORTE HÍDRICO GLACIAR.....	79
2.5.7. ESCENARIOS FUTUROS DE LA SUPERFICIE Y VOLUMEN GLACIAR.....	80
2.5.8. ESTIMACIÓN DE ESCENARIOS FUTUROS DEL APORTE HÍDRICO GLACIAR....	81
3. ETAPAS DE LA INVESTIGACION	81
CAPITULO IV : CARACTERÍSTICAS DE LA SUBCUENCA BLANCO	82
1. UBICACIÓN.....	82

1.1. UBICACIÓN POLITICA.....	82
1.2. LOCALIZACIÓN GEOGRAFICA	82
2. INFRAESTRUCTURA VIAL	82
2.1. SISTEMA VIAL TERRESTRE	82
2.2. INFRAESTRUCTURA DE TRANSPORTE AEREO.....	84
3. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE LA SUBCUENCA	84
3.1. GEOLOGÍA	84
3.2. GEOMORFOLOGÍA DESCRIPTIVA	88
3.3. GEOMORFOLOGIA CUANTITATIVA	91
3.3.1. PARÁMETROS GEOMORFOLÓGICOS	91
3.3.1.1. SUPERFICIE.....	91
3.3.1.2. RELACIONES DE FORMA.....	91
3.3.1.3. RELIEVE	95
3.3.1.4. ALTITUDES CARACTERÍSTICAS.....	99
3.3.1.5. PENDIENTE	100
3.3.1.6. RED DE DRENAJE.....	103
3.4. RECURSOS HIDRICOS SUPERFICIALES.....	107
3.4.1. FUENTES DE AGUA.....	108
3.4.2. RIESGO POTENCIAL DE LAS LAGUNAS.....	111
3.5. ECOLOGÍA	111
3.5.1. matorral desértico Premontano Tropical (md-PT).....	112
3.5.2. matorral desértico Montano Bajo Tropical (md-MBT).....	112
3.5.3. estepa espinosa Montano Bajo Tropical (ee-MBT).....	113
3.5.4. estepa Montano Tropical (e-MT)	113
3.5.5. paramo pluvial Subalpino Tropical (pp-SaT).....	114
3.5.6. tundra pluvial Alpino Tropical (tp-AT).....	114
3.5.7. Nival Tropical (NT).....	115
4. ATRACTIVO TURÍSTICO	115
5. USO DEL RECURSO HÍDRICO	116
CAPITULO V : RESULTADOS	121
1. EVALUACIÓN DE LA COBERTURA Y VOLUMEN GLACIAR	121
1.1. CUANTIFICACION DEL ÁREA GLACIAR.....	121
1.2. TASA DE RETROCESO DEL ÁREA GLACIAR.....	121
1.2.1. CORRELACIÓN TIEMPO – ÁREA GLACIAR	121
1.2.2. TASA DE CAMBIO PROMEDIO ANUAL.....	122
1.3. SUPERFICIE DE LAS LAGUNAS.....	126
1.4. RESERVA HIDRICA ó VOLUMEN GLACIAR	128

1.4.1. TASA DE RETROCESO DEL VOLUMEN GLACIAR.....	137
1.5. RESUMEN.....	138
1.5.1. SUPERFICIE GLACIAR Y DE LAGUNAS.....	138
1.5.2. RESERVA HÍDRICA GLACIAR	138
2. EVALUACIÓN DEL COMPORTAMIENTO HÍDRICO.....	139
2.1. HIDROMETEOROLOGÍA.....	139
2.1.1. TEMPERATURA DEL AIRE	139
2.1.1.1. TEMPERATURA MEDIA	139
A. ESTACIONES METEOROLÓGICAS	139
B. RELACIÓN ALTITUD – TEMPERATURA MEDIA	140
C. ESTIMACIÓN DE LA TEMPERATURA MEDIA.....	141
2.1.1.2. TEMPERATURA MÍNIMA	143
A. ESTACIONES METEOROLÓGICAS	143
B. RELACIÓN ALTITUD – TEMPERATURA MÍNIMA PROMEDIO	144
C. ESTIMACION DE LA TEMPERATURA MÍNIMA PROMEDIO ANUAL	145
2.1.1.3. TEMPERATURA MÁXIMA	147
A. ESTACIONES METEOROLÓGICAS	147
B. RELACIÓN ALTITUD – TEMPERATURA MÁXIMA PROMEDIO.....	148
C. ESTIMACION DE LA TEMPERATURA MÁXIMA PROMEDIO ANUAL.....	149
2.1.2. EVAPORACIÓN	151
A. ESTACIONES METEOROLÓGICAS	151
B. RELACIÓN ALTITUD – EVAPORACIÓN	153
C. ESTIMACION DE LA EVAPORACIÓN MEDIA	154
2.1.3. PRECIPITACIÓN	156
A. ESTACIONES METEOROLÓGICAS	156
B. RELACIÓN ALTITUD – PRECIPITACIÓN	158
C. ESTIMACION DE LA PRECIPITACIÓN AREAL	159
D. ESTIMACION DE LA PRECIPITACIÓN POR POLIGONOS DE THIESEN.....	160
2.1.4. HIDROMETRIA	161
A. ESTACIONES HIDROMÉTRICAS	163
B. RELACIÓN ÁREA – CAUDAL.....	164
C. RELACION ALTITUD -RENDIMIENTO HIDRICO	165
2.2. APOORTE HIDRICO GLACIAR	167
2.2.1. CAUDALES MÍNIMOS ANUALES	168
2.2.2. CAUDAL DE ESTIAJE.....	171
2.2.3. CURVA DE DURACIÓN O PERSISTENCIA	172
2.2.4. BALANCE HIDRICO	174

2.2.5. EL APOORTE GLACIAR EN RELACIÓN A LA DEMANDA HÍDRICA	175
2.2.6. RESUMEN	176
3. ESCENARIOS FUTUROS DE LA COBERTURA, RESERVA HIDRICA Y APOORTE HIDRICO GLACIAR	177
3.1. COBERTURA Y RESERVA HIDRICA GLACIAR	177
3.2. APOORTE HIDRICO GLACIAR	178
3.2.1. INFORMACIÓN DE EVAPORACIÓN TOTAL MENSUAL.....	178
3.2.2. INFORMACIÓN PLUVIOMÉTRICA	178
3.2.3. INFORMACIÓN DE ESCORRENTÍA TOTAL MENSUAL.....	181
3.2.3.1. MODELO DE LUTZ SCHOLZ	181
E.1. REGRESIÓN LINEAL MÚLTIPLE	186
E.2. BONDAD DE AJUSTE.....	190
3.2.4. BALANCE HÍDRICO	196
3.3. RESUMEN.....	202
CAPITULO VI : DISCUSION DE RESULTADOS	203
CONCLUSIONES	205
RECOMENDACIONES	206
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	207
ANEXO.....	214

INDICE DE CUADROS

Cuadro 1. Variables del Estudio.....	26
Cuadro 2. Estimación de las áreas y volúmenes de las masas de hielo en el planeta.....	41
Cuadro 3. Otras tipologías comunes para la clasificación de glaciares	42
Cuadro 4. Características del sensor Landsat 5 Tm	70
Cuadro 5. Características del sensor Landsat 8 OLI - TIRS	72
Cuadro 6. Características de las imágenes satelitales utilizadas	75
Cuadro 7. Coordenadas UTM de los puntos extremos de la subcuenca Blanco	82
Cuadro 8. Primera ruta de acceso a la zona de estudio.....	83
Cuadro 9. Segunda ruta de acceso a la zona de estudio	83
Cuadro 10. Tercera ruta de acceso a la zona de estudio	83
Cuadro 11. Formaciones geológicas de la subcuenca del río Blanco.....	85
Cuadro 12. Geoformas de la subcuenca del río Blanco.....	88
Cuadro 13. Hipsometría de la subcuenca del río Blanco.....	96
Cuadro 14. Áreas entre intervalos de altitud de la subcuenca del río Blanco	97
Cuadro 15. Determinación de la altitud media de la subcuenca del río Blanco	99
Cuadro 16. Determinación de la pendiente de la subcuenca del río Blanco.....	102
Cuadro 17. Distribución areal de la pendiente en la subcuenca del río Blanco.....	102
Cuadro 18. Determinación del índice de pendiente de la subcuenca del río Blanco.....	103
Cuadro 19. Clasificación de las corrientes naturales de la subcuenca Blanco	104
Cuadro 20. Parámetros Geomorfológicos de la subcuenca Blanco.....	107

Cuadro 21. Formaciones ecológicas de la subcuenca Blanco	112
Cuadro 22. Ubicación de los puntos de captación para uso agrícola en la subcuenca Blanco	116
Cuadro 23. Ubicación de puntos de captación de usos no agrarios en la subcuenca Blanco	116
Cuadro 24. Demanda hídrica con fines agrícolas de los comités de usuarios de Santa Cruz.....	118
Cuadro 25. Demanda hídrica con fines poblaciones y energéticos de los usuarios de la subcuenca del río Blanco	119
Cuadro 26. Áreas de la cobertura glaciar por años de la subcuenca Blanco	121
Cuadro 27. Áreas glaciares generadas de la subcuenca Blanco	122
Cuadro 28. Correlaciones de las áreas glaciares con el tiempo para cada glaciar.....	122
Cuadro 29. Tasa de cambio y de retroceso promedio anual para los nevados Santa Cruz y Abasraju	123
Cuadro 30. Tasa de cambio y de retroceso promedio anual para los nevados Quitaraju y Alpamayo	123
Cuadro 31. Tasa de cambio y de retroceso promedio anual para los nevados Pucajirca Oeste, Rinrijirca y Taulliraju	124
Cuadro 32. Tasa de cambio y de retroceso promedio anual para los glaciares Millisraju - Parón, Artesonraju - Caraz y el área glaciar total de la subcuenca Blanco	125
Cuadro 33. Resumen de la tasa de cambio promedio anual y de retroceso glaciar de los nevados de la subcuenca Blanco	126
Cuadro 34. Variación de la superficie total de lagunas de la subcuenca Blanco.....	126
Cuadro 35. Variación de la superficie de la laguna Arhuaycocha.....	128
Cuadro 36. Rango Altitudinal (m) de los nevados Santa Cruz, Abasraju y Quitaraju	128
Cuadro 37. Rango Altitudinal (m) de los nevados Alpamayo, Pucajirca Oeste y Rinrijirca	128
Cuadro 38. Rango Altitudinal (m) de los nevados Taulliraju, Millisraju-Parón y Artesonraju-Caraz	129
Cuadro 39. Parámetros de estimación y volumen de los nevados de la subcuenca Blanco para el año 1987.	130
Cuadro 40. Parámetros de estimación y volumen de los nevados de la subcuenca Blanco para el año 1990.....	130
Cuadro 41. Parámetros de estimación y volumen de los nevados de la subcuenca Blanco para el año 1992.....	131
Cuadro 42. Parámetros de estimación y volumen de los nevados de la subcuenca Blanco para el año 1995.....	131
Cuadro 43. Parámetros de estimación y volumen de los nevados de la subcuenca Blanco para el año 1997.....	132
Cuadro 44. Parámetros de estimación y volumen de los nevados de la subcuenca Blanco para el año 2005.....	132
Cuadro 45. Parámetros de estimación y volumen de los nevados de la subcuenca Blanco para el año 2010.....	133
Cuadro 46. Parámetros de estimación y volumen de los nevados de la subcuenca Blanco para el año 2016.....	133
Cuadro 47. Resumen del volumen glaciar estimado de cada nevado durante el periodo 1987-2016 .	134
Cuadro 48. Volúmenes generados a partir del año.....	135
Cuadro 49. Volúmenes generados a partir del área glaciar	136
Cuadro 50. Ecuaciones del volumen glaciar por nevado	137
Cuadro 51. Tasa de cambio del volumen glaciar de la subcuenca Blanco	137
Cuadro 52. Estaciones consideradas para la temperatura media	140
Cuadro 53. Temperaturas promedio mensuales (°C) de las estaciones consideradas	140
Cuadro 54. Temperatura media anual y altitud de las estaciones.....	140
Cuadro 55. Determinación de la temperatura media (°C) de la subcuenca Blanco.....	141
Cuadro 56. Ecuaciones regionales de la temperatura media mensual	142
Cuadro 57. Temperatura Media Mensual (°C) - Subcuenca Blanco	142

Cuadro 58. Estaciones consideradas para la temperatura mínima promedio	143
Cuadro 59. Temperaturas mínimas promedio mensuales (°C) de las estaciones consideradas.....	144
Cuadro 60. Temperatura mínima promedio anual y altitud de las estaciones	144
Cuadro 61. Determinación de la temperatura mínima promedio anual (°C) de la subcuenca Blanco	145
Cuadro 62. Ecuaciones regionales de la temperatura mínima promedio mensual	146
Cuadro 63. Temperatura Mínima Mensual (°C) - Subcuenca Blanco.....	146
Cuadro 64. Estaciones consideradas para la temperatura máxima promedio.....	147
Cuadro 65. Temperaturas máximas promedio mensuales (°C) de las estaciones consideradas	148
Cuadro 66. Temperatura máxima promedio anual y altitud de las estaciones	148
Cuadro 67. Determinación de la temperatura máxima promedio anual (°C) de la subcuenca Blanco	149
Cuadro 68. Ecuaciones regionales de la temperatura máxima promedio mensual.....	150
Cuadro 69. Temperatura Máxima Mensual (°C) - Subcuenca Blanco	150
Cuadro 70. Estaciones consideradas para la evaporación total promedio anual	152
Cuadro 71. Evaporación total promedio mensual (mm) de las estaciones consideradas	152
Cuadro 72. Evaporación total media anual y altitud de las estaciones.....	153
Cuadro 73. Determinación de la evaporación total media anual de la subcuenca Blanco	154
Cuadro 74. Evaporación total media mensual y factores adimensionales de la estación Querococha	155
Cuadro 75. Evaporación total media mensual de la subcuenca Blanco	155
Cuadro 76. Estaciones consideradas para la precipitación promedio.....	156
Cuadro 77. Localización de los pluviómetros del nevado Artesonraju	157
Cuadro 78. Precipitación total promedio mensual y anual (mm) de las estaciones consideradas.....	157
Cuadro 79. Precipitación total media mensual (mm) y factores adimensionales de la estación Parón	157
Cuadro 80. Precipitación total media mensual y anual (mm) de pluviómetros del nevado Artesonraju	157
Cuadro 81. Precipitación total media anual y altitud de las estaciones	158
Cuadro 82. Determinación de la precipitación total media anual de la subcuenca Blanco por isoyetas	160
Cuadro 83. Precipitación total media mensual (mm) de la subcuenca Blanco por método de isoyetas	160
Cuadro 84. Precipitación total media mensual (mm) de la subcuenca Blanco por polígonos de Thiesen	160
Cuadro 85. Precipitación total media mensual (mm) de la subcuenca Blanco.....	161
Cuadro 86. Ubicación de la estación Colcas	162
Cuadro 87. Registro hidrométrico histórico (m ³ /s) - Estación Colcas.....	163
Cuadro 88. Estaciones consideradas en la regionalización de caudales.....	164
Cuadro 89. Estimación de caudales con la ecuación de regionalización de caudales	165
Cuadro 90. Estimación de caudales con la ecuación de regionalización del rendimiento hídrico	166
Cuadro 91. Caudal medio mensual (m ³ /s) y factores adimensionales de la estación Colcas	166
Cuadro 92. Caudales medio mensuales (m ³ /s) de la subcuenca Blanco.....	167
Cuadro 93. Escorrentía total medio mensual (mm) de la subcuenca Blanco	167
Cuadro 94. Matriz de Variabilidad de Caudales - Estación Colcas.....	169
Cuadro 95. Caudales Naturalizados de la subcuenca Blanco (m ³ /s)	170
Cuadro 96. Caudales Medio Mensuales para los 6 años más secos - subcuenca Blanco (m ³ /s)	171
Cuadro 97. Valores mensuales de precipitación y escorrentía del año más seco histórico– Subcuenca Blanco (mm).....	171
Cuadro 98. Valores mensuales de caudal (m ³ /s) del año más seco histórico- subcuenca Blanco	171
Cuadro 99. Frecuencias de los caudales promedios de estiaje (m ³ /s).....	173
Cuadro 100. Frecuencias para los caudales de los meses de estiaje del periodo histórico.....	174

Cuadro 101. Área glaciar promedio de la subcuenca Blanco	175
Cuadro 102. Balance hídrico de la subcuenca Blanco	175
Cuadro 103. Volumen promedio de aporte glaciar (Miles de metros cúbicos)	176
Cuadro 104. Aporte glaciar en época de estiaje frente a las distintas demandas hídricas	176
Cuadro 105. Áreas y Volúmenes Glaciares Proyectados durante el periodo 1987 - 2050	178
Cuadro 106. Precipitaciones totales mensuales (mm) de la subcuenca Blanco para el periodo 1953-2010	180
Cuadro 107. Estimación de coeficientes de escorrentía	181
Cuadro 108. Datos de entrada para el modelo de Lutz Scholz	182
Cuadro 109. Resultados para la estimación del caudal mensual para el año promedio	183
Cuadro 110. Estimación de caudales mensuales para el año promedio	183
Cuadro 111. Precipitación efectiva mensual (mm) de la subcuenca Blanco para el periodo 1953-2010	184
Cuadro 112. Números aleatorios con media cero y varianza uno para la generación sintética de caudales	185
Cuadro 113. Variables requeridas en la regresión lineal múltiple para el proceso estocástico.	186
Cuadro 114. Caudales mensuales sintéticos (mm/mes) de la subcuenca Blanco para el periodo 1953-2010	187
Cuadro 115. Caudales mensuales sintéticos (m ³ /s) de la subcuenca Blanco para el periodo 1953-2010	188
Cuadro 116. Estimación del error entre los caudales simulados y observados.	190
Cuadro 117. Valores mensuales del índice de Nash Sutcliffe	191
Cuadro 118. Índice de Nash Sutcliffe para el registro total generado	191
Cuadro 119. Estimación del error entre los caudales simulados y observados	193
Cuadro 120. Valores mensuales del índice de Nash Sutcliffe	193
Cuadro 121. Índice de Nash Sutcliffe para el registro total aceptado	193
Cuadro 122. Caudales mensuales aceptados (m ³ /s) para la subcuenca Blanco	194
Cuadro 123. Escorrentías mensuales aceptadas (mm) para la subcuenca Blanco	195
Cuadro 124. Áreas glaciares promedio para los balances hídricos	196
Cuadro 125. Balance Hídrico para el año 1987	196
Cuadro 126. Balance Hídrico para el año 1990	197
Cuadro 127. Balance Hídrico para el año 1992	197
Cuadro 128. Balance Hídrico para el año 1995	198
Cuadro 129. Balance Hídrico para el año 1997	198
Cuadro 130. Balance Hídrico para el año 2005	199
Cuadro 131. Balance Hídrico para el año 2010	199
Cuadro 132. Estimación de los caudales glaciares a partir de correlación	200
Cuadro 133. Estimación de los escenarios futuros del caudal glaciar para la subcuenca Blanco	201
Cuadro 134. Superficie bajo riego y principales cultivos de los comités de usuarios de Santa Cruz .	217
Cuadro 135. Pendiente de flujo central de los nevados - año 1987	219
Cuadro 136. Pendiente de flujo central de los nevados - año 1990	219
Cuadro 137. Pendiente de flujo central de los nevados - año 1992	219
Cuadro 138. Pendiente de flujo central de los nevados - año 1995	220
Cuadro 139. Pendiente de flujo central de los nevados - año 1997	220
Cuadro 140. Pendiente de flujo central de los nevados - año 2005	220
Cuadro 141. Pendiente de flujo central de los nevados - año 2010	221
Cuadro 142. Pendiente de flujo central de los nevados - año 2016	221
Cuadro 143. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Enero	222

Cuadro 144. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Febrero	222
Cuadro 145. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Marzo	222
Cuadro 146. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Abril	223
Cuadro 147. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Mayo	223
Cuadro 148. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Junio	223
Cuadro 149. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Julio	224
Cuadro 150. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Agosto	224
Cuadro 151. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Septiembre.....	224
Cuadro 152. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Octubre	225
Cuadro 153. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Noviembre	225
Cuadro 154. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Diciembre	225
Cuadro 155. Registro pluviométrico de la estación Parón (mm)	226
Cuadro 156. Matriz de variabilidad de la estación Parón.....	227
Cuadro 157. Registro pluviométrico de la estación Cullicocha (mm)	228
Cuadro 158. Matriz de variabilidad de la estación Cullicocha (mm).....	228
Cuadro 159. Precipitación efectiva a partir de la porción aprovechable por las plantas	232
Cuadro 160. Coeficientes de aplicación de la ecuación polinómica de la precipitación efectiva	233
Cuadro 161. Precipitación sobre el área glaciar por método de isoyetas - año 1987	239
Cuadro 162. Precipitación sobre el área glaciar por el método de isoyetas - año 1990	239
Cuadro 163. Precipitación sobre el área glaciar por el método de isoyetas - año 1992	239
Cuadro 164. Precipitación sobre el área glaciar por el método de isoyetas - año 1995	240
Cuadro 165. Precipitación sobre el área glaciar por el método de isoyetas - año 1997	240
Cuadro 166. Precipitación sobre el área glaciar por el método de isoyetas - año 2005	240
Cuadro 167. Precipitación sobre el área glaciar por el método de isoyetas - año 2010	241
Cuadro 168. Precipitación sobre el área glaciar por el método de isoyetas - año 2016	241
Cuadro 169. Precipitación media anual del área glaciar de la subcuenca del río Blanco.....	241

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Umbrales para identificar la magnitud de El Niño/La Niña, según la NOAA en la región del Pacífico tropical Niño 3.4.....	55
Tabla 2. Categorización de la cuenca según el índice de Gravelius.....	92
Tabla 3. Caracterización de la cuenca según los valores del factor forma	93
Tabla 4. Valores interpretativos del coeficiente de masividad.....	93
Tabla 5. Pendientes presentes en la subcuenca del río Blanco.....	101
Tabla 6. Valores interpretativos de la densidad de drenaje	105
Tabla 7. Valores referenciales del criterio de Nash - Sutcliffe.....	191

INDICE DE FIGURAS

Fig 1. Distribución del agua existente en el planeta.....	29
Fig 2. Formación del hielo glaciar.....	30
Fig 3. Sección vertical esquemática por el eje longitudinal de un glaciar, mostrando la disposición de las zonas de acumulación y de ablación	31
Fig 4. Partes de un glaciar.	33
Fig 5. Topografía durante periodo de glaciación máxima.....	35
Fig 6. Topografía posterior a la glaciación.....	36
Fig 7. Tipos de morrenas.....	37

Fig 8. Depósitos por acción de glaciares.	38
Fig 9. Tipos de glaciares según su forma.	39
Fig 10. Variación de la temperatura a profundidad según los tipos de glaciares.	40
Fig 11. Posición de la zona de convergencia intertropical	45
Fig 12. Distribución de los glaciares en tres grupos de climas en los andes tropicales.....	47
Fig 13. Tendencia estimada de reducción de la superficie glaciar en la Cordillera Blanca.	53
Fig 14. Zonas Niño en el Océano Pacífico	54
Fig 15. El Niño Oscilación Sur (ENOS)	55
Fig 16. La Niña Oscilación Sur (LNOS).....	55
Fig 17. El Niño en condiciones normales.....	56
Fig 18. Correlación de anomalías de precipitación y anomalías de TSM en la regiones Niño 1+2 y Niño 3.4 para febrero.....	57
Fig 19. Correlación entre anomalías de temperaturas del Océano Pacífico Tropical (Niño 3-4) y Temperaturas Máximas Promedio en Querococha.....	58
Fig 20. Elementos del sistema de Teledetección.....	59
Fig 21. Onda Electromagnética.	60
Fig 22. Espectro electromagnético	61
Fig 23. Relación entre flujo incidente y reflejado.	62
Fig 24. Firmas espectrales típicas para distintas cubiertas.	63
Fig 25. Curvas de reflectividad para distintos tipos de nieve	64
Fig 26. Diagrama de un ángulo sólido.....	66
Fig 27. Landsat Tm 5	70
Fig 28. Ancho de banda para los sensores OLI y TIRS en Landsat 8 y ETM+ en Landsat 7	71
Fig 29. Sensor Landsat 8 OLI - TIRS	72
Fig 30. Porcentajes de las áreas de las diferentes unidades geológicas.....	87
Fig 31. Porcentajes de las áreas de las diferentes unidades geomorfológicas	91
Fig 32. Rectángulo equivalente de la subcuenca Blanco	95
Fig 33. Curva hipsométrica y polígonos de frecuencia de la subcuenca del río Blanco	98
Fig 34. Determinación de la pendiente del terreno.....	101
Fig 35. Demanda agrícola mensual para la comisión de usuarios de Santa Cruz	117
Fig 36. Demanda hídrica mensual con fines poblacionales en la subcuenca del río Blanco.....	120
Fig 37. Demanda hídrica mensual con fines energéticos	120
Fig 38. Correlación Tiempo - Área glaciar de la subcuenca Blanco	121
Fig 39. Áreas de la superficie lagunar por años de la subcuenca Blanco.....	127
Fig 40. Correlación Área glaciar de la subcuenca Blanco (A gl) - área total de las lagunas (A lag) ..	127
Fig 41. Correlación Volumen Gl Total - Año	135
Fig 42. Correlación Volumen Gl - Área Gl de la subcuenca Blanco	136
Fig 43. Relación Altitud - Temperatura Media Anual	141
Fig 44. Temperatura Media Mensual - Subcuenca Blanco	143
Fig 45. Relación Altitud - Temperatura Mínima Promedio Anual.....	144
Fig 46. Temperatura Mínima Promedio Mensual - Subcuenca Blanco.....	146
Fig 47. Relación Altitud - Temperatura Máxima Promedio Anual.....	149
Fig 48. Temperatura Máxima Promedio Mensual - Subcuenca Blanco.....	151
Fig 49. Variación mensual de la evaporación de las estaciones consideradas	153
Fig 50. Relación Altitud - Evaporación Total Media Anual	154
Fig 51. Variación media mensual de la evaporación de la subcuenca Blanco Blanco.....	155
Fig 52. Relación Altitud - Precipitación Total Media Anual	158
Fig 53. Ecuaciones regionales de la precipitación media mensual.....	159

Fig 54. Variación mensual de la precipitación de la subcuenca Blanco.....	161
Fig 55. Caudales medio mensuales de la estación Colcas a partir del periodo 1954-1997	162
Fig 56. Correlación Altitud - Rendimiento Hídrico	165
Fig 57. Caudales medio mensuales de la subcuenca Blanco.....	167
Fig 58. Comparación entre la precipitación y el escurrimiento total medio mensual de la subcuenca Blanco.....	168
Fig 59. Curva de duración de los caudales promedio de los meses de estiaje (junio-septiembre) del periodo 1954-1997	174
Fig 60. Comparación entre la escorrentía simulada y observada para la subcuenca Blanco.....	189
Fig 61. Correlación entre la escorrentía simulada y observada para la subcuenca Blanco	189
Fig 62. Comparación de la escorrentía aceptada con la simulada y la observada	192
Fig 63. Correlación entre la escorrentía aceptada y observada para la subcuenca Blanco.....	192
Fig 64. Correlación entre el caudal glaciar - área glaciar para la subcuenca Blanco	200
Fig 65. Balance Hídrico Anual según Lutz Scholz	230
Fig 66. Balance Hídrico Mensual en época seca según Lutz Scholz	230
Fig 67. Balance Hídrico Mensual en época húmeda según Lutz Scholz.....	230
Fig 68. Curvas de precipitación efectiva para el método Lutz Scholz	233

INDICE DE ECUACIONES

Ecuación 1: Balance de masa de un glaciar.....	30
Ecuación 2: Balance hídrico de un glaciar	31
Ecuación 3: Fuerza que se ejerce sobre una partícula en un campo electromagnético.....	58
Ecuación 4: Onda electromagnética.....	59
Ecuación 5: Energía radiante de un fotón.....	59
Ecuación 6: Velocidad de la luz en la energía radiante de un fotón.....	59
Ecuación 7: Componentes de la radiación solar reflejada.....	62
Ecuación 8: Radiancia.....	65
Ecuación 9: Calibración radiométrica.....	68
Ecuación 10: Reflectividad de la superficie terrestre.....	68
Ecuación 11: Calibración radiométrica de imágenes Landsat (Chander).....	75
Ecuación 12: Factores de rescalamiento para calibración radiométrica.....	75
Ecuación 13: NDSI para Landsat 5.....	76
Ecuación 14: NDSI para Landsat 8.....	76
Ecuación 15: Tasa de cambio promedio anual.....	77
Ecuación 16: NDWI para Landsat 5.....	77
Ecuación 17: NDWI para Landsat 8.....	77
Ecuación 18: Espesor promedio a lo largo de la línea de flujo central.....	77
Ecuación 19: Fuerza de corte basal promedio en el flujo de hielo central.....	78
Ecuación 20: Pendiente a lo largo de la línea de flujo central.....	78
Ecuación 21: Espesor promedio en todo el glaciar.....	78
Ecuación 22: Volumen del glaciar.....	78
Ecuación 23: Ancho medio de una cuenca.....	91
Ecuación 24: Coeficiente de compacidad o Índice de Gravelius.....	91
Ecuación 25: Factor forma.....	91
Ecuación 26: Coeficiente de masividad.....	92
Ecuación 27: Lado mayor del rectángulo equivalente.....	93
Ecuación 28: Lado menor del rectángulo equivalente.....	93
Ecuación 29: Altitud media.....	98
Ecuación 30: Desnivel de altitud.....	99

Ecuación 31: Pendiente media – Criterio de rectángulo equivalente.....	99
Ecuación 32: Pendiente en porcentaje.....	100
Ecuación 33: Pendiente en grados sexagesimales.....	100
Ecuación 34: Pendiente media – Criterio topográfico.....	100
Ecuación 35: Índice de pendiente.....	101
Ecuación 36: Densidad de drenaje.....	103
Ecuación 37: Extensión media de escurrimiento superficial.....	104
Ecuación 38: Frecuencia de ríos.....	104
Ecuación 39: Relación de bifurcación.....	104
Ecuación 40: Coeficiente de torrencialidad.....	105
Ecuación 41: Pendiente del río principal.....	105
Ecuación 42: Balance hídrico de la zona de estudio	174
Ecuación 43: Escenarios futuros de superficie.....	177
Ecuación 44: Coeficiente de agotamiento para la zona de estudio.....	182
Ecuación 45: Índice de eficiencia de Nash - Sutcliffe.....	190
Ecuación 46: Índice de eficiencia de Nash - Sutcliffe simplificado.....	191
Ecuación 47: Balance hídrico según método Lutz Scholz.....	229
Ecuación 48: Coeficiente de escurrimiento según Turc.....	231
Ecuación 49: Déficit de escurrimiento según Turc.....	231
Ecuación 50: Coeficiente de temperatura según Turc.....	231
Ecuación 51: Coeficiente de escurrimiento según Tarazona.....	231
Ecuación 52: Coeficiente de escurrimiento estándar según Tarazona.....	231
Ecuación 53: Temperatura media anual para la cuenca del Santa según Tarazona.....	231
Ecuación 54: Evapotranspiración Potencial para la cuenca del Santa según Tarazona.....	232
Ecuación 55: Precipitación efectiva para el método Lutz Schoolz.....	233
Ecuación 56: Precipitación efectiva para la curva III.....	234
Ecuación 57: Precipitación efectiva para la curva IV.....	234
Ecuación 58: Coeficiente de ponderación para la curva III.....	234
Ecuación 59: Coeficiente de ponderación para la curva III.....	234
Ecuación 60: Precipitación efectiva para la combinación de la curva III y IV.....	234
Ecuación 61: Retención de la cuenca según Lutz Schoolz.....	235
Ecuación 62: Caudal mensual según Lutz Schoolz.....	235
Ecuación 63: Lámina anual retenida para lagunas y acuíferos potenciales según Lutz Schoolz.....	235
Ecuación 64: Relación entre descargas y retención según Lutz Schoolz.....	235
Ecuación 65: Coeficientes de agotamiento según Lutz Schoolz.....	236
Ecuación 66: Abastecimiento de la retención según Lutz Schoolz	236
Ecuación 67: Caudal mensual para el año promedio según Lutz Schoolz.....	237
Ecuación 68: Variable aleatoria para el proceso estocástico de Lutz Schoolz.....	237
Ecuación 69: Estimación estocástica de caudales sintéticos mensuales.....	237

INDICE DE MAPAS

Mapa de Ubicación.....	Mapa N° 01
Mapa de Microcuencas.....	Mapa N° 02
Mapa de la Red Vial.....	Mapa N° 03
Mapa Geológico.....	Mapa N° 04
Mapa Geomorfológico.....	Mapa N° 05
Mapa de Pendientes.....	Mapa N° 06
Mapa de Orden de Ríos.....	Mapa N° 07

Mapa Hidrográfico.....	Mapa N° 08
Mapa de Zonas de Vida.....	Mapa N° 09
Mapa de Imagen Satelital Landsat 8 – Año 2016.....	Mapa N° 10
Mapa de los Nevados.....	Mapa N° 11
Mapa de Pérdida del Área Glaciar.....	Mapa N° 12
Mapa de la Superficie de Glaciares y Lagunas del año 1987.....	Mapa N° 13
Mapa de la Superficie de Glaciares y Lagunas del año 1990.....	Mapa N° 14
Mapa de la Superficie de Glaciares y Lagunas del año 1992.....	Mapa N° 15
Mapa de la Superficie de Glaciares y Lagunas del año 1995.....	Mapa N° 16
Mapa de la Superficie de Glaciares y Lagunas del año 1997.....	Mapa N° 17
Mapa de la Superficie de Glaciares y Lagunas del año 2005.....	Mapa N° 18
Mapa de la Superficie de Glaciares y Lagunas del año 2010.....	Mapa N° 19
Mapa de la Superficie de Glaciares y Lagunas del año 2016.....	Mapa N° 20
Mapa de Estaciones de Temperatura Media.....	Mapa N° 21
Mapa de Estaciones de Temperatura Mínima.....	Mapa N° 22
Mapa de Estaciones de Temperatura Máxima.....	Mapa N° 23
Mapa de Estaciones de Evaporación.....	Mapa N° 24
Mapa de Estaciones Pluviométricas.....	Mapa N° 25
Mapa de Estaciones Hidrométricas.....	Mapa N° 26
Mapa de Isotermas.....	Mapa N° 27
Mapa de Isolíneas de Temperatura Mínima.....	Mapa N° 28
Mapa de Isolíneas de Temperatura Máxima	Mapa N° 29
Mapa de Isolíneas de Evaporación..	Mapa N° 30
Mapa de Isoyetas.....	Mapa N° 31
Mapa de polígonos de Thiesen.....	Mapa N° 32
Mapa de captaciones del recurso hídrico..	Mapa N° 33

INTRODUCCION

Uno de los efectos del cambio climático que actualmente viene afectando al planeta es el denominado retroceso de los glaciares, proceso que tiene como una de sus causas la tendencia al recalentamiento de la atmosfera que conlleva a que se produzca un desbalance entre la acumulación y fusión de estos cuerpos. Dicho proceso se evidencia en la disminución de la superficie glaciar y aumento de lagunas altoandinas a lo largo del tiempo hasta la actualidad en la región de los Andes Tropicales. En el Perú se concentran más del 70% de estos glaciares y, en consecuencia, el mayor porcentaje del volumen, por lo que esta problemática tendría como una de sus principales consecuencias la progresiva disminución de la disponibilidad hídrica, que se acentuará en las cuencas de la vertiente del Pacífico debido a que la mayor parte de las aguas que fluyen a través de ellas son de origen glaciar, especialmente en la época de estiaje.

En ese sentido, una de las zonas montañosas con mayor presencia de glaciares en nuestro país es la denominada Cordillera Blanca, la cual ha estado atravesando esta problemática en las últimas décadas, siendo la cuenca del río Santa la que se verá afectada en mayor medida puesto que contempla una mayor superficie glaciar y pertenece a la vertiente del Pacífico.

En la presente investigación se pretende estimar la variación de la cobertura glaciar en la subcuenca Blanco mediante la aplicación de técnicas de Teledetección y SIG, contando para ello con imágenes satelitales Landsat 5 Tm y Landsat 8 OLI-TIRS en el periodo comprendido de 1987 al 2016. Una vez hecho esto, se procederá a estudiar su influencia sobre la disponibilidad hídrica de dicha zona, para lo cual se aplicarán métodos hidrológicos y se utilizarán registros de precipitación y caudal de estaciones en el área de estudio y/o en subcuencas vecinas.

La subcuenca del río Blanco se ubica en la cuenca del río Santa; políticamente y administrativamente se sitúa en el departamento de Ancash, provincia de Huaylas, distrito de Santa Cruz. Por otro lado, geográficamente se localiza en la costa norte del Perú, entre los paralelos 8°52'16'' y 8°58'55'' de latitud sur y los meridianos 77°34'26'' y 77°50'54'' de longitud oeste. Asimismo, cuenta con área glaciar promedio de 33.3 km² comprendido por los nevados Santa Cruz, Abasraju, Quitaraju, Alpamayo, Pucajirca Oeste, Rinrijirca, Taulliraju, Millisraju, Artesonraju y Caraz, los cuales aportan sus aguas de deshielo a las lagunas como son Jatuncocha, Arhuaycocha, Taullicocha, Artizon Alto, Artizon Bajo y Yuraccocha, entre las de mayor superficie; y también a las quebradas que confluyen en el río principal.

CAPITULO I

ASPECTOS METODOLÓGICOS

1. ANTECEDENTES

-  Hidrandina S.A. (1989) ***Inventario de Glaciares del Perú***. En este estudio se contabilizaron 3004 glaciares ocupados en dieciocho cordilleras, con una cobertura glaciar de 2041.85 km², cuyo espesor varía entre 13.9 y 35.24 m, estimándose un volumen de 56151 km³ de recurso hídrico congelado. Siendo la cordillera Blanca la más importante, que abarca aproximadamente 723.37 km².

-  Vignon (2002) ***Glaciares y recursos hídricos en el valle alto del río Santa***. En este estudio se establece que en las cuencas más glaciadas se observa más déficit a lo largo del año, pero especialmente en la temporada seca (mayo – septiembre) donde hay poca precipitación, debiéndose esto en parte a las aguas de fusión glaciar. Y que éstas presentan una tendencia a la aumentación de los caudales (caso Parón, Llanganuco y Chancos); mientras que en las cuencas menos glaciadas la tendencia está a la estabilidad o la disminución. Sin embargo, existen cuencas bien glaciadas como Olleros (16% glaciar) o Colcas (21% glaciar), que no muestran una tendencia de incremento.

-  Autoridad Nacional del Agua (2010) ***Inventario de Glaciares de la Cordillera Blanca***. Al 2003 en la Cordillera Blanca se inventariaron 755 glaciares con una superficie total de 527.62 km², siendo la cuenca del río Santa la que concentra el 68% de esta superficie y el 73% del número total de glaciares. En las tres últimas décadas, la Cordillera Blanca ha experimentado una intensa dinámica y procesos físicos (recesión, fragmentación, extinción de glaciares) que han conducido a la pérdida progresiva de su superficie glaciar en el orden del 27% (195.75 km²). De otro lado, procesos intensos de ablación y retracción provocaron la desaparición de 141 glaciares de montaña ubicados principalmente en la cuenca del río Santa.

-  Tordocillo J. (2011) ***Estimación del retroceso y flujo glaciar por teledetección del nevado Champará***. Utiliza imágenes satelitales de los satélites Landsat 5, Landsat 7 y Aster; con las cuales aplica el Índice de Diferencia Normalizada de la Nieve (NDSI) y el Índice de Diferencia Normalizada del Agua (NDWI), entre otras técnicas de Teledetección para la estimación del área superficial del glaciar. Determina la variación de la superficie del área glaciar comprendido entre los años de 1975, que tenía un área estimada de 23.50 km² y para el año 2010 el área estimada es de 8.56 km² es decir se ha reducido en un 64%.

-  Loroña F. (2011) ***Evolución de la cobertura glaciar en la subcuenca de Quillcay y la influencia en su rendimiento hídrico***. Utiliza los métodos de SIG y Teledetección para evaluar las pérdidas de área glaciar y técnicas hidrológicas como el método de curva de duración, de caudales adimensionales y el de isoyetas para la estimación del aporte hídrico por pérdida de área glaciar. Asimismo, determina que la disminución de la superficie glaciar fue de un 46% entre 1970 y 2007, con una tasa promedio de retroceso de 0.54 km²/año. La variación del volumen de hielo en el periodo 1970-2011 es de 1883

mmc, obtenido por el método topográfico. El caudal del nevado producto del análisis planteado en años secos con escasa precipitación y en relación a los meses de estiaje toma un valor de 2 m³/s.

- ✚ Autoridad Nacional del Agua (2012) ***Inventario de Lagunas de la Cordillera Blanca***. La contabilización de lagunas en la Cordillera Blanca da cuenta de la existencia de 1902 cuerpos de agua con una superficie de 59.7 km², de los cuales 1191 lagunas que cubren una superficie de 40.8 km² (68.4% del total), se encuentran ubicadas en la cuenca del río Santa. Existe la tendencia general que las lagunas de grandes superficies almacenen también un gran volumen y que, de igual modo, se dé la relación contraria, que a menor área se presenten volúmenes menores, debido a que existe un fuerte nivel de dependencia entre ambas variables, relación que para el caso de las lagunas monitoreadas fue establecida como “elevada” ($R^2 = 0.7659$).
- ✚ Baraer et al. (2012) ***Recesión de glaciares y recursos hídricos en la Cordillera Blanca del Perú***. Establece que entre 1930 y 2009, la cuenca La Balsa, que drena toda la zona alta del río Santa, presenta un promedio de 0.61% de pérdida de área glaciar por año. Asimismo, la pérdida de área anual entre 1990 y 2009 fue de 0.81%, aproximadamente un 30% mayor que aquella medida para el periodo 1930 – 2009. A excepción de Colcas, Los Cedros y Parón, la reducción de área glaciar se ha acelerado durante las últimas dos décadas. Con respecto a la tendencia en la descarga, en general, los datos muestran un decrecimiento en la descarga promedio de la estación seca. En la cuenca La Balsa, se ha perdido más del 10% de su descarga promedio en un poco más de 50 años. Además, las únicas subcuencas en que se detectó reducción significativa de la variabilidad de la descarga fueron Parón (toda la serie de tiempo) y Colcas (en el primer subperiodo).
- ✚ Cerna M. (2012) ***Cuantificación del cambio de volumen de los glaciares de la cordillera Blanca utilizando los modelos de elevación digital topográficos y de imágenes Aster: nevados Champara y Huascarán***. Utiliza técnicas de Teledetección y el método hipsométrico para cuantificar el cambio de área y volumen glaciar. Determina que el nevado Huascarán ha reducido su área glaciar aproximadamente en 16 036 km² (24% del área glaciar que tenía en 1973), considerando una tasa de reducción de 0.42 km²/año, mientras que el nevado Champará ha perdido 5092 km² (30% del que tenía en 1973), considerando una tasa de reducción de 0.31 km²/año. El volumen glaciar del nevado Huascarán ha disminuido en 5364 km³ (que representa el 33% de volumen glaciar que tenía en 1973) en el periodo 1973-2010. Asimismo, el nevado Champará ha perdido 1349 km³ (que representa el 52% que tenía en 1973).
- ✚ Gomez W., Zamora N., & Cabrel C. (2012) ***Influencia del área glaciar en el rendimiento hídrico de la subcuenca Honda - río Santa***. Utiliza los métodos de SIG y Teledetección para evaluar las pérdidas de área glaciar y técnicas hidrológicas como el método de curva de duración, de caudales adimensionales, de isoyetas y el modelo LUTZ SCHOLZ para la estimación del aporte hídrico por pérdida de área glaciar. Determina que durante el periodo de 1987 al 2011, la pérdida de nevado fue de 13.84 km², lo que representa una pérdida de 0.55 km²/año. La variación del rendimiento del caudal por nevados para los años secos este varía de 40 a 130 l/s razón por la cual se tiene 40 l/s a un nivel medio mensual.

- ✚ Colonia D. & Torres J. (2013) ***Disponibilidad hídrica glaciar en la subcuenca Quillcay, teniendo en cuenta el retroceso glaciar y el cambio climático.*** En este estudio se aplican técnicas de SIG y Teledetección, determinando que la tasa de cambio promedio anual del área glaciar de la subcuenca Quillcay es de -0.85% para el periodo 1970 – 2013, además se calculó que el área de lagunas de dicha subcuenca se incrementó en 1.034 km² (128%). El volumen glaciar se redujo en un 40%, para lo cual se basa en los principios establecidos por Haerbeli y Hoezle, considerando el área glaciar y espesor promedio del hielo dependiente del plano de inclinación.

- ✚ Autoridad Nacional del Agua (2014) ***Inventario Nacional de Glaciares y Lagunas.*** En las 19 cordilleras se inventariaron 2679 glaciares con una superficie total de 1289.59 km², siendo la cordillera Blanca la que concentra la mayor superficie glaciar con un 40.63% (527.62 km²) y 28.18% (755) de la cantidad total de glaciares. El mayor potencial hídrico se ubica en cuencas del Santa, Marañón, Inambari y Urubamba, porque agrupan la mayor superficie con 359.62 km² (27.69%), 165.29 km² (12.73%), 94.02 km² (7.24%) y 67.20 km² (5.17%) respectivamente.

- ✚ Autoridad Nacional del Agua (2015) ***Inventario de Glaciares de la Cordillera Blanca.*** Se identificaron un total de 586 glaciares que equivale a una superficie de 473.91 km²; y es la cuenca del río Santa la que concentra el 69.12% de esta superficie y el 72% del número total de glaciares. Durante el periodo 2003-2012, los glaciares tropicales de la cordillera Blanca continuaron el acelerado proceso en el orden del 10% (53.71 km²) y el acumulado a 1970 es 34.49% (249.46 km²). Asimismo, la Cordillera Blanca presenta una masa glaciar de volumen estimado de 13.86 km³, siendo los sistemas de montaña Santa Cruz, Hualcan y Chinchey de gran potencial de capacidad hídrica de volúmenes superior a 2 km³. Por otro lado, el comportamiento de la temperatura media se mantiene casi constante y la precipitación media presenta una ligera tendencia a incrementarse; por lo que la influencia del clima en el retroceso glaciar se vio reflejado en un valor de casi 5.9 km²/año para el periodo 2003-2012.

- ✚ Baldera J. (2015) ***Análisis de la variación de la cobertura glaciar y su influencia en el aporte hídrico de la subcuenca LLullán - río Santa.*** Utiliza los métodos de SIG y Teledetección para evaluar las pérdidas de área glaciar y técnicas hidrológicas como el método del balance hídrico y el de análisis de caudales para la estimación del aporte hídrico por pérdida de área glaciar. Determina que la superficie y volumen glaciar presentó una pérdida del 15.8 % y 18.4 % respectivamente. En términos de tasa de retroceso de la superficie y volumen glaciar se obtuvo -0.21 km²/año y -8.3x10⁻⁶ m³/año. Finalmente, el caudal promedio anual aportado por el área glaciar fue de 1.6 m³/s.

- ✚ Maturana, J. (2015) ***Análisis del retroceso glaciar y su influencia en la disponibilidad de recursos hídricos en la cuenca del río Olivares, provincia Cordillera, Chile.*** Utiliza una ecuación de balance hídrico que presenta una relación entre la nieve caída, la precipitación en la cuenca, el cambio volumétrico anual de un glaciar expresado en agua equivalente, sublimación desde la superficie de hielo y nieve y la fracción anual de hielo perdido que no es resultado de la sublimación. Luego de calibrar el modelo y aplicarlo, determina que, en un análisis anual, el promedio de los últimos 25 años da que el 9%

del escurrimiento corresponde a aporte glaciar, mientras que si el análisis es respecto al periodo de deshielo el aporte sube a un 15% (ambos valores como promedio). Además, realiza proyecciones que indican hacia el año 2040 una disminución del caudal cercano a 0.5 m³/s promedio anual producto del retroceso glaciar y cambio climático. Hacia el año 2070 la disminución será de hasta 3.5 m³/s dependiendo del escenario utilizado.

- ✚ Kozhikkodan et.al. (2016) **Análisis comparativo del retroceso glaciar en los Andes Tropicales usando teledetección**. Se analizó la tasa de retroceso de los glaciares durante la ocurrencia de El Niño -Oscilación del Sur y la Oscilación Decenal del Pacífico. Se observó que los glaciares tanto de los trópicos interiores como de los trópicos exteriores se sometieron a retroceso durante todo el período de estudio, con énfasis entre 1975 y 1997, lapso coincidente con el período de calentamiento del Pacífico. Se observaron variaciones excepcionales en la altitud de la línea de nieve cuando se produce un evento de El Niño durante la fase cálida de la Oscilación Decadal del Pacífico.
- ✚ Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (2018) **Las Cordilleras Glaciares del Perú. Inventario Nacional de Glaciares**. Concluye que en 54 años (1962-2016), la superficie glaciar de la Cordillera Blanca se redujo a 448.81 km² y perdió 277.45 km², de un total de 726.26 km². De acuerdo con el resultado de los cuatro inventarios, la tendencia muestra una tasa de retroceso glaciar de 4.97 km²/año, a este ritmo y bajo las condiciones climáticas actuales los glaciares desaparecerían el 2111.

2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

2.1. DESCRIPCION DEL PROBLEMA

Los Andes peruanos contienen el 71% de los glaciares tropicales de Sudamérica, presentando una cantidad total de 2 679 con una superficie total de 1298.59 km²; siendo la cordillera Blanca la que concentra la mayor superficie glaciar con el 40.6% (527.62 km²) y que cuenta con 755 glaciares (28.2%). (ANA, 2014). La zona de esta cordillera está caracterizada por dos temporadas bien marcadas: la temporada seca, de mayo a septiembre, donde la precipitación es casi nula y la temporada de lluvias, de octubre a abril. Ante esta situación, los glaciares actúan coma reservas de agua, regulando los caudales a lo largo del año, almacenando agua en la temporada húmeda para liberarla en la temporada seca. (Vignon, 2002). De esta manera en el río Santa, el agua de fusión provee 10–20% de la descarga total anual, y puede exceder el 40% en la estación seca (Mark & Seltzer, 2003).

Sin embargo, existen diversas mediciones que evidencian un aumento de la temperatura en los Andes Tropicales, fenómeno que se habría acelerado a partir de la segunda mitad del año 1970. (Comunidad Andina, 2007). Mientras que desde 1990, a nivel mundial, se registraron cambios en la temperatura global de 0.2°C por década, ya desde 1974 a 1998 este incremento en la región de los Andes Centrales fue de 0.34°C; es decir, 70% más que el promedio global. (Comunidad Andina, 2008). Debido a ello, los glaciares han sufrido procesos de reducción de su geometría; en 54 años (1962-2016), la superficie glaciar de la Cordillera Blanca se redujo a 448.81 km² y perdió 277.45 km² (38.2%), de un total de 726.26 km². (INAIGEM, 2018). De manera conjunta, el retroceso de glaciares ha provocado la formación de nuevas lagunas y en estos últimos 30 años se han formado 264, donde 77% de ellas (204 cuerpos de agua) se ubican en la cuenca del

río Santa. (ANA, 2010); lo que ha contribuido a un incremento de la ocurrencia de catástrofes en zonas de alta montaña a causa del desprendimiento y caída de bloques de hielo sobre las lagunas provocando aluviones que afectan los centros poblados instalados en las partes bajas de los valles. (ANA, 2014).

Otra consecuencia involucra a la escorrentía de las cuencas, según el quinto informe del IPCC, existe un nivel medio de confianza de que el nivel máximo del derretimiento de los glaciares producto del calentamiento global ocurrirá en el presente siglo y causará un beneficio transitorio a comunidades dado el aumento de la disponibilidad de agua. No obstante, el IPCC reconoce que una escorrentía de este tipo no es será permanente, es decir, la disponibilidad de agua llegará a un máximo y luego comenzará a disminuir de manera permanente (CANLA, 2014). Esta inminente reducción de la disponibilidad hídrica en todas sus dimensiones (agua para consumo humano, agua para riego, agua para uso industrial y generación de energía) constituirá uno de los mayores riesgos que enfrentarían las cuencas andinas en el mediano y largo plazo, trayendo consigo un probable escenario de conflictos sociales (Avalos, 2008). Asimismo, el cambio en la dinámica y balance de los glaciares afectará la sostenibilidad de los ecosistemas de altura, que proveen gran cantidad de servicios ecosistémicos ocasionando una pérdida de su biodiversidad. (BID, 2013) (CANLA, 2014).

A pesar de todo esto, la evaluación de la influencia del escurrimiento derivado de la fusión de hielo sobre el caudal de grandes cuencas asociado a diferentes ambientes se mantiene como un desafío científico importante (Milner et.al. 2009; Kaser et.al. 2010), el cual a menudo es amplificado por las dificultades logísticas para la obtención de mediciones de largo plazo como aquellas que se encuentran en ambientes tropicales de altura (Hofer et.al., 2010) (Baraer et.al. 2012). En tal sentido, la presente investigación busca a través de los SIG, la teledetección y la hidrología estimar de manera indirecta dicha influencia, sirviendo sus resultados de base para mejorar la toma de decisiones sobre la gestión del agua y promover la implementación de proyectos de inversión pública o privada relacionados en la subcuenca Blanco, la cual se encuentra en el distrito de Santa Cruz, provincia de Huaylas, departamento de Ancash.

2.2. FORMULACION DEL PROBLEMA

2.2.1. PROBLEMA PRINCIPAL

¿En qué medida la variación de la cobertura glaciar en la subcuenca Blanco influye en la disponibilidad hídrica?

2.2.2. PROBLEMAS SECUNDARIOS

- ¿Qué cambios han ocurrido en la cobertura glaciar de la subcuenca Blanco en el periodo 1987 - 2016?
- ¿De qué manera se puede determinar el aporte por pérdida de área glaciar en la subcuenca Blanco?
- ¿Cuáles serán los escenarios futuros de la reserva hídrica glaciar y su aporte por deshielo en la subcuenca Blanco?

2.3. OBJETIVOS

2.3.1. OBJETIVO GENERAL

Conocer la variación de la cobertura glaciar en la subcuenca Blanco mediante técnicas de SIG y Teledetección con la finalidad de establecer en que forma influye en la disponibilidad hídrica.

2.3.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Evaluar la cobertura glaciar de la subcuenca Blanco mediante técnicas de SIG y Teledetección a fin de determinar los cambios ocurridos en el periodo 1987 – 2016.
- Evaluar el comportamiento hídrico de la subcuenca Blanco con la finalidad de determinar el aporte por pérdida de área glaciar.
- Determinar la tendencia que presenta la cobertura glaciar con respecto a la reserva hídrica glaciar y el aporte por deshielo en la subcuenca Blanco con la finalidad de conocer sus escenarios futuros.

2.4. HIPOTESIS

2.4.1. HIPOTESIS GENERAL

La reducción de la cobertura glaciar influirá de manera desfavorable a la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco.

2.4.2. HIPOTESIS SECUNDARIA

- La evaluación de la cobertura glaciar de la subcuenca Blanco permitirá conocer que ésta se encuentra en un proceso de retroceso.
- La evaluación del comportamiento hídrico de la subcuenca Blanco permitirá conocer el aporte por pérdida de área glaciar.
- La estimación de los escenarios futuros permitirá conocer que la reserva hídrica glaciar y el aporte por deshielo se reducirán en la subcuenca Blanco.

2.5. VARIABLES DEL ESTUDIO

Cuadro 1. Variables del Estudio

Independientes	Indicador	Unidades
Retroceso glaciar	Radiación	Joule
	Longitud de onda	μm
	Reflectancia	%
	Temperatura	°C
	Precipitación	mm
	Altitud	msnm
	Superficie glaciar	km ²
Dependientes	Indicador	Unidades
Reserva Hídrica Glaciar	Pendiente	%
	Rango altitudinal	m
	Espesor promedio de capa de hielo	m
	Superficie glaciar	km ²
	Volumen glaciar	m ³
Dependientes	Indicador	Unidades
Aporte por deshielo	Precipitación	mm
	Evaporación	mm
	Escorrentía	mm
	Caudal	m ³ /s

Fuente: Elaboración propia

2.6. JUSTIFICACION

Los glaciares son fundamentales para la vida y el desarrollo de los países andinos. Su inherente capacidad de almacenar y proveer agua los convierte en reservas estratégicas para la mantención de las actividades socioeconómicas, así como de los ecosistemas. (CANLA, 2014).

Debido a este motivo, la problemática entorno al cambio climático y su efecto negativo sobre estos cuerpos conlleva a que se le preste una adecuada atención, iniciativa que se plasma en las líneas de investigación ambiental de la agenda elaborada por el Ministerio del Ambiente, específicamente en la que se menciona la evaluación del impacto sobre la disponibilidad de los sistemas hidrológicos de cuencas bajo el escenario de cambio climático. De la misma manera, la reciente promulgación de la Ley Marco de Cambio Climático establece que las universidades públicas y privadas realicen investigación científica, desarrollo tecnológico e innovación en materia de cambio climático.

Sin embargo, la evaluación de la influencia del escurrimiento derivado de la fusión de hielo sobre el caudal de grandes cuencas asociado a diferentes ambientes se mantiene como un desafío científico importante (Milner et.al. 2009; Kaser et.al. 2010), lo que a menudo amplificado por las dificultades logísticas para la obtención de mediciones de largo plazo como aquellas que se encuentran en ambientes tropicales de altura (Hofer et.al., 2010) (Baraer et.al. 2012).

Por este motivo, la presente investigación busca evaluar dicha influencia en base a métodos indirectos como la hidrología, los sistemas de información geográfica (SIG) y la Teledetección con la finalidad de obtener resultados cuantitativos que puedan servir para la gestión del agua en cuencas andinas con superficie glaciar.

2.7. IMPORTANCIA

El Perú presenta una alta vulnerabilidad entorno al cambio climático, lo que se puede observar con los riesgos que trae consigo el retroceso glaciar a las poblaciones aledañas para lo cual se están formulando y llevando a cabo proyectos de inversión pública y privada para la adaptación a estos cambios que experimentan las comunidades andinas.

La presente investigación a través de sus resultados brindará a las autoridades de los gobiernos regionales, locales, y el sector privado la posibilidad de realizar una mejor toma de decisiones en la gestión de los recursos hídricos de la subcuenca Blanco, lo cual influirá positivamente en la agricultura, la ganadería, la acuicultura, la generación de energía hidroeléctrica, el servicio de agua potable y la sostenibilidad de los ecosistemas alto andinos. Asimismo, podría promover la implementación de proyectos de inversión pública o privada relacionados al recurso hídrico con influencia glaciar.

CAPITULO II

MARCO TEÓRICO

1. GLACIACIONES

Son eventos de escala geológica (largos periodos de tiempo) donde la temperatura media del planeta ha descendido lo suficiente para producir grandes masas de hielo (glaciares) en latitudes más bajas de lo habitual.

El astrónomo yugoslavo Milutin Milankovitch, en la década de 1920, calculó las variaciones de insolación en la Tierra resultantes de cambios en los movimientos de traslación y de rotación de la Tierra y propuso un mecanismo astronómico para explicar los ciclos glaciales que constaba de tres factores: la inclinación del eje de rotación terrestre, la forma de la órbita terrestre y la precesión de los equinoccios. Apoyándose en esta teoría, el climatólogo y botánico alemán Wladimir Köppen sugirió que lo que conduce a una glaciación no es una sucesión de inviernos rigurosos, sino la reducción de la insolación en verano, que dificulta la fusión de los hielos formados en el invierno.

La historia natural ha estado plagada de estos eventos, que han condicionado la existencia de vida sobre el planeta. Por lo menos, cinco grandes glaciaciones han ocurrido desde el origen de la Tierra hace unos 4 500 millones de años. (Instituto Antártico Chileno, 2006)

2. PERIODOS INTERGLACIALES

Periodos cálidos acontecidos entre glaciaciones de una era glacial. El interglacial más reciente, fechado aproximadamente entre hace 129 000 y 116 000 años, es conocido como el último interglacial. (American Meteorological Society, 2000). (IPCC, 2008).

En los últimos años, nuestro planeta está pasando por una época de calentamiento global. Esta época comenzó hace unos 150 años después de así llamada "Pequeña Edad de Hielo", es decir el período de enfriamiento del clima que alcanzó su punto máximo a mediados del siglo XIX. El aumento de la temperatura global del aire en 100 años fue un poco más de 0,7 ° C, y en los últimos 30 años del siglo XX el crecimiento de la temperatura se ha aumentado, sobre todo fuertemente en las regiones continentales de Eurasia y América del Norte, y al máximo – en el Ártico. Sin embargo, a principios del siglo XXI el calentamiento se ha ralentizado. El principal factor del calentamiento moderno es el carácter cíclico de los procesos naturales, mientras que la influencia antropogénica también tiene lugar.

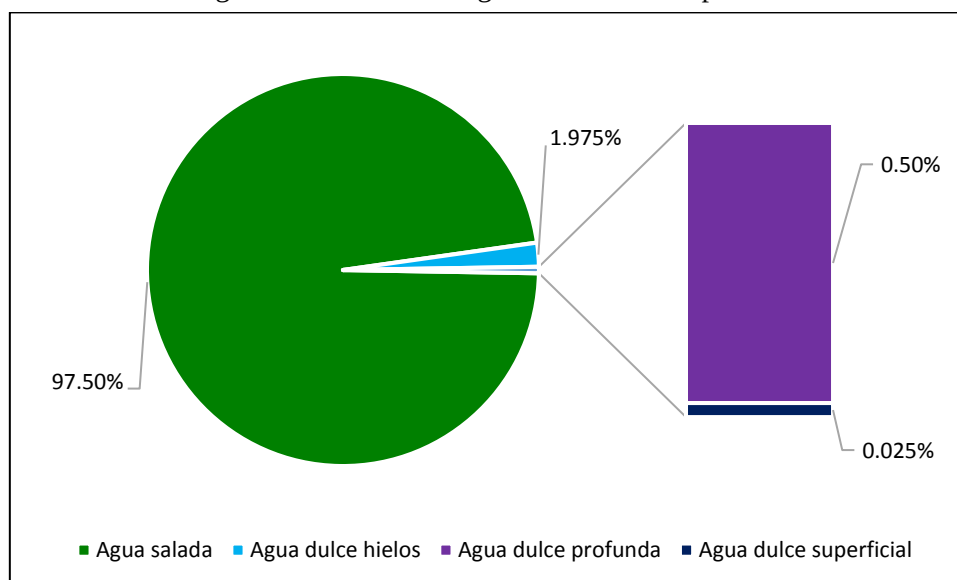
Teniendo en cuenta la escala geológica de tiempo (es decir, la historia de nuestro planeta durante 500 millones de años), hay que destacar que actualmente la Tierra se encuentra en el ciclo frío de su existencia, y en los últimos 5-6 mil años se produce el enfriamiento global que en 1–2 mil años dará lugar a una nueva edad de hielo cuando en todo el mundo resurgirían las capas de hielo (casquetes glaciares). (Kotlyakov, 2015)

3. DISTRIBUCIÓN MUNDIAL DEL AGUA

La superficie de agua sobre el planeta supera abundantemente a la continental y más del 70 % corresponde a mares y océanos, pero esta abundancia es relativa. El 97.5 % del total existente en el planeta es agua salada, mientras que solo el 2.5 % restante es agua dulce. Del porcentaje total de agua dulce casi el 79 % se encuentra en forma de hielo permanente en los hielos polares y glaciares. Del agua dulce en estado líquido, el 20 % se encuentra en acuíferos de difícil acceso

por el nivel de profundidad en el que se hallan (algunos casos superan los 2000 metros bajo el nivel del mar). Sólo el 1 % restante es agua dulce superficial de fácil acceso. Esto representa el 0.025 % del agua del planeta. (Greenpeace, 2010).

Fig 1. Distribución del agua existente en el planeta



Fuente: Adaptado de Greenpeace, 2010

4. GLACIARES

Los glaciares son masas de hielo perenne, formada por la acumulación de nieve, de cualquier dimensión y forma que fluye bajo su propio peso hacia alturas inferiores (Lliboutry, 1956); conociéndose que del total del agua dulce que hay en el planeta un 68,07% está congelada, ya sea en los polos o en los glaciares de latitudes medias, las fuentes de agua solida son un factor importante en el abastecimiento humano, siendo consideradas como reservorios altamente valorados. (Bórquez, 2007).

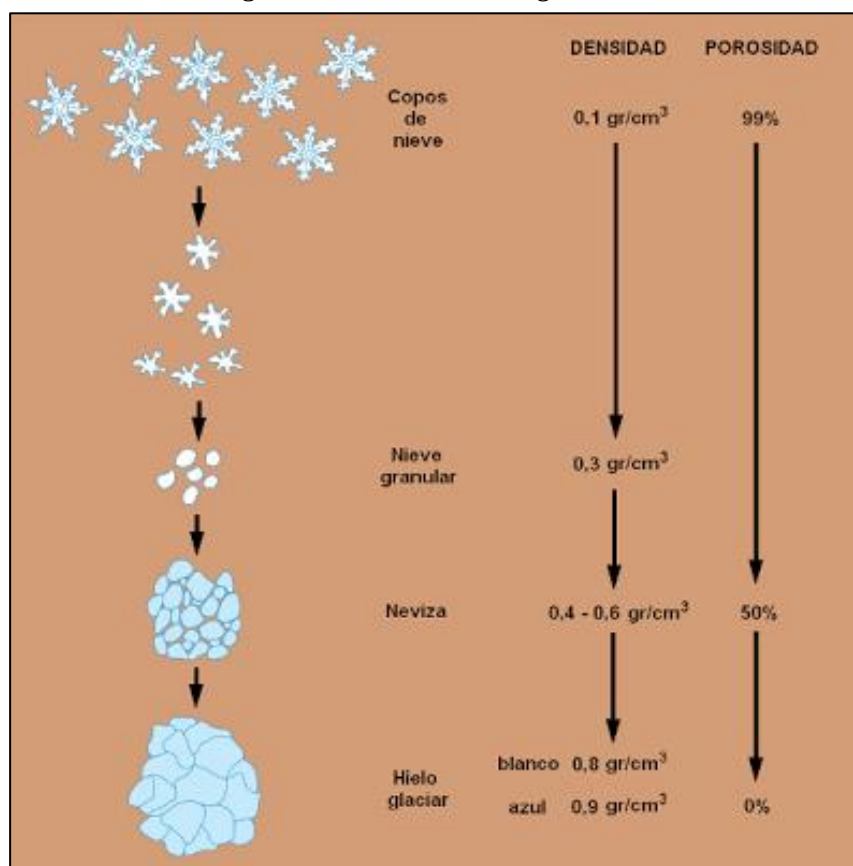
4.1. FORMACION

Los glaciares se forman por la caída de nieve una y otra vez, con el peso propio de esta sobre las capas anteriores se liberan de las burbujas de aire insertadas en la nieve, contribuyendo a la compactación. Este proceso se llama diagénesis y es una modificación física de las propiedades de la nieve, que es de textura blanca y esponjosa, para convertirla en una estructura cada vez más dura por el aumento de la densidad de los granos, favoreciendo su transformación en neviza. (Hooke, 1998).

La neviza es la nieve que ha sobrevivido al menos una temporada de la ablación (proceso donde existe pérdida de masa a causa de fusión) pero no se ha transformado en hielo glaciar, estructuralmente es la etapa intermedia entre la nieve y el hielo, en la que el espacio de los poros esta al menos parcialmente interconectada, permitiendo la circulación de aire y agua (Cogley et.al., 2011); está constituida por los granos agrupados con densidad cercana a 600 kg/m³, es de textura granular pues aun contiene burbujas de aire, es un poco más traslucido que la nieve. Luego de que la nieve se transforma en neviza por medio del proceso de diagénesis, la neviza se convierte en hielo mediante el mismo proceso.

El hielo se define como las moléculas de agua en estado sólido con densidades superiores a los 800 kg/m^3 , la cual puede variar por las impurezas existentes. La densidad del hielo puro es de 910 kg/m^3 , lo que implica el bloque de hielo sin impurezas y de color azul cristalino. La porosidad fluctúa de un 99% en la nieve fresca a un 3% en el hielo de densidad cercana a los 800 kg/m^3 , esta reducción progresiva indica los cambios en la circulación de aire y agua, entre las partículas de hielo. (Lliboutry, 1956).

Fig 2. Formación del hielo glaciar



Fuente: Obtenido de <http://delectaciones.blogspot.pe/2008/03/el-azul-del-hielo-glaciar.html>

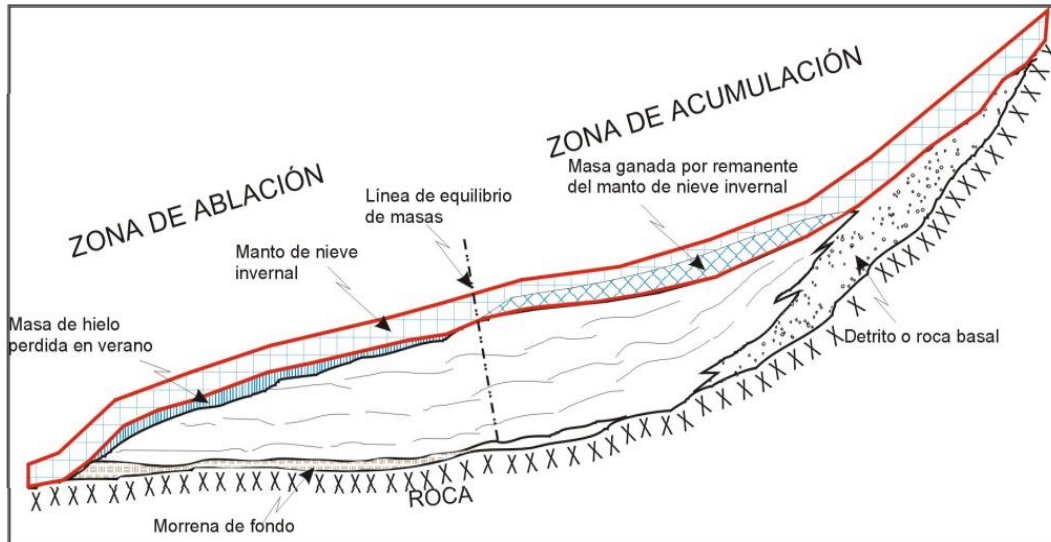
4.2. DINAMICA DEL GLACIAR

Los glaciares poseen una Zona de Alimentación y una Zona de Ablación, separadas por una imaginaria Línea de Equilibrio de masas. En la Zona de Alimentación el glaciar gana masa en un balance anual, mayoritariamente la nieve proveniente de la precipitación nival y de avalanchas que logra subsistir al término de la temporada de verano, más el detrito que estas últimas suelen incorporar. En la Zona de Ablación el glaciar pierde masa, por los diversos fenómenos de ablación (fusión, sublimación, erosión eólica, etc.). El frente del glaciar es estable cuando el balance anual de masas es igual a cero, vale decir cuando gana tanta masa de nieve en la Zona de Acumulación, como la masa perdida de hielo en la Zona de Ablación; en caso contrario el frente avanza (balance positivo, ganancia neta anual de masa) o retrocede (balance negativo, pérdida neta anual de masa) y se modifica el perfil de la superficie del glaciar. (GEOESTUDIOS LTDA., 2008)

Conocidas estas zonas se tiene que un glaciar es un sistema dinámico que, debido a que tiene cierto grado de plasticidad por las características de su material (nieve, hielo, agua) se deforma

por su propio peso como un flujo de hielo, transfiriendo un exceso de masa desde la parte superior, donde se forma esta masa hacia la parte inferior donde poco a poco desaparece por ablación o procesos de fusión. (Francou , B. & Pouyaud, B. 2008)

Fig 3. Sección vertical esquemática por el eje longitudinal de un glaciar, mostrando la disposición de las zonas de acumulación y de ablación



Fuente: Manual de Glaciología de Chile (2008).

4.3. BALANCE DE MASA EN UN GLACIAR

El balance de masa de un glaciar es la evaluación de la masa de nieve y hielo ganada en un ciclo anual en la Zona de Acumulación de un glaciar, y su comparación con la masa perdida, también en un ciclo anual, en la Zona de Ablación de un glaciar. En otras palabras, el Balance de Masa (BM) de un glaciar es:

$$BM = \text{Masa ganada Zona Acumulación} - \text{Masa perdida Zona de Ablación} \quad (\text{Ec. 1})$$

Un glaciar está en equilibrio cuando BM es igual a 0 a mediano o largo plazo, aceptando que las condiciones anuales suelen ser diferentes de 0, ya sea positivas o negativas, reflejando las particularidades climáticas del año en consideración. Si un glaciar se encuentra en equilibrio, ello significa que, en el mediano o largo plazo, su frente no avanza ni retrocede, y que la superficie del glaciar mantiene la cota y también la forma.

El balance de masa de un glaciar debe considerar no solo la masa ganada o perdida, en un ciclo anual en la superficie de cada zona de un glaciar, sino también la pérdida o ganancia de masa en la base de un glaciar. Para que tenga sentido, y no refleje solamente las posibles especiales condiciones climáticas de un año en particular, el balance de masas de un glaciar debe medirse durante varios años, en lo posible de manera permanente.

El balance de masa de un glaciar comprende tres balances, o evaluaciones diferentes:

4.3.1. Balance de hielo

El balance de hielo de un glaciar puede evaluarse de diferentes maneras, siendo el método glaciológico el más correcto puesto que es el único que se basa en mediciones en terreno. El balance de hielo de un glaciar es el resultado, al fin de un ciclo anual, de sumar todas las pérdidas de masa, y todas las ganancias. Este método consiste en medir la pérdida o ganancia

de masa en puntos (estacas) en la superficie del glaciar, seleccionados de manera tal en su ubicación que representen las condiciones en todo el glaciar. Se mide la pérdida o ganancia de cota en el punto, se determina la densidad del material (nieve o hielo) en la superficie del glaciar, y así se logra la diferencia de masa (positiva o negativa) en el punto específico con respecto a una medición anterior. Aplicando las mediciones de cada punto a su área representativa, se obtiene el balance de hielo para todo el glaciar. Según las recomendaciones de UNESCO (2003) se requieren al menos 10 a 15 puntos en cada glaciar. Las pérdidas en la base de un glaciar deben evaluarse por métodos indirectos. Este método glaciológico produce balances anuales de adecuada precisión.

Otro método de estimar el balance de hielo de un glaciar es el geodésico, comparando superficies (área y cota) de un glaciar en planos topográficos de años sucesivos, para así evaluar cambios de volumen del glaciar. Este método se emplea normalmente como un control del método glaciológico, porque permite inferir la tendencia general del balance de masas en un glaciar, pero no es suficientemente preciso para evaluar el balance anual. Es más bien raro que exista un año con balance de masa cero; lo común en un glaciar estacionario es que existan años de balance positivos y otros negativos, pero que en plazos mayores que el anual la suma de los balances anuales sea igual cero. En un glaciar en equilibrio no solo el frente del glaciar permanece estacionario, sino también la forma de la superficie del glaciar, aunque este esté en movimiento.

4.3.2. Balance calórico

El balance calórico de un glaciar consiste en determinar el calor aportado a la superficie del glaciar por los diferentes agentes meteorológicos, y transformar este calor en pérdida o ganancia de masa para la superficie del glaciar, considerando el calor específico del hielo en fusión (80 cal/g), en condensación (400 cal/g) o en sublimación (480 cal/g). La utilización de este método se dificulta pues su correcta aplicación requiere contar con completos sensores climáticos en varios puntos en la superficie de un glaciar.

4.3.3. Balance hídrico

La ejecución de un balance hídrico considera que un glaciar actúa como un reservorio, con ganancias y pérdidas según las temporadas. Así, el balance de masas (BM) de un glaciar puede evaluarse como el residual de los otros términos del balance hídrico de una cuenca con glaciares:

$$BM = P - Q - E \pm S \pm G \quad (Ec. 2)$$

Donde P es la precipitación, Q el escurrimiento superficial y subterráneo, E la evaporación, S la variación de los elementos de almacenamiento, como ser de las aguas subterráneas o la intercepción, y G el aporte neto (positivo o negativo) del glaciar. Si un glaciar pierde masa y la entrega a la cuenca, G será negativo, en caso contrario será positivo, y si el glaciar está en equilibrio $G = 0$. Este método requiere de una excepcionalmente buena instrumentación para medir todas las variables, lo cual suele ser de alto costo y mucho esfuerzo en regiones de alta montaña, en particular porque extrapolar datos de una sola estación a las condiciones en toda la cuenca lleva implícito importantes incertidumbres.

La recomendación de UNESCO en cuanto al balance de masas de glaciares es la de: (i) evaluar el balance de hielo con el método glaciológico, (ii) contrastar sus resultados con el balance calórico en a lo menos un punto en un glaciar, y (ii) realizar un balance hídrico. (GEOESTUDIOS LTDA., 2008).

4.4. MOVIMIENTO DEL GLACIAR

Los glaciares se desplazan unos cuantos centímetros o, a lo sumo, unos cuantos metros por día. La velocidad de avance del frente depende además de la velocidad de acumulación de la nieve y del hielo a pie del mismo o de la velocidad de retraimiento glaciar debido a la fusión.

Cuando un glaciar se pone en movimiento, sus diferentes partes se desplazan a diferentes velocidades, por lo que se pueden distinguir dos zonas de movimientos verticales:

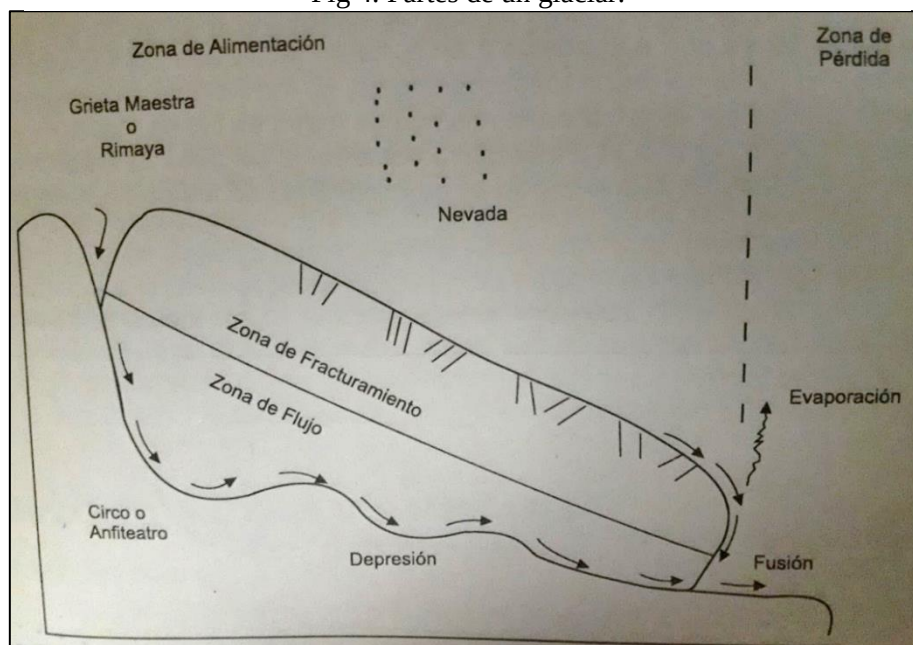
4.4.1. Zona de fractura

Entre los 30 y 60 metros de grosor, el glaciar se comporta como una sustancia frágil y quebradiza, que se rompe abruptamente formando numerosas, profundas y peligrosas grietas; estas hendiduras abismales hacen difícil viajar a través de los glaciares y pueden profundizar hasta 50 m por debajo de esta profundidad, el flujo plástico las sella. Destacando la grieta que separa el glaciar de la roca llamada grieta maestra o Rimaya.

4.4.2. Zona de flujo

Corresponde a la parte inferior del glaciar, que por causa de la presión del hielo suprayacente, se comporta como una sustancia plástica con movimiento hacia adelante a diferentes velocidades, más aprisa en algunas partes, más lentamente en otras.

Fig 4. Partes de un glaciar.



Fuente: Rivera, 2011

El movimiento de los glaciares se le denomina flujo, la forma mediante el cual el hielo fluye es compleja y es básicamente de dos tipos:

4.4.3. Flujo plástico

Implica el movimiento dentro del glaciar, al comportarse el hielo debajo de la zona de fractura como un material plástico y empieza a fluir debido a la estructura molecular del hielo, en forma de capas que se deslizan unas de otras cuando la presión sobrepasa la fuerza de los enlaces de dichas capas.

4.4.4. Deslizamiento basal

En este proceso, el agua de fusión actúa probablemente como un lubricante que ayuda al desplazamiento del hielo sobre la roca y el origen de esta agua líquida está relacionada en parte con el hecho de que el punto de fusión del hielo disminuye a medida que aumenta la presión, aun cuando la temperatura sea inferior a 0 °C. (Rivera, 2011)

4.5. EROSIÓN GLACIAR

Los glaciares tienen maneras especiales de erosionar los materiales terrestres:

a) Arranque glacial: Se produce cuando un glaciar fluye sobre extensas áreas de rocas fracturadas, puede desprender y levantar grandes bloques de rocas y transportarlas. La fuerza del flujo de hielo puede ser lo suficientemente grande como para levantar grandes bloques, y la acción puede ser ayudada por las grandes presiones que operan en el fondo del glaciar, que trae como consecuencia la fusión del hielo. Esta agua de fusión discurre hacia una zona de menor presión, quizás dentro de la fractura de la roca misma, donde se congela formando una fuerte cuña entre el glaciar y la roca; que con el tiempo produce el desprendimiento rocoso.

b) Abrasión glacial: A medida que un glaciar avanza, arrastra sobre el fondo los materiales desprendidos como cantos rodados, guijarros, arenas y limo, produce fricción contra la superficie rocosa al actuar estos materiales como abrasivos que a su vez sufren también el efecto de la abrasión, teniendo como resultado a **la harina de roca** o roca pulverizada que está acompañada de un alto pulimento de la superficie rocosa por donde transita el glaciar lo que se conoce como lustre glaciar. También se producen **rayas o estriaciones** tanto en el fondo como en las rocas arrastradas por el hielo. Sin embargo, la abrasión más acentuada produce **surcos** sobre la superficie del fondo. (Rivera, 2011)

Cuando ya se ha producido la fusión o la retirada de los hielos, la presencia de estas configuraciones superficiales pulidas o aborregadas permiten reconocer el ámbito que llegó a estar sometido a la acción de los glaciares y la disposición de las estrías y acanaladuras hacen posible apreciar los caracteres y el sentido de su flujo. (Muñoz, 1995).

4.5.1. Modelado Glaciar

Los efectos de la erosión de los glaciares no se limitan al pulimento fino y a las estriaciones, sino que operan en mayor escala, produciendo un modelado de la superficie terrestre o rasgos geomorfológicos.

a) Valles glaciares

Son valles que tienen un perfil transversal en forma de “U” amplia, en tanto que los valles de los ríos tienen perfiles transversales angostos, en forma de “V”. La forma de “U”, es debido a la acción erosiva de los glaciares produciendo el ensanchamiento y profundización del valle fluvial. El curso de un valle glaciado puede estar marcado por una serie de cuenca de roca, formado probablemente por arranque glacial y que posteriormente fueron rellenadas por agua produciendo una cadena de lagunas conocidas como rosario de lagunas.

b) Valles colgados o truncados

Son valles en forma de “U” cuya boca ha quedado a cierta altura por encima del valle principal, a través del cual pasó el glaciar. Como resultado, las corrientes de los valles colgados caen verticalmente al valle principal en una serie de cascadas y declives.

c) Circos

Son grandes depresiones o cuencas semicirculares desde donde fluye un glaciar de montaña. Esta cuenca está formada por el ensanchamiento del valle montañoso por efectos erosivos, se encuentra rodeado de paredes elevadas y verticales que tienen un lado abierto por donde fluye el glaciar. El circo es el punto central de su alimentación y se le llama anfiteatro. Cuando ha desaparecido el glaciar y se ha fundido todo el hielo, se aprecian las siguientes formas:

d) Tarn o ibón, es un lago intermontano que se forma en las cabeceras del circo.

e) Horns, es un pico piramidal majestuoso de roca formado por la erosión de la cabecera de glaciares que rodean a una sola montaña alta. Cuando los glaciares desaparecen dejan una montaña de forma piramidal abrupta, limitada por las cabeceras de los circos.

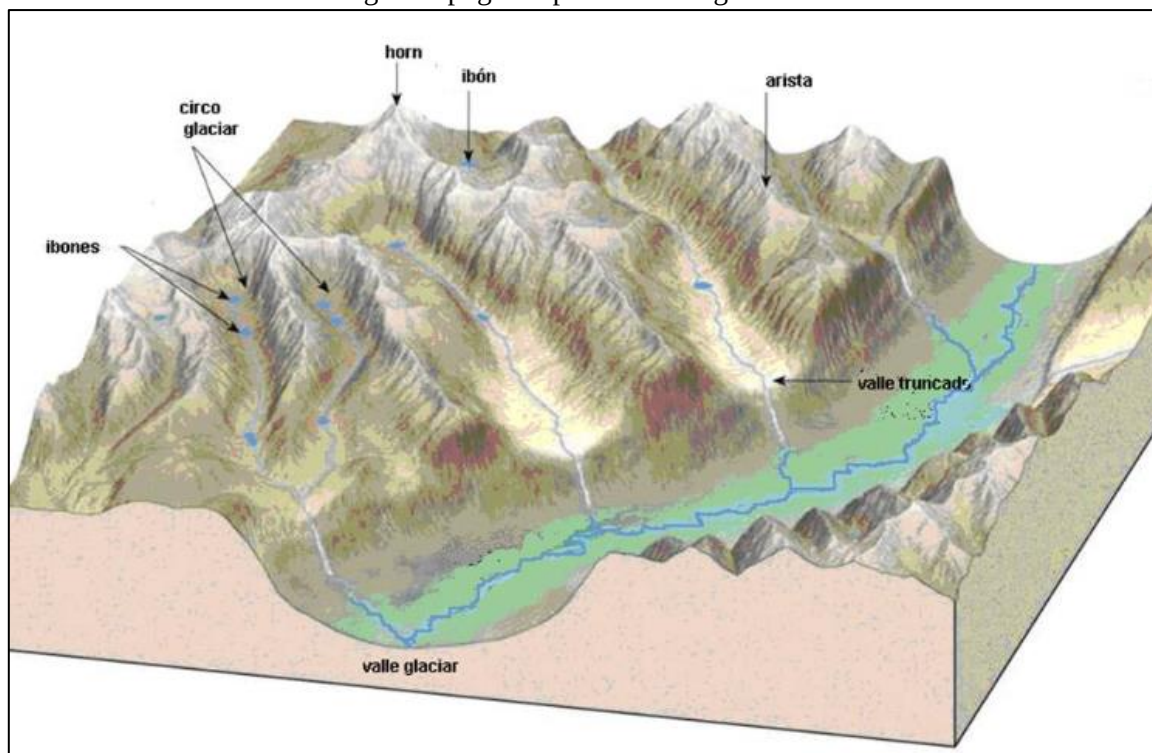
f) Arete o arista, es una loma larga angosta y dentada, de bordes afilados que se forman cuando varios circos avanzan desde lados opuestos. (Rivera, 2011).

Fig 5. Topografía durante periodo de glaciación máxima.



Fuente: Obtenido de http://enciclopedia.us.es/index.php/Relieve_glaciar

Fig 6. Topografía posterior a la glaciación



Fuente: Obtenido de <http://geologia-orvalle.blogspot.com/p/imagenes-de-modelad.html>

La depositación de los materiales rocosos que transportan los glaciares se produce cuando el hielo se funde (depósitos glaciares) y los materiales mas finos son depositados por el agua de deshielo descargadas por los glaciares cuando discurren en áreas de poca pendiente (depósitos glaciofluviales).

Los derrubios glaciares pueden ser depositados directamente por el glaciar, que se conocen como till cuando estan inconsolidados y tillitas cuando estan endurecidas, la mayor parte de estos depósitos son no-estratificados. Por otro lado, tenemos a los sedimentos dejados por el agua de fusión del glaciar denominados estratificados.

Con respecto a los depósitos sin estratificar, estos se encuentran distribuidos en forma caotica lo que se evidencia en su composición debido a que no estan ordenados por su tamaño ni su forma, teniéndose una gran variedad podemos nombrar algunos como:

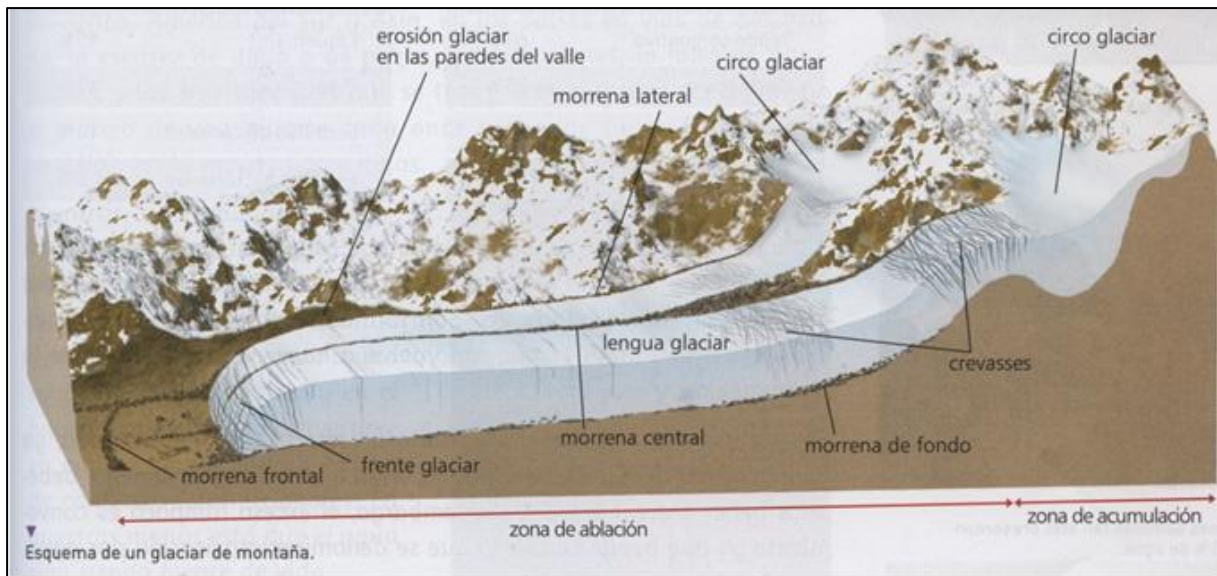
g) Morrenas

Es un termino general para describir muchas formas topográficas que se componen de tillitas y forman diversos nombres de acuerdo al lugar donde se encuentren con respecto al glaciar. Los tipos más conocidos son: frontales o terminales, de retroceso, de fondo, lateral y central.

h) Bloques erráticos

Son grandes bloques de rocas que han sido transportados desde su lugar de origen por un glaciar y que queda aislado sobre un lecho rocoso de composición diferente. Los llamados trenes de bloques son una serie de bloques erráticos que provienen de una misma fuente de origen, normalmente con una característica que permite reconocer su procedencia.

Fig 7. Tipos de morrenas.



Fuente: Obtenido de <http://paisajeandopanoramas.blogspot.com/2013/05/erosion-glaciar.html>

i) Drumlins

Son lomas alargadas compuestas principalmente de tillitas. La forma ideal del drumlins tiene un perfil asimétrico con una parte que apunta en dirección del avance glaciar y con una pendiente más larga y suave, que señala la dirección opuesta.

Por otro lado, los depósitos estratificados pueden ser:

j) Depósitos fluvio-glaciares

Son depósitos de arenas y gravas arrastrados desde el frente del glaciar por el agua de fusión proveniente del deslavado de los derrubios glaciares. Cuando se extienden por kilómetros cuadrados forman lo que se llama una planicie fluvio-glacial.

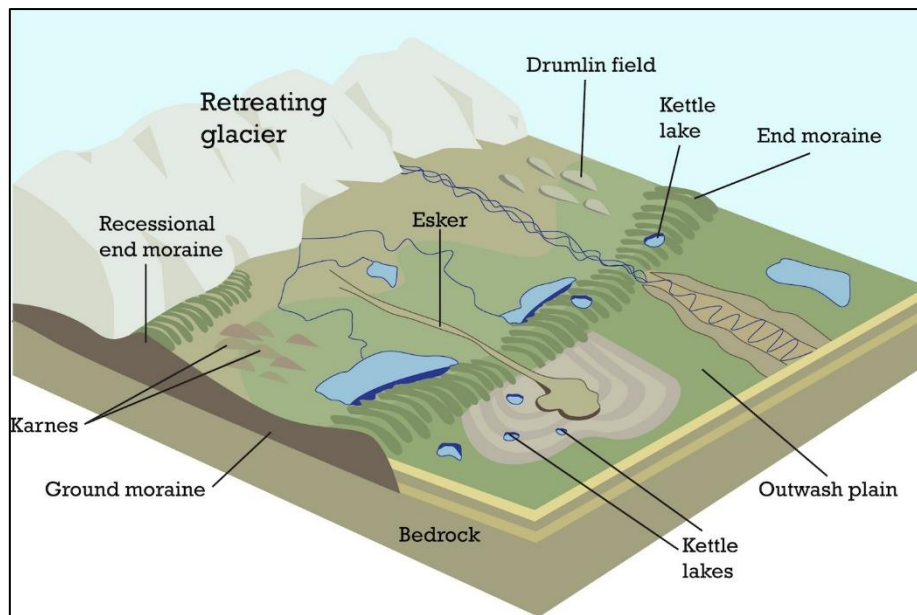
k) Eskers

Son elevaciones alargadas, sinuosas y ondulantes de arena y grava estratificada con laderas abruptas, que algunas veces se ramifican y a menudo son discontinuas. Se originan por la acumulación de material causada por una corriente de agua de fusión en la parte frontal de los glaciares.

l) Kames

Son depósitos estratificados, en forma de lomas bajas, de laderas relativamente abruptas y que se forman como onículos aislados o en conjuntos. A diferencia de los drumlins, los kames tienen formas caprichosas, indefinidas, y se formaron con el material colectado en las aberturas del hielo estancado. (Rivera, 2011).

Fig 8. Depósitos por acción de glaciares.



Fuente: Obtenido de <https://www.ccin.ca/ccw/glaciers/features>

4.6. CLASIFICACION DE GLACIARES

Existen varias formas de clasificar a los glaciares, una de ellas es la clasificación de acuerdo a su morfología primaria:

4.6.1. Glaciares de Piedemonte

Se caracterizan por un inmenso glaciar al pie de las montañas alimentado por dos o más glaciares tributarios de mayor tamaño que descienden de la parte alta de las montañas, van formando un gigantesco manto de hielo en forma de abanico por los movimientos radiales que caracterizan a este manto. (Greenpeace, 2004).

4.6.2. Glaciares de Valle

Son grandes mantos glaciares que cubren la parte superior de montañas y bajan limitados por los valles montañosos hasta alcanzar la llanura, pueden tener una extensión de varios km. Se caracterizan por tener una o más zonas de acumulación, ubicadas en subcuencas o circos, las cuales confluyen en un valle, el cual permite el flujo de hielo aguas abajo. No poseen lóbulo de derrame y su frente queda circunscrito al valle (Segovia, 2014).

4.6.3. Glaciares de Montaña

Definidos como glaciares localizados en las partes altas de la cordillera, con formas variables, y donde la evacuación desde las zonas de acumulación (más anchas que largas), se da por medio de una lengua glacial pequeña (en comparación con un glaciar de valle). Su zona de acumulación es bien definida.

4.6.4. Glaciares de Circo

Son aquellos que ocupan una depresión de carácter semicircular generada por erosión glacial (Circo), la cual es rodeada por flancos montañosos con mucha pendiente que culminan en cumbres o cordones tipo "aretes". Una vez que los glaciares de circo han retrocedido (o

desaparecen), estas depresiones son usualmente ocupadas por un lago, el cual es embalsado por un umbral rocoso o quiebre de pendiente por donde salía la lengua glaciar en forma de cascada de hielo.

4.6.5. Glaciaretos

Esta categoría corresponde a las más pequeñas masas de hielo, sin existir una definición exacta de sus dimensiones. Estos pueden encontrarse en laderas de montañas, depresiones, sectores en sombras, sectores receptores de avalanchas de nieve, etc. Estas masas de hielo pequeñas, pueden no evidenciar flujo y pueden deberse a nieve que perdura por al menos dos años consecutivos, pero que es prácticamente inactiva. En años muy secos estas masas tienden a desaparecer, cubrirse de materiales o reducirse significativamente.

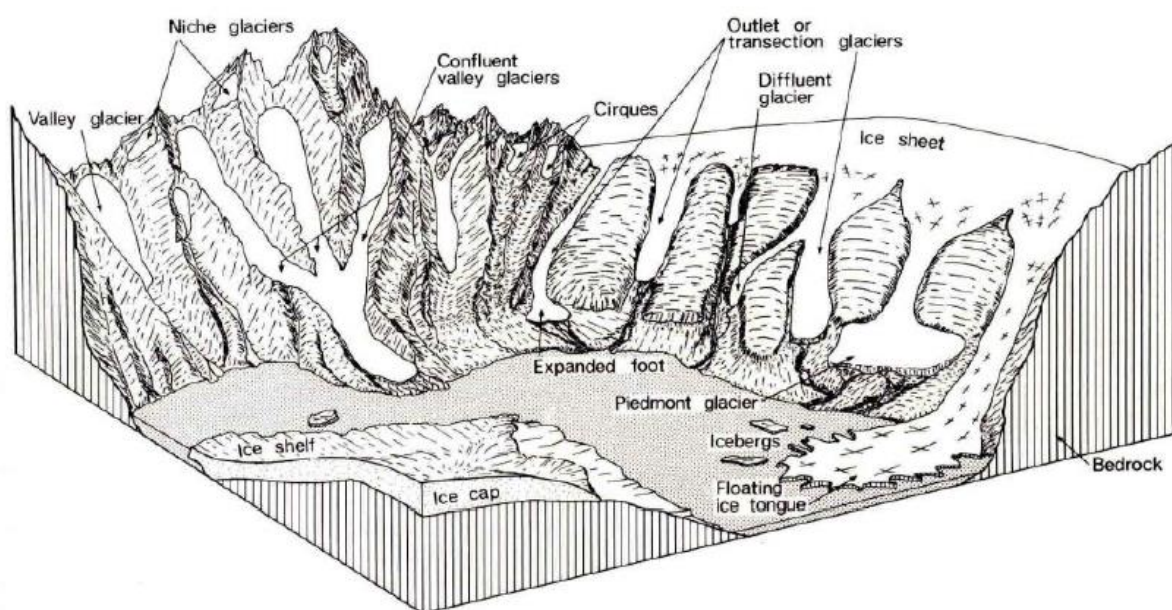
4.6.6. Glaciares en calota o en domo

Estos tienen importancia puesto que ocupan la cúspide de un centro montañoso. Estos glaciares tienen un abombamiento en la parte central tipo "domo", fruto de la acumulación y la topografía subyacente. La ablación se produce por los bordes, ya sea por el contorno en su conjunto o por medio de lenguas que penetran en valles. En este último caso se habla de glaciares compuestos. Estas lenguas divergentes por lo general obedecen a un flujo radial con eje en la cúspide de la topografía dominante.

4.6.7. Casquetes de hielo continental

Es una gran masa de hielo que cubre un continente, como Antártica o grandes extensiones como Groenlandia, las cuales no están totalmente controladas por la topografía de la corteza que subyace al hielo. En términos genéticos obedecen al fenómeno de autocatálisis, que implica la generación de condiciones climáticas, caracterizadas por la presencia semipermanente de un centro de altas presiones con bajísimas temperaturas, que permitió su formación y actual mantención. (GEOESTUDIOS LTDA., 2008).

Fig 9. Tipos de glaciares según su forma.



Fuente: Fernández, 2014

Según su temperatura pueden clasificarse como:

4.6.8. Glaciares Templados

Un glaciar templado posee en toda su masa la temperatura de fusión del hielo. La temperatura del punto de fusión varía con la presión, que depende en forma directa del espesor de hielo, su densidad y la aceleración de gravedad. La acumulación en este tipo de glaciares se da por una variada gama de procesos deposicionales, incluyendo nieve húmeda, seca, avalanchas laterales, granizo, y eventualmente recongelamiento. La ablación es principalmente por derretimiento, pero también por sublimación, calving y deflación.

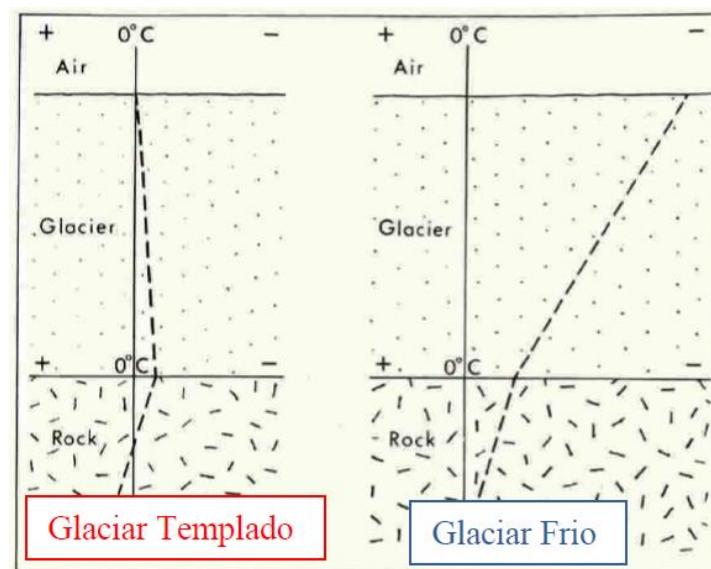
4.6.9. Glaciares Fríos

Aquellos que poseen una temperatura del hielo muy inferior a 0°C . La ablación es por lo general escasa, y generada por ocasionales eventos cálidos, que no alcanzan a afectar la temperatura de toda la masa de hielo, sino que sólo la superficie. Una parte importante de pérdida de masa se genera por sublimación y deflación.

4.6.10. Glaciares Politermales

Se caracterizan por tener temperaturas más bajas en profundidad que en su superficie. Es decir, son fríos en la parte superior, y templados en su parte inferior, pues la masa de hielo se halla a temperaturas inferiores a los 0°C , propio de los glaciares fríos, pero en la base de la lengua terminal pueden alcanzar temperaturas cercanas a 0°C , lo que origina una pequeña fusión estival. Esto se debe a que el calor estival sólo permite el derretimiento parcial del hielo, dado que la temperatura no logra subir hasta el punto de fusión, desarticulando las consecuencias de la onda fría que afecta a los glaciares en los meses de invierno (Herr, 2014).

Fig 10. Variación de la temperatura a profundidad según los tipos de glaciares.



Fuente: Fernández, 2014

Según su posición en el planeta tenemos lo siguiente:

4.6.11. Glaciares Polares

Se ubican en las regiones extremadamente frías que impera en ambos polos del planeta y que es responsable de la presencia del manto de hielo continental.

4.6.12. Glaciares subtropicales

Se ubican en las latitudes medias, la condición climática es semi-humedo y de fuerte radiación solar.

4.6.13. Glaciares Tropicales

Se ubican dentro de la región ecuatorial, en esta zona se encuentra el 50 % de la superficie terrestre, habita el 70 % de la población mundial; se generan factores climáticos como los monzones, los huracanes y el fenómeno El Niño, por lo que se trata del motor climático del mundo. (Santillana y García, 2015).

Cuadro 2. Estimación de las áreas y volúmenes de las masas de hielo en el planeta.

Componentes de la criosfera	Área en km ²	Volumen en km ³
Cobertura de nieve	4 – 46 millones	500 – 5000
Hielo de mar	15 – 22 millones	19000 – 25000
Permafrost	25 millones	0.4 millones
Ántartida	12.4 millones	27 millones
Groenlandia	1.8 millones	2.7 millones
Glaciares de Montaña	0.43 millones	0.08 millones
Glaciares Tropicales	1900	Menos de 100

Fuente: Francou et al., 2014

La sensibilidad de los glaciares tropicales al clima es más fuerte cuando estos son “templados”, es decir, que la totalidad de su masa de hielo está a temperatura de fusión: un aporte mínimo de energía es entonces suficiente para causar el cambio de fase, o sea para convertir el hielo o la nieve en agua, la cual fluye hacia el torrente emisario. La mayoría de los glaciares andinos entran en esta categoría, a excepción de las partes que superan los 5800 msnm, que generalmente son glaciares “fríos”. (Ramos, 2018).

Según otras tipologías de clasificación tenemos el siguiente cuadro:

Cuadro 3. Otras tipologías comunes para la clasificación de glaciares

Parámetro de Clasificación	Tipo	Descripción
Dinámica	Activos	Glaciares con movimiento rápido y evacuación de detritos
	Pasivos	Glaciares que fluyen lentamente, lo cual dificulta la evacuación de rocas y la conformación de morrenas. Asociados a masas de hielo en retroceso.
	Estáticos	Glaciares que no tienen alimentación y presentan lenta fusión del hielo. Pueden considerarse como “relictos sin movimiento”.
Contenido de impurezas	Limpio	Glaciares “blancos” con cobertura superficial característica de nieve y hielo
	Cubiertos	Glaciares cubiertos parcial o total por restos adyacentes (detritos y/o fragmentos de rocas) erosionados en su área terminal
	De roca	Denominados también glaciares rocosos, presentan una acumulación lenta de restos rocosos (angulares), generalmente con un patrón de cresta/surco distintivo y pendientes empinadas y laterales, cuya longitud es generalmente mayor que su ancho (en forma de lengua) existente en un valle de montaña.

Fuente: Adaptado de Manual Metodológico de Inventario Nacional de Glaciares (2017)

En el caso de los glaciares peruanos, las formas especiales que tienen se deben a la posición geográfica y, naturalmente, al clima imperante en la zona. A causa de la posición geográfica los glaciares son de tipo Ecuatorial, el clima imperante en esta región, hace que exista una fuerte ablación sobre los ventisqueros, que no permiten la formación de corrientes de hielo hacia niveles bajos. En este contexto, podemos encontrar algunas clasificaciones frecuentemente usadas en el territorio peruano para la identificación de los glaciares, siendo estas las siguientes:

4.6.14. Glaciares Colgados

Bloques de hielo y nieve acumulados durante años, ubicados por lo general en la parte superior de los glaciares (adheridas a las paredes rocosas), conocidas también como “Seracs”, con alta probabilidad de desprendimiento o desplome, a causa de la dinámica natural del glaciar, cambios atmosféricos como el incremento de la temperatura ambiental en el glaciar y otros factores.

4.6.15. Glaciares Muertos

Estos glaciares están cubiertos por una importante “morrena de ablación”, sin tener casi alimentación en su parte superior; razón por la que se inmovilizan y comienzan a mermarse lentamente por toda su superficie; quedando al final una capa más o menos uniforme de detritos, y no formando en ningún caso un arco morrénico. Los depósitos de estos glaciares están ligeramente diferenciados en dos capas. La capa inferior que corresponde a la “morrena de

fondo” está constituida por piedras angulosas; y la superficial, constituida de cantos rodados, corresponde a la “morrena de ablación”. Algunas veces quedan -en el seno de estos-, depósitos de masas de hielo abandonadas denominadas “hielo muerto” o “hielo fósil”, no vistos en otras latitudes.

4.6.16. Glaciares Reconstituidos

Son aquellos que no tienen una fuente directa de alimentación, estando formados por la acumulación de bloques de hielo desprendidos de los glaciares colgados. Estos bloques, al unirse nuevamente en las partes bajas del talud (se sueldan entre sí), forman una nueva corriente glaciaria, supeditada a la continua caída de aludes de hielo. Ejemplo de este tipo lo encontramos en las partes inferiores del nevado Copa (Cordillera Blanca), donde durante el día ocurren grandes desprendimientos de hielo que producen un sordo ruido en la estrecha quebrada. (INAIGEM, 2017).

4.7. IMPORTANCIA DE LOS GLACIARES

4.7.1. FUENTES Y RESERVAS DE AGUA DULCE, Y REGULADORES DE CAUDALES

Los caudales que emergen de los glaciares, debido a la fusión del hielo que contienen, son una fuente importante de agua dulce. Además, como los glaciares están compuestos principalmente de grandes masas de hielo, son una importante reserva temporal de agua dulce, en el planeta, sobre todo en las regiones áridas o semi-áridas. Adicionalmente, los glaciares ayudan a la regulación de caudales, reduciendo las crecidas de deshielo y manteniendo aportes significativos de recursos hídricos durante la época estival más seca, o durante años secos. Por lo anterior, todos los glaciares son un preciado bien público. Sin embargo, en la mayoría de los países, no son así reconocidos en el ordenamiento legal.

4.7.2. VALOR PAISAJISTICO

El turismo en glaciares constituye, hoy en día, un segmento esencial del turismo aventura. Se ofrecen productos tales como: visitas a frentes glaciares, caminatas breves sobre glaciares y recorridos por el día o, aún, travesías de varios días, práctica del ski en verano, cursos de instrucción en glaciares y de navegación en lagos y aguas pro-glaciales, y escaladas en hielo. A lo anterior se agrega una importante y pujante industria hotelera, actividades deportivas y de recreación, y numerosas fuentes de trabajo indirecto relacionadas con el turismo.

4.7.3. BIODIVERSIDAD Y HUMEDALES

En general siempre se ha tenido la creencia de que la actividad biológica en glaciares es mínima, incluso inexistente, excepto comunidades bióticas temporales y material orgánico transportado por viento, dadas las extremas condiciones ambientales en los glaciares. Sin embargo, exploraciones muy recientes que investigan la biodiversidad en glaciares, han revelado especializadas comunidades bióticas que realizan todo su ciclo de vida en ellos. En todo caso, los humedales que se forman y existen a partir de las aguas que emergen de los glaciares, constituyen un ambiente de alta montaña que sustenta una importante biota en sus entornos.

4.7.4. INDICADORES DE CAMBIOS CLIMATICOS

Los glaciares responden a los cambios climáticos con velocidades que pueden ser rápidas en algunos aspectos, como el balance de masa del glaciar, y lentas en otros (como las velocidades

de desplazamiento o variaciones del frente). En general, las variaciones de los glaciares son muy buenos indicadores de cambios climáticos, aunque en esto debe atenderse al tamaño de los glaciares, puesto que glaciares pequeños responden rápidamente a los cambios (en pocos años), mientras que los glaciares mayores lo hacen a largo plazo (incluso de varios siglos) de manera que lo que en ellos ocurre actualmente representa variaciones del clima que pueden haber ocurrido muchos años atrás. (GEOESTUDIOS LTDA., 2008).

