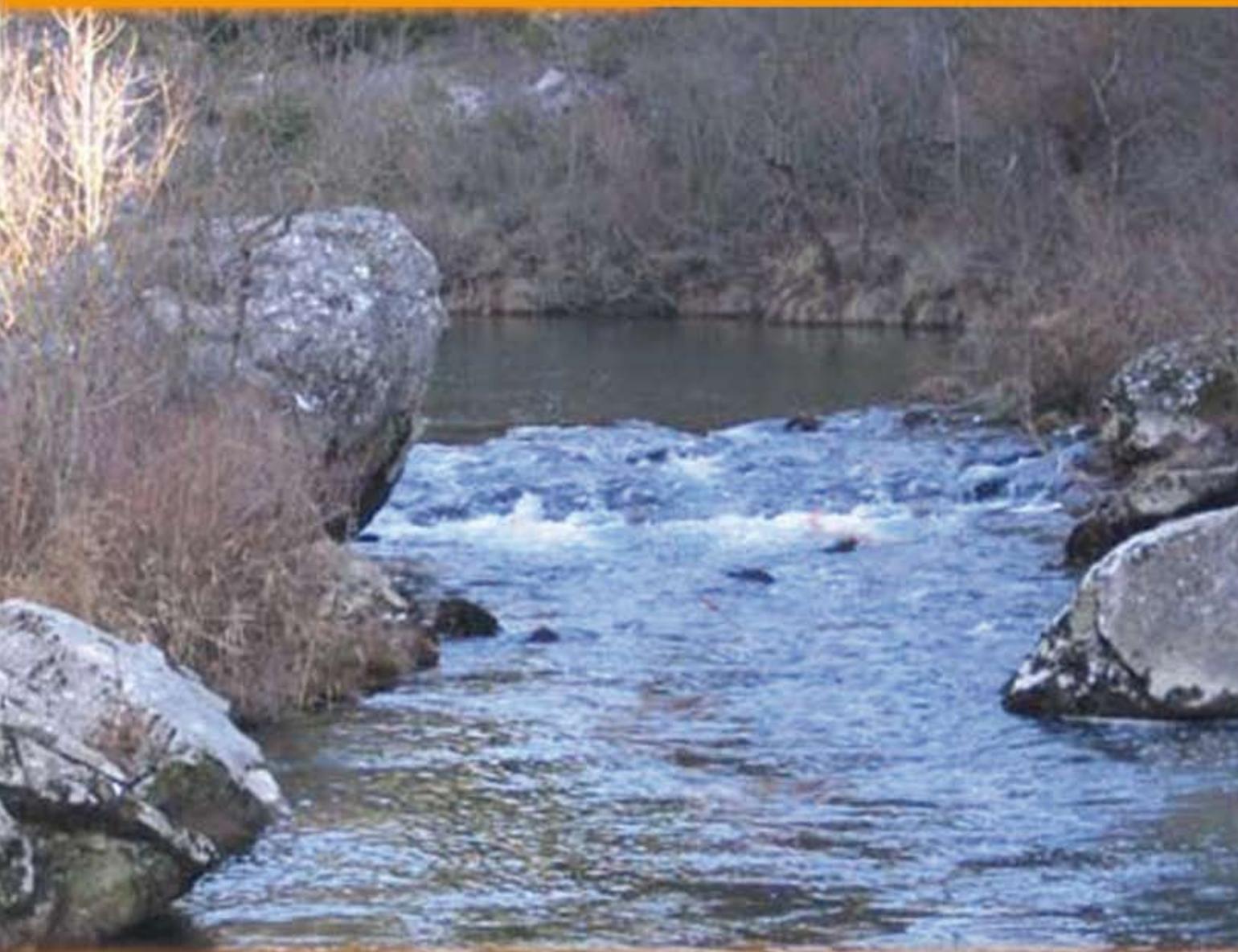


SEGUNDA COMUNICACIÓN NACIONAL  
DE CAMBIO CLIMÁTICO

ESCENARIOS CLIMÁTICOS EN LA  
**Cuenca del Río Santa**  
PARA EL AÑO 2030



## ESCENARIOS CLIMATICOS EN LA CUENCA DEL RIO SANTA PARA EL AÑO 2030

### SENAMHI

Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología  
Centro de Predicción Numérica – CPN  
<http://www.senamhi.gob.pe>

Autores: Ph.D. Guillermo Obregón,  
Amelia Díaz  
Gabriela Rosas  
Grinia Avalos  
Delia Acuña  
Clara Oria  
Alan Llacza  
Richard Miguel

Año: 2009

Edición: SENAMHI

La presente publicación forma parte del componente de Vulnerabilidad y Adaptación en el marco de la Segunda Comunicación Nacional de Cambio Climático a la CMNUCC, financiado por el GEF y coordinado por el Ministerio de Ambiente del Perú.

Ministerio de Ambiente – MINAM  
Av. Guardia Civil 205, San Borja, Lima.  
Teléfono: (51 – 1) 2255370 - Fax:2255369  
<http://www.minam.gob.pe>

Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología – SENAMHI  
Jr. Cahui de 785 Jesús María  
Teléfonos: (51 – 1) 6141414 (central) y 6141408 (CPN)  
<http://www.senamhi.gob.pe>

Depósito Legal:

Diseño : xxxxxxxxxxxx  
Impresión : xxxxxxxxxxxx  
Primera edición : Enero 2009  
Primer Tiraje : XX ejemplares  
Impreso en Perú  
2009

El contenido de este documento puede ser reproducido mencionando la fuente o con autorización del autor.



PERÚ

Ministerio  
del Ambiente

Servicio Nacional de Meteorología  
e Hidrología del Perú - SENAMHI

SEGUNDA COMUNICACIÓN  
NACIONAL DE CAMBIO CLIMÁTICO

ESCENARIOS CLIMÁTICOS EN LA  
**Cuenca**  
**del Río Santa**  
PARA EL AÑO 2030



MINISTERIO DEL AMBIENTE

Dr. Antonio José Brack Egg  
Ministro

Viceministra de Desarrollo Estratégico de Recursos Naturales

Ing. Vanessa Vereau Ladd  
Directora Nacional del Proyecto

Director General de Cambio Climático, Desertificación y Recursos Hídricos

Eduardo Durand López-Hurtado  
Director Nacional Alterno

Presidente Ejecutivo del SENAMHI

Mag. FAP (r) Wilar Gamarra Molina

UNIDAD EJECUTORA DEL PROYECTO

Coordinador General: Jorge Álvarez Lam

Coordinadora de Vulnerabilidad y Adaptación: Laura Avellaneda Huamán

Coordinador de Inventarios y Mitigación: Rafael Millán García

Coordinadora en Comunicaciones: Luisa Gómez Elías / Jenny Chimayco Ortega

Administrador: Kelvin Orbegoso Contreras

Asistente: Ruth Camayo Suárez





---

# PRESENTACIÓN

## AGRADECIMIENTOS



Dr. Guillermo Obregón, científico de reconocida trayectoria del Centro de Previsión del Tiempo y Pesquisas Espaciales – CPTEC de Brasil, quien brindó su conocimiento e invaluable experiencia en el desarrollo del presente trabajo, compartiendo sus importantes comentarios y aportes.

Agradecimiento reiterado al Centro Nacional para la Investigación de la Atmósfera – NCAR de los Estados Unidos, por la disponibilidad de la información base para la generación de escenarios regionales, los cuales han sido base para el desarrollo de este estudio.

Al grupo de la unidad ejecutora del Ministerio del Ambiente y coejecutores de la SCNCC, por sus aportes para el mejor entendimiento de los resultados del estudio.

A todas estas personas e instituciones, nuestro agradecimiento.

**Amelia Díaz Pabló**

Directora Técnico-Administrativa del Proyecto  
Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología

# ÍNDICE

<b>PRESENTACIÓN</b>	<b>3</b>
<b>AGRADECIMIENTOS</b>	<b>4</b>
<b>CAPÍTULO 1</b>	
<b>INTRODUCCIÓN</b>	<b>7</b>
1.1 <b>Objetivos</b>	<b>9</b>
1.2 <b>Marco teórico</b>	<b>9</b>
1.2.1 Situación actual del cambio climático a nivel global	9
1.2.2 <b>Perspectivas climáticas a nivel global hasta fines del Siglo XXI</b>	<b>12</b>
1.2.3 <b>Confiabilidad de modelos numéricos para proyectar el cambio climático futuro</b>	<b>14</b>
1.2.4 Tratamiento de las incertidumbres	15
<b>CAPÍTULO 2</b>	
<b>LA CUENCA DEL RÍO SANTA</b>	<b>17</b>
2.1 <b>Ubicación y características geográficas</b>	<b>18</b>
2.2 <b>Contexto socioeconómico de la cuenca</b>	<b>18</b>
2.3 <b>Recursos hídricos y retroceso glaciar</b>	<b>18</b>
2.4 <b>Clasificación climática de la cuenca</b>	<b>19</b>
2.5 <b>Características climáticas de la cuenca</b>	<b>20</b>
2.6 <b>Variación temporal y espacial de las temperaturas extremas y precipitación durante las fases del ENOS</b>	<b>20</b>
2.6.1 El Niño 1982/83	21
2.6.2 La Niña 1988/89	21
2.6.3 El Niño 1997/98	22
<b>CAPÍTULO 3</b>	
<b>TENDENCIAS CLIMÁTICAS EN LA CUENCA DEL RÍO SANTA</b>	<b>23</b>
3.1 <b>Datos</b>	<b>24</b>
3.2 <b>Metodología</b>	<b>25</b>
3.2.1 Estimación de la tendencia lineal	25
3.2.2 <b>Determinación de la significancia estadística de la tendencia lineal</b>	<b>26</b>
3.2.3 <b>Determinación de los índices de los extremos climáticos</b>	<b>26</b>
3.2.4 <b>Índice de Precipitación Estandarizada (SPI)</b>	<b>27</b>
3.2.5 <b>Teleconexiones de la sequía en la cuenca</b>	<b>27</b>
3.2.6 <b>Análisis de la Transformada de Onditas</b>	<b>27</b>

<b>3.3 Resultados</b>	<b>28</b>
3.3.1 Tendencia lineal de la precipitación	28
3.3.2 Tendencia lineal de la temperatura	30
3.3.3 Índices de extremos climáticos	34
3.3.3.1 Índices de extremos climáticos de la precipitación	34
3.3.4 Análisis de sequías	36
3.3.4.1 Distribución temporal de la sequía	37
3.3.4.2 Teleconexiones de la sequía	39

<b>CAPÍTULO 4 ESCENARIOS CLIMÁTICOS EN LA CUENCA DEL RÍO SANTA PARA EL AÑO 2030</b>	<b>43</b>
---	-----------

<b>4.1 Downscaling o regionalización dinámica</b>	<b>44</b>
4.1.1 Datos preliminares	44
4.1.2 Simulación regional	44
4.1.3 Variables analizadas	46
4.1.4 Escenarios proyectados al 2020 y 2030	46
4.1.4.1 Temperatura máxima	47
4.1.4.2 Temperatura mínima	48
4.1.4.3 Precipitación	49
4.1.4.4 Estimación de eventos extremos	50

<b>4.2 Downscaling o regionalización estadística</b>	<b>51</b>
4.2.1 Datos preliminares y metodología	51
4.2.2 Resultados	52

<b>CAPÍTULO 5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b>	<b>55</b>
--	-----------

<b>5.1 Sobre las tendencias del clima actual</b>	<b>56</b>
--	-----------

<b>5.2 Sobre las proyecciones del clima al 2030</b>	<b>57</b>
---	-----------

<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>59</b>
---------------------	-----------

<b>APÉNDICE 1 RED HIDROMETEOROLÓGICA, MAPAS DE RELIEVE Y CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA</b>	<b>61</b>
--	-----------

<b>APÉNDICE 2 MAPAS DE PROMEDIOS MULTIANUALES, EVENTOS EXTREMOS Y TENDENCIAS ACTUALES</b>	<b>65</b>
---	-----------

<b>APÉNDICE 3 MAPAS DE ESCENARIOS CLIMÁTICOS A LOS AÑOS 2020 y 2030</b>	<b>70</b>
---	-----------

<b>APÉNDICE 4 CONCEPTOS Y TÉRMINOS BÁSICOS</b>	<b>135</b>
--	------------

# CAPÍTULO 1

## INTRODUCCIÓN



# INTRODUCCIÓN

Según el Cuarto Informe de Evaluación del IPCC<sup>1</sup> (2007), las superficies de hielo y nieve en el mundo, muestran una reducción progresiva desde 1980, siendo los últimos diez años el periodo en donde estas reducciones han sido más intensas. Es un hecho que existe un proceso de reducción de nieve en la mayoría de los glaciares montañosos, siendo los glaciares tropicales los más vulnerables, por su poco eficiente proceso de recarga. Lamentablemente, la escasa información existente en las regiones de alta montaña del Hemisferio Sur no permite establecer mayores conclusiones a diferencia del Hemisferio Norte en donde sí ha sido posible calcular la extensión de la cubierta de hielo, así como la del suelo congelado desde mediados del siglo pasado.

Una conclusión del Grupo de Trabajo II del IPCC, indica, con un alto nivel de confianza, que las reservas de agua almacenada en los glaciares y en la cubierta de nieve, continuaría disminuyendo en el transcurso del presente Siglo, dejando en situación crítica a las regiones que se abastecen del agua de deshielo, como es el caso del Perú en donde existen aproximadamente 10 cuencas glaciares importantes que surten de agua a centros poblados como Lima, Huaráz, Cusco, entre otros.

Una de las cuencas glaciares de gran importancia en el país es la cuenca del río Santa. Dicha cuenca pertenece a la vertiente del Pacífico, y se extiende desde el nivel del mar hasta las cumbres más altas del Perú por encima de los 6 000 msnm, lo que le permite contar con una diversidad de ecosistemas a lo largo de sus más de 14 900 Km<sup>2</sup>. Los glaciares de esta cuenca han provisto de agua para diferentes propósitos desde tiempos preincaicos principalmente en las épocas de estiaje cuando las lluvias son escasas o nulas en las regiones altoandinas. Sin embargo, este esquema natural se ha visto amenazado por el incontenible retroceso glaciar de los últimos 30 años, según mediciones directas y estimaciones de la variación de la masa glaciar. Una iniciativa conjunta entre el SENAMHI y el IRD<sup>2</sup>, sobre escenarios climáticos futuros y la disponibilidad hídrica en la cuenca del Río Santa, enmarcada en el Programa de Fortalecimiento de Capacidades Nacionales para Manejar el Impacto del Cambio Climático y la Contaminación del Aire - PROCLIM (2005), permitió establecer que hasta los siguientes 25 o 40 años las cuencas glaciares incrementarán su caudal hasta un máximo hacia el año 2050 y luego irían disminuyendo gradualmente hasta un nivel en el cual sólo dependerán del aporte de las lluvias estacionales, ya que los glaciares habrían desaparecido. Bajo este escenario crítico es necesario iniciar desde ya, medidas de adaptación que impliquen asegurar el abastecimiento del agua necesaria para la vida y desarrollo de las poblaciones afectadas.

Como parte del Proyecto: Segunda Comunicación Nacional del Perú a la CMNUCC; Sub-Proyecto: Generación de Escenarios Climáticos Nacionales y en Cuencas de los ríos Santa y Mayo, implementada por el SENAMHI, se realizaron dos estudios tomando como base la información histórica observada, con las siguientes finalidades: 1. Detectar los cambios climáticos, caracterizando las tendencias climáticas e índices de extremos climáticos, y 2. Analizar las sequías como extremo climático, enfatizando el carácter de la dinámica climática de cada evento. Estos estudios se basan en datos históricos observados a nivel de todo el Perú en el periodo 1965 – 2006, y los resultados correspondientes a la cuenca del río Santa han sido incorporados en el presente documento, los mismos que además de tener una sólida base científica, van a permitir establecer algunos parámetros básicos del impacto del cambio climático en la cuenca. Es importante remarcar que el análisis de indicadores de cambio climático permitirá establecer mejores análisis respecto a los eventos extremos en la región, lluvias intensas, heladas, sequías, etc. que pueden ser evaluadas mediante estas aproximaciones.

Para el análisis de vulnerabilidades futuras en la cuenca, en este estudio se presentan los escenarios climáticos futuros proyectados para el año 2030, a nivel de clima medio y de los extremos climáticos térmicos y pluviométricos (indicadores de eventos climáticos extremos), basados en los resultados de

---

1 Panel Intergubernamental de Cambio Climático.  
2 Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia.

la regionalización dinámica y estadística, técnicas que permitieron determinar las áreas que estarían en procesos más acelerados de cambios respecto al clima actual y que implicarían mayores impactos en las actividades socioeconómicas de la región.

La elaboración de escenarios regionales considera, asimismo, un aspecto de incertidumbre tanto por el concurriendo limitado de la variabilidad climática derivado de la escasa información disponible, así como por los procesos seguidos para generar información a nivel regional, las cuales van incorporando errores a los propios de los métodos de ajuste e interpolación. Por ello se están considerando los niveles de confianza indicados en los análisis históricos, así como el espectro de probabilidades de ocurrencia de los escenarios planteados que están en función de las políticas que adopte la humanidad de ahora en adelante.

Finalmente, este documento permitirá orientar políticas adecuadas y coherentes de adaptación frente al cambio climático en el ámbito regional y local.

## 1.1 Objetivos

Los objetivos del presente estudio se resumen de la siguiente manera:

- ? Determinar las tendencias climáticas actuales en la cuenca del río Santa, en base a los datos observados.
- ? Estimar las proyecciones climáticas nacionales al año 2030, en base a los escenarios climáticos globales, haciendo uso de técnicas de downscaling dinámico y estadístico, para el escenario de emisión A2 (altas emisiones).
- ? Determinar indicadores extremos de lluvia y temperatura, observados y simulados al año 2030 (sequía, número de días secos o húmedos consecutivos, heladas, olas de calor y frío, etc.)

## 1.2 Marco teórico

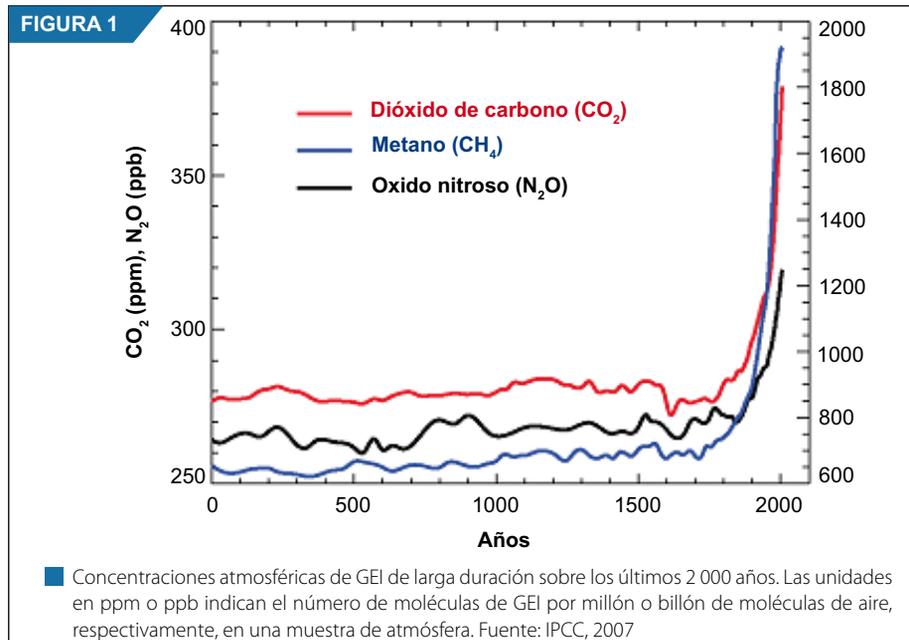
El clima es la descripción en términos de valores medios y de variabilidad de la temperatura, humedad, precipitación, viento, etc., de una localidad o región, en un periodo relativamente largo de tiempo, como 30 años, según la Organización Mundial de Meteorología. Asimismo, el clima es el resultado de una compleja interacción entre las cinco componentes del sistema climático: la atmósfera, la biosfera, la hidrosfera, la criosfera y la superficie terrestre, las cuales mantienen una dinámica propia que va generando variaciones en diferentes escalas de tiempo, desde años, como los eventos El Niño/La Niña, hasta miles y millones de años, como las eras glaciares, solo interrumpida eventualmente por causas naturales, como las erupciones volcánicas y las variaciones en las emisiones solares, o por la actividad humana.

La Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático (CMNUCC) define como cambio climático a la variación del clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana, pues en las últimas décadas la comunidad científica ha encontrado evidencias de una relación entre el calentamiento global o cambio climático y el aumento de las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI), provocado principalmente por las sociedades industrializadas como consecuencia del uso de combustibles fósiles. Este Capítulo brinda al lector algunos alcances sobre las tendencias actuales y futuras del clima global, basados en el Cuarto Informe de Evaluación del IPCC (2007).

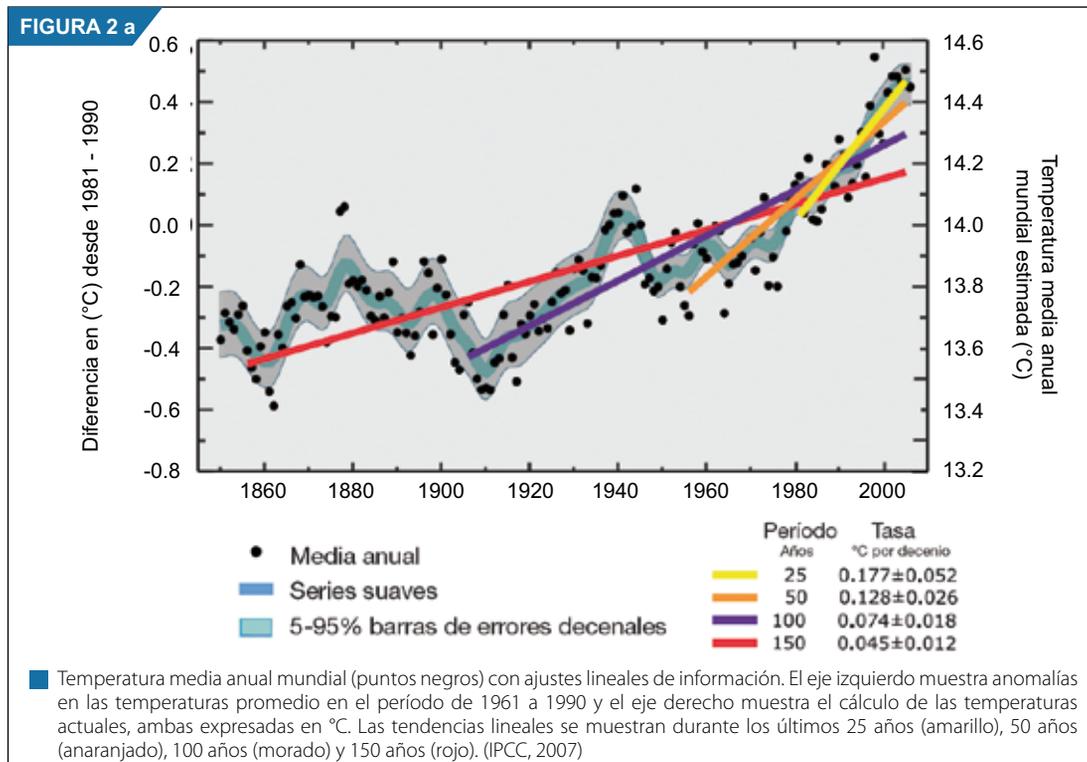
### 1.2.1. Situación actual del cambio climático a nivel Global

En el 2007, el IPCC concluye que es "muy probable" (mayor de 90% de probabilidad) que los incrementos de gases de efecto invernadero por la acción del hombre hayan causado la mayoría de incrementos observados en el promedio mundial de las temperaturas desde mediados del siglo XX, y que es "extremadamente improbable" que haya sido causado solamente por la variabilidad climática sin

forzamientos. Se ha observado que la concentración de dióxido de carbono en el año 2005 excede el rango natural de los últimos 650 000 años, tal como se ha determinado en los testigos de hielo (ver Figura 1). La quema de los combustibles fósiles y el cambio de uso de los suelos, son las principales causas de este incremento de emisiones de gases de efecto invernadero, ocacione que se intensifique y caliente la atmosfera.

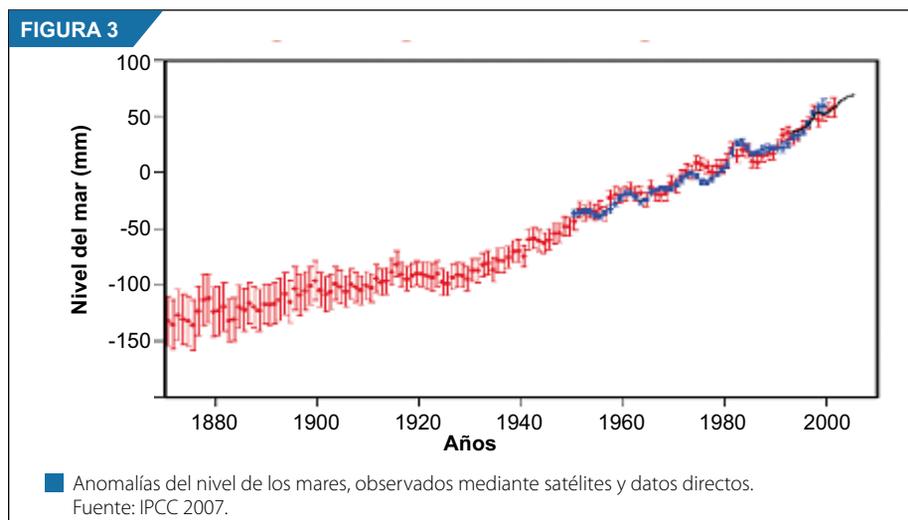


Mayores y mejores observaciones y estudios han permitido estimar que en los últimos 100 años (1906-2005), la temperatura global se ha incrementado en 0,74 °C, y el ritmo de calentamiento se está acelerando (ver Figura 2). Desde los inicios del registro de información (1850), se ha determinado que

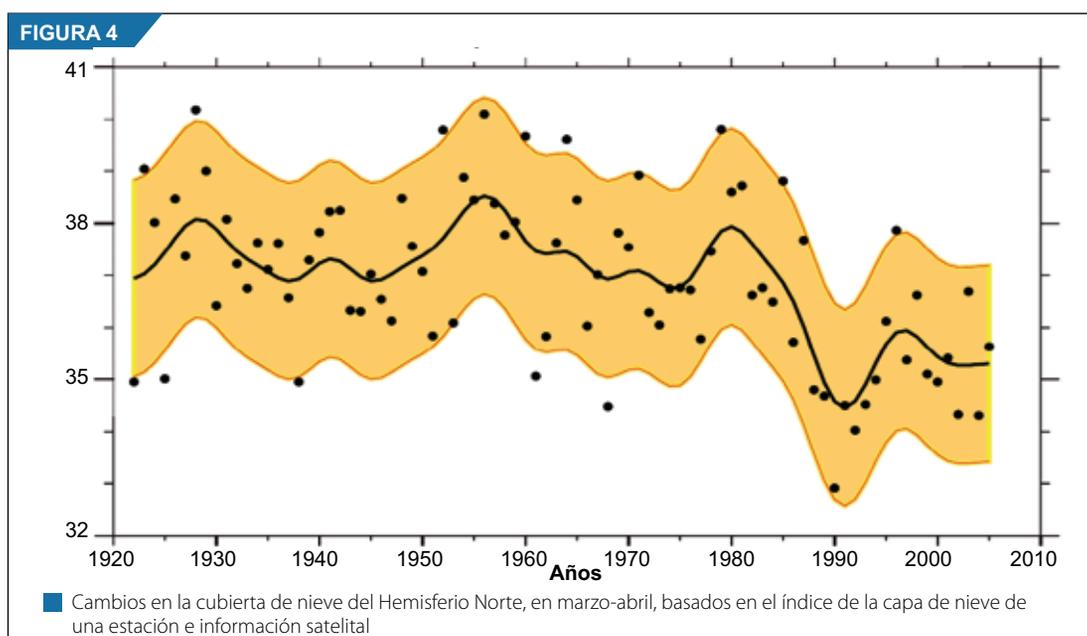


los 15 años más cálidos fueron registrados en los últimos 20 años y 11 ocurrieron desde 1995. Análisis científicos posteriores han confirmado que la segunda mitad del siglo XX ha sido la fase más cálida durante al menos los últimos 1 300 años en el Hemisferio Norte. Sin embargo, es importante precisar que el ritmo de calentamiento no es uniforme en todo el planeta, por ejemplo, durante el siglo pasado, las temperaturas árticas aumentaron doblemente la tasa del índice promedio global y Europa se ha calentado al menos 1 °C en el último siglo, a un ritmo más rápido que el promedio global.

Según las observaciones realizadas desde 1961, el calentamiento del aire y los océanos está ocasionando el continuo aumento de la temperatura del mar, constatándose que el océano ha estado absorbiendo más del 80% del calentamiento adicional al sistema climático. Esto contribuye, asimismo, al incremento del nivel del mar (ver Figura 3), ya sea por la expansión del volumen del océano, así como por el derretimiento del hielo de los polos, determinándose un incremento de 17 cm durante el siglo XX.



La aceleración en los procesos de derretimiento de la cobertura de hielo, principalmente en el Polo Norte y Groenlandia, es significativa, así como la reducción de los glaciares de montaña y la cobertura de nieve a nivel mundial (ver Figura 4).

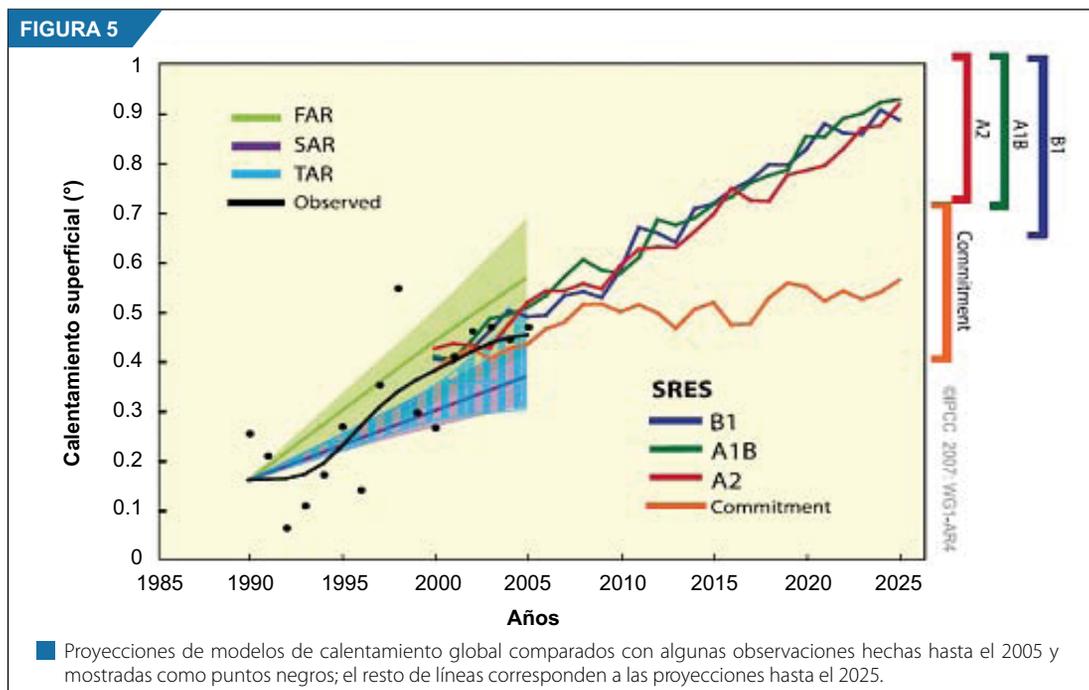


Los eventos climáticos extremos se han incrementado, y los patrones climáticos están cambiando: olas de calor y otros excesos del tiempo, así como cambios en los patrones de circulación atmosférica, trayectos de tormentas y precipitaciones pueden ser ahora explicados de manera retrospectiva por el cambio climático causado por actividades humanas.

### 1.2.2 Perspectivas climáticas a nivel global hasta finales del siglo XXI

La Tierra seguirá calentándose en el futuro. Esta afirmación se basa en los resultados de diferentes modelos climáticos que fueron considerados por el Grupo de Trabajo I del IPCC en su último reporte sobre las proyecciones futuras del clima, las cuales proyectan que durante el siglo XXI la temperatura media de la Tierra aumentará entre 1,1 y 6,4 °C (ver Figura 5). Las proyecciones climáticas consideran los escenarios de emisión IEEE<sup>1</sup> del IPCC (2000), en los cuales existe un rango de posibles concentraciones de CO<sub>2</sub> como respuesta a las acciones de la sociedad en relación con su medio ambiente. En ese sentido, existen escenarios desde los más optimistas que consideran desde un alto en las emisiones mundiales, hasta los más pesimistas manteniendo las tendencias actuales.

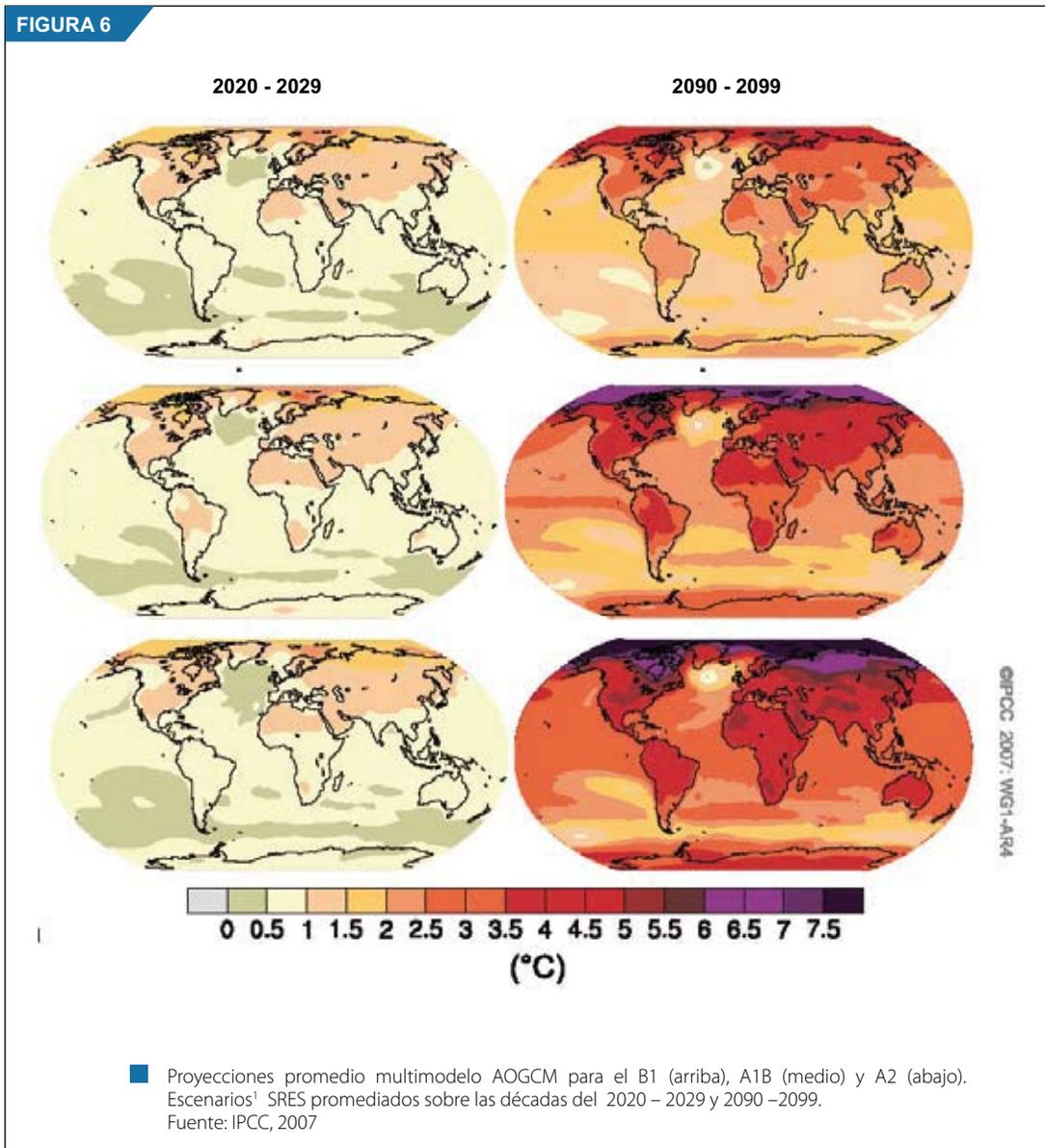
Según el IPCC, se proyecta como “muy probable” que en las tres próximas décadas habrá un calentamiento aproximado de 0,2 °C si las emisiones de gases de efecto invernadero no se reducen. Las mejores estimaciones utilizadas para calcular el promedio del calentamiento del aire en la superficie a nivel mundial, van desde los 1,8 °C (para un rango de 1,1 a 2,9 °C) para el escenario más optimista (escenario B1) hasta los 4 °C (para un rango de 2,4 a 6,4 °C) para el más pesimista (escenario A1F1). A diferencia del anterior reporte del IPCC, la nueva evaluación considera un número mayor de modelos climáticos, los cuales han desarrollado mejoras en sus procesos de estimación del clima con mayor realismo y complejidad, así como la nueva información sobre el sistema climático.



Asimismo, se ha estimado que el aumento de la temperatura será mucho mayor sobre las grandes masas continentales del Hemisferio Norte, donde podría superar los 4 °C; mientras que en las grandes extensiones oceánicas del Hemisferio Sur, se espera un incremento de menos de 1 °C. (ver Figura 6)

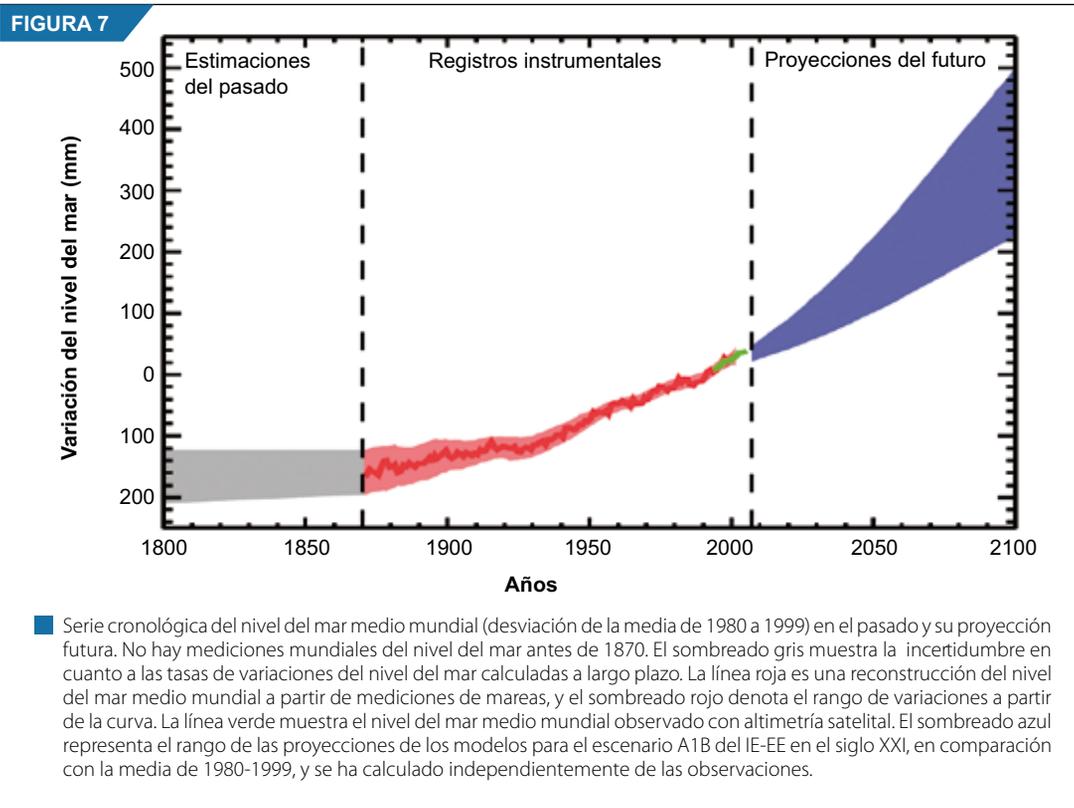
1 Informe Especial sobre Escenarios de Emisiones – Ver resumen en: SENAMHI, 2005; <http://www.ipcc.ch>

FIGURA 6



Sobre el incremento en el nivel del mar, la mayoría de los modelos proyectan un aumento en un rango de 18 a 37 cm para el escenario más favorable y de 28 a 59 cm para el escenario más desfavorable o pesimista hasta el 2100, donde la expansión térmica por el calentamiento de los océanos por sí sola contribuye en un 70 al 75% (ver Figura 7). La incertidumbre de estas proyecciones es menor que las del Tercer Informe del IPCC, debido a la mayor información sobre pérdida de masa glaciar registrada que ha ayudado a mejorar la estimación de la expansión térmica.

1 Ver en <http://www.grida.no/climate/ipcc/emission/005.htm>



La disminución de la cobertura de hielo sobre la región Ártica seguirá durante el siglo XXI, así como los glaciares de montaña y la cobertura de nieve. Mantos de hielo como el de Groenlandia seguirán contrayéndose, contribuyendo también al aumento del nivel del mar. Los modelos actuales indican que la pérdida de masa de hielo será más rápida que su recuperación, por el calentamiento global proyectado. Sin embargo, los modelos climáticos actuales no pueden explicar la dinámica observada a nivel mundial del flujo de hielo y hasta el momento no existe suficiente consenso.

Según el IPCC, es probable (66% de probabilidad) que los tifones y huracanes se incrementen en intensidad. Respecto a la precipitación, es muy probable que incremente su intensidad en las altas latitudes, mientras que es probable que disminuya en la mayoría de regiones subtropicales.

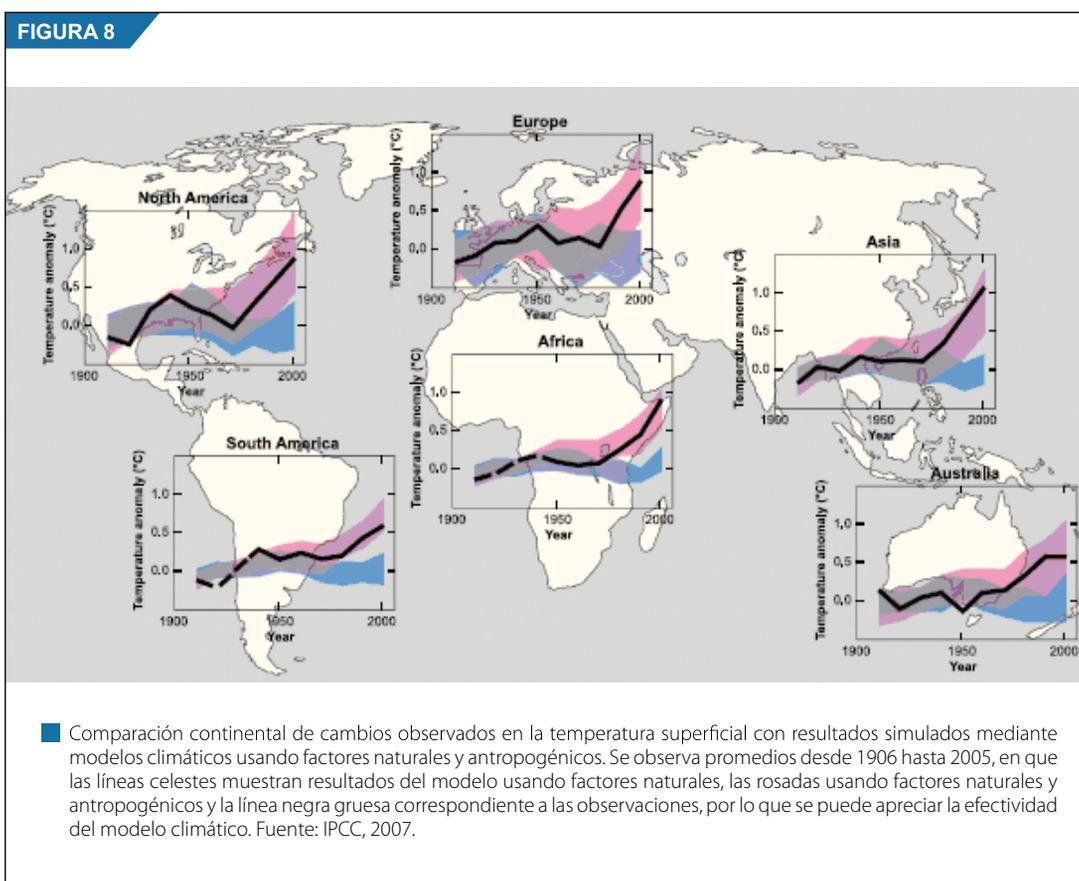
### 1.2.3 Confiabilidad de modelos numéricos para proyectar el cambio climático futuro

Existe confianza que los modelos climáticos proporcionan estimaciones cuantitativas creíbles sobre los cambios climáticos futuros, en particular, a escala continental y más allá de ésta. Esta seguridad se deriva del hecho de que los modelos se basan en principios físicos aceptados y tienen la capacidad de reproducir las características observadas del clima actual y de cambios climáticos del pasado. La confianza que se tiene en las estimaciones de los modelos es mayor para algunas variables climáticas (por ejemplo: la temperatura) que para otras (por ejemplo: las precipitaciones).

Existen tres razones que el IPCC indica para tener seguridad en el uso de modelos para las proyecciones climáticas:

- Una primera razón se deriva del hecho de que los principios fundamentales de estos modelos climáticos tienen en cuenta leyes físicas: la conservación de la masa, la energía y la fuerza.

- Una segunda razón se basa en la capacidad de estos modelos climáticos para simular aspectos importantes del clima actual. Los modelos han mostrado una capacidad importante y cada vez mayor para representar muchas características fundamentales del clima promedio. Asimismo, los modelos han sido utilizados para evaluar la implicancia del forzamiento de los GEI en el calentamiento mundial observado durante los últimos 50 años. (ver Figura 8)



- Una tercera razón se deriva de la capacidad de estos modelos para reproducir características de climas y cambios climáticos del pasado. Se han utilizado modelos para simular climas de la antigüedad, tales como a mediados del período holoceno cálido de hace 6 000 años o el último máximo glacial de hace 21 000 años.

No obstante, los modelos aún muestran errores significativos. Aunque, por lo general, éstos son mayores a escalas más pequeñas, aún persisten importantes problemas a gran escala. Por ejemplo, todavía existen deficiencias para la simulación de la precipitación tropical, El Niño/Oscilación del Sur y la Oscilación Madden - Julian. La razón fundamental para la mayoría de estos errores es que varios procesos importantes a pequeña escala no pueden representarse de manera explícita en los modelos.

#### 1.2.4 Tratamiento de las incertidumbres

El tratamiento de las incertidumbres fue tratado por el IPCC de forma transparente a fin de distinguir los niveles de confianza del conocimiento científico y las probabilidades de resultados específicos que se brindaban en los reportes de evaluación sobre cambio climático.

Existen dos tipos primarios de incertidumbre: de valor y de estructura. La incertidumbre de valor surge al no poder interpretar en su totalidad valores o resultados específicos y se calcula por metodologías estadísticas, expresándose probabilísticamente. La incertidumbre de estructura surge al no poder interpretar todos los procesos que regulan los valores o resultados y se define a través del criterio de confianza del colectivo de autores sobre la exactitud de un resultado.

El IPCC proporcionó una guía de incertidumbres que discierne entre niveles de confianza del conocimiento científico y las probabilidades de resultados específicos. Así, los autores pueden expresar con certeza que una situación es muy poco probable (por ejemplo, tirar los dados dos veces y sacar seis las dos veces), o que es tan probable como improbable (por ejemplo, tirar una moneda y que salga cara). La confianza y la probabilidad son conceptos diferentes, pero, a veces, van unidos en la práctica.

Los términos utilizados para definir los niveles de confianza se basan en los descritos en la guía de incertidumbres, es decir:

<b>Terminología de los Niveles de Confianza</b>	<b>Nivel de Confianza en acertar</b>
Confianza muy alta	Al menos 9 de 10 probabilidades
Confianza alta	Al menos 8 de 10 probabilidades
Confianza media	Al menos 5 de 10 probabilidades
Confianza baja	Al menos 2 de 10 probabilidades
Confianza muy baja	Al menos 1 de 10 probabilidades

Los términos universales utilizados para definir la probabilidad de un resultado, siempre que este se pueda calcular de manera probabilística, son:

<b>Terminología de probabilidad</b>	<b>Probabilidad de resultado</b>
Prácticamente cierto	> 99% de probabilidad
Sumamente probable	> 95% de probabilidad
Muy probable	> 90% de probabilidad
Probable	> 66% de probabilidad
Mas probable que improbable	> 50% de probabilidad
Tan probable como improbable	De 33 a 66% de probabilidad
Improbable	< 33% de probabilidad
Muy improbable	< 10% de probabilidad
Sumamente improbable	< 5% de probabilidad
Excepcionalmente improbable	< 1% de probabilidad

# CAPÍTULO 2

## LA CUENCA DEL RÍO SANTA



# LA CUENCA DEL RÍO SANTA

## 2.1 Ubicación y características geográficas

La cuenca del río Santa está ubicada en la sierra norte del Perú y es la más extensa de la vertiente hidrográfica del océano Pacífico. Su superficie total es de 12 005.50 Km<sup>2</sup> y tiene un área de recepción de 11 910 Km<sup>2</sup> hasta la estación hidrológica "Puente Carretera", localizada en la parte más baja de la cuenca (Pouyaud B., Yerren J., Zapata M. et al, 2005). El río Santa se desplaza en dirección sur – norte entre dos cordilleras, la Cordillera Negra al oeste y la Cordillera Blanca al este, siendo esta última en donde se ubica el mayor número de glaciares.

Geográficamente, sus puntos extremos se hallan comprendidos entre los 10°08' y 8°04' de latitud sur y los 78°38' y 77°12' de longitud oeste. Altitudinalmente la cuenca se extiende desde el nivel del mar hasta los 6 768 msnm (altitud del nevado Huascarán).

Políticamente, la cuenca se localiza parcialmente en los departamentos de Ancash y La Libertad; y está comprendida total o parcialmente en las provincias: Bolognesi, Recuay, Huaraz, Carhuaz, Yungay, Huaylas, Corongo, Pallasca y Santa (en el departamento de Ancash), y las provincias de Santiago de Chuco y Huamachuco (en el departamento de La Libertad).

## 2.2 Contexto socioeconómico de la cuenca

A través del paso de la cuenca se realizan importantes actividades económicas que lo constituyen principalmente la generación de energía hidroeléctrica y la producción minera. En el primer caso, la existencia de una caída de agua en una estrecha garganta de 2 000 metros de altitud en el Cañón del Pato, posibilita la generación de energía eléctrica a través de la Central Hidroeléctrica del Cañón del Pato, la cual beneficia a todos los pueblos próximos a la cuenca y a la industria siderúrgica. En el segundo caso, la producción minera que se desarrolla a partir de pequeñas y medianas minas que explotan oro, zinc, hierro, carbón, cobre y plomo, extraen y procesan desde decenas a cientos de toneladas por día. Asimismo, la actividad extractiva en minas es la iniciadora de procesos contaminantes a todo lo largo de la cuenca.

Respecto a la actividad agrícola, se cultiva bajo riego un total de 47 807 hectáreas que utilizan un volumen medio anual de agua de 617.15 millones de m<sup>3</sup> de esta superficie, 6 516 hectáreas ubicadas en el valle costero utilizan 338.98 millones de m<sup>3</sup> y 41 291 hectáreas localizadas a lo largo del denominado Callejón de Huaylas emplean 278.17 millones de m<sup>3</sup> (MINEM<sup>2</sup>, 1998).

La población que habita en la cuenca baja o valle es típicamente urbana y está ubicada en las ciudades de Chimbote, Santa, Casma y Huarney. En estas zonas, como en todas las grandes ciudades de la costa, el crecimiento de la población ha sido mayor que la tasa de crecimiento vegetativo, originado principalmente por las corrientes migratorias del campo a la ciudad. En la cuenca, geográficamente se pueden distinguir las áreas definidas en la cuenca baja o de valle y la cuenca alta o cuenca húmeda, de población mayormente rural, donde las ciudades más importantes son: Cátac, Ticapampa, Recuay, Huaraz, Jangas, Taricá, Yungar, Pariahuanca, Anta, Carhuaz, Mancos, Yungay, Caraz, Huallanca, Chuquicara, Corongo, Pallasca, Cabana, Conchucos, etc. (MINEM, 1998).

## 2.3 Recursos hídricos y retroceso glaciar

El río Santa tiene su origen en las lagunas Aguashcocha y Conocochoa, ubicadas en el extremo sureste del Callejón de Huaylas. Su extensión aproximada es de 316 Km desde su nacimiento

hasta su desembocadura, presentando una pendiente promedio de 1.4%, la que se hace más pronunciada en el sector comprendido entre las desembocaduras de las quebradas Cedro y Quitaraca, denominado “Cañón del Pato”, en donde alcanza una pendiente del 4%. Desde sus nacientes, en gran parte del recorrido se verifica un valle de origen tectónico, encontrándose encajonado por las cordilleras Blanca y Negra. Por estudios realizados por el MINEM, se conoce que la superficie de la cuenca colectora es de 14 954 Km<sup>2</sup>, y el 83% de esta área corresponde a la cuenca húmeda (12 412 Km<sup>2</sup>), es decir, el área de la cuenca que se encuentra por sobre los 2 000 msnm, y que constituye el área de escurrimiento superficial.

El caudal del río Santa depende de las precipitaciones que ocurren en su cuenca alta y además del aporte de 23 ríos que provienen de los deshielos de 457 glaciares ubicados en la Cordillera Blanca, los que contribuyen a mantener una considerable descarga, aún en época de estiaje, lo cual hace del río Santa uno de los más regulares de la Costa peruana (MINEM, 1998). Cuatro centrales hidroeléctricas están situadas a lo largo del río entre la Cordillera Blanca y la franja costera (Mark, 2007).

Uno de los impactos más dramáticos del calentamiento global es el retroceso acelerado de los glaciares, y particularmente de los glaciares tropicales andinos por su “poca eficiente” capacidad de recarga. Según el Instituto Andino de Glaciología y Geo-Ambiente en la Cordillera Blanca, el área total de glaciares inventariada es de 724 Km<sup>2</sup>, que almacenan un volumen estimado de 22 600 MMC de agua, pero debido a procesos de ablación (acción erosiva del hielo) en los últimos 50 años se habrían reducido en 22%, de acuerdo al inventario de 1997 ejecutado por imágenes de satélite.

Si consideramos que la recarga de un glaciar depende de las precipitaciones y las temperaturas, y entendiendo que el impacto del calentamiento global está asociado a los cambios de las condiciones climáticas expresada en una mayor variabilidad climática, nos planteamos como previsible que uno de los mayores riesgos que enfrentarían las cuencas andinas del Perú, en el mediano y largo plazo, tiene que ver con la 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), configurándose un probable escenario de conflictos sociales (Avalos, 2008). Según el MINEM (2008), cerca del 60% de la energía eléctrica del Perú proviene de centrales hidroeléctricas, en consecuencia la vulnerabilidad del sector energético frente al cambio climático es aún preocupante.

Según estudios realizados por Pouyaud et al. (2003), las cuencas con glaciares grandes como Parón, Llanganuco, Chancos, Los Cedros, Quillcay y Colcas, han presentado un marcado déficit de escurrimiento, a partir de la segunda mitad de los años 70, siendo esta la prueba contundente del rápido retroceso de los glaciares de la Cordillera Blanca. La velocidad de retroceso del glaciar Yanamarey se ha incrementado de 5 m/año, observado entre 1948 y 1977, a 20 m/año entre 1977 y 2003, es decir, cuatro veces más (Mark et al., 2005).

## 2.4 Clasificación climática de la cuenca

La clasificación climática de la cuenca (Mapa 03 del Apéndice 1), se basa en el mapa de clasificación climática del Perú (SENAMHI, 1988), el cual ha sido elaborado considerando factores que condicionan de modo preponderante el clima, como la latitud, la altitud, la Cordillera de los Andes, la Corriente Costera Peruana (de aguas frías), el Anticiclón del Pacífico Sur y la continentalidad. La información base de esta clasificación se sustenta en datos meteorológicos de veinte años (1965-1984), a partir de la cual se formularon los índices climáticos de acuerdo con el Sistema de Clasificación de Climas de Werren Thorntwaite.

En ambos flancos de la cuenca, por encima de los 3 500 msnm, predomina un clima frío, húmedo, pero a la vez seco en invierno, y también en centros poblados como Julcán y Paccha de las provincias de Huaylas y Carhuaz, presenta este tipo de clima. La Cordillera Blanca, la

cadena montañosa más alta en los trópicos, se ubica en el flanco oriental de la cuenca del río Santa y sobre este sector predomina el clima de nieve perpetua de muy alta montaña, a partir de los 4 800 msnm. La Cordillera Blanca al este y la Cordillera Negra al oeste, encajonan un valle interandino, conocido también como Callejón de Huaylas o valle del río Santa; entre los 1 800 m a 2 800 m de altitud, donde se asientan ciudades importantes como Yungay, Caraz, Carhuaz y Huaraz y predomina el clima seco en otoño, invierno y primavera, templado y húmedo en verano.

Entre los 3 000 m y 3 500 m de altitud predominan condiciones de sequedad en gran parte del año, con lluvias de menor frecuencia en comparación al valle y condiciones térmicas semifrías. En estos sectores, las precipitaciones ocurren en verano y son fundamentalmente orográficas, es decir resultantes de la condensación del vapor de agua de la masa de aire que al elevarse van descargando gran parte de esta humedad, especialmente en los valles interandinos. Bajo estas condiciones climáticas se emplazan ciudades importantes como Recuay, Corongo, Cabana y Santiago de Chuco.

En tanto, el sector este de la cuenca, entre los 0 – 900 msnm, en el sector más bajo de la cuenca, presenta un clima árido y semicálido, predominando una agricultura intensiva bajo riego. La ciudad más importante que se desarrolla en esta parte de la cuenca es Chimbote, cuya principal actividad económica es la pesca. Entre los 1 000 – 1 800 m de altitud, las condiciones climáticas son similares, excepto por la presencia de humedad y algunas lluvias esporádicas en verano, más la agricultura es de subsistencia.

## 2.5 Características climáticas de la cuenca

La temperatura máxima anual en la cuenca presenta variaciones entre 18 °C a 24 °C. En la zona del valle (Anta y Yungay), se presentan temperaturas máximas superior a los 24 °C, lo mismo que en las partes bajas de la cuenca. En tanto, en las zonas de Salpo y Chavín ubicadas en el sur de la cuenca y en el norte cerca a Quiruvilca, las temperaturas máximas presentan valores menores a 18 °C. (ver Mapa 01 del apéndice 2).

La temperatura mínima promedio multianual presenta variaciones entre los 14 - 16 °C en la parte baja de la cuenca, adyacente al mar (provincia de Santa). En la parte media, en el valle, la temperatura mínima anual oscila entre 4 – 14 °C, y en las partes ubicadas por encima de los 4 000 msnm, correspondiente a las nacientes del río Santa (sector sur) y las áreas glaciares, la temperatura mínima es menor a 4 °C (ver Mapa 02 del apéndice 2).