5. REGIÓN TROPICAL

La región tropical es la zona del planeta ubicada entre el Trópico de Cáncer (23°5' Latitud Norte) y el Trópico de Capricornio (23°5' Latitud Sur), los paralelos de latitud donde la declinación del sol, presentan un alto grado de incidencia y en algunos casos muy próximos a 90°. En América esta región está atravesada por la cordillera de los andes, que se eleva desde el nivel del mar hasta los picos más elevados. Una de las cumbres más altas es Huascarán en Perú (6770 m). (Wadsworth, 2000).

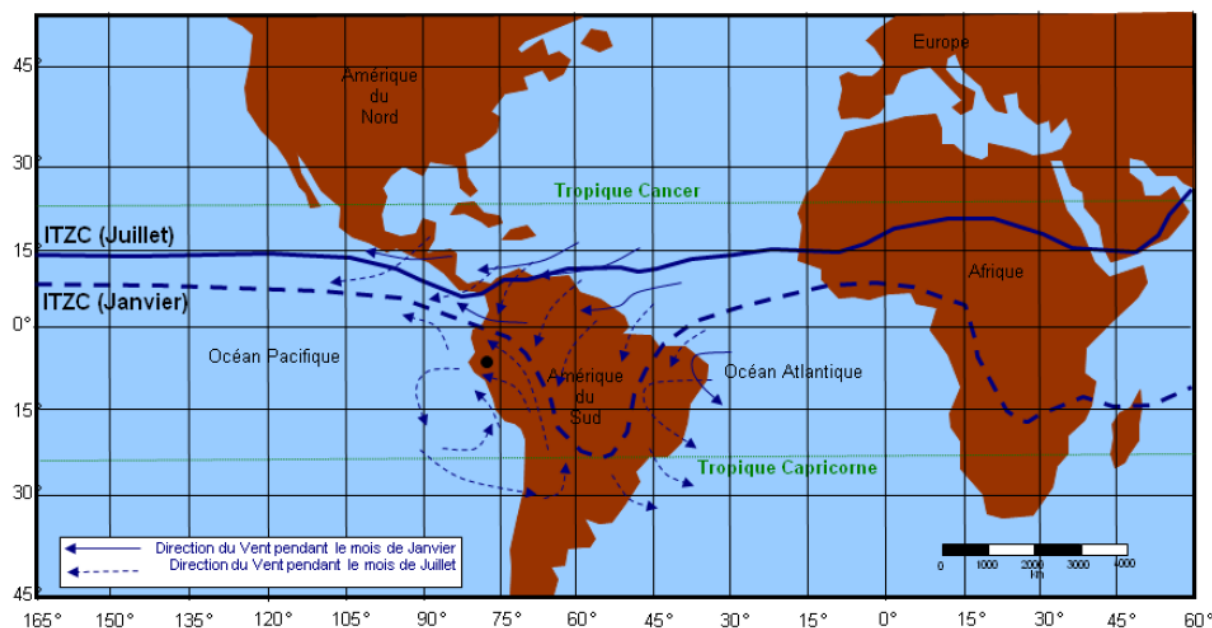
5.1. Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT)

Está definida como una estrecha banda zonal de vigorosa convección, que se manifiesta por el desarrollo de nubes cúmulus, ampliamente confirmado mediante el uso de las imágenes de satélite, y que señala la convergencia entre el aire de los hemisferios norte y sur. En la ZCIT los vientos Alisios del Noreste que se originan como un flujo alrededor de las altas presiones del Atlántico Norte se reúnen con los vientos alisios del Sureste generados como un flujo alrededor de las altas del Pacífico Sur y Atlántico Sur (León et al., 2000).

Las observaciones indican que, dentro de la ZCIT, la precipitación excede de manera importante la humedad suministrada por la evaporación desde el océano, situado por debajo de ella. Así, gran parte del vapor necesario para mantener la convección en la ZCIT es suministrado por el flujo convergente de los vientos tropicales del Este (Alisios) en la baja tropósfera: de esta forma, el flujo a gran escala proporciona el calor latente necesario para la convección, y el calentamiento convectivo produce a su vez el campo de presión a gran escala que mantiene el flujo de bajo nivel. Sobre los océanos la ITZC rara vez aparece como una larga banda continua de nubosidad convectiva compacta y casi nunca se encuentra centrada en el ecuador. Más bien consiste en un número de distintos conglomerados de nubes con escalas del orden de los cientos de kilómetros, que están separadas por regiones de cielos relativamente despejados. (CIOH, 2010).

En el verano del hemisferio Sur alcanza su posición más austral, ubicándose entre los 2°N a 5°N sobre el Pacífico y 10°S en el continente. Durante el invierno su posición es más septentrional, alcanzando hasta los 15°N sobre el Pacífico y hasta los 10°N sobre el Atlántico. Dependiendo de su posición, es determinante de las estaciones lluviosas o secas en el territorio nacional (CAF, 2000).

Fig 11. Posición de la zona de convergencia intertropical



Fuente: Suarez, 2012

5.2.Clima en los Andes Tropicales

En los andes del sur del Perú, la disposición de las cadenas montañosas condiciona la distribución climática, siendo muy árido en la vertiente occidental por el efecto barrera de los Andes, que impide la circulación de masas de aire húmedo provenientes del Este. Las precipitaciones en la vertiente occidental son muy escasas, con valores anuales entre mm (en la costa) a poco más de 600 mm en las regiones montañosas.

El gradiente térmico altitudinal es ligeramente superior al normal desde el Pacífico hacia los Andes, debido a la escasa distancia que separa la costa de las cumbres de la Cordillera, separándose rápidamente de condiciones climáticas costeras a condiciones de alta montaña con desniveles de más de 6000 msnm, en poco más de 100 kilómetros (Úbeda, 2011). La variación de los valores de la precipitación se debe a la influencia de la Zona de Convergencia Intertropical, mediante el desplazamiento de masas de aire húmedas provenientes del este amazónico, por lo que en los meses de verano (enero a marzo) se producen entre 70 a 80 por ciento de la precipitación anual, por el contrario, en los meses comprendidos entre junio hasta agosto se presentan el dominio de masas de aire secos provenientes del suroeste, lo que genera una nula o escasa precipitación. Los valores de la temperatura presentan sus valores más elevados entre los meses de setiembre hasta marzo, esto se ve favorecido por la influencia de las masas de aire húmedo y cálido, además del mayor ángulo de incidencia de la radiación solar, mientras que los valores más bajos se dan entre los meses de junio hasta agosto, esto ocurre por la escasa humedad y la pérdida del calor por irradiación además de la influencia de los vientos fríos y secos provenientes de otras latitudes (Herreros et al., 2009).

Sagredo y Lowell (2012) clasificaron los Andes en siete grupos climáticos, con base en el análisis estadístico de tres variables climáticas (temperatura, lluvia y humedad) y en un número seleccionado de glaciares con geometría simple. Tres de los siete grupos definidos en esta clasificación pertenecen a los Andes Tropicales:

a) Trópicos interiores

Se extienden desde Venezuela hasta Ecuador. En este último país, los glaciares de los trópicos interiores se encuentran en la Cordillera Occidental ($0^{\circ}22' \text{ N} - 1^{\circ}29' \text{ S}$; $78^{\circ}20' \text{ O} - 78^{\circ}48' \text{ O}$) como en la Cordillera Oriental ($0^{\circ}1' \text{ N} - 2^{\circ}20' \text{ S}$; $77^{\circ}54' \text{ O} - 78^{\circ}33' \text{ O}$). (Veettil et al., 2016).

En los trópicos interiores, la temperatura y la elevación de la isoterma 0°C varían poco a lo largo del año, la acumulación y ablación se producen durante todo el año. Aunque la lluvia se produce también durante todo el año, existen dos máximos de precipitación durante marzo-abril y octubre, y un mínimo entre junio y agosto. La línea de nieve en esta región oscila entre 4500 y 5000 msnm (Francou et al., 2004).

b) Trópicos exteriores húmedos del norte

En esta región de los Andes se ubica la Cordillera Blanca, con una extensión de 180 km de largo y 30 km de ancho ($8^{\circ}30' \text{ S} - 10^{\circ}10' \text{ S}$; $77^{\circ}00' \text{ O} - 78^{\circ}00' \text{ O}$). Ubicada en la región Ancash, a 400 kilómetros al norte de la capital Lima. Cuenta con 27 picos que alcanzan alturas superiores a los 6000 msnm y más de 200 picos que superan los 5000 msnm, Destaca los nevados el Tuco, Pastoruri, Queullaraju, Jenhuararca, Challwa, Condorjitanca y Santun (Veettil et al., 2016).

La Cordillera Blanca se caracteriza por una estacionalidad poco acentuada de la temperatura anual (pero con grandes variaciones diarias) y el clima alterna entre una estación seca (Mayo a Septiembre) y una estación lluviosa (Octubre a Abril). La mayor parte de la precipitación anual (70 a 80 por ciento) ocurre durante la temporada de lluvias (Kaser y Georges, 1997).

c) Trópicos exteriores húmedos del sur

Los glaciares de la cordillera oriental del Perú y los glaciares bolivianos se encuentran en esta región, y se caracterizan por la baja variabilidad de la temperatura, alta afluencia de radiación solar durante todo el año, alta variabilidad de la humedad y la precipitación estacional (Rabatel et al., 2012). El Nevado Cololo ($14^{\circ}50' \text{ S}$; $69^{\circ}06' \text{ O}$; 5859 m.s.n.m.) de la Cordillera de Apolobamba se encuentra en esta región. Desde una perspectiva glaciológica, existen tres tipos de cambios de ablación (Rabatel et al., 2012): (1) los de tasa de fusión más alta debido a la radiación solar (Octubre - Diciembre), (2) los de tasa de ablación mayor debido a la fusión (Enero - Abril) y (3) los de tasa de ablación limitada debido a la pérdida de energía por radiación de onda larga (Mayo - Agosto). Teniendo en cuenta que si la nieve se produce entre Mayo y Agosto pueden permanecer durante la estación seca (Rabatel et al., 2012).

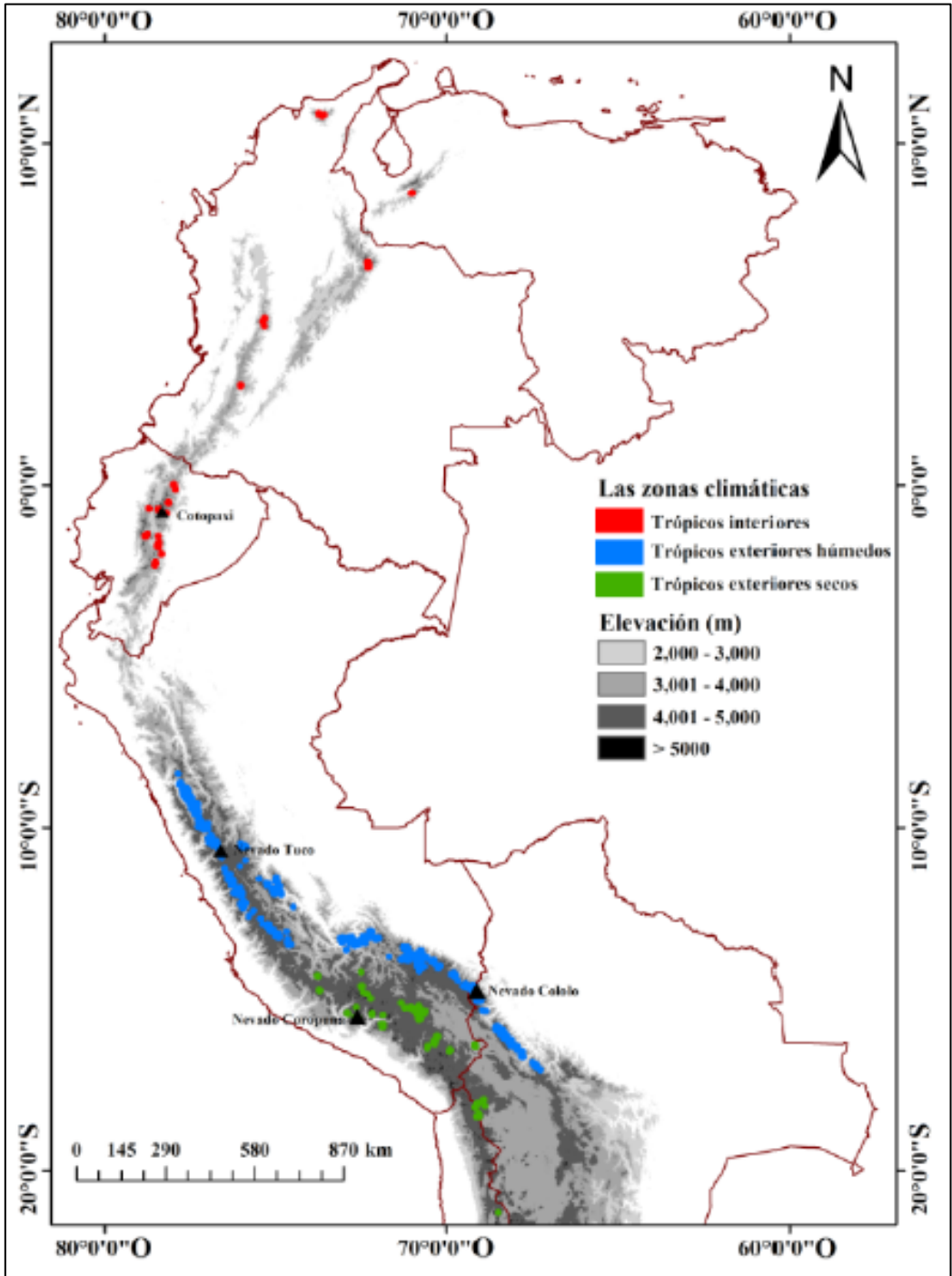
En los trópicos exteriores húmedos, la cota de nieve se sitúa a una altitud aproximada de 5000 msnm. Asimismo, la precipitación en los trópicos exteriores húmedos del norte se relaciona principalmente con el cambio de la zona de convección hacia el sur (Garreaud, 2009), mientras que la precipitación en los trópicos exteriores húmedos del sur es más compleja y depende del desplazamiento de la zona de convergencia intertropical (ITZC) hacia el sur (Sagredo y Lowell, 2012).

d) Trópicos exteriores secos

La Zona Volcánica Central de la Cordillera Ampato, al sur de Perú, forma parte de esta región de los Andes Tropicales. Esta cordillera se compone de 93 glaciares, con un espesor medio de 40 m y una superficie total de 146.73 km² (basado en fotografías aéreas de 1962). El Coropuna,

con 6426 msnm, es el pico más alto de esta cordillera y el volcán más alto de Perú (Racoviteanu et al., 2007). El balance de masa glacial en esta región es muy dependiente de las variaciones en la precipitación (Wagnon et al., 1999).

Fig 12. Distribución de los glaciares en tres grupos de climas en los andes tropicales.



Fuente: Veettil et al., 2016

6. CORDILLERA BLANCA

La Cordillera Blanca forma parte de las cordilleras ubicadas en la zona norte del país, el ámbito de influencia tiene un área de 13,602 km² y una longitud aproximada de 247 km, geográficamente sus límites están comprendidos entre las coordenadas de 10°12'22.09" y 7°55'55.71" de latitud sur y 78°24'7.65" a 76°30'47.90" de longitud oeste.

Políticamente el ámbito se extiende sobre el territorio del departamento de Ancash, en las provincias de Antonio Raimondi, Asunción, Bolognesi, Carhuaz, Carlos Fermín Fitzcarrald, Corongo, Huaraz, Huari, Huaylas, Mariscal Luzuriaga, Pallasca, Pomabamba, Recuay, Sihuas y Yungay. (INAIGEM, 2018).

Esta cordillera tiene un basamento rocoso conformado principalmente por rocas intrusivas del Batolito de la Cordillera Blanca, que intruye y metamorfiza a las secuencias sedimentarias jurásicas y cretácicas. Ambas, ocupan gran parte de la superficie en el ámbito, limitada entre las cuencas hidrográficas del Santa y el Marañón, respectivamente (INGEMMET, 1995a). (INAIGEM, 2018).

6.1. Características Generales

6.1.1. Hidrografía y Climatología

La Cordillera Blanca es uno de los activos naturales más importante del país por contener la mayor reserva de agua dulce sólida como líquida del Perú, además de cientos de lagunas de origen glaciar que se han formado a lo largo del tiempo.

Los glaciares del flanco occidental de la Cordillera Blanca vierten sus aguas a la cuenca del río Santa. Este aporte hídrico contribuye significativamente al desarrollo de ciudades importantes como Huaraz, Chimbote, Trujillo e innumerables pueblos a lo largo de su recorrido, sosteniendo el desarrollo agrario de la cuenca y a la gran zona agroindustrial de La Libertad. También, estas aguas contribuyen al desarrollo energético del país a través de varias centrales hidroeléctricas. De igual modo ocurre en la vertiente oriental de la Cordillera Blanca, donde la gran cantidad de riachuelos van hacia las partes bajas, confluyendo en tres ríos principales que desembocan en el río Marañón: el Rupac, en el Sur; el Yanamayo en el Centro; y Sihuas en el Norte. (Lavado et al., 2016). (INAIGEM, 2018).

6.1.2. Energía y Minería

La generación de energía eléctrica es una de las más relevantes actividades vinculadas a la Cordillera Blanca, tanto en la zona de influencia del Callejón de Huaylas en la vertiente occidental, como en la zona de los Conchucos en la vertiente oriental o de la cuenca del Marañón.

En el Callejón de Huaylas los procesos de desarrollo hidroenergéticos se remontan a varias décadas atrás. Sus orígenes están marcados por las propuestas del sabio Santiago Antúnez de Mayolo a inicios del siglo pasado, para el diseño de la hidroeléctrica del Cañón del Pato en la provincia de Huaylas-Caraz, utilizando las aguas del río Santa y comprometiendo los caudales de todos los ríos tributarios que descienden de los glaciares de la Cordillera Blanca. La potencia instalada de esta hidroeléctrica es de 264.4 MW y forma parte del sistema interconectado nacional. La otra gran hidroeléctrica es la de Quitaracsá, utilizando las aguas del río del mismo nombre con una capacidad instalada de 225 MW y ubicada muy cerca de la hidroeléctrica del

Cañón de Pato, también en la provincia de Huaylas-Caraz. Otras centrales hidroeléctricas más pequeñas en el Callejón de Huaylas son las centrales de Santa Cruz I y II en la localidad de Colcas, distrito de Santa Cruz, provincia de Huaylas, con una potencia efectiva de 6 y 6.5 MW, respectivamente. La central hidroeléctrica de Pariac, ubicada en la cuenca del río del mismo nombre, cuenta con tres centrales con una capacidad de 4.9 MW.

En la zona de Conchucos, las principales hidroeléctricas son: el sistema Chacas-San Luis I y II, que involucra a los distritos de Chacas, Acochaca, San Luis y Yauya, en las provincias de Asunción. Además, están las mini centrales hidroeléctricas de Pomabamba —ubicada en el distrito del mismo nombre—, con una potencia instalada de 1,000 kW; y la de María Jiray en Huari, con una capacidad de 1,520 kW, ambas administradas por ADINELSA. También se cuenta con la central de Pacarenca en Aquia en la cuenca del río Pativilca (OSINERGMIN, 2018). (INAIGEM, 2018).

La actividad minera en la zona de influencia de la Cordillera Blanca es de tres tipos: gran minería, mediana minería y pequeña minería (formal e informal), de tipo metálica y no metálica.

Una de las mineras representativas que actúan en el ámbito de la Cordillera Blanca es: Antamina, que explota minerales polimetálicos con gran contenido de cobre, tiene su centro de explotación en el distrito de San Marcos y su puerto de embarque en la provincia de Huarmey, hasta donde son transportados los minerales por un gran mineroducto de más de 300 km de longitud.

También está presente la pequeña minería con una gran cantidad de minería formal e informal, metálica y no metálica, que explotan yacimientos en diferentes lugares, siendo seguramente los de mayor concentración los de la quebrada Honda, Conococha, Chacas y la zona de Yanama; incluyendo el carbón en las provincias de Carhuaz, Yungay, Mancos y Huaylas. Los minerales metálicos provenientes de la pequeña minería se tratan en plantas concentradoras ubicadas en la zona de Conococha, Cátac, Jangas y Caraz. Se presenta también la explotación de materiales de construcción en diversos lugares del cauce del río Santa. (INAIGEM, 2018).

6.1.3. Agricultura y Minería

Debido al aporte hídrico de los glaciares de la Cordillera Blanca se tiene agua de manera permanente. En ambos flancos de la cordillera se desarrolla una importante actividad agrícola y ganadera, con diversos niveles de desarrollo, desde extensiva y de autoconsumo hasta ciertos niveles de industrialización (tubérculos, maíces, hortalizas, flores, etc.). En las partes bajas y en los valles interandinos, prevalecen los cultivos permanentes tales como frutales (paltos, cítricos, duraznos, mangos, lúcuma, etc.) y berries (arándanos, fresas, etc.). Además, es necesario mencionar que las aguas del río Santa dan lugar a dos importantes complejos agroindustriales de exportación en la costa de los departamentos de Ancash (CHINECAS) y La Libertad (CHAVIMOCHIC). (INAIGEM, 2018).

6.1.4. Turismo y Cultura

Una de las actividades económicas más importantes en el ámbito de la Cordillera Blanca es el turismo, siendo el destino principal el Parque Nacional Huascarán. El ámbito de influencia de la cordillera también está rodeado por una variada riqueza arqueológica. Aparte de sitios de la época incaica asociados con tramos importantes del Qhápaq Ñan en la zona de los Conchucos al este (Huaritambo en la provincia de Huari) y en el Callejón de Huaylas al oeste

(Choquerecuay o Pueblo Viejo de Recuay), hay sitios arqueológicos importantes de todos los periodos desde los 10000 a. C., indicando una ocupación humana continua y relativamente densa, gracias a las abundantes aguas de las lagunas y los ríos provenientes de los numerosos glaciares. (INAIGEM, 2018).

6.2. Unidad Norte

El sector más importante de la Cordillera Blanca está ubicado en la parte norte, entre la quebrada de Santa Cruz en su flanco sur y la quebrada Quitaracsa en su flanco norte, que drenan sus aguas al río Santa, teniendo como quebrada intermedia a Los Cedros. Esta gran superficie de territorio de montañas tiene cumbres glaciares entre los 4800 hasta los 6241 msnm, cinco cumbres superiores a los 6000 m, y encierra al famoso nevado Alpamayo, considerado la montaña más bella del planeta.

Por efecto de los cambios climáticos, con elevación de temperatura promedio mayor a 0.5 °C entre 1962 y 2016, se ha reducido el área de la superficie glaciar de 105.22 km², calculados con fotografías aéreas de los años 1962-1965, a 71.06 km² al año 2016, estimados en base a imágenes ópticas SPOT, reduciéndose a la vez las reservas hídricas en 34.16 km², con un aporte descendente de agua para los fines de la generación de energía, la agricultura y la industria, afectando el desarrollo futuro de las regiones de Ancash y la Libertad.

Los mejores indicadores de los cambios climáticos son los glaciares, debido que son susceptibles a pequeñas variaciones de temperatura, lo cual se evidencia por la reducción de las superficies glaciares. Estos efectos se pueden distinguir especialmente en lenguas glaciares que, debido a la temperatura, se fusionan y van formando progresivamente lagunas glaciares encerradas por diques morrénicos o de roca. Buenos ejemplos de esta formación se tienen en las lagunas Safuna, Pucacocha y otras en la quebrada Quitaracsa, las lagunas Jancarurish y Cullicocha, en la quebrada Los Cedros, y las lagunas Taullicocha, Arhuaycocha y Yuracocha en la quebrada Santa Cruz. Estas lagunas han crecido rápidamente por la fusión de las lenguas glaciares, alcanzando algunas de ellas profundidades mayores a los 100 metros y volúmenes de hasta 20 millones de metros cúbicos, siendo posible la utilización de algunas como reservorios de regulación hídrica. (INAIGEM, 2017).

7. GASES DE EFECTO INVERNADERO (GEI)

Componente gaseoso de la atmósfera, natural o antropógeno, que absorbe y emite radiación en determinadas longitudes de onda del espectro de radiación infrarroja térmica emitida por las superficies de la Tierra, por la propia atmosfera y por las nubes. Esta propiedad da lugar al efecto invernadero, donde el vapor de agua (H₂O), el dióxido de carbono (CO₂), el óxido nitroso (N₂O), el metano (CH₄) y el ozono (O₃) son los gases primarios de este efecto. (IPCC, 2008)

8. FORZAMIENTO RADIATIVO

Es un cambio de la irradiancia neta (la ascendente menos la descendente), expresado en W/m², en la tropopausa por efecto del cambio de un originante externo del sistema climático (por ejemplo, un cambio de la concentración de dióxido de carbono o de la energía emitida por el Sol). (IPCC, 2008)

9. CALENTAMIENTO GLOBAL

Denota el aumento gradual, observado o proyectado, de la temperatura global en superficie, como una de las consecuencias del forzamiento radiativo provocado por las emisiones antropógenos. (IPCC, 2008)

10. CAMBIO CLIMATICO

La Convención Marco sobre el Cambio Climático (CMCC) de las Naciones Unidas en su artículo N° 1, lo define como un cambio de clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera mundial y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante periodos de tiempo comparables.

Otra definición se refiere a la variación del estado del clima identificable (por ejemplo, mediante pruebas estadísticas) en las variaciones con respecto al valor medio y/o variabilidad de sus propiedades, que persiste durante largos periodos de tiempo, generalmente decenios o periodos más largos. Este cambio puede deberse a procesos internos naturales, a forzamientos externos o a cambios antropógenos persistentes de la composición de la atmósfera o del uso de la tierra. (IPCC, 2008).

10.1. EFECTOS ADVERSOS DEL CAMBIO CLIMATICO

Se entiende como los cambios en el medio ambiente físico o en la biota resultantes del cambio climático que tienen efectos nocivos significativos en la composición, la capacidad de recuperación o la productividad de los ecosistemas naturales o sujetos a ordenación, o en el funcionamiento de los sistemas socioeconómicos, o en la salud y el bienestar humano. (Naciones Unidas, 1992).

10.1.1. RETROCESO GLACIAR

Las diversas masas de hielo responden de forma diferente a los cambios climáticos pero su tendencia común es de retroceso que significa que los glaciares adelgazan y pierden masa en la parte frontal de los mismos. El retroceso del glaciar es el ascenso de la línea inferior de las nieves persistentes de alta montaña cada vez a mayor altitud, muchas veces hasta desaparecer a consecuencia del deshielo; una manera de identificar el retroceso glaciar en una zona es la presencia de morrenas, material (suelo y roca) dejado por un glaciar que retrocedió. (Cortes, 2013).

a) Glaciares Tropicales Andinos

De acuerdo a información presentada por Suarez et al. (2015), la temperatura del aire en los Andes tropicales se ha incrementado con una tasa de 0.1°C/década desde 1939. Así también Suarez et al. (2015) mostraron que en la Cordillera Blanca del Perú la temperatura del aire se incrementó con una tasa de 0.35 a 0.39 °C/década entre 1951 a 1999.

Entre 1940 y 1960, no se cuenta con información continua, sobre los glaciares tropicales andinos, pero las evidencias en Perú, Bolivia y Colombia muestran un retroceso moderado, alrededor del 0.5 % a nivel anual. De mediados de 1960 a mediados de 1970, los glaciares presentaron condiciones estables y algunos mostraron ciertos avances. A partir de 1976-1980, se atraviesa una etapa decisiva con un retroceso muy importante para glaciares de pequeño

tamaño, que no tuvo equivalente desde la pequeña edad de hielo. Exceptuando algunos años húmedos y fríos (1999, 2000, 2008 y 2009), este retroceso es ininterrumpido. Por extrapolación de estas tasas de retroceso, se puede prever la desaparición de muchos “pequeños glaciares” cuyos picos están muy cerca de su línea de equilibrio, como el Chacaltaya en Bolivia (desaparecido en 2010), el Broggi en la Cordillera Blanca (Perú), reducido a un gran volumen de hielo residual, o el Carihuayrazo y el Illiniza Sur (Ecuador) que deberían desaparecer en los próximos años (Francou et al., 2014).

b) Glaciares Peruanos

Francou et al. (2014) indicaba que, en la Cordillera Blanca, los diversos inventarios de los glaciares realizados por varios grupos, entre los cuales están la Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH), mostraban una disminución general de las superficies glaciares del 27 por ciento entre 1960 y 2000 (las superficies pasan de 723 km² a 527 km²). Los estudios de desglaciación por macizos van entre 20-30 a 35 por ciento. La dispersión de los resultados es grande según los macizos glaciares, esto se debe a que las grandes lenguas glaciares en la Cordillera Blanca están frecuentemente cubiertas por escombros, condición que tiende a reducir las pérdidas en relación a las observadas en glaciares no cubiertos. En la Cordillera de Vilcanota, en Quelccaya (Brecher y Thompson, 1993) observaron un aumento de 1 a 10 de las pérdidas entre 1963-1978 y 1991-2005, mientras que Salzmänn et al. (2013) midieron un retroceso de 30 por ciento en área y 45 por ciento en volumen de los glaciares desde 1985. (Ramos, 2018).

11. INVENTARIOS DE GLACIARES EN LA CORDILLERA BLANCA

La presencia de glaciares en el Perú fue mencionada por primera vez en 1532 por Miguel de Estete, quien fue miembro de la expedición de Hernando Pizarro (Morales B. , 1998). En 1866, Antonio Raimondi hizo una breve mención de los glaciares de la Cordillera Blanca (Raimondi, 1873). Entre 1855 y 1888 se registra la primera documentación fotográfica de la Cordillera Blanca, realizada por el geógrafo alemán Ernest W. Middendorf, quien también fue el primero en calcular las alturas de las cimas nevadas basándose en las mediciones hechas por el ingeniero inglés Hindle.

En 1932 se inician las exploraciones más importantes de la Cordillera Blanca, con la primera expedición del Club Alpino Austro - Alemán, que realizó una serie de investigaciones en geografía, glaciología y topografía. Durante la primera expedición, se explora y levanta el mapa de la parte septentrional de la Cordillera Blanca (del nevado Champará a la quebrada Honda), publicándose luego a una escala de 1:100,000 (Borchers, 1935). En 1936, 1939 y 1954, se completa la topografía de la Cordillera Blanca. Poco después de la Segunda Guerra Mundial, se generaron mapas de la parte sur de la Cordillera a una escala de 1:100,000 y la cordillera en su integridad en una escala de 1:200,000.

Luego de los años 70, el desarrollo del alpinismo y un gran número de catástrofes mortales asociadas a la dinámica de estos glaciares, atrajeron la atención e incentivaron mayores investigaciones glaciológicas.

En febrero de 1964, en la ciudad de Arequipa, se realizó el *II Congreso Nacional de Geografía*, en donde el Dr. César Morales Arnao presentó un estudio que describía por primera vez las veinte cordilleras glaciares del Perú, posteriormente este estudio fue publicado en forma detallada en el libro *Cordilleras del Perú* (Morales C. , 2001).

Entre 1970 y 1989, se realiza el primer inventario de las dieciocho cordilleras glaciares del Perú (usando fotografías aéreas del SAN de 1962 y 1963, y algunas fotografías infrarrojas tomadas por la NASA en 1970), determinándose un área de cobertura glaciar de 723.37 km² y 722 glaciares existentes en la Cordillera Blanca (Hidrandina S.A., 1989). Estas cifras fueron nuevamente analizadas por el INAIGEM a través de la reconstrucción de superficies glaciares con imágenes satelitales LANDSAT de 1975, encontrándose 726.26 km² de cobertura glaciar en la Cordillera Blanca.

Debido al visible retroceso de los glaciares en las cordilleras peruanas, en 1997 se llevó a cabo un nuevo inventario parcial —en cuencas seleccionadas— en las cordilleras Blanca, Raura, Central, Huaytapallana y Huagoruncho. El material básico de trabajo fueron las imágenes del satélite LANDSAT tomadas en el período 1995-1997, obteniendo un área de cobertura glaciar de 611.48 km² en la Cordillera Blanca (CONAM, 2001).

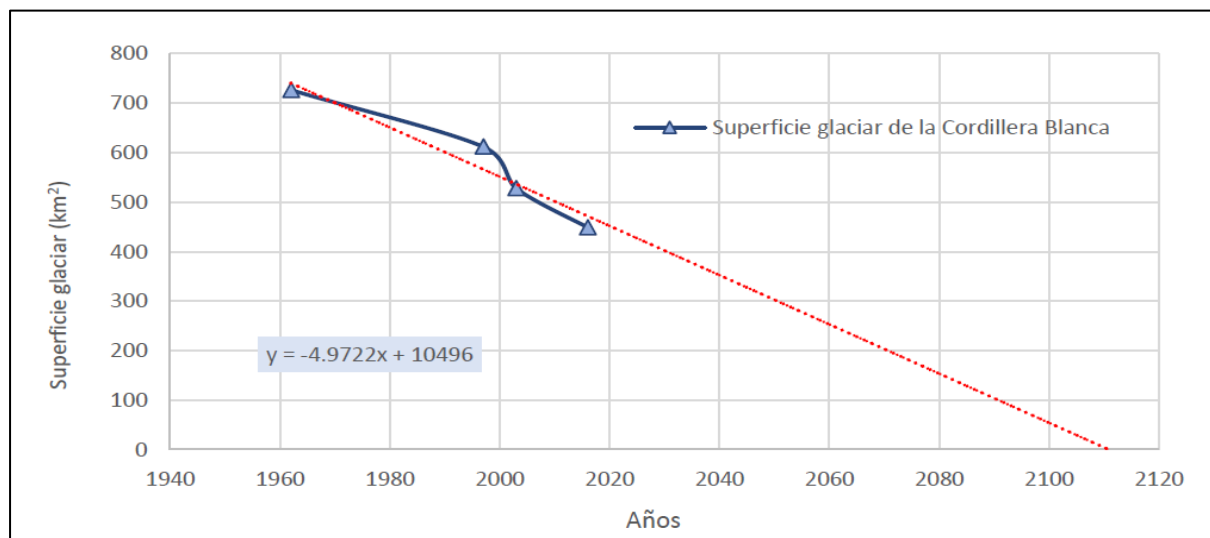
Entre los años 2003 al 2014, se efectuó el tercer inventario de glaciares y lagunas realizado por la Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH), en base al procesamiento de imágenes satelitales SPOT, ASTER, LANDSAT y LISS III, de las 19 cordilleras nevadas del Perú, obteniendo un área de cobertura glaciar de 527.62 km² y 755 glaciares para la Cordillera Blanca (ANA, 2014).

En el año 2016, el INAIGEM efectuó el cuarto inventario de las coberturas glaciares de las 18 cordilleras glaciares del Perú, registrando un área de cobertura glaciar de 448.81 km² en la Cordillera Blanca. (INAIGEM, 2018).

11.1 Tendencia estimada de la reducción de la superficie glaciar

Considerando los resultados de los inventarios de 1989 (publicado por Hidrandina S.A. & y reanalizado por INAIGEM al 2016), de 2001 (CONAM), de 2014 (ANA-UGRH) y del 2017 (INAIGEM), se obtiene una tasa de retroceso de 4.97 km²/año. De acuerdo con estos datos, se estima que los glaciares de la Cordillera Blanca desaparecerían en el año 2111. Sin embargo, es importante mencionar que este valor es una estimación estadística lineal, sujeta a las variaciones y tendencias climáticas futuras a nivel global. (INAIGEM, 2018).

Fig 13. Tendencia estimada de reducción de la superficie glaciar en la Cordillera Blanca.



Fuente: INAIGEM, 2018

12. INDICADORES CLIMÁTICOS

12.1. El Niño Oscilación Sur

El Niño – Oscilación del Sur (ENOS) es un evento natural de la variabilidad climática en el que se interrelacionan el océano y la atmósfera en la región tropical del Océano Pacífico. Éste término se hizo conocido a partir de los años 80, cuando la comunidad científica demostró que había una interacción entre el océano y la atmósfera que lo explicaba. (SENAMHI, 2014). El ENOS se manifiesta por las variaciones de temperatura de las aguas de superficie en el Pacífico este y central: aumento de temperaturas en fase caliente (El Niño) y disminución en fase fría (La Niña). Estas variaciones térmicas están acopladas a una oscilación de presiones atmosféricas entre la Polinesia francesa (Tahití) y el norte de Australia (Darwin). En tanto las presiones atmosféricas provoca una modificación simultánea del régimen de los vientos y de las corrientes a lo largo del Ecuador, así como el desplazamiento de una reserva de aguas calientes situada al oeste del Pacífico ecuatorial (Pouyaud et al., 2001).

En los últimos años, para centrar la atención en el proceso de la evolución de las temperaturas de la superficie del océano y en los vientos, los científicos han sectorizado la franja ecuatorial del Océano Pacífico en cuatro cuadrantes. La mayoría de ellos concentran su atención en los cuadrantes Niño 3 y Niño 3.4 para tratar de comprender la formación de este fenómeno.

Fig 14. Zonas Niño en el Océano Pacífico



Fuente: El Fenómeno El Niño en el Perú (2014)

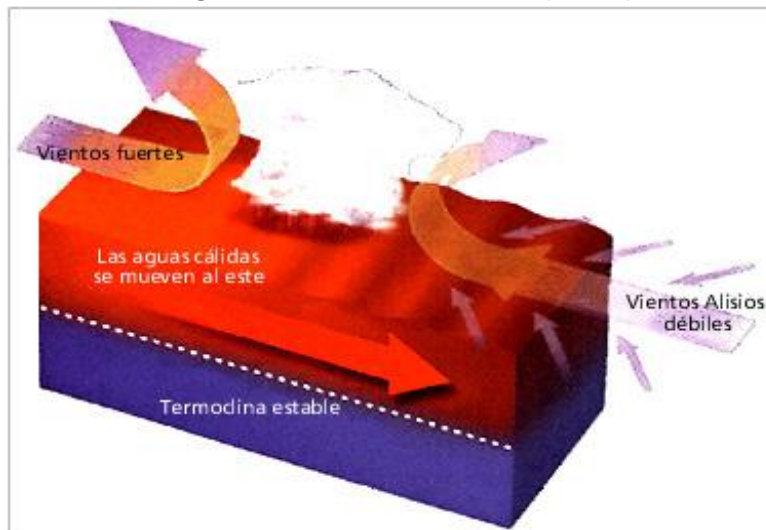
La Oscilación del Sur es una componente atmosférica registrada cuantitativamente por el Índice de Oscilación del Sur, que se basa en el cambio relativo entre la presión atmosférica a nivel del mar entre el sector occidental del océano Pacífico y el sector central oriental del mismo. Es por ello que la Administración Nacional para el Océano y la Atmósfera de los Estados Unidos de Norteamérica (NOAA) utiliza este índice para la identificación de El Niño y La Niña, el cual se calcula promediando 3 meses consecutivos la serie mensual de las anomalías de la temperatura superficial del mar medidas en el Pacífico tropical en la Región El Niño 3.4 (5°N - 5°S, 120° - 170°W). Se consideran episodios cálidos y fríos cuando el índice supera el umbral de $\pm 0,5$ °C. Cuando dicho umbral es cubierto durante un mínimo de 5 meses continuos, se definen como episodios El Niño (+) o de La Niña (-). (SENAMHI, 2014).

Tabla 1. Umbrales para identificar la magnitud de El Niño/La Niña, según la NOAA en la región del Pacífico tropical Niño 3.4

Categoría	Variación del IOS
Cálido fuerte	Mayor o igual a +1,4
Cálido moderado	Mayor que +0,9 y menor que +1,4
Cálido débil	Mayor que +0,5 y menor que +1,0
Neutro	Mayor que -0,5 y menor que +0,5
Frío débil	Menor que -0,5 y menor que -0,9
Frío moderado	Mayor que -1,0 y menor que -1,5
Frío fuerte	Menor o igual que -1,5

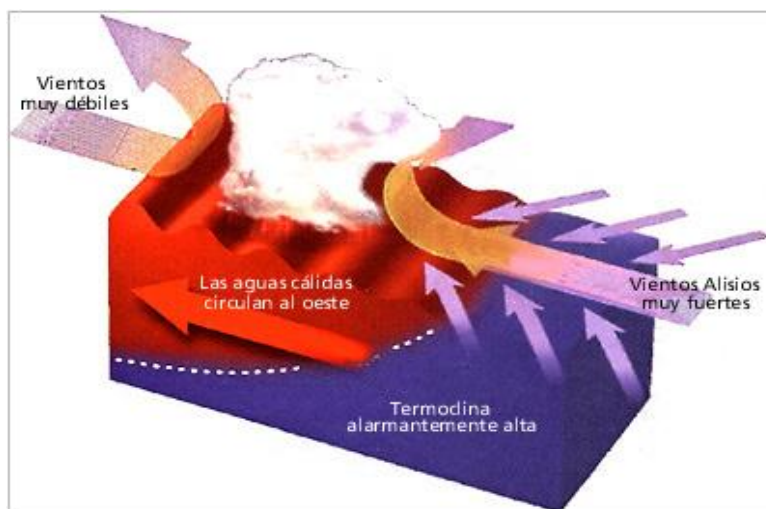
Fuente: El Fenómeno El Niño en el Perú (2014)

Fig 15. El Niño Oscilación Sur (ENOS)



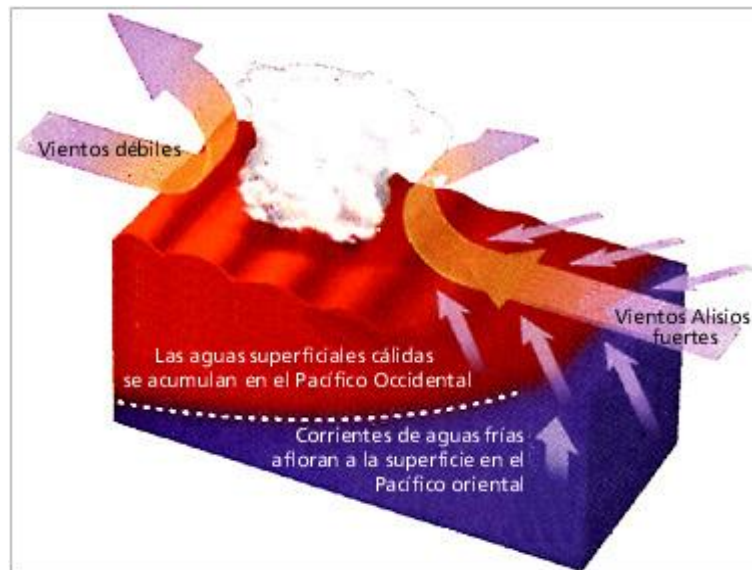
Fuente: http://www.puc.cl/sw_educ/geo_mar/

Fig 16. La Niña Oscilación Sur (LNOS)



Fuente: http://www.puc.cl/sw_educ/geo_mar/

Fig 17. El Niño en condiciones normales



Fuente: http://www.puc.cl/sw_educ/geo_mar/

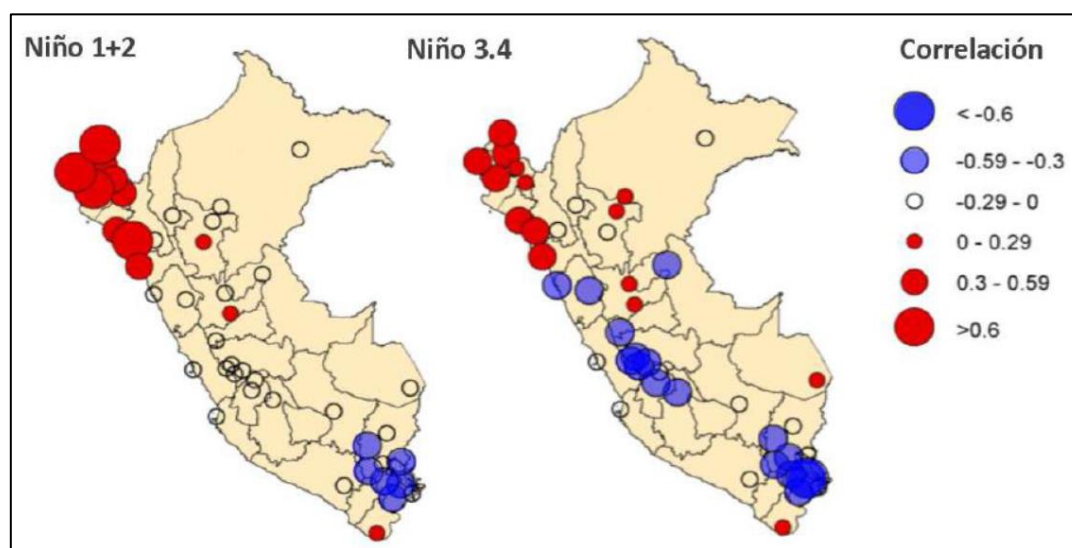
11.4. La influencia de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú

Lavado y Espinoza (2014), evaluaron los impactos de El Niño y La Niña en el Perú en función del Índice de Oscilación del Sur (SOI), confirmando que en la parte norte de la Vertiente del Pacífico (VP) presenta un aumento de las lluvias durante El Niño Fuerte (ENF), comprendidos entre los meses de septiembre a mayo, mientras que la región sur andina de la VP presenta una disminución de lluvias durante ENF en el periodo de diciembre a agosto, esta investigación reveló también que esta región sufre un aumento de lluvias durante La Niña Fuerte (LNF), la cual se da principalmente entre los meses de diciembre hasta agosto. La Vertiente del Titicaca (VT), por su parte, presenta un importante déficit de lluvias durante ENF entre los meses de diciembre a mayo. La variación de la precipitación en la Vertiente del Atlántico (VA) en cambio, es más sensible a los eventos de LNF, durante la cual se observan lluvias más importantes de lo normal, en especial durante el periodo de diciembre a agosto.

Lagos et al. (2008), presentaron los resultados de la correlación entre las precipitaciones que se producen en el Perú y los 4 índices de anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) que son El Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 y Niño 4 correspondientes a la temporada lluviosa de octubre a marzo.

Las precipitaciones extremas en la costa norte del Perú están alta y positivamente correlacionadas con anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) de El Niño 1+2, principalmente en el período enero-marzo. El coeficiente de correlación entre el índice El Niño 3.4 y la precipitación que ocurre en los andes septentrionales son mínimos y positivos, en la región central y meridional presentan una correlación ligera negativa, particularmente en febrero. El coeficiente de correlación entre los índices de precipitación en la región El Niño 4 son moderadamente negativos en las regiones central y sur, especialmente en febrero. Durante los eventos de El Niño, los coeficientes de correlación entre los índices de precipitación en la región de la amazonia peruana y los índices de anomalía de TSM para las regiones de los cuatro índices El Niño son de pequeña magnitud. En la Figura 8 se muestra la correlación entre la precipitación y la TSM en las regiones Niño 1+2 y Niño 3.4.

Fig 18. Correlación de anomalías de precipitación y anomalías de TSM en la regiones Niño 1+2 y Niño 3.4 para febrero.



Fuente: Lagos et al., 2008

11.5. La influencia de El Niño y La Niña en la desglaciación

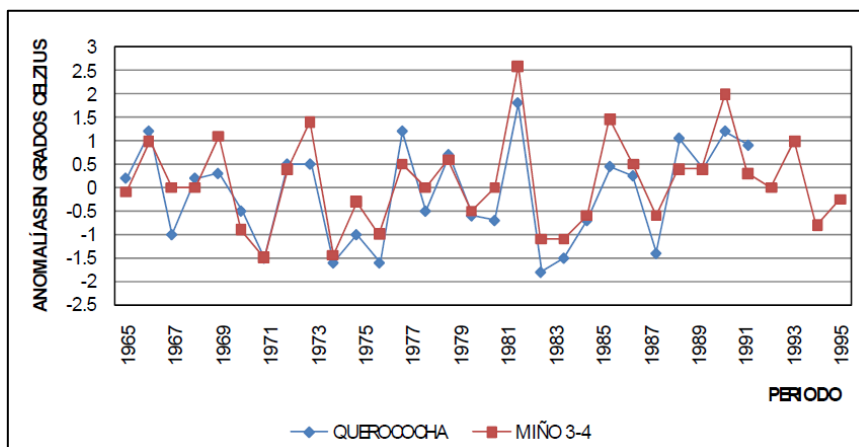
A nivel regional, el Pacífico tropical - a través de sus modos ENSO (sigla en inglés: El Niño Southern Oscillation) y PDO (Pacific Decadal Oscillation) - controla la mayor parte de la variabilidad y el significativo aumento de la frecuencia y de la intensidad de los eventos El Niño entre 1976 y 2006 que ha sido en parte responsable del proceso de desglaciación, combinado con el calentamiento a nivel planetario (Francou *et al.* 2003).

Con respecto a la intervención del Fenómeno "El Niño", se ha considerado las siguientes premisas relacionadas con la Glaciología:

Que dependiendo de la magnitud de la precipitación sólida (precipitación en las altas cumbres cuyos datos de medición no se poseen), durante el Fenómeno "El Niño" se incrementa el proceso de ablación y por lo tanto la desglaciación, debido a la elevación de las temperaturas del medio ambiente, relacionada con las anomalías de las temperaturas de la superficie del Pacífico Ecuatorial.

Que el incremento de temperaturas en la zona central del Pacífico Ecuatorial, en las zonas denominadas Niño 3 y Niño 3-4, tienen una alta correlación positiva con el incremento de las temperaturas en la Cordillera Blanca. (Portocarrero, 2009).

Fig 19. Correlación entre anomalías de temperaturas del Océano Pacífico Tropical (Niño 3-4) y Temperaturas Máximas Promedio en Querococha



Fuente: Deglaciación de la cordillera Blanca-Perú y su relación con el efecto invernadero (2009)

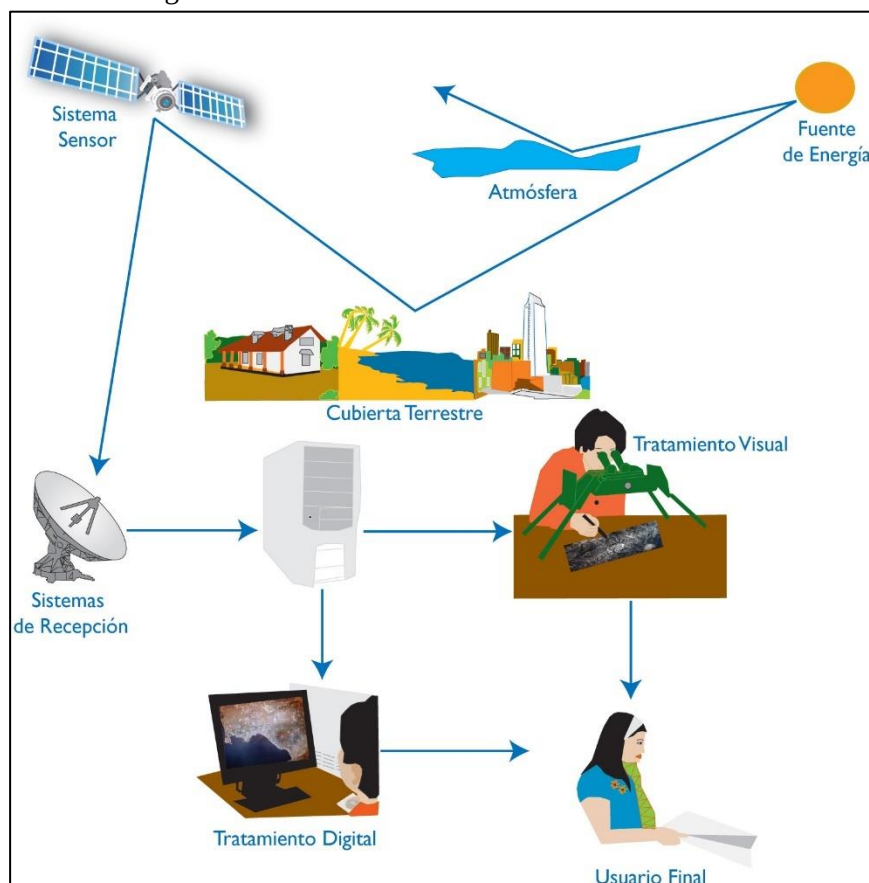
12. PERCEPCION REMOTA

La Teledetección o Percepción Remota es la técnica que permite la adquisición de información a través de imágenes sobre un objeto a distancia, esto es, sin que exista contacto material entre el objeto o sistema observado y el sensor, sea éste aéreo o espacial. Por tal motivo, se asume que entre el sensor y el suelo existe una interacción energética, ya sea por reflexión de la energía solar o de un haz energético artificial por emisión propia. A su vez, es preciso que ese haz energético recibido por el sensor sea almacenado convenientemente, bien a bordo del satélite, bien en las estaciones receptoras, de cara a que pueda interpretarse para una determinada aplicación. (Sobrino et al., 2000; Chuvieco, 2010).

En ese sentido, un sistema de teledetección espacial incluye los siguientes elementos:

- Fuente de energía, que supone el origen de la radiación electromagnética que detecta el sensor. Puede tratarse de un foco externo a éste como lo es la energía del Sol o la energía emitida por los mismos objetos observados (teledetección pasiva) o de un haz energético emitido por el sensor (teledetección activa).
- Cubierta terrestre, formada por distintas masas de vegetación, suelos, agua o construcciones humanas que reciben la señal energética procedente de una fuente, y la reflejan o emiten de acuerdo a sus características físicas.
- Sistema sensor, compuesto por el sensor propiamente por el sensor y la plataforma que lo alberga. Tiene como misión captar la energía procedente de las cubiertas terrestres, codificarla y grabarla o enviarla directamente al sistema de recepción.
- Sistema de recepción-comercialización, en donde se recibe la información transmitida por la plataforma, se graba en un formato apropiado y tras las oportunas correcciones, se distribuye a los interesados.
- Interprete, que convierte esos datos en información temática de interés, ya sea visual o digitalmente, de cara a facilitar la evaluación del problema en estudio.
- Usuario final, encargado de analizar el documento fruto de la interpretación, así como de dictaminar sobre las consecuencias que de él se deriven. (Chuvieco, 2010).

Fig 20. Elementos del sistema de Teledetección



Fuente: Obtenido de http://geoservice.igac.gov.co/contenidos_telecentro/fundamentos_pr-semana1-unidad1/index.php?id=3

12.1. RADIACIÓN ELECTROMAGNETICA

12.1.1. TEORIA ONDULATORIA

Campo Electromagnético

Uno de los tipos más importantes de interacción entre partículas fundamentales que componen la materia es la llamada interacción electromagnética. La misma está relacionada con una propiedad característica de cada partícula que se denomina carga eléctrica. Para describir esta interacción se introduce la noción de campo electromagnético, el cual se caracteriza por la existencia de dos vectores, el campo eléctrico E y el campo magnético H , los cuales son perpendiculares y donde la fuerza que se ejerce sobre una carga eléctrica “ q ” que se mueve a velocidad “ v ” es:

$$F = q (E + v.B) \quad (Ec. 3)$$

Siendo $B = \mu.H$, el vector de inducción magnética y “ μ ” la permeabilidad magnética del medio.

En 1864, Clerk Maxwell estableció que un campo eléctrico cambiante tenía que incluir un campo magnético cambiante que, a su vez, debía inducir un campo eléctrico cambiante, etc. y el campo avanzaba hacia afuera en todas las direcciones. El resultado es una radiación que

posee las propiedades de una forma de onda. En resumen, Maxwell predijo la existencia de una radiación electromagnética con frecuencias iguales a aquéllas con las que el campo electromagnético crece y se desvanece. (Ormeño, 2006).

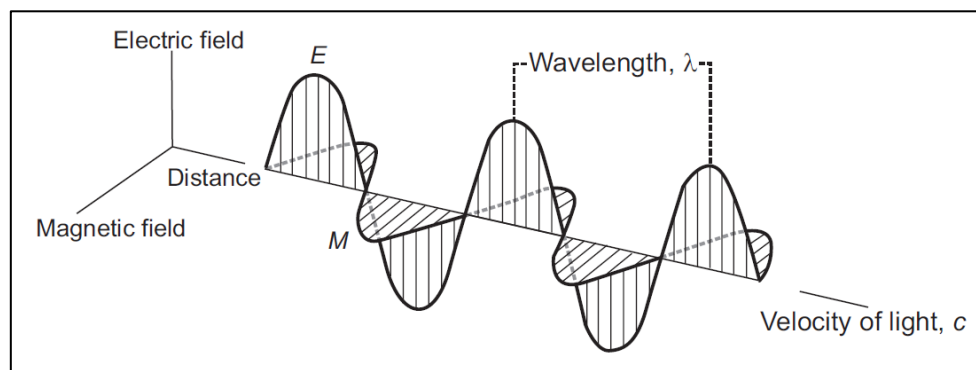
Onda Electromagnética

Una onda es una perturbación que se propaga en el espacio. Entonces, conociendo que la existencia de los campos E y H, perpendiculares entre sí, induce una perturbación, la onda electromagnética plana generada se propaga perpendicularmente a ambos vectores (onda transversal) con una velocidad de desplazamiento en el vacío de $c = 29\,792\,458$ m/s y que puede ser redondeado a 3×10^8 m/s. Siendo un fenómeno ondulatorio, la radiación electromagnética tiene asociada una longitud de onda λ y una frecuencia ν , ambas relacionadas entre sí por la expresión:

$$\nu\lambda = c \quad (\text{Ec. 4})$$

Donde la longitud de onda se mide en habitualmente micrómetros, $1\mu\text{m} = 10^{-6}$ m o nanómetros, $1\text{ nm} = 10^{-9}$ m y la frecuencia en Hertz, $1\text{ Hz} = 1$ ciclo por segundo. (Lira, 2010; Chuvieco, 2010).

Fig 21. Onda Electromagnética.



Fuente: Principles of Remote Sensing (2001)

12.1.2. TEORIA CUANTICA DE LA RADIACIÓN

Enunciada por primera vez por Max Planck cuando trataba de explicar el espectro de radiación del cuerpo negro, él consideró que todo cuerpo radiante está formado por un número enorme de osciladores, que vibran con todas las frecuencias posibles, pero que la energía de un oscilador cualquiera no puede tomar un valor arbitrario, sino que ha de ser múltiplo entero de la magnitud $h\nu$ (Ormeño, 2006). De esta manera, la energía electromagnética a nivel corpuscular se emite por cuantos discretos, de forma que un fotón (cuanto) de frecuencia ν , presenta una energía:

$$Q = h\nu \quad (\text{Ec. 5})$$

Donde Q es la energía radiante de un fotón (en joules), ν la frecuencia y h la constante de Planck ($6,626 \times 10^{-34}$ J/s). Asimismo, podemos expresarla como:

$$Q = h(c/\lambda) \quad (\text{Ec. 6})$$

Teniéndose que, a mayor longitud de onda o menor frecuencia, el contenido energético será menor y viceversa. Esto implica que la radiación en longitudes de onda largas es más difícil de

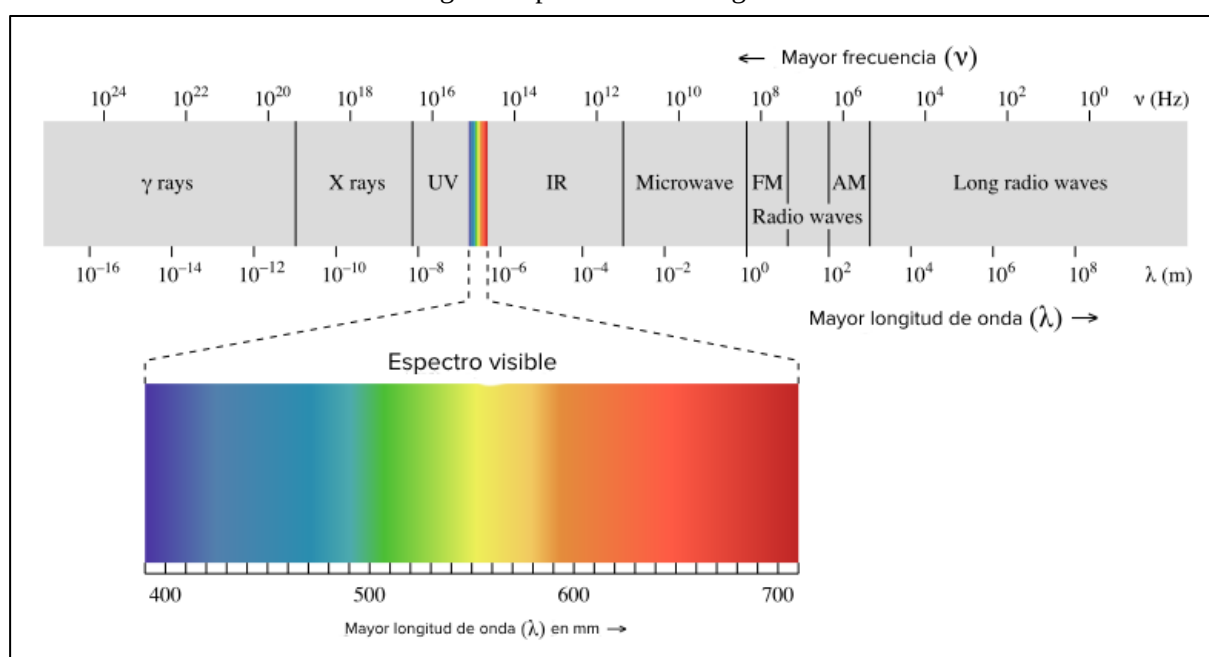
detectar que aquella proveniente de longitudes cortas, de ahí que las primeras requieren medios de detección más refinados. (Chuvienco, 2010).

Actualmente, se considera que la radiación electromagnética presenta una doble naturaleza, ondulatoria y corpuscular, la primera se manifiesta en los fenómenos de propagación y al segunda en su interacción con la materia. (Ormeño, 2006).

12.1.3. ESPECTRO ELECTROMAGNETICO

La radiación electromagnética se presenta como una distribución continua de longitudes de onda y frecuencias, donde suelen establecerse una serie de bandas de acuerdo a un comportamiento similar que presenta ésta. Comprende desde las longitudes de onda más cortas (rayos gamma, rayos X), hasta las kilométricas (tele comunicaciones).

Fig 22. Espectro electromagnético



Fuente: https://chem.libretexts.org/Core/Physical_and_Theoretical_Chemistry/Spectroscopy/Fundamentals_of_Spectroscopy/Electromagnetic_Radiation

Desde el punto de vista de la teledetección, conviene destacar una serie de bandas espectrales que son las más frecuentemente utilizadas:

Espectro visible (0,4 a 0,7 μm). Se denomina así por tratarse de la única radiación electromagnética que pueden percibir nuestros ojos, coincidiendo con las longitudes de onda en donde es máxima la radiación solar. Dentro de esta región suelen distinguirse 3 bandas elementales, que se denominan azul (B: 0,4 – 0,5 μm), verde (G: 0,5 – 0,6 μm) y rojo (R: 0,6 – 0,7 μm), en razón de los colores primarios que nuestros ojos perciben en esas longitudes de onda.

Infrarrojo cercano (IRC: 0,7 a 1,2 μm). También se denomina infrarrojo próximo, reflejado o fotográfico, puesto que parte de él puede detectarse a partir de películas dotadas de emulsiones especiales. Asimismo, resulta de importancia por su capacidad para discriminar masas vegetales y concentraciones de humedad.

Infrarrojo medio. En esta región se entremezclan los procesos de reflexión de la luz solar y de emisión de la superficie terrestre. En el primer caso, hablamos de infrarrojo de onda corta (Short Wave Infrared, SWIR), que se sitúa entre 1,2 y 2,5 μm y resulta una región idónea para estimar el contenido de humedad en la vegetación o en los suelos. La segunda banda de interés está comprendida entre 2,5 y 8 μm , y suele denominarse más propiamente como infrarrojo medio (IRM), siendo determinante para la detección de focos de alta temperatura (incendios o volcanes activos), y estimación de algunos gases atmosféricos.

Infrarrojo lejano o térmico (IRT: 8 a 14 μm), que incluye la porción emisiva del espectro terrestre, en donde se detecta el calor proveniente de la mayor parte de las cubiertas terrestres.

Micro-ondas (M, por encima de 1 mm), con gran interés por ser un tipo de energía bastante transparente a la cubierta nubosa. (Chuvieco, 2010).

12.1.4. CARACTERISTICAS DE LA RADIACION SOLAR

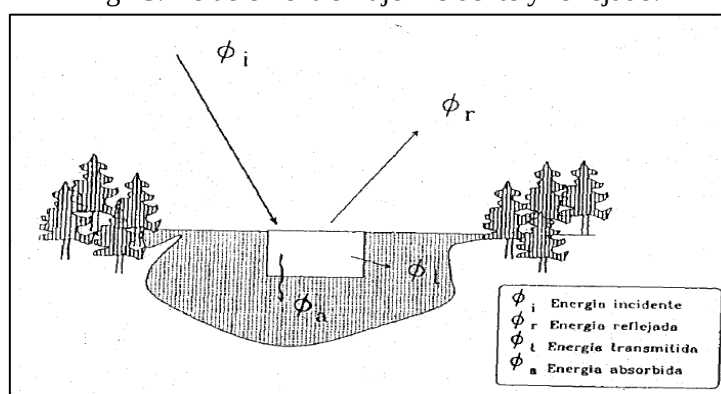
Si comparamos la radiancia solar que llega a la atmósfera terrestre con la que esperaríamos para un cuerpo negro a la temperatura radiativa del Sol, se observa que es sensiblemente más baja, esto debido a que la Tierra solo capta una pequeña parte de la emitancia solar, en función de su tamaño y de la distancia a la que se encuentra (Markham y Barker, 1987). Además, parte de la radiación solar que llega a la atmósfera se filtra por los gases que la forman, con lo que la radiación directa que llega al suelo es bastante menor. Por término medio, llegan a la superficie terrestre unos 1336 W/m^2 . Esa cantidad, que suele denominarse constante solar, incluye el promedio de la radiación solar recibida en las distintas bandas del espectro solar.

La cantidad global que se recibe en la Tierra debe contemplar también que solo una parte es iluminada en cada momento, con lo que la radiación solar promedio se calcula en 342 W/m^2 . Lógicamente la cantidad que se recibe en cada lugar y cada momento va a depender de las condiciones de transmisividad de la atmósfera y del ángulo cenital solar.

12.2. INTERACCIONES CON LAS CUBIERTAS TERRESTRES

Puesto que la radiancia que capta un sensor depende de la que reflejan las distintas cubiertas terrestres, para detectar una cubierta por teledetección es preciso explicar cómo interactúa con la radiación solar incidente. En este sentido, conviene considerar que el flujo incidente (ϕ_i) puede descomponerse en tres términos: flujo reflejado (ϕ_r), flujo absorbido (ϕ_a) y flujo transmitido (ϕ_t).

Fig 23. Relación entre flujo incidente y reflejado.



Fuente: Chuvieco, 2010

Resulta conveniente expresar lo anterior en unidades relativas. Para ello, basta dividir cada término de la expresión anterior por ϕ_i :

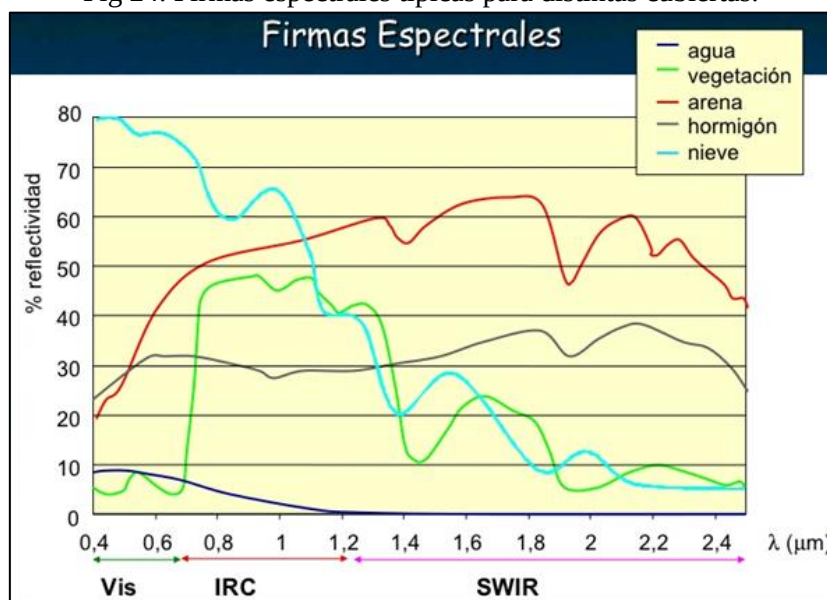
$$\frac{\phi_i}{\phi_i} = \frac{\phi_r}{\phi_i} + \frac{\phi_a}{\phi_i} + \frac{\phi_t}{\phi_i}$$

o, lo que es lo mismo:

$$1 = \rho + \alpha + \tau \quad (\text{Ec. 7})$$

Lo que quiere decir que la suma de la reflectividad (ρ), absorptividad (α) y transmisividad (τ) ha de ser igual a uno; sin embargo, la relación entre las tres magnitudes no es constante, debido a que la proporción del flujo incidente que es reflejado, absorbido y transmitido depende de las características de la superficie que se observa y de la longitud de onda a la que sea observado. Para poder caracterizar una determinada cubierta nos resulta muy interesante conocer su comportamiento reflectivo en diversas longitudes de onda, ya que esto facilitará discriminarlo frente a cubiertas espectralmente similares. En ese sentido, las curvas de reflectividad espectral para las principales cubiertas terrestres suelen denominarse firmas o firmas espectrales.

Fig 24. Firmas espectrales típicas para distintas cubiertas.



Fuente: Teledetección Ambiental

Algunas cubiertas tienden a presentar una respuesta uniforme en distintas longitudes de onda, mientras otras ofrecen un comportamiento mucho más selectivo. Por ejemplo, la nieve presenta una reflectividad alta y constante en las bandas del visible (de ahí su color blanco), pues refleja la mayor parte de la energía incidente en esas longitudes de onda. Por el contrario, el agua absorbe la mayor parte de la energía que recibe, tanto más según nos situamos en longitudes de ondas mayores. Por su parte, la vegetación presenta un comportamiento muy cromático, con bajos valores de reflectividad en el espectro visible, más elevados en el infrarrojo cercano y menores en el medio. (Chuvieco, 2010).

12.2.1. EL AGUA EN EL ESPECTRO ÓPTICO

Las superficies acuáticas absorben o transmiten la mayor parte de la radiación que reciben, siendo mayor su absorptividad cuanto mayor sea la longitud de onda. La mayor reflectividad del

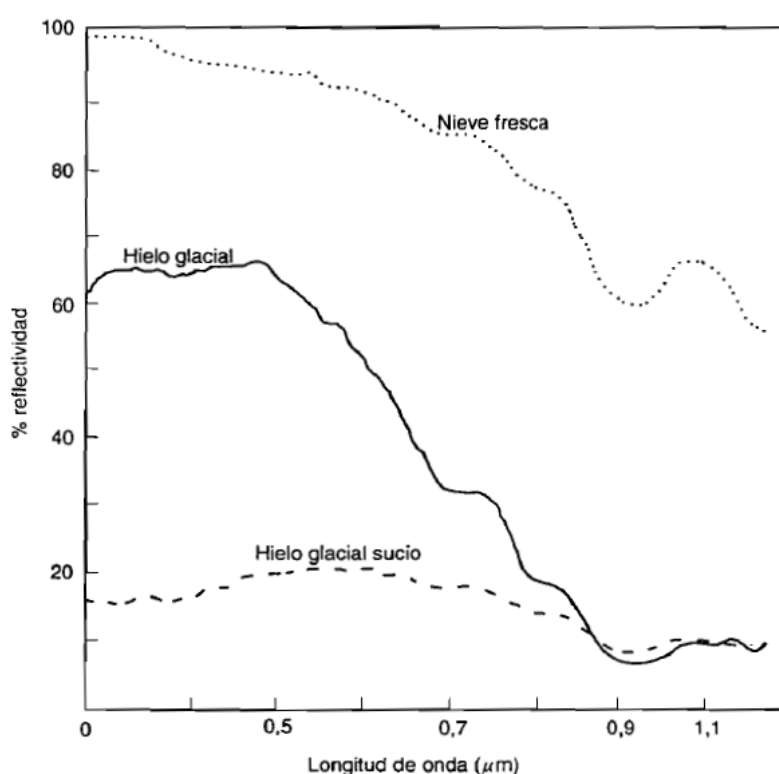
agua clara se produce en el azul, reduciéndose paulatinamente hacia el infrarrojo cercano y medio, donde ya es prácticamente nula. Por esta razón, la frontera tierra-agua es muy nítida en esta banda.

La variabilidad del agua es más fácilmente detectable en las longitudes de onda más cortas (azul y verde), y se relaciona con su profundidad, contenido de materiales de suspensión (clorofila, sedimentos y nutrientes), rugosidad de la superficie. La turbidez del agua, relacionada con su contenido de sedimentos, implica aumento de la reflectividad en todas las bandas del visible, para distintos diámetros de partícula (Bhargava y Mariam, 1990).

La profundidad del agua influye directamente en el aporte de reflectividad derivado de los materiales de los fondos. En aguas poco profundas la reflectividad aumenta, ya que se mezcla en el flujo recibido la reflectividad de los fondos, en consecuencia, la absorptividad será tanto mayor cuanto más profunda sea la capa de agua.

La nieve, por su parte, ofrece un comportamiento muy distante del agua. Presenta una reflectividad elevada en las bandas visibles, reduciéndose en el infrarrojo cercano y más claramente en el medio. Los factores más destacados en la reflectividad de la nieve son el tamaño del grano, la profundidad y densidad de la capa y la cantidad de la capa y la cantidad de impurezas que contenga (Dozier, 1989). La reflectividad es mayor para la nieve fresca que para la helada, mostrando los valores más bajos la nieve sucia. La reducción puede llegar hasta el 80% para las bandas visibles (Hall, 1988; Hall y Martinec, 1985) (Chuvieco, 2010).

Fig 25. Curvas de reflectividad para distintos tipos de nieve



Fuente: Chuvieco, 2002

6.3. INTERACCIONES CON LA ATMOSFERA

Estos procesos introducen modificaciones, en ocasiones muy severas, en la radiación originalmente propagada entre la cubierta y el sensor, por lo que es preciso tenerlos en cuenta.

6.3.1. ABSORCIÓN ATMOSFÉRICA

La atmósfera se comporta como un filtro selectivo a distintas longitudes de onda, debido a que absorben energía incidente en determinadas bandas del espectro de tal forma que elimina prácticamente cualquier posibilidad de observación remota. Los principales causantes de esta absorción son: oxígeno atómico (O_2), ozono (O_3), vapor de agua (H_2O), dióxido de carbono (CO_2) y aerosoles atmosféricos. Como consecuencia de esta absorción, la observación espacial se reduce a determinadas bandas del espectro conocidas como ventanas atmosféricas en donde la transmisividad de la atmósfera es suficientemente alta. Las principales ventanas atmosféricas son:

- Espectro visible e IRC, situada entre 0,35 y 1,35 μm .
- Varias en el SWIR de 1,5 a 1,8 μm y de 2,0 a 2,4 μm .
- En el IRM de 2,9 a 4,2 μm y de 4,5 a 5,5 μm .
- En el IRT de 8 a 14 μm .
- En las micro-ondas, por encima de 20 mm, en donde la atmósfera es prácticamente transparente. (Chuvieco, 2010).

6.3.2. DISPERSIÓN ATMOSFÉRICA

La dispersión de la radiación electromagnética es causada por la interacción entre ésta y las partículas atmosféricas en suspensión. La reflexión consiguiente a ese choque supone un aporte adicional a la radiancia proveniente de la superficie terrestre, lo que implica una reducción de la radiación directa y un aumento de la difusa.

Los principales causantes de la dispersión atmosférica son los aerosoles y las gotas de agua, teniendo los primeros una notable importancia en el clima terrestre, tanto por su efecto absorbente como dispersor, modificando las propiedades de las nubes, el albedo terrestre y la química atmosférica (King et al., 1999). En función de su origen y características poseen muy variados tamaños lo que implica distintos tipos de dispersión. De esta forma, se habla de dispersión Rayleigh, causada por partículas muy pequeñas, de diámetro inferior a la longitud de onda; dispersión Mie, cuando se trata de partículas de diámetro similar a la longitud de onda, y de dispersión no selectiva, cuando se mencionan las partículas de mayor tamaño.

Los procesos de dispersión son muy complejos y difíciles de cuantificar en la imagen resultante. Normalmente no se dispone de datos coetáneos a la adquisición de ésta, por lo que la corrección atmosférica se basa en relaciones entre elementos de la propia imagen. Esta estimación puede ser burda en algunos casos, y dificulta, en última instancia, el uso de las imágenes adquiridas por sensores espaciales como medida cuantitativa de parámetros biofísicos. (Chuvieco, 2010).

6.3.3. EMISIÓN ATMOSFÉRICA

El efecto de emisión atmosférica resulta fundamental en el trabajo dentro del infrarrojo térmico, si se pretenden obtener mediciones de temperatura a partir de las imágenes espaciales. Al igual

que cualquier cuerpo por encima del cero absoluto, la atmósfera emite energía, por lo que ese parámetro debe considerarse para separarlo de la emitancia espectral proveniente del suelo. (Chuvieco, 2010).

6.4. TERMINOS RADIOMETRICOS

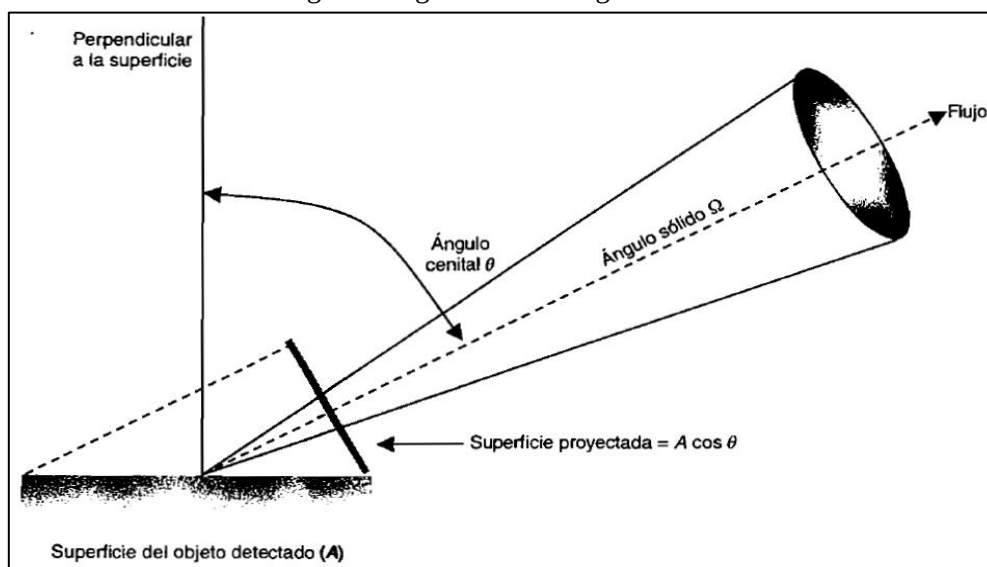
Energía radiante (Q). Es la energía transportada por una onda electromagnética, se mide en joules. Esta energía puede incidir, pasar a través o emerger de una superficie.

Flujo radiante (ϕ). Es la cantidad de energía radiada por unidad de tiempo, se mide en watts.

Densidad de flujo radiante. Es el flujo radiante interceptado por la unidad de área de una superficie plana, se mide en W/m^2 . Si el flujo es entrante hacia la superficie, la densidad se denomina Irradiancia (E), si es saliente en cambio se denomina Excitancia o Emitancia radiante (M). Las cantidades E y M son físicamente equivalentes, la única diferencia es la dirección del flujo.

El ángulo sólido (Ω) subtendido por un área A en una superficie esférica es la citada área dividida por el cuadrado del radio de la esfera, se mide en estereorradianes (sr).

Fig 26. Diagrama de un ángulo sólido



Fuente: Chuvieco, 2002

Intensidad radiante (I) es el flujo radiante, desde una fuente puntual, por unidad de ángulo sólido, que sale de la fuente en la dirección considerada, se mide en W/sr .

Radiancia (L) es el flujo radiante por unidad de ángulo sólido abandonando una fuente superficial, en una dirección dada, por la unidad de área proyectada en esa dirección (perpendicularmente a la misma). Se mide en $W/sr.m^2$, pudiéndose expresar de la siguiente manera:

$$L = \frac{\partial^2 \phi}{\partial \Omega \partial A \cos \theta} \quad (Ec. 8)$$

Si en el punto considerado existe una fuente cuya radiancia no cambia como una función de la dirección de emisión, la fuente es llamada lambertiana. A la cantidad $\partial A \cos \theta$ se le llama el área proyectada.

La radiancia cobra interés especial en teledetección ya que es la magnitud detectada por los sensores. En general, en teledetección se utiliza la radiancia espectral, que es la radiancia por unidad de longitud de onda, $L_\lambda = dL/d\lambda$, medida W/sr.m².um. (Ormeño, 2006; Lira, 2010)

6.5. IMÁGENES SATELITALES

Una imagen satelital es el producto obtenido por un sensor instalado a bordo de un satélite artificial a través de la captación de la radiación electromagnética emitida o reflejada por un cuerpo celeste; producto conformado por píxeles que posteriormente se transmite a estaciones terrestres para visualización, procesamiento y análisis. (Bense, 2007).

6.5.1. PIXEL

Un pixel es la unidad mínima o el área mínima indivisible que se puede visualizar dentro de la imagen, cada uno de estos tendrán un número digital relacionado a un valor en escala de grises y una localización espacial o coordenadas. Cada pixel encierra un área de la superficie que puede contener una cobertura homogénea o heterogénea, por lo tanto, el número digital es un valor promedio de estas coberturas. (Chuvieco, 1990).

6.5.2. RESOLUCION DE UN SENSOR

Mientras que en otros tipos de sistemas cartográficos estamos acostumbrados a relacionar de forma exclusiva resolución y precisión geométrica, en los sistemas sensores de Teledetección se habla de cinco resoluciones distintas. Gracias a ellas pueden evaluarse rangos de precisión referentes a distintos conceptos de suma importancia para el análisis de las imágenes espaciales. Dichas resoluciones son:

Resolución Espacial

Este concepto describe la capacidad del sistema para distinguir objetos en función de su tamaño. Dicho de otro modo, la resolución espacial suele interpretarse como el tamaño del objeto más pequeño que puede ser distinguido en una imagen: tamaño del píxel sobre el terreno.

En los sensores ópticos electrónicos el tamaño del píxel depende de varios factores como son la altura orbital, la velocidad de exploración del satélite o el número de detectores montados en el sensor.

La resolución espacial juega un papel fundamental condicionando la escala de trabajo y la fiabilidad de la interpretación. De modo que cuanto menor sea el tamaño del píxel menor será la posibilidad de que este sea un compuesto de dos cubiertas fronterizas. Sin embargo, en algunas ocasiones puede ser bueno contar con un tamaño de píxel más grande ya que con ello se reduce la variabilidad de categorías.

Resolución Radiométrica

Indica la capacidad del sensor para discriminar niveles o intensidades de radiancia. La energía electromagnética recibida por el sensor, cuando se convierte a nivel digital, necesita un formato binario (número de bits) para codificarse.

A mayor número de bits reservados para almacenar el valor de la reflectividad de un píxel, mayor resolución radiométrica. De este modo, por ejemplo, el sensor TM de LANDSAT tiene una resolución radiométrica de 8 bits con lo que pueden registrarse valores decimales equivalentes en un rango de 0 a 255, es decir 256 (2^8).

Resolución Espectral

Indica el número y anchura de las bandas espectrales que puede discriminar el sensor. En este sentido, un sensor tendrá una resolución espectral más grande cuanto mayor sea el número de bandas proporcione.

A la vez conviene que estas bandas sean suficientemente estrechas con objeto de recoger la señal sobre regiones coherentes del espectro. Bandas muy amplias suponen registrar un valor promedio que puede encubrir la diferenciación espectral entre cubiertas de interés.

Resolución Temporal

Mide el tiempo de paso del satélite sobre la vertical de un punto. Con ello se determina la periodicidad de adquisición de imágenes de una misma zona. De este modo podemos cuantificar la capacidad que tiene un sistema sensor para registrar los cambios temporales ocurridos sobre una determinada cubierta, lo cual es de vital importancia a la hora de abordar estudios evolutivos. La resolución temporal está condicionada por el tipo de órbita, el ángulo de barrido y la velocidad del satélite. (Muñoz, 2006).

6.5.3. PRE-PROCESAMIENTO

El análisis digital de imágenes de satélite toma como materia prima la matriz numérica tridimensional. Las primeras manipulaciones que han de llevarse a cabo tienen como finalidad restaurar la imagen reestableciendo, en la medida de lo posible, las condiciones de la toma. Ello implica el desarrollo de correcciones:

Corrección Geométrica

Tienen como finalidad reconstruir la geometría de la imagen, adaptándola a una determinada Proyección cartográfica y a su sistema de coordenadas asociado.

En este proceso se corrigen, por ejemplo, las distorsiones espaciales en los píxeles debido a la perspectiva cónica con que se toma la imagen desde el sensor, y se pasa a una perspectiva ortográfica obteniéndose lo que se conoce como ortoimagen. También incluimos en el proceso de calibración geométrica cualquier tipo de cambio de escala o zoom, giros y desplazamientos sobre la imagen, conducentes a poder ajustarla a mapas y modelos del terreno previos, a efectuar mosaicos de múltiples imágenes, etc. En todas las operaciones geométricas anteriores se necesitan unos puntos de apoyo o de control fácilmente identificables sobre la imagen cuyas coordenadas finales se conocen. Con estos puntos de apoyo se pueden determinar las funciones polinómicas o matriciales que permiten transformar todos los píxeles de la imagen “en bruto” en los de la imagen final. (Muñoz, 2006).

Calibración Radiométrica

Para conocer la reflectividad de una superficie es preciso relacionar dos magnitudes: la energía reflejada y la incidente. A partir de los datos medidos por el sensor podemos obtener la primera, ya que la radiancia espectral medida por este es consecuencia de la reflexión de la radiación

solar procedente del suelo. Esta medición se codifica a un valor numérico (el ND), de acuerdo a unos coeficientes de calibración específicos para cada sensor. Debido a que estos coeficientes son conocidos, puede realizarse el proceso inverso obteniendo valores de radiancia espectral a partir de los ND:

$$L_K = a_{0,K} + a_{1,K} * ND_K \quad (Ec. 9)$$

Donde L_K , corresponde a la radiancia espectral recibida por el sensor en la banda k (en $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$); $a_{0,K}$ y $a_{1,K}$ son los coeficientes de calibración para esa banda y ND_K , corresponde al nivel digital de la imagen en la misma banda. Estos coeficientes de calibrado suelen incluirse en la cabecera de la imagen.

La conversión de los ND almacenados en una imagen original a variables físicas es un paso previo que resulta de gran utilidad en múltiples fases de la interpretación de imágenes, ya que permite trabajar con variables físicas de significado estándar, comparables en un mismo sensor a lo largo del tiempo cuando pretendamos abordar tareas de detección de cambios. (Chuvieco, 2010).

Corrección Atmosférica

Una vez obtenida la radiancia espectral se puede calcular la reflectividad aparente (TOA, por sus siglas en inglés, Top Of Atmosphere), conociendo el ángulo cenital solar que viene dado en los metadatos de la imagen y la distancia Tierra-Sol en el momento de la toma de la imagen. Para poder utilizar la información radiométrica de la imagen en todas las facetas es necesario convertir la reflectividad aparente (TOA) a reflectividad de la superficie terrestre. El proceso necesario para esa conversión es llamado corrección atmosférica. (Agresta et al. ,2015).

La influencia atmosférica no afecta por igual a los dos componentes del cálculo de la reflectividad: flujo descendente (denominador) y ascendente (numerador), ya que el espesor de la atmósfera que atraviesan es distinto. Además, hay que considerar que a la irradiancia solar directa hay que añadir la difusa, procedente de otros objetos vecinos. En definitiva, la radiancia que recibe el satélite no es la misma que sale del suelo. Ésta es la que interesa, pues pretendemos medir la reflectividad de la cubierta, no la influida por la atmósfera:

$$L_K = L_{su,K} * \tau_K + L_{a,K} \quad (Ec. 10)$$

Donde $L_{su,K}$ es la radiancia que sale de la superficie terrestre; τ_K es la transmisividad de la atmósfera para el flujo ascendente, y $L_{a,K}$, la radiancia aportada por la dispersión atmosférica.

Los procedimientos para abordar estas correcciones con precisión son muy laboriosas y requieren datos sobre las condiciones de la atmósfera en el momento de tomar la imagen, que no suelen estar disponibles. Además del efecto de la atmósfera no es constante en la imagen, sino que determinadas zonas pueden haber sido más afectadas que otras, en función de la diversa presencia de aerosoles o vapor de agua.

Uno de los procedimientos para abordar la corrección atmosférica es a partir de modelos físicos de transferencia radiativa, que suelen basarse en una serie de atmósferas estándar. La precisión de los modelos dependerá, como es lógico, de la solidez de las asunciones que se realicen y de la similitud entre los perfiles teóricos y las condiciones concretas de la atmósfera cuando se toma la imagen. (Chuvieco, 2010).

6.6. EL PROGRAMA LANDSAT

La agencia espacial norteamericana diseñó a fines de la década de los sesenta el primer proyecto dedicado exclusivamente a la observación de los recursos terrestres. Entonces como consecuencia de este trabajo fue la puesta en órbita del primer satélite de la serie ERTS (Earth Resource Technology Satellite) el 23 de junio de 1972. Esta familia de satélites, denominada Landsat a partir del segundo lanzamiento, en 1975, ha constituido uno de los proyectos más fructíferos de la teledetección espacial. La buena resolución de sus sensores, el carácter global y periódico de la observación que realizan y su buena comercialización, explican su profuso empleo por expertos de muy variados campos en todo el mundo.

Fig 27. Landsat Tm 5



Fuente: Obtenido de <https://landsat.usgs.gov/landsat-5-history>

El lanzamiento de los Landsat-4 y 5 supuso un notable impulso del programa Landsat debido a que su principal aportación consistió en incorporar un nuevo sensor, denominado Thematic Mapper (TM), directamente diseñado para la cartografía temática. (Chuvieco, 2010).

Siendo un equipo de barrido multi-espectral, presenta las siguientes características:

Cuadro 4. Características del sensor Landsat 5 Tm

Sistema de sensor	Banda	Resolución espectral (um)	Resolución espacial (m)	Anchura de escaneado (km)	Frecuencia Temporal
TM	B1 – Azul	0.42 – 0.52	30	185	16 días
	B2 – Verde	0.52 – 0.60	30		
	B3 - Rojo	0.63 – 0.69	30		
	B4 – Infrarrojo cercano (NIR)	0.76 – 0.90	30		
	B5 – SWIR 1	1.55 – 1.75	30		
	B6 – Infrarrojo térmico	10.40 – 12.50	120		
	B7 – SWIR 2	2.08 – 2.35	30		

Fuente: Obtenido de https://plusformacion.com/Recursos/r/Manejo-del-ENVI-V45?quicktabs_ofertas_relacionadas_quicktab=2

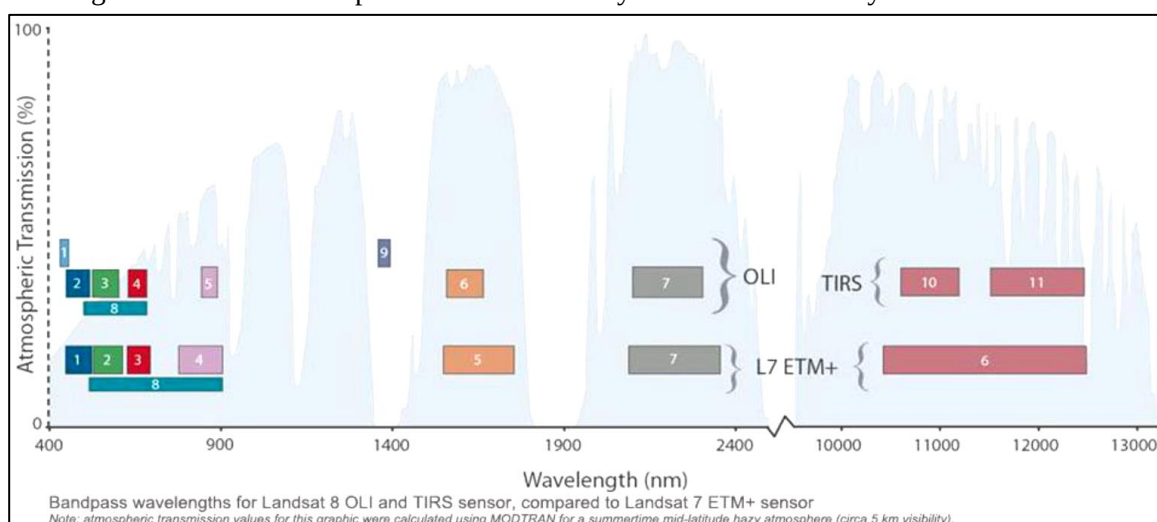
En la actualidad el programa se encuentra en su octava versión denominada: “*Landsat Data Continuity Mission*” (LDCM) es el octavo satélite de observación de la serie Landsat y continuará el legado de archivo de los anteriores satélites, convirtiéndose de esta manera en el futuro de los satélites de observación de la tierra de mediana resolución con más historia. Este programa amplía, mejora y avanza en el registro de imágenes multispectrales, mantenimiento la misma calidad de sus siete predecesores. Dicho satélite fue lanzado el 11 de febrero de 2013 en Vandenberg air force base, California a las 18:02.536 UTC.

Tras el lanzamiento, el satélite LDCM será rebautizado como Landsat 8. Este sistema está compuesto de dos grandes segmentos:

El observatorio; el cual consta de una plataforma con capacidad de carga de dos de sensores de observación terrestre, el primero de ellos denominado *Operational Land Imager* (OLI) y el sensor térmico infrarrojo *Thermal Infrared Sensor* (TIRS). OLI y TIRS recogerán los datos de forma conjunta para proporcionar imágenes coincidentes de la superficie terrestre, incluyendo las regiones costeras, hielo polar, las islas y las zonas continentales. El OLI es un instrumento construido por la empresa Ball Aerospace & Technologies Corporation en Boulder, Colorado y el TIRS es un instrumento que fue construido por la NASA en el centro de vuelo espacial Goddard en Greenbelt, Md. Además, el LDCM seguirá la misma secuencia de trayectoria (también conocida como “paths” o rutas de acceso) como sus antecesores Landsat 4, Landsat 5 y Landsat 7. Esto permitirá que todos los datos del LDCM son referenciados al mismo sistema de coordenadas, continuando con el registro de datos desde hace décadas. El satélite almacena los datos del sensor OLI y TIRS en una grabadora de estado sólido incluida a bordo y transmite los datos a estaciones receptoras terrestres.

El segundo segmento es el sistema terrestre, el cual proporciona la capacidad necesaria para la planificación y programación de las operaciones del LDCM y todas aquellas necesarias para administrar y distribuir los datos.

Fig 28. Ancho de banda para los sensores OLI y TIRS en Landsat 8 y ETM+ en Landsat 7



Fuente: USGS, 2013

La calidad de los datos (relación de la señal en función del ruido) y la resolución radiométrica (12 bits) del OLI y TIRS es más alta que los anteriores instrumentos Landsat (8 bits para TM y ETM+), proporcionando una mejora significativa en la capacidad de detectar cambios en la superficie terrestre.

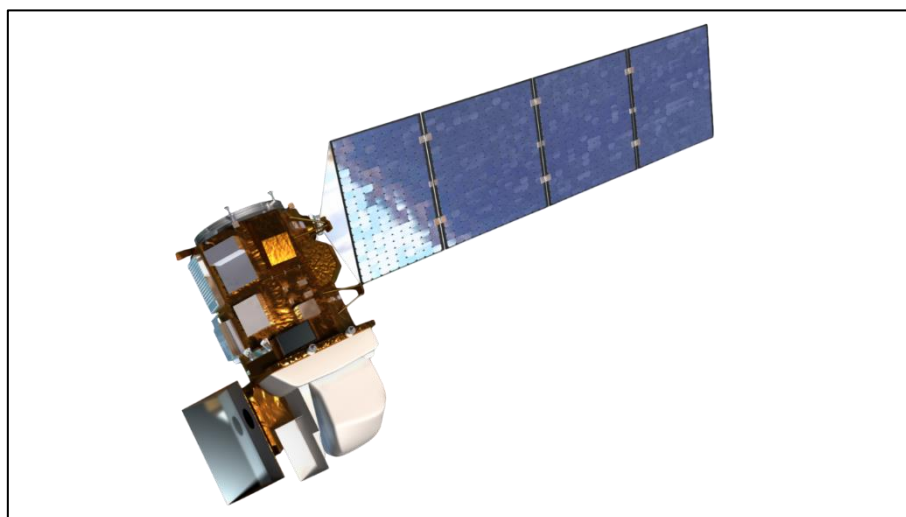
Los datos de productos Landsat 8 son totalmente compatibles con todos los datos de los productos estándar a nivel 1 (ortorectificado) creados usando Landsat 1 al Landsat 7; a continuación, se describen algunas de sus especificaciones generales. (Instituto Geográfico Agustín Codazzi, 2013):

Cuadro 5. Características del sensor Landsat 8 OLI - TIRS

Sistema de sensor	Bandas	Resolución espectral (um)	Resolución espacial (m)	Tamaño de la escena (km*km)	Frecuencia temporal
Landsat 8 Operational Land Imager (OLI) and Thermal Infrared Sensor (TIRS)	Banda 1 -Aerosol costero	0.43 – 0.45	30	El tamaño aproximado de la escena es de 170 km de norte-sur por 183 km de este a oeste	16 días
	Banda 2 – Azul	0.45 – 0.51	30		
	Banda 3 – Verde	0.53 – 0.59	30		
	Banda 4 – Rojo	0.64 – 0.67	30		
	Banda 5 – Infrarrojo cercano (NIR)	0.85 – 0.88	30		
	Banda 6 – SWIR 1	1.57 – 1.65	30		
	Banda 7 – SWIR 2	2.11 – 2.29	30		
	Banda 8 - Pancromático	0.50 – 0.68	15		
	Banda 9 - Cirrus	1.36 – 1.38	30		
	Banda 10 – Infrarrojo térmico	10.60 – 11.19	100		
	Banda 11 – Infrarrojo térmico	11.50 – 12.51	100		

Fuente: Instituto Geográfico Agustín Codazzi (2013)

Fig 29. Sensor Landsat 8 OLI - TIRS



Fuente: Obtenido de <https://landsat.gsfc.nasa.gov/landsat-data-continuity-mission/>

CAPITULO III MATERIALES Y METODOS

1. MATERIALES Y EQUIPOS

1.1. MATERIALES

Carta Nacional

Para el mapeo de la zona de estudio se utiliza las hojas 18h y 19h de la Carta Nacional, la cual está a una escala de 1/100 000 y ha sido elaborada por el instituto Geográfico Nacional, toda esta información es obtenida del geoservidor del Ministerio de Educación – MINEDU (<http://sigmed.minedu.gob.pe>).

Mapas temáticos

- Mapa de la red vial, a ser elaborado a partir de información vectorial actualizada al 2014, proporcionado por el Ministerio de Transportes y Comunicaciones, a escala de 1/400 000.
- Mapa geológico nacional, elaborado por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) a una escala de 1/100 000.
- Mapa geomorfológico de Ancash, elaborado por el Instituto Geológico Minero y metalúrgico (INGEMMET) a una escala de 1/100 000.
- Mapa Ecológico nacional, elaborado por el ONERN a una escala de 1/100 000.
- Mapa de isoyetas, de temperatura, entre otros que permitan caracterizar los componentes hidroclimáticos.

Imágenes Satelitales

Las imágenes satelitales utilizadas serán las del satélite LANDSAT 5 TM y LANDSAT 8 OLI-TIRS, obtenidas del portal de United States Geological Survey (USGS), estas se usarán para la estimación de las áreas glaciares de la zona de estudio para sus diferentes años.

Material estadístico

Información pluviométrica, hidrométrica y meteorológica tales como: Precipitación, caudales, temperatura y otros que permitan definir el caudal de la subcuenca Blanco.

Software

- Erdas Imagine 2014, software desarrollado y comercializado por HEXAGON Geospatial, se utilizó en el tratamiento de imágenes satelitales, específicamente en la corrección geométrica.
- Envi 5.3, software desarrollado y comercializado por Exelis Visual Information Solutions, utilizado para el procesamiento de imágenes de satélite, específicamente en la corrección radiométrica y atmosférica, elaboración de índices y árboles de decisión para discriminar el área glaciar y la superficie de lagunas.
- Arcgis 10.3, software desarrollado y comercializado por Esri (Environmental Systems Research Institute), se utilizó para la elaboración de los mapas temáticos de la zona de estudio.

1.2. EQUIPOS

- Laptop Asus Core I7, con memoria RAM de 12 GB, tarjeta de video de 2GB, Disco duro de 1 TB y sistema operativo Windows 10 de 64 bits; que se utilizara en la etapa de gabinete.
- Impresora HP PSC 1410, usada para la impresión de los diferentes informes de la tesis.
- Disco Duro extraíble, de la marca Toshiba, de 1 Tera de capacidad; para el almacenamiento de las imágenes satelitales y de los archivos obtenidos de su procesamiento.
- Cámara fotográfica, de la marca Canon, de 20 MP y zoom óptico 8X, para la toma de fotografías en el área de estudio.
- GPS Navegador de la marca Garmin modelo MAP64s, utilizado para la obtención de las coordenadas de los puntos recorridos en etapa de campo.

2. MÉTODOS

2.1. DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN

El presente estudio se ha desarrollado bajo los criterios de una investigación cuantitativa – no experimental. Decimos que es cuantitativo, debido a que se probara la hipótesis con base en la medición numérica y el análisis estadístico de datos recopilados y no experimental porque no se manipularan deliberadamente las variables del estudio, solo se observaran tal y como se dan en su contexto natural, para después analizarlos.

2.2. NIVEL DE LA INVESTIGACIÓN

Correlacional, debido a que se analiza la relación entre las variables que originan el problema en estudio y la influencia de estas.

2.3. TIPO DE INVESTIGACIÓN

Longitudinal, ya que recolecta datos a través del tiempo en puntos o periodos especificados para hacer inferencias respecto al cambio, sus determinantes y consecuencias.

2.4. POBLACIÓN Y MUESTRA

2.4.1. POBLACIÓN

La cuenca del río Santa presenta la mayor superficie glaciar de la Cordillera Blanca (357.99 km²), la cual a su vez es la zona con mayor cantidad de glaciares del Perú, debido a ello se consideró en esta investigación como población a las veintinueve subcuencas con cobertura glaciar pertenecientes a ella.

2.4.2. MUESTRA

La muestra se eligió mediante el método de muestreo no probabilístico, el cual es establecido por el criterio del investigador. En la presente investigación se escogió a la subcuenca Blanco con una cobertura glaciar de 33.3 km², debido a que presenta una de las quebradas de mayor longitud y cuyo caudal ingresa a dos pequeñas centrales hidroeléctricas de filo de agua: Santa Cruz I y Santa Cruz II, localizadas cerca de la desembocadura al río Santa, teniendo una potencia efectiva de 6,94 MW y 7,94 MW respectivamente. (OSINERGMIN, 2015). De la misma manera su caudal aporta al río Santa antes de su ingreso a la Central Hidroeléctrica del Cañón del Pato.

2.5. **PROCEDIMIENTOS**

A continuación, se presentan los procedimientos que se llevaron a cabo para la realización de esta investigación:

2.5.1. **SELECCIÓN DE IMÁGENES SATELITALES**

En la estimación de las coberturas glaciares del área de estudio se utilizaron imágenes satelitales del sensor Landsat 5 TM y Landsat 8 OLI-TIRS de propiedad de United States Geological Survey (USGS) (<http://www.usgs.gov/>). Con respecto a su selección se consideró a aquellas que fueron obtenidas en época de estiaje, es decir, entre los meses de mayo a setiembre donde la nieve temporal es mínima asimismo debido a que presentaron baja o nula nubosidad.

Cuadro 6. Características de las imágenes satelitales utilizadas

Sensor	Resolución (m)	Path/Row	Fecha	Proyección	Formato
Landsat 5 TM	30	8/66	18/07/1987	UTM	Geotiff
Landsat 5 TM	30	8/66	11/08/1990	UTM	Geotiff
Landsat 5 TM	30	8/66	29/06/1992	UTM	Geotiff
Landsat 5 TM	30	8/66	25/08/1995	UTM	Geotiff
Landsat 5 TM	30	8/66	29/07/1997	UTM	Geotiff
Landsat 5 TM	30	8/66	03/07/2005	UTM	Geotiff
Landsat 5 TM	30	8/66	18/08/2010	UTM	Geotiff
Landsat 8 OLI-TIRS	30	8/66	15/06/2016	UTM	Geotiff

Fuente: Elaboración propia

2.5.2. **PROCESAMIENTO DE IMÁGENES SATELITALES**

Una vez seleccionadas y adquiridas las imágenes satelitales, estas no pueden utilizarse inmediatamente debido a una serie de interferencias que hacen que la información que quiere obtenerse aparezca perturbada por una serie de errores. Entonces, para subsanar todo ello se procederá a realizar una serie de correcciones: geométrica, radiométrica y atmosférica.

CORRECCIÓN GEOMÉTRICA

La corrección geométrica se realizó con la finalidad de proporcionar a cada pixel de la imagen su ubicación terrestre (Coordenadas UTM, Datum WGS84 y Zona 18S). En ese sentido se tomó como referencia 43 puntos de control, los cuales fueron obtenidos de la información vectorial de ríos de la Carta Nacional del IGN, debido a que se recomienda para relieves abruptos cantidades mayores a 40. Asimismo, se utilizó un Modelo Digital de Elevación (MDE) generado a partir de la información vectorial de curvas de nivel de la Carta Nacional del IGN.

En este proceso se obtuvo un error medio cuadrático (RMS) de 3.56, siendo este un valor aceptado para el proceso, por ser inferior al tamaño del pixel de la imagen (30m). Este proceso se realizó en el programa Erdas Imagine 2014.

CALIBRACIÓN RADIOMÉTRICA

La calibración radiométrica es la conversión de los Niveles Digitales (ND) a valores de radiancia, este proceso se realizó en el programa ENVI utilizando la fórmula de calibración de imágenes landsat de Chander (2009).

$$L_{\lambda} = \left(\frac{LMÁX_{\lambda} - LMÍN_{\lambda}}{Q_{calmáx} - Q_{calmín}} \right) * (Q_{cal} - Q_{calmín}) + LMÍN_{\lambda} \quad (Ec. 11)$$

ó:

$$L_{\lambda} = G_{rescale} * Q_{cal} + B_{rescale} \quad (Ec. 12)$$

Donde:

L_{λ} = Radiancia espectral en la apertura del sensor, en $W/(m^2.sr.\mu m)$

$LMÁX_{\lambda}$ = Radiancia máxima espectral en el sensor que es escalado a $Q_{cal máx}$, en $W/(m^2.sr.\mu m)$

$LMÍN_{\lambda}$ = Radiancia mínima espectral en el sensor que es escalado a $Q_{cal mín}$, en $W/(m^2.sr.\mu m)$

$Q_{cal máx}$ = Valor máximo cuantificado de pixel calibrado, en niveles digitales (DN)

$Q_{cal mín}$ = Valor mínimo cuantificado de pixel calibrado, en niveles digitales (DN)

Q_{cal} = Valor cuantificado del pixel calibrado, en niveles digitales (DN)

$G_{rescale}$ = Factor de ganancia para reajuste específico por banda, en $[W/(m^2.sr.\mu m)]/DN$

$B_{rescale}$ = Factor de sesgo para reajuste específico por banda, en $[W/(m^2.sr.\mu m)]/DN$

Los datos necesarios para el calibrado se encuentran en los metadatos de las diferentes imágenes satelitales consideradas.

CORRECCION ATMOSFERICA

La corrección atmosférica de las imágenes satelitales se realizó mediante el módulo FLAASH del programa ENVI, el cual se basa en el algoritmo de transferencia radiativa MODTRAN (Moderate resolution atmospheric Transmission) 4, el cual busca eliminar los efectos de la absorción y dispersión causados por las moléculas y partículas atmosféricas en suspensión, de la radiancia recibida por el sensor y convertir esa radiancia a valores de reflectividad de superficie.

Sin embargo, previo a la aplicación del proceso los datos deben configurarse en un formato requerido por FLAASH que incluye un ordenamiento especial de los datos como lo es el intercalado de banda por línea o BIL y la inclusión de cierta información clave sobre las características del sensor en el encabezado como el nombre y longitud de onda del punto medio de rango para cada banda.

El modelo FLAASH se compone de dos factores que consideran la radiancia reflejada desde la superficie de la tierra hasta el sensor y la radiancia que es dispersada en la atmosfera antes de alcanza el sensor. Para el primer factor en unidades normalizados de reflectancia es necesario indicar al modelo la elevación promedio del suelo, el tipo de sensor, la altitud del sensor con respecto al nivel del mar, la fecha y la hora de captura; todo esto se obtuvo del metadato de la imagen.

Con respecto al segundo factor, el modelo debe estimar la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera. Algunos sensores cuentan con bandas que cubren longitudes de onda específicas a partir de las cuáles se puede calcular la cantidad de vapor partiendo de la imagen; sin embargo, para la mayoría de sensores esta información no está disponible, por lo que FLAASH cuenta con aproximaciones de los valores de vapor de agua según distintas latitudes y épocas de captura de la imagen. En total son seis modelos atmosféricos que aproximan el vapor de agua, de los cuales para el área de estudio el modelo más apto según ITT (2009, p.21) es el modelo tropical, el cual estima que la cantidad de vapor de agua desde la superficie hasta la atmósfera en un área de un centímetro cuadrado es de 4.11 gramos (el equivalente a 4.11 centímetros cúbicos de agua por centímetro cuadrado de superficie).

Al igual que con el vapor de agua, existen longitudes de onda que permiten identificar aerosoles y removerlos automáticamente, tal como se detalla en ITT (2009, p.23). Sin embargo, para la mayoría de los sensores estas bandas no están disponibles, en ese caso se debe aproximar este valor dependiendo de las fuentes de influencia presentes en la superficie. ENVI-FLAASH cuenta con cuatro modelos de aerosoles, siendo elegido para el estudio el rural que aplica para sectores que no están bajo influencia fuerte de coberturas industriales o urbanas, asume que existen dos distribuciones de partículas, gruesas y delgadas, mezcladas en la atmósfera. Para completar la extracción de aerosoles, además del modelo de aerosol, es necesario indicar la visibilidad (V) estimada según las condiciones atmosféricas. Esta se expresa en kilómetros en el rango de 0 a 100 donde una atmósfera clara puede ser de 40 a 100 km, si existe niebla moderada visible en la imagen se estima de 20 a 30 km y si existe niebla densa se establece de 15 km o menos. En este caso se dejó el valor de 40 km por defecto.

Una vez completada la configuración se procedió a realizar el proceso en el software ENVI 5.3.

2.5.3. DETERMINACIÓN DE LOS CAMBIOS DE LA COBERTURA GLACIAR

Con las imágenes corregidas se procederá a determinar el índice de diferencia normalizada de nieve (NDSI) para cada año y se considerará como área glaciar aquella que se encuentra por encima del valor umbral de 0.4 y por encima de los 4500 m.s.n.m. (Colonia, 2013). Asimismo, se consideró como unidad mínima a considerar como glaciar a los que se encuentran por encima de 0.005 km² (Manual Metodológico de Inventario Nacional de Glaciares, 2017).

$$NDSI_{LANDSAT\ 5} = \frac{B_2 - B_5}{B_2 + B_5} \quad (Ec. 13)$$

$$NDSI_{LANDSAT\ 8} = \frac{B_3 - B_6}{B_3 + B_6} \quad (Ec. 14)$$

Donde

NDSI = Índice de Nieve de Diferencia Normalizada

Bn = banda “n”

Sin embargo, el índice utilizado presentaba inconvenientes en la discriminación con algunas lagunas cercanas al cuerpo glaciar. Para lo cual, se realizó un filtrado y edición mediante la interpretación visual con la composición de falso color.

Luego se calculó la tasa de retroceso glaciar del área estudiada a partir del promedio de los valores encontrados mediante dos métodos: la de correlación área glaciar – tiempo y el de tasa de cambio promedio anual; estos se aplicarán a las áreas glaciares encontradas a través de las imágenes satelitales.

La ecuación de la tasa de cambio promedio anual es la siguiente (Adaptado de Colonia, 2013):

$$T_c = 100 * \left(\left(\frac{A_2}{A_1} \right)^{\frac{1}{t}} - 1 \right) \quad (\text{Ec. 15})$$

Siendo:

A_2 =Área glaciar del presente año

A_1 = Área glaciar del año anterior

t = Periodo de años entre las dos áreas

2.5.4. DETERMINACIÓN DE LOS CAMBIOS DE LA SUPERFICIE DE LAGUNAS

Para la estimación de la superficie de las lagunas de la subcuenca Blanco se definió un árbol de decisión, para ello se necesitó el Índice de Diferencia Normalizada de Agua (NDWI) y un ráster de sombras y pendientes generadas a partir de un MDE, el cual a su vez fue elaborado a partir de las curvas de nivel de la Carta Nacional del IGN. Los criterios fueron: NDWI > 0.1, sombras mayores a 0.4% y pendientes menores a 30°. (Adaptado de Colonia, 2013).

En ese sentido, se estableció la siguiente ecuación para el índice requerido por representar de mejor manera los cuerpos de agua:

$$NDWI_{LANDSAT\ 5} = \frac{B_2 - B_4}{B_2 + B_4} \quad (\text{Ec. 16})$$

$$NDWI_{LANDSAT\ 8} = \frac{B_3 - B_5}{B_3 + B_5} \quad (\text{Ec. 17})$$

NDWI=Índice de Agua de Diferencia Normalizada

B_n = banda “n”

Luego de convertir el resultado en información vectorial, se procedió a filtrarlo y editarlo en caso sea necesario, para definir solo las lagunas originadas por deshielo de los glaciares mediante interpretación visual con la combinación de falso color y según el Inventario Nacional de Lagunas y Glaciares (ANA, 2012).

2.5.5. CÁLCULO DE LA RESERVA HÍDRICA GLACIAR

El volumen se calcula a partir de la estimación del espesor promedio del flujo de hielo central que a su vez depende de otros factores. Haeberli y Hoelzle (1995) calculan el volumen basado en espesor de hielo promedio a lo largo de la línea de flujo central (h_f):

$$h_f = \frac{\tau}{f * \rho * g * \sin \alpha} \quad (\text{Ec. 18})$$

Donde:

τ = fuerza de corte basal promedio en el flujo de hielo central

f = factor de forma (0.8)

ρ = densidad de hielo (900 kg/m³)

g = aceleración de la gravedad (9,81m/s²)

α = pendiente del flujo de hielo central (°)

La parametrización de τ , se realiza en función del rango de elevación (ΔH), basada en la reconstrucción de los glaciares alpinos del Pleistoceno tardío (Haeberli and Hoelzle, 1995).

Si $\Delta H > 1600$ m

$$\tau = 1.5 \text{ bar}$$

Si $\Delta H \leq 1600$ m

$$\tau = 0.005 + 1.598 * \Delta H - 0.435 * (\Delta H)^2 \quad (\text{Ec. 19})$$

Por otro lado, la pendiente de superficie (α) puede calcularse con la longitud del glaciar (L) y el rango de elevación (ΔH) con:

$$\alpha = \arctan\left(\frac{\Delta H}{L}\right) \quad (\text{Ec. 20})$$

Luego, se desarrolla la interpolación del espesor del flujo central, estimando el espesor promedio en todo el glaciar (h_F) a través de la multiplicación por $\pi/4$, asumiendo una sección semi-elíptica y un glaciar no ramificado (Frey, et al., 2014):

$$h_F = h_f\left(\frac{\pi}{4}\right) \quad (\text{Ec. 21})$$

Finalmente conociendo el área y el espesor promedio del glaciar obtendremos el volumen o reserva hídrica glaciar:

$$V_F = A * (h_F) \quad (\text{Ec. 22})$$

Donde:

V_F = Volumen glaciar

A = Área glaciar

h_F = Espesor promedio de hielo

La incertidumbre del volumen es de $\pm 30\%$ (Linsbauer, et al., 2012), considerando la deformación y deslizamiento del glaciar. De igual manera que con el área glaciar se obtendrá la tasa de retroceso del volumen glaciar. (Manual Metodológico de Inventario Nacional de Glaciares, 2017).

2.5.6. ESTIMACIÓN DEL APOORTE HÍDRICO GLACIAR

Para este procedimiento se realizó cuatro métodos: el análisis de caudales mínimos anuales, el caudal de estiaje, la curva de duración y el balance hídrico, considerándose el promedio de los resultados como el valor establecido para la presente investigación.

Con respecto al análisis de caudales mínimos anuales, el aporte hídrico de la superficie glaciar se calculará mediante un promedio de los caudales mínimos anuales registrados en los meses de estiaje de los 6 años más secos que serán identificados en base a la información hidrométrica histórica de la estación Colcas, la cual se encuentra en el río Blanco muy cerca a su desembocadura al río Santa. Por otro lado, el análisis del caudal de estiaje consistió en estimar el mínimo caudal promedio de ésta época seca del año para lo cual se seleccionó el año más seco histórico. Asimismo, la curva duración se elaboró a partir del caudal promedio de los meses de junio hasta setiembre de cada año y se consideró como el aporte del glaciar al caudal con persistencia del 99%. Finalmente, se realizó el balance hídrico expresada en la siguiente ecuación:

$$Ap\ Gl = Es - Pp + Evap$$

Donde “Ap” es el aporte hídrico glaciar, “Es” es la lámina superficial escurrida, “Pp” es la precipitación mensual y “Evap” es la evaporación mensual. No se consideró la infiltración por la pendiente característica de estas zonas montañosas que resulta mínima, y puede asumirse despreciable.

Por tanto, se necesitó estimar lo siguiente:

- **La precipitación total media anual**, a partir del método de isoyetas, polígonos de Thiessen y ecuaciones mensuales de la precipitación, en base a la información obtenida de las estaciones pluviométricas consideradas. El resultado a tomar será el promedio de los tres valores. Una vez encontrada la precipitación total media anual, se estimarán los valores medio mensuales haciendo una distribución porcentual del dato en base a coeficientes adimensionales tomando en cuenta una estación de apoyo.
- **La evaporación total media anual**, a partir de una correlación entre los datos de estaciones meteorológicas consideradas y la altitud de cada una de ellas con la finalidad de obtener una ecuación regional de la evaporación. Luego, se construirán las isolíneas y finalmente se hallará la evaporación media mediante un promedio ponderado. Para esta variable se calculará el promedio de los resultados encontrados con los dos métodos.

Una vez encontrada la evaporación total media anual, se estimarán los valores medio mensuales haciendo una distribución porcentual del dato en base a coeficientes adimensionales tomando en cuenta una estación de apoyo.

- **La escorrentía**, se hallará en base a los caudales medios mensuales históricos tomando en cuenta el área de la subcuenca y la cantidad de segundos por cada mes. (Adaptado de Baldera, 2015).

2.5.7. ESCENARIOS FUTUROS DE LA SUPERFICIE Y VOLUMEN GLACIAR

Para esta estimación se utilizará la ecuación de la tasa de cambio promedio anual adaptada por Colonia Torres (2011), la cual toma en cuenta dos áreas de tiempos distintos y su periodo de análisis entre ellas. (Colonia, 2013).

$$A_2 = A_1 * (T_c + 1)^t$$

Luego con las tasas de cambio calculadas previamente se obtendrá el área y volumen glaciar a diferentes años y se podrá hacer las predicciones correspondientes.

2.5.8. ESTIMACIÓN DE ESCENARIOS FUTUROS DEL APOORTE HÍDRICO GLACIAR

Se utilizó el método de balance hídrico para obtener los resultados por los años donde se cuenta con información de la superficie en base a las imágenes satelitales consideradas. Para ello se estimó los valores mensuales de la precipitación de la subcuenca Blanco para cada año determinado, siendo necesario la aplicación de una matriz de variabilidad pluviométrica en base a una estación de apoyo. Asimismo, se estimó los valores mensuales de la esorrentía para cada año, siendo necesario una estación de apoyo y la aplicación del modelo precipitación-esorrentía Lutz Scholz debido a que no existe información hidrométrica desde el año 1998 al 2010. Con respecto a la evaporación se consideró el promedio mensual de dicha variable por carecer de una estación de apoyo que cuente con un registro perteneciente al periodo de estudio. Finalmente, se desarrolló una correlación entre el área glaciario y caudal glaciario promedio de cada año y se obtuvo una ecuación que será utilizada para la estimación de los valores de caudal de deshielo para los años futuros en base de las áreas glaciario estimadas con la tasa de retroceso glaciario promedio. (Adaptado de Baldera, 2015)

3. ETAPAS DE LA INVESTIGACION

3.1. ETAPA INICIAL DE GABINETE

Consiste en la clasificación y análisis de la información existente de la zona de estudio de manera sistemática y ordenada.

3.2 ETAPA DE CAMPO

Consiste en el reconocimiento del área de estudio, así como para confirmar, corregir o complementar lo planeado en gabinete.

3.3. ETAPA FINAL DE GABINETE

Se efectuará los ajustes necesarios con los aportes de campo en relación a los mapas temáticos y los mapas base, además se realizó consultas a expertos, fuentes bibliográficas y otros registros.

CAPITULO IV

CARACTERISTICAS DE LA SUBCUENCA DEL RIO BLANCO

1. UBICACIÓN

1.1. UBICACIÓN POLITICA

La subcuenca del río Blanco se localiza en la cuenca del río Santa, política y administrativamente el área de estudio se encuentra en el departamento de Ancash, provincia de Huaylas, distrito de Santa Cruz.

1.2. LOCALIZACIÓN GEOGRAFICA

Geográficamente la subcuenca del río Blanco se ubica entre los paralelos 8°52'16'' y 8°58'55'' de latitud sur y los meridianos 77°34'26'' y 77°50'54'' de longitud oeste. Limitado por el Norte con la microcuenca de la quebrada Cedros y la microcuenca de la quebrada Coltan, por el sur con la subcuenca del río Lllullán y la microcuenca de la quebrada Cucush, por el este con la cuenca del río Maraón y por el oeste con la quebrada Pillash y el río Santa. Hidrológicamente se ubica en la vertiente del Pacífico; específicamente en la Cordillera Blanca, a la margen derecha del río Santa. **(Ver Mapa N°01).**

Cuadro 7. Coordenadas UTM de los puntos extremos de la subcuenca Blanco

Subcuenca	Coordenadas UTM extremo							
	Norte		Este		Sur		Oeste	
	E	N	E	N	E	N	E	N
Blanco	201083	9018303	216928	9015155	196330	9006002	186742	9012761

Fuente: Elaboración propia

La subcuenca Blanco está conformada por 10 unidades hidrográficas según el método de delimitación propuesto por Otto Pfafstetter: Microcuenca Santa Cruz Alto (72.2 km²) Intercuenca Santa Cruz Media (40.8 km²), Microcuenca Ragra (39.40 km²), Microcuenca Paccharuri (21.0 km²), Microcuenca Cholin (17.2 km²), Microcuenca Los Baños (16.8 km²), Intercuenca Santa Cruz Bajo (10.4 km²), Intercuenca Yuracmayo Alto (6.3 km²), Intercuenca Yuracmayo Bajo (2.3 km²) y la Intercuenca Blanco Bajo (7.8 km²). **(Ver Mapa N° 02)**

2. INFRAESTRUCTURA VIAL

2.1. SISTEMA VIAL TERRESTRE

En el siguiente cuadro se presenta el acceso a la subcuenca del río Blanco desde Lima:

Cuadro 8. Primera ruta de acceso a la zona de estudio

Tramo	Tipo de vía	Distancia (km)	Tiempo (Horas)	Fuente
Lima- Pativilca	Carretera asfaltada	202	3.3	MTC
Pativilca – Huaraz	Carretera asfaltada	207	4.15	
Huaraz – Caraz	Carretera asfaltada	69.7	2.3	
Caraz - Yuracoto	Carretera afirmada	5	0.25	MINCETUR
Yuracoto – Cashapampa (Acceso a quebrada)	Trocha Carrozable	27	1.2	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 9. Segunda ruta de acceso a la zona de estudio

Tramo	Tipo de vía	Distancia (km)	Tiempo (Horas)	Fuente
Lima- Pativilca	Carretera asfaltada	202	3.3	MTC
Pativilca – Huaraz	Carretera asfaltada	207	4.15	
Huaraz – Caraz	Carretera asfaltada	69.7	2.3	
Caraz – Cruce Cullashpampa	Carretera asfaltada	4	0.13	MINCETUR
Cruce Cullashpampa – Cashapampa	Trocha carrozable	22	1.17	
Cashapampa – Acceso a quebrada	Camino de herradura	0.1	0.08	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 10. Tercera ruta de acceso a la zona de estudio

Tramo	Tipo de vía	Distancia (km)	Tiempo (Horas)	Fuente
Lima- Pativilca	Carretera asfaltada	202	3.3	MTC
Pativilca – Huaraz	Carretera asfaltada	207	4.15	
Huaraz – Desv. Colcas	Carretera asfaltada	88.7	2.9	
Desv. Colcas - Colcas	Trocha carrozable	4.1	0.2	Propia
Colcas - Cashapampa	Trocha carrozable	16.8	0.8	

Fuente: Elaboración propia

Red Nacional

- Carretera Panamericana, que conecta a la región Ancash con el resto del país, la cual es de fácil circulación debido a que está totalmente asfaltada y se encuentra en buen estado de conservación.
- Carrete de penetración Pativilca – Huaraz – Caraz - Huallanca, que conecta a la carretera Panamericana con el eje longitudinal de la sierra.

Red Vecinal

La ruta de caminata hacia la quebrada Santa Cruz se inicia en la Comunidad de Cashapampa (2850 msnm), caserío del distrito de Santa Cruz, pueblo agricultor y ganadero donde se puede contratar los servicios de arriero y burros que llevarán todo el equipaje durante el recorrido. (MP de Huaylas, 2011). En ese sentido viajando en vehículo se toma la vía afirmada Caraz – Yuracoto, luego se toma la trocha carrozable Yuracoto – Cashapampa. De la misma manera, se puede tomar la vía asfaltada de Caraz hacia el cruce de Cullashpampa, a partir del cual se toma la trocha carrozable hasta Cashapampa. (MINCETUR).

Otro punto de partida es Colcas donde por un camino de trocha carrozable se llega a Hualcayan, tomando el desvío al sur pasar por las aguas termales de Huancarhuaz y llegar a Cashapampa. (MP de Huaylas, 2011). **(Ver Mapa N° 03)**

Otros accesos

- Carretera Chimbote – Huallanca – Caraz – Huaraz
- Carretera Santa – Huallanca - Caraz – Huaraz
- Carretera Casma – Punta Callán – Huaraz - Caraz

2.2. INFRAESTRUCTURA DE TRANSPORTE AEREO

Actualmente se cuenta con el aeropuerto de Anta – Huaraz, el cual inició sus operaciones el 15 de Junio de 1970 después del sismo del 31 de mayo del mismo año que cobro 75,000 víctimas y se encuentra ubicado en la Región Ancash, Provincia de Carhuaz y Distrito de Anta a 23 kilómetros situado al norte de la ciudad de Huaraz.

El aeropuerto de Anta – Huaraz cuenta con vuelos comerciales regulares, particulares de empresas privadas (Minera Barrick); aeronaves Militares (vuelos de instrucción), los cuales deben ser confirmados previamente en el GRUPO 8 - Aeropuerto Internacional Jorge Chávez de Lima. (CORPAC S.A.).

3. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE LA SUBCUENCA

3.1. GEOLOGÍA

De acuerdo al mapa geológico de la zona de estudio, el cual fue elaborado basándose en el Mapa Geológico Nacional a escala 1/100 000 (carta 18h), y al boletín “Geología de los Cuadrángulos de Pallasca, Tayabamba, Corongo, Pomabamba, Carhuaz y Huari” (INGEMMET, 1995) así como al estudio “Riesgos Geológicos en la región Ancash” (INGEMMET, 2009); se identificaron dos grandes unidades litológicas teniéndose los depósitos inconsolidados y unidades del substrato rocoso. **(Ver Mapa N°04)**

Cuadro 11. Formaciones geológicas de la subcuenca del río Blanco

Era	Sistema	Serie	Unidad Litológica		Extensión (km ²)
			Descripción	Símbolo	
CENOZOICA	Cuaternario	Holoceno	Depósitos Aluviales	Qh-a	3.59
			Depósitos Coluviales	Qh-co	2.75
			Depósitos Fluvioglaciares	Qh-fg	25.40
			Depósitos Glaciares	Qh-gl	50.42
	Neógeno	Plioceno	Formación Yungay	Nmp-yu	22.87
		Mioceno	Batolito de Cordillera Blanca (granodiorita/tonalita)	N-gd/to	125.73
	Paleógeno	Eoceno	Grupo Calipuy	P-vca1	2.21

Fuente: Elaboración propia

3.1.1. UNIDADES GEOLOGICAS

3.1.1.1. DEPOSITOS INCONSOLIDADOS

Son depósitos poco o nada coherentes, de extensión y grosor variable, conformados por materiales de litología heterogénea y heterométrica, depositados desde el Pleistoceno hasta la actualidad y agrupados en función de su origen.

- **DEPÓSITOS ALUVIALES (Qh-a)**

Están conformados por extensas llanuras aluviales y terrazas (altas y medias) a diferentes niveles sobre los valles principales y tributarios mayores; son depósitos semiconsolidados, algunos de ellos presentan cierto grado de consolidación, erosionados por los cauces actuales. Estos depósitos generalmente corresponden a una mezcla heterogénea de bolones, gravas y arenas, redondeadas a subredondeadas, así como limos y arcillas; estos materiales tienen selección de regular a buena, presentándose niveles y estratos diferenciados que evidencian la actividad dinámica fluvial. Su permeabilidad es media a alta y se asocian principalmente a las planicies aluviales o terrazas altas, susceptibles a la erosión fluvial (socavamiento en el pie de terrazas), algunos derrumbes y hasta deslizamientos cuando se encuentran conformando márgenes de ríos y quebradas. Representa el 1.5 % del área de estudio.

- **DEPÓSITOS COLUVIALES (Qh-co)**

Los depósitos coluviales o de caída se les reconoce por su geometría y son producto de deslizamientos, derrumbes y movimientos complejos, etc.; su fuente de origen es cercana. Están conformados por material generalmente grueso de naturaleza homogénea, heterométricos, mezclados con materiales finos como arena, limo y arcilla como matriz en menor proporción; generalmente se presentan sueltos a muy sueltos,

pero pueden presentar algo de consolidación cuando son relativamente más antiguos, dependiendo de la matriz que los engloba. Su distribución mayormente caótica al pie de los taludes, constituyen talus de escombros, detritos de ladera, piedemonte; se les encuentra en las laderas de valles y al pie de barrancos escarpados. Representa el 1.2 % del área de estudio.

- **DEPÓSITOS FLUVIOGLACIARES (Qh-fg)**

Conformados por materiales de morrenas que han sufrido removilización por acción fluvial o por gravedad, generalmente compuestas por material heterométrico, que consiste en gravas subredondeadas en matriz areno limosa, de profundidad y permeabilidad variable, medianamente compactos. Ocupan las laderas de montaña en zonas glaciales, rellenando los valles glaciales y en frentes de montañas, generalmente en forma de talus de detritos. Son susceptibles a la erosión de laderas, los derrumbes y los deslizamientos por acción de aguas superficiales y de infiltración. Representa el 10.9 % del área de estudio.

- **DEPÓSITOS GLACIARES (Qh-gl)**

Están representados principalmente por acumulaciones de morrenas, conformadas por clastos angulosos a subredondeados, englobados en una matriz arenosa y limoarcillosa; son poco compactos, forman crestas y lomadas alargadas y se encuentran distribuidos en zonas de frente glacial a lo largo de las cordilleras Occidental y Oriental, especialmente en la cordillera Blanca bordeando lagunas. Actualmente algunas de estas zonas carecen de áreas glaciales como es el caso de la cordillera Negra. Esto es evidencia de un proceso de desglaciación que ocasionó la desaparición de los glaciares. Representa el 21.6% del área de estudio.

3.1.1.2. UNIDADES DEL SUSTRATO

Estas unidades se han clasificado agrupando las litologías según su naturaleza, teniéndose lo siguiente:

- **ROCAS INTRUSIVAS**

Representa el 54.0 % del área de estudio, se ubican principalmente en la zona de la cordillera Blanca, conformando el batolito del mismo nombre y cuerpos subvolcánicos. Presentan una morfología de montañas y colinas, con pendientes que varían de moderadas a abruptas.

La litología predominante del batolito de la Cordillera Blanca es granodiorita/tonalita (N-gd/to) de grano grueso, siendo sus principales estructuras internas: una foliación bastante general y un juego bien desarrollado de diaclasas. Estas rocas son afectadas por procesos de meteorización (generando suelos arenosos) y tienen una amplia distribución dentro de la región.

- **ROCAS VOLCANICAS**

Morfológicamente se encuentran formando montañas y colinas. Este grupo litológico de acuerdo a las condiciones estructurales, hidrológicas y sísmicas pueden ser susceptibles a la ocurrencia de deslizamientos y derrumbes. Los movimientos en masa

vinculados a este subgrupo son considerables dada la gran extensión de sus afloramientos. Dentro de ellos tenemos a:

Grupo Calipuy (P-vca1)

Representa el 0.9 % del área de estudio, esta unidad suprayace a secuencias cretáceas en discordancia angular, estando su tope generalmente erosionado. Su grosor se estima en más de 2000 m. Las rocas del Grupo Calipuy son mayormente tobas, piroclásticos gruesos, aglomerados, lavas, cuerpos intrusivos subvolcánicos. Su composición varía de andesítica-dacítica a riolítica. En el grupo Calipuy se han diferenciado dos unidades:

Calipuy inferior, el cual consiste en rocas piroclásticas gris verdosas, purpuras a marrón rojizas, bien estratificadas y con niveles de limoarcilitas grises.

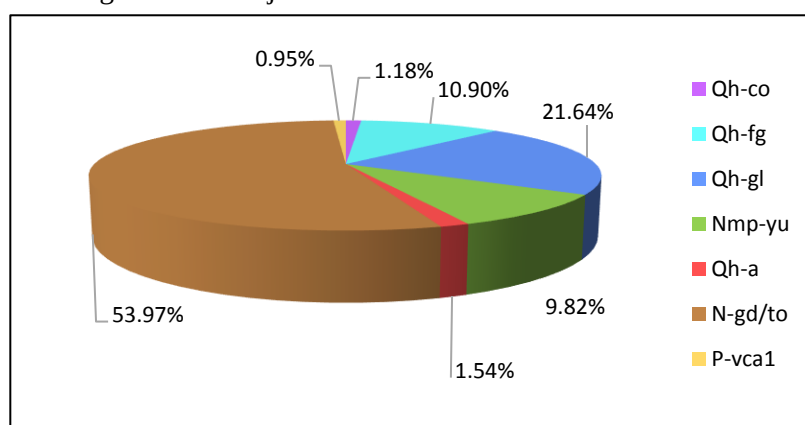
Calipuy superior, corresponden a capas gruesas, resistentes que corresponden a aglomerados, brechas de colores verde grisáceo, marrón-rojizo y algunas lavas porfiríticas.

Formación Yungay (Nmp-yu)

Representa el 9.8 % del área de estudio, consiste en una secuencia de rocas piroclásticas encontradas en algunos sectores del valle del río Santa. La litología predominante son tobas blancas, friables, pobremente estratificadas compuestas de abundantes cristales de cuarzo y biotita en una matriz feldespática así como ignimbritas dacíticas con disyunción columnar. Suprayace a secuencias cretáceas, intrusivos plutónicos y al Grupo Calipuy. Su grosor se estima en aproximadamente 150 m.

La formación Yungay, al rellenar zonas del valle del río Santa, se interpreta como evidencia que la toba fue depositada después del desarrollo de las primeras etapas de desarrollo de la topografía actual; asimismo el valle del río Santa, estuvo sujeto a movimientos verticales que se acentuaron a partir del Mioceno o Plioceno.

Fig 30. Porcentajes de las áreas de las diferentes unidades



Fuente: Elaboración propia

Finalmente tenemos que los depósitos inconsolidados representan el 35.26% de la zona de estudio, están conformados por: Depósitos aluviales (1.54%), Depósitos Coluviales (1.18%), Depósitos Fluvioglaciares (10.90%) y Depósitos glaciares (21.64%); y la unidad de sustrato

representan el 64.74% del área total, conformados por rocas intrusivas (53.97%) y rocas volcánicas (10.77%).

3.2. GEOMORFOLOGÍA DESCRIPTIVA

De acuerdo al estudio “Riesgos Geológicos en la región Ancash” (INGEMMET, 2009), en la subcuenca del río Blanco se identificaron cuatro unidades geomorfológicas: montañas, colinas y lomas, piedemonte y planicies. **(Ver Mapa N°05)**

Cuadro 12. Geoformas de la subcuenca del río Blanco

Unidades Geomorfológicas		Área (km ²)
Símbolo	Descripción	
Ab	Abanico de piedemonte	1.25
Dd	Depósito de deslizamiento	1.28
Dgf	Detrito glaciofluvial	14.14
Dr	Montaña con desglaciación reciente	20.75
L	Lomadas	2.94
Me	Montaña estructural	11.77
Mf	Montaña de pendiente alta	121.29
Mg	Montaña con cobertura glacial	31.15
Mm	Montaña con ladera moderada	15.14
Vg	Valle glacial con lagunas	14.47
TOTAL		234.19

Fuente: Elaboración propia.

3.2.1. UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

3.2.1.1. MONTAÑAS

Tiene una amplia distribución en la zona de estudio (85.45%), y se reconocen como cumbres y estribaciones o laderas que han sido modeladas por la erosión y la influencia de otros eventos de diferente naturaleza (levantamiento, glaciación, etc.).

En general conforman alineamientos alargados de dirección andina, que sobrepasan los 300 m del nivel de base local, constituidos por rocas intrusivas, volcánico-sedimentarias y sedimentarias, con diferentes estados de meteorización superficial y de erosión.

MONTAÑAS CON LADERAS DE MODERADA PENDIENTE (Mm)

Presentan laderas de 15 a 29° de pendiente, ocupando el 6.47% del área de la subcuenca. Están constituidas principalmente por rocas sedimentarias, volcánico-sedimentarias e intrusivas, encontrándose muy distribuidas en la cuenca, colindantes a las zonas de montañas de fuerte pendiente y montañas estructurales, en muchos sectores de la región. Sus relieves se encuentran

asociados a procesos dominantes de erosión de laderas (cárcavas), caída de rocas, deslizamientos, movimientos complejos y también huaycos.

MONTAÑAS CON LADERAS ESTRUCTURALES (Me)

Su asociación litológica es principalmente sedimentaria, y estructuralmente se presentan como alineamientos montañosos compuestos por secuencias estratificadas plegadas y/o con buzamientos de las capas que controlan la pendiente de las laderas, formando cuevas y espinales que le dan una característica particular en las imágenes de satélite. Varían en pendiente desde moderada a suave hasta muy abruptas

Geodinámicamente se asocian a caída de rocas, derrumbes, vuelcos, deslizamientos planares, avalanchas de rocas y hielo en las áreas glaciares, que generan flujos y avalanchas de detritos. Representa el 5.03% del área de estudio.

MONTAÑAS CON LADERAS DE MODERADA PENDIENTE A FUERTE PENDIENTE (Mf)

Muestran laderas o vertientes de pendiente pronunciada a fuerte, en donde la equidistancia de las curvas de nivel es menor. Generalmente las pendientes se encuentran por encima de 30° hasta mayores de 70°, ocupan el 51.79% del área de la subcuenca. Los movimientos en masa asociados son generalmente caídas de rocas, derrumbes, deslizamientos y avalancha de rocas; y también se originan algunos huaycos o flujos de detritos en áreas con procesos de erosión de laderas.

MONTAÑAS CON COBERTURA GLACIAR (Mg)

Desarrolladas ampliamente en la divisoria continental de aguas de las vertientes Pacífica y Atlántica, correspondientes a las cabeceras de cuencas, sobre cotas encima de 5 000 msnm. Son culminaciones de montañas que presentan cobertura de hielo o hielo/nieve permanente, a manera de picos o nevados. Su asociación litológica está vinculada a afloramientos de rocas sedimentarias y volcánicas. Representan el 13.30% del área de estudio.

Por su naturaleza están asociadas a avalanchas o aludes, derrumbes y caída de rocas, avalanchas de rocas y detritos y movimientos complejos. Particularmente se asocian al origen de flujos de detritos de gran velocidad (aluviones), generados por desbordes de lagunas originados por aludes.

MONTAÑAS CON DESGLACIACIÓN RECIENTE (Dr)

Corresponden a las zonas adyacentes a los frentes glaciares que muestran un marcado retroceso glacial en la cordillera Blanca como consecuencia del cambio climático global. El proceso de desglaciación se ha convertido en una amenaza para las poblaciones por la formación de glaciares colgantes y nuevas lagunas en lugares poco estables, que almacenan importantes volúmenes de agua que pueden generar desbordes y aluviones debido a la avalancha de rocas o detritos. Representan el 8.86% del área de estudio.

3.2.1.2. COLINAS Y LOMAS

Están representadas por elevaciones de relieve bajo, diferentes grados de disección, y con alturas que oscilan entre 50 y 300 metros desde el nivel de base local, con pendientes mayores a 7°. Representan el 1.25% del área de estudio.

LOMADAS (L)

Colinas con cumbres y laderas redondeadas a suaves y en general con pendiente muy suave. Se encuentran ampliamente distribuidas en las estribaciones inferiores de la cordillera de la región Ancash.

3.2.1.2. PIEDEMONTES

Corresponden a aquellas geoformas con acumulación de material detrítico, siendo identificables por las rupturas o cambios bruscos de pendiente característicos. Representan el 7.12% del área de estudio.

ABANICO DE PIEDEMONTE (Ab)

Son depósitos de flujos de detritos principalmente canalizados, acumulados en forma de abanico y ubicados en la parte terminal o desembocadura de una quebrada o curso fluvial (generalmente de régimen torrencioso, estacional o excepcional) a un río principal. Puede mostrar evidencias de represamiento de valle total o parcial, o desviaciones de cursos fluviales, controlando su morfología actual. Debido a que su origen se debe a eventos individuales de diferente magnitud, muestran áreas de depósito de regular extensión, altura variable así como ligera pendiente hacia el valle, confundándose en algunos casos con terrazas aluviales. Ocupan el 0.53% del área de estudio.

DEPOSITO DE DESLIZAMIENTO (Dd)

Son acumulaciones de depósitos de movimientos en masa o remoción por deslizamientos, derrumbes, caída de rocas, avalanchas de rocas o detritos. Su magnitud es cartografiable, relativamente antiguos o prehistóricos hasta depósitos históricos o recientes asimismo ocupan el 0.55% del área de estudio.

DETRITOS DE ACUMULACION GLACIO-FLUVIAL (Dgf)

Representan el 6.04% del área de la subcuenca y ocupan zonas montañosas (laderas) y de valles, originadas por procesos de desglaciación en el Pleistoceno y remoción de depósitos morrénicos, alcanzando altitudes entre 4 600 y 3 400 msnm. Se distribuyen ampliamente en el valle del río Santa, bordeando las zonas montañosas y glaciares, las cabeceras de la vertiente occidental o divisoria de aguas continental, muchas veces ocupados por terrenos de pastizales e incluso terrenos de cultivo en los niveles inferiores.

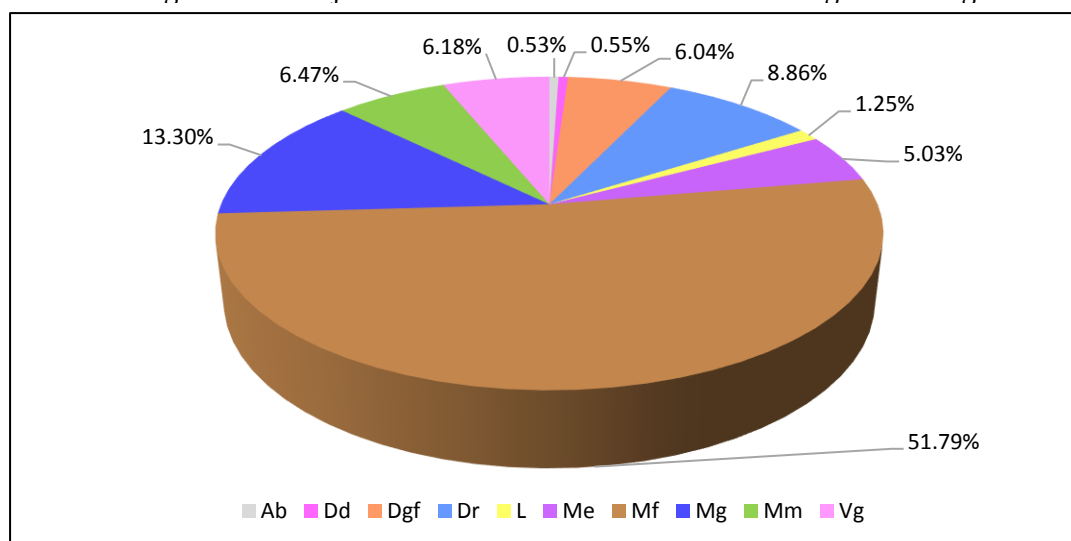
3.2.1.2. PLANICIES

Están asociados a depósitos aluviales, fluvioglaciares, marinos y eólicos, limitados en muchos casos por depósitos de piedemontes y laderas de montañas o colinas en afloramientos rocosos; ocupan una superficie de 6.18 % del área de la subcuenca.

VALLE GLACIAL CON LAGUNAS (Vg)

Son terrenos llanos y depresiones existentes en las cabeceras de los valles con características topográficas particulares tanto en roca como materiales fluvioglaciares. Por ser de ambientes periglaciales, es frecuente encontrar la formación de lagunas de diferentes dimensiones como resultado de la desglaciación y retiro de glaciares, presentando lagunas en rosario.

Fig 31. Porcentajes de las áreas de las diferentes unidades geomorfológicas



Fuente: Elaboración propia

La unidad geomorfológica Montaña ocupa la mayor superficie del área de estudio con un 51.79% del total, lo cual indica que se trata de una subcuenca joven, es decir presenta un relieve abrupto.

3.3. GEOMORFOLOGIA CUANTITATIVA

3.3.1. PARÁMETROS GEOMORFOLÓGICOS

Los parámetros geomorfológicos que se presentan a continuación nos permiten conocer el comportamiento hidrológico de la subcuenca del río Blanco, para su determinación se utilizó la información cartográfica digital obtenida a partir de las cartas nacionales del Instituto Geográfico Nacional a escala 1/100 000. Así mismo se tomó como referencia imágenes satelitales de Google Earth para la delimitación de la subcuenca en estudio.

3.3.1.1. SUPERFICIE

• AREA TOTAL DE LA CUENCA (A)

Es la superficie comprendida dentro de la curva cerrada de Divortium Aquarium proyectada en un plano horizontal que constituye un sistema de drenaje dirigido directa o indirectamente a un mismo cauce natural, siendo en este caso el río Blanco y sus tributarios. El área de la subcuenca en estudio presenta un valor de 234.2 km² y su tamaño influye directamente sobre las características de los escurrimientos que se producen, asimismo podemos considerar toda esta como cuenca húmeda debido a que más del 99% de su área total se encuentra por encima de los 2000 m.s.n.m.

• PERIMETRO DE LA CUENCA (P)

Está definido por la longitud de la línea de división de aguas y que se conoce como el Divortium Aquarium, este parámetro está relacionado directamente con el tiempo de concentración, es decir el periodo que demora una gota de agua para recorrer la distancia desde su punto más alejado a la desembocadura o punto de aforo. El perímetro de la subcuenca del río Blanco es de 80.4 km.

3.3.1.2. RELACIONES DE FORMA

- **ANCHO MEDIO (A_m)**

Es la relación del área de la cuenca (A) y la longitud del río más largo (L), para la subcuenca en estudio el valor de este parámetro corresponde a 6.47 km.

$$A_m = \frac{A}{L} \quad (Ec. 23)$$

- **COEFICIENTE DE COMPACIDAD O INDICE DE GRAVELIUS (K_c)**

Parámetro adimensional que relaciona el perímetro de la cuenca (P) y el perímetro de un círculo de igual área que el de la cuenca (A). Este coeficiente, al igual que el anterior, describe la geometría de la cuenca y está estrechamente relacionado con el tiempo de concentración del sistema hidrológico.

$$K_c = 0.282 \left(\frac{P}{\sqrt{A}} \right) \quad (Ec. 24)$$

De la expresión se desprende que K_c siempre es mayor o igual a 1, y se incrementa con la irregularidad de la forma de la cuenca. Cuando el $K_c = 1$, el tiempo de concentración es menor, se relaciona a una cuenca circular con mayor tendencia a crecientes y en el caso de $K_c = 2$, el tiempo de concentración es mayor, se relaciona a una cuenca de forma alargada con menor tendencia a crecientes.

Tabla 2. Categorización de la cuenca según el índice de Gravelius

Valores de K_c	Forma	Características
1.00 – 1.25	Compacta o redonda a oval redonda	Presenta peligros torrenciales altos
1.25 – 1.50	Oval redonda a oval oblonda	Presenta peligros torrenciales moderados
1.50 – 1.75	Oval oblonda a rectangular oblonda	Presenta peligros torrenciales bajos
> 1.75	Casi rectangular (alargada)	Presenta peligros torrenciales muy bajos

Fuente: Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura - FAO

La subcuenca del río Blanco presenta un K_c de 1.47 lo cual indica que la subcuenca presenta una forma oval oblonda de esta manera aumenta relativamente el tiempo de concentración y lo que se refleja en una torrencialidad moderada.

- **FACTOR DE FORMA (F_f)**

Es la relación entre el área (A) de la cuenca y el cuadrado de la longitud del río más largo (L). Este parámetro mide la tendencia de la cuenca hacia las crecidas, rápidas y muy intensas a lentas y sostenidas, según que su factor de forma tienda hacia valores extremos grandes o pequeños, respectivamente.

$$F_f = \frac{A}{L^2} \quad (Ec. 25)$$

Tradicionalmente se ha considerado que la forma de la cuenca tiene influencia en el tiempo de concentración de las aguas al punto de salida de la cuenca, ya que modifica el hidrograma y las tasas de flujo máximo, por lo que para una misma superficie y una misma tormenta, los factores mencionados se comportan de forma diferente entre una cuenca de forma redondeada y una alargada.

Tabla 3. Caracterización de la cuenca según los valores del factor forma

Factor de forma	Tipo de cuenca	Crecida
< 0.30	Rectangular alargada	Lentas
0.30 – 0.40	Oval	Sostenidas
0.40 – 0.50	Cuadrado con salida lateral	Rápidas
0.50 – 0.79	Circular o redonda	Muy intensas

Fuente: Estudio de máximas avenidas en las cuencas de la zona centro de la vertiente del Pacífico (ANA, 2010)

En el caso de la subcuenca del río Blanco, el valor de este factor es de 0.162 lo que indica que se trata de una cuenca rectangular largada, es decir que durante una tormenta las crecidas son lentas y sostenidas.

• COEFICIENTE DE MASIVIDAD

Este parámetro permite entender cómo afecta la topografía a la erosionabilidad de una cuenca, se define como la relación entre la elevación media de la cuenca (H) en m y su superficie total (A) en km².

$$C_m = \frac{H_m}{A} \quad (\text{Ec. 26})$$

Este índice toma valores bajos en cuencas montañosas y altos en cuencas llanas. En el caso de la subcuenca del río Blanco presenta un valor de 18.42 que se refiere a una topografía muy montañosa.

Tabla 4. Valores interpretativos del coeficiente de masividad

Rangos de C_m	Clases
0 – 35	Muy montañosa
35 – 70	Montañosa
70 - 105	Moderadamente montañosa

Fuente: Instituto Nacional de Ecología, 2004

- **RECTANGULO EQUIVALENTE**

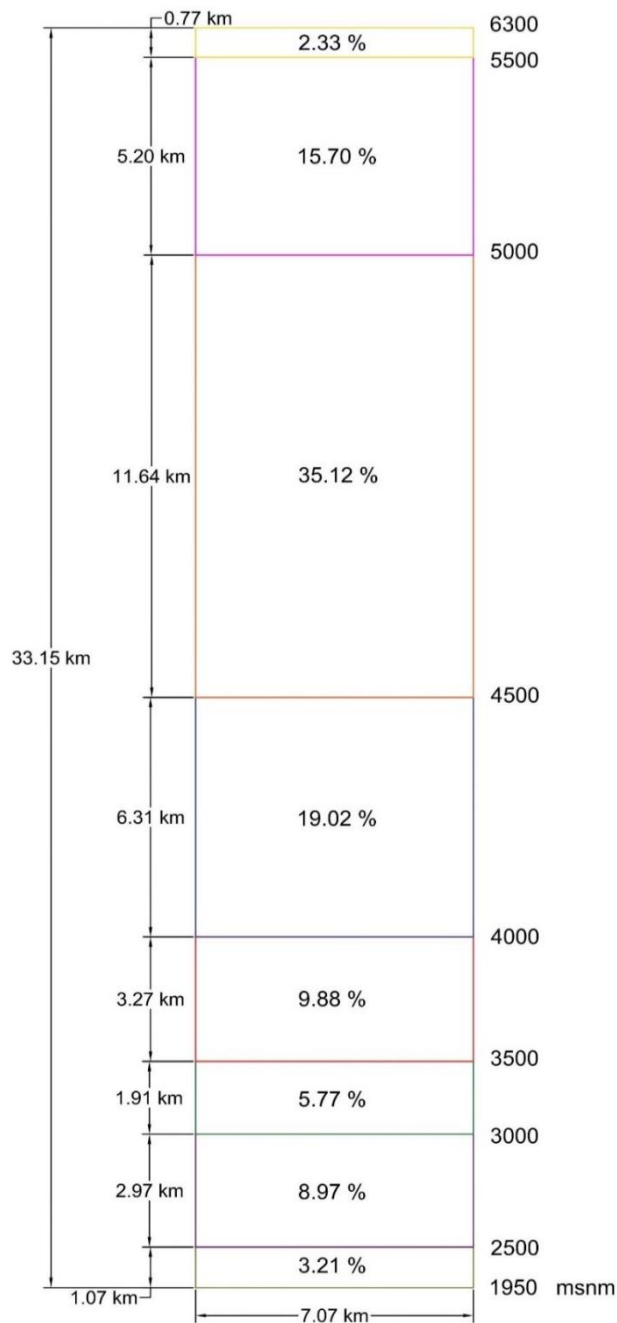
Se trata de una transformación geométrica donde el rectángulo obtenido tendrá la misma área de la cuenca, el mismo coeficiente de compacidad e idéntica repartición hipsométrica. Los lados del rectángulo equivalente están dados por las fórmulas siguientes:

$$L = \frac{P}{4} + \sqrt{\left(\frac{P}{4}\right)^2 - A} \quad (Ec. 27)$$

$$l = \frac{P}{2} - L \quad (Ec. 28)$$

Donde “L” es el lado mayor y “l” es el lado menor del rectángulo, P es el perímetro de la cuenca y A es el área total de la cuenca. En lo que respecta a la subcuenca del río Blanco equivale a un rectángulo, cuyo largo es igual a 33.1 km y un ancho de 7.1 km.

Fig 32. Rectángulo equivalente de la subcuenca Blanco



Fuente: Elaboración propia

3.3.1.3. RELIEVE

- **CURVA HIPSOMÉTRICA**

Es la representación gráfica del área drenada variando con la altura de la superficie de la cuenca. Se construye llevando al eje de las abscisas los valores de la superficie drenada proyectada en km^2 o porcentaje, obtenidas por encima o por debajo de un determinado nivel de altitud, el cual se lleva al eje de las ordenadas, generalmente en metros.

Considerando un análisis de cuencas de drenaje del orden de las decenas de kilómetros cuadrados, Strahler (1952) demostró que las curvas hipsométricas pueden usarse para deducir las etapas de evolución geomorfológica de las cuencas de drenaje. Una curva hipsométrica convexa representa una cuenca que tiene una gran proporción de su superficie situada a altitudes elevadas. Se trata de una curva correspondiente a un paisaje juvenil, por ejemplo, una cuenca incidida formada por una superficie de erosión alzada y luego disectada. Por el contrario, una curva hipsométrica cóncava representa una cuenca que tiene un relieve de baja amplitud en su elevación y posee más bien bajas altitudes; corresponde a un relieve senil en la etapa de formación de peniplanicies. Los casos intermedios, caracterizados por curvas sinusoidales cóncavo-convexo representan estados transitorios en la evolución del relieve, desde la madurez a un estado de paisaje antiguo. Mientras la inflexión en la curva, de convex a cóncava se presente a alturas relativas mayores, menor será el grado de evolución del relieve y mayor el porcentaje del paisaje preservado original. La curva hipsométrica da cuenta de la influencia de los factores tectónicos, climáticos y el control de la fitología sobre la evolución de las cuencas de drenaje.

En el siguiente cuadro se muestra los cálculos realizados para la elaboración de la curva hipsométrica del área de estudio y en la figura N° 33 se presenta su representación gráfica.

Cuadro 13. Hipsometría de la subcuenca del río Blanco

N°	Cota (msnm)			Área (km ²)		
	Mínimo	Máximo	Promedio	Parcial	Por encima	Por debajo
1	1950	2500	2225	7.53	234.19	7.53
2	2500	3000	2750	21.00	226.66	28.53
3	3000	3500	3250	13.52	205.66	42.05
4	3500	4000	3750	23.13	192.14	65.18
5	4000	4500	4250	44.55	169.01	109.73
6	4500	5000	4750	82.24	124.46	191.97
7	5000	5500	5250	36.77	42.22	228.73
8	5500	6300	5900	5.46	5.46	234.19

Fuente: Elaboración propia

Otra forma de determinar la evolución que presenta una cuenca es a partir de la integral hipsométrica, que establece una medida cuantitativa de la curva hipsométrica y corresponde al área bajo la curva hipsométrica. En ese sentido, valores elevados (claramente superiores a 0.5) de la integral se asocian a un estado juvenil del paisaje caracterizado por una fuerte incisión de los ríos dentro de un relieve accidentado. Los valores intermedios (próximos a 0.5) nos indican un estado del paisaje maduro en el que existe un equilibrio entre relieves bajos y altos dentro de la cuenca. Por último, un valor

bajo de la integral hipsométrica (netamente inferior a 0.5) se relaciona con un estado del paisaje senil, caracterizado por un paisaje próximo al nivel de base de la cuenca y relieves muy pequeños (Keller y Pinter, 1996). (Quezada, 2010).

- **POLIGONOS DE FRECUENCIA**

El polígono de frecuencias es un gráfico de barras de las áreas parciales (%) con respecto al intervalo de altitudes (msnm) que las encierran. Representa la variación de las áreas parciales comprendidas entre determinadas curvas de nivel consecutivas.

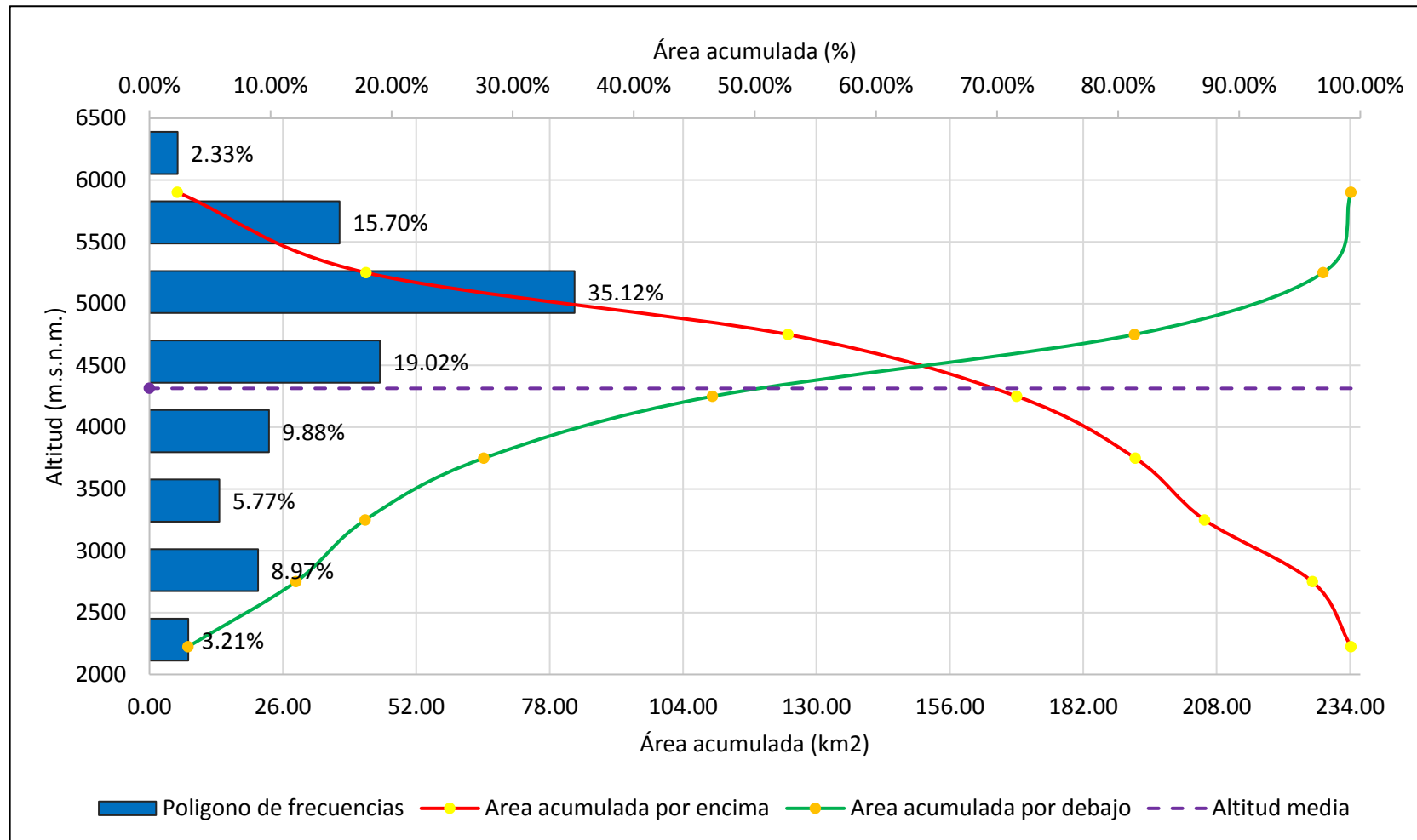
Del polígono de frecuencias se puede obtener valores representativos como: la altitud más frecuente, que es el polígono de mayor porcentaje o frecuencia de áreas parciales. En el siguiente cuadro se presentan los cálculos para la elaboración de los polígonos de frecuencia:

Cuadro 14. Áreas entre intervalos de altitud de la subcuenca del río Blanco

N°	Cota (msnm)			Área (km ²)	Área (%)
	Mínimo	Máximo	Promedio		
1	1950	2500	2225	7.53	3.21
2	2500	3000	2750	21.0	8.97
3	3000	3500	3250	13.52	5.77
4	3500	4000	3750	23.13	9.88
5	4000	4500	4250	44.55	19.02
6	4500	5000	4750	82.24	35.12
7	5000	5500	5250	36.77	15.70
8	5500	6300	5900	5.46	2.33

Fuente: Elaboración propia

Fig 33. Curva hipsométrica y polígonos de frecuencia de la subcuenca del río Blanco



Fuente: Elaboración propia

De la figura anterior, podemos observar que, según la curva de áreas acumuladas por encima, la subcuenca es joven, es decir presenta un relieve abrupto, sin embargo, la evolución del relieve indica que se encuentra próximo de convertirse en una cuenca en fase madura. Además, para complementar esta interpretación se considera el cálculo de la integral hipsométrica para el área de estudio que corresponde a un valor de 0.543, el cual se encuentra muy cercano al valor de 0.5 que se asocia a un paisaje joven próximo a entrar a una etapa de equilibrio. Del cuadro mostrado, podemos mencionar que el 69.84% del área de la subcuenca del río Blanco se encuentra entre los 4000 – 5500 msnm.

3.3.1.4. ALTITUDES CARACTERÍSTICAS

- **ALTITUD MEDIA DE LA CUENCA (H_m)**

Corresponde a la ordenada media de la curva hipsométrica, y su cálculo obedece a un promedio ponderado: elevación – área de la cuenca.

La altura o elevación media tiene importancia principalmente en zonas montañosas donde influye en el escurrimiento y en otros elementos que también afectan el régimen hidrológico, como el tipo de precipitación, la temperatura, etc. Para obtener la elevación media se aplica un método basado en la siguiente fórmula:

$$H_m = \frac{\sum(ci*ai)}{A} \quad (Ec. 29)$$

En la expresión anterior, “H_m” es la altitud media de la cuenca, “ci” es la cota media entre los rangos de curvas de nivel tomados, “ai” es el área en dicho rango altitudinal y “A” es el área total de la cuenca. Para mayor detalle ver el cuadro siguiente:

Cuadro 15. Determinación de la altitud media de la subcuenca del río Blanco

N°	Cota (msnm)			Área (km ²)	Área*H _{cota}
	Mínimo	Máximo	Promedio		
1	1950	2500	2225	7.53	16749.32
2	2500	3000	2750	21.0	57752.24
3	3000	3500	3250	13.52	43947.91
4	3500	4000	3750	23.13	86727.79
5	4000	4500	4250	44.55	189335.95
6	4500	5000	4750	82.24	390637.28
7	5000	5500	5250	36.77	193029.31
8	5500	6300	5900	5.46	32195.30
Total				234.19	1010375.11

Fuente: Elaboración propia

$$H_m = \frac{1010375.11}{234.19} = 4314.3 \text{ m}$$

- **ALTITUD DE FRECUENCIA MEDIA**

Es la altitud correspondiente al punto de abscisa media de la curva de frecuencia de altitudes, en ella, el 50% del área de la cuenca, está situado por encima de esa altitud y el 50% por debajo de ella. La altitud de frecuencia media de la subcuenca del río Blanco es 4544.8 m.s.n.m.

- **ALTITUD MÁS FRECUENTE**

Es aquella altitud predominante con mayor porcentaje de área de la cuenca, para el caso de la subcuenca del río Blanco la altitud más frecuente se encuentra en el intervalo de 4500 a 5000 m.s.n.m. con el 35.12% del área total de la mencionada subcuenca.

- **DESNIVEL DE ALTITUD (ΔH)**

Es la diferencia entre la cota mayor y menor de la cuenca. Se calcula con la siguiente expresión:

$$\Delta H = H_{\text{máx}} - H_{\text{mín}} \quad (\text{Ec. 30})$$

Donde “Hmáx” es la cota máxima y “Hmín” es la cota mínima. Para el caso de la subcuenca del río Blanco, el desnivel es igual a 4350 m debido a que sus altitudes varían entre los 1950 y 6300 m.s.n.m.

3.3.1.5. PENDIENTE

La pendiente de una cuenca, es un parámetro muy importante en el estudio de toda cuenca, tiene una relación importante y compleja con la infiltración, la escorrentía superficial, la humedad el suelo, y la contribución del agua subterránea a la escorrentía. Es uno de los factores que controla el tiempo de escurrimiento y concentración de la precipitación en los canales de drenaje, y tiene una importancia directa en relación a la magnitud de las crecidas.

- **PENDIENTE MEDIA (S)**

CRITERIO DEL RECTÁNGULO EQUIVALENTE

Con este criterio, para hallar la pendiente de la cuenca, se toma la pendiente media del rectángulo equivalente, es decir:

$$S = \frac{\Delta H}{L} \quad (\text{Ec. 31})$$

Donde “ ΔH ” es el desnivel total de la cuenca, en km y “L” es el lado mayor del rectángulo equivalente en km. Este criterio no proporciona un valor significativo de la pendiente de la cuenca, pero puede tomarse como una aproximación. En el caso de la subcuenca del río Blanco, se determinó el valor de 13.1 %.

CRITERIO TOPOGRÁFICO

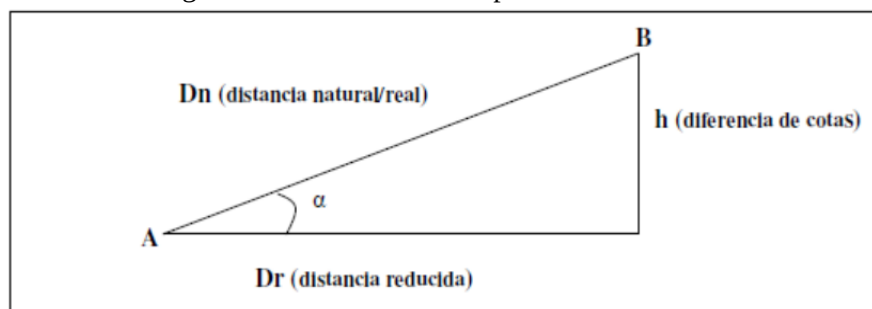
Dados dos puntos de diferente altitud entre sí, se entiende como “pendiente del terreno”, a la razón matemática determinada por la relación proporcional que existe entre la diferencia de cotas o vertical y la distancia horizontal o reducida entre ambos puntos.

Existen dos formas principales de expresar la pendiente, mediante porcentajes o mediante grados sexagesimales, éstas se calculan por las expresiones matemáticas

$$S (\%) = \frac{\text{Diferencia de cotas (m)}}{\text{Distancia reducida (m)}} * 100 \quad (\text{Ec. 32})$$

$$\text{Tan} \alpha = \frac{h}{Dr} \rightarrow \alpha = \arctg\left(\frac{h}{Dr}\right) \quad (\text{Ec. 33})$$

Fig 34. Determinación de la pendiente del terreno



Fuente: Ibañez et.al., 2011

Para su aplicación se procedió a trazar líneas de distancia entre curvas de nivel que presenten un cambio notorio lo que formo polígonos entre dichas curvas. Luego se unieron los polígonos con similar pendiente de acuerdo a los rangos trabajados, mostrados a continuación (Ver Mapa N° 06) :

Tabla 5. Pendientes presentes en la subcuenca del río Blanco

Rango de pendiente (%)		Término descriptivo
0	3	Plano o casi plano
3	8	Ligeramente inclinado
8	15	Moderadamente inclinado
15	30	Inclinado
30	60	Fuertemente inclinado
60	75	Empinado
> 75		Extremadamente empinado

Fuente: Elaboración propia

Para el cálculo de la pendiente media, se realizó un promedio ponderado entre la pendiente media por rango tomado (P_m), el área parcial de cada rango (A_i) y el área total de la cuenca (A), lo que se muestra en detalle en el cuadro N° 17.

$$S = \frac{\sum P_m * A_i}{A} \quad (\text{Ec. 34})$$

Cuadro 16. Determinación de la pendiente de la subcuenca del río Blanco

Rango de pendiente (%)		Promedio pendiente (1)	Área parcial km ² (2)	(1)*(2)
0	3	1.5	2.42	3.62
3	8	5.5	0.91	5.03
8	15	11.5	4.18	48.05
15	30	22.5	26.45	595.02
30	60	45.0	101.31	4559.05
60	75	67.5	39.86	2690.62
75	100	87.5	59.07	5168.24
Total			234.19	13069.63

Fuente: Elaboración propia

$$S = \frac{13069.63}{234.19} = 55.81\%$$

Cuadro 17. Distribución areal de la pendiente en la subcuenca del río Blanco

Símbolo	Rango de pendiente (%)		Término descriptivo	Área (km²)	Área (%)
	0	3	Plano o casi plano	2.42	1.03
	3	8	Ligeramente inclinado	0.91	0.39
	8	15	Moderadamente inclinado	4.18	1.78
	15	30	Inclinado	26.45	11.29
	30	60	Moderadamente empinado	101.31	43.26
	60	75	Empinado	39.86	17.02
	> 75		Extremadamente empinado	59.07	25.22
TOTAL				234.19	100.00

Fuente: Elaboración propia

INDICE DE PENDIENTE (Ip)

Representa la pendiente promedio de todas las áreas elementales de la cuenca y es un valor de gran importancia para el estudio de la infiltración, recarga de acuíferos y clasificación de cuencas. Se obtiene utilizando el rectángulo equivalente con la siguiente ecuación:

$$I_P = \sum_{i=1}^n \sqrt{\beta_i(a_i - a_{i-1})} \frac{1}{\sqrt{L}} \quad (\text{Ec. 35})$$

Donde:

n = Número de curvas de nivel existente en el rectángulo equivalente, incluido los extremos

$a_1, a_2, a_3, \dots, a_n$ = Cotas de las n curvas de nivel consideradas (km)

β_i = Fracción de la superficie total de la cuenca comprendida entre las cotas

L = Longitud del lado mayor del rectángulo equivalente (km)

Para mayor detalle de los cálculos se presenta el siguiente cuadro:

Cuadro 18. Determinación del índice de pendiente de la subcuenca del río Blanco

Cota (msnm)			Cálculos		
Mínima	Máxima	Dif. Altura (km) (1)	Área (km ²)	(1) * bi	$\sqrt{(1) * bi}$
1950	2500	0.6	7.528	0.0177	0.1330
2500	3000	0.5	21.001	0.0448	0.2117
3000	3500	0.5	13.522	0.0289	0.1699
3500	4000	0.5	23.127	0.0494	0.2222
4000	4500	0.5	44.550	0.0951	0.3084
4500	5000	0.5	82.239	0.1756	0.4190
5000	5500	0.5	36.767	0.0785	0.2802
5500	6300	0.8	5.457	0.0186	0.1365
TOTAL			234.192		1.8810

Fuente: Elaboración propia

$$I_P = \frac{1.8810}{\sqrt{33.15}} = 32.6\%$$

3.3.1.6. RED DE DRENAJE

La red de drenaje de una cuenca, se refiere a las trayectorias o al arreglo que guardan entre sí, los cauces de las corrientes naturales dentro de ellas. Es otra característica importante en el estudio de una cuenca, ya que manifiesta la eficiencia del sistema de drenaje en el escurrimiento resultante, es decir, la rapidez con que desaloja la cantidad de agua que recibe. La forma de drenaje, proporciona también indicios de las condiciones del suelo y de la superficie de la cuenca. Las características de una red de drenaje, pueden describirse principalmente de acuerdo con:

- **EL ORDEN DE LAS CORRIENTES**

El estudio cuantitativo de drenaje fue iniciado hace cinco décadas por R. E. Horton (1945), quien propuso un esquema de ordenamiento para la red de drenaje. Este esquema fue revisado posteriormente por Strahler (1952, 1957), quien lo perfeccionó resolviendo algunas ambigüedades. Este sistema de ordenamiento conocido como el esquema de Horton-Strahler es el más usado en hidrología actualmente.

Para la clasificación tenemos que los ríos de primer orden son pequeños cauces que no reciben tributarios, es decir, discurren desde una fuente o nacimiento hasta la confluencia con otro. Los de

segundo orden se forman por la confluencia de dos de primer orden, los de tercero por la confluencia de dos de segundo y así sucesivamente. Si confluyen dos ríos de órdenes distintos, el orden del cauce resultante será el del valor del río de mayor orden. Finalmente, un mismo río puede tener segmentos de distinto orden a lo largo de su curso, en función del número de afluentes que lleguen a él y por ende al caudal y dimensiones del río y de la cuenca en la que interviene. Por lo tanto, el cauce principal será el que alcance la máxima magnitud.

Con respecto a la subcuenca del río Blanco se encontró que la corriente principal es de tercer orden, asimismo se han identificado 23 corrientes de primer orden, con una longitud total de 57.7 km. Para mayor detalle de las características de las corrientes de la zona de estudio véase el mapa N°07 y el siguiente cuadro:

Cuadro 19. Clasificación de las corrientes naturales de la subcuenca Blanco

Orden	N° total de corrientes	Longitud total (km)
1	23	57.7
2	5	32.4
3	1	20.5

Fuente: Elaboración propia

- **LONGITUD DEL RIO MAS LARGO (Lb)**

Este parámetro viene definido por la longitud de su cauce principal, siendo la distancia equivalente que recorre el río entre el punto situado a mayor distancia topográfica aguas arriba y el punto de desagüe aguas abajo. Para su determinación en la subcuenca Blanco se consideró las longitudes de los ríos Blanco y Santa Cruz, así como el cauce de la quebrada Demanda, teniéndose como resultado 36.22 km.

- **DENSIDAD DE DRENAJE (Dd)**

Se calcula dividiendo la longitud total de las corrientes naturales perennes e intermedias (L_t) por el área total de la cuenca (A) que las contiene, quedando definida como la longitud de cursos de agua por unidad de área, expresado en km/km^2 .

$$D_d = \frac{L_t}{A} \quad (\text{Ec. 36})$$

Este índice permite tener un mejor conocimiento de la complejidad y desarrollo del sistema de drenaje de la cuenca. En general, una mayor densidad de escurrimientos indica mayor estructuración de la red fluvial, o bien que existe mayor potencial de erosión. La densidad de drenaje varía inversamente con la extensión de la cuenca.

Tabla 6. Valores interpretativos de la densidad de drenaje

Densidad de drenaje (km/km ²)	Categoría
< 1	Baja
1 a 2	Moderada
2 a 3	Alta
>3	Muy Alta

Fuente: Delgadillo & Páez, 2008.

La subcuenca del río Blanco presenta una densidad de drenaje igual a 0.47 km/km², que corresponde a una categoría baja y a su vez indica que la respuesta de la subcuenca frente a una tormenta sería lenta, evacuando el agua en más tiempo que otra con densidad más alta, esto podría deberse a la presencia mayoritaria de materiales geológicos duros y resistentes tales como las rocas ígneas intrusivas y volcánicas que hacen difícil la erosión fluvial y formación de cauces.

- **EXTENSION MEDIA DE ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL (Es)**

Es la distancia media que hay entre una gota de agua que cae en cualquier parte de la cuenca hasta el cauce de la corriente más cercana. Su fórmula es la siguiente:

$$Es = \frac{A}{4Li} \quad (Ec. 37)$$

Donde A es la superficie total de la cuenca (km²) y Li es la longitud total de la red de drenaje (km). Para la subcuenca del río Blanco tenemos que el agua precipitada recorre en promedio 0.53 km antes de llegar a un curso de agua.

- **FRECUENCIA DE RIOS (Fr)**

Este parámetro relaciona la sumatoria total del orden de todos los cauces; es decir el número total de todas las corrientes naturales de la cuenca (N) con la superficie total de la misma (A) en km².

$$Fr = \frac{N}{A} \quad (Ec. 38)$$

La frecuencia de ríos en la subcuenca del río Blanco es de 0.12 ríos/km².

- **RELACION DE BIFURCACION (Rb)**

Este parámetro relaciona el número de cauces de un orden con el número de cauces de orden inmediatamente superior.

$$R_b = \frac{N_i}{N_{i+1}} \quad (Ec. 39)$$

Para el caso de la subcuenca Blanco, se obtuvo un valor en promedio de 4.8, lo que significa que en promedio hay 4.8 veces tantos cursos de un orden como del inmediato superior.

- **COEFICIENTE DE TORRENCIALIDAD (C_t)**

Se define como el número total de ríos de primer orden (N_1) y el área de la cuenca (A) en km^2 . Es un indicador de la erodabilidad de un área de drenaje, muy relacionado a los procesos de erosión lineal y a la capacidad de descarga de una cuenca. Debido a que los cursos de primer orden son de génesis erosiva (erosión en surcos y en cárcavas), altos valores, indican elevada susceptibilidad a la erosión y alta torrencialidad. De este modo se entiende que a mayor número de cursos de primer orden y menor superficie, la torrencialidad de la cuenca será mayor.

$$C_t = \frac{N_1}{A} \quad (\text{Ec.40})$$

La subcuenca Blanco presento un valor de 0.098 ríos/km^2 , lo que indica una baja torrencialidad y susceptibilidad a la erosión.

- **PENDIENTE MEDIA DEL RIO PRINCIPAL**

Es un parámetro importante en el estudio del comportamiento del recurso hídrico, como por ejemplo, para la determinación de las características optimas de aprovechamiento hidroeléctrico, o en la solución de problemas de inundaciones. En general, la pendiente de un tramo de un cauce de un río, se puede considerar como el cociente entre el desnivel que hay entre los extremos del cauce principal y la proyección horizontal de su longitud, es decir:

$$S = \frac{H}{L} \quad (\text{Ec. 41})$$

Donde S es la pendiente, H es la diferencia de cotas entre los extremos del cauce en km y L es la longitud del cauce en km . Para el caso de la subcuenca Blanco, este parámetro presenta un valor de 7.7% .

A continuación, se muestra un cuadro resumen:

Cuadro 20. Parámetros Geomorfológicos de la subcuenca Blanco

GRUPO	PARÁMETRO FISIOGRAFICO		UNIDAD	VALOR
General	Área		km ²	234.2
	Perímetro		km	80.4
Centro de Gravedad	Centroide x		m	202252.2
	Centroide y		m	9012386.4
	Centroide z		m	4516.6
Relaciones de Forma	Ancho promedio		km	6.5
	Factor forma			0.2
	Coeficiente de Compacidad			1.5
	Coeficiente de Masividad			18.4
	Rectángulo equivalente	Lado Mayor	km	33.1
		Lado Menor	km	7.1
Relieve	Cota Mínima		m.s.n.m.	1950
	Cota Máxima		m.s.n.m.	6300
	Desnivel total de la subcuenca		m.s.n.m.	4350
	Altitud media de la subcuenca		m.s.n.m.	4314.3
	Altitud de frecuencia media		m.s.n.m.	4544.8
	Índice de pendiente		%	32.6
	Pendiente media (crit. rectángulo equivalente)		%	13.1
	Pendiente media (criterio topográfico)		%	55.8
Sistema de Drenaje	Orden de la Red Hídrica			3
	Longitud total de ríos	Orden 1	km	57.7
		Orden 2	km	32.4
		Orden 3	km	20.5
	Número de ríos	Orden 1		23
		Orden 2		5
		Orden 3		1
	Longitud de cauce principal		km	36.2
	Longitud de la Red Hídrica		km	110.6
	Densidad de drenaje		km/km ²	0.5
	Extensión media de Escurrimiento		km	0.5
	Frecuencia de Ríos		ríos/km ²	0.1
	Relación de bifurcación			4.8
	Coeficiente de Torrencialidad		ríos/km ²	0.098
	Pendiente media del cauce principal		%	7.7

Fuente: Elaboración propia.

3.4. RECURSOS HIDRICOS SUPERFICIALES

La subcuenca de Blanco se encuentra ubicado en la vertiente del Pacífico formando parte de la cuenca del Santa, específicamente en la margen derecha del río que cuenta con la presencia de la cordillera Blanca. El curso principal recorre de este a oeste y tiene una longitud de 37.9 km, bajando desde los 4878.2 hasta los 1950 m.s.n.m. siendo esta última cota la altitud de encuentro entre los ríos Santa y Blanco. El sistema de drenaje tiene sus orígenes principalmente en los deshielos de los nevados Santa Cruz, Abasraju, Quitaraju, Alpamayo, Pucajirca Oeste,

Rinrijirca, Taulliraju, Millisraju, Parón, Artesonraju y Caraz; cuyas aguas alimentan a las lagunas Jatuncocha, Arhuaycocha, Taullicocha, Artizon Bajo, Artizon Alto, Yuracocha, Rajucoltacocha, Carhualluncocha, Pucacocha, Lucanas, entre otras. (**Ver Mapa N°08**)

3.4.1. FUENTES DE AGUA

3.4.1.1. RÍO BLANCO

Las quebradas Santa Cruz, Arhuaycocha y Artizon tributan sus aguas a la laguna Jatuncocha a partir de este punto la quebrada toma el nombre de quebrada Santa Cruz. En su recorrido éste recibe las aguas de las quebradas Paccharuri y Los Baños siendo conocido a partir de este último encuentro con el nombre de Yuracmayo. Finalmente se une con las aguas de la quebrada Cholin y Ragrancó, dando origen en este último al río Blanco. Este río se ubica en la parte sur del centro poblado que lleva el mismo nombre, con dirección predominante de Este a Oeste, presenta una longitud de 4.1 km y su cauce presenta una pendiente media de 14.3 %.

3.4.1.2. QUEBRADA YURACMAYO

Esta quebrada nace de la confluencia de las quebradas Santa Cruz y Los Baños a los 2750 m.s.n.m., recorriendo aproximadamente 4.9 Km hasta su confluencia con la quebrada Ragrancó a los 2250 m.s.n.m. y presentando una pendiente media del cauce de 21.2%.

QUEBRADA RAGRANCO

Localizado en la margen derecha de la quebrada Yuracmayo, nace en la laguna Yuracocha a los 4 648 m.s.n.m., recorre aproximadamente 11.7 Km hasta el punto de confluencia con la quebrada Yuracmayo (2250 msnm). Su cauce presenta una pendiente media de 29.9 %.

QUEBRADA CHINCHANCO

Localizado en la margen derecha de la quebrada Yuracmayo, nace de la confluencia de dos quebradas a los 4251.1 m.s.n.m. y que, a su vez, estos nacen de las lagunas Carhualluncocha 1, 2 y 3. Estas dos quebradas tienen longitudes aproximadas de 0.81 km y 0.79 km con pendientes de 47.3% y 36.9 % respectivamente. La quebrada Chinchanco tiene un recorrido aproximado de 4.5 km hasta su confluencia con la quebrada Ragrancó (2550 m.s.n.m.) y una pendiente media de su cauce de 45.6%.

QUEBRADA CHOLIN

Localizado en la margen izquierda de la quebrada Yuracmayo, recorre aproximadamente 9.5 km desde su nacimiento a los 4336 m.s.n.m. hasta su desembocadura con la quebrada Yuracmayo a los 2350 m.s.n.m. Presenta una pendiente promedio de cauce equivalente a 34.3%.

QUEBRADA N° 1

Localizado en la margen derecha de la quebrada Yuracmayo, recorre aproximadamente 2.4 km desde su nacimiento a los 3660 m.s.n.m. hasta su desembocadura con la quebrada Yuracmayo a los 2600 m.s.n.m. Presenta una pendiente promedio de cauce equivalente a 48.3%.

3.4.1.3. QUEBRADA SANTA CRUZ

Esta quebrada nace a partir del agua de deshielo de los glaciares ubicados en las partes más altas y al fondo del cauce encajonado por donde escurre en mayor medida. Su recorrido presenta una característica en particular, por lo cual, podemos dividir su recorrido en dos: antes del

ingreso de sus aguas a la laguna Jatuncocha (parte alta) y a la salida del espejo de agua donde se convierte en el curso principal (parte baja).

Al salir de la laguna Jatuncocha a los 3900 m.s.n.m. recorre 16.3 km aproximadamente hasta su confluencia con la quebrada Los Baños (2750 m.s.n.m.). Y presenta una pendiente promedio de su cauce equivalente a 13.9% y recibe las aguas de las siguientes quebradas:

QUEBRADA LOS BAÑOS

Localizado en la margen derecha de la quebrada Santa Cruz, nace de la confluencia de dos quebradas S/N a los 4350 m.s.n.m. y que, a su vez, estos nacen de la laguna Rajucoltacocha y otra S/N. Estas dos quebradas tienen longitudes aproximadas de 1.7 km y 1 km con pendientes de 21.1% y 37.9 % respectivamente. La quebrada Los Baños tiene un recorrido aproximado de 4.9 km hasta su confluencia con la quebrada Santa Cruz (2750 m.s.n.m.) y recibe aguas de una quebrada S/N a los 2834.8 m.s.n.m., esta pequeña quebrada presenta un recorrido de 1.6 km y una pendiente media de cauce de 55.7%. Asimismo, la quebrada Los Baños pendiente media de su cauce de 44.5%.

QUEBRADA N° 2

Localizado en la margen derecha de la quebrada Santa Cruz, recorre aproximadamente 1.6 km desde su nacimiento hasta su desembocadura con la quebrada a los 2850 m.s.n.m. Presenta una pendiente promedio de cauce equivalente a 54.9%.

QUEBRADA PACCHARURI

Localizado en la margen derecha de la quebrada Santa Cruz, nace de la confluencia de dos quebradas S/N a los 4400 m.s.n.m. y que, a su vez, estos nacen del deshielo de los nevados Santa Cruz y Abasraju. Estas dos quebradas tienen longitudes aproximadas de 1.5 km y 0.9 km con pendientes de 27.9% y 37.5 % respectivamente. La quebrada Paccharuri tiene un recorrido aproximado de 5.6 km hasta su confluencia con la quebrada Santa Cruz (3550 m.s.n.m.) y cuenta con una pendiente media de su cauce de 27.7%.

QUEBRADA N° 3

Localizado en la margen izquierda de la quebrada Santa Cruz, nace del deshielo del nevado Artesonraju – Caraz y recorre aproximadamente 1.8 km desde su nacimiento hasta su desembocadura a los 3750 m.s.n.m. Presenta una pendiente promedio de cauce equivalente a 55.9%.

QUEBRADA N° 4

Localizado en la margen izquierda de la quebrada Santa Cruz, nace de la confluencia de dos quebradas S/N a los 4450 m.s.n.m. y que, a su vez, estos nacen del deshielo del nevado Artesonraju - Caraz. Estas dos quebradas tienen longitudes aproximadas de 0.8 km y 0.9 km con pendientes de 49.2% y 48.7 % respectivamente. La quebrada N° 4 tiene un recorrido aproximado de 1.5 km hasta su confluencia con la quebrada Santa Cruz (3775.3 m.s.n.m.) y cuenta con una pendiente media de su cauce de 46.1%.

QUEBRADA N° 5

Localizado en la margen izquierda de la quebrada Santa Cruz, nace del deshielo del nevado Artesonraju – Caraz y recorre aproximadamente 2.0 km desde su nacimiento hasta su

desembocadura a los 3850 m.s.n.m. Presenta una pendiente promedio de cauce equivalente a 41.9%.

QUEBRADA N° 6

Localizado en la margen derecha de la quebrada Santa Cruz, nace del deshielo del nevado Abasraju y recorre aproximadamente 1.6 km desde su nacimiento hasta su desembocadura a los 3878.9 m.s.n.m. Presenta una pendiente promedio de cauce equivalente a 56.1%.

Por otro lado, en la parte alta, la quebrada Santa Cruz nace de la fusión glaciaria de los nevados Rinrijirca y Taulliraju, aproximadamente a los 4428 m.s.n.m. y recorre 8.8 km hasta su ingreso a la laguna Jatuncocha, a los 3900 m.s.n.m. En su transitar, el cauce presenta una pendiente promedio de 11.3% y recibe las aguas de las siguientes quebradas:

QUEBRADA DEMANDA

Localizado en la margen izquierda de la quebrada Santa Cruz, nace de una laguna S/N a los 4642.1 m.s.n.m. y recorre 3.5 km aproximadamente hasta su confluencia con la quebrada Santa Cruz (4205.9 m.s.n.m.). Su cauce presenta una pendiente promedio de 16.9%.

QUEBRADA ARTIZON

Localizado en la margen izquierda de la quebrada Santa Cruz, nace de las lagunas Artizon Alto y Artizon Bajo a los 4500.2 m.s.n.m. y recorre 2.7 km aproximadamente hasta su confluencia con la quebrada Santa Cruz (3982.3 m.s.n.m.). Su cauce presenta una pendiente promedio de 24.2%.

QUEBRADA N° 9

Localizado en la margen derecha de la quebrada Santa Cruz, nace del deshielo del nevado Rinrijirca y recorre 1.1 km aproximadamente hasta su confluencia con la quebrada Santa Cruz (3950 m.s.n.m.). Su cauce presenta una pendiente promedio de 58.4%.

QUEBRADA ARHUAYCOCHA

Localizado en la margen derecha de la quebrada Santa Cruz, nace de la laguna Arhuaycocha a una altitud aproximada de 4446.3 m.s.n.m. y recorre 3.9 km hasta su confluencia con la quebrada Santa Cruz (3921 m.s.n.m.). Su cauce presenta una pendiente promedio de 29.2%.

QUEBRADA N° 8

Localizado en la margen izquierda de la quebrada Santa Cruz, nace del deshielo del nevado Artesonraju - Caraz y recorre 1.7 km aproximadamente hasta su confluencia con la quebrada Santa Cruz (3900 m.s.n.m.). Su cauce presenta una pendiente promedio de 48.4%.

QUEBRADA N° 7

Localizado en la margen derecha de la quebrada Santa Cruz, nace del deshielo del nevado Quitaraju y tiene una longitud de 2.7 km aproximadamente, en su recorrido ingresa a una pequeña laguna de presencia estacional llamada Quitacocha y llega hasta su confluencia con la quebrada Santa Cruz a los 3900 m.s.n.m. Su cauce presenta una pendiente promedio de 32.3%.

LAGUNA JATUNCOCHA

Este cuerpo de agua superficial está ubicado a una altitud aproximada de 3900 m.s.n.m., es de origen glaciar y se alimenta de los deshielos de los nevados Quitaraju, Alpamayo, Pucajirca Oeste, Rinrijirca, Taulliraju, Millisraju – Parón y Artesonraju – Caraz. Dicha laguna es una de las más grandes de la subcuenca Blanco y tiene un área de captación de 486 551 m² aproximadamente.

A partir de ella, a 7.5 km aguas arriba encontramos la laguna Arhuaycocha situada a los 4 500 m.s.n.m. y con un área de captación de 398 824 m². Asimismo, a 6.8 km aguas arriba encontramos a la laguna Artizon Bajo, a los 4537 m.s.n.m. y con un área de captación de 31 780 m²; y a 7.1 km aguas arriba se ubica la laguna Artizon Alto, a los 4737 m.s.n.m. y con un área de captación de 113 223 m². Finalmente, a 8.9 km aguas arriba se encuentra la laguna Taullicocho, a los 4450 m.s.n.m. y con un área de captación de 133 766 m². **(Ver Anexo N° 01).**

3.4.2. RIESGO POTENCIAL DE LAS LAGUNAS

La quebrada Santa Cruz tiene una longitud aproximada de 31 km. (medida desde el río Santa), en la cual se ubican las lagunas Jatuncocha, Arhuaycocha, Artizón Baja, Artizón Alta y Taullicocho. En los estudios de riesgos geológicos se han hallado los siguientes resultados:

En esta quebrada se han producido desde hace varias décadas eventos aluviónicos o de flujo de escombros procedentes de las lagunas Artizón, como el ocurrido en febrero del 2012. Estas descargas constantes quedan detenidas momentáneamente en la laguna Jatuncocha (aguas abajo), que por su dimensión puede albergar y disipar los flujos aluviónicos procedentes de estas dos lagunas, que por ahora, no tienen volúmenes de agua que puedan representar gran riesgo.

Se ha encontrado riesgo potencial en la laguna Arhuaycocha (ubicada en la margen derecha de la quebrada), que actualmente cuenta con un volumen de 19.5 millones de metros cúbicos, que representa un serio peligro ante un posible rompimiento de su dique. La laguna Jatuncocha (aguas abajo), no tiene la capacidad suficiente para contener el flujo; lo cual, como es evidente, causaría una catástrofe aguas abajo hasta la confluencia del río Blanco con el río Santa, así como en la Central Hidroeléctrica del Cañón del Pato y la cuenca inferior del río Santa. Ante esta situación se ha decidido efectuar estudios de mayor detalle a fin de determinar con mayor certeza la magnitud de la amenaza en que se encuentra esta laguna, ubicada bajo los nevados Pucajirca y Alpamayo.

Por otro lado, las lagunas Artizón y Taullicocho son de menor peligrosidad, sin embargo, debe pensarse en efectuar desagües y la consolidación de sus diques para dar mayor seguridad a la quebrada Santa Cruz. (INAIGEM, 2016).

3.5. ECOLOGÍA

Según el Inventario, Evaluación y Uso Racional de los Recursos Naturales de la Costa (ONERN, 1972), la Subcuenca Blanco presenta siete formaciones ecológicas que se han identificado en base al gráfico de Holdridge **(Ver Mapa N°09)** y se muestran en el siguiente cuadro:

Cuadro 21. Formaciones ecológicas de la subcuenca Blanco

Formación Ecológica		Área (km ²)
Símbolo	Descripción	
md-PT	matorral desértico Premontano Tropical	3.25
md-MBT	matorral desértico Montano Bajo Tropical	13.94
ee-MBT	estepa espinosa Montano Bajo Tropical	19.85
e-MT	estepa Montano Tropical	41.67
pp-SaT	páramo pluvial Subalpino Tropical	57.53
tp-AT	tundra pluvial Alpino Tropical	50.09
NT	Nival Tropical	47.85
TOTAL		234.19

Fuente: Elaboración propia.

3.5.1. matorral desértico Premontano Tropical (md-PT)

Esta formación se caracteriza por presentar un clima de tipo árido y semi-cálido, es decir, que se registran precipitaciones bajas, del orden de los 180 mm al año, oscilando entre 100 mm. en el nivel altitudinal inferior y 250 mm, en el nivel más alto, con una temperatura media de 20 °C.

En general, el área no presenta problemas de tipo térmico, pero la escasez de precipitaciones pluviales obliga a la aplicación de riego para el logro de las cosechas. En los terrenos con dotación de riego, se lleva a cabo una agricultura en pequeña escala, muchas veces solamente con carácter de subsistencia. La base de los cultivos son la alfalfa, frutales diversos, maíz, papa, menestras (frijol y lenteja), trigo, hortalizas, camote y yuca.

La vegetación natural está compuesta por Cactáceas, principalmente del Género *Cereus*, dentro del que sobresalen el gigantón (*Cereus macrostibas*) y el candelabro (*Cereus candelaris*), aunque éste último en menor densidad y poco desarrollado. En las áreas de cauces secos de las quebradas, se tienen huarangos (*Acacia macracantha*) y, marginalmente a los ríos y quebradas de escorrentía periódica, se encuentra al molle (*Schinus molle*), sauce (*Salix* sp.), tara (*Caesalpineia tinctoria*), “faique” (*Acacia* sp.), “caña brava” (*Gynerium* sp.), “el pájaro bobo” (*Tessaria integrifolia*) y diversas malezas, así como una vegetación graminial en el nivel más alto de la formación. (ONERN, 1972).

3.5.2. matorral desértico Montano Bajo Tropical (md-MBT)

Se distribuye entre los 2 500 y 3 000 msnm, en las laderas de las estribaciones de la Cordillera Occidental, en la región de sierra. Posee un clima árido y templado-cálido, con temperatura media anual entre 17 °C y 12 °C; y precipitación pluvial total promedio anual entre 125 y 250 mm. (Sánchez, S., 2011).

El potencial para fines agrícolas es bajo, debido principalmente a su configuración topográfica accidentada, mejorando sus condiciones en aquellas áreas donde el relieve es un tanto más suave y siempre y cuando se disponga de una dotación permanente de agua. Los cultivos que prosperan bien en esta zona de vida son el maíz, los cereales de grano chico (trigo), papa,

hortalizas, frutales de climas templados, alfalfa y otros forrajes. Desde el punto de vista forestal, tiene muchas limitaciones; sin embargo, existen plantas de eucalipto (*Eucalyptus* sp.), sembradas bajo riego a lo largo de cercos y al borde de acequias.

La vegetación es escasa y de tipo xerofítico. Durante la época de lluvias, desarrolla una cubierta temporal de hierbas efímeras, entre las que se observan algunas gramíneas anuales que son aprovechadas para el pastoreo temporal durante el verano y en cuanto a las cactáceas, estas son escasas. A lo largo de los cursos de agua, el monte ribereño está compuesto por el sauce (*Salix* sp.), aliso (*Alnus jorullensis*), sobre cuyas ramas se ven abundantes epifitas (*Tillandsia* sp.); chilca (*Baccharis* sp.) y el pájaro bobo (*Tessaria integrifolia*). (ONERN, 1995).

3.5.3. estepa espinosa Montano Bajo Tropical (ee-MBT)

Su nivel altitudinal superior varía de Norte a Sur, alcanzando los 2 900 m.s.n.m. en el área de la cuenca del río Santa. Esta formación se caracteriza por presentar un clima de tipo semi-árido y templado, es decir, que registra precipitaciones medias del orden de los 300 mm. anuales, oscilando entre 250 mm., en el nivel altitudinal inferior, y 380 mm., en el nivel más alto. La temperatura tiene un valor promedio de 14°C.

El régimen de lluvias permite llevar una agricultura bajo un sistema mixto de secano y de riego. En cuanto a las condiciones térmicas, eventualmente se presentan temperaturas de congelación, aunque sin llegar a causar problemas de consideración porque ocurren generalmente durante la época de inactividad agrícola (Julio-Agosto). Entre los principales cultivos, se puede citar: trigo, maíz, papa, arveja, lenteja, frutales diversos y pastos. Además, se cuenta con arbustos y árboles que son extraídos para utilizarlos como combustible y para la construcción de viviendas rústicas. Las escasas áreas de pastos naturales existentes son aprovechadas en el pastoreo de vacunos y ovinos, principalmente.

La vegetación natural está representada, en general, por gigantones (*Cereus macrostibgs*) dispersos, candelabros (*Cereus candelaris*), tunas (*Opuntia* spp.), taro (*Caesalpineia tinctorio*), acacias de desarrollo arbustivo (*Acacia tortuosa*), molle (*Schinus molle*), sauce (*Salix* sp.), carrizo (*Arundo donax*), higuierillas (*Ricinus* spp.), agaves (*Fourcroya* spp.), retamales (*Spartium junceum*), alisos (*Alnus jorullensis*), fresnos (*Fraxinus pensilvánica*), nogales (*Juglans neotrópica*), capulí (*Prunus capullin*) y diversidad de malezas y herbáceas que desarrollan bien en las laderas y riberas de las quebradas. En las zonas aledañas a los terrenos de cultivo, sobresalen pate o pasayo (*Bombax discolor*), chamico (*Datura stramonium*), cadillo o "amor seco" (*Bidens* spp.), cebadilla (*Bromus* sp.) y una serie de gramíneas que conforman asociaciones de relativo valor forrajero. (ONERN, 1972).

3.5.4. estepa Montano Tropical (e-MT)

Esta formación ecológica se ubica inmediatamente por encima de la Estepa Espinosa Montano Bajo, extendiéndose, por su nivel altitudinal superior, hasta los 3800 m.s.n.m. Se caracteriza por presentar un clima sub-húmedo y frío, es decir, con precipitaciones pluviales de mediana intensidad cuyo promedio es del orden de los 450 mm. anuales, oscilando entre 380 mm. en su nivel inferior y 500 mm en el nivel más alto. La temperatura promedio anual está alrededor de 11 °C.

El régimen de lluvias permite llevar una agricultura de tipo mixto riego-secano, aunque expuesta a los problemas de la irregularidad del régimen, pues las lluvias pueden ser deficientes en el momento del desarrollo de las sementeras y/o excesivas en el momento de la maduración de las cosechas. Por otra parte, la temperatura, en lo que se refiere a sus valores mínimos (2

°C), se constituye en un factor limitante para la agricultura, sobre todo en los niveles altitudinales medio y superior de la formación, donde es de esperarse la ocurrencia de heladas intensas, a veces durante la etapa misma de cultivo. Se aprecia también una regular actividad de forestación específicamente a base de eucaliptos. Entre los principales cultivos se puede citar: papa, trigo, cebada, maíz, arveja, haba y ollucos.

La vegetación natural está conformada por algunas especies de la formación anterior, aunque sin alcanzar el mismo grado de desarrollo y densidad. Es así como se aprecia plantas aisladas de porte arbóreo de algunas de las especies enumeradas anteriormente y también xerofitas de los géneros *Cereus* y *Opuntia*. Proliferan asimismo otras especies como agave, molle, retama y gramíneas de tipo forrajero, dentro de las que sobresalen *Festuca* spp. y *Calamagrostis* spp. (ONERN, 1972).

3.5.5. paramo pluvial Subalpino Tropical (pp-SaT)

Esta formación ecológica se extiende entre las cotas de los 3,800 a los 4,800 m.s.n.m. Se caracteriza por presentar un clima muy húmedo y frígido, es decir, con precipitaciones cuyo promedio anual está alrededor de 900 mm. con una oscilación entre 800 mm. y 1,000 mm. relacionada en forma directa con la altitud.

Las temperaturas son bajas y su promedio anual está alrededor de 5 °C, siendo de esperarse, casi todas las noches, temperaturas de congelación. Es, precisamente, debido a esta condición térmica, que la zona no es apropiada para la agricultura, aunque el régimen de lluvias y el grado de efectividad de la humedad son muy buenos. El potencial ganadero para la actividad ganadera es el adecuado; sin embargo, debe tomarse en cuenta la capacidad de carga de estos escenarios para garantizar su sostenibilidad. Por ejemplo, se produce la actividad ganadera lanar extensiva en base a los pastos naturales altoandinos.

La vegetación natural está constituida casi exclusivamente por gramíneas perennes de tipo forrajero (*Festuca*, *Calamagrostis*, *Muhlenbergia*, *Stipa*, *Paspalum*, *Agrostis* y otras poáceas). Entre las herbáceas acompañantes podemos citar a *Bromus* sp., *Trifolium amabile*, “grama dulce”, entre otras. El sobrepastoreo ha generado que aparezcan especies invasoras como el garbancillo (*Astragalus garbancillo*), paco-paco (*Aciachne pulvinata*), cóndor cebolla (*Werneria nubigena*), etc., las que disminuyen la calidad forrajera de los pastizales. También se encuentran diseminadas en el área, especies arbustivas y arbóreas, de los géneros *Polylepis*, *Buddleia* y *Escallonia*, junto a las lagunas o en nacientes de quebradas y que conforman bosques residuales. Completan la vegetación característica de esta zona de vida representantes de las cactáceas: *Opuntia flocosa* (waqur wëta), y *Oroya borchersi* (qoricasha). (ONERN, 1972).

3.5.6. tundra pluvial Alpino Tropical (tp-AT)

Esta formación corresponde a una faja altitudinal bastante angosta y continuamente interrumpida por los nevados (4800 a 5000 m.s.n.m.), que puede considerarse como una formación de Tundra. Esta formación presenta un clima de tipo pluvial y gélido, es decir, que es muy lluvioso (más de 1,000 mm. de promedio anual) y con temperaturas de congelación casi permanentes.

En dicha formación se desarrollan especies vegetales hemicriptofíticas almohadilladas o arrosetadas, entremezcladas con algunas gramíneas de desarrollo muy reducido. La topografía es muy accidentada lo que, unido a sus temperaturas gélidas, ha dado como resultado la formación de suelos muy superficiales y esqueléticos, de un grado de fertilidad natural nulo. (ONERN, 1972).

3.5.7. Nival Tropical (NT)

Se extiende sobre las más elevadas y frías cumbres de las cordilleras andinas. A excepción de escasas algas sobre la nieve y raras veces, cercanas a los límites inferiores del piso, diminutos líquenes crustáceos sobre rocas de color oscuro en donde debido al viento no se acumula la nieve, no se encuentra ninguna comunidad biológica visible, sea vegetal o animal. Asimismo, las temperaturas son siempre cercanas o abajo del punto de congelación del agua, por lo que no puede establecerse cualquier organismo mayor. Otro factor es la precipitación que se produce en todos los casos, en forma de nieve.

A pesar de que está enteramente desprovisto de valor potencial para explotación agropecuario o forestal, tiene importancia singular con respecto a la agricultura y al establecimiento humano en las tierras bajas debido a sus características especiales de hidrografía. De los muchos ríos cuyas aguas son vitales a las poblaciones y actividades económicas de las zonas áridas y semiáridas de la costa y sierra, un gran número tiene su origen principal en los límites inferiores de esta formación. Dicha característica es mas notoria en la estación seca, debido a que el deshielo glaciar provee la mayor parte del flujo en los ríos durante los meses más críticos de sequía. (IICA-OEA, 1960).

4. ATRACTIVO TURÍSTICO

La quebrada Santa Cruz es una de las que posee mayor extensión en el Parque Nacional Huascarán, con una longitud de 17 km aproximadamente, la cual nace en el Abra Punta Unión concluyendo en su confluencia con la quebrada Los Baños.

En toda la Quebrada se mantiene el clima frío, propio de las regiones naturales en las que se encuentra (Suní y Puna). Las precipitaciones promedio están en 700 mm/año y la temperatura promedio alrededor de 12°C, con heladas durante el invierno.

Durante su recorrido podemos apreciar la Cascada Hatunpactza, en la margen izquierda, ésta tiene un salto de agua cristalina de aproximadamente 50 metros de altura; la laguna Ichiqcocha, cubierta de bofedal, totora y otras plantas acuáticas que cubren casi el 80% del área total, donde habitan diversas especies de ave silvestre, entre los más comunes tenemos al Pato Sutro, Zambullidor, Garza Huaco, Garza Blanca, Bandurria y Huashua. Y en el resto del área donde hay concentración de agua, observamos un gran número de truchas arcoíris. Uno de los principales atractivos de esta Quebrada es la Laguna Jatuncocha, laguna de color turquesa, en ella es común observar aves silvestres, como el Pato Común y Huashua. Más arriba se encuentra la Laguna Arhuaycocha, ubicada al pie de las montañas nevadas Ririjirca, Pucajirca y Alpamayo; cuyas aguas tienen una tonalidad celeste, desde aquí se puede escalar el Alpamayo, siendo esta la ruta más concurrida para escalarla. Luego de pasar cerca de la Laguna Taulliraju se llega a Punta Unión, mirador natural, ubicado en el punto más alto del circuito de trekking Llanganuco - Santa Cruz, desde este lugar se observa la laguna Taullicocha y Jatuncocha, nevados como el Taulliraju, Pucajirca, Quitaraju y Artesonraju.

Es la Quebrada más transitada de la Cordillera Blanca, de abundante vegetación, árboles nativos como el Quenual, Chacpa, Quisuar y Aliso, arbustos como el Ichu, flora silvestre en gran cantidad como la Estrella Rígida, Qallu-qallu, Cuncush, Lleqllish Qora y plantas medicinales como Pata de gallo, Huamanpinta, Huamanripa, Ancosh y Muña Muña. (MINCETUR).

Asimismo, se encuentran pajonales y césped de puna, turberas de *Distichia* (oconales); y, vegetación de rocas y pedregales. Según el “Inventario preliminar de la flora en las quebradas Santa Cruz y Huaripampa”, se registraron un total de 43 familias, 98 géneros, 139 especies y

11 morfoespecies. El 34% de especies colectadas pertenecieron al grupo de las monocotiledóneas. La familia más numerosa fue Poaceae con los géneros Calamagrostis Adans (10 especies), Poa L. (7 especies) y Festuca L. (6 especies).

De todas las especies registradas, la mayoría fueron Dicotiledoneas (66%), de las cuales Asteraceae, Rosaceae, Fabaceae, Gentianaceae y Bromeliaceae son las más numerosas del grupo. (Casana et.al., 2010).

5. USO DEL RECURSO HÍDRICO

El rápido retroceso de los glaciares en la inmensa Cordillera Blanca pondrá en duda el futuro de la agricultura, de la minería, de la generación hidroeléctrica y del suministro de agua en vastas zonas de la cuenca del río Santa, del cual dependen una gran cantidad de formas de sustento y actividades económicas. (WANI & Instituto de Montaña, 2011). En el caso de la subcuenca del río Blanco, dicha importancia es notoria debido a los distintos usos que se le da al recurso hídrico como puede observarse a través de sus captaciones tanto para uso agrario como de otro tipo (**Ver Mapa N°33**):

Cuadro 22. Ubicación de los puntos de captación para uso agrícola en la subcuenca Blanco

COMITÉ DE USUARIOS	CAPTACION	TIPO	ESTADO	UTM ESTE (m)	UTM NORTE (m)	ALTITUD (m.s.n.m.)
Alpamayo colcas	Carbon cucho	Permanente	Bueno	189572	9011817	2180
Alpamayo colcas	Macuna	Permanente	Bueno	191189	9012736	2510
Anacpampa	Nawin Puquio	Permanente	Regular	196063	9007538	3350
Ato-huancarhuaz	Maqueuran-ato	Permanente	Regular	192992	9013134	2780
Caranca	Chollin	Rustico	Regular	192579	9014025	2837
Conay	Catac ruri	Permanente	Regular	194587	9009173	2920
Cuprac	Cuprac	Permanente	Regular	195057	9007754	3080
Huancarhuaz	Raucolta	Rustico	Regular	196253	9011605	3900
	Pichillan	Rustico	Regular	194542	9011089	3200
	Trancapampa	Rustico	Regular	194862	9011360	3380
	Pomabamba	Rustico	Regular	195699	9011361	3770
	Larian	Semi rustica	Regular	195509	9011290	3710
	Chinchanco	Rustico	Regular	194611	9013636	3740
	Jatun tzaca	Rustico	Regular	193995	9010178	2764
	Cruzpampa	Rustico	Regular	190890	9012553	2431
	Huarcayoc	Permanente	Regular	193001	9013136	2790
Maqueruri-huancarhuaz	Maqueruri	Rustico	Regular	193129	9013100	2860
Molino uran	Molino uran	Permanente	Bueno	188771	9012286	2120
Nawin puquio cholin	Nawin puquio cholin	Permanente	Regular	196285	9007627	3405
Shallar	Secse puquio	Rustico	Regular	193996	9006874	3280
Wichiac puncu - santo domingo	Wichiac puncu - santo domingo	Rustico	Regular	194891	9009111	2930
Wichiaq puncu alalana	Wichiaq puncu alalana	Permanente	Regular	194930	9009085	2950
	Chumpa	Rustico	Regular	189458	9011863	2180

Fuente: Autoridad Local del Agua - Huaraz

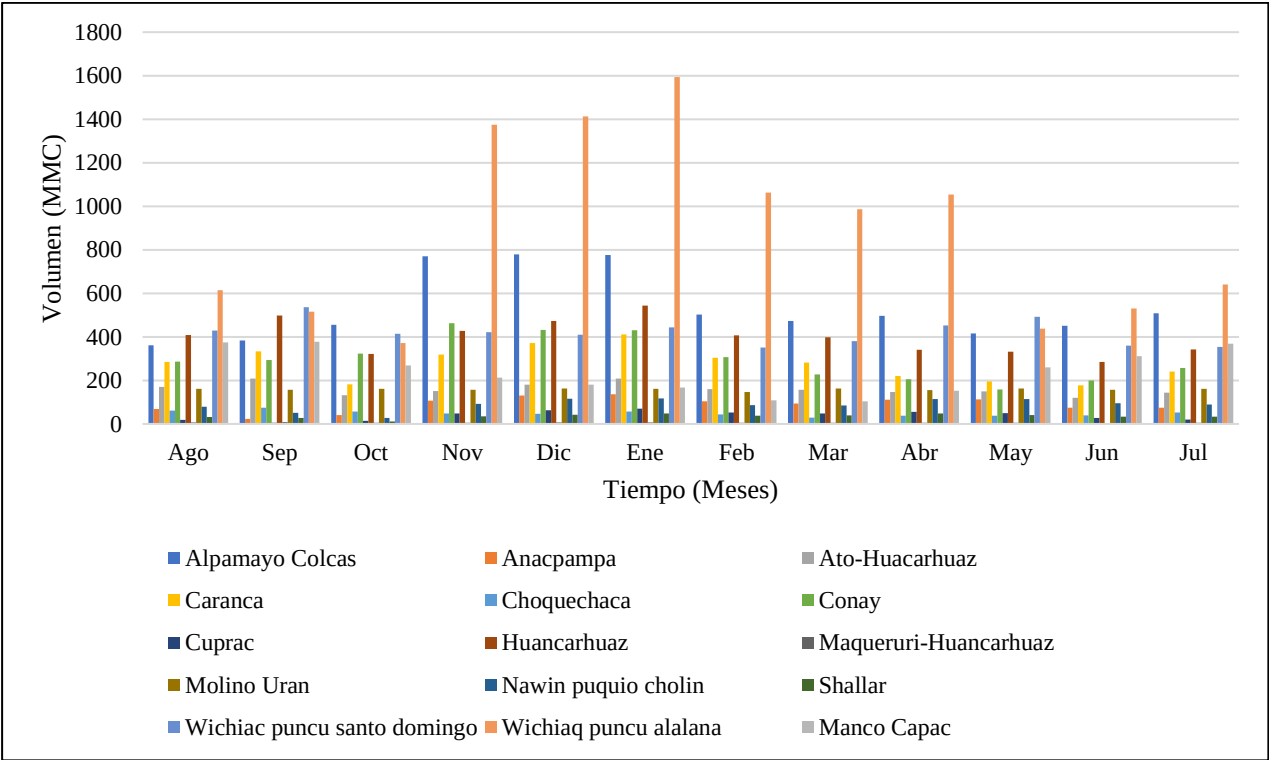
Cuadro 23. Ubicación de puntos de captación de usos no agrarios en la subcuenca Blanco

Nombre o Razón Social	Fuente	Tipo de uso	UTM Este (m)	UTM Norte (m)	Altura (m.s.n.m.)
JASS Cuprac	Manantial Capuli Uran	Poblacional	196206	9006865	3640
JASS Centro poblado de Conay	Río Blanco	Poblacional	194925	9009105	2940
Hidroeléctrica Santa Cruz I	Río Blanco	Energético	188771	9012286	2060
Hidroeléctrica Santa Cruz II	Río Blanco	Energético	190082	9011533	2295

Fuente: Autoridad Local del Agua – Huaraz (2010)

Asimismo, la demanda hídrica propia de estas actividades o usos fue estimada por la Administración Local del Agua – Huaraz para el estudio “Asignación de agua en bloques (Volúmenes Anual y Mensual), para la Formalización de Derechos de Uso de Agua Cuenca Alta del Río Santa, Comisiones de Usuarios: Santa Cruz, Huancutey Caja Rumi. Parón LLullan Caraz y Yungay (Sector Huandoy)”. Cabe resaltar que los cálculos para la demanda agrícola consideraron los coeficientes de uso consuntivo (Kc) de los principales cultivos de la zona de estudio (**Anexo N° 02**) y la premisa que establece la eficiencia del riego para las localidades del Callejón de Huaylas de 38%, debido a que los canales son de tierra, baja eficiencia de conducción y aplicación o distribución media. A continuación, se presenta los volúmenes mensuales en MMC requeridos para la superficie bajo riego para cada uno de los comités de Santa Cruz:

Fig 35. Demanda agricola mensual para la comisión de usuarios de Santa Cruz



Fuente: Elaboración propia

Cuadro 24. Demanda hídrica con fines agrícolas de los comités de usuarios de Santa Cruz

Comité de Usuarios	Área bajo riego (ha)	DEMANDA HIDRICA BRUTA EN MMC (Miles de metros cúbicos)												Demanda Unitaria (m³/ha)
		Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	
Alpamayo Colcas	387.28	361.71	383.12	455.25	770.57	779.46	775.47	502.53	473.22	495.94	416.2	450.55	507.89	16452.97
Anacpampa	80.99	68.97	22.78	40.12	107.02	130.56	135.62	103.37	93.7	111.58	112.74	73.94	74.56	13273.16
Ato-Huancarhuaz	116.01	170.76	207.62	131.17	151.32	179.97	207.66	160.13	157.17	146.81	149.26	119.56	143.32	16590.98
Caranca	217.73	284.39	332.63	181.43	317.99	371.07	411.59	304.18	281.21	219.48	195.67	177.75	241.25	15241.72
Choquechaca	37.7	61.23	74.21	57.16	48.13	46.98	56.11	43.05	28.77	37.79	37.07	39.32	51.82	15427.63
Conay	235.36	286.13	293.4	322.79	462.72	431.31	429.89	307.57	227.13	204.64	157.66	199.56	256.69	15208.73
Cuprac	41.91	18.29	4.77	13.93	48.66	62.41	69.63	52.39	47.92	55.84	48.78	27.12	20.16	11212.02
Huancarhuaz	292.28	408.26	498.24	321.89	426.79	473.14	543.66	407.05	398.18	341.05	331.97	284.99	341.64	16343.77
Maqueruri-Huancarhuaz	3.95	6.7	8.17	5.18	5.46	6.23	7.07	5.45	5.35	5	5.36	4.55	5.61	17754.76
Molino Uran	92.63	160.95	157.43	161.39	156.62	163.15	161.72	146.42	162.25	156.08	162.13	156.88	160.99	20576.88
Nawin Puquio Cholin	79.35	78.26	50.3	27.09	92.84	116.16	117.57	86.31	84.81	113.51	114	94.71	89.64	13423.94
Shallar	31.51	31.48	27.81	10.9	35.32	42.72	48.46	37.84	39.1	48.29	41.03	33.75	33.78	13662.43
Wichiac Puncu Santo Domingo	301.45	428.43	535.56	413.98	421.93	409.08	444.24	350.24	380.66	452.5	492.28	359.31	353.53	16724.99
Wichiaq Puncu Alalana	799.3	614.19	515.02	371.86	1374.49	1412.22	1593.79	1063.47	985.91	1054.31	438.37	530.5	640.5	13254.64
Manco Capac	154.15	374.06	377.81	268.12	213.08	179.71	167.19	107.88	104.58	152.48	260.41	311.79	368.24	18717.45

Fuente: Administración Local del Agua – Huaraz (2010)

Con respecto a la demanda hídrica con fines agrícolas tenemos que los comités de usuarios de Maqueruri-Huancarhuaz, Molino Uran y Manco Cápac son los que presentan mayor demanda unitaria, es decir, necesitan mayor cantidad de recurso hídrico por hectárea bajo riego. Los principales cultivos de estos comités son los siguientes: maíz amiláceo, maíz choclo, papa, kiwicha (Maqueruri-Huancarhuaz); tara y granada (Molino Uran); maíz choclo, kiwicha, alfalfa y melocotón (Manco Cápac). De la misma manera, en cuanto a la cantidad total de agua requerida al año por los regantes de la subcuenca del río Blanco tenemos que los comités con mayor porcentaje son: Wichiaq Puncu Alalana con 10594.6 MMC (24.0%), Alpamayo Colcas

con 6371.9 MMC (14.5%) y Wichiac Puncu Santo Domingo con 5041.7 MMC (11.4%). Siendo los principales cultivos los siguientes: maíz morado, kiwicha, melocotón, maíz choclo y trigo (Wichiaq Puncu Alalana); maíz morado, maíz choclo y zapallo (Alpamayo Colcas); maíz choclo, trigo y kiwicha (Wichiac Puncu Santo Domingo).