La precipitación total multianual presenta valores desde 5 mm año<sup>-1</sup> (en la costa, al oeste y parte baja de la cuenca), hasta 1 400 mm año<sup>-1</sup> (al norte y parte alta de la cuenca del río Santa). La precipitación aumenta de oeste a este, acumulando más de 500 mm año<sup>-1</sup> en lugares por encima de los 2 500 msnm. Las precipitaciones más intensas se presentan en la zona fronteriza del norte y por encima de los 3 500 msnm. La precipitación acumula menos de 400 mm al año al oeste de la parte sur de la cuenca; mientras, al este de la misma zona (por Milpo) se presentan acumulados entre 1 000 y 1 200 mm año<sup>-1</sup> (ver Mapa 03 del apéndice 2).

## 2.6 Variación temporal y espacial de las temperaturas extremas y precipitación durante las fases del ENOS

Díaz P. A. (SENAMHI, 2007) manifiesta que El Niño-Oscilación Sur (ENOS) es una perturbación del sistema Océano-Atmósfera en el Pacífico Ecuatorial con importantes consecuencias para el clima a nivel mundial, a través de la alteración de los patrones globales de la presión atmosférica, circulación atmosférica, precipitaciones y temperaturas. El ENOS tiene una fuerte y

directa influencia sobre gran parte de Sudamérica tropical y subtropical (Garreaud y Aceituno, 2007), por medio de las teleconexiones, que son los cambios de la circulación atmosférica global inducida por anomalías océano-atmosféricas del Pacífico Ecuatorial. El ciclo del ENOS presenta dos fases, una fase cálida o positiva (El Niño), la cual se presenta con intervalos de 4 -5 años, y la fase fría o negativa (La Niña), así como periodos de transición caracterizados por temperaturas de agua de mar cercanos a su media climática. La transición de El Niño a La Niña tiende a ser rápida, mientras de La Niña a El Niño tiende a ser más gradual. Ambas transiciones son influenciadas por la variabilidad intraestacional (Oscilación Madden-Julian, bloqueos de medias latitudes, sistemas de bajas y altas presiones, tormentas tropicales, etc.) según Kousky y Higgins (2007).

Las variaciones de clima que el Perú exhibe de un año a otro, conocido como variabilidad interanual, están en gran medida determinadas por la presencia del ENOS, y los eventos extremos asociados a este causan grandes pérdidas económicas por sus impactos, ya sea en forma directa o indirecta. En los siguientes párrafos se describen los principales impactos del ENOS en los regímenes térmicos y pluviométricos de la cuenca del río Santa, para lo cual se han analizado los eventos cálidos El Niño 1982/83 y el Niño 1997/98, ambos considerados los eventos más intensos del siglo pasado; y un evento frío La Niña 1988/89, considerada uno de los más intensos de la fase negativa del ENOS.

### **2.6.1 El Niño 1982/83**

La temperatura máxima fue superior a 26 °C en gran parte de la cuenca baja, significando 3 °C más a los valores climáticos o promedios multianuales, ocasionados por efecto directo de las aguas cálidas frente a la costa norte y central del Perú. Los valores más bajos se ubican al este y en zonas de mayor altitud, están por debajo de los 18 °C (ver Mapa 04 del apéndice 2).

Los valores más altos de la temperatura mínima se presentan en la parte baja de la cuenca con valores superiores a 20 °C, significando aproximadamente 5 °C por encima del promedio multianual o valor climático. Contrariamente, en las partes altas de la cuenca (hacia el este) las temperaturas mínimas presentaron valores inferiores a los 2 °C, que comparado con las temperaturas mínimas multianuales representan 2 °C menos a los valores promedios climáticos. En conclusión, la parte baja de la cuenca fue más cálida que lo normal y la parte alta más fría de lo normal (ver Mapa 05 del apéndice 2).

La precipitación acumulada durante el período lluvioso setiembre – abril, es similar al total multianual, es decir, aumenta en intensidad de oeste a este, con la diferencia que en la cuenca baja (hasta los 1 000 msnm) se registraron precipitaciones significativas de hasta 200 mm. Asimismo, en el extremo norte de la cuenca, la lluvia acumuló 1 800 mm, aproximadamente 30% más que lo normal, mientras que en el sur y en el valle, llovió menos de 200 mm, lo que significa que precipitó aproximadamente 10% menos de lo normal (ver Mapa 06 del apéndice 2).

### **2.6.2 La Niña 1988/89**

La temperatura máxima varió entre 18 °C y 24 °C en toda la cuenca, resaltando que en la cuenca baja la temperatura máxima experimentó una disminución de 2 °C en la parte más alejada de la costa, mientras que en la parte más costera los valores estuvieron dentro de los promedios multianuales (24 °C). (ver Mapa 07 del apéndice 2).

La temperatura mínima en la cuenca baja presentó valores menores a 15 °C; siendo, ligeramente inferior a los valores normales. En tanto, en la parte alta y al este de la cuenca, la temperatura mínima registró valores por debajo de 2 °C, que comparados con los valores climáticos fueron menores (ver Mapa 08 del apéndice 2).

Las mayores precipitaciones durante el periodo setiembre 1988 – abril 1989, se presentaron en el extremo norte de la cuenca con valores mayores a 1 600 mm, superando a los totales multianuales aproximadamente en 12%. Contrariamente, escasas precipitaciones se presentaron en el extremo sureste de la cuenca, con acumulados próximo a 300 mm, cuando en condiciones normales se acumula en promedio 1 000 mm, es decir, durante el periodo lluvioso 1988/89, en ese sector de la cuenca sólo llovió el 30% de lo que debería llover (ver Mapa 09 del apéndice 2).

### **2.6.3 El Niño 1997/98**

La temperatura máxima fue superior a los valores climáticos, siendo más significativo en la cuenca baja, donde las temperaturas máximas superaron los 28 °C (4 °C más de lo habitual). En el valle, las temperaturas máximas experimentaron incrementos importantes; en Yungay, por ejemplo, la temperatura máxima fue de 26,5 °C, casi 2 °C más de lo normal. Contrariamente, temperaturas máximas ligeramente más bajas de lo normal se presentaron al este de la cuenca, en las proximidades de Huaripampa (ver Mapa 10 del apéndice 2).

La temperatura mínima presentó valores más altos en la cuenca baja del orden de 18°C a 20 °C, representando 3 °C a 4 °C sobre los valores promedios multianuales o climáticos. Sin embargo, por encima de los 3 500 msnm hizo más frío que en condiciones normales (ver Mapa 11 del apéndice 2).

A diferencia del evento El Niño 1982/83, la precipitación acumulada del período lluvioso setiembre – abril 1997/98 fue mayor a los totales multianuales en toda la cuenca, manteniéndose el incremento de las precipitaciones de oeste a este y de menor a mayor altitud. En Sihuas, ubicada en el límite este de la cuenca, se acumuló 2 300 mm (el total multianual es 940 mm), es decir, 150% más de lo habitual; en el extremo suroeste, las precipitaciones acumuladas fueron más de 900 mm (400 a 500 mm en años normales), es decir, 100% por encima de lo normal. En tanto, en el extremo sureste, donde llovió solo el 30% durante El Niño 82/83, esta vez llovió 20% más de lo habitual. En el extremo norte, la lluvia acumulada fue superior a 1 800 mm en el período setiembre – abril (total multianual fluctúa entre 1 400 y 1 500 mm) (ver Mapa 12 del apéndice 2).

# CAPÍTULO 3

## TENDENCIAS CLIMÁTICAS EN LA CUENCA DEL RÍO SANTA





## TENDENCIAS CLIMÁTICAS EN LA CUENCA DEL RÍO SANTA

En el presente Capítulo, se analiza y discute con detalle los resultados presentados en el documento “Escenarios Climáticos en el Perú para el año 2030” (SENAMHI, 2008), pero a un nivel regional. En ese sentido, este Capítulo se constituye en la base de la variabilidad del clima y de extremos climáticos actuales en la cuenca del río Santa.

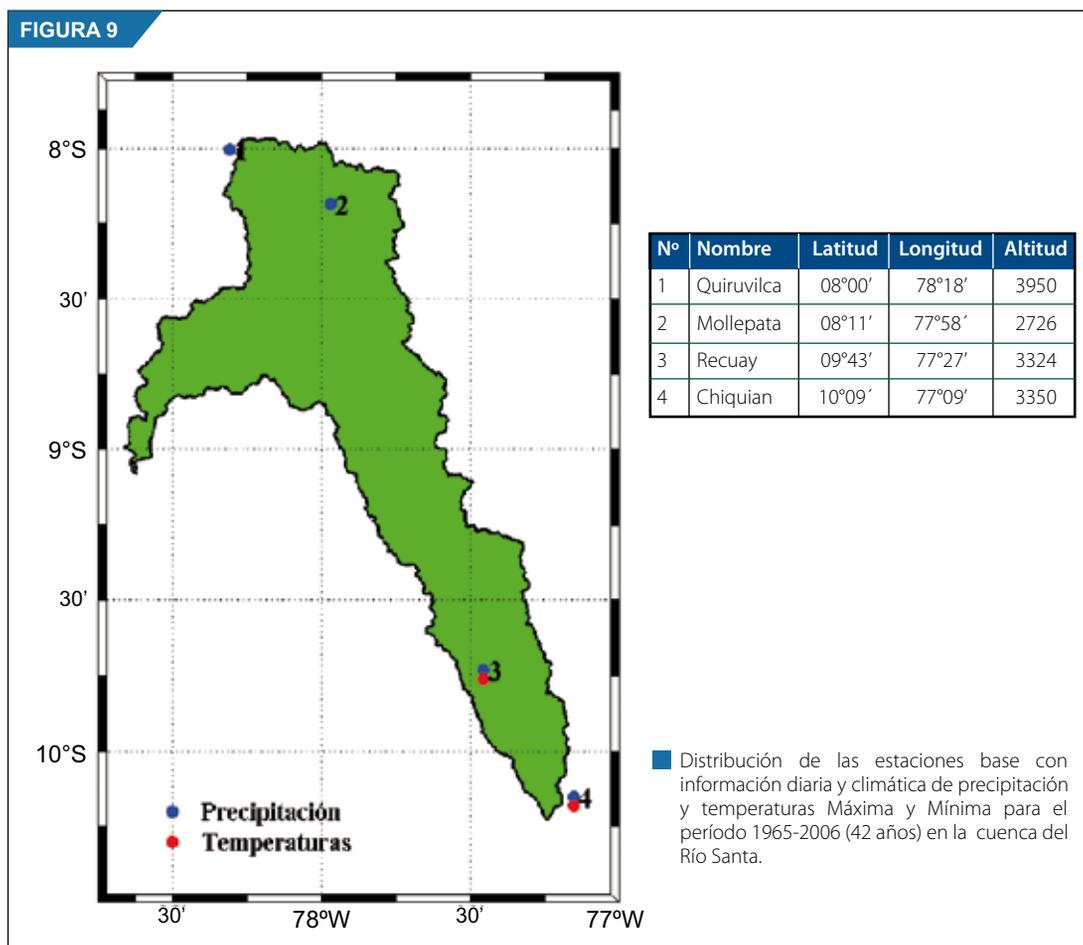
Se sigue la secuencia de presentar los datos y la metodología utilizada en forma resumida, porque ésta fue detallada en su mayor parte en el Documento Nacional.

### 3.1 Datos

Los datos utilizados en este estudio, incluyen referencias totales diarias y mensuales de precipitación, así como temperaturas extremas diarias y medias mensuales, máximas y mínimas de la cuenca, para el periodo 1965 a 2006 (42 años). Estos datos siguieron los procedimientos de control de calidad diaria que se detallan en el Documento Nacional, tratando de determinar los posibles errores a partir de los análisis de continuidad temporal y gráficos. Es de resaltar que se incluyeron las estaciones hasta con 15% de datos faltantes.

Se seleccionaron 4 (2) estaciones con datos de precipitación diaria (temperaturas extremas diarias) de la cuenca del río Santa, que son descritas y representadas en la Figura 9. Dos estaciones, Quiruvilca y Chiquián, están ubicadas fuera de los límites de la cuenca, exactamente en las zonas adyacentes de los extremos norte y sur, y fueron consideradas para realizar los análisis más adecuados y amplios sobre esta cuenca. También se resalta que las dos series de temperaturas extremas restringen los análisis al extremo sur de la cuenca, además que no cumplen con las restricciones impuestas (máximo 15% de datos faltantes) para ser utilizadas. Pero ante la inexistencia de información adecuada se utilizó estas estaciones, como alternativa para tener alguna idea de la variabilidad de las temperaturas dentro de la cuenca, no obstante esta exigencia no posibilitó el análisis de extremos climáticos de temperatura, por lo que este diagnóstico se restringe solo a la variable precipitación.

Las mismas estaciones, con datos diarios de precipitación, son utilizadas en los análisis que requieren los totales mensuales, pero no con datos de temperaturas extremas, los cuales son utilizados sin completar las series ante la posibilidad de adicionar alguna información tendenciosa.



## 3.2 Metodología

Se describen, en forma resumida, la mayoría de los métodos utilizados en el presente trabajo, porque estos fueron descritos con más detalles en el Documento Nacional (SENAMHI, 2008). La excepción se hace a la metodología utilizada en el cálculo de proyección de precipitación de los escenarios climáticos futuros por medio del downscaling estadístico y por medio de la regionalización dinámica

### 3.2.1 Estimación de la tendencia lineal

En el cálculo de la magnitud de la tendencia lineal estimada de una serie temporal, que es la razón de la variable por unidad de tiempo, se utilizó el método desarrollado por Sen (1968) y extendido por Hirsch et al. (1982), con la finalidad de minimizar el efecto de los valores discrepantes ("outliers") de las series temporales que se utilizan. Para homogenizar los resultados, debido a la alta variabilidad de la precipitación, se calculan las tendencias en porcentajes, en comparación a los promedios de toda la serie. Con relación a las temperaturas, se calculan en base a 10 años (década) por las pequeñas magnitudes que estas muestran.

### 3.2.2 Determinación de la significancia estadística de la tendencia lineal

En la determinación de la significancia estadística, se utiliza el test no-paramétrico de Mann-Kendall (1975), cuya ventaja permite utilizar la magnitud relativa de los valores de la serie temporal, filtrando valores extremos, a cambio de utilizar los valores reales, pero su gran desventaja es que las series necesitan cumplir con variables aleatorias, independientes e idénticamente distribuidas (iid). Por tanto, la aplicación de este test no es la más adecuada en las series climatológicas, como la precipitación, debido a la fuerte dependencia mensual o estacional, pero se puede utilizar en las series de totales o promedios anuales, estacionales o en determinado mes, que pueden ser considerados como independientes.

### 3.2.3 Determinación de los Índices de los extremos climáticos

Los índices de los extremos climáticos son calculados para la precipitación y temperaturas en base a la metodología descrita en Frisch et al. (2002) y utilizados en el Informe del IPCC AR4 (Trenberth et al. 2007) para definir variaciones de los extremos del clima del futuro. Cada uno de los índices se encuentra definido en la Tabla 1.

**Tabla 1: Indicadores de los extremos climáticos**

Indicador	Nombre del Indicador	Definición	Unidad
CDD	Días secos consecutivos	Número máximo de días consecutivos con $RR < 1\text{mm}$	días
CWD	Días húmedos consecutivos	Número máximo de días consecutivos con $RR \geq 1\text{mm}$	días
R10mm	Número de días con precipitación intensa	Número de días en un año en que $PRCP \geq 10\text{mm}$	días
R20mm	Número de días con precipitación muy intensa	Número de días en un año en que $PRCP \geq 20\text{mm}$	días
R95p	Días muy húmedos	Precipitación total anual en que $RR > 95$ percentil	mm
R99p	Días extremadamente húmedos	Precipitación total anual en que $RR > 99$ percentil	mm
RX1day	Cantidad máxima de precipitación en un día	Máximo mensual de precipitación en 1 día	mm
RX5day	Cantidad máxima de precipitación en 5 días	Máximo mensual de precipitación en 5 días consecutivos	mm
TX10	Días Fríos	Porcentaje anual en la cual la temperatura máxima es $TX < 10$ th percentil en relación a la climatología de 1971-200	días
TX90p	Días calientes	Porcentaje anual en la cual $TX > 90$ th percentil en relación a la climatología	días
TN10p	Noches frías	Porcentaje anual en la cual la temperatura mínima es $TN < 10$ th percentil en relación a la climatología de 1971-200	días
TN90p	Noches cálidas	Porcentaje anual en la cual $TN > 90$ th percentil en relación a la climatología	días

### 3.2.4 Índice de Precipitación Estandarizada (SPI)

El Índice de Precipitación Estandarizada (SPI, por sus siglas en inglés), es la metodología utilizada en el análisis de sequías, definida por McKee et al., (1993 y 1995). La ventaja de usar el SPI es porque es un índice que da un valor simple para medir la intensidad de la sequía, como una medida de su probabilidad de ocurrencia para cualquier escala de tiempo deseado, refleja el impacto de las sequías sobre la disponibilidad de los recursos hídricos.

A partir de los registros de precipitación mensual de 1965 a 2006 (42 años) de las estaciones distribuidas sobre la cuenca, estos fueron acumulados en forma trimestral y anual, y ajustados a un ordenamiento de probabilidades Gama, condición necesaria para la aplicación de este SPI, para determinar los valores mensuales, trimestrales y anuales. Posteriormente esta distribución es transformada en normal estándar, para que la media sea cero y la desviación estándar la unidad.

Los valores del SPI corresponden así a la estandarización de los totales de las precipitaciones gama-transformados, por lo cual un índice igual a cero indica que no hubo desvíos en los valores de la precipitación, relativo a la precipitación promedio para el periodo analizado. Valores positivos del SPI indican que la precipitación es superior al promedio y valores negativos cuando la precipitación es inferior al promedio. Así, los periodos de sequía son caracterizados por los valores negativos del SPI (Tabla 2).

**Tabla 2: Índice SPI y la severidad de días secos**

SPI	Severidad de la sequía	Probabilidad
> 0	Húmeda	50%
-0.99 a 0	Ligera	34,1%
-1.49 a -1	Moderada	9,2%
-1.99 a -1.5	Severa	4,4%
<= -2	Extrema	2,3%

Fuente: McKee, 1993.

### 3.2.5 Teleconexiones de la sequía en la cuenca.

Estas fueron calculadas mediante las correlaciones entre los SPI mensuales de cada estación de cada cuenca, con los índices de los patrones de circulación de gran escala de los fenómenos: a) El Niño/Oscilación Sur (anomalías de temperatura superficial del mar en El Niño 3,4 mayor  $+1,0^{\circ}\text{C}$ ), b) Índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés) y, c) la diferencia de temperaturas superficiales de agua de mar (TSM) en el Atlántico Tropical Sur y Norte (TSA-TNA).

Estas correlaciones se realizaron para determinar el efecto que tienen los mecanismos de gran escala en la generación de lluvias en las cuencas y así por ende el de las sequías, asociar estos mecanismos con las condiciones locales de cada cuenca en particular y conocer mejor su variabilidad.

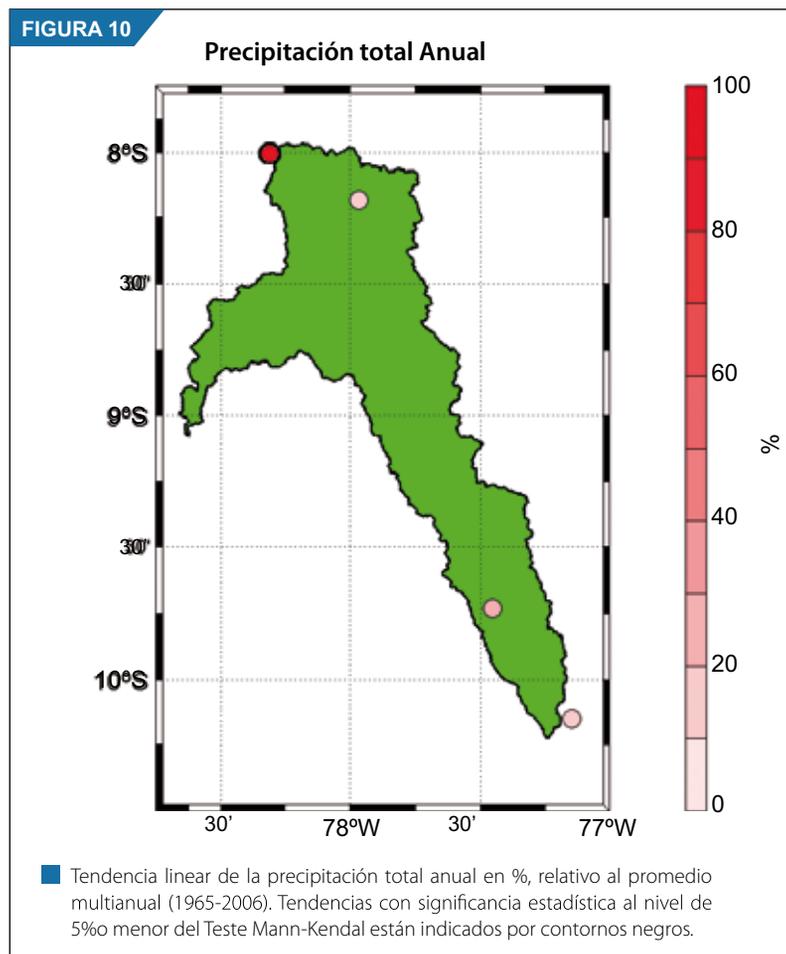
### 3.2.6 Análisis de la Transformada de Onditas

La Transformada de Onditas (TO) se utilizó para determinar las oscilaciones en varias escalas de variabilidad, interanual o mayores, características de las series temporales de los promedios mensuales de los SPI calculados para cada cuenca. Para este análisis se utilizaron los datos promedios trimestrales (sequías agrometeorológicas) de los SPI de todas las estaciones de la cuenca, por la mejor continuidad temporal de estas series que la escala mensual, debido a la marcada estacionalidad de la precipitación que produce valores nulos cuando hay persistencia de meses secos. También, porque no hay ninguna desventaja ni alteraciones significativas en la interpretación de los resultados.

### 3.3 Resultados

#### 3.3.1 Tendencia lineal de la precipitación

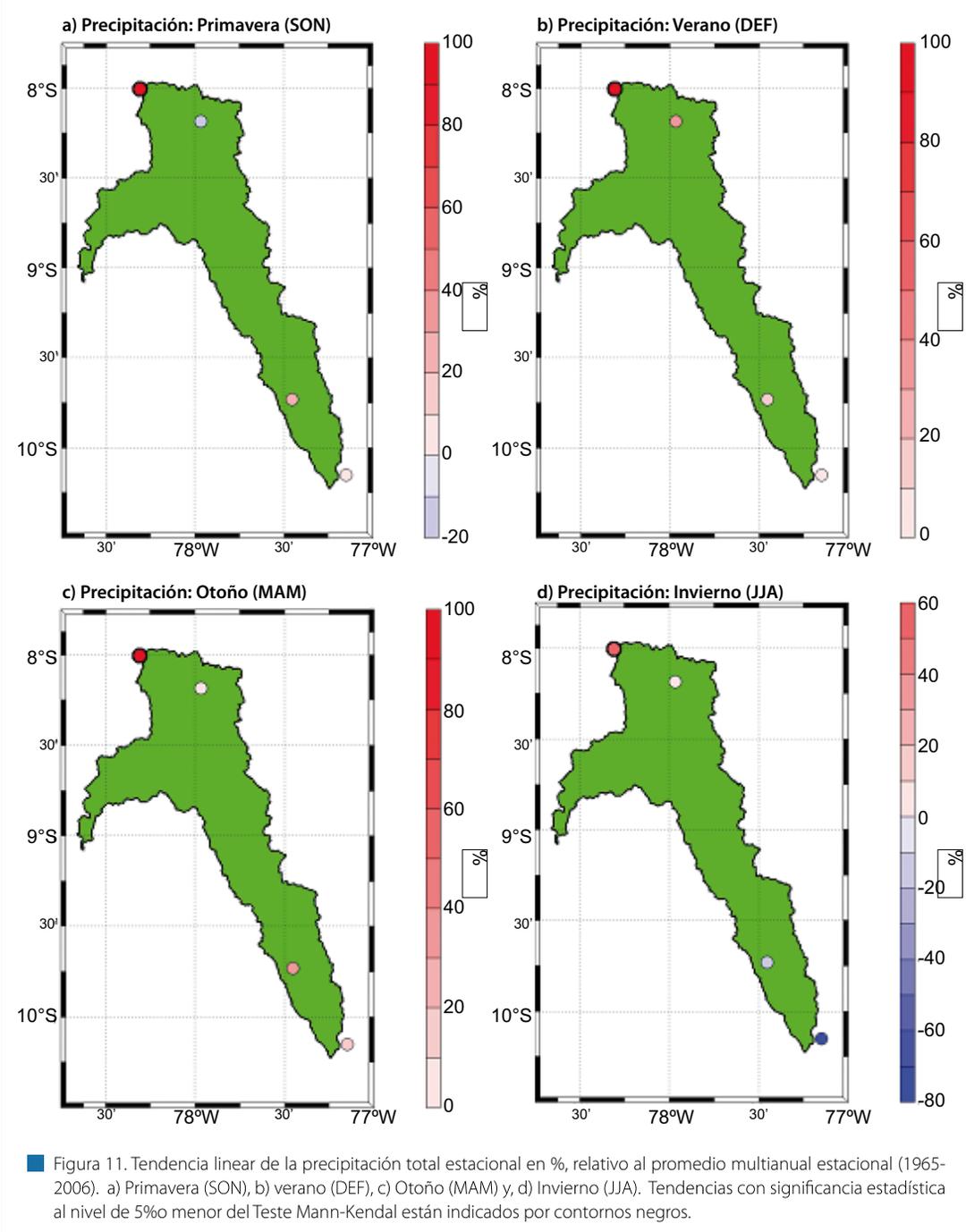
En la cuenca del río Santa se muestra la tendencia lineal de la precipitación total anual de las cuatro estaciones consideradas. Con excepción de la localidad de Quiruvilca, localizada al norte, ligeramente fuera de los límites de la cuenca, que muestra tendencia estadísticamente significativa, con valores entre 90% y 100%, en relación al promedio multianual, las demás localidades manifiestan tendencias positivas inferiores a 30%. Entre estos valores se observa que en Recuay esta estimación es ligeramente superior que las otras dos estaciones, Mollepata y Chiquián; esta última localizada al sur, fuera del límite de la cuenca.



La distribución de las tendencias lineales de la precipitación total estacional de la cuenca del río Santa (Figura 11a-d), muestra patrones similares en las estaciones de verano y otoño y, en las otras estaciones, primavera e invierno estos patrones son opuestos dentro de la cuenca. Los mayores valores son registrados en Quiruvilca entre la primavera y el otoño, con valores entre +90% - 100%. En el invierno (Figura 11d) se observa un gradiente muy intenso de las tendencias, con valores máximos en la región norte y mínimo en el extremo sur, que es el valor mínimo observado durante las cuatro estaciones, con valores entre -80% -70%.

Durante la primavera (SON), sin considerar las estaciones fuera de la cuenca, se observa un contraste entre las tendencias de la región norte, con valores ligeramente negativos, y la región sur, con valores positivos. Patrón que se vuelve a registrar durante el otoño (Figura 11c).

FIGURA 11



En el verano (Figura 11b), se observa un comportamiento opuesto al observado en la primavera, con un gradiente de las tendencias entre el norte y sur. Esta característica se advierte también con más nitidez durante el invierno (JJA).

Estos patrones muestran características muy locales en la distribución de la precipitación de largo plazo, particularmente en las cuencas vecinas, donde se localizan Quiruvilca y Chiquián. Dentro de la cuenca existe un claro comportamiento estacional opuesto, de las precipitaciones entre la región norte y sur, entre los meses de inicio de la estación lluviosa (SON) y el fin (MAM) con las estaciones más lluviosas (DEF) y la más seca (JJA).

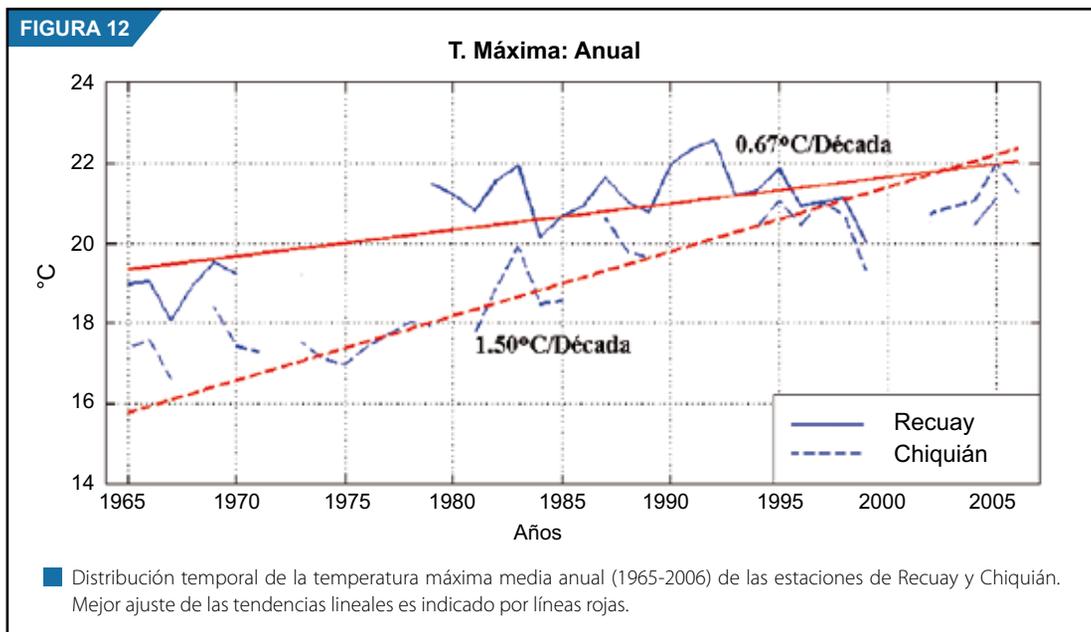
### 3.3.2 Tendencia lineal de la temperatura

Debido a la falta de datos de temperaturas extremas en esta cuenca, las tendencias lineales de las temperaturas máximas y mínimas se analizan a través de la distribución temporal de todo el periodo de las estaciones de Recuay y Chiquián. Una estación está ubicada dentro de la cuenca y la otra, Chiquián, se localiza en la cuenca adyacente.

Tal como está graficado, en la Figura 12 se muestra la distribución temporal de la temperatura máxima media anual de las estaciones de Recuay y Chiquián, junto con el valor y mejor ajuste lineal de estas tendencias. Se observa alta discontinuidad de la información histórica en ambas estaciones. En Recuay la discontinuidad se manifiesta principalmente en la década de los setenta y alrededor del año 2000 mientras que en Chiquián la discontinuidad es constante.

Asimismo, se observa que en ambas localidades hay un incremento rápido de la temperatura, con tendencias estadísticamente significantes, pero es necesario resaltar que la distribución de los datos a través de los años muestra características bien definidas y muy diferentes. Chiquián presenta una tendencia mayor ( $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  por década) porque el incremento es constante (monotónico) durante todo el período de estudio. En Recuay aparentemente existe una marcada tendencia lineal, porque está influenciado por temperaturas muy bajas observadas en los finales de la década de 1960, pero si consideramos solamente a partir de la década de 1980, no se presenta tendencia alguna.

Por otro lado, se observan evidencias del efecto de los eventos ENOS en la localidad de Recuay, particularmente durante los eventos cálidos de 1982/83 y 1991/92, no siendo así para la localidad de Chiquián.



Los patrones de distribución de las temperaturas máximas medias estacionales de la cuenca (Figura 13a-d) muestran similar comportamiento de tendencias con respecto a las medias anuales. Como se resaltó en los análisis de las medias anuales, también las tendencias estacionales de Recuay presentan el mismo problema de discontinuidad y un aparente salto durante los años sin información.

El mayor valor de tendencias de Chiquián se registró en los meses de verano, con valores de  $+1,53\text{ }^{\circ}\text{C}$  por década y el de menor valor en primavera, con  $+1,38\text{ }^{\circ}\text{C}$  por década. La variabilidad de largo plazo es la característica predominante en esta localidad, donde la variabilidad interanual está presente en algunos años, como en la primavera de la década de los ochenta.

La distribución de temperaturas máximas medias estacionales de Recuay presenta tendencias muy débiles, prácticamente nulas, después de la década de los ochenta. La característica que más resalta es la alta variabilidad interanual, modulada por los eventos cálidos del ENOS en todas las estaciones del año, como es observada en los años de 1982/83 y 1991/92.

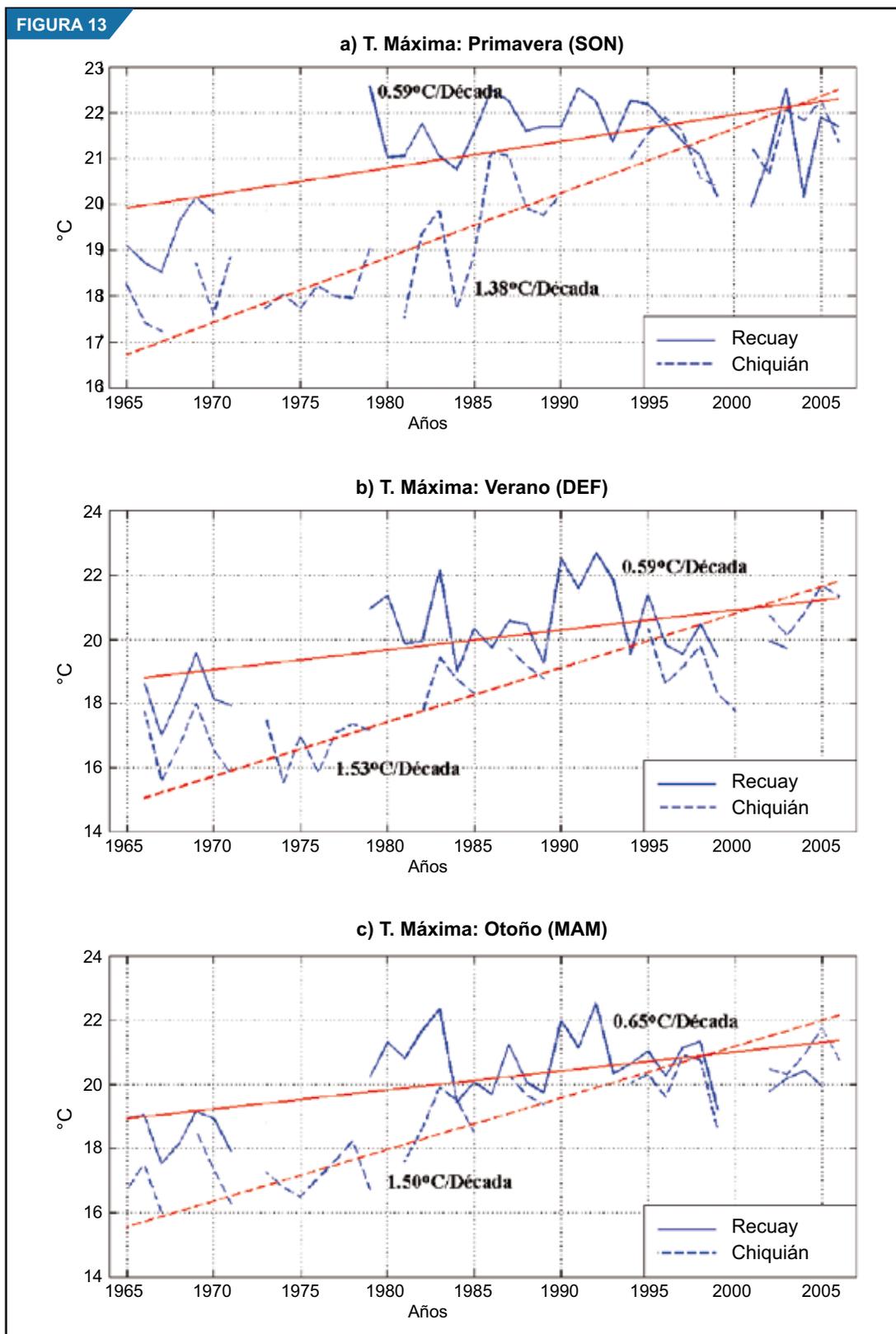
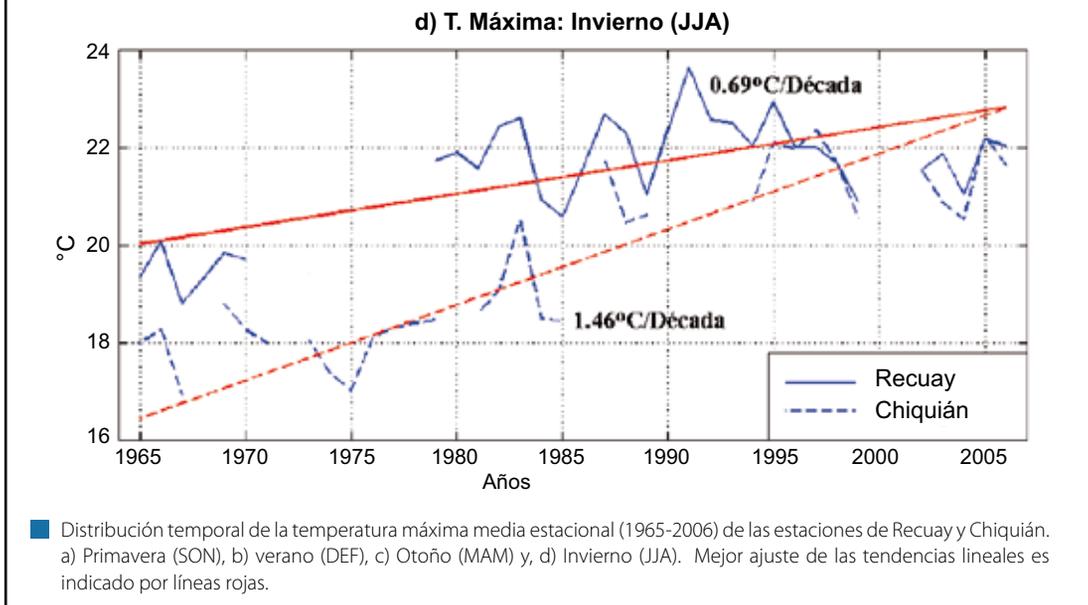


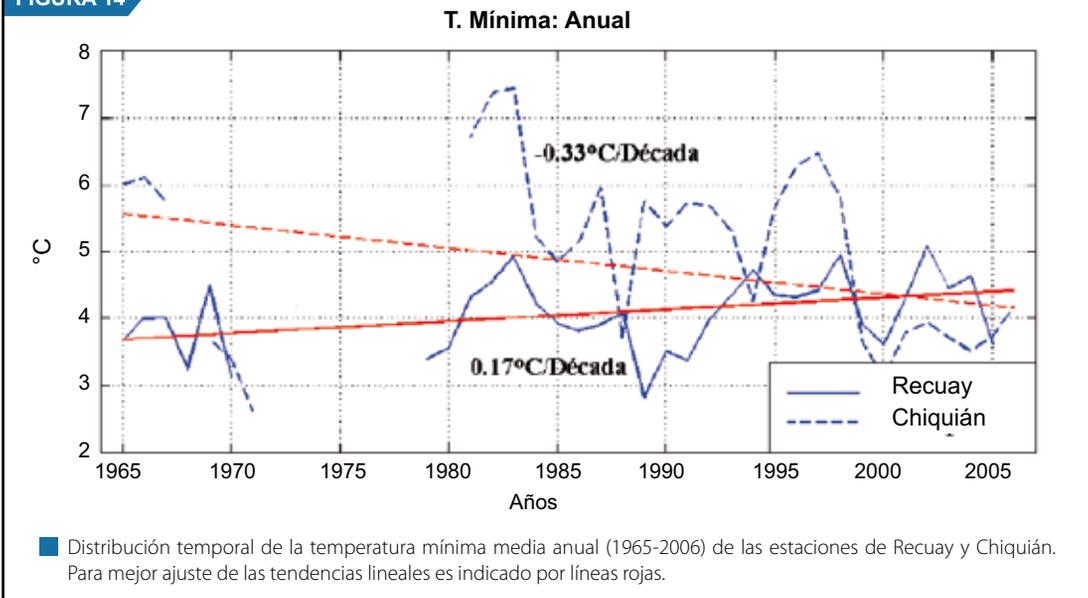
FIGURA 13



Las tendencias de las temperaturas mínimas medias anuales de Recuay y Chiquián (Figura 14) presentan características muy diferentes. Mientras que en Recuay se registra un ligero incremento, no significativo, en Chiquián se observa una tendencia negativa, estadísticamente significativa, con valores de  $-0,33\text{ }^{\circ}\text{C}$  por década.

Asimismo, Recuay presenta una alta variabilidad interanual con valores altos, principalmente durante los eventos ENOS de 1982/83, 1997/98 y 2001/2002. Igualmente, Chiquián muestra alta variabilidad interanual con anomalías positivas mucho más intensas que las observadas en Recuay, relacionados con los eventos ENOS, particularmente los años 1982/83 y 1991/92. Debido a la limitada cantidad de datos de temperaturas extremas, es difícil concluir que la variabilidad de éstas es modulada por escalas mayores que la interanual.

FIGURA 14



Durante las estaciones del año, las tendencias lineales de las temperaturas mínimas medias estacionales (Figura 15a-d) presentan, en términos generales, características semejantes a las observadas en las temperaturas mínimas medias anuales. La variabilidad interanual es muy intensa en las estaciones de primavera, verano y otoño (Figura 15a, b y c) en los dos lugares, con valores sobresalientes relacionados con los eventos cálidos del ENOS. En invierno (Figura 15d), la variabilidad interanual es baja y el efecto de los eventos cálidos del ENOS son menores.

En Recuay, las tendencias durante las cuatro estaciones del año son positivas, con un valor máximo de  $+0,32\text{ }^{\circ}\text{C}$  por década, estadísticamente significativo, registrado durante otoño y un valor mínimo de  $0,08\text{ }^{\circ}\text{C}$  por década observada en primavera. Al contrario, en Chiquián las tendencias son negativas y estadísticamente significativas en la primavera, verano e invierno. El mayor valor se registró en el verano con  $-0,55\text{ }^{\circ}\text{C}$  por década.

Destaca el hecho que en la estación de invierno el cambio de temperatura es más gradual (monotónico), con baja variabilidad interanual, que en las demás estaciones del año, donde las variaciones de largo plazo son menos visibles debido a la alta variabilidad interanual.

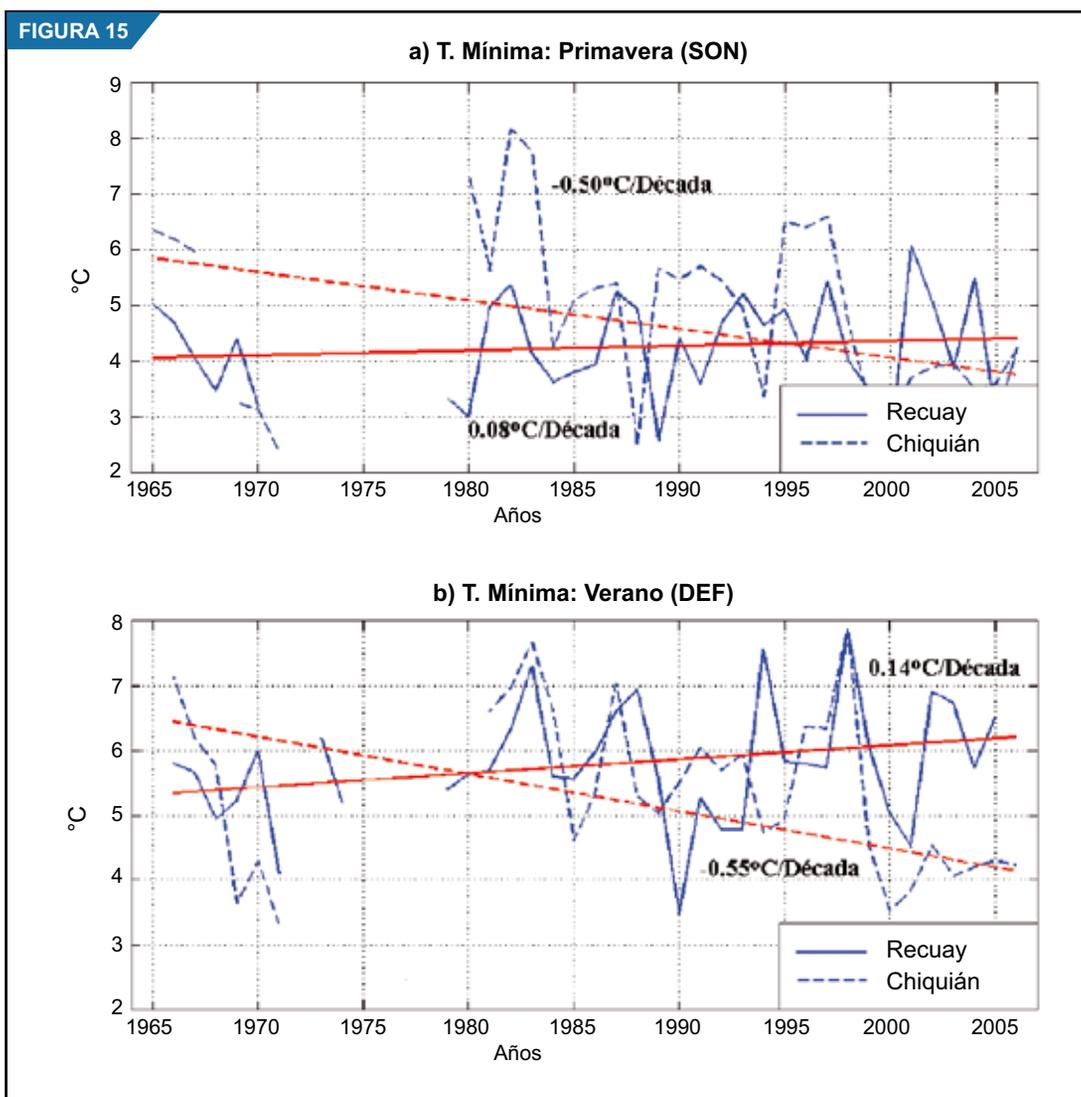
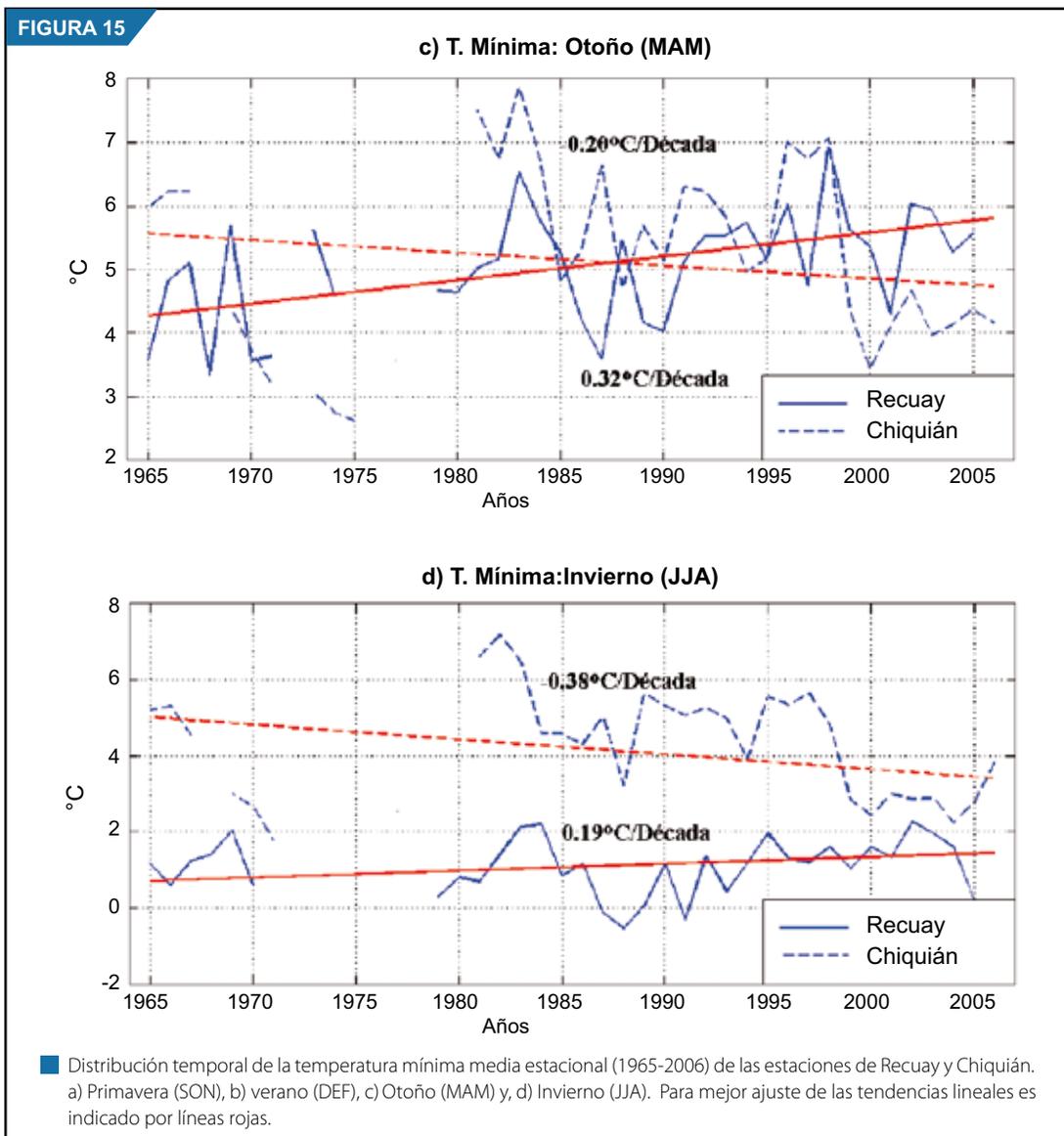


FIGURA 15

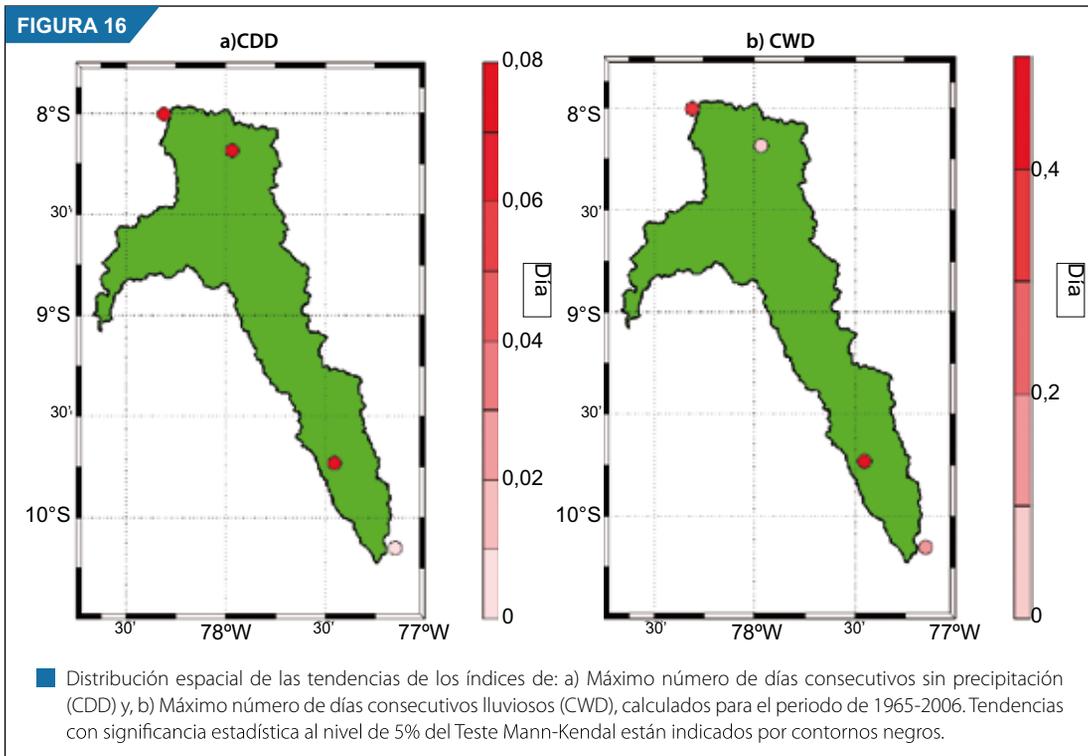


### 3.3.3 Índices de extremos climáticos

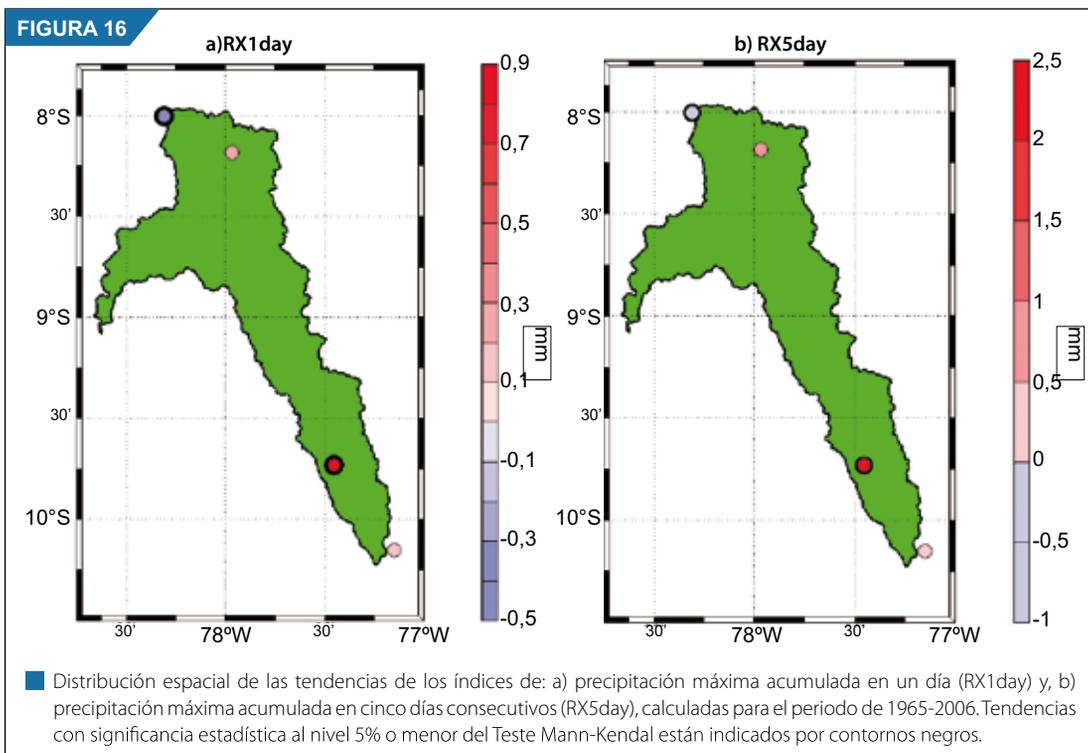
#### 3.3.3.1 Índices de extremos climáticos de la precipitación.

La distribución espacial de la tendencia de los índices de días sin lluvia consecutivos (CDD) y de días lluviosos consecutivos (CWD) en la cuenca del río Santa (Figura 16a-b), muestran valores positivos, sin significancia estadística. La tendencia de CDD presenta valores positivos muy pequeños que prácticamente son nulos. Las tendencias de CWD registran valores diez veces mayor que el de los CDD, lo cual indicaría que existe mayor posibilidad de que en los últimos años hay un incremento de días lluviosos consecutivos, particularmente en la región sur de la cuenca.

Las tendencias de los índices de precipitación acumulada en un día (RX1day) y en cinco días (RX5day) en la cuenca del río Santa (Figura 17a-b) presentan distribuciones espaciales semejantes. Estas dos distribuciones muestran un gradiente norte/sur, con tendencias positivas intensas y estadísticamente significativas en Recuay y menores valores en la región norte de la cuenca y valor negativo, estadísticamente significativo, adyacente a la cuenca en el extremo norte (Quiruvilca).

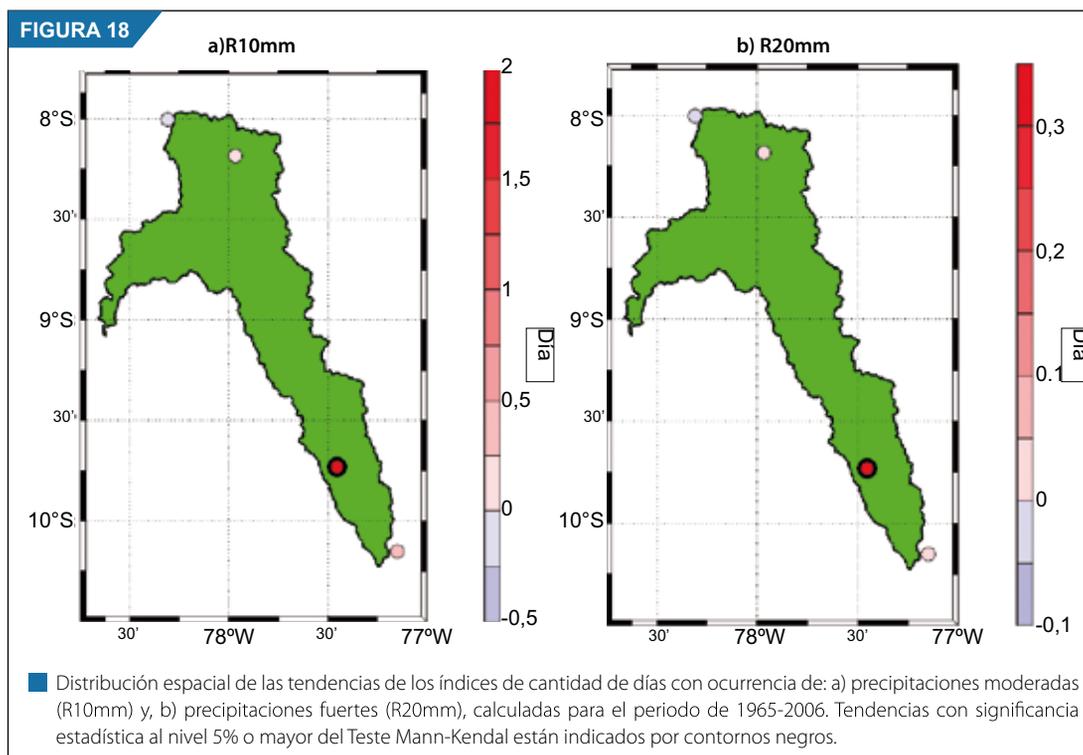


La distribución observada en las tendencias de estos dos índices indica que la región sur muestra un incremento de días con precipitaciones máximas acumuladas en un día y en cinco días. Lo cual indica que la región sur de la cuenca, en los alrededores de Recuay, presenta más probabilidad de ocurrencia de inundaciones, deslizamientos de tierra, huacos, etc.



En la cuenca del río Santa, como se observa en la Figura 18 a-b, se muestra la distribución de los índices de precipitaciones moderadas (R10mm) e intensas (R20mm). Esta distribución es semejante al de los índices anteriores (Figura 17a-b), con excepción de la localidad de Quiruvilca, que presenta tendencias negativas en los dos índices.