Con respecto al uso no agrario tenemos lo que corresponde a un uso poblacional y energético que presenta la siguiente demanda hídrica repartida en volúmenes mensuales expresados en miles de metros cúbicos (MMC) como se muestra a continuación:

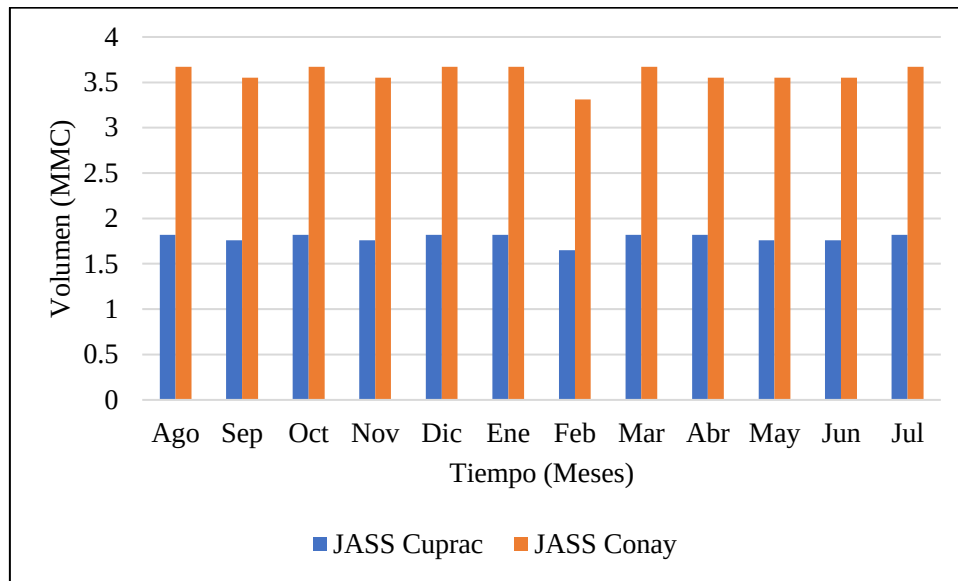
Cuadro 25. Demanda hídrica con fines poblaciones y energéticos de los usuarios de la subcuenca del río Blanco

Nombre o Razon Social	Tipo de uso	DEMANDA HIDRICA EN MMC (Miles de metros cúbicos)												
		Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	ANUAL
JASS Cuprac	Poblacional	1.82	1.76	1.82	1.76	1.82	1.82	1.65	1.82	1.82	1.76	1.76	1.82	21.43
JASS Centro poblado de Conay	Poblacional	3.67	3.55	3.67	3.55	3.67	3.67	3.31	3.67	3.55	3.55	3.55	3.67	43.08
Hidroelectrica Santa Cruz I	Energético	5385.58	5287.68	6669.22	8061.12	11865.31	14650.85	16619.90	16284.67	12234.24	6713.28	6713.28	5571.07	116056.20
Hidroelectrica Santa Cruz II	Energético	4687.20	4587.84	5946.05	7646.40	11115.36	14543.71	16523.14	15374.02	12674.88	5987.52	5987.52	4847.90	109921.54

Fuente: Administración Local del Agua – Huaraz (2010)

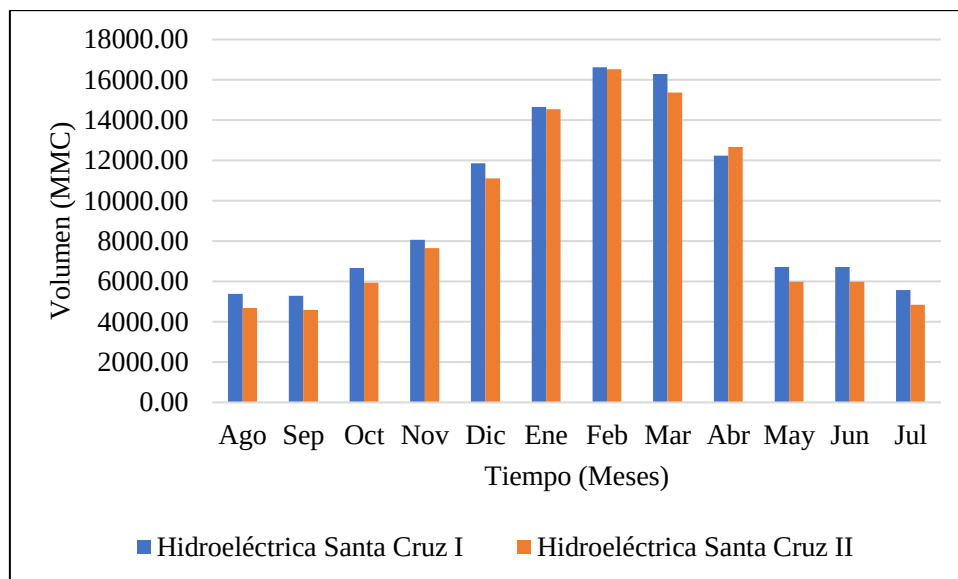
Como se puede observar, la actividad con fines energéticos es el que demanda mayor cantidad de agua para sus operaciones a comparación de otros usos como el poblacional y el agrario. Por lo tanto, su funcionamiento depende de la disponibilidad hídrica existente en la subcuenca Blanco, la cual se mantiene en época seca a través del caudal de deshielo de los nevados existentes en dicha zona.

Fig 36. Demanda hídrica mensual con fines poblacionales en la subcuenca del río Blanco



Fuente: Elaboración propia

Fig 37. Demanda hídrica mensual con fines energéticos



Fuente: Elaboración propia

CAPITULO V RESULTADOS

1. EVALUACIÓN DE LA COBERTURA Y VOLUMEN GLACIAR

Una vez obtenidas las imágenes con valores de reflectancia se realizaron los procesos para la obtención de la cobertura glaciar y la superficie de las lagunas mediante índices y árboles de decisión en el software ENVI 5.3.

1.1. CUANTIFICACION DEL ÁREA GLACIAR

La superficie glaciar de la subcuenca Blanco se obtuvo mediante la estimación del Índice de Diferencia Normalizada de la Nieve (NDSI), considerando a dicha superficie a la que se encuentra a más de 4500 m.s.n.m. y con un área mínima de 0.005 km². Los resultados obtenidos se muestran en el siguiente cuadro:

Cuadro 26. Áreas de la cobertura glaciar por años de la subcuenca Blanco

Año	Área (km ²)
1987	37.77
1990	36.50
1992	34.09
1995	33.88
1997	32.98
2005	31.86
2010	30.57
2016	28.90

Fuente: Elaboración propia

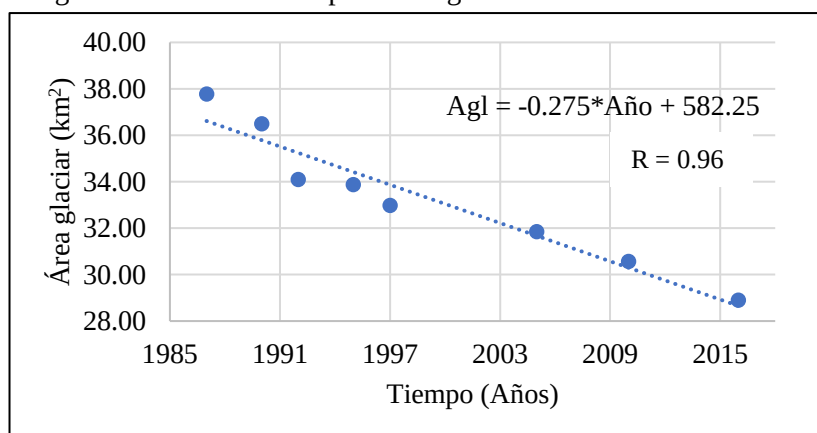
El área glaciar de la subcuenca Blanco se ha reducido en un 23.5%, para el 2016 con respecto a la encontrada en 1987, lo que significa que se perdió 8 873 928 m².

1.2. TASA DE RETROCESO DEL ÁREA GLACIAR

1.2.1. CORRELACIÓN TIEMPO – ÁREA GLACIAR

Las áreas glaciares de la subcuenca Blanco obtenidas se relacionaron con sus respectivos años, obteniéndose una correlación negativa de tipo lineal, cuyo coeficiente de correlación (R) fue de 0.96; comprobando de esta manera que existe una fuerte asociación entre las dos variables. A continuación, se presenta la ecuación encontrada en donde “A gl” representa el área glaciar:

Fig 38. Correlación Tiempo - Área glaciar de la subcuenca Blanco



Fuente: Elaboración propia.

Al reemplazar los años en que se obtuvieron las imágenes satelitales en la ecuación anterior, se generaron áreas glaciares obteniéndose un error máximo de 3.6% y un error promedio de 1.8% con respecto a los encontrados con el tratamiento de las imágenes satelitales.

Cuadro 27. Áreas glaciares generadas de la subcuenca Blanco

Años	Área (km ²)	Área generada (km ²)	Error (%)
1987	37.77	36.70	-2.86
1990	36.50	35.87	-1.73
1992	34.09	35.32	3.59
1995	33.88	34.49	1.81
1997	32.98	33.94	2.89
2005	31.86	31.73	-0.39
2010	30.57	30.35	-0.71
2016	28.90	28.70	-0.70

Fuente: Elaboración propia.

Asimismo, se determinó la tasa de retroceso glaciar siendo de -0.30 Km²/año. Además, se generaron correlaciones de cada uno de los glaciares de la subcuenca Blanco, los cuales quedan resumidos en el siguiente cuadro:

Cuadro 28. Correlaciones de las áreas glaciares con el tiempo para cada glaciar

Glaciar	Ecuación de retroceso glaciar	Coefficiente de correlación
Santa Cruz	$-0.052 * \text{Año} + 111.07$	0.98
Abasraju	$2 * 10^{108} * \text{Año}^{-32.67}$	0.96
Quitaraju	$-0.03 * \text{Año} + 63.64$	0.92
Alpamayo	$-0.017 * \text{Año} + 35.46$	0.93
Pucajirca Oeste	$-0.012 * \text{Año} + 28.02$	0.93
Rinrijirca	$-0.028 * \text{Año} + 60.78$	0.89
Taulliraju	$-0.014 * \text{Año} + 30.59$	0.87
Millisraju - Parón	$-0.04 * \text{Año} + 82.08$	0.98
Artesonraju - Caraz	$-0.063 * \text{Año} + 131.06$	0.88

Fuente: Elaboración propia

1.2.2. TASA DE CAMBIO PROMEDIO ANUAL

Representa el porcentaje de variación de las áreas glaciares por año, para su estimación se utilizó la siguiente ecuación adaptada por Colonia & Torres (2011):

$$T_c = 100 * \left(\left(\frac{A_2}{A_1} \right)^{\frac{1}{t}} - 1 \right)$$

Donde Tc es la tasa de cambio promedio anual, A₁ es el área glaciaria obtenida de la imagen satelital para el año “n”, A₂ es el área glaciaria obtenida de la imagen satelital para el año “n+1” y t es el número de años transcurridos entre las imágenes utilizadas.

En los siguientes cuadros se muestran los resultados obtenidos de la aplicación de la ecuación anterior. Asimismo, se establece que “A gl” es el área glaciaria, “Var” es la variación del área glaciaria, Tc es la tasa de cambio y TR es la tasa de retroceso glaciario.

Cuadro 29. Tasa de cambio y de retroceso promedio anual para los nevados Santa Cruz y Abasraju

Año	Santa Cruz				Abasraju			
	A gl (km ²)	Var. (km ²)	TC (%)	TR (km ² /año)	A gl (km ²)	Var. (km ²)	TC (%)	TR (km ² /año)
1987	7.65	---	---	---	3.93	---	---	---
1990	7.63	0.02	-0.10	-0.01	3.62	0.31	-2.70	-0.11
1992	7.33	0.30	-1.97	-0.15	3.15	0.47	-6.72	-0.24
1995	7.42	---	---	---	3.17	---	---	---
1997	7.27	0.15	-1.02	-0.08	3.04	0.13	-2.12	-0.07
2005	6.90	0.37	-0.65	-0.05	2.89	0.15	-0.62	-0.02
2010	6.61	0.29	-0.85	-0.06	2.66	0.23	-1.66	-0.05
2016	6.08	0.53	-1.38	-0.09	2.23	0.43	-2.88	-0.08
Promedio (1987-2016)			-1.00	-0.07	Promedio			-2.78
A gl pérdida (km ²)			1.57		A gl pérdida (km ²)			1.70
%			20.5		%			43.2

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 30. Tasa de cambio y de retroceso promedio anual para los nevados Quitaraju y Alpmayo

Año	Quitaraju				Alpmayo			
	A gl (km ²)	Var (km ²)	TC (%)	TR (km ² /año)	A gl (km ²)	Var (km ²)	TC (%)	TR (km ² /año)
1987	4.13	---	---	---	2.04	---	---	---
1990	3.88	0.25	-2.04	-0.11	1.97	0.07	-1.16	-0.02
1992	3.66	0.23	-2.98	-0.19	1.79	0.18	-4.64	-0.09
1995	3.57	0.08	-0.77	-0.02	1.78	0.02	-0.31	-0.006
1997	3.53	0.04	-0.52	-0.10	1.80	---	---	---
2005	3.25	0.29	-1.05	-0.03	1.60	0.19	-1.42	-0.03
2010	3.24	0.01	-0.07	-0.002	1.53	0.07	-0.88	-0.01
2016	3.19	0.05	-0.26	-0.008	1.56	---	---	---
Promedio (1987 - 2016)			-1.10	-0.04	Promedio			-1.68
A gl pérdida (km ²)			0.95		A gl pérdida (km ²)			0.48
%			22.9		%			23.5

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 31. Tasa de cambio y de retroceso promedio anual para los nevados Pucajirca Oeste, Rinrijirca y Taulliraju

Año	Pucajirca Oeste				Rinrijirca				Taulliraju			
	A gl (km ²)	Var (km ²)	TC (%)	TR (km ² /año)	A gl (km ²)	Var (km ²)	TC (%)	TR (km ² /año)	A gl (km ²)	Var (km ²)	TC (%)	TR (km ² /año)
1987	3.23	---	---	---	4.71	---	---	---	2.27	---	---	---
1990	3.17	0.06	-0.60	-0.03	4.49	0.22	-1.57	-0.07	2.13	0.14	-2.17	-0.05
1992	3.05	0.12	-1.94	-0.06	4.11	0.39	-4.41	-0.20	2.02	0.11	-2.62	-0.06
1995	3.04	0.01	-0.10	-0.003	4.10	0.01	-0.09	-0.004	1.96	0.06	-1.04	-0.02
1997	3.05	---	---	---	4.04	0.05	-0.62	-0.03	1.89	0.06	-1.60	-0.03
2005	2.89	0.17	-0.70	-0.02	3.90	0.14	-0.45	-0.02	1.69	0.21	-1.45	-0.03
2010	2.86	0.03	-0.23	-0.01	3.88	0.02	-0.12	-0.005	1.76	---	---	---
2016	2.88	---	---	---	3.82	0.06	-0.24	-0.01	1.82	---	---	---
Promedio (1987 - 2016)			-0.71	-0.02	Promedio		-1.07	-0.05	Promedio		-1.78	-0.04
A gl pérdida (km ²)			0.35		A gl pérdida (km ²)		0.89		A gl pérdida (km ²)		0.45	
%			10.8		%		18.9		%		20.0	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 32. Tasa de cambio y de retroceso promedio anual para los glaciares Millisraju - Parón, Artesonraju - Caraz y el área glaciar total de la subcuenca Blanco

Año	Millisraju -Parón				Artesonraju - Caraz				Subcuenca Blanco			
	A gl (km ²)	Var (km ²)	TC (%)	TR (km ² /año)	A gl (km ²)	Var (km ²)	TC (%)	TR (km ² /año)	A gl (km ²)	Var (km ²)	TC (%)	TR (km ² /año)
1987	3.53	---	---	---	6.27	---	---	---	37.77	---	---	---
1990	3.30	0.24	-2.30	-0.08	6.30	---	---	---	36.50	1.27	-1.14	-0.43
1992	3.17	0.13	-1.99	-0.07	5.82	0.48	-3.91	-0.25	34.09	2.41	-3.35	-1.22
1995	3.03	0.13	-1.43	-0.05	5.81	0.01	-0.04	-0.002	33.88	0.21	-0.21	-0.07
1997	2.90	0.13	-2.25	-0.07	5.46	0.36	-3.12	-0.18	32.98	0.89	-1.33	-0.45
2005	2.73	0.17	-0.74	-0.02	6.01	---	---	---	31.86	1.13	-0.43	-0.14
2010	2.49	0.24	-1.85	-0.05	5.55	0.46	-1.59	-0.10	30.57	1.29	-0.82	-0.26
2016	2.30	0.19	-1.29	-0.03	5.01	0.53	-1.67	-0.09	28.90	1.67	-0.93	-0.28
Promedio (1987 - 2016)			-1.58	-0.05	Promedio		-2.07	-0.12	Promedio		-1.17	-0.41
A gl pérdida (km ²)			1.23		A gl pérdida (km ²)		1.25		A gl pérdida (km ²)		8.87	
%			34.9		%		20.0		%		23.5	

Fuente: Elaboración propia

Para el periodo 1987 – 2016, el nevado Abasraju presentó la mayor área glaciar perdida (1.70 Km²), cuya mayor tasa de cambio (-2.88%) se dio durante el periodo 2010 – 2016; mientras que el nevado Pucajirca Oeste perdió la menor área glaciar de la subcuenca (0.35 Km²), cuya mayor tasa de cambio (-1.94%) ocurrió entre los años 1990 – 1992.

Los nevados de la subcuenca Blanco con un mayor porcentaje de reducción de sus áreas son Abasraju con 43.2% y Millisraju-Parón con 34.9% para el periodo 1987 – 2016. Además, en el mismo periodo, el glaciar Artesonraju – Caraz presenta la mayor tasa de retroceso glaciar promedio anual con un -0.12 Km²/Año, esto debido a que cuenta con una elevada tasa de cambio promedio anual (-2.07%) y una de las áreas más extensas. Por otro lado, el nevado con menor tasa de retroceso glaciar promedio anual es Pucajirca Oeste, siendo ésta de -0.02 Km²/Año.

Cuadro 33. Resumen de la tasa de cambio promedio anual y de retroceso glaciar de los nevados de la subcuenca Blanco

Glaciar	Tasa de cambio promedio anual (%)	Tasa de retroceso glaciar promedio (Km ² /año)
Santa Cruz	-1.00	-0.07
Abasraju	-2.78	-0.09
Quitaraju	-1.10	-0.04
Alpamayo	-1.68	-0.03
Pucajirca Oeste	-0.71	-0.02
Rinrijirca	-1.07	-0.05
Taulliraju	-1.78	-0.04
Millisraju - Parón	-1.69	-0.05
Artesonraju – Caraz	-2.07	-0.12
Subcuenca Blanco	-1.17	-0.41

Fuente: Elaboración propia

La mayor tasa de retroceso de los glaciares de la subcuenca Blanco es de -1.22 Km²/Año, esta se presentó durante el periodo 1990 – 1992, mientras que entre los años 1992 – 1995 se dio la menor tasa, siendo ésta de -0.05 Km²/Año. De la misma manera se calculó la tasa promedio de retroceso glaciar de la zona de estudio, siendo éste de -0.41 Km²/Año.

La tasa de retroceso glaciar considerada en este estudio resulta del promedio de valores encontrados con los dos métodos antes descritos, siendo para la subcuenca Blanco de -0.35 Km²/Año (tasa de cambio de -1.0%).

1.3. SUPERFICIE DE LAS LAGUNAS

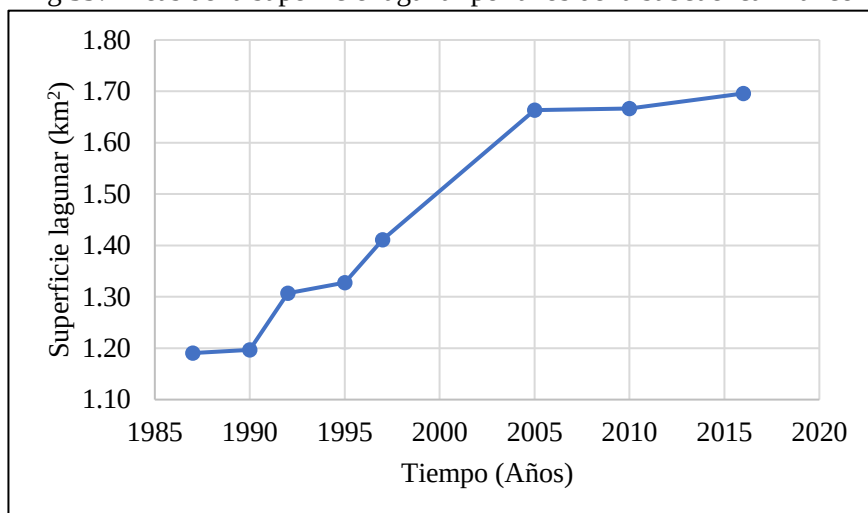
Durante el periodo de estudio, el área total de las lagunas pertenecientes a la subcuenca Blanco ha tenido un incremento como se puede apreciar en la siguiente cuadro:

Cuadro 34. Variación de la superficie total de lagunas de la subcuenca Blanco.

AÑO	Superficie Total (m ²)	Variación (m ²)
1987	1 190 593	---
1990	1 196 936	6 343
1992	1 307 343	110 407
1995	1 327 357	20 014
1997	1 410 997	83 640
2005	1 663 418	252 421
2010	1 666 381	2 963
2016	1 695 970	29 589

Fuente: Elaboración propia

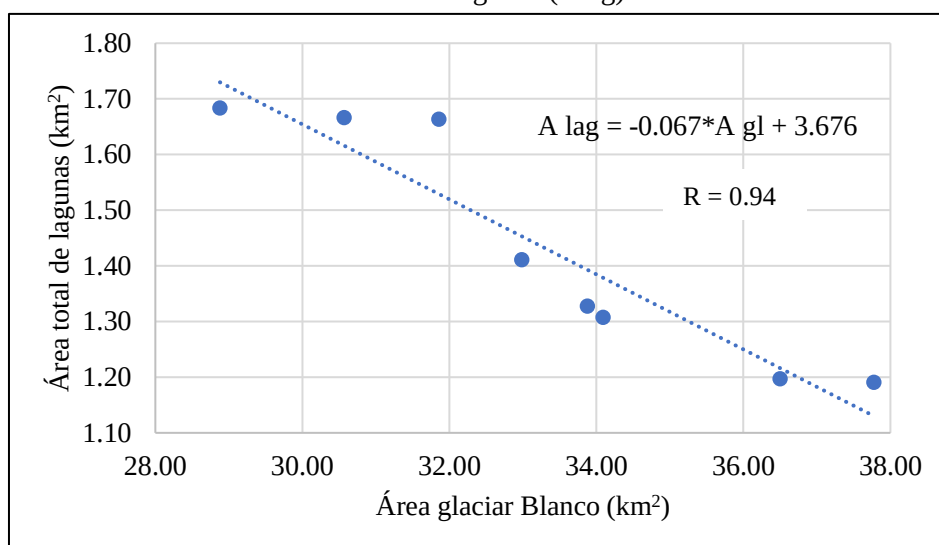
Fig 39. Áreas de la superficie lagunar por años de la subcuenca Blanco



Fuente: Elaboración propia

Al relacionar las áreas glaciares de la subcuenca Blanco con las de las lagunas, se encontró una correspondencia inversa entre las dos variables. Esto quiere decir que, cuando el área del glaciar disminuye entonces la superficie total de las lagunas aumenta. La ecuación obtenida es de tipo lineal con un coeficiente de correlación de 0.94; en donde “Alag” es el área total de las lagunas y “Agl” es el área glaciar total de la subcuenca Blanco.

Fig 40. Correlación Área glaciar de la subcuenca Blanco (Agl) - área total de las lagunas (Alag)



Fuente: Elaboración propia.

A continuación, se muestra las áreas de la laguna Arhuaycocha durante el periodo de estudio. Siendo este cuerpo de agua, uno de los que presenta un mayor incremento y que presenta riesgo de desbordarse ante un posible desprendimiento de parte del glaciar que lo alimenta. Asimismo, se observa que la superficie presentó la mayor variación entre los años 1997-2005, siendo esta de 179 205 m².

Cuadro 35. Variación de la superficie de la laguna Arhuaycocha

Año	Área (m ²)	Var. (m ²)
1987	19628.0	---
1990	67376.0	47748.0
1992	128951.0	61575.0
1995	150117.0	21166.0
1997	206089.0	55972.0
2005	385294.0	179205.0
2010	392211.0	6917.0
2016	398708.0	6497.0

Fuente: Elaboración propia

1.4. RESERVA HIDRICA ó VOLUMEN GLACIAR

Como primer paso se estimó el esfuerzo cortante promedio basal, para lo cual se tomó en cuenta el rango de elevación del glaciar (ΔH), el cual consideró la máxima y mínima altitud encontrada a partir del modelo de elevación digital (TIN), el cual a su vez fue elaborado a partir de las curvas de nivel de la Carta Nacional del IGN.

Cuadro 36. Rango Altitudinal (m) de los nevados Santa Cruz, Abasraju y Quitaraju

AÑO	Santa Cruz			Abasraju			Quitaraju		
	Cota Mín	Cota Máx	Rango Altitud	Cota Mín	Cota Máx	Rango Altitud	Cota Mín	Cota Máx	Rango Altitud
1987	4714.6	6200.0	1485.4	4773.0	5750.0	977.0	4653.3	6000.0	1346.7
1990	4690.6	6200.0	1509.4	4773.0	5750.0	977.0	4653.3	6000.0	1346.7
1992	4770.3	6200.0	1429.7	4819.4	5750.0	930.6	4700.0	6000.0	1300.0
1995	4717.1	6200.0	1482.9	4809.3	5750.0	940.7	4726.6	6000.0	1273.4
1997	4717.1	6200.0	1482.9	4804.8	5750.0	945.2	4735.4	6000.0	1264.6
2005	4714.1	6200.0	1485.9	4871.6	5750.0	878.4	4731.2	6000.0	1268.8
2010	4735.3	6200.0	1464.7	4864.1	5750.0	885.9	4739.3	6000.0	1260.7
2016	4726.0	6200.0	1474.0	4871.2	5750.0	878.8	4739.9	6000.0	1260.1

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 37. Rango Altitudinal (m) de los nevados Alpamayo, Pucajirca Oeste y Rinrijirca

AÑO	Alpamayo			Pucajirca Oeste			Rinrijirca		
	Cota Mín	Cota Máx	Rango Altitud	Cota Mín	Cota Máx	Rango Altitud	Cota Mín	Cota Máx	Rango Altitud
1987	4677.7	5833.3	1155.6	4500.0	5900.0	1400.0	4508.1	5600.0	1091.9
1990	4659.6	5833.3	1173.7	4512.9	5900.0	1387.1	4518.0	5600.0	1082.0
1992	4780.3	5833.3	1053.1	4523.0	5900.0	1377.0	4523.0	5600.0	1077.0
1995	4677.7	5833.3	1155.6	4512.9	5900.0	1387.1	4513.0	5600.0	1087.0
1997	4699.4	5833.3	1133.9	4508.2	5900.0	1391.8	4508.1	5600.0	1091.9
2005	4817.0	5833.3	1016.3	4556.5	5900.0	1343.5	4552.3	5600.0	1047.7
2010	4852.6	5833.3	980.7	4563.7	5900.0	1336.3	4546.9	5600.0	1053.1
2016	4808.1	5843.8	1035.8	4562.2	5900.0	1337.8	4554.8	5600.0	1045.2

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 38. Rango Altitudinal (m) de los nevados Taulliraju, Millisraju-Parón y Artesonraju-Caraz

AÑO	Taulliraju			Millisraju - Parón			Artesonraju - Caraz		
	Cota Mín	Cota Máx	Rango Altitud	Cota Mín	Cota Máx	Rango Altitud	Cota Mín	Cota Máx	Rango Altitud
1987	4505.6	6300.0	1794.4	4712.3	5600.0	887.7	4847.1	5950.0	1102.9
1990	4601.3	6300.0	1698.7	4725.6	5600.0	874.4	4859.4	5950.0	1090.6
1992	4627.0	6300.0	1673.0	4740.5	5600.0	859.5	4909.5	5950.0	1040.5
1995	4644.0	6300.0	1656.0	4734.3	5600.0	865.7	4891.5	5950.0	1058.5
1997	4692.5	6300.0	1607.5	4771.2	5600.0	828.8	4885.3	5950.0	1064.7
2005	4643.6	6300.0	1656.4	4798.2	5600.0	801.8	4899.2	5950.0	1050.8
2010	4714.2	6300.0	1585.8	4819.9	5600.0	780.1	4909.5	5950.0	1040.5
2016	4711.1	6300.0	1588.9	4824.0	5600.0	776.0	4863.0	5950.0	1087.0

Fuente: Elaboración propia

Una vez hallado el rango altitudinal, se estimó el esfuerzo cortante promedio basal a partir de las siguientes ecuaciones:

$$\text{Si } \Delta H > 1600 \text{ m} \quad \tau = 1,5 \text{ bar}$$

$$\Delta H \leq 1600 \text{ m} \quad \tau = 0,005 + 1,598 * \Delta H - 0,435 * \Delta H^2$$

Por otro lado, la pendiente de superficie (α) puede calcularse con la longitud del glaciar (L) y el rango de elevación (ΔH) con (**Anexo N° 03**):

$$\alpha = \arctan\left(\frac{\Delta H}{L}\right)$$

Luego, se desarrolla la interpolación del espesor del flujo central, estimando el espesor promedio en todo el glaciar (h_F) a través de la multiplicación por $\pi/4$, asumiendo una sección semi-elíptica y un glaciar no ramificado (Frey, et al., 2014):

$$h_F = h_f\left(\frac{\pi}{4}\right)$$

Finalmente conociendo el área y el espesor promedio del glaciar obtendremos el volumen o reserva hídrica glaciar:

$$V_F = A * (h_F)$$

Donde:

V_F = Volumen glaciar

A = Área glaciar

h_F = Espesor promedio de hielo

A continuación, se presenta los parámetros hallados y que forman parte de la ecuación para estimar el espesor promedio de la capa de hielo; asimismo, se presenta los volúmenes resultantes por nevado y su correlación con el área respectiva:

Cuadro 39. Parámetros de estimación y volumen de los nevados de la subcuenca Blanco para el año 1987.

Nevado	Área (Km²)	Rango Altitud (m)	Esfuerzo cortante (bar)	Pendiente (°)	Espesor prom. (m)	Volumen (x 10⁶ m³)
Santa Cruz	7.65	1485.4	1.42	38.3	25.5	194.8
Abasraju	3.93	977.0	1.15	32.2	24.0	94.4
Quitaraju	4.13	1346.7	1.37	40.8	23.3	96.2
Alpamayo	2.04	1155.6	1.27	29.0	29.2	59.6
Pucajirca Oeste	3.23	1400.0	1.39	26.2	34.9	112.9
Rinrijirca	4.71	1091.9	1.23	27.4	29.7	140.1
Taulliraju	2.27	1794.4	1.50	54.4	20.5	46.7
Millisraju-Parón	3.53	887.7	1.08	23.9	29.7	105.0
Artesonraju-Caraz	6.27	1102.9	1.24	40.6	21.2	132.6

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 40. Parámetros de estimación y volumen de los nevados de la subcuenca Blanco para el año 1990

Nevado	Área (Km²)	Rango Altitud (m)	Esfuerzo cortante (bar)	Pendiente (°)	Espesor prom. (m)	Volumen (x 10⁶ m³)
Santa Cruz	7.63	1429.7	1.40	35.5	25.7	196.4
Abasraju	3.62	930.6	1.12	34.4	24.3	69.2
Quitaraju	3.88	1300.0	1.35	43.3	23.3	68.8
Alpamayo	1.97	1053.1	1.21	31.2	34.0	46.3
Pucajirca Oeste	3.17	1377.0	1.38	28.7	32.5	97.5
Rinrijirca	4.49	1077.0	1.22	28.1	29.2	118.6
Taulliraju	2.13	1673.0	1.50	53.0	20.4	42.2
Millisraju-Parón	3.30	859.5	1.06	24.2	29.3	90.7
Artesonraju-Caraz	6.30	1040.5	1.20	40.6	20.7	118.9

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 41. Parámetros de estimación y volumen de los nevados de la subcuenca Blanco para el año 1992

Nevado	Área (Km²)	Rango Altitud (m)	Esfuerzo cortante (bar)	Pendiente (°)	Espesor prom. (m)	Volumen (x 10⁶ m³)
Santa Cruz	7.33	1509.4	1.43	35.5	26.8	195.9
Abasraju	3.15	977.0	1.15	34.4	22.0	87.9
Quitaraju	3.15	1346.7	1.37	43.3	21.9	90.7
Alpamayo	1.79	1173.7	1.28	31.2	25.8	67.1
Pucajirca Oeste	3.05	1387.1	1.38	28.7	31.9	103.2
Rinrijirca	4.11	1082.0	1.22	28.1	28.9	131.4
Taulliraju	2.02	1698.7	1.50	53.0	20.9	43.4
Millisraju-Parón	3.17	874.4	1.07	24.2	28.7	96.6
Artesonraju-Caraz	5.82	1090.6	1.23	40.6	20.4	130.4

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 42. Parámetros de estimación y volumen de los nevados de la subcuenca Blanco para el año 1995

Nevado	Área (Km²)	Rango Altitud (m)	Esfuerzo cortante (bar)	Pendiente (°)	Espesor prom. (m)	Volumen (x 10⁶ m³)
Santa Cruz	7.42	1482.9	1.42	37.0	26.2	194.4
Abasraju	3.17	940.7	1.12	34.4	22.1	70.2
Quitaraju	3.57	1273.4	1.33	43.8	21.5	76.6
Alpamayo	1.78	1155.6	1.27	24.4	34.2	60.8
Pucajirca Oeste	3.04	1387.1	1.38	28.3	32.5	98.7
Rinrijirca	4.10	1087.0	1.23	27.5	29.6	121.1
Taulliraju	1.96	1656.0	1.50	54.5	20.5	40.1
Millisraju-Parón	3.03	865.7	1.06	24.2	28.8	87.3
Artesonraju-Caraz	5.81	1058.5	1.21	42.2	20.0	116.3

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 43. Parámetros de estimación y volumen de los nevados de la subcuenca Blanco para el año 1997

Nevado	Área (Km²)	Rango Altitud (m)	Esfuerzo cortante (bar)	Pendiente (°)	Espesor prom. (m)	Volumen (x 10⁶ m³)
Santa Cruz	7.33	1482.9	1.42	36.8	26.3	191.1
Abasraju	3.15	945.2	1.13	34.1	22.4	68.0
Quitaraju	3.15	1264.6	1.33	43.3	21.6	76.3
Alpamayo	1.79	1133.9	1.26	24.1	34.2	61.4
Pucajirca Oeste	3.05	1391.8	1.39	27.8	33.0	100.9
Rinrijirca	4.11	1091.9	1.23	27.4	29.8	120.4
Taulliraju	2.02	1607.5	1.50	55.6	20.2	38.3
Millisraju-Parón	3.17	828.8	1.03	26.2	25.9	75.1
Artesonraju-Caraz	5.82	1064.7	1.21	41.9	20.2	110.2

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 44. Parámetros de estimación y volumen de los nevados de la subcuenca Blanco para el año 2005

Nevado	Área (Km²)	Rango Altitud (m)	Esfuerzo cortante (bar)	Pendiente (°)	Espesor prom. (m)	Volumen (x 10⁶ m³)
Santa Cruz	6.90	1485.9	1.42	38.4	25.4	175.2
Abasraju	2.89	878.4	1.07	37.4	19.7	56.8
Quitaraju	3.25	1268.8	1.33	43.3	21.6	70.2
Alpamayo	1.60	1016.3	1.18	30.8	25.6	41.0
Pucajirca Oeste	2.89	1343.5	1.37	29.5	30.9	89.2
Rinrijirca	3.90	1047.7	1.20	28.7	27.9	108.7
Taulliraju	1.69	1656.4	1.50	52.6	21.0	35.4
Millisraju-Parón	2.73	801.8	1.01	28.1	23.8	64.9
Artesonraju-Caraz	6.01	1050.8	1.20	42.1	20.0	120.0

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 45. Parámetros de estimación y volumen de los nevados de la subcuenca Blanco para el año 2010

Nevado	Área (Km²)	Rango Altitud (m)	Esfuerzo cortante (bar)	Pendiente (°)	Espesor prom. (m)	Volumen (x 10⁶ m³)
Santa Cruz	6.61	1464.7	1.41	38.3	25.3	167.3
Abasraju	2.66	885.9	1.08	36.7	20.1	53.4
Quitaraju	3.24	1260.7	1.33	43.9	21.3	69.0
Alpamayo	1.53	980.7	1.15	30.5	25.3	38.7
Pucajirca Oeste	2.86	1336.3	1.36	29.3	31.0	88.5
Rinrijirca	3.88	1053.1	1.21	28.6	28.0	108.7
Taulliraju	1.76	1585.8	1.45	52.5	20.2	35.7
Millisraju-Parón	2.49	780.1	0.99	29.5	22.3	55.5
Artesonraju-Caraz	5.55	1040.5	1.20	41.3	20.2	111.8

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 46. Parámetros de estimación y volumen de los nevados de la subcuenca Blanco para el año 2016

Nevado	Área (Km²)	Rango Altitud (m)	Esfuerzo cortante (bar)	Pendiente (°)	Espesor prom. (m)	Volumen (x 10⁶ m³)
Santa Cruz	6.08	1474.0	1.42	37.7	25.7	156.3
Abasraju	2.23	878.8	1.07	36.6	20.0	44.7
Quitaraju	3.19	1260.1	1.33	43.7	21.4	68.1
Alpamayo	1.56	1035.8	1.19	31.2	25.6	40.0
Pucajirca Oeste	2.88	1337.8	1.36	30.0	30.3	87.4
Rinrijirca	3.82	1045.2	1.20	29.8	26.8	102.6
Taulliraju	1.82	1588.9	1.45	55.7	19.5	35.4
Millisraju-Parón	2.30	776.0	0.98	31.4	21.0	48.3
Artesonraju-Caraz	5.01	1087.0	1.23	43.0	20.0	100.4

Fuente: Elaboración propia

Luego de estimar los volúmenes glaciares por año para cada nevado, se realizó un cuadro resumen del mismo que se presenta a continuación.

Cuadro 47. Resumen del volumen glaciar estimado de cada nevado durante el periodo 1987-2016

Año	Santa Cruz	Abasraju	Quitaraju	Alpamayo	Pucajirca Oeste	Rinrijirca	Taulliraju	Millisraju - Parón	Artesonraju - Caraz	Volumen Total (x10 ⁶ m ³)	Área Total (km ²)
1987	194.80	94.44	96.22	59.57	112.88	140.12	46.65	105.03	132.64	982.36	37.77
1990	195.91	87.89	90.69	67.06	103.18	131.39	43.43	96.56	130.41	946.50	36.50
1992	196.41	69.21	68.85	46.34	97.50	118.61	42.16	90.71	118.89	848.68	34.09
1995	194.38	70.15	76.62	60.81	98.73	121.14	40.11	87.26	116.34	865.55	33.88
1997	191.13	67.99	76.25	61.44	100.91	120.41	38.31	75.08	110.22	841.75	32.98
2005	175.20	56.84	70.21	40.98	89.23	108.71	35.40	64.94	119.96	761.48	31.86
2010	167.35	53.39	68.98	38.72	88.46	108.74	35.71	55.47	111.82	728.64	30.57
2016	156.34	44.72	68.09	40.03	87.40	102.64	35.41	48.27	100.39	683.29	28.90
Pérdida	38.5	49.7	28.1	19.5	25.5	37.5	11.2	56.8	32.3	299.1	8.87
%	19.7	52.7	29.2	32.8	22.6	26.7	24.1	54.0	24.3	30.4	23.5

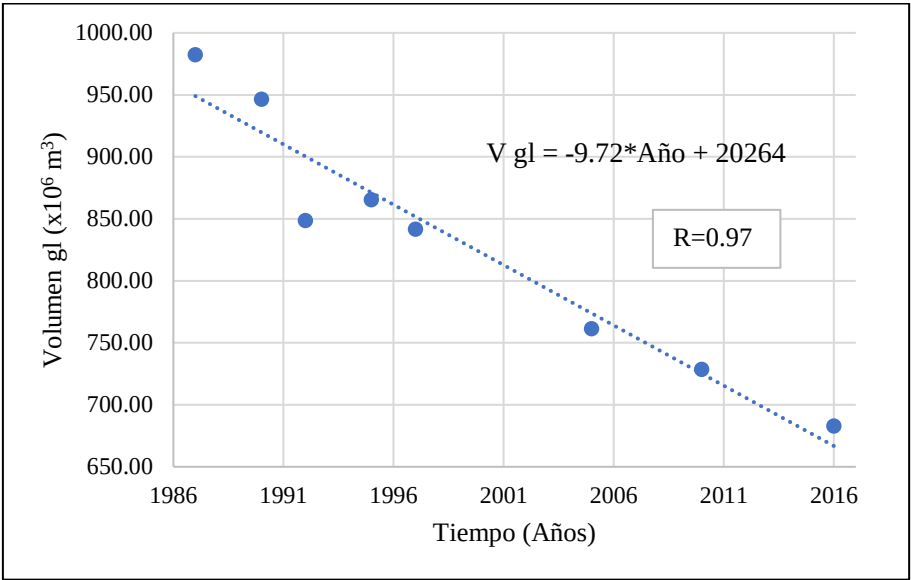
Fuente: Elaboración propia

Del cuadro resumen se puede observar que el volumen glaciar de la subcuenca Blanco se ha reducido en un 30.4%, es decir, se ha perdido aproximadamente 299.1 x 10⁶ m³ para el periodo 1987-2016. Además, se encontró que el glaciar con mayor pérdida de volumen es el nevado Millisraju-Parón con 56.8 x 10⁶ m³, lo que equivale a un 54.0% del volumen que tenía en el año 1987. Por otro lado, el nevado Taulliraju fue el que menor pérdida de volumen tuvo con 11.2 x 10⁶ m³, equivalente a 24.1%.

Para el año 2016, los glaciares con menor reserva hídrica glaciar fueron Taulliraju y Alpamayo con un volumen aproximado de $35 \times 10^6 \text{ m}^3$ y $40 \times 10^6 \text{ m}^3$ respectivamente; en contraparte los de mayor disponibilidad fueron el Santa Cruz y Rinrijirca con $156.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ y $102.6 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Asimismo, se realizaron las correlaciones lineales entre el volumen glaciar con el área glaciar y el tiempo para conocer el nivel de relación entre las variables en la subcuenca Blanco:

Fig 41. Correlación Volumen Gl Total - Año



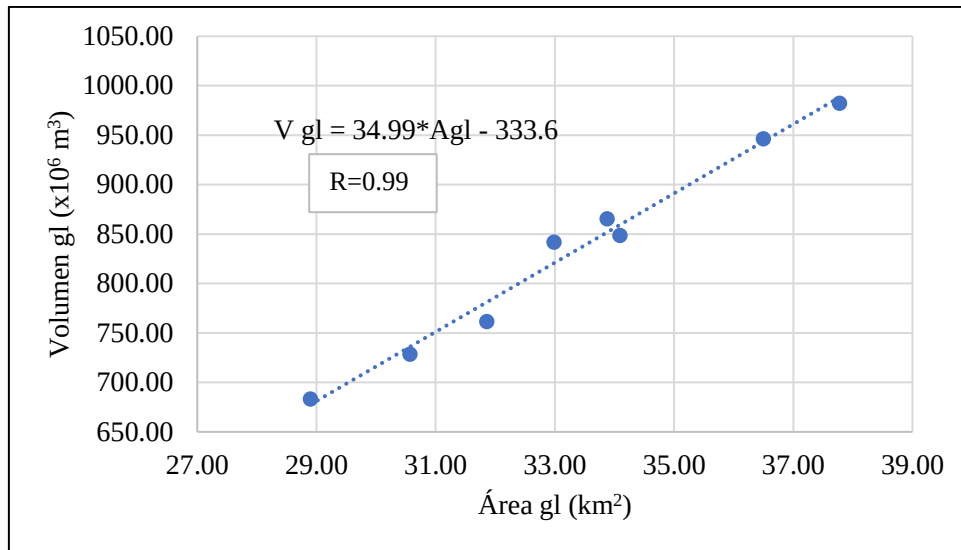
Fuente: Elaboración propia

Cuadro 48. Volúmenes generados a partir del año

AÑO	Volumen Total (x10 ⁶ m ³)	Volumen Generado (x10 ⁶ m ³)	Error (%)
1987	982.36	948.9	-3.41
1990	946.50	919.7	-2.83
1992	848.68	900.2	6.08
1995	865.55	871.0	0.64
1997	841.75	851.6	1.17
2005	761.48	773.8	1.61
2010	728.64	725.1	-0.49
2016	683.29	666.7	-2.42
PROMEDIO			2.33

Fuente: Elaboración propia

Fig 42. Correlación Volumen Gl - Área Gl de la subcuenca Blanco



Fuente: Elaboración propia

Cuadro 49. Volúmenes generados a partir del área glaciar

Área Total (km²)	Volumen Total (x10⁶ m³)	Volumen Generado (x10⁶ m³)	Error (%)
37.77	982.36	988.08	0.58
36.50	946.50	943.53	-0.31
34.09	848.68	859.36	1.26
33.88	865.55	851.85	-1.58
32.98	841.75	820.59	-2.51
31.86	761.48	781.17	2.59
30.57	728.64	736.18	1.03
28.90	683.29	677.79	-0.81
PROMEDIO			1.33

Fuente: Elaboración propia

Finalmente se procedió a realizar correlaciones entre el volumen glaciar y el tiempo (años) para los nevados que pertenecen a la zona de estudio:

Cuadro 50. Ecuaciones del volumen glaciar por nevado

Nevado	Ecuación	Coefficiente de correlación
Santa Cruz	$-1.467 * \text{Año} + 3116.4$	0.97
Abasraju	$-1.649 * \text{Año} + 3365.6$	0.97
Quitaraaju	$2 * 10^{79} * \text{Año}^{-23.46}$	0.91
Alpamayo	$-1.0246 * \text{Año} + 2101.8$	0.90
Pucajirca Oeste	$-0.7678 * \text{Año} + 1632.2$	0.93
Rinrijirca	$-1.1165 * \text{Año} + 2350.8$	0.92
Taulliraju	$-0.3727 * \text{Año} + 748.68$	0.91
Millisraju - Parón	$-1.9501 * \text{Año} + 3976.1$	0.99
Artesonraju - Caraz	$-1.4485 * \text{Año} + 3008.7$	0.88

Fuente: Elaboración propia

1.4.1. TASA DE RETROCESO DEL VOLUMEN GLACIAR

La estimación de la tasa de retroceso del volumen glaciar (Vgl) promedio anual de la subcuenca Blanco consideró los dos métodos utilizados en la estimación de la tasa de retroceso del área glaciar. El primer método consistió en realizar un cálculo de la pérdida del volumen glaciar de la subcuenca durante el periodo 1987-2016 y posteriormente dividirlo entre el número de años de dicho periodo; habiéndose hallado un valor de aproximadamente $-9.97 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$.

Por otro lado, en el segundo método se halló las Tasas de Cambio (Tc) promedio anual del volumen de la subcuenca, usando la ecuación anteriormente establecida para el área glaciar. Además, se obtuvieron sus tasas de retroceso (TR) para los diferentes años considerados en la investigación. Los resultados obtenidos se muestran en el siguiente cuadro:

Cuadro 51. Tasa de cambio del volumen glaciar de la subcuenca Blanco

AÑO	Volumen Glaciar Total ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Variación del Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	TC (%)	TR ($\times 10^6 \text{ m}^3/\text{Año}$)
1987	982.36			
1990	946.50	35.86	-1.23	-12.0
1992	848.68	97.83	-5.31	-48.9
1995	865.55	---	---	---
1997	841.75	23.80	-1.38	-11.9
2005	761.48	80.27	-1.24	-10.0
2010	728.64	32.84	-0.88	-6.6
2016	682.90	45.74	-1.07	-7.6
Promedio			-1.85	-16.2

Fuente: Elaboración propia

Mediante este segundo método se obtuvo una Tc de -1.85% y una TR de $-16.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$. Entonces, la tasa de retroceso del volumen glaciar de la subcuenca Blanco considerada para la investigación, resultó de los promedios de ambos métodos; siendo ésta de $-13.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ (tasa de cambio promedio anual de -1.33%).

1.5. RESUMEN

1.5.1. SUPERFICIE GLACIAR Y DE LAGUNAS

A partir de las imágenes satelitales Landsat 5 TM y Landsat 8 OLI - TIRS se estimaron las áreas glaciares de la subcuenca Blanco para el periodo 1987-2016, obteniéndose que dicha superficie en 1987 presentó un valor de 37.77 km^2 y en 2016 un valor de 28.90 km^2 , lo que muestra una pérdida de 8.87 km^2 (23.5%) en un intervalo de 30 años. De esta manera, se estableció una tasa de retroceso glaciar de $-0.30 \text{ km}^2/\text{año}$.

También se calculó la tasa de cambio promedio anual por nevado, teniéndose que el nevado Abasraju presentó la mayor área glaciar pérdida (1.70 Km^2), cuya mayor tasa de cambio (-2.88%) se dio durante el periodo 2010 - 2016; mientras que el nevado Pucajirca Oeste perdió la menor área glaciar de la subcuenca (0.35 Km^2), cuya mayor tasa de cambio (-1.94%) ocurrió entre los años 1990 – 1992. Los nevados de la subcuenca Blanco con un mayor porcentaje de reducción de sus áreas son Abasraju con 43.2% y Millisraju-Parón con 34.9% para el periodo 1987 – 2016. Asimismo, el glaciar Artesonraju – Caraz presenta la mayor tasa de retroceso glaciar promedio anual con un $-0.12 \text{ Km}^2/\text{Año}$, esto debido a que cuenta con una elevada tasa de cambio promedio anual (-2.07%) y una de las áreas más extensas. En contraparte, el nevado con menor tasa de retroceso glaciar promedio anual es Alpamayo, siendo ésta de $-0.03 \text{ Km}^2/\text{Año}$.

Por otro lado, la tasa promedio de retroceso glaciar de la zona de estudio es de $-0.41 \text{ Km}^2/\text{Año}$; sin embargo, el valor considerado para la estimación de escenarios futuros resulta del promedio de valores encontrados con los dos métodos antes descritos, siendo para la subcuenca Blanco de $-0.35 \text{ Km}^2/\text{Año}$ (tasa de cambio de -0.93%).

Finalmente, con respecto a la superficie total de las lagunas, se estimó un incremento de $505\,377 \text{ m}^2$ (42.4%) para el año 2016 con respecto al valor encontrado en 1987 ($1\,190\,593 \text{ m}^2$) y donde la superficie de la laguna Arhuaycocha fue la que presentó un mayor incremento durante el periodo de estudio, representando así un riesgo por desborde ante un posible desprendimiento de los bloques de hielo contiguos al cuerpo de agua. En ese sentido, este espejo de agua se ha incrementado en $379\,080 \text{ m}^2$ para el año 2016 con respecto al valor encontrado en 1987 ($19\,628 \text{ m}^2$) y presentando la mayor variación entre los años 1997-2005, con un valor de $179\,205 \text{ m}^2$.

1.5.2. RESERVA HÍDRICA GLACIAR

Luego de utilizar la ecuación de Hoesle para estimar el espesor promedio de la capa de hielo, se calculó el volumen glaciar de la subcuenca Blanco, el cual se ha reducido en un 30.4%, es decir, se ha perdido aproximadamente $299.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ para el año 2016 ($683.3 \times 10^6 \text{ m}^3$) con respecto al valor encontrado en 1987 ($982.4 \times 10^6 \text{ m}^3$). Además, se encontró que el glaciar con mayor pérdida de volumen es el nevado Millsraju-Parón con $56.8 \times 10^6 \text{ m}^3$, lo que equivale a un 54.0% del volumen que tenía en el año 1987 ($105.0 \times 10^6 \text{ m}^3$). Por otro lado, el nevado Taulliraju fue el que menor pérdida de volumen tuvo con $11.2 \times 10^6 \text{ m}^3$, equivalente a 24.1% del valor encontrado en el año 1987 ($46.6 \times 10^6 \text{ m}^3$).

Para el año 2016, los glaciares con menor reserva hídrica glaciar fueron Alpamayo y Taulliraju con un volumen aproximado de $40.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ y $35.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ respectivamente; en contraparte los de mayor disponibilidad fueron el Santa Cruz y el Rinrijirca con $156.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ y $102.6 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Finalmente, también se hallaron las tasas de retroceso con los dos métodos utilizados con la superficie glaciar, teniéndose como dato utilizado para la proyección de escenarios futuros al promedio de ambos siendo este de $-13.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ (tasa de cambio promedio anual de -1.33%).

2. EVALUACIÓN DEL COMPORTAMIENTO HÍDRICO

2.1. HIDROMETEOROLOGÍA

2.1.1. TEMPERATURA DEL AIRE

La superficie terrestre recibe energía proveniente del Sol, en forma de radiación solar emitida en onda corta. A su vez, la Tierra, con su propia atmósfera, refleja alrededor del 55% de la radiación incidente y absorbe el 45% restante, convirtiéndose, ese porcentaje en calor. Por otra parte, la tierra irradia energía, en onda larga, conocida como radiación terrestre. Por lo tanto, el calor ganado de la radiación incidente debe ser igual al calor perdido mediante la radiación terrestre; de otra forma la tierra se iría tornando, progresivamente, más caliente o más fría. Sin embargo, este balance se establece en promedio; pero regional o localmente se producen situaciones de desbalance cuyas consecuencias son las variaciones de temperatura. Algunas de las causas para este desbalance son la irregular distribución de la energía solar (insolación), las grandes diferencias existentes en la composición de los suelos, la hora del día, la estación del año, la latitud y la altura con la que también existe variación de la temperatura. (Escudero, 2008).

En ese sentido, con las temperaturas que se toman para cada día se puede tener la temperatura máxima del día, la mínima de día y la media. Pasando a los datos de un mes determinado, se puede obtener para dicho mes la media, la media de todas las máximas, la media de todas las mínimas. Finalmente, se pueden representar a escala anual y de manera gráfica mediante isotermas, es decir, líneas que pasan por puntos que tienen igual temperatura.

2.1.1.1. TEMPERATURA MEDIA

A. ESTACIONES METEOROLÓGICAS

Con respecto a la temperatura media de la subcuenca Blanco se estimó mediante un análisis de regresión lineal en base a la información disponible de las estaciones meteorológicas de las cuencas vecinas debido a que no se cuenta con estaciones dentro del área de estudio. Entre las estaciones utilizadas se encuentran: Hidroeléctrica, Caraz, Yungay, Anta y Mina, información disponible en el estudio de “Evaluación de recursos hídricos de la cuenca del río Santa” (ANA, 2015). Asimismo, se utilizó los datos del sensor de temperatura ubicado en el glaciar Artesonraju con registros desde el 2002 - 2010, que fue facilitado por la Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH – ANA). (**Ver Mapa N° 21**). En el siguiente cuadro se muestra la ubicación de cada una de las estaciones utilizadas:

Cuadro 52. Estaciones consideradas para la temperatura media

Estaciones	Periodo de observación	Latitud	Longitud	Altitud (m.s.n.m.)	Temperatura Media (°C)
Hidroeléctrica	2002-2011	8°48'48.4"	77°51'11"	1457	23.0
Artesonraju	2002 -2010	8°58'11.7"	77°38'13.6"	4811	1.9
Caraz	1965-1973	9°03'1"	77°49'1"	2247	17.2
Yungay	1995-2013	9°08'59.7"	77°45'3.7"	2527	15.7
Anta	2003-2013	9°20'49.8"	77°35'56.6"	2748	15.8
Mina	1997-2013	9°27'4.6"	77°35'44.4"	4150	6.2

Fuente: Autoridad Nacional del Agua (ANA)

Cuadro 53. Temperaturas promedio mensuales (°C) de las estaciones consideradas

Estación	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
Yungay	16.1	16.0	15.6	15.5	15.7	14.6	14.9	15.3	16.6	16.7	16.0	16.0	15.7
Caraz	17.5	17.7	17.7	17.5	17.3	16.5	16.3	16.8	17.3	17.0	17.2	17.3	17.2
Anta	16.3	16.3	16.2	16.1	15.6	14.8	14.3	14.8	15.7	16.3	16.5	16.4	15.8
Artesonraju	2.3	2.3	2.0	2.3	2.2	1.6	1.4	1.5	1.6	1.9	2.1	2.0	1.9
Mina	6.2	6.1	5.9	6.3	6.5	6.2	6.2	6.5	6.7	6.0	6.1	5.8	6.2
Hidroeléctrica	22.9	22.8	23.2	23.0	23.0	22.6	22.9	23.3	23.8	23.3	23.0	22.6	23.0

Fuente: Autoridad Nacional del Agua (ANA)

B. RELACIÓN ALTITUD – TEMPERATURA MEDIA

Para conocer el comportamiento de la temperatura en la subcuenca Blanco, se relacionó a la temperatura media anual con la altitud de cada una de las estaciones consideradas en el estudio.

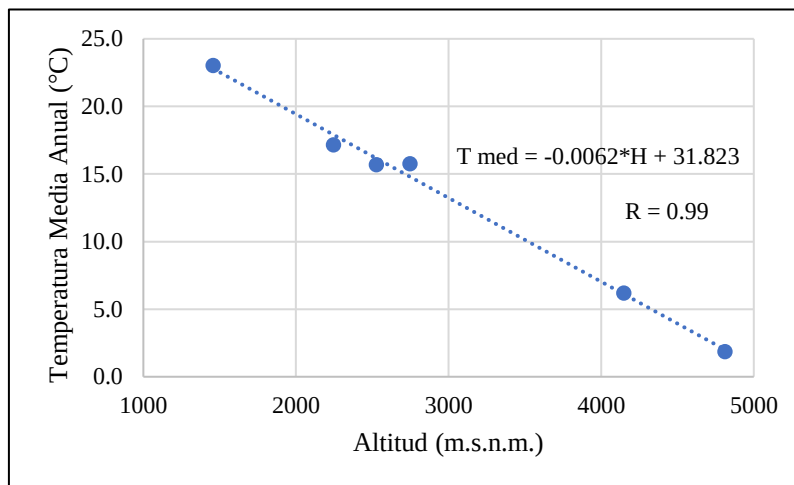
Cuadro 54. Temperatura media anual y altitud de las estaciones

Estaciones	Altitud (m.s.n.m.)	Temperatura Media (°C)
Hidroeléctrica	1457	23.0
Artesonraju *	4811	1.9
Caraz	2247	17.2
Yungay	2527	15.7
Anta	2748	15.8
Mina	4150	6.2

Fuente: Elaboración propia.

Del análisis efectuado se encontró que la temperatura tiene una relación inversa a la altitud, es decir, cuanto a más altura nos encontremos menor será la temperatura del área.

Fig 43. Relación Altitud - Temperatura Media Anual



Fuente: Elaboración propia.

En la correlación Tmed es la temperatura media anual y H es la altitud, teniéndose un valor de coeficiente de correlación de 0.99, lo que indica que existe una buena relación entre las dos variables.

C. ESTIMACIÓN DE LA TEMPERATURA MEDIA

La temperatura media de la subcuenca en estudio se estimó mediante el método de isotermas. Este método consiste en trazado de líneas de igual valor de temperatura, para ello se emplearon estaciones ficticias cuya altitud fue transformada en esta variable climática utilizando la ecuación regional obtenida, luego se halló el valor medio de la temperatura del área mediante una ponderación que se explica en el siguiente cuadro (**Ver Mapa N°27**) :

Cuadro 55. Determinación de la temperatura media (°C) de la subcuenca Blanco

Temperatura Mínima (°C)	Temperatura Máxima (°C)	Temperatura Promedio (1)	Área (km ²) (2)	(1)*(2)
18	20	19	2.01	38.12
16	18	17	7.34	124.85
14	16	15	13.70	205.47
12	14	13	11.54	150.08
10	12	11	7.70	84.66
8	10	9	10.88	97.95
6	8	7	21.60	151.19
4	6	5	33.37	166.87
2	4	3	49.15	147.46
0	2	1	49.21	49.21
-2	0	-1	20.56	-20.56
-4	-2	-3	7.12	-21.36
TOTAL			234.19	1173.94

Fuente: Elaboración propia.

Mediante este método se obtuvo la temperatura media anual de la subcuenca Blanco, que corresponde a:

$$T_{med} = \frac{1173.94}{234.19} = 5.0\text{ }^{\circ}\text{C}$$

Asimismo, se generaron las ecuaciones regionales de la temperatura media del área de estudio, relacionando la altitud y dicha variable de cada mes de las diferentes estaciones utilizadas; las cuales se presentan en el siguiente cuadro:

Cuadro 56. Ecuaciones regionales de la temperatura media mensual

MES	ECUACION	COEFIC. DE CORRELACIÓN
Enero	$T_{med} = -0.0062 \cdot H + 31.945$	0.99
Febrero	$T_{med} = -0.0062 \cdot H + 31.930$	0.99
Marzo	$T_{med} = -0.0063 \cdot H + 32.292$	0.99
Abril	$T_{med} = -0.0061 \cdot H + 31.691$	0.99
Mayo	$T_{med} = -0.0061 \cdot H + 31.533$	0.99
Junio	$T_{med} = -0.0060 \cdot H + 30.741$	0.99
Julio	$T_{med} = -0.0061 \cdot H + 30.901$	0.99
Agosto	$T_{med} = -0.0062 \cdot H + 31.573$	0.99
Setiembre	$T_{med} = -0.0064 \cdot H + 32.763$	0.99
Octubre	$T_{med} = -0.0063 \cdot H + 32.475$	0.99
Noviembre	$T_{med} = -0.0062 \cdot H + 31.970$	0.99
Diciembre	$T_{med} = -0.0062 \cdot H + 31.830$	0.99

Fuente: Elaboración propia.

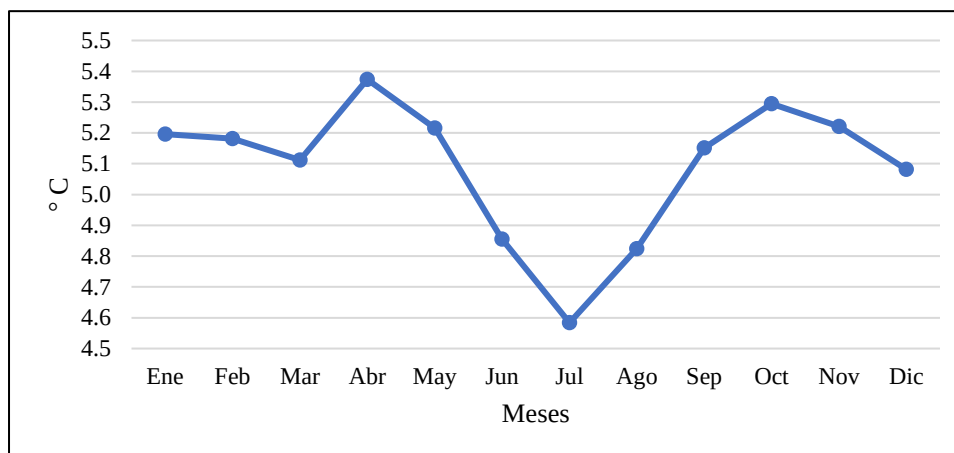
Teniéndose como resultado las siguientes temperaturas media mensuales (°C) para la subcuenca Blanco:

Cuadro 57. Temperatura Media Mensual (°C) - Subcuenca Blanco

Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
5.2	5.2	5.1	5.4	5.2	4.9	4.6	4.8	5.2	5.3	5.2	5.1	5.1

Fuente: Elaboración propia.

Fig 44. Temperatura Media Mensual (°C) - Subcuenca Blanco



Fuente: Elaboración propia.

De esta manera, la temperatura media anual de la subcuenca Blanco resultará del promedio de los resultados obtenidos con el método de las isotermas y el promedio de las temperaturas media mensuales halladas con las ecuaciones de regionalización, obteniéndose un valor de 5.0 °C.

2.1.1.2. TEMPERATURA MÍNIMA

A. ESTACIONES METEOROLÓGICAS

Con respecto a la temperatura mínima promedio de la subcuenca Blanco se estimó mediante un análisis de regresión lineal en base a la información disponible de las estaciones meteorológicas de las cuencas vecinas debido a que no se cuenta con estaciones dentro del área de estudio. Entre las estaciones utilizadas se encuentran: Caraz, Anta y San Lorenzo, información disponible en el estudio de “Generación de descargas mensuales en subcuencas de la cuenca del río Santa utilizando el método Lutz Scholz” (Tarazona, 2005). Asimismo, se utilizó los datos de la estación Yungay que se encuentran en el estudio de “Normas Decadales de Temperatura y Precipitación” (SENAMHI, 2013). (**Ver Mapa N°22**). En el siguiente cuadro se muestra la ubicación de cada una de las estaciones utilizadas:

Cuadro 58. Estaciones consideradas para la temperatura mínima promedio

Estaciones	Periodo de observación	Latitud	Longitud	Altitud (m.s.n.m.)	Temperatura Mínima Promedio (°C)
Caraz	1964-1973	9°03'01''	77°49'01''	2247	8.2
Yungay *	1995-2010	9°8'59.7''	77°45'3.7''	2527	8.0
Anta	1971-1995	9°20'49.8''	77°35'56.6''	2748	7.0
San Lorenzo	1965-1980	9°45'0''	77°22'0''	3750	1.9

Fuente: Generación de descargas mensuales en subcuencas de la cuenca del río Santa utilizando el método Lutz Scholz (Tarazona, 2005)

* Normas Decadales de Temperatura y Precipitación (SENAMHI, 2013)

Cuadro 59. Temperaturas mínimas promedio mensuales (°C) de las estaciones consideradas

Estación	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
Caraz	7.8	11.2	10.7	9.5	8.4	6.6	6.5	6.6	7.8	7.6	8.3	7.0	8.2
Yungay *	8.6	9.2	8.9	8.6	8.2	6.4	6.5	6.6	7.5	8.3	8.3	8.4	8.0
Anta	8.3	8.7	9.0	8.5	6.5	5.1	4.1	4.7	6.0	7.1	8.0	8.3	7.0
San Lorenzo	3.5	4.0	4.0	3.1	1.2	-0.2	-1.2	-0.5	1.4	2.9	2.1	2.9	1.9

Fuente: Normas Decadales de Temperatura y Precipitación (SENAHMI, 2013)

* Generación de descargas mensuales en subcuencas de la cuenca del río Santa utilizando el método Lutz Scholz (Tarazona, 2005)

B. RELACIÓN ALTITUD – TEMPERATURA MÍNIMA PROMEDIO

Para conocer el comportamiento de la temperatura mínima en la subcuenca Blanco, se relacionó el promedio anual de esta variable con la altitud de cada una de las estaciones consideradas en el estudio.

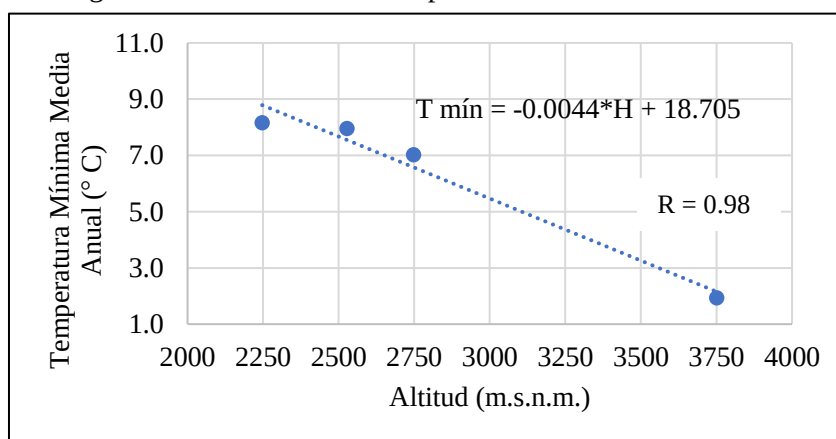
Cuadro 60. Temperatura mínima promedio anual y altitud de las estaciones

Estaciones	Altitud (m.s.n.m.)	Temperatura Mínima (°C)
Caraz	2247	8.2
Yungay *	2527	8.0
Anta	2748	7.0
San Lorenzo	3750	1.9

Fuente: Elaboración propia.

Del análisis efectuado se encontró que la temperatura tiene una relación inversa a la altitud, es decir, cuanto a más altura nos encontremos menor será la temperatura del área.

Fig 45. Relación Altitud - Temperatura Mínima Promedio Anual



Fuente: Elaboración propia.

En la correlación $T_{mín}$ es la temperatura mínima promedio anual y H es la altitud, teniéndose un valor de coeficiente de correlación de 0.98, lo que indica que existe una relación aceptable entre las dos variables.

C. ESTIMACION DE LA TEMPERATURA MÍNIMA PROMEDIO ANUAL

La temperatura media de la subcuenca en estudio se estimó mediante el método de isotermas. Este método consiste en trazado de líneas de igual valor de temperatura, para ello se emplearon estaciones ficticias cuya altitud fue transformada en esta variable climática utilizando la ecuación regional obtenida, luego se halló el valor promedio anual de la temperatura mínima del área mediante una ponderación que se explica en el siguiente cuadro (**Ver Mapa N° 28**) :

Cuadro 61. Determinación de la temperatura mínima promedio anual (°C) de la subcuenca Blanco

Temperatura Mínima (°C)	Temperatura Máxima (°C)	Temperatura Promedio (1)	Área (km ²) (2)	(1)*(2)
10	12	11	0.15	1.60
8	10	9	5.84	52.58
6	8	7	17.63	123.41
4	6	5	14.32	71.59
2	4	3	12.25	36.76
0	2	1	31.19	31.19
-2	0	-1	58.81	-58.81
-4	-2	-3	69.26	-207.78
-6	-4	-5	23.31	-116.55
-8	-6	-7	1.43	-10.03
TOTAL			234.19	-76.05

Fuente: Elaboración propia.

Mediante este método se obtuvo la temperatura media anual de la subcuenca Blanco, que corresponde a:

$$T_{med} = \frac{-76.05}{234.19} = -0.3 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Asimismo, se generaron las ecuaciones regionales de la temperatura mínima promedio anual del área de estudio, relacionando la altitud y dicha variable de cada mes de las diferentes estaciones utilizadas; las cuales se presentan en el siguiente cuadro:

Cuadro 62. Ecuaciones regionales de la temperatura mínima promedio mensual

MES	ECUACION	COEFIC. DE CORRELACIÓN
Enero	$T_{\min} = -0.0033 \cdot H + 15.801$	0.99
Febrero	$T_{\min} = -0.0046 \cdot H + 21.309$	0.99
Marzo	$T_{\min} = -0.0044 \cdot H + 20.412$	0.99
Abril	$T_{\min} = -0.0044 \cdot H + 19.201$	0.98
Mayo	$T_{\min} = -0.0056 \cdot H + 22.050$	0.99
Junio	$T_{\min} = -0.0048 \cdot H + 18.023$	0.99
Julio	$T_{\min} = -0.0055 \cdot H + 19.383$	0.98
Agosto	$T_{\min} = -0.0051 \cdot H + 18.608$	0.98
Setiembre	$T_{\min} = -0.0045 \cdot H + 18.295$	0.99
Octubre	$T_{\min} = -0.0043 \cdot H + 19.108$	0.99
Noviembre	$T_{\min} = -0.0053 \cdot H + 22.140$	0.99
Diciembre	$T_{\min} = -0.0048 \cdot H + 20.818$	0.99

Fuente: Elaboración propia.

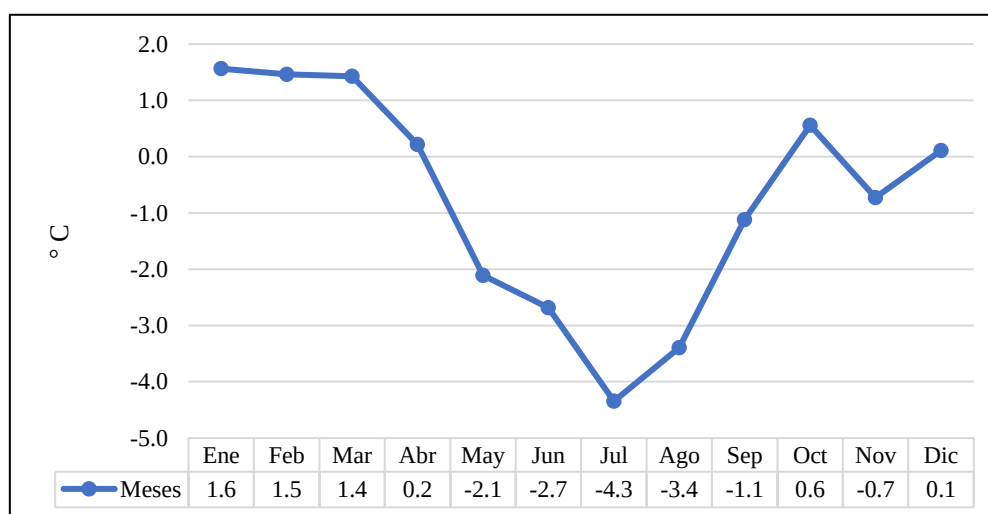
Teniéndose como resultado las siguientes temperaturas mínimas mensuales (°C) para la subcuenca Blanco:

Cuadro 63. Temperatura Mínima Mensual (°C) - Subcuenca Blanco

Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
1.6	1.5	1.4	0.2	-2.1	-2.7	-4.3	-3.4	-1.1	0.6	-0.7	0.1	-0.8

Fuente: Elaboración propia.

Fig 46. Temperatura Mínima Promedio Mensual (°C) - Subcuenca Blanco



Fuente: Elaboración propia.

De esta manera, la temperatura mínima promedio anual de la subcuenca Blanco resultará del promedio de los resultados obtenidos con el método de las isotermas y el promedio de las temperaturas mínimas mensuales halladas con las ecuaciones de regionalización, obteniéndose un valor de -0.3 °C.

2.1.1.3. TEMPERATURA MÁXIMA

A. ESTACIONES METEOROLÓGICAS

Con respecto a la temperatura máxima promedio de la subcuenca Blanco se estimó mediante un análisis de regresión lineal en base a la información disponible de las estaciones meteorológicas de las cuencas vecinas debido a que no se cuenta con estaciones dentro del área de estudio. Entre las estaciones utilizadas se encuentran: Hidroeléctrica, Caraz, Anta y San Lorenzo, información disponible en el estudio de “Generación de descargas mensuales en subcuencas de la cuenca del río Santa utilizando el método Lutz Scholz” (Tarazona, 2005). Asimismo, se utilizó los datos de la estación Huaraz que se encuentran en el estudio de “Evaluación de Recursos Hídricos de la cuenca del río Santa” (ANA, 2015) y la estación Yungay que se encuentra en el estudio “Normas Decadales de Precipitación y Temperatura” (SENAMHI, 2013). (**Ver Mapa N°23**). En el siguiente cuadro se muestra la ubicación de cada una de las estaciones utilizadas:

Cuadro 64. Estaciones consideradas para la temperatura máxima promedio

Estaciones	Periodo de observación	Latitud	Longitud	Altitud (m.s.n.m.)	Temperatura Máxima (°C)
Hidroeléctrica	2002-2011	8°08'01''	78°10'01''	1457	32.5
Caraz	1964-1973	9°03'01''	77°49'01''	2247	25.2
Yungay *	1995-2010	9°8'59.7''	77°45'3.7''	2527	24.6
Huaraz **	1950-1978	9°31'0.5''	77°31'30.5''	3052	22.0
Anta	1971-1995	9°20'49.8''	77°35'56.6''	2748	23.8
San Lorenzo	1965-1980	9°45'0''	77°22'0'	3750	16.6

Fuente: Generación de descargas mensuales en subcuencas de la cuenca del río Santa utilizando el método Lutz Scholz (Tarazona, 2005)

* Normas Decadales de Temperatura y Precipitación (SENAMHI, 2013)

** Evaluación de Recursos Hídricos de la cuenca del río Santa” (ANA, 2015)

Cuadro 65. Temperaturas máximas promedio mensuales (°C) de las estaciones consideradas

Estación	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
Hidroeléctrica	31.9	31.9	32.2	32.8	33.3	31.9	31.6	32.9	33.2	32.1	32.7	33.3	32.5
Caraz	24.9	24.6	24.7	25.1	25.5	25.3	25.5	25.5	25.6	25.5	25.5	25.1	25.2
Yungay *	24.5	23.9	23.8	23.9	24.7	24.5	25.1	25.3	25.4	25.1	24.3	24.3	24.6
Huaraz **	20.9	20.9	21.2	21.7	22.3	22.5	22.9	23.2	22.9	22.4	21.8	21.1	22.0
Anta	23.0	22.3	23.0	23.4	24.1	24.3	24.1	24.4	24.5	24.4	24.6	23.9	23.8
San Lorenzo	16.2	15.8	15.7	16.5	16.7	16.8	16.7	17.0	16.8	16.7	17.0	16.8	16.6

Fuente: Generación de descargas mensuales en subcuencas de la cuenca del río Santa utilizando el método Lutz Scholz (Tarazona, 2005)

* Normas Decadales de Temperatura y Precipitación (SENAHMI, 2013)

** Evaluación de Recursos Hídricos de la cuenca del río Santa” (ANA, 2015)

B. RELACIÓN ALTITUD – TEMPERATURA MÁXIMA PROMEDIO

Para conocer el comportamiento de la temperatura máxima en la subcuenca Blanco, se relacionó el promedio anual de esta variable con la altitud de cada una de las estaciones consideradas en el estudio.

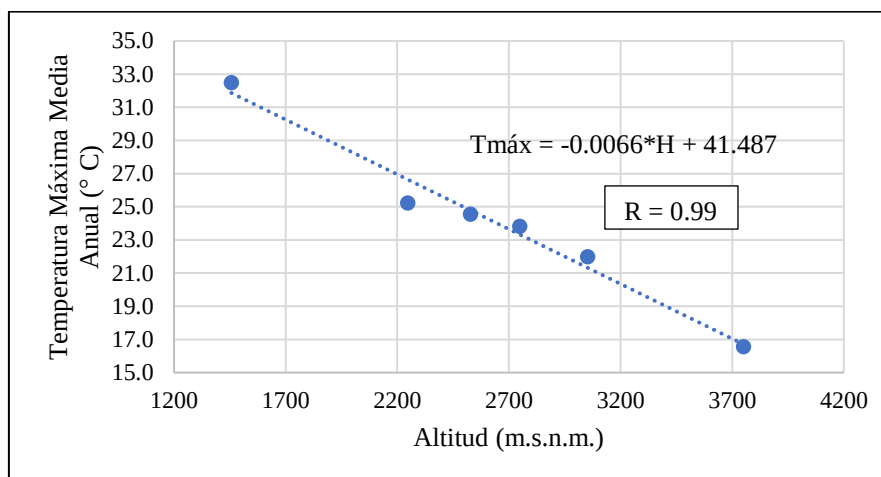
Cuadro 66. Temperatura máxima promedio anual y altitud de las estaciones

Estaciones	Altitud (m.s.n.m.)	Temperatura Máxima (°C)
Hidroeléctrica	1457	32.5
Caraz	2247	25.2
Yungay *	2527	24.6
Huaraz **	3052	22.0
Anta	2748	23.8
San Lorenzo	3750	16.6

Fuente: Elaboración propia.

Del análisis efectuado se encontró que la temperatura tiene una relación inversa a la altitud, es decir, cuanto a más altura nos encontremos menor será la temperatura del área.

Fig 47. Relación Altitud - Temperatura Máxima Promedio Anual



Fuente: Elaboración propia.

En la correlación $T_{máx}$ es la temperatura máxima promedio anual y H es la altitud, teniéndose un valor de coeficiente de correlación de 0.99, lo que indica que existe una buena relación entre las dos variables.

C. ESTIMACION DE LA TEMPERATURA MÁXIMA PROMEDIO ANUAL

La temperatura media de la subcuenca en estudio se estimó mediante el método de isotermas. Este método consiste en trazado de líneas de igual valor de temperatura, para ello se emplearon estaciones ficticias cuya altitud fue transformada en esta variable climática utilizando la ecuación regional obtenida, luego se halló el valor promedio anual de la temperatura máxima del área de estudio mediante una ponderación que se explica en el siguiente cuadro (**Ver Mapa N°29**) :

Cuadro 67. Determinación de la temperatura máxima promedio anual (°C) de la subcuenca Blanco

Temperatura Mínima (°C)	Temperatura Máxima (°C)	Temperatura Promedio (1)	Área (km²) (2)	(1)*(2)
28	30	29	0.30	8.82
26	28	27	4.03	108.73
24	26	25	8.45	211.28
22	24	23	13.46	309.59
20	22	21	9.70	203.69
18	20	19	7.62	144.77
16	18	17	10.41	177.05
14	16	15	20.77	311.58
12	14	13	31.48	409.26
10	12	11	44.02	484.26
8	10	9	49.97	449.72
6	8	7	23.41	163.88
4	6	5	10.56	52.79
TOTAL			234.19	3035.41

Fuente: Elaboración propia.

Mediante este método se obtuvo la temperatura media anual de la subcuenca Blanco, que corresponde a:

$$T_{\text{máx}} = \frac{3035.41}{234.19} = 13.0\text{ }^{\circ}\text{C}$$

Asimismo, se generaron las ecuaciones regionales de la temperatura máxima promedio anual del área de estudio, relacionando la altitud y dicha variable de cada mes de las diferentes estaciones utilizadas; las cuales se presentan en el siguiente cuadro:

Cuadro 68. Ecuaciones regionales de la temperatura máxima promedio mensual

MES	ECUACIÓN	COEF. CORRELAC.
Enero	$T_{\text{máx}} = -0.0067 \cdot H + 41.058$	0.99
Febrero	$T_{\text{máx}} = -0.0068 \cdot H + 41.045$	0.99
Marzo	$T_{\text{máx}} = -0.0069 \cdot H + 41.503$	0.99
Abril	$T_{\text{máx}} = -0.0068 \cdot H + 41.708$	0.99
Mayo	$T_{\text{máx}} = -0.0069 \cdot H + 42.465$	0.99
Junio	$T_{\text{máx}} = -0.0062 \cdot H + 40.519$	0.98
Julio	$T_{\text{máx}} = -0.0061 \cdot H + 40.418$	0.98
Agosto	$T_{\text{máx}} = -0.0065 \cdot H + 41.726$	0.98
Setiembre	$T_{\text{máx}} = -0.0067 \cdot H + 42.413$	0.98
Octubre	$T_{\text{máx}} = -0.0064 \cdot H + 41.132$	0.99
Noviembre	$T_{\text{máx}} = -0.0065 \cdot H + 41.546$	0.99
Diciembre	$T_{\text{máx}} = -0.0069 \cdot H + 42.312$	0.98

Fuente: Elaboración propia.

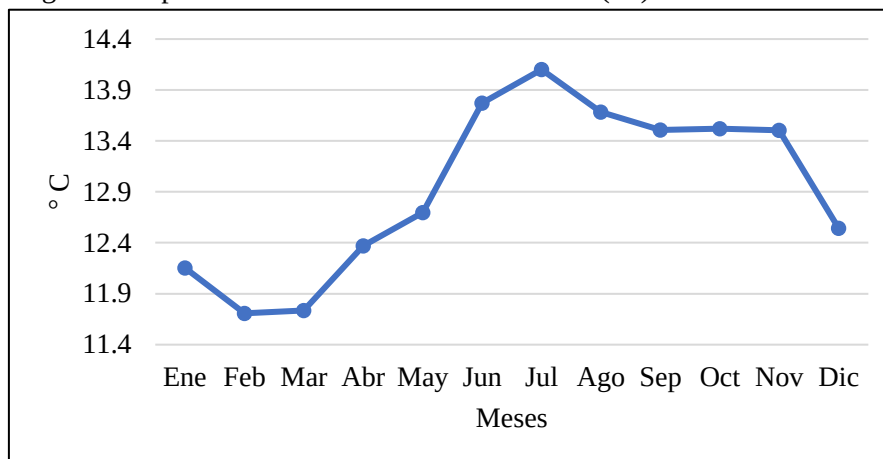
Teniéndose como resultado las siguientes temperaturas máximas mensuales ($^{\circ}\text{C}$) para la subcuenca Blanco:

Cuadro 69. Temperatura Máxima Mensual ($^{\circ}\text{C}$) - Subcuenca Blanco

Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
12.2	11.7	11.7	12.4	12.7	13.8	14.1	13.7	13.5	13.5	13.5	12.5	12.9

Fuente: Elaboración propia.

Fig 48. Temperatura Máxima Promedio Mensual (°C) - Subcuenca Blanco



Fuente: Elaboración propia.

De esta manera, la temperatura máxima promedio anual de la subcuenca Blanco resultará del promedio de los resultados obtenidos con el método de las isotermas y el promedio de las temperaturas mínimas mensuales halladas con las ecuaciones de regionalización, obteniéndose un valor de 13.0 °C.

2.1.2. EVAPORACIÓN

La evaporación es una etapa permanente del ciclo hidrológico, dándose en toda superficie húmeda y siendo considerada como un fenómeno puramente físico se refiere al paso del agua del estado líquido en que se encuentra en los almacenamientos y conducciones sobre el suelo, y en las capas cercanas a la superficie al estado gaseoso para ser transferido a la atmósfera. (Villon, 2002 & Aparicio, 1992)

La evaporación se produce básicamente por el aumento de la energía cinética que experimentan las moléculas de agua cercanas a la superficie de un suelo húmedo o una masa de agua, producido por la radiación solar, el viento y las diferencias en presión de vapor. Este aumento de energía cinética provoca que algunas moléculas de agua se desplacen en estado gaseoso de manera continua a la atmósfera, el proceso se mantiene hasta alcanzar un estado de equilibrio que corresponde a la saturación del aire en vapor de agua, es decir, cuando el número de partículas que escapan del cuerpo evaporante es igual al número de partículas de agua en la fase gaseosa que son capturadas por el cuerpo en el mismo intervalo de tiempo. (Aparicio, 1992 & Monsalve, 1995)

De modo general, la evaporación se puede estudiar por separado, a partir de las superficies libres del agua (lagos, embalses, ríos, charcas), a partir de la nieve o hielo (sublimación), a partir del suelo y a partir de las pérdidas de agua hacia la atmósfera en forma de vapor dependiente de las acciones físicas y fisiológicas de plantas (transpiración) o bien se puede estudiar la evaporación total en una cuenca, sin tomar en cuenta las formas particulares que adopta; a esta evaporación total se llama evapotranspiración. (Chereque, 2003)

A. ESTACIONES METEOROLÓGICAS

Para la estimación de la evaporación media de la subcuenca Blanco se realizó un análisis de regresión lineal en base a la información disponible de estaciones meteorológicas vecinas debido a que no se cuenta con estaciones en el área de estudio. Entre las estaciones utilizadas se encuentran: Caraz, Huaraz, San Lorenzo, Lampas Bajo, Querococha y Conococha información disponible en el “Estudio hidrológico de los ríos Santa y Chancay, centrales

hidroeléctricas del Cañon del Pato y Carhuaquero” (Egenor, 2005). Asimismo, se utilizó el dato de la estación Yungay, que se encuentran en el estudio de “Evaluación de Recursos Hídricos de la cuenca del río Santa” (ANA, 2015). (**Ver Mapa N°24**). En el siguiente cuadro se muestra la ubicación de cada una de las estaciones utilizadas:

Cuadro 70. Estaciones consideradas para la evaporación total promedio anual

Estaciones	Años de observación	Latitud	Longitud	Altitud (m.s.n.m.)	Evaporación Anual (mm)
Caraz	9	9°03'01''	77°49'01''	2247	1449.1
Yungay *	16	9°08'58.7''	77°45'2.7''	2527	1586.0
Huaraz	6	9°32'3.2''	77°31'53.7''	3052	1362.6
Querococha	18	9°43'35''	77°19'57''	3955	1092.6
San Lorenzo	8	9°45'01''	77°22'01'	3750	1183.0
Lampas Bajo	12	10°41'01''	77°22'01'	3950	1183.4
Conococha	11	10°07'0''	77°20'0'	4020	1167.8

Fuente: Estudio hidrológico de los ríos Santa y Chancay, centrales hidroeléctricas del Cañon del Pato y Carhuaquero (Egenor, 2005)

* Evaluación de Recursos Hídricos de la cuenca del río Santa (ANA, 2015)

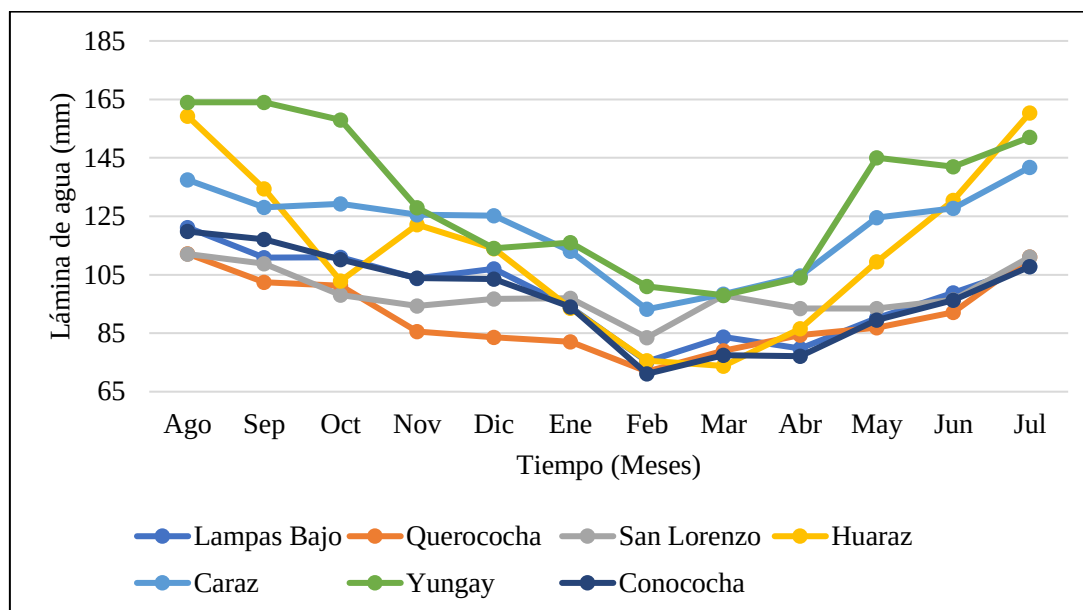
Cuadro 71. Evaporación total promedio mensual (mm) de las estaciones consideradas

Estaciones	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
Caraz	113.1	93.2	98.4	104.6	124.6	127.7	141.8	137.5	128.1	129.3	125.6	125.2	1449.1
Yungay *	116.0	101.0	98.0	104.0	145.0	142.0	152.0	164.0	164.0	158.0	128.0	114.0	1586.0
Huaraz	93.6	75.6	73.8	86.6	109.5	130.5	160.4	159.3	134.4	102.9	122.1	113.9	1362.6
Querococha	82.1	71.9	79.0	84.4	86.9	92.2	111.1	112.2	102.4	101.2	85.6	83.6	1092.6
San Lorenzo	97.0	83.5	97.9	93.5	93.5	96.4	111.1	112.1	108.8	98.1	94.3	96.8	1183.0
Lampas Bajo	93.9	75.3	83.7	79.8	90.2	98.8	107.8	121.2	110.9	111.0	103.8	107.0	1183.4
Conococha	94.0	71.7	77.5	77.1	89.5	96.3	107.8	119.8	117.1	110.2	103.9	103.5	1167.8

Fuente: Estudio hidrológico de los ríos Santa y Chancay, centrales hidroeléctricas del Cañon del Pato y Carhuaquero (Egenor, 2005)

* Evaluación de Recursos Hídricos de la cuenca del río Santa (ANA, 2015)

Fig 49. Variación mensual de la evaporación (mm) de las estaciones consideradas



Fuente: Elaboración propia.

B. RELACIÓN ALTITUD – EVAPORACIÓN

Para conocer el comportamiento de la evaporación en la subcuenca Blanco, se relacionó la evaporación total media anual con la altitud de cada una de las estaciones consideradas en el estudio.

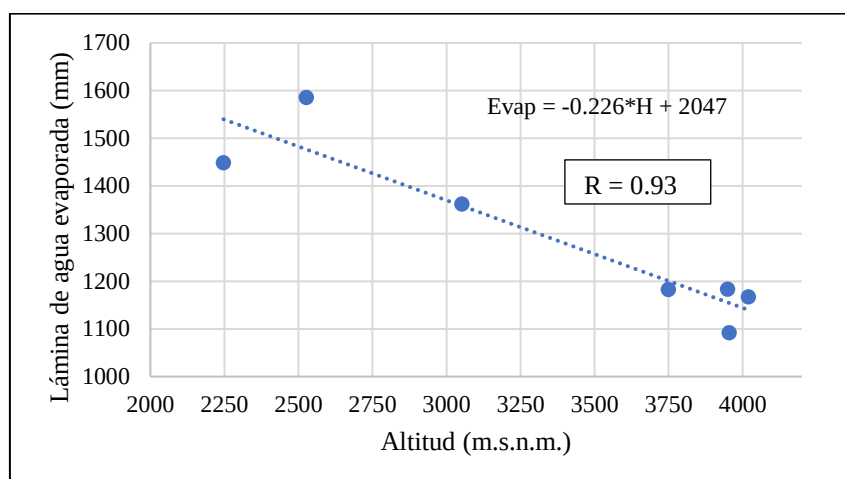
Cuadro 72. Evaporación total media anual y altitud de las estaciones

Estaciones	Altitud (m.s.n.m.)	Evaporación Anual (mm)
Caraz	2247	1449.1
Yungay *	2527	1586.0
Huaraz	3052	1362.6
Querococha	3955	1092.6
San Lorenzo	3750	1183.0
Lampas Bajo	3950	1183.4
Conococha	4020	1167.8

Fuente: Elaboración propia.

Del análisis efectuado se encontró que la evaporación tiene una relación inversa a la altitud, es decir, cuanto a más altura nos encontremos menor será la evaporación del área. Sin embargo, se debe señalar que esta variable climática está influenciada no solo por la altitud sino por otros factores como la latitud, longitud, entre otros.

Fig 50. Relación Altitud - Evaporación Total Media Anual



Fuente: Elaboración propia.

En la correlación Evap es la evaporación total media anual y H es la altitud, teniéndose un valor de coeficiente de correlación de 0.93, lo que indica que existe una buena relación entre las dos variables.

C. ESTIMACION DE LA EVAPORACIÓN MEDIA

La evaporación media de la subcuenca Blanco se estimó mediante el método de isolíneas de evaporación. Este método consiste en trazado de líneas de igual valor de evaporación, para ello se emplearon estaciones ficticias cuya altitud fue transformada en esta variable climática utilizando la ecuación regional obtenida, luego se halló el valor promedio de evaporación del área de estudio mediante una ponderación que se explica en el siguiente cuadro (**Ver Mapa N°30**) :

Cuadro 73. Determinación de la evaporación total media anual de la subcuenca Blanco

Evaporación Mínima (mm)	Evaporación Máxima (mm)	Evaporación Promedio (1)	Área (km ²) (2)	(1)*(2)
750	800	775	4.67	3622.6
800	850	825	9.83	8106.7
850	900	875	18.93	16563.8
900	950	925	36.11	33401.9
950	1000	975	36.34	35436.3
1000	1050	1025	29.05	29773.0
1050	1100	1075	22.72	24426.6
1100	1150	1125	15.21	17114.1
1150	1200	1175	12.66	14874.4
1200	1250	1225	6.30	7722.4
1250	1300	1275	5.38	6856.9
1300	1350	1325	5.31	7041.9
1350	1400	1375	9.17	12611.8
1400	1450	1425	9.99	14237.4
1450	1500	1475	6.77	9979.7
1500	1550	1525	4.45	6790.3
1550	1600	1575	1.14	1800.9
1600	1650	1625	0.14	233.2
TOTAL			234.19	250594.1

Fuente: Elaboración propia.

Mediante este método se obtuvo la evaporación total media anual de la subcuenca Blanco, que corresponde a:

$$Evap = \frac{250594.1}{234.19} = 1070.0 \text{ mm}$$

Por otro lado, si reemplazamos la altitud media de la subcuenca en la ecuación regional de dicha variable encontramos que la evaporación toma un valor de 1073.3. Entonces, para la investigación se consideró como valor para esta variable climática al promedio de lo encontrado con los dos métodos, siendo para la subcuenca Blanco de 1071.6 mm.

Una vez encontrada la evaporación total media anual, se estimó los valores medio mensuales haciendo una distribución porcentual del valor anual. En ese sentido, se calcularon los factores adimensionales (Fa) de cada mes de la estación Querococha con la siguiente ecuación:

$$Fa = \frac{Evap. \text{ mensual}}{Evap. \text{ anual}}$$

Dicha estación se consideró por presentar similar altitud a la zona estudiada, además de que la cuenca en la que se encuentra presenta área glaciar y varias lagunas.

Cuadro 74. Evaporación total media mensual y factores adimensionales de la estación Querococha

Variable	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
Evap	82.1	71.9	79	84.4	86.9	92.2	111.1	112.2	102.4	101.2	85.6	83.6	1092.6
Fa	0.075	0.066	0.072	0.077	0.080	0.084	0.102	0.103	0.094	0.093	0.078	0.077	1.000

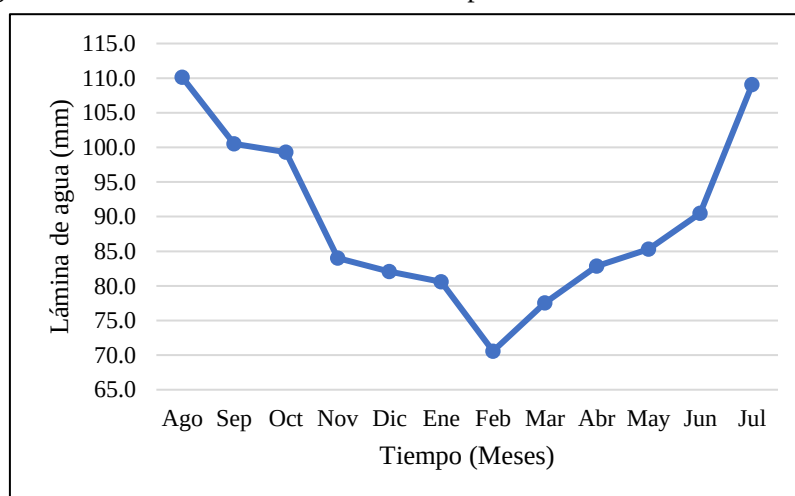
Fuente: Estudio hidrológico de los ríos Santa y Chancay, centrales hidroeléctricas del Cañon del Pato y Carhuaquero (Egenor, 2005)

Cuadro 75. Evaporación total media mensual de la subcuenca Blanco

Evap. (mm)	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
Blanco	80.5	70.5	77.5	82.8	85.2	90.4	109.0	110.0	100.4	99.3	84.0	82.0	1071.6

Fuente: Elaboración propia

Fig 51. Variación media mensual de la evaporación de la subcuenca Blanco



Fuente: Elaboración propia

2.1.3. PRECIPITACIÓN

La precipitación es toda forma de humedad que, originándose en las nubes, llega hasta la superficie del suelo ya sea mediante lluvias, granizadas, garúas y nevadas. (Villon, 2002)

Debido a su calentamiento cerca de la superficie, motivado por diferencias de radiación, las masas de aire ascienden hasta alturas de enfriamiento suficientes para llegar a la saturación. Pero esto no conlleva a precipitación, suponiendo que el aire está saturado o casi saturado, para que se forme neblina o gotas de agua o cristales de hielo, se requiere la presencia de núcleos de condensación (en los dos primeros) o de congelamiento (en el tercero). Para ello, los núcleos de condensación consisten de productos de combustión, óxidos de nitrógeno y minúsculas partículas de sal; por otro lado, los núcleos de congelamiento consisten de minerales arcillosos, siendo caolín el más frecuente. (Chereque, 2003)

Esta variable climática constituye la principal entrada al sistema hidrológico continental, y sus mediciones y análisis, forman el punto de partida de los estudios concernientes al uso y control del agua. (Villon, 2002)

A. ESTACIONES METEOROLÓGICAS

En el presente estudio, para la estimación de la precipitación media de la subcuenca Blanco se utilizó un análisis de regresión lineal en base a la información disponible de estaciones meteorológicas vecinas debido a que no se cuenta con estaciones en el área de estudio. Entre las estaciones utilizadas se encuentran: Cullicocha, información disponible en el estudio “Evaluación de recursos hídricos de la cuenca del río Santa” (ANA, 2015); Hidroeléctrica, información disponible en el estudio “Generación de Descargas Mensuales en subcuencas de la cuenca del río Santa utilizando el método Lutz Scholz” (Tarazona, 2005); y Parón, disponible en el “Estudio Hidrológico de los ríos Santa y Chancay, centrales hidroeléctricas del Cañón del Pato y Carhuaquero” (Egenor, 2005). Asimismo, se utilizó los datos de los cuatro pluviómetros instalados en el nevado Artesonraju para el periodo 2002-2009, siendo esta información proporcionada por la Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH - ANA). (**Ver Mapa N°25**).

Cuadro 76. Estaciones consideradas para la precipitación promedio

Estaciones	Periodo de observación	Latitud	Longitud	Altitud (m.s.n.m.)	Precipitación Anual (mm)
Hidroeléctrica	1952-2000	8°48'0''	77°51'0''	1457.0	155.5
Cullicocha **	2002-2012	8°51'38''	77°45'29''	4621.0	1238.1
Parón *	1953-2004	9°0'57''	77°41'05''	4185.0	779.1

Fuente: Generación de Descargas Mensuales en subcuencas de la cuenca del río Santa utilizando el método Lutz Scholz (Tarazona, 2005)

* Estudio Hidrológico de los ríos Santa y Chancay, centrales hidroeléctricas del Cañón del Pato y Carhuaquero” (Egenor, 2005)

** Evaluación de Recursos Hídricos de la cuenca del río Santa (ANA, 2015)

Cuadro 77. Localización de los pluviómetros del nevado Artesonraju

Código del sensor	Este (m)	Norte (m)	Altitud (m.s.n.m.)	Precipitación Anual (mm)
P1	209278.3	9008077.1	4836.0	1240.0
P2	210011.5	9007433.2	4810.2	1249.9
P3	209144.6	9007665.3	4675.0	1103.6

Fuente: Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH) – ANA

Cuadro 78. Precipitación total promedio mensual y anual (mm) de las estaciones consideradas

Estaciones	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
Hidroeléctrica	22.7	32.4	35.5	15.1	3.8	5.5	0.3	0.5	2.8	9.9	11.9	15.2	155.5
Cullicocha **	162.4	147.5	258.6	142.9	35.1	15.8	11.9	10.9	43.6	134.2	110.5	175.5	1248.2
Parón *	115.2	133.4	134.2	73.4	26.2	6.2	3.3	7.7	32.8	73.2	77.1	96.3	779.1

Fuente: Generación de Descargas Mensuales en subcuencas de la cuenca del río Santa utilizando el método Lutz Scholz (Tarazona, 2005)

* Estudio Hidrológico de los ríos Santa y Chancay, centrales hidroeléctricas del Cañón del Pato y Carhuaquero” (Egenor, 2005)

** Evaluación de Recursos Hídricos de la cuenca del río Santa (ANA, 2015)

Con respecto a los cuatro pluviómetros del nevado Artesonraju se contó con la precipitación total media anual de estos, sin embargo, los promedios mensuales tuvieron que estimarse en base a una distribución porcentual de las medias anuales a partir de los coeficientes adimensionales de cada mes de la estación Parón, siendo esta utilizada por encontrarse dentro de la misma subcuenca y presentar una altitud similar a las de los pluviómetros.

Cuadro 79. Precipitación total media mensual (mm) y factores adimensionales de la estación Parón

Variable	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
Pp (mm)	115.2	133.4	134.2	73.4	26.2	6.2	3.3	7.7	32.8	73.2	77.1	96.3	779.1
Fa	0.15	0.17	0.17	0.09	0.03	0.01	0.00	0.01	0.04	0.09	0.10	0.12	1.00

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 80. Precipitación total media mensual y anual (mm) de pluviómetros del nevado Artesonraju

Estaciones	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
P1	182.9	214.3	212.2	117.1	42.3	10.1	5.3	12.1	52.3	115.6	124.3	151.5	1240.0 *
P2	184.4	216.0	213.9	118.0	42.7	10.1	5.4	12.2	52.7	116.6	125.3	152.7	1249.9 *
P3	162.8	190.7	188.9	104.2	37.7	8.9	4.7	10.8	46.5	102.9	110.6	134.8	1103.6 *

Fuente: Elaboración propia.

*Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos - ANA

B. RELACIÓN ALTITUD – PRECIPITACIÓN

La precipitación es una variable climática que está influenciada principalmente por la altitud, es así que para conocer el comportamiento de la precipitación en la subcuenca Blanco, se relacionó la precipitación total media anual con la altitud de cada una de las estaciones consideradas en el estudio.

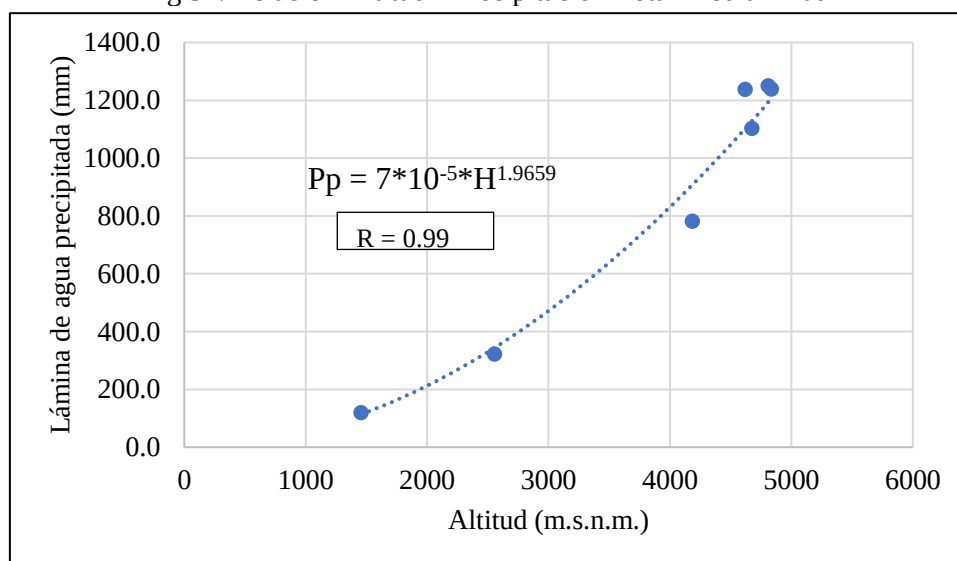
Cuadro 81. Precipitación total media anual y altitud de las estaciones

Estaciones	Altitud (m.s.n.m.)	Precipitación Anual (mm)
Hidroeléctrica	1457.0	155.5
Cullicocha	4621.0	1248.2
Parón	4185.0	779.1
P1	4836.0	1240.0
P2	4810.2	1249.9
P3	4675.0	1103.6

Fuente: Elaboración propia.

Del análisis efectuado se encontró que la precipitación tiene una relación directa con la altitud, es decir, cuanto a más altura nos encontremos mayor será la precipitación del área.

Fig 52. Relación Altitud - Precipitación Total Media Anual



Fuente: Elaboración propia.

En la correlación potencial, Pp es la precipitación total media anual y H es la altitud, teniéndose un valor de coeficiente de correlación de 0.99, lo que indica que existe una buena relación entre las dos variables.

Además, se generaron las ecuaciones regionales mensuales de la precipitación del área de estudio, relacionado la altitud y la precipitación de cada mes de las diferentes estaciones utilizadas. A continuación, se presenta los resultados en un cuadro resumen:

Fig 53. Ecuaciones regionales de la precipitación media mensual

MES	ECUACION	COEFIC. DE CORRELACIÓN
Enero	$Pp = 9 \cdot 10^{-6} \cdot H^{1.9755}$	0.99
Febrero	$Pp = 7 \cdot 10^{-5} \cdot H^{1.7566}$	0.99
Marzo	$Pp = 2 \cdot 10^{-4} \cdot H^{1.6449}$	0.99
Abril	$Pp = 4.3443 \cdot e^{0.0007 \cdot H}$	0.99
Mayo	$Pp = 3 \cdot 10^{-7} \cdot H^{2.2035}$	0.99
Junio	$Pp = 0.1292 \cdot e^{0.0009 \cdot H}$	0.99
Julio	$Pp = 1 \cdot 10^{-9} \cdot H^{2.6325}$	0.99
Agosto	$Pp = 3 \cdot 10^{-10} \cdot H^{2.8676}$	0.99
Septiembre	$Pp = 6 \cdot 10^{-9} \cdot H^{2.6917}$	0.99
Octubre	$Pp = 2.3506 \cdot e^{0.0008 \cdot H}$	0.99
Noviembre	$Pp = 1 \cdot 10^{-6} \cdot H^{2.1895}$	0.99
Diciembre	$Pp = 1 \cdot 10^{-6} \cdot H^{2.2092}$	0.99

Fuente: Elaboración propia.

C. ESTIMACION DE LA PRECIPITACIÓN AREAL

La precipitación media de la subcuenca Blanco se estimó mediante el método de isoyetas. Este método consiste en trazado de líneas de igual valor de precipitación, para ello se emplearon estaciones ficticias cuya altitud fue transformada en esta variable climática utilizando la ecuación regional obtenida. Luego se halló el valor promedio de precipitación del área de estudio mediante una ponderación que se explica en el siguiente cuadro (**Ver Mapa N° 31**) :

Cuadro 82. Determinación de la precipitación total media anual de la subcuenca Blanco por isoyetas

Precipitación Mínima (mm)	Precipitación Máxima (mm)	Precipitación Promedio (1)	Área (km ²) (2)	(1)*(2)
100	200	150	0.11	16.6
200	300	250	5.49	1376.9
300	400	350	13.03	4560.0
400	500	450	14.19	6384.3
500	600	550	6.89	3787.0
600	700	650	7.77	5047.7
700	800	750	13.61	10203.9
800	900	850	16.32	13871.5
900	1000	950	24.53	23304.9
1000	1100	1050	29.29	30751.0
1100	1200	1150	34.75	39956.9
1200	1300	1250	33.40	41755.8
1300	1400	1350	17.65	23828.1
1400	1500	1450	10.26	14881.8
1500	1600	1550	6.20	9607.7
1600	1700	1650	0.72	1190.2
TOTAL			234.19	230519.6

Fuente: Elaboración propia.

Mediante este método se obtuvo la precipitación total media anual de la subcuenca Blanco, que corresponde a:

$$Pp = \frac{230519.6}{234.19} = 984.3 \text{ mm}$$

Luego se realizó una distribución porcentual en base a los factores adimensionales de la estación Parón para cada mes previamente hallados; siendo para ésta utilizada por encontrarse en la subcuenca contigua y presentar un periodo de registro extenso (1953-2010) a comparación de otras estaciones vecinas.

Cuadro 83. Precipitación total media mensual (mm) de la subcuenca Blanco por método de isoyetas

Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
145.3	168.6	169.6	92.8	33.1	7.8	4.1	9.8	41.4	92.4	97.4	121.7	984.3

Fuente: Elaboración propia

D. ESTIMACION DE LA PRECIPITACIÓN POR POLIGONOS DE THIESEN

Teniendo en cuenta las estaciones anteriores se construyeron en el software ArcGIS los polígonos de Thiesen, que corresponden al área de influencia de las estaciones por lo que se ponderaron en base a estos los datos de precipitación mensual. Es así que se realizó un cálculo de la precipitación areal de la subcuenca (**Anexo N° 04**), teniéndose los siguientes resultados:

Cuadro 84. Precipitación total media mensual (mm) de la subcuenca Blanco por polígonos de Thiesen

Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
159.3	168.6	215.8	118.5	36.3	11.7	7.7	9.9	44.7	115.1	107.1	147.8	1142.6

Fuente: Elaboración propia

Finalmente se consideró como precipitación media mensual de la subcuenca Blanco, al promedio de los valores encontrados por el método de las ecuaciones mensuales de regionalización, isoyetas y polígonos de Thiesen, mostrándose en el siguiente cuadro:

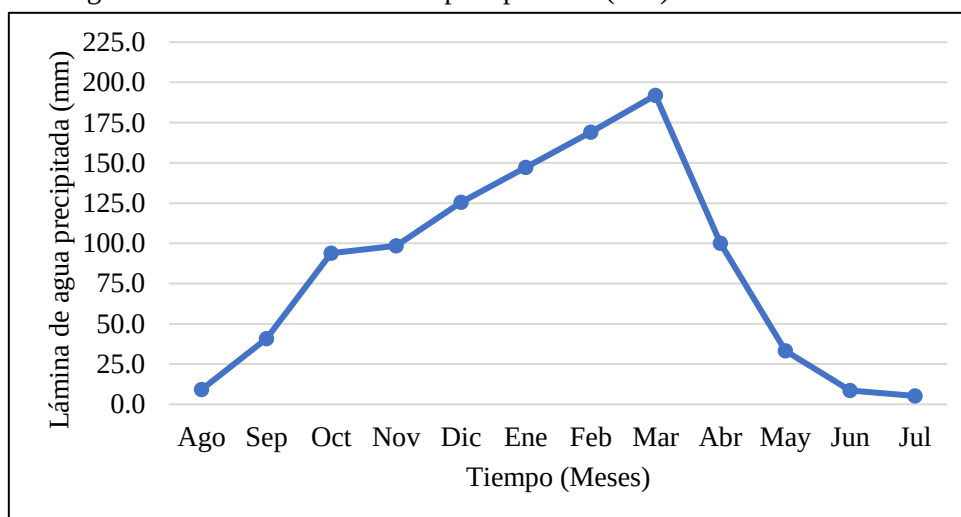
Cuadro 85. Precipitación total media mensual (mm) de la subcuenca Blanco

Mes	Ecuaciones Regionales	Isoyetas	Polígonos de Thiesen	Promedio
Enero	136.5	145.6	159.3	147.1
Febrero	169.9	168.6	168.6	169.0
Marzo	190.6	169.6	215.8	192.0
Abril	89.0	92.8	118.5	100.1
Mayo	30.7	33.1	36.3	33.3
Junio	6.3	7.8	11.7	8.6
Julio	3.7	4.1	7.7	5.2
Agosto	8.0	9.8	9.9	9.2
Septiembre	36.5	41.4	44.7	40.9
Octubre	74.2	92.4	115.1	93.9
Noviembre	90.9	97.4	107.1	98.5
Diciembre	107.2	121.7	147.8	125.6
Anual	943.3	984.3	1142.6	1023.4

Fuente: Elaboración propia

Del cuadro anterior, podemos observar que la época de estiaje de la zona de estudio se presenta durante los meses de mayo, junio, julio, agosto y septiembre; esto se representa gráficamente en la siguiente figura:

Fig 54. Variación mensual de la precipitación (mm) de la subcuenca Blanco



Fuente: Elaboración propia

2.1.4. HIDROMETRIA

La hidrometría se encarga de medir, registrar, calcular y analizar los volúmenes de agua que circulan en una sección transversal de un río, canal o tubería en la unidad de tiempo. Su importancia radica en que permite lograr una mayor eficiencia en la programación, ejecución y evaluación del manejo del agua en un proyecto de aprovechamiento hídrico. (MINAGRI, 2013).

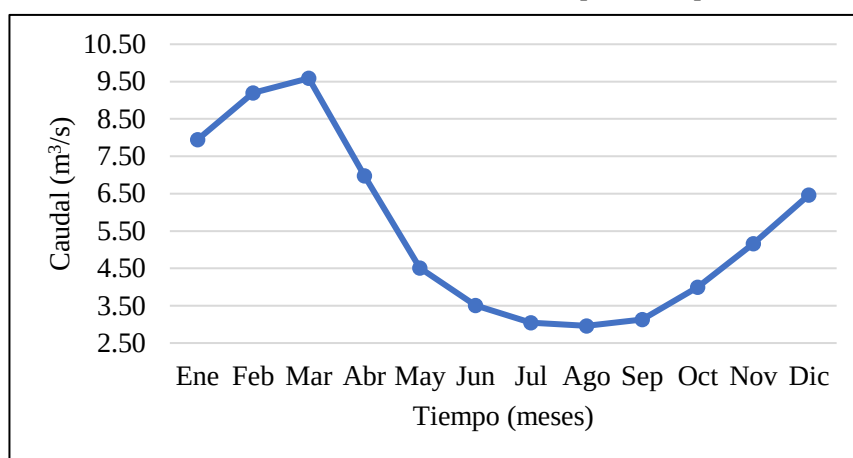
En la presente investigación se utilizó el registro histórico de la estación hidrométrica Colcas, que se encuentra cerca a la desembocadura del drenaje principal al río Santa, que comprende el periodo 1954-1997 y para lo cual se tomó en cuenta el estudio “Generación de Descargas Mensuales en subcuencas de la cuenca del río Santa utilizando el método Lutz Scholz” (Tarazona, 2005).

Cuadro 86. Ubicación de la estación Colcas

UTM Norte (X) (m)	UTM Este (Y) (m)	Altitud (m.s.n.m.)	Área colectora (km ²)	Cuenca
187718	9012808	2048	233.9	Río Santa

Fuente: Elaboración propia.

Fig 55. Caudales medio mensuales de la estación Colcas a partir del periodo 1954-1997



Fuente: Elaboración propia

Cuadro 87. Registro hidrométrico histórico (m³/s) - Estación Colcas

AÑO	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
1954	9.38	6.62	8.41	5.68	3.64	3.03	2.82	2.5	2.37	2.62	3.21	5.24	4.63
1955	8.05	11.98	9.87	7.92	3.8	3.06	2.7	2.7	2.62	3.03	3.75	6.08	5.46
1956	6.72	11.11	9.72	9.73	4.97	3.57	2.8	2.74	2.77	3.74	4.56	5.98	5.70
1957	5.9	8.73	9.23	7.93	5.91	3.31	2.97	2.9	3.17	3.84	5.69	7.06	5.55
1958	7.97	7.49	9.72	9.06	6.06	4.23	3.69	3.63	4.22	5	8.13	9.1	6.53
1959	11.04	10.54	9.85	7.01	3.85	3.24	2.77	3.21	2.86	4.01	4.7	7	5.84
1960	7.11	7.95	7.29	5.16	3.68	3.36	3.15	2.66	2.48	3.6	7.85	10.36	5.39
1961	11.03	7.86	10.1	7.81	4.08	3.38	3.19	3.29	2.55	3.03	3.86	5.27	5.45
1962	9.66	9.84	14	6.24	4.34	3.14	2.98	2.82	2.74	3	4.12	4.89	5.65
1963	5.88	7.12	13.87	8.65	5.01	3.64	3.12	2.96	3.67	3.63	5.11	8.56	5.94
1964	8.2	10.1	8.33	7.38	4.55	2.75	3.17	2.72	2.14	3.14	4.5	4.09	5.09
1965	5.59	7.69	9.72	5.78	3.92	3.16	3.05	3.08	3.47	4.94	6.19	8.32	5.41
1966	10.3	10.06	6.74	6.13	4.48	3.62	3.49	3.65	3.9	5.29	6.82	6.27	5.90
1967	7.18	11.61	15.33	5.12	3.87	3.37	2.55	2.19	2.34	4.73	5.98	5.68	5.83
1968	7.59	6.54	6.85	4.78	3.43	2.68	2.31	2.04	2.34	3.39	4.46	5.59	4.33
1969	7.11	8.03	10.21	7.78	4.3	3.05	2.75	2.87	2.94	4.39	5.47	8.33	5.60
1970	9.91	6.69	7.75	6.36	5.27	1.44	1.74	2.34	1.29	2.78	1.21	7.78	4.55
1971	6.82	11.23	9.86	5.89	3.52	2.97	3.31	3.34	3.35	3.46	4.78	7.37	5.49
1972	7.62	8.39	13.66	7.67	5.43	4.5	4.3	4.93	4.97	5.18	5.42	6.65	6.56
1973	10.23	11.4	11.97	10.22	6.1	3.81	3.08	3.01	2.86	4.96	6.28	7.08	6.75
1974	11.22	16.42	10.86	6.98	4.76	4.39	3.44	3.36	2.46	2.89	2.97	5.41	6.26
1975	6.46	9.33	14.96	11.44	5.68	2.78	2.61	2.59	2.26	2.62	2.79	3.69	5.60
1976	9.05	7.27	9.01	6.05	4.38	3.39	2.78	2.96	3.03	4.88	6.39	6.32	5.46
1977	8.92	11.14	14.9	5.37	5.53	3.52	3.63	4.02	3.66	4.56	6.98	6.16	6.53
1978	6.89	7.44	8.25	11.15	6.55	3.01	2.4	2.4	4.2	4.35	5.75	9.61	6.00
1979	12.72	10.06	9.19	9.14	5.99	5.17	4.51	4.12	3.79	5.18	6.93	7.32	7.01
1980	7.25	7.8	7.22	7.69	5.84	8.58	6.81	6.88	8.89	10.42	9.74	8.68	7.98
1981	6.7	10.85	10.1	4.45	4.64	5.33	3.24	2.3	2.84	4.43	7.12	7.87	5.82
1982	7.8	12.05	10.83	5.41	2.83	2.31	1.81	1.7	1.8	2.78	5.22	7.45	5.17
1983	10.46	9.29	9.42	8.05	6.56	6.17	5.27	3.87	4.02	3.95	5.63	6.43	6.59
1984	5.23	13.38	9.31	6.36	5.03	3.17	2.46	2.55	2.44	3.87	3.99	5.59	5.28
1985	5.3	4.75	4.77	4.73	3.06	2.08	2.02	2.09	2.44	3	4.74	5.88	3.74
1986	9.1	7.04	7.15	7.15	5.33	4	3.5	3.48	6.8	8.02	3.65	9.29	6.21
1987	17.36	12.5	5.36	5.79	4.42	3.82	3.17	2.81	2.87	3.47	4.07	4.08	5.81
1988	8.85	11.44	6.09	7.11	4.96	3.01	3.77	3.62	2.24	2.47	2.62	4.32	5.04
1989	4.15	5.1	3.81	3.22	2.17	3.25	2.21	2.5	2.89	5.03	6.51	5.88	3.89
1990	9.19	9.82	5.08	4.03	3.4	2.97	2.54	2.45	1.97	3.85	5.32	6.33	4.75
1991	6.73	8.23	12.92	4	4.14	1.84	1.65	0.91	1.58	2.08	2.79	9.49	4.70
1992	3.79	5.73	10.1	6.44	1.74	1.6	0.9	1.59	2.5	3.18	3.61	4.34	3.79
1993	5.35	8.47	15.35	11.05	7.97	5.84	4.05	4.28	4.4	3.8	7.16	3.84	6.80
1994	6.75	10.13	10.2	7.94	3.16	4.12	2.35	2.14	1.94	2.98	4.2	5.45	5.11
1995	6.92	7.31	7.72	6.17	3.69	3.57	3.45	3.33	3.25	2.4	3.3	4.78	4.66
1996	3.91	5.16	7.28	9.97	2.55	1.22	2.35	1.43	1.83	3.42	3.08	4.2	3.87
1997	6.11	13.15	9.55	5.15	4	3.8	3.13	3.33	4.55	4.43	10.48	5.31	6.08
MAX	17.36	16.42	15.35	11.44	7.97	8.58	6.81	6.88	8.89	10.42	10.48	10.36	7.98
MEDIA	7.94	9.20	9.59	6.98	4.51	3.51	3.05	2.96	3.13	4.00	5.16	6.46	5.54
MIN	3.79	4.75	3.81	3.22	1.74	1.22	0.90	0.91	1.29	2.08	1.21	3.69	3.74

Fuente: Generación de Descargas Mensuales en subcuencas de la cuenca del río Santa utilizando el método Lutz Scholz (Tarazona, 2005).

A partir del registro podemos mencionar que los años más húmedos son 1979 (8.09 m³/s), 1980 (9.21 m³/s), 1998 (8.65 m³/s), y 2001 (7.88 m³/s). Por el contrario, los años más secos son 1985 (4.31 m³/s), 1989 (4.49 m³/s), 1992 (4.38 m³/s) y 1996 (4.46 m³/s).

A. ESTACIONES HIDROMÉTRICAS

Para la estimación del caudal medio anual de la subcuenca del río Blanco se realizó un análisis regional de dicha variable, para lo cual se consideró la estación Colcas y otras estaciones vecinas en cuencas con cobertura glaciar:

Cuadro 88. Estaciones consideradas en la regionalización de caudales

Estación	Latitud	Longitud	Altitud (m.s.n.m.)	Caudal (m³/s)
Quitaracsa	8°47'52''	77°51'08''	1480	11.03
Cedros	8°52'18''	77°49'43''	1878	3.46
Colcas	8°55'24''	77°50'33''	2048	5.74
Paron*	9°00'14''	77°41'20''	4112	1.58
Llanganuco *	9°04'43''	77°39'05''	3916	2.99
Chancos	9°19'15''	77°34'47''	2872	8.24
Quillcay	9°31'24''	77°31'39''	3091	7.08

Fuente: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú – SENAMHI

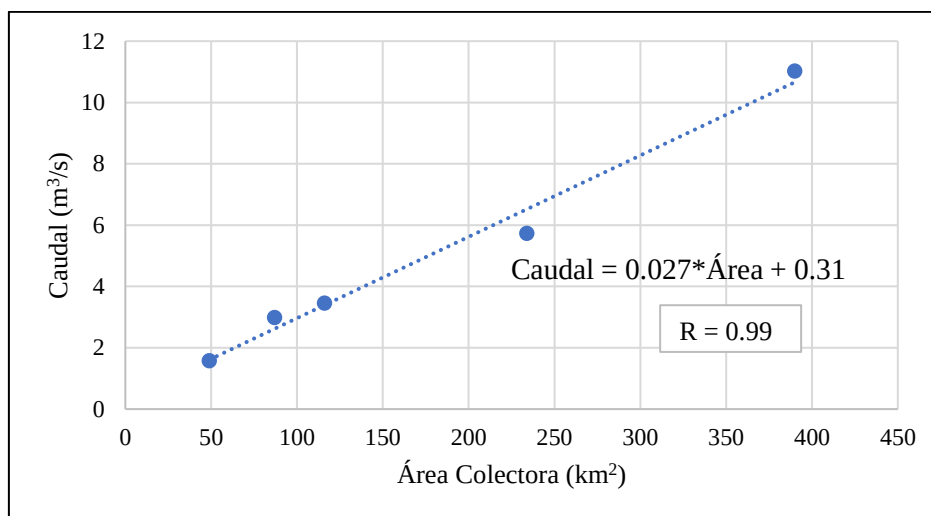
*Duke Energy International - Egenor

En ese sentido, se realizaron dos métodos que se presentan a continuación:

B. RELACIÓN ÁREA – CAUDAL

Este método requiere realizar una regresión lineal entre el área de captación y el caudal aforado para dicha área, teniéndose que el coeficiente de correlación es 0.99, valor que muestra un gran nivel de relación entre las variables, en este caso de manera directamente proporcional e indica que en una mayor área colectora se producirá un mayor caudal.

Figura. Correlación Área Colectora-Caudal



Fuente: Elaboración propia

De la correlación efectuada se halló una ecuación de regionalización de caudales, en la cual se reemplazaron los valores de las áreas colectoras correspondientes a las estaciones utilizadas en la correlación, obteniéndose lo siguiente:

Cuadro 89. Estimación de caudales con la ecuación de regionalización de caudales

Estación	Altitud (m.s.n.m.)	Área (km ²)	Caudal (m ³ /s)	Caudal generado (m ³ /s)	Error (%)
Colcas	2048	233.9	5.74	6.51	13.42
Paron*	4112	48.8	1.58	1.61	1.59
Cedros	1878	116	3.46	3.39	-2.14
Llanganuco *	3916	87	2.99	2.62	-12.46
Quitaracsa	1480	390	11.03	10.65	-3.47

Fuente: Elaboración propia

De esta manera, utilizando dicha ecuación de regionalización se obtuvo un caudal medio anual de 6.52 m³/s para la subcuenca Blanco considerando su área total.

C. RELACION ALTITUD -RENDIMIENTO HIDRICO

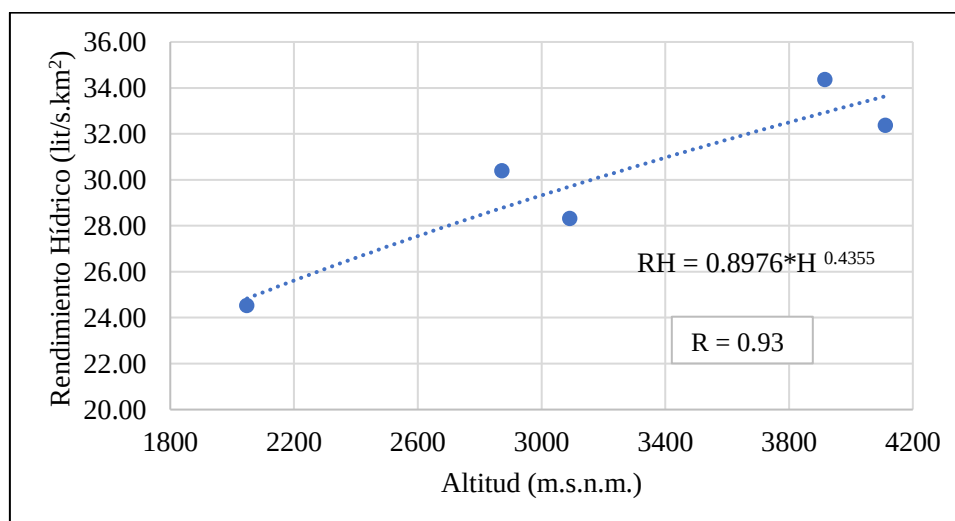
Otro método consiste en calcular el rendimiento hídrico para cada una de las estaciones consideradas y correlacionarlo con la respectiva altitud, para lo cual se debe tener en cuenta que el término “rendimiento hídrico” puede ser conceptualizado como el caudal que se presenta por cada km² del área total de drenaje en una cuenca:

$$RH = \frac{Q}{A}$$

Donde: Q es caudal en lit/s, A es el área en km² y RH es el Rendimiento Hídrico, en lit/s * km².

La correlación presentó un coeficiente de 0.93, valor aceptable que muestra el buen nivel de relación entre las variables, de manera inversamente proporcional e indica que a menor altitud se produce un mayor rendimiento hídrico, puesto que se tiene una mayor área de captación.

Fig 56. Correlación Altitud - Rendimiento Hídrico



Fuente: Elaboración propia

De la correlación efectuada se halló una ecuación de regionalización del rendimiento hídrico, en la cual se reemplazaron los valores de las altitudes correspondientes a las estaciones utilizadas en la correlación, obteniéndose lo siguiente:

Cuadro 90. Estimación de caudales con la ecuación de regionalización del rendimiento hídrico

Estación	Altitud (m.s.n.m.)	Área (km ²)	Caudal (m ³ /s)	Rend. Hídrico (lit/s.km ²)	R.H. generado (lit/s.km ²)	Error (%)
Colcas	2048	233.9	5.74	24.54	24.84	1.22
Paron*	4112	48.8	1.58	32.38	33.65	3.94
Llanganuco *	3916	87.0	2.99	34.37	32.94	-4.15
Chancos	2872	271.0	8.24	30.41	28.78	-5.34
Quillcay	3091	250.0	7.08	28.32	29.72	4.94

Fuente: Elaboración propia

Una vez hecho esto, utilizando dicha ecuación de regionalización se obtuvo un rendimiento hídrico de 24.32 lit/s.km² para la zona de estudio, a partir de reemplazar la altitud mínima de la subcuenca Blanco debido a que se deseaba estimar el valor integral de la variable. Luego, se estimó el caudal en m³/s considerando el área total de la subcuenca, hallándose un valor de 5.69 m³/s.

Finalmente, en la investigación se tomó como el único valor del caudal medio anual de la subcuenca Blanco al promedio de los resultados encontrados con ambos métodos, obteniéndose 6.11 m³/s.

Con respecto a los caudales medio mensuales, primero se calcularon los coeficientes adimensionales de la distribución del caudal medio anual de la estación Colcas, para lo cual se utilizó la siguiente ecuación:

$$Fa = \frac{Qm}{Qa * 12}$$

Donde Qm es el caudal mensual, Qa es el caudal anual y Fa es el factor adimensional.

Cuadro 91. Caudal medio mensual (m³/s) y factores adimensionales de la estación Colcas

Variable	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
Q (m ³ /s)	7.94	9.20	9.59	6.98	4.51	3.51	3.05	2.96	3.13	4.00	5.16	6.46	5.54
Fa	0.12	0.14	0.14	0.10	0.07	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.08	0.10	1.00

Fuente: Elaboración propia.

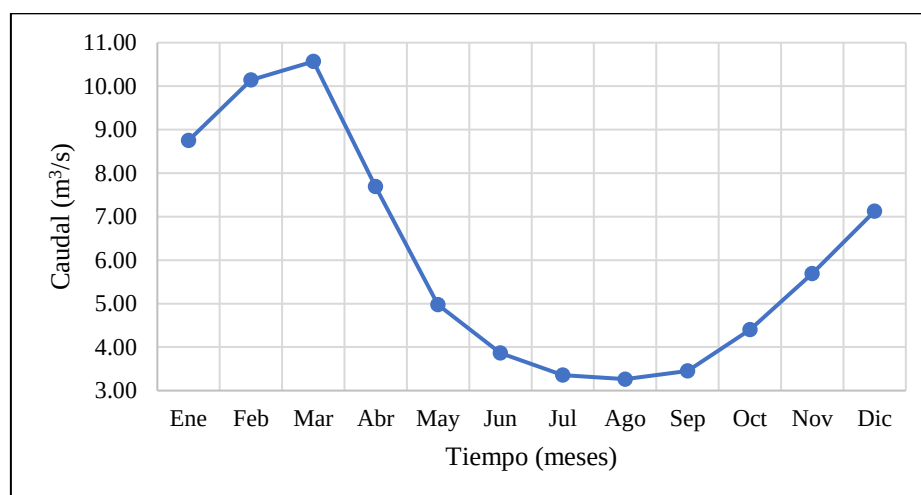
Luego, teniendo el caudal medio anual de la zona de estudio se realizó la distribución mensual con los coeficientes previamente hallados; dando como resultado lo siguiente:

Cuadro 92. Caudales medio mensuales (m³/s) de la subcuenca Blanco

Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
8.76	10.15	10.57	7.70	4.98	3.87	3.36	3.27	3.45	4.41	5.69	7.13	6.11

Fuente: Elaboración propia.

Fig 57. Caudales medio mensuales de la subcuenca Blanco



Fuente: Elaboración propia.

Otra forma de representar los caudales es a través de la lámina de agua escurrida (mm), la cual representa la fracción la lámina precipitada que no ha sido retenida por el área de drenaje de una cuenca, en consecuencia, siendo llamada la fracción de agua saliente. Para esta representación se utiliza la siguiente ecuación:

$$Es = \frac{Q * t}{A}$$

Donde “Q” es el caudal en m³/s, “t” es el tiempo del escurrimiento, “A” es el área total de la cuenca y “Es” es la lámina de agua escurrida en mm.

Entonces al utilizar la expresión anterior, estimamos la esorrentía total media mensual para la subcuenca Blanco:

Cuadro 93. Esorrentía total medio mensual (mm) de la subcuenca Blanco

Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
100.1	104.7	120.9	85.1	56.9	42.8	38.4	37.3	38.2	50.4	63.0	81.5	819.7

Fuente: Elaboración propia.

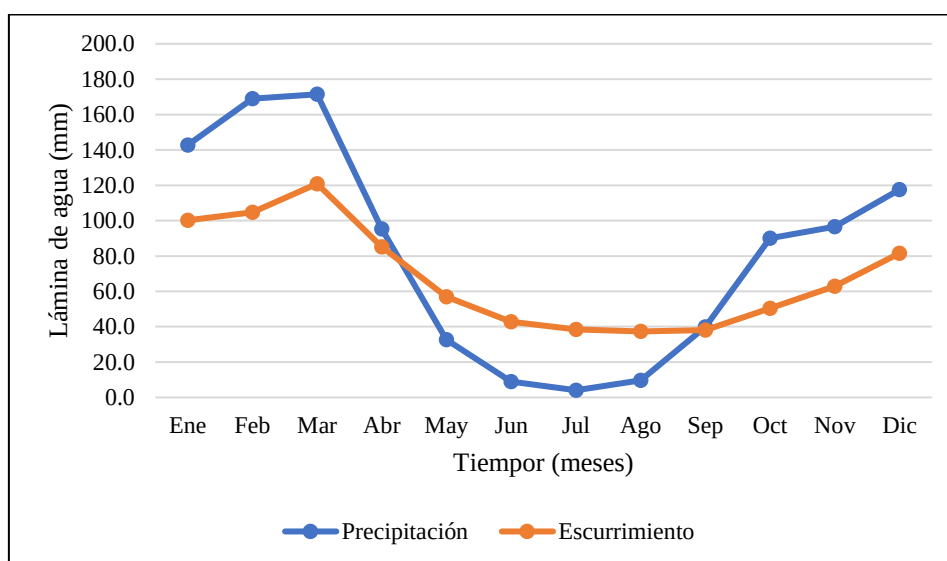
2.2. APORTE HIDRICO GLACIAR

La zona de la cordillera Blanca está caracterizada por un clima tropical con dos temporadas bien marcadas: la temporada de lluvias, durante el verano austral (octubre a abril) y la temporada seca durante el invierno austral (mayo a septiembre). Durante la temporada de lluvias, las precipitaciones son bien superiores a la demanda de agua para la agricultura y la

producción hidroeléctrica; por el contrario, durante la temporada seca la demanda de agua no está satisfecha, los ríos y la vegetación se secan. En ese marco, los glaciares actúan como reservas de agua, regulando los caudales a lo largo del año, almacenando agua en temporada húmeda para liberarla en temporada seca. (Vignon, 2002).

Entonces, al comparar los datos estimados de la precipitación y el escurrimiento total medio mensual de la subcuenca Blanco, podemos identificar en la temporada seca que los mayores aportes por deshielo se dan entre los meses de junio, julio y agosto debido a que son los meses con menor precipitación y donde los glaciares regulan y mantienen el caudal base en las quebradas y ríos.

Fig 58. Comparación entre la precipitación y el escurrimiento total medio mensual de la subcuenca Blanco



Fuente: Elaboración propia

En ese sentido, para calcular el aporte hídrico glaciar en promedio para la subcuenca Blanco se realizaron cuatro métodos que se describen a continuación:

2.2.1. CAUDALES MÍNIMOS ANUALES

Para este método se realizó una naturalización de caudales, para lo cual se tomó en cuenta el registro histórico de la estación Colcas y a partir de ella se desarrolló una matriz de variabilidad. Dicha matriz muestra los coeficientes de cambio de los datos anuales del periodo con respecto al dato promedio anual y, a su vez, muestra los coeficientes de distribución mensual de los datos anuales del periodo. Esto sirvió para estimar los caudales de la subcuenca de forma integral. A continuación, se presenta la matriz de variabilidad:

Cuadro 94. Matriz de Variabilidad de Caudales - Estación Colcas

AÑO	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
1954	1.69	1.19	1.52	1.03	0.66	0.55	0.51	0.45	0.43	0.47	0.58	0.95	0.84
1955	1.45	2.16	1.78	1.43	0.69	0.55	0.49	0.49	0.47	0.55	0.68	1.10	0.99
1956	1.21	2.01	1.75	1.76	0.90	0.64	0.51	0.49	0.50	0.67	0.82	1.08	1.03
1957	1.06	1.58	1.67	1.43	1.07	0.60	0.54	0.52	0.57	0.69	1.03	1.27	1.00
1958	1.44	1.35	1.75	1.64	1.09	0.76	0.67	0.66	0.76	0.90	1.47	1.64	1.18
1959	1.99	1.90	1.78	1.27	0.69	0.58	0.50	0.58	0.52	0.72	0.85	1.26	1.05
1960	1.28	1.43	1.32	0.93	0.66	0.61	0.57	0.48	0.45	0.65	1.42	1.87	0.97
1961	1.99	1.42	1.82	1.41	0.74	0.61	0.58	0.59	0.46	0.55	0.70	0.95	0.98
1962	1.74	1.78	2.53	1.13	0.78	0.57	0.54	0.51	0.49	0.54	0.74	0.88	1.02
1963	1.06	1.28	2.50	1.56	0.90	0.66	0.56	0.53	0.66	0.66	0.92	1.54	1.07
1964	1.48	1.82	1.50	1.33	0.82	0.50	0.57	0.49	0.39	0.57	0.81	0.74	0.92
1965	1.01	1.39	1.75	1.04	0.71	0.57	0.55	0.56	0.63	0.89	1.12	1.50	0.98
1966	1.86	1.82	1.22	1.11	0.81	0.65	0.63	0.66	0.70	0.95	1.23	1.13	1.06
1967	1.30	2.10	2.77	0.92	0.70	0.61	0.46	0.40	0.42	0.85	1.08	1.03	1.05
1968	1.37	1.18	1.24	0.86	0.62	0.48	0.42	0.37	0.42	0.61	0.80	1.01	0.78
1969	1.28	1.45	1.84	1.40	0.78	0.55	0.50	0.52	0.53	0.79	0.99	1.50	1.01
1970	1.79	1.21	1.40	1.15	0.95	0.26	0.31	0.42	0.23	0.50	0.22	1.40	0.82
1971	1.23	2.03	1.78	1.06	0.64	0.54	0.60	0.60	0.60	0.62	0.86	1.33	0.99
1972	1.38	1.51	2.47	1.38	0.98	0.81	0.78	0.89	0.90	0.93	0.98	1.20	1.18
1973	1.85	2.06	2.16	1.84	1.10	0.69	0.56	0.54	0.52	0.90	1.13	1.28	1.22
1974	2.02	2.96	1.96	1.26	0.86	0.79	0.62	0.61	0.44	0.52	0.54	0.98	1.13
1975	1.17	1.68	2.70	2.06	1.03	0.50	0.47	0.47	0.41	0.47	0.50	0.67	1.01
1976	1.63	1.31	1.63	1.09	0.79	0.61	0.50	0.53	0.55	0.88	1.15	1.14	0.99
1977	1.61	2.01	2.69	0.97	1.00	0.64	0.66	0.73	0.66	0.82	1.26	1.11	1.18
1978	1.24	1.34	1.49	2.01	1.18	0.54	0.43	0.43	0.76	0.79	1.04	1.73	1.08
1979	2.30	1.82	1.66	1.65	1.08	0.93	0.81	0.74	0.68	0.93	1.25	1.32	1.27
1980	1.31	1.41	1.30	1.39	1.05	1.55	1.23	1.24	1.60	1.88	1.76	1.57	1.44
1981	1.21	1.96	1.82	0.80	0.84	0.96	0.58	0.42	0.51	0.80	1.28	1.42	1.05
1982	1.41	2.17	1.95	0.98	0.51	0.42	0.33	0.31	0.32	0.50	0.94	1.34	0.93
1983	1.89	1.68	1.70	1.45	1.18	1.11	0.95	0.70	0.73	0.71	1.02	1.16	1.19
1984	0.94	2.41	1.68	1.15	0.91	0.57	0.44	0.46	0.44	0.70	0.72	1.01	0.95
1985	0.96	0.86	0.86	0.85	0.55	0.38	0.36	0.38	0.44	0.54	0.86	1.06	0.67
1986	1.64	1.27	1.29	1.29	0.96	0.72	0.63	0.63	1.23	1.45	0.66	1.68	1.12
1987	3.13	2.26	0.97	1.04	0.80	0.69	0.57	0.51	0.52	0.63	0.73	0.74	1.05
1988	1.60	2.06	1.10	1.28	0.90	0.54	0.68	0.65	0.40	0.45	0.47	0.78	0.91
1989	0.75	0.92	0.69	0.58	0.39	0.59	0.40	0.45	0.52	0.91	1.17	1.06	0.70
1990	1.66	1.77	0.92	0.73	0.61	0.54	0.46	0.44	0.36	0.69	0.96	1.14	0.86
1991	1.21	1.49	2.33	0.72	0.75	0.33	0.30	0.16	0.29	0.38	0.50	1.71	0.85
1992	0.68	1.03	1.82	1.16	0.31	0.29	0.16	0.29	0.45	0.57	0.65	0.78	0.68
1993	0.97	1.53	2.77	1.99	1.44	1.05	0.73	0.77	0.79	0.69	1.29	0.69	1.23
1994	1.22	1.83	1.84	1.43	0.57	0.74	0.42	0.39	0.35	0.54	0.76	0.98	0.92
1995	1.25	1.32	1.39	1.11	0.67	0.64	0.62	0.60	0.59	0.43	0.60	0.86	0.84
1996	0.71	0.93	1.31	1.80	0.46	0.22	0.42	0.26	0.33	0.62	0.56	0.76	0.70
1997	1.10	2.37	1.72	0.93	0.72	0.69	0.56	0.60	0.82	0.80	1.89	0.96	1.10

Fuente: Elaboración propia

Para la generación de los caudales naturalizados de la subcuenca Blanco, se utilizó el caudal medio anual histórico encontrado previamente, que corresponde a 6.11 m³/s. A partir de este valor se obtuvo lo siguiente:

Cuadro 95. Caudales Naturalizados de la subcuenca Blanco (m³/s)

AÑO	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
1954	10.34	7.30	9.27	6.26	4.01	3.34	3.11	2.76	2.61	2.89	3.54	5.77	5.10
1955	8.87	13.20	10.88	8.73	4.19	3.37	2.98	2.98	2.89	3.34	4.13	6.70	6.02
1956	7.41	12.24	10.71	10.72	5.48	3.93	3.09	3.02	3.05	4.12	5.03	6.59	6.28
1957	6.50	9.62	10.17	8.74	6.51	3.65	3.27	3.20	3.49	4.23	6.27	7.78	6.12
1958	8.78	8.25	10.71	9.98	6.68	4.66	4.07	4.00	4.65	5.51	8.96	10.03	7.19
1959	12.17	11.62	10.86	7.73	4.24	3.57	3.05	3.54	3.15	4.42	5.18	7.71	6.44
1960	7.84	8.76	8.03	5.69	4.06	3.70	3.47	2.93	2.73	3.97	8.65	11.42	5.94
1961	12.16	8.66	11.13	8.61	4.50	3.72	3.52	3.63	2.81	3.34	4.25	5.81	6.01
1962	10.65	10.84	15.43	6.88	4.78	3.46	3.28	3.11	3.02	3.31	4.54	5.39	6.22
1963	6.48	7.85	15.29	9.53	5.52	4.01	3.44	3.26	4.04	4.00	5.63	9.43	6.54
1964	9.04	11.13	9.18	8.13	5.01	3.03	3.49	3.00	2.36	3.46	4.96	4.51	5.61
1965	6.16	8.47	10.71	6.37	4.32	3.48	3.36	3.39	3.82	5.44	6.82	9.17	5.96
1966	11.35	11.09	7.43	6.76	4.94	3.99	3.85	4.02	4.30	5.83	7.52	6.91	6.50
1967	7.91	12.79	16.89	5.64	4.26	3.71	2.81	2.41	2.58	5.21	6.59	6.26	6.42
1968	8.36	7.21	7.55	5.27	3.78	2.95	2.55	2.25	2.58	3.74	4.92	6.16	4.78
1969	7.84	8.85	11.25	8.57	4.74	3.36	3.03	3.16	3.24	4.84	6.03	9.18	6.17
1970	10.92	7.37	8.54	7.01	5.81	1.59	1.92	2.58	1.42	3.06	1.33	8.57	5.01
1971	7.52	12.38	10.87	6.49	3.88	3.27	3.65	3.68	3.69	3.81	5.27	8.12	6.05
1972	8.40	9.25	15.05	8.45	5.98	4.96	4.74	5.43	5.48	5.71	5.97	7.33	7.23
1973	11.27	12.56	13.19	11.26	6.72	4.20	3.39	3.32	3.15	5.47	6.92	7.80	7.44
1974	12.37	18.10	11.97	7.69	5.25	4.84	3.79	3.70	2.71	3.18	3.27	5.96	6.90
1975	7.12	10.28	16.49	12.61	6.26	3.06	2.88	2.85	2.49	2.89	3.07	4.07	6.17
1976	9.97	8.01	9.93	6.67	4.83	3.74	3.06	3.26	3.34	5.38	7.04	6.97	6.02
1977	9.83	12.28	16.42	5.92	6.09	3.88	4.00	4.43	4.03	5.03	7.69	6.79	7.20
1978	7.59	8.20	9.09	12.29	7.22	3.32	2.64	2.64	4.63	4.79	6.34	10.59	6.61
1979	14.02	11.09	10.13	10.07	6.60	5.70	4.97	4.54	4.18	5.71	7.64	8.07	7.73
1980	7.99	8.60	7.96	8.47	6.44	9.46	7.51	7.58	9.80	11.48	10.73	9.57	8.80
1981	7.38	11.96	11.13	4.90	5.11	5.87	3.57	2.53	3.13	4.88	7.85	8.67	6.42
1982	8.60	13.28	11.94	5.96	3.12	2.55	1.99	1.87	1.98	3.06	5.75	8.21	5.69
1983	11.53	10.24	10.38	8.87	7.23	6.80	5.81	4.26	4.43	4.35	6.20	7.09	7.27
1984	5.76	14.75	10.26	7.01	5.54	3.49	2.71	2.81	2.69	4.26	4.40	6.16	5.82
1985	5.84	5.23	5.26	5.21	3.37	2.29	2.23	2.30	2.69	3.31	5.22	6.48	4.12
1986	10.03	7.76	7.88	7.88	5.87	4.41	3.86	3.84	7.49	8.84	4.02	10.24	6.84
1987	19.13	13.78	5.91	6.38	4.87	4.21	3.49	3.10	3.16	3.82	4.49	4.50	6.40
1988	9.75	12.61	6.71	7.84	5.47	3.32	4.15	3.99	2.47	2.72	2.89	4.76	5.56
1989	4.57	5.62	4.20	3.55	2.39	3.58	2.44	2.76	3.18	5.54	7.17	6.48	4.29
1990	10.13	10.82	5.60	4.44	3.75	3.27	2.80	2.70	2.17	4.24	5.86	6.98	5.23
1991	7.42	9.07	14.24	4.41	4.56	2.03	1.82	1.00	1.74	2.29	3.07	10.46	5.18
1992	4.18	6.31	11.13	7.10	1.92	1.76	0.99	1.75	2.76	3.50	3.98	4.78	4.18
1993	5.90	9.33	16.92	12.18	8.78	6.44	4.46	4.72	4.85	4.19	7.89	4.23	7.49
1994	7.44	11.16	11.24	8.75	3.48	4.54	2.59	2.36	2.14	3.28	4.63	6.01	5.64
1995	7.63	8.06	8.51	6.80	4.07	3.93	3.80	3.67	3.58	2.64	3.64	5.27	5.13
1996	4.31	5.69	8.02	10.99	2.81	1.34	2.59	1.58	2.02	3.77	3.39	4.63	4.26
1997	6.73	14.49	10.52	5.68	4.41	4.19	3.45	3.67	5.01	4.88	11.55	5.85	6.70
MAX	19.13	18.10	16.92	12.61	8.78	9.46	7.51	7.58	9.80	11.48	11.55	11.42	8.80
MEDIA	8.75	10.14	10.57	7.69	4.97	3.86	3.36	3.26	3.45	4.40	5.69	7.12	6.11
MIN	4.18	5.23	4.20	3.55	1.92	1.34	0.99	1.00	1.42	2.29	1.33	4.07	4.12

Fuente: Elaboración propia

De esta manera, con la serie de caudales naturales generada se identificó los años más secos del periodo 1954-1997, los cuales son: 1968 (4.78 m³/s), 1970 (5.01 m³/s), 1985 (4.12 m³/s), 1989 (4.29 m³/s), 1992 (4.18 m³/s) y 1996 (4.26 m³/s).

Una vez hecho esto, se calculó el aporte hídrico glaciar de la subcuenca Blanco mediante un promedio de los caudales mínimos para cada uno de los años más secos de la serie histórica, los cuales coincidieron con la época de estiaje (mayo-septiembre) debido a que durante este

periodo las precipitaciones son mínimas o nulas por lo que se asume que el único aportante de los ríos, son los glaciares. Por tal motivo, se consideró el siguiente resultado:

Cuadro 96. Caudales Medio Mensuales para los 6 años más secos - subcuenca Blanco (m³/s)

AÑO	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
1968	8.36	7.21	7.55	5.27	3.78	2.95	2.55	2.25	2.58	3.74	4.92	6.16	4.78
1970	10.92	7.37	8.54	7.01	5.81	1.59	1.92	2.58	1.42	3.06	1.33	8.57	5.01
1985	5.84	5.23	5.26	5.21	3.37	2.29	2.23	2.30	2.69	3.31	5.22	6.48	4.12
1989	4.57	5.62	4.20	3.55	2.39	3.58	2.44	2.76	3.18	5.54	7.17	6.48	4.29
1992	4.18	6.31	11.13	7.10	1.92	1.76	0.99	1.75	2.76	3.50	3.98	4.78	4.18
1996	4.31	5.69	8.02	10.99	2.81	1.34	2.59	1.58	2.02	3.77	3.39	4.63	4.26

Fuente: Elaboración propia

$$Q_{glac.promedio} = \frac{2.25 + 1.42 + 2.23 + 2.39 + 0.99 + 1.34}{6}$$

$$Q_{glac.promedio} = \frac{10.62}{6} = 1.77 \text{ m}^3/\text{s}$$

2.2.2. CAUDAL DE ESTIAJE

Este método consiste en estimar el mínimo caudal promedio de la época de estiaje, para lo cual se seleccionó el año más seco histórico del periodo 1954-2010 que presenta el menor valor anual posible tanto del registro histórico de precipitación como de escorrentía para la subcuenca Blanco. En ese sentido, se escogió el siguiente año:

Cuadro 97. Valores mensuales de precipitación y escorrentía del año más seco histórico– Subcuenca Blanco (mm).

Precipitación Total Mensual (mm)													
AÑO	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
1992	156.0	119.3	108.8	98.3	7.9	5.2	0.0	5.2	5.2	81.3	100.9	28.8	717.0
Escorrentía Total Mensual (mm)													
1992	47.8	65.2	127.3	78.6	21.9	19.5	11.3	20.0	30.5	40.1	44.0	54.7	561.0

Fuente: Elaboración propia

De lo anterior, podemos mencionar que el año 1992 se encuentra dentro de los 3 años más secos del periodo 1954-2010 considerando la escorrentía total anual, siendo ésta de 561 mm. Asimismo, se escogió para el método debido a que presentaba el menor valor anual de la precipitación total que corresponde a 717 mm. En ese sentido, su utilidad para la estimación del aporte glaciar se muestra en mayor medida debido a que los aportes de lluvias en los 5 meses de estiaje corresponden a 23.5 mm y que traen consigo una escorrentía de estiaje con un valor de 103.2 mm para dicho año.

Cuadro 98. Valores mensuales de caudal (m³/s) del año más seco histórico- subcuenca Blanco

AÑO	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
1992	4.18	6.31	11.13	7.10	1.92	1.76	0.99	1.75	2.76	3.50	3.98	4.78	4.18

Fuente: Elaboración propia

$$Q_{estiaje} = \frac{1.92 + 1.76 + 0.99 + 1.75 + 2.76}{5}$$

$$Q_{estiaje} = \frac{9.18}{5} = 1.84 \text{ m}^3/\text{s}$$

2.2.3. CURVA DE DURACIÓN O PERSISTENCIA

Este método consiste en un análisis de frecuencias de la serie histórica de caudales medios mensuales, el cual nos permite estimar el caudal asociado a una determinada probabilidad de ocurrencia. En este caso en particular, consideraremos como el caudal aportado por el glaciar al que se presenta con un 99% de persistencia que se relaciona a un caudal base presente en los ríos. Para lo cual, se realizó un promedio de caudales de los meses de estiaje (junio-septiembre) por año, se ordenaron de mayor a menor y se asignaron los porcentajes de frecuencia a cada uno según un número de orden. Cabe resaltar que no se escogió el mes de mayo por presentar gran cantidad de datos mucho mayores a los mostrados para los otros meses de estiaje.

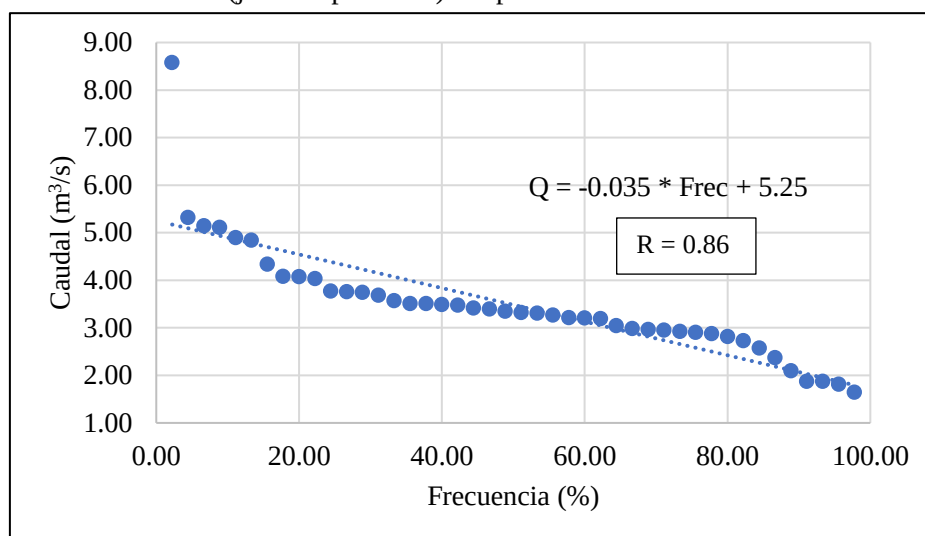
Una vez hecho esto, se correlacionó el porcentaje de frecuencia y su respectivo caudal promedio para hallar una ecuación que nos permitió encontrar los caudales a determinados porcentajes de frecuencia. Estos resultados se presentan en los siguientes cuadros y figuras:

Cuadro 99. Frecuencias de los caudales promedios de estiaje (m³/s)

N°	Frecuencia (%)	Jun	Jul	Ago	Sep	Promedio (J-S)
1	2.22	9.46	7.51	7.58	9.80	8.59
2	4.44	6.80	5.81	4.26	4.43	5.33
3	6.67	4.96	4.74	5.43	5.48	5.15
4	8.89	6.44	4.46	4.72	4.85	5.12
5	11.11	4.41	3.86	3.84	7.49	4.90
6	13.33	5.70	4.97	4.54	4.18	4.85
7	15.56	4.66	4.07	4.00	4.65	4.34
8	17.78	3.88	4.00	4.43	4.03	4.09
9	20.00	4.19	3.45	3.67	5.01	4.08
10	22.22	3.99	3.85	4.02	4.30	4.04
11	24.44	5.87	3.57	2.53	3.13	3.78
12	26.67	4.84	3.79	3.70	2.71	3.76
13	28.89	3.93	3.80	3.67	3.58	3.75
14	31.11	4.01	3.44	3.26	4.04	3.69
15	33.33	3.27	3.65	3.68	3.69	3.57
16	35.56	3.48	3.36	3.39	3.82	3.52
17	37.78	4.20	3.39	3.32	3.15	3.52
18	40.00	4.21	3.49	3.10	3.16	3.49
19	42.22	3.32	4.15	3.99	2.47	3.48
20	44.44	3.72	3.52	3.63	2.81	3.42
21	46.67	3.65	3.27	3.20	3.49	3.40
22	48.89	3.74	3.06	3.26	3.34	3.35
23	51.11	3.57	3.05	3.54	3.15	3.33
24	53.33	3.32	2.64	2.64	4.63	3.31
25	55.56	3.93	3.09	3.02	3.05	3.27
26	57.78	3.46	3.28	3.11	3.02	3.22
27	60.00	3.70	3.47	2.93	2.73	3.21
28	62.22	3.36	3.03	3.16	3.24	3.20
29	64.44	3.37	2.98	2.98	2.89	3.05
30	66.67	3.58	2.44	2.76	3.18	2.99
31	68.89	3.03	3.49	3.00	2.36	2.97
32	71.11	3.34	3.11	2.76	2.61	2.95
33	73.33	3.49	2.71	2.81	2.69	2.93
34	75.56	4.54	2.59	2.36	2.14	2.91
35	77.78	3.71	2.81	2.41	2.58	2.88
36	80.00	3.06	2.88	2.85	2.49	2.82
37	82.22	3.27	2.80	2.70	2.17	2.74
38	84.44	2.95	2.55	2.25	2.58	2.58
39	86.67	2.29	2.23	2.30	2.69	2.38
40	88.89	2.55	1.99	1.87	1.98	2.10
41	91.11	1.34	2.59	1.58	2.02	1.88
42	93.33	1.59	1.92	2.58	1.42	1.88
43	95.56	1.76	0.99	1.75	2.76	1.82
44	97.78	2.03	1.82	1.00	1.74	1.65

Fuente: Elaboración propia

Fig 59. Curva de duración de los caudales promedio de los meses de estiaje (junio-septiembre) del periodo 1954-1997



Fuente: Elaboración propia

De lo mostrado podemos mencionar que existe una correlación aceptable de coeficiente 0.86, que indica la relación inversamente proporcional entre las variables. Cabe resaltar que se escogió la ecuación de tipo lineal debido a que presentaba menores errores en la estimación de caudales cercanos al requerido. Entonces, hallada la ecuación de la curva de duración se procedió a estimar el caudal al 99% de persistencia, teniéndose un valor de 1.76 m³/s.

Cuadro 100. Frecuencias para los caudales de los meses de estiaje del periodo histórico

Frecuenc. (%)	5	10	20	25	30	40	50	60	70	75	80	90	95	97	99
Q gener. (m³/s)	5.07	4.90	4.54	4.37	4.19	3.84	3.49	3.13	2.78	2.60	2.43	2.07	1.90	1.83	1.76

Fuente: Elaboración propia

2.2.4. BALANCE HIDRICO

Para estimar el aporte hídrico de la superficie glaciar se realizó un balance hídrico simple, donde la entrada de agua a la cuenca se da a través de la precipitación y el caudal por deshielo, mientras que las pérdidas suceden principalmente por la evaporación. Considerando que la zona de estudio está situada en un ambiente de montaña, no se considerará la infiltración ya que el intercambio neto de agua subterránea en la cuenca es muy pequeño comparado con los otros componentes del balance hídrico y puede ser ignorado (adaptado de Dingman, 2002); esto se refleja en el hecho que a una mayor pendiente se produce una menor infiltración. Por lo tanto, la ecuación sería la siguiente:

$$Esc. Gl = Es - Pp + Evap \quad (Ec. 42)$$

Donde: “Pp” es la precipitación, “Es” es la lámina de agua superficial escurrida, “Evap” es la evaporación y “Esc. Gl” es la esorrentía de origen glaciar.

En esta ecuación se consideró como área para calcular el aporte hídrico glaciar, en m³/s, a la de los nevados y no a la de la subcuenca en total, debido a que el escurrimiento glaciar proviene

de la primera zona mencionada. Para ello se halló el promedio de las áreas estimadas a partir de las imágenes satelitales.

Cuadro 101. Área glaciár promedio de la subcuenca Blanco

AÑO	Área Glaciár (km ²)
1987	37.77
1990	36.50
1992	34.09
1995	33.88
1997	32.98
2005	31.86
2010	30.57
2016	28.88
Promedio	33.32

Fuente: Elaboración propia

A continuación, se presenta el resultado del balance hídrico realizado:

Cuadro 102. Balance hídrico de la subcuenca Blanco

Variable	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Precipitación (mm)	150.9	171.3	179.8	98.2	34.3	8.3	4.7	10.5	41.4	99.3	98.0	128.0
Evaporación (mm)	80.5	70.5	77.5	82.8	85.2	90.4	109.0	110.0	100.4	99.3	84.0	82.0
Escorrentía (mm)	100.1	104.7	120.9	85.1	56.9	42.8	38.4	37.3	38.2	50.4	63.0	81.5
Escorrentía glaciár (mm)	29.8	4.0	18.6	69.8	107.9	124.9	142.7	136.9	97.2	50.4	49.0	35.6
Q área glaciár (m ³ /s)	0.37	0.05	0.23	0.90	1.34	1.61	1.77	1.70	1.25	0.63	0.63	0.44

Fuente: Elaboración propia

$$Q_{glac. promedio} = \frac{3.48}{2} = 1.74 \text{ m}^3/\text{s}$$

Para esta investigación se consideró como al aporte hídrico por deshielo para los meses de estiaje al promedio de los valores encontrados por estos cuatro métodos, siendo este para la subcuenca Blanco de 1.78 m³/s.

Asimismo, considerando el área de la subcuenca Blanco se tiene que el rendimiento hídrico de origen glaciár resulta 7.6 lit/s*km². Finalmente con respecto al caudal promedio anual (6.11 m³/s) del área de estudio, el caudal por deshielo representa el 29.1%.

2.2.5. EL APOORTE GLACIAR EN RELACIÓN A LA DEMANDA HÍDRICA

Teniendo en cuenta el uso que se le da al recurso hídrico en la subcuenca del río Blanco, podemos establecer el aporte del caudal de deshielo sobre la demanda hídrica en época de estiaje. Para lo cual, primero estimaremos el volumen en miles de metros cúbicos (MMC) de agua que aporta la superficie glaciár en promedio y posteriormente, estableceremos el porcentaje que representa con respecto al volumen demandado:

Cuadro 103. Volumen promedio de aporte glaciar (Miles de metros cúbicos)

Caudal gl (m ³ /seg)	Tiempo (meses)	Volumen (MMC)
1.78	5	23530.2

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 104. Aporte glaciar en época de estiaje frente a las distintas demandas hídricas

Tipo de Demanda	Miles de Metros Cúbicos (MMC)						Vol. de deshielo (%)
	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Vol. demandado	
Poblacional	5.31	5.31	5.49	5.49	5.31	26.91	100
Agrícola	2962.90	2864.30	3289.60	3353.80	3488.13	15958.73	100
Energética	6713.28	6713.28	5571.07	5385.58	5287.84	29671.05	77.7
Volumen total demandado en época de estiaje (MMC)						45656.69	50.5

Fuente: Elaboración propia

De lo anterior podemos mencionar que si analizamos el aporte de deshielo para cada tipo de demanda, tenemos que cubre en su totalidad a la de tipo poblacional y agrícola. Asimismo, con respecto a la demanda energética, éste cubre en un 77.7%. Finalmente, a partir del volumen total demandado en época de estiaje, tenemos que el aporte glaciar cubre en 50.5%. De esta manera podemos observar la importancia del caudal glaciar en las actividades económicas que se desarrollan en la subcuenca del río Blanco.

2.2.6. RESUMEN

Con respecto a la temperatura del aire en la subcuenca del río Blanco, tenemos que la temperatura media anual es 5.0 °C, la temperatura mínima promedio anual es -0.3 °C y la temperatura máxima promedio anual es 13.0 °C. Asimismo, la evaporación total media anual corresponde a 1071.6 mm y la precipitación total media anual tiene un valor de 1023.4 mm.

Para el aporte hídrico promedio de la superficie glaciar de la subcuenca Blanco, se realizaron cuatro métodos como son: caudales mínimos (1.77 m³/s), el caudal de estiaje (1.84 m³/s), la curva de duración o persistencia (1.76 m³/s) y un balance hídrico simple con los valores medio anuales estimados para los componentes hidrológicos y el área glaciar promedio de la zona de estudio (1.74 m³/s). Teniéndose como valor considerado para la investigación el promedio de dichos métodos que corresponde a 1.78 m³/s.

Por otro lado, considerando el caudal promedio anual (6.11 m³/s) del área de estudio, el caudal por deshielo representa el 29.1%. Asimismo, considerando la superficie de la subcuenca Blanco se tiene que el rendimiento hídrico de origen glaciar resulta 7.6 Lit/s*km².

Finalmente, si analizamos el aporte de deshielo para cada tipo de demanda, tenemos que cubre en su totalidad a la de tipo poblacional y agrícola. Con respecto a la demanda energética, éste cubre en un 77.7%. Y a partir del volumen total demandado en época de estiaje, tenemos que el aporte glaciar cubre en 50.5%.

3. ESCENARIOS FUTUROS DE LA COBERTURA, RESERVA HIDRICA Y APOORTE HIDRICO GLACIAR

3.1. COBERTURA Y RESERVA HIDRICA GLACIAR

Para la estimación de las áreas y volúmenes para escenarios futuros se utilizó la ecuación adaptada por Colonia & Torres (2011):

$$A_2 = A_1 * (T_C + 1)^t \quad (Ec. 43)$$

Donde A_1 es el área en un tiempo 1, A_2 es el área en un tiempo 2, T_C tasa de cambio promedio anual y t es el número de años del periodo de análisis.

En ese sentido, se consideró en la estimación las tasas de cambio que fueron obtenidas de los promedios de los dos métodos desarrollados en la investigación:

Tc- Área Glaciar de la subcuenca Blanco $\rightarrow$ -0.93%

Tc-Volumen Glaciar de la subcuenca Blanco $\rightarrow$ -1.33%

A continuación, se calculó el área glaciar de la subcuenca Blanco para el año 1988 con la ecuación anterior:

$$Agl_{1988} = 37.77 * (-0.009348 + 1)^1$$

$$Agl_{1988} = 37.42 \text{ Km}^2$$

De la misma manera se realizó con el volumen glaciar:

$$Vgl_{1988} = 982.36 * (-0.013302 + 1)^1$$

$$Vgl_{1988} = 969.29 * 10^6 \text{ m}^3$$

Las otras estimaciones correspondientes a los siguientes años se muestran en el siguiente cuadro:

Cuadro 105. Áreas y Volúmenes Glaciares Proyectados durante el periodo 1987 - 2050

AÑO	Área Glaciar (Km ²)	Volumen Glaciar (x 10 ⁶ m ³)	AÑO	Área Glaciar (Km ²)	Volumen Glaciar (x 10 ⁶ m ³)
1987	37.77	982.36	2006	31.60	761.68
1988	37.42	969.29	2007	31.30	751.55
1989	37.07	956.40	2008	31.01	741.55
1990	36.72	943.68	2009	30.72	731.69
1991	36.38	931.13	2010	30.43	721.96
1992	36.04	918.74	2011	30.15	712.35
1993	35.70	906.52	2012	29.87	702.88
1994	35.37	894.46	2013	29.59	693.53
1995	35.04	882.56	2014	29.31	684.30
1996	34.71	870.82	2015	29.04	675.20
1997	34.39	859.24	2016	28.77	666.22
1998	34.07	847.81	2017	28.50	657.36
1999	33.75	836.53	2018	28.23	648.61
2000	33.43	825.41	2019	27.97	639.98
2001	33.12	814.43	2020	27.71	631.47
2002	32.81	803.59	2030	25.22	552.33
2003	32.50	792.90	2040	22.96	483.10
2004	32.20	782.36	2050	20.90	422.56
2005	31.90	771.95	Pérdida	16.87	559.80
			%	44.7	57.0

Fuente: Elaboración propia

Del cuadro anterior se puede decir que para el 2050, la subcuenca Blanco presentará un área glaciar de 20.9 km² y un volumen glaciar de 442.56*10⁶ m³, representando una pérdida de 44.7% y 57.0% respectivamente, en relación con la encontrada en 1987.

3.2. APOORTE HIDRICO GLACIAR

Con respecto a la estimación de los escenarios futuros del aporte hídrico glaciar se optó por realizar un balance hídrico por año, en este caso se consideró los años en los que se obtuvo el área glaciar de la subcuenca Blanco a partir de las imágenes satelitales. Para lo cual se necesitaron:

3.2.1. INFORMACIÓN DE EVAPORACIÓN TOTAL MENSUAL

Para lo cual al no contar con una estación en la zona de estudio que sirva como apoyo ni encontrar otra estación vecina que contenga un periodo de registro contemplando los años requeridos, se optó por considerar la evaporación total media mensual hallada anteriormente como valor invariable en los diferentes balances hídricos realizados.

3.2.2. INFORMACIÓN PLUVIOMÉTRICA

Al no contar con una estación pluviométrica en la zona de estudio que sirva como estación de apoyo se tuvo que considerar a la estación Parón (subcuenca Llullan) y a la estación Cullicocha (subcuenca Cedros). La elección se realizó teniendo en cuenta la proximidad, la similar altitud

y el factor forma; además por contar con un registro histórico que comprende los años requeridos.

Entonces, a partir del registro histórico de las estaciones mencionadas se realizó una matriz de variabilidad de la precipitación. En el caso de la estación Parón, el registro histórico fue obtenido del “Estudio Hidrológico de los ríos Santa y Chancay, centrales hidroeléctricas del Cañón del Pato y Carhuaquero” (Egenor, 2005) que corresponde al periodo 1953-2004 y del estudio “Evaluación de recursos hídricos de la cuenca del río Santa” (ANA, 2015) que presenta la información del año 2005-2007. Para la estación Cullicocha, el registro histórico se obtuvo del estudio “Evaluación de recursos hídricos de la cuenca del río Santa” (ANA, 2015) que presenta la información del año 2008-2012. **(Ver Anexo N° 05)**. Una vez desarrollada la matriz de variabilidad de las estaciones, se generó la serie de precipitación a partir del valor medio anual estimado anteriormente y que corresponde a 1023.4 mm. A continuación, se presentan los valores obtenidos:

Cuadro 106. Precipitaciones totales mensuales (mm) de la subcuenca Blanco para el periodo 1953-2010

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANUAL
1953	139.0	152.1	136.3	76.0	11.8	1.3	1.3	1.3	43.3	66.9	179.6	103.6	912.4
1954	249.1	78.7	195.3	43.3	53.7	6.6	2.6	0.0	52.4	125.8	89.1	162.5	1059.2
1955	123.2	275.3	267.4	127.2	35.4	7.9	3.9	19.7	57.7	65.5	59.0	119.3	1161.4
1956	207.1	258.2	190.1	133.7	23.6	0.0	0.0	0.0	77.3	112.7	43.3	51.1	1097.2
1957	112.7	201.9	212.4	97.0	24.9	2.6	1.3	3.9	60.3	86.5	132.4	144.2	1080.2
1958	135.0	128.5	171.7	86.5	34.1	10.5	0.0	6.6	10.5	108.8	11.8	34.1	738.0
1959	87.8	211.1	167.8	52.4	13.1	0.0	0.0	0.0	19.7	156.0	56.4	166.5	930.7
1960	249.1	209.7	116.7	107.5	24.9	0.0	0.0	30.2	40.6	2.6	133.7	64.2	979.2
1961	277.9	116.7	260.9	111.4	22.3	2.6	0.0	6.6	78.7	64.2	136.3	114.0	1191.6
1962	243.8	194.0	266.1	72.1	17.0	6.6	0.0	3.9	65.5	51.1	70.8	78.7	1069.7
1963	190.1	169.1	241.2	120.6	13.1	15.7	0.0	6.6	55.1	72.1	205.8	208.4	1297.8
1964	77.3	133.7	178.3	125.8	45.9	9.2	28.8	49.8	32.8	139.0	99.6	87.8	1008.1
1965	57.7	169.1	140.3	124.5	43.3	0.0	10.5	9.2	121.9	114.0	65.5	178.3	1034.3
1966	77.3	132.4	68.2	112.7	15.7	0.0	0.0	0.0	27.5	182.2	132.4	94.4	842.9
1967	222.8	225.5	209.7	66.9	38.0	2.6	18.4	28.8	35.4	142.9	68.2	44.6	1103.8
1968	166.5	125.8	146.8	47.2	17.0	1.3	6.6	17.0	41.9	112.7	49.8	102.2	835.0
1969	107.5	102.2	205.8	73.4	17.0	9.2	0.0	19.7	9.2	87.8	97.0	114.0	842.9
1970	178.3	148.1	150.8	120.6	114.0	11.8	3.9	14.4	82.6	121.9	102.2	120.6	1169.3
1971	144.2	200.6	327.7	131.1	15.7	6.6	2.6	38.0	66.9	127.2	114.0	165.2	1339.7
1972	118.0	211.1	322.5	167.8	44.6	13.1	2.6	11.8	38.0	86.5	112.7	102.2	1230.9
1973	169.1	148.1	180.9	156.0	35.4	34.1	9.2	10.5	108.8	200.6	121.9	258.2	1432.8
1974	207.1	348.7	199.3	49.8	0.0	0.0	38.0	26.2	36.7	30.2	55.1	98.3	1089.3
1975	238.6	171.7	288.4	157.3	49.8	0.0	0.0	17.0	124.5	107.5	59.0	121.9	1335.8
1976	187.5	211.1	188.8	66.9	27.5	0.0	17.0	22.3	22.3	21.0	56.4	108.8	929.4
1977	162.5	158.6	103.6	132.4	28.8	83.9	1.3	0.0	19.7	60.3	148.1	162.5	1061.8
1978	49.8	205.8	83.9	120.6	89.1	0.0	7.9	0.0	114.0	56.4	98.3	87.8	913.7
1979	61.6	124.5	211.1	57.7	14.4	0.0	0.0	2.6	31.5	27.5	102.2	116.7	749.8
1980	69.5	81.3	15.7	68.2	0.0	0.0	0.0	6.6	0.0	174.3	186.1	98.3	700.0
1981	106.2	212.4	192.7	5.2	1.3	5.2	0.0	28.8	1.3	0.0	120.6	226.8	900.6
1982	119.3	237.3	35.4	114.0	242.5	7.9	0.0	0.0	0.0	38.0	322.5	90.5	1207.3
1983	154.7	9.2	59.0	81.3	26.2	3.9	0.0	6.6	47.2	114.0	85.2	161.2	748.5
1984	124.5	229.4	238.6	135.0	10.5	2.6	3.9	0.0	1.3	62.9	91.8	107.5	1008.1
1985	131.1	145.5	154.7	32.8	11.8	1.3	0.0	5.2	115.4	64.2	114.0	139.0	915.0
1986	94.4	201.9	93.1	53.7	7.9	2.6	5.2	17.0	17.0	83.9	62.9	156.0	795.7
1987	200.6	191.4	111.4	100.9	30.2	1.3	1.3	6.6	35.4	27.5	74.7	157.3	938.6
1988	114.0	191.4	145.5	87.8	56.4	9.2	1.3	14.4	13.1	125.8	128.5	158.6	1046.1
1989	141.6	239.9	197.9	141.6	74.7	21.0	2.6	24.9	69.5	72.1	19.7	55.1	1060.5
1990	107.5	76.0	110.1	108.8	35.4	39.3	0.0	1.3	7.9	139.0	142.9	129.8	897.9
1991	137.6	128.5	170.4	119.3	100.9	3.9	1.3	1.3	3.9	246.4	131.1	136.3	1181.1
1992	156.0	119.3	108.8	98.3	7.9	5.2	0.0	5.2	5.2	81.3	100.9	28.8	717.0
1993	139.0	212.4	192.7	114.0	31.5	1.3	1.3	3.9	83.9	158.6	146.8	159.9	1245.3
1994	183.5	243.8	208.4	95.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	49.8	81.3	174.3	1036.9
1995	149.4	142.9	218.9	137.6	18.4	24.9	0.0	5.2	44.6	5.2	65.5	114.0	926.8
1996	239.9	256.9	108.8	148.1	26.2	0.0	0.0	0.0	0.0	184.8	106.2	111.4	1182.4
1997	135.0	121.9	74.7	68.2	47.2	22.3	9.2	1.3	60.3	85.2	118.0	237.3	980.5
1998	171.7	179.6	166.5	120.6	10.5	13.1	0.0	7.9	32.8	174.3	104.9	106.2	1088.0
1999	221.5	347.4	146.8	70.8	35.4	17.0	5.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	844.2
2000	106.2	270.0	271.4	118.0	59.0	0.0	0.0	26.2	52.4	43.3	62.9	191.4	1200.8
2001	300.2	107.5	317.2	47.2	39.3	0.0	14.4	0.0	56.4	120.6	184.8	98.3	1286.0
2002	107.5	153.4	300.2	82.6	14.4	1.3	2.6	0.0	32.8	170.4	22.3	120.6	1008.1
2003	119.7	128.9	174.2	47.5	23.6	8.4	4.2	4.7	16.0	64.2	51.1	153.1	795.6
2004	55.8	127.5	35.3	75.0	30.0	12.7	19.3	3.7	64.6	131.5	192.8	160.5	908.7
2005	177.6	103.0	245.4	90.5	7.5	0.7	0.0	19.8	42.6	135.3	40.2	210.3	1072.8
2006	106.2	130.6	234.8	148.8	5.4	6.9	4.3	10.4	19.9	110.9	114.2	224.4	1116.7
2007	106.6	83.2	241.3	125.2	23.6	0.4	8.4	11.0	31.6	168.8	121.9	119.6	1041.6
2008	195.6	153.4	160.6	110.8	40.2	13.0	4.7	21.2	22.4	132.6	73.8	61.3	989.6
2009	268.7	195.1	332.2	139.8	49.0	19.7	23.3	17.2	16.1	208.5	10.9	171.3	1451.7
2010	70.0	105.0	133.6	69.3	49.8	12.8	4.2	9.7	33.8	53.6	2.8	152.9	697.6
MAX	300.2	348.7	332.2	167.8	242.5	83.9	38.0	49.8	124.5	246.4	322.5	258.2	1451.7
MEDIA	150.9	171.3	179.8	98.2	34.3	8.3	4.7	10.5	41.4	99.3	98.0	128.0	1024.6
MIN	49.8	9.2	15.7	5.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	697.6

Fuente: Elaboración propia

3.2.3. INFORMACIÓN DE ESCORRENTÍA TOTAL MENSUAL

Para lo cual se consideró los caudales naturales de la zona de estudio durante el periodo 1954-1997. Sin embargo, al requerir los datos mensuales del año 2005 y 2010; y al no contar con ello la estación Colcas, se realizó una generación sintética de los caudales para el periodo 1998-2010 utilizando para ello el modelo hidrológico de Lutz Scholz (Tarazona, 2005) (**Ver Anexo N° 06**) a partir de los datos medio mensuales de precipitación anteriormente estimados.

3.2.3.1. MODELO DE LUTZ SCHOLZ

A. COEFICIENTE DE ESCURRIMIENTO

A continuación, se presenta la estimación de los coeficientes de escorrentía obtenidos por distintos métodos para su aplicación en el modelo:

Cuadro 107. Estimación de coeficientes de escorrentía

Datos Iniciales		Valor
Altitud Media (m.s.n.m.)		4314.3
Temperatura Media Anual (°C)		5.1
Precipitación Total Media Anual (mm) (*)		1023.4
Escorrentía Total Media Anual (mm) (**)		819.2
Resultados		Valor
Método de L. Turc	L	432.7
	D	401.6
	C	0.61
Método de Tarazona	ETP	1168.5
	Δ	0.64
	C	0.73
Establecido por ONERN	C	0.71
Registrado (** / *)	C	0.80
Coeficiente de escorrentía promedio (C)		0.71

Fuente: Elaboración propia

Para la presente investigación se consideró como coeficiente de escorrentía para el modelo al valor promedio de los resultados obtenidos en el cuadro anterior, que resultó ser 0.71.

B. PRECIPITACIÓN EFECTIVA

Una vez realizado el cálculo para determinar las mejores combinaciones de las curvas de precipitación efectiva que el modelo requiere, se encontró que las curvas III y IV, en efecto cumplían los requisitos y fueron las que se usaron para la estimación de la precipitación efectiva con los siguientes coeficientes de ponderación: 0.03 (C_{IV}) y 0.97 (C_V).

C. RETENCIÓN DE LA CUENCA

En ese sentido, se consideró 55.8% como pendiente media de la subcuenca Blanco teniéndose que la retención anual del acuífero es despreciable.

Con respecto a la lámina anual retenida por los nevados, se estimó mediante el método de las isoyetas la precipitación total media anual para el área glaciar de los diferentes años considerados en el periodo de estudio 1987-2016. Una vez hecho esto, se procedió a calcular un promedio resultando 1426.8 mm, lo que fue tomado como la lámina anual de los nevados. **(Ver Anexo N°07).**

Finalmente teniendo las láminas anuales para los distintos almacenes hídricos, se calculó el volumen aproximado de agua retenida, para lo cual se consideró el valor promedio de las áreas glaciares y lagunas obtenidas para los diferentes años del periodo de estudio 1987-2016 mediante la teledetección. Una vez hecho esto, se halló la retención de la subcuenca Blanco considerando para ello su área colectora (234.19 km²) y resultando un valor de 203.0 mm/año.

D. RELACIÓN ENTRE DESCARGAS Y RETENCIÓN

Para el caso de la subcuenca Blanco, se eligió la ecuación:

$$a = -0.00252 * \ln AR + 0.023 \quad (Ec. 44)$$

Donde:

a = Coeficiente de agotamiento por día

AR = Área de la cuenca (km²)

Teniéndose como resultado un valor de 0.0093 como coeficiente de agotamiento.

A continuación, se presenta un resumen de algunos resultados para la determinación del caudal mensual para el año promedio:

Cuadro 108. Datos de entrada para el modelo de Lutz Scholz

Descripción de la zona	Valor	Unidades
1. Precipitación total media anual, P	1024.6	mm
2. Evaporación total media anual, E	1072.4	mm
3. Pendiente media del desagüe, (S)	55.80	%
4. Area de lagunas (Al)	1.43	km ²
5. Área de glaciares (Agl)	33.32	km ²
6. Area de la cuenca (Ac)	234.19	km ²

Fuente: Elaboración Propia

Cuadro 109. Resultados para la estimación del caudal mensual para el año promedio

Resultados	Valor	Unidades
1. Coeficiente de escorrentía promedio (C)	0.71	
2. Coeficientes de ponderación - Curva III	0.02	
3. Coeficientes de ponderación - Curva IV	0.98	
4. Lámina anual de lagunas y acuífero potencial (La)	0.0	mm/año
5. Lámina anual de nevados (Ln)	1426.8	mm/año
6. Volumen de agua almacenada (Va)	47534458	m ³
7. Lámina retenida (R)	203.0	mm/año
8. Coeficiente de agotamiento (a)	0.0093	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 110. Estimación de caudales mensuales para el año promedio

Mes	N° días	Precipitación promedio mensual					Contribución de la retención				Q generado	
		Precipitación	Curva III	Curva IV	Curva V	PE	Q base (mm/mes)		Abastecimiento (mm/mes)		Q	Q
		mm/mes	mm/mes	mm/mes	mm/mes	mm/mes	bi	Gi	ai	Ai	mm/mes	m ³ /s
Enero	31	150.9	90.8	115.4	128.4	114.9			0.168	34.2	80.7	7.06
Febrero	28	171.3	114.0	139.1	151.4	138.6			0.203	41.2	97.3	9.42
Marzo	31	179.8	124.3	149.5	161.3	148.9			0.218	44.3	104.6	9.15
Abril	30	98.2	43.1	63.2	75.3	62.8			0.092	18.7	44.1	3.98
Mayo	31	34.3	8.2	17.0	22.8	16.8	0.8	65.8			82.6	7.23
Junio	30	8.3	1.3	3.6	5.2	3.6	0.6	50.3			53.9	4.87
Julio	31	4.7	0.7	2.0	2.9	2.0	0.4	37.1			39.1	3.42
Agosto	31	10.5	1.7	4.6	6.5	4.6	0.3	27.8			32.4	2.83
Setiembre	30	41.4	10.9	21.2	28.0	21.0	0.2	21.9			42.9	3.88
Octubre	31	99.3	43.9	64.1	76.2	63.7			0.093	19.0	44.7	3.91
Noviembre	30	98.0	42.9	63.0	75.0	62.6			0.092	18.6	43.9	3.97
Diciembre	31	128.0	67.9	91.1	104.2	90.6			0.133	27.0	63.7	5.57
Suma	365	1024.6	549.7	734.0	837.1	730.0	2.3	203.0	1.0	203.0	730.0	

Fuente: Elaboración propia

E. GENERACIÓN DE CAUDALES MENSUALES PARA PERIODOS EXTENDIDOS

Cuadro 111. Precipitación efectiva mensual (mm) de la subcuenca Blanco para el periodo 1953-2010

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
1953	105.8	123.0	112.9	48.6	5.8	0.6	0.6	0.6	22.0	42.9	114.7	73.3
1954	189.6	63.6	161.8	27.7	26.4	2.8	1.1	0.0	26.6	80.8	56.9	115.1
1955	93.8	222.6	221.5	81.3	17.4	3.4	1.7	8.6	29.3	42.1	37.7	84.5
1956	157.7	208.8	157.4	85.5	11.6	0.0	0.0	0.0	39.3	72.3	27.6	36.2
1957	85.8	163.3	175.9	62.0	12.2	1.1	0.6	1.7	30.6	55.5	84.6	102.1
1958	102.8	103.9	142.2	55.3	16.7	4.5	0.0	2.9	5.3	69.8	7.5	24.1
1959	66.9	170.7	139.0	33.5	6.4	0.0	0.0	0.0	10.0	100.1	36.0	117.9
1960	189.6	169.6	96.6	68.7	12.2	0.0	0.0	13.1	20.6	1.7	85.4	45.5
1961	211.6	94.4	216.1	71.2	10.9	1.1	0.0	2.9	39.9	41.2	87.1	80.8
1962	185.6	156.9	220.4	46.1	8.4	2.8	0.0	1.7	33.3	32.8	45.2	55.7
1963	144.7	136.8	199.8	77.1	6.4	6.8	0.0	2.9	27.9	46.3	131.4	147.6
1964	58.9	108.1	147.7	80.4	22.5	4.0	12.2	21.7	16.6	89.2	63.6	62.2
1965	43.9	136.8	116.2	79.6	21.2	0.0	4.4	4.0	61.9	73.2	41.9	126.3
1966	58.9	107.1	56.5	72.1	7.7	0.0	0.0	0.0	14.0	116.9	84.6	66.8
1967	169.7	182.3	173.7	42.7	18.7	1.1	0.0	12.6	18.0	91.7	43.5	31.6
1968	126.7	101.8	121.6	30.2	8.4	0.6	2.8	7.4	21.3	72.3	31.8	72.4
1969	81.8	82.7	170.5	46.9	8.4	4.0	0.0	8.6	4.7	56.4	62.0	80.8
1970	135.7	119.8	124.9	77.1	56.0	5.1	1.7	6.3	41.9	78.2	65.3	85.4
1971	109.8	162.2	271.4	83.8	7.7	2.8	1.1	16.6	33.9	81.6	72.8	117.0
1972	89.8	170.7	267.1	107.3	21.9	5.6	1.1	5.1	19.3	55.5	72.0	72.4
1973	128.7	119.8	149.8	99.7	17.4	14.7	0.0	4.6	55.2	128.7	77.9	182.9
1974	157.7	282.0	165.0	31.8	0.0	0.0	16.1	11.4	18.6	19.3	35.2	69.6
1975	181.6	138.9	238.9	100.5	24.5	0.0	0.0	7.4	63.2	69.0	37.7	86.3
1976	142.7	170.7	156.4	42.7	13.5	0.0	7.2	9.7	11.3	13.5	36.0	77.1
1977	123.8	128.3	85.8	84.6	14.2	36.2	0.6	0.0	10.0	38.7	94.6	115.1
1978	37.9	166.4	69.5	77.1	43.8	0.0	3.3	0.0	57.9	36.2	62.8	62.2
1979	46.9	100.7	174.8	36.9	7.1	0.0	0.0	1.1	16.0	17.7	65.3	82.6
1980	52.9	65.7	13.0	43.6	0.0	0.0	0.0	2.9	0.0	111.9	118.9	69.6
1981	80.8	171.7	159.6	3.4	0.6	2.3	0.0	12.6	0.7	0.0	77.0	160.6
1982	90.8	191.9	29.3	72.9	119.1	3.4	0.0	0.0	0.0	24.4	206.0	64.1
1983	117.8	7.4	48.9	51.9	12.9	1.7	0.0	2.9	24.0	73.2	54.4	114.2
1984	94.8	185.5	197.6	86.3	5.1	1.1	1.7	0.0	0.7	40.4	58.6	76.1
1985	99.8	117.7	128.1	20.9	5.8	0.6	0.0	2.3	58.6	41.2	72.8	98.4
1986	71.9	163.3	77.1	34.4	3.9	1.1	2.2	7.4	8.7	53.8	40.2	110.5
1987	152.7	154.8	92.3	64.5	14.8	0.6	0.6	2.9	18.0	17.7	47.7	111.4
1988	86.8	154.8	120.5	56.1	27.7	4.0	0.6	6.3	6.7	80.8	82.0	112.3
1989	107.8	194.0	164.0	90.5	36.7	9.0	1.1	10.9	35.3	46.3	12.6	39.0
1990	81.8	61.5	91.2	69.5	17.4	16.9	0.0	0.6	4.0	89.2	91.3	91.9
1991	104.8	103.9	141.2	76.2	49.6	1.7	0.6	0.6	2.0	158.1	83.7	96.5
1992	118.8	96.5	90.1	62.8	3.9	2.3	0.0	2.3	2.7	52.2	64.5	20.4
1993	105.8	171.7	159.6	72.9	15.4	0.6	0.6	1.7	42.6	101.8	93.8	113.3
1994	139.7	197.2	172.6	61.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	32.0	51.9	123.5
1995	113.8	115.6	181.3	88.0	9.0	10.7	0.0	2.3	22.6	3.4	41.9	80.8
1996	182.6	207.8	90.1	94.7	12.9	0.0	0.0	0.0	0.0	118.6	67.8	78.9
1997	102.8	98.6	61.9	43.6	23.2	9.6	3.9	0.6	30.6	54.7	75.3	168.0
1998	130.7	145.2	137.9	77.1	5.1	5.6	0.0	3.4	16.6	111.9	67.0	75.2
1999	168.7	280.9	121.6	45.2	17.4	7.3	2.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2000	80.8	218.4	224.8	75.4	29.0	0.0	0.0	11.4	26.6	27.8	40.2	135.5
2001	228.5	86.9	262.8	30.2	19.3	0.0	6.1	0.0	28.6	77.4	118.0	69.6
2002	81.8	124.0	248.6	52.8	7.1	0.6	1.1	0.0	16.6	109.4	14.2	85.4
2003	91.1	104.2	144.3	30.3	11.6	3.6	1.8	2.1	8.1	41.2	32.7	108.4
2004	42.5	103.1	29.2	47.9	14.7	5.5	8.1	1.6	32.8	84.4	123.2	113.6
2005	135.2	83.3	203.3	57.8	3.7	0.3	0.0	8.6	21.6	86.8	25.7	148.9
2006	80.8	105.6	194.5	95.1	2.6	3.0	1.8	4.5	10.1	71.2	72.9	158.9
2007	81.1	67.3	199.9	80.0	11.6	0.2	3.5	4.8	16.0	108.3	77.9	84.7
2008	148.9	124.0	133.0	70.8	19.8	5.6	2.0	9.2	11.4	85.1	47.1	43.4
2009	204.5	157.8	275.2	89.3	24.1	8.5	9.9	7.5	8.1	133.8	7.0	121.3
2010	53.3	84.9	110.7	44.3	24.5	5.5	1.8	4.2	17.2	34.4	1.8	108.3
MÁX	228.5	282.0	275.2	107.3	119.1	36.2	16.1	21.7	63.2	158.1	206.0	182.9
MEDIA	114.9	138.6	148.9	62.8	16.8	3.6	2.0	4.6	21.0	63.7	62.6	90.6
MIN	37.9	7.4	13.0	3.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 112. Números aleatorios con media cero y varianza uno para la generación sintética de caudales

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
1953	1.55	1.80	1.39	0.35	-1.03	1.60	-0.78	0.91	-1.01	1.45	-0.53	-0.01
1954	-0.62	0.86	-0.08	-0.05	-0.10	0.45	0.28	0.23	0.29	-0.70	-0.32	-0.06
1955	-0.09	-1.72	0.05	-1.26	0.68	2.41	-1.65	1.81	-1.36	0.08	1.49	-0.26
1956	0.29	2.05	2.44	-1.29	-0.19	2.39	-0.37	-0.46	-0.19	-0.56	1.60	1.73
1957	-0.73	-0.78	-1.53	1.21	-0.37	-0.69	0.45	1.04	-0.18	-0.08	0.30	-1.33
1958	-0.15	0.33	0.95	-1.21	1.97	1.06	-0.10	-0.54	0.08	0.09	-0.54	-0.26
1959	-0.74	-1.25	0.49	1.11	0.69	-2.04	-0.15	-0.68	0.57	1.15	-0.45	0.26
1960	0.51	1.32	-0.75	1.48	0.44	-1.09	-0.17	0.91	0.39	0.30	-0.95	0.15
1961	-0.15	0.78	0.30	-1.32	-0.42	-0.27	0.73	-0.09	-0.26	-0.92	-0.26	0.09
1962	-0.74	-0.47	-0.58	0.35	1.08	-0.98	-0.54	-1.27	-0.71	0.85	1.35	0.75
1963	-0.15	-0.09	-0.98	0.77	-0.04	0.29	0.55	-0.19	-0.38	-0.98	1.09	0.86
1964	-0.52	0.00	0.18	-1.97	-0.47	-0.26	-0.09	0.97	-0.32	-0.62	0.55	-0.11
1965	0.88	-0.63	-2.37	-0.12	0.34	0.21	-1.08	-0.20	-0.35	0.21	0.69	-1.81
1966	0.77	-1.17	0.56	-0.24	0.57	1.38	2.52	0.20	-0.96	-0.68	-1.22	-0.76
1967	1.03	-0.68	0.52	0.99	-2.21	-0.66	0.57	0.36	-0.62	-1.58	-1.04	1.00
1968	-0.85	0.77	-0.25	-1.59	0.87	-0.34	-1.12	0.00	-1.03	-0.42	0.95	0.74
1969	-1.25	-0.62	-0.08	0.87	-0.81	-0.07	0.38	-0.82	0.16	0.35	-0.61	-2.42
1970	0.14	0.15	0.87	2.79	-0.65	-0.54	0.66	1.78	-0.98	-0.12	-1.74	-0.56
1971	0.82	1.31	0.32	-0.02	-1.70	0.99	1.13	-0.07	0.75	-0.10	1.03	-0.55
1972	0.91	1.04	0.04	-0.29	2.06	-1.12	0.95	1.01	0.73	3.09	0.35	-1.00
1973	-1.57	-0.13	-0.75	0.95	-0.34	0.88	-0.02	0.01	0.37	0.96	0.58	-0.44
1974	-1.62	0.79	1.51	-0.99	-0.63	0.08	-1.15	-2.38	0.62	-0.45	1.52	-1.51
1975	0.13	1.17	1.77	-1.11	1.77	-0.36	-1.25	1.72	2.12	-0.68	-0.95	-1.06
1976	0.63	-0.37	0.48	1.15	0.44	-1.12	-0.28	-0.43	2.10	1.47	-0.19	1.31
1977	0.65	-1.68	-1.68	0.67	1.22	-0.18	1.03	1.91	0.78	1.34	2.45	0.13
1978	-0.75	0.27	0.65	0.28	0.44	0.40	0.82	1.35	-1.34	-0.29	-0.18	0.19
1979	0.21	1.33	0.43	-0.31	1.12	-1.57	-0.05	0.45	0.27	1.41	-0.75	-0.59
1980	0.72	0.58	-0.03	-1.21	0.59	-0.63	0.30	-1.62	0.30	0.55	0.93	0.13
1981	0.67	-1.15	-0.64	0.01	-0.46	-1.31	0.06	-0.67	-0.40	-1.94	-0.37	-0.32
1982	-1.53	-1.06	0.08	0.17	-1.28	0.67	0.46	-0.21	0.27	0.26	-0.54	-0.72
1983	-0.43	-0.90	0.92	-0.22	-1.03	0.39	-1.33	0.28	-1.34	-2.32	-0.12	-1.30
1984	0.36	-1.43	0.23	0.08	-0.35	-1.75	0.15	1.34	0.70	0.13	-0.50	-0.33
1985	-1.62	0.50	-1.90	-0.21	-0.20	-0.98	-0.79	-1.73	0.15	0.82	-0.37	-1.12
1986	-0.71	0.02	-0.63	1.03	0.76	0.04	0.76	1.10	0.14	-1.93	-0.10	0.26
1987	1.16	-1.64	-0.58	-0.75	-0.11	0.42	1.40	-0.91	1.24	0.93	0.42	0.23
1988	1.50	0.33	-0.40	-1.81	1.04	0.59	-0.23	0.03	-0.50	0.21	-1.55	-0.23
1989	0.01	2.15	-0.49	-0.01	-0.32	1.75	1.70	-1.02	-0.02	0.06	0.40	1.20
1990	-1.30	0.39	0.31	-1.19	-1.06	-0.67	-0.66	-0.23	-2.69	-0.01	-0.85	0.23
1991	2.73	0.49	-1.41	-0.90	1.61	0.13	0.46	-1.01	-0.30	0.67	1.11	2.58
1992	-1.15	-0.92	0.41	0.24	-1.74	-0.27	-1.20	0.32	1.23	-0.48	0.56	0.29
1993	-1.56	0.56	-1.61	1.05	0.47	1.23	-0.70	0.39	0.05	1.02	0.80	0.55
1994	-0.04	-0.41	1.48	-0.67	1.19	0.94	-1.29	-0.73	-0.40	-1.72	-0.51	-1.55
1995	2.10	1.57	-0.44	-0.02	0.43	0.72	-1.94	1.27	0.72	-1.06	-0.55	0.31
1996	0.41	-0.98	0.04	1.88	-0.61	-0.93	2.00	-1.40	-0.33	0.17	-2.45	-0.23
1997	-0.51	-0.42	0.10	-0.21	0.07	1.22	1.32	-0.60	-0.02	-0.83	2.00	0.12
1998	0.71	-1.23	-0.36	0.75	-1.44	-0.72	-0.65	-1.61	2.25	-1.04	-0.07	0.25
1999	-0.06	-0.71	0.21	0.63	-0.34	0.72	0.44	0.28	1.91	0.16	-0.93	1.30
2000	-0.76	0.21	-2.38	-0.15	0.17	-0.24	-0.73	-0.97	-0.21	-0.09	-0.40	1.10
2001	-1.30	-0.24	0.15	0.16	-2.71	-0.52	0.12	-0.11	0.73	-0.67	-0.68	0.06
2002	1.07	1.07	1.66	0.24	-0.12	-1.68	0.52	-0.28	1.20	1.21	-1.19	2.63
2003	0.80	-1.43	0.69	-1.17	0.32	-0.54	-0.10	-0.34	-1.05	0.66	-0.34	0.88
2004	-0.89	-0.13	0.31	1.75	-0.26	0.10	0.69	-0.70	-2.07	-0.11	-0.55	-1.50
2005	-0.26	-0.07	-0.20	-0.21	0.26	0.28	0.64	0.05	-1.38	0.12	-0.07	0.29
2006	1.11	-1.65	-1.55	0.09	-0.03	-0.62	-0.79	-0.08	-1.20	-0.25	2.29	1.47
2007	-0.39	1.18	1.29	0.08	-0.20	-0.40	-0.01	0.51	-0.31	-0.76	-0.59	-2.07
2008	0.30	-0.67	0.84	-1.30	-1.54	-1.59	-0.02	-0.86	0.66	0.04	-0.77	0.51
2009	-1.21	-1.77	-1.22	0.59	0.74	-0.35	0.53	0.97	-1.96	-1.10	1.40	-0.80
2010	1.54	0.88	1.44	-0.68	-0.75	-1.14	-0.33	1.30	0.66	0.68	-1.49	0.88
Media	0.00	-0.04	0.00	-0.01	-0.04	-0.07	0.04	0.00	-0.04	-0.04	-0.01	-0.01
Std	1.00	1.04	1.03	0.98	0.99	1.00	0.91	0.97	1.02	0.98	1.03	1.03

Fuente: Elaboración propia

E.1. REGRESIÓN LINEAL MÚLTIPLE

Se calcularon los parámetros B_0 , B_1 , B_2 , r y S , sobre la base de los resultados del modelo para el año promedio, mediante el cálculo de regresión con Q_t como valor dependiente y Q_{t-1} y PE_t , como valores independientes.

Cuadro 113. Variables requeridas en la regresión lineal múltiple para el proceso estocástico.

MES	Q_t (mm)	$Q(t-1)$ (mm)	PE (mm)
ENERO	80.7	63.7	114.9
FEBRERO	97.3	80.7	138.6
MARZO	104.6	97.3	148.9
ABRIL	44.1	104.6	62.8
MAYO	82.6	44.1	16.8
JUNIO	53.9	82.6	3.6
JULIO	39.1	53.9	2.0
AGOSTO	32.4	39.1	4.6
SETIEMBRE	42.9	32.4	21.0
OCTUBRE	44.7	42.9	63.7
NOVIEMBRE	43.9	44.7	62.6
DICIEMBRE	63.7	43.9	90.6

Fuente: Elaboración propia

Cuadro. Resultados de la regresión lineal múltiple.

Coeficientes estadísticos	
B_0	34.11
B_1	0.12
B_2	0.32
S	17.6
r	0.79
R^2	0.58
n	12

Fuente: Elaboración propia

En los siguientes cuadros se muestran los caudales sintéticos generados para el periodo 1953-2010, tanto en mm (escorrentía total mensual) y en m^3/s :

Cuadro 114. Caudales mensuales sintéticos (mm/mes) de la subcuenca Blanco para el periodo 1953-2010

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
Media												63.7
1953	85.9	94.3	86.4	53.8	24.2	52.6	25.4	44.7	29.6	64.5	64.9	57.6
1954	94.8	75.6	94.1	53.5	47.7	45.8	43.1	41.8	50.9	58.1	55.6	77.0
1955	72.3	94.5	117.0	59.6	54.5	69.2	23.9	60.4	35.1	52.7	69.5	66.5
1956	96.0	136.1	128.7	62.0	42.9	66.6	37.7	33.3	48.5	56.7	68.0	73.6
1957	62.0	85.0	83.1	77.7	42.9	31.6	43.2	51.7	48.0	56.7	71.4	60.1
1958	72.5	79.8	100.1	49.8	67.9	55.7	39.5	33.5	40.7	62.4	37.7	43.3
1959	52.2	80.8	93.9	68.7	52.2	16.9	34.4	30.4	47.4	85.1	50.5	81.0
1960	110.5	116.8	70.3	81.4	52.7	27.8	35.4	52.9	51.4	44.1	55.9	57.0
1961	107.1	86.0	117.2	55.7	39.4	36.0	46.7	39.5	48.6	42.5	64.1	68.7
1962	93.4	90.2	109.0	65.8	56.9	30.5	31.5	23.8	39.5	59.0	71.1	69.0
1963	87.0	87.3	97.4	79.2	45.0	44.9	45.7	38.2	43.2	42.8	93.9	102.5
1964	59.1	75.8	92.6	48.3	41.7	37.3	41.4	57.1	42.5	60.7	68.0	60.9
1965	65.5	78.6	53.6	64.6	52.4	42.7	28.2	36.4	54.3	66.4	63.3	61.4
1966	69.1	63.3	66.1	62.3	50.5	55.9	69.6	44.6	32.9	67.8	55.3	53.4
1967	106.8	97.5	107.4	71.8	23.2	29.6	44.1	47.5	38.4	50.0	42.1	60.7
1968	72.3	84.2	80.3	35.0	50.9	36.4	26.4	39.6	33.8	56.5	61.9	73.2
1969	54.7	60.0	95.1	70.4	35.8	38.8	43.0	32.5	41.3	61.1	54.2	38.7
1970	83.9	84.2	94.1	101.9	56.7	36.2	46.5	62.0	43.7	63.0	42.6	60.2
1971	85.9	111.4	138.2	77.1	26.2	49.4	53.2	44.9	58.9	66.1	77.1	74.5
1972	82.2	110.6	133.5	81.0	74.3	31.8	49.1	53.1	54.9	93.8	72.3	54.4
1973	63.9	78.7	83.0	86.8	46.0	54.3	40.3	40.4	60.9	93.7	76.8	96.9
1974	77.7	143.0	121.3	47.3	32.5	38.8	30.7	14.1	48.9	40.9	67.7	47.2
1975	99.6	103.9	143.4	70.6	70.6	38.3	24.3	59.1	85.7	58.6	42.2	54.7
1976	93.7	95.8	101.2	72.9	52.1	27.4	36.4	36.6	66.1	63.1	50.9	79.9
1977	90.8	66.8	50.3	74.9	61.5	50.9	52.1	62.1	53.6	68.2	100.6	84.5
1978	47.7	96.3	75.2	71.0	61.6	45.9	50.0	55.5	43.9	47.6	57.8	63.1
1979	59.0	88.7	105.7	54.8	55.7	22.7	36.2	43.9	47.5	61.5	53.8	60.2
1980	66.5	69.7	46.2	39.7	45.5	32.3	41.3	21.3	40.1	81.1	92.5	68.9
1981	75.9	85.1	88.1	45.7	34.4	23.9	37.6	34.9	33.8	15.9	56.5	88.7
1982	56.2	90.3	55.1	66.0	65.5	50.6	45.3	37.0	41.6	49.8	100.0	58.2
1983	73.9	34.9	64.5	55.9	33.0	43.0	23.9	41.1	31.3	34.7	54.3	62.3
1984	76.1	86.3	110.5	75.8	40.7	19.2	38.6	54.0	48.7	54.3	53.6	61.1
1985	54.8	84.1	63.4	45.9	39.1	27.7	28.3	18.4	56.8	63.4	60.8	60.1
1986	56.2	93.5	62.7	64.3	51.6	41.0	48.4	54.8	44.9	34.6	50.0	78.5
1987	105.7	77.5	66.3	54.1	44.0	44.3	55.5	31.1	57.8	57.2	61.0	79.8
1988	88.6	98.1	79.8	40.8	59.7	49.2	37.4	40.9	35.3	66.6	50.6	73.6
1989	77.5	130.3	96.6	74.5	51.0	63.1	61.4	33.1	49.1	55.5	49.3	66.2
1990	53.3	64.6	74.6	51.6	33.6	35.8	30.8	35.3	8.7	63.7	61.2	73.5
1991	107.7	85.8	73.4	57.0	75.2	45.0	44.9	28.0	34.6	96.7	85.1	104.7
1992	71.5	63.0	75.2	65.9	23.2	34.5	24.4	41.4	53.9	51.7	67.3	51.9
1993	56.4	102.4	79.0	78.9	53.7	54.7	32.7	43.0	53.4	84.8	83.4	86.7
1994	88.8	103.3	118.7	60.1	54.8	51.3	25.4	28.7	32.9	28.6	48.3	61.7
1995	102.0	101.3	99.3	73.9	50.6	51.8	18.0	51.5	55.7	29.6	44.8	68.9
1996	105.7	102.1	75.6	95.0	42.4	28.4	60.4	25.2	33.3	78.1	37.0	61.2
1997	68.5	69.1	63.3	53.2	48.6	56.9	57.2	34.1	47.7	47.8	86.9	99.8
1998	96.0	78.0	83.5	77.3	28.4	31.0	30.3	20.3	67.6	66.1	62.6	68.5
1999	95.7	127.6	90.6	66.5	43.6	49.9	45.7	42.7	61.0	43.1	28.5	52.4
2000	57.6	113.5	92.5	67.5	53.3	37.6	30.2	30.2	43.8	47.2	48.0	96.0
2001	104.0	71.6	128.8	60.8	16.4	30.1	41.0	37.7	56.1	57.9	71.1	65.6
2002	80.4	95.7	144.4	70.8	43.3	20.1	42.8	35.9	57.4	89.9	35.6	95.9
2003	83.9	61.1	95.6	41.7	46.4	34.5	37.6	35.3	28.8	58.3	47.6	84.7
2004	47.5	71.4	55.5	76.1	44.8	42.3	49.6	32.4	24.8	62.9	74.8	62.3
2005	82.0	69.7	105.4	62.7	45.6	42.8	46.5	42.9	30.3	67.0	49.5	91.1
2006	83.5	59.0	85.9	75.9	43.6	33.1	29.5	38.1	28.0	57.5	90.6	112.7
2007	69.0	77.4	122.2	75.1	44.4	34.8	39.2	46.1	41.2	65.1	60.0	44.7
2008	90.7	77.0	95.5	53.3	29.1	21.1	37.0	31.6	49.1	67.8	48.4	59.7
2009	93.0	75.5	117.5	83.4	60.2	39.9	48.0	53.2	20.5	66.9	60.2	71.1
2010	77.3	80.6	95.7	51.8	39.5	27.5	34.1	54.4	53.5	59.3	24.6	82.0
MÁX	110.5	143.0	144.4	101.9	75.2	69.2	69.6	62.1	85.7	96.7	100.6	112.7
MEDIA	79.2	87.3	92.1	64.8	46.6	39.9	39.7	40.2	45.0	59.4	60.9	70.2
MIN	47.5	34.9	46.2	35.0	16.4	16.9	18.0	14.1	8.7	15.9	24.6	38.7

Fuente: Elaboración propia

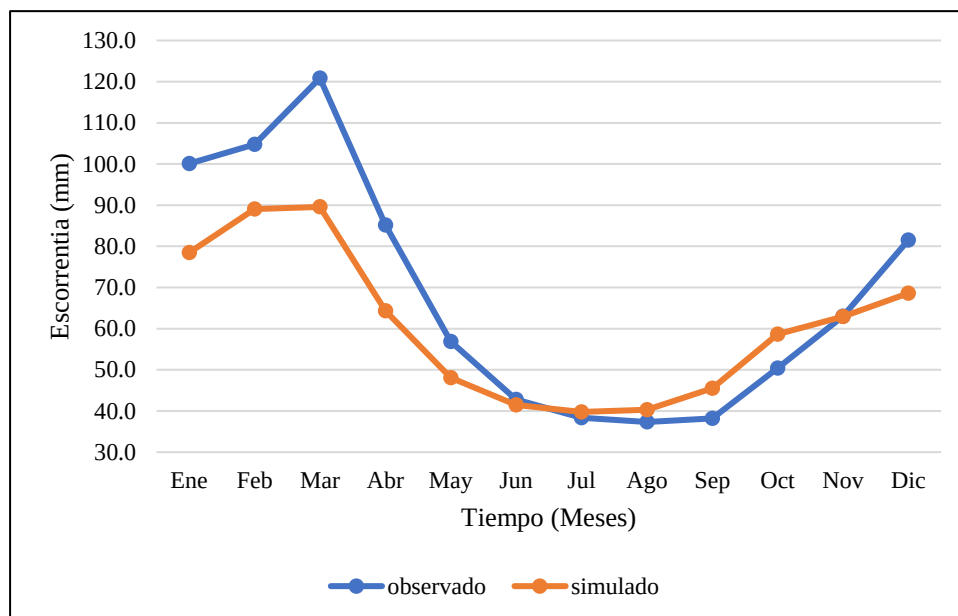
Cuadro 115. Caudales mensuales sintéticos (m³/s) de la subcuenca Blanco para el periodo 1953-2010

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
1953	7.51	9.13	7.55	4.86	2.11	4.76	2.22	3.91	2.67	5.64	5.87	5.04
1954	8.29	7.32	8.23	4.83	4.17	4.14	3.77	3.66	4.60	5.08	5.02	6.73
1955	6.32	9.15	10.23	5.38	4.77	6.25	2.09	5.28	3.17	4.61	6.28	5.81
1956	8.39	13.17	11.25	5.60	3.76	6.01	3.30	2.91	4.38	4.95	6.14	6.43
1957	5.42	8.23	7.27	7.02	3.76	2.86	3.77	4.52	4.33	4.96	6.45	5.26
1958	6.34	7.73	8.76	4.50	5.94	5.03	3.46	2.93	3.68	5.45	3.41	3.79
1959	4.57	7.82	8.21	6.20	4.56	1.52	3.01	2.66	4.29	7.44	4.57	7.08
1960	9.66	11.31	6.15	7.36	4.61	2.51	3.10	4.63	4.65	3.86	5.05	4.99
1961	9.37	8.33	10.24	5.03	3.44	3.25	4.08	3.45	4.39	3.72	5.80	6.00
1962	8.17	8.73	9.53	5.94	4.98	2.75	2.76	2.08	3.57	5.16	6.42	6.03
1963	7.61	8.45	8.52	7.15	3.94	4.06	4.00	3.34	3.91	3.75	8.49	8.96
1964	5.17	7.34	8.10	4.36	3.64	3.37	3.62	4.99	3.84	5.31	6.15	5.32
1965	5.73	7.61	4.68	5.84	4.59	3.86	2.46	3.18	4.91	5.81	5.72	5.37
1966	6.04	6.12	5.78	5.63	4.41	5.05	6.08	3.90	2.97	5.93	5.00	4.67
1967	9.34	9.44	9.39	6.49	2.03	2.68	3.86	4.15	3.47	4.37	3.80	5.31
1968	6.32	8.15	7.02	3.17	4.45	3.29	2.31	3.46	3.06	4.94	5.59	6.40
1969	4.78	5.81	8.31	6.36	3.13	3.51	3.76	2.84	3.73	5.34	4.90	3.39
1970	7.34	8.15	8.23	9.21	4.95	3.27	4.06	5.42	3.94	5.51	3.85	5.26
1971	7.51	10.78	12.08	6.96	2.29	4.47	4.65	3.93	5.32	5.78	6.97	6.51
1972	7.19	10.71	11.67	7.32	6.49	2.88	4.29	4.64	4.96	8.20	6.53	4.76
1973	5.59	7.62	7.25	7.84	4.02	4.91	3.52	3.54	5.50	8.19	6.94	8.47
1974	6.79	13.84	10.61	4.27	2.84	3.51	2.68	1.23	4.42	3.58	6.11	4.12
1975	8.71	10.06	12.54	6.38	6.17	3.46	2.12	5.16	7.74	5.12	3.82	4.78
1976	8.19	9.27	8.85	6.59	4.55	2.48	3.19	3.20	5.97	5.51	4.60	6.99
1977	7.94	6.47	4.40	6.77	5.37	4.60	4.55	5.43	4.84	5.96	9.09	7.39
1978	4.17	9.33	6.58	6.41	5.38	4.15	4.37	4.85	3.97	4.16	5.23	5.52
1979	5.16	8.59	9.24	4.96	4.87	2.05	3.17	3.84	4.29	5.38	4.86	5.27
1980	5.81	6.75	4.04	3.59	3.98	2.91	3.62	1.87	3.62	7.09	8.36	6.02
1981	6.64	8.24	7.71	4.13	3.01	2.16	3.29	3.05	3.06	1.39	5.11	7.76
1982	4.92	8.74	4.82	5.96	5.73	4.57	3.96	3.24	3.76	4.36	9.04	5.09
1983	6.46	3.38	5.64	5.05	2.89	3.89	2.09	3.59	2.83	3.04	4.91	5.45
1984	6.65	8.36	9.66	6.85	3.56	1.74	3.38	4.72	4.40	4.75	4.84	5.34
1985	4.79	8.15	5.55	4.15	3.42	2.50	2.48	1.60	5.13	5.55	5.49	5.25
1986	4.91	9.05	5.48	5.81	4.51	3.71	4.23	4.79	4.06	3.03	4.51	6.86
1987	9.25	7.51	5.79	4.88	3.84	4.00	4.86	2.72	5.22	5.01	5.51	6.97
1988	7.75	9.50	6.98	3.69	5.22	4.44	3.27	3.57	3.19	5.83	4.57	6.43
1989	6.78	12.61	8.44	6.73	4.46	5.70	5.37	2.90	4.44	4.85	4.45	5.79
1990	4.66	6.26	6.52	4.66	2.94	3.24	2.69	3.08	0.79	5.57	5.53	6.43
1991	9.42	8.31	6.42	5.15	6.58	4.07	3.92	2.45	3.13	8.46	7.69	9.16
1992	6.25	6.10	6.58	5.96	2.03	3.11	2.13	3.62	4.87	4.52	6.08	4.54
1993	4.93	9.91	6.91	7.13	4.70	4.94	2.86	3.76	4.83	7.42	7.54	7.58
1994	7.76	10.00	10.38	5.43	4.79	4.64	2.22	2.51	2.97	2.50	4.37	5.40
1995	8.92	9.80	8.68	6.67	4.43	4.68	1.57	4.50	5.03	2.59	4.04	6.02
1996	9.24	9.89	6.61	8.58	3.71	2.57	5.28	2.20	3.01	6.83	3.35	5.35
1997	5.99	6.69	5.53	4.80	4.25	5.14	5.00	2.99	4.31	4.18	7.85	8.72
1998	8.40	7.55	7.30	6.99	2.48	2.80	2.65	1.78	6.11	5.78	5.66	5.99
1999	8.37	12.35	7.93	6.01	3.82	4.50	4.00	3.73	5.51	3.77	2.58	4.58
2000	5.03	10.99	8.09	6.10	4.66	3.40	2.64	2.64	3.96	4.12	4.34	8.39
2001	9.09	6.93	11.26	5.49	1.44	2.72	3.58	3.29	5.07	5.06	6.42	5.73
2002	7.03	9.27	12.62	6.40	3.79	1.82	3.74	3.14	5.19	7.86	3.22	8.39
2003	7.33	5.92	8.36	3.77	4.06	3.12	3.29	3.09	2.61	5.10	4.30	7.40
2004	4.16	6.91	4.85	6.88	3.92	3.82	4.34	2.84	2.24	5.50	6.76	5.44
2005	7.17	6.75	9.22	5.66	3.99	3.87	4.06	3.75	2.74	5.86	4.47	7.97
2006	7.30	5.71	7.51	6.85	3.81	2.99	2.58	3.33	2.53	5.03	8.18	9.86
2007	6.03	7.49	10.69	6.79	3.88	3.14	3.43	4.03	3.72	5.69	5.42	3.91
2008	7.93	7.46	8.35	4.82	2.54	1.91	3.24	2.76	4.43	5.92	4.37	5.22
2009	8.13	7.31	10.27	7.54	5.26	3.61	4.20	4.66	1.86	5.85	5.44	6.21
2010	6.76	7.80	8.36	4.68	3.45	2.49	2.98	4.75	4.84	5.18	2.22	7.17
MÁX	9.66	13.84	12.62	9.21	6.58	6.25	6.08	5.43	7.74	8.46	9.09	9.86
MEDIA	6.92	8.45	8.06	5.86	4.08	3.60	3.47	3.52	4.07	5.20	5.50	6.14
MIN	4.16	3.38	4.04	3.17	1.44	1.52	1.57	1.23	0.79	1.39	2.22	3.39

Fuente: Elaboración propia

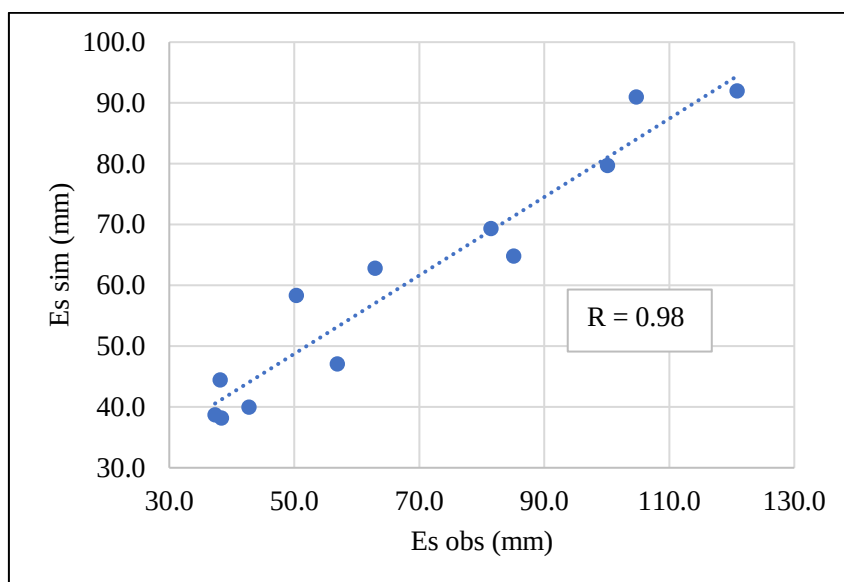
Luego de la generación de caudales mensuales sintéticos, se compararon los valores promedios simulados con los observados, que en este caso corresponderán a los caudales naturalizados de la subcuenca Blanco (periodo 1953-1997); teniéndose lo siguiente:

Fig 60. Comparación entre la escorrentía simulada y observada para la subcuenca Blanco



Fuente: Elaboración propia

Fig 61. Correlación entre la escorrentía simulada y observada para la subcuenca Blanco



Fuente: Elaboración propia

Cuadro 116. Estimación del error entre los caudales simulados y observados.