La particularidad presente en estas distribuciones, con tendencias positivas estadísticamente significativas en la localidad de Recuay, además de indicar que hay un incremento de días con precipitaciones moderadas e intensas a su alrededor, también sugiere que el efecto local es importante en la organización de la precipitación y su variabilidad de largo plazo.

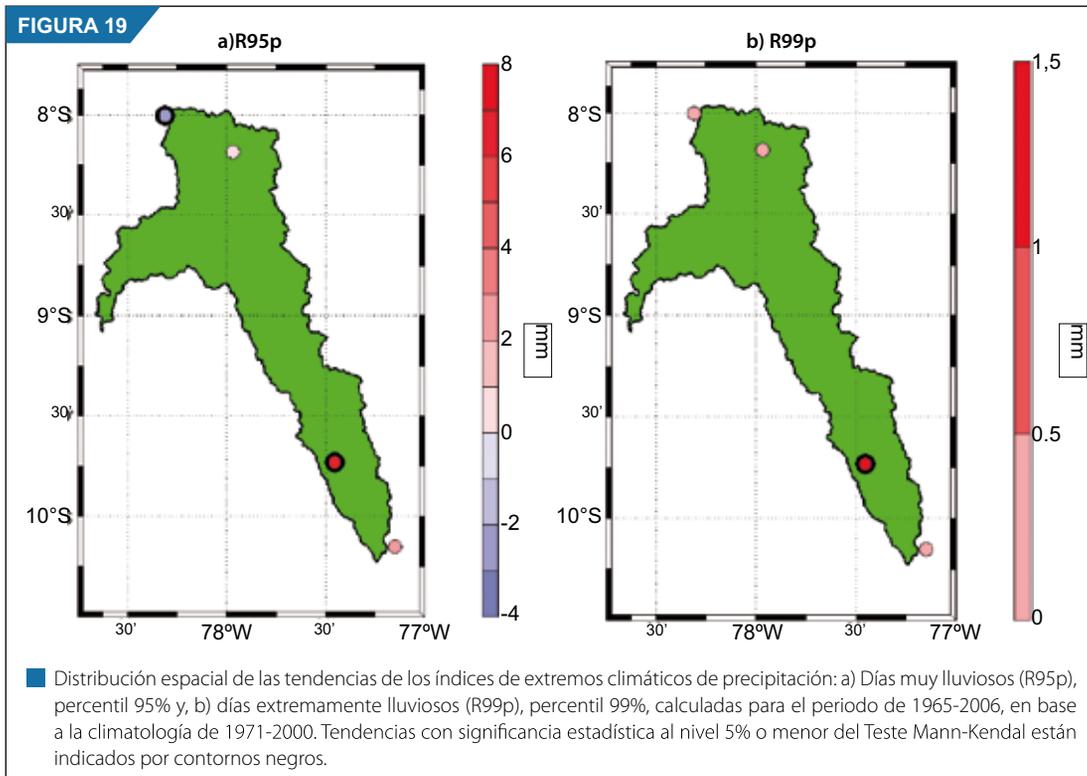


Las distribuciones de las tendencias de los índices de precipitaciones con días muy lluviosos (R95p) y los días extremadamente lluviosos (R99p) en la cuenca del río Santa (Figura 19 a-b), calculados en base a los años de 1971 a 2000, presentan patrones espaciales semejantes a la distribución de los índices analizados anteriormente, principalmente entre la distribución de R95p y RX1day. Los patrones de los índices R95p y R99p muestran un gradiente norte/sur, con incrementos significativos de días muy lluviosos y extremadamente lluviosos en Recuay, que disminuye bastante en la región norte de la cuenca, alrededor de Mollepata. Adicionalmente, el índice R95p muestra tendencia negativa y significativa en Quiruvilca.

Nuevamente la distribución de las tendencias de estos índices confirma la existencia de efectos regionales muy fuertes que modulan la ocurrencia de las precipitaciones en la cuenca del río Santa y viene alterando la variabilidad de largo plazo.

### 3.3.4. Análisis de sequías

Los análisis de las sequías son realizados mediante los Índices de Precipitación Estandarizada (SPI), que fueron calculados para las escalas meteorológica (mensual), agrometeorológica (trimestral) e hidrológica (anual), en tres estaciones, con información de precipitaciones totales mensuales (1965-2006), distribuidas en la cuenca del río Santa. En este cálculo se omitió a la estación de Quiruvilca, porque, además de estar



fuera del límite de la cuenca, se determinó en los análisis anteriores que esta presenta un comportamiento diferente del resto de las localidades.

### 3.3.4.1 Distribución temporal de la sequía

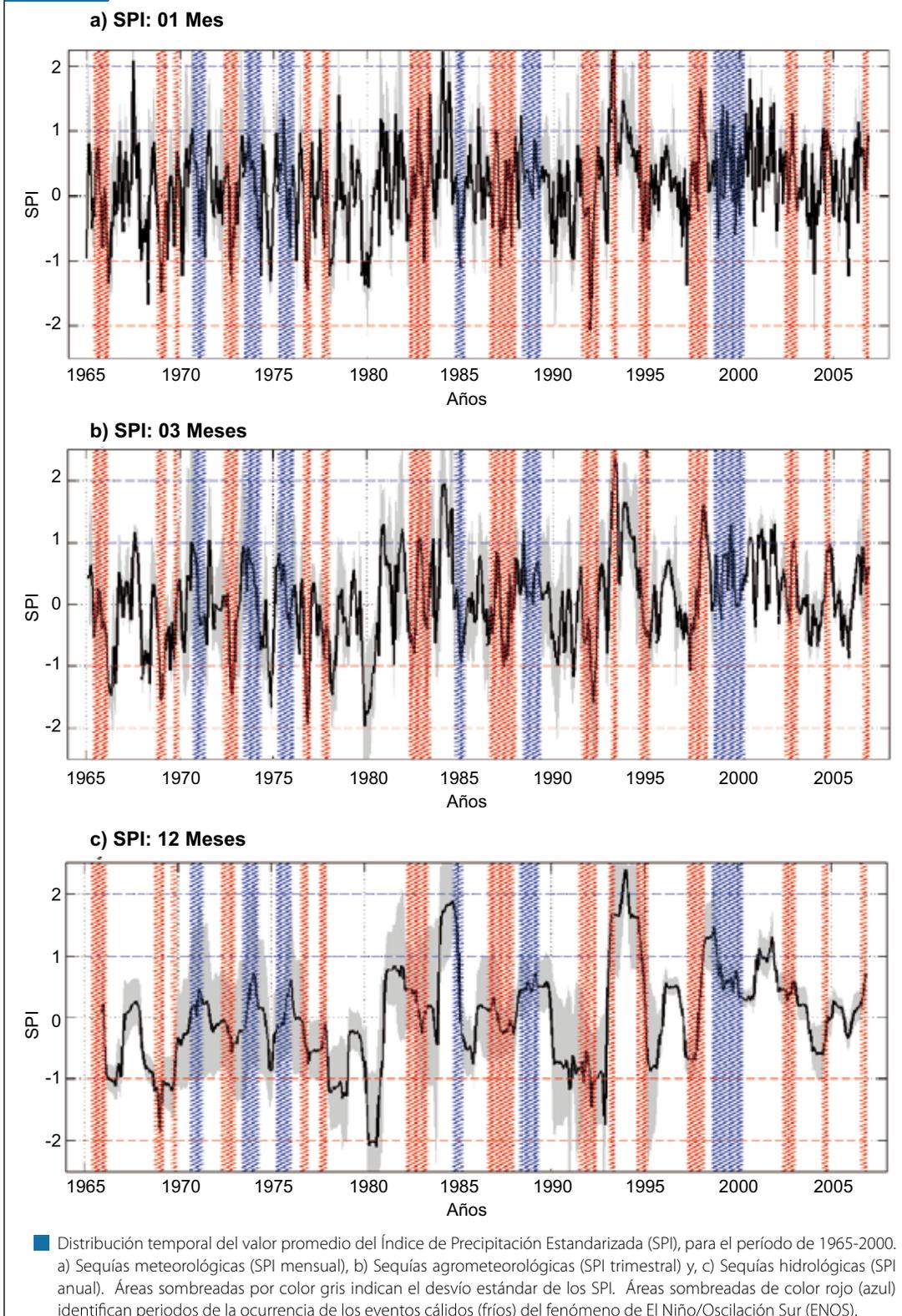
Las distribuciones temporales promedio de los SPI de la cuenca del río Santa, para las escalas, meteorológica, agrometeorológica e hidrológica, son mostradas en la Figura 20a-c. Las sequías meteorológicas (escala mensual) presentan alta variabilidad interanual y no hay evidencias de alguna tendencia positiva o negativa durante el período de diagnóstico. Durante los análisis, dos eventos de sequías extremas (menor que -2,0) se registraron en los años de 1979/1980 y 1991/92, este último relacionado con el evento cálido del ENOS. Sequías severas (-2,0 a -1,5) se registran también con muy poca frecuencia y sequías moderadas (-1,5 a -1,0) son las más frecuentes, pero que no están fuertemente relacionadas con los eventos del ENOS, sean fríos o cálidos.

En las escalas agrometeorológica (Figura 20b) e hidrológica (Figura 20c) se observan patrones semejantes que en la escala meteorológica. La variabilidad interanual es alta en las dos escalas de sequías, sin alguna señal de tendencia, pero se muestra una aparente modulación de escalas mayores que la interanual, principalmente en la escala hidrológica, lo que aparentemente sugiere una disminución de sequías de este tipo.

Otra característica observada en ambas escalas es que no hay alguna relación directa intensa con los eventos ENOS. Los eventos de sequías en estas dos escalas son más intensos y prolongados que los observados en la escala mensual, como por ejemplo la sequía ocurrida en 1980 y las sequías extremas al final de la década de 1970 e inicios de 1990.

Asimismo en esta cuenca las sequías hidrológicas, antes del año 2000, son, aparentemente, más locales porque presentan altos coeficientes de variabilidad y en los últimos años la precipitación fue más homogénea.

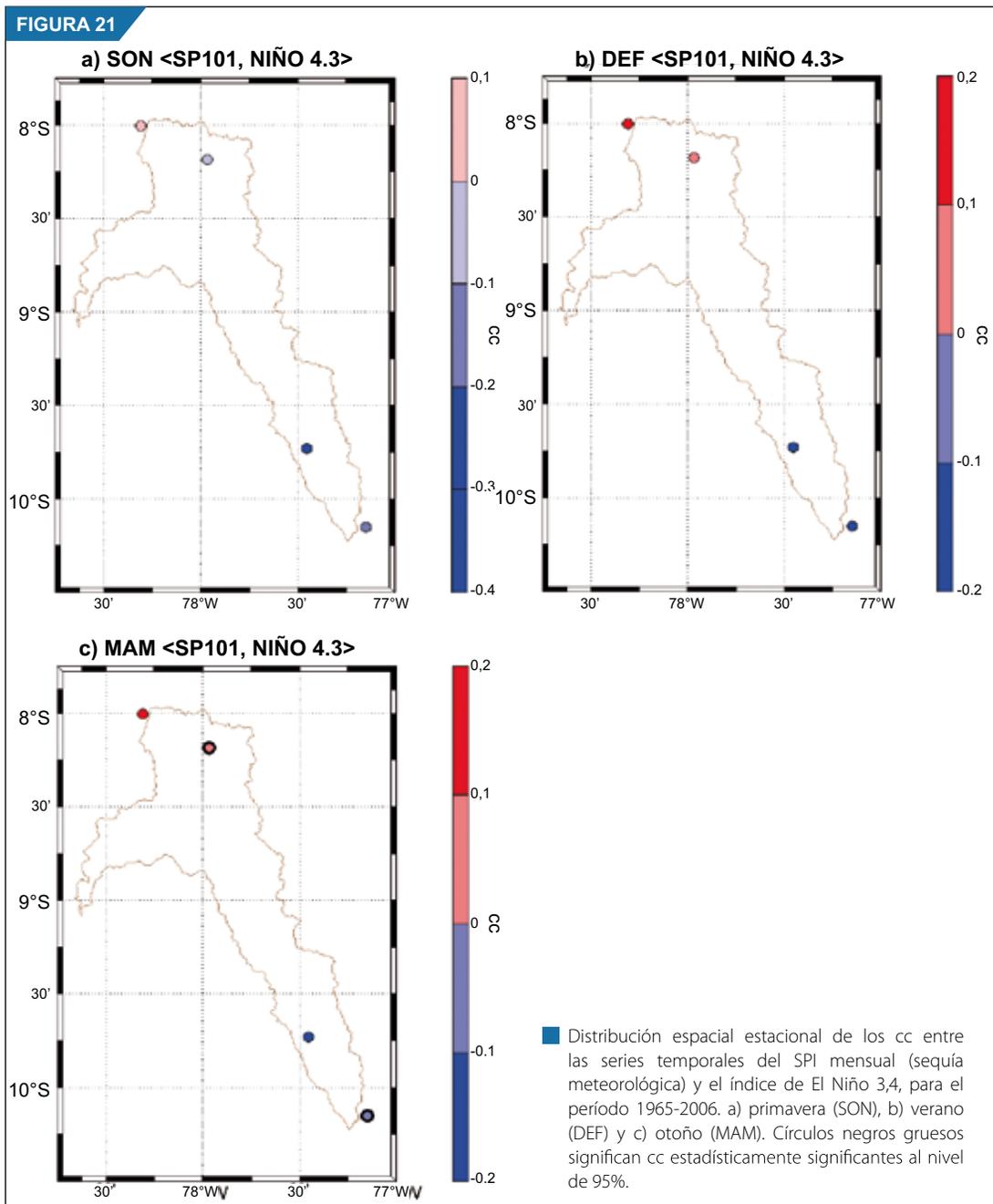
FIGURA 20



### 3.3.4.2 Teleconexiones de la sequía

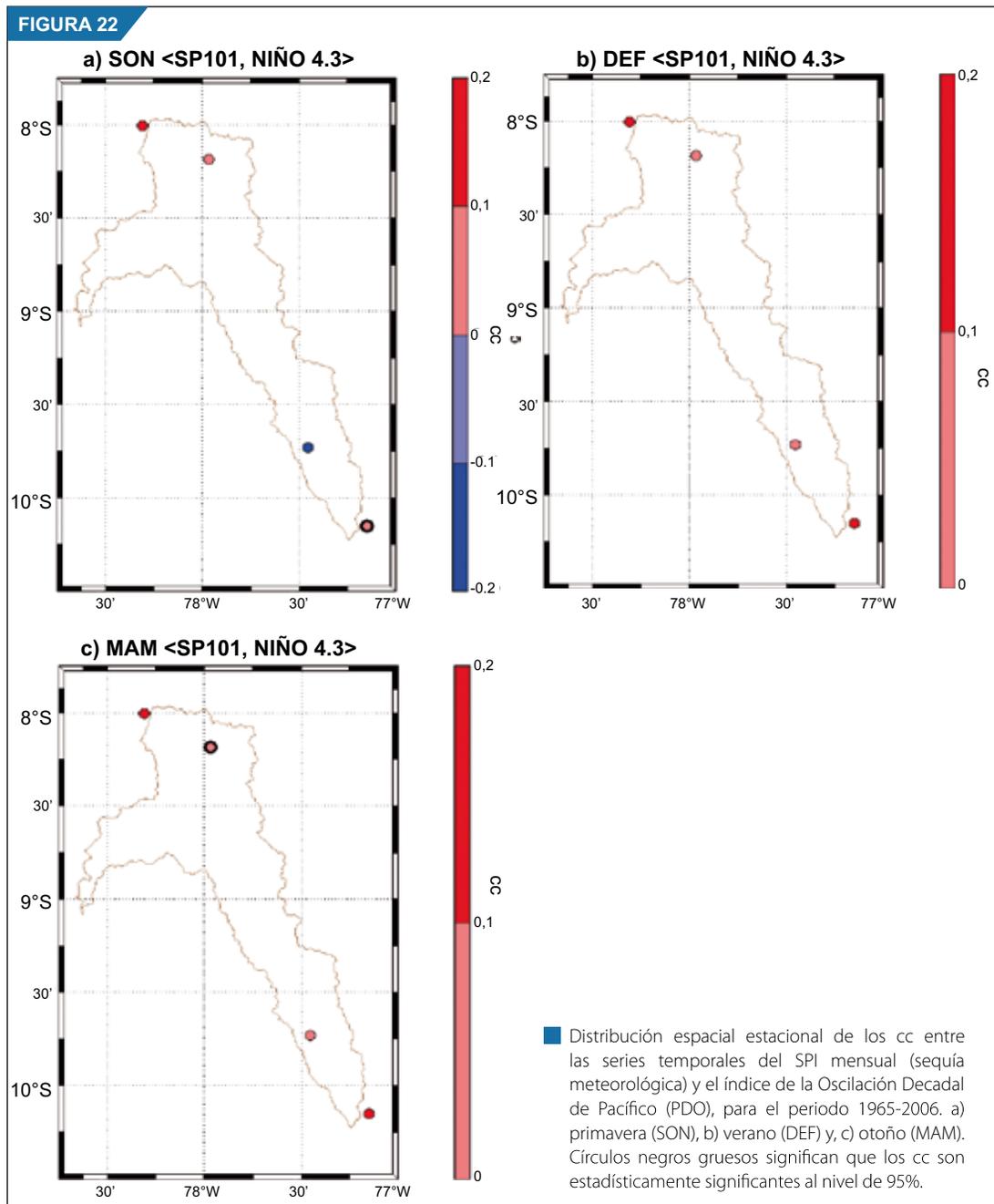
La existencia de teleconexiones entre las sequías que ocurren en la cuenca del río Santa y los patrones océano/meteorológicos de gran escala, son determinados por las correlaciones lineales estacionales entre los promedios para tres estaciones entre los SPI mensuales estandarizados e índices del fenómeno El Niño/Oscilación Sur (temperatura del mar en El Niño 3,4), la Oscilación Decadal del Pacífico (índice del PDO) y el gradiente de temperatura entre el Atlántico sur y norte (TSA-TNA).

Los patrones de correlación entre la temperatura superficial del mar (TSM) en El Niño 3,4 y los SPI (Figura 21a-c), muestran uno de coeficientes de correlación (cc) persistente entre la primavera y el otoño. La región sur de la cuenca registra correlaciones inversas, mientras que en la región norte las relaciones son directas, las cuales se intensifican paulatinamente y alcanzan valores estadísticamente significativos en el otoño.



Estas distribuciones indican que los eventos ENOS alteran los patrones interanuales de precipitación en forma inversa dentro de la cuenca. Mientras que eventos cálidos son favorables para la región norte, estos son desfavorables para la región sur. Esta característica, de hecho, no se debe a algún efecto orográfico o regional, sino a la localización latitudinal respecto a la cuenca, en la cual la parte norte de esta se verá beneficiada durante los eventos cálidos por las altas precipitaciones registradas en el norte del Perú, y afectada durante los eventos fríos. La región más al sur de la cuenca posiblemente se beneficie de la actividad de los fenómenos asociados a latitudes altas que producen lluvias sobre la sierra durante los eventos fríos del ENOS ocurriendo lo opuesto durante los eventos cálidos.

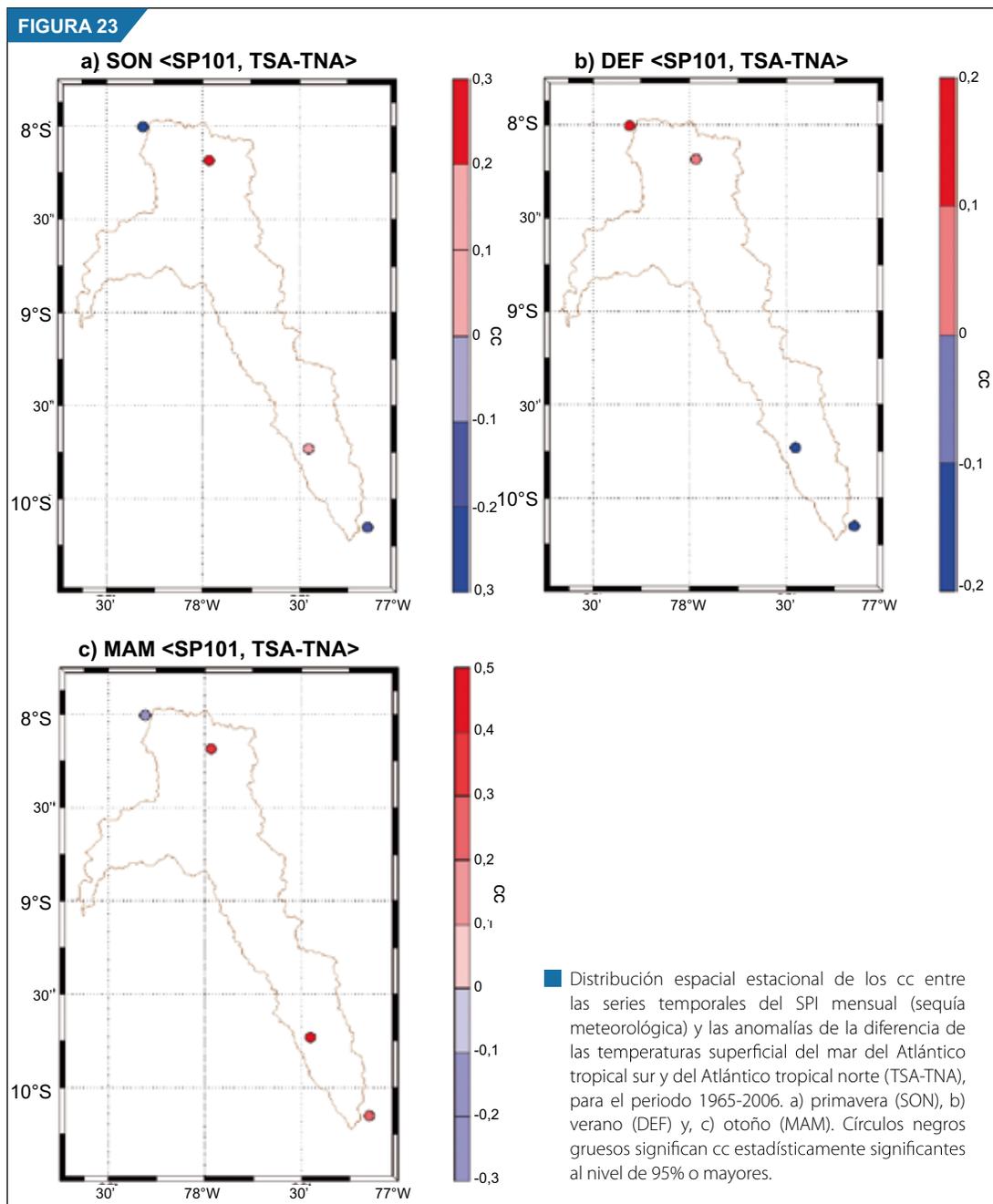
Las teleconexiones de los SPI con el índice del PDO (Figura 22a-c) muestran que la ocurrencia de sequías en toda la cuenca del río Santa está relacionada inversamente con la PDO, salvo la zona en las adyacencias de Recuay durante la primavera, pues los coeficientes de correlación muestran relaciones directas



(positivas). Durante la estación lluviosa (DEF) y al término (MAM) las relaciones son altas, principalmente durante el otoño en el norte de la cuenca (Mollepata), que muestra una relación estadísticamente significativa.

Asimismo, el gradiente de las temperaturas del Atlántico Tropical causa efectos regionales dentro de la cuenca, que varían durante la estación lluviosa (Figura 23a-c), pero no presentan ningún coeficiente significativo. La mayor temperatura del mar en el Atlántico Tropical Sur favorece la no ocurrencia de sequías en la cuenca, pero que es desfavorable en las cuencas adyacentes norte y sur.

En verano, las mayores temperaturas del mar sobre el Atlántico Tropical Sur (con respecto al Atlántico Tropical Norte), favorecen la ocurrencia de sequías en la región sur de la cuenca y desfavorecen la región norte. Este patrón durante el verano está probablemente relacionado a efectos de la orografía regional

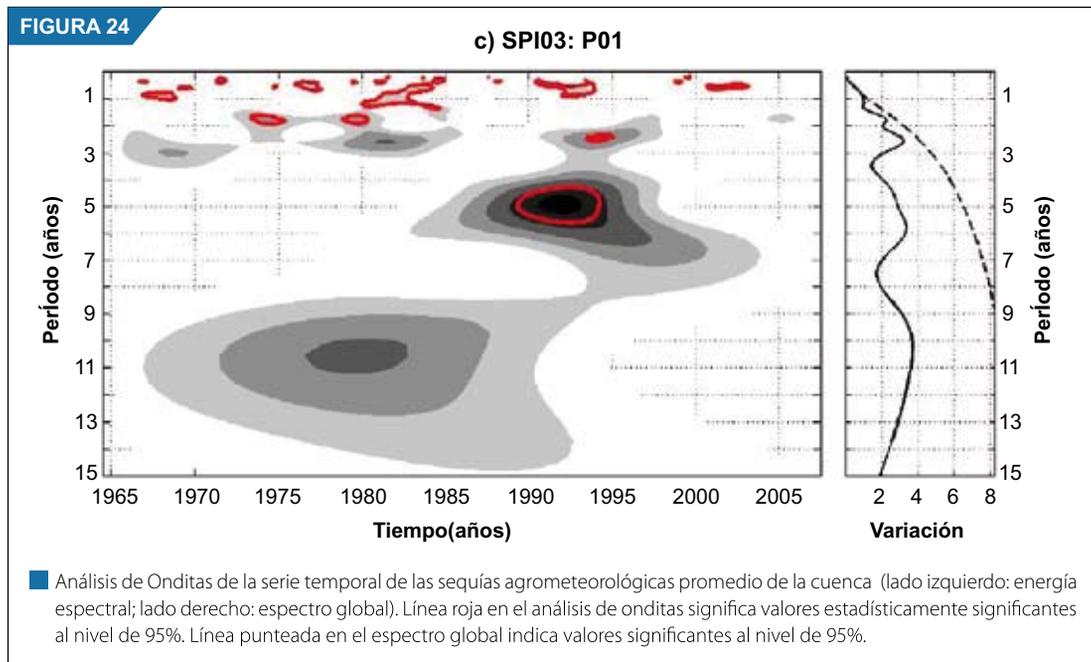


que inhibe la precipitación en las regiones sur de la cuenca. Al inicio del otoño, cuando la ZCIT se encuentra en su posición más al sur, toda la cuenca se ve favorecida para la ocurrencia de precipitación, siendo desfavorable para la cuenca en la localidad de Quiruvilca.

La transformada de onditas de los valores promedios de SPI trimestral (sequías agrometeorológicas) de la cuenca del río Santa, es mostrada en la Figura 24. Lo más impresionante en este análisis es que la variabilidad de las precipitaciones en esta cuenca es el resultado de una compleja modulación en diferentes escalas que van desde las intra-anales hasta las decadales.

Las oscilaciones intra-anales, particularmente las estacionales que, posiblemente, están relacionadas con la duración del periodo lluvioso, son intensas, estadísticamente significantes al nivel de 95% y están presentes en forma intermitente durante todo el período del análisis. Las oscilaciones bienales 2-3 años (alta frecuencia del ENOS) son continuas desde finales de la década de los 70 hasta mediados de los 80 y, durante casi toda la década de 1990. Otra oscilación muy intensa, de 3-7 años, que pertenece a la baja frecuencia del ENOS, está presente desde el inicio de la década de 1980 hasta el comienzo de la década del año 2000. Una oscilación decadal está presente desde el inicio del periodo de este análisis hasta el principio de la década de los noventa, con valores muy intensos centrados entre 10 y 11 años, desde 1977 hasta 1983.

De todas estas oscilaciones, la ocurrencia de las oscilaciones bienales de 1982/83 y 1991/92, son las que originaron las sequías más intensas, particularmente la ocurrida en 1991/92, que está reforzada, además, con la oscilación de 3-7 años. Asimismo, esas mismas oscilaciones causaron alteraciones en la variabilidad de temperaturas extremas en la cuenca.



# CAPÍTULO 4

## ESCENARIOS CLIMÁTICOS EN LA CUENCA DEL RÍO SANTA



# ESCENARIOS CLIMÁTICOS EN LA CUENCA DEL RÍO SANTA PARA EL AÑO 2030

Los Escenarios de Cambio Climático están basados en interpretaciones cualitativas de los Modelos de Circulación General (MCG), en las cuales se ha supuesto, para un determinado intervalo de tiempo futuro, un incremento en concentraciones de CO<sub>2</sub> y otros gases invernaderos, los que modifican el comportamiento radiativo natural de la atmósfera (Nakicenovic y Swart, 2000). Como los MCG contienen información de variables atmosféricas y/o oceánicas a escala global, cuya escala espacial es muy grande (aproximadamente 200 kilómetros), como para estudios a niveles regionales, es necesario mejorar la resolución de estos, para lo cual se usa la técnica denominada regionalización, proyección local o downscaling, siendo los más empleados el downscaling dinámico y estadístico.

Para realizar este trabajo se implementaron ambas técnicas: el downscaling dinámico se realizó mediante el modelo regional RAMS (Regional Atmospheric Modeling System - versión 4.4), desarrollado en Colorado State University (Pielke et al., 1992), el cual es un modelo tridimensional, no hidrostático, que ofrece varios esquemas de turbulencia, radiación, inicialización y condiciones de frontera. En lo que respecta al downscaling estadístico, es un modelo empírico que relaciona las variables de gran escala con variables locales, cuya metodología se ha realizado para el estudio de los ríos Mayo y Santa.

Los resultados que se presentan en este Capítulo, servirán como base de discusión de los posibles impactos en la agricultura, biodiversidad, energía, consumo de agua, entre otros y sus posibles efectos económicos, sociales y ambientales en la cuenca del río Santa.

## 4.1. Downscaling o regionalización dinámica

El downscaling dinámico es la técnica por la cual un modelo regional, toma valores desde un patrón madre de rejilla gruesa (condiciones de frontera e iniciales provenientes de un MCG), y resuelve las ecuaciones de la atmósfera y el océano, relacionadas con los MCG, pero sobre una rejilla fina, es decir, de mejor resolución que la rejilla madre. Además, el modelo regional utiliza otras variables de superficie como la topografía, tipo de suelo, etc.

### 4.1.1 Datos preliminares

El modelo regional RAMS fue inicializado con el modelo global NCAR-PCM T42 del National Center Atmospheric Research – NCAR de los Estados Unidos (SENAMHI, 2005).

Los datos utilizados en este estudio son archivos en formato binario correspondientes al escenario de emisión A2 (Nakicenovic y Swart, 2000), con una frecuencia de 6 horas procesadas anteriormente por el modelo RAMS, en el desarrollo del programa PROCLIM para el dominio Perú, a una resolución horizontal de 60 km (SENAMHI, 2005), divididos en dos periodos: Período Histórico de 1983 al 2003, y Período Pronóstico de 2004 al 2035.

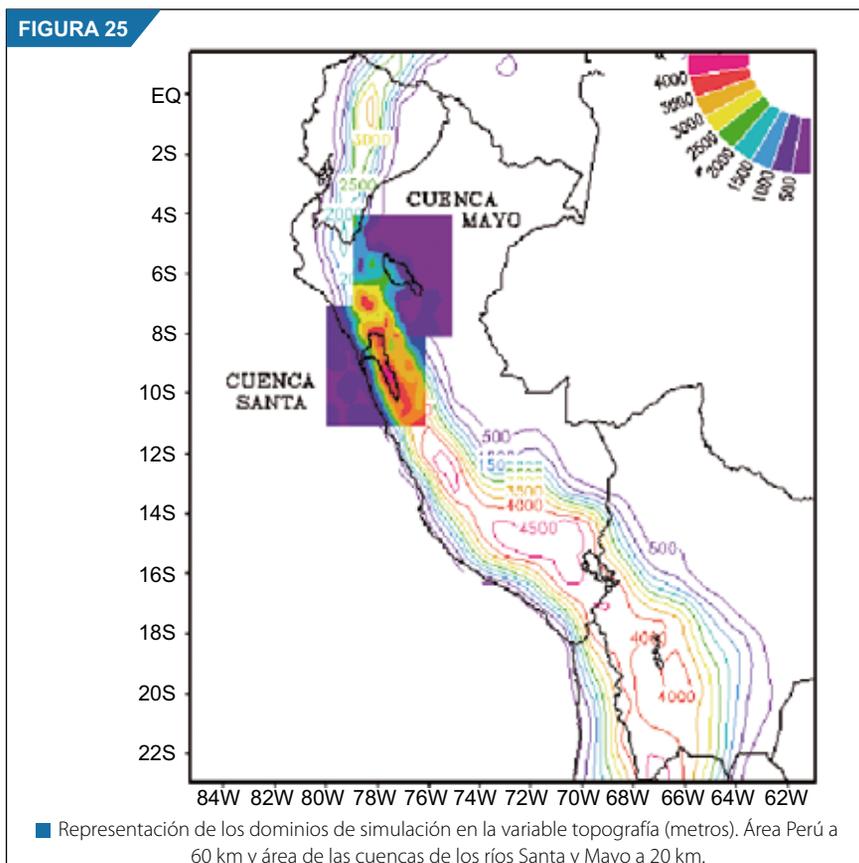
### 4.1.2 Simulación regional

En este estudio se establecieron 3 dominios para la simulación:

- a) Dominio Perú: Diseñado en el estudio de PROCLIM (SENAMHI, 2005), con resolución de 60 km (ver Figura 25).
- b) Dominio de cuencas: Para las cuencas de los ríos Santa y Mayo (ver Figura 25), con resolución de 20 km, cuyos datos de entrada fueron los escenarios de Perú a 60 km. En el presente documento se muestran los resultados obtenidos sobre la cuenca del río Santa.

Las características de la simulación son las siguientes:

- ? La simulación regional se basa en una anidación unidireccional, es decir, la información del modelo regional RAMS no regresa al modelo global y así se añade información regional de pequeña escala a la señal climática de gran escala.
- ? El período de simulación comprendió de 1983 al 2035 y el tiempo utilizado por el modelo RAMS para la integración de las ecuaciones de la atmósfera, fue de 50 segundos.
- ? Los datos de temperatura superficial del mar (TSM) fueron inicializados cada 10 días de los valores climáticos estándar de RAMS, los que provienen de una base de datos mensuales a nivel global.
- ? La humedad del suelo fue inicializada usando un esquema similar, esto es, utilizando la condición inicial de la atmósfera del modelo a gran escala, (temperatura y humedad), para inicializar los perfiles de humedad del suelo.
- ? Los dominios anidados de 20x20 (sobre las cuencas), fueron reinicializados cada 10 días en las grillas internas, tomando como frontera atmosférica y de suelo el dominio de Perú de 60 km (SENAMHI, 2005). Esta reinicialización afectaría los primeros 1-2 días para cada 10 días de simulación, por lo cual estos datos fueron removidos de los resultados.
- ? En esta simulación, la temperatura superficial del mar del modelo regional estuvo fija, con valores apropiados para la última mitad del siglo XX. Una evaluación de los cambios de TSM a lo largo de la costa de Ecuador y la costa norte del Perú, como aparecen en los escenarios climáticos, sugiere consistentemente incrementos en TSM del orden de 0,3 °C durante el período 2000 – 2020. Al asumir que esto es real, implica que el contenido de humedad cercano a la superficie podría ser pequeño también hacia el final de la simulación, resultando posiblemente en un ligero sesgo en simulación de precipitación (SENAMHI, 2005).



Debido a que las condiciones atmosféricas que alimentan la regionalización climática dinámica no son reales y para que no haya problemas en el acoplamiento de la TSM y las reiniciaciones de la humedad del suelo, es recomendable analizar corridas más largas que los 10 días utilizados en este estudio y que no fueron realizados debido al limitado plazo de ejecución del proyecto.

#### 4.1.3 Variables analizadas

Para realizar este estudio, se obtuvieron dos variables: temperatura extrema (máxima, mínima) y precipitación acumulada, ambas para el dominio de Perú y las cuencas de los ríos Santa y Mayo. Luego de ser promediadas a nivel diario y posteriormente a nivel mensual, fueron interpolados a punto de estación, por el método de interpolación de la inversa de la distancia, posteriormente se eliminaron los BIAS del modelo (incorporación de variabilidad climática estacional) con las siguientes relaciones:

$$\text{MAP} = \text{CLIMOBS} + (\text{VARSCENR} - \text{VARCLIM}) \quad \text{Para temperatura y precipitación (Hulme et al, 2000)}$$

$$\text{MAP} = \text{CLIMOBS} * (\text{VARSCENR} / \text{VARCLIM}) \quad \text{Para precipitación en la costa (Lenderkin, 2007)}$$

Donde:

MAP	= Valor del modelo con inclusión de la variabilidad climática.
CLIMOBS	= Climatología mensual observada durante el período 1970 - 2000.
VARSCENR	= Valor mensual del escenario proveniente del modelo.
VARCLIM	= Climatología mensual del modelo durante el período 1983 - 2003.

Los mapas de escenarios climáticos son mostrados por décadas centradas (Hulme y Lu, 2000), que corresponden a los años 2015-2025 y 2025-2035 para el año 2020 y 2030, respectivamente. Asimismo, están agrupados en distribuciones estacionales en todo el año, promedios y acumulados anuales, dependiendo de las variables.

Así, se presentan mapas de anomalías para la década 2030, de las temperaturas extremas y en el caso de la precipitación, esta es presentada como porcentaje con respecto a su normal climatológica. Adicionalmente se obtienen variaciones del percentil 90 para la temperatura y percentil 95 para la precipitación de la década del 2030, respecto a la climatología observada por cada una de las estaciones meteorológicas, indicando cambios respecto solo a la intensidad (Hyndman, 1996).

Finalmente, el acabado de los mapas se realizó utilizando el Sistema de Información Geográfica. Para los mapas de temperatura se empleó interpolaciones que relacionan esta variable con la altitud, mientras que los mapas de precipitación fueron trazados manualmente y digitalizados.

#### 4.1.4 Escenarios proyectados al 2020 y 2030

Las proyecciones de los modelos para fines del siglo XXI, en los Andes Tropicales, indican un calentamiento sostenido de la tropopausa tropical (Vuille, 2007). Según el escenario de emisiones A2, los Andes podrían experimentar un masivo calentamiento del orden de 4,5 – 5,0 °C para finales de siglo. El escenario de emisiones A1B proyecta un 80 – 90% del rango proyectado por el escenario A2, mientras que el escenario B1 proyecta la mitad del calentamiento del escenario A2. Tanto escenarios optimistas como pesimistas proyectan un mismo patrón de calentamiento, solo difiere la amplitud del rango. En este informe se presentan los escenarios del cambio de temperatura y precipitación para la cuenca del río Santa, basados en el escenario extremo de emisión A2.

Para un mejor análisis de los resultados, se ha dividido la cuenca en tres sectores:

Cuenca Baja, entre 0 – 900 msnm: Comprende la franja costera y zonas de bajo relieve. Provincia de Santa; Cuenca Media, entre 900 – 3 300 msnm: Correspondiente al Valle, principalmente; y Cuenca Alta, de 3 300 msnm a más, que incluye la cabecera de cuenca y los glaciares.

#### 4.1.4.1 Temperatura máxima

Para una mejor comprensión de este análisis, en las Tablas 3 y 4 se muestran las proyecciones y cambios de la temperatura máxima para el 2020 y 2030 en la cuenca del río Santa, tanto a nivel anual como estacional (ver Mapas 01 – 10 del apéndice 3). Los cambios esperados en el promedio anual para 2030, en relación al período 1971 – 2000, son del orden de 0,2 – 0,9 °C, siendo éstos menores en la parte baja (0,2 – 0,3°C), seguido de la parte media (0,3 – 0,6°C) y de mayor magnitud en las partes altas de la cuenca, bordeando incluso el 1 °C de incremento respecto al clima actual.

**Tabla 3: Temperatura máxima anual proyectada al 2020 y 2030, y el cambio proyectado (Δ) al año 2030 en relación al clima presente, en la cuenca del río Santa**

Regiones	Promedio Anual al 2020 (°C)	Promedio Anual al 2030 (°C)	Promedio Set - Mayo 2030 (°C)	Cambio (Δ) al 2030 (°C)	Cambio (Δ) Set - Mayo (°C)
Cuenca Alta	14 - 20	14 - 20	12 - 20	0,5 a 0,9	0,5 a 0,9
Cuenca Media	20 - 28	20 - 28	20 - 26	0,3 a 0,6	0,4 a 0,7
Cuenca Baja	22 - 26	22 - 27	24 - 26	0,2 a 0,3	0,2 a 0,3

Los cambios esperados para el periodo setiembre – mayo en la parte alta y baja de la cuenca, son similares a lo deseado en el promedio anual, no obstante son ligeramente superiores en la cuenca media. El mayor aumento de la temperatura máxima en las partes altas de la cuenca, en relación a las partes media y baja, podría acelerar el proceso de deshielo de los glaciares de la cuenca (ver Mapas 11, 12 y 17 del apéndice 3).

**Tabla 4: Temperatura máxima estacional proyectada en la cuenca del río Santa para el 2020 y 2030 y su variación (Δ) en °C para el año 2030 respecto al clima actual**

Regiones		Verano		Otoño		Invierno		Primavera	
		Promedio	Δ(°C)	Promedio	Δ(°C)	Promedio	Δ(°C)	Promedio	Δ(°C)
Cuenca Alta	2020	12 - 20		12 - 20		14 - 22		14 - 22	
	2030	12 - 20	0,3 a 0,7	12 - 20	0,7 a 1,1	16 - 22	0,7 a 1,0	14 - 22	0,5 a 1,0
Cuenca Media	2020	20 - 26		20 - 26		20 - 26		20 - 26	
	2030	20 - 26	0,3 a 0,4	20 - 26	0,5 a 0,8	20 - 26	0,5 a 0,8	20 - 26	0,5 a 0,7
Cuenca Baja	2020	24 - 28		24 - 28		20 - 24		20 - 24	
	2030	24 - 26	0,1 a 0,3	24 - 26	0,3 a 0,5	20 - 24	0,3 a 0,5	20 - 24	0,3 a 0,5

Un panorama más cálido durante el otoño y por encima de los 3 300 msnm podemos apreciar en la Tabla 4. Localidades como Recuay (3 450 msnm), que vienen presentando una tasa de calentamiento de 0,65 °C por década desde hace 40 años, podrían experimentar un incremento de más de un grado de temperatura máxima hacia el 2030, situación que se prolongaría incluso hasta la primavera. En la parte media de la cuenca, los incrementos serían de más de medio grado (0,5 – 0,8 °C) y más acentuados en invierno y primavera, mientras que en la parte baja (provincia de Santa), los aumentos serían de menor orden, de 0,3 a 0,5 °C desde el otoño hasta la primavera y de 0,1 – 0,3 °C en el verano (ver Mapas 07 – 10 y 13 – 16 del apéndice 3).

La tendencia estacional observada de la temperatura máxima en los últimos 40 años en las partes altas de la cuenca, dan cuenta de un progresivo calentamiento del orden de 0,59 – 0,69 °C por década, siendo este calentamiento más acentuado en el invierno (0,69 °C), lo cual extrapolado al año 2030, significaría un incremento de más de un grado (1,38 °C), en relación a la década actual, sin embargo, las proyecciones del modelo regional indican un incremento de menor orden, 1,1 °C. Este valor menor proyectado estaría relacionado con la consolidación de la fase negativa de la PDO (ver Capítulo 3), que condicionaría una tasa de calentamiento menos acentuada, por lo menos en los próximos treinta años, en comparación a las décadas pasadas, en que predominó la fase positiva de esta oscilación.

#### 4.1.4.2 Temperatura mínima

Un mayor cambio de la temperatura mínima se registraría en las partes altas de la cuenca, tal como se observa en la Tabla 5. Estos incrementos van desde 0,2 – 0,6 °C a nivel de promedio anual, y de 0,5 – 0,7 °C para el periodo setiembre – mayo. Este mayor calentamiento durante el periodo lluvioso, se explica por la mayor presencia de cobertura nubosa durante la noche, que impide la pérdida de calor de la superficie, lo cual es consistente con un ligero incremento de precipitación proyectado para esta zona de la cuenca. En las cuencas media y baja se espera un mayor incremento de la temperatura mínima sobre el promedio anual (0,4 – 0,7 °C) en relación al periodo setiembre – mayo (0,1 – 0,5 °C), inclusive se espera una variación mínima en la parte baja durante el periodo lluvioso (ver Mapas 19, 24, 29 y 35 del apéndice 3).

**Tabla 5: Temperatura mínima anual proyectada al 2020 y 2030, y el cambio proyectado ( $\Delta$ ) al año 2030 en relación al clima presente, en la cuenca del río Santa**

Regiones	Promedio Anual al 2020 °C	Promedio Anual al 2030 °C	Promedio Set - Mayo al 2030	Cambio Proyectado ( $\Delta$ ) al 2030 (°C)	Cambio proyectado ( $\Delta$ ) Set - Mayo 2030 (°C)
Cuenca Alta	2 - 8	4 - 8	2 - 8	0,2 a 0,6	0,5 a 0,7
Cuenca Media	8 - 16	8 - 12	8 - 16	0,4 a 0,7	0,1 a 0,5
Cuenca Baja	16 - 20	12 - 16	16 - 18	0,5 a 0,7	0,0 a 0,1

**Tabla 6: Temperatura mínima estacional proyectada en la cuenca del río Santa para el 2020 y 2030 y su variación ( $\Delta$ ) en °C para el año 2030 respecto al clima actual**

Regiones		Verano		Otoño		Invierno		Primavera	
		Promedio	$\Delta$ (°C)	Promedio	$\Delta$ (°C)	Promedio	$\Delta$ (°C)	Promedio	$\Delta$ (°C)
Cuenca Alta	2020	2 - 8		2 - 8		0 - 6		2 - 8	
	2030	2 - 8	0,2 a 0,5	3 - 8	0,6 a 1,0	0 - 6	0,2 a 0,5	3 - 7	0,3 a 0,5
Cuenca Media	2020	8 - 18		8 - 16		6 - 14		8 - 16	
	2030	8 - 18	0,6 a 0,8	8 - 16	0,5 a 0,6	6 - 14	0,3 a 0,6	7 - 12	0,4 a 0,6
Cuenca Baja	2020	20 - 22		18 - 20		14 - 16		14 - 16	
	2030	20 - 22	0,6 a 0,7	16 - 20	0,6 a 0,8	14 - 16	0,1 a 0,4	12 - 16	0,4 a 0,6

El cambio estacional de la temperatura mínima para el año 2030 se presenta en la Tabla 6 y Mapas 31 – 34 del Apéndice 3; el rango de cambio promedio es de 0,4 – 0,6 °C, observándose una mayor variación durante el otoño en el sector más alto de la cuenca del orden de 0,6 – 1,0 °C, seguido de incrementos de más de medio grado en las cuencas media y baja. Asimismo, durante el verano, el incremento estaría en el rango de los 0,5 °C a 0,8 °C), también se presentarían en los sectores bajo y medio de la cuenca, correspondiente a provincias importantes del Santa en la parte baja, y parte de las provincias que conforman el valle en la parte media.

Los incrementos de la temperatura mínima en la cuenca alta, proyectados por el modelo regional para las próximas dos décadas, guardan relación con la extrapolación de la tendencia estacional observada, es decir, si continúa el ritmo de calentamiento observado en los últimos cuarenta años en localidades como Recuay, para finales del 2030 este sector de la cuenca experimentaría incrementos de hasta 0,64 °C en el otoño, 0,28 °C en verano y entre 0,16 – 0,38 °C entre invierno y primavera. En la Figura 14 (Capítulo 3), se aprecia por ejemplo que la tendencia media anual en Recuay es de 0,17 °C por década, acentuándose en el otoño (Figura 15c) con un valor de 0,32°C por década. Así, la distribución estacional proyectada da cuenta de una mayor reducción de áreas de bajas temperaturas durante el otoño y primavera, en la parte alta de la cuenca (ver Mapas 32 y 34 del Apéndice 3), y temperaturas ligeramente más bajas que lo actual en el sector bajo, adyacente al mar, durante el invierno (ver Mapa 33 del Apéndice 3).

Investigaciones recientes en zonas altoandinas del Perú, en base a los escenarios de emisión A2, B1, B2 y A1B, y usando además otros modelos regionales, revelan un incremento estacional diferenciado de la temperatura mínima. También estudios desarrollados por el SENAMHI (2007), dan cuenta de incrementos máximos del orden de 2,2 – 2,9 °C para el verano en la cuenca del río Mantaro y de 2,5 – 2,8 °C para el otoño en la cuenca del río Urubamba, ambas proyecciones para finales de siglo. Un rango de variación de 3 – 7 °C en sectores ubicados por encima de los 4 000 msnm en la región Arequipa, fue estimado por Marengo et al. (2007) para el año 2100. En el presente estudio, el rango del cambio de la temperatura mínima oscila entre 0,3 – 1,0 °C para el año 2030.

#### 4.1.4.3 Precipitaciones

Las precipitaciones totales anuales para estas dos décadas muestran valores muy similares (ver Mapas 37 y 42 del Apéndice 3). La distribución espacial de la precipitación proyectada, tanto para el 2020 como para el 2030, muestran valores acumulados en el sector más oriental de la margen derecha del Santa, con totales anuales del orden de 800 – 1 000 mm, siendo un tanto más húmedo el sector norte para el año 2030.

El incremento esperado al 2030, en relación al 2020, se daría en el sector oriental y norte, hasta con 200 mm adicionales en el lado más oriental. Las isoyetas (líneas de igual precipitación) muestran un desplazamiento de este a oeste en regiones cercanas a la cuenca baja (hasta los 900 msnm), por tanto se esperaría que las precipitaciones se incrementen ligeramente entre el 2020 y 2030. Es importante resaltar que en la cuenca baja, donde predominan condiciones de clima árido, con escasas precipitaciones durante el año, los cambios proyectados en términos porcentuales no reflejan una perspectiva de cambios significativos, como sí lo son en la parte media y alta de la cuenca.

**Tabla 7: Precipitaciones anuales proyectadas al 2020 y 2030 y su variación porcentual, en la cuenca del río Santa**

Regiones	Promedio Anual al 2020 (mm)	Promedio Anual al 2030 (mm)	Promedio Set - Mayo 2030 (mm)	Cambios Proyectados al 2030 (%)	Cambios proyectados Set - Mayo 2030 (%)
Cuenca Alta	600 - 1000	600 - 1200	400 a 1200	0 a 3	0 a 6
Cuenca Media	50 - 1200	50 - 1200	50 a 1400	-3 a 0	-8 a 0
Cuenca Baja	0 - 50	0 - 60	0 a 50	-10 a -5	-16 a -8

Un cambio porcentual de la precipitación para el 2030, tanto a nivel anual como para el período lluvioso setiembre – mayo, se observa en la Tabla 3 (ver Mapa 53 del apéndice 3). En las partes baja y media de la cuenca predominan reducciones de las precipitaciones anuales del orden de 5% – 10% y reducciones muy ligeras del orden de 0 – 3% en el valle o cuenca media; mientras que para el período setiembre – mayo, las reducciones serían más acentuadas y del orden del 8% - 16% en la parte baja, y de 0 – 8% en

la parte media. En la parte alta de la cuenca (por encima de los 3 300 msnm), las lluvias se presentarían dentro de lo normal con un sesgo al incremento.

**Tabla 8: Precipitaciones estacionales proyectadas en la cuenca del río Santa para el 2020 y 2030 y su variación porcentual al año 2030 respecto al clima actual**

Regiones		Verano		Otoño		Invierno		Primavera	
		Acumulado Promedio	△(%)	Acumulado Promedio	△(%)	Acumulado Promedio	△(%)	Acumulado Promedio	△(%)
Cuenca Alta	2020 2030	200 - 600 200 - 600	-10 a 0	200 - 600 200 - 400	5 a 15	30 - 100 50 - 100	-10 a 0	100 - 400 100 - 400	-5 a 0
Cuenca Media	2020 2030	100 - 200 50 - 400	-15 a -10	50 - 200 150 - 300	10 - 15	10 - 50 10 - 50	-15 a -10	50 - 100 30 - 80	-10 a -5
Cuenca Baja	2020 2030	0 - 100 0 - 50	-20 a -15	0 - 50 0 - 150	15 - 20	0 - 5 0 - 5	0 a -15	0 - 50 0 - 30	0 a -10

En el presente análisis estacional no se evidencian grandes cambios entre el 2020 y 2030, excepto en la parte media de la cuenca (Tabla 8). Al igual que en el análisis de temperaturas, las variaciones o cambios de las lluvias solo se han estimado para la década del 2030, debido a la similitud con los valores proyectados para la década del 2020. Las mayores reducciones se presentarían durante el verano (Mapa 49), siempre más acentuadas en la parte baja, hasta con un 20% menos respecto al present. Continúa la parte media en donde se proyecta una reducción de hasta 15%, y en la parte alta las reducciones podrían ser hasta de 10%. Estos cambios son similares a lo proyectado en invierno (Mapa 51), en la parte media y alta de la cuenca, y un tanto más intensos que las reducciones proyectadas para la primavera (Mapa 52). Solo entre marzo y mayo (otoño), las precipitaciones se incrementarían en la cuenca, principalmente en la parte baja y media (Mapa 50).

#### 4.1.4.4 Estimación de eventos extremos

La tendencia de calentamiento observado en los últimos 40 años en la cuenca del río Santa, tanto en la temperatura máxima como en la temperatura mínima, explica la reducción de la cobertura glaciaria de la Cordillera Blanca, el glacial tropical más extenso y alto del mundo (Morales Arnao, 1998). La alta sensibilidad de los glaciares a la variabilidad climática, permite inferir su alta vulnerabilidad frente al cambio climático, y bajo este contexto, la ocurrencia de eventos climáticos extremos como el ENOS, podrían condicionar su existencia, ya que estudios realizados por Vuille et al. (2007), demuestran que entre el 50 - 70% del incremento de la temperatura en los Andes, es atribuido a un incremento de la temperatura del Pacífico Tropical. En el Capítulo 2 de este informe se analiza el impacto de las fases cálida y fría del ENOS en los patrones térmicos y pluviométricos en la cuenca, y en el Capítulo 3, el análisis espectral de wavelets (onditas) confirma la influencia del ENOS en la variabilidad interanual del clima en la cuenca.

Al respecto, en este estudio se realizó el análisis de la variación del Percentil-90 de las temperaturas máximas y mínimas (temperaturas extremas más cálidas) para el 2030, así como la variación del Percentil-95 de la precipitación (precipitaciones más intensas) con la finalidad de analizar si hay cambios en el futuro de los eventos extremos, tipificados en este caso por los percentiles. Los resultados indican tendencias térmicas positivas en localidades como Recuay (3 394 msnm) y Chiquián (3 350 msnm), es decir, en las siguientes dos décadas, los días y noches serían más cálidas en la cuenca (ver Mapas 18 y 36 del Apéndice 3). Según el análisis del percentil-95, de las precipitaciones proyectadas, las tendencias negativas encontradas en zonas como Quiruvilca (3 950 msnm), Mollepata (2 726 msnm) y Recuay, indican que las precipitaciones máximas serían de menor intensidad respecto al clima actual (ver Mapa 54 del Apéndice 3). En el extremo sur de la cuenca (Chiquián), esta tendencia es positiva, es decir, eventos extremos de lluvias serían más intensos. Es necesario indicar que este es un análisis de la intensidad de los eventos, mas no de la frecuencia.

## 4.2 Downscaling o regionalización estadística

Para complementar el análisis de las proyecciones provenientes de la regionalización dinámica, principalmente en la parte alta de la cuenca, sector importante por su proximidad con los glaciares, se implementó la metodología del downscaling estadístico usando técnicas de regresión. Esta metodología agrupa a un conjunto de variables climáticas de escala local o regional y las relaciona con las forzantes climáticas de gran escala. En conclusión, se intenta conocer en qué medida la forzante de gran escala como la temperatura del mar, explica el comportamiento del clima local de la cuenca. En este estudio se realizó la proyección solo de la precipitación, debido a la escasa o discontinua información histórica de las temperaturas extremas.

### 4.2.1 Datos preliminares y metodología

Para realizar el “downscaling estadístico” de escenarios futuros de la precipitación de la cuenca del río Santa, se utilizaron datos mensuales de temperaturas del agua del Océano Pacífico para el periodo de 1965 a 2006 del Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS) que pertenece al National Center for Atmospher Research (NCAR) y al National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) de los Estados Unidos. Se han utilizado cinco modelos globales con sus respectivos escenarios A2 y B, tal como se indica en la Tabla 9.

**Tabla 9: Características generales de los Modelos de Circulación General de la Atmósfera (MCG), utilizados en el downscaling estadístico**

N°	Centro	País	Acrónimos	Modelo	Resolución	Escenarios	Años
1	Max Planck Institute für Meteorologie	Alemania	MPIfM	ECHAM4/OPYC3	T42	A2, B2	1990-2040
	Australia's	Australia	CSIRO	CSIRO-Mk2	R21	A2, B2	
2	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization	Canadá	CCCma	CGCM2	T32	A2, B2	1990-2040
3	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis	Japón/EEUU	CCSR/ NIES	CCSR/ NIES AGCM + CCSR OGCM	T21	A2, B2	1990-2040
4	System Research (CCSR) National Institute for Environmental	EEUU	GFDL	R30	R30	A2, B2	
5	Studies (NIES) Geophysical Fluid Dynamics Laboratory						1990-2040

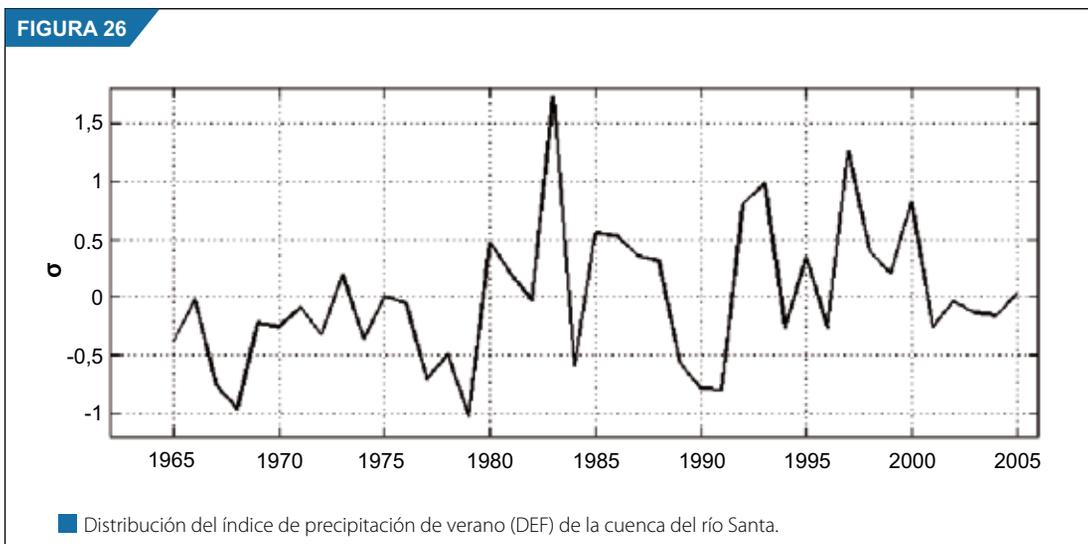
Para calcular las proyecciones de la precipitación en la cuenca del río Santa, a partir de los resultados de cinco modelos utilizados y los escenarios de emisión A2 y B2, se realizaron los siguientes pasos:

- 1) Se determinó un índice de precipitación estacional de verano (DEF) a partir de la media estacional estandarizada de las precipitaciones de las estaciones de mejor calidad de información ubicadas en la cuenca (Recuay y Mollepata).
- 2) Este índice se correlacionó con el campo de las temperaturas medias de agua de mar (TSM) estandarizadas de verano de todo el Océano Pacífico, con la finalidad de determinar áreas y/o regiones con coeficientes de correlación significantes al nivel de 95%.