Meses	Q obs	ES obs	Q sim	ES sim	Error (%)
Ene	8.75	100.1	6.86	78.5	-21.6
Feb	10.14	104.7	8.62	89.0	-15.0
Mar	10.57	120.9	7.83	89.6	-25.9
Abr	7.69	85.1	5.81	64.4	-24.4
May	4.97	56.9	4.21	48.1	-15.4
Jun	3.86	42.8	3.75	41.5	-3.0
Jul	3.36	38.4	3.48	39.8	3.6
Ago	3.26	37.3	3.52	40.3	7.9
Sep	3.45	38.2	4.11	45.5	19.2
Oct	4.40	50.4	5.13	58.6	16.4
Nov	5.69	63.0	5.69	62.9	0.0
Dic	7.12	81.5	6.00	68.6	-15.8
Promedio					-6.2

Fuente: Elaboración propia.

De lo anterior se puede observar que el modelo presenta menor error en la época seca teniéndose el valor de 3.0% como el más bajo. En contraparte, durante la época húmeda es donde se presentan mayores errores de hasta 25.9%. Si bien el modelo podría aceptarse puesto que los errores están debajo del 30%, tendremos un mejor análisis al realizar una prueba de bondad de ajuste.

E.2. BONDAD DE AJUSTE

La bondad de ajuste de los caudales generados con los observados, se lleva a cabo mediante comparación de los datos observados con aquellos simulados, siempre y cuando exista dicha información.

Índice de eficiencia de Nash – Sutcliffe

El criterio de Nash – Sutcliffe es uno de los más usados en Hidrología. Se define como:

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim,i} - Q_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2} \quad (Ec. 45)$$

Donde:

$Q_{sim,i}$ = Caudal simulado para el mes i

Q_i = Caudal observado para el mes i

$\bar{Q}$ = Caudal promedio observado para el mes i

E = Índice de eficiencia de Nash - Sutcliffe

Esta medida de bondad de ajuste cuantifica la variabilidad de las observaciones con respecto a la simulación. Si la simulación es perfecta, $E = 1$; si se intentase ajustar las observaciones con el valor promedio entonces $E = 0$. Algunos valores sugeridos para la toma de decisiones son resumidos en la siguiente tabla:

Tabla 7. Valores referenciales del criterio de Nash - Sutcliffe

E	Ajuste
< 0.2	Insuficiente
0.2 – 0.4	Satisfactorio
0.4 – 0.6	Bueno
0.6 – 0.8	Muy bueno
> 0.8	Excelente

Fuente: Molnar, 2011

Para fines de representación de la estimación del índice de Nash Sutcliffe se reemplazó algunos valores quedando la ecuación de este modo (IMEFEN-UNI):

$$E = 1 - \frac{A}{B} \quad (Ec. 46)$$

Siendo los resultados para la subcuenca Blanco los siguientes:

Cuadro 117. Valores mensuales del índice de Nash Sutcliffe

Valor	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
A	576.0	535.7	765.0	371.9	120.7	139.9	92.5	97.9	158.4	203.6	197.2	274.2
B	641.1	1039.3	1308.7	319.4	139.4	307.7	382.6	406.7	406.0	240.1	194.9	200.9
E	0.10	0.48	0.42	-0.16	0.13	0.55	0.76	0.76	0.61	0.15	-0.01	-0.37
Ajuste	Insuficiente	Bueno	Bueno	Insuficiente	Insuficiente	Bueno	Muy bueno	Muy bueno	Muy bueno	Insuficiente	Insuficiente	Insuficiente

Fuente: Elaboración propia

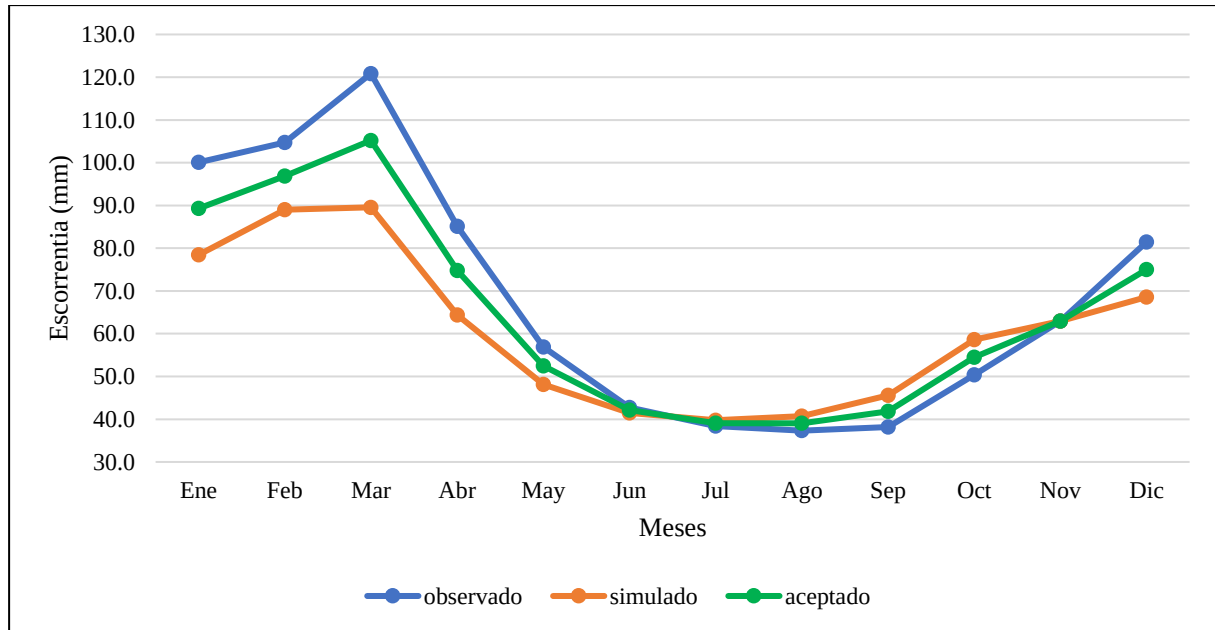
Cuadro 118. Índice de Nash Sutcliffe para el registro total generado

Valor	TOTAL
A	3533.1
B	5586.7
E	0.37
Ajuste	Satisfactorio

Fuente: Elaboración propia

De lo mostrado anteriormente, podemos observar que los mejores ajustes del modelo se producen desde el mes de junio hasta septiembre, que coincide con la época seca. Asimismo, se producen otros ajustes aceptables en los meses de febrero y marzo. Por lo tanto, podríamos trabajar con los datos generados para los meses con mejores ajustes; sin embargo, con la finalidad de mejorar los resultados y reducir los errores se procedió a establecer como los datos a considerar para la presente investigación al promedio entre los datos observados y simulados. Teniéndose lo siguiente:

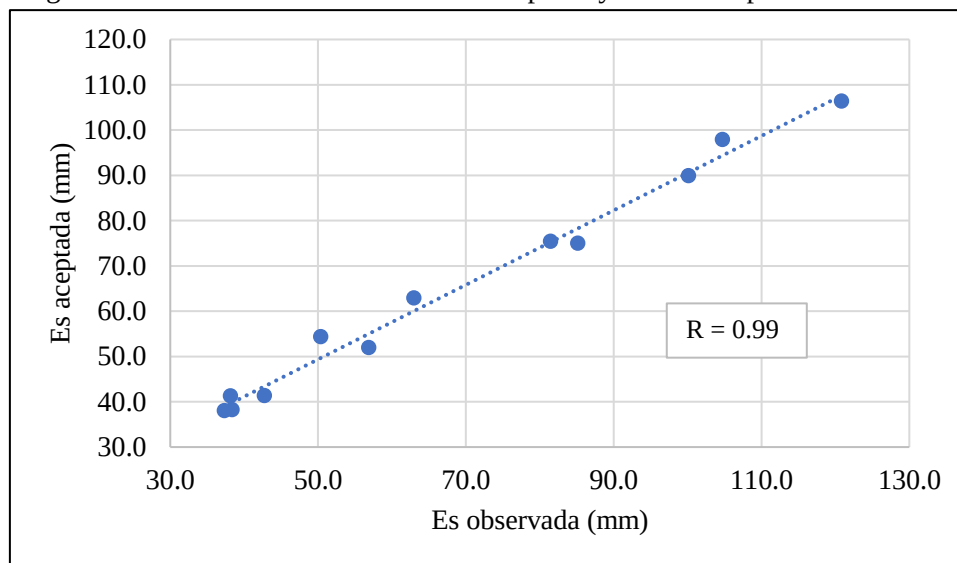
Fig 62. Comparación de la escorrentía aceptada con la simulada y la observada



Fuente: Elaboración propia

Luego, al realizar una correlación entre la escorrentía aceptada y la observada tenemos lo siguiente:

Fig 63. Correlación entre la escorrentía aceptada y observada para la subcuenca



Fuente: Elaboración propia

Cuadro 119. Estimación del error entre los caudales simulados y observados

MESES	Q obs	ES obs	Q sim	ES sim	Q aceptado	ES aceptado	Error (%)
Ene	8.75	100.1	6.86	78.5	7.81	89.3	-10.8
Feb	10.14	104.7	8.62	89.0	9.38	96.9	-7.5
Mar	10.57	120.9	7.83	89.6	9.20	105.2	-12.9
Abr	7.69	85.1	5.81	64.4	6.75	74.7	-12.2
May	4.97	56.9	4.21	48.1	4.59	52.5	-7.7
Jun	3.86	42.8	3.75	41.5	3.81	42.1	-1.5
Jul	3.36	38.4	3.48	39.8	3.42	39.1	1.8
Ago	3.26	37.3	3.56	40.7	3.41	39.0	4.6
Sep	3.45	38.2	4.12	45.6	3.78	41.9	9.7
Oct	4.40	50.4	5.13	58.6	4.76	54.5	8.2
Nov	5.69	63.0	5.69	62.9	5.69	63.0	0.0
Dic	7.12	81.5	6.00	68.6	6.56	75.0	-7.9
Promedio							-3.0

Fuente: Elaboración propia

Como se puede observar con los nuevos datos estimados los errores disminuyen en la mitad, lo que también mejorara los resultados de la prueba de bondad de ajuste que se muestra en el siguiente cuadro:

Cuadro 120. Valores mensuales del índice de Nash Sutcliffe

Valor	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
A	485.4	484.2	559.5	272.9	109.2	141.0	90.4	91.3	135.6	175.5	197.2	247.0
B	641.1	1039.3	1308.7	319.4	139.4	307.7	382.6	406.7	406.0	240.1	194.9	200.9
E	0.24	0.53	0.57	0.15	0.22	0.54	0.76	0.78	0.67	0.27	-0.01	-0.23
Ajuste	Satisfactorio	Bueno	Bueno	Insuficiente	Satisfactorio	Bueno	Muy bueno	Muy bueno	Muy bueno	Satisfactorio	Insuficiente	Insuficiente

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 121. Índice de Nash Sutcliffe para el registro total aceptado

Valor	TOTAL
A	2989.3
B	5586.7
E	0.46
Ajuste	Bueno

Fuente: Elaboración propia

De lo mostrado anteriormente, podemos observar que los mejores ajustes del modelo se producen desde el mes de junio hasta septiembre, que coincide con la época seca; así como los meses febrero y marzo. Por otro lado, los meses con ajustes satisfactorios son enero, mayo y octubre; teniéndose como únicos meses con ajuste insuficiente a abril, noviembre y diciembre. Por lo tanto, la utilización de los datos promedios entre los simulados con los observados ha mejorado los ajustes mensuales siendo casi en su totalidad de satisfactorios a muy buenos; siendo de este modo apropiada su utilización en la investigación. Cabe resaltar, que el modelo de Lutz Scholz tiene deficiencias en los meses de la época húmeda puesto que se presentan mayores errores en comparación con los meses de la época seca debido a esta desventaja se producen los resultados hasta ahora obtenidos. A continuación, se presentan los caudales y escurrientías aceptados y considerados en la presente investigación:

Cuadro 122. Caudales mensuales aceptados (m³/s) para la subcuenca Blanco

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	ANUAL
1954	9.43	7.96	9.67	5.61	4.56	4.20	3.70	3.50	4.23	4.72	5.02	7.36	5.83
1955	7.19	9.96	12.02	6.25	5.20	6.35	2.05	5.06	2.91	4.28	6.28	6.36	6.16
1956	9.55	14.33	13.22	6.50	4.10	6.11	3.24	2.79	4.03	4.61	6.15	7.04	6.80
1957	6.17	8.95	8.54	8.15	4.10	2.90	3.71	4.33	3.98	4.61	6.45	5.75	5.64
1958	7.22	8.41	10.28	5.23	6.48	5.11	3.40	2.81	3.38	5.07	3.41	4.14	5.41
1959	5.20	8.51	9.65	7.21	4.98	1.55	2.95	2.54	3.94	6.91	4.57	7.74	5.48
1960	10.99	12.30	7.22	8.55	5.03	2.55	3.04	4.43	4.27	3.59	5.05	5.46	6.04
1961	10.66	9.06	12.03	5.84	3.76	3.30	4.01	3.31	4.04	3.46	5.80	6.57	5.99
1962	9.29	9.50	11.19	6.90	5.43	2.80	2.71	2.00	3.28	4.80	6.42	6.60	5.91
1963	8.66	9.20	10.00	8.31	4.30	4.12	3.93	3.20	3.59	3.48	8.49	9.80	6.42
1964	5.89	7.99	9.51	5.07	3.97	3.42	3.56	4.78	3.53	4.93	6.15	5.82	5.38
1965	6.52	8.28	5.50	6.78	5.00	3.92	2.42	3.05	4.51	5.40	5.72	5.88	5.25
1966	6.88	6.67	6.79	6.54	4.81	5.12	5.98	3.73	2.73	5.51	5.00	5.11	5.41
1967	10.62	10.27	11.03	7.54	2.22	2.72	3.79	3.98	3.19	4.06	3.80	5.80	5.75
1968	7.19	8.87	8.24	3.68	4.86	3.34	2.27	3.32	2.81	4.60	5.59	7.00	5.15
1969	5.44	6.32	9.77	7.38	3.42	3.56	3.70	2.73	3.43	4.97	4.90	3.71	4.94
1970	8.35	8.87	9.67	10.70	5.41	3.32	3.99	5.19	3.63	5.12	3.85	5.76	6.16
1971	8.55	11.73	14.19	8.09	2.50	4.54	4.57	3.76	4.89	5.38	6.97	7.13	6.86
1972	8.18	11.65	13.71	8.50	7.09	2.92	4.22	4.45	4.56	7.63	6.54	5.21	7.05
1973	6.36	8.29	8.52	9.11	4.39	4.98	3.46	3.39	5.05	7.61	6.94	9.27	6.45
1974	7.73	15.06	12.46	4.96	3.10	3.56	2.64	1.18	4.06	3.33	6.11	4.51	5.73
1975	9.91	10.95	14.73	7.41	6.73	3.51	2.09	4.95	7.11	4.76	3.82	5.23	6.77
1976	9.32	10.09	10.39	7.65	4.97	2.51	3.13	3.07	5.49	5.13	4.60	7.64	6.17
1977	9.03	7.04	5.17	7.86	5.86	4.67	4.47	5.20	4.45	5.54	9.09	8.08	6.37
1978	4.74	10.15	7.73	7.45	5.88	4.21	4.29	4.65	3.65	3.87	5.23	6.04	5.66
1979	5.87	9.34	10.86	5.76	5.31	2.08	3.11	3.68	3.94	5.00	4.86	5.76	5.46
1980	6.61	7.34	4.74	4.17	4.35	2.96	3.55	1.79	3.33	6.59	8.36	6.59	5.03
1981	7.55	8.96	9.05	4.79	3.28	2.19	3.23	2.92	2.81	1.29	5.11	8.49	4.97
1982	5.59	9.51	5.66	6.92	6.25	4.64	3.89	3.10	3.45	4.05	9.04	5.57	5.64
1983	7.35	3.67	6.62	5.86	3.15	3.95	2.06	3.44	2.60	2.82	4.91	5.96	4.37
1984	7.57	9.10	11.35	7.95	3.88	1.76	3.32	4.52	4.04	4.41	4.85	5.85	5.72
1985	5.46	8.86	6.52	4.82	3.73	2.54	2.43	1.54	4.72	5.16	5.49	5.75	4.75
1986	5.59	9.85	6.44	6.75	4.93	3.76	4.15	4.59	3.73	2.81	4.52	7.51	5.39
1987	10.52	8.17	6.81	5.67	4.20	4.06	4.77	2.61	4.80	4.65	5.51	7.63	5.78
1988	8.82	10.33	8.20	4.28	5.70	4.51	3.22	3.42	2.93	5.42	4.57	7.04	5.70
1989	7.72	13.72	9.92	7.81	4.87	5.79	5.27	2.78	4.08	4.51	4.45	6.33	6.44
1990	5.31	6.81	7.66	5.42	3.21	3.29	2.64	2.96	0.72	5.18	5.53	7.03	4.65
1991	10.72	9.04	7.54	5.98	7.18	4.13	3.85	2.35	2.87	7.86	7.69	10.02	6.60
1992	7.11	6.64	7.72	6.92	2.21	3.16	2.10	3.47	4.48	4.20	6.09	4.97	4.92
1993	5.61	10.79	8.12	8.28	5.13	5.02	2.81	3.60	4.44	6.89	7.54	8.29	6.38
1994	8.83	10.88	12.20	6.30	5.23	4.71	2.18	2.41	2.73	2.32	4.37	5.91	5.67
1995	10.15	10.67	10.20	7.75	4.83	4.75	1.54	4.32	4.62	2.41	4.04	6.59	5.99
1996	10.51	10.76	7.76	9.97	4.05	2.61	5.19	2.11	2.76	6.35	3.35	5.86	5.94
1997	6.82	7.28	6.50	5.58	4.64	5.22	4.91	2.86	3.96	3.89	7.85	9.54	5.75
1998	9.56	8.22	8.58	8.11	2.71	2.85	2.60	1.70	5.62	5.38	5.66	6.56	5.63
1999	9.53	13.44	9.31	6.98	4.16	4.57	3.93	3.58	5.07	3.50	2.58	5.01	5.97
2000	5.73	11.96	9.50	7.09	5.09	3.45	2.59	2.53	3.64	3.83	4.34	9.18	5.74
2001	10.35	7.54	13.22	6.38	1.57	2.76	3.52	3.16	4.66	4.71	6.43	6.27	5.88
2002	8.00	10.08	14.83	7.43	4.14	1.85	3.68	3.01	4.77	7.31	3.22	9.17	6.46
2003	8.34	6.44	9.82	6.60	4.43	3.17	3.23	2.96	2.40	4.74	4.30	8.10	5.38
2004	4.73	7.52	5.70	7.99	4.28	3.88	4.26	2.72	2.06	5.11	6.76	5.96	5.08
2005	8.15	7.35	10.83	6.58	4.36	3.92	3.99	3.60	2.52	5.44	4.47	8.72	5.83
2006	8.31	6.21	8.82	7.96	4.16	3.03	2.53	3.19	2.33	4.67	8.19	10.78	5.85
2007	6.86	8.15	12.56	7.88	4.24	3.19	3.37	3.86	3.42	5.29	5.42	4.28	5.71
2008	9.03	8.11	9.81	5.59	2.78	1.94	3.18	2.65	4.08	5.51	4.37	5.71	5.23
2009	9.26	7.95	12.07	8.75	5.74	3.66	4.13	4.46	1.71	5.44	5.44	6.80	6.28
2010	7.69	8.49	9.83	5.43	3.77	2.52	2.93	4.56	4.45	4.82	2.22	7.84	5.38
MÁX	10.99	15.06	14.83	10.70	7.18	6.35	5.98	5.20	7.11	7.86	9.09	10.78	7.05
MEDIA	7.87	9.19	9.47	6.86	4.49	3.64	3.43	3.36	3.76	4.82	5.50	6.74	5.76
MIN	4.73	3.67	4.74	3.68	1.57	1.55	1.54	1.18	0.72	1.29	2.22	3.71	4.37

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 123. Escorrentías mensuales aceptadas (mm) para la subcuenca Blanco

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	ANUAL
1954	107.8	82.2	110.6	62.1	52.1	46.5	42.3	40.1	46.8	54.0	55.6	84.2	784.3
1955	82.3	102.8	137.5	69.2	59.5	70.3	23.5	57.9	32.2	49.0	69.5	72.7	826.4
1956	109.2	148.1	151.2	72.0	46.9	67.6	37.0	31.9	44.6	52.7	68.0	80.5	909.5
1957	70.6	92.5	97.7	90.3	46.9	32.1	42.4	49.5	44.1	52.7	71.4	65.8	755.8
1958	82.5	86.9	117.6	57.9	74.1	56.6	38.8	32.1	37.4	58.0	37.7	47.4	727.0
1959	59.4	88.0	110.3	79.8	56.9	17.1	33.8	29.1	43.6	79.1	50.6	88.6	736.2
1960	125.7	127.1	82.6	94.6	57.5	28.2	34.8	50.7	47.3	41.0	55.9	62.4	807.9
1961	121.9	93.6	137.6	64.7	43.0	36.6	45.9	37.8	44.7	39.5	64.2	75.1	804.6
1962	106.3	98.1	128.0	76.4	62.1	31.0	31.0	22.8	36.3	54.9	71.1	75.5	793.4
1963	99.1	95.0	114.4	92.0	49.2	45.6	44.9	36.6	39.7	39.8	93.9	112.1	862.4
1964	67.3	82.5	108.8	56.1	45.5	37.9	40.7	54.7	39.1	56.4	68.0	66.6	723.5
1965	74.5	85.5	62.9	75.1	57.2	43.3	27.7	34.9	49.9	61.8	63.3	67.2	703.4
1966	78.6	68.9	77.7	72.4	55.1	56.7	68.4	42.7	30.2	63.0	55.3	58.4	727.4
1967	121.5	106.1	126.2	83.4	25.4	30.1	43.4	45.5	35.3	46.5	42.1	66.4	771.8
1968	82.2	91.6	94.3	40.7	55.5	36.9	26.0	37.9	31.1	52.6	61.9	80.0	690.8
1969	62.3	65.3	111.7	81.7	39.1	39.4	42.3	31.2	37.9	56.8	54.2	42.4	664.3
1970	95.5	91.7	110.6	118.4	61.8	36.8	45.7	59.4	40.1	58.6	42.6	65.8	827.0
1971	97.7	121.2	162.3	89.5	28.6	50.2	52.3	43.0	54.1	61.5	77.1	81.5	919.2
1972	93.5	120.3	156.8	94.1	81.1	32.3	48.2	50.9	50.5	87.2	72.3	59.6	946.9
1973	72.8	85.6	97.5	100.8	50.2	55.2	39.6	38.7	55.9	87.1	76.8	106.0	866.3
1974	88.4	155.6	142.5	54.9	35.4	39.4	30.1	13.5	44.9	38.0	67.7	51.6	762.2
1975	113.3	113.1	168.5	82.0	77.0	38.9	23.9	56.6	78.7	54.5	42.2	59.8	908.5
1976	106.6	104.2	118.8	84.7	56.8	27.8	35.8	35.1	60.8	58.6	50.9	87.4	827.6
1977	103.3	72.7	59.1	87.0	67.1	51.7	51.2	59.5	49.2	63.4	100.7	92.4	857.3
1978	54.2	104.8	88.4	82.4	67.2	46.6	49.1	53.1	40.3	44.2	57.9	69.0	757.4
1979	67.2	96.5	124.2	63.7	60.8	23.0	35.6	42.1	43.7	57.2	53.8	65.9	733.5
1980	75.6	75.9	54.2	46.1	49.7	32.7	40.6	20.4	36.8	75.4	92.6	75.4	675.5
1981	86.4	92.6	103.5	53.0	37.6	24.2	37.0	33.4	31.1	14.7	56.5	97.1	667.2
1982	64.0	98.3	64.7	76.6	71.5	51.4	44.5	35.5	38.2	46.3	100.0	63.7	754.7
1983	84.1	38.0	75.7	64.9	36.0	43.7	23.5	39.3	28.8	32.3	54.3	68.2	588.9
1984	86.6	94.0	129.8	88.0	44.4	19.5	38.0	51.7	44.8	50.5	53.6	66.9	767.6
1985	62.4	91.6	74.5	53.3	42.7	28.1	27.8	17.6	52.2	59.0	60.8	65.7	635.7
1986	63.9	101.7	73.6	74.7	56.3	41.6	47.5	52.5	41.3	32.2	50.0	85.9	721.3
1987	120.3	84.4	77.8	62.8	48.0	45.0	54.6	29.8	53.1	53.2	61.0	87.3	777.3
1988	100.8	106.8	93.8	47.4	65.2	49.9	36.8	39.2	32.5	62.0	50.6	80.5	765.3
1989	88.2	141.8	113.4	86.5	55.7	64.0	60.3	31.7	45.1	51.6	49.3	72.4	860.0
1990	60.7	70.3	87.6	60.0	36.7	36.4	30.2	33.8	8.0	59.2	61.2	80.4	624.6
1991	122.6	93.4	86.3	66.2	82.1	45.7	44.1	26.8	31.8	89.9	85.2	114.6	888.6
1992	81.3	68.6	88.3	76.6	25.3	35.0	24.0	39.6	49.6	48.1	67.4	56.8	660.5
1993	64.1	111.4	92.8	91.6	58.7	55.6	32.1	41.2	49.1	78.8	83.4	94.8	853.8
1994	101.0	112.4	139.5	69.8	59.8	52.1	24.9	27.5	30.2	26.5	48.3	67.6	759.8
1995	116.1	110.2	116.6	85.8	55.2	52.6	17.7	49.4	51.2	27.5	44.8	75.4	802.4
1996	120.2	111.2	88.8	110.3	46.3	28.9	59.3	24.1	30.6	72.6	37.0	67.0	796.4
1997	78.0	75.2	74.3	61.8	53.1	57.8	56.2	32.7	43.9	44.4	86.9	109.1	773.3
1998	109.3	84.9	98.1	89.8	31.0	31.5	29.8	19.5	62.2	61.5	62.6	75.0	755.1
1999	108.9	138.8	106.5	77.3	47.6	50.6	44.9	40.9	56.1	40.1	28.5	57.3	797.6
2000	65.5	123.5	108.6	78.4	58.2	38.2	29.7	29.0	40.3	43.8	48.0	105.0	768.2
2001	118.4	77.9	151.2	70.6	17.9	30.5	40.3	36.1	51.6	53.8	71.1	71.7	791.2
2002	91.5	104.2	169.6	82.3	47.3	20.5	42.1	34.4	52.8	83.6	35.6	104.9	868.7
2003	95.4	66.5	112.3	73.1	50.6	35.1	36.9	33.8	26.5	54.2	47.6	92.6	724.8
2004	54.1	77.7	65.1	88.4	48.9	42.9	48.8	31.1	22.8	58.5	74.8	68.1	681.2
2005	93.3	75.9	123.8	72.8	49.8	43.4	45.7	41.1	27.9	62.3	49.5	99.7	785.1
2006	95.0	64.2	100.9	88.1	47.5	33.6	29.0	36.5	25.8	53.4	90.6	123.3	787.9
2007	78.5	84.2	143.6	87.3	48.4	35.3	38.6	44.2	37.8	60.5	60.0	48.9	767.3
2008	103.2	83.8	112.2	61.9	31.8	21.4	36.4	30.3	45.1	63.0	48.4	65.3	702.8
2009	105.9	82.2	138.0	96.9	65.7	40.5	47.2	51.0	18.9	62.2	60.2	77.8	846.5
2010	88.0	87.7	112.4	60.1	43.1	27.9	33.5	52.1	49.2	55.1	24.6	89.7	723.4
MÁX	125.7	155.6	169.6	118.4	82.1	70.3	68.4	59.5	78.7	89.9	100.7	123.3	946.9
MEDIA	90.0	94.9	108.3	75.9	51.3	40.2	39.2	38.5	41.6	55.2	60.9	77.1	773.1
MIN	54.1	38.0	54.2	40.7	17.9	17.1	17.7	13.5	8.0	14.7	24.6	42.4	588.9

Fuente: Elaboración propia

3.2.4. BALANCE HÍDRICO

Luego de estimar los valores para determinados años de los diferentes componentes de un balance hídrico simple se procedió a desarrollar su ecuación:

$$Esc. Gl = Es - Pp + Evap$$

Donde: “*Pp*” es la precipitación, “*Es*” es la lámina de agua superficial escurrida, “*Evap*” es la evaporación y “*Esc. Gl*” es la escorrentía de origen glaciar.

Para transformar la escorrentía glaciar en caudal se consideró el área glaciar promedio de la estimación de los valores para ese año y el siguiente utilizando la tasa de retroceso hallada con anterioridad, lo cual se muestra en el siguiente cuadro:

Cuadro 124. Áreas glaciares promedio para los balances hídricos

Años	Área (km ²)	Área media (km ²)
1987	37.77	37.60
1988	37.42	
1990	36.72	36.55
1991	36.38	
1992	36.04	35.87
1993	35.70	
1995	35.04	34.88
1996	34.71	
1997	34.39	34.23
1998	34.07	
2005	31.90	31.75
2006	31.60	
2010	30.43	30.29
2011	30.15	

Fuente: Elaboración propia

Luego, para obtener el aporte hídrico glaciar un año determinado se consideraron los dos meses de estiaje con mayor caudal glaciar.

Cuadro 125. Balance Hídrico para el año 1987

Variable	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Precipitación (mm)	200.6	191.4	111.4	100.9	30.2	1.3	1.3	6.6	35.4	27.5	74.7	157.3
Evaporación (mm)	80.5	70.5	77.5	82.8	85.2	90.4	109.0	110.0	100.4	99.3	84.0	82.0
Escorrentía (mm)	218.8	142.3	67.6	70.6	55.7	46.6	40.0	35.4	35.0	43.7	49.6	51.4
Escorrentía glaciar (mm)	98.8	21.4	33.6	52.5	110.8	135.7	147.6	138.9	100.0	115.5	58.9	-23.9
Q área glaciar (m ³ /s)	1.39	0.33	0.47	0.76	1.56	1.97	2.07	1.95	1.45	1.62	0.85	-0.34

Fuente: Elaboración propia

$$Q_{gl} \text{ promedio} = \frac{4.04}{2} = 2.02 \text{ m}^3/\text{s}$$

Cuadro 126. Balance Hídrico para el año 1990

Variable	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Precipitación	107.5	76.0	110.1	108.8	35.4	39.3	0.0	1.3	7.9	139.0	142.9	129.8
Evaporación	80.5	70.5	77.5	82.8	85.2	90.4	109.0	110.0	100.4	99.3	84.0	82.0
Escorrentía (mm)	115.8	111.8	64.0	49.2	42.9	36.2	32.0	30.9	24.0	48.5	64.9	79.8
Escorrentía glaciár (mm)	88.9	106.3	31.4	23.1	92.7	87.3	141.0	139.6	116.6	8.8	6.0	32.0
Q área glaciár (m³/s)	1.21	1.61	0.43	0.33	1.27	1.23	1.92	1.91	1.64	0.12	0.08	0.44

Fuente: Elaboración propia

$$Q_{gl} \text{ promedio} = \frac{3.83}{2} = 1.91 \text{ m}^3/\text{s}$$

Cuadro 127. Balance Hídrico para el año 1992

Variable	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Precipitación	156.0	119.3	108.8	98.3	7.9	5.2	0.0	5.2	5.2	81.3	100.9	28.8
Evaporación	80.5	70.5	77.5	82.8	85.2	90.4	109.0	110.0	100.4	99.3	84.0	82.0
Escorrentía (mm)	47.8	65.2	127.3	78.6	21.9	19.5	11.3	20.0	30.5	40.1	44.0	54.7
Escorrentía glaciár (mm)	-27.7	16.5	96.0	63.0	99.3	104.7	120.3	124.8	125.7	58.1	27.1	107.9
Q área glaciár (m³/s)	-0.37	0.24	1.29	0.87	1.33	1.45	1.61	1.67	1.74	0.78	0.37	1.44

Fuente: Elaboración propia

$$Q_{gl} \text{ promedio} = \frac{3.41}{2} = 1.71 \text{ m}^3/\text{s}$$

Cuadro 128. Balance Hídrico para el año 1995

Variable	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Precipitación	149.4	142.9	218.9	137.6	18.4	24.9	0.0	5.2	44.6	5.2	65.5	114.0
Evaporación	80.5	70.5	77.5	82.8	85.2	90.4	109.0	110.0	100.4	99.3	84.0	82.0
Escorrentía (mm)	87.2	83.2	97.3	75.3	46.5	43.5	43.5	42.0	39.6	30.3	40.3	60.2
Escorrentía glaciar (mm)	18.3	10.9	-44.1	20.4	113.4	109.1	152.5	146.8	95.5	124.3	58.7	28.2
Q área glaciar (m ³ /s)	0.24	0.16	-0.57	0.27	1.48	1.47	1.99	1.91	1.29	1.62	0.79	0.37

Fuente: Elaboración propia

$$Q_{gl} \text{ promedio} = \frac{3.90}{2} = 1.95 \text{ m}^3/\text{s}$$

Cuadro 129. Balance Hídrico para el año 1997

Variable	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Precipitación	135.0	121.9	74.7	68.2	47.2	22.3	9.2	1.3	60.3	85.2	118.0	237.3
Evaporación	80.5	70.5	77.5	82.8	85.2	90.4	109.0	110.0	100.4	99.3	84.0	82.0
Escorrentía (mm)	77.0	149.7	120.4	62.8	50.4	46.4	39.5	42.0	55.5	55.8	127.8	66.9
Escorrentía glaciar (mm)	22.5	98.3	123.1	77.4	88.5	114.5	139.2	150.7	95.6	69.9	93.8	-88.3
Q área glaciar (m ³ /s)	0.29	1.39	1.57	1.02	1.13	1.51	1.78	1.93	1.26	0.89	1.24	-1.13

Fuente: Elaboración propia

$$Q_{gl} \text{ promedio} = \frac{3.71}{2} = 1.85 \text{ m}^3/\text{s}$$

Cuadro 130. Balance Hídrico para el año 2005

Variable	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Precipitación	177.6	103.0	245.4	90.5	7.5	0.7	0.0	19.8	42.6	135.3	40.2	210.3
Evaporación	80.5	70.5	77.5	82.8	85.2	90.4	109.0	110.0	100.4	99.3	84.0	82.0
Escorrentía (mm)	93.3	75.9	123.8	72.8	49.8	43.4	45.7	41.1	27.9	62.3	49.5	99.7
Escorrentía glaciar (mm)	-3.8	43.4	-44.1	65.2	127.6	133.2	154.6	131.4	85.7	26.2	93.2	-28.5
Q área glaciar (m³/s)	-0.05	0.57	-0.52	0.80	1.51	1.63	1.83	1.56	1.05	0.31	1.14	-0.34

Fuente: Elaboración propia

$$Q_{gl} \text{ promedio} = \frac{3.46}{2} = 1.73 \text{ m}^3/\text{s}$$

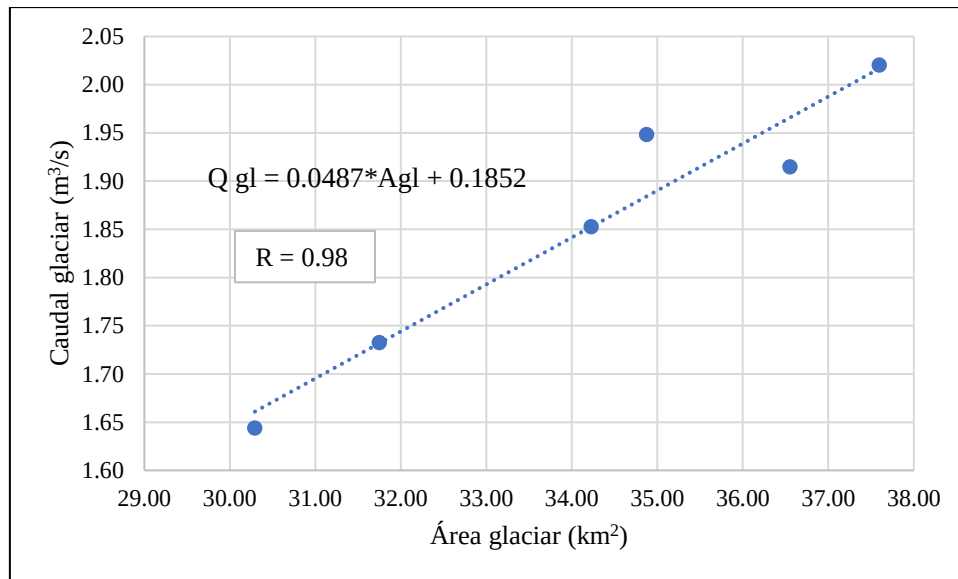
Cuadro 131. Balance Hídrico para el año 2010

Variable	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Precipitación	70.0	105.0	133.6	69.3	49.8	12.8	4.2	9.7	33.8	53.6	2.8	152.9
Evaporación	80.5	70.5	77.5	82.8	85.2	90.4	109.0	110.0	100.4	99.3	84.0	82.0
Escorrentía (mm)	88.0	87.7	112.4	60.1	43.1	27.9	33.5	52.1	49.2	55.1	24.6	89.7
Escorrentía glaciar (mm)	98.5	53.2	56.3	73.6	78.5	105.6	138.3	152.4	115.8	100.7	105.7	18.7
Q área glaciar (m³/s)	1.11	0.67	0.64	0.86	0.89	1.23	1.56	1.72	1.35	1.14	1.24	0.21

Fuente: Elaboración propia

$$Q_{gl} \text{ promedio} = \frac{3.28}{2} = 1.64 \text{ m}^3/\text{s}$$

Fig 64. Correlación entre el caudal glaciar - área glaciar para la subcuenca Blanco



Fuente: Elaboración propia

Cuadro 132. Estimación de los caudales glaciares a partir de correlación

Año	Área gl (km²)	Q gl (m³/s)	Q gl generado (m³/s)	Error (%)
1987	37.60	2.02	2.02	-0.21
1990	36.55	1.91	1.97	2.64
1995	34.88	1.95	1.88	-3.31
1997	34.23	1.85	1.85	-0.03
2005	31.75	1.73	1.73	-0.06
2010	30.29	1.64	1.66	1.01
Promedio			1.85	0.81

Fuente: Elaboración propia

De lo anterior podemos observar que el mayor error que presenta la ecuación se da en el año 1995 con un valor de 3.3% que resulta aceptable para la presente investigación. Entonces a partir de la ecuación de correlación se estimaron los caudales glaciares para diferentes años tomándose como variable independiente a las áreas glaciares obtenidas para cada año con la tasa de retroceso glaciar obtenida anteriormente. En el siguiente cuadro se muestran los resultados:

Cuadro 133. Estimación de los escenarios futuros del caudal glaciar para la subcuenca Blanco

Año	Área Glaciar (Km²)	Área Glaciar Media (Km²)	Q glaciar (m³/seg)	Volumen (MMC)	Rendimiento Hídrico del Glaciar (Lit/s*km²)
1987	37.77	37.60	2.02	63.6	53.6
1988	37.42	37.25	2.00	63.0	53.7
1989	37.07	36.90	1.98	62.5	53.7
1990	36.72	36.55	1.97	62.0	53.8
1991	36.38	36.21	1.95	61.5	53.8
1992	36.04	35.87	1.93	60.9	53.9
1993	35.70	35.54	1.92	60.4	53.9
1994	35.37	35.20	1.90	59.9	54.0
1995	35.04	34.88	1.88	59.4	54.0
1996	34.71	34.55	1.87	58.9	54.1
1997	34.39	34.23	1.85	58.4	54.1
1998	34.07	33.91	1.84	57.9	54.2
1999	33.75	33.59	1.82	57.4	54.2
2000	33.43	33.28	1.81	56.9	54.3
2001	33.12	32.96	1.79	56.5	54.3
2002	32.81	32.66	1.78	56.0	54.4
2003	32.50	32.35	1.76	55.5	54.4
2004	32.20	32.05	1.75	55.1	54.5
2005	31.90	31.75	1.73	54.6	54.5
2006	31.60	31.45	1.72	54.1	54.6
2007	31.30	31.16	1.70	53.7	54.6
2008	31.01	30.87	1.69	53.2	54.7
2009	30.72	30.58	1.67	52.8	54.8
2010	30.43	30.29	1.66	52.4	54.8
2011	30.15	30.01	1.65	51.9	54.9
2012	29.87	29.73	1.63	51.5	54.9
2013	29.59	29.45	1.62	51.1	55.0
2014	29.31	29.18	1.61	50.6	55.0
2015	29.04	28.90	1.59	50.2	55.1
2016	28.77	28.63	1.58	49.8	55.2
2017	28.50	28.36	1.57	49.4	55.2
2018	28.23	28.10	1.55	49.0	55.3
2019	27.97	27.84	1.54	48.6	55.4
2020	27.71	27.58	1.53	48.2	55.4
2030	25.22	25.10	1.41	44.4	56.1
2040	22.96	22.85	1.30	40.9	56.8
2050	20.90	20.81	1.20	37.8	57.6
Pérdida	16.87		0.82	25.8	
%	44.7		40.6	40.6	

Fuente: Elaboración propia

A partir del cuadro anterior podemos decir que para el año 2018 la subcuenca Blanco presentará un caudal glaciar promedio durante el periodo de estiaje de $1.55 \text{ m}^3/\text{s}$. Asimismo, podemos estimar el volumen de agua aportado siendo de 49.0 MMC aproximadamente y correspondiéndole al área glaciar promedio para ese año un rendimiento hídrico de $55.3 \text{ Lit/s} * \text{km}^2$.

Por otro lado, se calculó los rendimientos hídricos de las superficies glaciares para el periodo 1987-2010 obteniéndose un valor de $54.2 \text{ Lit/s} * \text{km}^2$ para la subcuenca Blanco; este periodo se eligió de tal manera que los resultados se puedan comparar con los de otras investigaciones.

Con respecto al año 2050 de seguir la tendencia se tendría un caudal glaciar promedio durante el periodo de estiaje de $1.20 \text{ m}^3/\text{s}$, lo que equivaldría a 37.8 MMC aproximadamente y correspondiéndole al área glaciar promedio para ese año un rendimiento hídrico de $57.6 \text{ Lit/s} * \text{km}^2$.

3.3. RESUMEN

Con respecto a la superficie glaciar, se utilizó su tasa de retroceso promedio calculada y la ecuación adaptada por Colonia & Torres (2011) para la proyección de los valores a futuro. Es así que tenemos los siguientes escenarios aproximados para los años: 2020 (27.7 km^2), 2030 (25.2 km^2), 2040 (22.9 km^2) y 2050 (20.9 km^2).

Con respecto a la reserva hídrica glaciar, se utilizó su tasa de retroceso promedio calculada y la ecuación antes mencionada para la proyección de los valores a futuro. Es así que tenemos los siguientes escenarios aproximados para los años: 2020 ($631.5 \times 10^6 \text{ m}^3$), 2030 ($552.3 \times 10^6 \text{ m}^3$), 2040 ($483.1 \times 10^6 \text{ m}^3$) y 2050 ($422.6 \times 10^6 \text{ m}^3$).

De manera general se puede decir que para el 2050, la subcuenca Blanco presentará una pérdida del área y volumen glaciar de 44.7% y 57.0% respectivamente, en relación con a los valores encontrados en 1987 (37.77 km^2 y $982.4 \times 10^6 \text{ m}^3$).

Por otro lado, el caudal glaciar de la subcuenca Blanco para el año 2018 presentará un valor de $1.55 \text{ m}^3/\text{s}$ durante la época de estiaje, valor que equivale a un volumen de agua aportado de 49.0 MMC aproximadamente y correspondiéndole al área glaciar promedio para ese año un rendimiento hídrico de $55.3 \text{ Lit/s} * \text{km}^2$. Por otro lado, para el año 2050 de seguir la tendencia se tendría un caudal glaciar promedio durante el periodo de estiaje de $1.20 \text{ m}^3/\text{s}$, lo que equivaldría a 37.8 MMC aproximadamente y correspondiéndole al área glaciar promedio para ese año un rendimiento hídrico de $57.6 \text{ Lit/s} * \text{km}^2$.

Asimismo, se calculó los rendimientos hídricos de las superficies glaciares para el periodo 1987-2010 obteniéndose un valor de $54.2 \text{ Lit/s} * \text{km}^2$ para la subcuenca Blanco; este periodo se eligió de tal manera que los resultados se puedan comparar con los de otras investigaciones.

Finalmente, considerando el caudal glaciar estimado para el año 2050 se tiene que se reducirá en un 40.6% con respecto al valor del año 1987 ($2.02 \text{ m}^3/\text{s}$).

CAPITULO VI

DISCUSION DE RESULTADOS

1. En la presente investigación se evaluó la evolución de la cobertura glaciar de la subcuenca Blanco para el periodo 1987-2016 mediante técnicas de teledetección y SIG; en esta zona se encontró una tasa de retroceso promedio de $0.35 \text{ km}^2/\text{año}$, valor similar al encontrado por J. Baldera (2015) que es de $0.21 \text{ km}^2/\text{año}$ para la subcuenca LLullán. Sin embargo, valor diferente a la tasa de retroceso encontrada por F. Loroña (2011) que es de $0.57 \text{ km}^2/\text{año}$ para la cobertura glaciar de la subcuenca Quillcay y también al valor encontrado por W. Gómez (2012) que es de $0.55 \text{ km}^2/\text{año}$ para la subcuenca Honda. La razón podría deberse a que la subcuenca Blanco y la subcuenca LLullán tienen mayor superficie de lagunas y se encuentran en una zona con mayor precipitación durante el año con respecto a las otras dos subcuencas. Asimismo, otro factor que también podría influir es el periodo de evaluación de la cobertura glaciar, que en el caso del área de estudio se extiende hasta el año 2016 y en los otros casos se mantiene al año 2010.
2. Asimismo, las tasas de cambio promedio para el área y volumen glaciar de la subcuenca Blanco son -0.93% y -1.33% respectivamente; en el estudio de la subcuenca Quillcay (Colonia, 2013) se halló las tasas de cambio del área glaciar de -0.85% y la del volumen de -0.93% y en el estudio de la subcuenca LLullán (Baldera, 2015) se halló las tasas de -0.78% y -0.89% para el área y volumen glaciar respectivamente. De lo anterior, se puede mencionar que la diferencia con la subcuenca LLullán podría deberse a la mayor superficie total de las lagunas que posee, y que permiten una mayor evaporación generando de esta forma una mayor precipitación; en el caso de la laguna Parón que es la más grande de la cordillera Blanca se localiza en la parte inferior central de la parte alta permitiéndole influir en toda la zona glaciar. Finalmente, se observa una menor tasa de cambio en la subcuenca Quillcay esto podría deberse a que en esta última investigación se utilizaron imágenes de más de un sensor con una resolución espacial distinta para la estimación de la superficie glaciar y de lagunas.
3. Por otro lado, el caudal glaciar promedio resultante de la zona es $1.78 \text{ m}^3/\text{seg}$, valor muy similar al encontrado por F. Loroña (2011) para la subcuenca Quillcay siendo éste de $2.0 \text{ m}^3/\text{seg}$ y en menor medida al valor encontrado por J. Baldera (2015) para la subcuenca LLullán que es de $1.6 \text{ m}^3/\text{seg}$. Esta similitud se evidencia en la comparación de los rendimientos hídricos de la subcuenca por caudal glaciar considerando la superficie de la zona de estudio y el caudal de deshielo ($7.6 \text{ Lit/s} \cdot \text{km}^2$); encontrándose de este manera para la subcuenca Quillcay un valor de $8.1 \text{ Lit/s} \cdot \text{km}^2$ y para la subcuenca LLullán un valor de $11.1 \text{ Lit/s} \cdot \text{km}^2$. Asimismo, si tomamos en cuenta el porcentaje que representa el caudal glaciar promedio con respecto al caudal promedio anual podemos establecer otra comparación resultando para la subcuenca Blanco un valor de 29.1% , el cual es muy similar al encontrado para la subcuenca Quillcay que es de 28.6% ; sin embargo, siendo diferente al valor estimado para la subcuenca LLullán siendo de 41.9% . De lo anterior, podemos mencionar que la mayor similitud con la investigación de Loroña (2011) se debe a que ambas áreas de estudio y porcentaje de cobertura glaciar presentan valores muy parecidos.

4. Finalmente, la subcuenca Blanco presenta para el periodo 1987-2010 un rendimiento hídrico de la superficie glaciar de $54.2 \text{ Lit/s} * \text{km}^2$, el cual muestra una desviación del 17.8% con los obtenidos en la subcuenca Quillcay ($46 \text{ Lit/s} * \text{km}^2$) y del 2.3% con el obtenido en la subcuenca LLullán ($53 \text{ Lit/s} * \text{km}^2$). En este caso, podemos decir que las diferencias presentadas podrían deberse a que por un lado, la subcuenca Blanco y LLullán presentan tasas de retroceso menores en comparación a la presentada en la subcuenca Quillcay, por tal motivo la disminución de la superficie en ésta última es mayor lo que se refleja en un valor menor alejado con respecto al rendimiento hídrico del glaciar en los otros dos casos.

CONCLUSIONES

1. La superficie glaciar de la subcuenca del río Blanco presentó una pérdida de 8.87 km^2 para el periodo 1987-2016, lo que equivale a un 23.5% del valor encontrado en el año 1987 (37.77 km^2) con una tasa de retroceso anual promedio de $-0.35 \text{ km}^2/\text{año}$ (tasa de cambio de -0.93%). Por otro lado, con respecto al volumen glaciar (reserva hídrica) presentó una pérdida de $299.1 \times 10^6 \text{ m}^3$, lo que equivale a un 30.4% del valor para el año 1987 ($982.4 \times 10^6 \text{ m}^3$) con una tasa de retroceso promedio anual de $-13.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ (tasa de cambio de -1.33%). Finalmente, se encontró que la superficie total de las lagunas evidencia en el 2016 un incremento de $505\,377 \text{ m}^2$ aprox., lo que representa un aumento del 42.4 % con respecto a la encontrada en 1987 ($19\,628 \text{ m}^2$).
2. La estimación del caudal glaciar promedio consideró los meses de estiaje debido a que presentan una precipitación mínima o nula y donde el glaciar aporta agua para mantener el caudal base de los ríos y quebradas. En ese sentido, se obtuvo un valor de $1.78 \text{ m}^3/\text{s}$, que representa el 29.1% del caudal promedio anual ($6.11 \text{ m}^3/\text{s}$) de la subcuenca Blanco. Por otro lado, ésta caudal de deshielo cubre en su totalidad las demandas de tipo agrícola y poblacional durante el estiaje, y representa el 50.5% del volumen total demandado durante esta época del año.
3. Con respecto a los escenarios futuros, los valores proyectados tomaron en cuenta la tasa de retroceso promedio anual tanto de la superficie como del volumen glaciar, teniéndose que para el año 2050, el área y volumen glaciar se reducirán en un 44.7% y un 57.0% respectivamente, en relación con los valores encontrados en 1987 (37.77 km^2 y $982.4 \times 10^6 \text{ m}^3$); evidenciando una notable disminución de este tipo de reserva hídrica de agua dulce. Asimismo, a partir de la correlación área glaciar – caudal glaciar se obtuvo una ecuación, la cual se utilizó para estimar el caudal por deshielo; teniéndose para el año 2050, un valor aproximado de $1.20 \text{ m}^3/\text{s}$, que representa el 49.8% del valor encontrado en el año 1987 ($2.02 \text{ m}^3/\text{s}$), lo que muestra la merma en el aporte hídrico por deshielo siendo más evidente durante la época de estiaje (mayo a septiembre) ya que estas superficies proveen de agua a los cauces de los ríos a lo largo de este periodo para mantener un caudal base.

RECOMENDACIONES

1. Se necesita realizar mediciones en campo del espesor del glaciar con la finalidad de cuantificar el error de la aplicación del método empírico utilizado en este estudio. Esta medición permitirá controlar los errores en la estimación de la reserva hídrica o volumen glaciar de la subcuenca del río Blanco.
2. Se requiere poner nuevamente en funcionamiento la estación hidrométrica Colcas así como instalar una nueva estación en la parte alta de la subcuenca Blanco. Por otro lado, debido a que se carece de información pluviométrica en la zona de estudio resulta necesario la instalación de estaciones meteorológicas que contemplen la medición de la precipitación líquida, precipitación sólida, la temperatura, la humedad, entre otros. Todo ello con la finalidad de contar con información actualizada y permitir disminuir errores en la estimación del caudal aportante del área glaciar de la mencionada subcuenca.
3. Se necesita realizar el monitoreo continuo a los glaciares con la finalidad de estimar su aporte en la disponibilidad hídrica actual y futura en el contexto de cambio climático para todas las subcuencas de la cuenca del río Santa así como para toda cuenca con superficie glaciar en el país. Por tal motivo, el Estado debe brindar los equipos de medición necesarios a las autoridades competentes, establecer acuerdos de cooperación con organizaciones privadas nacionales e internacionales para cumplir tal labor. Todo ello con la finalidad no solo de generar información específica sino que pueda servir de base en la toma de decisiones de las autoridades locales y para la formulación de proyectos de adaptación con respecto a la disponibilidad hídrica frente al cambio climático.
4. Se requiere realizar estudios técnicos que fundamenten un proyecto de recuperación del bofedal que se vio afectado hace algunos años por un aluvión, con la finalidad de que estas coberturas provean del servicio ecosistémico de regulación hídrica a la subcuenca y permitan la retención hídrica del caudal por deshielo. Asimismo, resultaría importante realizar investigaciones sobre otros tipos de cobertura vegetal nativa que pueda contribuir a dicha retención hídrica.
5. Por otro lado, se recomienda realizar investigación científica y proyectos de inversión en el tema de gestión de riesgos para plantear medidas que permitan conservar los recursos naturales y proteger la integridad estructural y poblacional de la subcuenca del río Blanco.
6. Finalmente, se recomienda realizar más investigaciones sobre la influencia de las emisiones del parque automotor del Callejón de Huaylas sobre la problemática del retroceso glaciar. Asimismo, con respecto a la calidad del agua por deshielo debido al material que recorren como lo es el batolito de la Cordillera Blanca entre otras formaciones geológicas; realizando ello en varias subcuencas debido a que los resultados son diferentes según primeras investigaciones llevadas a cabo por ONGs extranjeras y poder plantear propuestas adecuadas en caso se presenten problemas relacionados.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Administración Local del Agua - Huaraz. (2010). *Asignación de Agua en Bloques (Volúmenes Anual y Mensual), para la Formalización de Derechos de Uso de Agua Cuenca Alta del Río Santa, Comisiones de Usuarios: Santa Cruz, Huancutay Caja Rumi, Parón LLullan Caraz y Yungay (Sector Huandoy)*. Huaraz: Dirección de Administración de Recursos Hídricos - ANA.
- Aguilar Arias, H., Mora Zamora, R., & Vargas Bolaños, C. (2014). Metodología para la corrección atmosférica de imágenes ASTER, RAPIDEYE, SPOT 2 y LANDSAT 8 con el módulo FLAASH del software ENVI. *Revista Geográfica de América Central*, 39-59.
- Aparicio, F. (1992). *Fundamentos de Hidrología de Superficie*. México D.F.: Limusa S.A.
- Autoridad Nacional del Agua & INCLAM Perú. (2015). *Evaluación de los recursos hídricos de la cuenca del río Santa*. Lima: Autoridad Nacional del Agua.
- Autoridad Nacional del Agua. (2010). *Inventario de Glaciares de la Cordillera Blanca*. Huaraz: Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos.
- Autoridad Nacional del Agua. (2012). *Inventario de lagunas de la Cordillera Blanca*. Huaraz: Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos.
- Autoridad Nacional del Agua. (2014). *Inventario Nacional de Glaciares y Lagunas*. Huaraz: Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos.
- Autoridad Nacional del Agua. (2015). *Inventario Nacional de Glaciares*. Huaraz: Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos.
- Avalos, G. (2008). Cambio climático y seguridad energética en el Perú. *La Seguridad Energética, un reto para el Perú en el Siglo XXI*, 256-281.
- Badaracco Meza, R. (2012). *Detección de Salinidad en los Suelos de Cultivos de Algodón usando Imágenes Satelitales en la Costa Norte del Perú*. Lima: Universidad Nacional Mayor de San Marcos.
- Baldera, J. (2015). *Análisis de la variación de la cobertura glaciar y su influencia en el aporte hídrico de la subcuenca LLullan - río Santa*. Lima: Universidad Nacional Federico Villarreal.
- Baraer, M., Mark, B., McKenzie, J., Condom, T., Bury, J., Portocarrero, C., . . . Rathay, S. (2012). *Recesión de glaciares y recursos hídricos en la Cordillera Blanca del Perú*. Montreal: Journal of Glaciology.
- Bense, T. (2007). *Introducción a la Percepción Remota*. Obtenido de <http://www.teledet.com.uy/tutorial-imagenessatelitales/imagenes-satelitales-tutorial.htm>.
- Berk, A., Anderson, G., Acharya, P., Chetwynd, J., Bernstein, L., Shettle, E., . . . Adler-Golden, S. (17 de Abril de 2000). *MODTRAN4 USER'S MANUAL*. Obtenido de ftp://ftp.pmodwrc.ch/pub/Vorlesung%20K+S/MOD4_user_guide.pdf
- Bórquez, R. (2007). *Análisis del escenario actual de los glaciares de montaña en Chile desde la mirada de la seguridad ecológica*. Santiago: Universidad de Chile.
- Brecher, H., & Thompson, L. (1993). Measurement of the retreat of Qori Kalis glacier in the tropical Andes of Peru by terrestrial Photogrammetry. *Photogrammetry Engineering and Remote Sensing*. Vol. 59, 1017-1022.

- CAF (Corporación Andina de Fomento). (2000). *El Fenómeno El Niño 1997- 1998 Memoria, Retos y Soluciones.Volumen V*. Lima.
- Casana, J., Leal, J., & Casana, R. (2010). Inventario Preliminar de la flora en las quebradas Santa Cruz y Huaripampa. Parque Nacional Huascarán, Ancash, Perú. *The Biologist*. Vol. 8, 244-253.
- CENTRO DE ESTUDIOS CIENTIFICOS-CES. (2009). *Estrategia Nacional de Glaciares*. Santiago: Dirección General de Aguas.
- Cerna, M. (2012). *Cuantificación del cambio de volumen de los glaciares de la Cordillera Blanca utilizando los modelos de elevación digital topográficos y de imagenes ASTER: Nevados Champará y Huascarán*. Lima: Universidad Nacional Mayor de San Marcos.
- Chander, G., Markham, B., & Helder, D. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *ELSEVIER*, 893-903.
- Chereque, W. (2003). *Hidrología para estudiantes de ingeniería civil*. Lima: Concytec & Pontificia Universidad Católica del Perú.
- Chuvieco, E. (1990). *Fundamentos de Teledetección Espacial*. Madrid: RIALP S.A.
- Chuvieco, E. (2002). *Teledetección Ambiental*. Barcelona: Ariel S.A.
- Chuvieco, E. (2010). *Teledetección Ambiental*. Barcelona: Planeta S.A.
- CIOH (Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas). (2010). *Circulación General de la Atmosfera en Colombia*. Cartagena de Indias.
- Climate Action Network Latinoamérica (CANLA). (2014). *Glaciares Andinos: La necesidad de una agenda transversal*. Buenos Aires: Climate Action Network Latinoamérica.
- Cogley, J.G., Hock, R., Rasmussen, L., Arendt, A., Bauder, A., Braithwite, P., . . . Zemp, M. (2011). *Glossary of Glacier Mass Balance and Related terms*. Paris: UNESCO-IHP.
- Colonia, D. &. (2013). *Disponibilidad hídrica glaciar en la subcuenca Quillcay teniendo en cuenta el retroceso glaciar y el cambio climático, 1970-2013-2050*. Huaraz: Universidad Nacional Santiago Antunez de Mayolo.
- Comunidad Andina. (2007). *¿EL FIN DE LAS CUMBRES NEVADAS? Glaciares y Cambio Climático en la Comunidad Andina*. Lima: Typographics E.I.R.L.
- Comunidad Andina. (2008). *El cambio climático no tiene fronteras*. Lima: Secretaría General CAN.
- CORPAC S.A. (s.f.). *AEROPUERTO CMDTE. FAP GERMAN ARIAS GRAZIANI* . Obtenido de ANTA - HUARAZ: <http://www.corpac.gob.pe/Docs/Aeropuertos/Concesionados/ANTA-HUARAZ.pdf>
- Cortés Ramos, J., & Delgado Granados, H. (2013). *La evolución del mayor glaciar de México vista desde el espacio*. México: Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra - UNAM.
- Duke Energy International Egenor. (2005). *Estudio Hidrológico de los ríos Santa y Chancay Centrales Hidroeléctricas de Cañón del Pato y Carhuaquero*.
- Escudero, J. (2008). *Manual de energía eólica*. Madrid: Mundi-Prensa.
- Fernández, P. (2014). *Geomorfología Glaciar*. Madrid: Universidad Complutense de Madrid.
- Francou, B., & Pouyaud, B. (2004). *Métodos de observación de Glaciares en los Andes Tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos*. France: IRD & GREAT-ICE.

- Francou, B., & Pouyaud, B. (2008). Glaciares: ¿Cómo y dónde estudiarlos? *REDESMA*, 9-17.
- Francou, B., Rabatel, A., Soruco, A., Sicart, J., Silvestre, E., Ginot, P., . . . Mendoza, J. (2014). *Glaciares de los Andes Tropicales, Víctimas del Cambio Climático*. CAN (Comunidad Andina de Naciones), PRAA (Proyecto de Adaptación al Impacto del Retroceso Acelerado de Glaciares en los Andes Tropicales) & IRD (Institut de Recherche Pour Le Developpement).
- Francou, B., Vuille, M., Wagnon, P., Mendoza, J., & Sicart, J. (2003). Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 108.
- GEOESTUDIOS LTDA. (2008). *Manual de Glaciología de Chile*. Santiago: Dirección General de Aguas.
- Gomez, W., & Zamora, N. &. (2012). *Influencia glaciar en el rendimiento hídrico de la subcuenca Honda-río Santa*. Lima: Centro de Investigación y Gestión del Agua.
- Greenpeace. (2004). *Desaparición de los Glaciares Pirenaicos Españoles*. Madrid: Universidad Autónoma de Madrid.
- Greenpeace. (2010). *Cambio climático: Futuro Negro para los Glaciares*. Actualización del informe 2004.
- Herr, L. (2014). *Los Glaciares y su protección jurídica en Chile*. Santiago: Universidad de Chile.
- Herreros, J., Moreno, I., Taupin, J., Ginot, P., Patris, N., De Angelis, M., . . . Schotterer, U. (2009). Environmental records from temperate glacier ice on Nevado Coropuna saddle, southern Peru. *Advances in Geosciences*. 22, 27-34.
- Hooke, R. (1998). *Principles of Glacier Mechanics*. Vol. Second Edition. Cambridge.
- Instituto Antártico Chileno. (2006). *La Antártica Nuestra. Una introducción a su conocimiento*. Obtenido de <http://www.inach.cl/inach/>
- Instituto Geográfico Agustín Codazzi. (2013). *Descripción y corrección de Productos Landsat 8*. Bogotá.
- Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. (1995). *Boletín "Geología de los Cuadrangulos de Pallasca, Tayabamba, Corongo, Pomabamba, Carhuaz y Huari"*. Lima: INGEMMET.
- Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. (2009). *Riesgos Geológicos en la Región Ancash*. Lima: Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico.
- Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA Zona Andina. (1960). *Zonas de Vida Natural en el Perú. Memoria Explicativa sobre el Mapa Ecológico del Perú*. Proyecto 39 Programa de Cooperación Técnica.
- Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña. (2016). *INAIGEM Actividades 2015 - 2016*. Huaraz: INAIGEM.
- Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña. (2017). La Unidad Norte de la Cordillera Blanca y el Cambio Climático. *Revista de Glaciares y Ecosistemas de Montaña N° 2*, 9-12.
- Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña. (2017). *Manual Metodológico de Inventario Nacional de Glaciares*. Huaraz: INAIGEM.

- Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña. (2018). *Las Cordilleras Glaciares del Perú. Inventario Nacional de Glaciares*. Huaraz: INAIGEM Publicaciones.
- Instituto Nacional de Recursos Naturales. (1995). *Mapa Ecológico del Perú. Guía explicativa*. Lima: Ministerio de Agricultura.
- Instituto para la Mitigación de los Efectos del Fenómeno El Niño. (s.f.). *Calibración de Modelos Hidrológicos*. Obtenido de http://www.imefen.uni.edu.pe/Temas_interes/modhidro_2.pdf
- International Telephone and Telegraph - ITT. (2009). *Atmospheric Correction Module: QUAC and FLAASH User's Guide*. Obtenido de http://harrisgeospatial.com/portals/0/pdfs/envi/Flaash_Module.pdf
- IPCC. (2008). *Cambio Climático 2007: Informe de Síntesis*. Ginebra: Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el cambio climático.
- Kaser, G., & Georges, C. (1997). Changes of the equilibrium-line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930- 1950, and their spatial variations. *Annals of Glaciology*, 24, 344-349.
- Kotlyakov, V. (2015). El Cambio Climático y la glaciación de la Tierra. *Análisis espacial y representación geográfica: innovación y aplicación*.
- Kozhikkodan, B. e. (2016). *Análisis comparativo del retroceso glaciar en los Andes Tropicales usando teledetección*. Santiago: Revista de Investigación Geográfica de Chile.
- Lagos, P., Silva, Y., Nickl, E., & Mosquera, K. (2008). El Niño related precipitation variability in Peru. *Advances in Geosciences*. 14, 231-237.
- Lavado, W., & Espinoza, J. (2014). Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007). *Revista Brasileira de Meteorología* 29, 171-182.
- León, G., Zea, J., & Eslava, J. (2000). Circulación general del trópico y la Zona de Confluencia Intertropical en Colombia. *Meteorología Colombiana*., 31-38.
- Lira Chávez, J. (2010). *Tratamiento digital de imágenes multiespectrales*. México D.F.: Instituto de Geofísica, UNAM.
- Lliboutry, L. (1956). *Nieves y glaciares:fundamento de glaciología*. Santiago: Universidad de Chile.
- Loroña, F. (2011). *Evaluación de la cobertura glaciar en la subcuenca de Quillcay y la influencia en su rendimiento hídrico*. Lima: Universidad Nacional Federico Villarreal.
- Magaña, V., Pérez, J., Conde, C., Gay, C., & Medina, S. (1997). *El Fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur (ENOS) y sus Impactos en México*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Mantilla, R., Mesa, O., & Poveda, G. (2013). *Geometría, Topología y Morfometría de las cuencas Magdalena - Cauca y Atrato a partir de modelos digitales de terreno*. Medellín: Universidad Nacional de Colombia.
- Mark, & Seltzer. (2003). Tropical glacier meltwater contribution to stream discharge: a case study in the Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Glaciology* N° 49, 271-282.
- Maturana, J. (2015). *Análisis del retroceso glaciar y su influencia en la disponibilidad de recursos hídricos en la cuenca del río Olivares, provincia Cordillera*. Santiago: Universidad de Chile.
- MINAM. (6 de Octubre de 2015). *Proyecto Glaciares +*. Obtenido de <http://www.minam.gob.pe>

- Ministerio de Agricultura y Riego. (2013). *Guía de capacitación y entrenamiento a las OUAs. Hidrometría*. Lima: Programa Subsectorial de Irrigaciones - Sierra.
- Ministerio de Comercio Exterior y Turismo. (s.f.). *Quebrada Santa Cruz*. Obtenido de http://ficha.sigmincetur.mincetur.gob.pe/index.aspx?cod_Ficha=558
- Ministerio del Ambiente. (2014). *Protocolo de Ortorectificación de Imágenes Satelitales Landsat*. Lima: Burcon Impresores y Derivados S.A.C.
- Monsalve, G. (1995). *Hidrología en la Ingeniería*. Santafé de Bogotá: Tercer Mundo Editores.
- Municipalidad Provincial de Huaylas. (2011). *Perfil del PIP: "Mejoramiento del Puente Colcas - distrito de Santa Cruz, Provincia de Huaylas - Ancash"*. Caraz: MP de Huaylas.
- Muñoz Jiménez, J. (1995). *Geomorfología General*. Madrid: Síntesis S.A.
- Muñoz, A., & Pérez, C. (2006). *Teledetección. Nociones y Aplicaciones*. Salamanca: Universidad de Salamanca.
- Naciones Unidas. (1992). *Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático*.
- Oficina Nacional de Evaluación de Recursos Naturales. (1972). *Inventario, Evaluación y Uso Racional de los Recursos Naturales de la Costa. Cuencas de los ríos Santa, Lacramarca y Nepeña*. Lima: ONERN.
- Organismo Supervisor de la Inversión en Energía y Minería. (2015). *Compendio de Centrales de Generación Eléctrica del Sistema Interconectado Nacional Despachado por el Comité de Operación Económica del Sistema*. Lima: OSINERGMIN.
- Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura. (2016). *Informe de las Naciones Unidas sobre el Desarrollo de los Recursos Hídricos en el Mundo 2016. AGUA Y EMPLEO*. París: UNESCO CLD.
- Ormeño Villajos, S. (2006). *Teledetección Fundamental. Tercera Edición*. Madrid: Universidad Politécnica de Madrid.
- Portocarrero, C. (2009). *Deglaciación de la Cordillera Blanca - Perú y su relación con el efecto invernadero*. Revista Desarrollo Local Sostenible . Grupo Eumed.net y Red Académica Iberoamericana Local Global.
- Pouyaud, B., Yerren, J., Arboleda, F., & Suarez, W. (2001). *Variabilidad Pluviométrica a Escala Anual y Cuatrimestral de la Vertiente Peruana del Pacífico Peruano*. IRD (Institut de Recherche Pour le Développement), SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología).
- 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. *Revista Geológica de Chile*, 78-109.
- Rabatel, A., Bermejo, A., Loarte, E., Soruco, A., Gomez, J., Leonardini, G., . . . Sicart, J. (2012). Can the snowline be used as an indicator of the equilibrium line and mass balance for glaciers in the outer tropics? *Journal of Glaciology*, 58, 1027-1036.
- Ramirez, E. (2008). *Deshielo del nevado Mururata y su impacto sobre los recursos hídricos en cuenca de Palca*. La Paz.
- Ramos Alonzo, R. (2018). *Evolución de la cobertura glaciar del Nevado Coropuna y su relación con el entorno climático*. Universidad Nacional Agraria La Molina.

- Raya, A., Delgado, F., & Nania, L. (s.f.). *Determinación del cauce principal de un río mediante herramienta SIG y análisis multicriterio: Metodología*. Obtenido de http://www.conocetusfuentes.com/documentos/doc_187.pdf
- Rivera Mantilla, H. (2011). *Geología General*. Lima: Megabyte S.A.C.
- Sagredo, E., & Lowell, T. (2012). Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. *Global and Planetary Change*. Vol.86, 101-109.
- Sánchez, S. (2011). *Zonas de Vida de Cajamarca*.
- Santillana, & García. (2015). *Evaluación de los Glaciares Tropicales, Lagunas y Bofedales en un contexto de Cambio Climático*. Lima: Autoridad Nacional del Agua.
- Segovia, A. (2014). *Caracterización Glaciológica de Chile y Valoración de Servicios Ecosistémicos de Glaciares en Base a Mercados Reales*. Santiago: Universidad de Chile.
- Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología . (2014). *El Fenómeno El Niño en el Perú*. Lima: Impresiones y Servicios Generales TAWA.
- Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología. (2013). *Normas Decadales de temperaturas y precipitación y Calendario de siembras y cosechas*. Lima: Corporación Gráfica Rodríguez S.A.C.
- Sobrino, J., Raisouni, N., Olioso, A., López, M., Kharraz, M., Cuenca, J., & Dempere, L. (2000). *Teledetección*. Valencia: Servicio de Publicación de la Universidad de Valencia.
- Suarez, W., Macedo, N., Montoya, N., Arias, S., Schauwecker, S., Huggel, C., . . . Codom, T. (2015). Balance Enérgico Neto (2012-2014) y Evolución Temporal Del Nevado Quisoquipina En La Región de Cusco (1990-2010). *Revista Peruana Geo Atmosférica RPGA (4)*, 80-92.
- Tarazona, N. (2005). *Generación de descargas mensuales en subcuencas de la cuenca del río Santa utilizando el método de Lutz Scholz*. Lima: Universidad Nacional Agraria La Molina.
- Tordocillo, J. (2011). *Estimación del retroceso y flujo glaciar por teledetección del nevado Champará*. Callao: Universidad Nacional del Callao.
- Úbeda, J. (2013). Cronologías Glaciales del sector NE del Nevado Coropuna (Perú): Implicaciones Geomorfológicas y Paleoclimáticas. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*. 62.
- Veettil, B., Ruiz, S., Shanshan, W., Valente, P., Bica, A., Becerra, A., . . . Simoes, J. (2016). Un análisis comparativo del retroceso glaciar en los Andes Tropicales usando teledetección. *Investig. Geogr. Chile*.51, 3-36.
- Vignon, F. (2002). *Glaciares y recursos hídricos en el valle alto del río Santa*. Paris: Université Paris VII.
- Villón, M. (2002). *Hidrología*. Cartago: Taller de Publicaciones del Instituto Tecnológico de Costa Rica.
- Vuille, M. (2013). *El Cambio Climático y los Recursos Hidricos en los Andes Tropicales*. Banco Interamericano de Desarrollo.
- Wadsworth. (2000). Producción Forestal para América Tropical. *Manual de Agricultura 710-S. USDA (Departamento de Agricultura de los Estados Unidos)*, 1-30.
- Wagnon, P., Ribstein, P., Kaser, G., & Berton, P. (1999). Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier. *Global and Planetary Change*. ELSEVIER. 22:, 49-58.

Water and Nature Initiative & Instituto de Montaña. (2011). *Guía para la formación de corresponsales locales en la cuenca del río Santa*. Huaraz: Corporación Globalmark.

Water and Nature Initiative & Instituto de Montaña. (2011). *Características de la cuenca del río Santa*. Huaraz: Corporación Globalmark.

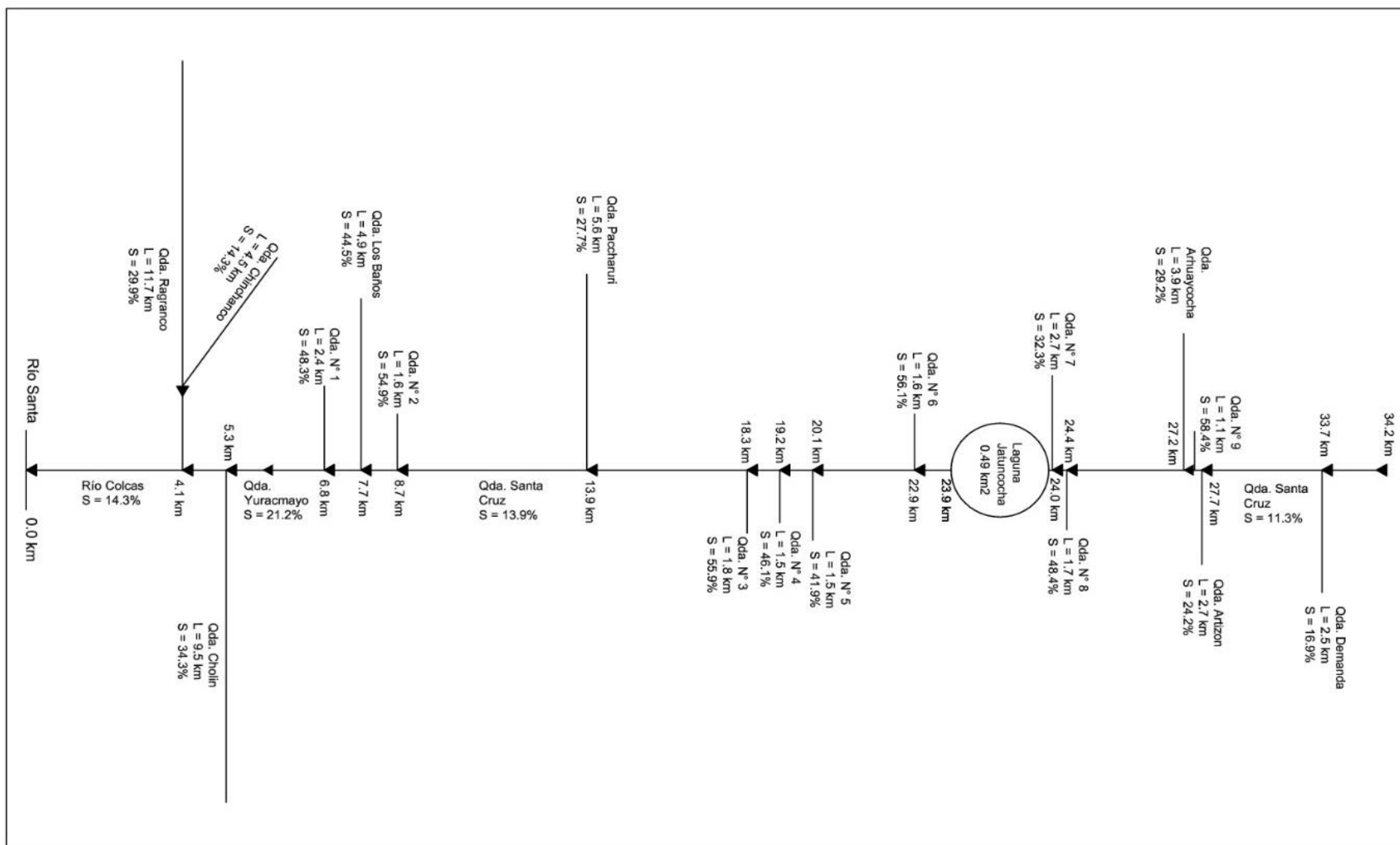
Water and Nature Initiative & Instituto de Montaña. (2011). *Los impactos del Cambio Climático en las funciones hidrológicas de la cuenca del río Santa*. Huaraz: Corporación Globalmark.

ANEXOS

INDICE DE ANEXOS

ANEXO 1: Diagrama fluvial de la subcuenca del río Blanco.....	216
ANEXO 2: Superficie bajo riego y principales cultivos de los comités de usuarios de Santa Cruz.....	217
ANEXO 3: Estimación de la pendiente del flujo central de los nevados.....	219
ANEXO 4: Estimación de la precipitación mensual por el método de los polígonos de Thiessen.....	222
ANEXO 5: Registro histórico y matriz de variabilidad de las estaciones pluviométricas consideradas.....	226
ANEXO 6: Modelo Hidrológico de Lutz Schoolz.....	229
ANEXO 7: Estimación de la precipitación anual promedio sobre los nevados con el método de las isoyetas	239
ANEXO 8: Panel fotográfico.....	242
ANEXO 9: Mapas de la Investigación.....	250

ANEXO 1: Diagrama fluvial de la subcuenca del río Blanco



Fuente: Elaboración propia

ANEXO 2: Superficie bajo riego y principales cultivos de los comités de usuarios de Santa Cruz

Cuadro 134. Superficie bajo riego y principales cultivos de los comités de usuarios de Santa Cruz

Comité de Usuarios	ABR (ha)	Cultivo Principal	PV (mes)	Area (ha)	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Cultivo asociado	PV (mes)	Area (ha)
Alpamayo Colcas	387	Maíz morado	6	310		S	S	S	X	X	C	C	C				Zapallo	5	124
			C	C					S	S	S	X	C						
		Maíz choclo	6	77	X	X	C	C	C	C				S	S	S		Zapallo	5
Anacpampa	81	Papa	6	65			S	S	S	X	X	C	C	C			Arverja	4	26
			S	S	X	X	C				S	S	X	C					
		Trigo	6	16					S	S	S	X	X	C	C	C			
Ato-Huancarhuaz	116.01	Maíz amilaceo	6	92.81				S	S	S	X	X	C	C	C		Papa	6	32.48
			X	C	C						S	S	X	X					
		Maíz choclo	6	23.2	X	X	C	C	C					S	S	S		Kiwicha	6
Caranca	218	Maíz choclo	6	44	X	X	C	C	C					S	S	S	Zapallo	5	41.4
						S	S	S	X	C	C	C							
		Maíz amilaceo	6	174				S	S	S	X	X	C	C	C		Zapallo	5	61
Choquechaca	38	Maíz choclo	6	25	X	X	C	C	C					S	S	S	Arverja	4	22.05
						S	S	S	X	X	C	C	C						
		Camote	6	13				S	S	S	X	X	C	C	C				
Conay	236	Maíz choclo	6	71	X	X	C	C	C					S	S	S	Trigo	6	67
						S	S	S	X	X	C	C	C						
		Papa	6	165			S	S	S	X	X	C	C	C			Arverja	4	33
Cuprac	41.91	Papa	6	33.53			S	S	S	X	X	C	C	C			Arverja	4	6.71
			S	S	X	C					S	S	X	C					
		Trigo	6	8.38					S	S	S	X	X	C	C	C			
Huancarhuaz	292.28	Maíz Amilaceo	6	233.82				S	S	S	X	X	C	C	C		Papa	6	70.15
			X	C	C						S	S	X	X					
		Maíz choclo	6	58.46				S	S	S	X	X	C	C	C		Kiwicha	6	55.53

*ABR: Área bajo riego PV: Periodo vegetativo

Fuente: Administración Local del Agua – Huaraz (2010)

Comité de Usuarios	ABR (ha)	Cultivo Principal	PV (mes)	Area (ha)	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Cultivo asociado	PV (mes)	Area (ha)
Maqueruri - Huancarhuaz	4	Maíz amilaceo	6	3				S	S	S	X	X	C	C	C		Papa	6	1.26
					X	C	C						S	S	X	X			
		Maíz choclo	6	1	X	X	C	C	C						S	S	S	Kiwicha	6
							S	S	S	X	X	C	C	C					
Molino Uran	93	Tara	12	56	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X			
		Granada	12	37	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X			
Nawin Puquio Cholin	80	Papa	6	50			S	S	S	X	X	C	C	C			Arverja	4	15
					C	C	C						S	S	S				
		Tarwi	10	24	C	C	C/S	S	S	X	X	X	X	X	X	C			
		Trigo	6	6						S	S	X	X	X	C	C			
Shallar	31	Papa	6	22			S	S	S	X	X	C	C	C			Arverja	4	9
					C	C	C						S	S	S				
		Tarwi	10	6	C	C	C/S	S	S	X	X	X	X	X	X	C			
		Trigo	6	3						S	S	X	X	X	C	C			
Wichiac Puncu - Santo Domingo	193	Maíz choclo	6	133	X	X	C	C	C					S	S	S	Kiwicha	6	241
								S	S	S	X	X	C	C	C				
		Trigo	6	60				S	S	S	X	X	C	C	C				
Wichiaq Puncu Alalana	798.97	Maiz morado	6	679		S	S	S	X	X	C	C	C						
					C	C						S	S	X	X	X			
		Melocoton	12	39.97	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X			
Manco Capac	146.11	Maíz choclo	6	61.66	X	C	C						S	S	X	X	Kiwicha	6	43.16
								S	X	X	X	X	C						
		Alfalfa	12	53.95	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X			
Melocoton	12	30.5			X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X			

*ABR: Área bajo riego PV: Periodo vegetativo

Fuente: Administración Local del Agua – Huaraz (2010)

ANEXO 3: Estimación de la pendiente del flujo central de los nevados

Cuadro 135. Pendiente de flujo central de los nevados - año 1987

Nevado	Rango. H (m)	Longitud (m)	Pend. Prom. (%)	Pend. Prom. (°)
Santa Cruz	1485.4	1881.52	78.95	38.3
Abasraju	977.0	1553.54	62.89	32.2
Quitaraju	1346.7	1561.05	86.27	40.8
Alpamayo	1155.6	2087.97	55.35	29.0
Pucajirca Oeste	1400.0	2839.13	49.31	26.2
Rinrijirca	1091.9	2104.15	51.89	27.4
Taulliraju	1794.4	1283.68	139.79	54.4
Millisraju-Parón	887.7	2007.54	44.22	23.9
Artesonraju-Caraz	1102.9	1287.41	85.67	40.6

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 136. Pendiente de flujo central de los nevados - año 1990

Nevado	Rango. H (m)	Longitud (m)	Pend. Prom. (%)	Pend. Prom. (°)
Santa Cruz	1509.4	1923.50	78.47	38.1
Abasraju	977.0	1575.42	62.02	31.8
Quitaraju	1346.7	1568.05	85.89	40.7
Alpamayo	1173.7	2544.57	46.13	24.8
Pucajirca Oeste	1387.1	2580.01	53.76	28.3
Rinrijirca	1082.0	2054.74	52.66	27.8
Taulliraju	1698.7	1194.18	142.25	54.9
Millisraju-Parón	874.4	1968.05	44.43	24.0
Artesonraju-Caraz	1090.6	1237.20	88.15	41.4

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 137. Pendiente de flujo central de los nevados - año 1992

Nevado	Rango. H (m)	Longitud (m)	Pend. Prom. (%)	Pend. Prom. (°)
Santa Cruz	1429.7	2002.11	71.41	35.5
Abasraju	930.6	1361.42	68.35	34.4
Quitaraju	1300.0	1381.81	94.08	43.3
Alpamayo	1053.1	1736.43	60.64	31.2
Pucajirca Oeste	1377.0	2513.23	54.79	28.7
Rinrijirca	1077.0	2020.59	53.30	28.1
Taulliraju	1673.0	1259.05	132.88	53.0
Millisraju-Parón	859.5	1910.42	44.99	24.2
Artesonraju-Caraz	1040.5	1211.86	85.86	40.6

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 138. Pendiente de flujo central de los nevados - año 1995

Nevado	Rango. H (m)	Longitud (m)	Pend. Prom. (%)	Pend. Prom. (°)
Santa Cruz	1482.86	1968.06	75.35	37.0
Abasraju	940.66	1374.86	68.42	34.4
Quitaraju	1273.37	1329.18	95.80	43.8
Alpamayo	1155.62	2550.93	45.30	24.4
Pucajirca Oeste	1387.08	2573.89	53.89	28.3
Rinrijirca	1086.96	2088.34	52.05	27.5
Taulliraju	1655.99	1182.51	140.04	54.5
Millisraju-Parón	865.66	1923.05	45.01	24.2
Artesonraju-Caraz	1058.52	1167.23	90.69	42.2

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 139. Pendiente de flujo central de los nevados - año 1997

Nevado	Rango. H (m)	Longitud (m)	Pend. Prom. (%)	Pend. Prom. (°)
Santa Cruz	1482.9	1979.15	74.92	36.8
Abasraju	945.2	1398.55	67.59	34.1
Quitaraju	1264.6	1342.62	94.19	43.3
Alpamayo	1133.9	2531.41	44.79	24.1
Pucajirca Oeste	1391.8	2638.47	52.75	27.8
Rinrijirca	1091.9	2108.22	51.79	27.4
Taulliraju	1607.5	1101.10	145.99	55.6
Millisraju-Parón	828.8	1681.10	49.30	26.2
Artesonraju-Caraz	1064.7	1186.90	89.71	41.9

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 140. Pendiente de flujo central de los nevados - año 2005

Nevado	Rango. H (m)	Longitud (m)	Pend. Prom. (%)	Pend. Prom. (°)
Santa Cruz	1485.9	1874.11	79.29	38.4
Abasraju	878.4	1149.67	76.41	37.4
Quitaraju	1268.8	1348.14	94.11	43.3
Alpamayo	1016.3	1701.92	59.71	30.8
Pucajirca Oeste	1343.5	2378.08	56.49	29.5
Rinrijirca	1047.7	1917.10	54.65	28.7
Taulliraju	1656.4	1265.59	130.88	52.6
Millisraju-Parón	801.8	1503.25	53.34	28.1
Artesonraju-Caraz	1050.8	1162.44	90.39	42.1

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 141. Pendiente de flujo central de los nevados - año 2010

Nevado	Rango. H (m)	Longitud (m)	Pend. Prom. (%)	Pend. Prom. (°)
Santa Cruz	1464.7	1852.06	79.08	38.3
Abasraju	885.9	1187.83	74.58	36.7
Quitaraju	1260.7	1311.78	96.11	43.9
Alpamayo	980.7	1664.79	58.91	30.5
Pucajirca Oeste	1336.3	2380.74	56.13	29.3
Rinrijirca	1053.1	1934.34	54.44	28.6
Taulliraju	1585.8	1215.89	130.42	52.5
Millisraju-Parón	780.1	1380.17	56.52	29.5
Artesonraju-Caraz	1040.5	1184.23	87.86	41.3

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 142. Pendiente de flujo central de los nevados - año 2016

2016				
Nevado	Rango. H (m)	Longitud (m)	Pend. Prom. (%)	Pend. Prom. (°)
Santa Cruz	1474.0	1903.98	77.42	37.7
Abasraju	878.8	1184.34	74.20	36.6
Quitaraju	1260.1	1318.57	95.56	43.7
Alpamayo	1035.8	1711.28	60.53	31.2
Pucajirca Oeste	1337.8	2316.85	57.74	30.0
Rinrijirca	1045.2	1824.57	57.29	29.8
Taulliraju	1588.9	1082.40	146.80	55.7
Millisraju-Parón	776.0	1271.05	61.05	31.4
Artesonraju-Caraz	1087.0	1166.24	93.21	43.0

Fuente: Elaboración propia

ANEXO 4: Estimación de la precipitación mensual por el método de los polígonos de Thiessen

Cuadro 143. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Enero

Estación Pluviométrica	Altitud (m.s.n.m.)	Precip. Media Mensual (mm) (1)	Área influencia (km ²) (2)	(1) * (2)
PARON	4185	114.8	24.92	2861.2
CULLICOCHA	4617	161.1	95.92	15452.0
HUILLCA	3995	137.6	3.69	508.0
CARAZ	2286	20.9	9.12	190.8
P1	4836	182.9	83.02	15184.5
P2	4810	184.4	11.81	2178.6
P3	4675	162.8	5.70	928.5
TOTAL			234.19	37303.8
Precipitación Media Mensual (mm)			159.3	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 144. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Febrero

Estación Pluviométrica	Altitud (m.s.n.m.)	Precip. Media Mensual (mm) (1)	Área influencia (km ²) (2)	(1) * (2)
PARON	4185	134.5	24.92	3352.2
CULLICOCHA	4617	145.0	95.92	13907.8
HUILLCA	3995	116.1	3.69	428.5
CARAZ	2286	39.6	9.12	361.4
P1	4836	214.3	83.02	17791.4
P2	4810	216.0	11.81	2551.9
P3	4675	190.7	5.70	1087.6
TOTAL			234.19	39480.9
Precipitación Media Mensual (mm)			168.6	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 145. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Marzo

Estación Pluviométrica	Altitud (m.s.n.m.)	Precip. Media Mensual (mm) (1)	Área influencia (km ²) (2)	(1) * (2)
PARON	4185	133.2	24.92	3319.8
CULLICOCHA	4617	259.5	95.92	24890.2
HUILLCA	3995	159.6	3.69	588.9
CARAZ	2286	57.2	9.12	521.9
P1	4836	212.2	83.02	17617.1
P2	4810	213.9	11.81	2527.1
P3	4675	188.9	5.70	1077.4
TOTAL			234.19	50542.4
Precipitación Media Mensual (mm)			215.8	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 146. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Abril

Estación Pluviométrica	Altitud (m.s.n.m.)	Precip. Media Mensual (mm) (1)	Área influencia (km ²) (2)	(1) * (2)
PARON	4185	73.5	24.92	1831.9
CULLICOCHA	4617	140.9	95.92	13514.5
HUILLCA	3995	123.8	3.69	456.9
CARAZ	2286	25.2	9.12	229.8
P1	4836	117.1	83.02	9721.8
P2	4810	118.0	11.81	1394.1
P3	4675	104.2	5.70	594.3
TOTAL			234.19	27743.3
Precipitación Media Mensual (mm)			118.5	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 147. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Mayo

Estación Pluviométrica	Altitud (m.s.n.m.)	Precip. Media Mensual (mm) (1)	Área influencia (km ²) (2)	(1) * (2)
PARON	4185	26.6	24.92	663.0
CULLICOCHA	4617	35.0	95.92	3357.1
HUILLCA	3995	57.1	3.69	210.6
CARAZ	2286	3.3	9.12	30.4
P1	4836	42.3	83.02	3511.8
P2	4810	42.7	11.81	504.5
P3	4675	37.7	5.70	215.0
TOTAL			234.19	8942.3
Precipitación Media Mensual (mm)			36.3	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 148. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Junio

Estación Pluviométrica	Altitud (m.s.n.m.)	Precip. Media Mensual (mm) (1)	Área influencia (km ²) (2)	(1) * (2)
PARON	4185	6.3	24.92	157.0
CULLICOCHA	4617	14.6	95.92	1400.4
HUILLCA	3995	47.5	3.69	175.4
CARAZ	2286	1.1	9.12	10.1
P1	4836	10.1	83.02	838.5
P2	4810	10.1	11.81	119.3
P3	4675	8.9	5.70	50.8
TOTAL			234.19	2751.5
Precipitación Media Mensual (mm)			11.7	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 149. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Julio

Estación Pluviométrica	Altitud (m.s.n.m.)	Precip. Media Mensual (mm) (1)	Área influencia (km ²) (2)	(1) * (2)
PARON	4185	3.3	24.92	82.2
CULLICOCHA	4617	12.0	95.92	1151.0
HUILLCA	3995	12.7	3.69	46.9
CARAZ	2286	0.2	9.12	1.5
P1	4836	5.3	83.02	440.0
P2	4810	5.4	11.81	63.8
P3	4675	4.7	5.70	26.8
TOTAL			234.19	1812.3
Precipitación Media Mensual (mm)			7.7	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 150. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Agosto

Estación Pluviométrica	Altitud (m.s.n.m.)	Precip. Media Mensual (mm) (1)	Área influencia (km ²) (2)	(1) * (2)
PARON	4185	7.6	24.92	189.4
CULLICOCHA	4617	8.7	95.92	834.5
HUILLCA	3995	20.6	3.69	76.1
CARAZ	2286	0.2	9.12	2.2
P1	4836	12.1	83.02	1004.6
P2	4810	12.2	11.81	144.1
P3	4675	10.8	5.70	61.6
TOTAL			234.19	2312.5
Precipitación Media Mensual (mm)			9.9	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 151. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Septiembre

Estación Pluviométrica	Altitud (m.s.n.m.)	Precip. Media Mensual (mm) (1)	Área influencia (km ²) (2)	(1) * (2)
PARON	4185	32.8	24.92	817.5
CULLICOCHA	4617	44.4	95.92	4258.7
HUILLCA	3995	42.2	3.69	155.9
CARAZ	2286	1.9	9.12	17.0
P1	4836	52.3	83.02	4342.0
P2	4810	52.7	11.81	622.6
P3	4675	46.5	5.70	265.2
TOTAL			234.19	10478.9
Precipitación Media Mensual (mm)			44.7	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 152. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Octubre

Estación Pluviométrica	Altitud (m.s.n.m.)	Precip. Media Mensual (mm) (1)	Área influencia (km ²) (2)	(1) * (2)
PARON	4185	72.6	24.92	1809.5
CULLICOCHA	4617	136.9	95.92	13130.9
HUILLCA	3995	98.9	3.69	364.9
CARAZ	2286	8.8	9.12	80.6
P1	4836	115.6	83.02	9597.2
P2	4810	116.6	11.81	1377.6
P3	4675	102.9	5.70	586.9
TOTAL			234.19	26947.5
Precipitación Media Mensual (mm)			115.1	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 153. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Noviembre

Estación Pluviométrica	Altitud (m.s.n.m.)	Precip. Media Mensual (mm) (1)	Área influencia (km ²) (2)	(1) * (2)
PARON	4185	72.6	24.92	1809.5
CULLICOCHA	4617	136.9	95.92	13130.9
HUILLCA	3995	98.9	3.69	364.9
CARAZ	2286	8.8	9.12	80.6
P1	4836	115.6	83.02	9597.2
P2	4810	116.6	11.81	1377.6
P3	4675	102.9	5.70	586.9
TOTAL			234.19	25092.5
Precipitación Media Mensual (mm)			107.1	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 154. Precipitación media mensual por polígonos de Thiessen - Diciembre

Estación Pluviométrica	Altitud (m.s.n.m.)	Precip. Media Mensual (mm) (1)	Área influencia (km ²) (2)	(1) * (2)
PARON	4185	95.1	24.92	2370.3
CULLICOCHA	4617	173.0	95.92	16593.4
HUILLCA	3995	103.5	3.69	382.0
CARAZ	2286	13.9	9.12	126.7
P1	4836	151.5	83.02	12577.7
P2	4810	152.7	11.81	1804.1
P3	4675	134.8	5.70	768.8
TOTAL			234.19	34622.9
Precipitación Media Mensual (mm)			147.8	

Fuente: Elaboración propia

ANEXO 5: Registro histórico y matriz de variabilidad de las estaciones pluviométricas

Cuadro 155. Registro pluviométrico de la estación Parón (mm)

AÑO	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
1953	106.0	116.0	104.0	58.0	9.0	1.0	1.0	1.0	33.0	51.0	137.0	79.0	696.0
1954	190.0	60.0	149.0	33.0	41.0	5.0	2.0	0.0	40.0	96.0	68.0	124.0	808.0
1955	94.0	210.0	204.0	97.0	27.0	6.0	3.0	15.0	44.0	50.0	45.0	91.0	886.0
1956	158.0	197.0	145.0	102.0	18.0	0.0	0.0	0.0	59.0	86.0	33.0	39.0	837.0
1957	86.0	154.0	162.0	74.0	19.0	2.0	1.0	3.0	46.0	66.0	101.0	110.0	824.0
1958	103.0	98.0	131.0	66.0	26.0	8.0	0.0	5.0	8.0	83.0	9.0	26.0	563.0
1959	67.0	161.0	128.0	40.0	10.0	0.0	0.0	0.0	15.0	119.0	43.0	127.0	710.0
1960	190.0	160.0	89.0	82.0	19.0	0.0	0.0	23.0	31.0	2.0	102.0	49.0	747.0
1961	212.0	89.0	199.0	85.0	17.0	2.0	0.0	5.0	60.0	49.0	104.0	87.0	909.0
1962	186.0	148.0	203.0	55.0	13.0	5.0	0.0	3.0	50.0	39.0	54.0	60.0	816.0
1963	145.0	129.0	184.0	92.0	10.0	12.0	0.0	5.0	42.0	55.0	157.0	159.0	990.0
1964	59.0	102.0	136.0	96.0	35.0	7.0	22.0	38.0	25.0	106.0	76.0	67.0	769.0
1965	44.0	129.0	107.0	95.0	33.0	0.0	8.0	7.0	93.0	87.0	50.0	136.0	789.0
1966	59.0	101.0	52.0	86.0	12.0	0.0	0.0	0.0	21.0	139.0	101.0	72.0	643.0
1967	170.0	172.0	160.0	51.0	29.0	2.0	14.0	22.0	27.0	109.0	52.0	34.0	842.0
1968	127.0	96.0	112.0	36.0	13.0	1.0	5.0	13.0	32.0	86.0	38.0	78.0	637.0
1969	82.0	78.0	157.0	56.0	13.0	7.0	0.0	15.0	7.0	67.0	74.0	87.0	643.0
1970	136.0	113.0	115.0	92.0	87.0	9.0	3.0	11.0	63.0	93.0	78.0	92.0	892.0
1971	110.0	153.0	250.0	100.0	12.0	5.0	2.0	29.0	51.0	97.0	87.0	126.0	1022.0
1972	90.0	161.0	246.0	128.0	34.0	10.0	2.0	9.0	29.0	66.0	86.0	78.0	939.0
1973	129.0	113.0	138.0	119.0	27.0	26.0	7.0	8.0	83.0	153.0	93.0	197.0	1093.0
1974	158.0	266.0	152.0	38.0	0.0	0.0	29.0	20.0	28.0	23.0	42.0	75.0	831.0
1975	182.0	131.0	220.0	120.0	38.0	0.0	0.0	13.0	95.0	82.0	45.0	93.0	1019.0
1976	143.0	161.0	144.0	51.0	21.0	0.0	13.0	17.0	17.0	16.0	43.0	83.0	709.0
1977	124.0	121.0	79.0	101.0	22.0	64.0	1.0	0.0	15.0	46.0	113.0	124.0	810.0
1978	38.0	157.0	64.0	92.0	68.0	0.0	6.0	0.0	87.0	43.0	75.0	67.0	697.0
1979	47.0	95.0	161.0	44.0	11.0	0.0	0.0	2.0	24.0	21.0	78.0	89.0	572.0
1980	53.0	62.0	12.0	52.0	0.0	0.0	0.0	5.0	0.0	133.0	142.0	75.0	534.0
1981	81.0	162.0	147.0	4.0	1.0	4.0	0.0	22.0	1.0	0.0	92.0	173.0	687.0
1982	91.0	181.0	27.0	87.0	185.0	6.0	0.0	0.0	0.0	29.0	246.0	69.0	921.0
1983	118.0	7.0	45.0	62.0	20.0	3.0	0.0	5.0	36.0	87.0	65.0	123.0	571.0
1984	95.0	175.0	182.0	103.0	8.0	2.0	3.0	0.0	1.0	48.0	70.0	82.0	769.0
1985	100.0	111.0	118.0	25.0	9.0	1.0	0.0	4.0	88.0	49.0	87.0	106.0	698.0
1986	72.0	154.0	71.0	41.0	6.0	2.0	4.0	13.0	13.0	64.0	48.0	119.0	607.0
1987	153.0	146.0	85.0	77.0	23.0	1.0	1.0	5.0	27.0	21.0	57.0	120.0	716.0
1988	87.0	146.0	111.0	67.0	43.0	7.0	1.0	11.0	10.0	96.0	98.0	121.0	798.0
1989	108.0	183.0	151.0	108.0	57.0	16.0	2.0	19.0	53.0	55.0	15.0	42.0	809.0
1990	82.0	58.0	84.0	83.0	27.0	30.0	0.0	1.0	6.0	106.0	109.0	99.0	685.0
1991	105.0	98.0	130.0	91.0	77.0	3.0	1.0	1.0	3.0	188.0	100.0	104.0	901.0
1992	119.0	91.0	83.0	75.0	6.0	4.0	0.0	4.0	4.0	62.0	77.0	22.0	547.0
1993	106.0	162.0	147.0	87.0	24.0	1.0	1.0	3.0	64.0	121.0	112.0	122.0	950.0
1994	140.0	186.0	159.0	73.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	38.0	62.0	133.0	791.0
1995	114.0	109.0	167.0	105.0	14.0	19.0	0.0	4.0	34.0	4.0	50.0	87.0	707.0
1996	183.0	196.0	83.0	113.0	20.0	0.0	0.0	0.0	0.0	141.0	81.0	85.0	902.0
1997	103.0	93.0	57.0	52.0	36.0	17.0	7.0	1.0	46.0	65.0	90.0	181.0	748.0
1998	131.0	137.0	127.0	92.0	8.0	10.0	0.0	6.0	25.0	133.0	80.0	81.0	830.0
1999	169.0	265.0	112.0	54.0	27.0	13.0	4.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	644.0
2000	81.0	206.0	207.0	90.0	45.0	0.0	0.0	20.0	40.0	33.0	48.0	146.0	916.0
2001	229.0	82.0	242.0	36.0	30.0	0.0	11.0	0.0	43.0	92.0	141.0	75.0	981.0
2002	82.0	117.0	229.0	63.0	11.0	1.0	2.0	0.0	25.0	130.0	17.0	92.0	769.0
2003	91.3	98.3	132.9	36.2	18.0	6.4	3.2	3.6	12.2	49.0	39.0	116.8	606.9
2004	42.6	97.3	26.9	57.2	22.9	9.7	14.7	2.8	49.3	100.3	147.1	122.4	693.2
2005*	135.5	78.6	187.2	69.0	5.7	0.5	0.0	15.1	32.5	103.2	30.7	160.4	818.4
2006*	81.0	99.6	179.1	113.5	4.1	5.3	3.3	7.9	15.2	84.6	87.1	171.2	851.9
2007*	81.3	63.5	184.1	95.5	18.0	0.3	6.4	8.4	24.1	128.8	93.0	91.2	794.6
MAX	229.0	266.0	250.0	128.0	185.0	64.0	29.0	38.0	95.0	188.0	246.0	197.0	1093.0
MEDIA	114.0	131.6	135.9	74.6	25.6	6.1	3.3	7.7	32.3	74.4	77.6	97.6	780.7
MIN	38.0	7.0	12.0	4.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	534.0

Fuente: Estudio Hidrológico de los ríos Santa y Chancay, centrales hidroeléctricas del Cañón del Pato y Carhuauero (Egenor, 2005) & * Evaluación de recursos hídricos de la cuenca del río Santa (ANA, 2015)

Cuadro 156. Matriz de variabilidad de la estación Parón

AÑO	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL
1953	0.14	0.15	0.13	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07	0.18	0.10	0.89
1954	0.24	0.08	0.19	0.04	0.05	0.01	0.00	0.00	0.05	0.12	0.09	0.16	1.03
1955	0.12	0.27	0.26	0.12	0.03	0.01	0.00	0.02	0.06	0.06	0.06	0.12	1.13
1956	0.20	0.25	0.19	0.13	0.02	0.00	0.00	0.00	0.08	0.11	0.04	0.05	1.07
1957	0.11	0.20	0.21	0.09	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.08	0.13	0.14	1.06
1958	0.13	0.13	0.17	0.08	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.11	0.01	0.03	0.72
1959	0.09	0.21	0.16	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.15	0.06	0.16	0.91
1960	0.24	0.20	0.11	0.11	0.02	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.13	0.06	0.96
1961	0.27	0.11	0.25	0.11	0.02	0.00	0.00	0.01	0.08	0.06	0.13	0.11	1.16
1962	0.24	0.19	0.26	0.07	0.02	0.01	0.00	0.00	0.06	0.05	0.07	0.08	1.05
1963	0.19	0.17	0.24	0.12	0.01	0.02	0.00	0.01	0.05	0.07	0.20	0.20	1.27
1964	0.08	0.13	0.17	0.12	0.04	0.01	0.03	0.05	0.03	0.14	0.10	0.09	0.99
1965	0.06	0.17	0.14	0.12	0.04	0.00	0.01	0.01	0.12	0.11	0.06	0.17	1.01
1966	0.08	0.13	0.07	0.11	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.18	0.13	0.09	0.82
1967	0.22	0.22	0.20	0.07	0.04	0.00	0.02	0.03	0.03	0.14	0.07	0.04	1.08
1968	0.16	0.12	0.14	0.05	0.02	0.00	0.01	0.02	0.04	0.11	0.05	0.10	0.82
1969	0.11	0.10	0.20	0.07	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.09	0.09	0.11	0.82
1970	0.17	0.14	0.15	0.12	0.11	0.01	0.00	0.01	0.08	0.12	0.10	0.12	1.14
1971	0.14	0.20	0.32	0.13	0.02	0.01	0.00	0.04	0.07	0.12	0.11	0.16	1.31
1972	0.12	0.21	0.32	0.16	0.04	0.01	0.00	0.01	0.04	0.08	0.11	0.10	1.20
1973	0.17	0.14	0.18	0.15	0.03	0.03	0.01	0.01	0.11	0.20	0.12	0.25	1.40
1974	0.20	0.34	0.19	0.05	0.00	0.00	0.04	0.03	0.04	0.03	0.05	0.10	1.06
1975	0.23	0.17	0.28	0.15	0.05	0.00	0.00	0.02	0.12	0.11	0.06	0.12	1.31
1976	0.18	0.21	0.18	0.07	0.03	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.06	0.11	0.91
1977	0.16	0.15	0.10	0.13	0.03	0.08	0.00	0.00	0.02	0.06	0.14	0.16	1.04
1978	0.05	0.20	0.08	0.12	0.09	0.00	0.01	0.00	0.11	0.06	0.10	0.09	0.89
1979	0.06	0.12	0.21	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.10	0.11	0.73
1980	0.07	0.08	0.02	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.17	0.18	0.10	0.68
1981	0.10	0.21	0.19	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.12	0.22	0.88
1982	0.12	0.23	0.03	0.11	0.24	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.32	0.09	1.18
1983	0.15	0.01	0.06	0.08	0.03	0.00	0.00	0.01	0.05	0.11	0.08	0.16	0.73
1984	0.12	0.22	0.23	0.13	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.09	0.11	0.99
1985	0.13	0.14	0.15	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.11	0.06	0.11	0.14	0.89
1986	0.09	0.20	0.09	0.05	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.08	0.06	0.15	0.78
1987	0.20	0.19	0.11	0.10	0.03	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.07	0.15	0.92
1988	0.11	0.19	0.14	0.09	0.06	0.01	0.00	0.01	0.01	0.12	0.13	0.15	1.02
1989	0.14	0.23	0.19	0.14	0.07	0.02	0.00	0.02	0.07	0.07	0.02	0.05	1.04
1990	0.11	0.07	0.11	0.11	0.03	0.04	0.00	0.00	0.01	0.14	0.14	0.13	0.88
1991	0.13	0.13	0.17	0.12	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.13	0.13	1.15
1992	0.15	0.12	0.11	0.10	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.08	0.10	0.03	0.70
1993	0.14	0.21	0.19	0.11	0.03	0.00	0.00	0.00	0.08	0.15	0.14	0.16	1.22
1994	0.18	0.24	0.20	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.08	0.17	1.01
1995	0.15	0.14	0.21	0.13	0.02	0.02	0.00	0.01	0.04	0.01	0.06	0.11	0.91
1996	0.23	0.25	0.11	0.14	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.10	0.11	1.16
1997	0.13	0.12	0.07	0.07	0.05	0.02	0.01	0.00	0.06	0.08	0.12	0.23	0.96
1998	0.17	0.18	0.16	0.12	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.17	0.10	0.10	1.06
1999	0.22	0.34	0.14	0.07	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.82
2000	0.10	0.26	0.27	0.12	0.06	0.00	0.00	0.03	0.05	0.04	0.06	0.19	1.17
2001	0.29	0.11	0.31	0.05	0.04	0.00	0.01	0.00	0.06	0.12	0.18	0.10	1.26
2002	0.11	0.15	0.29	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.17	0.02	0.12	0.99
2003	0.12	0.13	0.17	0.05	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.06	0.05	0.15	0.78
2004	0.05	0.12	0.03	0.07	0.03	0.01	0.02	0.00	0.06	0.13	0.19	0.16	0.89
2005	0.17	0.10	0.24	0.09	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.13	0.04	0.21	1.05
2006	0.10	0.13	0.23	0.15	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.11	0.11	0.22	1.09
2007	0.10	0.08	0.24	0.12	0.02	0.00	0.01	0.01	0.03	0.16	0.12	0.12	1.02
MAX	0.29	0.34	0.32	0.16	0.24	0.08	0.04	0.05	0.12	0.24	0.32	0.25	1.40
MEDIA	0.15	0.17	0.17	0.09	0.03	0.01	0.00	0.01	0.04	0.09	0.10	0.12	1.00
MIN	0.05	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.68

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 157. Registro pluviométrico de la estación Cullicocha (mm)

Coordenadas **UTM ESTE: 196 465 m** **UTM NORTE: 9 018 970 m** **Altitud: 4617 m.s.n.m.**

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANUAL
2008	247.9	194.4	203.6	140.5	51	16.5	6	26.9	28.4	168.1	93.5	77.7	1254.5
2009	281.2	204.2	347.7	146.3	51.3	20.6	24.4	18	16.8	218.2	11.4	179.3	1519.4
2010	105.7	158.5	201.7	104.6	75.2	19.3	6.3	14.7	51.1	81	4.3	230.9	1053.3
2011	172.5	75.4	190.2	186.7	11.7	8.6	13.5	4.3	82	19.8	132.6	180.6	1077.9
2012	180.1	129.3	230.9	144.5	47.2	16.2	13.4	4.1	62.7	110.7	192	209.8	1340.9
MEDIA	183.6	155.5	260.5	143.3	43.9	14.5	11.9	11.5	48.8	126.3	103.5	177.2	1280.5

Fuente: Evaluación de recursos hídricos de la cuenca del río Santa (ANA, 2015)

Cuadro 158. Matriz de variabilidad de la estación Cullicocha (mm)

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANUAL
2008	0.19	0.15	0.16	0.11	0.04	0.01	0.00	0.02	0.02	0.13	0.07	0.06	0.98
2009	0.22	0.16	0.27	0.11	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.17	0.01	0.14	1.19
2010	0.08	0.12	0.16	0.08	0.06	0.02	0.00	0.01	0.04	0.06	0.00	0.18	0.82
2011	0.13	0.06	0.15	0.15	0.01	0.01	0.01	0.00	0.06	0.02	0.10	0.14	0.84
2012	0.14	0.10	0.18	0.11	0.04	0.01	0.01	0.00	0.05	0.09	0.15	0.16	1.05

Fuente: Elaboración propia

ANEXO 6: Modelo Hidrológico Lutz Scholz

Este modelo hidrológico, es combinado por que cuenta con una estructura determinística para el cálculo de los caudales mensuales para el año promedio (Balance Hídrico - Modelo determinístico); y una estructura estocástica para la generación de series extendidas de caudal (Proceso markoviano - Modelo Estocástico). Fue desarrollado por el experto Lutz Scholz para cuencas de la sierra peruana, entre los años 1979-1980, en el marco de Cooperación Técnica de la República de Alemania a través del Plan Meris II.

Los parámetros más importantes del modelo son los coeficientes para la determinación de la precipitación efectiva, déficit de escurrimiento, retención y agotamiento de las cuencas. Como fundamento conceptual se considera que, de la precipitación, una parte del agua termina siendo drenada y sale por el río, denominado escorrentía; el resto del agua se almacena momentáneamente en la zona superior de la humedad del suelo, una parte se evapora y la otra permanece en el suelo. En ese sentido, el agua infiltrada en el terreno llegará a la zona de saturación donde se almacena para luego desaguar una parte a los cauces y el resto permanecerá en el embalse subterráneo para salir en fechas posteriores.

Este modelo fue implementado con fines de pronosticar caudales a escala mensual, teniendo una utilización inicial en estudios de proyectos de riego y posteriormente extendiéndose el uso del mismo a estudios hidrológicos con prácticamente cualquier finalidad (abastecimiento de agua, hidroelectricidad, etc.). Los resultados de la aplicación del modelo a las cuencas de la sierra peruana, han producido una correspondencia satisfactoria respecto a los valores medidos.

a) Ecuación del Balance Hídrico

La ecuación fundamental que describe el balance hídrico mensual en mm/mes es la siguiente:

$$CM_i = P_i - D_i + G_i - A_i \quad (Ec.47)$$

Donde:

CM_i = Caudal mensual (mm/mes)

P_i = Precipitación mensual sobre la cuenca (mm/mes)

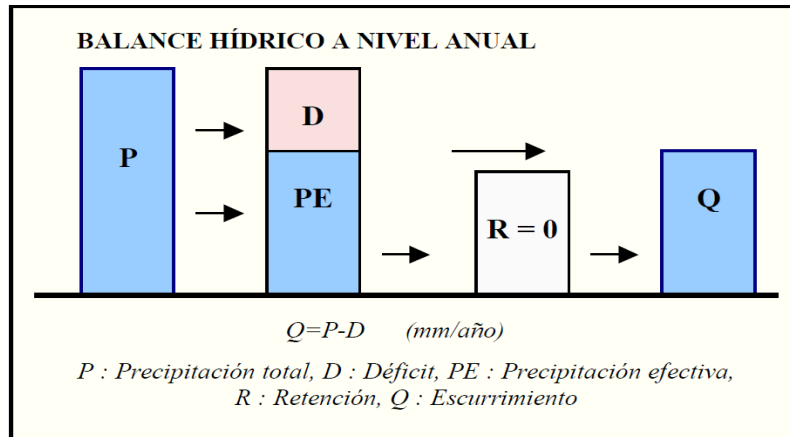
D_i = Déficit de escurrimiento (mm/mes)

G_i = Gasto de la retención de la cuenca (mm/mes)

A_i = Abastecimiento de la retención (mm/mes)

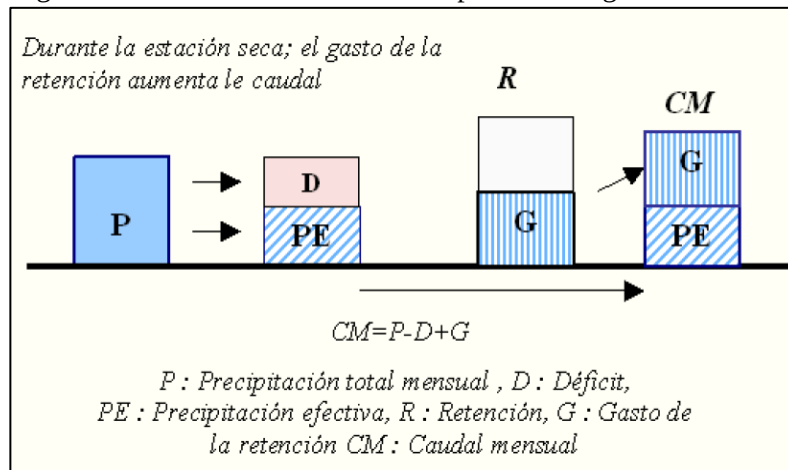
Para esto se asume que para periodos largos (en este caso 1 año) el Gasto y el Abastecimiento de la retención tiene el mismo valor, es decir, $G_i = A_i$. Asimismo, que para el año promedio una parte de la precipitación retorna a la atmosfera por evaporación por lo que la expresión $(P - D)$ puede sustituirse por $C \cdot P$, donde “C” es el coeficiente de escorrentía que puede ser medido o estimado y “P” es la precipitación total.

Fig 65. Balance Hídrico Anual según Lutz Scholz



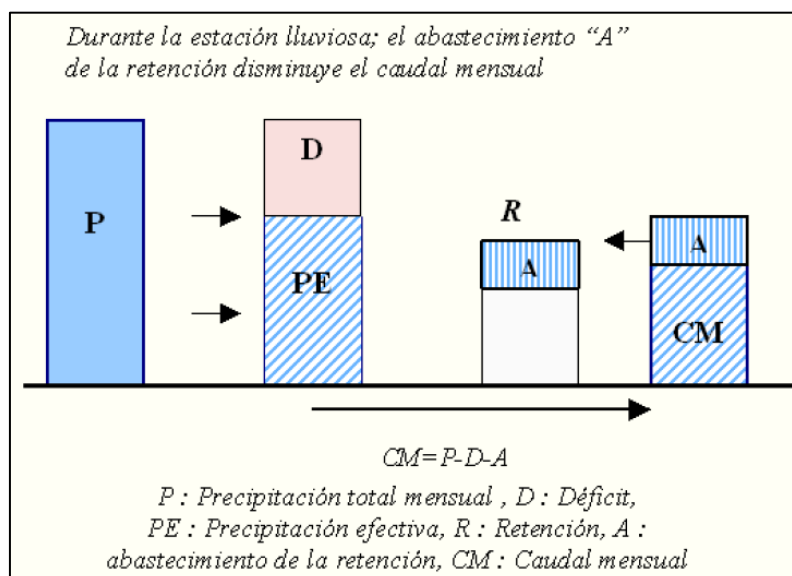
Fuente: Tarazona, 2005

Fig 66. Balance Hídrico Mensual en época seca según Lutz Scholz



Fuente: Tarazona, 2005

Fig 67. Balance Hídrico Mensual en época húmeda según Lutz Scholz



Fuente: Tarazona, 2005

b) Coeficiente de Escurrimiento

Para la estimación del coeficiente de escurrimiento “C”, se utilizaron las ecuaciones empíricas de L. Turc y de Tarazona, la cual resulto del análisis de los datos de 6 subcuencas de la cuenca del río Santa con presencia de glaciares de la cordillera Blanca. Asimismo, se consideró el valor establecido por la ONERN para la zona de la Cordillera Blanca (0.71) y el valor “registrado” que surge del cociente entre la escurrimiento total media anual y la precipitación total media anual de la subcuenca Blanco.

Método de L. Turc

Se ha considerado la siguiente expresión:

$$C = \frac{P-D}{P} \quad (Ec.48)$$

Donde:

C = Coeficiente de escurrimiento

P = Precipitación total anual (mm/año)

D = Déficit de escurrimiento (mm/año)

$$D = \frac{P}{[0.9 * (\frac{P}{L})^2]^{0.5}} \quad (Ec.49)$$

L = Coeficiente de temperatura

$$L = 300 + 25 * T + 0.05 * T^3 \quad (Ec.50)$$

T = Temperatura media anual (°C)

Método de Tarazona

Se ha considerado las siguientes ecuaciones regionales:

$$C = 0.3973 + 0.5241 * \Delta \quad (Ec.51)$$

Donde:

C = Coeficiente de escurrimiento para la zona

Δ = Coeficiente de escurrimiento estándar

$$\Delta = -11.4242 + 0.01144 * ETP - 0.2583 * T \quad (Ec.52)$$

ETP = Evapotranspiración potencial a la altura media de la subcuenca en estudio, calculado por el método Penman-García, en mm/año.

T = Temperatura media anual en °C, a la altura media de la subcuenca en estudio

En caso de no tener información; la ETP y la T se calcularon de la siguiente manera:

$$T = 253.704 - 29.756 * \ln(Al) \quad (Ec.53)$$

$$ETP = e^{6.9418+0.0241*T} \quad (Ec.54)$$

Al = Altitud media de la subcuenca (m.s.n.m.)

c) Cálculo de la precipitación efectiva

Suponiendo que los caudales promedios observados pertenezcan a un estado de equilibrio entre gasto y abastecimiento de la retención, de la cuenca respectiva, se calcula la precipitación efectiva para el coeficiente de escurrimiento promedio de manera que la relación entre la precipitación efectiva total sea igual al coeficiente de escurrimiento. Para este cálculo se adoptó el método del United States Bureau of Reclamation (USBR) para la determinación de la porción de lluvias que es aprovechado para cultivos. El Bureau of Reclamation llama a esta cantidad la precipitación efectiva de los cultivos que en realidad es la antítesis de la precipitación de escorrentía superficial.

El criterio del método del USBR para el cálculo de la precipitación efectiva para cultivos, es el principio que cuando aumenta la precipitación total mensual se toma un porcentaje disminuyendo del incremento de la lluvia como aumento de la precipitación efectiva de tal forma que, a partir de un lineamiento superior, la precipitación efectiva para los cultivos se mantenga constante. **“Para la hidrología se toma como precipitación efectiva esta parte de la precipitación total mensual que sale como el déficit según el método original del USBR”**.

El cálculo de la proporción de lluvia que produce escorrentía, es decir, precipitación efectiva en el sentido hidrológico se resume en el siguiente cuadro:

Cuadro 159. Precipitación efectiva a partir de la porción aprovechable por las plantas

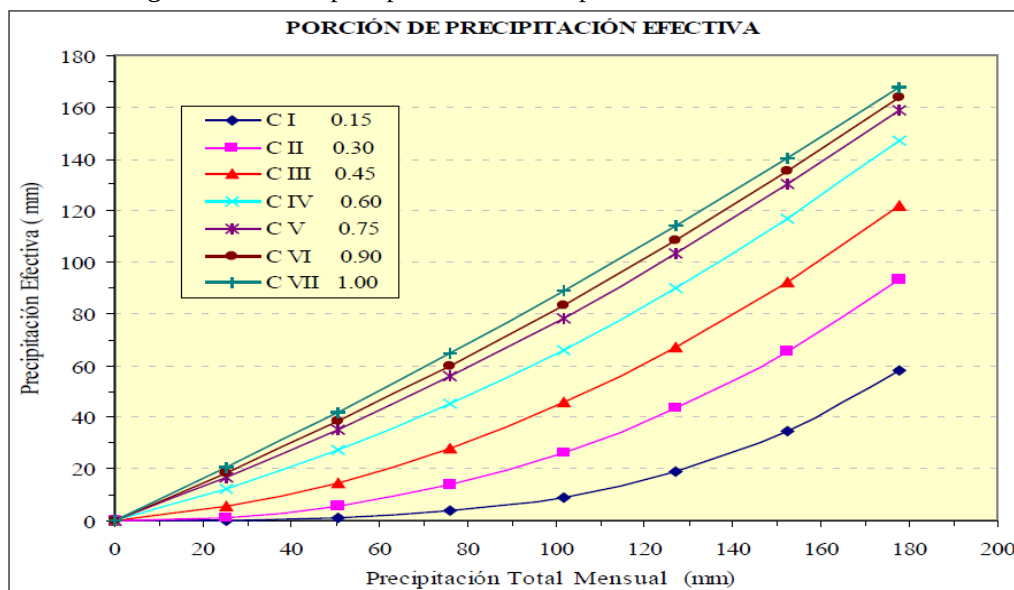
Precipitación Total Mensual (Limite Superior) mm	Porción de la precipitación mm/mes													
	Aprovechable por las Plantas (mm)							Déficit o Escurrimiento (mm)						
	I	II	III	IV	V	VI	VII	I	II	III	IV	V	VI	VII
25.4	25.4	22.9	20.4	17.9	15.4	12.9	10.4	0.0	2.5	5.0	7.5	10.0	12.5	15.0
50.8	49.5	44.5	38.1	28.0	17.9	15.4	10.4	1.3	6.3	12.7	22.8	32.9	35.4	40.4
76.2	72.4	63.5	49.5	30.5	20.4	15.4	10.4	3.8	12.7	26.7	45.7	55.8	60.8	65.8
101.6	92.7	76.2	54.6	33.0	20.4	15.4	10.4	8.9	25.4	47.0	68.6	81.2	86.2	91.2
127	107.9	83.8	57.1	33.0	20.4	15.4	10.4	19.1	43.2	69.9	94.0	106.6	111.6	116.6
152.4	118.1	86.4	57.1	33.0	20.4	15.4	10.4	34.3	66.0	95.3	119.4	132.0	137.0	142.0
177.8	120.6	86.4	57.1	33.0	20.4	15.4	10.4	57.2	91.4	120.7	144.8	157.4	162.4	167.4
“C”								0.15	0.30	0.45	0.60	0.75	0.90	1.00

Fuente: Tarazona, 2005

Las cifras romanas se refieren a las curvas que cubren un rango para el coeficiente de escorrentía entre 0.15 y 1.00, las curvas I y II pertenecen al método del USBR las curvas III, IV, V, VI y VII han sido desarrollados mediante ampliación simétrica del rango original según el criterio del experto Lutz.

Es necesario aclarar que cada curva está asociada a un coeficiente de escorrentía hipotético planteado por el USBR basado en sus propias investigaciones.

Fig 68. Curvas de precipitación efectiva para el método Lutz Scholz



Fuente: Tarazona, 2005

Para facilitar el cálculo de la precipitación efectiva se ha determinado la siguiente ecuación polinómica para cada curva:

$$PE = a_0 + a_1 * P + a_2 * P^2 + a_3 * P^3 + a_4 * P^4 \quad (Ec.55)$$

Donde:

PE = Precipitación efectiva (mm/mes)

P = Precipitación total mensual (mm/mes)

a_i = Coeficiente del polinomio

En el siguiente cuadro se presentan los coeficientes “ a_i ” que permiten la aplicación del polinomio:

Cuadro 160. Coeficientes de aplicación de la ecuación polinómica de la precipitación efectiva

Coeficiente	Valores para el cálculo según						
	Curva I	Curva II	Curva III	Curva IV	Curva V	Curva VI	Curva VII
a_0	0.0E+00	0.0E+00	0.0E+00	0.0E+00	0.0E+00	0.0E+00	0.0E+00
a_1	4.3E-03	-5.4E-03	1.341E-01	4.178E-01	6.093E-01	6.886E-01	7.832E-01
a_2	-7.0E-05	2.1E-03	3.1E-03	2.3E-03	1.6E-03	1.3E-03	9.0E-04
a_3	7.0E-06	5.0E-06	0.0E+00	0.0E+00	0.0E+00	0.0E+00	0.0E+00
a_4	2.0E-08	0.0E+00	0.0E+00	0.0E+00	0.0E+00	0.0E+00	0.0E+00
“C”	0.15	0.30	0.45	0.60	0.75	0.90	1.00

Fuente: Tarazona, 2005

La precipitación efectiva media mensual de las subcuencas se produce de tal manera que la relación entre la precipitación efectiva “PE” y precipitación total “P” sea igual al coeficiente de escurrimiento. Para ello, se realiza una interpolación de dos curvas de “PE” determinados por los coeficientes del polinomio. El valor de “C” promedio (0.71) indica aproximadamente cual es la combinación de curvas que se debe emplear.

Para el caso de la subcuenca Blanco, las combinaciones pueden ser III y IV o IV y V, la decisión de optar por una de las combinaciones se basó en los resultados del cálculo de los coeficientes de ponderación. Estos coeficientes deben ser números positivos entre cero y uno; y además deben sumar uno.

Por ejemplo, para la segunda combinación se tiene que:

$$PE_{III} = 0.1341 * P + 0.0031 * P^2 \quad (Ec.56)$$

$$PE_{IV} = 0.4178 * P + 0.0023 * P^2 \quad (Ec.57)$$

Luego los coeficientes de ponderación son:

$$C_{III} = \frac{C * P - PE_{IV}}{PE_{III} - PE_{IV}} \quad (Ec.58)$$

$$C_{IV} = \frac{C * P - PE_{III}}{PE_{IV} - PE_{III}} \quad (Ec.59)$$

Es así que si la anterior combinación cumpliera los requisitos establecidos para los coeficientes de ponderación se procedería a calcular la precipitación efectiva de la siguiente manera:

$$PE = C_{III} * PE_{III} + C_{IV} * PE_{IV} \quad (Ec.60)$$

Donde:

C_{III}, C_{IV} : Coeficientes de ponderación de las curvas III y IV

PE_{III}, PE_{IV} : Precipitación efectiva calculada por la curva III y IV

PE: Precipitación efectiva característica media mensual (mm)

C: Coeficiente de esorrentía “C” promedio

P: Precipitación mensual total (mm)

d) Periodos del Ciclo Hidrológico

Del análisis de los registros hidrométricos y pluviométricos de la zona de estudio, se ha determinado que el periodo de estiaje corresponde a los meses de mayo, junio, julio, agosto y septiembre. En contraparte, los otros meses corresponderán al periodo de avenidas. Dichos periodos serán considerados en el modelo tanto para el gasto como el abastecimiento de la retención de la subcuenca.

e) Retención de la cuenca

Suponiendo que en el año promedio existe un equilibrio entre el gasto y el abastecimiento de la reserva de la cuenca y admitiendo, además que el caudal total sea igual a la precipitación efectiva anual, se puede calcular la contribución de la reserva hídrica al caudal con las siguientes ecuaciones:

$$R_i = CM_i - PE_i \quad (Ec.61)$$

$$CM_i = PE_i + G_i - A_i \quad (Ec.62)$$

Donde:

CM_i = Caudal mensual (mm/mes)

PE_i = Precipitación efectiva (mm/mes)

R_i = Retención de la cuenca (mm/mes)

G_i = Gasto de la retención (mm/mes)

A_i = Abastecimiento de la retención (mm/mes)

$R_i = G_i$ para valores mayores a cero (mm/mes)

$R_i = A_i$ para valores menores a cero (mm/mes)

Sumando todos los valores de G o A respectivamente, se halla la retención total R de la cuenca durante el año promedio en las dimensiones de mm/año. Esta ecuación se realiza básicamente para realizar la calibración de la retención de la cuenca.

El experto Lutz Scholz propone como fuentes principales para el almacenamiento hídrico de la cuenca: lagunas y acuíferos potenciales, así como nevados. Para el caso de la estimación para la lámina anual para lagunas y acuíferos potenciales considerando para ello la siguiente ecuación:

$$L_A = -7.5 * I + 315 \quad (Ec.63)$$

Donde:

I = Pendiente media del desagüe principal, siendo ésta < 15%

L_A = Lámina anual para lagunas y acuíferos potenciales, en mm/año

En el caso de la retención de lagunas y nevados, se puede considerar un valor de 500 mm/año o en su defecto realizar la estimación de esta variable.

f) Relación entre descargas y retención

Durante la estación seca, el gasto de la retención alimenta los ríos, constituyendo el caudal o descarga básica. La reserva o retención de la cuenca se agota al final de la estación seca; durante esta estación la descarga se puede calcular en base a la ecuación:

$$Q_t = Q_o e^{-a(t)} \quad (Ec.64)$$

Donde:

Q_t = Descarga en el tiempo t

Q_o = Descarga inicial

A = Coeficiente de agotamiento

t = tiempo

Al principio de la estación lluviosa, el proceso de agotamiento de la reserva termina, comenzando a su vez el abastecimiento de los almacenes hídricos. Este proceso está descrito por un déficit entre la precipitación efectiva y el caudal real.

Mediante la fórmula anterior se puede calcular el coeficiente de agotamiento “a”, en base a datos hidrométricos. Este coeficiente no es constante durante toda la estación seca, ya que va disminuyendo gradualmente.

Con fines prácticos se puede desprestigiar la variación del coeficiente “a” durante la estación seca empleando un valor promedio. De esta manera, teniéndose que dicho coeficiente tiene una dependencia logarítmica con el área de la cuenca y que el análisis de las observaciones disponibles muestra, además cierta influencia del clima, la geología y la cobertura vegetal. Se ha desarrollado una ecuación empírica para la sierra peruana:

Cuencas con agotamiento muy rápido. Debido a temperaturas elevadas ($>10^{\circ}\text{C}$) y retención que va reducida (50 mm/año) a mediana (80 mm/año):

$$a = -0.00252 * \ln AR + 0.034 \quad (\text{Ec.65})$$

Cuencas con agotamiento rápido. Debido a retención entre 50 y 80 mm/año y vegetación poco desarrollada (puna):

$$a = -0.00252 * \ln AR + 0.030$$

Cuencas con agotamiento mediano. Debido a retención mediana (80 mm/año) y vegetación mezclada (pastos, bosques y terrenos cultivados):

$$a = -0.00252 * \ln AR + 0.026$$

Cuencas con agotamiento muy rápido. Debido a la alta retención (> 100 mm/año) y vegetación mezclada:

$$a = -0.00252 * \ln AR + 0.023$$

Donde:

a = Coeficiente de agotamiento por día

AR = Área de la cuenca (km^2)

g) Abastecimiento de la retención

El abastecimiento durante la estación lluviosa es uniforme para cuencas ubicadas en la misma región climática. La lámina de agua “ A_i ” que entra en la reserva de la cuenca se muestra en forma de déficit mensual de la precipitación efectiva “ PE_i ”. Se calcula mediante la ecuación:

$$A_i = a_i * \frac{R}{100} \quad (\text{Ec.66})$$

Siendo:

A_i = Abastecimiento mensual déficit de la precipitación efectiva (mm/mes)

a_i = Coeficiente de abastecimiento (%)

R = Retención de la cuenca (mm/año)

h) Determinación del caudal mensual para el año promedio

Esta basado en la ecuación fundamental que describe el balance hídrico mensual a partir de los componentes descritos anteriormente:

$$CM_i = PE_i + G_i - A_i \quad (Ec.67)$$

Donde:

CMi =Caudal del mes i (mm/mes)

PEi = Precipitación efectiva del mes i (mm/mes)

Gi = Gasto de la retención del mes i (mm/mes)

Ai = Abastecimiento del mes i (mm/mes)

i) Generación de caudales mensuales para periodos extendidos

A fin de generar una serie sintética de caudales para periodos extendidos, se ha implementado un modelo estocástico que consiste en una combinación de un proceso markoviano de primer orden:

$$Q_t = f(Q_{t-1})$$

La variable de impulso considerada es la precipitación efectiva:

$$Q = g(PE_t)$$

Con la finalidad de aumentar el rango de valores generados y obtener una aproximación cercana a la realidad, se utiliza una variable aleatoria

$$Z = z * S * (1 - r^2)^{0.5} \quad (Ec.68)$$

Finalmente, la ecuación integral para la generación de caudales mensuales combinando los componentes citados es:

$$Q_t = B_0 + B_1 * Q_{t-1} + B_2 * PE_t + z * S * (1 - r^2)^{0.5} \quad (Ec.69)$$

Donde:

Q_t = Caudal del mes t

Q_{t-1} = Caudal del mes anterior

PE_t = Precipitación efectiva del mes t

B_i = Coeficientes de la regresión lineal múltiple

S = Error estándar de la regresión lineal múltiple

r = Coeficiente de correlación múltiple

z = Número aleatorio normalmente distribuido con media 0 y varianza 1 del año t

El valor inicial de Q_{t-1} puede ser del caudal promedio del mes, o el caudal aforado del mes, o empezar con cero.

La precipitación efectiva de cada mes se calcula como se realizó para el valor promedio y siguiendo estas consideraciones:

- No es necesario identificar las curvas características para cada año puesto que se identificaron al calcular la precipitación efectiva representativa.
- Los coeficientes de ponderación son los mismos.
- Con las ecuaciones de las curvas características multiplicados con su respectivo coeficiente de ponderación, nos dará PE de ese mes.

ANEXO 7: Estimación de la precipitación anual promedio sobre los nevados con el método de las isoyetas

Cuadro 161. Precipitación sobre el área glaciar por método de isoyetas - año 1987

PP Mínima (mm)	PP Máxima (mm)	PP Promedio (mm) (1)	Área (km ²) (2)	(1)*(2)
1000	1100	1050	0.13	132.1
1100	1200	1150	1.03	1187.5
1200	1300	1250	4.06	5077.0
1300	1400	1350	13.15	17754.2
1400	1500	1450	10.45	15157.0
1500	1600	1550	6.04	9362.2
1600	1700	1650	2.90	4787.5
SUMA			37.77	53457.5
Precipitación Anual (mm)			1415.5	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 162. Precipitación sobre el área glaciar por el método de isoyetas - año 1990

PP Mínima (mm)	PP Máxima (mm)	PP Promedio (mm) (1)	Área (km ²) (2)	(1)*(2)
1000	1100	1050	0.03	31.5
1100	1200	1150	0.73	839.9
1200	1300	1250	3.77	4715.5
1300	1400	1350	12.54	16928.6
1400	1500	1450	10.32	14967.3
1500	1600	1550	6.12	9479.4
1600	1700	1650	2.99	4926.1
SUMA			36.50	51888.2
Precipitación Anual (mm)			1421.8	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 163. Precipitación sobre el área glaciar por el método de isoyetas - año 1992

PP Mínima (mm)	PP Máxima (mm)	PP Promedio (mm) (1)	Área (km ²) (2)	(1)*(2)
1100	1200	1150	0.37	428.9
1200	1300	1250	3.29	4117.4
1300	1400	1350	11.74	15843.7
1400	1500	1450	9.95	14434.6
1500	1600	1550	5.92	9176.3
1600	1700	1650	2.81	4640.7
SUMA			34.09	48641.7
Precipitación Anual (mm)			1426.8	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 164. Precipitación sobre el área glaciar por el método de isoyetas - año 1995

PP Mínima (mm)	PP Máxima (mm)	PP Promedio (mm) (1)	Área (km²) (2)	(1)*(2)
1100	1200	1150	0.35	399.2
1200	1300	1250	3.35	4190.4
1300	1400	1350	11.49	15513.2
1400	1500	1450	9.95	14429.7
1500	1600	1550	5.90	9139.8
1600	1700	1650	2.84	4685.2
SUMA			33.88	48357.5
Precipitación Anual (mm)			1427.4	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 165. Precipitación sobre el área glaciar por el método de isoyetas - año 1997

PP Mínima (mm)	PP Máxima (mm)	PP Promedio (mm) (1)	Área (km²) (2)	(1)*(2)
1100	1200	1150	0.32	371.7
1200	1300	1250	3.22	4028.9
1300	1400	1350	11.43	15424.2
1400	1500	1450	9.72	14098.4
1500	1600	1550	5.69	8816.5
1600	1700	1650	2.59	4278.2
SUMA			32.98	47017.8
Precipitación Anual (mm)			1425.8	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 166. Precipitación sobre el área glaciar por el método de isoyetas - año 2005

PP Mínima (mm)	PP Máxima (mm)	PP Promedio (mm) (1)	Área (km²) (2)	(1)*(2)
1100	1200	1150	0.82	940.0
1200	1300	1250	2.56	3194.3
1300	1400	1350	10.39	14032.0
1400	1500	1450	9.56	13868.2
1500	1600	1550	5.68	8809.9
1600	1700	1650	2.85	4697.3
SUMA			31.86	45541.7
Precipitación Anual (mm)			1429.3	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 167. Precipitación sobre el área glaciar por el método de isoyetas - año 2010

PP Mínima (mm)	PP Máxima (mm)	PP Promedio (mm) (1)	Área (km ²) (2)	(1)*(2)
1100	1200	1150	0.16	180.0
1200	1300	1250	2.66	3330.4
1300	1400	1350	10.05	13567.5
1400	1500	1450	9.34	13536.5
1500	1600	1550	5.72	8868.0
1600	1700	1650	2.64	4359.0
SUMA			30.57	43841.4
Precipitación Media Anual (mm)			1434.2	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 168. Precipitación sobre el área glaciar por el método de isoyetas - año 2016

AÑO 2016				
PP Mínima (mm)	PP Máxima (mm)	PP Promedio (mm) (1)	Área (km ²) (2)	(1)*(2)
1100	1200	1150	0.18	211.2
1200	1300	1250	2.44	3045.7
1300	1400	1350	9.65	13027.1
1400	1500	1450	8.84	12813.2
1500	1600	1550	5.34	8282.5
1600	1700	1650	2.45	4044.9
SUMA			28.90	41424.6
Precipitación Media Anual (mm)			1433.3	

Fuente: Elaboración propia

Cuadro 169. Precipitación media anual del área glaciar de la subcuenca del río Blanco

AÑO	Precipitación (mm)
1987	1415.5
1990	1421.8
1992	1426.8
1995	1427.4
1997	1425.8
2005	1429.3
2010	1434.2
2016	1433.3
PMA	1426.8

Fuente: Elaboración propia

ANEXO 8

PANEL FOTOGRÁFICO

Fotografía N° 01. Vista del nevado Santa Cruz desde la carretera afirmada en la margen derecha del río Blanco con dirección a la comunidad campesina de Cashapampa, en la cual se puede observar la pérdida de la superficie glaciar.



Fuente: Elaboración propia

Fotografía N° 02. Vista de las áreas agrícolas tanto en la parte baja como en la parte media desde la carretera afirmada en la margen izquierda del río Blanco con dirección a la comunidad campesina de Cashapampa.



Fuente: Elaboración propia

Fotografía N° 03. Vista de las áreas agrícolas en la parte media sobre los dos márgenes del río Blanco, desde la carretera afirmada con dirección a la comunidad campesina de Cashapampa.



Fuente: Elaboración propia

Fotografía N° 04. Canal de tierra al costado de la carretera afirmada con dirección a la comunidad campesina de Cashapampa, en la cual se observa las aguas cristalinas procedentes del deshielo de los nevados y lagunas de la zona de estudio.



Fuente: Elaboración propia

Fotografía N° 05. Centro poblado de Huaripampa, la capital del distrito de Santa Cruz, la cual se encuentra en la vía con dirección a la comunidad campesina de Cashapampa. (UTM : 190776 E , 9009086 N)



Fuente: Elaboración propia

Fotografía N° 06. Comunidad campesina de Cashapampa, ubicado a los 2900 m.s.n.m. que corresponde el punto de partida de los turistas para adentrarse en la quebrada Santa Cruz, la cual se observa en la parte posterior de la imagen.



Fuente: Elaboración propia

Fotografía N° 07. Vista del Puente Río Blanco a lo lejos durante el recorrido, dicha estructura tiene una longitud de 20 metros y una capacidad de 20 toneladas.



Fuente: Elaboración propia

Fotografía N° 08. En esta imagen se observa a las personas que hicieron posible el recorrido a la zona de estudio, ubicados en el medio del puente Río Blanco. (UTM: 193 863 E, 9 010 240 N)



Fuente: Elaboración propia

Fotografía N° 09. Vista de los cultivos de arverjas durante el recorrido, donde se observa a los campesinos de la zona en sus labores de recolección.



Fuente: Elaboración propia

Fotografía N° 10. Vista de los cultivos de maíz choclo y aguaymanto durante el recorrido sobre la margen derecha del río Blanco.



Fuente: Elaboración propia

Fotografía N° 11. En esta imagen se observa a la quebrada Ragrancó en su recorrido al cruzar la vía con dirección a la comunidad de Colcas. (UTM: 192 611E, 9 014 040N)



Fuente: Elaboración propia

Fotografía N° 12. En esta imagen se observa la entrada del caudal del río Blanco a la Central Hidroeléctrica Santa Cruz II, la cual es del tipo filo de agua, en su recorrido hacia el río Santa. (UTM: 190 141E, 9 011 534N)



Fuente: Elaboración propia

Fotografía N° 13. Vista del caudal del río Blanco antes de su entrada a la Mini Central Hidroeléctrica Santa Cruz II, tomando las coordenadas UTM con el GPS navegador. (UTM: 190 208E, 9 011 500N)



Fuente: Elaboración propia

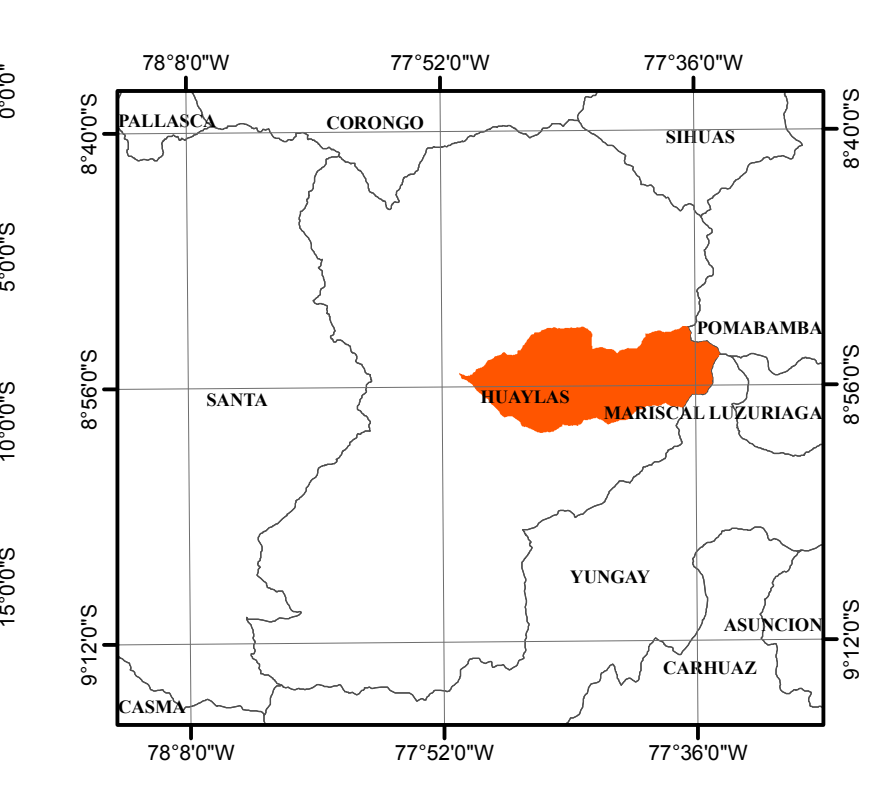
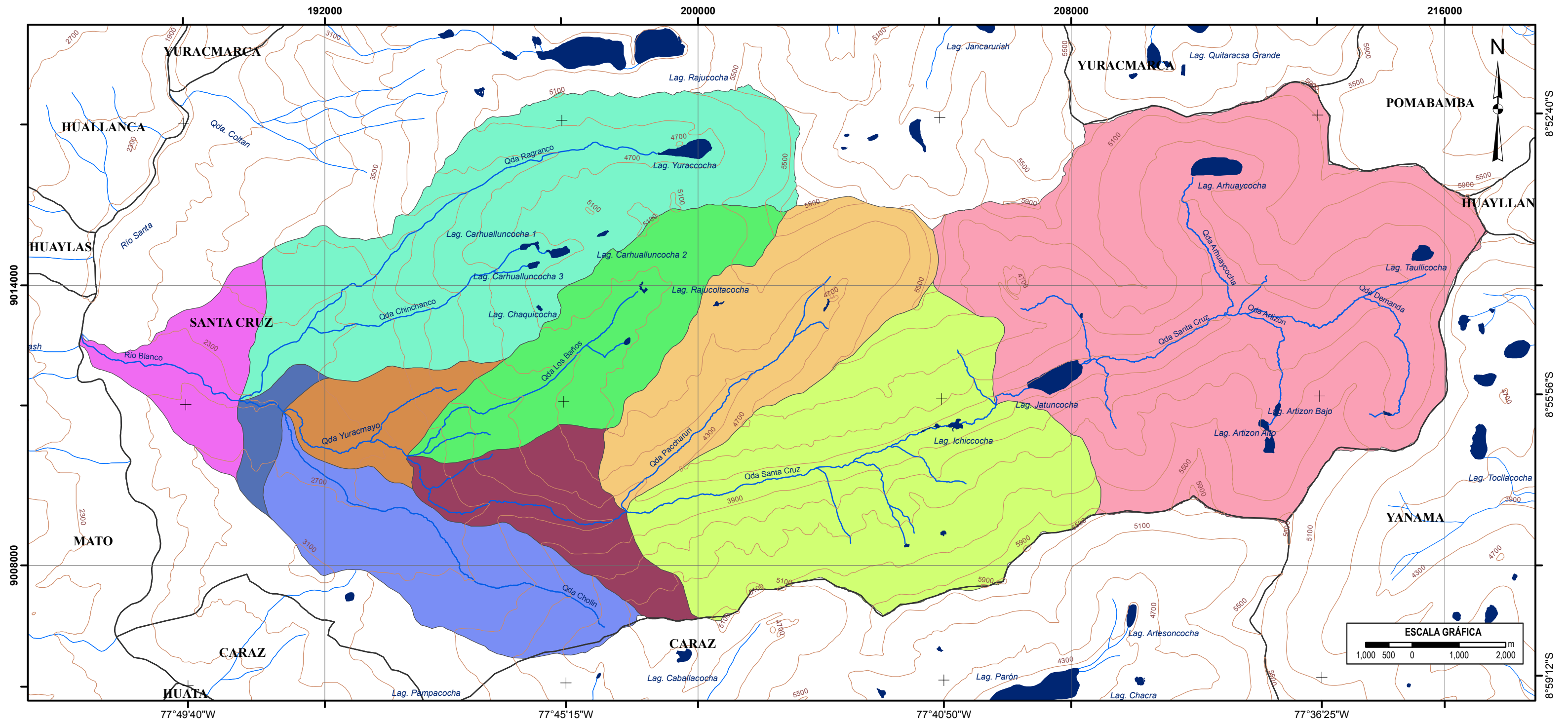
Fotografía N° 14. En esta imagen se observa otro canal de tierra como en todo el recorrido se observan otros, siendo entonces el recurso hídrico muy importante en esta zona para la actividad agrícola durante todo el año, el uso energético y en menor medida el uso poblacional.



Fuente: Elaboración propia

ANEXO 9

MAPAS DE LA INVESTIGACIÓN



Símbolo	Unidad Hidrográfica	Área (km ²)	Perímetro (km)
	Microcuenca Santa Cruz Alto	72.21	38.18
	Intercuenca Santa Cruz Medio	40.76	29.12
	Microcuenca Ragra	39.40	33.38
	Microcuenca Paccharuri	20.99	21.64
	Microcuenca Cholin	17.18	21.47
	Microcuenca Los Baños	16.83	21.96
	Intercuenca Santa Cruz Bajo	10.37	17.64
	Intercuenca Blanco Bajo	7.82	14.92
	Intercuenca Yuracmayo Alto	6.32	12.55
	Intercuenca Yuracmayo Bajo	2.32	8.92

LEYENDA

TOPOGRAFIA
Curvas de Nivel

HIDROGRAFIA
Ríos y Quebradas

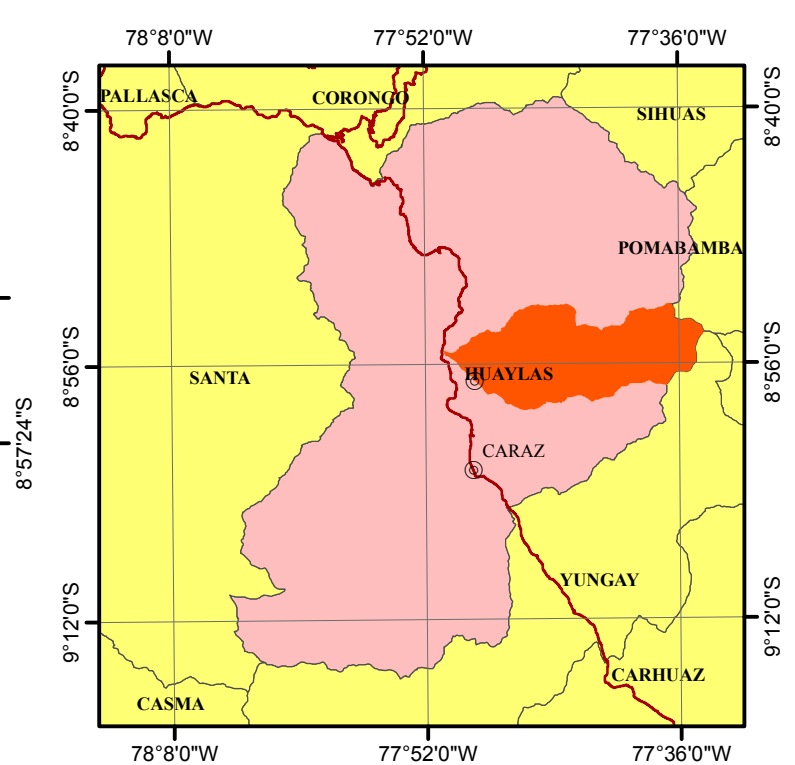
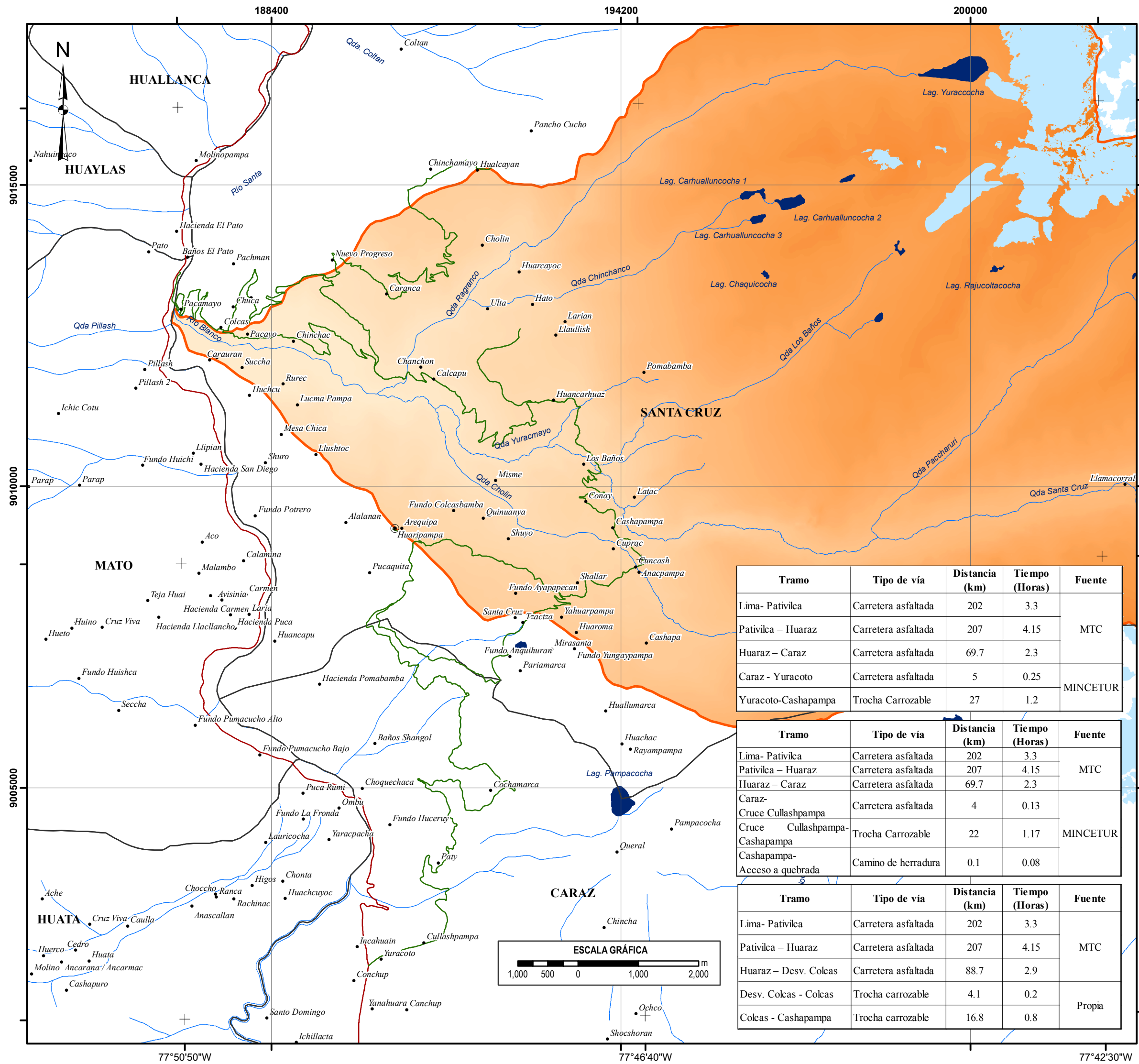
CUERPOS DE AGUA
Lagunas Altoandinas

LIMITES POLITICOS
Distrital

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL
Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de microcuencas de la subcuenca del río Blanco

Tesista: Bach. José Hitoshi Inoue Velarde	Tesis: "Evolución de la cobertura glaciaria y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"	Asesor: Dr. Jhon Walter Gomez Lora	Mapa N°02
Fuente: Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h), Geoservidor del MINAM-Perú y Geoservidor del MINEDU-Perú	Proyección: DATUM WGS84 ZONA 18S	Escala Numérica: 1:80 000	Formato: A3



Tramo	Tipo de vía	Distancia (km)	Tiempo (Horas)	Fuente
Lima- Pativilca	Carretera asfaltada	202	3.3	MTC
Pativilca – Huaraz	Carretera asfaltada	207	4.15	
Huaraz – Caraz	Carretera asfaltada	69.7	2.3	
Caraz - Yuracoto	Carretera asfaltada	5	0.25	MINCETUR
Yuracoto-Cashapampa	Trocha Carrozable	27	1.2	

Tramo	Tipo de vía	Distancia (km)	Tiempo (Horas)	Fuente
Lima- Pativilca	Carretera asfaltada	202	3.3	MTC
Pativilca – Huaraz	Carretera asfaltada	207	4.15	
Huaraz – Caraz	Carretera asfaltada	69.7	2.3	
Caraz- Cruce Cullashpampa	Carretera asfaltada	4	0.13	MINCETUR
Cruce Cullashpampa- Cashapampa	Trocha Carrozable	22	1.17	
Cashapampa- Acceso a quebrada	Camino de herradura	0.1	0.08	

Tramo	Tipo de vía	Distancia (km)	Tiempo (Horas)	Fuente
Lima- Pativilca	Carretera asfaltada	202	3.3	MTC
Pativilca – Huaraz	Carretera asfaltada	207	4.15	
Huaraz – Desv. Colcas	Carretera asfaltada	88.7	2.9	
Desv. Colcas - Colcas	Trocha carrozable	4.1	0.2	Propia
Colcas - Cashapampa	Trocha carrozable	16.8	0.8	

LEYENDA

POBLACIÓN

- Centros Poblados
- Capitales

HIDROGRAFIA

- Ríos y quebradas

ÁREA DE ESTUDIO

- Subcuenca Blanco

VÍAS

- Red Vecinal
- Red Nacional

CUERPOS DE AGUA

- Lagunas Altoandinas

RESERVAS HÍDRICAS

- Glaciares

LÍMITE POLÍTICO

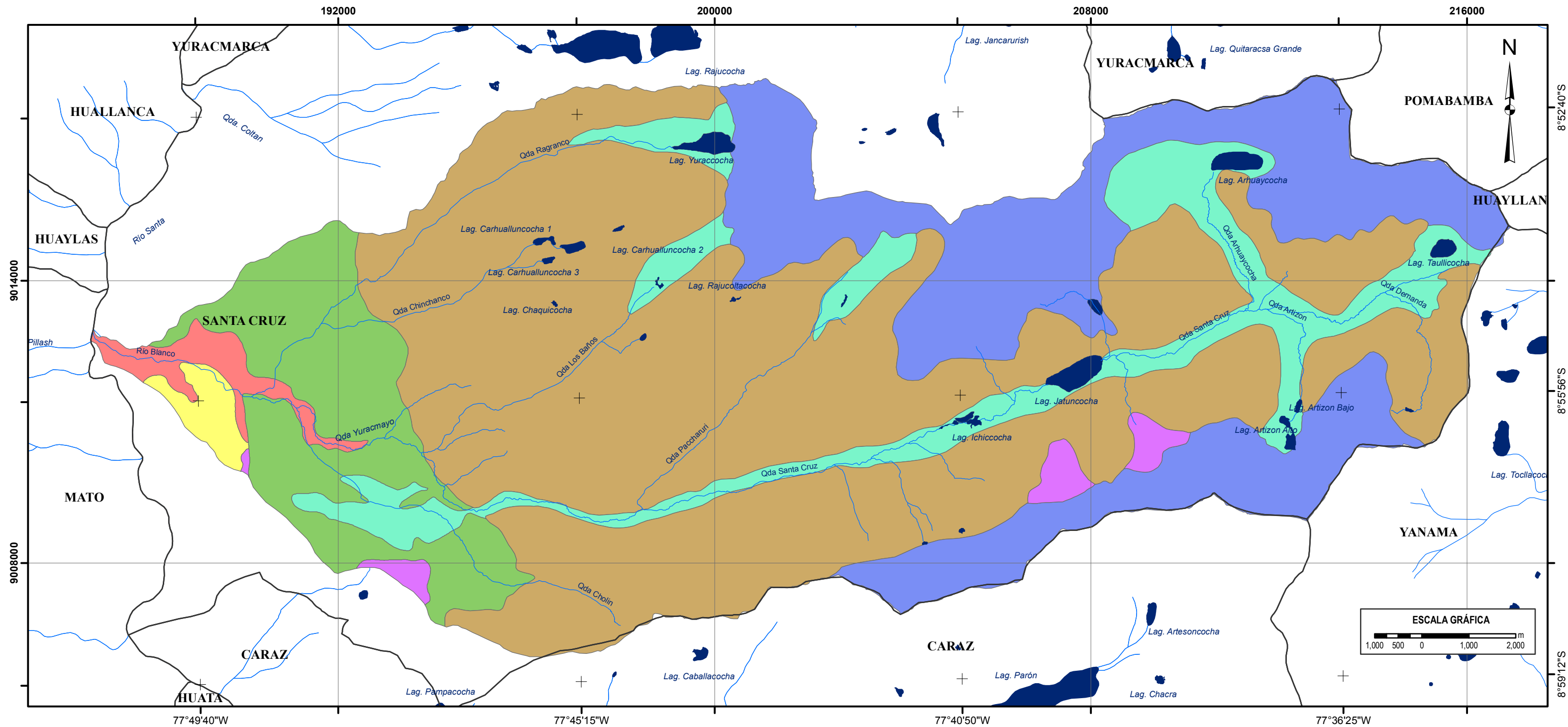
- Distrital

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL

Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de la red vial

Tesista: Bach. José Hitoshi Inoue Velarde	Tesis: "Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"	Asesor: Dr. Jhon Walter Gomez Lora	Mapa N°03
Fuente: Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h), Geoservidor del MINAM-Perú y Base de Datos Espaciales del MTC - Perú	Proyeccion: DATUM WGS84 ZONA 18S	Escala Numérica: 1: 60 000	Formato: A3



Unidades Litológicas		Área (km ²)
Símbolo	Descripción	
	Batolito de la Cordillera Blanca (Granodiorita/tonalita)	125.73
	Depósitos Glaciares	50.42
	Depósitos Fluvioglaciares	25.40
	Formación Yungay	22.87
	Depósitos Aluviales	3.59
	Depósitos Coluviales	2.75
	Grupo Calipuy	2.21

LEYENDA

HIDROGRAFIA

Ríos y quebradas

CUERPOS DE AGUA

Lagos Altoandinos

LIMITES POLÍTICOS

Distrital

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL

Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo

Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa geológico de la subcuenca del río Blanco

Tesista:
Bach. José Hitoshi Inoue Velarde

Tesis:
"Evolución de la cobertura glacial y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"

Asesor:
Dr. Jhon Walter Gomez Lora

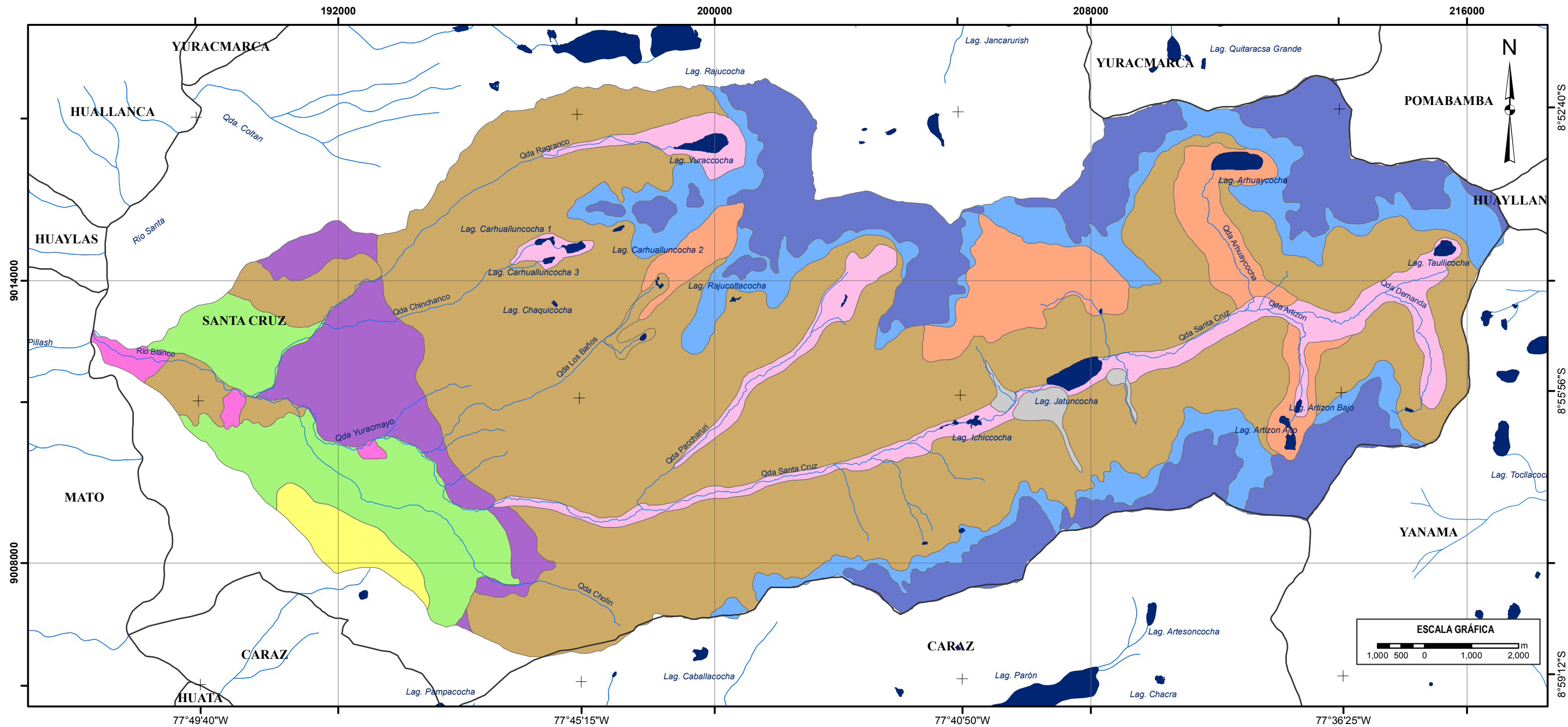
Fuente:
Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Base de datos espaciales del INGENMET, Geoservidor del MINAM-Perú y del MINEDU-Perú

Proyeccion:
DATUM WGS84
ZONA 18S

Escala Numérica:
1: 80 000

Formato:
A3

Mapa N°04



Unidades Geomorfológicas		Área (km ²)
Símbolo	Descripción	
	Montaña de Pendiente Alta	121.29
	Montaña con Cobertura Glaciar	31.15
	Montaña con Desglaciación Reciente	20.75
	Montaña con Pendiente Moderada	15.14
	Valle Glacial con Lagunas	14.47
	Detrito Glaciofluvial	14.14
	Montaña Estructural	11.77
	Lomadas	2.94
	Depósito de Deslizamiento	1.28
	Abanico de Piedemonte	1.25

LEYENDA

HIDROGRAFÍA
Ríos y quebradas

CUERPOS DE AGUA
Lagunas Altoandinas

LÍMITES POLÍTICOS
Distrital

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL
Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa geomorfológico de la subcuenca del río Blanco

Tesista:
Bach. José Hitoshi Inoue Velarde

Tesis:
"Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"

Asesor:
Dr. Jhon Walter Gomez Lora

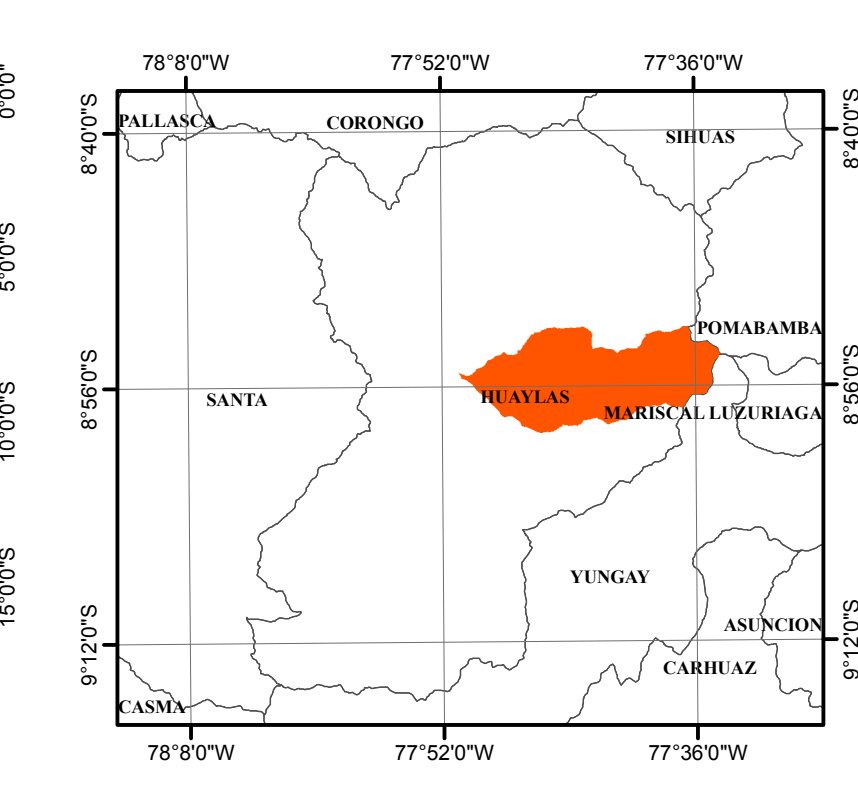
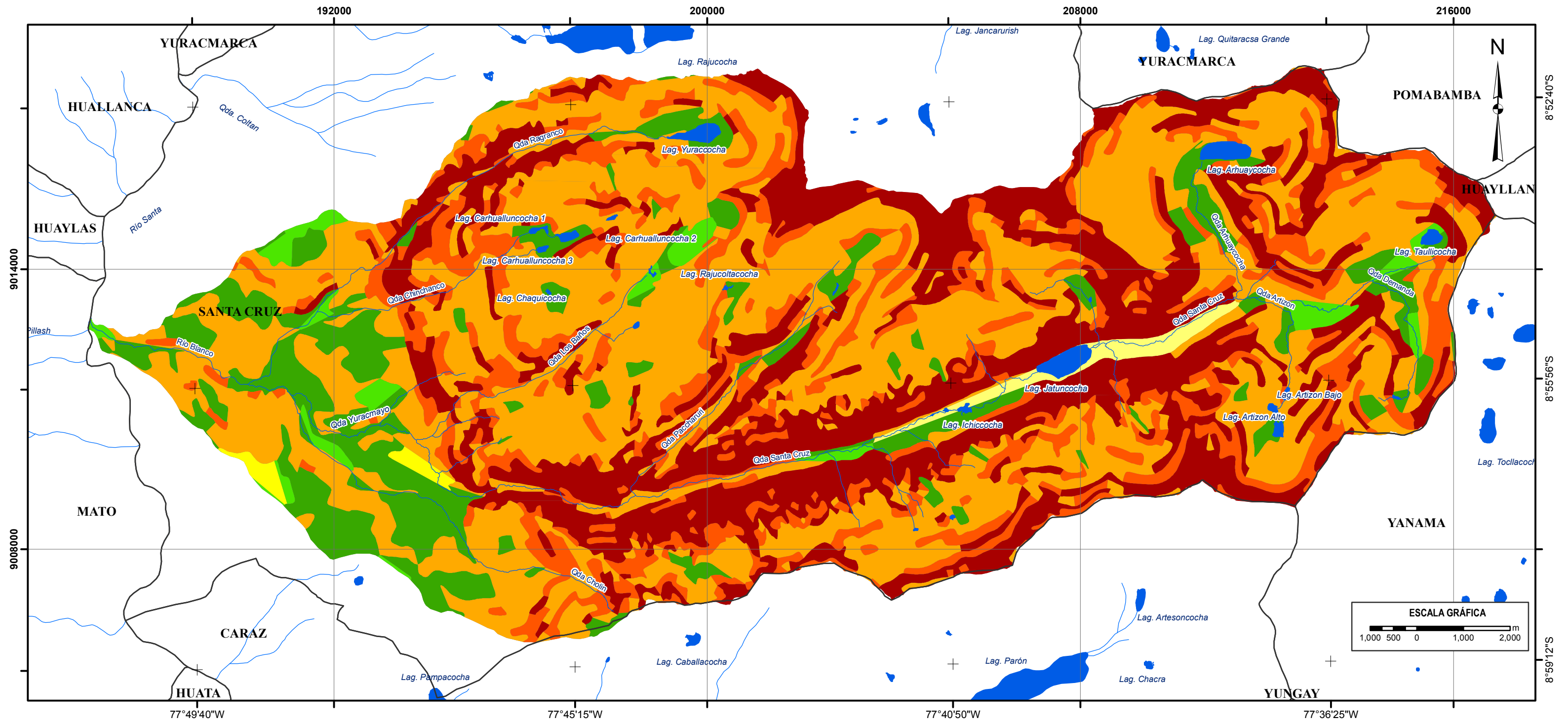
Fuente:
Carta Nacional escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Mapa Geomorfológico de ONERN escala 1:100 000, Geoservidor del MINAM y del MINEDU-Perú

Proyeccion:
DATUM WGS84
ZONA 18S

Escala Numérica:
1: 80 000

Formato:
A3

Mapa N°05



Símbolo	Rango de pendiente (%)		Descripción	Área (km ²)
	0	3	Plano o casi plano	2.42
	3	8	Ligeramente inclinado	0.91
	8	15	Moderadamente inclinado	4.18
	15	30	Inclinado	26.45
	30	60	Moderadamente empinado	101.31
	60	75	Empinado	39.86
	> 75		Extremadamente empinado	59.07
TOTAL				234.19

LEYENDA

HIDROGRAFÍA
 Ríos y quebradas

LÍMITES POLÍTICOS
 Distrital

CUERPOS DE AGUA
 Lagunas Altoandinas

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL
Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de pendientes de la subcuenca del río Blanco

Tesista:
Bach. José Hiloshi Inoue Velarde

Tesis:
"Evolución de la cobertura glaciaria y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"

Asesor:
Dr. Jhon Waller Gómez Lora

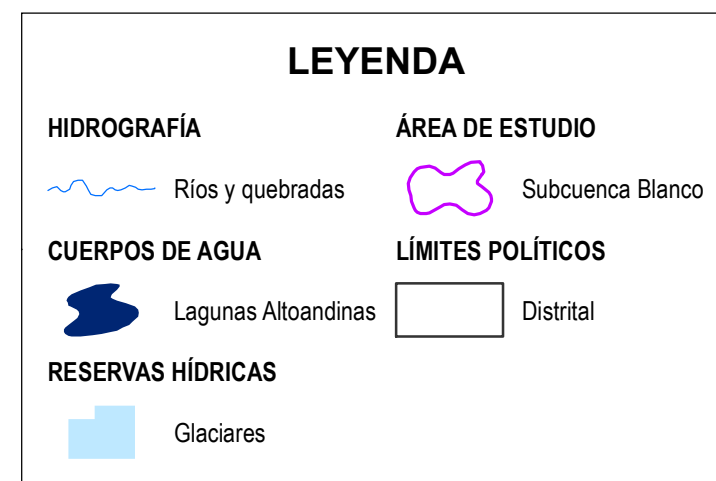
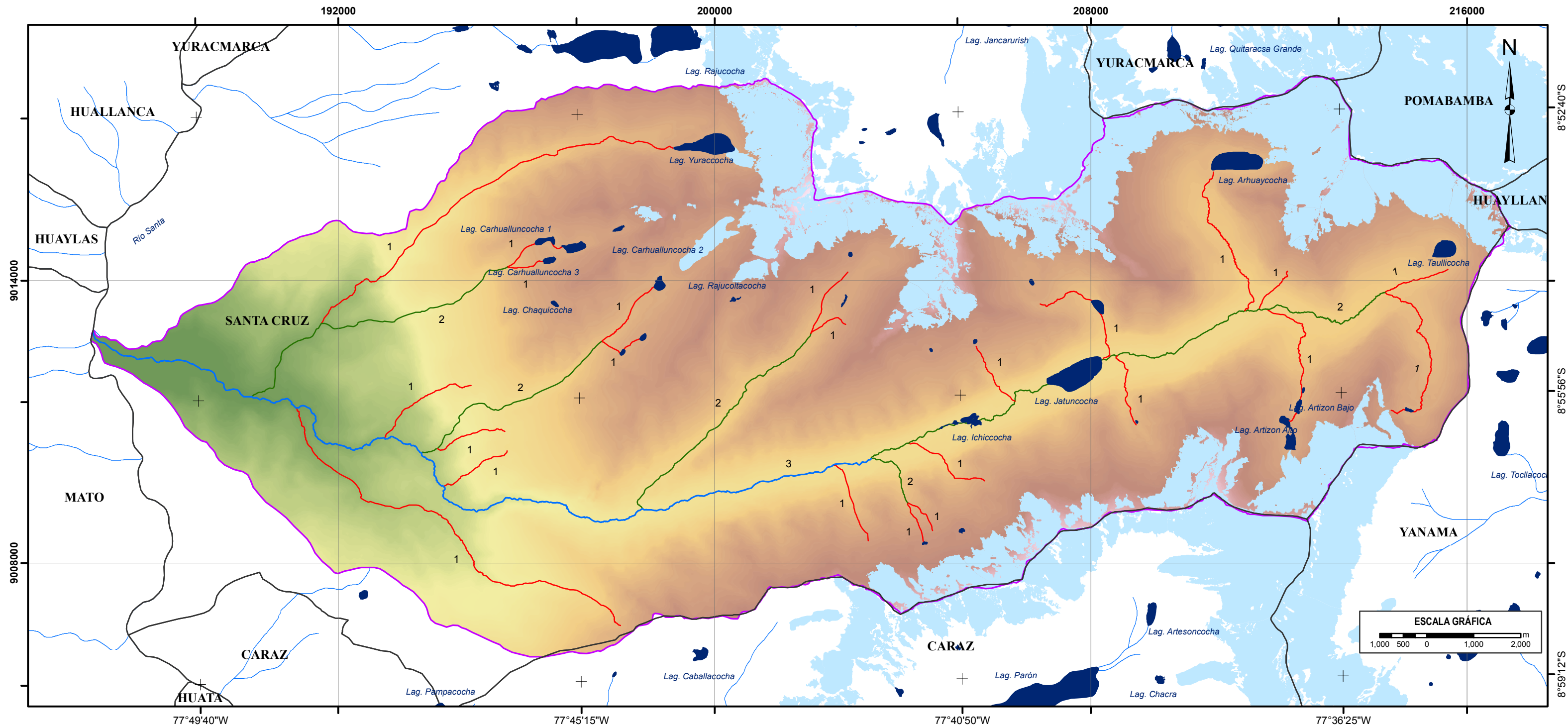
Fuente:
Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM y del MINEDU-Perú

Proyección:
DATUM WGS84
ZONA 18S

Escala Numérica:
1:80 000

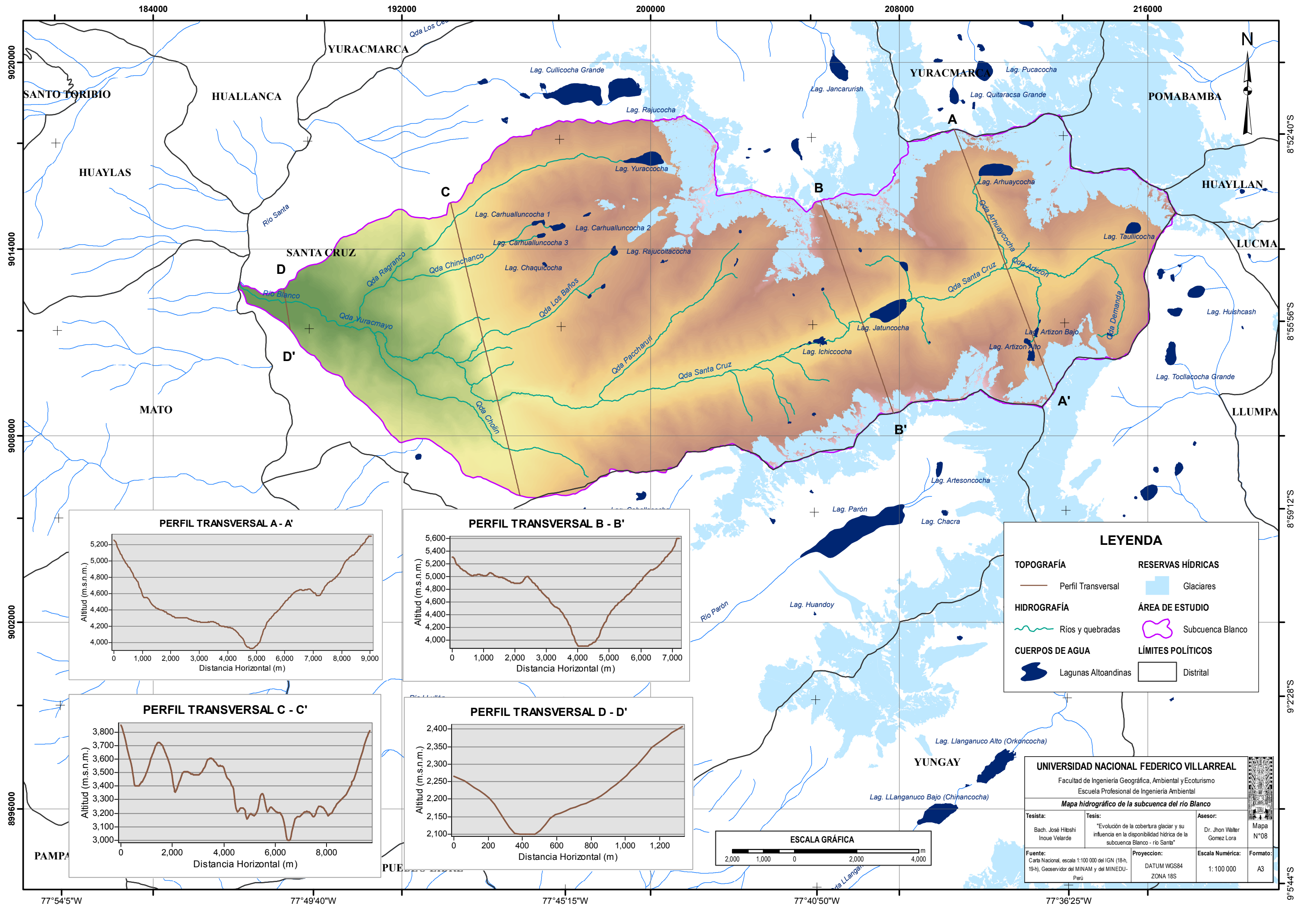
Formato:
A3

Mapa N°06

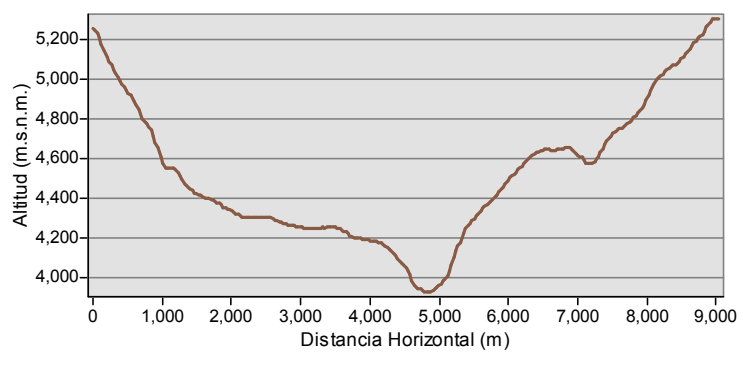


Símbolo	Orden	N° de corrientes	Longitud (km)
	1	23	57.7
	2	5	32.4
	3	1	20.5
TOTAL		29	110.6

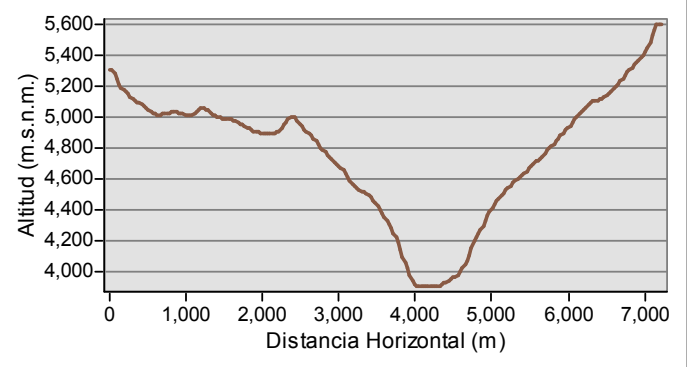
UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL				
Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo				
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental				
Mapa de orden de ríos de la subcuenca del río Blanco				
Tesista:	Tesis:		Asesor:	 Mapa N°07
Bach. José Hitoshi Inoue Velarde	"Evolución de la cobertura glaciér y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"		Dr. Jhon Walter Gomez Lora	
Fuente:	Proyección:		Escala Numérica:	Formato:
Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM y del MINEDU-Perú	DATUM WGS84 ZONA 18S		1: 80 000	A3



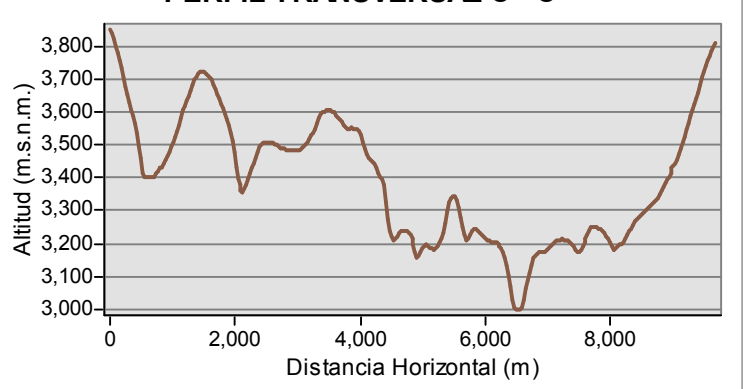
PERFIL TRANSVERSAL A - A'



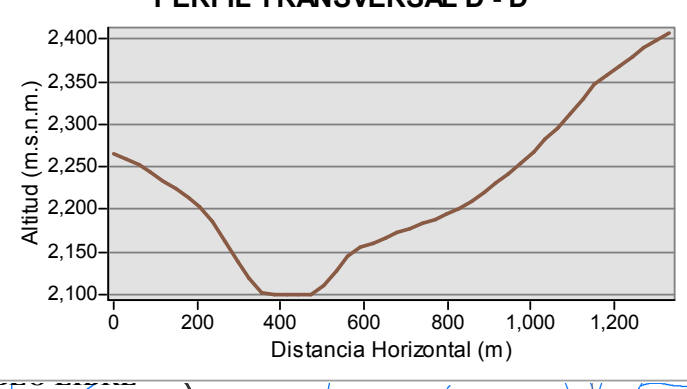
PERFIL TRANSVERSAL B - B'



PERFIL TRANSVERSAL C - C'



PERFIL TRANSVERSAL D - D'



LEYENDA

- TOPOGRAFÍA**

 - Perfil Transversal
- HIDROGRAFÍA**

 - Ríos y quebradas
- CUERPOS DE AGUA**

 - Lagunas Altoandinas
- RESERVAS HÍDRICAS**

 - Glaciares
- ÁREA DE ESTUDIO**

 - Subcuenca Blanco
- LÍMITES POLÍTICOS**

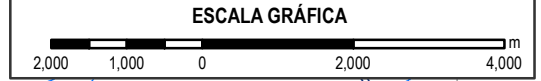
 - Distrital

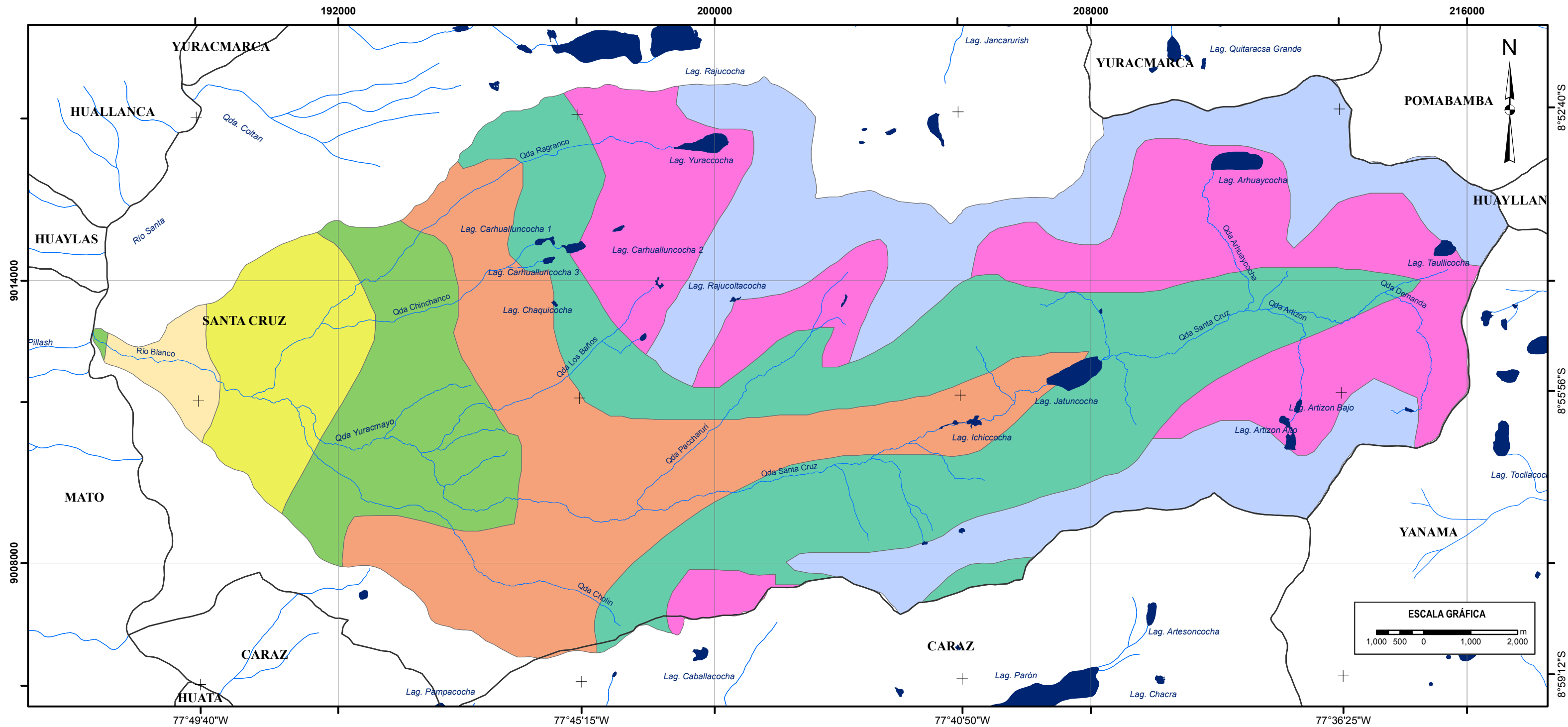
UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL

Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa hidrográfico de la subcuenca del río Blanco

Tesista:	Tesis:	Asesor:	Mapa
Bach. José Hilshii Inoue Velarde	"Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"	Dr. Jhon Walter Gomez Lora	N°08
Fuente:	Proyección:	Escala Numérica:	Formato:
Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM y del MINEDU-Perú	DATUM WGS84 ZONA 18S	1: 100 000	A3





Formaciones ecológicas		Área (km ²)
Símbolo	Descripción	
	matorral desértico Premontano Tropical	3.25
	matorral desértico Montano Bajo Tropical	13.95
	estepa espinosa Montano Bajo Tropical	19.85
	estepa Montano Tropical	41.67
	páramo pluvial Subalpino Tropical	57.53
	tundra pluvial Alpino Tropical	50.09
	Nival Tropical	47.85
TOTAL		234.19

LEYENDA

HIDROGRAFÍA

Ríos y quebradas

CUERPOS DE AGUA

Lagunas Altoandinas

LÍMITES POLÍTICOS

Distrital

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL

Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo

Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de zonas de vida de la subcuenca del río Blanco

Tesista:
Bach. José Hitoshi Inoue Velarde

Tesis:
"Evolución de la cobertura glaciaria y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"

Asesor:
Dr. Jhon Walter Gomez Lora

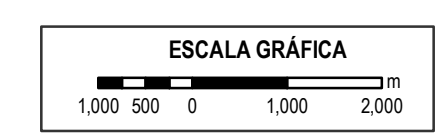
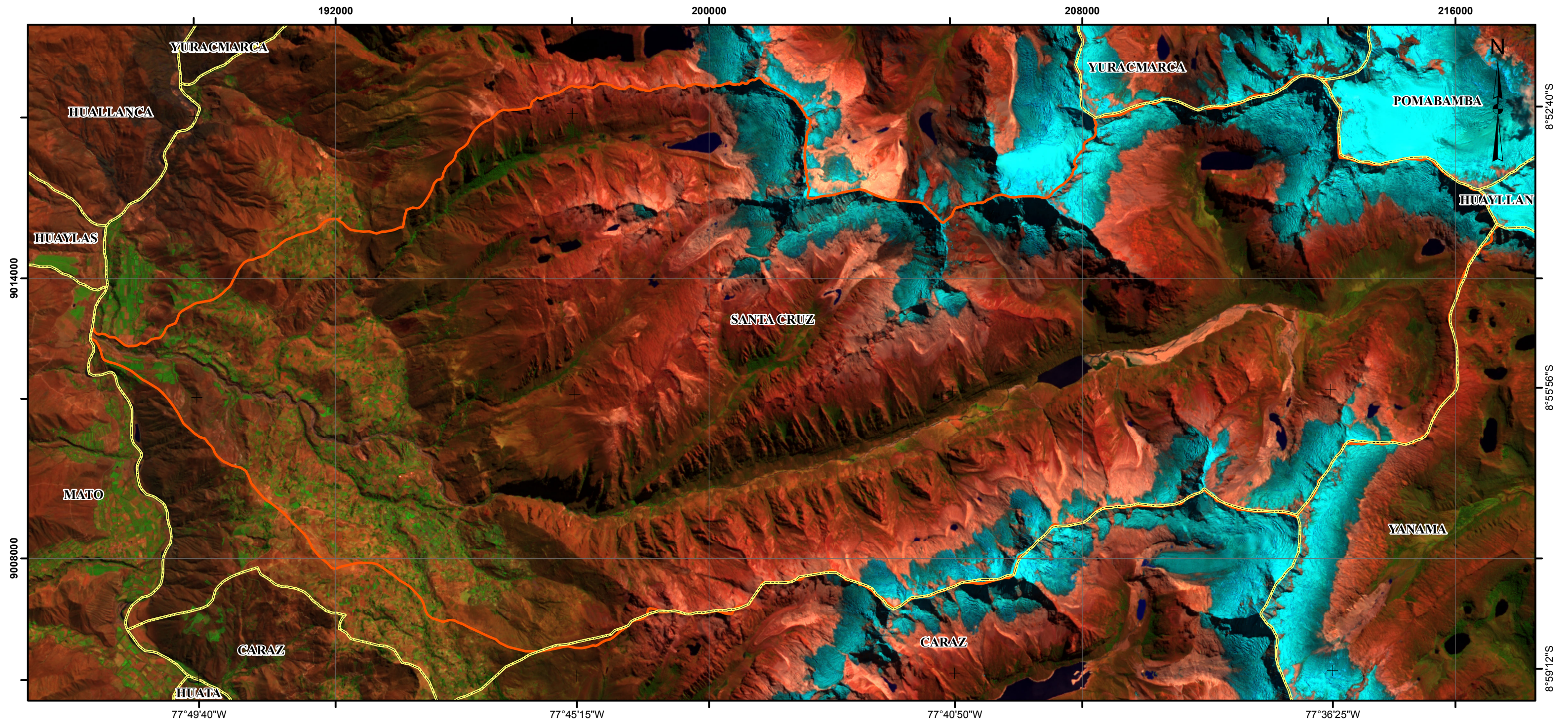
Fuente:
Carta Nacional escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Mapa de Zonas de Vida del Perú (ONERN) a escala 1:100 000, Geoservidor del MINAM y del MINEDU-Perú

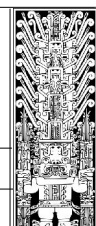
Proyección:
DATUM WGS84
ZONA 18S

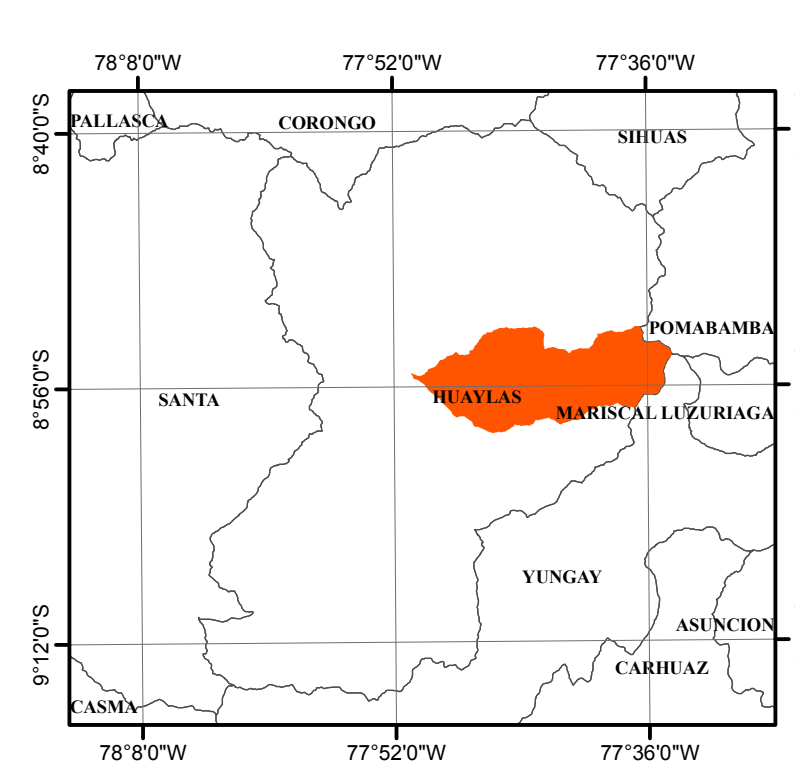
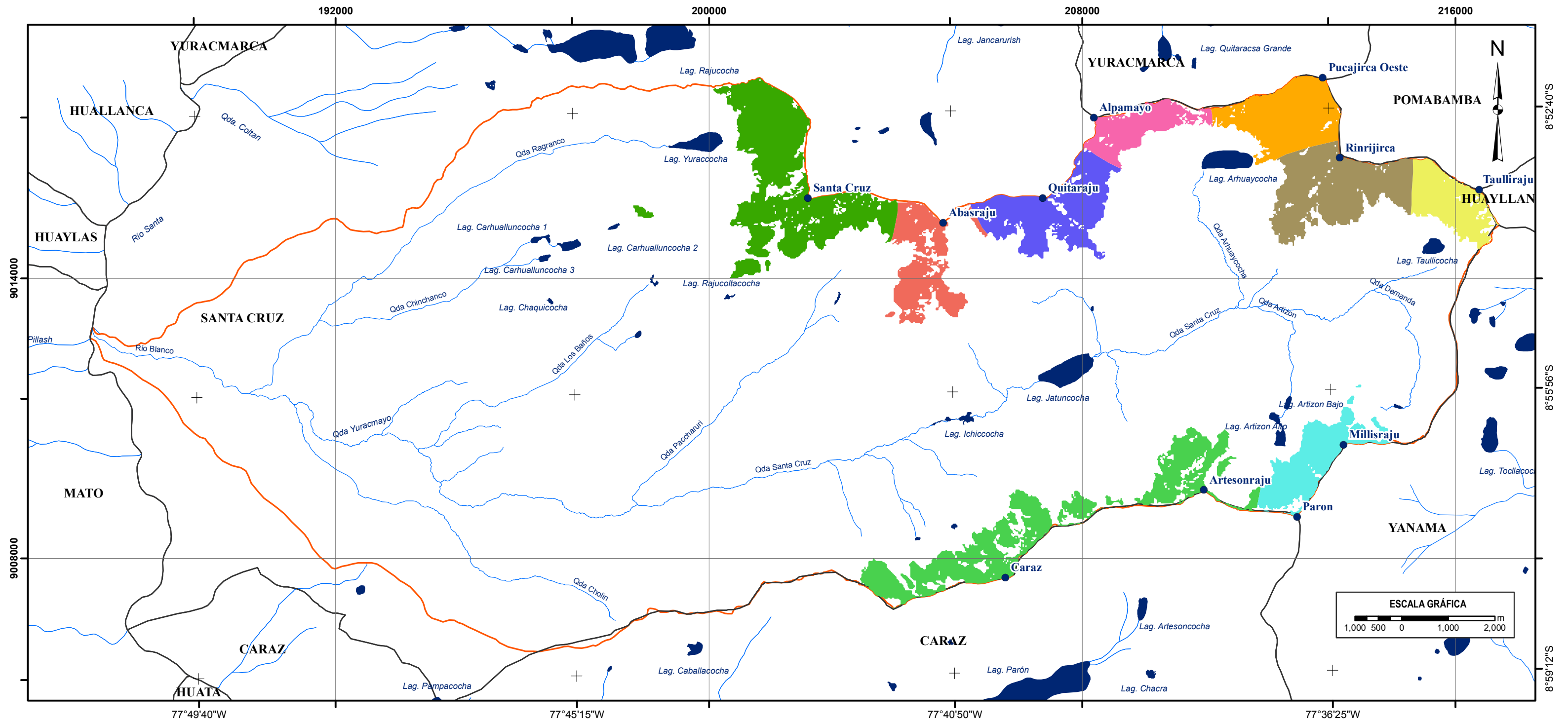
Escala Numérica:
1:80 000

Formato:
A3

Mapa N°09



UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental				
Mapa de la imagen satelital - Año 2016				
Tesista: Bach. José Hitoshi Inoue Velarde	Tesis: "Evolución de la cobertura glaciaria y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"	Asesor: Dr. Jhon Walter Gomez Lora	 Mapa N°10	
Fuente: Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y United States Geology Survey (USGS)		Proyección: DATUM WGS84 ZONA 18S	Escala Numérica: 1: 80 000	Formato: A3



Glaciar		Tasa de cambio	Tasa de retroceso
Simbolo	Nombre	(%)	(Km ² /Año)
	Santa Cruz	-1.00	-0.07
	Abasraju	-2.78	-0.09
	Quitaraju	-1.10	-0.04
	Alpamayo	-1.68	-0.03
	Pucajirca Oeste	-0.71	-0.02
	Rinrijira	-1.07	-0.05
	Taulliraju	-1.78	-0.04
	Millisraju - Parón	-1.69	-0.05
	Artesonraju - Caraz	-2.07	-0.12
	Subcuenca Blanco	-1.17	-0.41

LEYENDA

RESERVAS HÍDRICAS
● Nevados

HIDROGRAFÍA
~ Ríos y quebradas

CUERPOS DE AGUA
● Lagunas altoandinas

ÁREA DE ESTUDIO
Subcuenca Blanco

LÍMITE POLÍTICO
Distrital

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL
Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de los nevados de la subcuenca del río Blanco

Tesista:
Bach. José Hitoshi Inoue Velarde

Tesis:
"Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"

Asesor:
Dr. Jhon Walter Gomez Lora

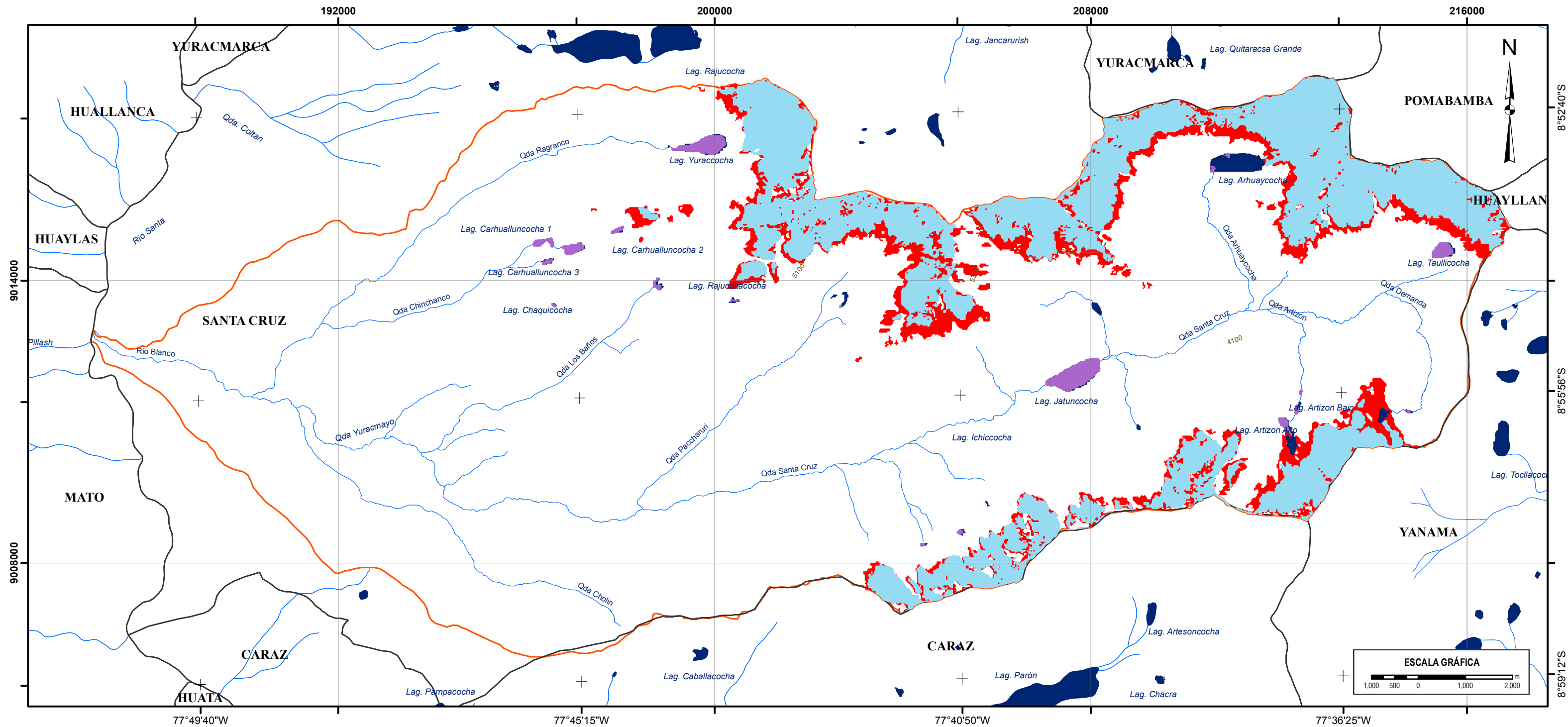
Fuente:
Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM y del MINEDU-Perú

Proyeccion:
DATUM WGS84
ZONA 18S

Escala Numérica:
1: 80 000

Formato:
A3

Mapa N°11



Lagunas de la subcuenca Blanco				
Año	Área Total(km ²)	Variación (km ²)		
1987	1.19	---		
2016	1.70	0.51		

Año	Subcuenca Blanco			
	A gl (km ²)	Var (km ²)	TC (%)	TR (km ² /año)
1987	37.77	---	---	---
1990	36.50	1.27	-1.14	-0.43
1992	34.09	2.41	-3.35	-1.22
1995	33.88	0.21	-0.21	-0.07
1997	32.98	0.89	-1.33	-0.45
2005	31.86	1.13	-0.43	-0.14
2010	30.57	1.29	-0.82	-0.26
2016	28.90	1.67	-0.93	-0.28
Promedio			-1.17	-0.41
A gl pérdida (km ²)			8.87	
%			23.5	

LEYENDA

HIDROGRAFÍA
Ríos y quebradas

CUERPOS DE AGUA
Superficie de Lagunas (1987)
Superficie de lagunas (2016)

RESERVAS HÍDRICAS
Superficie glaciar (1987)
Superficie glaciar (2016)

ÁREA DE ESTUDIO
Subcuenca Blanco

LÍMITE POLÍTICO
Distrital

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL
Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de pérdida de área glaciar de la subcuenca del río Blanco

Tesista:
Bach. José Hitoshi Inoue Velarde

Tesis:
"Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"

Asesor:
Dr. Jhon Walter Gomez Lora

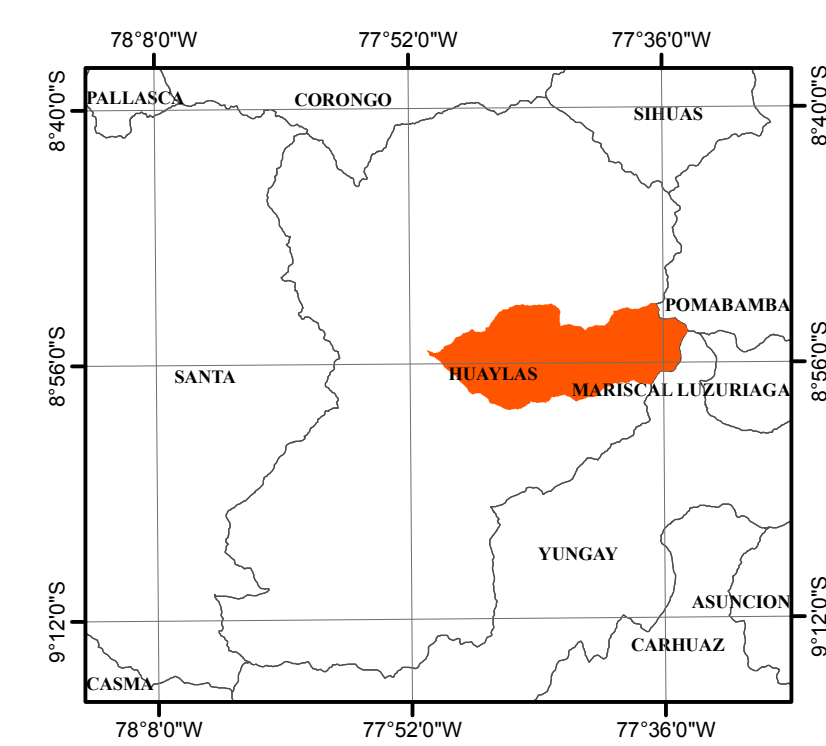
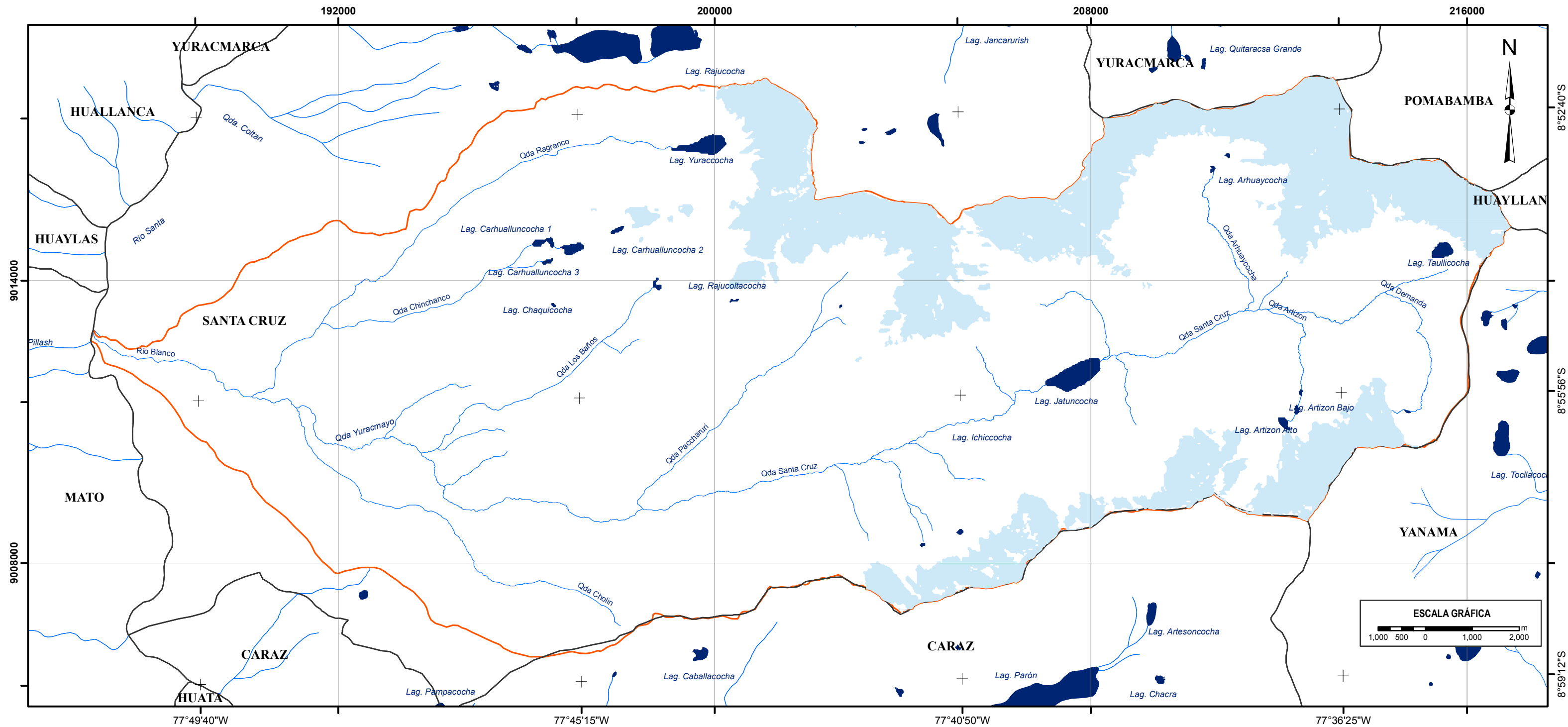
Mapa
N°12

Fuente:
Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM y del MINEDU-Perú

Proyeccion:
DATUM WGS84
ZONA 18S

Escala Numérica:
1: 80 000

Formato:
A3



Año	Elemento	Área (km ²)	Satelite	Path Row
1987	Glaciares	37.77	Landsat 5	008/066
	Lagunas	1.19		

LEYENDA

HIDROGRAFÍA
Ríos y quebradas

CUERPOS DE AGUA
Superficie de lagunas (1987)

RESERVA HÍDRICA
Superficie glaciar (1987)

ÁREA DE ESTUDIO
Subcuenca Blanco

LÍMITES POLÍTICOS
Distrital

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL
Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de la Superficie de glaciares y lagunas del año 1987

Tesista:
Bach. José Hitoshi Inoue Velarde

Tesis:
"Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"