- 3) Determinación de los parámetros de regresión, a partir de los análisis de regresión lineal entre el índice de precipitación y las TSM en las áreas y/o regiones donde las correlaciones fueron estadísticamente significativas. Para la cuenca del río Santa se han utilizado 5 regiones significativas:
  - a) Area 1: 90-115 °W, 5 °S-15 °S
  - b) Area 2: 135 °W-165 °W, 10 °S-25 °S
  - c) área 3: 160 °E-170 °E, 15 °S-5 °S
  - d) área 4: 140 °E- 160 °E, 15 °N-25 °N
  - e) área 5: 160 °W – 175 °W, 10 °N – 5 °S
- 4) Para la determinación de las proyecciones de las TSM en las áreas significativas, en base a los escenarios de los modelos globales, se agruparon en tres tipos de escenarios, en función de la intensidad de las TSM: escenario máximo (agrupa los valores más altos de la TSM de todos los modelos y escenarios), escenario mínimo (agrupa los valores más bajos de la TSM de todos los modelos y escenarios) y el escenario promedio (implica la media de todos los modelos y escenarios).
- 5) Las proyecciones de las TSM se realizaron para la década del 2030, del cual se promediaron los valores mensuales entre el año 2025 y 2035.
- 6) Construcción de las proyecciones de las series de precipitación en base a los parámetros de los análisis de regresión lineal con las proyecciones de los tres tipos de escenarios futuros.

#### 4.2.2 Resultados

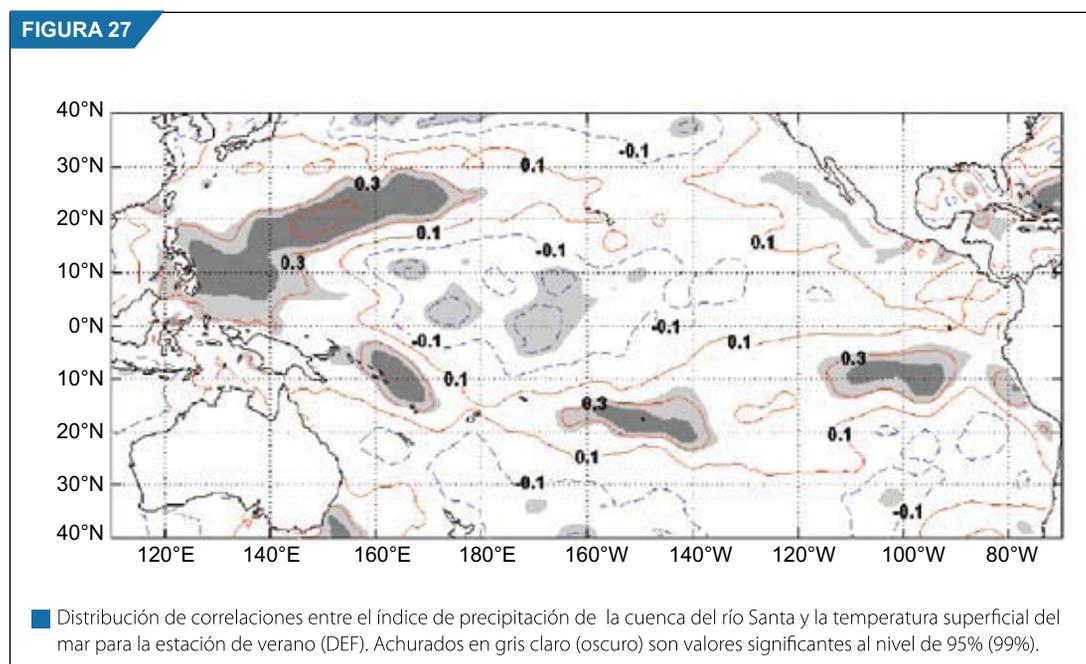
La distribución temporal del índice de precipitación de verano (DEF) de la cuenca del río Santa, calculada como la anomalía estacional estandarizada de la media de las dos estaciones con datos totales mensuales, se muestra en la Figura 26. El índice de precipitación muestra alta variabilidad interanual y tendencia positiva, con valores muy altos registrados durante el verano de 1982/83 y otras anomalías positivas menores durante los veranos de 1992/93, 1993/94, 1997/98, de los cuales solo el año 1982/83 está relacionado con el evento cálido del ENOS.



La correlación entre el índice de precipitación de verano de la cuenca del río Santa y las anomalías de verano de las temperaturas superficiales de mar del Océano Pacífico (Figura 27), muestran relaciones inversas significativas en el centro del Océano Pacífico Tropical, flanqueado por correlaciones positivas sobre el resto de océano.

El Pacífico Tropical oeste y las precipitaciones en la cuenca del río Santa, presentan correlaciones estadísticamente significativas al nivel de 95% y 99%, que se extienden hacia las latitudes mayores de los dos hemisferios. En el hemisferio sur, esta se extiende entre 10 – 20 °S hasta la costa del Perú, con núcleos estadísticamente significativos, inclusive en la costa del Perú a la altura de la cuenca del río Santa. En general, el índice positivo de precipitación en la cuenca está relacionada aparentemente por dos mecanismos dinámicos: a) mediante teleconexiones moduladas por las anomalías de las TSM que afectan el movimiento de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur, generando inestabilidades que se desplazan por la atmósfera (ondas Rosby) y, b) por el incremento de las TSM cercanos a las costas del Perú que posiblemente ayudan en el aumento de humedad.

FIGURA 27

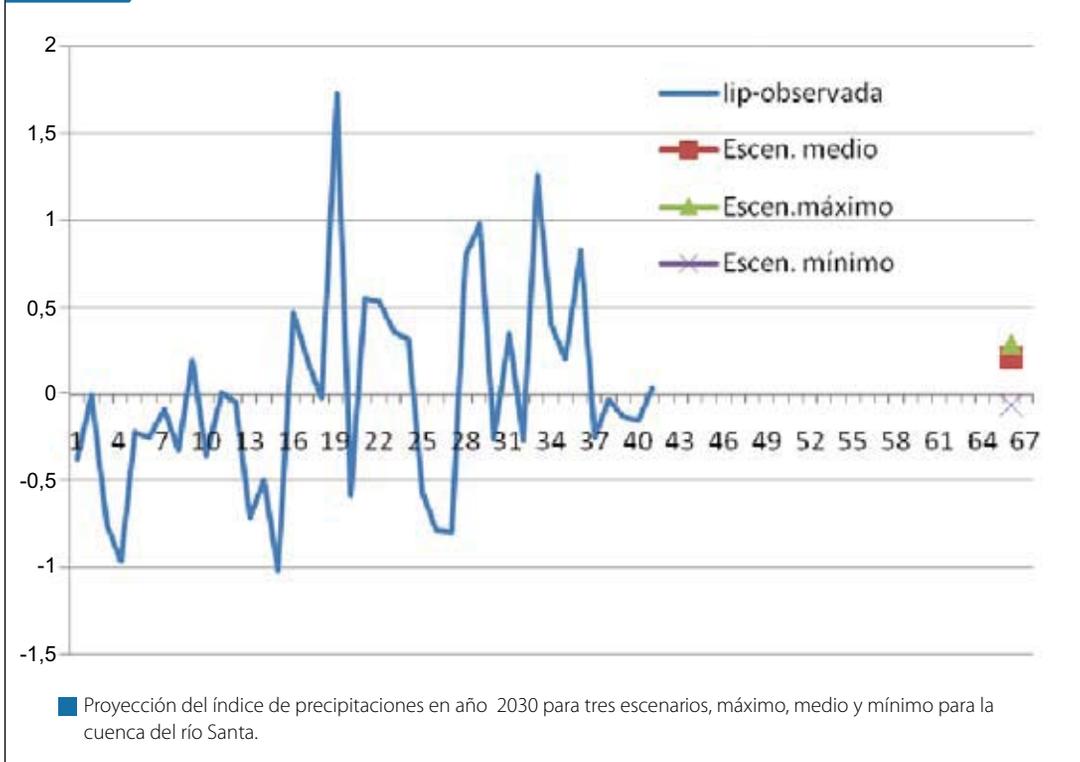


La obtención de los escenarios de precipitación para el 2030, por la regionalización estadística, está basado en dos grandes supuestos: a) que la relación estadística utilizando la información del clima actual es válida, incluso bajo condiciones climáticas diferentes, y b) los predictores empleados son completamente representativos de la señal de cambio climático (Hewitson y Crane, 1996). En este caso ha sido utilizada la TSM por ser la variable que mayor efecto tiene sobre las precipitaciones en la cuenca, tal como se ha visto en el análisis de las sequías. La correlación múltiple entre el índice de precipitación de la cuenca y las TSM de las cinco áreas significativas, presenta un índice de correlación de 0,68.

Los tres tipos de escenarios futuros son derivados de las intensidades de las TSM en las regiones altamente significativas, mostrando en este caso anomalías de las TSM positivas en las cinco regiones: en el escenario máximo varía entre 0,53 a 1,26 °C, el escenario medio, entre 0,43 a 0,60 °C, mientras el escenario mínimo entre 0,06 a 0,37 °C.

La distribución temporal del índice de precipitación estandarizada observada y la proyección para el año 2030 (Figura 28), muestra índices de precipitaciones positivas para los escenarios máximo y medio de 0,29 y 0,21 $\sigma$  (desviaciones estándares), respectivamente, mientras que para el escenario mínimo el índice es ligeramente negativo de -0,06 $\sigma$ .

FIGURA 28



Estos escenarios para el 2030 indican que las lluvias estarían muy cercanas a sus valores normales en el umbral superior (por encima de sus promedios) para el trimestre de verano. Esta regionalización estadística implica que la tendencia del calentamiento del agua de mar, especialmente en la parte tropical del Pacífico en el futuro, tiene la probabilidad de forzar la ocurrencia de lluvias normales a ligeramente superiores en la cuenca.

# CAPÍTULO 5

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES



# CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El presente estudio se desarrolló en el marco de la Segunda Comunicación Nacional del Perú a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático para apoyar los esfuerzos nacionales en el desarrollo y mejora de las capacidades nacionales, facilitando el proceso de integración de la temática del Cambio Climático en los procesos nacionales de desarrollo y reducción de la pobreza a nivel nacional y en las cuencas de los ríos Santa y Mayo. En este informe, se presentan los resultados obtenidos en la cuenca del río Santa, en cuya región se ubican importantes sistemas glaciares, los cuales son fuentes vitales de agua para una serie de actividades socioeconómicas de la región, desde el abastecimiento poblacional hasta la generación de recursos hidroenergéticos, principalmente durante los periodos de estiaje.

La construcción de los escenarios de precipitación y temperaturas, se basan en la implementación combinada de las técnicas conocidas como downscaling dinámico y estadístico, para lo cual se hizo uso de seis modelos globales de circulación general y del modelo regional RAMS, en el contexto del escenario extremo de emisión A2 del IPCC. Previamente se determinaron índices climáticos y tendencias actuales con datos registrados en los últimos cuarenta años en la cuenca. Las referidas metodologías han sido desarrolladas en diversos estudios por el equipo de trabajo del Centro de Predicción Numérica del SENAMHI, en el marco de proyectos nacionales y regionales en coordinación con el Ministerio del Ambiente. La generación de escenarios climáticos en cuencas de importancia estratégica para la agroexportación, seguridad alimentaria y seguridad energética (Piura y Santa en PROCLIM, 2005; Mantaro y Urubamba en el PRAA<sup>3</sup>, 2007), así como la permanente coordinación con investigadores y especialistas de centros internacionales de reconocida trayectoria en estudios de cambio climático, como el CPTEC de Brasil, MPI de Alemania, MRI de Japón, entre otros, proporcionan al SENAMHI una sólida base para el desarrollo y generación de proyecciones futuras climáticas regionales, como herramientas de base para el análisis de vulnerabilidad frente al cambio climático.

Las conclusiones del presente estudio son las siguientes:

## 5.1 Sobre las tendencias del clima actual

- La precipitación muestra tendencias positivas muy pequeñas, con ligeras señales de regionalización, entre los extremos de la cuenca, norte y sur. Estacionalmente las diferencias son más visibles, principalmente durante los meses de invierno y primavera. Fuera de los límites de la cuenca, las diferencias son notables y opuestas entre ellas. La región sur de la cuenca muestra similar tendencia a la estación localizada en la cuenca adyacente, pero la región norte es más intensa y algunas veces opuesta.
- Lo más resaltante son las temperaturas extremas, con una marcada diferencia entre la localidad de Recuay y Chiquián, ubicado en la cuenca adyacente. Las temperaturas máximas medias anuales y estacionales de Recuay presentan tendencias pequeñas, cuando se refiere al período posterior a 1980, pero es muy alta cuando se considera el periodo de finales de la década de 1960. También se nota el efecto de los eventos cálidos de ENOS más intensos, como los de 1982/83 y 1991/92. Las temperaturas mínimas de Recuay presentan alta variabilidad interanual, con excepción de los inviernos y una ligera tendencia positiva en el periodo posterior a 1980. Estas temperaturas también son alteradas fuertemente durante los eventos cálidos del ENOS.

- Con respecto a las temperaturas extremas de Chiquián, se observa un incremento monotónico durante el periodo de estudio, a pesar de la discontinuidad de los datos. En la temperatura mínima, muestra alta variabilidad interanual y tendencia negativa. Esta temperatura es bastante alterada durante los eventos cálidos del ENOS. El comportamiento de la temperatura máxima en esta región es bastante alarmante, porque en los 42 años de este análisis subió más de 6 °C, aunque parece que en los últimos años, después del 2000, hay una ligera atenuación de este incremento.
- Los índices de extremos climáticos de la precipitación muestran un aumento de días lluviosos, mayor en la región sur que en la norte. Esto está en concordancia con los índices de precipitación acumuladas, número de días con precipitaciones intensas y aumento de los extremos de precipitación significativos observados en el sur de la cuenca (Recuay), que son muy pequeños en la región norte, inclusive opuestos en la cuenca adyacente (Quiruvilca).
- Las sequías en esta cuenca son en su mayoría moderadas y no están directamente relacionadas con los eventos cálidos del ENOS. La sequía más intensa se registró en 1991/92, año ENOS, pero también hubo sequías muy intensas, principalmente agrometeorológicas e hidrológicas, en los años de 1980 y 1995. En la escala hidrológica las sequías son más extensas y antes del año 2000, aproximadamente, estas no ocurrieron en toda la cuenca, como es determinada por los desvíos estándar. Al contrario, después de esta época la variabilidad interanual de la precipitación fue mucho más homogénea.
- Las teleconexiones dentro de la cuenca se muestran muy regionalizadas, entre las del sur y del norte. El ENOS presenta un patrón inverso entre estas dos regiones, donde los eventos cálidos son desfavorables para que no ocurran sequías en la región sur, pero favorables para la región norte. Los periodos positivos del PDO son favorables para la no ocurrencia de sequías en toda la cuenca, particularmente es más beneficioso para la región norte. Por otro lado, el gradiente de temperaturas del Atlántico tropical actúa en el mismo sentido sobre toda la cuenca al inicio y al final del periodo lluvioso, esto indica que cuanto mayor es el gradiente sur- norte, es mucho más favorable para que no ocurran sequías. En verano, las relaciones son opuestas entre las dos regiones, indicando un posible efecto de la orografía local, que inhibe la convección o transporte de humedad.
- La transformada de ondas de las sequías agrometeorológicas promedio sobre la cuenca del Santa, muestra el carácter complejo de las precipitaciones en esta región. Las oscilaciones más importantes que modulan las precipitaciones son la regularidad del ciclo anual, indicada por las oscilaciones intra-anales, los eventos ENOS en sus dos frecuencias, altas de 2-3 años, presente intermitentemente durante la mayor parte del periodo de análisis y, bajas frecuencias, entre 3-7 años, presente en la mayor parte de las décadas de 1980-1990 y una oscilación decadal presente desde el inicio del periodo de estudio hasta inicios de la década del año 2000. La conjunción entre las dos oscilaciones del ENOS en 1991/92, parece haber causado la sequía más intensa observada en todo el periodo de análisis.

## 5.2 Sobre las proyecciones del clima al 2030

Las proyecciones del clima en la cuenca del río Santa al 2030, se resumen de la siguiente manera: Un progresivo incremento de las temperaturas mínima y máxima anuales en toda la cuenca, con valores promedio de 0,4 °C y 0,55 °C respectivamente, siendo mayor este calentamiento en zonas altas de la cuenca (0,45 – 0,70 °C); reducción de las precipitaciones anuales y durante el periodo lluvioso entre 3 – 16% en la parte media y baja de la cuenca, así como un ligero incremento de 3 – 6% en las partes altas. Del análisis estacional, las conclusiones son las siguientes:

- En el caso de la temperatura máxima, el cambio fluctúa entre 0,2 – 0,6 °C en verano; en otoño e invierno el incremento es mayor y del orden de 0,5 – 0,8 °C; y en primavera el cambio fluctúa entre 0,4 – 0,7 °C. Se estima además que estos cambios serán más acentuados en regiones ubicadas

por encima de los 3 300 msnm de los sectores sur y este de la cuenca, consistente con la actual tendencia de calentamiento, como el que presenta Recuay.

- El rango de variación proyectado de la temperatura mínima es de 0,5 – 0,7 °C en verano, de 0,6 – 0,8 °C en otoño, en invierno el incremento es menor y es del orden de 0,1 – 0,5 °C, mientras que en primavera el incremento fluctúa entre 0,3 – 0,6 °C, siendo nuevamente la parte alta de la cuenca la que experimentará un mayor calentamiento. Es necesario puntualizar que en medio de un panorama de incremento sostenido de las temperaturas mínima y máxima, el deshielo de los glaciares ubicados en la Cordillera Blanca y cordilleras aledañas, podría ser más acelerado en los próximos años, comprometiendo la disponibilidad hídrica de la región en todas sus dimensiones (agua para consumo humano, riego, uso industrial y generación de energía).
- En lo que respecta a las precipitaciones, las proyecciones del modelo regional muestran ligeros incrementos durante el otoño en toda la cuenca, siendo estos del orden de 5 – 15 % en las partes media y alta, y de 15 – 20 % en la parte baja de la cuenca. Durante la primavera y verano (período lluvioso), inclusive durante el invierno, las lluvias experimentarían reducciones de hasta 10% en la parte alta y hasta 15% en el valle o parte media. Los escenarios para el índice de precipitación en zonas altas de la cuenca (Recuay) por medio de la regionalización estadística, muestran también ligeros incrementos (alrededor de sus valores normales), consistente con los resultados de la regionalización dinámica.
- Las proyecciones de eventos extremos de lluvias y temperatura, en localidades como Quiruvilca, Mollepata, Recuay y Chiquián (casi todas ubicadas por encima de los 3 300 msnm), indican tendencias negativas en el caso de las máximas lluvias y tendencias positivas en las temperaturas, pues los días y noches cálidas serían de mayor intensidad, mientras que los episodios de fuertes lluvias disminuirían en intensidad.

## RECOMENDACIONES

Si consideramos las limitaciones de la información histórica disponible, y conociendo además que existen incertidumbres inherentes al modelo y a las proyecciones climáticas, los resultados del presente estudio deben ser tomados solo como una aproximación del clima futuro.

Considerando la limitada información histórica para realizar la regionalización estadística, se sugiere que los resultados de la regionalización dinámica sean los más plausibles, particularmente para la parte baja y media de la cuenca.

## BIBLIOGRAFÍA

Avalos, G., 2008: Cambio climático y seguridad energética en el Perú. En: Chiri A. F. y Luyo J. E., La Seguridad Energética, un reto para el Perú en el Siglo XXI. Eds. Colegio de Ingenieros del Perú, 256 – 281.

Frich, P., Alexander L. V., Della-Marta P., Gleason B., Haylock M., Tank AMGK and Peterson T. 2002: Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate Research*, 19, 193-212.

Garreaud, R. D., Aceituno, P., 2007: Atmospheric circulation over South America: Mean features and variability. Chapter 2 in *The Physical Geography of South America*. Eds. Oxford University Press.

Hewitson, B.C. and R.G. Crane, 1996: Climate downscaling: techniques and application. *Climate Research*, 7, 85-95.

HIRSCH, R.M.; SLACK, J.R.; SMITH, R.A. (1982). "Nonparametric tests for trend in water quality". *Water Resources Research*, 18: 107-121.

Hulme, M. and Lu, X., 2000: How to factor interannual climate variability into Climate Scenarios. A note prepared for the DETR Fast-Track Impacts Group.

Hyndman, R.J., y Y. Fan, 1996. "Sample quantiles in statistical packages". *The American Statistician*, 50, 361-367.

IPCC, 2001: Tercer Informe de Evaluación. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. J. T. Houghton et al. Eds., Cambridge University Press, UK, 881 pp.

IPCC, 2007: Cuarto Informe de Evaluación. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Alley, R. et al. Eds., Cambridge University Press, UK.

Kendall, M.G., 1975: "Rank correlation methods", 4th Ed., Charles Griffin, London.

Kousky, V., Higgins, R., 2007: An Alert classification System for Monitoring and Assessing the ENSO Cycle. *Weather and Forecasting*. 22, 353 -371.

Lenderink G.; Buishand A. y Deursen W., 2007: Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11(3), 1145-1159.

Mann, H.B., 1945: Non-parametric test against trend. *Econometrica*, 13: 245-249.

Marengo, J., Obregón, G. y Valverde, M., 2007: Elaboración de escenarios climáticos para la Región Arequipa. "Medidas Piloto de Adaptación al Cambio Climático en el Perú". GTZ.

Mark, B. G., 2007: Tracing Tropical Andean Glaciers, over space and time: some lessons and transdisciplinary implications, *Global Planet Change*.

McKee, T.B.; Doesken, N.J. e Kleist, J. 1993. The relationship of drought frequency and duration to times scale. In: Conference on Applied Climatology, 8, Boston. American Meteorological Society, Boston: PREPRINTS, 1993. p.179 – 184.

Mckee, T.B.; Doesken, N.J. e Kleist, J. 1995. Drought monitoring with multiple times scales. In: Conference on Applied Climatology, 9, Boston. American Meteorological Society, Boston: PREPRINTS, 1995. Pp. 233 – 236.

Ministerio de Energía y Minas, 1998. Estudio de evaluación ambiental territorial y de planeamiento para la reducción o eliminación de la contaminación de origen minero en la Cuenca del río Santa (Online).

Morales-Arno, B., 1998. Glaciers of Peru. In: Williams, R.S., Jr., and Ferrigno, J.G., eds., Satellite Image Atlas of Glaciers of the World: U.S. Geological Survey Professional Paper 1386 (Glaciers of South America).

Nakicenovic, N. and Swart, R., 2000. Emissions Scenarios. 2000, Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.

Pielke et al., 1992. A Comprehensive Meteorological modeling System RAMS. Meteorol. Atmos. Phys. 49, 69-9.

Pouyaud, B., Zapata, M., Yerren, J., Gomez, J., Rosas, G., Suarez, W., and Ribstein, P. (2005). Avenir des ressources en eau glaciaire de la Cordillère Blanche. Hydrological Sciences - Journal - des Sciences Hydrologiques 50, 999-1021.

Sen, P.K. (1968). "Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau". Journal of the American Statistical Association, 63: 1379-1389.

SENAMHI y OSE, 1986. Boletín Agroclimático del Perú. Proyecto PADI – EIA. Características climáticas por Departamentos.

SENAMHI, 1988: Mapa de Clasificación Climática del Perú. Método de Thornthwaite. Eds. Senamhi Perú, 50 pp.

SENAMHI, 2005: Climate change scenarios in Peru to 2050: Piura river basin. Autores: Rosas G., Díaz A., Avalos G., Oria C., Acuña D., Cornejo A., Metzger L., Fano G., Carrillo M., Miguel R., PROCLIM. Eds. Senamhi Perú, 170 pp.

SENAMHI, 2007: Escenarios de cambio climático en la cuenca del río Urubamba para el año 2100. Autores: Rosas G., Avalos G., Díaz A., Oria C., Acuña D., Metzger L. y Miguel R., PRAA. Eds. Senamhi Perú, 124 pp.

SENAMHI, 2008: Escenarios climáticos en el Perú para el año 2030. Autores: Obregón, G.; Díaz, A.; Rosas, G.; Avalos, G.; Acuña, D.; Oria, C.; Metzger, L.; Llacsá, A. y Miguel, R. Eds. Senamhi - MINAM, Perú. 100 pp.

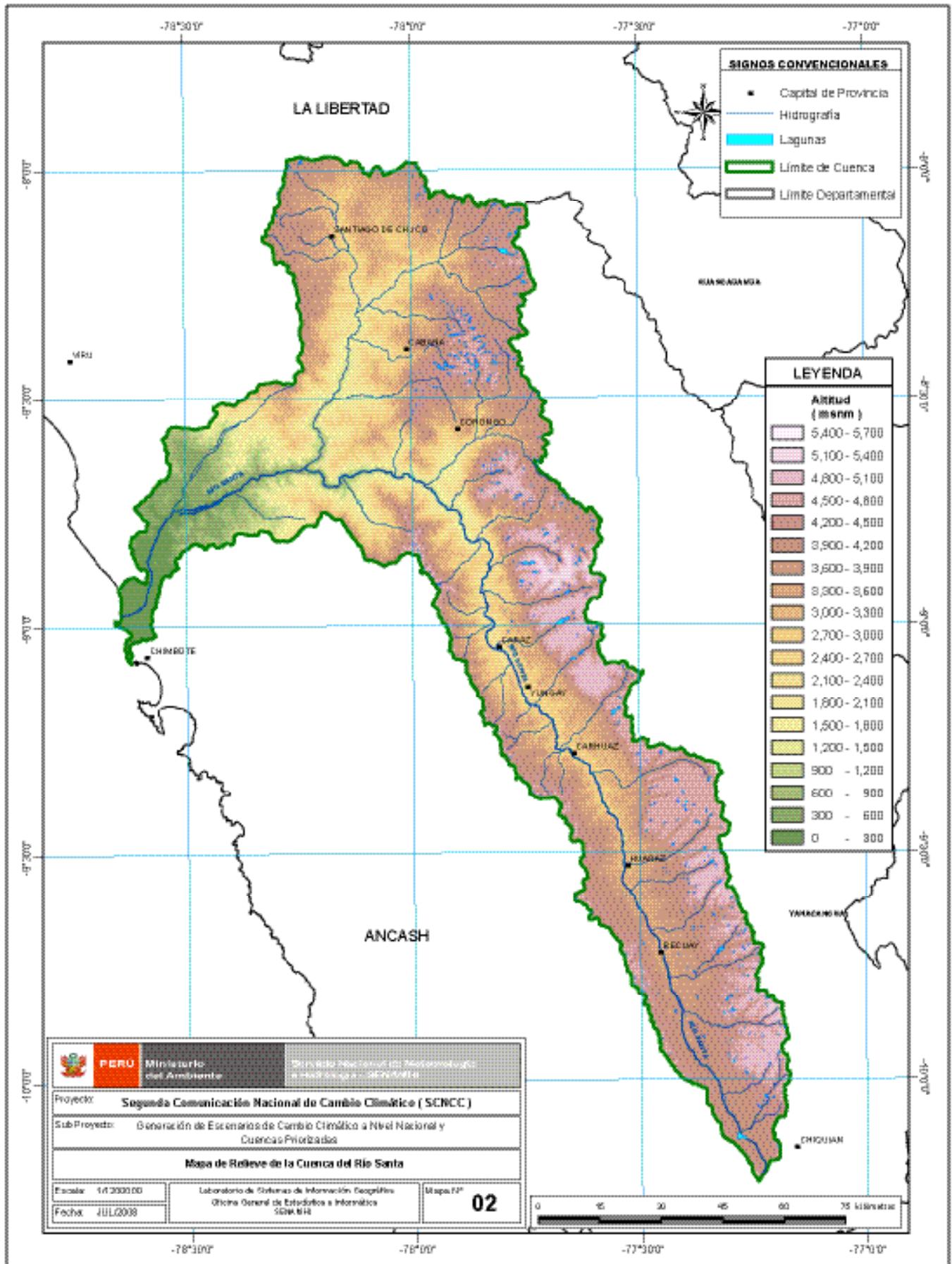
Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai, 2007: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

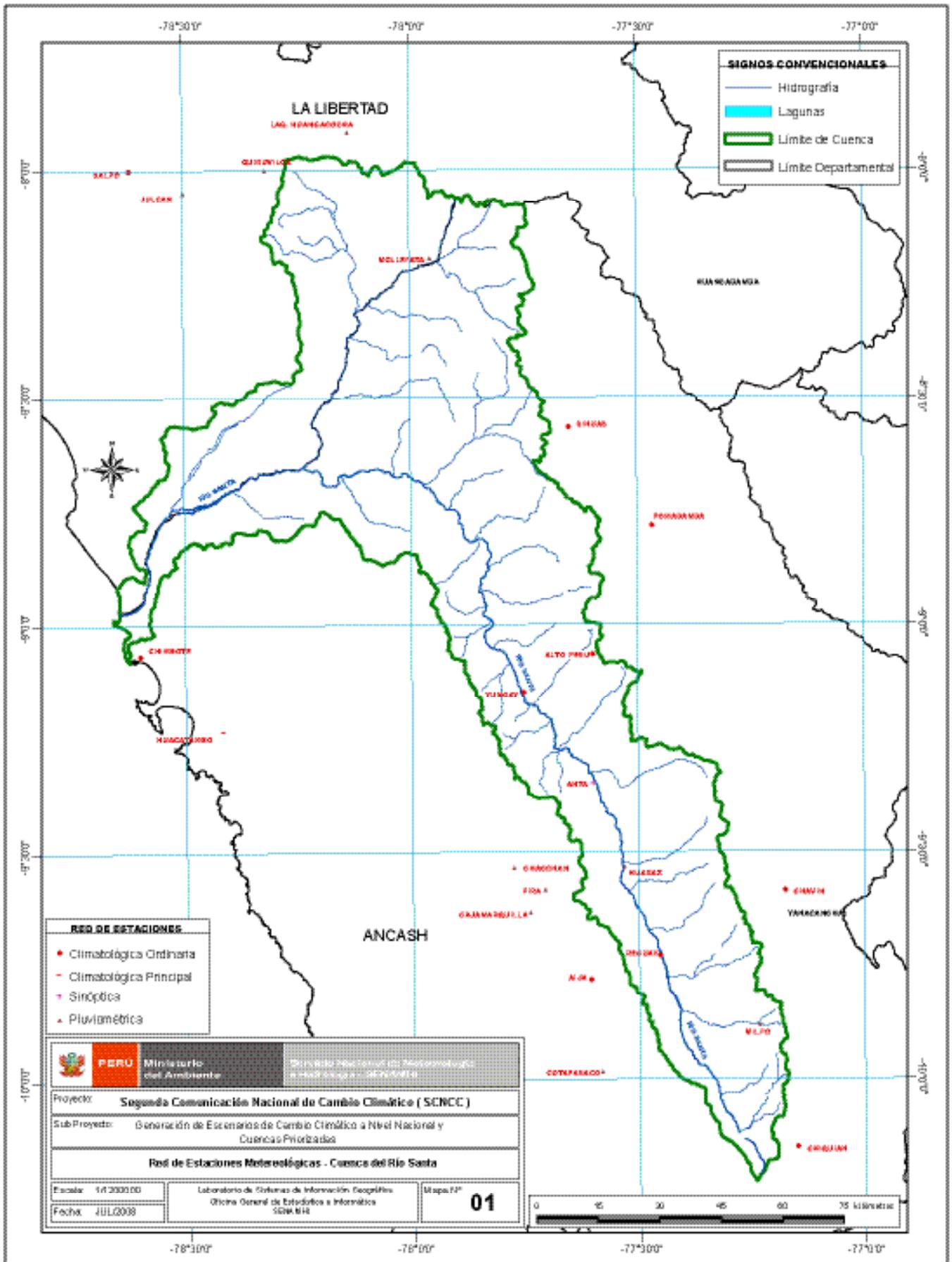
Vuille, M., 2007: Climate change in the Tropical Andes – Impacts and consequences for glaciation and water resources. Part I, II and III. A report for CONAM and the World Bank.

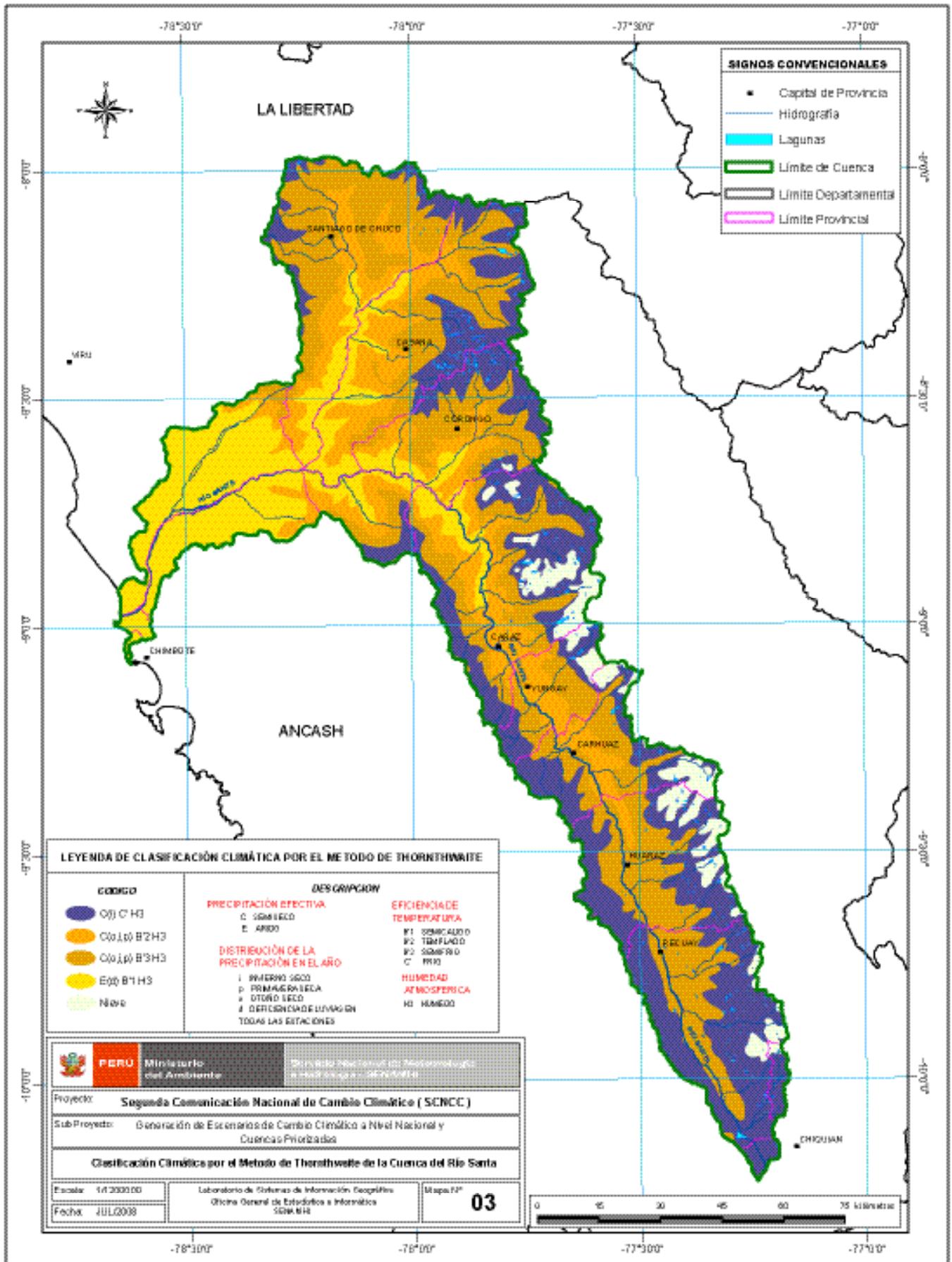
# APÉNDICE 1

## RED HIDROMETEOROLÓGICA MAPAS DE RELIEVE Y CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA

<b>N° de Mapa</b>	<b>Nombre de Mapa</b>
Mapa N° 1	Red de Estaciones Meteorológicas
Mapa N° 2	Mapa de Relieve de la Cuenca
Mapa N° 3	Mapa de Clasificación Climática



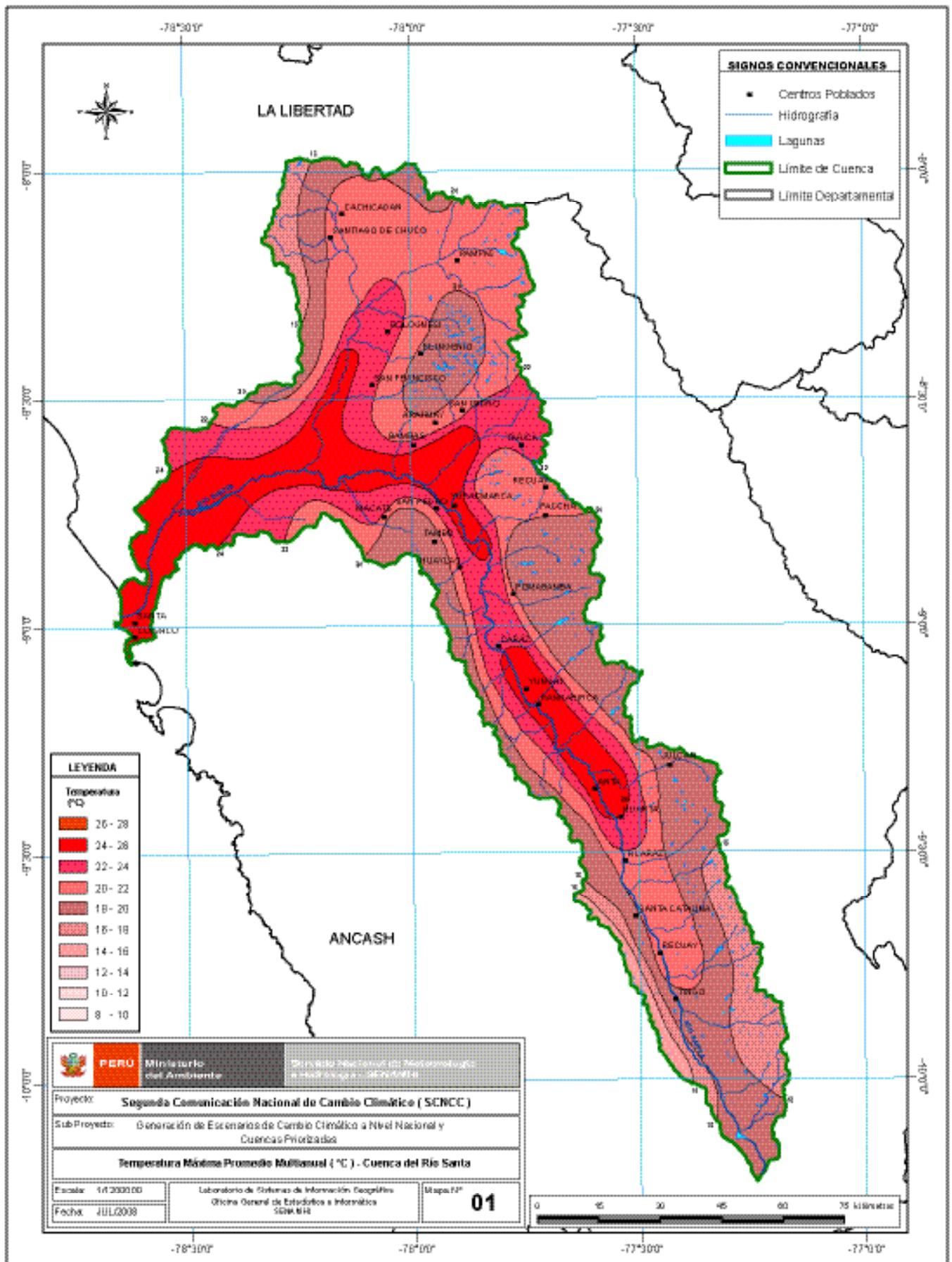


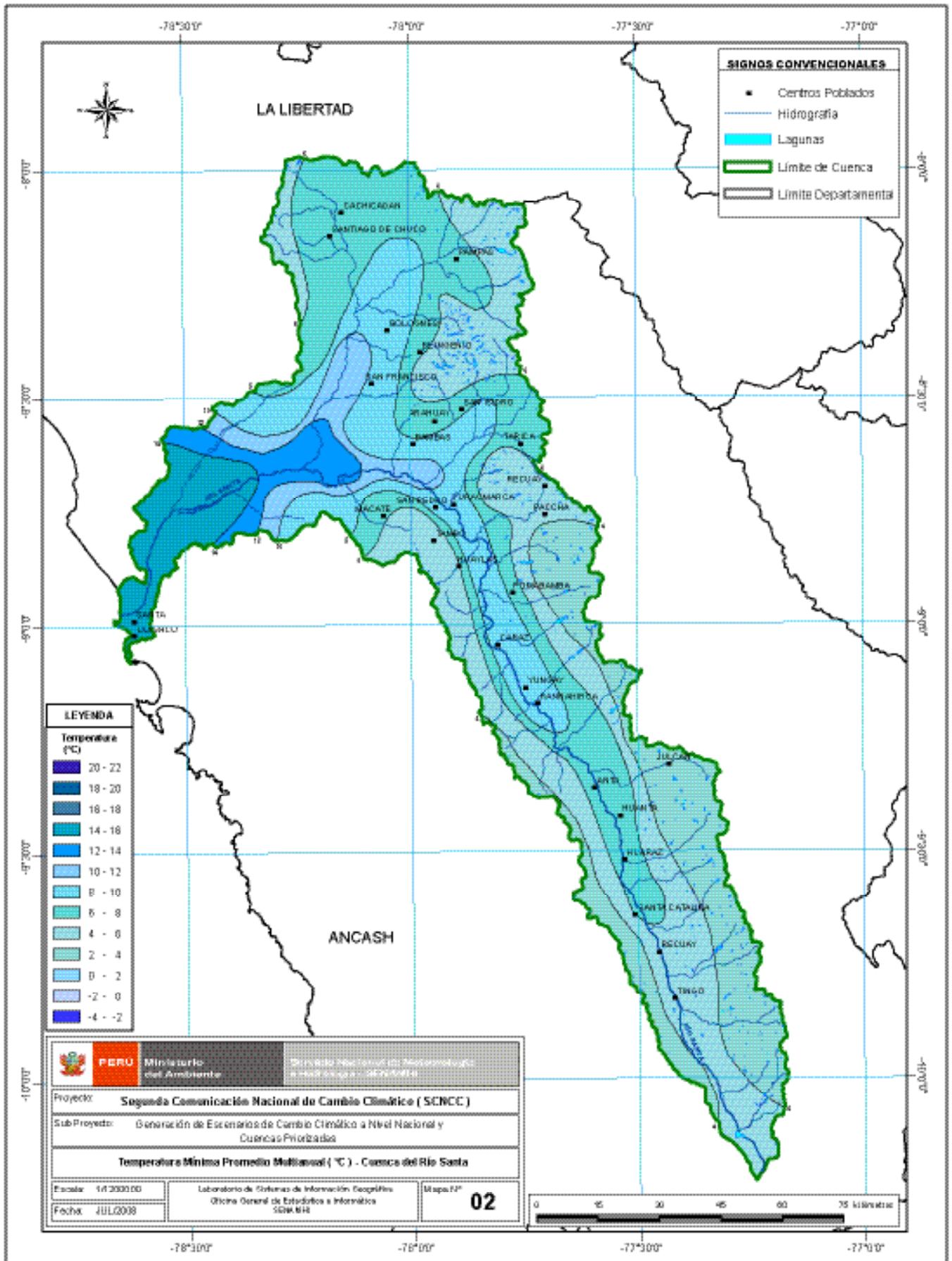


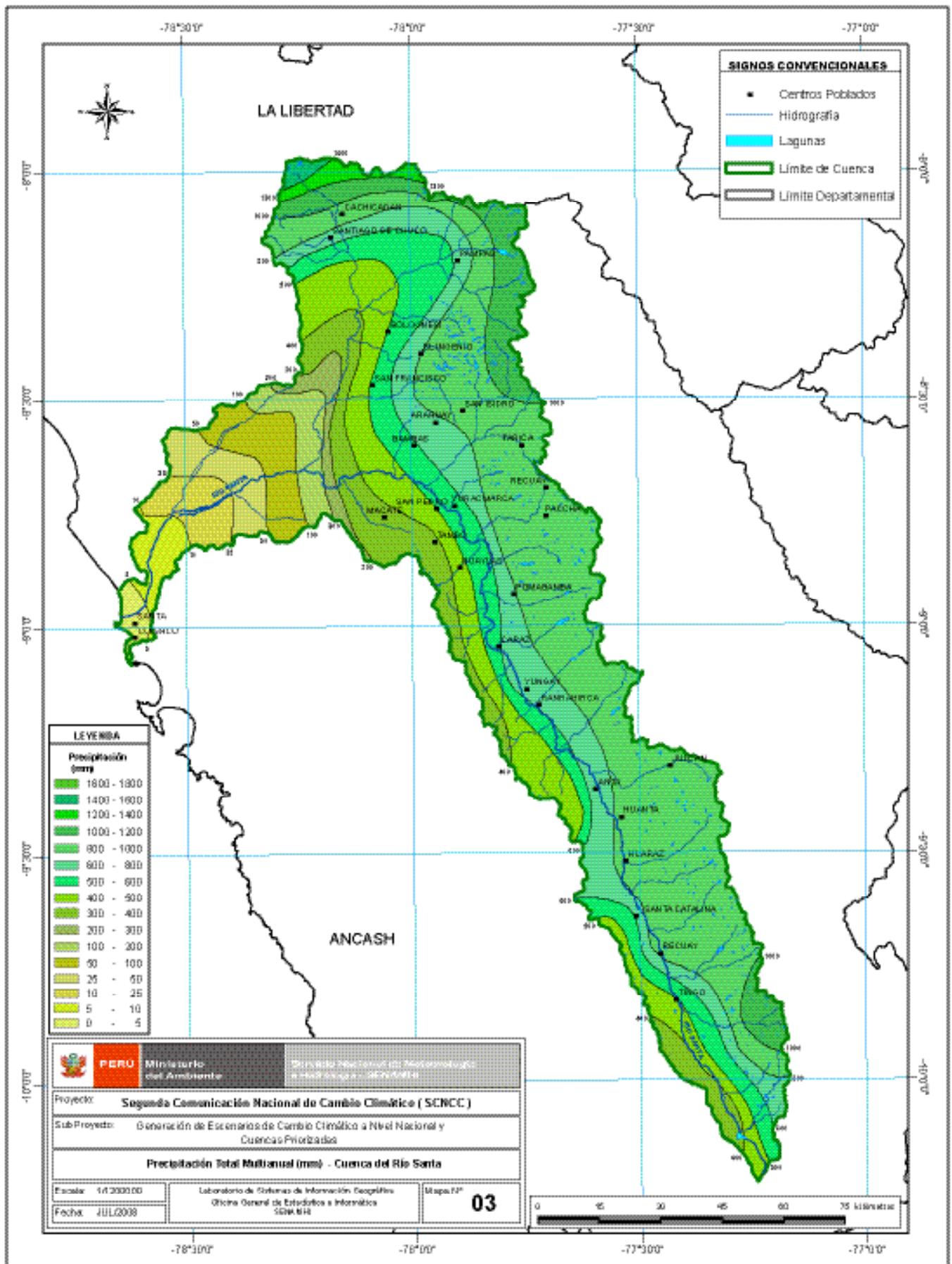
# APÉNDICE 2

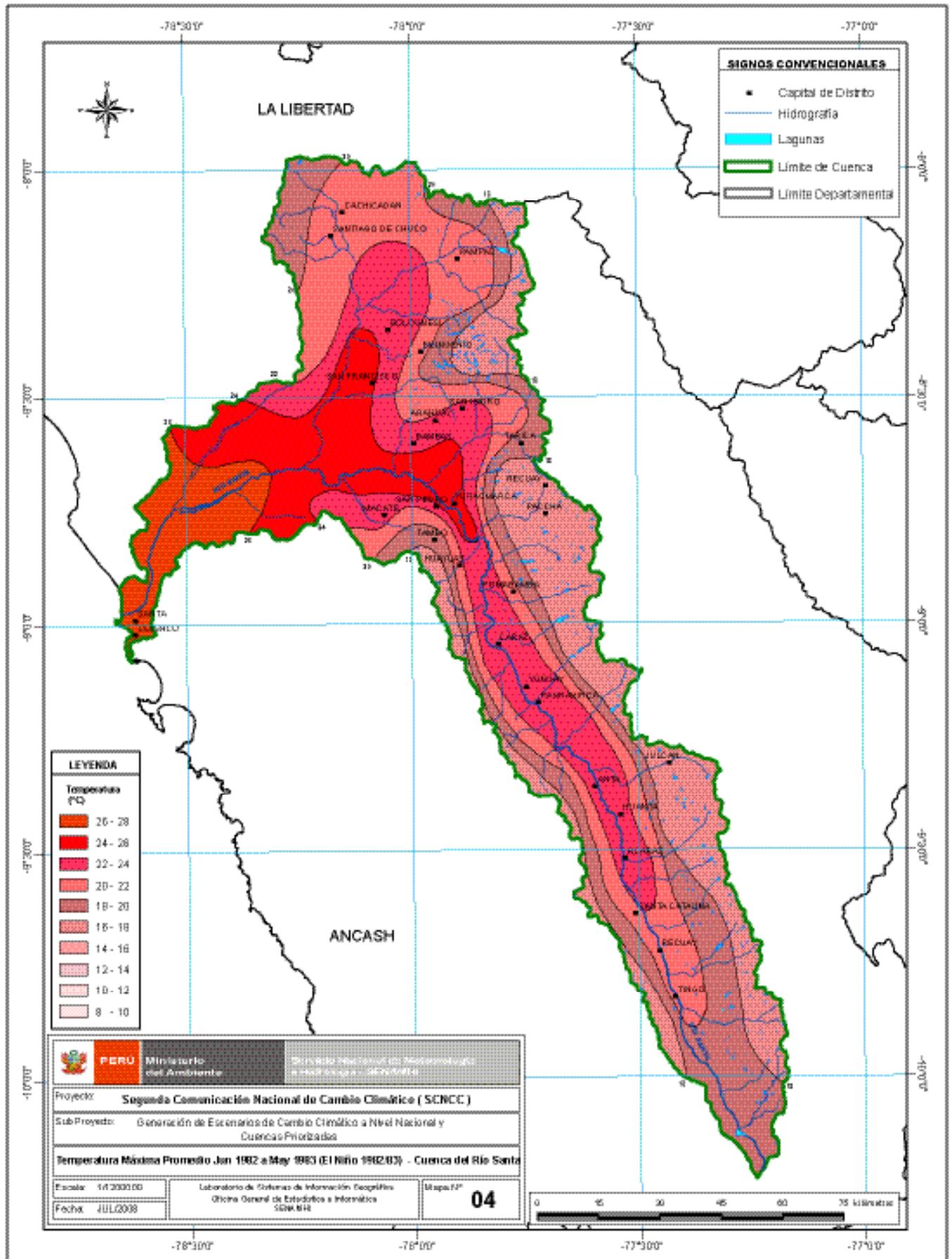
## MAPAS DE PROMEDIOS MULTIANUALES EVENTOS EXTREMOS Y TENDENCIAS ACTUALES

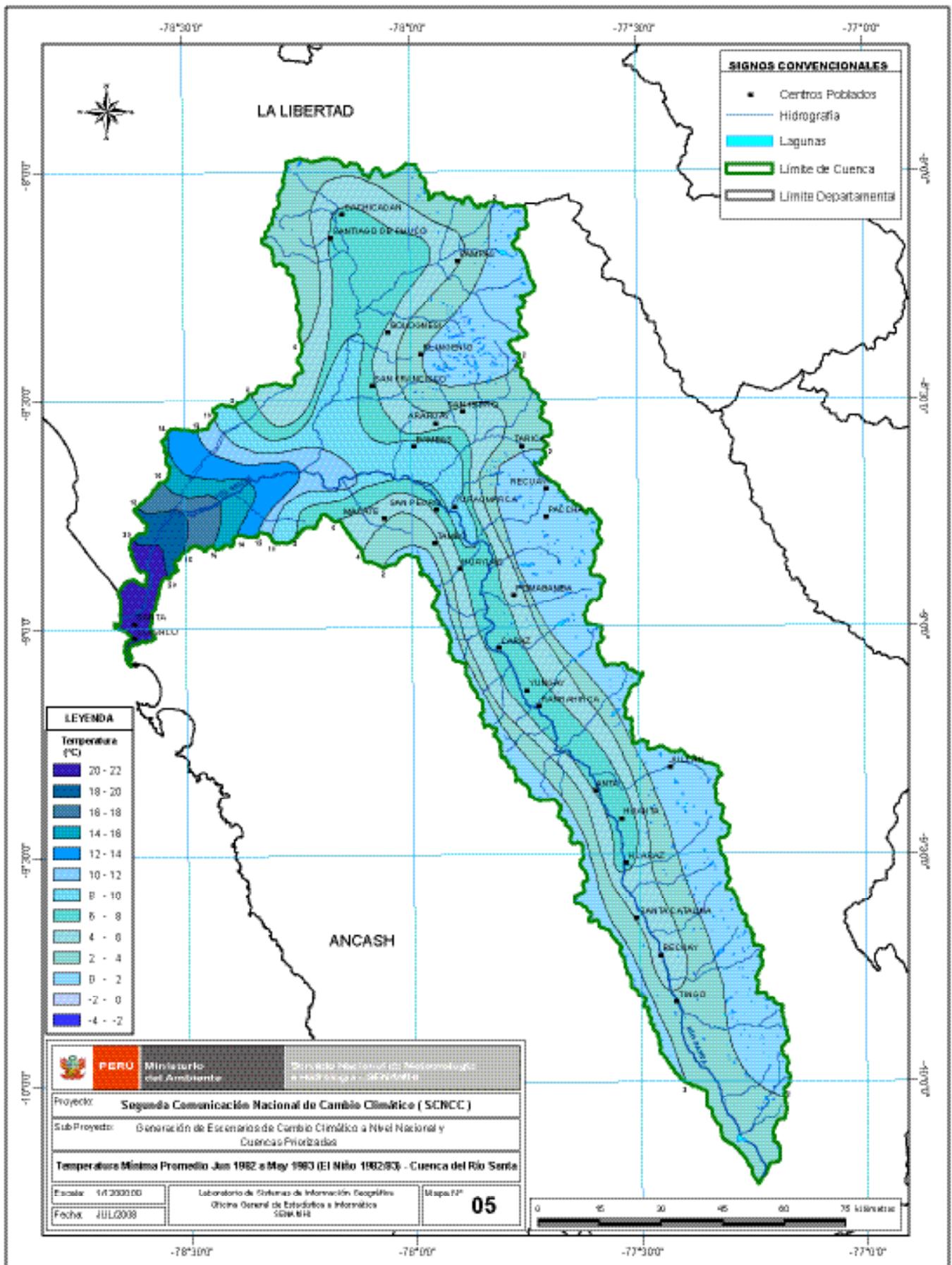
N° de Mapa	Nombre de Mapa
Mapa N° 1	Temperatura máxima promedio multianual (°C)
Mapa N° 2	Temperatura mínima promedio multianual (°C)
Mapa N° 3	Precipitación total multianual (mm)
Mapa N° 4	Temperatura máxima promedio 1983 (Niño 1982/83) (°C)
Mapa N° 5	Temperatura mínima promedio 1983 (1982/83) (°C)
Mapa N° 6	Precipitación Acumulada Set 1982 a Abr 1983 (Niño 1982/83) (mm)
Mapa N° 7	Temperatura máxima promedio 1988 (Niña 1988/89) (°C)
Mapa N° 8	Temperatura mínima promedio 1988 (Niña 1988/89) (°C)
Mapa N° 9	Precipitación Acumulada Set 1988 a Abr 1989 (Niña 1988/89) (mm)
Mapa N° 10	Temperatura máxima promedio 1997 (Niño 1997/98) (°C)
Mapa N° 11	Temperatura mínima promedio 1997 (1997/98) (°C)
Mapa N° 12	Precipitación Acumulada Set 1997 a Abr 1998 (Niño 1997/98) (mm)

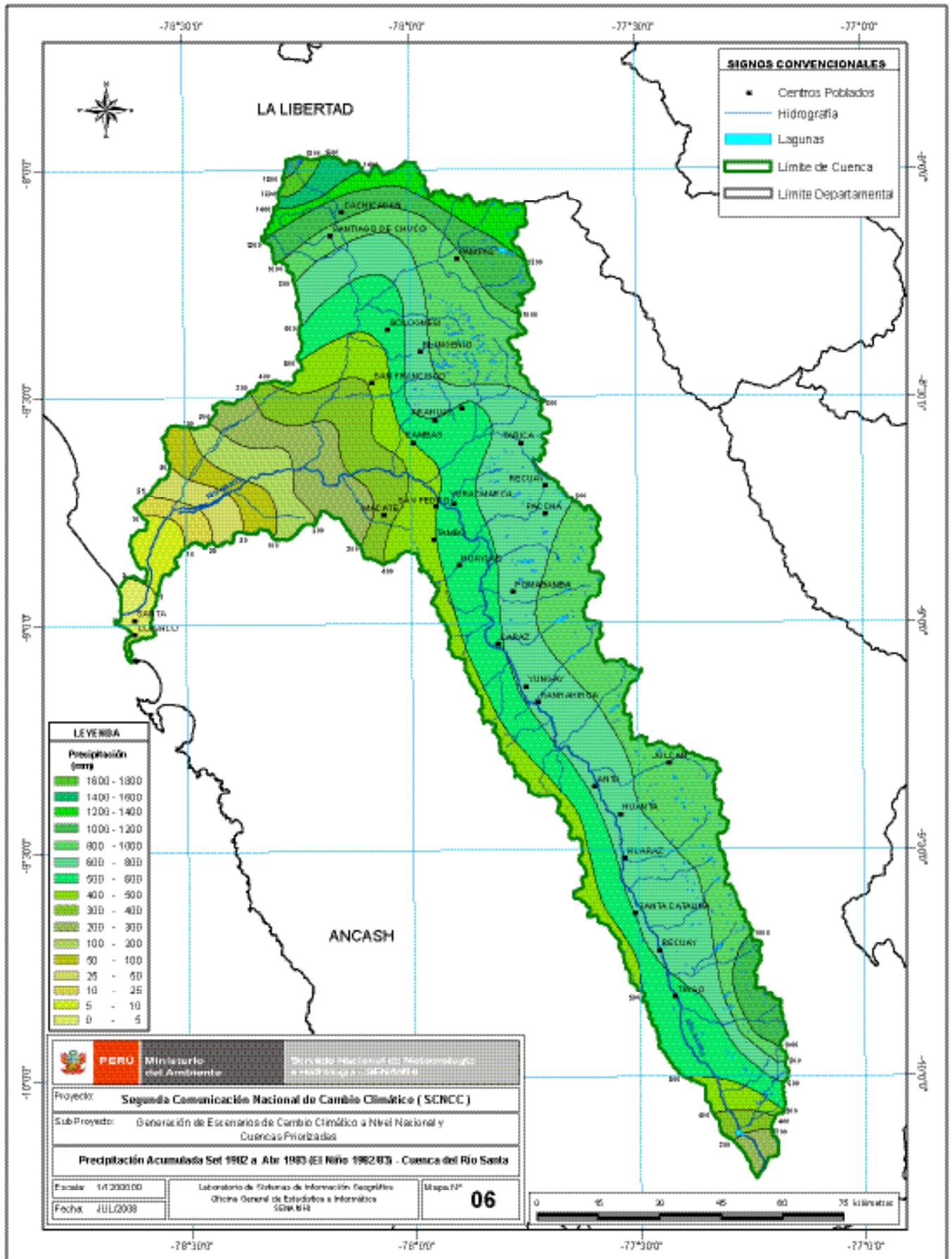


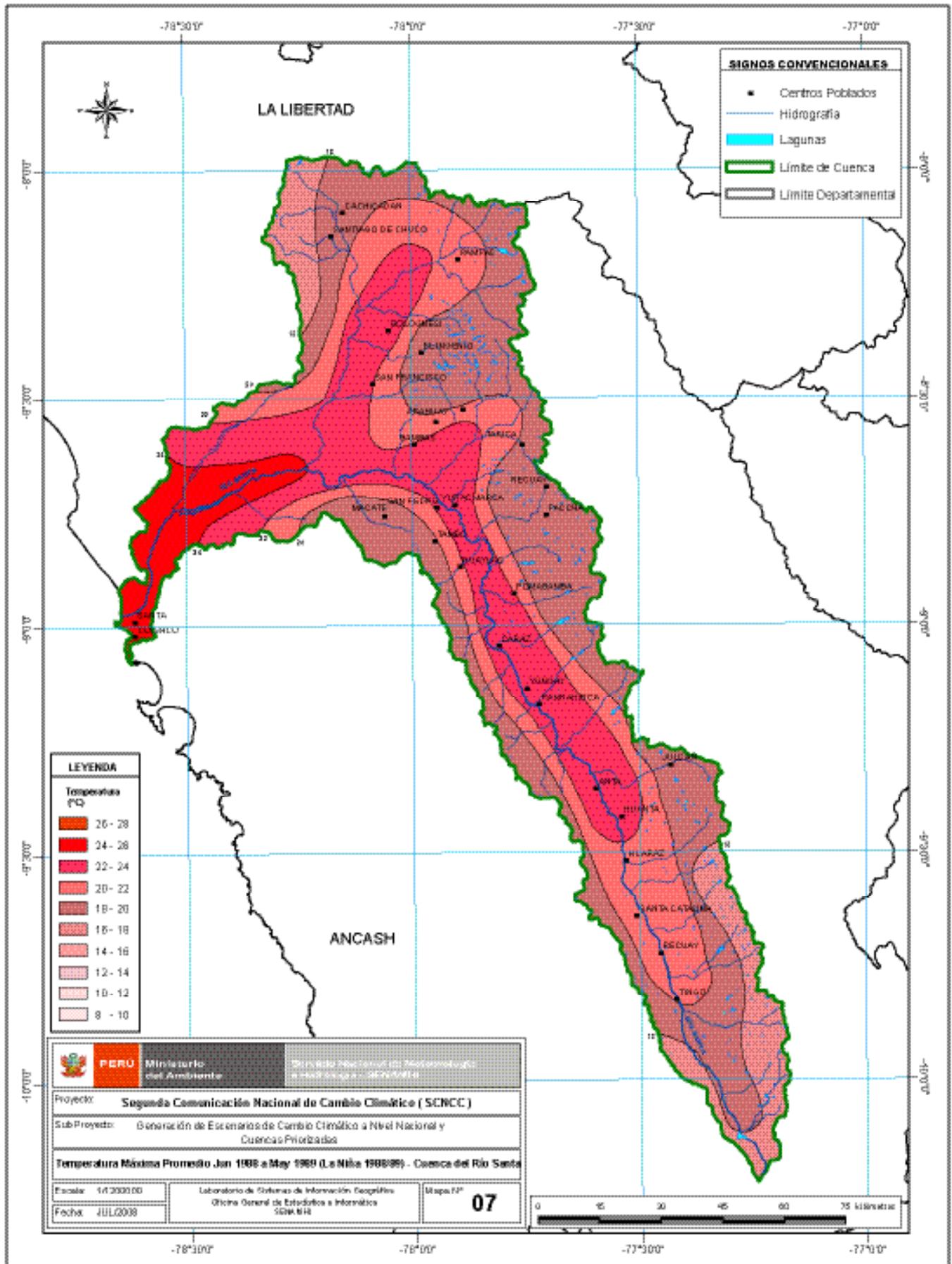


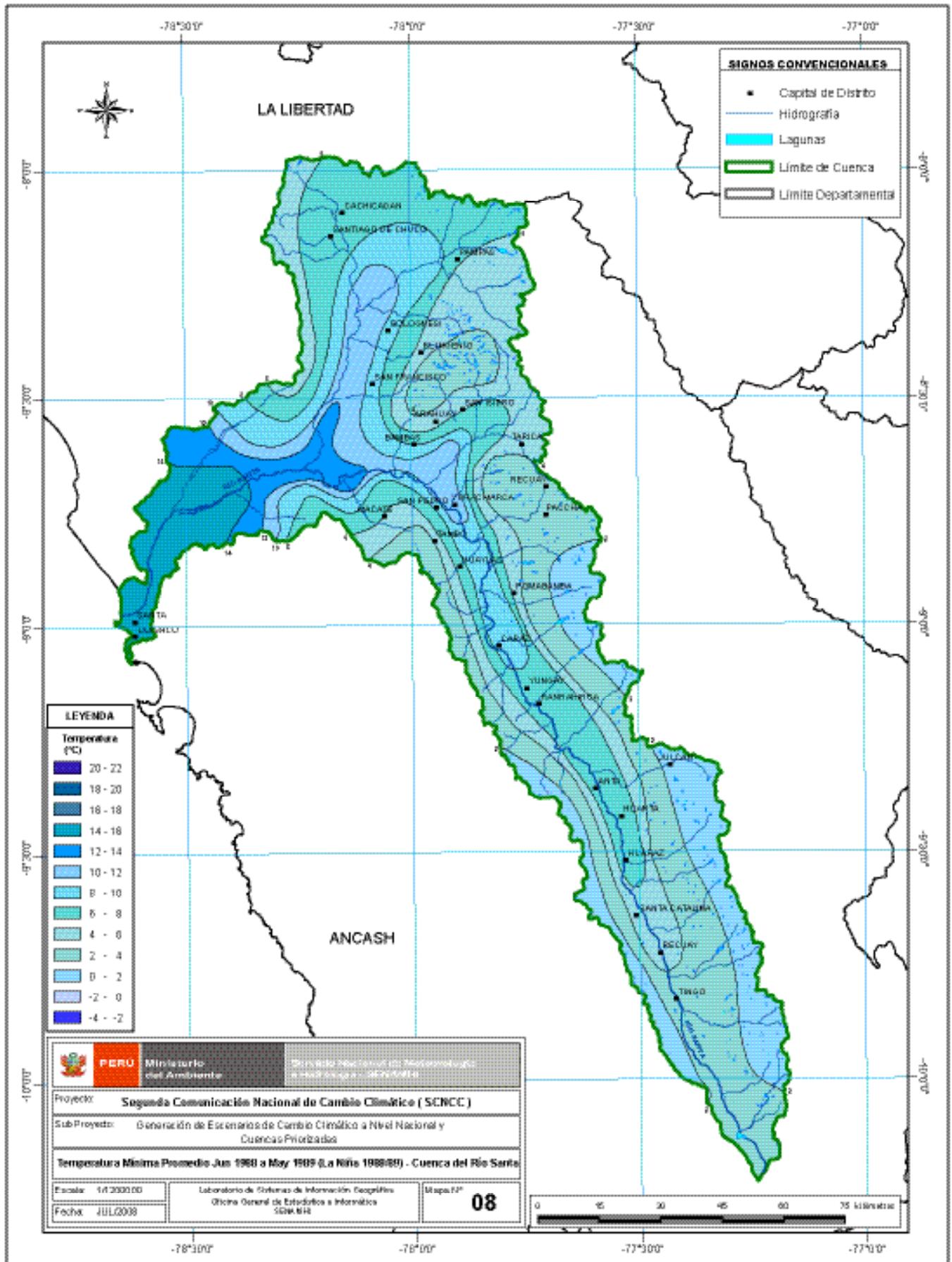


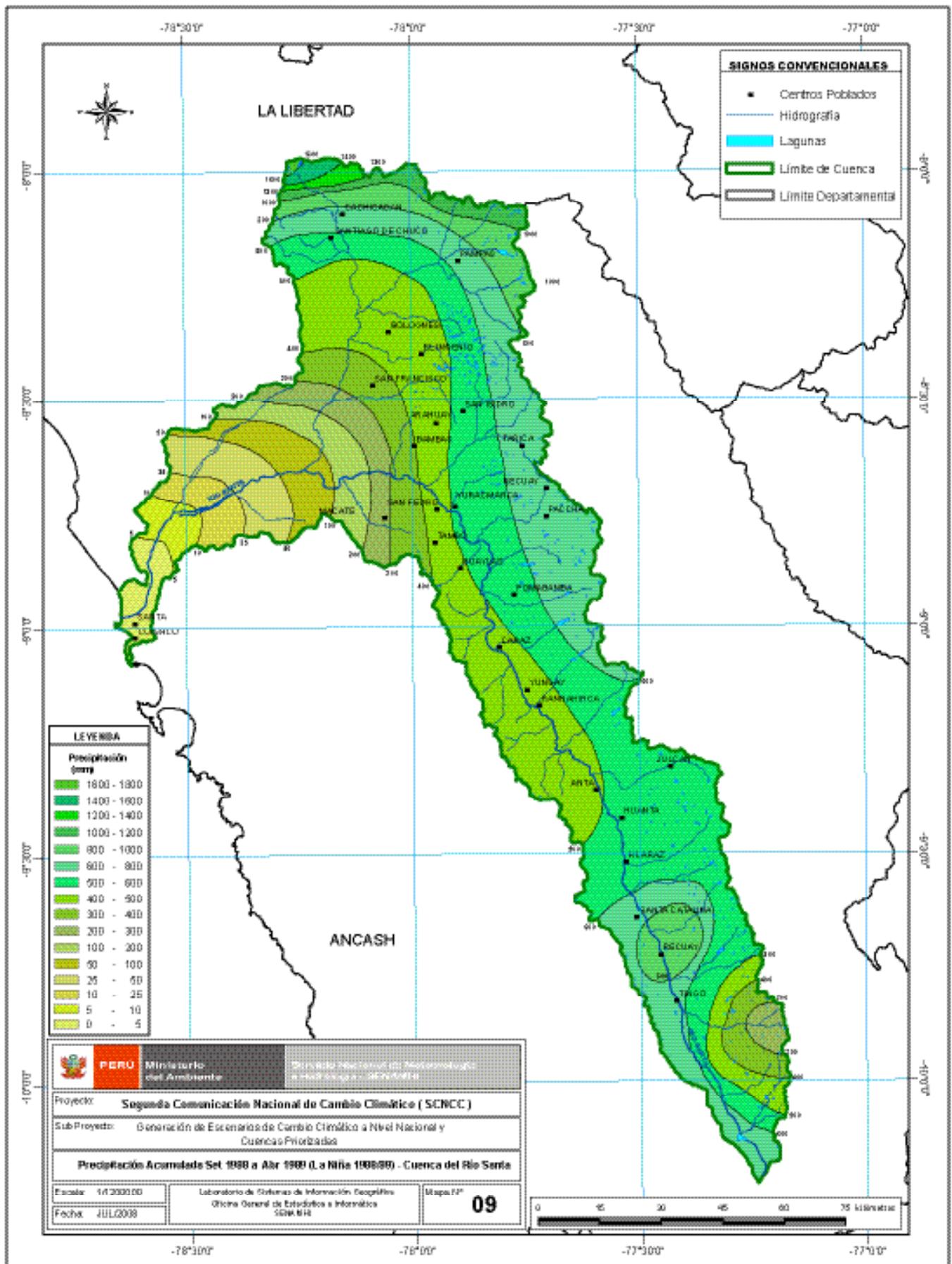


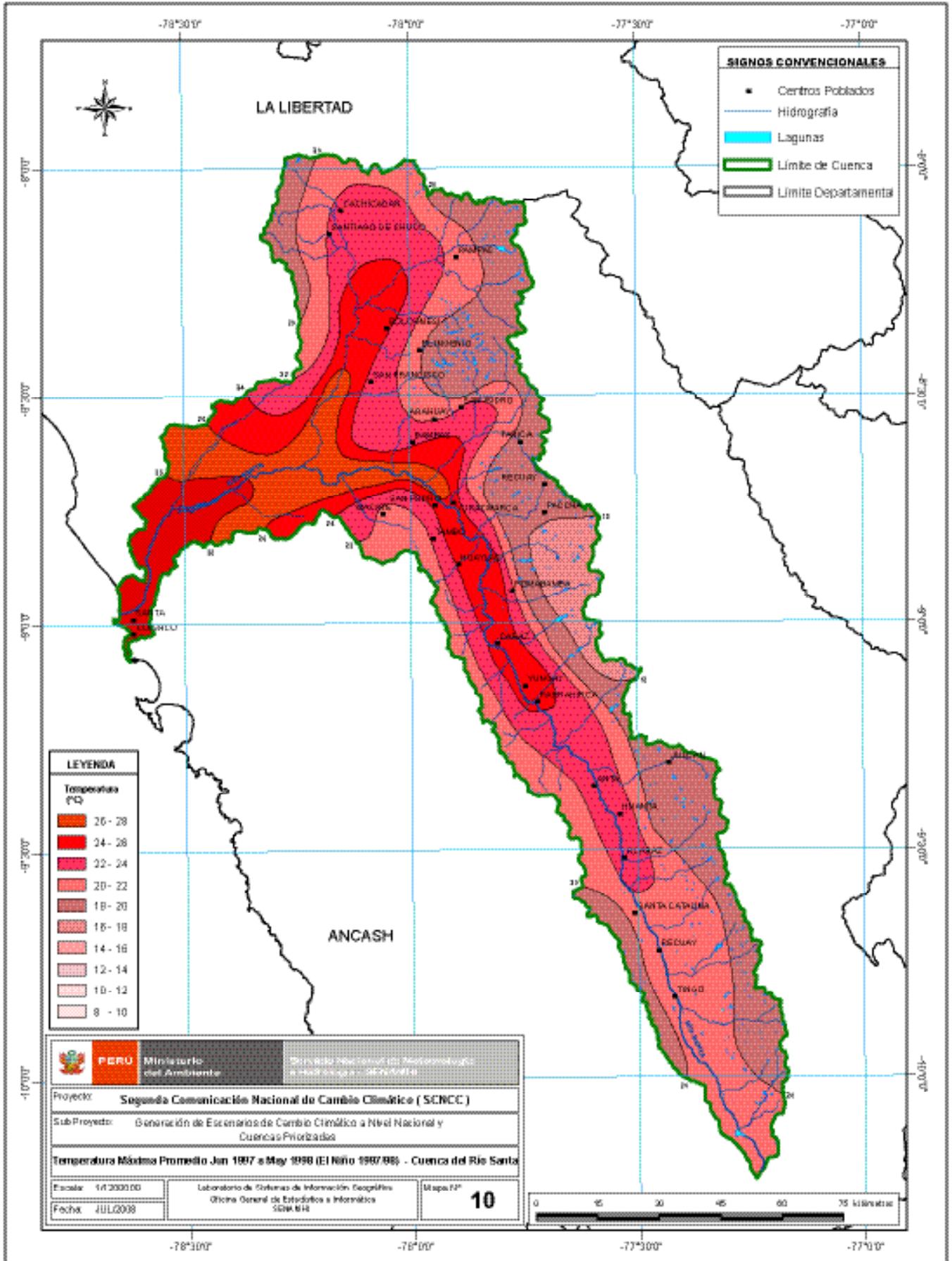


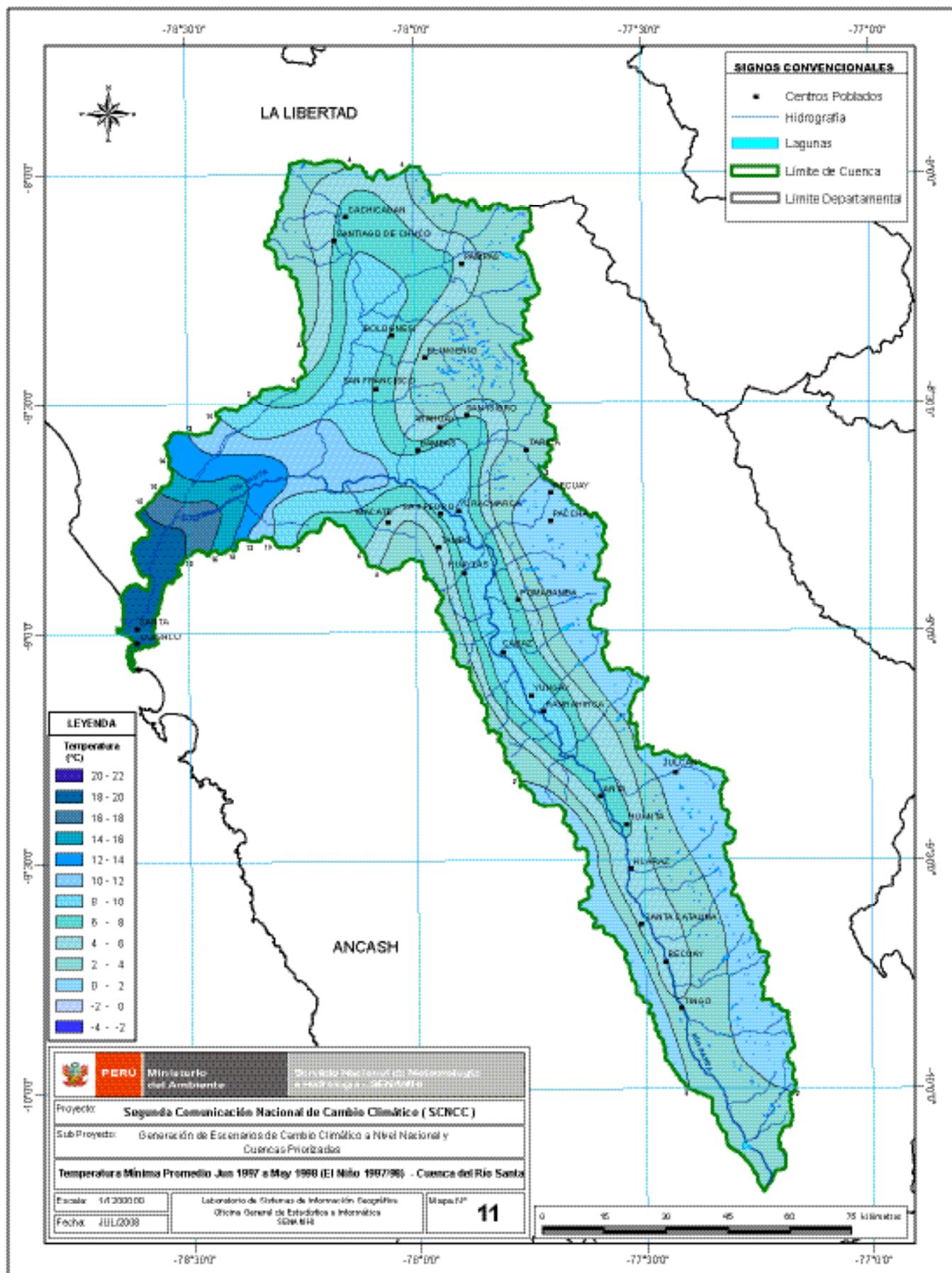


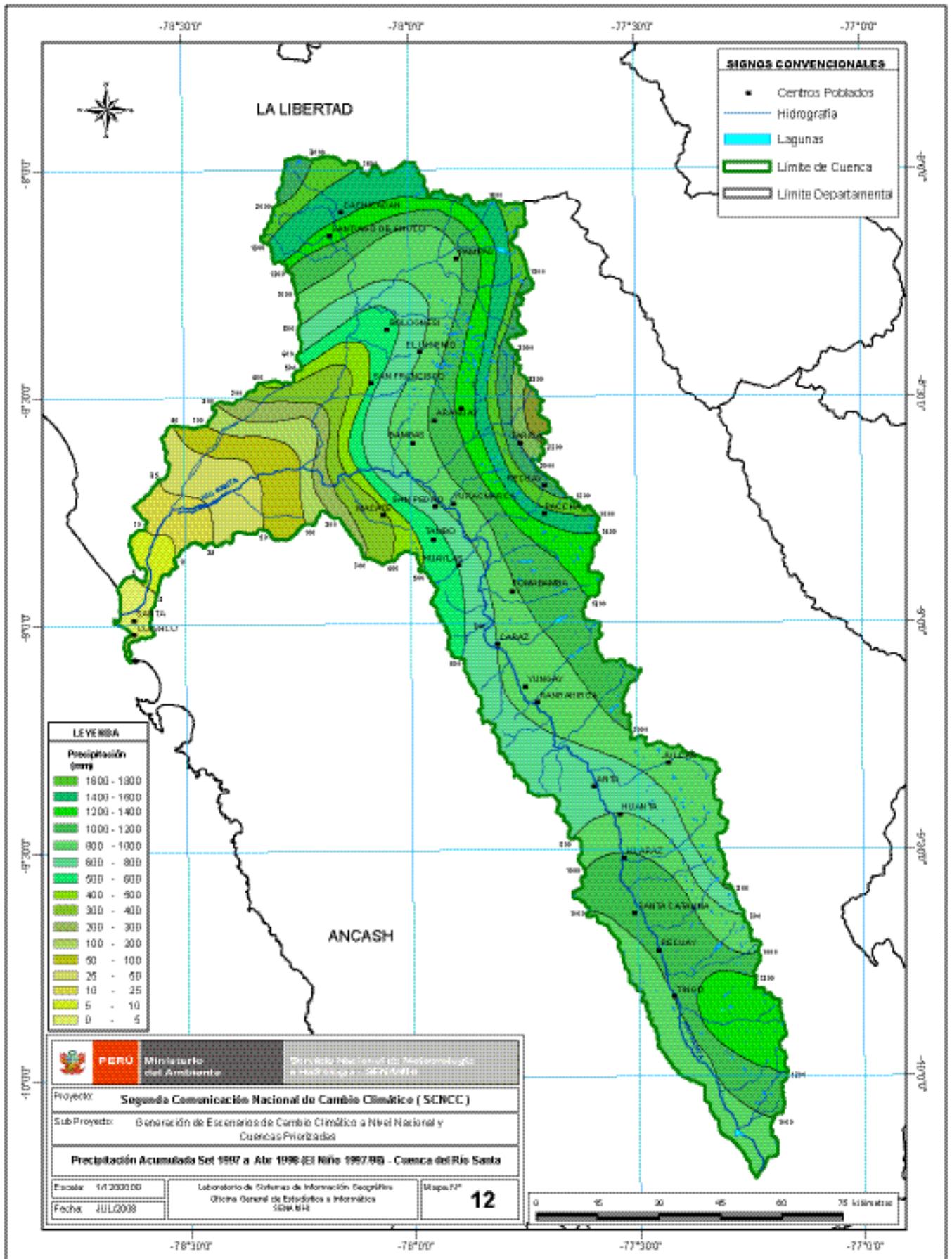












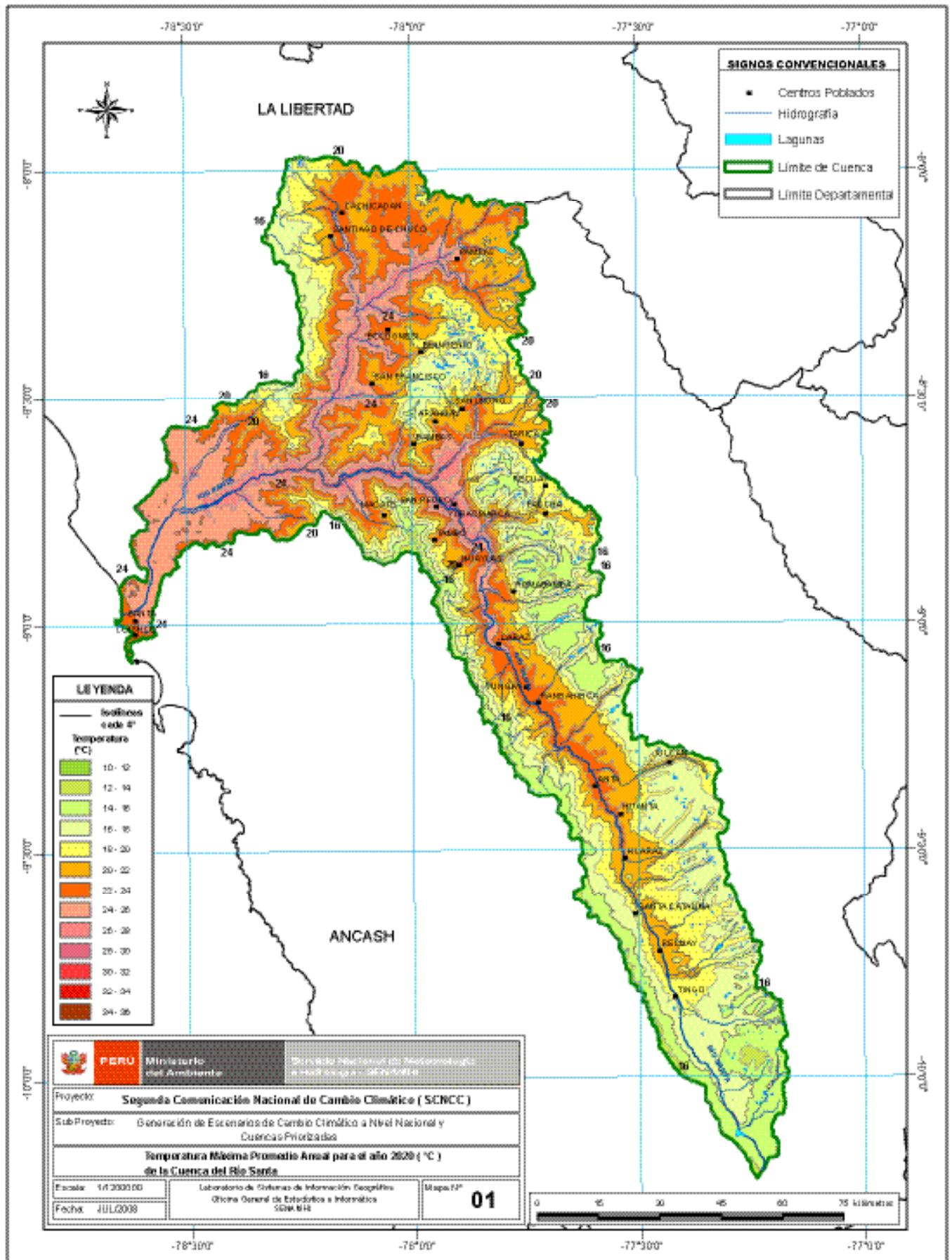


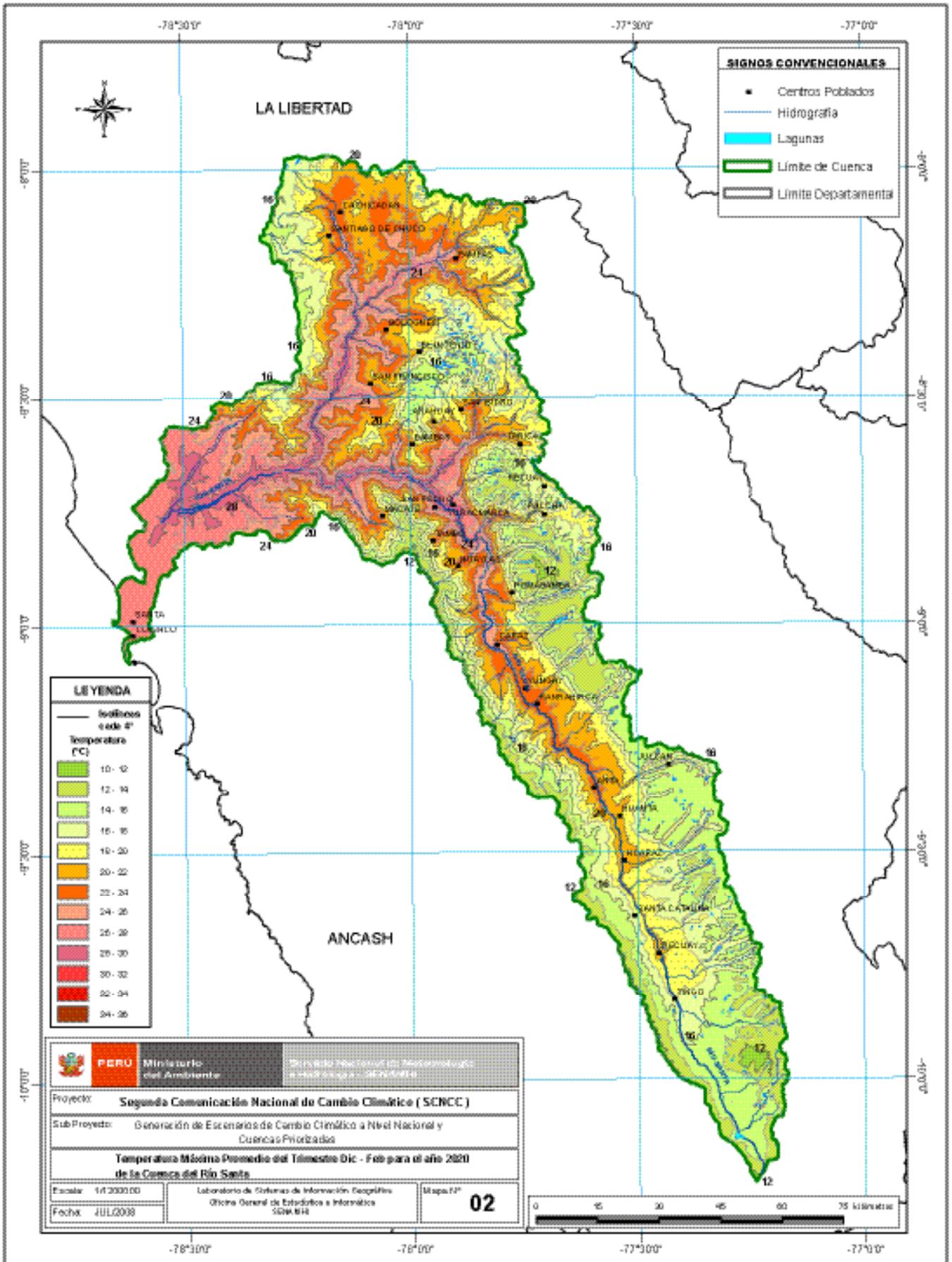
# APÉNDICE 3

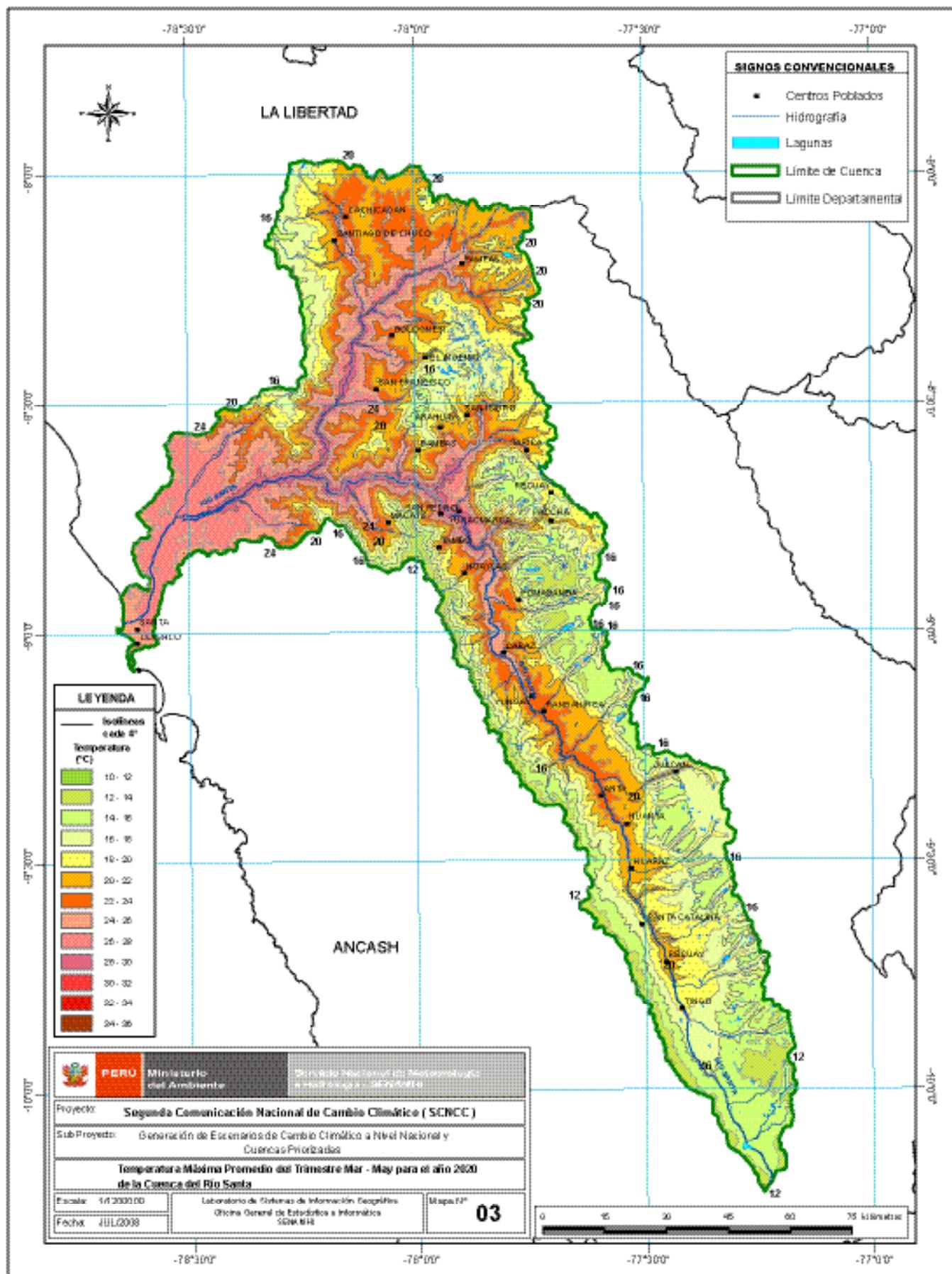
## MAPAS DE ESCENARIOS CLIMÁTICOS

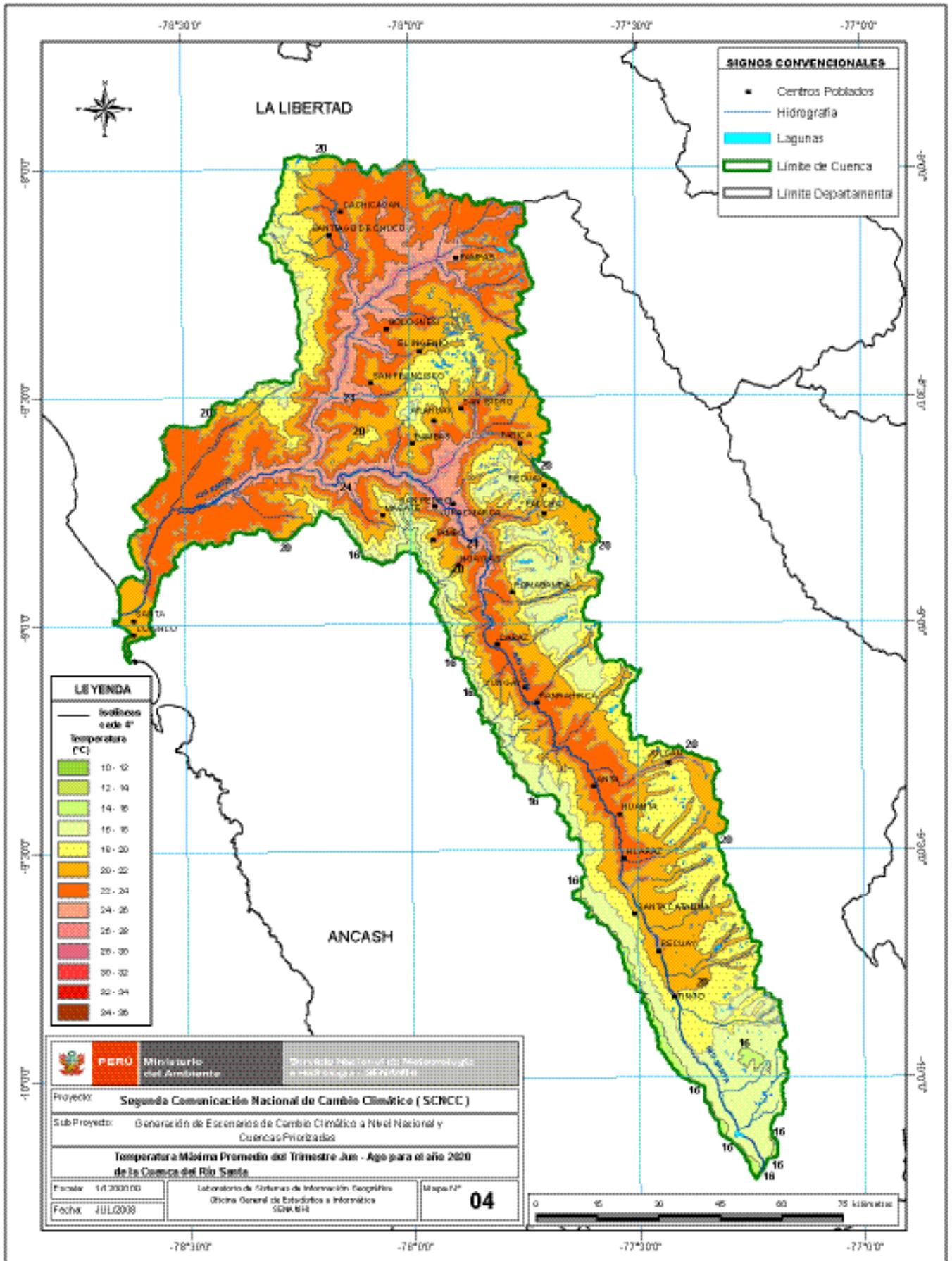
A LOS AÑOS 2020 Y 2030

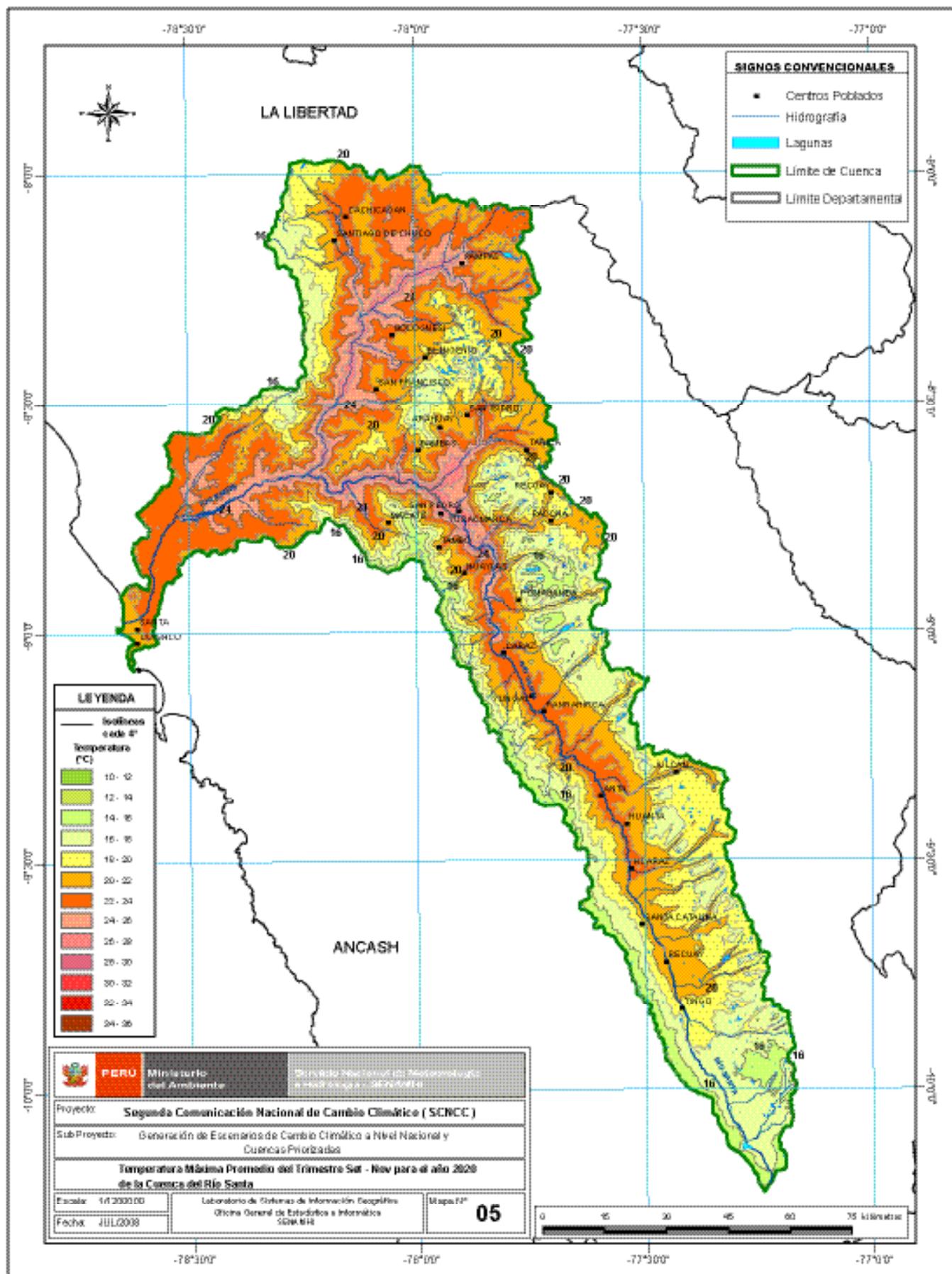
Nº de Mapa	Nombre de Mapa
Mapa Nº 01	Temperatura máxima promedio anual para el año 2020
Mapa Nº 02	Temperatura máxima promedio del trimestre diciembre-febrero para el año 2020
Mapa Nº 03	Temperatura máxima promedio del trimestre marzo-mayo para el año 2020
Mapa Nº 04	Temperatura máxima promedio del trimestre junio-agosto para el año 2020
Mapa Nº 05	Temperatura máxima promedio del trimestre setiembre-noviembre para el año 2020
Mapa Nº 06	Temperatura máxima promedio anual para el año 2030
Mapa Nº 07	Temperatura máxima promedio del trimestre diciembre-febrero para el año 2030
Mapa Nº 08	Temperatura máxima promedio del trimestre marzo-mayo para el año 2030
Mapa Nº 09	Temperatura máxima promedio del trimestre junio-agosto para el año 2030
Mapa Nº 10	Temperatura máxima promedio del trimestre setiembre-noviembre para el año 2030
Mapa Nº 11	Temperatura máxima promedio del periodo setiembre-mayo del año 2030
Mapa Nº 12	Variación de la temperatura máxima anual para el año 2030
Mapa Nº 13	Variación de la temperatura máxima para el trimestre diciembre-febrero 2030
Mapa Nº 14	Variación de la temperatura máxima para el trimestre marzo-mayo 2030
Mapa Nº 15	Variación de la temperatura máxima para el trimestre junio-agosto 2030
Mapa Nº 16	Variación de la temperatura máxima para el trimestre setiembre-noviembre 2030
Mapa Nº 17	Variación de la temperatura máxima promedio del periodo setiembre-mayo del año 2030
Mapa Nº 18	Variación del percentil 90 de la temperatura máxima en el año 2030
Mapa Nº 19	Temperatura mínima promedio anual para el año 2020
Mapa Nº 20	Temperatura mínima promedio del trimestre diciembre-febrero para el año 2020
Mapa Nº 21	Temperatura mínima promedio del trimestre marzo-mayo para el año 2020
Mapa Nº 22	Temperatura mínima promedio del trimestre junio-agosto para el año 2020
Mapa Nº 23	Temperatura mínima promedio del trimestre setiembre-noviembre para el año 2020
Mapa Nº 24	Temperatura mínima promedio anual para el año 2030
Mapa Nº 25	Temperatura mínima promedio del trimestre diciembre-febrero para el año 2030
Mapa Nº 26	Temperatura mínima promedio del trimestre marzo-mayo para el año 2030
Mapa Nº 27	Temperatura mínima promedio del trimestre junio-agosto para el año 2030
Mapa Nº 28	Temperatura mínima promedio del trimestre setiembre-noviembre para el año 2030
Mapa Nº 29	Temperatura mínima promedio del periodo setiembre-mayo del año 2030
Mapa Nº 30	Variación de la temperatura mínima anual para el año 2030
Mapa Nº 31	Variación de la temperatura mínima para el trimestre diciembre-febrero 2030
Mapa Nº 32	Variación de la temperatura mínima para el trimestre marzo-mayo 2030
Mapa Nº 33	Variación de la temperatura mínima para el trimestre junio-agosto 2030
Mapa Nº 34	Variación de la temperatura mínima para el trimestre setiembre-noviembre 2030
Mapa Nº 35	Variación de la temperatura mínima promedio del periodo setiembre-mayo del año 2030
Mapa Nº 36	Variación del percentil 90 de la temperatura mínima en el año 2030
Mapa Nº 37	Precipitación acumulada para el año 2020 (mm)
Mapa Nº 38	Precipitación acumulada del trimestre diciembre-febrero para el año 2020 (mm)
Mapa Nº 39	Precipitación acumulada del trimestre marzo-mayo para el año 2020 (mm)
Mapa Nº 40	Precipitación acumulada del trimestre junio-agosto para el año 2020 (mm)
Mapa Nº 41	Precipitación acumulada del trimestre setiembre-noviembre para el año 2020 (mm)
Mapa Nº 42	Precipitación acumulada para el año 2030 (mm) de la Cuenca del río Santa
Mapa Nº 43	Precipitación acumulada del trimestre diciembre-febrero para el año 2030 (mm)
Mapa Nº 44	Precipitación acumulada del trimestre marzo-mayo para el año 2030 (mm)
Mapa Nº 45	Precipitación acumulada del trimestre junio-agosto para el año 2030 (mm)
Mapa Nº 46	Precipitación acumulada del trimestre setiembre-noviembre para el año 2030 (mm)
Mapa Nº 47	Precipitación acumulada entre setiembre-mayo para el año 2030 (mm)
Mapa Nº 48	Variación de la precipitación anual para el año 2030
Mapa Nº 49	Variación de la precipitación para el trimestre diciembre-febrero 2030
Mapa Nº 50	Variación de la precipitación para el trimestre marzo-mayo 2030
Mapa Nº 51	Variación de la precipitación para el trimestre junio-agosto 2030
Mapa Nº 52	Variación de la precipitación para el trimestre setiembre-noviembre 2030
Mapa Nº 53	Variación de la precipitación acumulada entre setiembre-mayo para el año 2030 (mm)
Mapa Nº 54	Variación del percentil 95 de las precipitaciones en el año 2030