Asesor:
Dr. Jhon Walter Gomez Lora

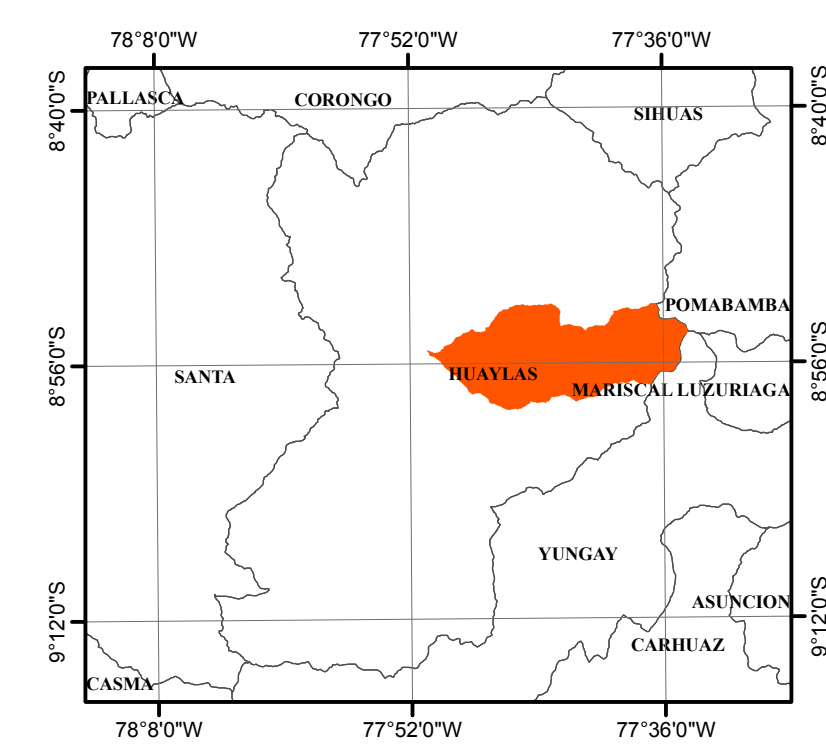
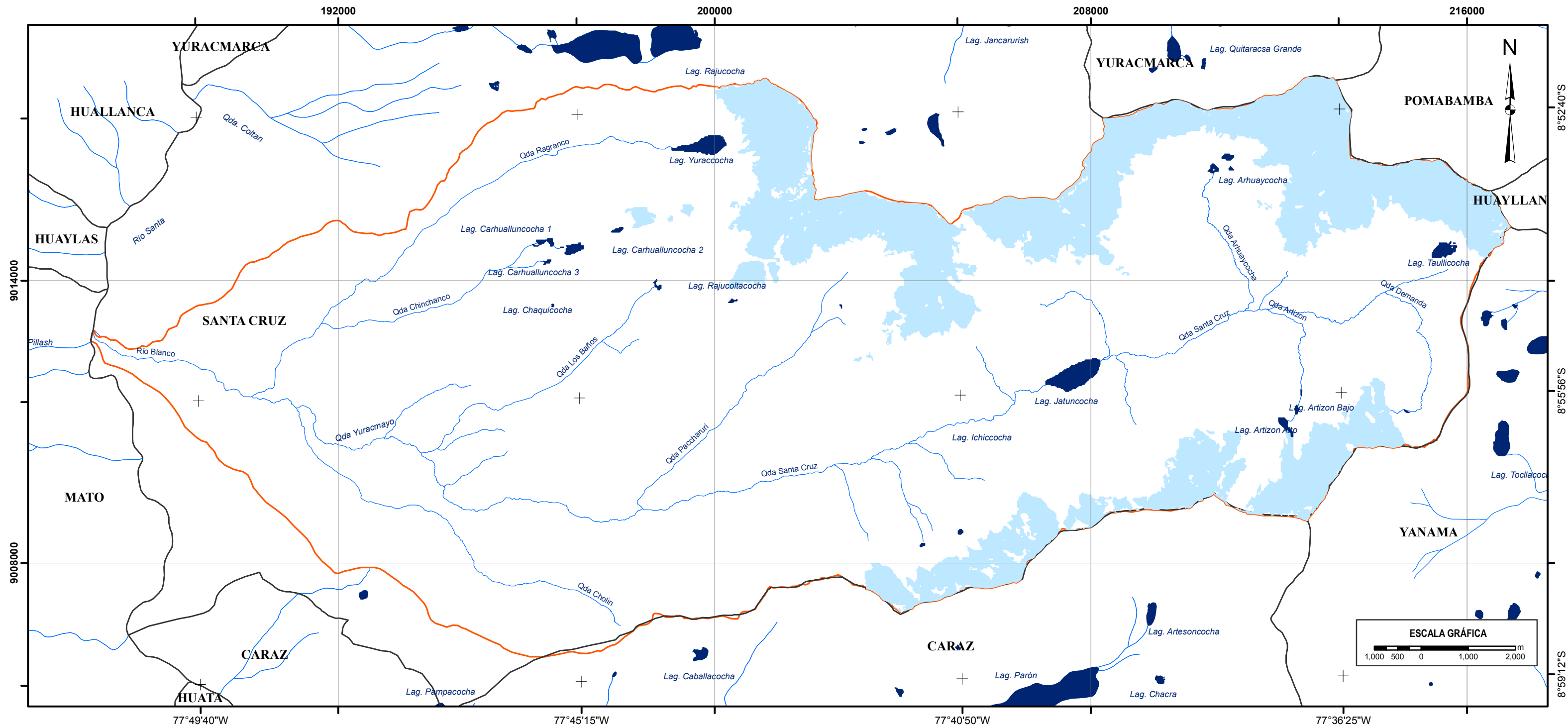
Fuente:
Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y United States Geology Survey (USGS)

Proyección:
DATUM WGS84
ZONA 18S

Escala Numérica:
1: 80 000

Formato:
A3

Mapa N°13



Año	Elemento	Área (km²)	Satélite	Path Row
1990	Glaciares	36.50	Landsat 5	008/066
	Lagunas	1.20		

LEYENDA

HIDROGRAFÍA

— Ríos y quebradas

CUERPOS DE AGUA

Superficie de lagunas (1990)

RESERVAS HÍDRICAS

Superficie glaciar (1990)

ÁREA DE ESTUDIO

Subcuenca Blanco

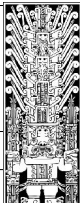
LÍMITES POLÍTICOS

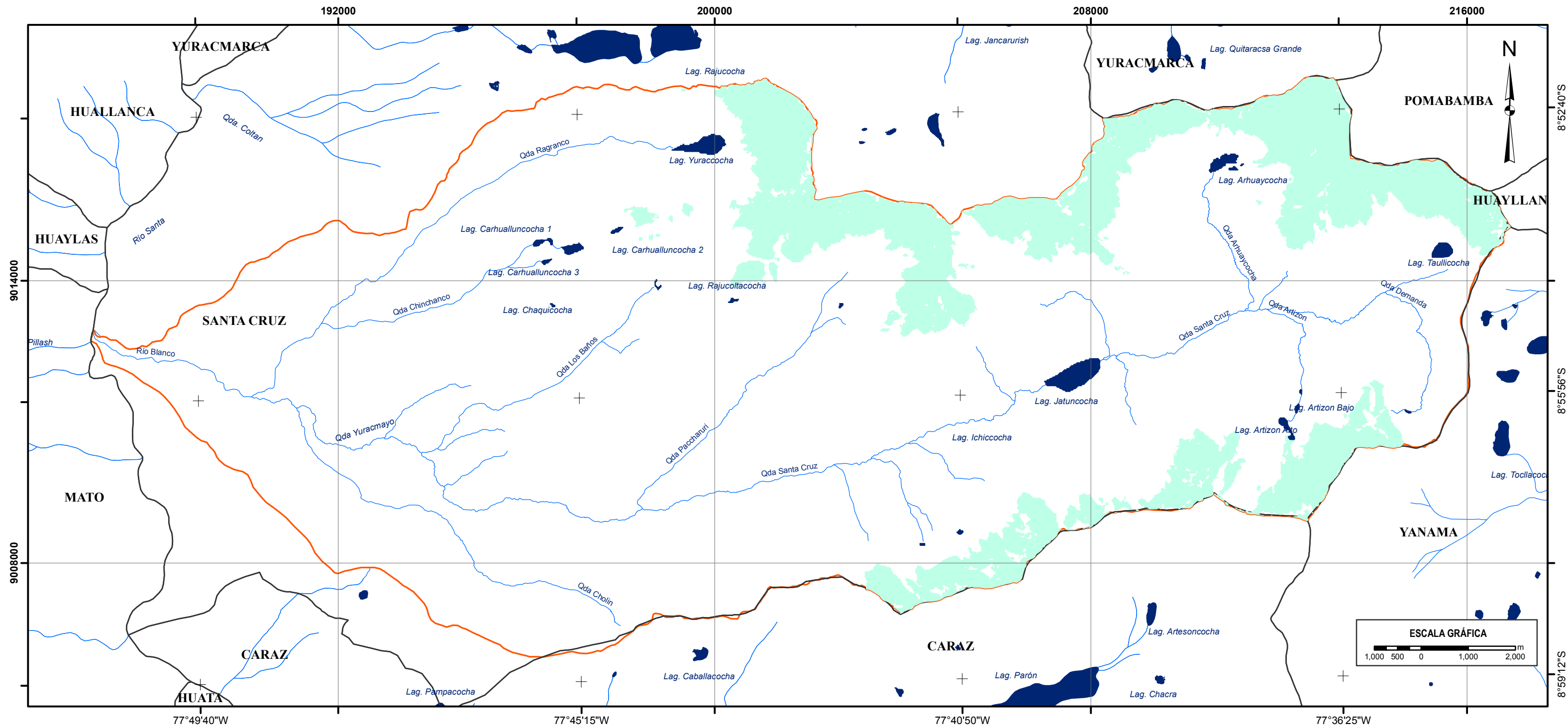
Distrital

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL

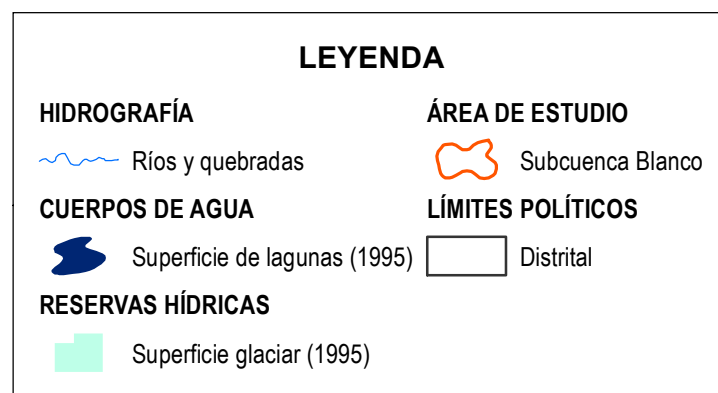
Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de la Superficie de glaciares y lagunas del año 1990

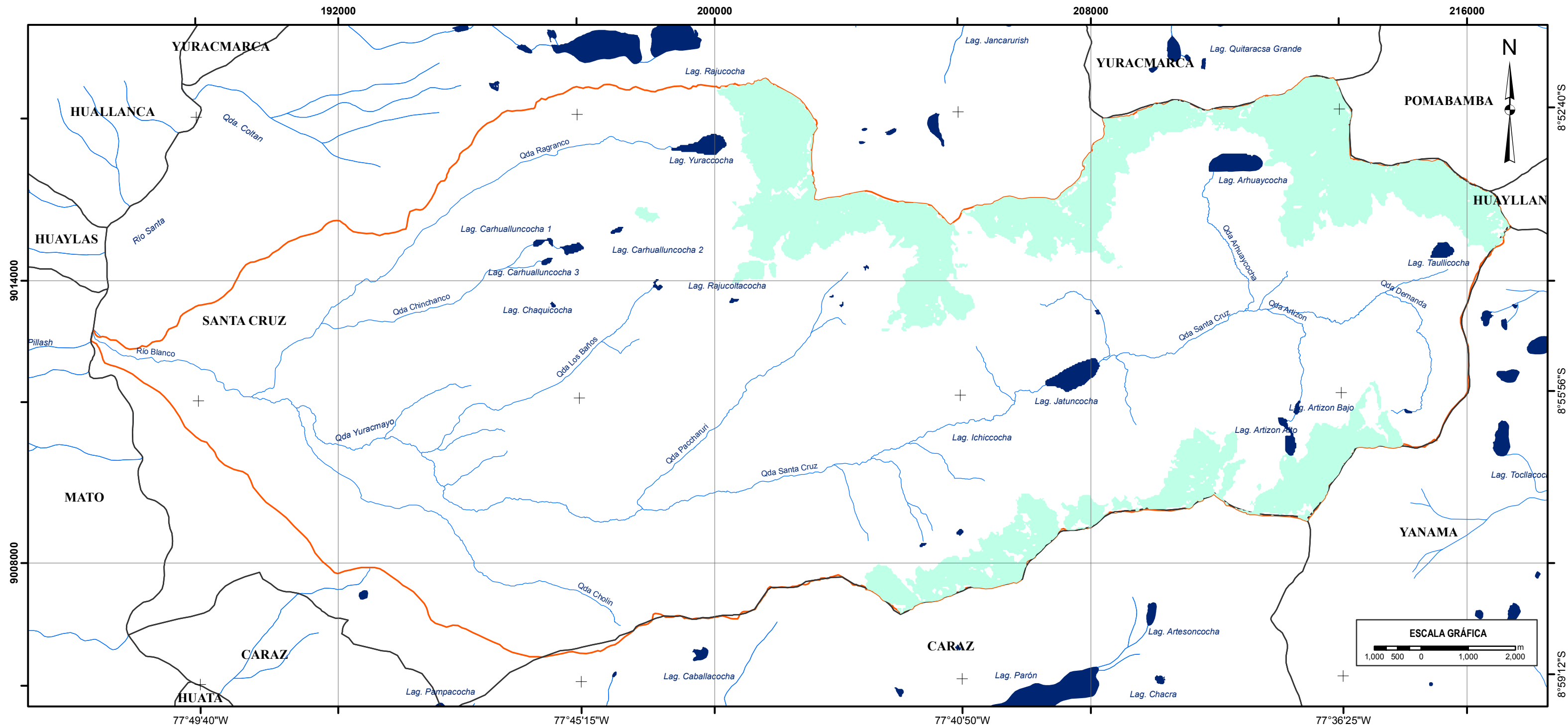
Tesista: Bach. José Hitoshi Inoue Velarde	Tesis: "Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"	Asesor: Dr. Jhon Walter Gomez Lora	 Mapa N°14
Fuente: Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y United States Geology Survey (USGS)	Proyeccion: DATUM WGS84 ZONA 18S	Escala Numérica: 1: 80 000	



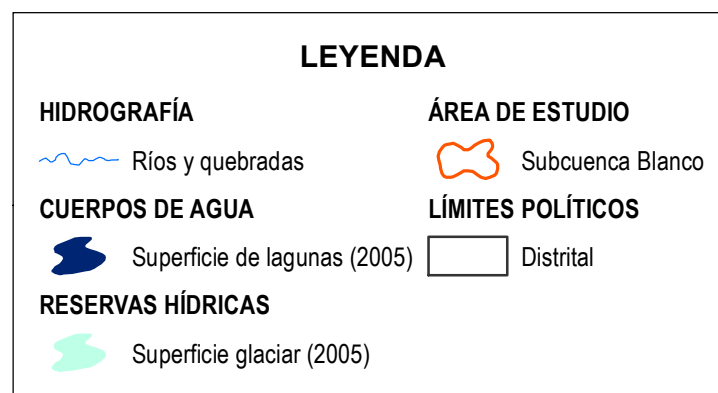
Año	Elemento	Área (km ²)	Satelite	Path Row
1995	Glaciares	33.88	Landsat 5	008/066
	Lagunas	1.33		



UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL				
Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental				
Mapa de la Superficie de glaciares y lagunas del año 1995				
Tesista:	Tesis:	Asesor:	Mapa	
Bach. José Hitoshi Inoue Velarde	"Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"	Dr. Jhon Walter Gómez Lora	N°16	
Fuente:		Proyección:	Escala Numérica:	Formato:
Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y United States Geology Survey (USGS)		DATUM WGS84 ZONA 18S	1: 80 000	A3



Año	Elemento	Área (km ²)	Satelite	Path Row
2005	Glaciares	31.86	Landsat 5	008/066
	Lagunas	1.66		



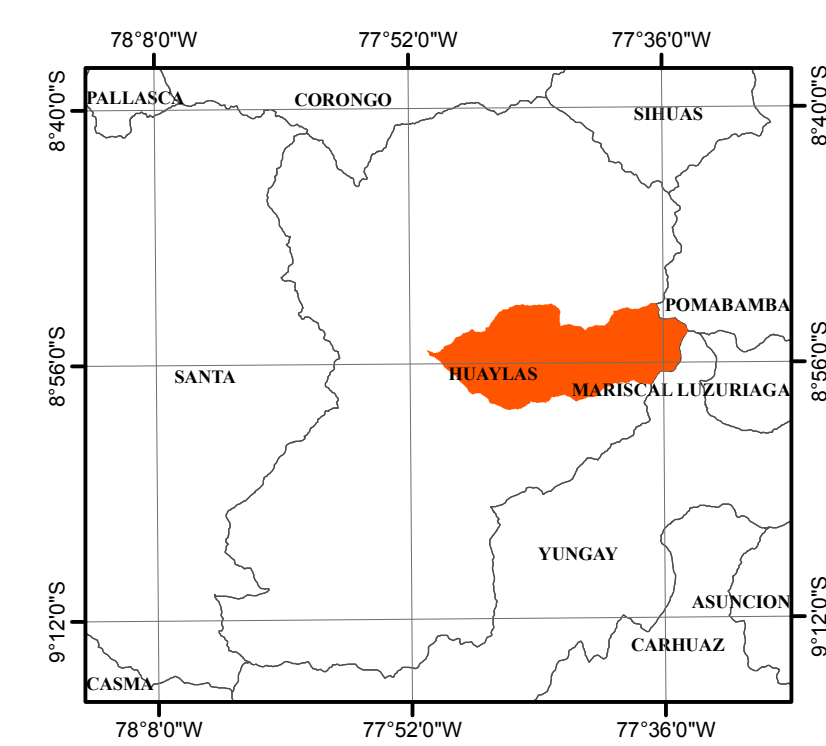
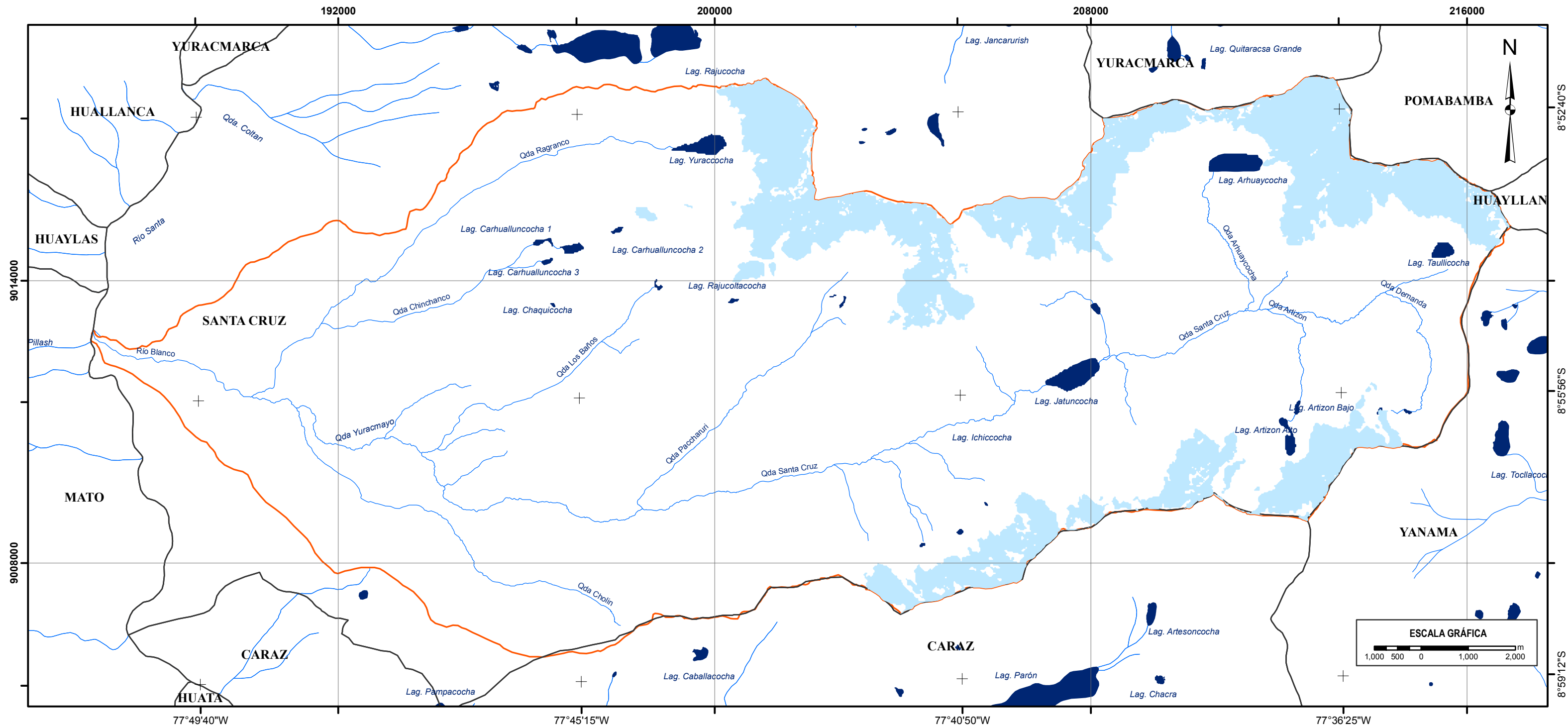
UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL

Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo

Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de la Superficie de glaciares y lagunas del año 2005

Tesista: Bach. José Hitoshi Inoue Velarde	Tesis: "Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"	Asesor: Dr. Jhon Walter Gomez Lora	Mapa N°18
Fuente: Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y United States Geology Survey (USGS)		Proyeccion: DATUM WGS84 ZONA 18S	Escala Numérica: 1: 80 000
			Formato: A3



Año	Elemento	Área (km ²)	Satelite	Path Row
2010	Glaciares	30.57	Landsat 5	008/066
	Lagunas	1.67		

LEYENDA

HIDROGRAFÍA
Ríos y quebradas

CUERPOS DE AGUA
Superficie de lagunas (2010)

RESERVAS HÍDRICAS
Superficie glaciar (2010)

ÁREA DE ESTUDIO
Subcuenca Blanco

LÍMITES POLÍTICOS
Distrital

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL
Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de la Superficie de glaciares y lagunas del año 2010

Tesista:
Bach. José Hibshi Inoue Velarde

Tesis:
"Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"

Asesor:
Dr. Jhon Walter Gomez Lora

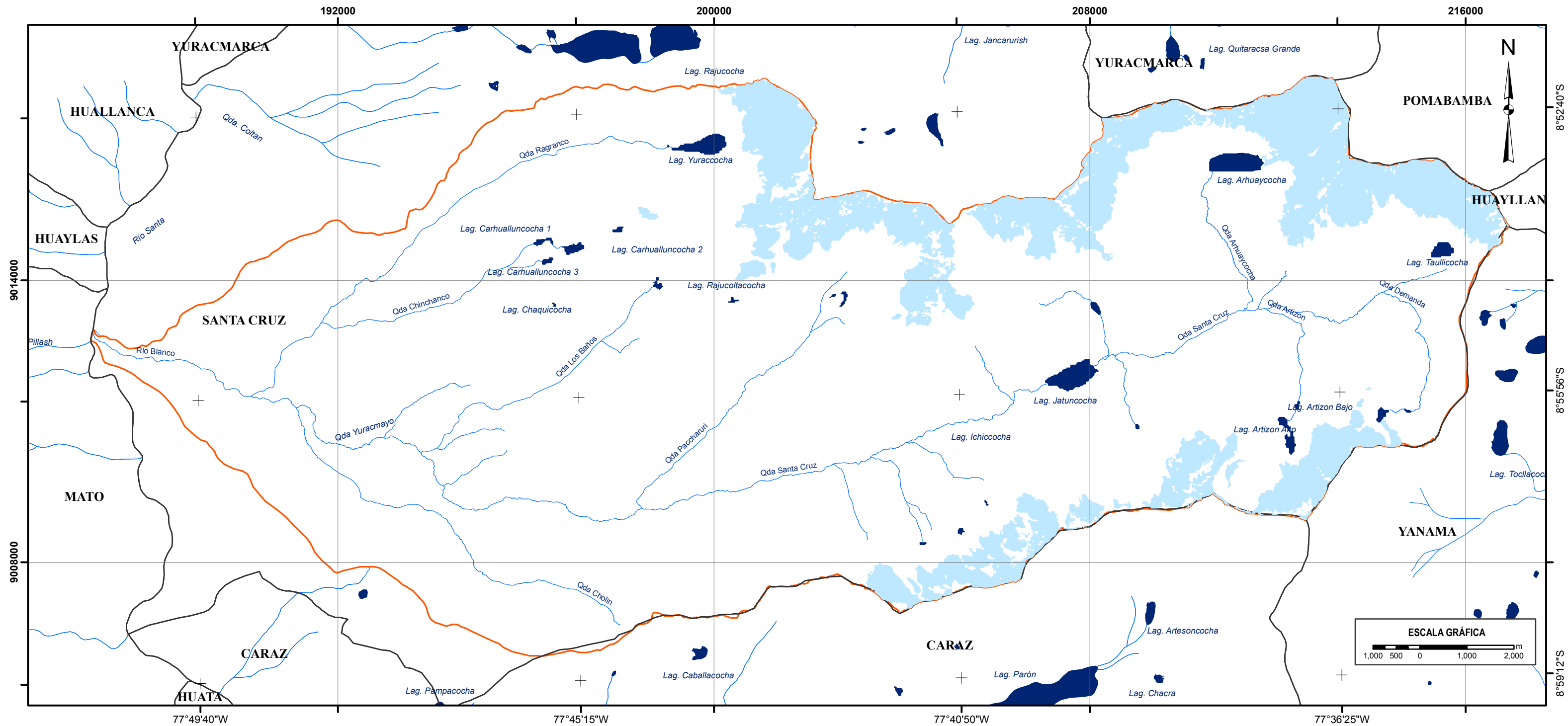
Fuente:
Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y United States Geology Survey (USGS)

Proyeccion:
DATUM WGS84
ZONA 18S

Escala Numérica:
1: 80 000

Formato:
A3

Mapa N°19



Año	Elemento	Área (km ²)	Satelite	Path Row
2016	Glaciares	28.90	Landsat 8	008/066
	Lagunas	1.70		

HIDROGRAFÍA

 Ríos y quebradas

CUERPOS DE AGUA

 Superficie de lagunas (2016)

RESERVAS HÍDRICAS

 Superficie glaciar (2016)

ÁREA DE ESTUDIO

 Subcuenca Blanco

LÍMITES POLÍTICOS

 Distrital

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL

Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo

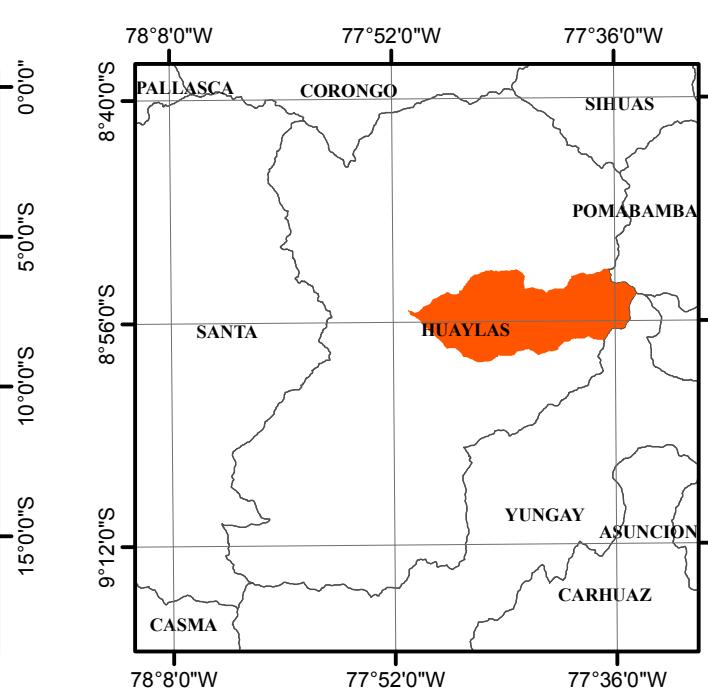
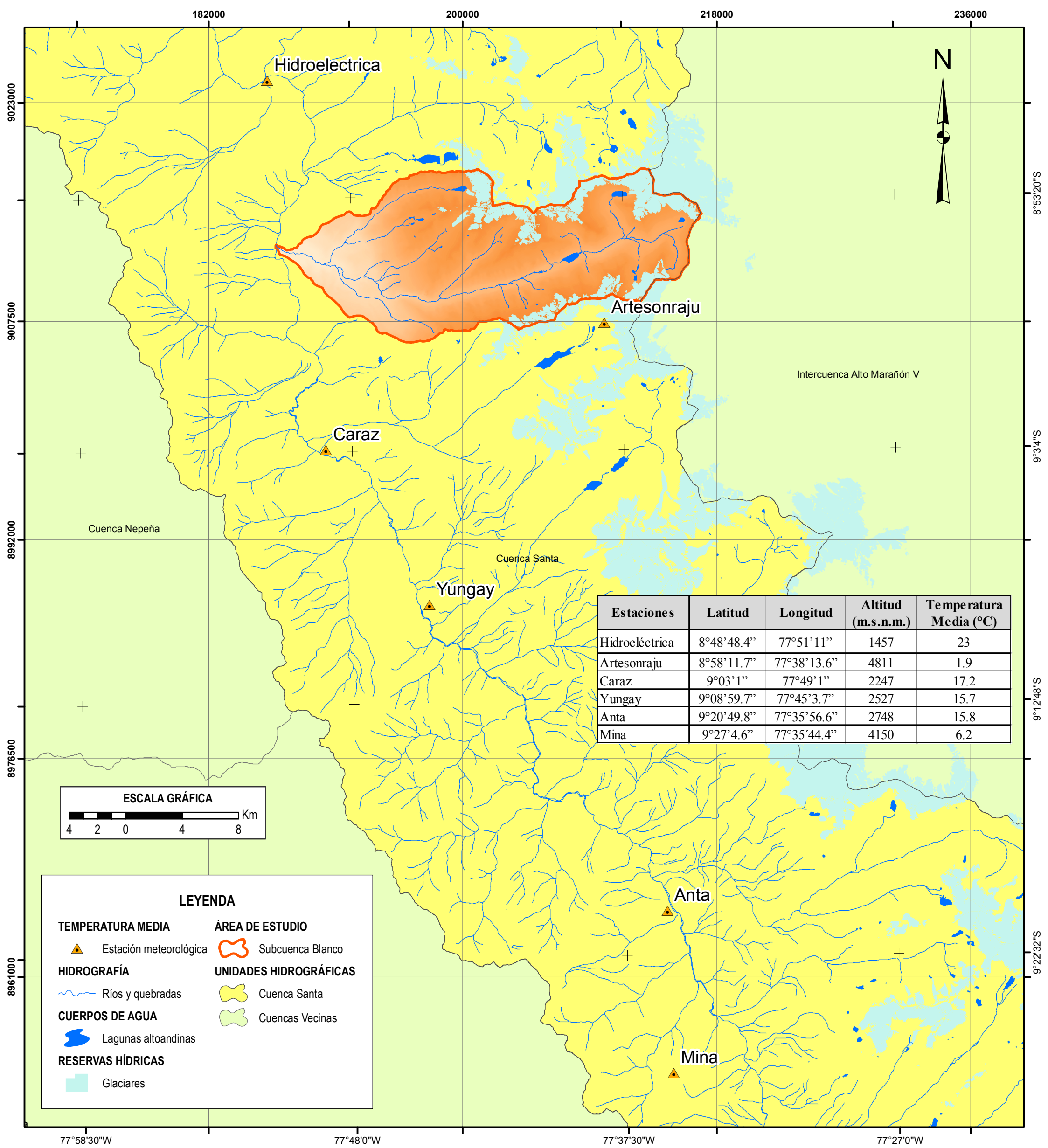
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de la Superficie de glaciares y lagunas del año 2016

Tesista: Bach. José Hitoshi Inoue Velarde	Tesis: "Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"	Asesor: Dr. Jhon Walter Gomez Lora
Fuente: Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y United States Geology Survey (USGS)		Proyeccion: DATUM WGS84 ZONA 18S
Escala Numérica: 1: 80 000		Formato: A3



Mapa N°20



UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL

Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo

Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de Estaciones de Temperatura Media

Tesista:

Bach. José Hitoshi Inoue Velarde

Tesis:

"Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"

Asesor:

Dr. Jhon Walter Gomez Lora

Fuente:

Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y de la ANA-Perú

Proyeccion:

DATUM WGS84
ZONA 18S

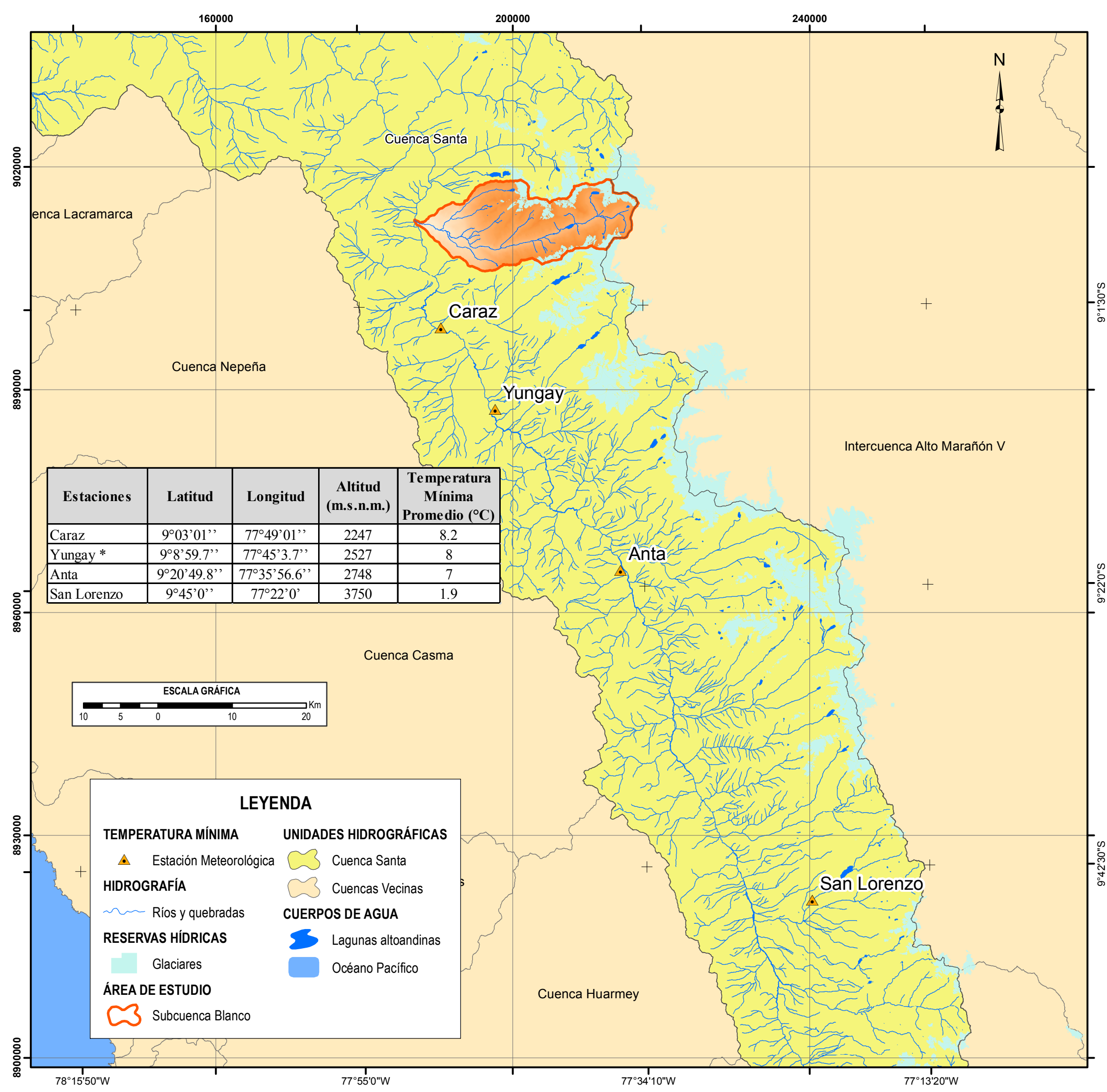
Escala Numérica:

1: 250 000

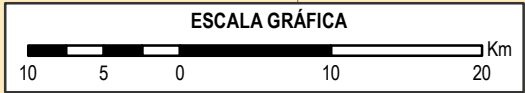
Formato:

A3

Mapa N°21



Estaciones	Latitud	Longitud	Altitud (m.s.n.m.)	Temperatura Mínima Promedio (°C)
Caraz	9°03'01''	77°49'01''	2247	8.2
Yungay *	9°8'59.7''	77°45'3.7''	2527	8
Anta	9°20'49.8''	77°35'56.6''	2748	7
San Lorenzo	9°45'0''	77°22'0'	3750	1.9



LEYENDA

TEMPERATURA MÍNIMA

Estación Meteorológica

HIDROGRAFÍA

Ríos y quebradas

RESERVAS HÍDRICAS

Glaciares

ÁREA DE ESTUDIO

Subcuenca Blanco

UNIDADES HIDROGRÁFICAS

Cuenca Santa

Cuencas Vecinas

CUERPOS DE AGUA

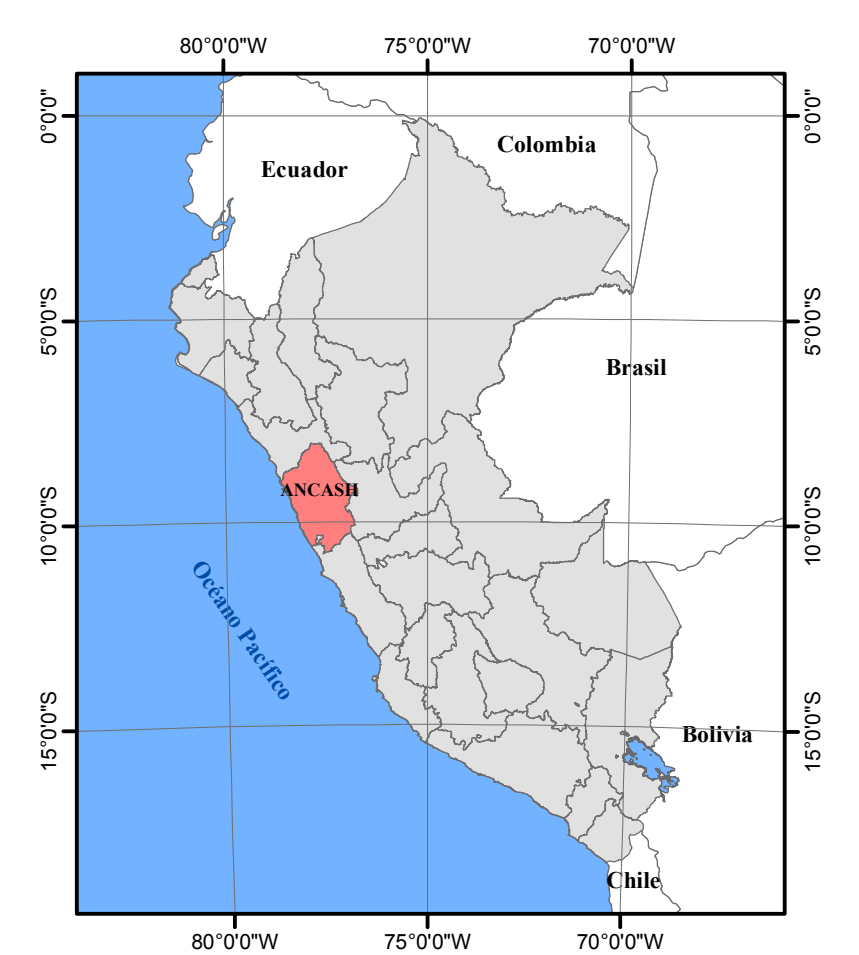
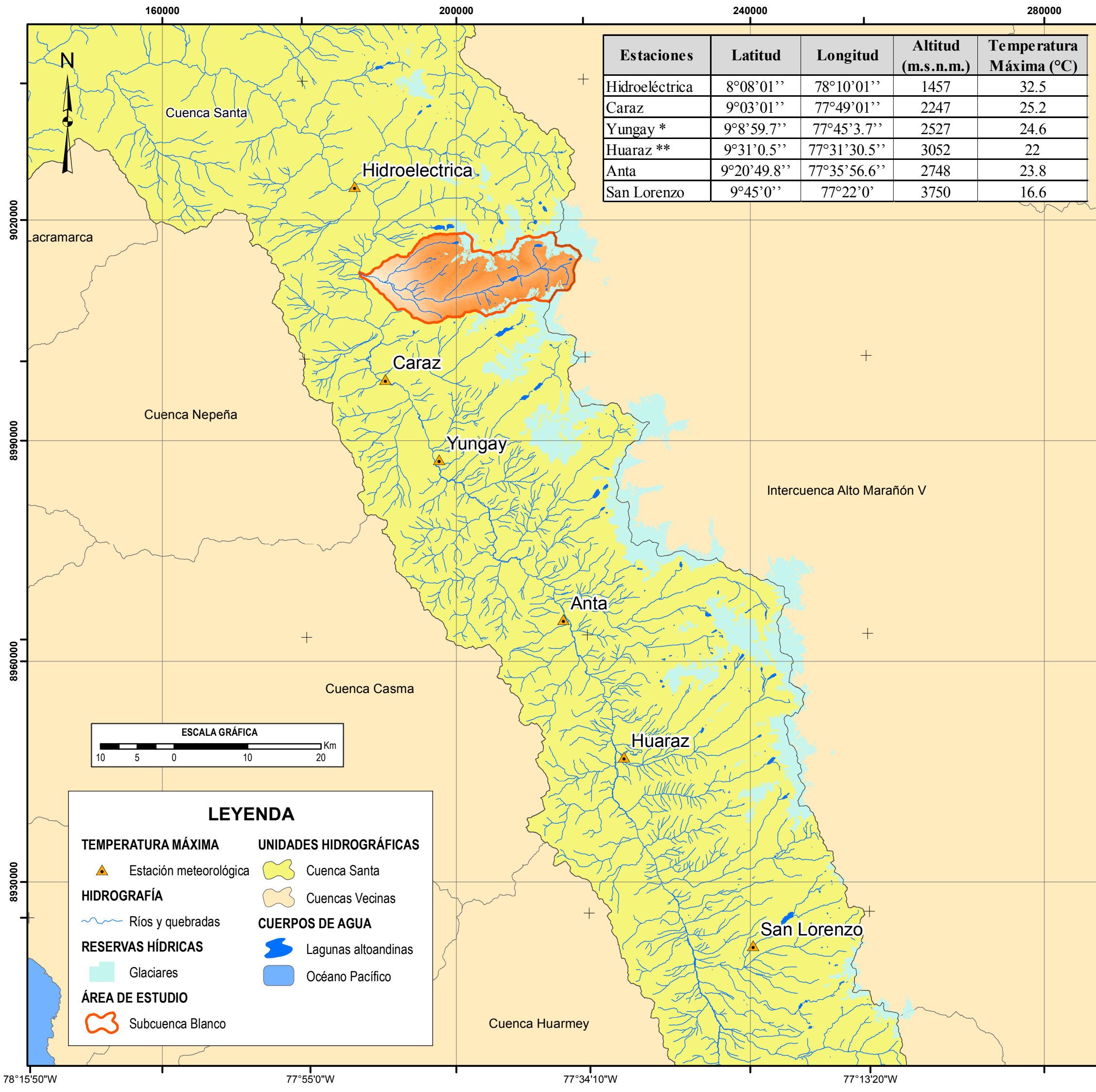
Lagunas altoandinas

Océano Pacífico

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL
Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de Estaciones de Temperatura Mínima

Tesista: Bach. José Hitoshi Inoue Velarde	Tesis: "Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"	Asesor: Dr. Jhon Walter Gomez Lora	Mapa N°22
Fuente: Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y de la ANA-Perú	Proyeccion: DATUM WGS84 ZONA 18S	Escala Numérica: 1: 500 000	Formato: A3



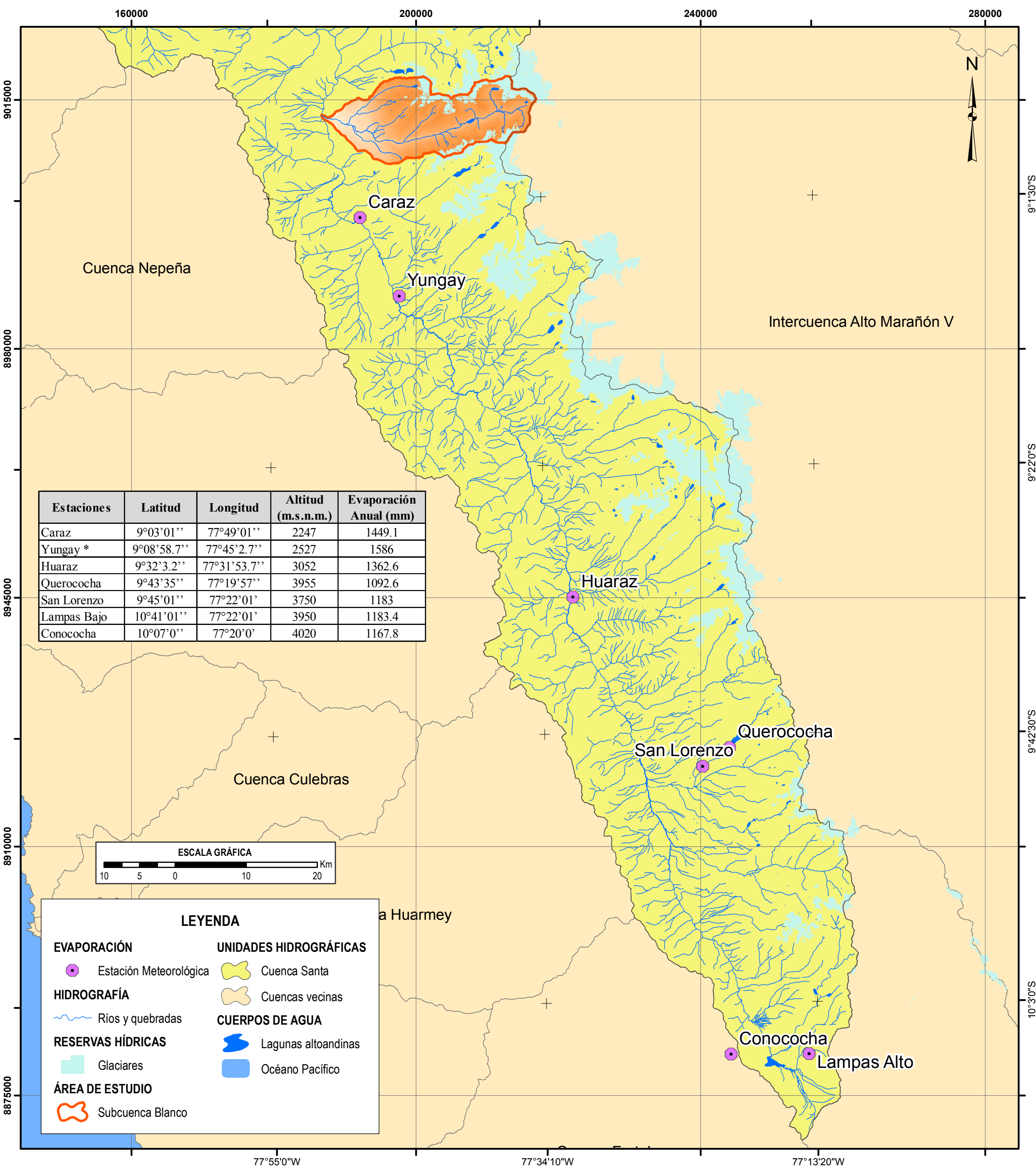
UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL

Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo

Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de Estaciones de Temperatura Máxima

Tesista: Bach. José Hitoshi Inoue Velarde	Tesis: "Evolución de la cobertura glaciaria y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"	Asesor: Dr. Jhon Walter Gomez Lora	 Mapa N°23
Fuente: Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y de la ANA-Perú		Proyección: DATUM WGS84 ZONA 18S	Escala Numérica: 1: 500 000
		Formato: A3	



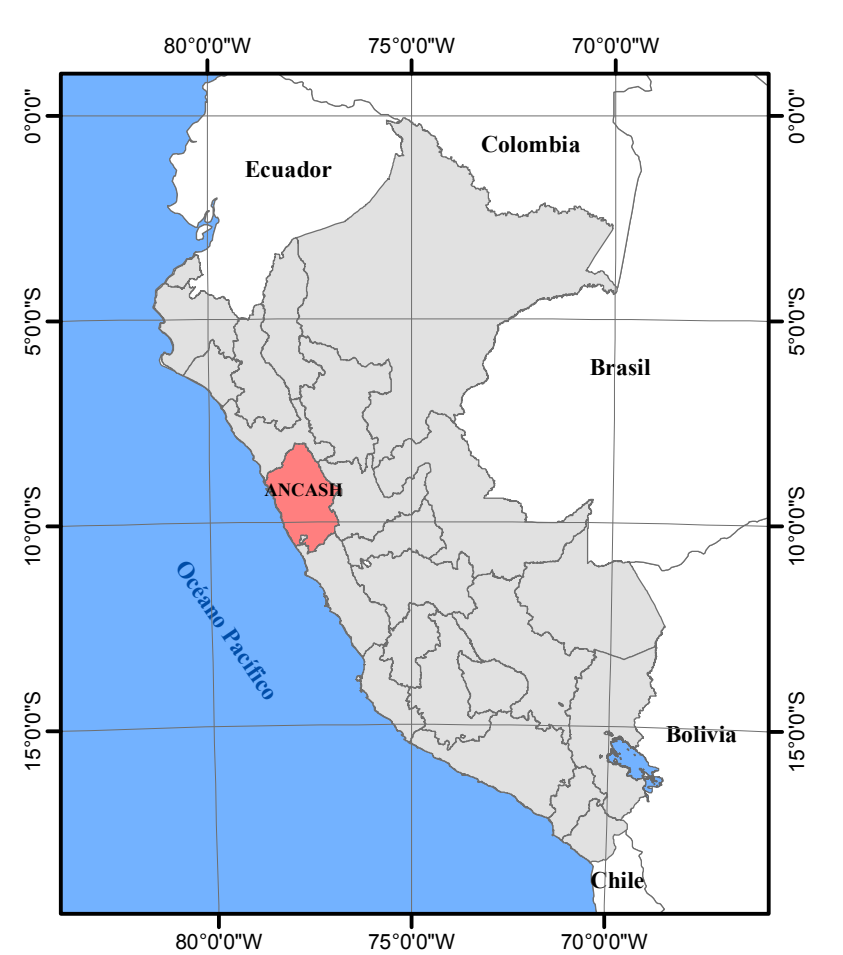
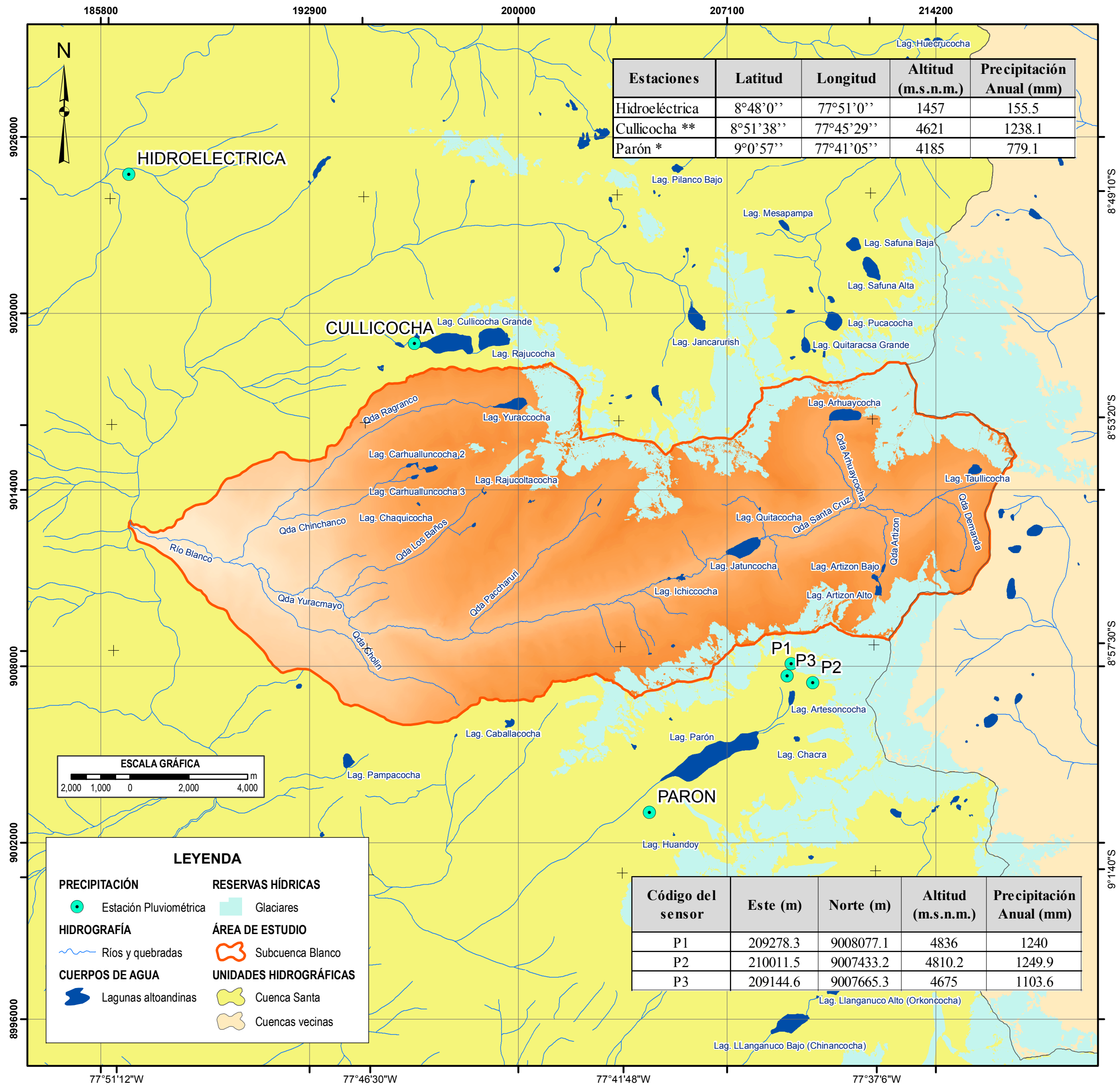
UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL

Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo

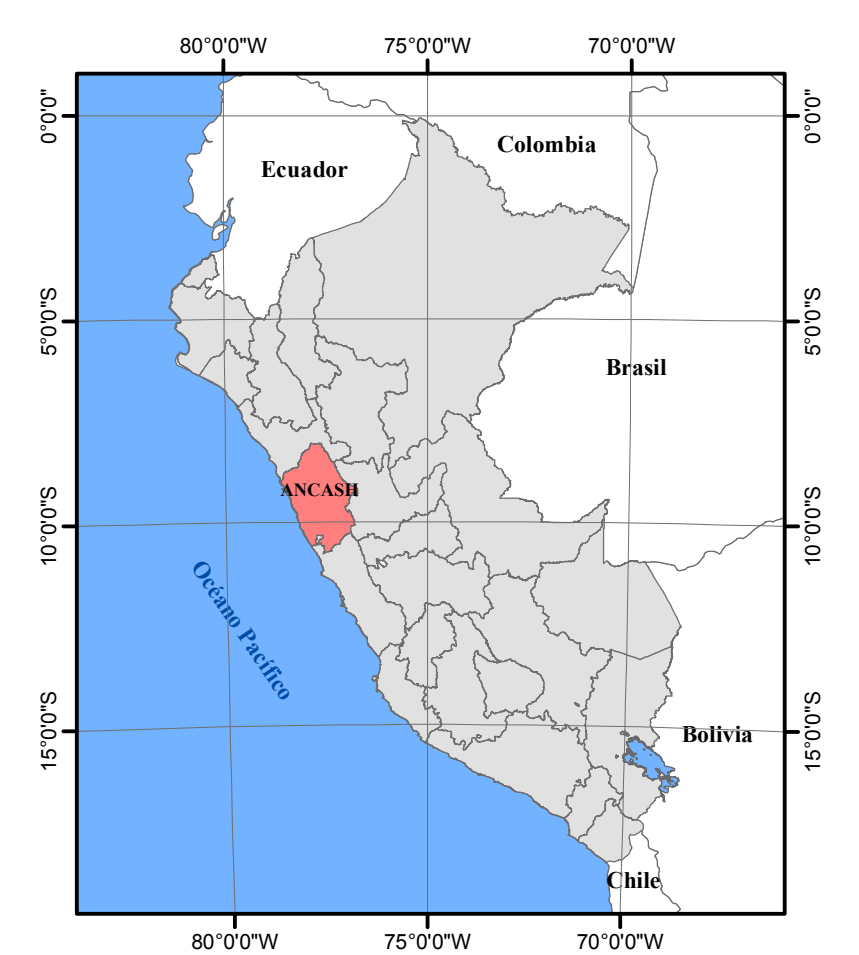
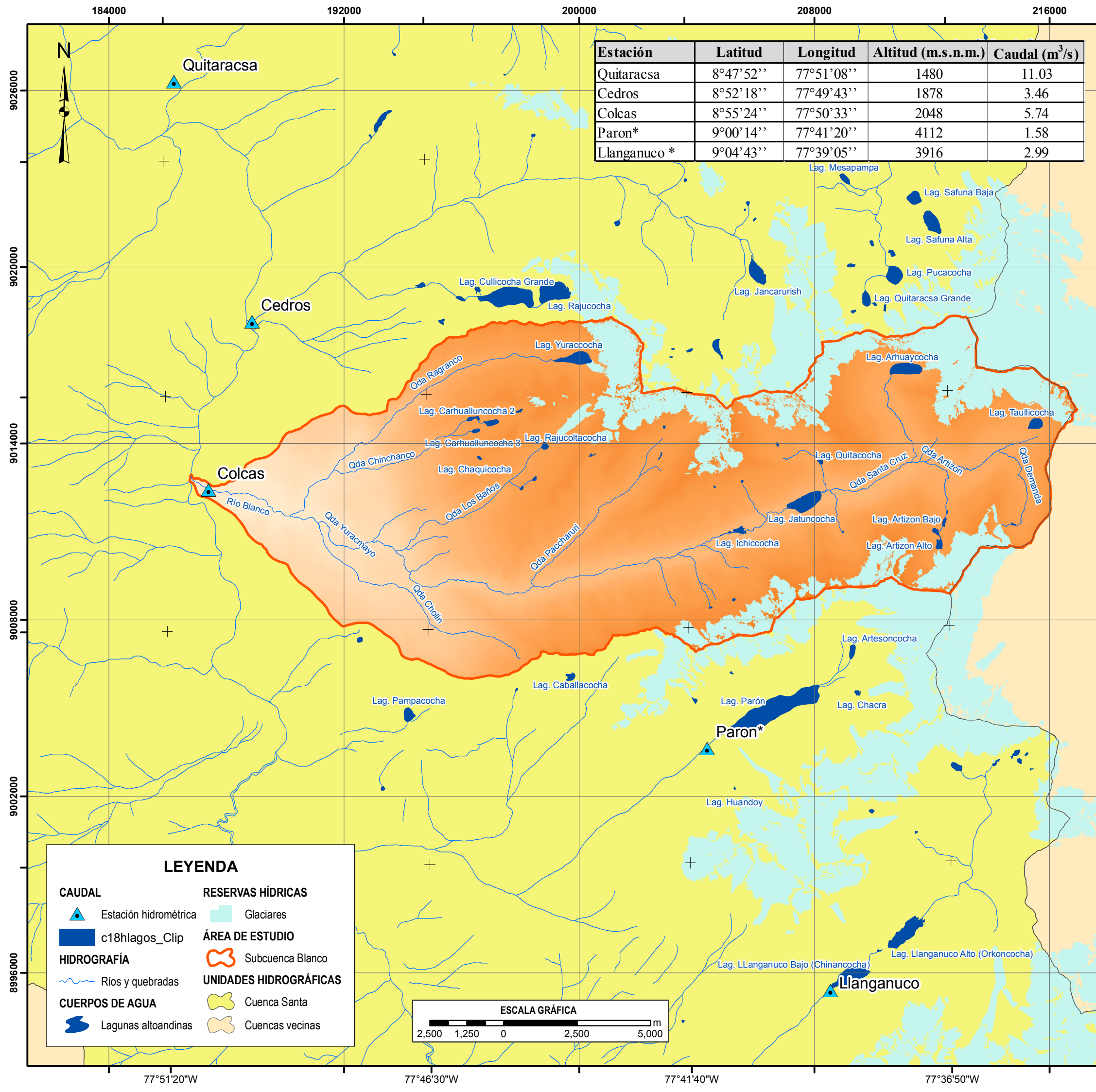
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de Estaciones de Evaporación

Tesista: Bach. José Hitoshi Inoue Velarde	Tesis: "Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"	Asesor: Dr. Jhon Walter Gomez Lora	 Mapa N°24
Fuente: Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y de la ANA-Perú	Proyeccion: DATUM WGS84 ZONA 18S	Escala Numérica: 1: 500 000	



UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL			
Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo			
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental			
Mapa de Estaciones Pluviométricas			
Tesista: Bach. José Hitoshi Inoue Velarde	Tesis: "Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"	Asesor: Dr. Jhon Walter Gomez Lora	Mapa N°25
Fuente: Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y de la ANA-Perú	Proyección: DATUM WGS84 ZONA 18S	Escala Numérica: 1: 125 000	Formato: A3



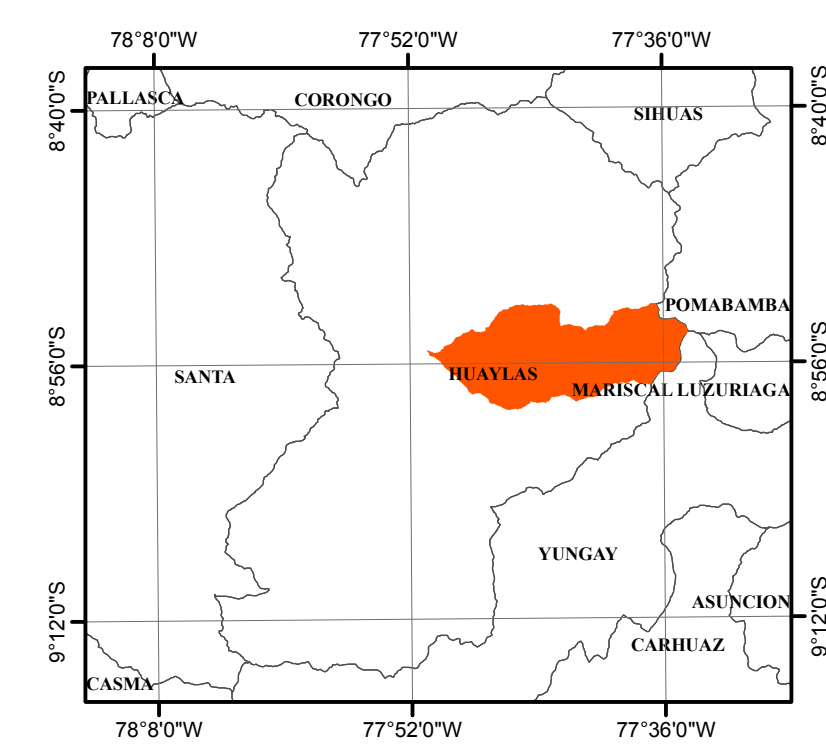
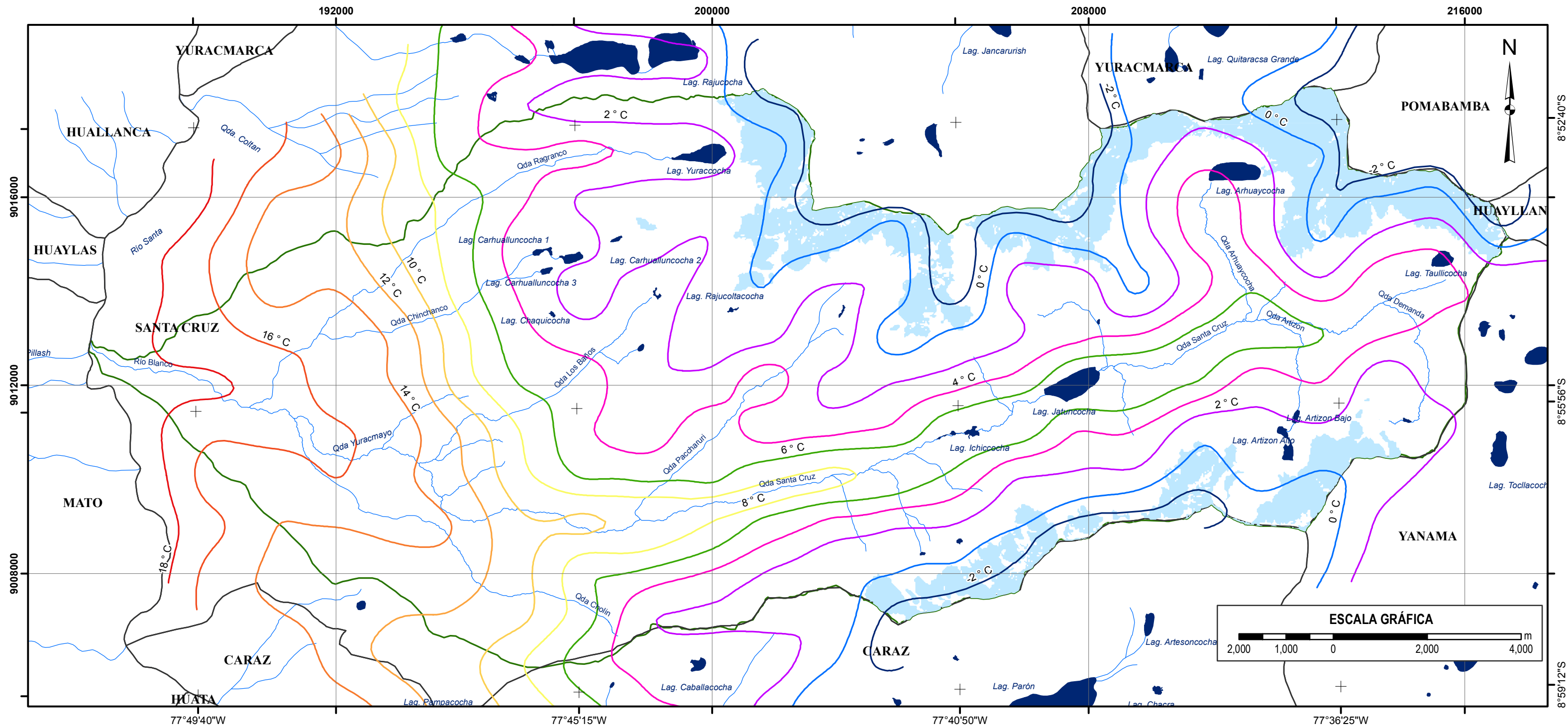
UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL

Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo

Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de Estaciones Hidrométricas

Tesista: Bach. José Hitoshi Inoue Velarde	Tesis: "Evolución de la cobertura glaciaria y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"	Asesor: Dr. Jhon Walter Gomez Lora	 Mapa N°26
Fuente: Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y de la ANA-Perú	Proyección: DATUM WGS84 ZONA 18S	Escala Numérica: 1: 125 000	



Temperatura Mínima (°C)	Temperatura Máxima (°C)	Área (km ²)
18	20	2.0
16	18	7.3
14	16	13.7
12	14	11.5
10	12	7.7
8	10	10.9
6	8	21.6
4	6	33.4
2	4	49.2
0	2	49.2
-2	0	20.6
-4	-2	7.1
Temperatura Media Anual (°C)		5.0

LEYENDA
HIDROGRAFÍA
Ríos y quebradas
CUERPOS DE AGUA
Lagunas altoandinas

RESERVAS HÍDRICAS
Superficie Glaciar
ÁREA DE ESTUDIO
Subcuenca Blanco

LÍMITES POLÍTICOS
Distrital

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL
Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental
Mapa de Isotermas de la Subcuenca del río Blanco

Tesista:
Bach. José Hibshi
Inoue Velarde

Tesis:
"Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"

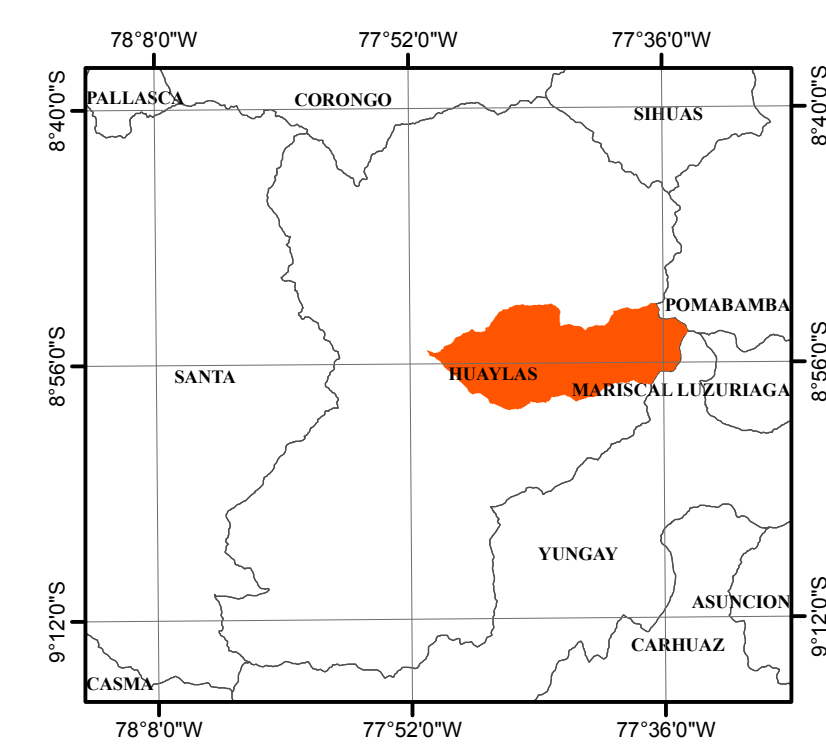
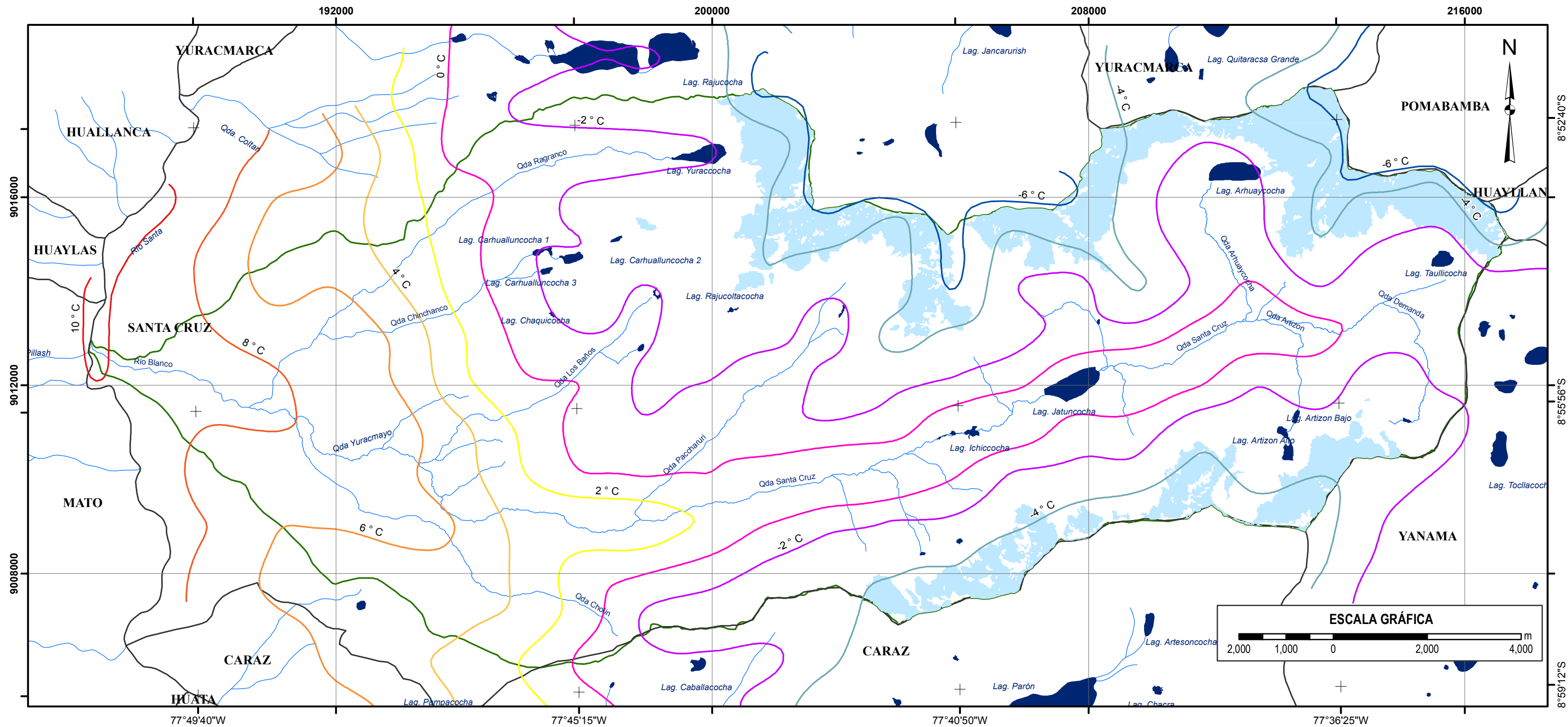
Asesor:
Dr. Jhon Walter
Gomez Lora

Fuente:
Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y United States Geology Survey (USGS)

Proyeccion:
DATUM WGS84
ZONA 18S

Escala Numérica:
1: 80 000

Formato:
Mapa N°27
A3



Temperatura Mínima (°C)	Temperatura Máxima (°C)	Área (km ²)
10	12	0.1
8	10	5.8
6	8	17.6
4	6	14.3
2	4	12.2
0	2	31.2
-2	0	58.8
-4	-2	69.3
-6	-4	23.3
-8	-6	1.4
Temperatura Mínima Anual (°C)		-0.3

LEYENDA

HIDROGRAFÍA
Ríos y quebradas

CUERPOS DE AGUA
Lagunas altoandinas

RESERVAS HÍDRICAS
Superficie Glaciar

ÁREA DE ESTUDIO
Subcuenca Blanco

LÍMITES POLÍTICOS
Distrital

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL
Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de Isoleínas de Temperatura Mínima de la Subcuenca del río Blanco

Tesista:
Bach. José Hitoshi Inoue Velarde

Tesis:
"Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"

Asesor:
Dr. Jhon Walter Gomez Lora

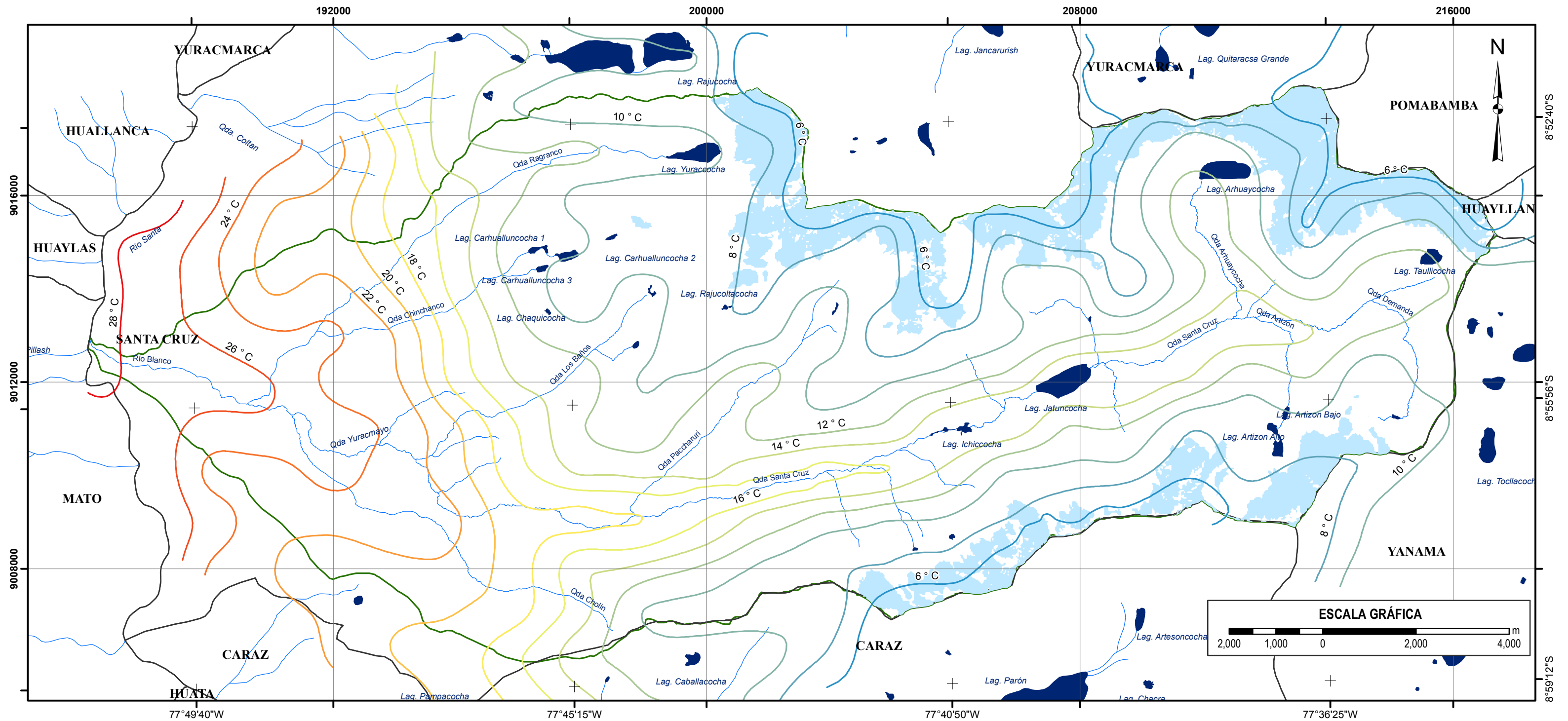
Fuente:
Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y United States Geology Survey (USGS)

Proyeccion:
DATUM WGS84
ZONA 18S

Escala Numérica:
1: 80 000

Formato:
A3

Mapa N°28



Temperatura Mínima (°C)	Temperatura Máxima (°C)	Área (km ²)
28	30	0.3
26	28	4.0
24	26	8.5
22	24	13.5
20	22	9.7
18	20	7.6
16	18	10.4
14	16	20.8
12	14	31.5
10	12	44.0
8	10	50.0
6	8	23.4
4	6	10.6
Temperatura Máxima Anual (°C)		13.0

LEYENDA

HIDROGRAFÍA

Ríos y quebradas

CUERPOS DE AGUA

Lagunas altoandinas

RESERVAS HÍDRICAS

Superficie Glaciar

ÁREA DE ESTUDIO

Subcuenca Blanco

LÍMITES POLÍTICOS

Distrital

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL

Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de Isolíneas de Temperatura Máxima de la Subcuenca del río Blanco

Tesista:

Bach. José Hitoshi Inoue Velarde

Tesis:

"Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"

Asesor:

Dr. Jhon Walter Gomez Lora

Fuente:

Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y United States Geology Survey (USGS)

Proyeccion:

DATUM WGS84
ZONA 18S

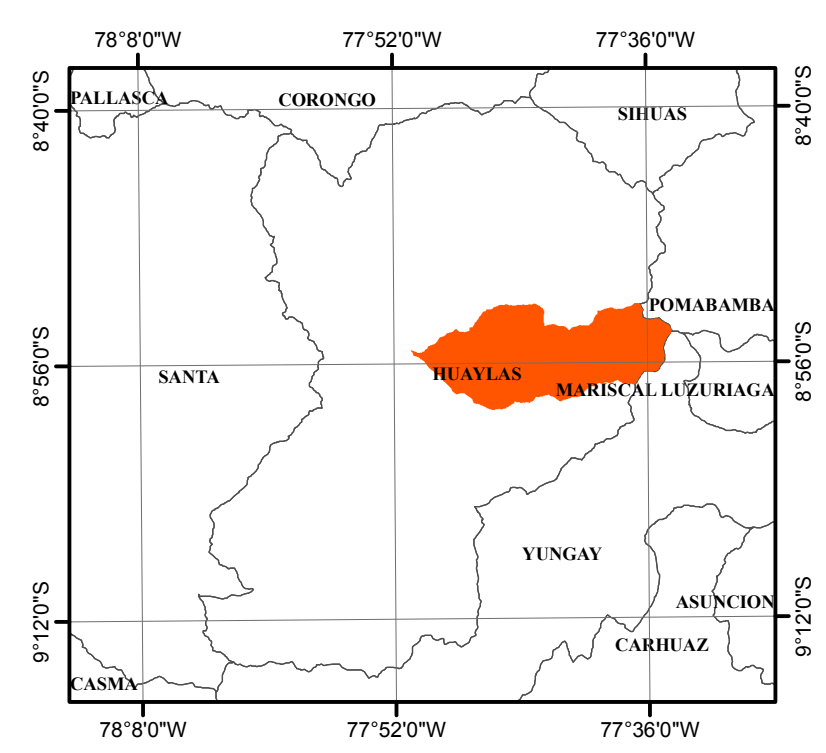
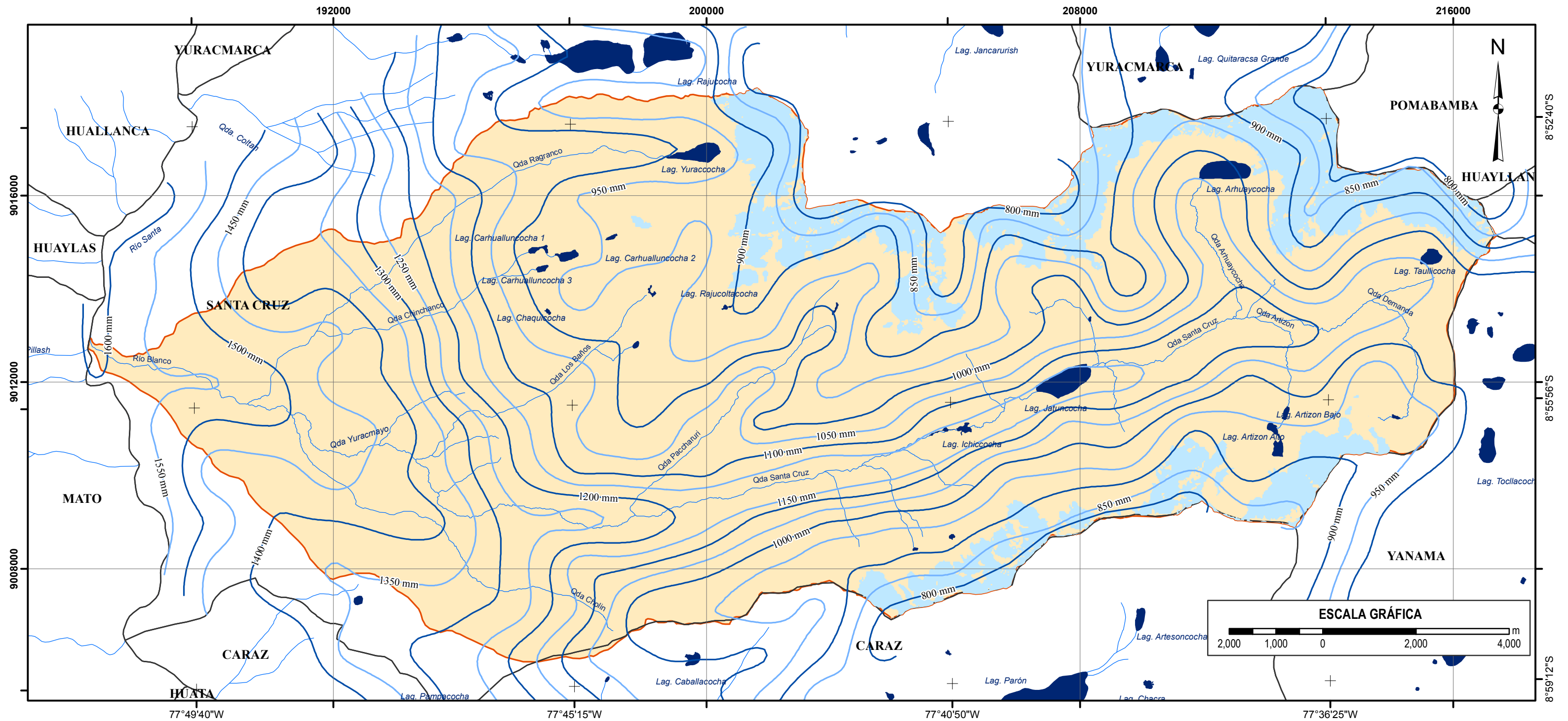
Escala Numérica:

1:80 000

Formato:

A3

Mapa N°29



Evaporación Mínima (mm)	Evaporación Máxima (mm)	Área (km ²)
1600	1650	0.14
1550	1600	1.14
1500	1550	4.45
1450	1500	6.77
1400	1450	9.99
1350	1400	9.17
1300	1350	5.31
1250	1300	5.38
1200	1250	6.30
1150	1200	12.66
1100	1150	15.21
1050	1100	22.72
1000	1050	29.05
950	1000	36.34
900	950	36.11
850	900	18.93
800	850	9.83
750	800	4.67
Evaporación Media Anual (mm)		1070.0

LEYENDA

HIDROGRAFÍA

Ríos y quebradas

CUERPOS DE AGUA

Lagunas altoandinas

RESERVAS HÍDRICAS

Superficie Glaciar

ÁREA DE ESTUDIO

Subcuenca Blanco

LÍMITES POLÍTICOS

Distrital

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL

Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de Isoíneas de Evaporación de la Subcuenca del río Blanco

Tesista:

Bach. José Hírbshi Inoue Velarde

Tesis:

"Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"

Asesor:

Dr. Jhon Walter Gómez Lora

Fuente:

Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y United States Geology Survey (USGS)

Proyección:

DATUM WGS84
ZONA 18S

Escala Numérica:

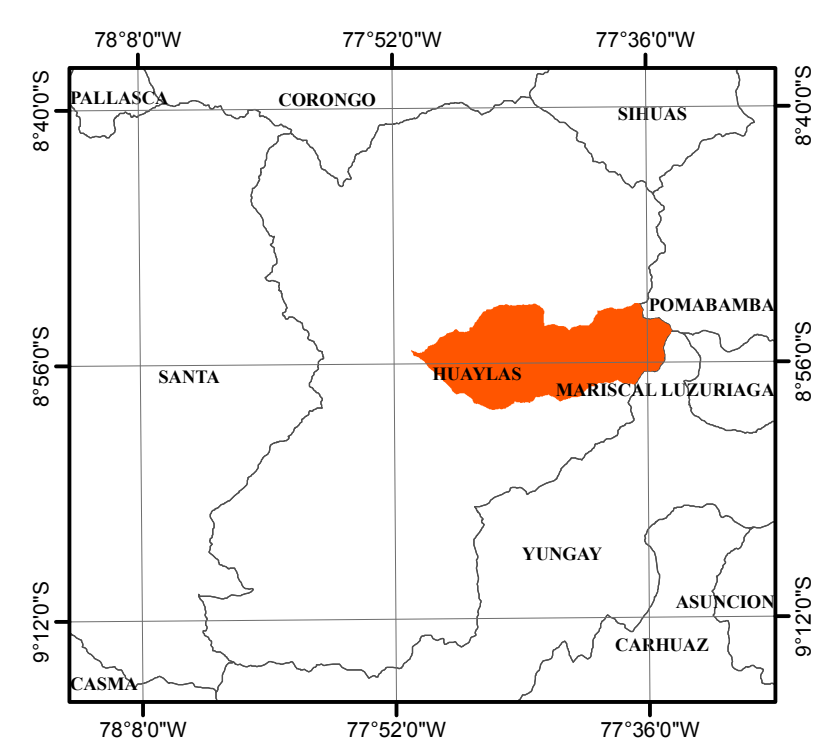
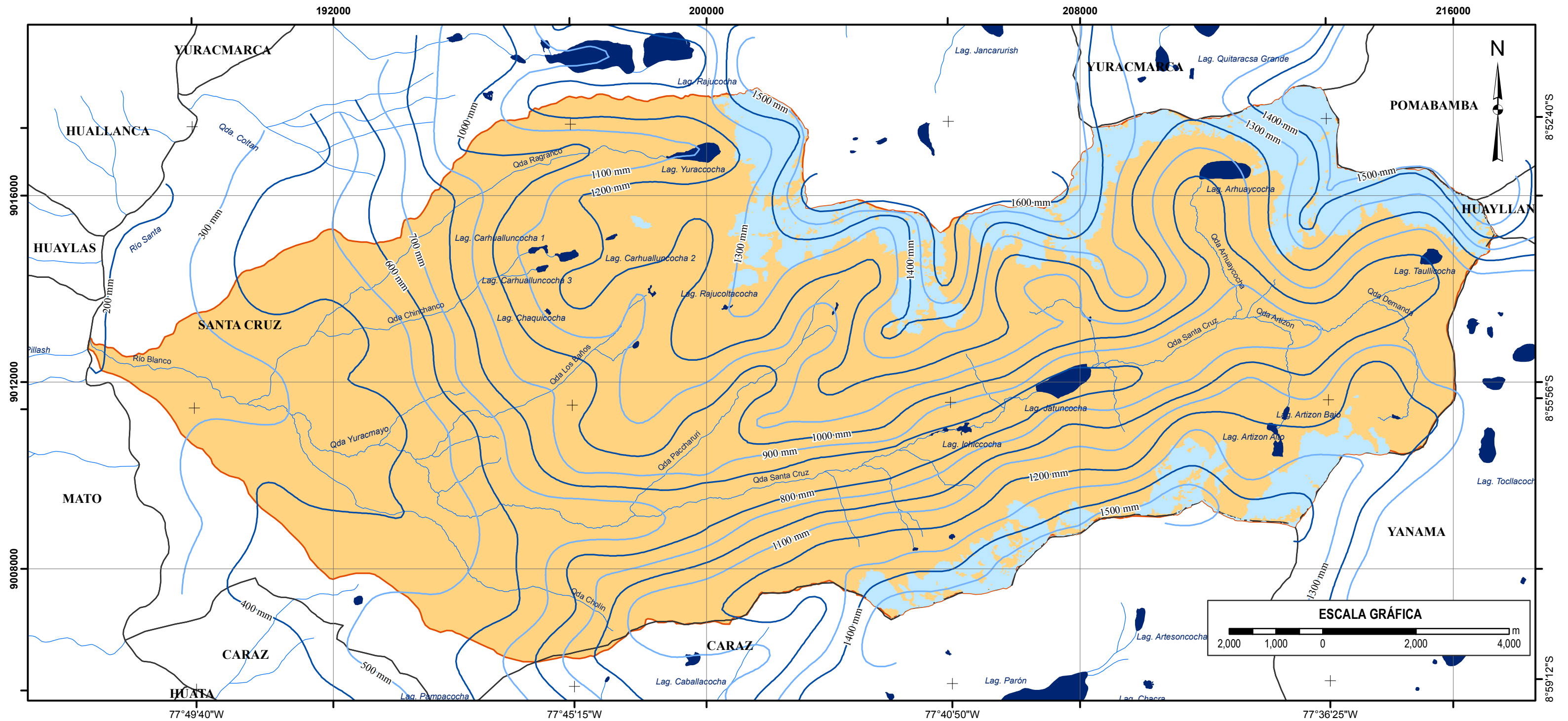
1: 80 000

Formato:

A3



Mapa N°30



Precipitación Mínima (mm)	Precipitación Máxima (mm)	Área (km ²)
1600	1700	0.7
1500	1600	6.2
1400	1500	10.3
1300	1400	17.7
1200	1300	33.4
1100	1200	34.7
1000	1100	29.3
900	1000	24.5
800	900	16.3
700	800	13.6
600	700	7.8
500	600	6.9
400	500	14.2
300	400	13.0
200	300	5.5
100	200	0.1
Precipitación Media Anual (mm)		984.3

HIDROGRAFÍA
Ríos y quebradas
CUERPOS DE AGUA
Lagunas altoandinas

RESERVAS HÍDRICAS
Superficie Glaciar
ÁREA DE ESTUDIO
Subcuenca Blanco

LÍMITES POLÍTICOS
Distrital

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL
Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental
Mapa de Isoyetas de la Subcuenca del río Blanco

Tesista:
Bach. José Hilshi Inoue Velarde

Tesis:
"Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"

Asesor:
Dr. Jhon Walter Gomez Lora

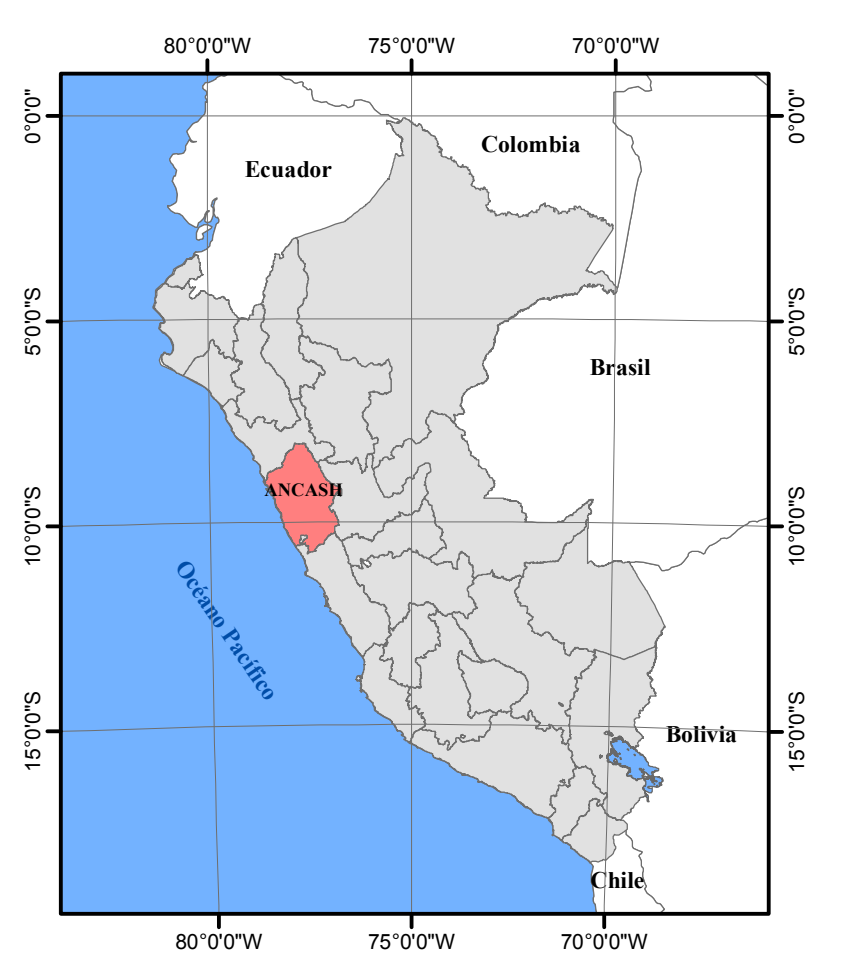
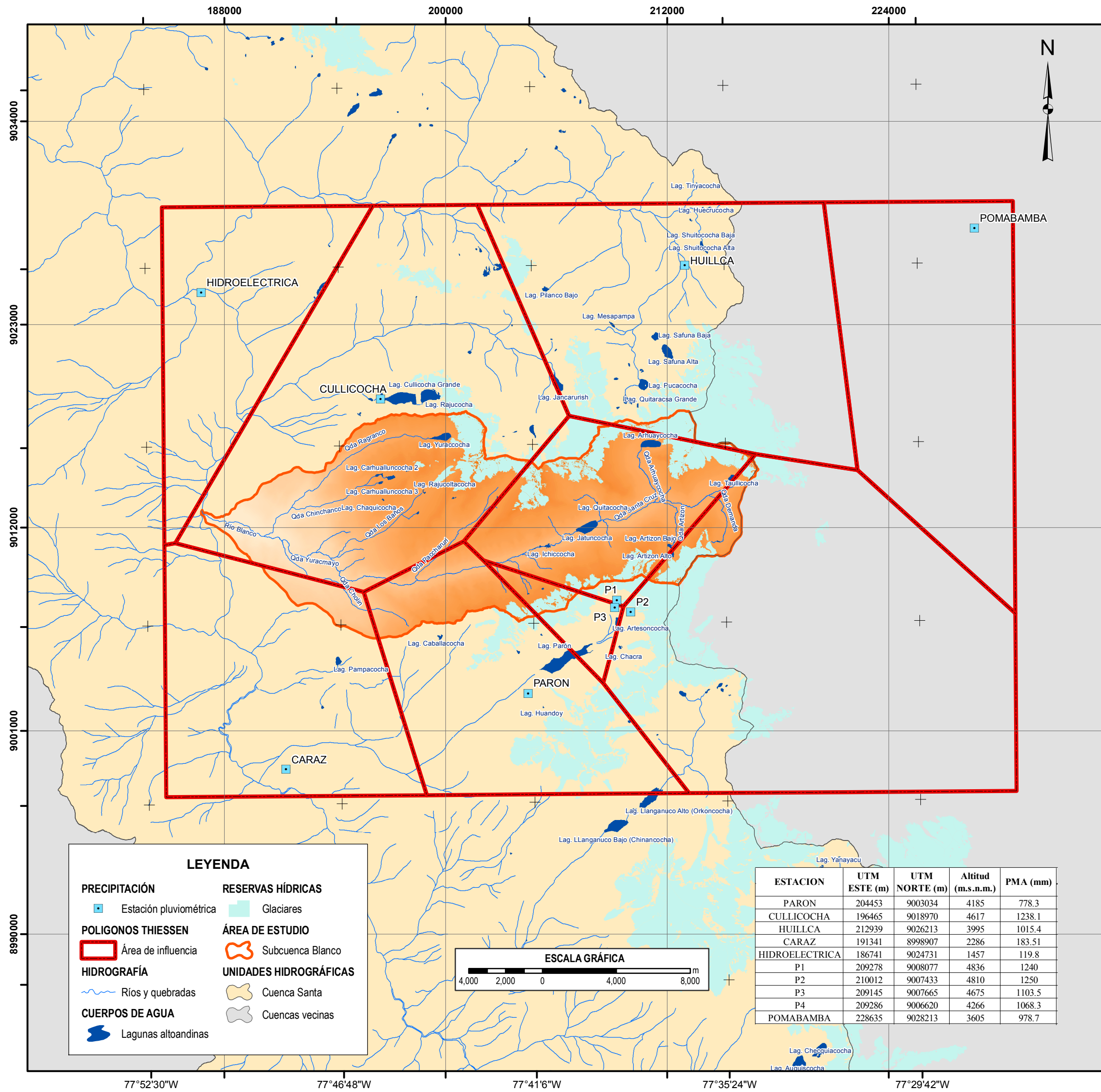
Fuente:
Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y United States Geology Survey (USGS)

Proyeccion:
DATUM WGS84
ZONA 18S

Escala Numérica:
1: 80 000

Formato:
A3

Mapa N°31



ESTACION	UTM ESTE (m)	UTM NORTE (m)	Altitud (m.s.n.m.)	PMA (mm)
PARON	204453	9003034	4185	778.3
CULLICOCHA	196465	9018970	4617	1238.1
HUILLCA	212939	9026213	3995	1015.4
CARAZ	191341	8998907	2286	183.51
HIDROELECTRICA	186741	9024731	1457	119.8
P1	209278	9008077	4836	1240
P2	210012	9007433	4810	1250
P3	209145	9007665	4675	1103.5
P4	209286	9006620	4266	1068.3
POMABAMBA	228635	9028213	3605	978.7

UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL

Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo

Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

Mapa de polígonos de Thiessen de la Subcuenca del río Blanco

Tesista:

Bach. José Hitoshi Inoue Velarde

Tesis:

"Evolución de la cobertura glaciar y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa"

Asesor:

Dr. Jhon Walter Gomez Lora

Fuente:

Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Geoservidor del MINAM-Perú, Geoservidor del MINEDU-Perú y Geoservidor del ANA-Perú

Proyección:

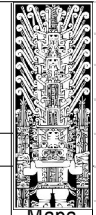
DATUM WGS84
ZONA 18S

Escala Numérica:

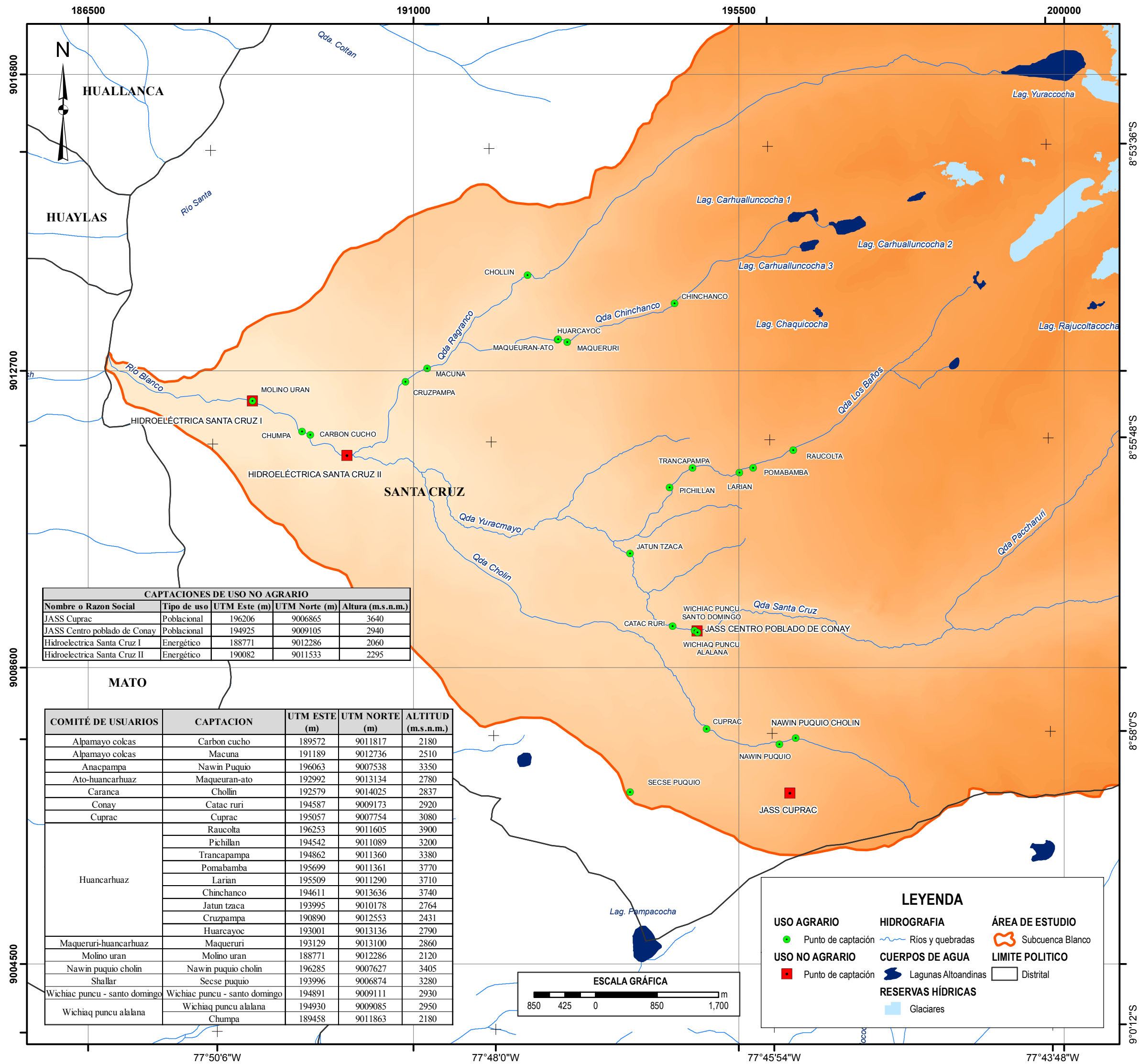
1: 200 000

Formato:

A3

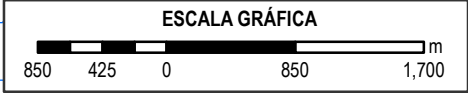


Mapa N°32



CAPTACIONES DE USO NO AGRARIO				
Nombre o Razon Social	Tipo de uso	UTM Este (m)	UTM Norte (m)	Altura (m.s.n.m.)
JASS Cuprac	Poblacional	196206	9006865	3640
JASS Centro poblado de Conay	Poblacional	194925	9009105	2940
Hidroelectrica Santa Cruz I	Energético	188771	9012286	2060
Hidroelectrica Santa Cruz II	Energético	190082	9011533	2295

COMITÉ DE USUARIOS	CAPTACION	UTM ESTE (m)	UTM NORTE (m)	ALTITUD (m.s.n.m.)
Alpamayo colcas	Carbon cucho	189572	9011817	2180
	Macuna	191189	9012736	2510
	Anacpampa	196063	9007538	3350
	Ato-huancarhuaz	192992	9013134	2780
	Caranca	192579	9014025	2837
	Conay	194587	9009173	2920
	Cuprac	195057	9007754	3080
	Raucolta	196253	9011605	3900
	Pichillan	194542	9011089	3200
	Trancapampa	194862	9011360	3380
Huancarhuaz	Pomabamba	195699	9011361	3770
	Larian	195509	9011290	3710
	Chinchanco	194611	9013636	3740
	Jatun tzaca	193995	9010178	2764
	Cruzpampa	190890	9012553	2431
	Huarcayoc	193001	9013136	2790
	Maqueruri	193129	9013100	2860
Molino uran	Molino uran	188771	9012286	2120
	Nawin puquio cholin	196285	9007627	3405
Shallar	Secse puquio	193996	9006874	3280
	Wichiac puncu - santo domingo	194891	9009111	2930
Wichiaq puncu alalana	Wichiaq puncu alalana	194930	9009085	2950
	Chumpa	189458	9011863	2180



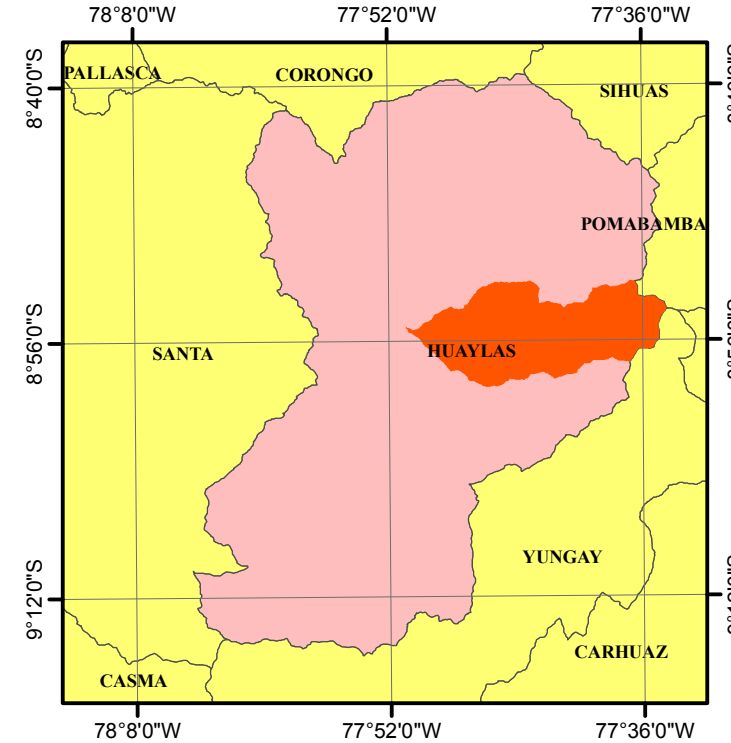
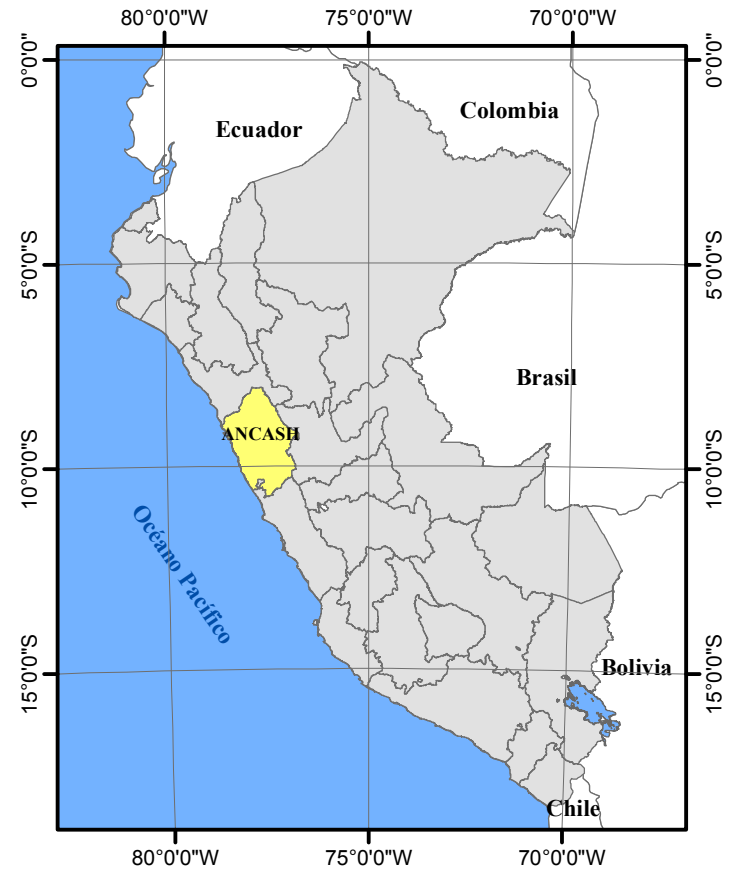
USO AGRARIO
● Punto de captación

USO NO AGRARIO
■ Punto de captación

HIDROGRAFIA
~~~~~ Ríos y quebradas

**CUERPOS DE AGUA**  
■ Lagunas Altoandinas

**RESERVAS HÍDRICAS**  
■ Glaciares

**ÁREA DE ESTUDIO**  
○ Subcuenca Blanco**LIMITE POLITICO**  
□ Distrital

**UNIVERSIDAD NACIONAL FEDERICO VILLARREAL**  
Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo  
Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental

**Mapa de captaciones del recurso hídrico de la Subcuenca del río Blanco**

|                                                                                                                                                                       |                                                                                                                                      |                                                 |                       |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------|-----------------------|
| <b>Tesista:</b><br>Bach. José Hilbshi<br>Inoue Velarde                                                                                                                | <b>Tesis:</b><br>"Evolución de la cobertura glacial y su influencia en la disponibilidad hídrica de la subcuenca Blanco - río Santa" | <b>Asesor:</b><br>Dr. Jhon Walter<br>Gomez Lora | <b>Mapa</b><br>N°33   |
| <b>Fuente:</b><br>Carta Nacional, escala 1:100 000 del IGN (18-h, 19-h), Autoridad Local del Agua- Huaraz, Geoservidor del MINAM-Perú, del MINEDU-Perú y del ANA-Perú | <b>Proyeccion:</b><br>DATUM WGS84<br>ZONA 18S                                                                                        | <b>Escala Numérica:</b><br>1: 50 000            | <b>Formato:</b><br>A3 |