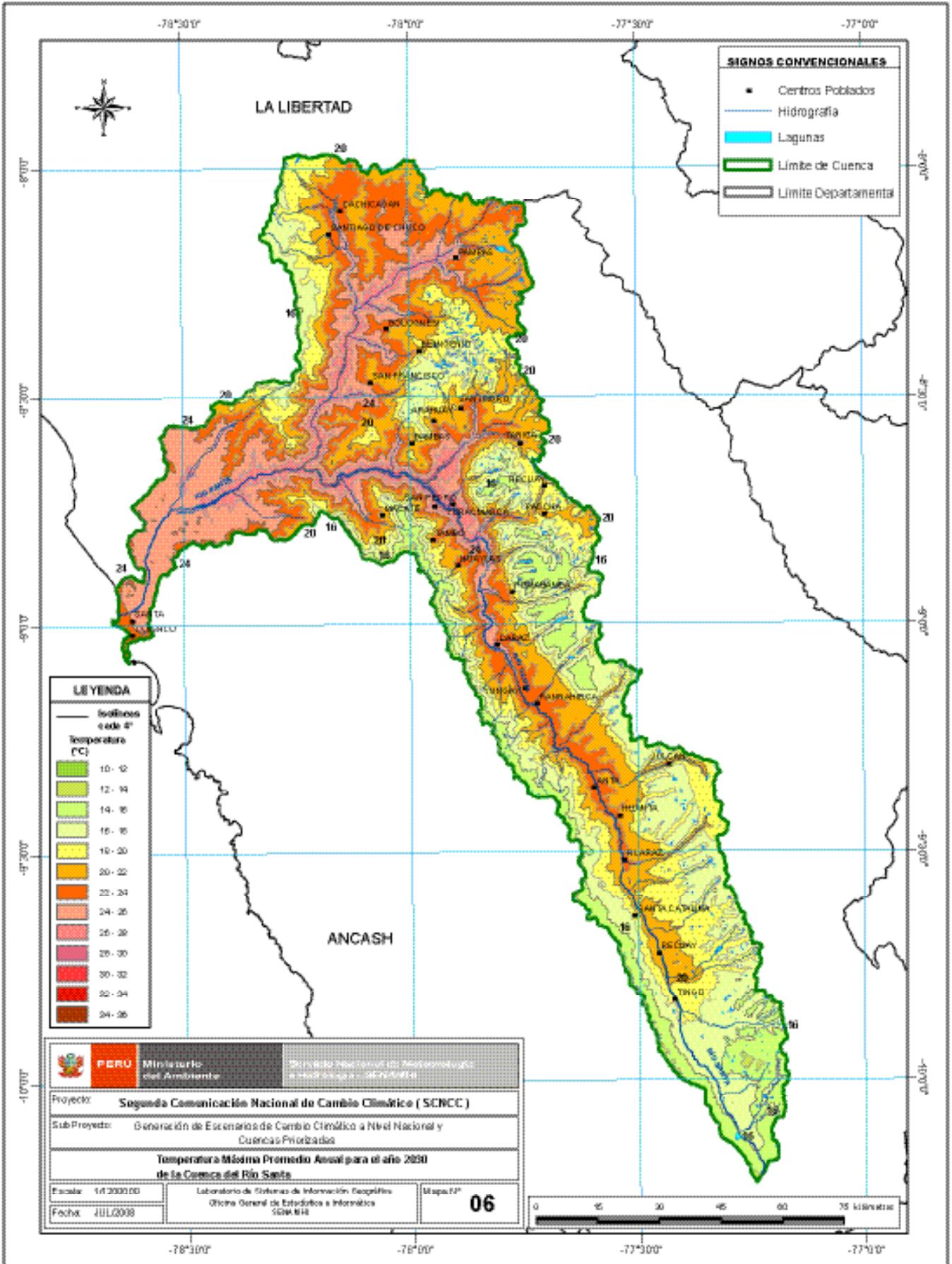


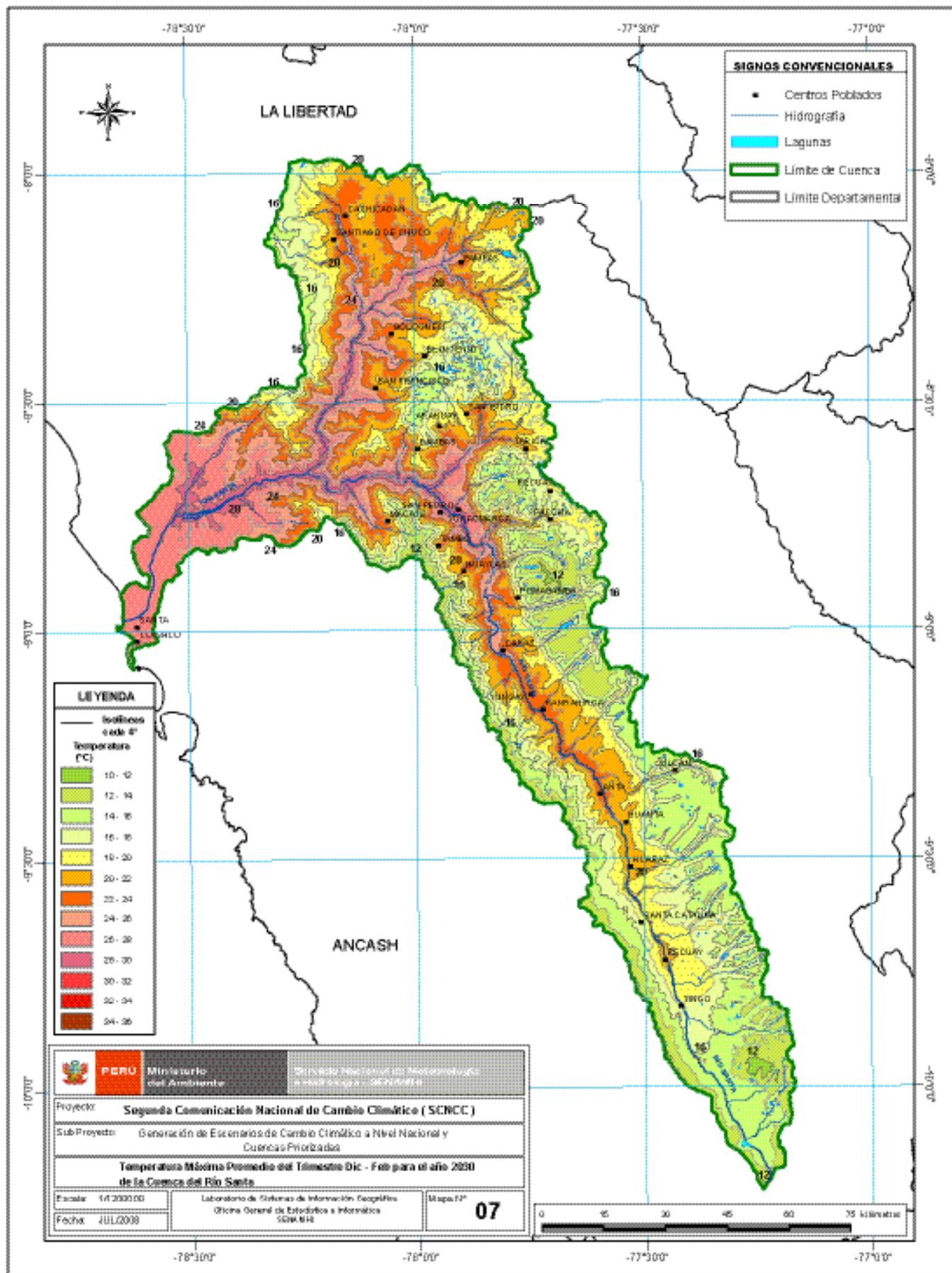


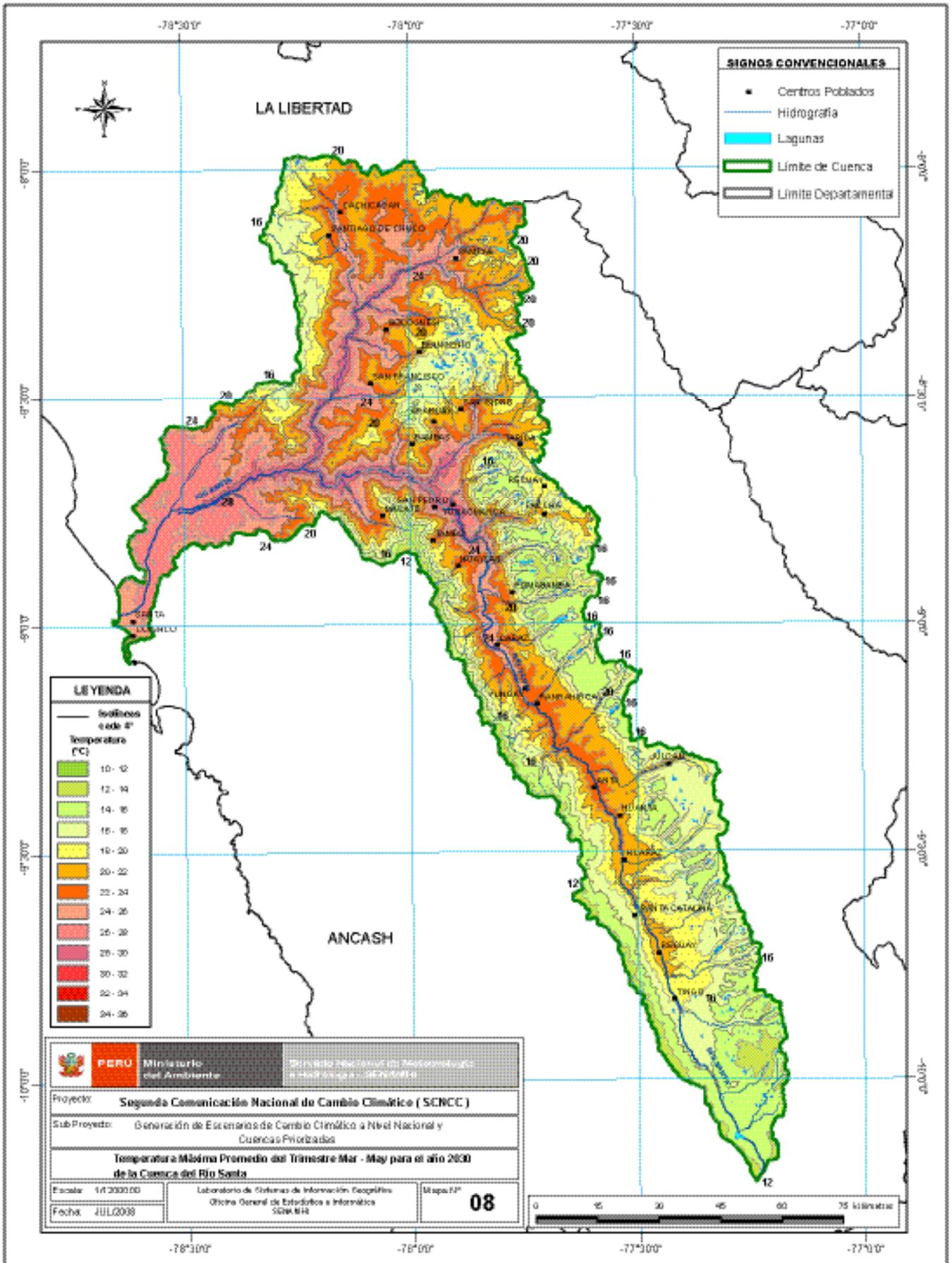


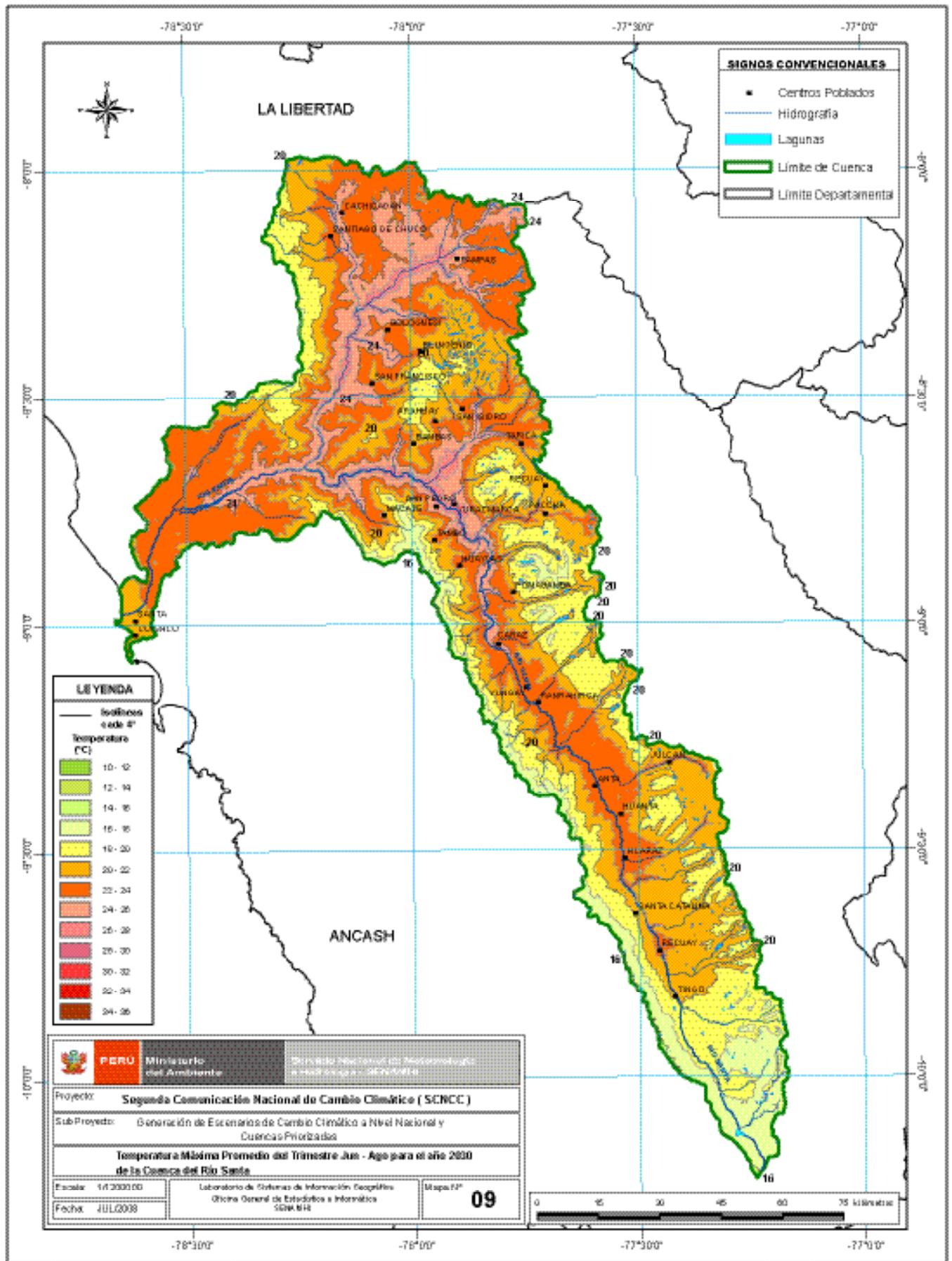


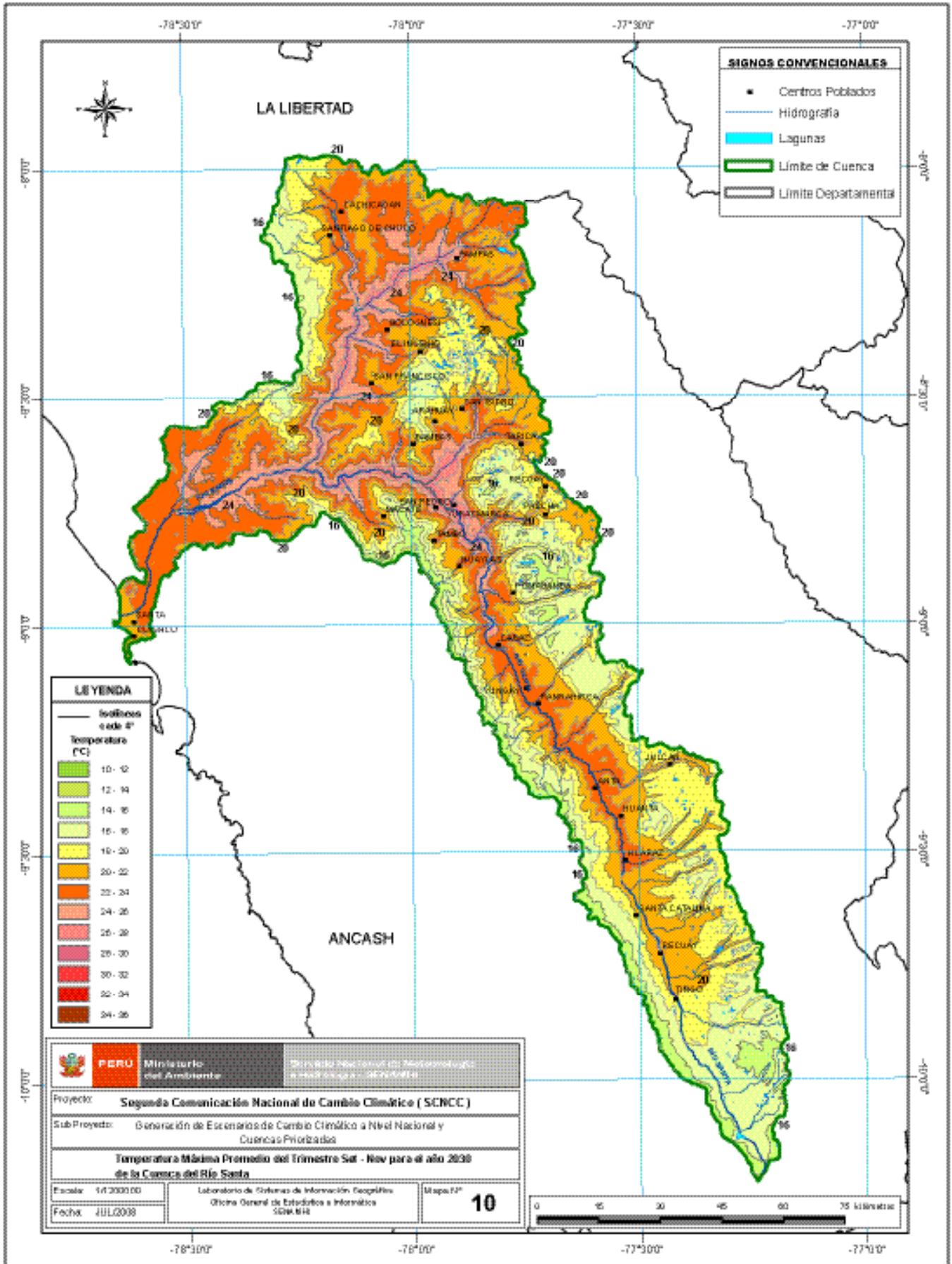


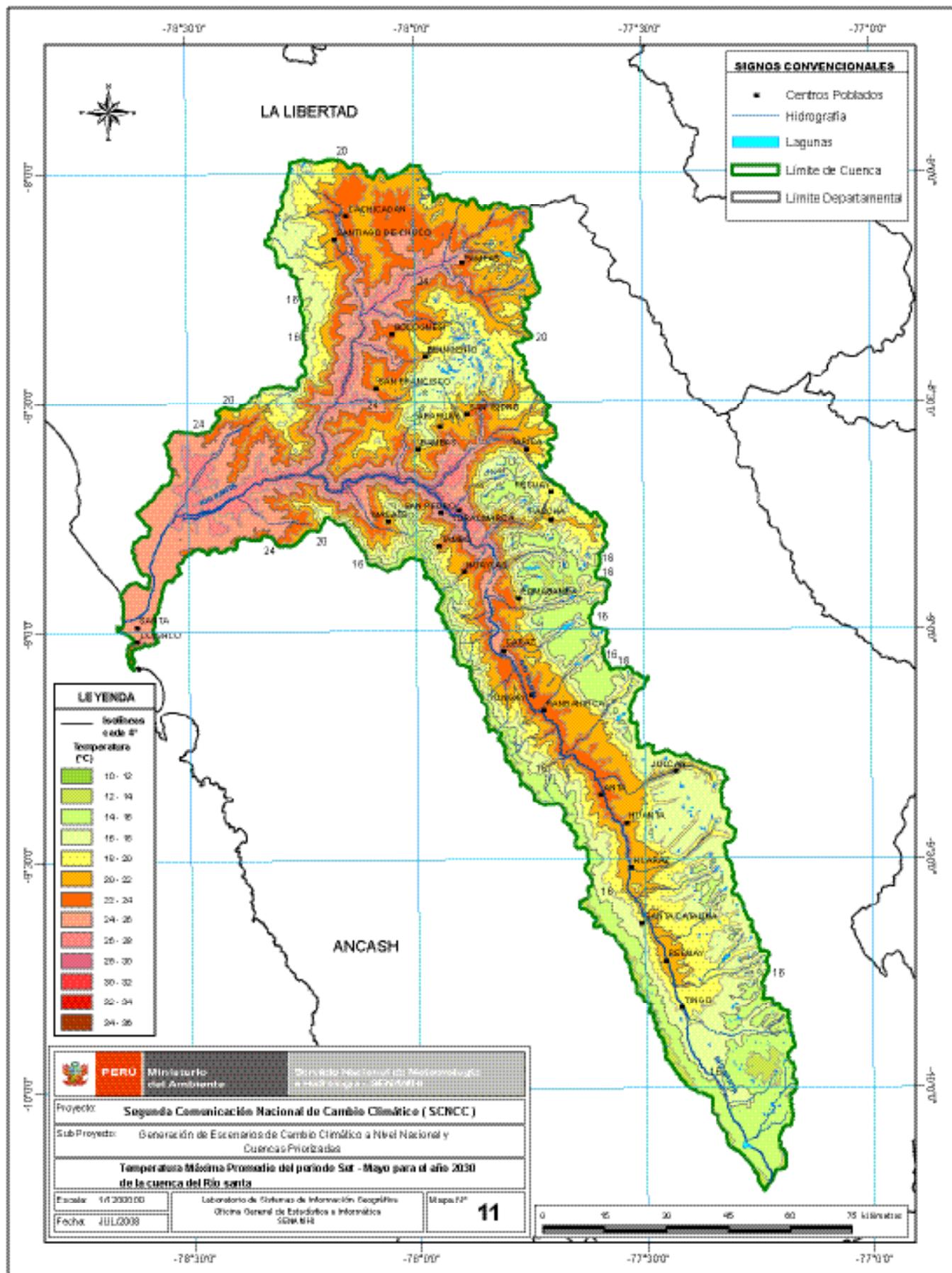


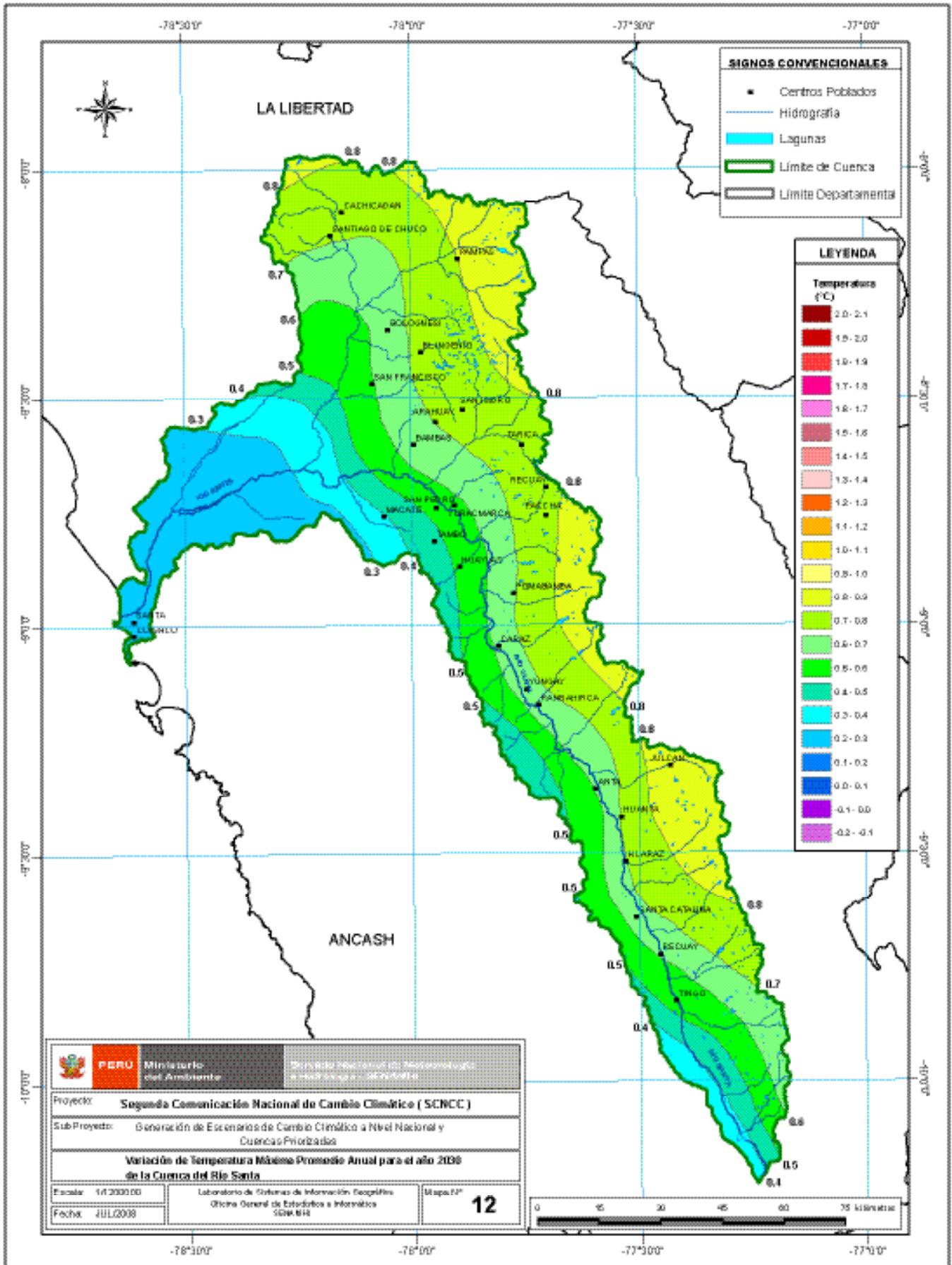


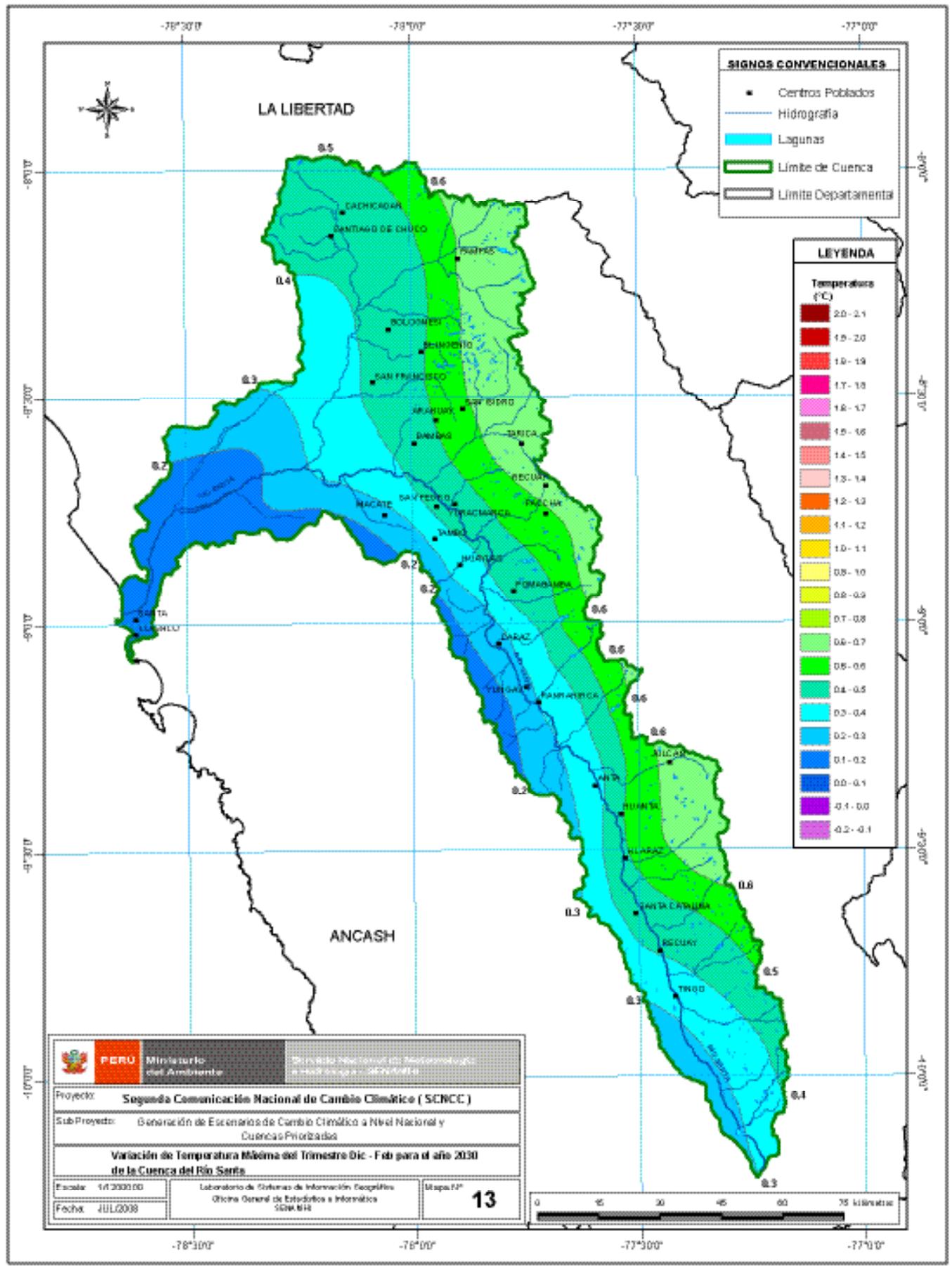


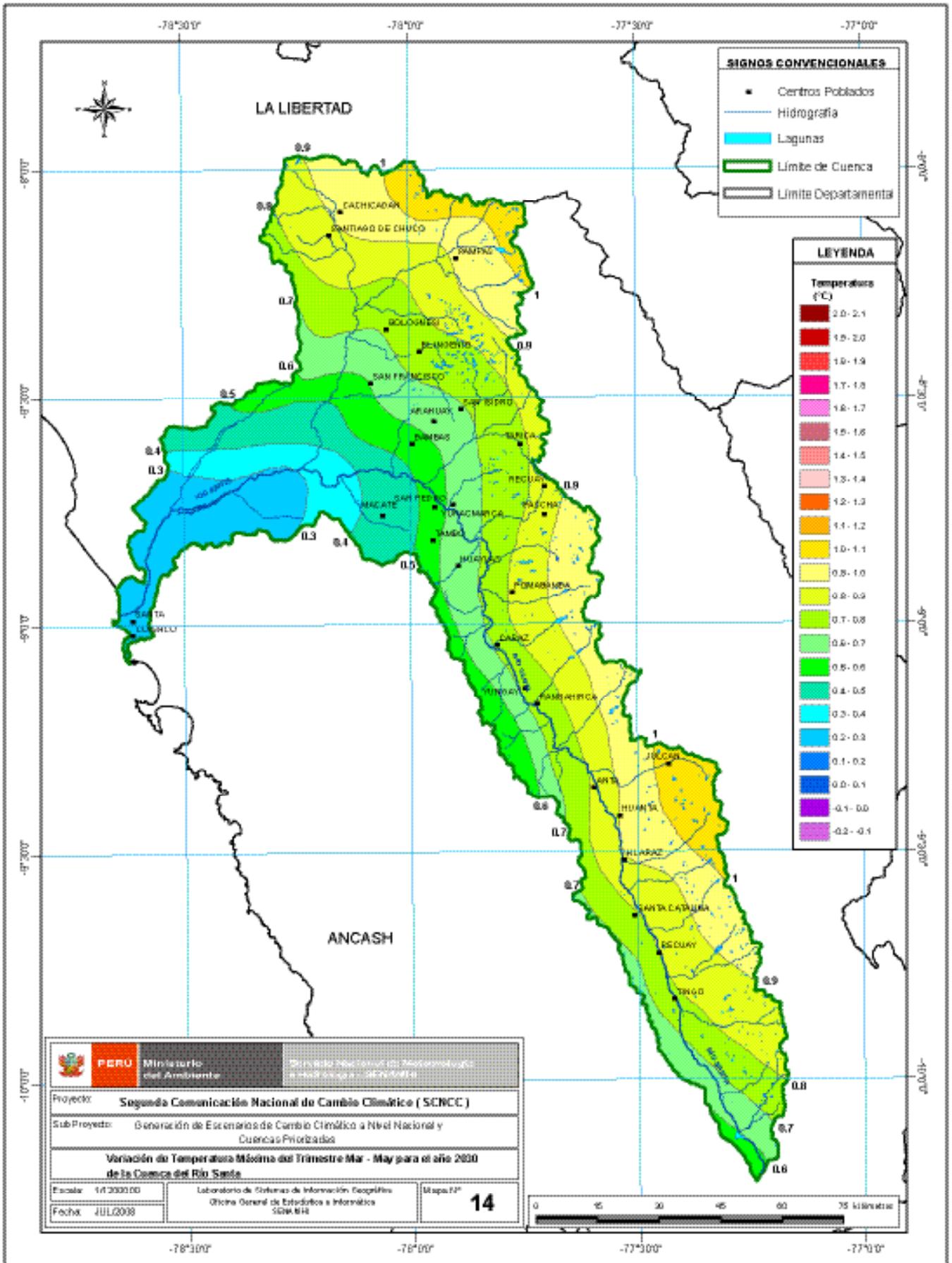


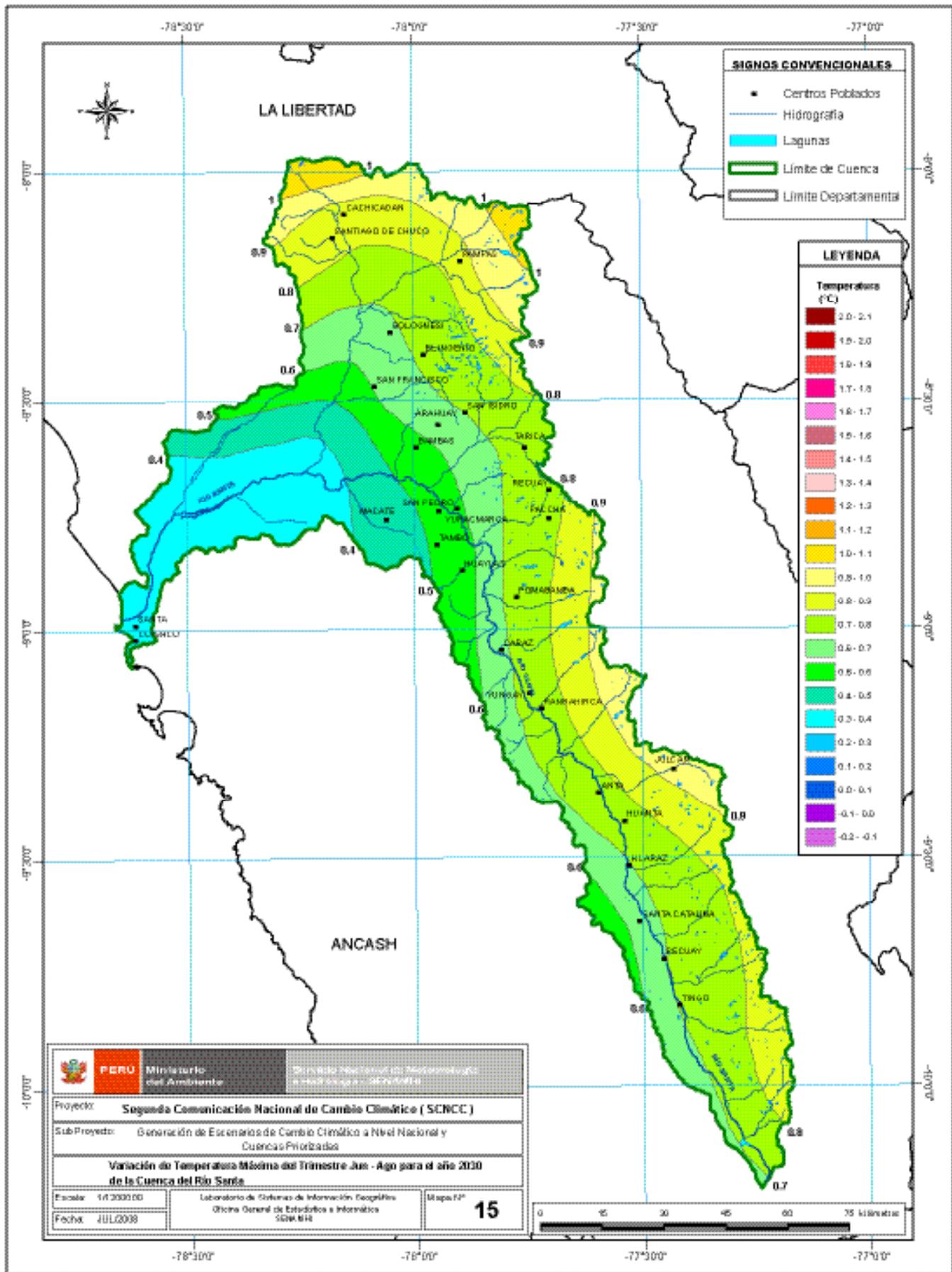


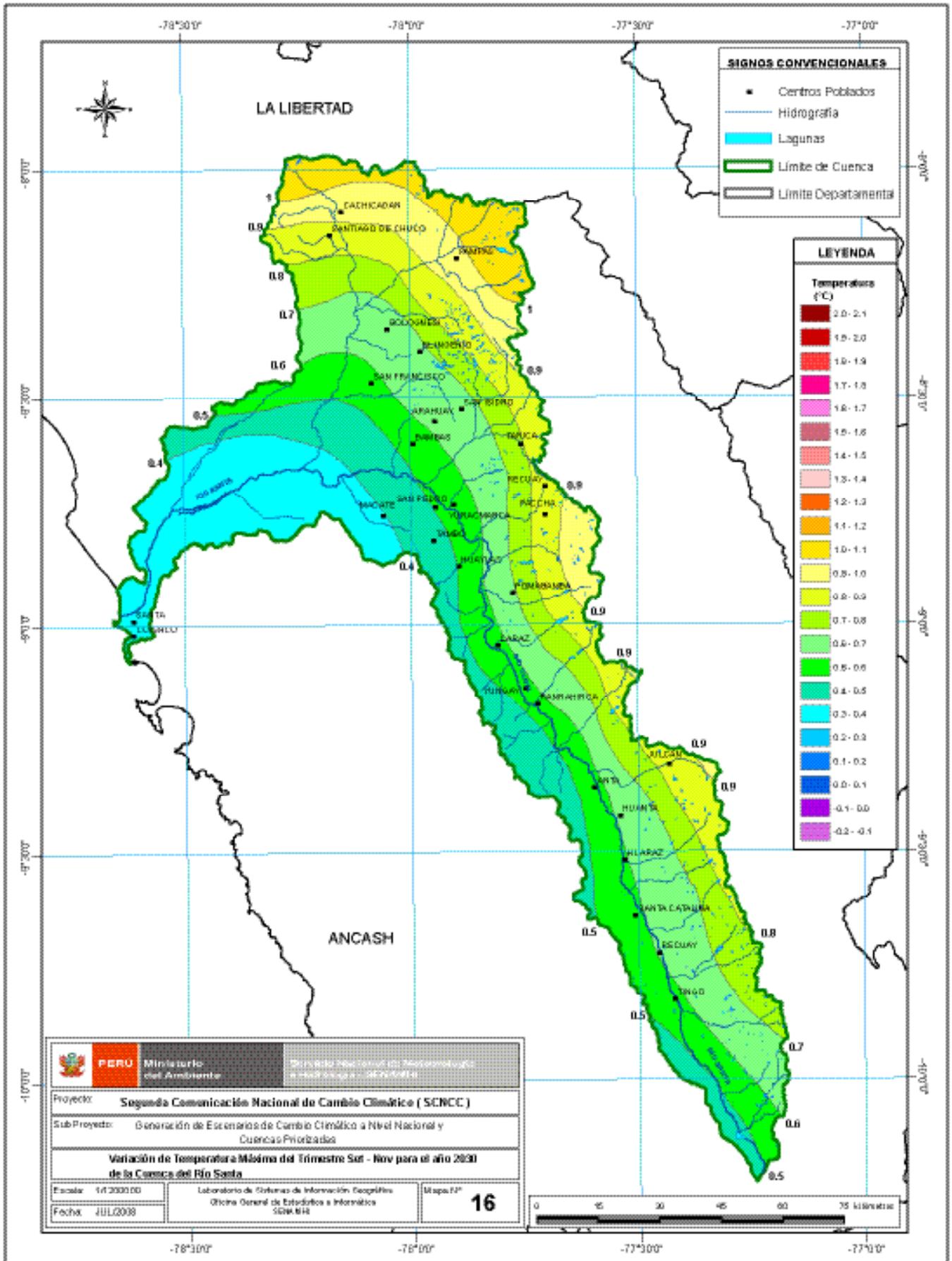


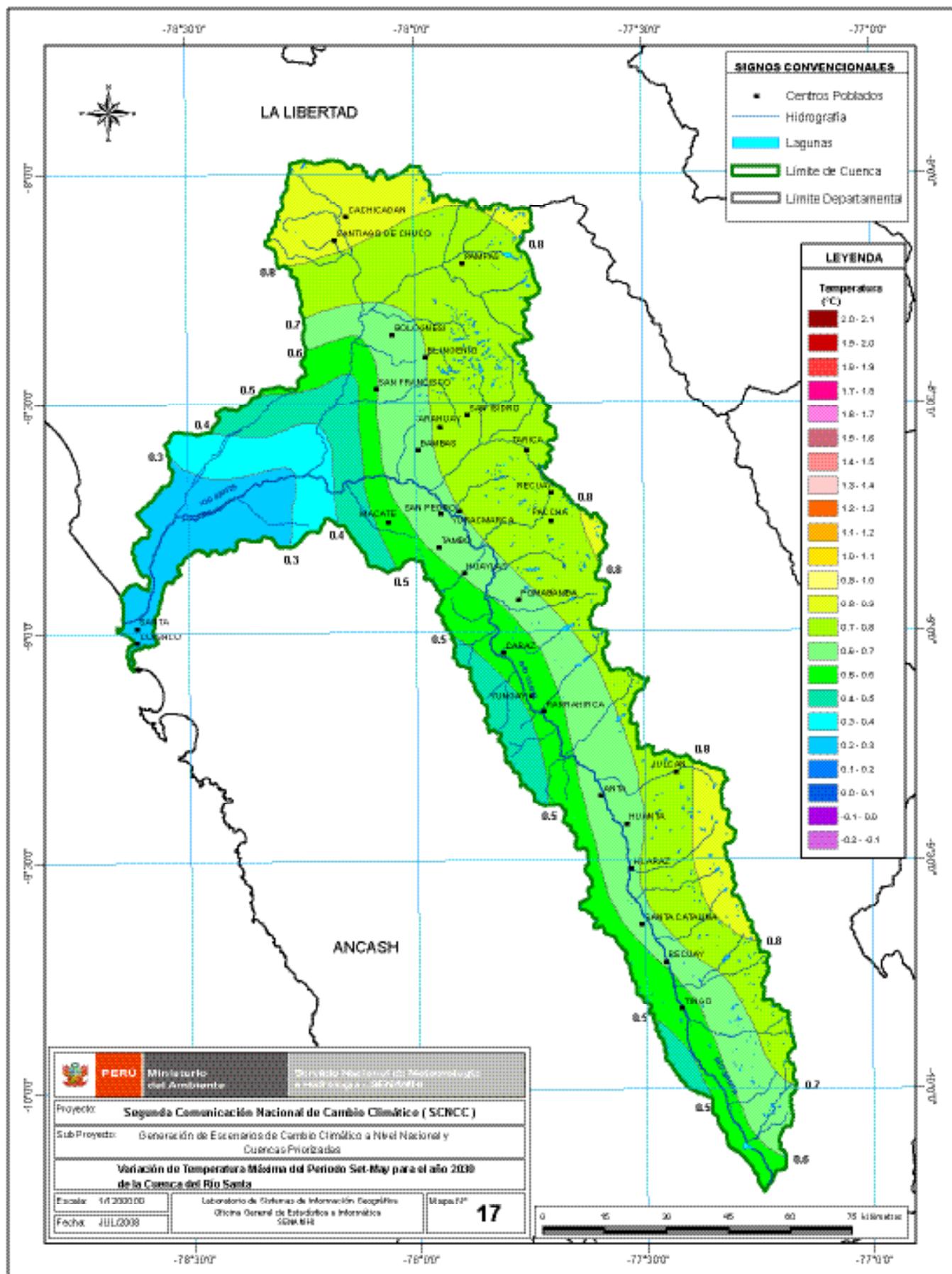


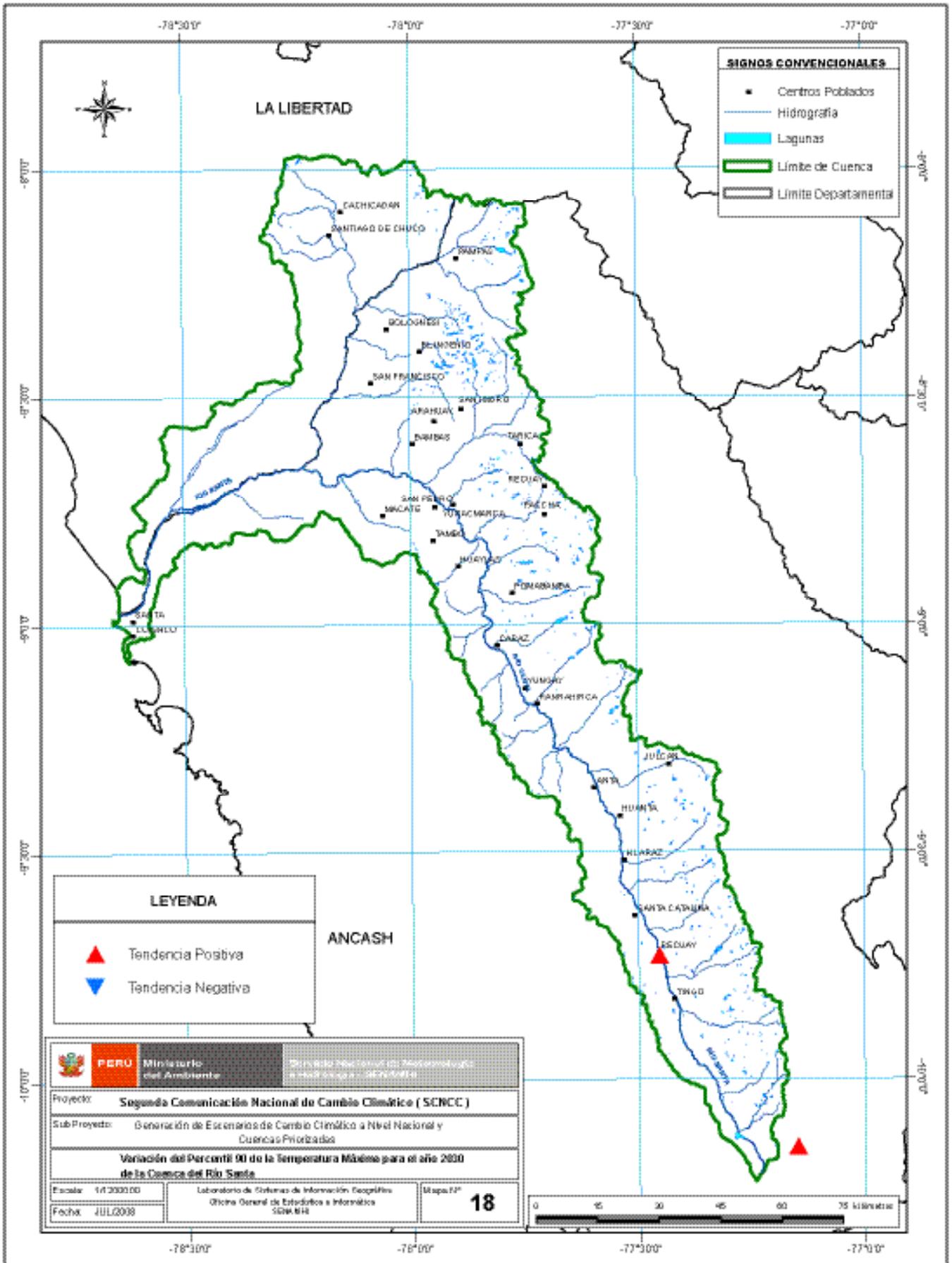


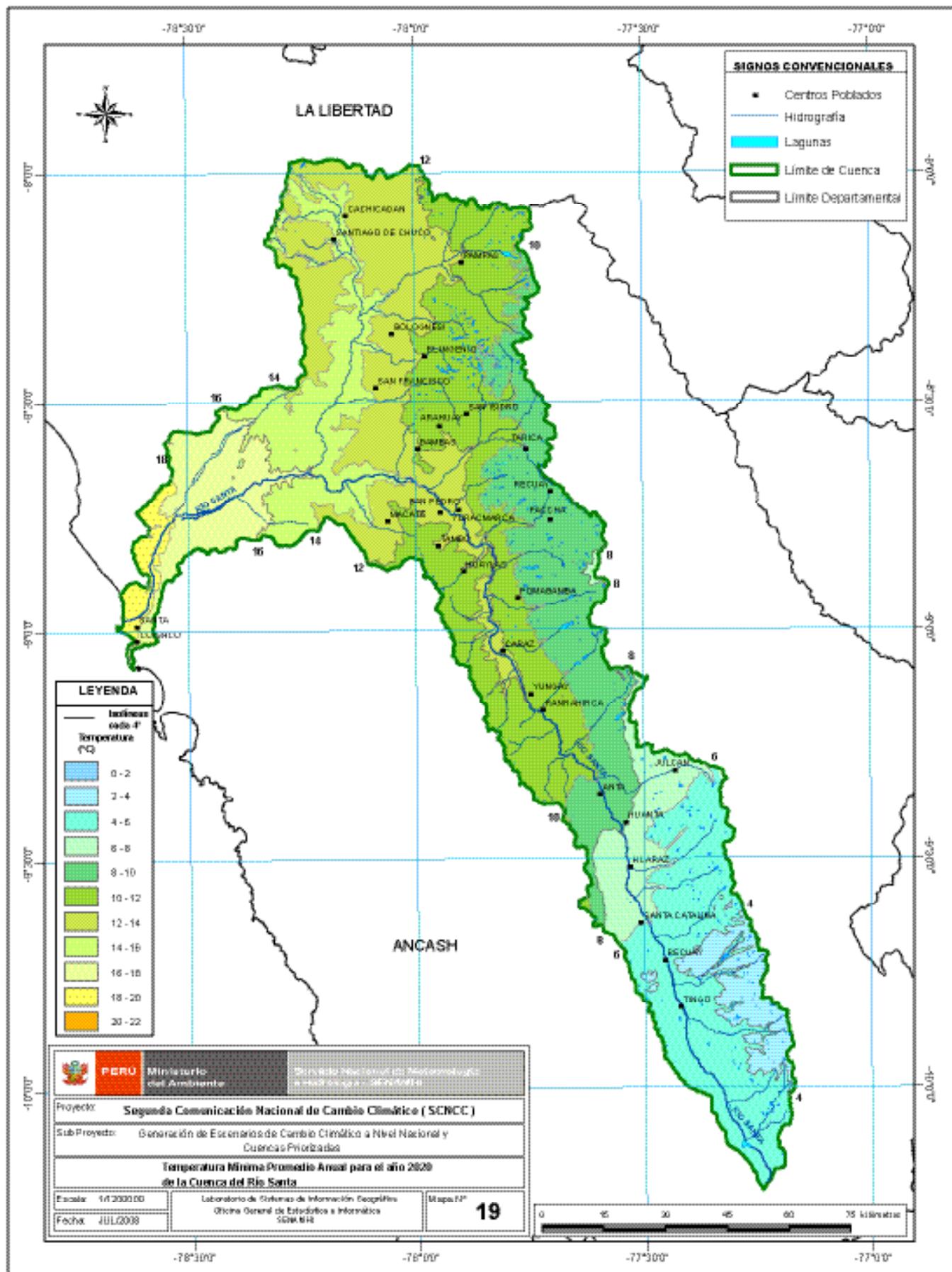


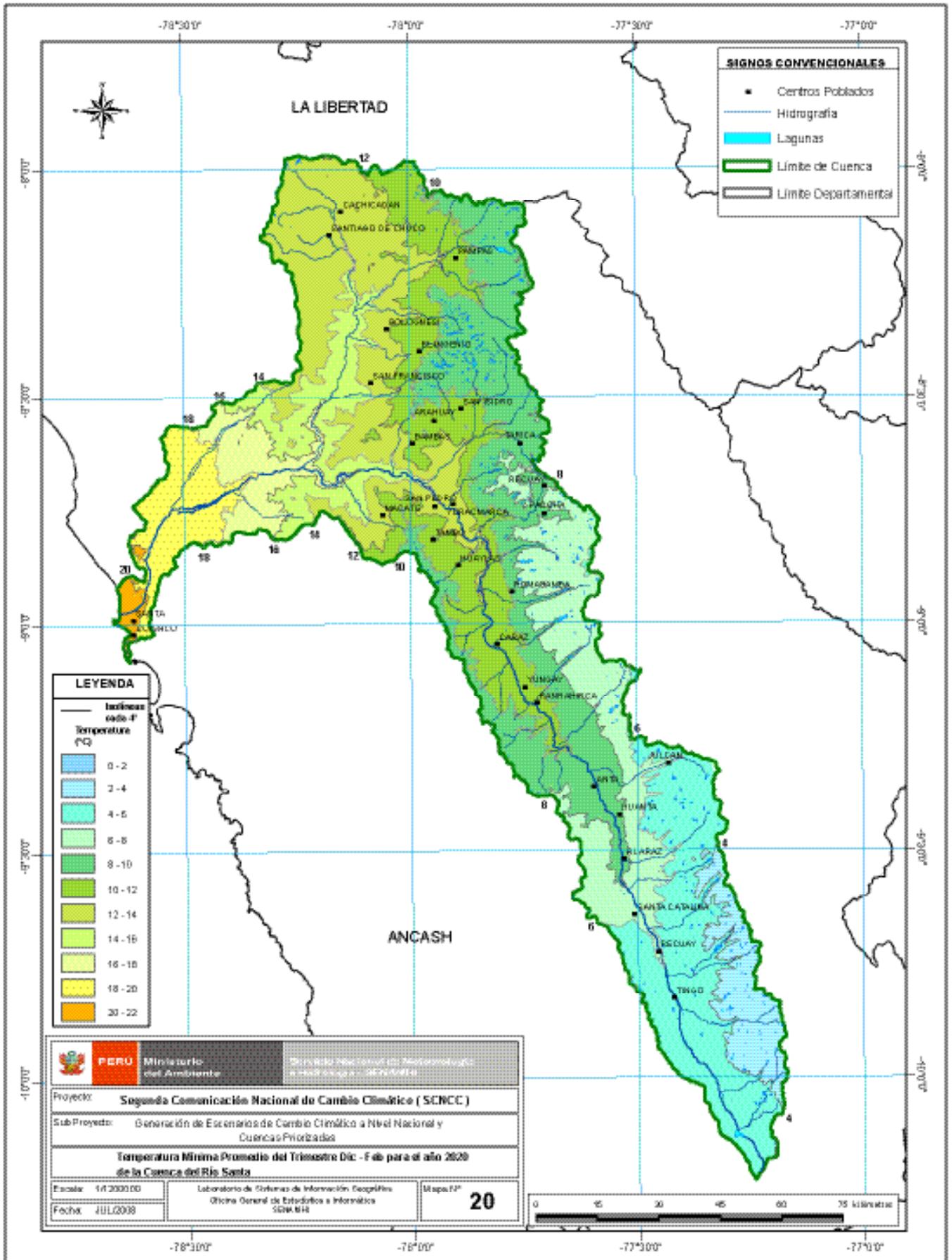


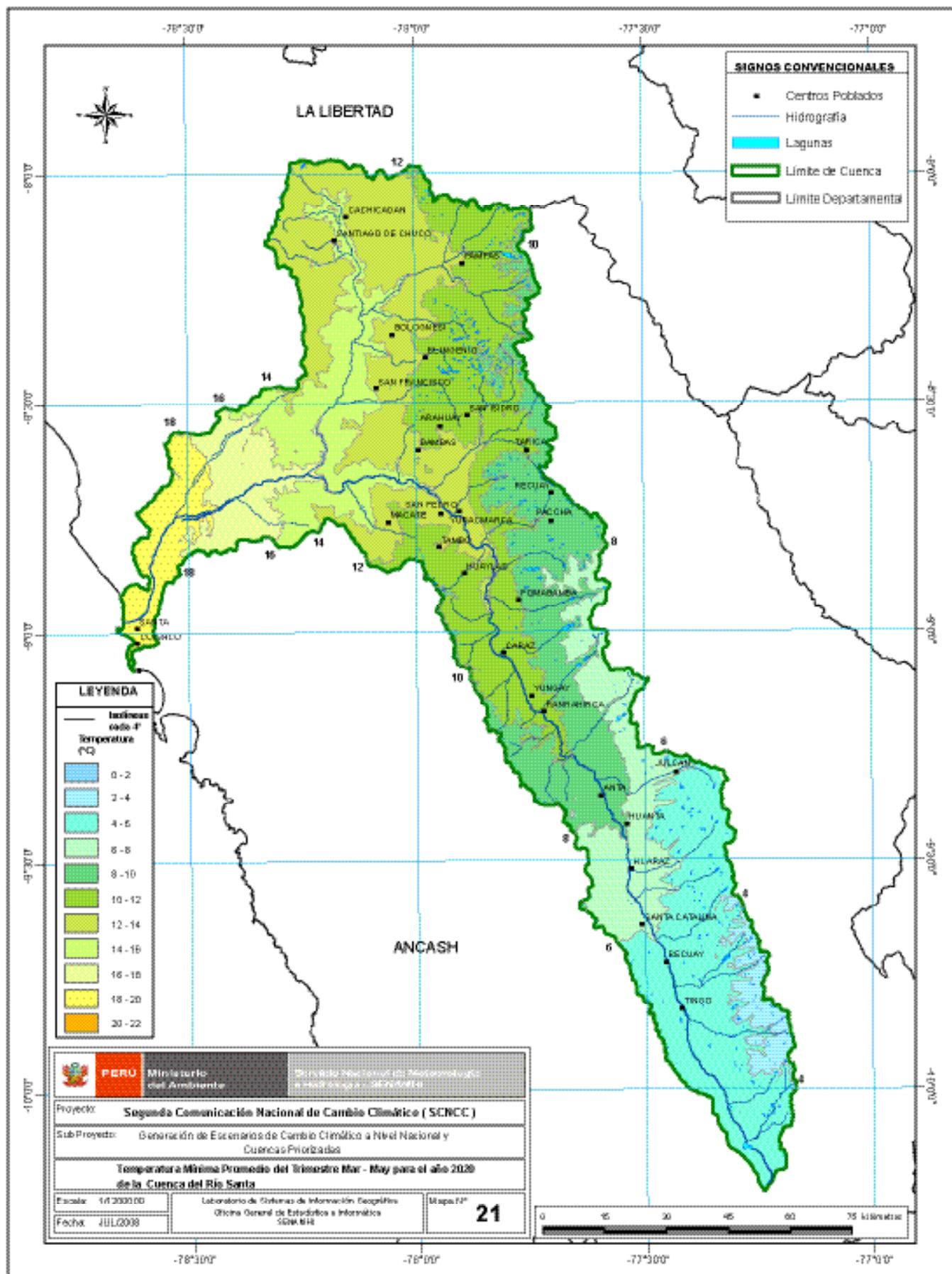


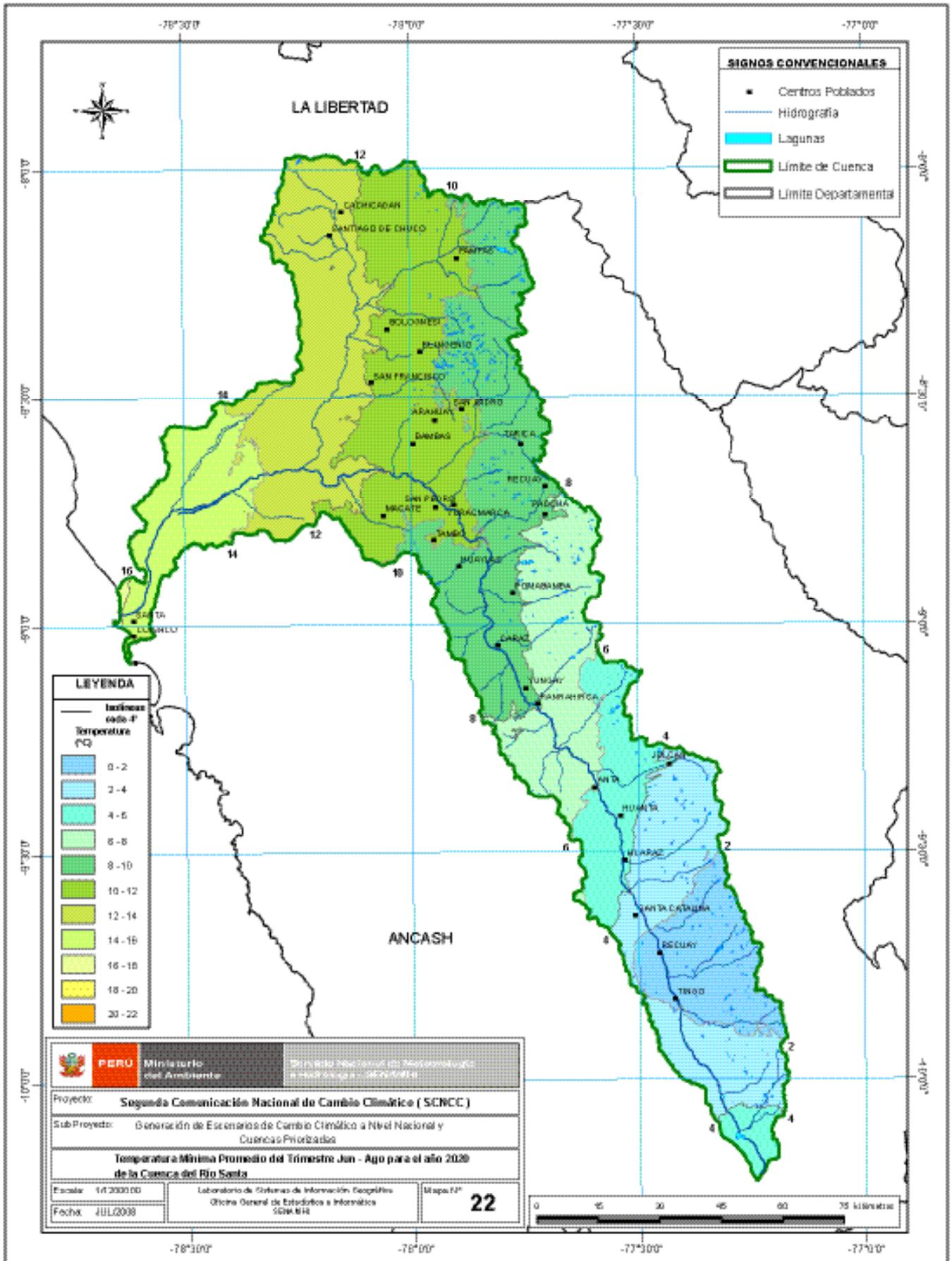


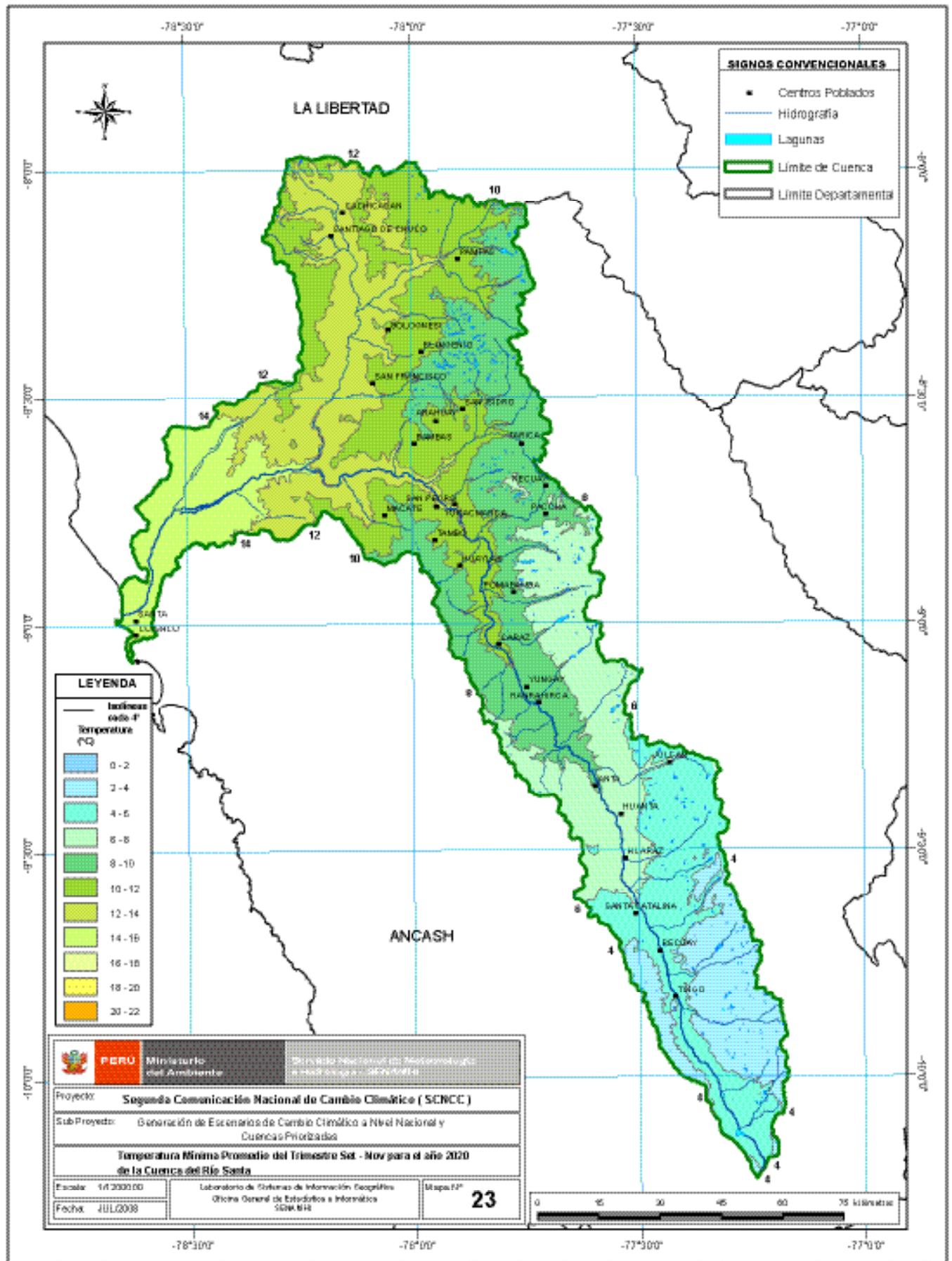


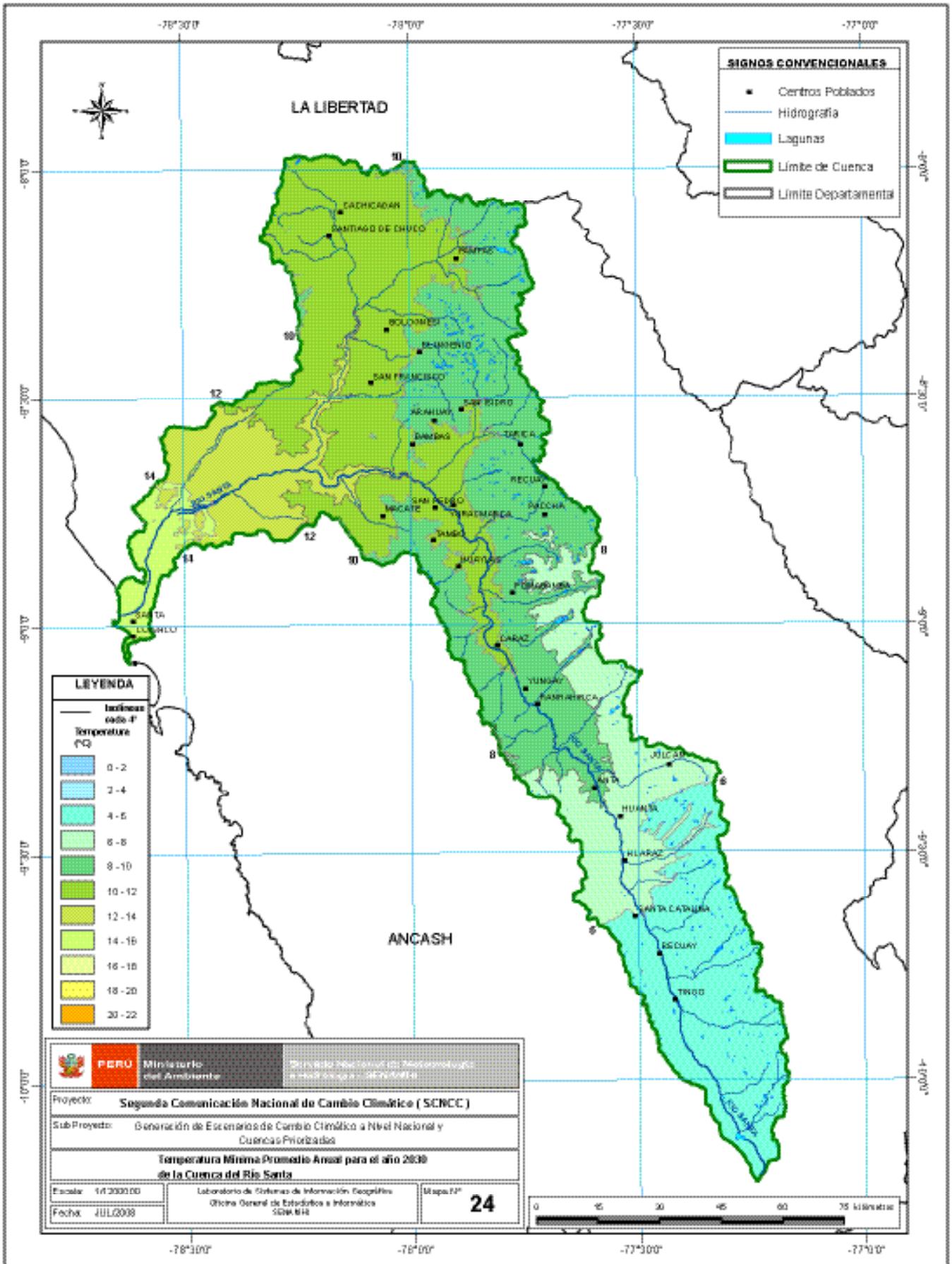


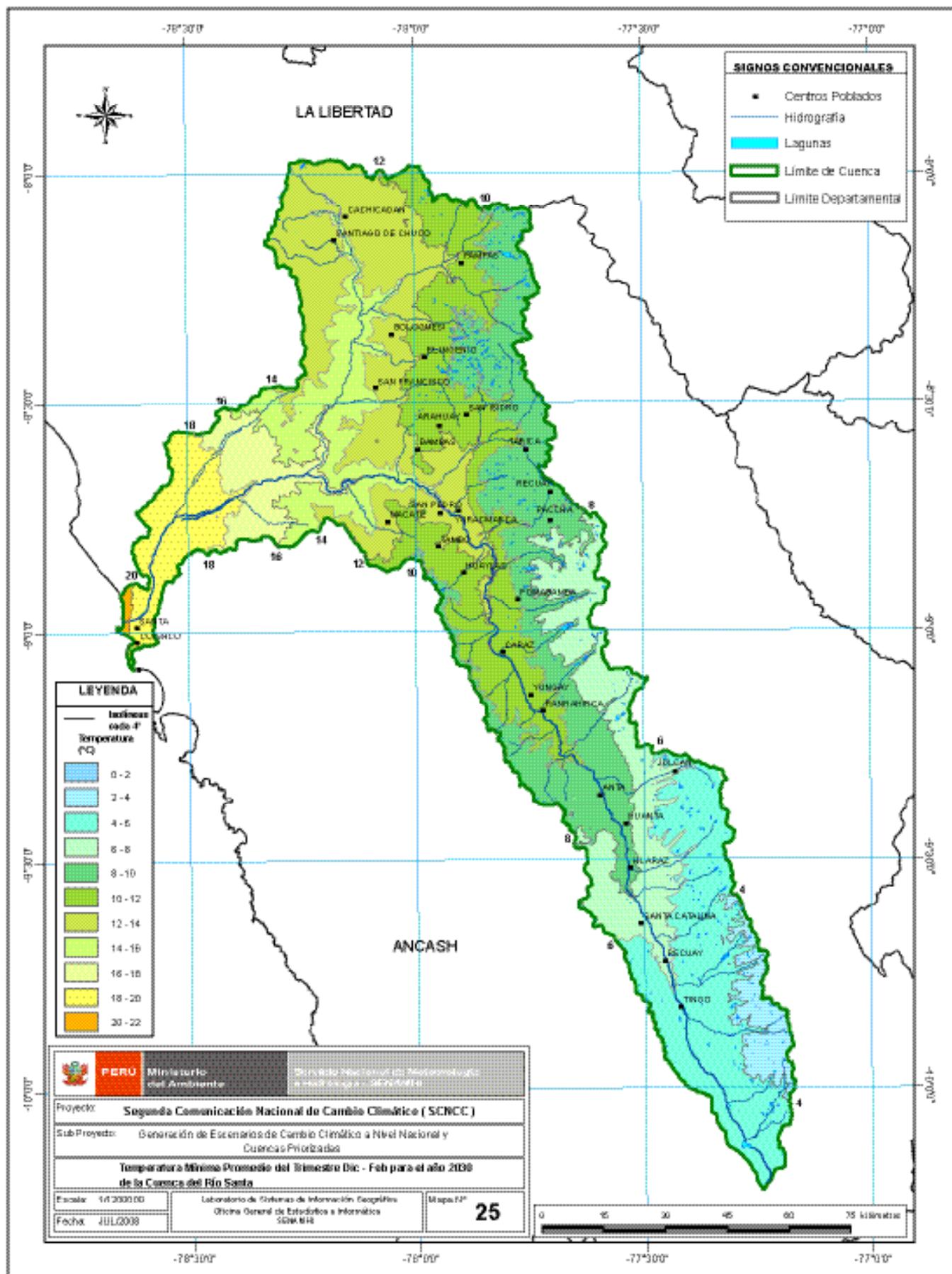


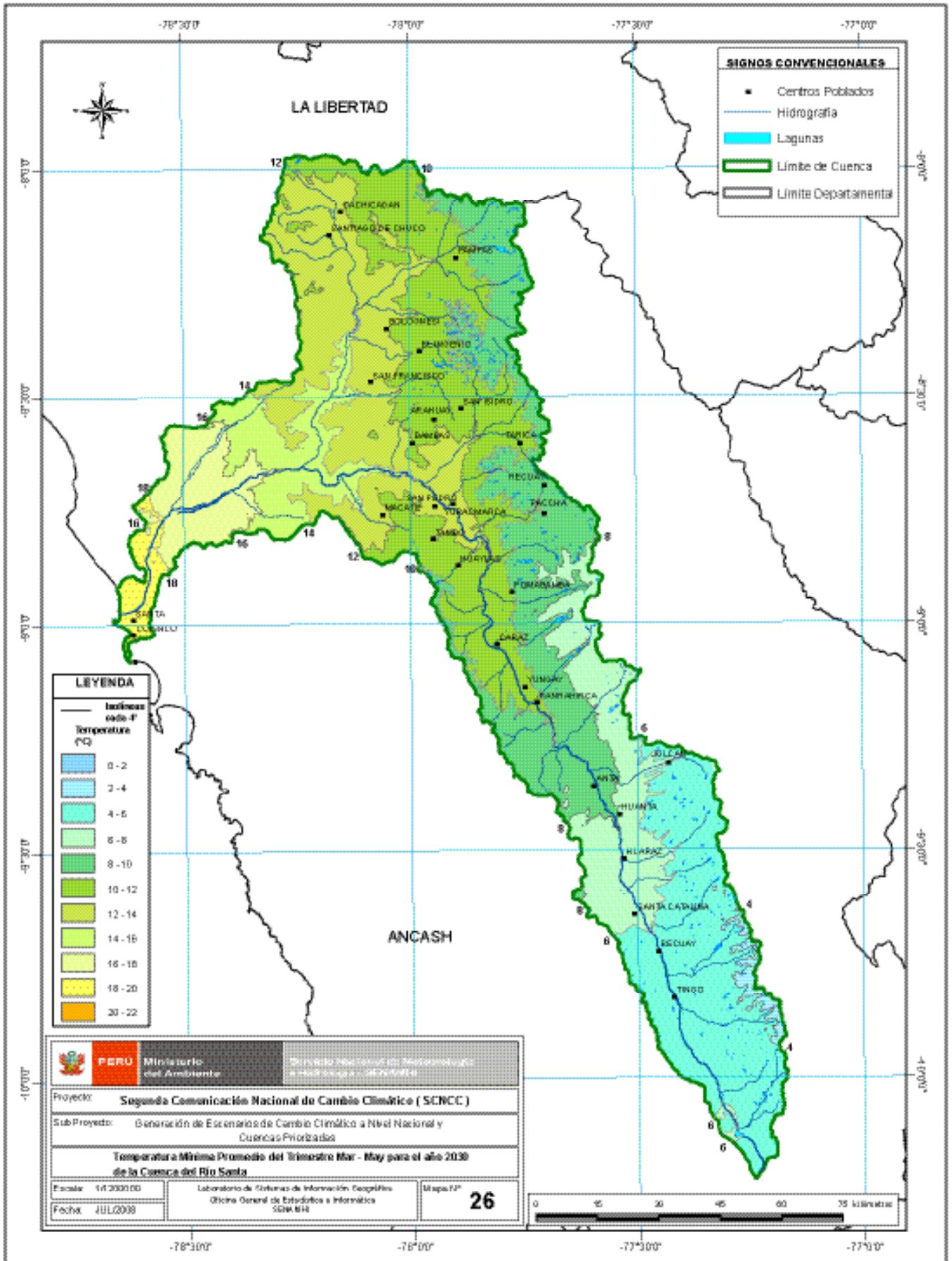


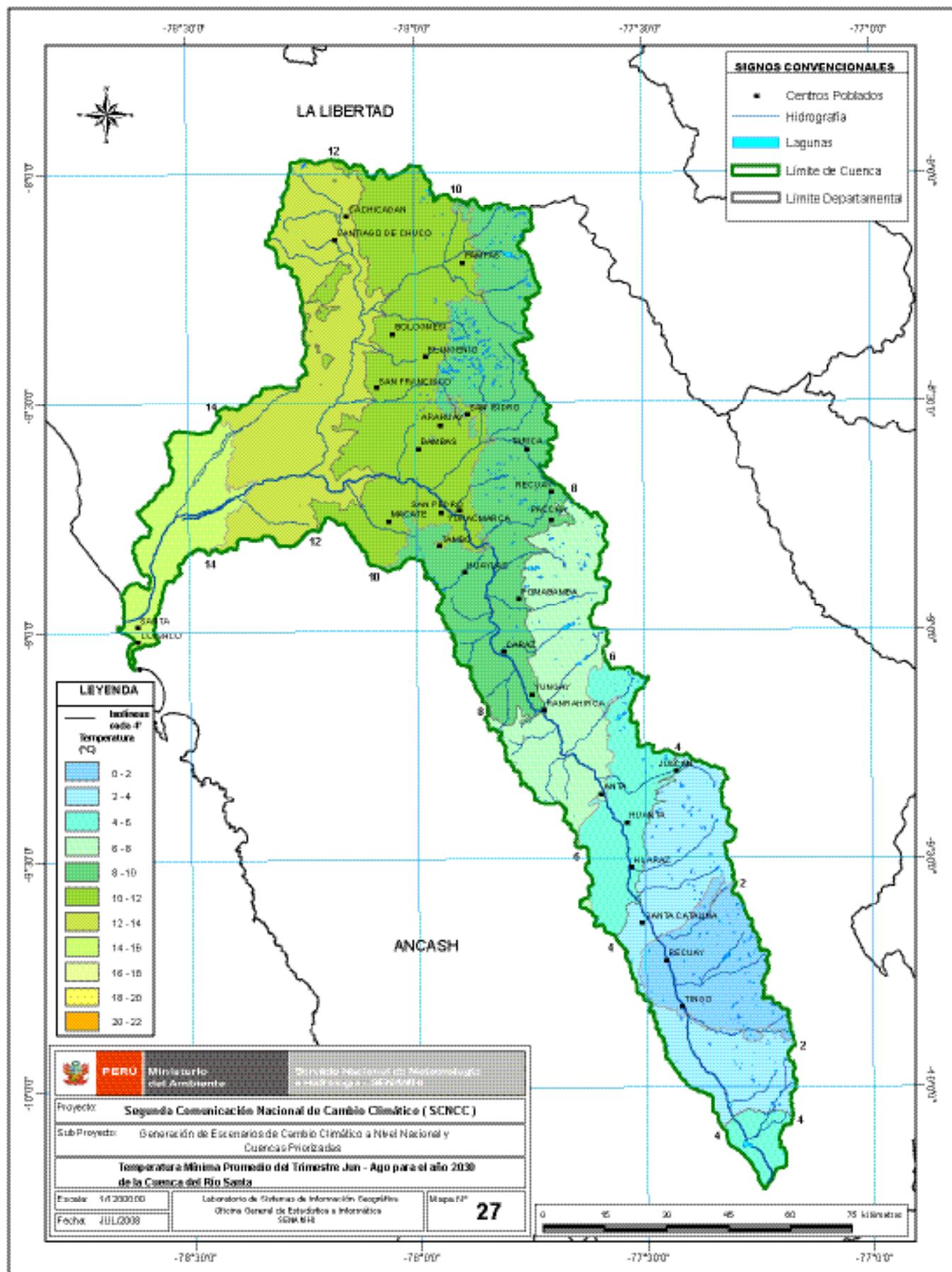


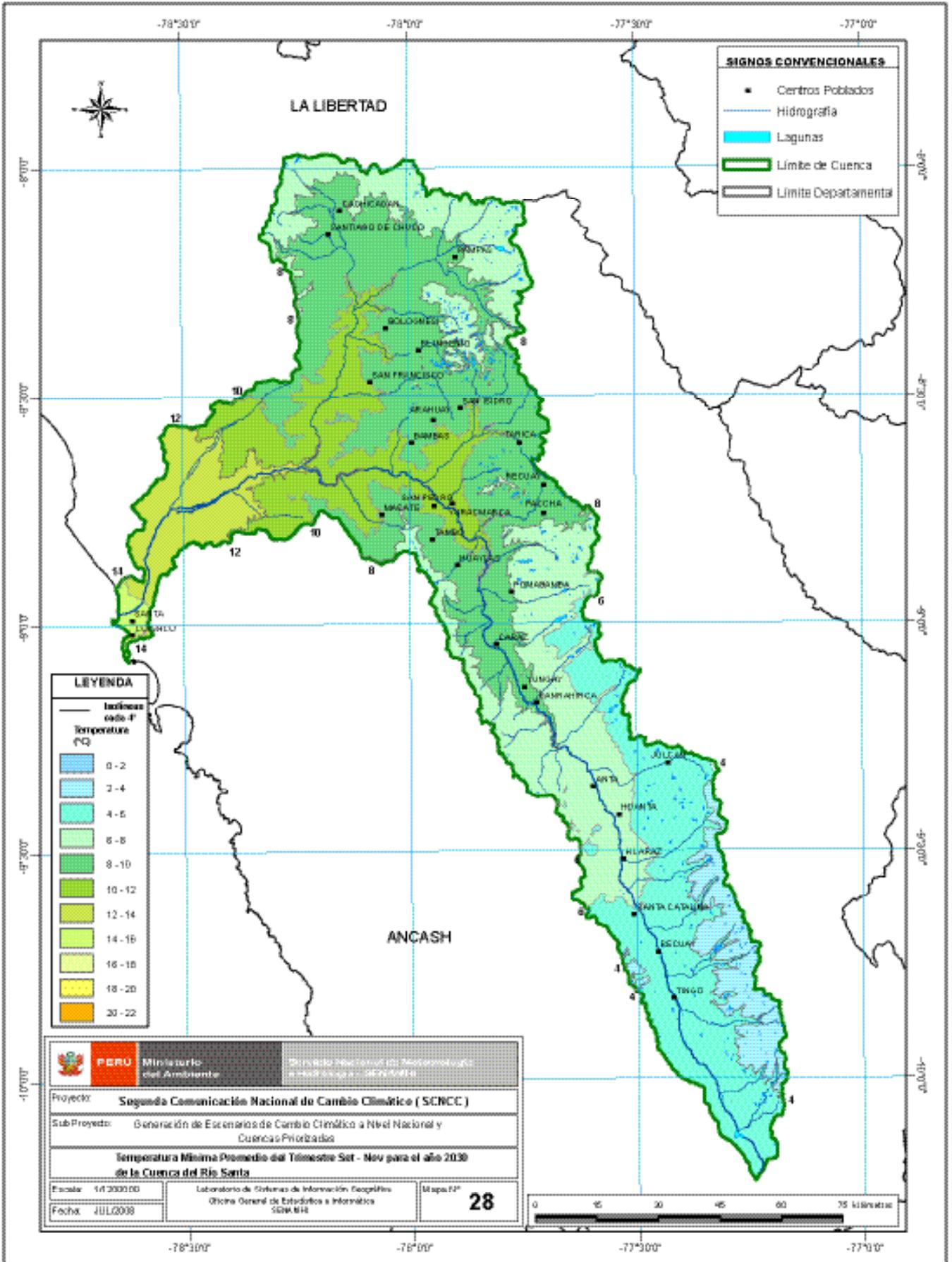


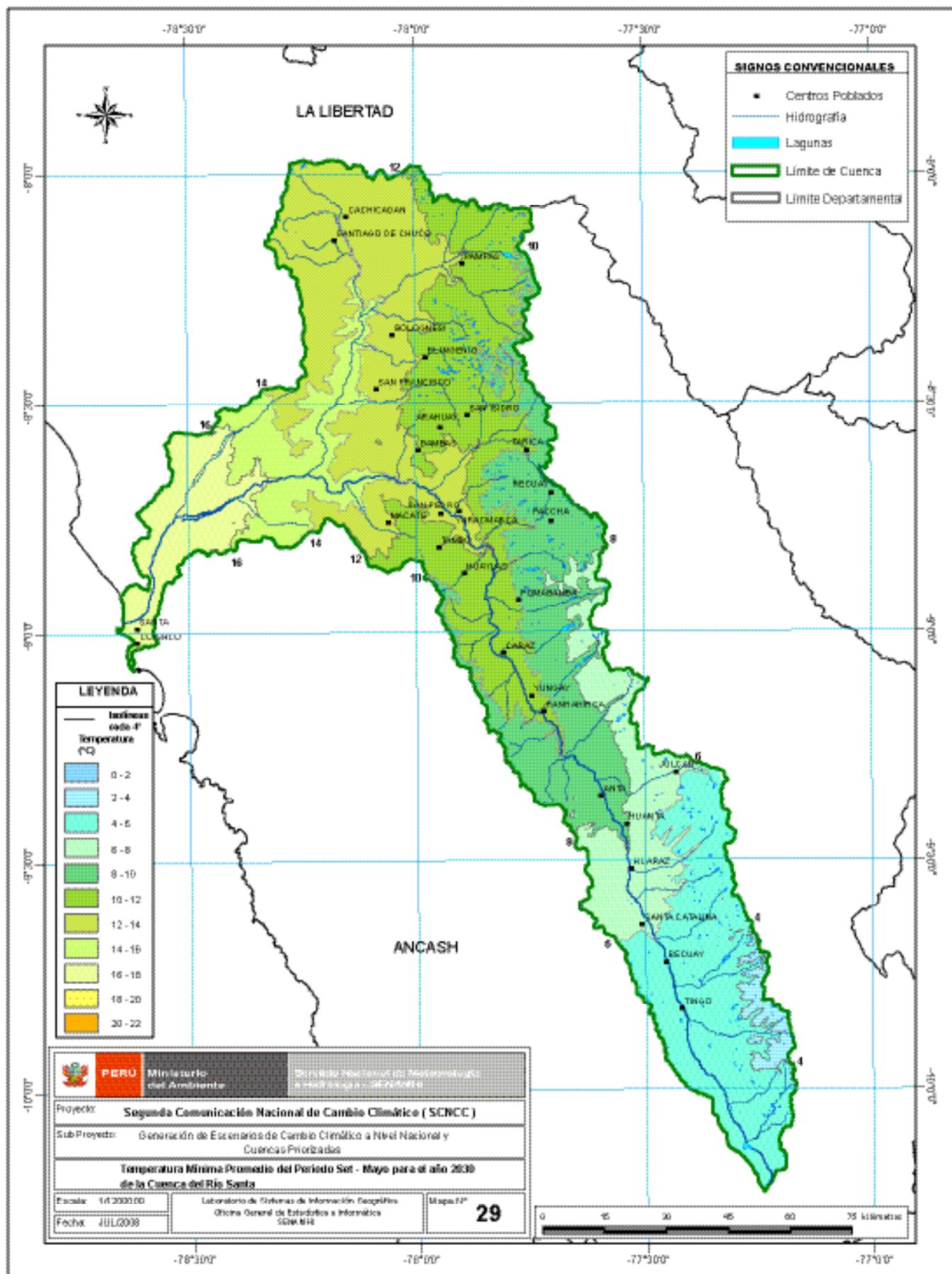


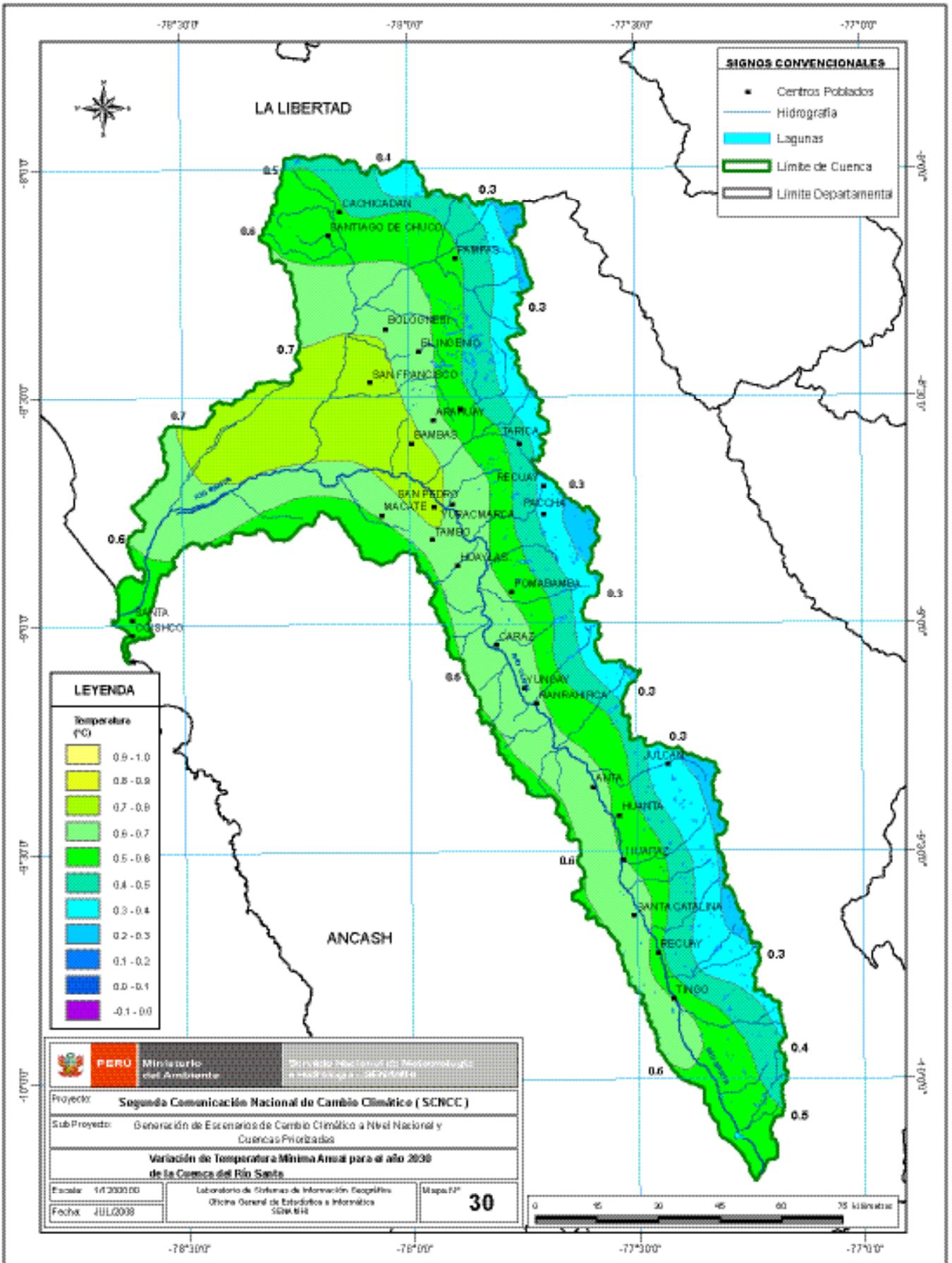


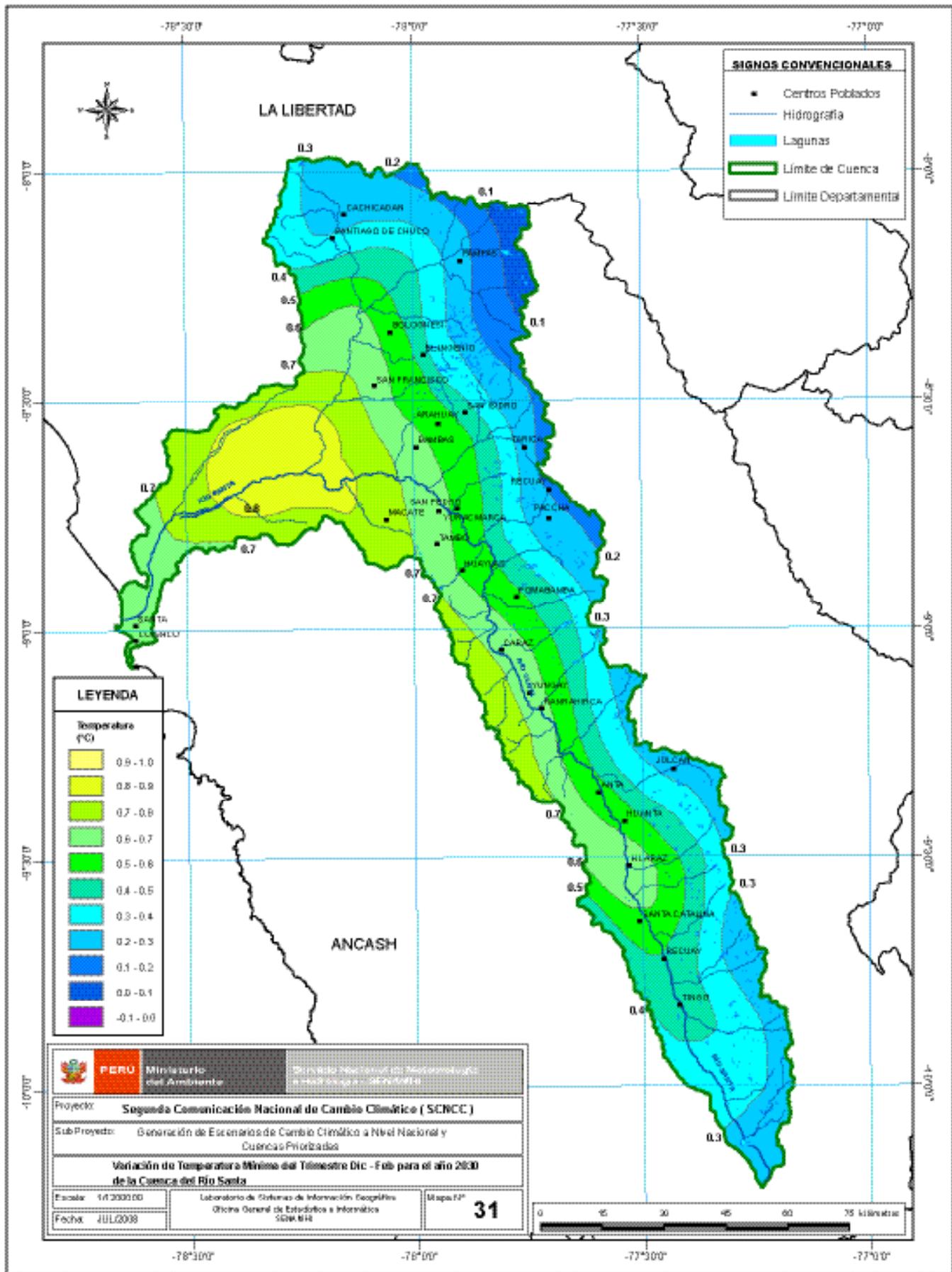


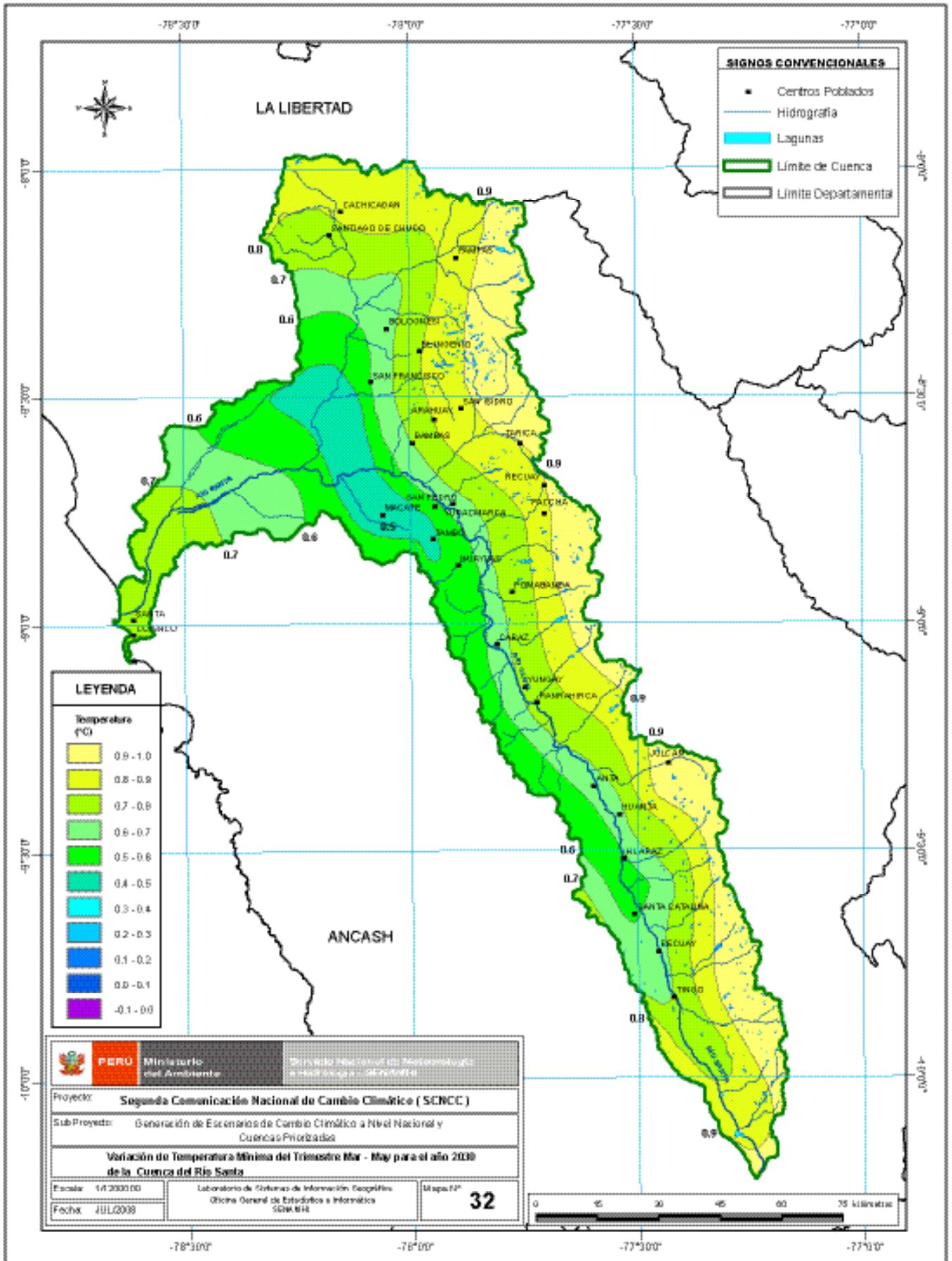


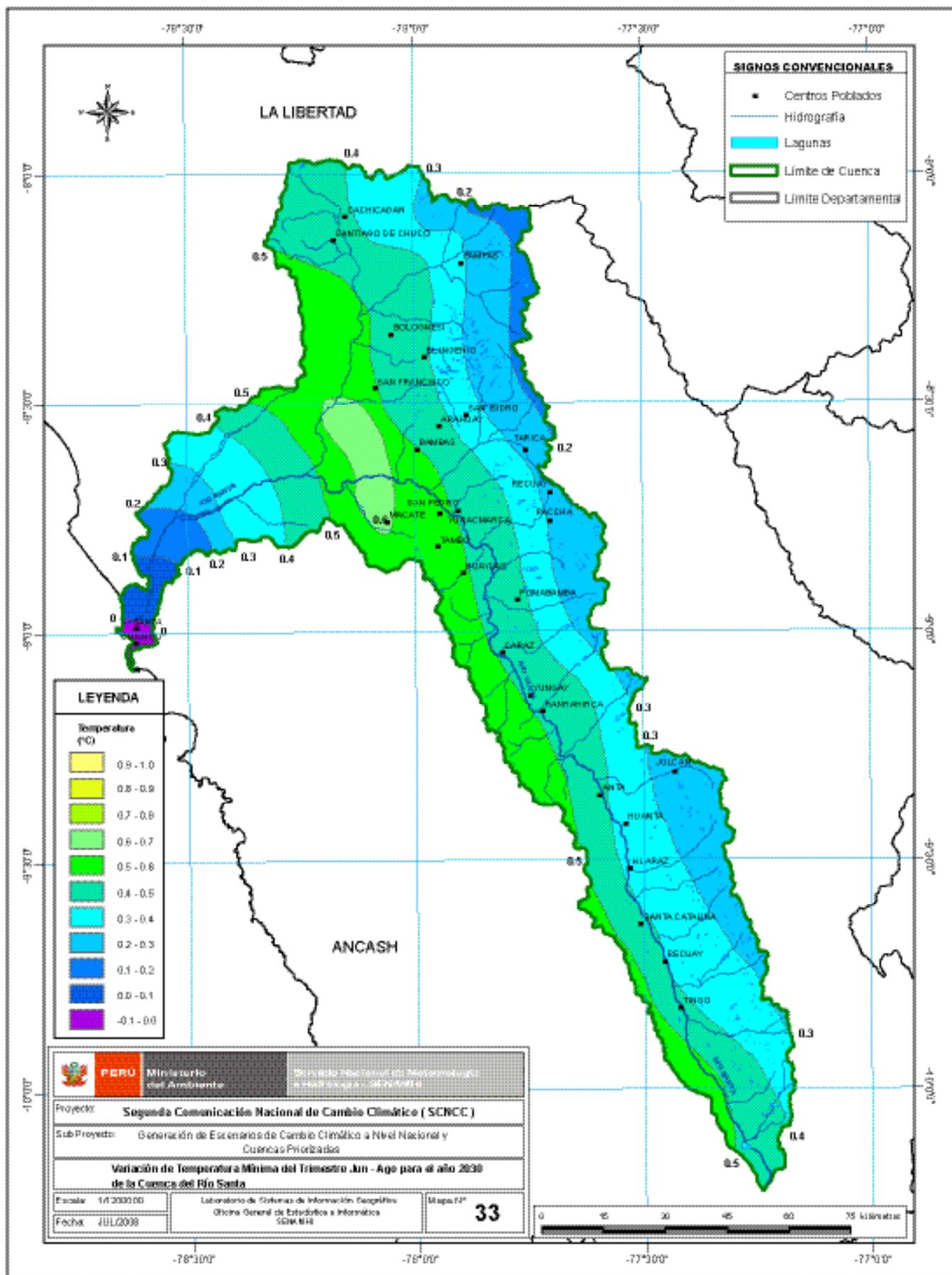


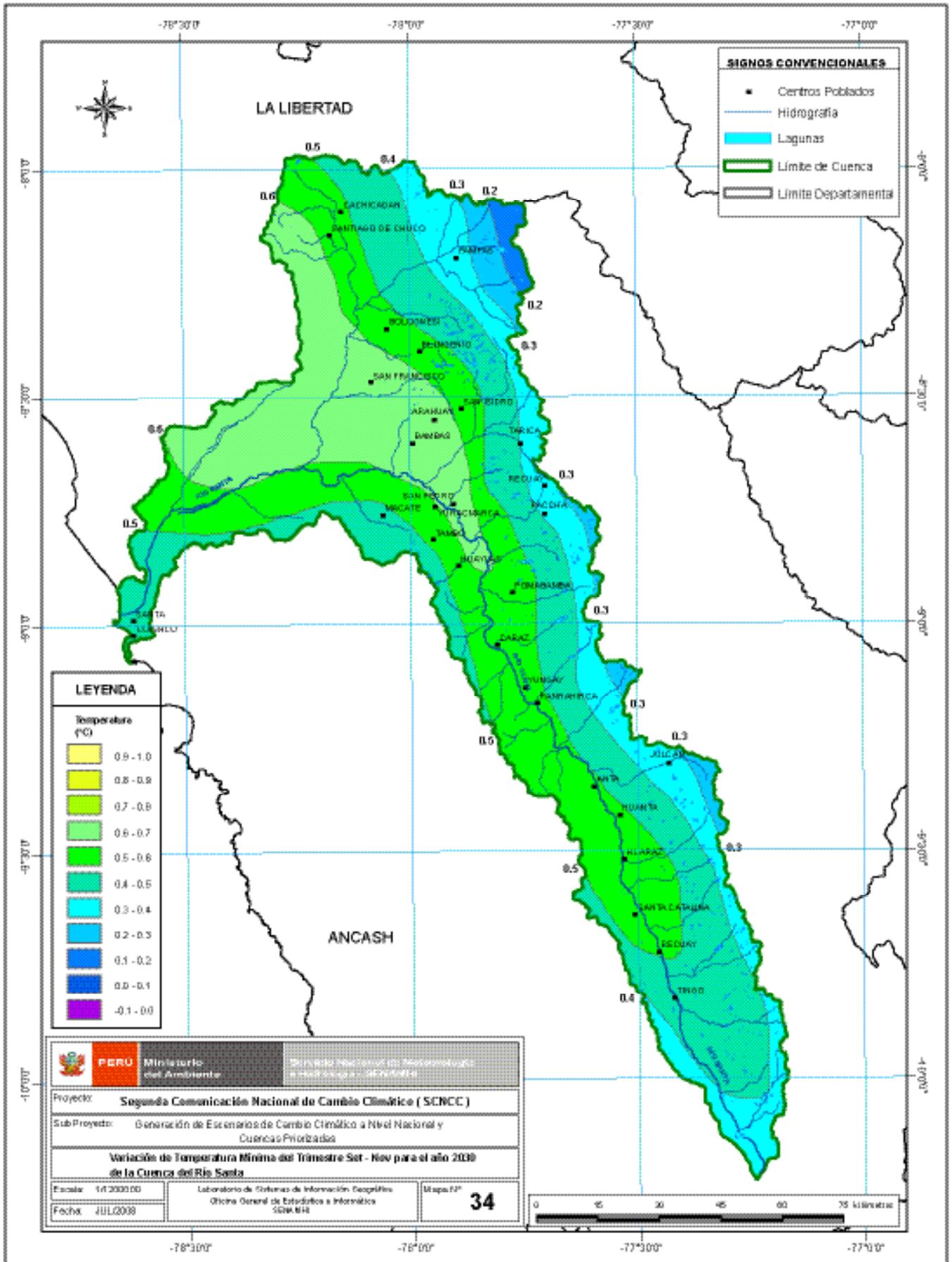


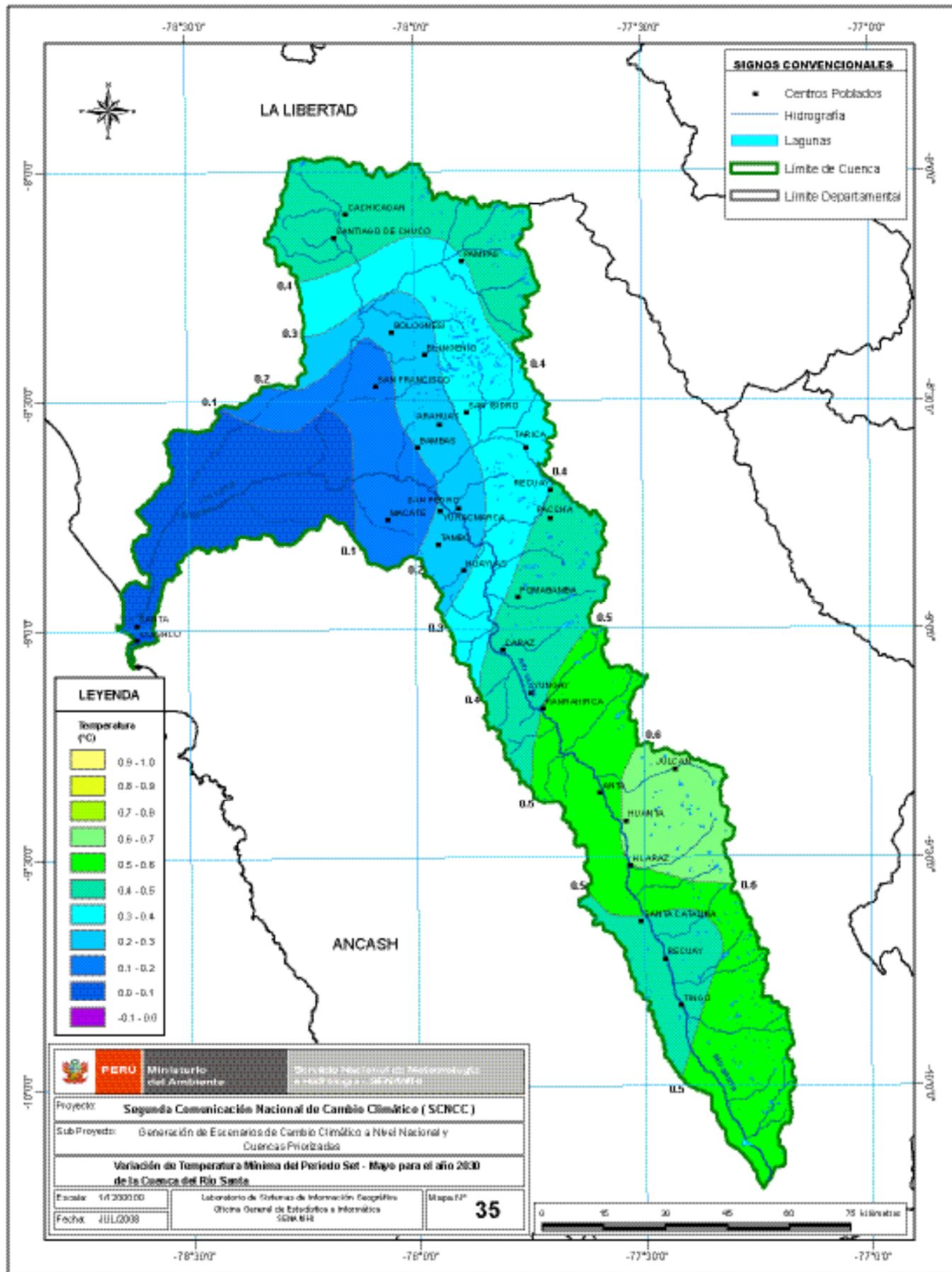


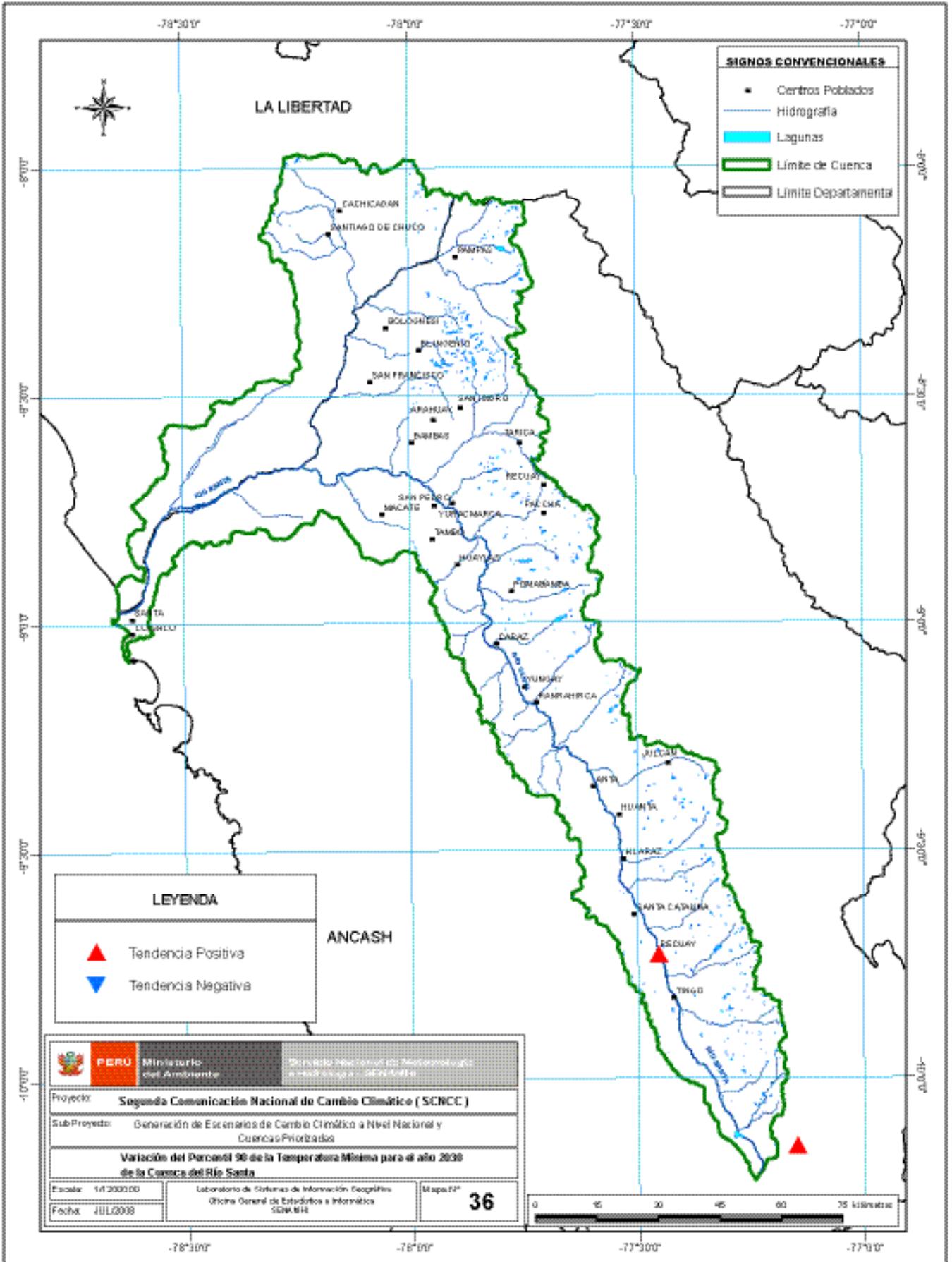


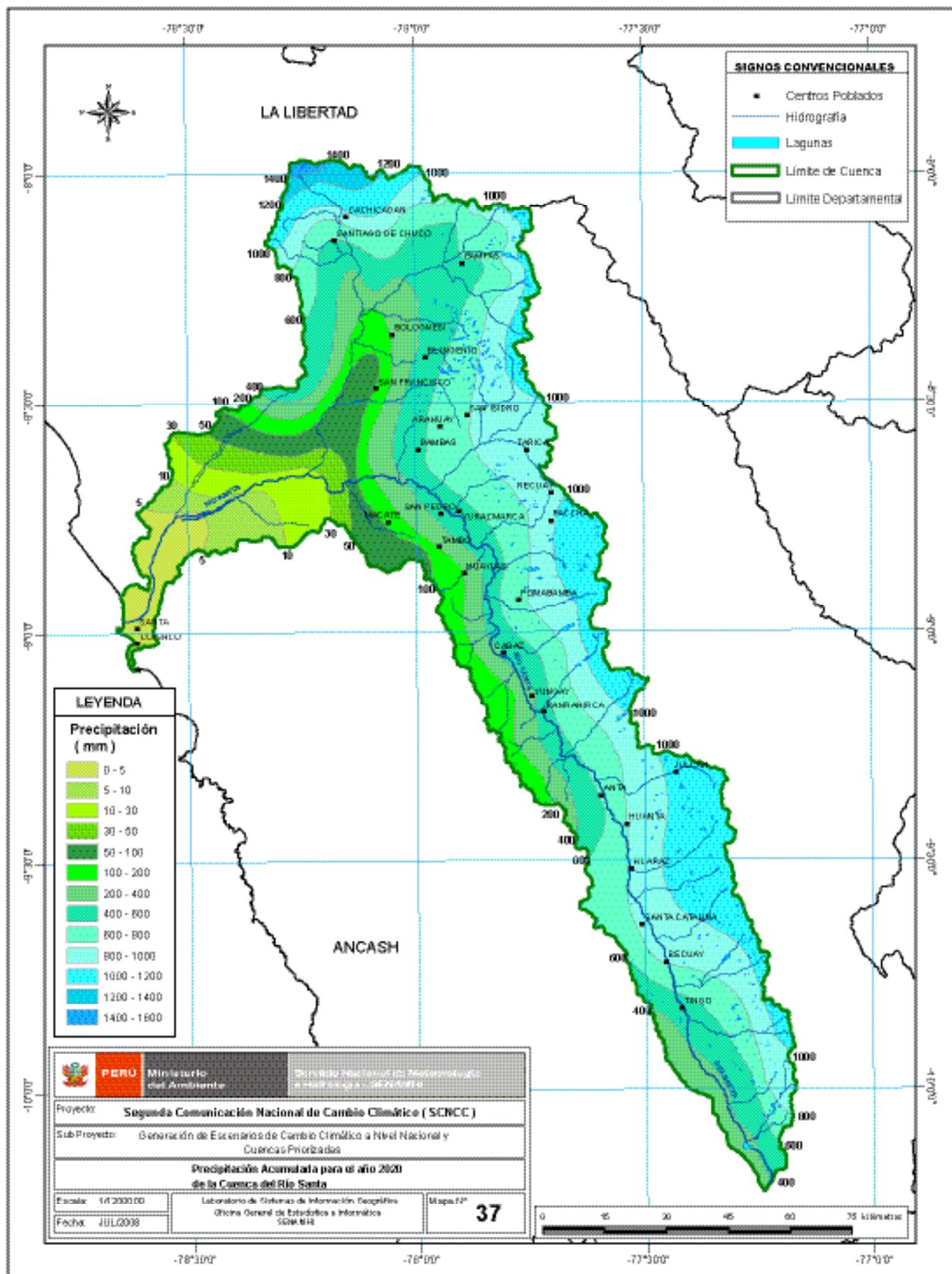


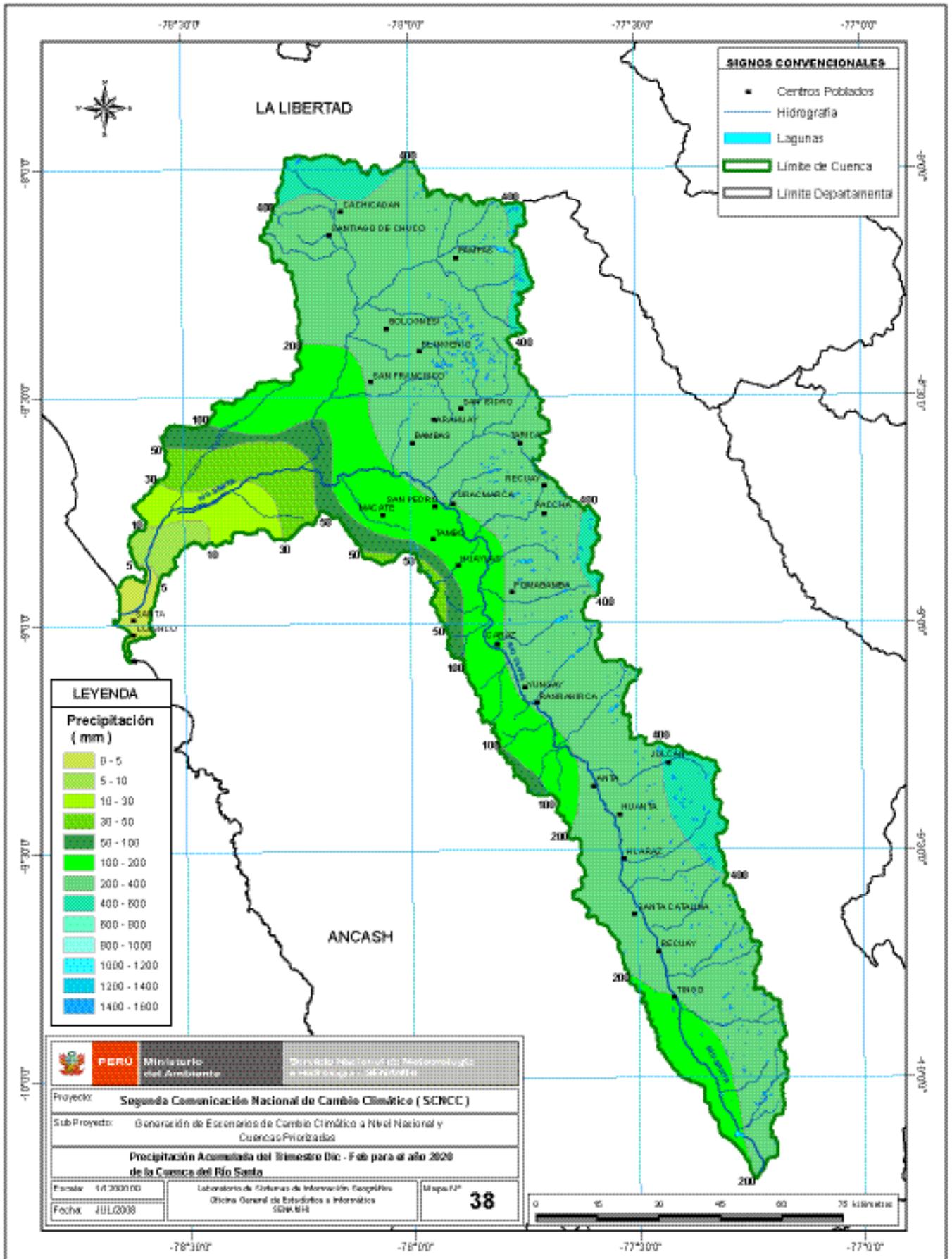


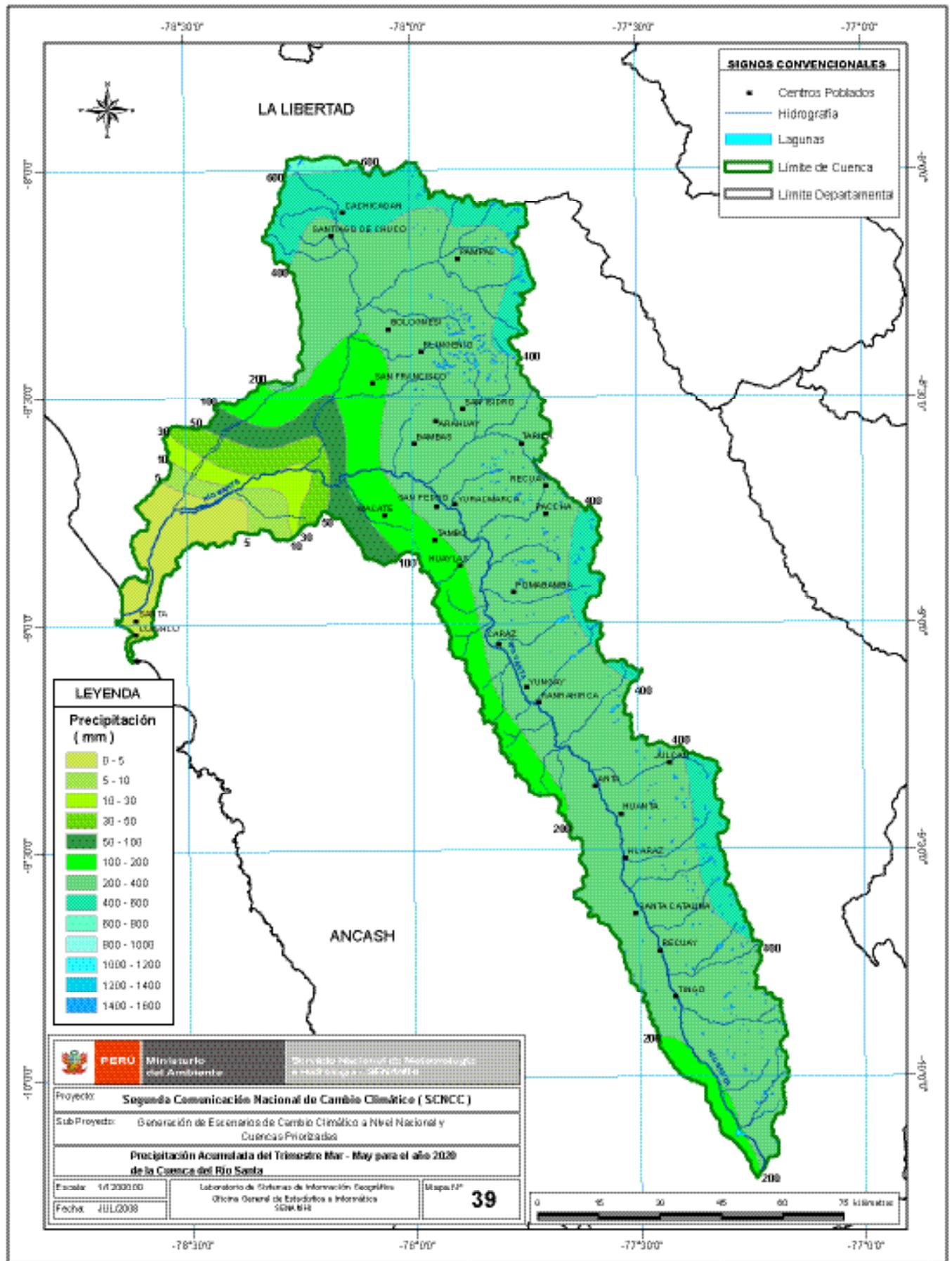


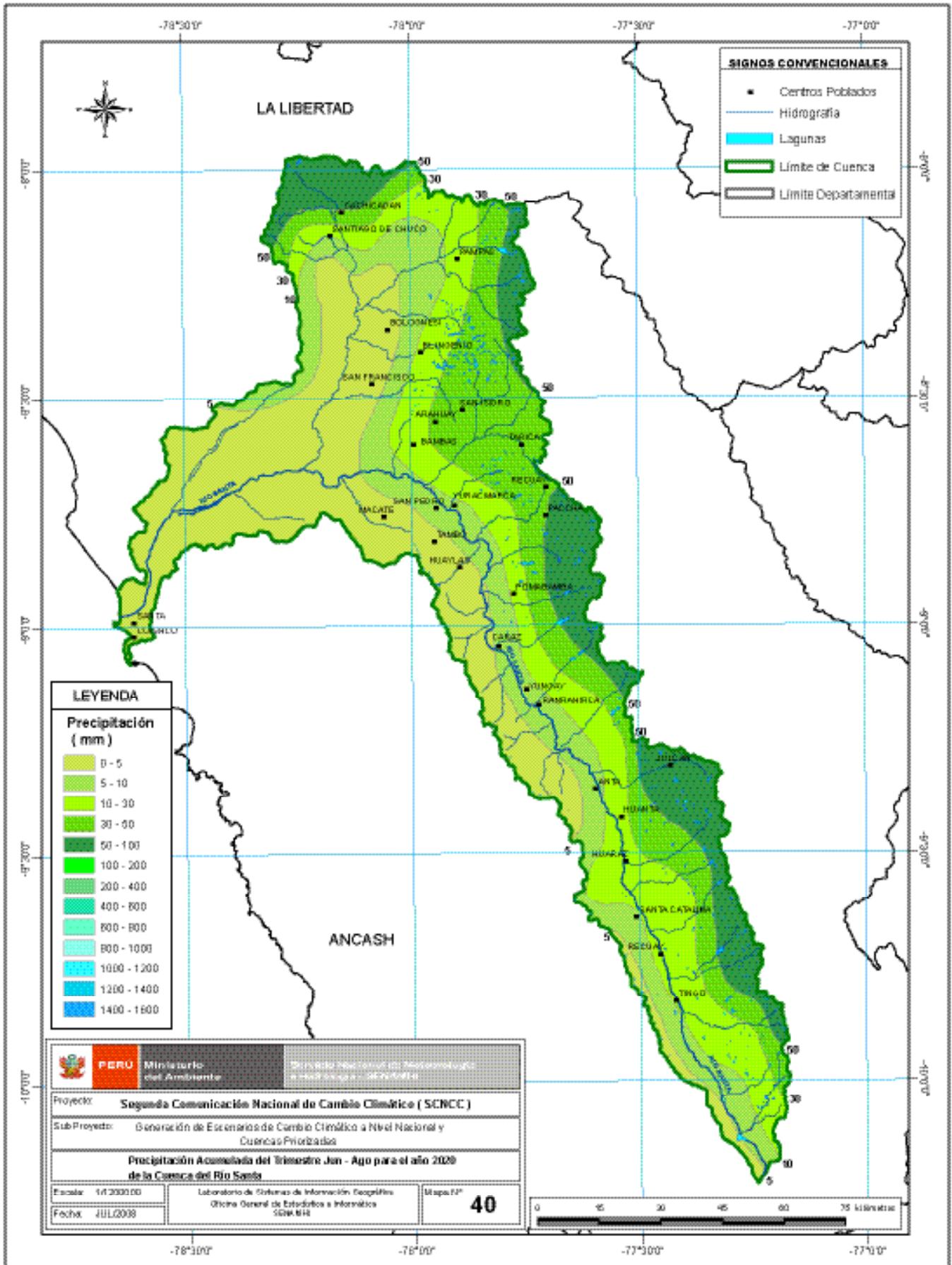


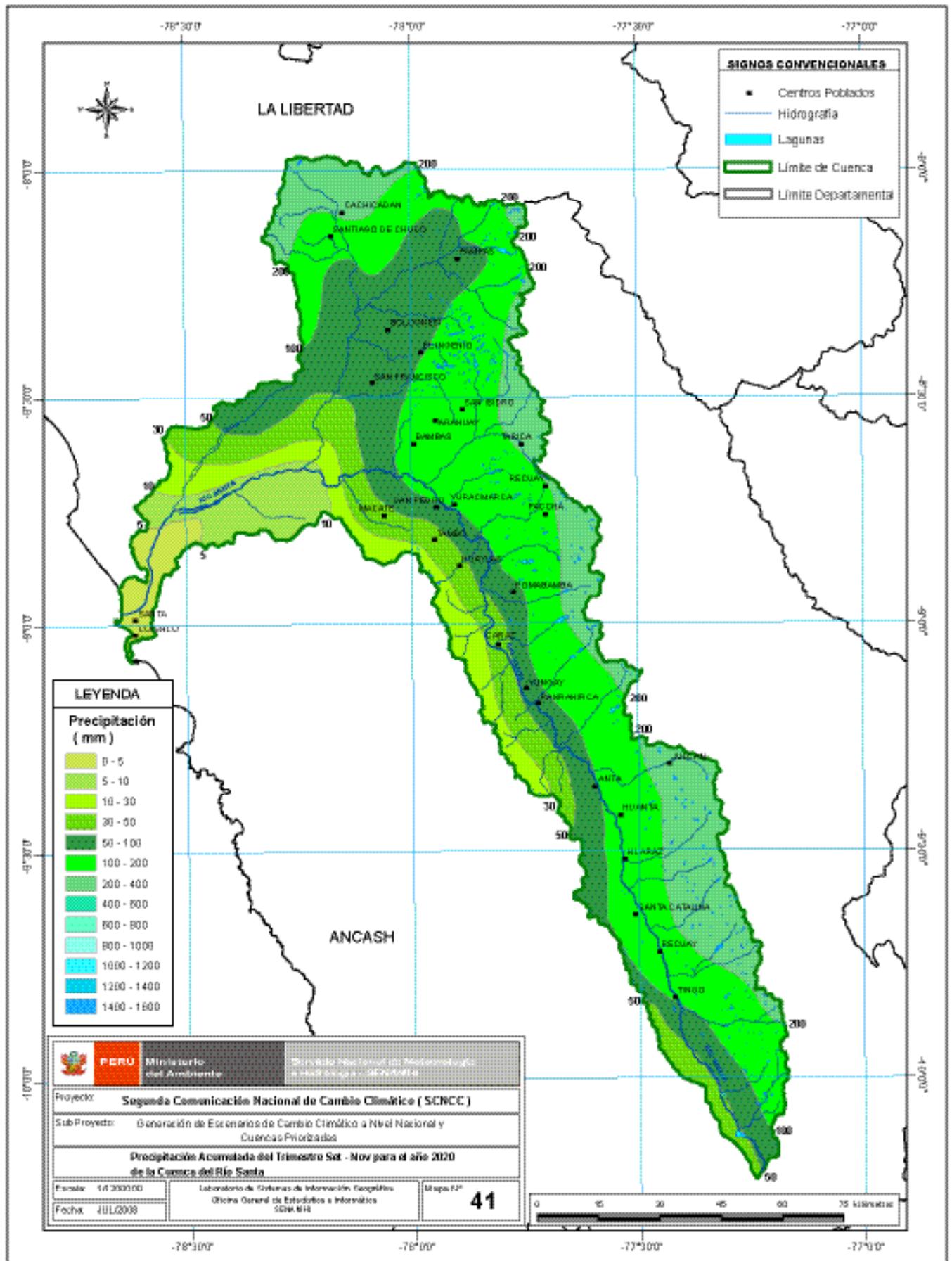


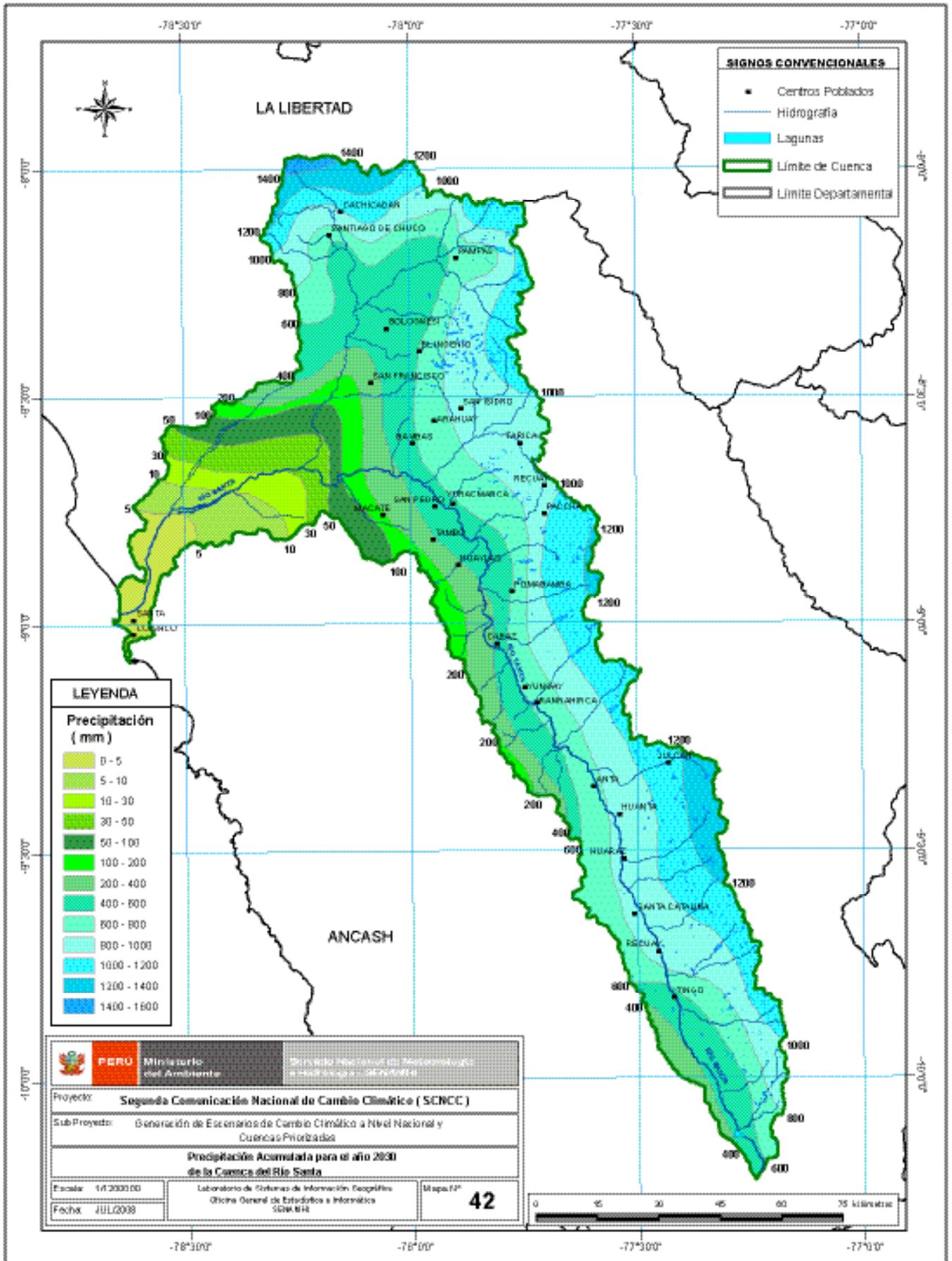


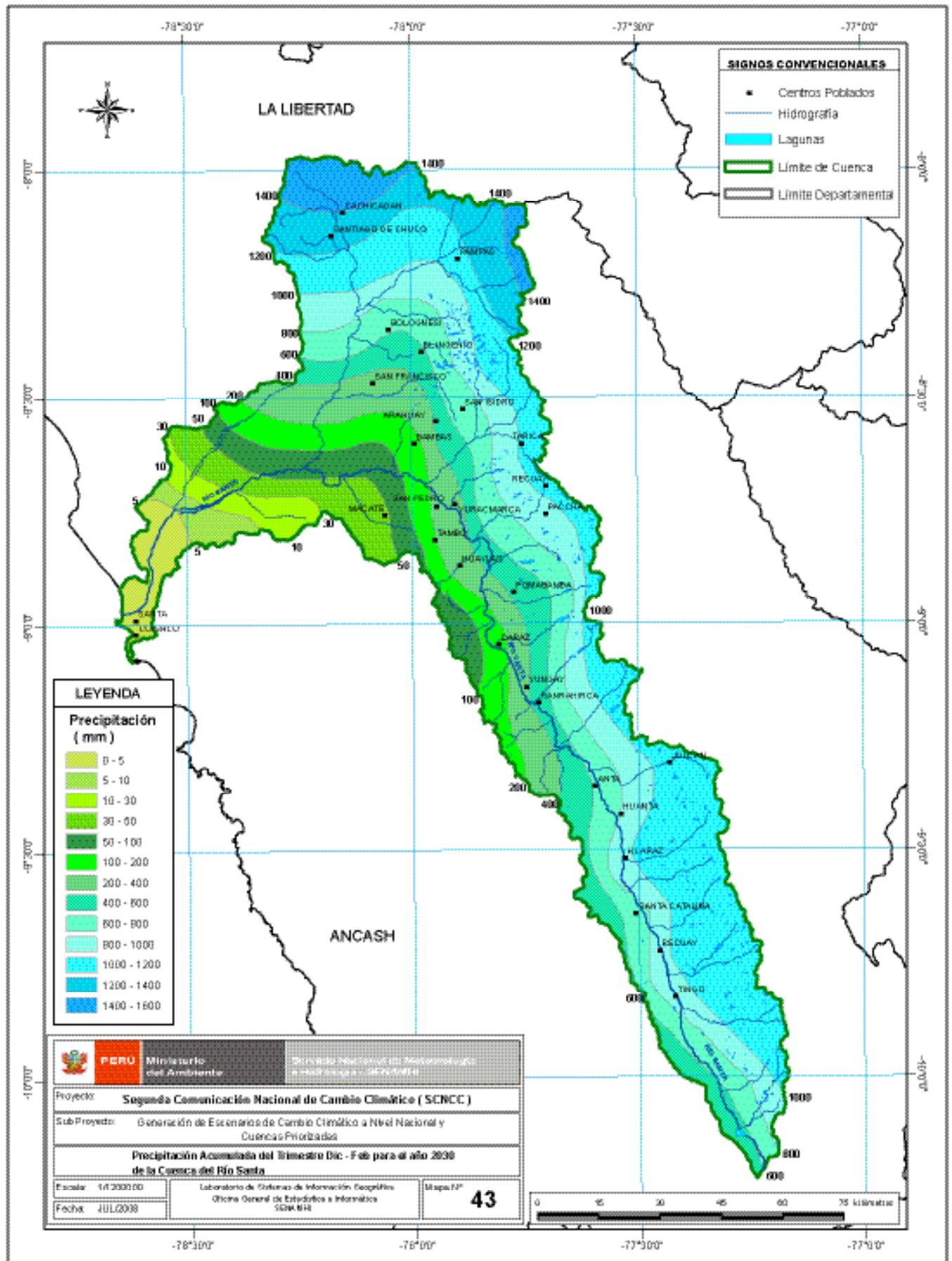


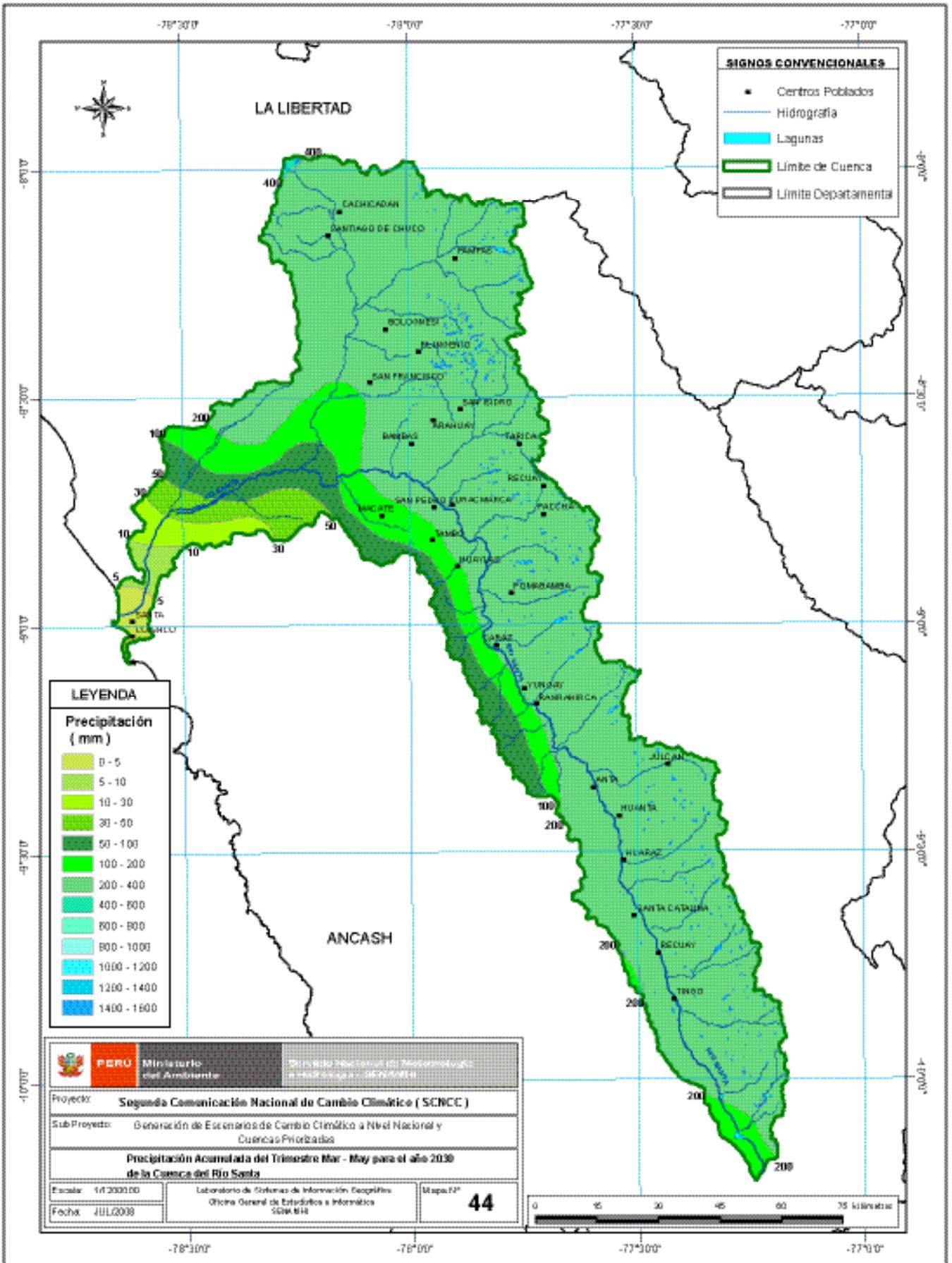


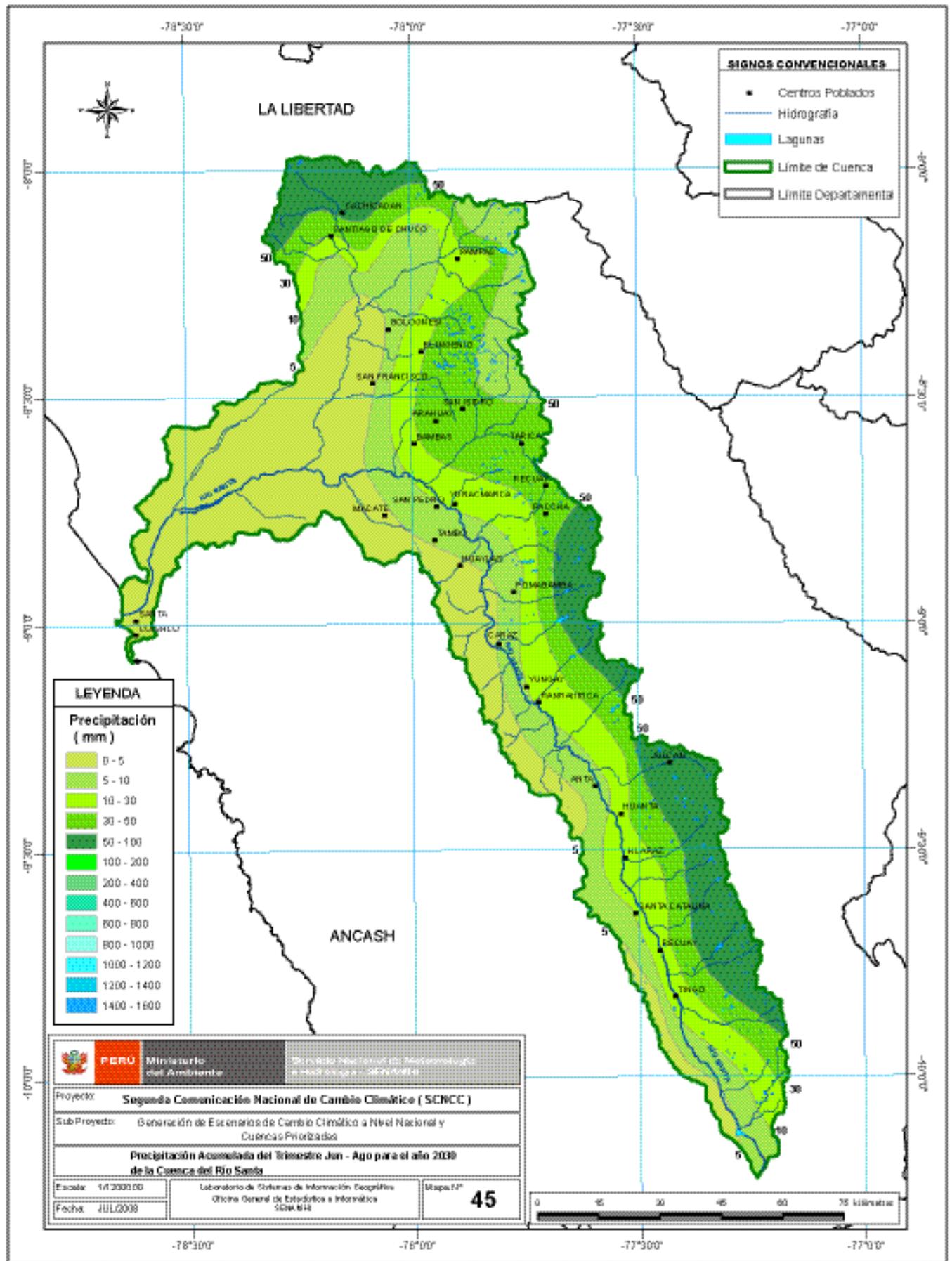


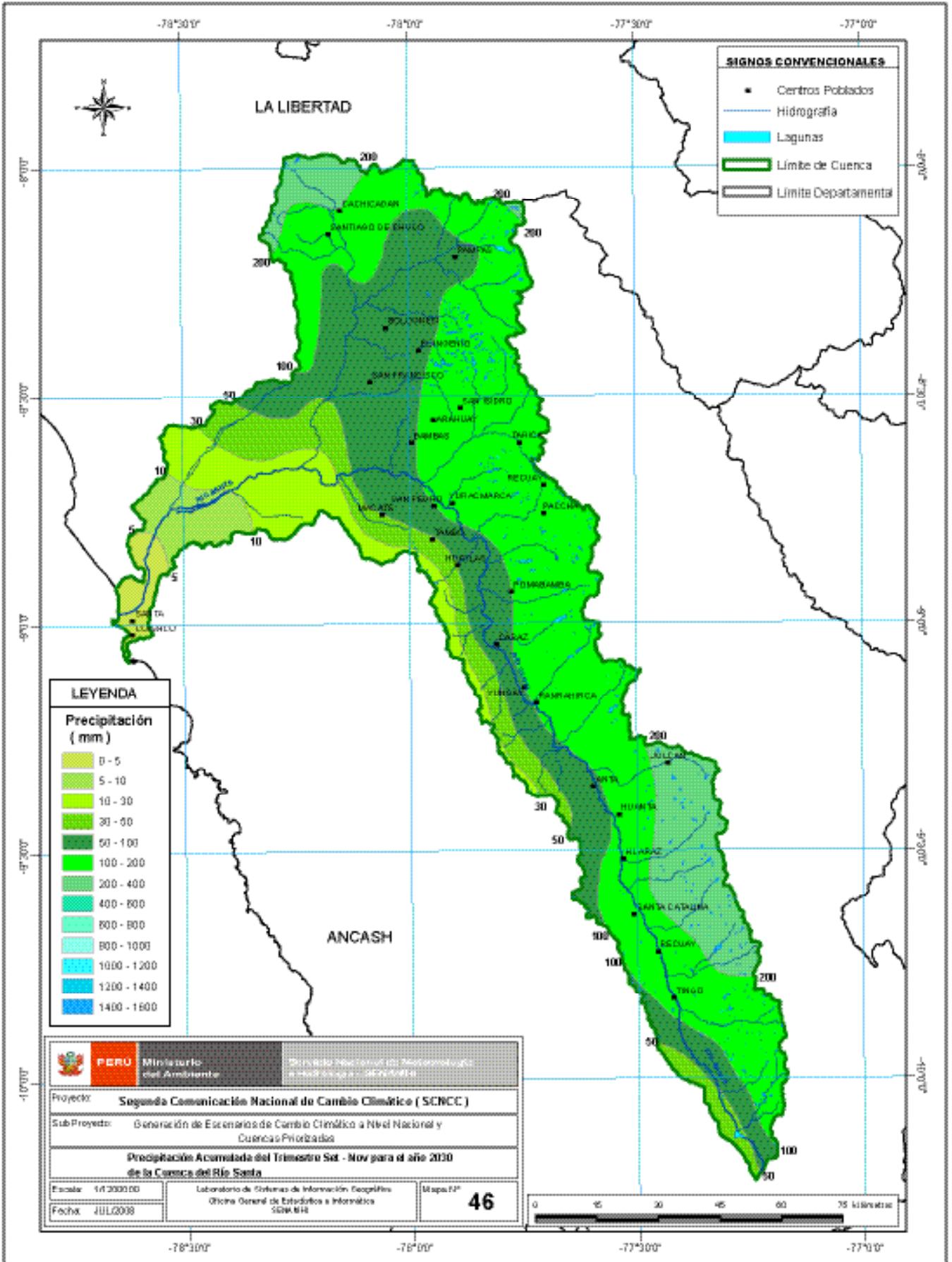


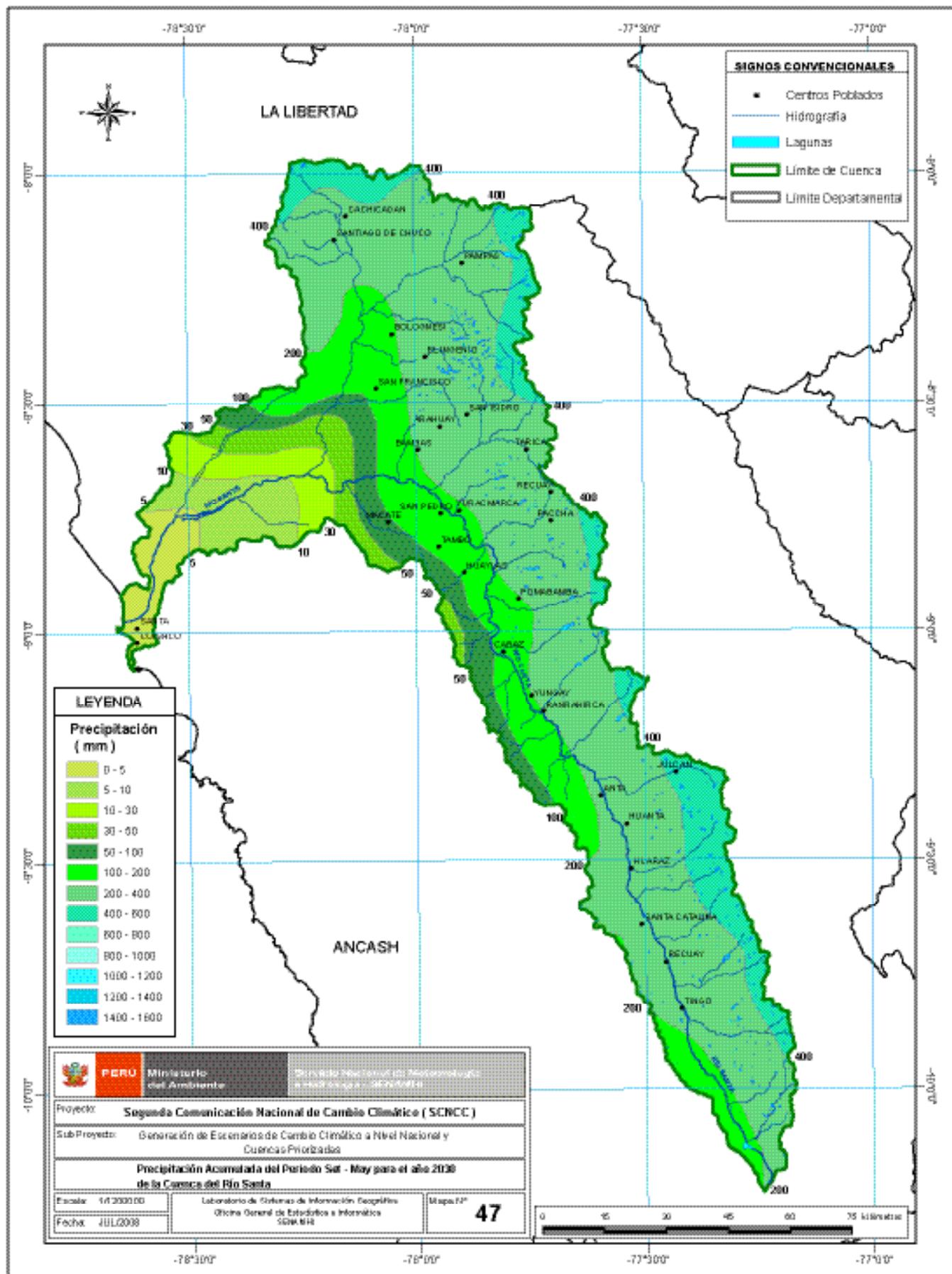


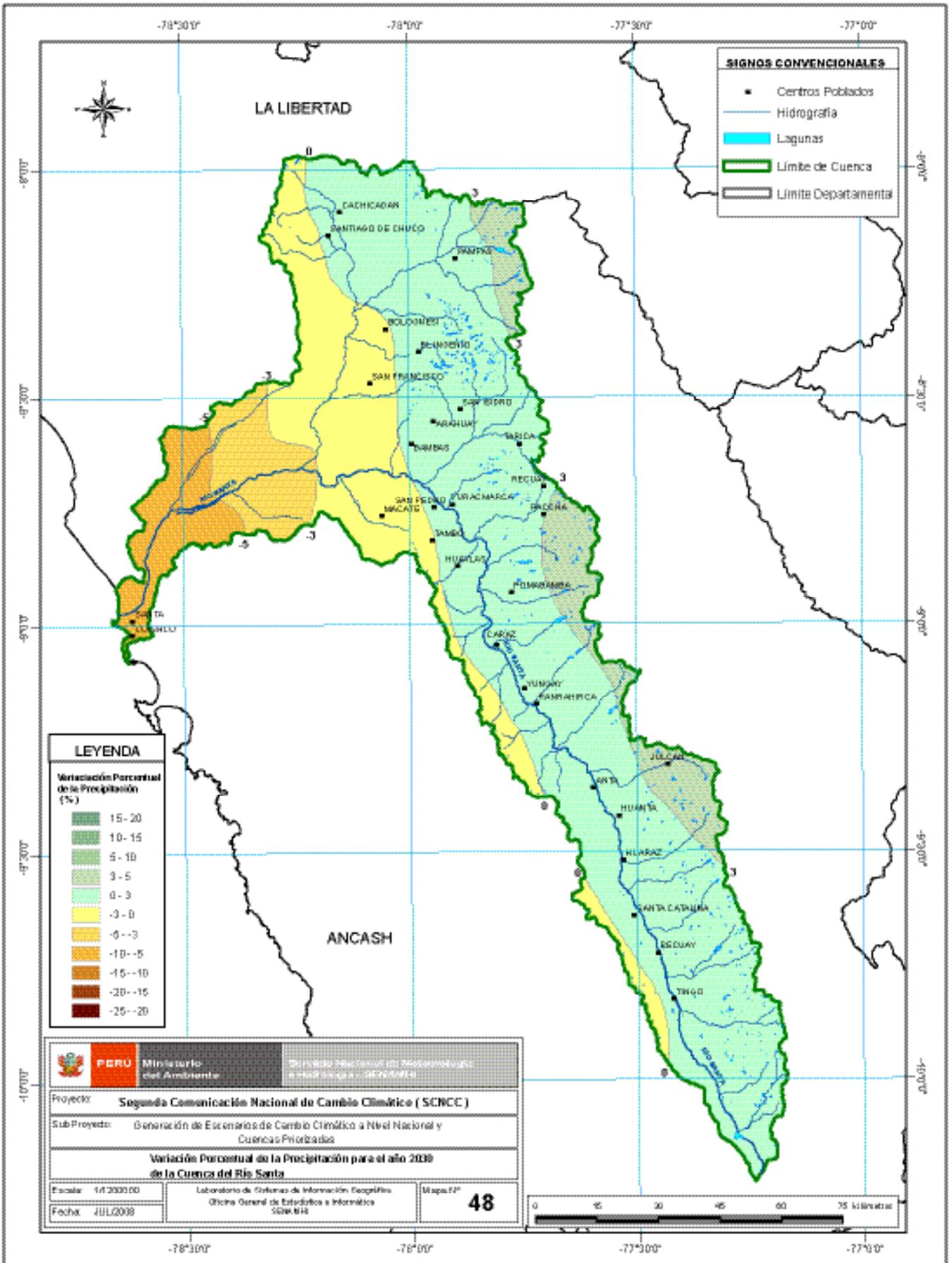


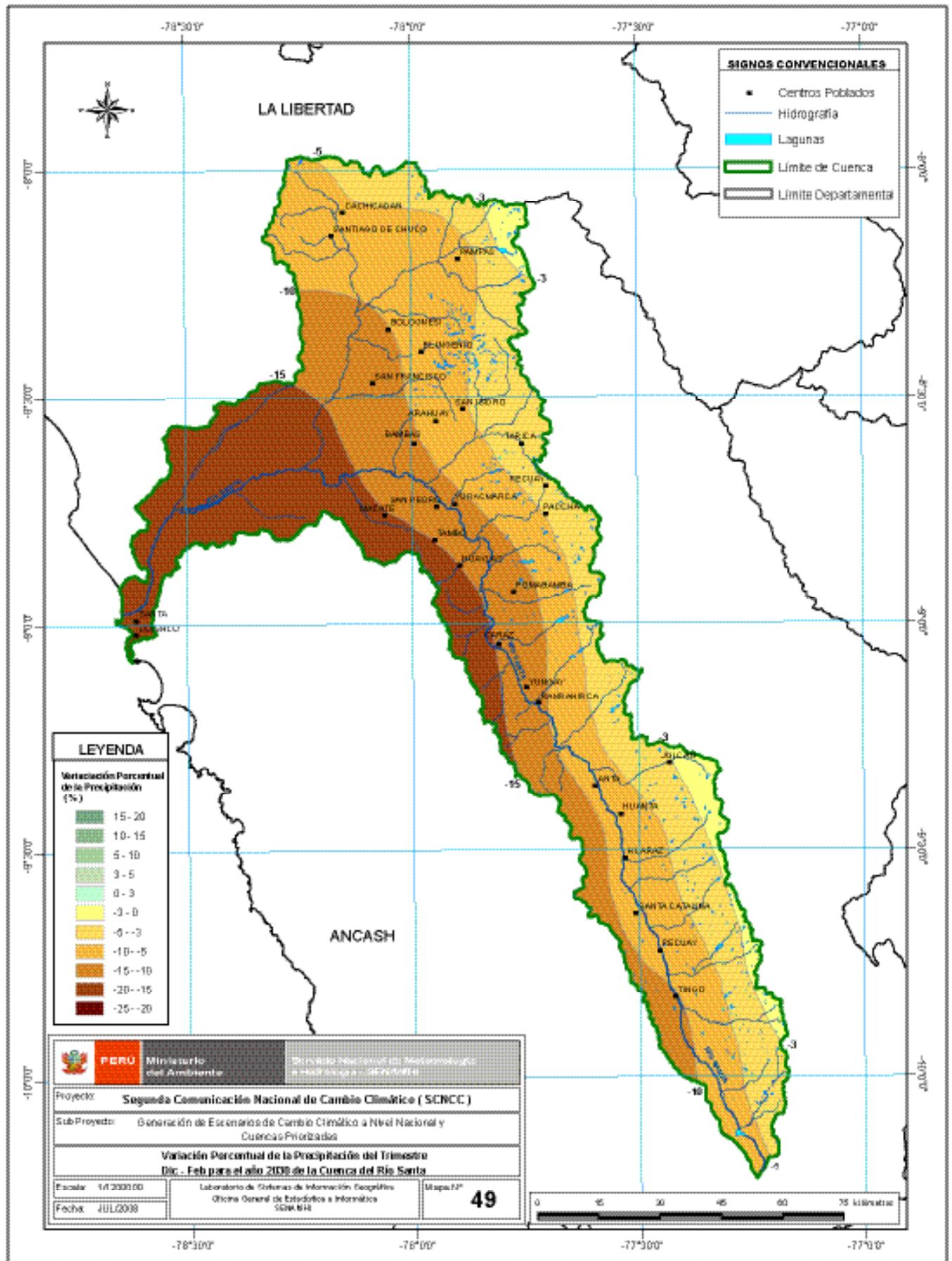


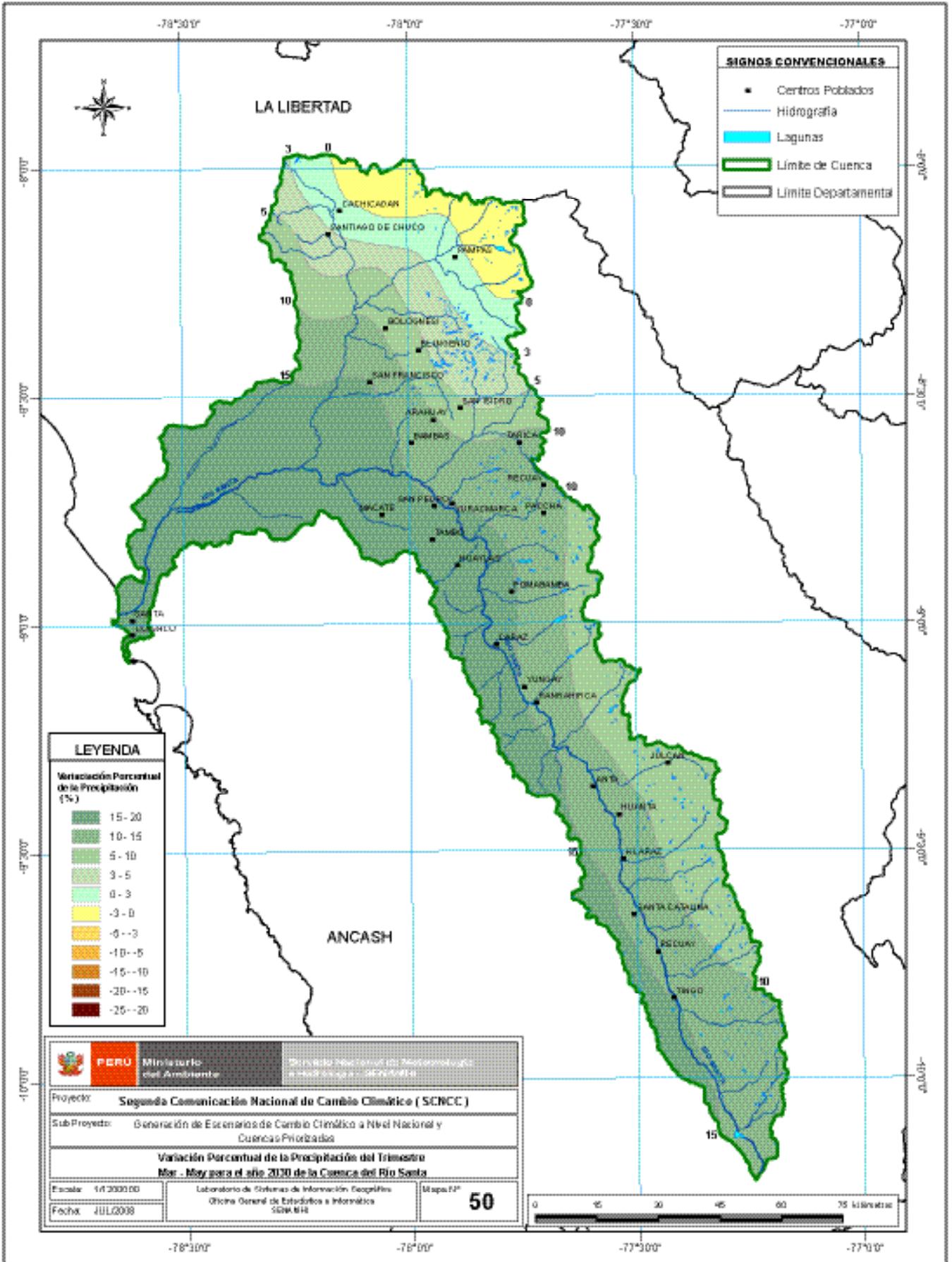


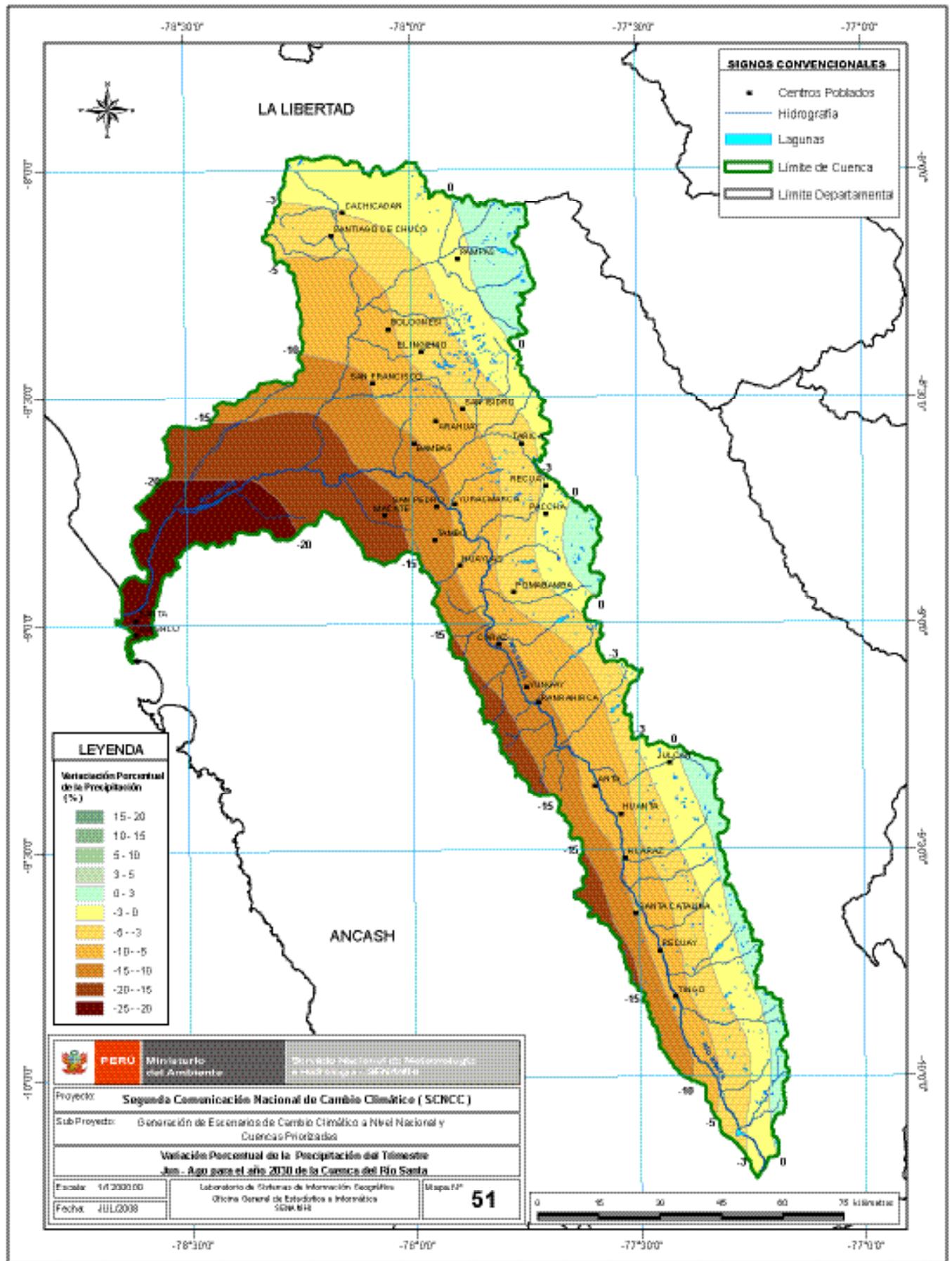


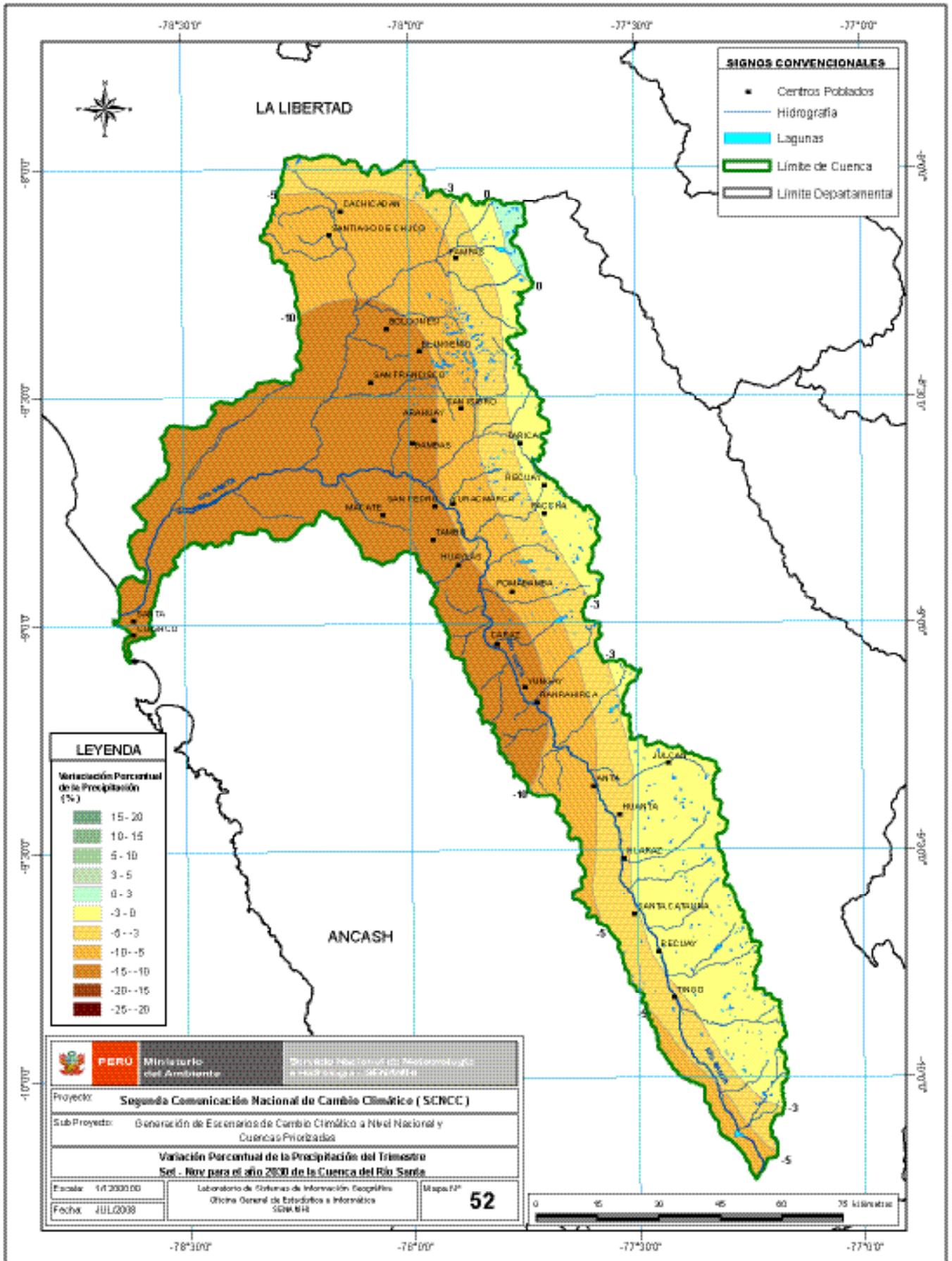


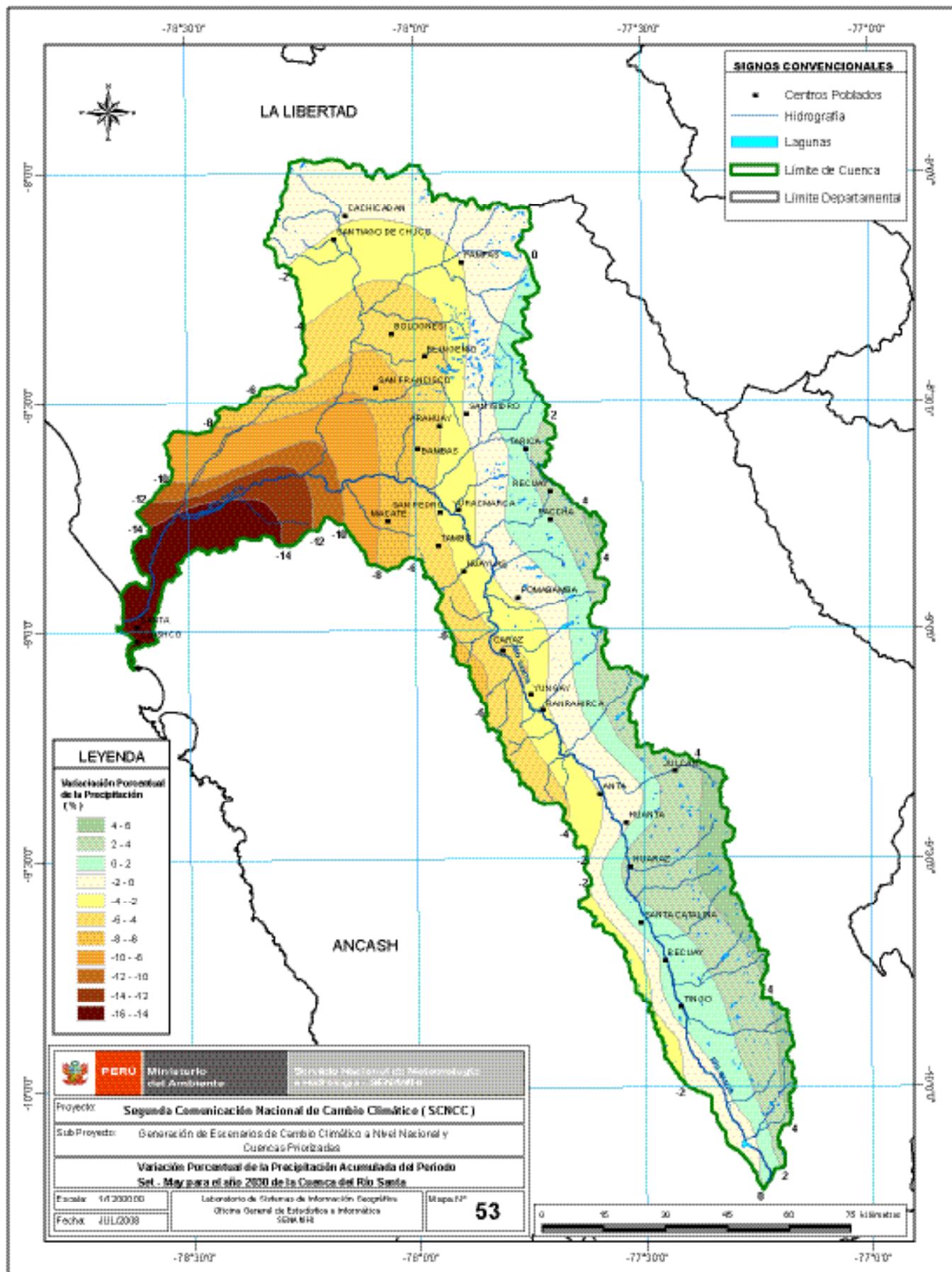


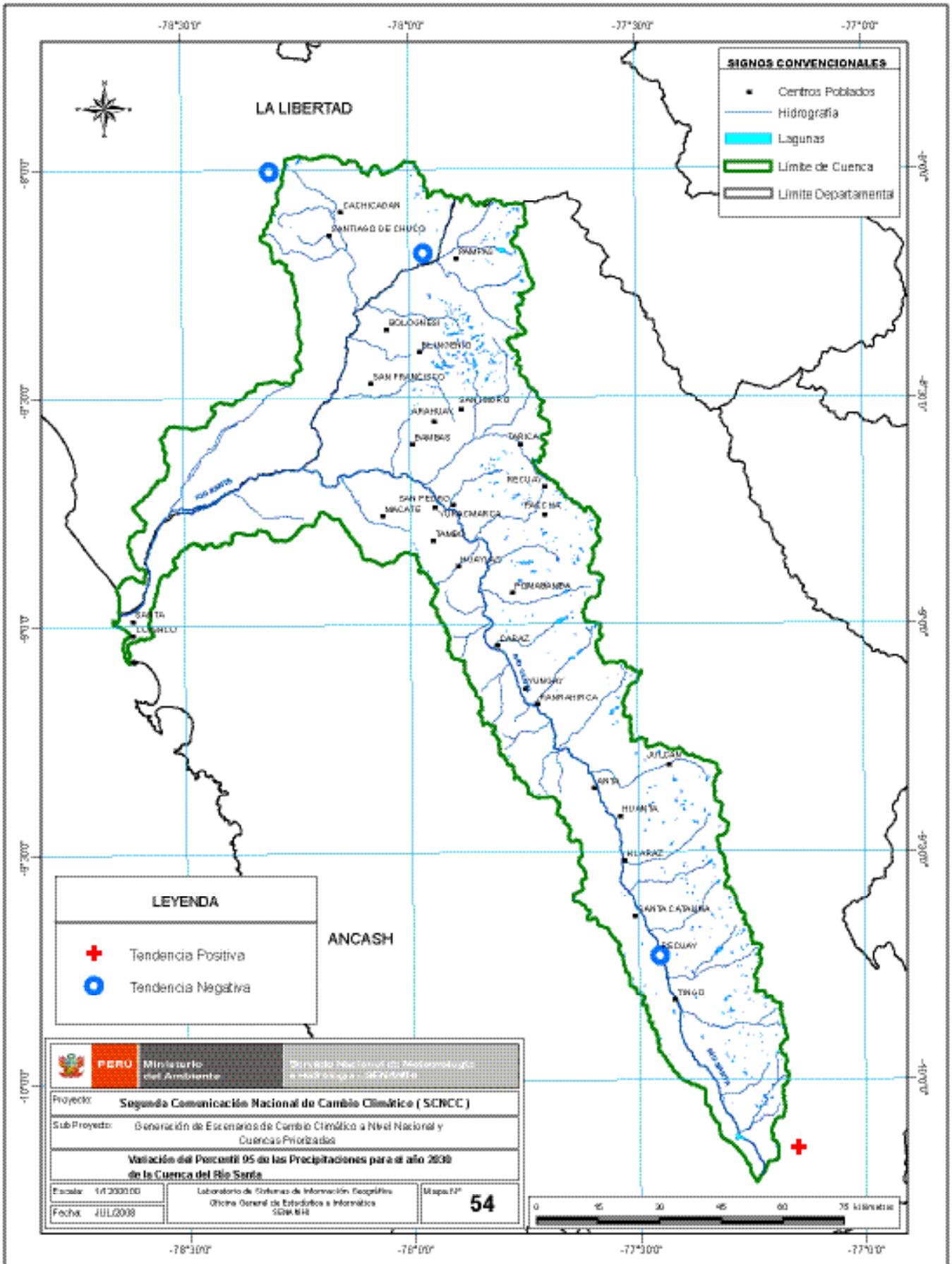














# APÉNDICE 4

## CONCEPTOS Y TÉRMINOS BÁSICOS

Para poder entender mejor este documento es necesario conocer algunos términos y definiciones relacionados con el tema. Este glosario se basa en el último reporte del IPCC (2007).

### **Ambiente**

Es donde se encuentra reunido todos los procesos y agentes que intervienen en la vida, ya sean de carácter natural o antropogénico. La interacción de estos agentes entre sí tratan de lograr una armonía y un equilibrio.

### **Calentamiento Global**

Es el fenómeno generalizado del efecto invernadero presentado a escala global, con aumento de la temperatura de la tierra. Este fenómeno produce calentamiento en algunas zonas y enfriamientos en otras, siendo la causa principal del Cambio Climático.

### **Cambio Climático**

Es una importante variación del clima que persiste en un periodo de tiempo prolongado. Tales variaciones se producen a muy diversas escalas de tiempo y sobre todos los parámetros climáticos: temperatura, precipitaciones, nubosidad, otros. Son debidos a causas naturales y, en los últimos siglos, también a la acción del hombre.

### **Contaminación**

Es la presencia en el ambiente de cualquier agente (físico, químico o biológico) o bien de una combinación de estos en lugares, formas y concentraciones tales que sean o puedan ser nocivos para la salud, la seguridad o para el bienestar de la población, o que puedan ser perjudiciales para la vida vegetal o animal. Es también la incorporación a los cuerpos receptores de sustancias sólidas, líquidas o gaseosas, o mezclas de ellas, que alteren desfavorablemente las condiciones naturales del mismo, o que puedan afectar la salud, la higiene o el bienestar de las personas.

### **Deshielo**

Es la fusión de las nieves como consecuencia del aumento de las temperaturas. Una de las causas que produce esto es el calentamiento global que está elevando la temperatura de la tierra año tras año y que produce el deshielo de los casquetes polares, de los glaciares y otros cuerpos de hielo, provocando, entre muchos problemas, la pérdida de agua dulce para el abastecimiento de agua a la población.

### **Efecto Invernadero**

Es el fenómeno a través del cual los gases invernadero retienen parte de la energía que el suelo emite después de calentarse por la radiación solar incidente y evita que la energía del sol recibida constantemente por la Tierra vuelva inmediatamente al espacio, produciendo a escala planetaria un efecto similar al observado en un invernadero. El efecto invernadero se ve acentuado por la emisión de gases como el dióxido de carbono y el metano, producidos por la actividad antropogénica

### **Escenarios Climáticos**

Son descripciones plausibles de cómo las cosas pueden cambiar en el futuro. La metodología empleada para la construcción de escenarios varía de acuerdo al propósito de la evaluación. Por muchos años, los escenarios han sido utilizados por los gobiernos en los ámbitos empresariales y militares como base para el planeamiento estratégico. Estos escenarios socioeconómicos proporcionan un marco para el pensamiento estructurado de cómo el futuro se puede revelar.

### **Gases de Efecto Invernadero**

Son aquellos gases que contribuyen al Efecto Invernadero, debido a sus propiedades físicas y su interacción con la radiación infrarroja.

### **Incertidumbre**

Expresión del grado de desconocimiento de un determinado valor (por ejemplo el estado futuro del sistema climático). Puede deberse a una falta de información o a un desacuerdo con respecto a lo que es conocido e incluso cognoscible.

### **Modelo Climático**

Representación numérica del sistema climático basada en las propiedades físicas, químicas y biológicas de sus componentes, en sus interacciones y en sus procesos de retroefecto, y que recoge todas o algunas de sus propiedades conocidas.

### **Poder de Calentamiento Global**

Es un valor referencial que permite comparar el grado de poder que tienen los gases de efecto invernadero con respecto al dióxido de carbono CO<sub>2</sub>, el cual tiene un valor de poder de calentamiento global proporcional a 1 y el CH<sub>4</sub> de 25, lo que quiere decir que el CH<sub>4</sub> tiene 25 veces el poder de calentar la tierra con respecto al CO<sub>2</sub>.

### **Predictibilidad**

Capacidad de predecir el estado futuro de un sistema conociendo su estado actual y sus estados anteriores. El conocimiento de los estados actual y anteriores del sistema climático suele ser imperfecto, los modelos que mediante esos conocimientos generan predicciones climáticas son, por consiguiente, también imperfectos, y el sistema climático es inherentemente no lineal y caótico, todo lo cual hace que la predictibilidad del sistema climático sea inherentemente limitada. Incluso aunque se utilicen modelos y observaciones arbitrariamente precisos, existen limitaciones a la predictibilidad de un sistema no lineal como el clima.

### **Sequía**

Whilhite y Glantz (1985) detectaron más de 100 definiciones de sequía, las cuales fueron categorizadas en cuatro grupos: sequía meteorológica, hidrológica, agrícola y socioeconómica. Asimismo definieron la sequía meteorológica como una expresión de la desviación de la precipitación respecto a la media durante un periodo de tiempo determinado. Por otro lado, el manejo y planeamiento de los sistemas de recursos de agua toma en cuenta los diferentes procesos hidrológicos como, excesos, inundaciones, deficiencias y sequías (Salas et al., 2005).

### **Variabilidad Climática**

Variabilidad natural del sistema climático, en particular a escalas de tiempo estacionales o más prolongadas, se atiende preferentemente a determinadas pautas espaciales y escalas temporales, en virtud de las características dinámicas de la circulación atmosférica y de las interacciones con la superficie terrestre y oceánica. Tales patrones son conocidos también como regímenes, modos o teleconexiones.

### **Vulnerabilidad**

Medida en que un sistema es capaz o incapaz de afrontar los efectos negativos del cambio climático, incluso la variabilidad climática y los episodios extremos. La vulnerabilidad está en función del carácter, la magnitud y el índice de variación climática a que está expuesto un sistema, su sensibilidad y su capacidad de adaptación.



**Ministerio del Ambiente - MINAM**  
Av. Guardia Civil 205, San Borja, Lima - Perú  
Telf.: (511) 2255370  
[www.minam.gob.pe](http://www.minam.gob.pe)  
[minam@minam.gob.pe](mailto:minam@minam.gob.pe)

**Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología - SENAMHI**  
Jr. Cahuide 785, Jesús María, Lima - Perú  
Telfs.: (511) 6141414  
[www.senamhi.gob.pe](http://www.senamhi.gob.pe)